Karl-Heinz Bernhardt und Wolfgang Böhme

Klima und Menschheit

Vortrag, gehalten im Plenum der Leibniz-Sozietät am 25. November 1993

I. Einleitung

Untersuchungen zum Klima im globalen Wandel erwecken jenseits mediengerechter Tagesaktualität Assoziationen zum Wirken des Akademiegründers und Namensgebers unserer Gelehrtensozietät. G. W. Leibniz hat noch in Hannover selbst Barometerstände und Wettererscheinungen aufgezeichnet und unter Hinweis darauf, daß „nicht nur der Zustand des menschlichen Leibes, wie auch die Lebensart, Alimenta und allerhand besondere zufällige Dinge, sondern auch die allgemeinen Ursachen und vornehmlich die Lufft allerhand Ungelegenheiten und Krankheiten verursachen, und zu dieser Gattung vornehmlich die Morbi epidemii gehöhren, die zu Zeiten grassiren", die Durchführung systematischer meteorologischer Beobachtungen im Verein mit Aufzeichnungen über Pflanzenwachstum, Tierwelt und Krankheitsgeschehen angeregt (Harnack, 1900, Bd. 1, S. 127 ff., Bd. 2, S. 137 ff., Hellmann, 1926), wobei Leibniz' Vorstellungen und Institutionalisierungsvorschläge auf dem Gebiet der - in heutiger Terminologie - Bioklimatologie im Sinne seines „Theoria cum Praxi" auf eine medizinmeteorologische Prävention zielen (Obst, 1992).

Nicht zuletzt zählt Berlin dank der Aktivitäten der Brandenburgischen Sozietät der Wissenschaften und ihres Gründers zu den europäischen Metropolen, die über vergleichsweise lange, bis zurück ins 18. Jahrhundert verwertbare Reihen instrumenteller Beobachtungen (vgl. Bahr, 1966) verfügen. Solche Meßdaten sind in ältere (Behre, 1908) wie neuere Darstellungen des Klimas von Berlin (Schlaak, 1978, Hupfer, Chmielewski, 1990, Pelz, 1993) eingeflossen und charakterisieren beispielsweise deutlich den Wandel des Temperaturregimes der Jahreszeiten (Bernhardt, Hupfer, Lauter, 1986, S. 27), besonders die Milderung der Winter (Stellmacher, Tiesel, 1989, Hupfer, Thiele, 1989) im mitteleuropäischen Raum, die ungeachtet des zu beachtenden urbanen Wärmeinseleffektes und vor dem Hintergrund der nordhemisphärischen Erwärmung hauptsächlich Veränderungen im großräumigen atmosphärischen Zirkulationsregime zum Ausdruck bringen.

II. Klimabegriff und Klimafaktoren

Klimaänderungen, die sich in Wechselwirkung mit Veränderungen in anderen Geosphären und zunehmend auch mit solchen im Stoffwechsel zwischen Mensch und Natur vollziehen, sind Bestandteil des globalen Wandels in all sei-

nen Raum- und Zeitskalen. Der Klimabegriff selbst war seit der Antike nach Inhalt und Umfang vielfachen Wandlungen unterworfen und ist - ebenso wie das Problem der Klimaklassifikation - zum Gegenstand eigener Veröffentlichungen (Schneider-Carius, 1961; vgl. auch Hantel et al., 1987 sowie die entsprechenden Ausführungen bei Hupfer et al., 1991) geworden. Wir verstehen unter dem Klima die statistische Gesamtheit der atmosphärischen Prozesse in ihrer raumzeitlichen Verteilung (Bernhardt, 1987). „Gesamtheit" nimmt in diesem Zusammenhang zum einen auf den komplexen Charakter des Klimas als eines ganzen Ensembles von Klimaelementen Bezug; Untermengen dieser Gesamtheit von Elementen konstituieren beispielsweise die für den menschlichen Organismus relevanten biometeorologischen Wirkungskomplexe - den thermisch-hygrischen, den photoaktinischen und den lufthygienischen sowie weitere, in ihrer Bedeutung noch umstrittene Komplexe (vgl. Bernhardt et al., 1986). Statistische „Gesamtheit" bezeichnet zum anderen den gesamten Wertevorrat der Klimaelemente, innerhalb dessen die Parameterwerte mit einer bestimmten Wahrscheinlichkeit auftreten. Eine erschöpfende Klimabeschreibung würde also im Prinzip die Angabe hochdimensionaler Verteilungsfunktionen über einem entsprechend strukturierten Phasenraum erfordern (Bernhardt, 1987, 1990). Aber selbst wenn wir die Klimabeschreibung in radikaler Vereinfachung auf das Verhalten eines oder weniger Klimaelemente an einem Ort reduzieren, erfordert dies die Kenntnis der (ein- oder mehrdimensionalen) Verteilungsfunktionen des oder der betrachteten Elemente, über die mathematische Erwartung und Dispersion (approximiert durch beobachteten Mittelwert und beobachtete Streuung) nur eine unvollständige Information liefern.

Klima ist sicher auch, zugleich aber viel mehr als mittlerer Zustand der Atmosphäre und durchschnittlicher Verlauf der Witterung (Hann, Köppen); das Klima schließt seltene bzw. extreme Wetterereignisse als integrierenden Bestandteil ausdrücklich ein, deren gelegentliches Auftreten, für sich genommen, überhaupt nichts über eine evtl. Klimaänderung aussagt.

Zur empirischen Beschreibung des Klimas sind längere Beobachtungszeiträume erforderlich - in der praktischen Klimakunde z.B. solche von 30 oder 50 Jahren Dauer -, die aber die gesamte Schwankungsbreite selbst eines als stationär vorausgesetzten Klimaregimes niemals vollständig, wenn auch mit zunehmender Länge zunehmend besser widerspiegeln.

Ein Beispiel zur Bewertung der sog. „Jahrhundertereignisse": Ein gegebener Monat des Jahres kann gegenüber dem Mittelwert zu kalt oder zu warm, zu feucht oder zu trocken ausfallen - das sind 4, bezogen auf die 12 Monate eines Jahres 48 Möglichkeiten. Im Rahmen einer hundertjährigen Beobachtungsperiode wird also innerhalb eines Kalenderjahres mit einer mathematischen Erwartung von 0,48 irgendein Monat - d. h. im Durchschnitt etwa alle zwei Jahre ein Monat - zum kältesten oder wärmsten, feuchtesten oder trockensten der Beob-

achtungsperiode, in der Ausdrucksweise der Medien zu einem „Jahrhundertmonat" avancieren, und zwar auch und gerade dann, wenn sich das Klima in diesem Zeitraum im statistischen Sinne stationär verhält! Der Nachweis von Klimaänderungen wird demgegenüber durch statistisch signifikante Differenzen empirisch gewonnener Verteilungen, Häufigkeiten, Streuungen oder anderer Parameter zwischen unterschiedlichen, in der Regel aufeinanderfolgenden Beobachtungsperioden erbracht.

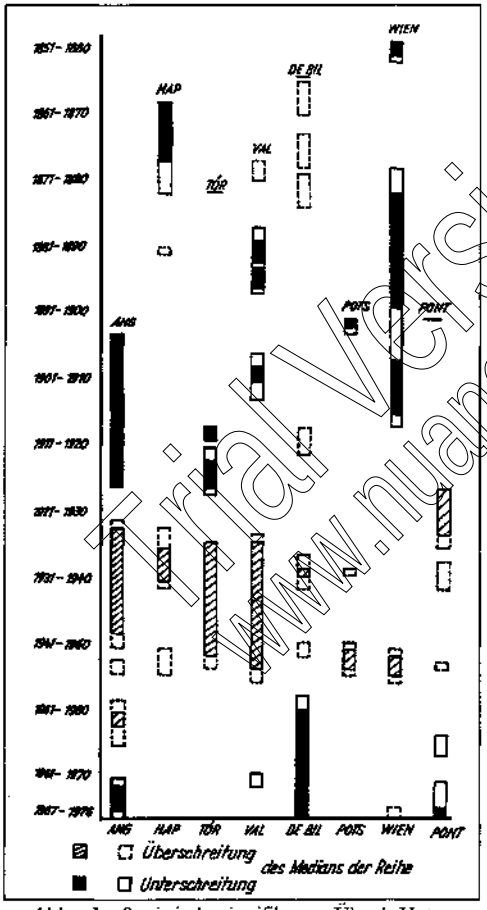

Abb. 1. Statistisch signifikante Über/ Unterschreitung (Irrtumswahrscheinlichkeit ß) von langjährigen Medianwerten der Monatsmitteltemperatur, 10jährig übergreifend, an den Stationen Angmagssalik, Haparanda, Tórshavn, Valentia, De Bilt, Potsdam, Wien und Ponta Delgada nach Kleber, 1982.

Leider wird die eigentlich selbstverständliche statistische Signifikanzprüfung, die in der Klimatologie die infolge ausgeprägter raumzeitlicher Abhängigkeiten verminderte Anzahl effektiv voneinander unabhängiger Stichprobenelemente zu berücksichtigen hat, bei der Darstellung und Diskussion von Klimaänderungen im obigen Sinne häufig verabsäumt. Abb. 1 zeigt am Beispiel der Anwendung des (verteilungsfreien) Zeichentestes auf einige ausgewählte langjährige Temperaturmeßreihen im atlantisch-europäischen Raum nach Kleber, 1982, daß selbst die als markant betrachtete Temperaturvariation der letzten 80-100 Jahre in Europa mit einem vorläufigen Höhepunkt der Erwärmung in den dreißiger bis fünfziger Jahren nur mit relativ hoher Irrtumswahrscheinlichkeit statistisch gesichert werden kann, was gleichermaßen für weitere Parameter (Niederschlag, Globalstrahlung) an der Säkularstation Potsdam gilt (vgl. auch die Darstellung bei Bernhardt et

Trial Version
www.nuance.com

al., 1986, S.30/31).

Weitere parameterfreie Testverfahren gestatten die zeitliche Fixierung signifikanter Trends, aber auch „abrupter" Niveauverschiebungen in klimatologischen Zeitreihen und lassen beispielsweise in einer langen Temperaturreihe (1775-1989) aus dem österreichischen Alpenraum (Sneyers et al., 1993,vgl. Abb.2) drei Teilabschnitte (1775-1828, 1829-1909, 1942-1989) erkennen, wobei der Temperaturanstieg vom zweiten zum dritten Abschnitt, der sich über die ersten Dezennien unseres Jahrhunderts vollzog, den „abrupten" Abfall des Temperaturniveaus um 1828 annähernd wieder ausglich (jeweils ca. 0,7 K).

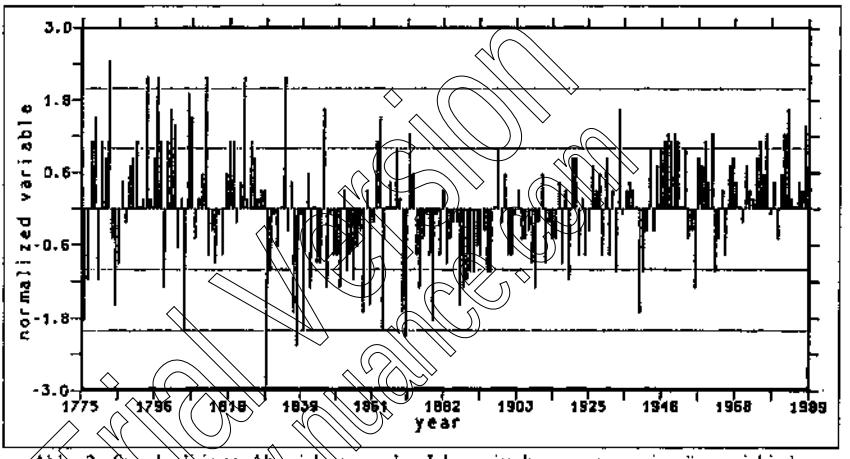

Abb. 2. Standardisierte Abweichungen der Jahresmitteltemperaturen im österreichischen Stationsnetz vom Mittelwert des Zeitraumes 1951-80 nach Sneyers et al., 1993.

Der notwendigerweise retrospektive Charakter solcher Untersuchungen läßt es äußerst problematisch erscheinen, aus der Analyse von Beobachtungsdaten gesicherte Aussagen über laufende Klimaänderungen abzuleiten, von Prognosen ganz zu schweigen. Angesichts mancher eilfertiger Schlußfolgerungen aus der Häufung von hohen globalen Jahresmitteltemperaturen in den achtziger und zu Beginn der neunziger Jahre sei immerhin daran erinnert, daß namhafte Forscher unter dem Eindruck eines Temperaturrückganges über weiten Teilen der Nordhalbkugel, der dem um die Jahrhundertmitte eingetretenen Höhepunkt der seinerzeitigen nordhemisphärischen Erwärmung gefolgt war, in den siebziger Jahren über die Gefahr einer neuen Eiszeit debattierten bzw. das Ende des derzeitigen Interglazials für nahe bevorstehend erklärten! Andererseits ist offensichtlich, daß für notwendig gehaltene Gegenmaßnahmen gegen anthropogene Eingriffe ins klimatische System mit schleichend eintretenden Folgen, wie Abbau stratosphärischen Ozons oder zunehmende „Treibhaus"-erwärmung, nicht solange aufgeschoben werden dürfen, bis der erst im nachhinein zu erbringende sichere Nachweis dafür vorliegt, daß die erwarteten bzw. befürchteten Folgen bereits im

Trial Version www.nuance.com

Eintreten begriffen sind. Klimadiagnostik, von uns mehrfach als unverzichtbarer Teil der Klimaforschung artikuliert (Bernhardt, 1987, 1990, Böhme, Mundt, 1990), zielt auf die statistische Charakterisierung des klimatischen Systems und die empirische Untersuchung seiner Verhaltensweisen, z. B. der Systemantwort auf externe (Vulkanausbrüche, Variationen des solaren Strahlungsflusses, anthropogene Eingriffe in Oberflächeneigenschaften, Energie- und Stoffhaushalt) und interne Inputs (ENSO-Ereignisse, variierende thermohaline Tiefenzirkulation).

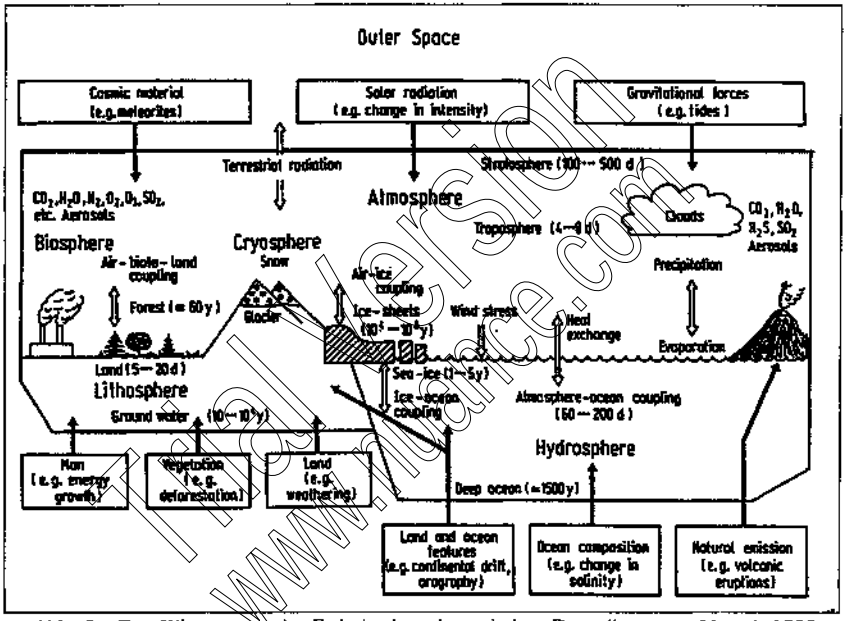

Abb. 3. Das Klimasystem der Erde in der schematischen Darstellung von Hantel, 1989, Fig. 1.1.

