SITZUNGSBERICHTE
LEIBNIZ-SOZIETÄT DER WISSENSCHAFTEN

Klima und Menschheit

**Kolloquium am 14. April 2016
anlässlich der 80. Geburtstage von**

**Karl-Heinz Bernhardt,
Klaus-Dieter Jäger und
Dietrich Spänkuch**

Herausgeber des Bandes: Dietrich Spänkuch

BAND 129

JAHRGANG 2016

Inhalt

Gerhard Banse (MLS) 7
Eröffnung und Begrüßung

Gerhard Banse (MLS) 9
Laudatio zum 80. Geburtstag von Karl-Heinz Bernhardt

Armin Jähne (MLS) 13
Laudatio zum 80. Geburtstag von Klaus-Dieter Jäger

Heinz Kautzleben (MLS) 17
Laudatio zum 80. Geburtstag von Dietrich Spänkuch

Karl-Heinz Bernhardt (MLS) 23
Klima und Gesellschaft im Wandel der Zeit

Ulrich Cubasch, Bijan Fallah 47
Dürreperioden in Asien während der letzten 1.000 Jahre
in Proxydaten und Modellsimulationen

Hartmut Kühne 55
Siedlungsausbau und Siedlungseinschränkung in der Bronzezeit Nord-
Mesopotamiens in Abhängigkeit von klimatischen Veränderungen

Klaus-Dieter Jäger (MLS) 69
Niederschlagsschwankungen in Mitteleuropa während der letzten
Jahrtausende der Nacheiszeit und deren historische Folgen

Mathias Deutsch 85
Hydrologische Extremereignisse der letzten fünf Jahrhunderte
in Mitteldeutschland

Jörg Matschullat (MLS), **Sophie von Fromm,**
Roberval Monteiro Bezerra de Lima 99
Bodenatmung (CO_2, CH_4, N_20) in Abhängigkeit von Landnutzung
und klimatischen Bedingungen

Hans Joachim Schellnhuber (MLS) 113
Die Nichtlinearität des Klimaproblems

Klaus Dethloff (MLS), **Annette Rinke, Dörthe Handorf, Ralf Jaiser, Wolfgang Dorn** 117
Wechselwirkung von arktischem Meereis und kontinentaler Schneebedeckung mit atmosphärischen Telekonnektionsmustern

Wolfgang Steinbrecht 127
Ozonschicht und Klimawandel

Dietrich Spänkuch (MLS) 129
Auswirkungen des Klimawandels auf Natur und Gesellschaft in Europa

Sitzungsberichte der Leibniz-Sozietät der Wissenschaften zu Berlin *129 (2016), 7–8*

Gerhard Banse (MLS)

Eröffnung des Ehrenkolloquiums „Klima und Menschheit“

Meine sehr geehrten Damen und Herren,
liebe Mitglieder und Freunde der Leibniz-Sozietät der Wissenschaften,

ich begrüße Sie ganz herzlich zur gemeinsamen Sitzung beider Klassen, die als Ehrenkolloquium mit dem umfassenden Thema „Klima und Menschheit“ anlässlich der 80. Geburtstage unserer Mitglieder *Karl-Heinz Bernhardt, Klaus-Dieter Jäger* und *Dietrich Spänkuch* durchgeführt wird. Diese drei Jubilare begrüße ich ausdrücklich gesondert ganz besonders herzlich. Ihnen zu Ehren wurde ein ambitioniertes Programm vorbereitet.

Im September 2008 hatten wir eine ähnlich umfangreiche Veranstaltung mit dem Titel „Menschheit und Geschichte – Zwischen Eiszeit und Zukunft“. Inhaltliche Parallelen zum heutigen Kolloquium sind unübersehbar.

Entsprechend den akademischen Gepflogenheiten umfasst das heutige Ehrenkolloquium Vorträge zu Themen aus den wissenschaftlichen Arbeitsgebieten der drei Jubilare: Herr *Bernhardt* ist Meteorologe und sehr interessiert an der Geschichte der Meteorologie, Herr *Jäger* ist Geoarchäologe und Herr *Spänkuch* ist ebenfalls Meteorologe. Die Leibniz-Sozietät folgt mit dem Ehrenkolloquium dem schon vielfach bewährten Muster des wissenschaftlichen Forums, in dem zu einem Thema die dazu kompetenten Mitglieder der Leibniz-Sozietät und besonders eingeladene Gäste mit hoher Kompetenz vortragen und diskutieren werden.

„Klima und Menschheit“ ist auch der Titel eines Artikels, den *Wolfgang Böhme* und *Karl-Heinz Bernhardt* im ersten Band der „Sitzungsberichte der Leibniz-Sozietät“, der 1994 erschien, veröffentlicht haben. Herr *Wolfgang Böhme* war ebenfalls Meteorologe und Mitglied unserer Gelehrtengesellschaft. Auch er gehörte zu den Begründern des Vereins „Leibniz-Sozietät“. Die beiden Verfasser des genannten Artikels konnten sich auf umfassende Kenntnisse über die Klimaforschung in der DDR stützen, die auch unserer Gelehrtengesellschaft zu Zeiten der DDR zur Verfügung standen. „Klima und Menschheit“ gehört zu den Themenkomplexen, mit denen sich die Leibniz-Sozietät permanent befasst hat und weiterhin befassen wird. Davon

zeugen nicht nur die Folge von wissenschaftlichen Veranstaltungen mit relevanten Themen, sondern auch die Mitglieder unserer Gelehrtengesellschaft mit relevanten Fachgebieten.

Die heutigen zehn äußerst interessanten Beiträge und die dazu gehörende – wie ich vermute lebhafte – Diskussion zu verfolgen wird uns allen viel abverlangen. Wie bereits gesagt: ambitioniert.

Ambitioniert ist das Heutige aber nicht nur inhaltlich, sondern auch zeitlich, denn es gibt zeitliche Vorgaben. Die Moderatoren der Vormittags- wie der Nachmittagssitzung werden es aber nicht schwer haben, denn ich bin mir sicher, dass alle Vortragenden sich an ihre Redezeit halten werden...

Ich bedanke mich schon jetzt im Namen des Präsidiums bei den Mitgliedern, die an der Vorbereitung dieses Kolloquiums engagiert mitgewirkt und so den Grundstock für dessen Gelingen geschaffen haben.

Selbstverständlich werde auch ich mich an die mir vorgegebene Zeit für Eröffnung und Begrüßung halten. Deshalb bleibt mir nur, dem Ehrenkolloquium einen guten Verlauf und uns intellektuellen Genuss zu wünschen.

Die „Choreografie“ des heutigen Tages hat vorgesehen, dass ich zu den Laudationes auf unsere Jubilare überleite – und mit der für Herrn *Bernhardt* beginne.

Sitzungsberichte der Leibniz-Sozietät der Wissenschaften zu Berlin *129 (2016), 9–11*

Gerhard Banse (MLS)

Laudatio auf Karl-Heinz Bernhardt

Sehr geehrter Herr Bernhardt, liebe Hannelore, meine sehr geehrten Damen und Herren,

lassen Sie mich mit zwei Daten beginnen: Am 24. Dezember 1935 wurde unser Mitglied *Karl-Heinz Bernhardt* geboren; am 07. Juni 1990 wurde er zum Korrespondierenden Mitglied der Akademie der Wissenschaften gewählt. Das erste Datum bedeutet, dass er am 24. Dezember 2015 seinen achtzigsten Geburtstag beging, das zweite Datum belegt, dass er seit über 25 Jahren unserer traditionsreichen Gelehrtengesellschaft angehört, ist er doch auch Gründungsmitglied der Leibniz-Sozietät der Wissenschaften zu Berlin. Zu beidem herzlichen Glückwunsch.

In jeder Phase seines jahrzehntelangen Schaffens wirkte Herr *Bernhardt* erfolgreich als Hochschullehrer, Forscher, international hoch geachteter Autor, Mitherausgeber der „Zeitschrift für Meteorologie“ und Experte in Arbeitsgruppen der Meteorologischen Weltorganisation, als Projektleiter „Physik der atmosphärischen Grenzschichten“ und als langjähriges Vorstandsmitglied sowie Präsident der Meteorologischen Gesellschaft der DDR.

Ich kann hier nur einige Etappen des wissenschaftlichen Lebenswegs nennen:

– Von 1953 bis 1969 Studium der Meteorologie, Aspirant und Oberassistent am Geophysikalisches Institut der Karl-Marx-Universität Leipzig, 1962 Promotion zum Dr. rer. nat. mit der Dissertation „Zur Theorie des vertikalen atmosphärischen Turbulenzwärmestroms“, 1967 Habilitation mit der Arbeit „Theoretische Untersuchungen zur Energetik der Atmosphäre“.
– Von 1969 bis 1994 Dozent für Meteorologie und Geophysik sowie ordentlicher Professor für Meteorologie am Fachbereich Meteorologie und Geophysik der Sektion Physik der Humboldt-Universität zu Berlin (dabei von 1969 bis 1990 Leiter dieses Bereichs). In dieser Zeit hat Herr *Bernhardt* – um einen ersten Beleg seines Wirkens zu nennen – insgesamt

39 Dissertationen A und B von Forschungsstudenten, Aspiranten, Mitarbeitern und Externen erfolgreich betreut

Mit beharrlichem interdisziplinärem Engagement und hohem persönlichen Einsatz trug Herr *Bernhardt* als bedeutende Persönlichkeit der Wissenschaft mit gleichgesinnten Kollegen auf dem sich beeindruckend entwickelnden Gebiet der Physik der Erdatmosphäre und des Klimasystems – speziell mit fluid- und thermodynamischen Untersuchungen und Modellierungen der Erdatmosphäre sowie mit Analysen globaler Umweltprobleme und zur Klimatologie – zu deren hoch bewerteten Erfolgen bei. Davon zeugen – Beleg Nummer Zwei – in beeindruckender Weise mehr als 300 wissenschaftliche Veröffentlichungen, nationale und internationale Kooperationen sowie das Engagement als wissenschaftlicher Berater.

Bekannt sind auch seine wissenschaftlichen Arbeiten zur Geschichte der Meteorologie sowie – und damit leite ich zur Leibniz-Sozietät über – die zahlreichen Vorträge und Publikationen in unserer Gelehrtengesellschaft.

Als Vortragender hat sich Herr *Bernhardt*, ausgehend von seinem Fach, der Meteorologie, mit interdisziplinären Betrachtungen in den Sitzungen der Leibniz-Sozietät und ihren Sonderveranstaltungen hervorgetan sowie die Leibniz-Sozietät in internationalen Kongressen mehr als einmal vertreten. Damit hat er seinen internationalen Rang als Wissenschaftler unter Beweis gestellt. Die wissenschaftlichen Arbeiten von Herrn *Bernhardt* betreffen nicht nur den engeren Rahmen der Meteorologie, sondern sind gleichsam der philosophischen Durchleuchtung der jeweiligen Thematik gewidmet. Das Vortragsprogramm der Leibniz-Sozietät wurde ebenfalls durch seine wissenschaftshistorischen Ausführungen bereichert. Die Teilnahme von Herrn *Bernhardt* an Diskussionen unserer Sozietät sowie deren häufige Leitung führten stets zu einer weiteren Interpretation der dargebotenen Problemstellungen.

Bereits im Jahr 1996 war Herr *Bernhardt* zum Sekretar der Klasse für Naturwissenschaften als Nachfolger von *Karl Lanius* gewählt worden und hat diese Funktion bis zum Jahr 2012 mit großer Exaktheit ausgeführt. Seither fungiert er als Stellvertretender Klassensekretar. Dieser Einsatz kann nicht hoch genug gewürdigt werden, denn er ist mit viel Arbeit verbunden, die weit über Protokollanfertigung, Vortragsplanung und Leitung der Sitzungen hinausreicht: Während seiner Amtszeit als Klassensekretar hielt die von ihm geleitete Klasse rund 160 wissenschaftliche Sitzungen ab, empfahl rund 80 Referenten für die Sitzungen des Plenums und bereitete rund zehn Kolloquien der Leibniz-Sozietät zu Themen aus ihrem Zuständigkeitsbereich

vor. Herr *Bernhardt* leitete verantwortlich die Vorbereitung der Zuwahlen von rund 100 Mitgliedern der Leibniz-Sozietät mit Fächern im Zuständigkeitsbereich dieser Klasse. Im Zuständigkeitsbereich der Klasse Naturwissenschaften bildeten sich mehrere permanente Arbeitskreise. Besonders zu nennen sind hier der Arbeitskreis Allgemeine Technologie und der Arbeitskreis Geo-, Montan-, Umwelt-, Weltraum- und Astrowissenschaften.

Mit seinem außergewöhnlichen Einsatz diente er voll und ganz der Förderung der Leibniz-Sozietät der Wissenschaften, wofür er im Jahr 2011 mit der Daniel-Ernst-Jablonski-Medaille ausgezeichnet wurde.

Hier passt nun sehr gut der abschließende Satz des Glückwunsch-Schreibens, das Herr *Bernhardt* zu seinem Jubiläum erhalten hat, unterzeichnet vom jetzigen Sekretar der jetzigen Klasse Naturwissenschaften und Technikwissenschaften, Herrn *Lutz-Günther Fleischer*, und mir:

> „Die Klasse Naturwissenschaften und Technikwissenschaften sowie das Präsidium schätzen es außerordentlich, Sie als Mitglied in unserer Gelehrtensozietät zu wissen. Sehr gern nutzen wir Ihr Jubiläum, um Ihnen, sehr verehrter Herr Bernhardt, weiterhin alles Gute, eine rege Teilnahme und noch lange währende Teilhabe am wissenschaftlichen Leben unserer traditionsreichen Sozietät [...] zu wünschen."

Meine sehr verehrten Damen und Herren,

Herr *Bernhardt* ist faktisch das dienstälteste Leitungsmitglied in der Leibniz-Sozietät (wenn die mir vorliegenden Daten korrekt sind, ist er einige Monate länger im Amt als der Vorsitzende des Kuratoriums der Stiftung der Freunde der Leibniz-Sozietät *Horst Klinkmann*). In Absprache mit Herrn *Bernhardt* nutze ich gerne den Rahmen dieses Ehrenkolloquiums, um ihn – nochmals meinen Dank aussprechend – von der Verpflichtung des Stellvertretenden Klassensekretars zu befreien.

Sitzungsberichte der Leibniz-Sozietät der Wissenschaften zu Berlin *129 (2016), 13–16*

Armin Jähne (MLS)

Octogenario Claudio Diederio Jaegerio multam salus!

Vor einem Jahr hatte ich das Glück, noch einmal einem meiner Oberschullehrer zu begegnen. In froher Runde sagte er, dass ein guter Lehrer immer auch einen Spitznamen haben müsse. Wir nannten ihn „Tünnef". Auch der Jubilar hat einen Spitznamen – sehr prosaischen Ursprungs. Um ihn im Naturkundemuseum Berlin von einem Namensbruder zu unterscheiden, wurde er „Urjäger" genannt. Der Beiname blieb fortan an ihm haften und wurde auch von seinen Studenten angenommen. Sie schätzten ihren Lehrer, bewunderten sein enormes Fachwissen, mehr noch sein einzigartiges Gedächtnis – für die, welche es nicht hatten, geradezu niederschmetternd –, dieses stete Bereithalten von wissenschaftlichen Fakten und Literaturangaben. Sie hatten ihn offenbar sogar ein wenig gern, denn seine Vorlesungen und Seminare waren anregend, gut strukturiert, anschaulich und vermittelten präzises und praxisorientiertes Wissen, auch war ihm jedes akademische Gehabe fremd. Er war seinen Studenten Lehrer und zugleich kollegialer Partner. Ich habe mich selbst davon überzeugt.

Wer ist nun Claudius Diederius Jaegerius oder schlicht Professor Dr. Klaus-Dieter Jaeger und welche Wissenschaftsdisziplinen vertritt er? Landsmannschaftlich gesehen ist er ein sächsischer Thüringer. Geboren in Radebeul bei Dresden, wo er auch das Abitur ablegte, studierte er an der Friedrich-Schiller-Universität in Jena Ur- und Frühgeschichte im Hauptfach und besuchte in Ergänzung dazu botanische und quartärgeologische Lehrveranstaltungen. Nach seiner Diplomarbeit 1958 über „Holozäne Süßwasserkalke zwischen Saalfeld und Jena und ihre vorgeschichtliche Besiedlung" setzte er im Rahmen einer „Absolventenförderung" seine Fachausbildung auf dem Wege von Museumsarbeit und Grabungseinsätzen, von Studienaufenthalten in Greifswald, am Niedersächsischen Landesamt für Marschen- und Wurtenforschung Wilhelmshaven und im VEB Geologische Erkundung fort. Hinzu kam ein mehrmonatiger Aufenthalt mit quartärgeologischer Ausrichtung in der ČSSR. Damit war der Grundstein gelegt für jene, für den Jubilar

charakteristische Interdisziplinarität und internationale Zusammenarbeit insbesondere mit Wissenschaftlern in Tschechien, der Slowakei, Polen, Ungarn und Österreich.

1960 wurde er als Assistent für „Geologische und botanische Untersuchungen zur Vor- und Frühgeschichte“ am ehemaligen Institut für Vor- und Frühgeschichte der damaligen Deutschen Akademie der Wissenschaften in Berlin tätig. Er führte u.a. erste Studien über Alter und Ursachen feinklastischer Flussablagerungen in thüringischen Talauen durch. 1966 promovierte er in Jena mit der Dissertation über „Holozäne Binnenwasserkalke und ihre Aussage für die nacheiszeitliche Klima- und Landschaftsentwicklung im südlichen Mitteleuropa“ zum Dr. rer. nat. Noch während seiner Zeit in der Deutschen Akademie der Wissenschaften wurde Klaus-Dieter Jäger 1962 Korrespondierendes Mitglied in der Subkommission für das Studium des Holozän der Internationalen Union für Quartärforschung (INQUA). 1967 bereitete er die erste internationale Exkursionstagung der INQUA-Subkommission zum Thema „Probleme und Befunde der Holozänstratigraphie in Thüringen, Sachsen und Böhmen“ vor und leitete sie auch. Im gleichen Jahr wurde er Sekretär der Subkommission und späteren INQUA-Kommission (seit 1969, Paris). Dieses wissenschaftsorganisatorische Engagement stand in enger Verbindung mit seiner Arbeit (seit 1966) in der Abteilung Quartärforschung und Hydrogeologie am ehemaligen Institut für Geologie der Humboldt-Universität zu Berlin, das 1968 im Zuge der 3. Hochschulreform aufgelöst wurde.