Die aus Abb. 3 ersichtliche hochkomplexe Natur des klimatischen Systems, dessen Teilsysteme durch charakteristische Zeitskalen, von etwa 10^5 bis 10^{13}s 8 Größenordnungen überspannend, gekennzeichnet sind, macht klassisch-deterministisch überschaubare Systemantworten von vornherein unwahrscheinlich und eine umfassende Vorhersagbarkeit höchst fraglich. Es wird darüberhinaus verständlich, daß die zahlreichen von der Klimadiagnostik aufgedeckten Oszillationen, die von den in Tiefseeboden- und Eisbohrkernen nachgewiesenen Milankovich-Schwankungen des globalen extraterrestrischen Bestrahlungsregimes im 10^{11}s-Scale bis herab zu einer Vielzahl quasiperiodischer Schwankungen einzelner Klimaelemente im regionalen Maßstab - wie beispielsweise der Niederschläge im mitteleuropäischen Raum (Brázdil, 1986) - nach instrumentellen Beobachtungen im 10^7...10^9 s-Scale reichen, nicht für eine Klimaprognose

im Sinne einfacher Extrapolation geeignet sind: Solche quasiperiodischen Schwankungen im klimatischen System schöpfen zumeist nur einen für Prognosezwecke unzureichenden Anteil der Gesamtvarianz aus, und vor allem sind die mit entsprechenden statistischen Methoden im Beobachtungsmaterial nachweisbaren Schwingungen (konventionelle und gleitende Spektralanalyse, numerische Filterung u.a., vgl. z. B. Olberg, Stellmacher, 1991) in der Regel nicht stabil, wie zahlreiche Untersuchungen gezeigt haben.

Sowohl das Wetter - der aktuelle Zustand - als auch das Klima - die Zustandsgesamtheit der Atmosphäre - über einem gegebenen Naturraum ist Ergebnis der Wechselwirkung zwischen Erdoberfläche und atmosphärischen Bewegungen der verschiedensten Scalebereiche. Die feste oder flüssige Unterlage agiert dabei als kinematisch-dynamische Grenzfläche sowie als wichtigste Energie- und Stoffumsatzfläche für die solaren und atmosphärisch-terrestrischen Strahlungsflüsse bzw. für den Wasser- und für zahlreiche Spurenstoffkreisläufe.

Folgerichtig können die für einen Naturraum prägenden Klimafaktoren in zirkulations- und lagebedingte Faktoren unterteilt werden. Erstere repräsentieren den Einfluß der atmosphärischen Strömungssysteme mit ihren Horizontal- und Vertikalbewegungsfeldern sowie der mit ihnen gekoppelten Wärme-, Wasserdampf- und Spurenstofftransporte, der Verlagerung von Wolken- und Niederschlagsfeldern usw.; letztere widerspiegeln den Einfluß der geographischen Lage im weitesten Sinne (Seehöhe, geographische Breite, Relief und Beschaffenheit der Erdoberfläche), was zu Begriffsbildungen wie Meeres-, Gebirgs-, Wüsten-, Stadt-, Polar- und Tropenklima Anlaß gegeben hat.

Da die allgemeine Zirkulation der Atmosphäre von den Wärme- und Kältequellen im atmosphärischen Kontinuum einschließlich der für Wärmeumsätze relevanten Quellen und Senken des Wasserdampfes und weiterer strahlungsaktiver Spurenstoffe (z. B. CO_2, NH_4, NO_2, Aerosole) angetrieben wird, widerspiegeln die zirkulationsbedingten Klimafaktoren den Einfluß im Prinzip des gesamten klimatischen Systems auf den gegebenen Naturraum. Zirkulationsbedingt sind insbesondere die interanuellen Schwankungen von Klimaelementen (z. B. Jahres- und Monatsmittelwerte mit ausgeprägter räumlicher Anomaliestruktur), aber auch mehr- bzw. langjährige systematische Änderungen, wie z. B. die bereits erwähnte säkulare Milderung der mitteleuropäischen Winter seit Mitte des 19. Jahrhunderts.

Von den lagebedingten Klimafaktoren verändern sich geographische Lage, Meereshöhe und Orographie nur in geologischen Zeiträumen, während die Bodenbeschaffenheit einschließlich Vegetationsdecke und Landnutzung rascheren Veränderungen unterliegt, die sowohl von natürlichen Prozessen im Naturraum - nicht zuletzt von Klimaänderungen -, als auch von der Tätigkeit des Menschen verursacht werden. Veränderungen lagebedingter Klimafaktoren wirken über die obengenannten Wechselwirkungsprozesse an der Erdoberfläche auf die At-

mosphäre und damit letzten Endes auf die allgemeine Zirkulation und die zirkulationsbedingten Klimafaktoren zurück. Andererseits modifizieren Zirkulationsveränderungen auch die Wirksamkeit lagebedingter Klimafaktoren, z. B. durch eine Verlagerung von Luv- und Leegebieten infolge veränderter Anströmung eines Gebirgsreliefs.

III. Zur Klimawirkung auf den Menschen

Was nun - im Sinne unseres Vortragsthemas - den Einfluß von Wetter und Klima auf den Menschen anlangt, so war dieser schon zur Zeit des Hippokrates wohlbekannt, der vor rund 2400 Jahren postulierte, wer der ärztlichen Kunst in der richtigen Weise nachgehen wolle, müsse über die Jahreszeiten und die Winde sowie über deren Wirkungen auf den Menschen nachdenken, über die Hippokrates selbst sich ausführlich äußerte (vgl. Diller, 1970). Und A.v.Humboldt, der mit seiner Einführung der Isothermen, der Zeichnung der ersten Isothermenkarte der Nordhalbkugel und mit seiner erstmaligen Umschreibung des klimatischen Systems als Begründer der modernen Klimatologie gilt, betrachtete nicht nur das Klima in untrennbarem Zusammenhang mit der Tier- und Pflanzenwelt, sondern definierte das Klima ausdrücklich durch „alle Veränderungen" (d. h. durch das Verhalten) solcher atmosphärischer Parameter, „die unsere Organe merklich afficiren" (Humboldt, 1832, 1845, S. 340; vgl. auch Bernhardt, 1984, 1985).

Ebenso wie die Einwirkung atmosphärischer Zustände auf den gesunden und kranken Menschen, wurde auch der Klimaeinfluß auf Volkscharakter und Menschheitsgeschichte bereits in der Antike ausführlich erörtert, und noch ganz in dieser Tradition diskutierte um die Jahrtausendwende al-Biruni, in welchen Klimazonen „die Leute zivilisiert und von menschlicher Gesittung" und wo die Bewohner „von tierischer Natur", „Menschenfresser" oder aus anderen Gründen „nicht unter die Menschen zu rechnen sind." (Strohmaier, 1988, S. 66 ff.).

Vielleicht fand sich auch Goethe durch seine orientalischen Studien zu der lapidaren Bemerkung veranlaßt: „Physisch-klimatische Einwirkung auf Bildung menschlicher Gestalt und körperlicher Eigenschaften leugnet niemand", freilich um sogleich hinzuzufügen: „aber man denkt nicht immer daran, daß Regierungsform eben auch einen moralisch-klimatischen Zustand hervorbringe, worin die Charaktere auf verschiedene Weise sich ausbilden". Heute sind Beziehungen zwischen Klimaentwicklung und Menschheitsgeschichte Gegenstand eigener Monographien und Tagungen (z. B. Rotberg, Rabb, 1981, Wigley et al., 1981, Rabb, 1983, Lamb, 1982, 1989); zunehmend häufig werden sie in interdisziplinär angelegten Zeitschriften, wie „Journal of Interdisciplinary History" oder „Climatic Change" behandelt. Der Einfluß von Wetter und Klima auf historische Ereignisse und Abläufe wird an Beispielen vom Alpenübergang Hannibals

(Neumann, 1992, Rudloff, 1992) über Witterungseinflüsse auf Ausbruch und Verlauf der englischen und französischen Revolution bis zum faschistischen Ostfeldzug exemplifiziert (Lindgrén, Neumann, 1985, Neumann, 1977, 1993,

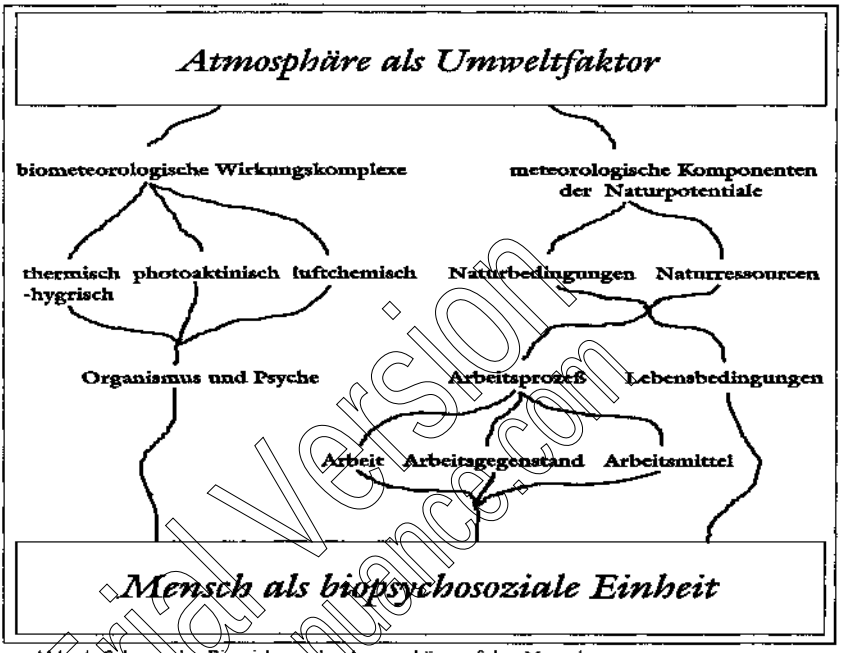

Abb. 4. Schema der Einwirkung der Atmosphäre auf den Menschen

Neumann, Dettwiller, 1990, Neumann, Flohn, 1987, 1988).

Wir gedenken uns unter Hinweis auf die angeführte Übersichtsliteratur sowie auf eigene Äußerungen (Bernhardt, 1981, 1991, Bernhardt et al. 1977, 1986) an dieser Stelle nicht in Einzelheiten zu verlieren, verweisen aber als Kuriosum am Beispiel der „Trabifront" (Schneider, Georgii, 1993) auf meßbare Auswirkungen auch friedlicher politischer Ereignisse auf die Atmosphäre und betrachten systematisierend den Einfluß der atmosphärischen Umwelt auf den Menschen als biopsychosoziale Einheit (Abb. 4).

Die Einwirkung der atmosphärischen Umwelt auf den Menschen als biologisches Objekt äußert sich beispielsweise im Morbiditäts- und Mortalitätsgeschehen. So tritt in einer meteoropathologischen Auswertung von 165 551 Totenscheinen der Jahre 1958-67 aus Ostberlin durch Turowski, Haase, 1987 deutlich der Jahresrhythmus der Sterbehäufigkeit an Herz-Kreislauf-Erkrankungen als Todesursache hervor, ebenso der in einzelnen Monaten statistisch signifikant modifizierende Einfluß jahreszeitlich über- bzw. unternormaler Temperatur- und Dampfdruckwerte (Abb. 5).

Trial Version www.nuance.com

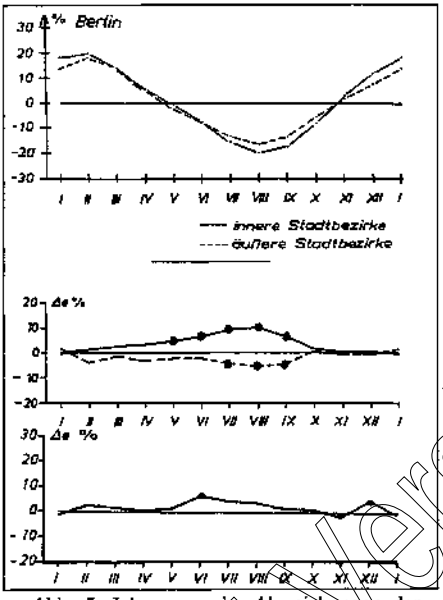

Abb. 5. Jahresgang der Abweichungen der Sterbehäufigkeit an Herz-Kreislauf-erkrankungen vom Jahresmittelwert für Ostberlin, 1958-67 (oben), sowie deren Abweichungen an Tagen mit über- bzw. unternormalen Tagesmitteltemperaturen (Mitte, ausgezogen bzw. gestrichelt) und mit übernormalen Tagesmittelwerten des Dampfdruckes (unten). Statistisch signifikante Abweichungen sind hervorgehoben. Nach Turowski und Haase, 1987.

Einflüsse atmosphärischer Zustände und Prozesse auf die Psyche des Menschen sind bisher wenig systematisch und umfassend untersucht, aber augenscheinlich bedeutsam und z. B. an Hand der Abhängigkeit der Suizid- und Unfalltodhäufigkeit von meteorologischen Faktoren (Turowski, Haase a. a. O.) auch objektivierbar. Das Anliegen einer modernen „Geopsyche" (Hellpach, 1935) im Rahmen einer nicht auf atmosphärische Wirkungskomplexe beschränkten Biogeophysik (Lauterbach, 1985) bleibt insoweit noch auszufüllen.

In bezug auf den gesellschaftlichen Reproduktionsprozeß stellt die atmosphärische Umwelt, die in ihrer komplexen Gesamtheit durch das Klima charakterisiert wird, einen Teil der Naturausstattung dar, aus der sich nach Haase, 1978, 1988 das Naturdargebot ableitet - das ist jener Teil der Natur(raum)ausstattung, der unter den gegebenen historischen Bedingungen für eine gesellschaftliche Nutzung in Frage kommt bzw. der ein naturbedingtes Risiko für die Gesellschaft mit sich bringt. Von den partiellen Naturpotentialen, die einerseits Naturressourcen bilden und andererseits die Naturbedingungen des gesellschaftlichen Lebens determinieren, sind insbesondere das von Haase so genannte biotische Ertragspotential, das Wasserdargebots- und das Entsorgungspotential unmittelbar, weitere Naturpotentiale, wie biologisches Regulationspotential, Rohstoff-, Bebauungs-, Rekreations- und geoenergetisches Potential mittelbar mit dem Klima verknüpft. Wenn demgegenüber spezielle Naturrisiken - Störfaktoren und Katastrophen - zunächst vor allem an Einzelereignisse denken lassen, besteht auch hier eine Dominanz des Klimas gegenüber dem Wettergeschehen, da die Häufigkeit extremer und die Andauer solcher Witterungserscheinungen, die, wie Niederschlags- oder Trockenperioden, erst im Falle langen Anhaltens Störfaktor- oder Katastrophencharakter annehmen, durch das Klima beschrieben wird.

www.ver.com

Wie haben sich vor diesem Hintergrund die Beziehungen zwischen dem Umweltfaktor Atmosphäre und dem Menschen als gesellschaftliches Wesen gestaltet, und welche Rolle spielt darin die Wissenschaft?

Dem allgemeinen Verständnis entsprechend betreibt die Menschheit Wissenschaft, um die Welt besser zu verstehen, sich in ihr zurechtzufinden, letztendlich aber, um ihren (mit dem Verlauf der Entwicklung sich wandelnden) Interessen entsprechend die Natur zu nutzen, sich gegen ungünstige Einflußfaktoren und Einwirkungen zu schützen und zu diesem dualen Zweck auch auf die Natur Einfluß zu nehmen und sie zu gestalten. Die Meteorologie als die Wissenschaft von der Atmosphäre ist, da eine gezielte aktive Einflußnahme auf Wetter und Klima noch für lange Zeit, von wenigen Ausnahmen abgesehen, nicht möglich sein wird, in ihren Anwendungen darauf gerichtet, den Menschen, sein Leben und seine Tätigkeit immer stärker von Wetter und Klima und seinen Änderungen und Fluktuationen unabhängig zu machen. Das gilt für den einzelnen Menschen und für die Menschheit als Ganzes. Die Sensitivität von Mensch und Menschheit gegenüber Wetter und Klima sollte also kontinuierlich abnehmen.

Die Wirklichkeit ist nicht ganz so. Sie zeigt zumindest auch andere Tendenzen. Das scheint daran zu liegen (s. z.B. auch Böhme, Golicyn, 1991), daß Natur und Menschheit - oder, auf unsere spezifische Thematik in diesem Beitrag beschränkt, - Klima und Mensch bzw. Menschheit seit längerem, zumindest seit Beginn der industriellen Revolution, in stark nichtlinearer Weise zusammenhängen: Indem der Mensch die Natur immer stärker nutzt und sich vor ihren Unbilden schützt, wirkt er auf sie in vielfältiger Weise zurück. Der Mensch ist in seiner Entwicklung zu einem Teil des Klimasystems geworden, und es genügt eigentlich nicht mehr zu sagen, wie es von der ersten Weltklimakonferenz noch 1979 definiert wurde (WMO, 1979), daß das Klimasystem aus Atmosphäre, Ozean, Kryosphäre, Landoberfläche und Biosphäre besteht, wenn man nicht den Menschen einschließlich der von ihm geschaffenen Technosphäre als Teil der Biosphäre hervorhebt, die sich damit in die Noosphäre wandelt.

Daß die wissenschaftlich-technische Entwicklung keineswegs von sich aus zu verminderter Abhängigkeit der Gesellschaft von atmosphärischen Einflußfaktoren und damit von Wetter und Klima führt, haben zahlreiche Autoren schon frühzeitig begründet und daraus unter unterschiedlichen Gesichtspunkten Schlußfolgerungen für die Perspektive der Meteorologie und ihrer Anwendungen gezogen (z. B. Mason, 1970, Fedorov, 1973, Böhme, 1973, Böhme, Kolbig, 1981, Bernhardt, Lauter, 1977, Bernhardt, 1981, 1991 u.a.). Im vorliegenden Kontext haben Bevölkerungswachstum und Intensivierung des Stoffwechsels zwischen Mensch und Natur die Klimasensitivität der Menschheit, betrachtet als die Gesamtheit aller gleichzeitig existierenden Gesellschaften, insgesamt erhöht und ihr neue Qualitäten verliehen.

Die zunehmende Bevölkerung der Erde, der erhöhte Energie- und Ressourcenbedarf und der vermehrte Anfall an Abprodukten und insbesondere die zunehmende Konzentration der Bevölkerung und der intensivierten Produktion auf bestimmte Ballungsräume haben bereits definitv die Auswirkungen von Wetter- und Witterungsanomalien, die ja als Bestandteil des Klimas zu verstehen sind, verschärft.

Markant ausgeprägte, aber unregelmäßig wiederkehrende und insofern keineswegs anomale Ereignisse im klimatischen System, wie die El Nino-Southern Oscillation-Phase (ENSO) der Jahre 1982/83, zeitigen auf Grund des Kontinuumscharakters von Ozean und Atmosphäre globale ökologische Auswirkungen (Glynn, 1990) und damit weltweite ökonomische und soziale Konsequenzen. Infolge der globalen ökonomischen Verflechtung können aber auch lokale Witterungs- bzw. regionale Klimaereignisse weltweite Auswirkungen haben, die zu weltwirtschaftlichen und weltpolitischen Spannungen führen. Das kann dann auch auf diejenigen Länder und Gebiete zurückwirken, in denen eine Klimaänderung unmittelbar sogar zunächst eine positive oder gar keine Auswirkung hat.

Generell ist zu erwarten, daß Veränderungen des gegenwärtigen Klimaregimes und damit verbundene Modifikationen in der Verfügbarkeit meteorologisch beeinflußter Naturpotentiale bzw. Naturressourcen sowie Variationen meteorologisch determinierter Naturbedingungen (einschließlich atmosphärischer Gratiseffekte und Störfaktoren) der Gesellschaft Adaptionsaufwendungen abverlangen werden, aber auch neue internationale Konfliktfelder hervorbringen können. Sozialökonomische wie physisch- und klimageographische Tatbestände bedingen eine erhöhte Sensitivität der meisten Entwicklungsländer gegenüber Klimaveränderungen, wie auf entsprechend thematisierten Weltkonferenzen (z. B. Karpe et al., 1990, Engelhardt, Weinzierl, 1993) deutlich gemacht und im Zusammenhang mit der Nord-Süd-Problematik (Grassl, 1993) betont wird.

Die Klimaproblematik ist so in mehrfacher Hinsicht eine weltweite Problematik, die abgestimmte Aktivitäten aller Staaten besonders bei der Forschung und bei den Strategien gegen Klimaänderungen erfordert.

Zweifellos wird auch durch die Informationsflut der Massenmedien und eine häufig unseriöse, sensationsorientierte Berichterstattung unter breiten Bevölkerungskreisen eine Zunahme der Häufigkeit von Naturkatastrophen suggeriert. Erhöhte Opferzahlen und Schadenssummen spiegeln jedoch nicht notwendig häufigere und/oder schwerere katastrophenträchtige Naturereignisse wider, sondern können auch Ausdruck erhöhter Sensitivität der Gesellschaft sein. So bedingen erhöhte Bevölkerungsdichte und Anhäufung von Sachwerten in wirtschaftlich und touristisch verstärkt genutzten Flachküstenregionen eine erhöhte Anfälligkeit dieser Gebiete gegenüber Sturm- und Sturmflutereignissen, und eine tatsächliche Zunahme derselben würde umso schwerwiegendere Folgen nach sich ziehen. Dem Zusammenhang zwischen möglichen Klimaänderungen

und Naturkatastrophen gilt daher zu Recht große Aufmerksamkeit (z. B. Bras, 1993), wobei eine faktische Aufklärung solcher Zusammenhänge für das vergangene und erst recht für das künftige Klima auf erhebliche Schwierigkeiten stößt. So wird, um nur zwei Beispiele zu nennen, die Frage einer Zunahme der Sturm- bzw. Orkantiefhäufigkeit im atlantisch-europäischen Raum an Hand von Beobachtungen während der letzten Jahrzehnte durchaus kontrovers diskutiert (z. B. Schinke, 1992, 1993, Stein, Hense, 1994; v. Storch, 1993), und hinsichtlich des vieldiskutierten mittleren Meeresspiegelanstiegs im Gefolge einer erwarteten globalen Erwärmung schwanken die im IPCC-Bericht von Warrick, Oerlemans (IPCC, 1990) zusammengestellten Schätzungen für die Mitte bis zum Ende des 21. Jahrhunderts zwischen wenigen cm und ca. 3,5 m! Selbst eine Absenkung des mittleren Meeresspiegels (Bretterbauer, 1993) kann als alternatives Szenarium unter entsprechenden Annahmen über erhöhte Niederschlagsmengen und Massenakkumulation der Eisschilde Grönlands (zur Diskussion der derzeitigen Akkumulationsrate nach Daten der Satellitenaltimetrie vgl. van der Veen, 1993) und Antarktikas nicht ausgeschlossen werden. (Andererseits ist auch eine unmittelbare anthropogene Einwirkung über forcierte Grundwasserförderung zu beachten - vgl. Sahagian et al., 1994, als neueste Abschätzung.)

IV. Neue Erkenntnisse über das Klimaregime im Zeitraum der Anthroposoziogenese

Es dürfte keinem Zweifel unterliegen, daß die Anthroposoziogenese im Spannungsfeld von biologischen Grundlagen, geophysikalisch determinierten Umweltbedingungen bzw. -veränderungen und einsetzender Vergesellschaftung ablief (Darstellungen z. B. bei Herrmann, 1982, 1987, Herrmann, Ulbrich, 1991, Klix, 1993). Unsere Vorstellungen über das Klimaregime auf der Nordhalbkugel des seit ca. $2{,}5 \cdot 10^6$ Jahren anhaltenden Eiszeitalters, in welchem sich entscheidende Schritte der Menschwerdung vom homo habilis zum homo sapiens sapiens vollzogen haben, wurden im Verlauf der letzten 2½ Jahrzehnte durch die Isotopenanalyse von Tiefsee- und Eisbohrkernen wesentlich umgestaltet und erfahren derzeit durch die laufende Auswertung neuer Eisbohrkerne aus dem antarktischen und dem zentralen grönländischen Inlandeis eine weitere Präzisierung mit überraschenden Details.

So läßt die Ausdehnung des Untersuchungszeitraumes mittels des neuen Vostok-Bohrkernes 4 Γ (2546 m Bohrtiefe) bis zum Beginn des vorletzten Glazials (Saale-Kaltzeit) neben dem schon bekannten kippschwingungsähnlichen Verlauf der Temperatur- und auch der CO_2- und CH_4-Konzentrationskurven (Abb. 6) erkennen, daß alle drei Kurven unter mehrfachen Schwingungen (Stadiale und Interstadiale im Temperaturverlauf) auf ihre jeweils niedrigsten Werte am Ende der beiden Glaziale abfallen, wobei das letzte Glazial durch stär-

kere Oszillationen (besonders der CH_4-Kurve) als das vorletzte ausgezeichnet war und die drei Kurvenzüge eng miteinander korreliert verlaufen, die CO_2-Konzentration allerdings zeitweise - so zur Zeit des markanten Temperaturminimums $110 \cdot 10^3$ Jahre v.h.(vor heute) - hinter der Temperaturänderung zurückzubleiben scheint. Nach den Angaben von Jouzel et al., 1993, zeigen die Spektren der drei in Abb. 6 dargestellten Zeitreihen, wenn auch untereinander und für verschiedene Zeitabschnitte unterschiedlich deutlich, die ebenfalls aus anderen Untersuchungen bekannten Maxima im (Quasi-)Periodenbereich der Milankovich-Zyklen (ca. 41 000 und um 19 000 - 23 000 Jahre für die Schiefe der Ekliptik bzw. die Präzession der Tag- und Nachtgleichen), die damit nicht nur das Temperaturregime, sondern auch den CO_2- und CH_4-Pegel im genannten Zeitscale (offenbar über die Temperatur- und Zirkulationsverhältnisse sowie die Reaktion der Biosphäre) steuern.

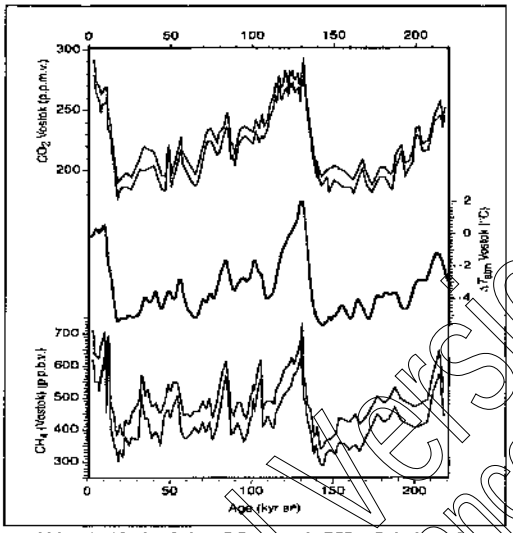

Abb. 6. Verlauf des CO_2- und CH_4-Gehaltes der Luft sowie der Temperatur-abweichungen gegenüber den heutigen Werten für den Zeitraum von 220 000 Jahren v. h. bis zur Gegenwart nach Eisbohrkerndaten der Antarktisstation Vostok. Doppelte Kurvenzüge charakterisieren die Meßgenauigkeit. Nach Jouzel et al., 1993.

Im nordatlantisch-grönländischen Raum zeigt eine verfeinerte Analyse des Verlaufs der ^{18}O-Konzentration in einem GRIP-Eisbohrkern, dargestellt zusammen mit korrespondierenden Angaben über ^{18}O-Gehalt und Vorkommen der Kaltwasser-Foraminifere Neogloboquadrina pachyderma in nordatlantischen Tiefseebohrkernen (Abb. 7), daß auch die einzelnen Stadial-Interstadial-Zyklen der letzten Kaltzeit von jeweils etwa $(10\text{-}15) \cdot 10^3$ Jahren Dauer wiederum durch „Sägezahnkurven" mit einem unter mehrfachen Oszillationen ablaufenden Temperaturrückgang gekennzeichnet sind, dem eine abrupte Erwärmung um ca. 5 K binnen weniger Jahrzehnte folgt. Dieser geht in mehreren Fällen ein „Heinrich event", d.h. eine massive Eisbergdrift vom Laurentischen Eisschild in den Atlantik um die Zeit des Höhepunktes der Abkühlungsphase voraus, so daß die abschließende abrupte Erwärmung im gekoppelten System Atmosphäre - Nordatlantischer Ozean - Inlandeis auf eine veränderte atmosphärische Zirkulation über dem stark reduzierten Eisschild bzw. auf eine verstärkte thermohaline

Tiefenzirkulation im Ozean infolge reduzierter Aussüßung des Oberflächenwassers zurückgeführt werden kann.

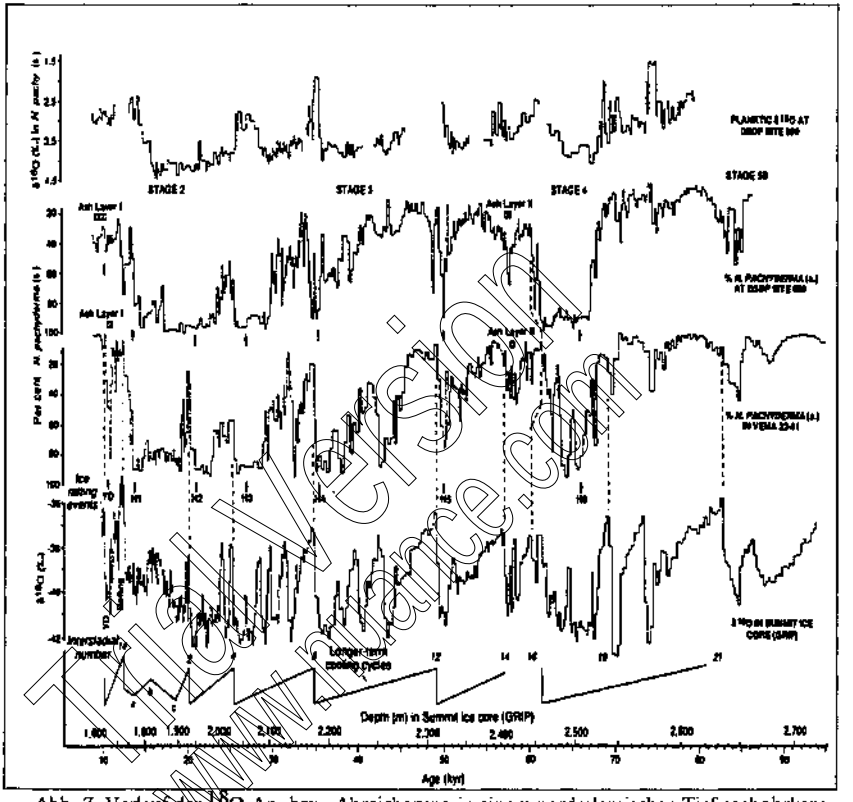

Abb. 7. Verlauf der ^{18}O-An- bzw. Abreicherung in einem nordatlantischen Tief-seebohrkern (obere Kurve) bzw. in einem grönländischen Eisbohrkern (zweite Kurve von unten) sowie Häufigkeitsverlauf des Vorkommens einer kälteliebenden Foraminifere in zwei Tiefseebohrkernen für den Zeitraum von 90 000 Jahren v. h. bis zur Gegenwart. Ausschläge der Kurvenzüge nach oben (unten) entsprechen hohen (niedrigen) Temperaturen. Wegen weiterer Einzelheiten s. die Original-darstellung bei Bond et al., 1993.

Andererseits wird erhöhter Schmelzwasserzufluß, ebenfalls im Zusammenhang mit forcierter Eisbergdrift während der raschen Erwärmung am Ende der letzten Kaltzeit, für den ausgeprägten, neuerdings weltweit nachgewiesenen Kälterückfall der jüngeren Dryas (Tundrenzeit) ca. 12 800 - 11 600 v. h. verantwortlich gemacht (Abb. 8), dessen wiederum abruptes Ende (binnen etwa einem Jahrhundert!) den Beginn des Holozäns markiert.

TrialVersion
www.nuance.com

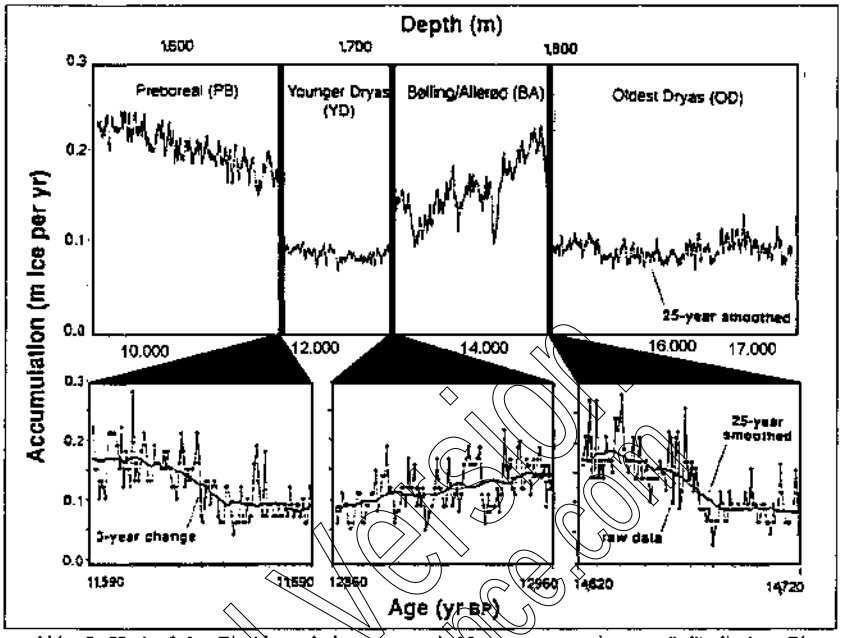

Abb. 8. Verlauf der Eisakkumulationsrate nach Messungen an einem grönländischen Eisbohrkern im Zeitraum von etwa 17 000 bis 10 000 Jahren v. h. nach Alley et al., 1993.