Es folgten eine Anstellung als Fachgebietsleiter für Ingenieurgeologie an der Bezirksstelle Geologie beim Rat des damaligen Bezirks Frankfurt/Oder (bis 1971) und seit 1972 die Mitarbeit in der von der Sächsischen Akademie der Wissenschaften getragenen Forschungsgruppe „Naturhaushalt und Gebietscharakter“ in Dresden (bis 1983). In diese Jahre fallen auch die gemeinsam mit *Michael Succow* und *Dietrich Kopp* veröffentlichte Monographie „Naturräumliche Grundlagen der Landnutzung“ (1982), die zusammen mit *Arndt Bernhardt* verfasste Studie „Zur gesellschaftlichen Einflußnahme auf den Landschaftswandel in Mitteleuropa in Vergangenheit und Gegenwart“ (1985) und 1982 die Habilitation an der Ernst-Moritz-Arndt-Universität in Greifswald mit der Schrift „Stratigraphische Zeugnisse für den Wandel von Klima und Landschaft im Jungquartär des östlichen Mitteleuropa“.

Gleichzeitig setzte Klaus-Dieter Jäger seine 1964 im Lehrauftrag begonnene Lehrtätigkeit an der Humboldt-Universität und später auch der Martin-Luther-Universität in Halle/Saale fort. 1983 wurde er dort Dozent am Wis-

senschaftsbereich Ur- und Frühgeschichte und 1992 zum Professor für Geoarchäologie und prähistorische Archäologie am Fachbereich Kunst- und Altertumswissenschaften berufen. Seine universitäre Laufbahn, die auch Leitungsaufgaben einschloss (z.B. als kommissarischer Direktor des Instituts für prähistorische Archäologie 1991 und als Fachbereichsdekan), endete 2001 mit der Emeritierung. Der Lehre blieb er dennoch treu. So hielt er unlängst noch Vorlesungen in tschechischer Sprache an der Universität in Brünn/Brno.

1990 wurde er Korrespondierendes Mitglied des Deutschen Archäologischen Instituts (DAI), 1991 Vorstandsmitglied im Mittel- und Ostdeutschen Verband für Altertumsforschung (bis 2002) und 2002 in der Hugo-Obermaier-Gesellschaft zur Erforschung des Eiszeitalters und der Steinzeit. 1994 übernahm er den Vorsitz in der Kommission Quartärgeologie/Paläoklimatologie der Sächsischen Akademie der Wissenschaften (bis 2001) und 1999 die Präsidentschaft in der Eurosibirischen Subkommission in der nunmehrigen INQUA-Kommission für das Studium des Holozäns (bis 2003). 2014 erhielt er in Innsbruck die Albrecht-Penck-Medaille der Deutschen Quartärvereinigung (DEUQUA).

2004 wurde er in die Leibniz-Gesellschaft der Wissenschaften zugewählt, in deren wissenschaftliches Leben und innere Organisation er sich auf aktive Weise einbringt.

Spätestens hier erhebt sich die nicht leicht zu beantwortende Frage, welche Spezialdisziplin dem interdisziplinär und international gut vernetzten Jubilar als quasi Hauptfach zugeordnet werden kann. Er vertritt die prähistorische Archäologie, namentlich das Paläolithikum und die Bronzezeit, ist auf den Gebieten der Geoarchäologie, der Paläoethnobotanik der Landeskunde und Quartärgeologie zu Hause, ist anerkannter Experte für das Holozän, Paläoklimatologe, Paläoökologe und Feldarchäologe. Alle diese Fachdisziplinen sind zwar miteinander verbunden, aber jede für sich schließt noch ein eigenes Spezialwissen ein. Zudem muss erstaunen, wie organisch sie sich in der Person dieses einzelnen Gelehrten vereinen. Weit über 200 Publikationen legen beredt Zeugnis vom wissenschaftlichen Leistungsvermögen des Jubilars ab, seien es Studien über „Paläomalakologische Untersuchungen in Karasura – Beginn und Ausblick“ (ein Siedlungshügel in Bulgarien), über den „Klimawechsel der letzten 10.000 Jahre in Mitteleuropa“, über „Ur- und frühgeschichtliche Klimabeeinflussung durch Intensitätsunterschiede agrarischer Landnutzung?“ oder „Die Ackerbohne (*Vicia faba* L.) in Mitteleuropa als Kulturpflanze seit der späten Bronzezeit“.

Es gibt noch eine weitere Besonderheit. Klaus-Dieter Jäger repräsentiert Wissenschaftsdisziplinen, die ich zu den erdnahen zähle. Ihre Fachvertreter, ich denke dabei an Veterinäre, Agrarwissenschaftler und ausgesprochene Feldarchäologen (nicht an Klassische Archäologen), finden in der Regel sehr schnell eine gemeinsame Sprache, auch über Landesgrenzen hinweg. Sie zeichnen sich durch Kollegialität und gegenseitige Unvoreingenommenheit aus. Der Jubilar fügt sich beispielhaft in diesen Kreis von Gelehrten und Forschern ein.

Dem vielen Guten, das über ihn gesagt wurde, möchte man gerne auch etwas Kritisches hinzufügen. Vielleicht könnte auf seine penible Gründlichkeit verwiesen werden, zumal er gern die Floskel „im Grunde genommen“ benutzt. Claudius Diederius Jaegerius ist in der Tat ein unermüdlicher Kärrner der Wissenschaft, ein herausragender Hochschullehrer und Forscher, ein verlässlicher Kollege und mir ein guter Freund. Ich wünsche ihm das Allerbeste und „möge er hundert Jahre werden“.

Sitzungsberichte der Leibniz-Sozietät der Wissenschaften zu Berlin *129 (2016), 17–21*

Heinz Kautzleben (MLS)

Laudatio auf Dietrich Spänkuch

Dietrich Spänkuch hat am 17. Februar 2016 sein 80. Lebensjahr vollendet. Die Leibniz-Sozietät der Wissenschaften zu Berlin (kurz: Leibniz-Sozietät) hat ihn im Jahre 1994 zu ihrem Mitglied gewählt. Damit wurde er zum Mitglied der traditionsreichen Gelehrtengesellschaft in Berlin, die 1700 nach den Vorstellungen von Gottfried Wilhelm Leibniz als Kurfürstlich Brandenburgische Sozietät der Wissenschaften gegründet, seit 1993 dessen Namen trägt. Die Leibniz-Sozietät folgte dabei dem Zuwahlprogramm der Klasse Geo- und Kosmoswissenschaften (kurz: GK), die in der Gelehrtengesellschaft von 1980 bis 1992 bestanden hatte. Der Meteorologe *Dietrich Spänkuch* war zur Zeit seiner Zuwahl bereits ein international anerkannter Forscher auf dem Gebiet der atmosphärischen Strahlung; und er hatte sich besonders ausgezeichnet durch die Mitwirkung am Beitrag der DDR zu Satellitenexperimenten der UdSSR-Weltraumforschung zur indirekten Sondierung der Atmosphären der Erde und der Venus. (Anmerkung: „Remote sensing“ wurde von den Meteorologen in der DDR „indirekte Sondierung“ genannt.) Die Klasse GK und dann auch die Leibniz-Sozietät erwarteten von ihm zunächst, dass er das höchst wichtig gewordene Gebiet der Satellitenmeteorologie vertritt. Wegen der stürmisch ansteigenden Bedeutung der Klimaforschung wurde für die Leibniz-Sozietät sehr bald besonders wichtig seine hohe Kompetenz auf dem Gebiet der Strahlung, deren Beachtung gemeinsam mit den Untersuchungen zu den Phasenumwandlungen des Wassers in der Atmosphäre die allgemeine Hydro- und Thermodynamik erst zur Physik der Atmosphäre ausgestalten lassen. *Dietrich Spänkuch* ist den in ihn gesetzten Erwartungen vollauf gerecht geworden.

Dietrich Spänkuch gehört zu der Generation der deutschen Wissenschaftler, die noch die Endzeit des nationalsozialistischen Deutschen Reiches erlebt hat, im von der Sowjetunion besetzten und beherrschten Ostteil Deutschlands, der späteren Deutschen Demokratischen Republik, ausgebildet wurde und dort mehrere Jahrzehnte durchaus erfolgreich gearbeitet hat. *Dietrich Spänkuch* begann seine Tätigkeit als Wissenschaftler in einem In-

stitut der Akademie der Wissenschaften der DDR in Berlin-Adlershof, zum hochangesehenen Wissenschaftler wurde er im Meteorologischen Hauptobservatorium Potsdam des Meteorologischen Dienstes der DDR. Nach dem Anschluss Ostdeutschlands an die Bundesrepublik Deutschland wurde er in dieser Einrichtung, die der Deutsche Wetterdienst übernahm, noch bis zum Erreichen des gesetzlichen Rentenalters als Fachwissenschaftler beschäftigt. Seitdem ist ihm die Leibniz-Sozietät seine wissenschaftliche Heimat.

Dietrich Spänkuch hat in Thüringen die Grund- und die Oberschule besucht. Studiert hat er an der Humboldt-Universität zu Berlin (kurz: HUB) Meteorologie von 1954 bis 1959. Das Institut für Meteorologie und Geophysik der HUB wurde damals noch (bis 1961) von Hans Ertel (1904–1971; von 1950 bis 1961 Vizepräsident der Deutschen Akademie der Wissenschaften zu Berlin (kurz: DAW) geleitet. Die bewegte Geschichte und die Situation dieses Institutes während seiner Studienzeit dürften *Dietrich Spänkuch* sehr beeindruckt haben. Bestimmt hat er noch nicht einmal geahnt, welchen Einfluss das Internationale Geophysikalische Jahr 1957/58 und der damit verbundene Beginn der Weltraumforschung auf seinen wissenschaftlichen Lebenslauf einmal haben sollten. Seine akademischen Lehrer waren neben Hans Ertel Heinz Fortak (*1926, ab 1962 Ordentlicher Professor für theoretische Meteorologie an der Freien Universität Berlin (West), später Mitglied der Leopoldina) und Leonhard Foitzik, der seinerzeit führende Fachmann in der DDR für atmosphärische Optik. Leonhard Foitzik (1907–1981) forschte hauptamtlich im Institut für Optik und Spektroskopie der DAW. Nebenamtlich war er Professor im genannten Institut der HUB, das keine eigenen Forschungen zur atmosphärischen Optik betrieb. Foitzik hat *Dietrich Spänkuch* sehr gefördert: er betreute und begutachtete seine Diplomarbeit (1959), die Dissertation zur Promotion A (1965) und die zur Promotion B (1973). *Dietrich Spänkuch* war von 1959 bis 1968 sein Mitarbeiter in der Abteilung Atmosphärische Optik des Institutes für Optik und Spektroskopie der DAW in Berlin-Adlershof. Wichtig wurde für ihn sein Arbeitsaufenthalt von 1971 bis 1972 am Lehrstuhl für Physik der Atmosphäre der Universität Leningrad bei Professor K. Ya. Kondratyev.

Der Wechsel *Dietrich Spänkuchs* zum Meteorologischen Hauptobservatorium Potsdam (kurz: MHO) des Meteorologischen Dienstes der DDR (kurz: MD) erfolgte 1968. Diese international renommierte Forschungsstätte sollte sein Arbeitsort bis zum Ausscheiden aus dem Erwerbsleben im Jahre 2001 sein. Die Begründung für den Wechsel war, dass der MD entsprechend seiner Verantwortung für die gesamte Grundlagenforschung, die in der DDR auf dem Gebiet der Meteorologie durchgeführt wurde, sich an den

genannten Experimenten der UdSSR auf dem Gebiet der Satellitenmeteorologie zu beteiligen hatte. Diese Experimente gehörten zum sogenannten Programm zur Erweiterung der Beteiligung der DDR an der Erforschung und Nutzung des Weltraumes zu friedlichen Zwecken, das um 1970 beschlossen wurde. Der DDR-Beitrag zu ihnen beruhte auf dem Einsatz von Infrarot-Fourier-Spektrometern, die in mehreren Instituten der Akademie der Wissenschaften der DDR entwickelt und gebaut wurden. Zu einer seitens der UdSSR geforderten Fertigung in der geräteschaffenden Industrie der DDR kam es nicht. Im MHO wurde eine Abteilung gebildet, die zunächst Satellitenmeteorologie hieß, später (nachdem die DDR sich nicht mehr an den relevanten Satellitenexperimenten beteiligte) Strahlungstheorie; *Dietrich Spänkuch* wurde 1968 ihr Leiter. Die Schwerpunkte seiner Forschungen waren die Infrarotstrahlung der Atmosphäre, die relevanten Eigenschaften der Atmosphäre, deren Messung und Theorie. Er blieb Abteilungsleiter bis 1991, bis zur Einordnung des MHO in den Deutschen Wetterdienst der Bundesrepublik Deutschland.

In den beiden ersten Jahrzehnten seiner Tätigkeit im MHO wurde *Dietrich Spänkuch* zum seinerzeit höchstangesehenen Wissenschaftler dieser traditionsreichen Einrichtung, die 1893 gegründet worden war und auch zu Zeiten der DDR noch eine führende Stellung einnahm. Das zeigte sich deutlich in den nationalen und internationalen Aktivitäten von *Dietrich Spänkuch* in den verschiedenen Gremien und Organisationen, die sich mit Fragen seines Arbeitsgebietes befassten. Innerhalb der DDR war er Mitglied des Wissenschaftlichen Rates der Hauptforschungsrichtung Solar-terrestrische Physik im gemeinsamen Forschungsprogramm Geo- und Kosmoswissenschaften der Akademie der Wissenschaften und der Hochschulen der DDR. Der MD beteiligte sich an diesem Programm mit seinen Arbeiten zur Grundlagenforschung. Im internationalen Programm zur Erforschung und Nutzung des Weltraumes für friedliche Zwecke (Interkosmos) war *Dietrich Spänkuch* nationaler Vertreter in der Sektion 1 „Methoden des Datenempfangs, der Interpretation und der Nutzung von Satelliteninformationen“ der Ständigen Arbeitsgruppe Kosmische Meteorologie. Hervorzuheben ist seine Mitwirkung am ersten Tiefraumexperiment mit DDR-Beteiligung (Indirekte Erforschung der Venusatmosphäre). Die dabei im Kollektiv erreichten Leistungen wurden von der Regierung der DDR 1976 mit dem Orden „Banner der Arbeit“, Stufe 1, ausgezeichnet. *Dietrich Spänkuch* arbeitete mit in mehreren relevanten Arbeitsgruppen der beiden großen nichtstaatlichen internationalen wissenschaftlichen Organisationen IAMAP (International Association of Meteorology and Atmospheric Physics) und COSPAR (Com-

mittee of Space Research) ab 1970 sowie der zwischenstaatlichen World Meteorological Organisation WMO, nachdem die DDR in dieser Mitglied 1973 geworden war. 1990 war er Reviewer zum ersten Assessment Report der Arbeitsgruppe 1 des International Panel on Climate Change (IPCC).

Der Beitritt der an Stelle der DDR in Ostdeutschland gebildeten Länder zur Bundesrepublik Deutschland brachte es mit sich, dass *Dietrich Spänkuch* 1991 zum Direktor des nunmehr Meteorologischen Observatoriums Potsdam im Deutschen Wetterdienst ernannt wurde. Er übte diese Funktion zwei Jahr lang bis 1992 aus. Zu seinen Aufgaben in dieser Funktion gehörte es, die Würdigung des 100-jährigen Bestehens des Meteorologischen Observatoriums auf dem Telegraphenberg vorzubereiten. Eine Würdigung ist 1993 erfolgt, jedoch stand dabei bereits zur Diskussion, das Observatorium zu schließen. Anders als der Meteorologische Dienst der DDR wurde und wird im Deutschen Wetterdienst der Bundesrepublik Deutschland keine Grundlagenforschung durchgeführt. Die Schließung erfolgte Ende 2000 – ein schwerwiegender Fehler, der nicht wieder gutzumachen ist. *Dietrich Spänkuch* hat das öffentlich kritisiert. Das Gebäude des Observatoriums wird heute vom Potsdam Institut für Klimafolgenforschung (kurz: PIK) genutzt, dessen Direktor Hans Joachim Schellnhuber, Mitglied der Leibniz-Sozietät seit 2001, ist. Es trägt den Namen des Meteorologen Reinhard Süring (1886–1950), der mit dem Meteorologischen Observatorium seit 1893 verbunden war, von 1909 bis 1932 als Abteilungsvorsteher und nochmals von 1945 bis 1950 als Direktor. Fachkollegen bezeichnen Reinhard Süring als einen der hervorragendsten deutschen Meteorologen in der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts. Zum Mitglied der Preußischen Akademie konnte er nicht gewählt werden, da in deren Gelehrtengesellschaft die einzige Planstelle für Meteorologen besetzt war. Das PIK hat keine Mühen gescheut, das Gebäude, das unter Denkmalschutz steht, in vorbildlicher Weise zu restaurieren.

Es ist nicht nur historisch interessant, sondern zeugt von den engen inhaltlichen und organisatorischen Beziehungen zwischen der Meteorologie und der Geophysik, insbesondere dem Teilgebiet Geomagnetismus und Aeronomie, dass das „Reinhard-Süring-Haus“ ursprünglich (1893) als Hauptgebäude eines Magnetisch-Meteorologischen Observatoriums errichtet wurde. Es hatte zwei Abteilungen – das Magnetische und das Meteorologische Observatorium – und zahlreiche Nebengebäude für die speziellen Beobachtungen. Dieses Observatorium gehörte zum Preußischen Meteorologischen Institut. Alle Direktoren des Institutes waren Mitglied der Preußischen Akademie der Wissenschaften. Es wurde 1934 dem neu gegründeten

Reichswetterdienst zugeordnet, der dem Reichsluftfahrtministerium unterstellt wurde. Das Magnetisch-Meteorologische Observatorium in Potsdam wurde dabei aufgeteilt, das Magnetische Observatorium ausgegliedert. Das Meteorologische Observatorium wurde 1945 auf Befehl des Oberkommandos der sowjetischen Streitkräfte zur Zentrale des Wetterdienstes in der sowjetisch besetzten Zone gemacht, woraus 1950 der Meteorologische Dienst der DDR gebildet wurde.

Im letzten Jahrzehnt seiner Tätigkeit im Meteorologischen Observatorium auf dem Telegraphenberg befasste sich *Dietrich Spänkuch* mit Fragen der bodengebundenen indirekten Sondierung der Erdatmosphäre mittels IR- und Mikrowellengeräten. International betätigte er sich von 1991 bis 1994 als Mitglied der Sounder Science Working Group von Eumetsat, im Sommer 1999 war er Gastprofessor an der Universität Paris VI.

In der Leibniz-Sozietät war *Dietrich Spänkuch* ab 1994 der dritte Meteorologe nach Wolfgang Böhme (1926–2012), der 1978 zum Korrespondierenden Mitglied der AdW der DDR gewählt worden war, 1980 zum Ordentlichen Mitglied, und Karl-Heinz Bernhardt, der 1990 zum Korrespondierenden Mitglied der AdW der DDR gewählt worden war. Die drei bemühten sich erfolgreich darum, dass in der Leibniz-Sozietät regelmäßig die aktuellen Fragen ihres Fachgebietes behandelt wurden. Seit den 1980er Jahren kommen diese Fragen vorzugsweise aus der Klimaforschung, die immer mehr in den Mittelpunkt des wissenschaftlichen, des politischen und des medialen Interesses rückte. Den Geowissenschaftlern ist bewusst, dass die Klimatologie kein Teilgebiet der Meteorologie ist, sondern ebenso Aussagen der Ozeanologie erfordert. Physikalische Betrachtungen müssen um chemische Untersuchungen erweitert werden. Die Vertretung der Ozeanographie erschien anfangs gesichert, leider verstarb Klaus Voigt (*1934, 1980 zum Korrespondierenden Mitglied der AdW der DDR, 1989 zum Ordentlichen Mitglied gewählt) bereits 1995; ein Nachfolger konnte noch nicht gewonnen werden. Als Vertreter der atmosphärischen Chemie wurde 1997 Detlev Möller zum Mitglied der Leibniz-Sozietät gewählt. Als „Quantensprung“ bei der Steigerung der Kompetenz der Leibniz-Sozietät für Aussagen zum Klimawandel und seine Folgen kann man schließlich die Zuwahl von Hans Joachim Schellnhuber zum Mitglied der Leibniz-Sozietät im Jahre 2001 bezeichnen.

Die Leibniz-Sozietät hat allen Grund, ihrem Mitglied *Dietrich Spänkuch* hohe Anerkennung für seine wissenschaftlichen Leistungen zu zollen, ihm herzlich zu danken und alles Gute für sein weiteres Leben zu wünschen.

Sitzungsberichte der Leibniz-Sozietät der Wissenschaften zu Berlin *129 (2016), 23–45*

Karl-Heinz Bernhardt (MLS)

Klima und Menschheit im Wandel

1. Klima und Klimawandel

So wie der Wetterprophet im Museum des isländischen Bildhauers Asmundur Sveinsson (1893–1982) in Reykjavik (Abb. 1) mögen in allen bisherigen Menschheitsepochen zahllose Jäger und Sammler, Ackerbauer und Viehzüchter, Seefahrer und Krieger angsterfüllt oder hoffnungsvoll ob des bevorstehenden Wetters in den Himmel geblickt haben. Neben Aberglauben und religiösen Vorstellungen vom Wettergeschehen sind auch erste, auf Erfahrung gegründete Wetterregeln schon aus der Frühzeit aller Kulturkreise bekannt.

Galt Meteorologie noch zu meiner Studienzeit vor sechs Jahrzehnten vielen Zeitgenossen schlechthin als Wetterkunde und die häufig bespöttelte Wettervorhersage als hauptsächliche Aufgabe der Wissenschaft von der Atmosphäre, so beherrschen heute in der Öffentlichkeit und in vielen Medien lebhafte, häufig aufgeheizte Debatten um den Klimawandel, seine Ursachen und seine Folgen, das Feld.

Die Beschränkung des menschgemachten Anteils an der Klimaerwärmung ist Gegenstand von Regierungserklärungen, Stellungnahmen von Parteien und Verbänden wie auch einer päpstlichen Enzyklika.[1] Auf der bisher letzten einer Folge von Klimakonferenzen der Vereinten Nationen und unter Bezugnahme auf die am 9. Mai 1992 in New York verabschiedete Rahmenkonvention zum Klimawandel[2] haben im Dezember 2015 in Paris 195 Teilnehmerstaaten in einer völkerrechtlich verbindlichen Konvention (COP 21) beschlossen, den Anstieg der globalen Mitteltemperatur an der Erdoberfläche gegenüber der vorindustriellen Periode auf deutlich unter 2,0°C, möglichst auf 1,5°C zu beschränken, was nach gegenwärtigem Wissensstand eine Beendigung der anthropogenen Netto-Emission von Treibhausgasen um die Mitte des 21. Jahrhunderts und im weiteren eine weitgehende Dekarbonisierung der Weltwirtschaft erfordert.

1 Laudato si', Mai 2015.
2 United Nations Framework Convention on Climate Change.

Der Begriff des Klimas wurde allerdings bereits in der Antike geprägt und gilt als von „κλιμα“ = Neigung abgeleitet, was sich auf den Einfallswinkel der Sonnenstrahlen an der Erdoberfläche bezieht, womit die Einteilung der Klimazonen nach der geographischen Breite gegeben und die Sonnenstrahlung als hauptsächlicher Klimafaktor erkannt war, der nach Meinung antiker Autoren auch über die Bewohnbarkeit der Breitenzonen entscheiden sollte.

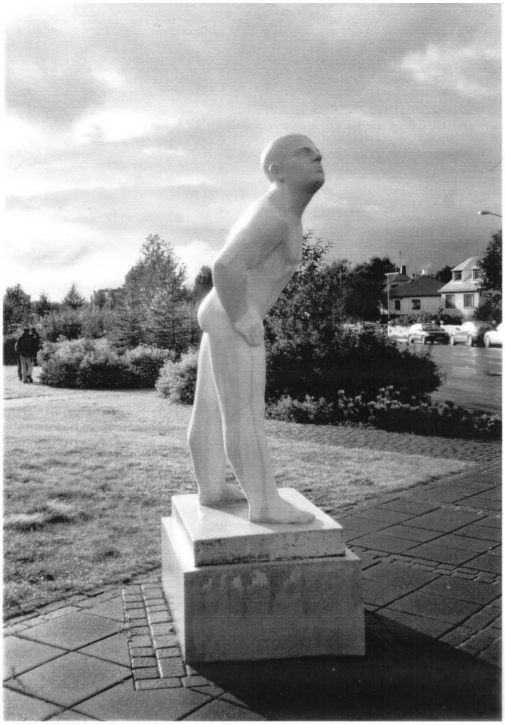

Abb. 1: Aufnahme des Verfassers

A. v. Humboldt, der im Jahre 1817 die auf Beobachtungen gegründeten „isothermen Linien“ einführte, gelangte über die Diskussion der „fremdartigen Ursachen“ für die Abweichung des realen vom solaren Klima schließlich zu einer ersten qualitativen Beschreibung des Klimasystems (Bernhardt 2003, S. 202ff.), die übrigens im „Kosmos“ noch vor den „Hauptzügen eines allgemeinen Naturgemäldes der Atmosphäre“ angeordnet ist (Tab. 1).

Tab. 1: Alexander von Humboldt (1769–1859) zum Begriff des Klimas

Das Wort *Klima* bezeichnet allerdings zuerst eine specifische Beschaffenheit des Luftkreises; aber diese Beschaffenheit ist abhängig von dem perpetuirlichen *Zusammenwirken* einer all- und tiefbewegten, durch Strömungen von ganz entgegengesetzter Temperatur durchfurchten *Meeresfläche* mit der wärmestrahlenden *trocknen* Erde, die mannigfaltig gegliedert, erhöht, gefärbt, nackt oder mit Wald und Kräutern bedeckt ist.[a]
Der Ausdruck *Klima* bezeichnet in seinem allgemeinsten Sinne alle Veränderungen in der Atmosphäre, die unsre Organe merklich afficiren: die Temperatur, die Feuchtigkeit, die Verändrungen des atmosphärischen Druckes, den ruhigen Luftzustand oder die Wirkungen ungleichnamiger Winde, die Größe der electrischen Spannung, die Reinheit der Atmosphäre oder die Vermengung mit mehr oder minder schädlichen gasförmigen Inhalationen, endlich den Grad habitueller Durchsichtigkeit und Heiterkeit des Himmels, welcher nicht bloß wichtig ist für die vermehrte Wärmestrahlung des Bodens, die organische Entwicklung der Gewächse und die Reifung der Früchte, sondern auch die Gefühle und ganze Seelenstimmung des Menschen.[b]

a – Kosmos. Entwurf einer physischen Weltbeschreibung, Band I. Neue Ausgabe, Eichborn Verlag, Frankfurt am Main 2004, S. 150; b – Kosmos. Entwurf einer physischen Weltbeschreibung, Band I. Neue Ausgabe, Eichborn Verlag, Frankfurt am Main 2004, S. 166.

Hier, im meteorologischen Teil des „Naturgemäldes“, erinnert die ausdrückliche Bezugnahme auf Gesundheit und Seelenstimmung des Menschen bei der Formulierung des Klimabegriffes wiederum an Ausführungen, die bis Hippokrates zurückverfolgt werden können und zu denen auch unser Sozietätsgründer und Namensgeber Leibniz beigetragen hat (vgl. Bernhardt/Böhme 1994, S. 51). Heute sollte uns Humboldt daran gemahnen, dass das Witterungsgeschehen im Klimawandel nicht nur Temperatur und Niederschlag betrifft. So waren die Hitzewellen des Sommers 2015 nicht nur in einigen Metropolen Chinas, sondern auch in italienischen Städten mit extremen Schadstoffkonzentrationen verbunden, die zu administrativen Verkehrseinschränkungen zwangen.

Und der Einfluss des thermischen Wirkungskomplexes auf Gesundheit und Wohlbefinden des Menschen wird nur sehr unvollkommen durch die Lufttemperatur, weit besser aber durch komplexe Größen, wie die physiologische Äquivalenttemperatur (PET) charakterisiert, die die Wärmebilanz des Organismus in Abhängigkeit von Lufttemperatur und -feuchte, Niederschlag, Windgeschwindigkeit sowie kurz- und langwelliger Strahlung aus der Umgebung beschreibt und die um 15°C oder mehr von der aktuellen Lufttemperatur abweichen kann. Parameter dieser Art verdienen sowohl zur Kennzeichnung des Klimawandels, als auch bei der Gestaltung von Anpassungsmaßnahmen („adaptation“), besonders im Bereich des Stadtklimas, Beachtung.

Eine der ersten schematischen Darstellungen des Klimasystems (später modifiziert und ergänzt, z.B. Hantel 1989, Trenberth et al. 1996; vgl. auch Hupfer 1991 et al., S. 41ff.) findet sich im Bericht der Stockholmer Inter-

nationalen Studienkonferenz (1974) zu physikalischen Grundlagen des Klimas und der Klimamodellierung (Abb. 2). Die genannte Konferenz und die nachfolgende Publikation (GARP 1975) dokumentierten die verstärkte Hinwendung des GARP (1967–1982) zur Klimaforschung, nachdem das Global Atmospheric Research Programme, von UNO-Resolutionen aus den Jahren 1961/62 initiiert, ursprünglich ins Leben gerufen worden war, um mit weltweiten Beobachtungs- und Rechenexperimenten eine Verbesserung der Wettervorhersage und ein vertieftes Verständnis der allgemeinen Zirkulation zu erzielen.

In dem abgebildeten Schema werden Wechselwirkungsprozesse zwischen Ozean, Atmosphäre, Kryosphäre und Erdoberfläche samt Biosphäre als den Komponenten des Klimasystems skizziert und Beispiele für externe wie für interne Prozesse als Ursache des Klimawandels namhaft gemacht, der als ständiges Phänomen, als „Daseinsweise" des Klimas verständlich wird.

In der folgenden Tabelle (Tab. 2) sind externe Antriebe und systeminterne Schwankungen nach gegenwärtigem Verständnis als natürliche und anthropogene Ursachen ständigen Klimawandels zusammengestellt.

Tab. 2: Externe Antriebe und systeminterne Schwankungen im Klimasystem

Externe Antriebe greifen in die Energie- und Stoffbilanz des Klimasystems ein
natürlich: solarer Strahlungsfluss, Vulkaneruptionen *anthropogen:* Emission von (Treibhaus)gasen und Aerosolen, Landnutzung
deterministisch/periodisch: Milankovich-Zyklen *stochastisch:* Vulkaneruptionen *gemischt:* Sonnenaktivität, anthropogene Emissionen, Landnutzung
systeminterne Rückkoppelungen beeinflussen die Wirksamkeit der Antriebe
positiv: Lufttemperatur/Wasserdampfgehalt der Atmosphäre; Lufttemperatur/Schnee-Eis-Albedo, Meerestemperatur/CO_2-Gehalt der Atmosphäre *negativ:* Lufttemperatur/langwellige Ausstrahlung
Systeminterne Schwankungen bedingen eine natürliche Klimavariabilität
unregelmäßig, aperiodisch: Witterungsverlauf im Zeitbereich Monate/Jahre (aktuelles Prognoseproblem!) *quasiperiodisch:* Oszillationen (El-Nino-Southern Oscillation, ENSO; North Atlantic Oscillation, NAO; Indian Ocean Dipole, IOD; North Pacific Gyre Oscillation, NPGO; Madden-Julian Oscillation, MJO, und viele andere)

Von fundamentaler Bedeutung nicht nur für die anthropogenen, sondern auch für natürliche Antriebe sind die aufgeführten systeminternen Rückkoppelungen. So dürfte die Wirksamkeit der Milankovichzyklen auch an den Eis-Albedo-Rückkoppelungseffekt einer zumindest teilweise schnee- und eisbedeckten Erde gebunden sein, wie schon nach den ersten Energiebilanz-

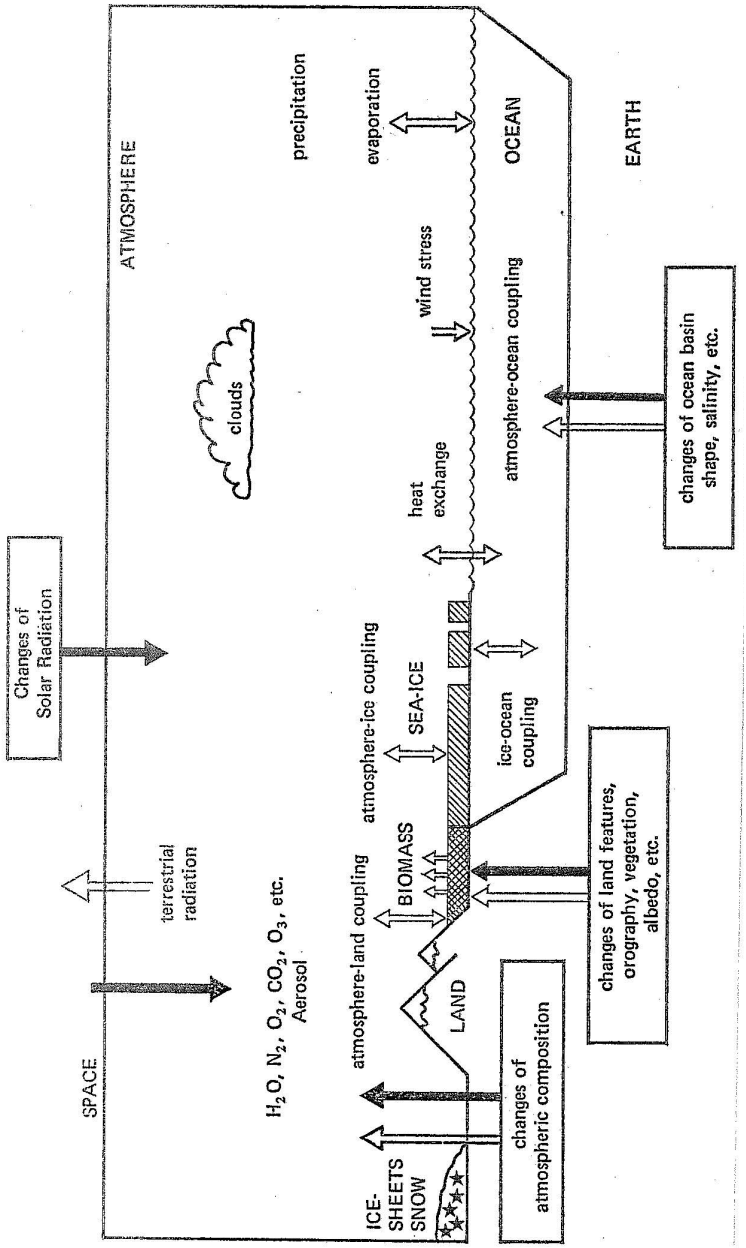

Abb. 2: Schematische Darstellung des Klimasystems der Erde mit Beispielen für externe (ausgefüllte Pfeile) und interne (hohle Pfeile) Prozesse im Klimawandel nach GARP 1975, S. 14

modellen (Budyko 1969; Sellers 1969) zu vermuten war, die die Rolle des genannten und weiterer Rückkoppelungsmechanismen für die Instabilität des Klimaregimes der Erde erkennen ließen (vgl. auch Bernhardt/Kortüm 1976, S. 40ff.). Auch das neuerdings diskutierte mögliche Ausbleiben der im Zeitbereich von einigen zehntausend Jahren fälligen nächsten glazialen Vereisung im derzeitigen Eiszeitalter ist im Falle weiteren drastischen weltweiten Gletscherschwundes schon auf Grund des genannten Mechanismus durchaus glaubhaft.

Zu beachten ist weiter, dass in den angeführten Rückkoppelungsprozessen Ursache und Wirkung durchaus ihren Platz wechseln können. So führt eine CO_2-Zunahme in der Atmosphäre zu einem Temperaturanstieg des Wassers wie der Luft, der in diesem Falle dem Anstieg der CO_2-Konzentration nachfolgt und durch die erhöhte Abgabe von CO_2 (und Wasserdampf) aus der Hydrosphäre noch verstärkt werden kann (positive Rückkoppelung). Auf der anderen Seite bewirkt eine Nicht-CO_2-bedingte Erwärmung ebenfalls einen zusätzlichen Übergang von CO_2 (und Wasserdampf) in die Atmosphäre, wobei der Temperaturanstieg dann der CO_2-Konzentrationszunahme vorausgeht.

Die in unserer Zusammenstellung beispielhaft aufgeführten positiven und negativen Rückkoppelungsmechanismen sind natürlich auch im Bereich der systeminternen Schwankungen des hochgradig nichtlinearen Klimasystems wirksam. Diese Schwankungen überlagern in allen Raum- und Zeitbereichen die langfristig wirksamen Trends, wie beispielsweise am Gang der globalen Mitteltemperatur an der Erdoberfläche im Zeitraum von 1850 bis 2012 in Gestalt von Jahres- und Dekadenmittelwerten deutlich wird, die im fünften IPCC-Sachstandsbericht mitgeteilt werden (IPCC 2013, Figure SPM.1, wiedergegeben auch bei Bernhardt 2014, S. 18). Daten bzw. Kurvenzüge dieser Art werden laufend aktualisiert und sind in den alljährlichen Berichten der Meteorologischen Weltorganisation zum Status des globalen Klimas (zuletzt WMO 2016) im Internet leicht zugänglich (vgl. auch WMO Secretariat 2016).

Ein Beispiel für den regionalen Bereich in Gestalt einer synthetischen Temperaturreihe nach Baur 1975, gebildet durch Mittelung über die vier mitteleuropäischen Stationen Wien, Basel und De Bilt ab 1761, zeigt zunächst, dass der markante Temperaturanstieg in der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts, ausgedrückt durch Dekadenmittelwerte, hier über 1,5 K gegenüber ca. 0,5 K im globalen Maßstab ausmacht und sich seit Ende der 70er Jahre weiter beschleunigt hat (Abb. 3). Das in dem Diagramm noch nicht berücksichtige letzte Jahrfünft hat eine durchschnittliche Temperaturabweichung von 2 K gegenüber dem Referenzzeitraum von 1761 bis 1970 erbracht!