Im Vergleich mit dem Klimageschehen der vergangenen 250 000 Jahre zeichnet sich der Temperaturverlauf der letzten 10 000 Jahre im nordatlantisch-grönländischen Raum durch verhältnismäßige Ausgeglichenheit aus (Abb. 9) und ist in dieser Form über eine so lange Zeitspanne präzedenzlos in den vorangegangenen 2½ Jahrhunderttausenden. Besondere Beachtung verdienen in diesem Zusammenhang die Verhältnisse während der vorletzten Warmzeit, dem Eem-Interglazial, im Zeitraum von etwa 140 000 bis 110 000 Jahren v. h., das in seinen wärmsten Phasen durch deutlich höhere ^{18}O- und damit Temperaturwerte gekennzeichnet ist als die gegenwärtige Warmzeit. Gleichzeitig sind die im GRIP-Eisbohrkern für diese Periode ausgewiesenen Fluktuationen der ^{18}O-Abreicherung von weitaus größerer Amplitude als während der letzten 10 000 Jahre des Holozäns. Eine detaillierte Analyse durch Anklin et al., 1993, hat eine ausgeprägte Feinstruktur ergeben, in der neben einer etwa 5000 Jahre währenden Kaltphase mit niedrigerem Temperaturniveau als im Holozän zwei weitere Zeitabschnitte von nur etwa 750 bzw. 70 Jahren Dauer auffallen, in denen sich mit einem Temperaturrückgang um ca. 10 bzw. 14 K vorübergehend nahezu kaltzeitliche (glaziale) Verhältnisse eingestellt haben sollen. Relativiert werden diese Befunde und die daran geknüpfte Vermutung, eine weitere, anthropogen bedingte Erwärmung des derzeitigen warmzeitlichen Klimas könne zu erhöhter Klima-Instabilität führen, allerdings durch in jüngster Zeit veröffentlichte Ver-

gleiche von GRIP-(Greenland Ice-core Project) and GIPS2-(Greenland Ice Sheet Project 2) Eisbohrkernanalysen. Die beiden, in 28 km Abstand voneinander niedergebrachten Bohrungen haben weitgehend gleichartige ^{18}O-Konzentrations- und Leitfähigkeitsprofile für den Zeitraum des Holozäns und des letzten Glazials, aber erhebliche Diskrepanzen für die bodennahen, aus dem Eem-Interglazial und dem vorangegangenen Saale-Glazial stammenden Schichtenfolgen zutage gefördert, was auf Deformationen der Stratigraphie durch Eisbewegungen nahe des Felsuntergrundes zurückgeführt wird und die Aussagekraft von Bohrkernanalysen für diesen Bereich natürlich schmälert (Taylor et al., 1993, Grootes, et al., 1993).

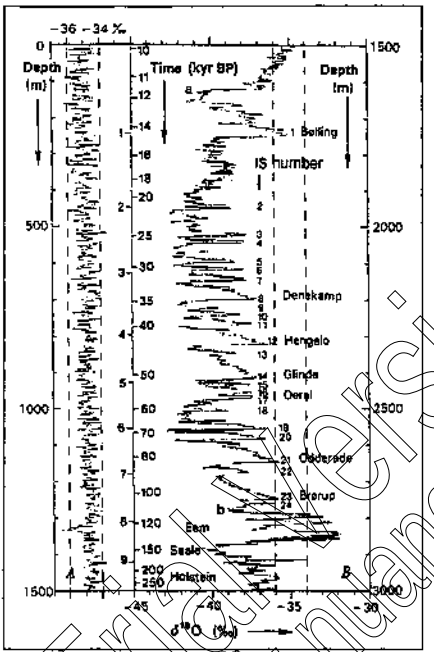

Abb. 9. Verlauf der ^{18}O-Abreicherung in einem grönländischen Eisbohrkern im Zeitraum von etwa 250 000 bis 10 000 Jahre v. h. (rechts) und von 10 000 Jahre v. h. bis zur Gegenwart (links). Der Schwankungsbereich des ^{18}O-Gehaltes im letztgenannten Zeitraum ist durch gestrichelte Intervallgrenzen zusätzlich verdeutlicht. Nach Dansgaard et al., 1993.

Ungeachtet dieser Unsicherheiten im Detail, erweist sich das globale Klimasystem im Eiszeitalter zumindest in mittleren und höheren Breiten bis zu Zeitskalen von 10^2 Jahren herab als überraschend instabil und seine seit dem Mesolithikum beobachtete Stabilität als durchaus untypisch und vermutlich nur temporär, was die Prognose der künftigen Klimaentwicklung höchst unsicher erscheinen läßt, zumal die derzeitige Ausgangssituation in bezug auf die CO_2- und CH_4-Konzentration ($355 \cdot 10^{-6}$ bzw. $1{,}72 \cdot 10^{-6}$ Volumenanteile) aus dem Rahmen des überschaubaren pleistozänen Vergleichszeitraumes fällt.

Neueste hochauflösende CO_2-Bestimmungen in Torfproben (White, 1994) haben zwar auch für die Zeit vor der anthropogenen Beeinflussung des globalen CO_2-Haushaltes starke kurzfristige CO_2-Konzentrationsschwankungen wahrscheinlich gemacht - darunter einen Anstieg um etwa 50 ppm, entsprechend mehr als 20% des Ausgangswertes, binnen 50 Jahren zu Beginn der Bölling-Warmphase -, ohne daß jedoch in vorindustrieller Zeit ein Konzentrationsniveau von ca. 320 ppm jemals überschritten worden wäre.

Erstellerexemplar

Zusammenfassend ergibt sich folgendes Bild: Die Anthroposoziogenese vollzog sich seit der Homo-Deviation in der - bezogen auf geologische Zeiträume - Ausnahmesituation eines Eiszeitalters mit aufeinanderfolgenden Kalt- und Warmzeiten (charakteristischer Zeitmaßstab 10^5 bzw. 10^4 Jahre) und war bis zum Ausklang des Paläolithikums zusätzlich mehrfach von abrupten Klimaänderungen (Zeitmaßstab von unter 10^2 bis zu 10^3 Jahren) ausschließlich natürlichen Ursprungs begleitet, die vermutlich von mit untereinander verkoppelten Prozessen im System polare Eisschilde - thermohaline ozeanische Tiefenzirkulation - Atmosphäre - Biosphäre hervorgerufen wurden und auch mit raschen Konzentrationsschwankungen strahlungsaktiver Spurengase (CO_2, CH_4) einhergingen.

Abrupten Klimaänderungen vergleichbaren Maßstabes fehlten augenscheinlich bisher in der holozänen Warmzeit, die insofern eine Sonderstellung zumindest innerhalb des jüngeren Eiszeitalters (Weichselglazial, evtl. auch Saaleglazial und Eem-Interglazial) einnimmt, obgleich die Konzentration von CO_2, CH_4 und weiterer strahlungsaktiver Spurengase (NO_2, FCKW) infolge anthropogener Quellen schon deutlich über das in den letzten Jahrhunderttausenden maximal erreichte Niveau angewachsen ist. Hieraus resultiert unseres Erachtens - unabhängig von allen detaillierten Modellrechnungen und den gegen diese erhobenen Einwänden - ein schwer abzuschätzendes Gefahrenpotential für künftige Klimainstabilität und unvorhersehbare Veränderungen im Klimasystem.

V. Anthropogene Einwirkung auf das Klima

Angesichts der kaum überschaubaren Literaturfülle und unter Verweis auf eigene Beiträge zu diesem Thema (Bernhardt, Kortüm, 1976, Bernhardt, Lauter, 1977, Bernhardt, Hupfer, Lauter, 1986, Bernhardt, Helbig, 1991) beschränken wir uns an dieser Stelle auf wenige grundsätzliche Feststellungen.

Einwirkungen des Menschen auf das Klima vollziehen sich im Prinzip über Veränderungen der Erdoberfläche, Eingriffe in den Stoff- und solche in den Energiehaushalt der Atmosphäre (Abb. 10). Sie sind jeweils durch charakteristische räumliche Einflußbereiche ausgezeichnet, die sich von der Einflußnahme auf das Klima der bodennahen Luftschicht im Mikroscale durch gezielte Maßnahmen zur Nachtfrostbekämpfung bis zu globalen Auswirkungen der Emission von CO_2 und weiterer strahlungsaktiver Spurengase erstrecken, die in einem der letzten Vorträge vor dem Plenum der Gelehrtensozietät der AdW ausführlich diskutiert wurden (Bernhardt, 1992).

Darunter stellt die Veränderung der thermischen und dynamischen Eigenschaften der Unterlage die älteste, seit dem Übergang der Menschheit vom Jäger- und Sammlerdasein zu Ackerbau und Viehzucht (agrarische Revolution der Produktivkräfte, neolithische Revolution) großflächig betriebene Einwirkung

Trial Version www.nuance.com

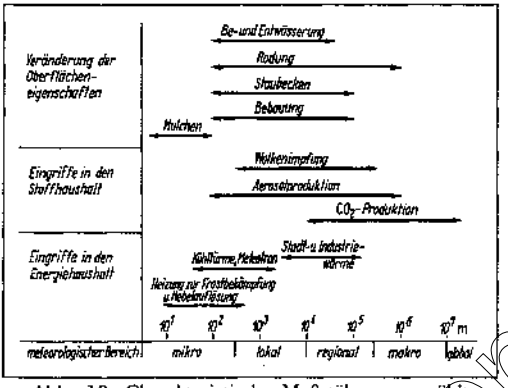

Abb. 10. Charakteristische Maßstäbe ausgewählter anthropogener Einwirkungen auf das Klimasystem nach Bernhardt, Kortüm, 1976, leicht verändert.

auf lagebedingte Klimafaktoren dar. Ihre Auswirkungen auf das Klimaregime blieben allerdings selbst im Falle moderner Be- und Entwässerungsmaßnahmen auf den lokalen bzw. höchstens den regionalen Maßstab beschränkt, und nach vorliegenden Modellrechnungen mit allgemeinen Zirkulationsmodellen hätte auch die weitere Rodung der tropischen Regenwälder zwar tiefgreifende regionale Auswirkungen - so würde das sich einstellende veränderte Klimaregime im Amazonasgebiet keinen Bestand an tropischem Regenwald mehr ermöglichen, dessen Zerstörung somit irreversibel wäre (Henderson-Sellers, 1993) -, aber keinen wesentlichen unmittelbaren Einfluß auf die globale Zirkulation der Atmosphäre (z.B. Henderson-Sellers und Gornitz, 1984, Salati, Nobre, 1991, Enquete-Kommission, 1990, Abschnitt H; vgl. aber auch Schneider, 1984). Weitere Brandrodung würde allerdings den anthropogenen CO_2-Eintrag in die Atmosphäre erhöhen, und gerade die mit der industriellen Revolution einsetzende Zunahme strahlungsaktiver Spurengase kennzeichnet den Übergang zum globalen Maßstab anthropogener Einwirkung auf das Klima, oder - um einem Gedanken Vernadskijs zu folgen - das Wirksamwerden der Tätigkeit des Menschen als eines geologischen Faktors.

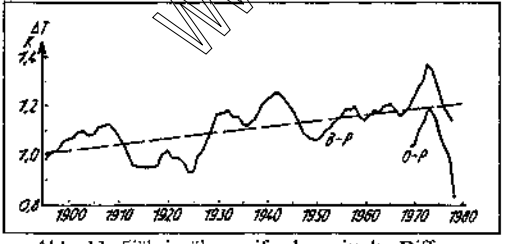

Abb. 11. 5jährig übergreifend gemittelte Differenz der Jahresmitteltemperaturen von Berlin-Innenstadt (B) bzw. Berlin-Ostkreuz (O) und Potsdam (P) nach Helbig, 1987.

Als Modellfall eines durch komplexe anthropogene Beeinflussung der Atmosphäre geprägten Lokalklimas kann das Stadtklima gelten - angesichts weltweit forcierter Urbanisierung zugleich atmosphärische Umwelt eines immer größeren Teiles der Menschheit.

Wir verweisen dazu als Beispiel auf die empirisch-statistischen und theoretischen Untersuchungen, die Helbig, 1987, an Beobachtungsmaterial aus dem Berliner Raum bzw. mit Hilfe eines eindimensionalen Energiebilanzmodelles durchgeführt hat, sowie auf die

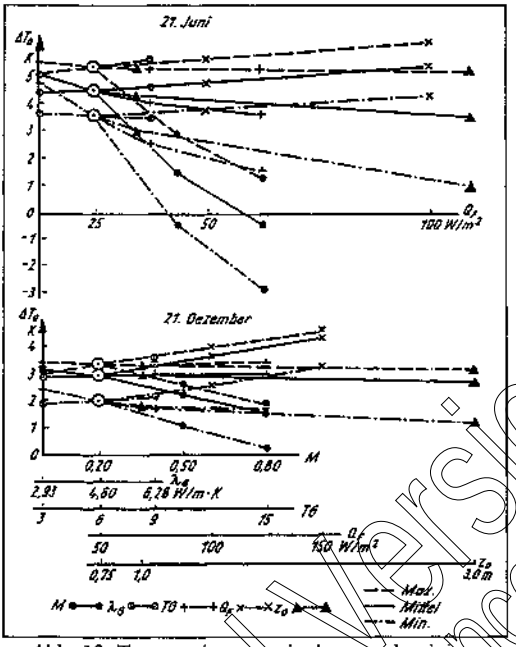

Abb. 12. Tagesmaximum, -mittelwert und -minimum der Temperaturdifferenz zwischen Stadt und Umland nach Modellrechnungen von Helbig, 1987, in Abhängigkeit vom Anteil M verdunstender Flächen an der gesamten Stadtfläche, von der Wärmeleitzahl G des Stadtkörpers, vom Trübungsfaktor TG der Atmosphäre, von der mittleren anthropogenen Energieflußdichte Q_F und von der Rauhigkeitshöhe z_0 im Stadtgebiet für das Sommer- und Wintersolstitium in 52,5° N.

Übersichtsdarstellung des gleichen Autors bei Bernhardt, Helbig, 1991, Abschnitt 6.1.2, mit weiteren Literaturangaben. Aus Abb. 11 ist ersichtlich, daß der tendenziellen Zunahme des Wärmeinseleffektes der Stadt Berlin infolge fortschreitender Urbanisierungsprozesse mehrjährige Fluktuationen überlagert sind, die den Einfluß zirkulationsbedingter Klimafaktoren widerspiegeln, wie sie sich etwa im unterschiedlichen Wind-, Bewölkungs- und Stabilitätsregime bei wechselnden Advektionsverhältnissen und Luftmasseneigenschaften äußern. Abb. 12 macht an den Ergebnissen eines Simulationsexperimentes nach Helbig a.a.O. den Einfluß verschiedener städtebaulicher bzw. meteorologischer Parameter auf den Temperaturüberschuß des Stadtgebietes gegenüber dem Umland, getrennt nach Mittel-, Maximal- und Minimalwert im Tagesgang zur Sommer- und Wintersonnenwende, deutlich.

Bemerkenswert sind u. a. die Auswirkungen des Anteils verdunstender Flächen auf die Ausprägung der städtischen Wärmeinsel - ein wichtiger Hinweis für Stadtplanung und -rekonstruktion angesichts der Perspektive einer forcierten Klimaerwärmung mit folglich wachsender Hitzebelastung durch den zusätzlichen Wärmeinseleffekt der Stadtgebiete.

VI. Zur Vorhersagbarkeit im Klimasystem

Wie schon erwähnt, stellt das Klimasystem ein sehr komplexes nichtlineares System (mit vielen internen Rückkopplungen, die ein Teil der sogenannten natür-

Vorab-Version
www.vr-ance.com

lichen Einflüsse sind) dar. Wenn das System in irgendeiner Weise gestört wird, antwortet es darauf in einer Weise, die wesentlich durch seine innere Dynamik, mit anderen Worten durch die dem System eigenen Attraktoren bedingt ist, wobei man nicht unbedingt an „strange attractors" denken muß; diese müßten aber, wenn es sie gibt, mit einbezogen sein. Das heißt letztlich, daß natürliche und anthropogene Störungen oder Einflußfaktoren zu zumindest qualitativ sehr ähnlichen Reaktionen des Systems führen, die sich kaum voneinander trennen lassen. Natürliche Störungen lassen sich gliedern in

- **äußere** Faktoren wie Vulkanausbrüche, Erdbahnschwankungen, eventuelle Änderungen der Solarkonstanten und
- **innere** Faktoren speziell aus dem Repertoire der längerzeitigen Komponenten der Eigenschwankungen des Systems, wozu insbesondere Modifikationen der Ozeanzirkulation unter Einbeziehung des Tiefenwassers (z.B. IPCC, 1992) gehören könnten.