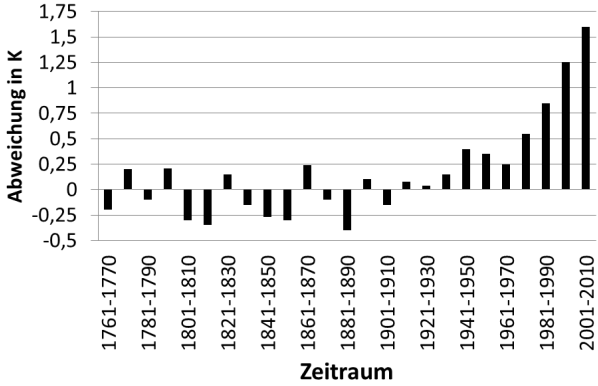

Abb. 3: Abweichungen der Dekadenmitteltemperaturen für vier mitteleuropäische Stationen nach Baur 1975ff. vom 200jährigen Mittelwert der Jahre 1761–1970

Mit dem Übergang von Dekaden- zu Jahresmitteltemperaturen (Abb. 4) werden große Schwankungen von Jahr zu Jahr erkennbar, wobei die bisher wärmsten Jahre 2014, 2015 und 2007 besonders hervortreten.[3] Der Dezember des Jahres 2015 bezeichnet übrigens mit einer Temperaturabweichung von 5,8 K vom Mittelwert der Jahre 1761–1970 den mit Abstand wärmsten Dezembermonat der gesamten Messreihe, der auch im Bundesgebiet mit einer Abweichung von 5,3 K gegenüber der Referenzperiode 1981–2010 der wärmste Dezember seit Beginn regelmäßiger landesweiter Aufzeichnungen im Jahr 1881 war (Witterungsreport EXPRESS 12/2015 des Deutschen Wetterdienstes).[4]

Solche regionale Witterungsanomalien sind Ausdruck veränderter atmosphärischer Zirkulationsverhältnisse, die ihrerseits mit systeminternen Schwankungen zusammenhängen, in unserem Fall mit der Nordatlantischen Oszillation (NOA).[5] So herrschte im Dezember 2015 über Mitteleuropa in

3 Bei Fink und Vermert 2016ff. sind die Verläufe sowohl der Jahres- als auch der Jahreszeiten- und der Monatsmitteltemperaturen, gemittelt über die genannten vier Stationen, ausgedrückt als Abweichungen („Anomalien“) von den Mittelwerten über den Zeitraum von 1761 bis 1970, dargestellt und online verfügbar.

4 Kaspar und Friedrich 2016 präsentieren Informationen zum Verlauf der Jahres- und der Jahreszeitenmitteltemperaturen im Gebiet der heutigen Bundesländer seit dem Jahre 1881 und verweisen auf weiteres frei zugängliches Datenmaterial des Deutschen Wetterdienstes.

5 Wegen einer Übersicht über ozeanisch-atmosphärische Oszillationen vgl. Woods Hole Oceanographic Institution.

Bodennähe eine lang anhaltende Südwestströmung mit strömungsqueren Temperaturdifferenzen bis zu 20°C, unternormaler Niederschlagshöhe und hoher Sonnenscheindauer über Südeuropa (EXPRESS 12/2015), die andererseits, wie bereits im November 2015, abnorme Regenmengen mit ausgedehnten Überflutungen in West- und Nordeuropa mit sich brachte – darunter Niederschlagsmengen von über 300% des Mittelwertes der Jahre 1981–2010 über großen Teilen Großbritanniens und Schottlands (BWK, 18.01. 2016). Gleichzeitig erstreckte sich die positive Temperaturanomalie über Europa mit besonders hohen Werten nordwärts bis in den Raum Spitzbergens (Wehry 2016). In der Baurschen Mitteleuropatemperaturreihe rangiert der Winter 2015/16 insgesamt mit einer positiven Temperaturabweichung von 4,3 K vom Mittelwert der Jahre 1761–1970 in der Rangfolge der wärmsten Winter an zweiter Stelle hinter dem des Jahres 2006/07, der eine Abweichung von 5,1 K aufwies.

Das Beispiel der Mitteleuropatemperaturen zeigt, wie der regionale Witterungsverlauf aus der Überlagerung „langsamer", lokal modifizierter globaler Trends – in diesem Falle der weltweiten Erwärmung – und von raschen Veränderungen der Strömungsverhältnisse resultiert, die ihrerseits wieder

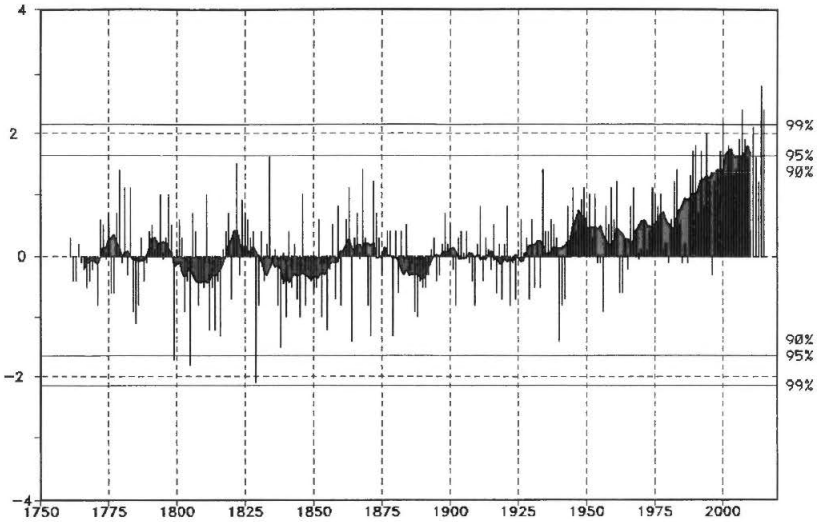

Abb. 4: Abweichungen der Baurschen Jahresmitteltemperaturen für vier mitteleuropäische Stationen vom Mittelwert der Jahre 1761–1970 nach Fink, Ermert 2016

von den globalen Veränderungen bestimmt werden und die insbesondere für extreme Witterungsabläufe und -ereignisse verantwortlich sind. So stehen dem langfristigen globalen Temperaturanstieg der Größenordnung von ca. 0,2 K pro Jahrzehnt seit den 70er Jahren in Mitteleuropa unregelmäßige Schwankungen der regionalen Monatsmitteltemperaturen im Betrag von bis zu mehreren K von Jahr zu Jahr gegenüber.

Für Mittel- und Osteuropa sind dabei Telekonnektionen mit der kontinentalen Schneebedeckung und dem Meereis der Arktis bedeutsam, die im globalen Maßstab einer besonders intensiven Erwärmung unterliegt (vgl. Dethloff et al. 2016).

Eine andere systeminterne Schwankung, die Madden-Julian-Oszillation – eine ostwärts wandernde Störung des zonalen Windfeldes und von Konvektionssystemen in der Troposphäre über dem Indischen und westlichen Pazifischen Ozean beiderseits des Äquators – scheint für das ungewöhnlich frühe Auftreten tropischer Wirbelstürme im Jahr 2016 bereits im Januar verantwortlich zu sein, das allerdings auch durch erhöhte Wassertemperaturen als Folge des derzeitigen El-Nino-Ereignisses begünstigt wird (Christ 2016), das wiederum auch die Spitzenstellung der globalen Mitteltemperatur des Jahres 2015 mit verursacht haben dürfte.

Natürliche Variabilität des Klimasystems wird schließlich auch für den „Hiatus“ – die Abflachung des globalen Temperaturanstiegs an der Erdoberfläche – seit Ende der 90er Jahre des 20. Jahrhunderts verantwortlich gemacht, so von Kosaka und Xie 2013 unter Berufung auf einen Rückgang der Meeresoberflächentemperatur im östlichen äquatorialen Pazifik während einer La-Nina-Phase im ENSO-Zyklus Allerdings existieren auch andere Erklärungsversuche unter Hinweis auf externe Antriebe, so eine besonders niedrige Sonnenaktivität oder eine Anzahl kleinerer Vulkanausbrüche. Schließlich stellen neuere Datenauswertungen auch Existenz bzw. Ausmaß des „Hiatus“ als eines möglichen Artefaktes in Frage (z.B. Karl et al. 2015).

Im Verlauf der mitteleuropäischen Sommertemperaturen seit dem Jahr 1761 (Abb. 5) fallen die extremen Jahre 1816 und 2003 auf: Das letztgenannte Jahr 2003 brachte die berüchtigte Hitzewelle mit ca. 70.000 zusätzlichen August-Todesfällen in Mittel- und Südwesteuropa mit sich und übertraf dem Mittelwert nach noch die zweithöchste Sommertemperatur des vergangenen Jahres 2015, das allerdings in Mittel- und Osteuropa durch extreme Höchsttemperaturen, eine beispiellose Anzahl heißer und sehr heißer Tage (Temperaturmaxima größer oder gleich 30 bzw. 35°C) sowie zusätzlich durch außerordentliche Dürre gekennzeichnet war, wobei nur die Unterbre-

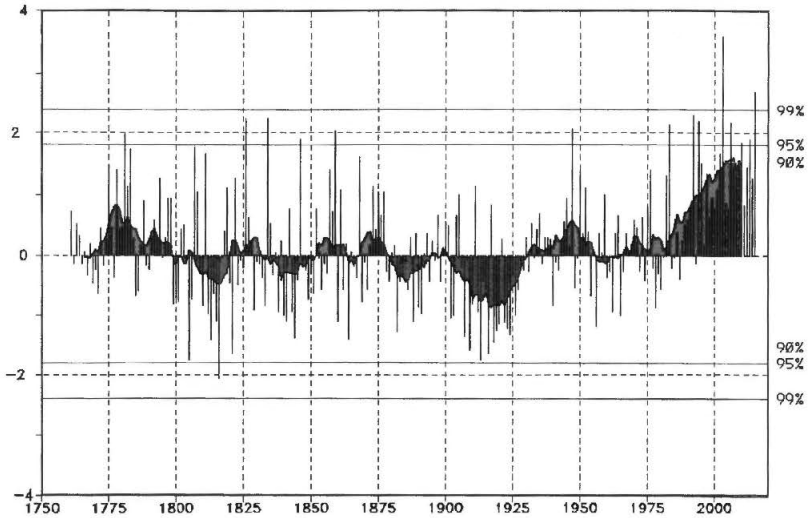

Abb. 5: Abweichungen der Baurschen Mitteltemperaturen der Sommermonate Juni/Juli/August für vier mitteleuropäische Stationen vom Mittelwert der Jahre 1761–1970 nach Fink/Ermert 2016

chung der Hitzewellen durch kurze, aber relativ deutlich kühlere Perioden das Erreichen neuer sommerlicher Rekordmitteltemperaturen verhinderte (Hänsel/Hoy 2016a, b).

1816 dagegen war das „Jahr ohne Sommer“ im Gefolge der Tambora-Eruption, des mächtigsten Vulkanausbruches in historischer Zeit im April des vorausgegangenen Jahres 1815 mit nachfolgenden abnormen Witterungsereignissen und weltweiten sozio-ökonomischen, politischen und kulturellen Auswirkungen (vgl. Bernhardt 2000, S. 83ff.; de Boer/Sanders 2004). In einem Brief an Goethe wird berichtet, dass man am Bartholomäustag, dem 24. August 1816, in Frankfurt/Main, „bei glühendem Ofen“ „zu Mittag speiste“ (Weitz 1965, S. 43, 366).

Natürlich ist im Sinne unserer Auffassung des Klimas als einer statistischen Gesamtheit atmosphärischer Zustände und Prozesse in ihrer raumzeitlichen Verteilung (Bernhardt 1987) – vielleicht auszudehnen auf Zustände und Prozesse im Klimasystem? – Klima mehr als, aber sicher auch mittlerer Zustand und durchschnittlicher Verlauf der Witterung an einem Ort, wie einst in der „klassischen“ beschreibenden Klimatologie definiert. Als einen

Bestandteil der mit statistischen Methoden zu erforschenden und mit statistischen Parametern zu beschreibenden Gesamtheit von Zuständen und Prozessen schließt unsere Begriffsbestimmung den mittleren Zustand und den durchschnittlichen Witterungsablauf ausdrücklich ein.

Gerade der letztgenannte Aspekt sollte in Hinblick auf Veränderungen im Ablauf der Jahreszeiten („Singularitäten"!) im Klimawandel, da auch von erheblicher praktischer Bedeutung (Frühjahrstrockenheit, Spätfröste u.a.), in der Klimadiagnostik und in Szenarien künftigen Klimas stärker beachtet werden. Beispiele sind bereits in Hupfer 1991, S. 376ff. zu finden, wobei besonders auf die Anwendung der Eigenvektoranalyse des jährlichen Temperaturverlaufs verwiesen sei (Kleber 1985; Ergebnisse wiedergegeben bei Bernhardt 1987, S. 121; Hupfer et al. 1991, S. 395ff.).

2. Globale Energiebalance und -imbalance des Klimasystems

Mit dem Internationalen Geophysikalischen Jahr (IGY) und dem ersten Satellitenstart begann im Jahre 1957 eine neue Etappe international vernetzter Erderkundung, die von manchen Autoren nicht zu Unrecht als die Entdeckung der Erde als Planet charakterisiert wird. Für das Weltklima gehört hierzu das Monitoring der Energiebilanz des globalen Klimasystems. Abschätzungen und graphische Darstellungen der Strahlungs- und Wärmebilanz der Erdoberfläche und der Atmosphäre gehen bis auf Trabert 1911 zurück und werden über das anschließende halbe Jahrhundert von Autoren wie Dines, Philipps, Möller, Budyko und London geprägt. Eine Zusammenstellung von 18 aufbereiteten Schemata bis zum Jahre 1964 ist bei Bernhardt 1969 zu finden.

Eine neuere Darstellung stammt von Kiehl und Trenberth 1997 (Abb. 6). Der Treibhauseffekt beruht bekanntlich auf dem Gehalt der Atmosphäre an gasförmigen und Partikel-Bestandteilen (insbesondere Wolken) mit Absorptionslinien und -banden bzw. Kontinuumsabsorption im Spektralbereich der langwelligen irdisch-atmosphärischen Temperaturstrahlung. Bemerkenswerterweise erhält die Erdoberfläche durch abwärts gerichtete langwellige („Gegen")Strahlung im Mittel nahezu doppelt so viel Energie zugeführt wie durch die solare Einstrahlung!

Wie aus der Darstellung weiterhin ersichtlich ist, emittiert die Atmosphäre zur Erdoberfläche und in den Weltraum mehr Energie, als sie durch Absorption kurzwelliger Einstrahlung gewinnt, woraus eine negative Strahlungsbilanz der Atmosphäre, hier von 102 W/m^2 resultiert, was ca. 30% der Einstrahlung an der Atmosphärenobergrenze entspricht. Im Gleichgewichts-

fall (!) steht dem eine gleich große positive Strahlungsbilanz der Erdoberfläche gegenüber, was einen Wärmeübergang von der Erdoberfläche an die Atmosphäre durch turbulenten Fluss fühlbarer und – mit höherem Betrag – latenter Wärme nach sich zieht, letzteres als Bindeglied zwischen globalem Energie- und Wasserhaushalt. (Im Rahmen des Weltklimaforschungsprogrammes WCRP wird ein spezielles Projekt Global Energy and Water Exchanges – GEWEX – betrieben, dessen aktuelle Ergebnisse über die laufend erscheinenden GEWEX NEWS zugänglich sind.)

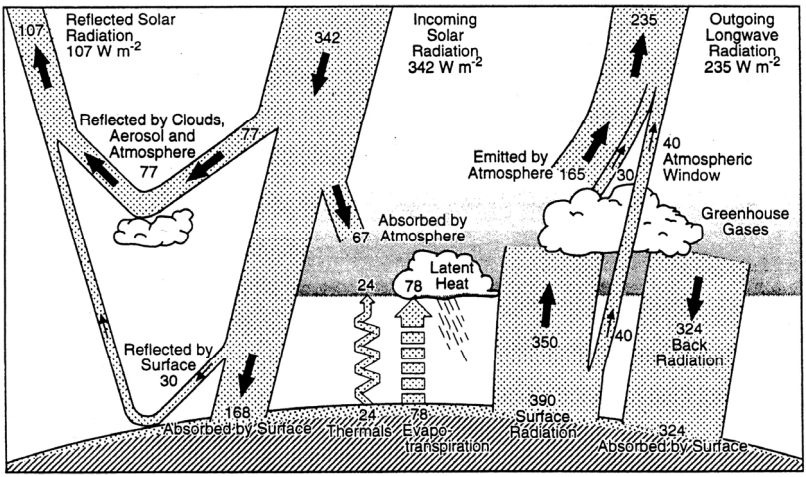

Abb. 6: Mittlere jährliche Energiebalance der Erde nach Kiehl/ Trenberth 1997, S. 206

Anhand der Darstellung wird auch verständlich, dass eine Verstärkung des Glashauseffektes durch Erhöhung des Absorptions- und damit auch des Emissionsvermögens der Atmosphäre im langwelligen Spektralbereich einerseits zur Erhöhung der Gegenstrahlung an der Erdoberfläche, andererseits zur Verminderung der Ausstrahlung an der Atmosphärenobergrenze führen muss, da diese infolge erhöhter Absorptionskoeffizienten aus höheren, kälteren Luftschichten erfolgt. Beide Effekte zusammengenommen führen zu einem Temperaturanstieg sowohl an der Erdoberfläche, als auch in der Troposphäre bei gleichzeitiger Abkühlung der Stratosphäre – einem untrüglichen „footprint“ für die Rolle der Treibhausgaszunahme in der gegenwärtigen Klimaerwärmung.

Dabei liegt allerdings die Vermutung nahe, dass die derzeitige Erwärmung der Erdoberfläche und großer Teile der Atmosphäre (mit Ausnahme z.B. der Stratosphäre) mit einer messbaren Störung des Gleichgewichtes verbunden sein müsste, wie es allen bisherigen Schemata der Energiebilanz zugrunde gelegt ist. Unseres Wissens haben erstmals Trenberth et al. 2009 für einen definierten Zeitraum – März 2000 bis Mai 2004 – eine Bilanzstörung im Betrag von 0,9 W/m^2 als Differenz zwischen solarer Ein- und langwelliger Ausstrahlung, vermindert um die reflektierte und rückgestreute Sonnenstrahlung (Albedo!) an der Atmosphärenobergrenze (TOA) postuliert. Im fünften IPCC-Sachstandsbericht wird für den Zeitraum von 1971 bis 2010 ein Energieüberschuss von 274x10^{21} J an der Atmosphärenobergrenze veranschlagt, was im zeitlichen und globalen Mittel über die gesamte Erdoberfläche 0,42 W/m^2 entspricht (IPCC 2013, S. 39; vgl. auch Bernhardt 2014, S. 4). Eine neuere NASA-Publikation (NASA 2016) gibt für einen zehnjährigen Zeitraum 0,6 W/m^2 an.[6]

Weitere Untersuchungen (z.B. L'Ecuyer et al. 2015) enthalten sogar eine regionale Aufgliederung der Energiebilanz von (fester und flüssiger) Erdoberfläche und Atmosphäre

Tab. 3: Balance und Imbalancen im Klimasystem zu Beginn des 21. Jahrhunderts (globale Mittelwerte)

Strahlungsumsatz an der Atmosphärenobergrenze	ca. 240 W/m^2	ca. 3,86 x 10^{24} J/
Imbalance	**0,4...0,6 W/m^2**	**(6,4…9,6) x 10^{21} J/**
Hydrologischer Zyklus	86,4 W/m^2	1,39 x 10^{24} J/
Atmosphärischer Energiezyklus	5 W/m^2	82 x 10^{21} J/
Photosynthese	0,1 W/m^2	1,6 x 10^{21} J/
Geothermischer Tiefenstrom	0,092 W/m^2	0,15 x 1021 J/
Primärenergieverbrauch Welt (2011)	0,033 W/m^2	0,532 x 10^{21} J/
Primärenergieverbrauch Bundesrepublik Deutschland (2011)	0,121 W/m^2	0,0134 x 10^{21} J/
Abschmelzen polarer Eisschilde (2005–2010) mit einem Beitrag von 0,96 mm/a zum globalen Meeresspiegelanstieg		0,11 x 10^{21} J/
Erwärmung des Ozeans bis in 700 m Tiefe (1990–2014)		5,4 x 10^{21} J/

In Tabelle 3 ist die zeitlich variable Strahlungsimbalance von derzeit etwa 0,4...0,6 W/m^2 anderen natürlichen und anthropogenen Energieflussdichten sowie Energieumsätzen im Klimasystem nach verschiedenen Quellen (z.B. Flach 2006; Davies 2010; Bernhardt 2012) und Statistiken gegenüber ge-

6 Die zitierte Arbeit von Trenberth et al. sowie weitere Aussagen und Diagramme zur globalen Energiebilanz sind als PDF im Internet unter „earth's global energy budget" einsehbar.

stellt. Eine positive Imbalance bezeichnet eine Energiezufuhr an das Klimasystem als Ganzes, das darauf mit einem Anstieg der Lufttemperatur, vor allem aber mit einer Erwärmung im Bereich der Hydro- und der Pedosphäre sowie einem Abschmelzen der Kryosphäre reagieren wird. Diese Imbalance darf nicht mit dem „radiative forcing", dem „Strahlungsantrieb" des Klimawandels verwechselt werden, der, schon in den ersten IPCC-Berichten seit IPCC 1990 eingeführt und, seither leicht modifiziert, die angenommenen Veränderungen der Strahlungsbilanz im Tropopausenniveau gegenüber dem vorindustriellen Bezugsjahr 1750 bezeichnet und der beispielsweise für das Jahr 2011 mit erheblicher Schwankungsbreite zu ca. 2,3 W/m^2 geschätzt wurde (IPCC 2013, S. 14; vgl. auch Bernhardt 2014, S. 7).

Im Gegensatz zu dieser Rechengröße stellt die TOA-Imbalance einen im Satellitenzeitalter ständig messbaren Parameter zum momentanen Energiehaushalt des gesamten Klimasystems dar, der freilich keine primäre Information über den Anteil natürlicher und anthropogener Faktoren an der System-Imbalance und damit am Klimawandel enthält.

Wie aus der Aufstellung ersichtlich, macht die Bilanzstörung derzeit ca. 0,2% (0,17 bis 0,25%) des Strahlungsumsatzes an der Atmosphärenobergrenze, aber immerhin etwa 10% (8 bis 12%) des atmosphärischen Energiezyklus – der Neubildung und Dissipation kinetischer Energie der atmosphärischen Bewegungen – aus und übertrifft den Wärmefluss aus dem Erdinneren wie auch den Energieumsatz im Rahmen der Fotosynthese um ein Mehr-, den weltweiten anthropogenen Primärenergieumsatz um ein Vielfaches.[7]

Eingetragen sind ferner der Wärmeverbrauch für das Abschmelzen der polaren Eisschilde (Grönland und Antarktis) nach Angaben des Alfred-Wegener-Instituts (AWI 2015) und der Wärmeübergang in die oberen Ozeanschichten (bis 700 m Tiefe) nach einer Graphik aus dem neuesten Klimastatusbericht der WMO 2015, der man für die Jahre von 1990 bis 2014 eine Wärmeaufnahme von ca. $5{,}4 \times 10^{22}$ J/a, entsprechend etwa zwei Drittel (56... 78%) der System-Imbalance in diesem Zeitraum in guter Übereinstimmung mit den Angaben bei IPCC 2013, S. 39 (vgl. auch Bernhardt 2014, S. 4) entnimmt, nach denen der gesamte Ozean derzeit 93% des Wärmeüberschusses aufnimmt, die Atmosphäre nur ca. 1%, während weitere 3% für die Schmelz-

7 Daraus wird deutlich, dass die anthropogene „Energieproduktion" im globalen, anders als im regionalen oder lokalen Maßstab (Stadtklima!), keine unmittelbare Rolle für den Temperaturanstieg der Atmosphäre spielt, wie er aus Eingriffen in den Stoffhaushalt der Atmosphäre und der Landnutzung resultiert. Ähnliches gilt sinngemäß für die ultimative Klimakatastrophe eines „nuklearen Winters" als Folge von Stoff- und Partikelemissionen im Falle eines massierten Kernwaffeneinsatzes (vgl. Bernhardt 2012).

prozesse in der Kryosphäre zur Verfügung stehen, die gemeinsam mit der erwärmungsbedingten Expansion des Meerwassers einen Meeresspiegelanstieg verursachen, der für den Zeitraum von 1993 bis 2014 zu durchschnittlich 3,2 mm pro Jahr veranschlagt wird (WMO 2015, S. 9).

Hinreichend genaue Bestimmungsverfahren für die einfallende und die reflektierte Sonnen- sowie die emittierte langwellige Ausstrahlung an der Atmosphärenobergrenze mit relativen Fehlern deutlich unter 0,1% vorausgesetzt, verfügt die Klimaforschung damit erstmals über die Kenntnis eines Prozessparameters, der auf Grund seines Zusammenhangs mit fundamentalen Erhaltungssätzen der Physik jenseits aller „Skeptiker"einwände ursächlich mit dem Klimawandel verknüpft ist, wie er durch die globale Mitteltemperatur an der Erdoberfläche als nur einem von vielen Zustandsparametern charakterisiert wird.

Naheliegend wäre es, neben der laufenden Neuberechnung des auf das Jahr 1750 bezogenen „Strahlungsantriebes" auch die ständig messbare Strahlungsimbalance zu modellieren, um auf diese Weise den Anteil natürlicher und anthropogener Einflussgrößen am Klimawandel zu ermitteln. Auch könnten für die im fünften IPCC-Sachstandsbericht (IPCC 2013, Table SPM.3, S. 27, Table SPM.2, S. 23; vgl. auch Bernhardt 2014, S. S. 11–13) eingeführten „repräsentativen Konzentrationspfade", die durch den im Jahre 2100 erreichten Strahlungsantrieb (2,6, 4,5, 6,0 oder 8,5 W/m^2) definiert sind, die zugehörigen Verläufe der Strahlungsimbalance abgeschätzt und mit den laufenden Messungen verglichen werden.

Bisher vorliegende Zeitreihen für die Jahre 2000 bis 2014 (Wong et al. 2015) zeigen Schwankungen der Imbalance um ihren Mittelwert von bis zu 2 W/m^2, besonders nach der positiven Seite, etwas geringere Schwankungen der an der Atmosphärenobergrenze (TOA) einfallenden minus der reflektierten Sonnenstrahlung und noch etwas kleinere Schwankungen der die Atmosphäre in den Weltraum verlassenden langwelligen Ausstrahlung (OLR – Outgoing Longwave Radiation). Eine markante positive Imbalance zu Beginn und im Laufe des Jahres 2012 resultiert aus der gleichzeitig hohen Energieeinnahme im kurzwelligen bei verminderter Energieabgabe im langwelligen Spektralbereich.

In Tabelle 4 sind nach Angaben der gleichen Autoren die Abweichungen der global gemittelten Strahlungsflusskomponenten an der Atmosphärenobergrenze im Jahre 2014 von denen des Jahres 2013 sowie vom Mittelwert über die Jahre 2001 bis 2013 und zusätzlich die interannuelle Variabilität der letztgenannten Zeitreihe aufgelistet, wobei die mitgeteilten Zahlenwerte auf die jeweils letzte 0,05 W/m^2-Stelle gerundet sind.

Tab. 4: Veränderungen globaler Strahlungsflüsse (W/m^2) an der Atmosphärenobergrenze im Jahre 2014 gegenüber dem Jahr 2013 und dem Mittel über die Jahre 2001–2013 (nach Wong et al. 2015)

	2014/2013	2014/2001–2013	Interannuelle Variabilität
Langwellige Ausstrahlung (OLR)	+0,15	+0,15	0,50
Solare Einstrahlung (TSI)	–0,05	+0,05	0,20
Reflektierte Sonnenstrahlung (RSW)	–0,45	–0,25	0,40
Imbalance (TSI-RSW-OLR)	+0,25	+0,15	0,65

Wie ersichtlich, fällt die interannuelle Variabilität am geringsten für die totale solare Einstrahlung (TSI – Total Solar Irradiance), doppelt so groß für die reflektierte Sonnenstrahlung und noch größer für die langwellige Ausstrahlung aus – beides Größen, die durch den Zustand der Atmosphäre, insbesondere durch die vertikale Temperatur- und Feuchteverteilung, sowie das Wolken- und Aerosolregime, also durch systeminterne Parameter des Klimasystems bestimmt werden. Für den Anstieg der Imbalance vom Jahr 2013 zum Jahr 2014 – dem bis dahin an der Erdoberfläche weltweit wärmsten Jahr seit 1850 – ungeachtet leicht verminderter solarer Einstrahlung und erhöhter langwelliger Ausstrahlung ist der starke Rückgang der reflektierten Sonnenstrahlung verantwortlich, was, beides zusammengenommen, für verminderte Wolkenbedeckung spricht.

Im hier betrachteten Zeitbereich von Jahren bis einem Jahrzehnt jedenfalls sind Schwankungen der solaren Einstrahlung für den Strahlungshaushalt der Atmosphäre offensichtlich von geringerer Bedeutung.

Natürlich darf die Größe der Imbalance des gesamten Klimasystems nicht unmittelbar mit dem nachfolgenden Anstieg oder Abfall der Lufttemperatur in Beziehung gesetzt werden – der derzeitige Energieüberschuss würde für einen Temperaturanstieg der gesamten Atmosphäre – nicht nur in Bodennähe! – von über 1 K (1,2...1,8 K) pro Jahr ausreichen, fließt aber, wie weiter oben ausgeführt, größtenteils in die Erwärmung des Ozeans sowie in die Gletscherschmelze, dazu in die Erwärmung der Festlandsmassen. Für das Verhalten der Lufttemperatur ist insbesondere der Wärmeübergang zwischen fester und flüssiger Erdoberfläche und Atmosphäre von fundamentaler Bedeutung, der sich nicht allein im mikroskopischen Spektralbereich vollzieht, wie z.B. langjährige Untersuchungen von Foken 2008 zur Schließung der Energiebilanz an der Erdoberfläche gezeigt haben. Die Modellierung dieses Wärme- (und des Wasserdampf- sowie weiterer Stoffübergänge) erfordert eine anwendungsfähige Grenzschichttheorie nicht, wie in

früheren Jahrzehnten, über einer homogenen oder inhomogenen, sondern über einer unregelmäßig gestalteten, orographisch gegliederten Unterlage!

3. Klimazukunft in interaktiver Wechselwirkung

Im Rahmen meines Vortragsthemas zu Klima und Menschheit im Wandel habe ich an einem Beispiel – dem Monitoring einschließlich einer Synopsis der Energiebilanz des globalen Klimasystems – speziell den Wandel deutlich gemacht, der sich in den letzten zwei Jahrzehnten im Verständnis des Klimas und seiner Veränderungen im Lebensraum des Planeten Erde vollzogen hat. Als weiteres Beispiel wäre die im Zuge des GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment) mit höchster Genauigkeit vorgenommene laufende Vermessung des Schwerefeldes der Erde und seiner Veränderungen zu nennen, die – zusammen mit der Satellitenaltimetrie – den Meeresspiegelanstieg, die Veränderung der Meereisbedeckung wie der kontinentalen Eisschilde zeitnah dokumentieren. Zusätzlich können aus GPS-Radiookkultationsdaten weltweit vertikale Temperatur- und Feuchteprofile in der Atmosphäre abgeleitet werden.

Der auf diese Weise unwiderlegbar belegte Wandel des globalen Klimas, der nicht nur Mittelwerte, sondern auch und vor allem Veränderungen der atmosphärisch-ozeanischen Zirkulation, des Auftretens, der Häufigkeit und der Intensität extremer Wetterereignisse umfasst, trifft auf eine weltweit vernetzte Gesellschaft. Während in vergangenen Epochen der Menschheitsgeschichte Eingriffe in das Klimasystem durch Landnutzung, lokale Energie-, Partikel- oder gasförmige Emissionen vor allem lokale Auswirkungen hatten, wie sie einschließlich ihrer Folgen für menschliche Kulturkreise seit der Antike beschrieben worden sind, zeitigen entsprechende Aktivitäten seit der industriellen Revolution zunehmend regionale bis globale Konsequenzen.

Insbesondere die Verbrennung in langen geologischen Zeiträumen angehäufter fossiler Kohlenstoffvorräte binnen einer kurzen historischen Epoche ist ein Ereignis geologischen Maßstabes; die Konzentration des hochwirksamen Treibhausgases CO_2 in der Atmosphäre von gegenwärtig um 400 ppm steigt zur Zeit ungebremst weiter an und ist bereits ohne Beispiel für einen Zeitraum von mehreren zehn- oder sogar hunderttausend Jahren (vgl. IPCC 2013, S. 50 bzw. Bernhardt 2014, S. 7ff.). Es ist dies ein markantes Beispiel für das Wirken des Menschen als eines geologischen Faktors im Sinne von V. I. Vernadsky, nach dem der Mensch aus der Biosphäre heraustritt und mit der Noosphäre eine Sphäre zielgerichteter Tätigkeit vernunftbegabter Wesen hervorbringt (vgl. z.B. Bernhardt 1978).

Neuerdings hat Schellnhuber 2015 aus ungewöhnlich umfassender erd- und menschheitsgeschichtlicher Sicht die Rolle des Kohlenstoffs als Grundlage allen irdischen Lebens und zugleich als höchst ambivalenter stofflich-energetischer Triebkraft für die Entwicklung der Zivilisation dargestellt.

Dass die CO_2-Freisetzung (durch Kohle- oder Ölverbrennung, Zementproduktion und Landnutzung) lokal erfolgt, die Auswirkungen aber weltweit sind, ist ein in der Menschheitsgeschichte bisher einmaliges Phänomen, macht das Klimaproblem zum Gegenstand breiter gesellschaftlicher Diskussion, politischer Auseinandersetzungen und ruft nach einer globalen Ethik. Lokale Entscheidungen, wie beispielsweise über Braunkohleabbau und -verbrennung im Bundesland Brandenburg, bleiben nicht ohne Einfluss auf den globalen Klimawandel, der sich aber schleichend, lokal nicht einsinnig und von zahlreichen internen Schwankungen überlagert präsentiert! Unabhängig von öffentlicher und privater Wahrnehmung wird sich auf Grund der oben skizzierten anthropogenen Eingriffe in den Stoff- und damit in den Energiehaushalt der Atmosphäre zuzüglich der Landnutzung globalen Ausmaßes die künftige Entwicklung des Klimasystems in interaktiver Wechselwirkung mit der Gesellschaft vollziehen – Klima und Menschheit im Wandel!

Die Zukunft des globalen Klimas erscheint unter diesen Umständen verhangen. Zwar hat IPCC 2013 Pfade in die Klimazukunft vorgezeichnet, die in Abhängigkeit von der künftigen Treibhausgasemission z.B. Veränderungen der mittleren Temperatur an der Erdoberfläche und der mittleren Meeresspiegelhöhe bis zum Jahr 2100 mit erheblichen Schwankungsbreiten beinhalten, aber unklar bleibt, welchen Weg die Weltgemeinschaft einzuschlagen bereit ist.

Dabei wird die Entwicklung der CO_2-Konzentration in der Atmosphäre nicht allein von der anthropogenen Emission bestimmt, sondern unterliegt höchst komplexen biochemischen Prozessen, wobei die natürlichen systeminternen Flüsse zwischen Atmosphäre, Ozean und Biosphäre den anthropogenen Eintrag um mehr als eine Größenordnung übertreffen (vgl. Bernhardt/ Böhme 1994, S. 77 sowie Matschullat 2016 speziell zur Rolle der Bodenatmung im Haushalt der Treibhausgase).

Schließlich wird der Klimawandel nicht zuletzt von systeminternen Schwankungen mit deren eingangs des Vortrages skizzierten vielfachen Wechselwirkungen geprägt, deren adäquates Verständnis noch erhebliche Forschungsaufwendungen erfordert. Als Beispiele aus unterschiedlichen Scale-Bereichen seien nur die Aerosol-Wolken-Strahlungswechselwirkung und das Verhalten der polaren Eisschilde sowie des Meereises im Wechsel-

spiel mit ozeanisch-atmosphärischen Zirkulationsmustern genannt. All diese und zahlreiche weitere Wechselwirkungen sind wiederum nicht nur Elemente systeminterner Schwankungen im Klimasystem, sondern bestimmen auch dessen Reaktion auf externe Antriebe anthropogener und natürlicher Herkunft, unter letzteren z.B. die noch umstrittene weitere Entwicklung der spektralen solaren Energiezufuhr zu nennen, die im Gefolge komplexer physikalisch- chemischer Prozesse die Zukunft des stratosphärischen Ozons (z.B. Rozanov et al. 2016) und dank der Koppelung aller Atmosphärenschichten von der Grenzschicht bis zur Mesosphäre auch das gesamte Witterungsgeschehen beeinflussen könnte.

200 Jahre nach dem „Jahr ohne Sommer“ nicht zu vergessen schließlich die Möglichkeit eines neuen großen eruptiven Vulkanausbruches, dessen weltweite Auswirkungen wiederum die Dynamik der gesamten Atmosphäre betreffen würden (z.B. Wegmann et al. 2014; Brönnimann et al. 2015)!