Die **anthropogenen** Störungen bestehen in diesem Zusammenhang besonders aus Änderungen der Konzentration von Stoffen in der Atmosphäre (zu denken ist an die „Treibhaus"gase und verschiedene Arten von Aerosolen).

Wegen der sehr ähnlichen Reaktion des Systems auf beide Arten von Störungen hat übrigens der Versuch der sogenannten „Fingerprintmethode" (IPCC, 1990, Abschnitte 8.1.4. und 8.3.) - d.h., Informationen über die Veränderung möglichst vieler klimatologischer Größen (wie Temperatur, Luftdruck oder Wind, Niederschlag, Strahlungsverhältnisse, Sturmhäufigkeit usw.) von verschiedenen Orten auf der Erde und Höhen in der Atmosphäre zu nutzen - noch zu keinen entscheidenden Resultaten für die Aufdeckung sicherer Anzeichen des zweifelsfrei vor sich gehenden anthropogenen Einflusses geführt. Eine bessere Chance, auftretende Effekte hinsichtlich der natürlichen oder anthropogenen Ursachen zu unterscheiden, besteht vor allem dann, wenn die Einflüsse eine deutlich unterschiedliche Größenordnung erreichen, d.h. die anthropogenen Einflüsse relativ groß gegen die natürlichen sind. Wir können jedoch mit Gegen- und Anpassungsmaßnahmen nicht so lange warten, weil die Folgen dann irreparabel sein dürften.

Trotz aller Fortschritte in der kurz- und mittelfristigen Wettervorhersage - heute können gut ausgerüstete Vorhersagezentren für einen Zeitraum über 6 Tage Vorhersagen von einer Güte abgeben, wie es vor etwa 30 Jahren nur für 1 bis 2 Tage möglich war (z.B. Balzer, 1989, Kluge, 1991) - und im Verständnis des komplexen Klimasystems gibt es noch eine außerordentliche Fülle von Lücken in der Kenntnis von Rückkopplungen zwischen den verschiedenen Vorgängen (auch solcher zwischen den kleinräumigen, den regionalen und den globalen Dimensionen). Und obwohl sich in der Klimaforschung weitere Fortschritte andeuten, z. B. hinsichtlich der Bedeutung von Schwankungen des hydrologischen Zyklus sowie von spezifischen Ozean-Atmosphäre-Wechselwirkungen, ist

es durchaus möglich und sogar recht wahrscheinlich, wenn man die weiter oben diskutierten Ergebnisse der Eisbohrkernuntersuchungen in Betracht zieht, daß sich für die Menschheit sehr relevante Klimaveränderungen einstellen, noch bevor eine hinreichend zuverlässige Grundlage für ihre Vorhersage geschaffen sein wird!

Diese Lage lenkt uns auf die grundsätzliche Frage der Vorhersagbarkeit. Sehr wahrscheinlich besitzt das Klimasystem als ein komplexes nichtlineares System Eigenschaften, die dem deterministischen Chaos eigen sind. Wenn dem so ist, wäre die Vorhersagbarkeit seines Verhaltens begrenzt. Wir wissen schon von der Atmosphäre, daß ihr Verhalten, für sich allein genommen (also für das Wetter - ohne Rückkopplung mit den anderen Teilsystemen des Klimasystems) tatsächlich nur begrenzt vorhersagbar ist. Die Grenzen der Vorhersagbarkeit des Klimasystems sind aber noch nicht annähernd ausgelotet, und Forschungen zur

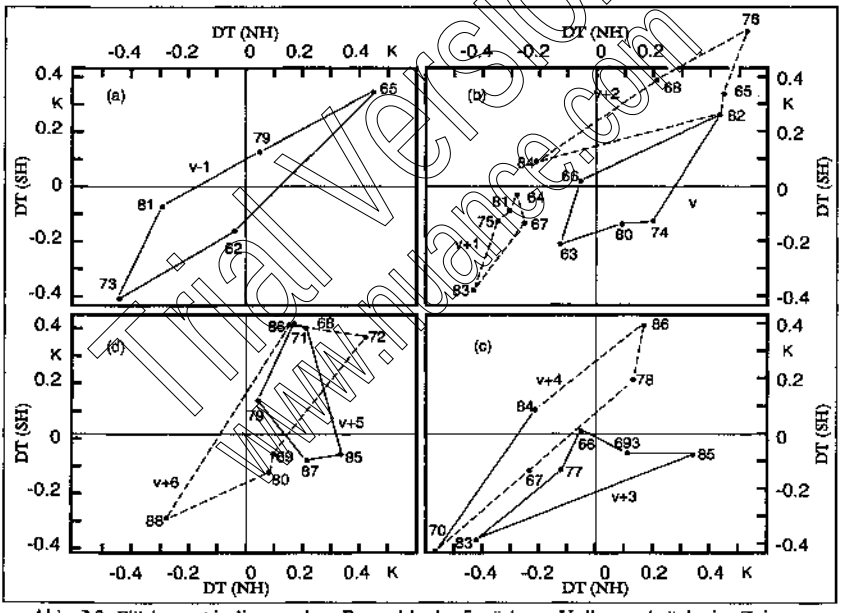

Abb. 13. Flächen v+i, die von dem Ensemble der 5 stärksten Vulkanausbrüche im Zeitraum 1958 bis 1988 für i von -1 bis +6 in der Phasenebene der interannuellen Änderung der Temperatur der Troposphäre der Nordhemisphäre DT(NH,V+i) und der Südhemisphäre DT(SH,V+i) eingenommen wird. DT(V+i)=T(V+i+1)-T(V+i). T(V+i) = hemisphärische Mitteltemperatur der Troposphäre für das Jahr V+i. V = Jahr des Vulkanausbruches.

Grenze der Vorhersagbarkeit könnten nicht wesentlich einfacher sein als Forschungen zur Klimavorhersage selbst.

Trial Version www.pdfmachine.com

Dynamische Systeme, die von einem Energiestrom durchsetzt werden, wie es beim Klimasystem zumindest infolge der ständigen Energiezufuhr von der Sonne der Fall ist, haben aber auch die Fähigkeit der Strukturbildung, was einer Verminderung ihrer Entropie, verbunden mit Energieverbrauch, entspricht. Auch hieraus, wie aus unseren tagtäglichen Beobachtungen folgt: Es gibt spezifische stabile oder wenigstens zeitweilig stabile (quasistabile) Verhaltensformen des Systems, d.h. also - in der Sprache der Theorie dynamischer Systeme - Attraktoren für das Verhalten des Systems einschließlich transienter oder, anders gesagt, solcher, die nur zeitweilig wirklich besetzt sind. Das könnten auch Attraktoren sein, die nur unter bestimmten äußeren Anregungsbedingungen wirksam werden und die man bedingte Attraktoren nennen könnte.

Wir konnten (Böhme, 1993, 1994a, 1994b) bei der Untersuchung der Auswirkungen von starken Vulkaneruptionen, falls wesentliche Stoffmengen die Stratosphäre erreichen, zeigen, daß in der Phasenebene, die durch die Koordinaten der interannuellen Änderungen der Mitteltemperatur der Troposphäre (850 - 300 hPa) der Südhemisphäre und der entsprechenden Größe der Nordhemisphäre aufgespannt wird, nach solchen Vulkanausbrüchen über 6 Jahre hinweg jeweils nur ein stark begrenzter, sich vielfach von Jahr zu Jahr nicht überdeckender Bereich in der Phasenebene realisiert wird (Abb. 13). Die Teilabbildung a links oben zeigt für die 5 stärksten Vulkanausbrüche im Zeitraum 1958-89 die Änderung der troposphärischen Hemisphärentemperaturen vom Jahr vor dem Vulkanausbruch V-1 zum Ausbruchsjahr, die wie die Gesamtverteilung der Punkte aus dem 32jährigen Zeitraum einen großen Flächenanteil der benutzten Phasenebene einnimmt. Die Änderungen vom Ausbruchsjahr V zum 1. Folgejahr, in der Teilabbildung b (rechts oben) durch die Punkte mit dem Linienzug V repräsentiert, sind bereits auf eine kleinere Fläche konzentriert. Diese Konzentration setzt sich noch für die Änderung vom 1. zum 2. Folgejahr (hier die von den Punkten V+1 eingenommene Fläche) fort. Die Zu-

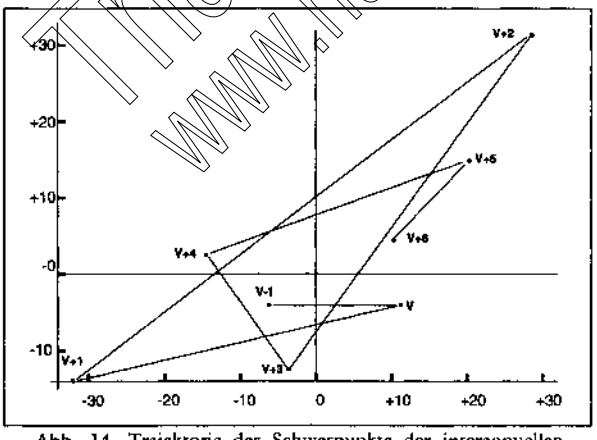

Abb. 14. Trajektorie der Schwerpunkte der interannuellen Änderungen der troposphärischen Hemisphärentemperaturen in der in Abb. 13 verwendeten Phasenebene als Ensemblemittel über die 5 stärksten Vulkanausbrüche aus dem Zeitraum 1958-1988.

Trialversion
www.nuance.com

stände werden fast auf einen Punkt in der benutzten Phasenebene zusammengedrängt, nur 1983 fällt etwas aus diesem Rahmen, vermutlich weil hier auch der 1980 erfolgte Ausbruch des St. Helens noch fortwirkt. Dieser Zustandspunkt ist praktisch der Attraktor des Systems für das Zeitintervall vom 1. zum 2. Folgejahr nach starken Vulkanausbrüchen.

Die Verbindung der Schwerpunkte der eingenommenen Phasenflächen (Abb. 14) repräsentiert einen nach Vulkanausbrüchen aktiven (also zunächst vulkanausbruchsbedingten), sich von Jahr zu Jahr ändernden Attraktor des Klimasystems bzw. seine Projektion in diese Phasenebene. Ein nächster Schritt wäre zu untersuchen, ob diese Art Attraktor auch für andere plötzliche Störungen gilt oder ob bzw. welche weiteren Grundmoden im Verhalten des Klimasystems existieren. Die Amplituden der interannuellen Änderungen im Rahmen der durch die Vulkanausbrüche bedingten Fluktuationen erscheinen zunächst als sehr klein, etwa zwei bis drei Zehntel K. Die Suche nach der Widerspiegelung dieser vulkanbedingten Fluktuationen im regionalen Bereich - betrachtet wurden die mitteleuropäischen Wintertemperaturen in 2 m Höhe, jeweils gemittelt von Dezember bis März - ergab das überraschende Resultat, daß die vulkanausbruchsbedingten Fluktuationen einen Betrag von fast 2 K erreichen (Abb. 15). Man sieht, daß sich die mitteleuropäische Wintertemperatur vom Winter vor dem Ausbruch (Dez. V-1/Januar V) zum Winter (Dezember V/Januar V+1) nach dem Ausbruch zunächst um etwa 2 K erhöht und dann vom Winter V/V+1 zum folgenden Winter V+1/V+2 um etwa 1 K absinkt. Der Effekt des Pinatuboausbruches vom Frühjahr 1991 fügt sich gut in dieses Bild ein. Das gilt auch noch für die Änderung vom Winter V+1/V+2 zum Winter V+2/V+3, d.h. vom Winter 92/93 zum Winter 93/94. Aber natürlich gibt es noch andere Einflußgrößen als die Vulkanausbrüche, so daß die Zuverlässigkeit einer auf diesen Ergebnissen basierenden Voraussage nicht als hoch eingeschätzt werden darf

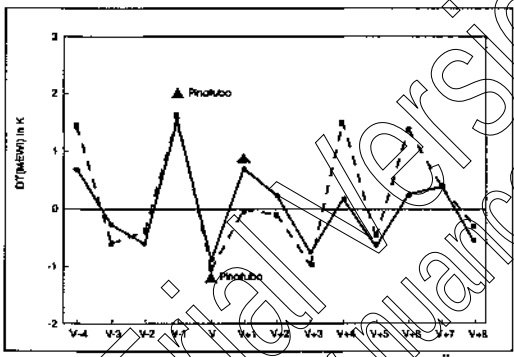

Abb. 15. Ensemblemittel der interannuellen Änderung der mitteleuropäischen Wintertemperatur für die 5 stärksten Vulkanausbrüche zwischen 1958 und 88 (gestrichelt) und für die 11 stärksten zwischen 1879 und 1957 (ausgezogen); bezieht sich auf den Fall des Pinatuboausbruches 1991.

Wir heben zwei Ergebnisse hervor, die wahrscheinlich von prinzipieller Bedeutung sind:

Final Version

1. Die Aufdeckung und Nutzung weiterer solcher spezieller Attraktoren des Klimasystems könnte bei der Vorhersage des zukünftigen Verhaltens unseres Klimasystems voranhelfen. Bei der diagnostischen Untersuchung von Zeitreihen, die das Klimasystem beschreiben, kommt es dabei auf eine optimale Auswahl der Zustands- oder Phasenkoordinaten an, so daß sich die ausgewählten niedrigdimensionalen Phasenräume bzw. die Phasenebene dem vermuteten höherdimensionalen Attraktor im Phasenraum möglichst gut anpassen.
2. Im realen Klimasystem sind die globalen Fluktuationen sehr wahrscheinlich enger mit den regionalen Fluktuationen verknüpft, als es die bisherigen Ergebnisse der unterschiedlichen Modelle vermuten lassen; das bedeutet auch, daß die unterschiedlichen Annahmen und Vernachlässigungen in den Modellen einen wesentlichen Teil der Streuung der Resultate verursachen dürften.

VII. Ausblick

In der weltweiten Diskussion über Maßnahmen zum Schutz der Erdatmosphäre und des Klimas vor nachteiligen Folgen forcierter anthropogener Beeinflussung - das sind in erster Linie stratosphärischer Ozonabbau und troposphärische Erwärmung - lassen sich drei wesentlich voneinander verschiedene Standpunkte ausmachen: Zum einen werden unter Berufung auf vermeintlich zuverlässige Modellrechnungen und/oder bereits eingetretene, der anthropogenen Beeinflussung zugeschriebene Klimaveränderungen detaillierte Aussagen über bevorstehende Klimaveränderungen der letzten Jahrzehnte getroffen, diese als nachteilig bis katastrophal bewertet und von daher die Notwendigkeit drastischer Gegenmaßnahmen - vor allem zur Verminderung der Emission von CO_2 und weiterer strahlungsaktiver, sog. „Treibhaus"gase - begründet. Andere Autoren - darunter auch einige wenige angesehene Klimaforscher - sind zwar ebenfalls vom Eintritt einer anthropogenen globalen Erwärmung überzeugt, betrachten diese aber als überwiegend vorteilhaft bzw. meinen, daß es zumindest „Gewinner" und „Verlierer" geben werde, und halten daher Maßnahmen zur Einschränkung oder Verlangsamung der „Treibhaus"erwärmung nicht für notwendig oder nicht einmal für wünschenswert. Uns erscheint dieser Standpunkt gegenüber den auf der Verliererseite stehenden Ländern oder Menschengruppen zynisch und angesichts der Adaptationsanstrengungen, die ein verändertes - besonders ein sich rasch wandelndes Klimaregime von jeder Gesellschaft fordert, insgesamt wenig begründet, von der düsteren Perspektive einer Vielmillionenschar asylsuchender „Klimaflüchtlinge" ganz zu schweigen.

Eine dritte Gruppe von Wissenschaftlern, Wirtschaftsmanagern und Politikern schließlich hält die vorliegenden Modellsimulationen der anthropogenen Klimabeeinflussung für so unzuverlässig und die Beobachtungstatsachen für so wenig

beweiskräftig, daß wirtschaftlich einschneidende und sozial folgenreiche Gegenmaßnahmen nicht gerechtfertigt oder zumindest verfrüht wären. Wir vertreten demgegenüber einen vierten Standpunkt - nämlich den, daß gerade die Unsicherheit der modellmäßigen Klimaprognosen bei gleichzeitig unbestreitbarer Relevanz der anthropogenen Eingriffe in das globale Klimasystem (Modifikation der Strahlungs- und Energiebilanz sowie biogeochemischer Stoffkreisläufe) die Gefahr einschneidender, auch unerwarteter und abrupter Klimaänderungen deutlich macht, so daß Gegenmaßnahmen und Anpassungsstrategien dringend notwendig sind.