So zeichnet sich des Verhältnis von Klima und Menschheit heute, wie dargelegt, einerseits durch ungeahnte Möglichkeiten der Überwachung des gesamten Klimasystems, andererseits durch seine Gefährdung und schließlich durch erhebliche Unsicherheiten und Risiken in Bezug auf seine weitere Entwicklung aus, wie von uns mehrfach betont (vgl. Bernhardt 1992). In ihrer Eröffnungsansprache auf der diesjährigen Tagung der Meteorologischen Gesellschaften aus Deutschland, Österreich und der Schweiz betonte die Vorsitzende der DMG, Gudrun Rosenhagen:

> „Das Klima der Zukunft ist keinesfalls planbar, der Klimawandel wird sich nicht entsprechend den Vertragszielen entwickeln.“ (DMG 2016)

Richtig verstandene Kenntnis ist, wie unlängst von Hillerbrand und Schneider 2013 formuliert, nicht unwissenschaftlich, weil unsicher, sondern unsicher, weil wissenschaftlich!

Als Schlussfolgerung aus der Unsicherheit heutiger Projektionen künftigen Klimas drängt sich dabei die Notwendigkeit auf, im Sinne der Pariser Klimakonferenz zu handeln, um zumindest einen als sicher erkannten Faktor eines für die Mehrheit der Gesellschaft nachteiligen Klimawandels unter Kontrolle zu behalten. Über allem aber stehen die mahnenden Worte von Karl Marx über die Verantwortung aller Gesellschaften für einen nachhaltigen Umgang mit der Erde und ihren Ressourcen (Tab. 5).

Tab. 5: Karl Marx (1818–1883) über die Verantwortung aller Gesellschaften für die Erde

Vom Standpunkt einer höhern ökonomischen Gesellschaftsformation wird das Privateigenthum einzelner Individuen am Erdball ganz so abgeschmackt erscheinen, wie das Privateigenthum eines Menschen an einem andern Menschen. Selbst eine ganze Gesellschaft, eine Nation, ja alle gleichzeitigen Gesellschaften zusammengenommen, sind nicht Eigenthümer der Erde. Sie sind nur ihre Besitzer, ihre Nutznießer, und haben sie als boni patres familias den nachfolgenden Generationen verbessert zu hinterlassen.

Karl Marx, Das Kapital, Band III. MEGA II/15, Akademie Verlag, Berlin 2004, S. 752

Literatur

AWI – Alfred-Wegener-Institut: Das aktuelle Wissen zum Thema: Eisschilde, Stand November 2015

Baur, F.: Abweichungen der Monatsmittel der Temperatur Mitteleuropas vom 210jährigen Mittelwert (1761–1970) in °C. Beilage zur Berliner Wetterkarte 76/75, SO 19/75, 24.6.1975, 6 S., laufend fortgesetzt in der Berliner Wetterkarte

Bernhardt, K.: Probleme des Wärmehaushaltes der troposphärischen Grundschicht und seine Beziehungen zur atmosphärischen Dynamik. In: 75 Jahre Meteorologisches Observatorium Potsdam 1892–1967. Meteorologischer Dienst der DDR (1969), S. 54–75

Bernhardt, K.: Globale physikalische Prozesse und Noosphäre. Rostocker Physikalische Manuskripte, Heft 3/I (1978), S. 19–25

Bernhardt, K.: Aufgaben der Klimadiagnostik in der Klimaforschung. Gerl. Beitr. Geophys. 96 (1987), S. 113–126

Bernhardt, K.: Die Zukunft des globalen Klimas – Unsicherheiten und Risiken. Vortrag am 09. April 1992. Zusammenfassung in: Abhandlungen der Leibniz-Sozietät, Band 2 (1999), S. 81

Bernhardt, K.: Goethe, die Meteorologie – und kein Ende? Sitzungsberichte der Leibniz-Sozietät 43 (2000) 8, S. 63–104

Bernhardt, K.: Alexander von Humboldts Beitrag zu Entwicklung und Institutionalisierung von Meteorologie und Klimatologie im 19. Jahrhundert. In: Algorismus. Studien zur Geschichte der Mathematik und der Naturwissenschaften, Heft 41 (2003), S. 195–221

Bernhardt, K.: Nuklearer Winter – Einwirkungen eines massierten Kernwaffeneinsatzes auf das Klimasystem. Abhandlungen der Leibniz-Sozietät der Wissenschaften, Band 32 (2012), S. 199–214

Bernhardt, K.: Das Klimasystem der Erde im Licht des fünften IPCC-Sachstandsberichtes. www.leibnizsozietaet.de/wp-content/uploads/2014/11/bernhardt.pdf, 1–30

Bernhardt, K.: Zum Verhältnis von externen Antrieben und systeminternen Schwankungen im gegenwärtigen Klimawandel. www.leibnizsozietaet.de/wp-content/uploads/2015/02/bernhardt.pdf., 1–5

Bernhardt, K.; Böhme, W.: Klima und Menschheit. Sitzungsberichte der Leibniz-Sozietät 1/2 (1994), S. 51–90

Bernhardt, K.; Kortüm, F.: Beeinflussung der Atmosphäre durch menschliche Aktivitäten. Nationalkomitee für Geodäsie und Geophysik bei der Akademie der Wissenschaften der DDR. Geodätische und Geophysikalische Veröffentlichungen, Reihe II, Heft 21 (1976), S. 3–62

Brönnimann, S.; Grosjean, M.; Joos, F.; Tinner, W.; Rohr, C.; Raible, C. C.; Arfeuille, F.: Bicentenary of the Great Tambora Eruption: Implications for Stratosphere-Troposphere Processes. SPARC newsletter no 45 – July 2015, S. 26–30

BWK: Berliner Wetterkarte, herausgegeben vom Verein BERLINER WETTERKARTE in Kooperation. mit dem Institut für Meteorologie. der Freien Universität Berlin und dem Deutschen Wetterdienst Offenbach/M. Vgl. auch www.berliner-wetterkarte.de.

Budyko, M. I.: The effect of solar radiation variations on the climate of the Earth. Tellus 21 (1969), S. 611–619

Christ, H.-W.: Ungewöhnliche Wirbelsturm-Aktivität auf der Nordhalbkugel im Januar 2016. In: Beilage zur Berliner Wetterkarte 07/16, SO 04/16, 03. 02.2016, 8 S.

COP 21: http://www.unfccc.int/meetings/paris_nov_2015/items/9445.php

Davies, J. H.; Davies, D. R.: Earth's surface heat flux. Solid Earth 1 (2010), S. 5–24 (auch online einsehbar)

Dethloff, K.; Rinke, A.; Handorf, D.; Jaiser, R.; Dorn, W: Wechselwirkung von arktischem Meereis und kontinentaler Schneebedeckung mit atmosphärischen Zirkulationsmustern. Sitzungsberichte der Leibniz-Sozietät (2016; in diesem Band)

DMG Pressemitteilung: Neueste Informationen aus der Wetter- und Klimaforschung auf der DACH2016

De Boer, J. Z.; Sanders, D. T.: Das Jahr ohne Sommer, Magnus Verlag, Essen 2004, 271 S.

EXPRESS: WitterungsReport Express – Deutscher Wetterdienst, ab 2006

Fink, A. H.; Ermert, V.: Klimadiagramme nach Baur, 2016. htpp://www.uni-koeln.de/math.-nat-fak/geomet/meteo/Klimastatistik

Flach, G.: Physikalische Aspekte des globalen Energieproblems. http://leibnizsozietaet.de/wp-content/uploads/2006/12/03-EnergieglobalFlach.pdf

Foken, T.: The energy balance closure problem: an overview. Ecological Applications 18 (6), 2008, S. 1351–1367

GARP: The physical basis of climate and climate modelling. GARP Publ. Ser. 16 (1975), 265 S.

Hantel, M.: Climate modelling. In: Landolt-Börnstein: Zahlenwerte und Funktionen aus Naturwissenschaften und Technik. Neu Serie, Gruppe V, Band 4, Teilband c. Klimatologie, Teil 2. Berlin u.a.O. 1989, S. 1–116

Hänsel, S.; Hoy, A.: Der extreme europäische Sommer 2015 aus säkularer Perspektive. Teil 1: Hitze, Teil 2: Dürre. In: DACH 2016, Meteorologentagung 14. bis 16. März 2016, Programmheft, S. 99–100

Hillerbrand, R.; Schneider, C.: Unwissenschaftlich weil unsicher? Wissenschaftlich weil unsicher! In: Jeschke, S.; Jakobs, E.-M.; Dröge, A.: Exploring Uncertainty – Ungewissheit und Unsicherheit im interdisziplinären Diskurs. Springer Gabler Verlag 2013, S. 151–177

Hupfer, P. (Hg.) et al.: Das Klimasystem der Erde. Akademie Verlag GmbH, Berlin 1991, 464 S.

IPCC: Climate Change 1990: Houghton, J. T.; Jenkins, G. J.; Ephraums, J. J. (eds.): The IPCC Scientific Assessment. Cambridge Univ. Press Cambridge u.a.O. 1990, 365 S.

IPCC: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Working Group I Contribution to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker T. F. D.; Qin, G.-K.; Plattner, M.; Tignor, S. K.; Allen, J.; Boschung, A.; Nauels, Y.; Xia, V.; Bex and P. Migley (eds.)]. Cambridge Univ. Press, Cambridge, UK, and New York, USA, 1.535 S.

Karl, T. R. et al.: Possible artifacts of data biases in the recent global surface warming hiatus. Scinceexpress 4 June 2015, 1–7. DOI 10.1126/science.aaa. 5632

Kaspar, F.; Friedrich, K.: Hintergrundinformation zum Trend der Temperatur in Deutschland. Mitteilungen DMG 01, 2106, S. 9–10

Kiehl, J. T.; Trenberth, K. E.: Earth's annual global mean energy budget. Bull. Amer. Meteorol. Soc. 78 (1997), S. 197–208 (auch online einsehbar)

Kleber, G.: Beiträge zur Untersuchung rezenter Klimaänderungen im Gebiet der DDR. Diss. (A), Humboldt-Univ. zu Berlin, Math.-nat. Fak., 1985

Kosaka, Y.; Xie, S.-P.: Recent global-warming hiatus tied to equatorial Pacific surface cooling. Nature 501, Sept. 2013, S. 403–407. doi:10.1038/nature 12534

L'Ecuyer, T. S. et al.: The observed state of the energy budget in the early twenty-first century. J. Climate 28 (2015), S. 8319–8346

Matschullat, J.: Bodenatmung (CO_2, CH_4, N_2O), Landnutzung und Klima am Beispiel Amazonasbecken. Sitzungsberichte der Leibniz-Sozietät (2016; in diesem Band)

NASA: Earth's energy budget, 2016. science-edu.larc.nasa.gov/energy_budget/

Rozanov, E.; Tourpali, K.; Schmidt, H.; Funke, B.: Long-term variations of solar activity and their impacts: From the Maunder Minimum to the 21st century. SPARC newsletter no 46 – January 2016, S. 15–20

Schellnhuber, H. J.: Selbstverbrennung. C. Bertelsmann Verlag München, 3. Aufl. 2015, 778 S.

Sellers, W. D.: A global climate model based on the energy balance of the earth-atmosphere system. J. Appl. Meteorol. 8 (1969), S. 392–400

Trabert, W.: Lehrbuch der kosmischen Physik. Teubner, Leipzig und Berlin, 1911, 662 S.

Trenberth, K. E.; Fasullo, J. T.; Kiehl, J. T.: Earth's global energy budget. Bull. Amer. Meteorol. Soc. 90 (2009), S. 311–323 (auch online einsehbar)

Trenberth, K. E.; Houghton, J. T.; Meira Filho, L. G.: The climate system: an overview. In: Climate change 1995. The science of climate change. Cambridge Univ. Press, 1996, S. 55–56

Wegmann, M.; Brönnimann, S.; Bhend, Franke, J.; Folini, D.; Wild, M.; Lutterbacher, J.: Volcanic Influence on European Summer Precipitation through Monsoons: Possible cause for „Years without Summer". J. Climate 27 (2014), S. 3683–3691

Wehry, W.: Der Winter 2015/16 in Europa im Vergleich zu den Wintern seit 2009/10. In: Beiträge zur Berliner Wetterkarte 17/16 , SO 11/16, 24.03.2016, 8 S.

Weitz, H.-J. (Hg.): Marianne und Jacob Willemer Briefwechsel mit Goethe. Insel-Verlag, Frankfurt/M. 1965, 968 S.

WMO: Statement on the Status of Global Climate in 2015. WMO-No. 1167, 2016, 28 S.

WMO Secretariat: Highlights from the First Five-yearly Statement on the Status of the Global Climate. WMO Bull. 65 (1) – 2016, S. 24–27

Wong, T.; Kratz, D. P.; Stackhouse, Jr., P. W.; Sawaengphokai, P.; Wilber, A. C.; Gupta, S. K.; Loeb, N. G.: Earth radiation budget at top of atmosphere. Bull. Amer. Meteor. Soc. 96 (7), 2015, S37–S38

Woods Hole Oceanographic Institution: El Nino & Other Oscillations: https://www.whoi.edu./main/topic/el-nino-other-oscillations

Nachtrag

Nach Abschluss der Arbeit am vorliegenden Manuskript wurden dem Verfasser noch folgende Publikationen bekannt, auf die der Leser ausdrücklich verwiesen sei:

Trenberth, K. E.; Fasullo, J. T.; Balmaseda, M. A.: Earth's Energy Imbalance. J. Climate 27 (2014), 3129–3144. Open Access content

Trenberth, K. E.; Fasullo, J. T.; v. Schuckmann, K.; Cheng, L.: Insights into Earth's Energy Imbalance from Multiple Sources. J. Climate 29 (2016), 7495–7505. Open Access content

State of the climate in 2015. Spec. Suppl. to the Bull. Amer. Meteorol. Soc. 97 (8), August 2016, S1–S275. DOI: 10.1175/2016 BAMS StateoftheClimate/

Deutscher Wetterdienst: Nationaler Klimareport 2016, Datum 02.09.2016. Offenbach am Main, 40 Seiten. Online www.dwd.de/nationalerklimareport

Sitzungsberichte der Leibniz-Sozietät der Wissenschaften zu Berlin *129 (2016), 47–54*

Ulrich Cubasch, Bijan Fallah*

Extrem-Dürreperioden in Asien während der letzten 1.000 Jahre in Proxy-Daten und Modell-Simulationen

1. Einleitung

Extrem-Dürreperioden (engl.: mega droughts) sind Naturereignisse, die Jahre bis Jahrzehnte andauern und in unregelmäßigen Abständen auftreten können (Cook et al. 2010). Einige von ihnen können als Schlüsselereignis für gesellschaftliche Umwälzungsprozesse in Asien angesehen werden, so zum Beispiel trugen welche maßgeblich zum Zusammenbruch der Yuan-Dynastie (Zhang et al. 2008), der Ming-Dynastie (Shen et al. 2007) und des Khmer-Reiches in Kambodscha (Buckley et al. 2010) bei. Als auslösende Faktoren für eine Extrem-Dürre werden Anomalien der Meeresoberflächen-Temperaturen im Indischen und Pazifischen Ozean angesehen (Ropelewski/Halpert 1987; Meehl/Hu 2006; Wahl/Morrill 2010).

Die Dürre-Episoden in Asien stehen immer in Verbindung zu der Monsun-Zirkulation. So führt eine Abnahme oder eine Verlagerung des Monsuns zu Dürreperioden (Shaw/Nguyen 2011).

Für die Analyse von historischen Dürren liegen kaum Messdaten vor, und die zur Verfügung stehenden Proxy-Daten decken nur unzureichend das asiatische Monsun-Gebiet ab. Cook et al. erstellten 2010 den Monsoon Asia Drought Atlas (MADA), in dem, basierend auf Proxy-Daten, eine raumzeitliche Rekonstruktion des Palmer-Trockenheitsindexes (Palmer Drought Severity Index PDSI; Palmer 1965) für das letzte Jahrtausend beschrieben wird. Dieser Index berechnet die Stärke einer Dürreperiode aus dem Niederschlag und der Temperatur (Wells et al. 2004). Er gibt die Abweichung der hydrologischen Bedingungen von einem Gleichgewichtszustand an und stützt sich auf ein einfaches Wasserbilanz-Modell. Mit global gekoppelten Ozean-Atmosphären-Klimamodellen ist es ebenfalls möglich, das Klima der letzten 1.000 Jahre zu rekonstruieren (einen Überblick gibt der letzte IPCC-

* Freie Universität Berlin, Institut für Meteorologie

Bericht (Stocker et al. 2013) und aus den so generierten Daten Dürre-Episoden zu berechnen. In der vorliegenden Arbeit werden zwei von diesen sogenannten Millennium-Experimenten in Hinblick auf ihre Fähigkeit, extreme Dürreereignisse zu simulieren, analysiert. Einer Beschreibung der Modelle, der numerischen Experimente und der Analysemethode in Abschnitt 2 folgen eine Darstellung der Ergebnisse der Simulationen (Abschnitt 3), eine Analyse der möglichen Antriebsmechanismen (Abschnitt 4) und eine Zusammenfassung (Abschnitt 5).

2. Modelle, Daten und Methoden

Es werden zwei Millennium-Simulationen gekoppelter Klimamodelle ausgewertet. Zum einen ein Ensemble mit fünf Mitgliedern des ECHAM5/MPIOM Modells des Max-Planck-Instituts für Meteorologie in Hamburg (Jungclaus et al. 2010) sowie zwei von acht Ensemble-Mitgliedern des GISS-E2-R Modells des NASA Goddard Institute for Space Studies in New York (Schmidt et al. 2014). Diese Modelle wurden mit rekonstruierten Daten für die Treibhausgaskonzentration, solarer Variabilität und Vulkanismus angetrieben (Schmidt et al. 2012). Sie wurden nach den Maßgaben von CMIP5 (Taylor et al. 2012) durchgeführt und wurden im IPCC-Bericht dokumentiert (IPCC, 2013). Die GISS-Experimente weisen Inkonsistenzen aus, so dass nur zwei der acht Ensemble-Mitglieder verwendet werden konnten (Fallah/Cubasch 2015).

Der PDSI wird aus den simulierten Sommer (JJA)-Niederschlagsdaten berechnet. Nach den Erkenntnissen von Cook et al. (2010) repräsentiert das Muster der ersten empirischen Orthogonalfunktion (EOF1) des PDSI einen anhaltend schwachen Sommermonsun. Infolge dessen erhalten wir aus dem zeitlichen Ablauf der EOF1 eine Information über schwache und starke Monsunjahre.

Die Modelldaten werden mit dem MADA verglichen. Dieser Datensatz wurde aus 327 Baumring-Chronologien rekonstruiert (Cook et al. 2010). Der zeitliche Verlauf der EOF1 der MADA zeigt uns analog zu der Modellrekonstruktion starke und schwache Modelljahre an.

Eine Analyse der maximalen Kovarianz (maximum covariance analysis) wird eingesetzt, um die Beziehung zwischen verschiedenen Klimadaten zu identifizieren (Bretherton et al. 1992). Dai (2013) setzt diese Methode ein, um einen Zusammenhang zwischen globalen Meeresoberflächentemperatur-Anomalien und dem PDSI zu isolieren. Der Hauptmode der Meeresoberflächentemperatur-Anomalie für die Sommermonate (JJA) zeigt ein ENSO-ähnliches Muster.

Die Analyse wird auf den Zeitraum 1300 bis 1860 beschränkt, um anthropogene Einflüsse auszuschließen. Mehr Details über die Analysemethode und Daten finden sich in Fallah und Cubasch (2015).

3. Simulationen der Asiatischen Dürren

Abbildung 1 zeigt das Muster für die Asiatische Dürre für die beiden Modellexperimente und MADA (Cook et al. 2010; Dai 2011; Li et al. 2013). Alle drei Bilder zeigen ein ähnliches Muster: bei aktivem Monsun ist der Indische Subkontinent feucht, Zentralasien dagegen trocken. Bei schwachem Monsun ist Zentralasien feucht, der Indische Subkontinent jedoch trocken.

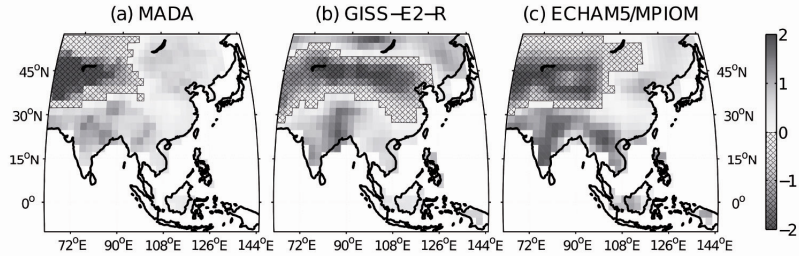

Abb. 1: Die Hauptmuster für einen Ausfall des Monsuns. Die erste EOF des Palmer-Dürre-Indexes für die Baumringrekonstruktion MADA (a), für das Modellexperiment GISS-E2-R (b) und für das Modellexperiment ECHAM5/MPIOM (c). Negative Werte werden durch Kreuzchen angezeigt. (nach Fallah/Cubasch 2015)

Die Muster aller drei PDSI-Rekonstruktionen sind signifikant miteinander korreliert. Die zeitliche Entwicklung der ersten Hauptkomponente (EOF1) des PDSIs wird in Abbildung 2 gezeigt. Zur Verdeutlichung sind diejenigen Zeitabschnitte, in denen die Modellzeitserien und die Baumring-Rekonstruktion dasselbe Vorzeichen aufweist, besonders gekennzeichnet. Während der kleinen Eiszeit (LIA ca. 1500 bis 1750) gab es mehr aktive Phasen des Monsuns sowohl in beiden Modellsimulationen als auch in der Rekonstruktion. Fünf der extremen Dürreperioden, die in der MADA auftreten (siehe Cook et al. 2010; Buckley et al. 2010), werden für eine nähere Analyse ausgewählt:

1. Die Dürre in der Mitte des 14. Jahrhunderts, die mit dem Zusammenfall des Khmer-Reiches in Kambodscha in Verbindung gebracht wird (1351–1368);

2. die extreme Dürre Ende des 16. Jahrhunderts (1560–1587);
3. die Dürre Ende des 17. Jahrhunderts (1682–1699);
4. die „Strange Parallels“-Dürre (1756–1768) und
5. die Ostindische Dürre (1790–1796).

Beide Modelle simulieren mindestens vier von den fünf Haupt-Dürreperioden. Die GISS-Simulationen „übersehen“ die zweite Dürre, die MPI-Simulation die vierte. Eine nähere Analyse macht deutlich, dass die Modelle diese Dürren durchaus regional simulieren. Die Analysemethode fehlinterpretiert jedoch durch die Reduktion auf großflächige Muster das kleinskalige Auftreten von Dürren in einigen Regionen als Ausfall (für mehr Details siehe Fallah/Cubasch 2015).

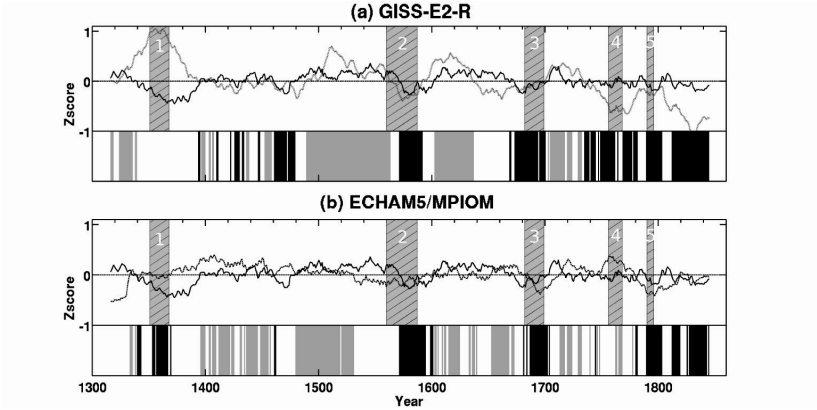

Abb. 2: Die zeitliche Entwicklung des Monsunhauptmusters für den MADA (durchgezogene Linie), GISS-E2-R (graue Linie) und ECHAM5/MPIOM (gepunktete Linie), geglättet mit einem 31-jährigen gleitenden Mittel. Die Zeiten, in denen die Modelle und MADA gleichzeitig eine Trockenheit rekonstruieren, werden durch schwarze Balken angegeben, die gleichzeitig rekonstruierten feuchten Episoden durch graue Balken. Die fünf im Text angegebenen Extremdürren werden durch die schraffierten Balken angezeigt (nach Fallah/Cubasch 2015).

4. Antriebsmechanismen der Dürreperioden

Um den Zusammenhang zwischen Pazifischer Meeresoberflächentemperatur und den Dürren zu analysieren, wurde eine MCA (maximum covariance analysis) zwischen dem PDSI der Simulationen und der Pazifischen Meeresoberflächentemperatur durchgeführt. Es werden nur die beiden ersten Hauptkomponenten betrachtet. Fallah und Cubasch (2015) beweisen, dass sie den Hauptanteil des Signales in sich vereinigen. Die Abbildungen a–c zeigen, dass ein El-Niño ähnliches Muster der Meeresoberflächen-Temperaturanomalie im zentralen tropischen Pazifik und Indischen Ozean mit einer Dürre über Asien einhergeht. Dieses Phänomen wurde von Krishan et al. (2009) ausführlich beschrieben. Vulkanismus kann als weiterer Einflussfaktor angesehen werden, da er die Pazifische Meeresoberflächentemperatur und damit indirekt auch die Ausbildung von Dürreereignissen beeinflusst.

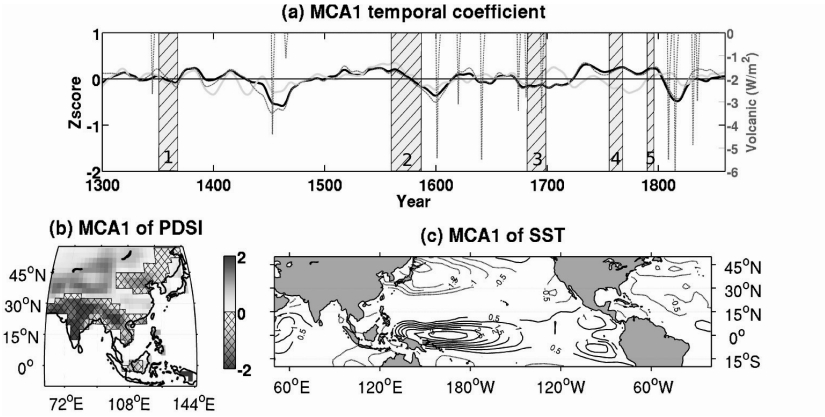

Abb. 3: Für das GISS-E2-R Modell: a) die zeitliche Entwicklung der MCA (maximum covariance analysis) für die Meeresoberflächentemperatur-Anomalie (gestrichelte schwarze Linie) und für den PDSI (durchgezogene graue Linie). Der Vulkanismus (Strahlungsdämpfung in W/m^2) wird durch die unterbrochene Linie angezeigt, El-Niño-Ereignisse durch gepunktete Linie. b) das MCA-Muster für den PDSI und c) das MCA-Muster für die Meeresoberflächentemperatur-Anomalie (nach Fallah/Cubasch 2015)

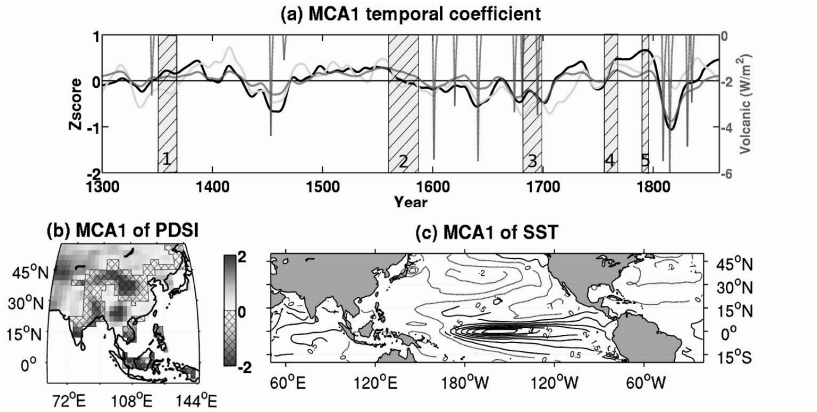

Abb. 4: Für das ECHAM5/MPIOM-Modell: a) die zeitliche Entwicklung der MCA (maximum covariance analysis) für die Meeresoberflächentemperatur-Anomalie (gestrichelte schwarze Linie) und für den PDSI (durchgezogene graue Linie). Der Vulkanismus (Strahlungsdämpfung in W/m^2) wird durch die unterbrochene Linie angezeigt, El-Niño-Ereignisse durch gepunktete Linie. b) das MCA-Muster für den PDSI und c) das MCA-Muster für die Meeresoberflächentemperatur-Anomalie (nach Fallah/Cubasch 2015)

5. Diskussion und Zusammenfassung

Extreme Dürreperioden in Asien während des letzten Millenniums werden mit Hilfe von Ensemble-Simulation zweier Klimamodelle und mittels Proxy-Daten basierend auf Baumringen rekonstruiert. Es treten sechs herausragende mehrjährige Dürrephasen auf, die in historischen Überlieferungen beschrieben wurden und die mit einschneidenden sozialen Veränderungen in Verbindung gebracht werden können.

Um diese Dürren zu identifizieren, wurde eine Hauptkomponenten-Analyse des Palmer-Trockenheitsindexes (PDSI) durchgeführt. Die Modelle sind in den meisten Fällen in der Lage, die in der Baumring-Rekonstruktion auftretenden Dürre-Episoden zu simulieren. Dies ermöglicht es, mittels der Klimamodelle alle relevanten physikalischen Felder im Ozean und in der Atmosphäre berechnen, um daraus die Mechanismen für die Dürren näher zu erforschen. Die Analyse zeigt, dass die Dürren mit El-Niño ähnlichen Verhältnissen im zentralen äquatorialen Pazifik korreliert sind. Auch Vulkanismus spielt eine Rolle.

Literatur

Buckley, B. M.; Palakit, K.; Duangsathaporn, K.; Sanguantham, P.; Prasomsin, P.: Decadal scale droughts over northwestern Thailand over the past 448 years: links to the tropical Pacific and Indian Ocean sectors, Clim. Dyn., 29 (1), 63–71, doi:10.1007/s00382-007-0225-1, 2007

Cook, E. R.; Anchukaitis, K. J.; Buckley, B. M.; D'Arrigo, R. D.; Jacoby, G. C.; Wright, W. E.: Asian Monsoon Failure and Megadrought During the Last Millennium, Science, 328 (5977), 486–489, doi: rm10.1126/science.1185188, 2010

Dai, A.: Characteristics and trends in various forms of the Palmer Drought Severity Index during 1900–2008, J. of Geophys. Res.-Atmos., 116, doi:10.1029/2010JD015541, 2011

Dai, A.: Increasing drought under global warming in observations and models, Nature, Clim. Change, 3 (1), 52–58, doi:10.1038/NCLIMATE1633, 2013

Fallah, B.; Cubasch, U.: A comparison of model simulations of Asian megadroughts during the past millennium with proxy reconstructions, Climate of the Past, 11, 253–263, doi: 10.5194/cp-11-253-2015, 2015

Jungclaus, J. H.; Lorenz, S. J.; Timmreck, C.; Reick, C. H.; Brovkin, V.; Six, K.; Segschneider, J.; Giorgetta, M. A.; Crowley, T. J.; Pongratz, J.; Krivova, N. A.; Vieira, L. E.; Solanki, S. K.; Klocke, D.; Botzet, M.; Esch, M.; Gayler, V.; Haak, H.; Raddatz, T. J.; Roeckner, E.; Schnur, R.; Widmann, H.; Claussen, M.; Stevens, B.; Marotzke, J.: Climate and carbon-cycle variability over the last millennium, Clim. of the Past 6(5), 723–737, doi: 10.5194/cp-6-723-2010, 2010

Krishnan, R.; Kumar, V.; Sugi, M.; Yoshimura, J.: Internal Feedbacks from Monsoon–Mid-latitude Interactions during Droughts in the Indian Summer Monsoon, J. Atmos. Sci., 66, 553–578, 2009

Li, J.; Xie, S.-P.; Cook, E. R.; Morales, M. S.; Christie, D. A.; Johnson, N. C.; Chen, F.; D'Arrigo, R.; Fowler, A. M.; Gou, X.; Fang, K.: El Niño modulations over the past seven centuries, Nature, Clim. Change, 3 (9), 822–826, doi:10.1038/NCLIMATE1936, 2013

Meehl, G. A.; Hu, A.: Megadroughts in the Indian monsoon region and southwest North America and a mechanism for associated multidecadal Pacific sea surface temperature anomalies, J. of Clim., 19, 1605–1623, 2006

Palmer, W.: Meteorological drought, Research paper, US Department of Commerce Weather Bureau, (45), 1965

Ropelewski, C. F.; Halpert, M. S.: Global and Regional Scale Precipitation Patterns Associated with the El Niño/Southern Oscillation, Amer. Meteor. Soc., 115 (8), 1606–1626, doi: 10.1175/1520-0493(1987)115<606:GARSPP>2.0.CO;2, 1987

Schmidt, G. A.; Jungclaus, J. H.; Ammann, C. M.; Bard, E.; Braconnot, P.; Crowley, T. J.; Delaygue, G.; Joos, F.; Krivova, N. A.; Muscheler, R.; Otto-Bliesner, B. L.; Pongratz, J.; Shindell, D. T.; Solanki, S. K.; Steinhilber, F.; Vieira, L. E. A.: Climate forcing reconstructions for use in PMIP simulations of the Last Millennium (v1.1), Geosci. Mod. Dev., 5 (1), 185–191, doi:10.5194/gmd-5-185-2012, 2012

Schmidt, G. A.; Kelley, M.; Nazarenko, L.; Ruedy, R.; Russell, G. L.; Aleinov, I.; Bauer, M.; Bauer, S. E.; Bhat, M. K.; Bleck, R.; Canuto, V.; Chen, Y.-H.; Cheng, Y.; Clune, T. L.; Del Genio, A.; de Fainchtein, R.; Faluvegi, G.; Hansen, J. E.; Healy, R. J.; Kiang, N.Y.; Koch, D.; Lacis, A. A.; LeGrande, A. N.; Lerner, J.; Lo, K. K.; Matthews, E. E.; Menon,

S.; Miller, R. L.; Oinas, V.; Oloso, A. O.; Perlwitz, J. P.; Puma, M. J.; Putman, W. M.; Rind, D.; Romanou, A.; Sato, M.; Shindell, D. T.; Sun, S.; Syed, R. A.; Tausnev, N.; Tsigaridis, K.; Unger, N.; Voulgarakis, A.; Yao, M.-S.; Zhang, J.: Configuration and assessment of the GISS ModelE2 contributions to the CMIP5 archive. J. Adv. Model. Earth Syst., 6, 141–184, doi:10.1002/2013MS000265, 2014

Shaw, R.; Nguyen, H.: Droughts in Asian Monsoon Region (Community, Environment and Disaster Risk Management , Volume 8). Emerald Group Publishing Limited, UK, 2011

Shen, C. W.-C.; Wang, Z. Hao; Gong, W.: Exceptional drought events over eastern China during the last five centuries, Climate Change, 85 (3–4), 453–471, doi:10.1007/s10584-007-9283-y, 2007

Stocker, T.; Qin, D.; Plattner, G.-K.; Tignor, M.; Allen, S.; Boschung, J.; Nauels, A.; Xia, Y.; Bex, V.; Midgley, P. (2013): IPCC 2013: climate change 2013: the physical science basis. Contribution of working group I to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change. Technical report, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2013

Wahl, E. R.; Morrill, C.: CLIMATE CHANGE Toward Understanding and Predicting Monsoon Patterns, Science, 328 (5977), 437–438, doi:10.1126/science.1188926, 2010

Wells, N.; Goddard, S.; Hayes, M.: A self-calibrating Palmer Drought Severity Index, J. of Clim., 17 (12), 2335–2351, doi:10.1175/1520-0442(2004)017<2335:ASPDSI>2.0.CO;2, 2004

Zhang, P.; Cheng, H.; Edwards, R. L.; Chen, F.; Wang, Y.; Yang, X.; Liu, J.; Tan, M.; Wang, X.; Liu, J.; An, C.; Dai, Z.; Zhou, J.; Zhang, D.; Jia, J.; Jin, L.; Johnson, K. R.: A Test of Climate, Sun, and Culture Relationships from an 1810-Year Chinese Cave Record, Science, 322 (5903), 940–942, doi:science.1163965, 2008

Danksagung

Die Ergebnisse wurden im Rahmen des Projektes CADY (Central Asian Climate Dynamics), das vom Ministerium für Bildung und Forschung gefördert wurde, ermittelt.

Sitzungsberichte der Leibniz-Sozietät der Wissenschaften zu Berlin *129 (2016), 55–68*

Hartmut W. Kühne*

Siedlungsausbau und Siedlungseinschränkung in der Bronzezeit Ober-Mesopotamiens in Abhängigkeit von klimatischen Veränderungen[1]

1. Geoklimatische und geoökonomische Charakterisierung Ober-Mesopotamiens im heutigen Zustand

Nord- oder Ober-Mesopotamien erstreckt sich zwischen den mittleren Abschnitten der beiden Ströme Euphrat und Tigris. Die arabischen Einwohner nennen dieses Gebiet Jazira, was wörtlich Insel bedeutet. Gegenwärtig teilen sich drei moderne Staaten in das Gebiet Ober-Mesopotamiens, die Türkei mit der Südabdachung des Taurus Gebirges, Syrien mit dem westlichen Teil und Iraq mit dem östlichen Teil der Jazira (Abb. 1) (Wilkinson 2003: 100–127).