Wir haben gesehen, daß das Klima auch in der Vergangenheit ständigen Wandlungen unterworfen war - die Zeitmaßstäbe reichen von Jahrzehnten (bzw. Jahren und Jahreszeiten, im Deutschen mit dem Begriff der „Witterung" erfaßt) über die Jahrzehntausende der Milankovich-Zyklen bis zu den Jahrhundertmillionen der plattentektonischen Umgestaltung der Erdoberfläche oder der Abstände zwischen globalen Eiszeitaltern. Somit wird sich auch die Klimaentwicklung der nächsten Jahrzehnte und Jahrhunderte im komplexen Zusammenwirken natürlicher und anthropogener Einflußfaktoren vollziehen.

Im Abschnitt 4 wurde deutlich, welche erheblichen - auch abrupten - Änderungen das globale Klima innerhalb der letzten Warm- und Kaltzeiten ohne anthropogene Beeinflussung erfahren hat. Für das zu Ende gehende Jahrtausend wäre

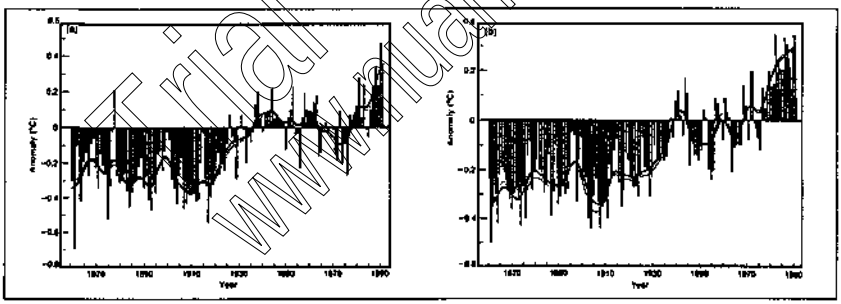

Abb. 16. Verlauf der Jahresmitteltemperaturen an der Erdoberfläche (Land- und Seestationen) für Nord-(a) und Südhalbkugel(b) im Zeitraum von 1861 bis 1991 nach IPCC, 1992, Fig. C4. Dargestellt sind jeweils die Abweichungen vom Mittelwert der Jahre 1951-80. Die dünn ausgezogenen geglätteten Kurven entsprechen den Daten von IPCC, 1990, Fig. 7.10, die dick ausgezogenen den aktualisierten Daten.

auf die nicht unbedeutende Schwankung zwischen mittelalterlichem Klimaoptimum und kleiner Eiszeit zu verweisen, die im mitteleuropäischen Raum etwa die Zeitspanne von 1100 - 1300 bzw. 1560 - 1850 umfassen (vgl. dazu auch Bernhardt, Mäder, 1987).(Neueste subtile und verstärkt quellenkritische Analysen von Proxydaten ergeben ein differenziertes Bild und relativieren vielleicht die genannte Zweiteilung der Klimageschichte unseres Jahrtausends, lassen andererseits aber keinen Zweifel an der Existenz einer erheblichen natürlichen re-

gionalen Klimavariabilität im Zeitbereich von Jahrzehnten bis Jahrhunderten, vgl. Hughes und Diaz, 1994.)

Wie wäre die globale Temperaturentwicklung seit Mitte des vergangenen Jahrhunderts ohne den als anthropogen bedingt angesehenen Anstieg der (effektiven) CO_2-Konzentration in der Atmosphäre verlaufen? Modellsimulationen ergeben als Folge der zunehmenden „Treibhausgas"konzentration in der Regel einen stärkeren Temperaturanstieg als 0,45 ± 0,15 K, was als derzeit zuverlässigster Wert für die Erhöhung der globalen Mitteltemperatur an der Erdoberfläche (Festland und Meer) seit Ende des 19. Jahrhunderts gilt (IPCC, 1992, S. 139 ff. und Abb. 16 der vorliegenden Arbeit). Als Ursache für diese Diskrepanz werden seit längerem wechselnde stratosphärische Vulkanstaubtrübungen und die thermische Trägheit des Ozeans, in neuerer Zeit Schwankungen der thermohalinen Tiefenzirkulation genannt (Watts, Morantine, 1991); neuerdings werden stärkere Variationen der solaren Energieabstrahlung (Solarkonstante) im Zusammenhang mit Variationen der Sonnenfleckenzykluslänge diskutiert und gemeinsam mit dem CO_2-Anstieg für den Temperaturverlauf der letzten Jahrzehnte verantwortlich gemacht (z.B. Friis-Christensen, Lassen, 1991, Mende et al., 1993).

Schließlich wird auch auf die Rolle der zusätzlichen anthropogenen Produktion von schwefelhaltigem Aerosol verwiesen, das zumindest über den Festlandsgebieten der Nordhalbkugel der Treibhauserwärmung in nichtvernachlässigbarem Maße entgegengewirkt haben könnte. Auf Grund der Senkung der Schwefeldioxidemission im Rahmen umfassender Maßnahmen zur Luftreinhaltung, während der letzten Jahre zusätzlich infolge des Niedergangs der Industrie und des wirtschaftlichen Strukturwandels in den ehemals sozialistischen Ländern dürfte die Wirksamkeit dieses Effektes aber in Abnahme begriffen sein.

Besteht einerseits kein rationeller Grund zu der Annahme, daß sich die bisherige relative Klimastabilität des Holozäns (vgl. Abb. 9) unbegrenzt fortsetzen müsse, so ist andererseits die Befürchtung nicht von der Hand zu weisen, daß der weitere Anstieg der effektiven CO_2-Konzentration über das bereits überschrittene höchste natürliche Niveau der letzten Jahrhunderttausende hinaus nicht ohne nachhaltige Folgen im klimatischen System bleiben und die Gefahr unerwarteter, unter Umständen auch abrupter Klimaänderungen heraufbeschwören könnte.

Übergänge des globalen Klimasystems in einen neuen Zustand sind offenbar mit erheblichen Fluktuationeen verknüpft, wie der ca. 4000-jährige Übergangszeitraum von der Weichselkalt- zur holozänen Warmzeit mit der Aufeinanderfolge mehrerer markanter Warm- und Kaltphasen (Abb. 8) demonstriert, in kleinerem Maßstab vielleicht auch der Übergang vom mittelalterlichen Klimaoptimum zur kleinen Eiszeit, der sich im mitteleuropäischen Raum nach historischen Zeugnissen ebenfalls in wechselnd temperierten Etappen und begleitet von gehäuft auf-

tretenden extremen Witterungsereignissen volizog (vgl. Bernhardt, Mäder, a.a. O.).

Der erwartete weitere Anstieg der effektiven CO_2-Konzentration bis zum Ende des 21. Jahrhunderts hängt zunächst von der künftigen anthropogenen CO_2-Emission ab, die, für 1990 zu $7{,}4 \cdot 10^{12}$ kg Kohlenstoff veranschlagt, um das Jahr 2100 nach verschiedenen Szenarien in Abhängigkeit von Bevölkerungswachstum, sozialökonomischer Entwicklung, Technologie- und Energiepolitik zwischen weniger als 5 bis gegen $40 \cdot 10^{12}$ kg C pro Jahr betragen soll; weniger stark differieren die Annahmen hinsichtlich der erwarteten CH_4- und NO_2-Emissionszunahme. Auch ist zu beachten, daß der natürliche CO_2-Austausch zwischen Atmosphäre und Biosphäre jährlich etwa $200 \cdot 10^{12}$ kg Kohlenstoff - mehr als das 25fache des derzeitigen anthropogenen Eintrages! - ausmacht. Geringfügige Imbalancen in diesem globalen Austauschprozeß, erst recht aber die Reaktion des Ozeans und der festländischen und marinen Biosphäre auf veränderte Klimabedingungen, können damit den CO_2-Gehalt der Atmosphäre zusätzlich zur anthropogenen Emission in schwer vorhersehbarer Weise beeinflussen. Nimmt man noch den Umstand des Bestehens einer nach wie vor unerklärten Senke im derzeitigen globalen CO_2-Budget (IPCC, 1990, 1992) hinzu, so drängt sich die Schlußfolgerung auf, daß bereits die Eingangsgröße für die meisten Klimaprognosen - der zukünftige Verlauf der atmosphärischen CO_2-Konzentration - mit viel mehr Unsicherheiten behaftet ist, als gemeinhin angenommen.

Für den Fall einer Verdoppelung der effektiven CO_2-Konzentration, die allgemein in der zweiten Hälfte des kommenden Jahrhunderts erwartet wird, ist der zur Zeit erreichte Konsens zwischen den meisten Forschern in den zitierten IPCC-Materialien fixiert: Zunahme der Mitteltemperatur an der Erdoberfläche um 1,5...4,5 K mit 2,5 K als „best guess", Werte außerhalb dieses Intervalls aber ausdrücklich nicht ausgeschlossen; dabei höhere Erwärmungsraten über dem Festland und in höheren nördlichen Breiten, verzögerte Erwärmung über dem Nordatlantik und über den antarktischen Meeresgebieten, Erwärmung der unteren und mittleren Troposphäre, Abkühlung der Stratosphäre; Beschleunigung des hydrologischen Zyklus (Zunahme von globalem Niederschlag und Verdunstung) mit Niederschlagszunahme in den Tropen und in hohen Breiten, wahrscheinlich in den Monsungebieten Asiens und winters in mittleren Breiten, wo andererseits über den Kontinenten im Sommer eine räumliche und zeitliche Ausdehnung von Trockengebieten bzw. -perioden droht.

Weitergehende detaillierte Aussagen dreidimensionaler allgemeiner Zirkulationsmodelle (GCMs) hinsichtlich der künftigen Klimaentwicklung halten wir für sehr unsicher. Ein wirkliches „Klima"modell müßte alle Komponenten des klimatischen Systems (Abb. 3) mit ihren um viele Größenordnungen differierenden charakteristischen Zeitmaßstäben simulieren. Die gekoppelten Ozean-

Atmosphären-Zirkulationsmodelle, die den derzeit fortgeschrittensten Stand der Klimamodellierung bezeichnen, bedürfen in der Mehrzahl einer speziellen „Flußkorrektur" (Sausen et al., 1988), da die vom Ozean- und Atmosphärenmodell berechneten vertikalen Impuls-, Wärme- und Wasserdampfflüsse an der Meeresoberfläche inkompatibel (und somit fundamentale physikalische Erhaltungssätze verletzt) sind, so daß die Kopplung zwischen Ozean und Atmosphäre nicht über die Flüsse selbst, sondern über deren Anomalien erfolgt! Wenn eine solche Prozedur unter Rückgriff auf Beobachtungsdaten für die gegenwärtigen Parameterfelder eine befriedigende Funktion der gekoppelten Ozean-Atmosphären-Modelle sicherstellt und ihr „Abdriften" bei Langzeitintegrationsexperimenten verhindert - worin liegt die Garantie, daß das Modell eine realistische Simulation der klimarelevanten ozeanischen und atmosphärischen Prozesse auch bei wesentlich veränderter Temperatur-, Wasserdampf- und Feuchteverteilung an der Meeresoberfläche ermöglicht?

Ein ähnlicher Skeptizismus ist im Prinzip auch hinsichtlich zahlreicher anderer Approximationen, Parametrisierungsansätze, halbempirischer Konstanten und zusätzlicher numerischer Prozeduren geboten, ohne die kein dynamisches Ozean- oder Atmosphärenmodell - sei es für die kurzfristige Wettervorhersage oder die langfristige Klimasimulation - auskommt und die ihre Rechtfertigung letzten Endes in der „Erfolgsphysik" befriedigender Übereinstimmung der Modellergebnisse mit der (gegenwärtigen!) Realität finden. Desungeachtet fördern umfangreiche Validierungsexperimente mit allgemeinen Zirkulationsmodellen (GCMs) (z.B. IPCC, 1990, Section 4; IPCC, 1992, B6, Boer et al., 1992) neben einer insgesamt zufriedenstellenden Simulation der gegenwärtigen Feldverteilung wichtiger Klimaelemente auch systematische Abweichungen zwischen Modell und Wirklichkeit zutage - sowohl modellspezifische, als auch allen verglichenen Modellen gemeinsame Defizite. Abweichungen treten vor allem im regionalen Bereich hervor, z. B. beim Nierschlag, aber auch in der raumzeitlichen Wiedergabe charakteristischer synoptischer Phänomene, wie der für den Witterungsverlauf in mittleren Breiten so bedeutsamen Blockierungslagen. Beachtliche Fortschritte sind allerdings unübersehbar, betrachtet man beispielsweise das realitätsnahe Auftreten tropischer Wirbelstürme (Bengtsson et al., 1994) oder nicht extern angeregter ENSO-Ereignisse (Lunkeit et al., 1994) in Langzeitintegrationsexperimenten. Dagegen wird unseres Wissens die quasizweijährige Zirkulationsschwankung der tropischen Stratosphäre (QBO) mit ihren bis in die troposphärische Zirkulation der mittleren Breiten reichenden Auswirkungen (Böhme, 1969), die in den Spektren zahlreicher klimatologischer Zeitreihen nachweisbar sind, bis heute in keinem Modell der allgemeinen Zirkulation simuliert, von ersten Versuchen in Spezialmodellen (Takahashi, 1993) abgesehen.

Von erstrangiger Bedeutung für die als Folge weiter zunehmender CO_2-Konzentration in der Atmosphäre erwarteten Zirkulations- und Klimaverände-

Internet-Version

rungen ist die Wirksamkeit positiver und negativer Rückkoppelungseffekte im klimatischen System, ohne die eine Verdoppelung des effektiven atmosphärischen CO_2-Gehaltes einen Anstieg der mittleren Lufttemperatur an der Erdoberfläche von nur wenig mehr als 1 K nach sich zöge. Aus der Zusammenstellung bei Lashof, 1989, erhellt die erhebliche Unsicherheit über die Zahlenwerte, in einigen Fällen selbst über das Vorzeichen der entsprechenden geophysikalischen und biogeochemischen Feedbackparameter. Die Sensitivität der globalen Mitteltemperatur an der Erdoberfläche gegenüber einer Veränderung der (kurz- und langwelligen) Strahlungsbilanz an der Atmosphärenobergrenze schwankte in einem von Cess et al., 1990, vorgenommenen Vergleich von 19 allgemeinen Zirkulationsmodellen zwischen 0.39 und 1.23 K/Wm^{-2}, für den langwelligen Anteil zwischen 0.41 und 2.13, für den kurzwelligen (solaren) Anteil (Veränderung der globalen Albedo) zwischen -0.83(!) und 2.08 K/Wm^{-2}!

Daß beispielsweise die Aerosol-Strahlungs-Wolkenwechselwirkung - unter Einschluß der in allgemeinen Zirkulationsmodellen an dieser Stelle bislang nicht beachteten Gas- und Flüssigphasenchemie! - einen bedeutsamen Rückkoppelungsmechanismus im Klimasystem darstellt, darf als allseits anerkannt gelten;

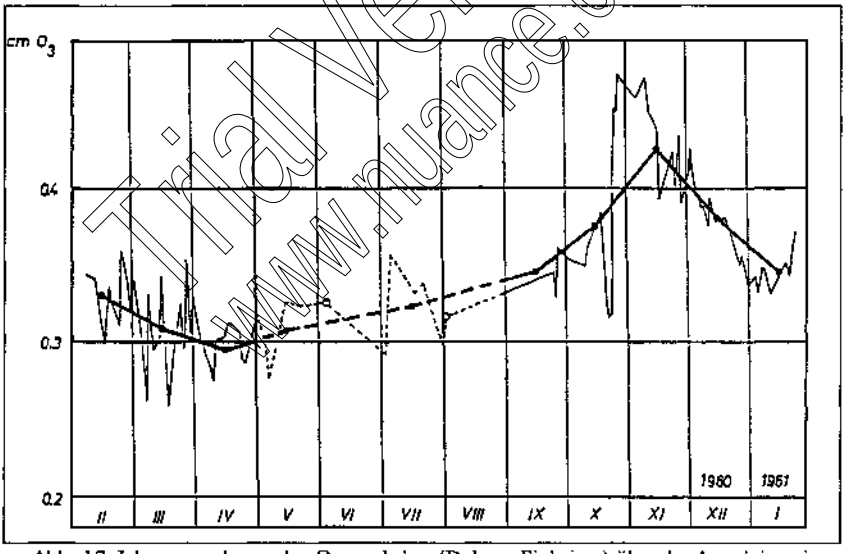

Abb. 17. Jahresgang des totalen Ozongehaltes (Dobson-Einheiten) über der Antarktisstation Mirny (66,55° S) im Jahre 1960 nach Skeib, Popp, 1961.

allein eine detailliertere Wolkenmikrophysik-Parametrisierung führte in einem Modellbeispiel zu einer Verringerung der Erwärmungsrate bei Verdoppelung der CO_2-Konzentration von 5.2 auf 1.9 K (Mitchell et al., 1993)! Die Rolle der Biosphäre als Aerosolquelle ist noch weitgehend unklar, erste Versuche zur Einbeziehung einer interaktiven Biosphäre in globale Zirkulationsmodelle (z.B.

Trial Version www.huane.com

Henderson-Sellers, 1993, Claussen, 1994) lassen bedeutsame Auswirkungen auf das Modellverhalten erwarten.

Schließlich: Sind wirklich alle für Klimaänderungen im Zeitbereich von Jahrzehnten bis Jahrhunderten relevanten Wechselwirkungseffekte im Klimasystem wenigstens konzeptionell erfaßt? Das Beispiel der spektakulären stratosphärischen Ozonausdünnung am Ende des antarktischen Winters („Ozonloch") sollte zu denken geben: Dieses Phänomen, Mitte der achtziger Jahre entdeckt und an Hand von Beobachtungsdaten bis ca. Mitte der siebziger Jahre zurück verfolgbar, war in keiner der zahlreichen Modellrechnungen simuliert bzw. vorhergesagt worden, die auf der Grundlage der um die HO_X-, NO_X- und ClO_X-Zyklen erweiteren fotochemischen Ozontheorie seit den siebziger Jahren weltweit durchgeführt wurden, um den Einfluß natürlicher (Vulkanausbrüche, Sonneneruptionen) und anthropogener Effekte (Kernwaffendetonationen, Überschallflugverkehr, FCKW-Emission, NO_2-Freisetzung u. a.) auf den stratosphärischen Ozonhaushalt abzuschätzen. Außer Betracht geblieben aber waren in den Modellansätzen Heterophasenreaktionen, die nach heutigem Kenntnisstand unter den extremen Temperaturverhältnissen der winterlichen antarktischen Stratosphäre über komplizierte Wechselwirkungen von Chlor- und Bromverbindungen mit Partikeln stratosphärischer Wolken für das Minimum des totalen Ozongehaltes über der Antarktis im Oktober verantwortlich sind, welches zu Zeiten geringerer anthropogener Belastung offenbar nur andeutungsweise ausgebildet war (Abb. 17).

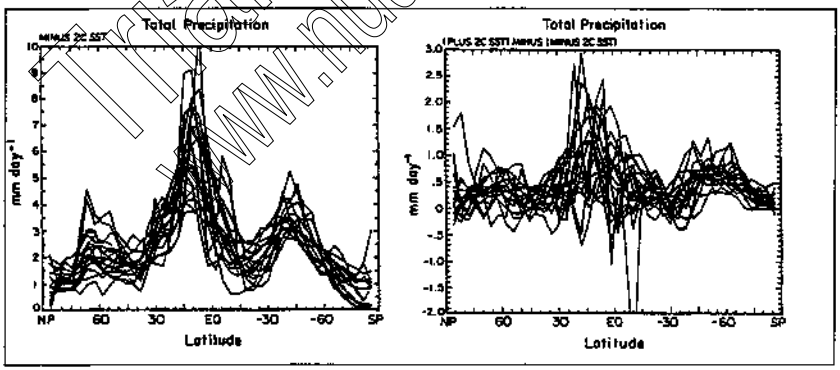

Abb. 18. Zonale Verteilung der mittleren täglichen Niederschlagshöhen nach Simulationsexperimenten mit 19 allgemeinen Zirkulationsmodellen für eine gegenüber dem gegenwärtigen Zustand um 2 K verminderte Meeresoberflächen-temperatur (links) bzw. Differenzen zwischen Simulationsexperimenten mit um 2 K erhöhter und um 2 K herabgesetzter Meeresoberflächentemperatur (rechts). Nach Randall et al., 1992.

Diese und weitere wissenschaftshistorische Erfahrungen sollten jedenfalls Mahnung sein, bei der Klimaprognose zwischen der Modellwelt der Simulationsexperimente und der realen Welt des Klimasystems (vgl. Abb. 3) zu unterscheiden.

Das gilt umso mehr, als sich, wie weiter oben ausgeführt, bereits die Aussagen der gegenwärtigen, im Prinzip mit dem gleichen physikalischen Inhalt ausgefüllten Klimamodelle im Detail deutlich voneinander unterscheiden. Diese Differenzen treten besonders drastisch im regionalen Bereich hervor (z. B. Randall, 1992, Robock et al. 1993), wo die vom Standpunkt der Klimawirkungsforschung wichtigsten prognostischen Aussagen getroffen werden müßten, die Modellergebnisse aber beispielsweise hinsichtlich der Veränderungen von Lufttemperatur, Niederschlag und Bodenfeuchte als Folge weiterer CO_2-Zunahme (z.B. IPCC 1990, S. 164) untereinander stark differerieren - zum Teil zwischen den einzelnen Modellen stärker als zwischen gegenwärtigem und zukünftigem Modellklima (vgl. Abb. 18)!

Nach den Erfahrungen auf dem Gebiet der numerischen Wettervorhersage, auf dem im Prinzip ebenfalls Prognosen für ein System mit chaotischen Komponenten aufzustellen sind (z. B. Balzer, 1989, Kluge, 1991, Grossmann, 1994), sollten Wetter- wie auch Klimavorhersagen als Wahrscheinlichkeitsaussagen formuliert werden. In der Klimavorhersage könnten solche Prognosen auf einer Vielzahl einzelner Simulationen mit unterschiedlich strukturierten Modellen, ausgehend von unterschiedlichen Anfangszuständen und unterschiedlichen stochastischen Anregungen im Klimasystem beruhen.

Realistisch betrachtet, ist zu befürchten, daß sich in den nächsten Jahrzehnten unter dem Einfluß natürlicher und anthropogener Faktoren Klimaänderungen vollziehen werden, noch bevor hinreichend zuverlässige Verfahren für ihre detaillierte Vorhersage operationell verfügbar sind.

Wie könnte unter diesen Umständen eine weltweit zu handhabende Strategie aussehen? Viele Ansatzpunkte hierzu sind bereits in den Materialien der zweiten Weltklimakonferenz im Spätherbst 1990 (Proceedings, 1991, darin insbesondere Conference Statement and Ministerial Declaration) und der Umweltkonferenz 1992 in Rio de Janeiro (z. B. Bundesumweltministerium, 1992) enthalten.

Grundsätzlich müßte vermieden werden, das Klimasystem aus dem seit einigen tausend Jahren eingenommenen stabilen Bereich hinauszudrängen, d.h., es geht darum, global gesehen, jede weitere zusätzliche anthropogene Belastung der Atmosphäre mit strahlungs- bzw. luftchemisch wirksamen Gasen und Aerosolen zu vermeiden und die vorhandene Belastung durch Reduktion der Emissionen stetig und kontrolliert zu vermindern.

Da Überraschungen eintreten können, globale Reduktionsmaßnahmen relativ viel Zeit beanspruchen und auch bei Reduktion der Emissionen schon wegen des fortdauernden Wirkens der bisherigen Emissionen Gefahren nicht ausgeschlossen werden können, sind Anpassungsmaßnahmen vorzubereiten und rechtzeitig einzuleiten. Da aber weder der Zeitablauf noch die Richtung und die räumliche Verteilung von Klimaänderungen hinreichend sicher und Anpas-

sungsmaßnahmen oft sehr aufwendig sind, muß in erster Linie zunächst auf solche Anpassungsmaßnahmen orientiert werden, die auch dann nutzbringend sind, falls die erwarteten Klimaänderungen nicht oder verspätet eintreten. Eine solche Strategie gegenüber Naturunbilden ist grundsätzlich nicht neu, wir haben auch bei anderer Gelegenheit (Böhme, 1989, 1990, Bernhardt, 1992) auf diese Möglichkeit hingewiesen.

In erster Linie gehört dazu ein sparsames Wirtschaften mit Ressourcen und insbesondere mit Energie in allen Bereichen. Weiter, wenn man sich, d. h. Wirtschaft und Gesellschaft, vor eventuell langandauernden Witterungsextremen schützt, z. B. vor langer Trockenheit, übermäßigen Niederschlägen, großer Hitze und stenger Kälte, errichtet man gleichzeitig einen grundsätzlichen Schutz gegen Klimaänderungen, die eventuell in die gleiche Richtung laufen. Hinsichtlich längerer Abweichungen vom Normalzustand im Wasserhaushalt zählen dazu schon solche bewährten Mittel wie der Bau von Talsperren und Rückhaltebecken sowie von Wasserüberleitungseinrichtungen.

In zweiter Linie sind solche Anpassungsmaßnahmen von Nutzen, die auf die Begrenzung der schlimmsten Auswirkungen von wahrscheinlichen Klimaänderungen auf die Gesellschaft bzw. auf Produktionszweige und menschlichen Tätigkeitsbereiche zielen, wobei aber prinzipiell die wahrscheinlichste Klimaänderung nicht die gefährlichste zu sein braucht. Grundsätzlich ist es außerdem sowohl in der Wirtschaftspolitik wie in der Strategie zur Anpassung an und zur Bewältigung von Klimaänderungen wichtig, eine hohe Flexibilität zu bewahren, wozu auch gehört, daß Monokulturen und Monoökonomie vermieden werden.

Ökosysteme sollten „elastisch" in dem Sinne gestaltet werden, daß sie unter unterschiedlichen Klimabedingungen funktionsfähig und widerstandsfähig gegenüber extremen Witterungsereignissen sind, wie sie aus historischer Zeit bekannt und bei erhöhter „Treibhaus"gaskonzentration in der Atmosphäre mit intersiviertem hydrologischem und Energiezyklus eher wahrscheinlicher sind.

Weltweit abgestimmte weitere Maßnahmen zur Verminderung und, soweit möglich, zur Ausschaltung destabilisierender Einwirkungen des Menschen auf das Klimasystem des Planeten Erde auf der einen, lokale, regionale und globale Vorkehrungen aller Gesellschaften für ein Leben unter merklich veränderten, im Detail noch unvorhersehbaren Klimabedingungen auf der anderen Seite zählen jedenfalls zu den säkularen Herausforderungen, die als Voraussetzung für eine dauerhafte, nachhaltige Entwicklung der Menschheit („sustainable development", s. Weltkommission, 1988, Meadows et al., 1992) bewältigt werden müssen.

Literatur

Alley, R. B. et al., 1993: Abrupt increase in Greenland snow accumulation at the end of the Younger Dryas event. Nature 362, 8 Apr., 527-529.

Anklim, M., et al., 1993: Climate instability during the last interglacial period recorded in the GRIP ice core. Nature 364, 15 July, 203-206.

Bahr, R.-M., 1966: Das Klima von Berlin. Teil I. Geschichte der meteorologischen Beobachtungen der Stadt Berlin. Abh. d. Meteorol. Dienst d. DDR 10, 78, 1-50.

Balzer, K., 1989: Wettervorhersage - Fortschritt und Grenzen. Urania-Verlag, Leipzig, Jena, Berlin, 160 S.

Behre, O., 1908: Das Klima von Berlin. Verl. v. Otto Salle, Berlin, 158 S.

Bengtsson, L., Botzet, M., Esch, M., 1994: Hurricane-type vortices in a general circulation model, part I. MPI-Rep. 123, 44 pp.

Bernhardt, K., 1981: Klima und Gesellschaft. Z. Meteorol. 31, 71-82.

Bernhardt, K., 1984: Alexander von Humboldts Auffassung vom Klima und sein Beitrag zur Einrichtung von meteorologischen Stationsnetzen. Z. Meteorol. 34, 213-217.

Bernhardt, K., 1985: Alexander von Humboldts Auffassung vom Klima und seine Rolle bei der Gründung des Preußischen Meteorologischen Institutes. Abh. Akad. Wiss. DDR, Nr. 2N, 77-84.

Bernhardt, K., 1987: Aufgaben der Klimadiagnostik in der Klimaforschung. Gerl. Beitr. Geophys. 96, 113-126.

Bernhardt, K., 1990: Some problems of climate diagnostics. Climate change in the historical and the instrumental periods, Brno, 57-63.

Bernhardt, K., 1991: Klimawirkungen auf gesellschaftliche Systeme. In: Hupfer, P.(Hrsg.), Das Klimasystem der Erde, Akad. Verlag, 292-296.

Bernhardt, K., 1992: Die Unsicherheiten des globalen Klimas - Unsicherheiten und Risiken. Vortrag vor dem Plenum der Gelehrtensozietät der ehemaligen Akademie der Wissenschaften der DDR, 9. Apr., unveröff.

Bernhardt, K., Helbig, A., 1991: Anthropogene Wirkungen im klimatischen System, In: Hupfer, P.(Hrsg.), Das Klimasystem der Erde, Akad. Verlag, 267-291.

Bernhardt, K., Lauter, E. A., 1977: Globale physikalische Prozesse und Umwelt. Z. Meteorol. 27, 1-20.

Bernhardt, K., Hupfer, P., Lauter, E. A., 1986: Säkulare Änderungen in der atmosphärischen Umwelt des Menschen. Sitz. Ber. Akad. Wiss. DDR, 4N, 49 S.

Bernhardt, K., Kortüm, F., 1976: Beeinflussung der Atmosphäre durch menschliche Aktivitäten. Geod. Geoph. Veröff. R.II, H. 21, 3-62.

Trial Version www.nuance.com

Bernhardt, K., Mäder, C., 1987: Statistische Auswertung von Berichten über bemerkenswerte Witterungsereignisse seit dem Jahre 1000. Z. Meteorol. 37, 120-130.

Boer, G. J. et al., 1992: Some results from an intercomparison of the climates simulated by 14 atmospheric general circulation models. J. Geophys. Res. 97, D 12, 12771-12786.

Böhme, W., 1969: Über den etwa 2-jährigen Zyklus der allgemeinen Zirkulation und seine Ursachen. Habilitationsschrift, Univ. Rostock, 160 S.

Böhme, W., 1973: 100 Jahre Meteorologenkonferenz 1872. Abh. d. Meteorol. Dienst. d. DDR 14, 110, 7-16.

Böhme, W., 1989: Programme und Kooperationen in der Klimaforschung - Mittel zum Verständnis des Klimasystems als eine Voraussetzung für die Bewältigung des Klimaproblems. Z. Meteorol. 39, 185-192.

Böhme, W., 1990: Die Bedeutung säkulärer Veränderungen in der Atmosphäre. Geographische Berichte, 135, 2, 95-104.

Böhme, W., 1993: Untersuchungen zur Reaktion des Klimasystems auf große vulkanische Eruptionen mittels Phasenebenen Darstellung. Meteorol. Z. 2, 76-80.

Böhme, W., 1994a: Comparison study of the response of the climate system to major volcanic eruptions and El-Nino events. In: Grasman, J., van Straten, G. (eds.), Predictability and nonlinear modeling in natural sciences and economics, Kluwer, Dordrecht, 86-94.

Böhme, W., 1994b: Diagnostische Untersuchungen über den Zusammenhang von globalen und regionalen Klimavariationen unter Anwendung von Darstellungen im Phasenraum. In: PIK Reports No. 1: Deutsche Klimatagung, Potsdam, 11.-14. April 1994, 15-19.

Böhme, W., Golicyn, G. S., 1991: Das Klima - internationaler und interdisziplinärer Forschungsschwerpunkt. In: Hupfer, P. (Hrsg.), Das Klimasystem der Erde, Akad. Verlag, 15-36.

Böhme, W., Kolbig, J., 1981: Die Bedeutung der Klimatologie für die meteorologische Betreuung der Volkswirtschaft. Z. Meteorol. 31, 83-89.

Böhme, W., Mundt, W., 1990: Zur atmosphärischen Umwelt-, Klima- und Ozonforschung in der DDR. In: Deutsch-deutsches Symposium Umweltforschung in der DDR, Berlin, 20.-21. Sept., GSF-Bericht 2/91, 12-28.

Bond, G. et al., 1993: Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice. Nature 365, 9. Sept., 143-147.

Bras, R. (ed.), 1993: The world at risk: nature hazards and climate change. AIP Conf. Proc. 277, 352 pp.

Brázdil, R., 1986: Variation of atmospheric precipitation in the C.S.S.R. wih respect to precipitation changes in the European region. Univ. J. E. Purkyne, Brno, 169 pp.

Bretterbauer, K., 1993: Klimaentwicklung und Meeresniveau. Nova Acta Leopoldina NF 69, 285, 151-166.

Trial Version www.pdfmachine.com

Bundesumweltministerium (Information des...), 1992: Konferenz der Vereinten Nationen für Umwelt und Entwicklung im Juni 1992 in Rio de Janeiro - Dokumente - : Klimakonvention, Konvention über die Biologische Vielfalt, Bio-Deklaration, Walderklärung.

Cess, R. D. et al., 1990: Intercomparison and interpretation of climate feedback processes in 19 atmospheric general circulation models. J. Geophys. Res. 95, D 10, 16601-16615.

Claussen, M., 1994: On coupling global biome models with climate models. MPI-Rep. 131, 39 pp.

Dansgaard, W. et al., 1993: Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. Nature 364, 15 July, 218-220.

Diller, H. (Hrsg.), 1970: Hippokrates, Über die Umwelt. Akad.-Verlag, Berlin, 101

S. Engelhardt, W., Weinzierl, H. (Hrsg.), 1993: Der Erdgipfel. Economica Verlag GmbH, Bonn, 267 S.

Enquete-Kommission, 1990:"Vorsorge zum Schutz der Erdatmosphäre" des Deutschen Bundestages (Hrsg.). Schutz der Tropenwälder. Economica-Verlag ,Bonn, Verl. C. F. Müller, Karlsruhe, 983 S.

Fedorov, E. K., 1973: Perspektivy razvitija gidrometeorologiceskoj sluzby SSSR. Meteorol. Gidrol.6, 3-14.

Friis-Christensen, E., Lassen, K., 1991: Length of the solar cycle: An indicator of solar activity closely associated with climate. Science 254, 698-700.

Glynn, P. W. (ed.), 1990: Global ecological consequences of the 1982-83 El Nino-Southern Oscillation. Elsevier Oceanogr. Ser. 52, 563 pp.

Goethe, J. W., 1965: Noten und Abhandlungen zu besserem Verständnis des West-östlichen Divans, Fortleitende Bemerkung. Goethe, Berliner Ausgabe, Bd. 3, Berlin, 188.

Grassl, H., 1993: Der zusätzliche Treibhauseffekt und seine Folgen, ein weiterer Nord-Süd-Konflikt. Nova Acta Leopoldina NF 69, 285, 137-150.

Grootes, P. M. et al., 1993: Comparison of oxygen isotope records from the GISP2 and GRIP Greenland ice cores. Nature 366, 9 Dec., 552-554.

Grossmann, S., 1994: Seltene Attraktion oder seltsamer Attraktor: Vom Ursprung und vom Heute des nichtlinearen Chaos. Ann. Meteorol. 29, 13-40.

Haase, G., 1978: Zur Ableitung und Kennzeichnung von Naturpotentialen. Petermanns Geogr. Mitt. 122, 113-125.

Haase, G., 1988: Naturraumerkundung und Landnutzung - geoökologische Verfahren zur Analyse. Beiträge zur Geographie 34, Akad.-Verlag, Berlin 91.

Hantel, M., 1989: Climate modeling. In: Landolt-Börnstein, Zahlenwerte und Funktionen aus Naturwissenschaft und Technik. Neue Serie, Gr. V, Bd. 4, Meteorologie, Teilbd. c 2, Springer-Verlag, Berlin etc., 1-116.

Final Version www.klima.com

Hantel, M., Kraus, H., Schönwiese, C.-D., 1987: Climate definition. In: Landolt-Börnstein, Zahlenwerte und Funktionen aus Naturwissenschaft und Technik. Neue Serie, Gr. V, Bd. 4, Meteorologie, Teilbd. c 1, Springer-Verlag, Berlin etc., 1-28.

Harnack, A., 1900: Geschichte der Königlich Preussischen Akademie der Wissenschaften zu Berlin. Berlin, Bd. 1, 1091 S., Bd. 2, 660 S.

Helbig, A., 1987: Beiträge zur Meteorologie der Stadtatmosphäre. Abh. d. Meteorol. Dienst. d. DDR 137, 80 S.

Hellmann, G., 1926: Die Entwicklung der meteorologischen Beobachtungen in Deutschland von den ersten Anfängen bis zur Einrichtung staatlicher Beobachtungsnetze. Abh. Preuss. Akad. Wiss., phys.-math. Klasse, Nr. 1, 25 S.

Hellpach, W., 1935: Geopsyche. 5 Aufl., Verl. Engelmann, 317 S.

Henderson-Sellers, A., 1993: Continental vegetation as a dynamic component of a global climate model: a preliminary assessment. Climat. Change 23, 337-377.

Henderson-Sellers, A., Gornitz, V., 1984: Possible climatic impacts of land cover transformations, with particular emphasis on tropical deforestation. Climat. Change 6, 231-257.

Herrmann, J., 1982: Naturgeschichtliches Erbe und gesellschaftliche Gesetze. Sitz. Ber. Akad. Wiss. DDR, 4G, 29 S.

Herrmann, J., 1987: Spuren des Prometheus. 5. Aufl., Urania-Verlag, Leipzig, Jena, Berlin, 288 S.

Herrmann, J., Ullrich, H., 1991: Menschwerdung. Millionen Jahre Menschheitsentwicklung - natur- und geisteswissenschaftliche Ergebnisse. Akademie-Verlag, Berlin, 778 S.

Hughes, M. K., Diaz, H. F. (eds.), 1994: The medieval warm period. Special Issue, Climat. Change 26, 109-342.

Humboldt, A. v., 1832: Fragmens de Géologie et de Climatologie Asiatiques. II Tomes, Paris (1831), Deutsch u.d.T. „Fragmente einer Geologie und Klimatologie Asiens" mit Anmerkungen, einer Karte und einer Tabelle vermehrt von Julius Loewenberg, Berlin, 272 S.

Humboldt, A. v., 1845: Kosmos. Entwurf einer physischen Weltbeschreibung. Bd. 1, Cotta'scher Verlag, Stuttgart und Tübingen, 493 S.

Hupfer, P. (Hrsg.) et al., 1991: Das Klimasystem der Erde. Akad. Verlag, Berlin, 464 S.

Hupfer, P., Chmielewski, F.-M. (Hrsg.), 1990: Das Klima von Berlin. Akad.-Verlag, Berlin, 288 S.

Hupfer, P., Thiele, R., 1989: Beitrag zur Kenntnis der Klimaschwankungen im Berliner Raum. Z. Meteorol. 39, 327-337.

IPCC, Houghton, J. T. et al. (eds.), 1990: Scientific assessment of climate change. Report prepared for IPCC by working group 1, June, 365 pp.

Trial Version
www.nuance.com

IPCC, Houghton, J. T. et al. (eds.), 1992: Climate change 1992. The suppl. rep. to the IPCC Sci. Assessment, Cambridge Univ. Press, 200 pp.

Jouzel, J. et al., 1993: Extending the Vostok ice-core record of paleoclimate to the penultimate glacial period. Nature 364, 29 July, 407-412.

Karpe, H.-J., Otten, D., Trinidade, S. C. (eds.), 1990: Climate and development. Springer-Verlag, Berlin etc., 477 pp.

Kleber, G., 1982: Untersuchung langer Beobachtungsreihen aus dem atlantisch-europäischen Raum mit Hilfe des Zeichentests als verteilungsfreiem Prüfverfahren. Z. Meteorol. 32, 137-147.

Klix, F., 1993: Erwachendes Denken. 6. Aufl., Spektrum Akad. Verlag, Heidelberg, Berlin, Oxford, 405 S.

Kluge, J., 1991: Die Bjerknes'sche und Schmauß'sche Auffassung des Problems der Wettervorhersage aus heutiger Sicht. Z. Meteorol. 41, 65-75.

Lamb, H. H., 1982: Climate, history and the modern world. Methuen, London, New York, 387 pp.

Lamb, H. H., 1989: Klima und Kulturgeschichte. Der Einfluß des Wetters auf den Gang der Geschichte. Rowohlt, Reinbek bei Hamburg, 448 S.

Lashof, D. A., 1989: The dynamic greenhouse: feedback processes that may influence future concentrations of atmospheric trace gases and climate change. Climat. Change 14, 213-242.

Lauterbach, R., 1985: Biogeophysik. In: Lauterbach, R. (Hrsg.), Physik des Planeten Erde, 2. Aufl., Akad.-Verlag, Berlin, 250-277.

Lindgrén, S., Neumann, J., 1985: Great historical events that were significantly affected by the weather: 7, „Protestant wind" - „Popish wind": The revolution of 1688 in England. Bull. Amer. Meteorol. Soc. 66, 634-644.

Lunkeit, F., Sausen, R., Oberhuber, J. M., 1994: Climate simulations with the global coupled atmosphere-ocean model ECHAM/OPYC part I: present-day climate and ENSO events. MPI-Rep. 132, 47 pp.

Mason, B. J., 1970: Future developments in meteorology: an outlook to the year 2000. Quart. J. Roy. Meteorol. Soc. 96, 349-368.

Meadows, D. H., Meadows, D. L., Randers, J., 1992: Die neuen Grenzen des Wachstums. Deu. Verlags-Anstalt GmbH, Stuttgart, 319 S.

Mende, W., Stellmacher, R., Olberg, M., 1993: Relationships between relative sunspot numbers and air temperature. Meteorol. Z. 2, 121-126.

Mitchell, J. F. B., Senior, C. A., Ingram, W. J., 1989: CO_2 and climate: a missing feedback? Nature 341, 132-134.

Neumann, J., 1977: Great historical events that were significantly affected by the weather: 2, the year leading to the Revolution of 1789 in France. Bull. Amer. Meteorol. Soc. 58, 163-168.

Final Version www.iran-archive.com

Neumann, J., 1992: Climatic conditions in the Alps in the years about the year of Hannibal's crossing (218 BC). Climat. Change 22, 139-150.

Neumann, J., 1993: Great historical events that were significantly affected by the weather: Part 11: Meteorological aspects of the battle of Waterloo. Bull. Amer. Meteorol. Soc. 74, 413-420.

Neumann, J., Dettwiller, J., 1990: Great historical events that were significantly affected by the weather: Part 9, the year leading to the revolution of 1789 in France (II). Bull. Amer. Meteorol. Soc. 71, 33-41.

Neumann, J., Flohn, H., 1987, 1988: Great historical events that were significantly affected by the weather: Part 8, Germany's war on the Soviet Union, 1941-45 I, II. Bull. Amer. Meteorol. Soc. 68, 620-630; 69, 730-735.

Obst, G., 1992: „Physica specialis cum medicina provisionalis" - Zusammenhänge zwischen Naturkunde und Menschenkunde bei G. W. Leibniz. Hannoversche Abh. Gesch. Med. Naturwiss. H. 5, 199 S.

Olberg, M., Stellmacher, R., 1991: Analyse von Daten. In: Hupfer, P. (Hrsg.), Das Klimasystem der Erde. Akad. Verlag, Berlin, 157-175.

Pelz, J., 1993: Eine kritische Betrachtung zur Geschichte der Temperaturmessung und deren Auswertung in Berlin seit 1701. Meteorol. Abh. Inst. Meteorol. FU Berlin, Neue Folge, Ser. A, Monogr., Bd. 4, H. 4, 170 S.

Proceedings of the Second World Climate Conference, Geneva, 29 Oct. - 7 Nov. 1990. Veröffentlicht unter dem Titel: Climate Change: Science, Impact and Policy. Cambridge Univ. Press.

Rabb, T. K., 1983: Climate and society in history: a research agenda. In: Chen, R. S., Boulding, E., Schneider, S. H. (eds.), Social science research and climate change. Reidel Publ. Comp., Dordrecht, Boston, Lancaster, 62-114.

Randall, D. A. et al., 1992: Intercomparisons and interpretation of surface energy fluxes in atmospheric general circulation models. J. Geophys. Res. 97, D4, 3711-3724.

Robock, A. et al., 1993: Use of general circulation model output in the creation of climate changes scenarios for impact analysis. Climat. Change 23, 293-335.

Rotberg, R. I., Rabb, T. K. (eds.), 1981: Climate and history. Princeton Univ. Press, 280 pp.

Rudloff, R. v., 1992: Hannibals Alpenübergang. Mitteil. DMG 3, 9-20.

Sahagian, D. L., Schwartz, F. W., Jacobs, D. K., 1994: Direct anthropogenic contributions to sea level rise in the twentieth century. Nature 367, 6 Jan., 54-57.

Salati, E., Nobre, C. A., 1990: Possible climatic impacts of tropical deforestation. Climat. Change 19, 177-196.

Sausen, R., Barthel, K., Hasselmann, K., 1988: Coupled ocean-atmosphere models with flux correction. Climate Dyn. 2, 145-163.

Trial Version www.pdfmachine.com

Schinke, H., 1992: Zum Auftreten von Zyklonen mit niedrigen Kerndrücken im atlantisch-europäischen Raum von 1930 bis 1991. Wiss. Z. Humboldt-Univ. Berlin, Mathematik/Naturwissenschaften 41, H. 2, 17-28.

Schinke, H., 1993: On the occurrence of deep cyclones over Europe and the North Atlantic in the period 1930-1991. Beitr. Phys. Atmosph. 66, 223-237.

Schlaak, P., 1978: Wetter, Witterung und Klima in Berlin in den vergangenen 300 Jahren. Sitz. Ber. Ges. Naturforsch. Freunde zu Berlin (N. F.) 18, 42-53.

Schneider, S. H., 1984: Deforestation and climatic modification - an editorial. Climat. Change 6, 227-229.

Schneider, U., Georgii, H.-W., 1993: Kurzfristige Änderungen der Ozonkonzentration beim Durchzug einer Kaltfront am 22. November 1989. Meteorol. Z. 2, 84-90.

Schneider-Carius, K., 1961: Das Klima, seine Definition und Darstellung; zwei Grundsatzfragen der Klimatologie. Veröff. Geophys. Inst. K.-Marx-Univ. Leipzig, 17, 143-222.

Skeib, G., Popp, Ch., 1961: Messungen des Gesamtozongehaltes der Atmosphäre in Mirny, Antarktika. Z. Meteorol. 15, 287-291.

Sneyers, R., Böhm, R., Vannitsem, S., 1993: Climatic changes in the Austrian Alps during the period 1775-1989. In: Obrebska-Starklowa, B. (ed.), Early meteorological instrumental records in Europe - methods and results. Uniwersytet Jagiellonski, Kraków, 163-171.

Stein, O., Hense, A., 1994: A reconstructed time series of the number of extreme low pressure events since 1880. Meteorol. Z. 3, 43-46.

Stellmacher, R., Tiesel, R., 1989: Über die Strenge der mitteleuropäischen Winter der letzten 220 Jahre - eine statistische Untersuchung. Z. Meteorol. 39, 56-59.

Storch, H. v., et al., 1993: Changing statistics of storms in the North Atlantic? MPI-Report 116, 18 pp.

Strohmaier, G. (Hrsg.), 1988: Al-Biruni. In den Gärten der Wissenschaft. Verl. Philipp Reclam jun., Leipzig, 318 S.

Takahashi, M., 1993: A QBO-like oscillation in a two-dimensional model derived from a GCM. J. Meteorol. Soc. Jap. 71, 641-654.

Taylor, K.C. et al., 1993: Electrical conductivity measurements from the GISP2 and GRIP Greenland ice cores. Nature 366, 9, 549-552.

Turowski, E., Haase, C., 1987: Meteoropathologische Untersuchung über die Klima- und Wetterabhängigkeit der Sterblichkeit. Diss. A, Berlin, Bd. 1, 157 S., Bd. 2, 250 Abb., unveröff.

van der Veen, C., J., 1993: Interpretation of the short-term ice-sheet elevation changes inferred from satellite altimetry. Climat. Change 23, 383-405.

Watts, R. G., Morantine, M., 1990: Rapid climatic change and the deep ocean. Climat. Change 16, 83-97.

Trial Version
www.pdfmine.com

Watts, R. G., Morantine, M. C., 1991: Is the greenhouse gas climate signal hiding in the deep ocean. Climat. Change 18, 4, iii-vi.

Weltkommission für Umwelt und Entwicklung, 1988: Unsere gemeinsame Zukunft. Staatsverlag der DDR, Berlin, 349 S.

White, J. W. C., 1994: A high-resolution record of atmospheric CO_2 content from carbon isotopes in peat. Nature 367, 13 Jan., 153-156.

Wigley. T. M. L., Ingram, M. J., Farmer, G. (eds.) 1981: Climate and history. Cambridge Univ. Press, 530 pp.

WMO, 1979: Proceedings of the World Climate Conference, Geneva, 12-23 February 1979. WMO No. 537.

Trial Version
www.nuance.com