Zwei ostwestlich verlaufende Mittelgebirge, der Jabal Abd al-Aziz und der Jabal Sinjar, gliedern die Jazira in einen nördlichen und einen südlichen Abschnitt; der größte Nebenfluss des Euphrats, der Habur, teilt sie in einen westlichen und einen östlichen Teil, parallel zu dessen Ostufer die Grenze zwischen Syrien und Iraq verläuft. Der Habur wie auch sein kleinerer westlicher Bruder, der Balih, entwässern das Taurus Vorland; der dritte nicht ganzjährige Fluss im Ostteil der Jazira, das Wadi Tharthar, entwässert den Jabal Sinjar.

Auf der kurzen Distanz von etwa 300 km in N-S-Richtung durchziehen Ober-Mesopotamien vier mittlere Jahresniederschlagslinien (Wilkinson 2003: Fig. 6:2). Nur im Vorgebirgsland des Taurus erreichen die Niederschläge 500 mm im Durchschnitt. Deir az-Zor am Euphrat dagegen erhält nur 100 mm Niederschlag. Ober-Mesopotamien ist daher ein sensibler Indikator für klimatische Schwankungen, die sich unter anderem in Pollenabla-

* Freie Universität Berlin, Institut für Vorderasiatische Archäologie

1 Dieser Artikel widmet sich dem sogenannten 4.2 ka BP Ereignis, weil es klimatologisch und archäologisch besser erforscht ist als das 3.2 ka BP Ereignis am Ende der Bronzezeit.

Abb. 1: Karte Ober-Mesopotamiens mit urbanen Siedlungen der Frühen Bronzezeit

gerungen oder Baumjahresringen niederschlagen. Zugleich fungiert Ober-Mesopotamien bis heute als Kornkammer der Staaten, die Anteil an diesem Gebiet haben (Wirth 1971: 421–428).

Die Regenfeldbaugrenze (auch Trockenfeldbaugrenze nach der anglo-amerikanischen Bezeichnung „dry farming belt“ genannt) wird üblicherweise mit der 200 mm Isohyete assoziiert und bildet die südliche Begrenzung des sogenannten Fruchtbaren Halbmondes. Gemäß ihrem Verlauf gestaltet sich die Subsistenzgrundlage der Bevölkerung: im Gebiet des Regenfeldbaus betreiben sesshafte Bauern Ackerbau und Gartenwirtschaft – Viehzucht ist unausgeprägt; jenseits davon, im Steppengebiet, lebt eine nomadische Bevölkerung von der Haltung ihrer Kleintierherden (Schafe und Ziegen) und gelegentlichem Getreideanbau in feuchten Wadibetten. Ökonomisch sind beide Wirtschaftsweisen eng miteinander verzahnt und aufeinander angewiesen.

Entscheidend für das Wohlergehen von Mensch und Tier ist der pünktliche jahreszeitliche Niederschlag; erfolgt er zu spät oder gar nicht, drohen

Missernte und ökologisch bedingter wirtschaftlicher Stress. In Trockenphasen verlegt sich die Regenfeldbaugrenze weit hinauf in das Taurus-Vorland (Wirth 1971: Karten 3 und 4). Trockenphasen sind durch ausbleibende Winterregen über mehrere Jahre definiert und treten in unregelmäßigen Abständen auf. Die Folgen der Trockenphase von 1981 bis 1987, die ich am Habur und in Deir ez-Zor miterlebt habe, führten zu Missernten im Regenfeldbaugebiet und zu einer dramatischen Verarmung und letztlich zu einer Abwanderung der Steppenbewohner, in den Städten zu einem Verfall der Fleischpreise und zu einer Verknappung von Milchprodukten, des Saatgetreides sowie des Wohnraumes.

2. Klimatische und kulturgeschichtliche Entwicklung

Die Klimaentwicklung Ober-Mesopotamiens steht im Einklang mit der Klimaentwicklung des Holozän. Sie beginnt mit dem so genannten Holozän Optimum, einem abrupten Anstieg der Temperaturen und der Feuchtigkeit um 9.800 v. Chr., das um 4.000 v. Chr. endet. Danach setzt eine bis zum Beginn unserer Zeitrechnung anhaltende Phase ein, in der das Klima kontinuierlich trockener wird (Reculeau 2011). In dieser groben Skizzierung bleiben länger oder kürzer anhaltende Schwankungen mit Ausnahme der großen Klima Ereignisse am Ende des 4., 3. und 2. Jahrtausends v. Chr. unberücksichtigt.

Feucht- und Trockenphasen des Klimas in altorientalischer (vorislamischer) Zeit sind auch schriftlich überliefert. So berichtet beispielsweise der assyrische König Assurdan II (934–912 v. Chr.) von der unter seiner Regierung einsetzenden Feuchtphase und bestätigt zugleich, dass die Regentschaft seiner Vorgänger unter Trockenheit und Hungersnöten gelitten hat (Neumann/Parpola 1987). Berichte von Hungersnöten in expliziter Verbindung zu Missernten und Trockenheit sind seit dem Ende des 3. Jahrtausends v. Chr. überliefert. Es nimmt deshalb nicht wunder, dass in zahlreichen Orten und Heiligtümern Ober-Mesopotamiens vornehmlich der Wettergott Hadad verehrt wurde (Schwemer 2001).

Aus kulturwissenschaftlicher Sicht ist Ober-Mesopotamien die Region, in der nach jetziger wissenschaftlicher Kenntnis ab dem 10. Jahrtausend v. Chr. weltweit erstmalig die Domestikation von Getreide und etwas später von Haustieren gelang, was gern auch als „Neolithische Revolution“ bezeichnet worden ist (Parzinger 2014: 171 Karte 5). Das daraus resultierende sesshafte Bauerntum stellt den Beginn der gesellschaftlichen Entwicklung dar, die letztlich zu dem Konstrukt des Staates führte. Im Alten Vorderen

Orient lässt sich diese Entwicklung von den ersten Anfängen gesellschaftlicher Formation bis zu den ersten Weltreichen der Assyrer und der Perser im ersten vorchristlichen Jahrtausend nahezu lückenlos verfolgen.

Schon im 7.–6. Jahrtausend v. Chr. (sogenannte Hassuna-, Samarra-, Halaf-Zeit) bescherte die bevorzugte geo-klimatische Lage Ober-Mesopotamiens seinen Bauern existentielle Sicherheit und über den erwirtschafteten Getreide-Überschuss Wohlstand (Akkermans/Schwartz 2003: 99–152). Zugleich war Ober-Mesopotamien Durchzugsgebiet zu den in Anatolien lagernden wertvollen Bodenschätzen, zunächst Obsidian und dann vor allem Metalle wie Kupfer und Silber.

In den letzten Jahrzehnten ist in der archäologischen Wissenschaft immer deutlicher geworden, dass die Nord-Expansion der in Unter-Mesopotamien beheimateten Kulturen der Ubaid- und der Uruk-Zeit (6.–4. Jahrhundert) von den wirtschaftlichen Erfordernissen nach Getreide und Metall motiviert war. Lange Zeit musste wegen fehlender archäologischer Hinweise angenommen werden, dass diese Kontakte weitgehend friedlich verliefen, auf Grund jüngerer Ausgrabungsergebnisse kann diese These aber nicht mehr aufrechterhalten werden. Die Kulturen Unter-Mesopotamiens, allen voran die staatlich organisierte Stadt Uruk (Crüsemann et al. 2013), konnten ihre fortgeschrittenen gesellschaftlichen und wirtschaftlichen Strukturen gegenüber den autochthonen Kulturen Ober-Mesopotamiens ausspielen und im sogenannten „Uruk-Weltsystem“ (Algaze 2008) territorial weitreichenden ökonomischen Einfluss gewinnen. Das Erliegen dieses Systems am Ende des 4. Jahrtausends v. Chr. ist nach jetziger Erkenntnis entscheidend auf eine klimatische Trockenphase, dem 5.2 ka BP Ereignis, zurückzuführen. Dennoch dürfte es wichtige Impulse für den sogenannten „Urbanisierungsprozess“ in Ober-Mesopotamien gegeben haben.

3. Siedlungsausbau und Siedlungseinschränkung in der Jazira der Frühen Bronzezeit

Dieser Siedlungsausbau („Urbanisierungsprozess“) in der Jazira ab dem Beginn des 3. Jahrtausends v. Chr. ist ein erstaunliches und bisher paläo-ökologisch und kulturwissenschaftlich nicht hinreichend erklärtes Phänomen (Akkermans/Schwartz 2003: 233). Der Naturraum Steppe in Ober-Mesopotamien ist vermutlich erst ab dem Beginn des 3. Jahrtausends sukzessive großflächig und zuletzt unter Einschluss marginaler Flächen in Wert gesetzt und damit vollständig anthropogen überformt worden. Mit dem Höhepunkt des Siedlungsausbaus etwa im 25. und 24. vorchristlichen Jahrhundert war

dann auch der Zenit der landwirtschaftlichen Nutzung überschritten, und die Städte wurden für die geringste Klimaschwankung anfällig. Sie bedeutete eine Einschränkung der Ernteerträge und beschwor damit die Gefahr einer Hungersnot der ständig wachsenden Bevölkerung herauf. Um die Mitte des 24. Jahrhunderts v. Chr. lassen sich erste ernsthafte Krisenerscheinungen in den Städten der Jazira erkennen. Der Siedlungsausbau weicht jetzt einer Siedlungsreduzierung.

Vor allem in der westlichen Jazira entwickeln sich wegen ihrer doppelten Umwallung „Kranzhügel" genannte Rundstädte, die eine Fläche von 25 bis 100 Hektar einnehmen. Die Tatsache, dass sich die Rundstädte auch auf der Südseite des Gebirges Jabal Abd al-Aziz und mit dem Tell Malhat ed-Deru (Kühne 1983; Quenet 2014) sogar weit jenseits der heutigen Regenfeldbaugrenze finden, zeigt, dass klimatische und ökologische Bedingungen vorgelegen haben, die den heutigen überlegen gewesen sein müssen.

Am besten erforscht ist der Tell Chuera (Abb. 2), eine 60 Hektar große Rundstadt, deren Struktur durch radial auf einen zentralen Platz zuführende Straßen gekennzeichnet ist (Meyer 2010). Das Hinterland dieser Städte bestand aus Ackerflächen, die im Zuge des Bevölkerungswachstums noch ausdehnungsfähig waren.

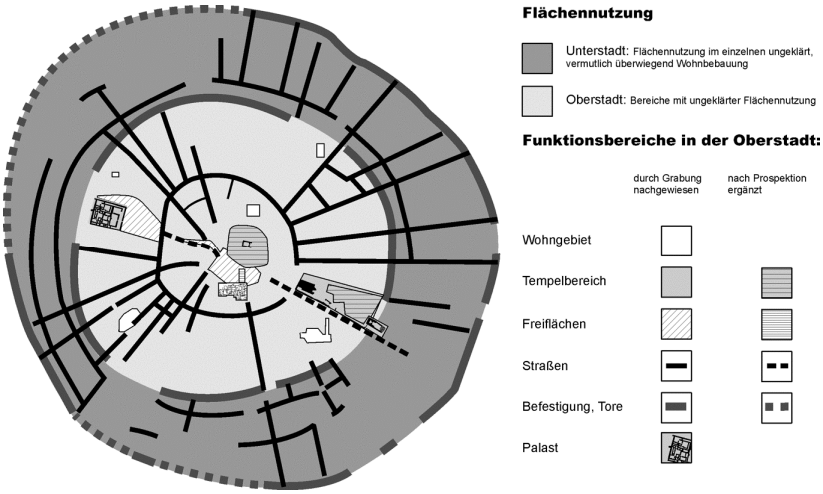

Abb. 2: Tell Chuera, auf der Grundlage einer geophysikalischen Prospektion rekonstruierte Stadtstruktur des 3. Jahrtausends v. Chr. (Meyer 2010: 218 Taf. 15)

In der östlichen Jazira bildeten sich gleichgroße Städte mit anderen topographischen Merkmalen heraus. Die „type site“ ist Tell Leilan (Abb. 3) mit einer Akropolis im Südwesten, die von einer Unterstadt umgeben wird. Das Ensemble hat eine maximale Ausdehnung von 95 Hektar (Weiss et al. 2012).

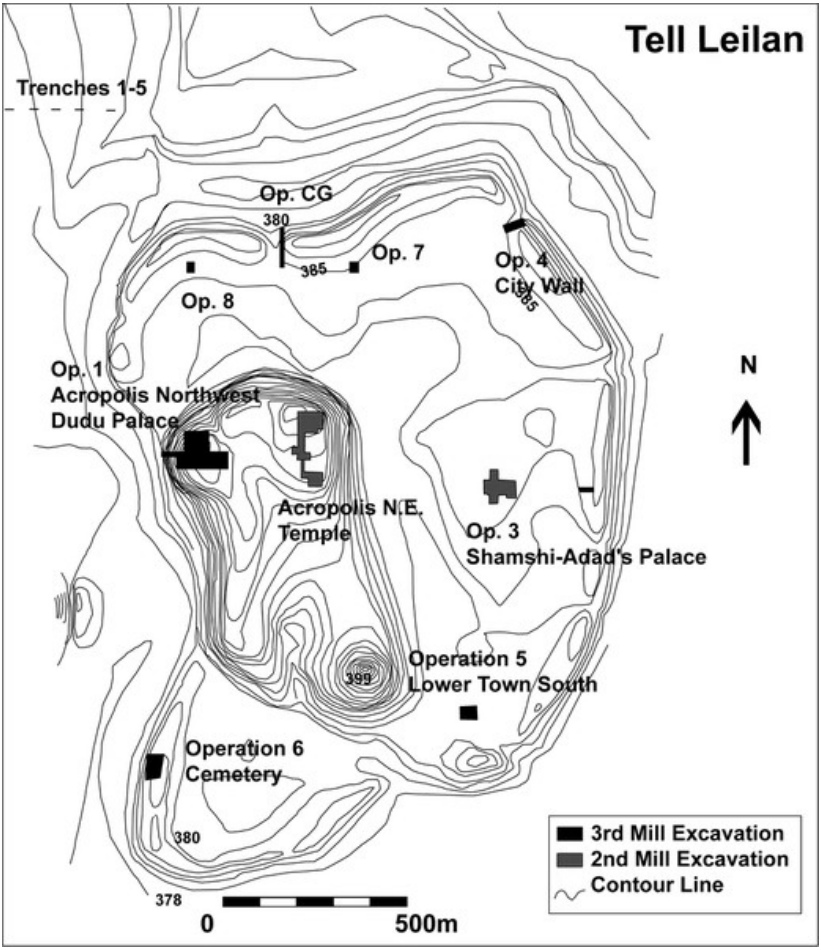

Abb. 3: Tell Leilan, topographischer Plan mit Grabungsstellen (Weiss et al. 2012: Fig. 1)

In der großraumpolitischen Lage des 25. und 24. Jahrhunderts v. Chr. mussten sich die autochthonen Städte der Jazira der Regionalmächte Mari und Ebla erwehren, die um die Vorherrschaft in der Jazira rangen; die 3,5 m hohen Groß-Monumente vom Jebelet el-Beda (Abb. 4) deuten entsprechende Siege an, ohne dass diese einem bestimmten Ereignis zugewiesen werden können, da Inschriften fehlen (Moortgat-Correns 1972).

a)
Relief-Stele (Gips-Abguß), Vorderseite

Abb. 4: Vorderseite der Stele des Jebelet el-Beda, Basalt, H. 3,5 m (Moortgat-Correns 1972: Taf XVIII)

Im 23. Jahrhundert v. Chr. übernahm das Akkadische Reich die Vormachtstellung in Ober-Mesopotamien. Sein Gründer, König Sargon von Akkad (2.334–2.279 v. Chr.), schuf den ersten zentral regierten Flächenstaat Mesopotamiens. Er setzte einen nachhaltigen Wandel staatlicher Administration durch, der weitreichende Veränderungen der gesellschaftlichen Strukturen

mit sich brachte (Schrakamp 2016). Die Reichsexpansion erfolgte mit militärischen Mitteln. Die Regionalmächte Mari und Ebla wurden erobert und zerstört. Die Städte Ober-Mesopotamiens wurden von den akkadischen Königen mit „agrar-imperialistischen“ Methoden ausgebeutet (Weiss 2012). Nach den Ausgrabungsbefunden von Tell Leilan hat diese Ausbeutungsphase etwa 50 Jahre angehalten bis sich die Staatsmacht Akkad wieder aus Ober-Mesopotamien zurückzog. Wenig später, um 2.200 v. Chr., ist das Reich von Akkad unter zu diskutierenden Umständen zusammengebrochen.

4. Die These des abrupten Klimawandels (das „4.2 ka BP-Ereignis“) und die sozio-politische Gegenthese

Auf der Grundlage hochauflösender C-14 Datierungen aus dem Befund der Siedlungsabfolge von Tell Leilan und in Gegenüberstellung zu Pollenproxies aus dem Mediterranen und westasiatischen Raum (Abb. 5) leitet H. Weiss seine These des 4.2 ka BP abrupten Klimawandels ab (Weiss et al. 2012). In weniger als fünf Jahren soll eine Niederschlagsverringerung von 20–50% erfolgt sein; der sich daraus ergebende klimatische Zustand einer Mega-Dürre soll über eine Dauer von 300 Jahren angehalten haben. In absoluten Zahlen datiert dieses Ereignis in die Jahre 2.200–1.900 v. Chr.

Mit diesem abrupten Klimawandel verbindet Weiss den Zusammenbruch der Stadtkultur der Jazira sowie einen 300 Jahre währenden Siedlungshiatus, den er auf der Grundlage einer Analyse der in seiner Geländebegehung im Raum Tell Leilan angetroffenen materiellen Kultur postulieren zu können glaubt. Tatsächlich belegt der archäologische Befund, dass zahlreiche Siedlungen, darunter alle bisher untersuchten Kranzhügel, um 2.200 v. Chr. aufgelassen wurden.

Jedoch ist in anderen Siedlungen wie z.B. Tell Mozan, Tell Brak, Tell Chagar Bazar, Tell Arbid, Tell Mohammed Diyab etc. auch eine Siedlungskontinuität erkennbar, die allerdings von einer stark verminderten Bevölkerung getragen wurde. Ein drastischer Wandel von einer urbanen Gesellschaft zu eher ärmlichen Haushalten in kleinen dörflichen Gemeinschaften ist unverkennbar und nicht strittig. Pfälzner will jedoch auf der Grundlage von botanischen und zoologischen Analysen von Tell Mozan den abrupten Klimawandel und im Verbund damit die Verschlechterung der agronomischen Bedingungen nicht gelten lassen (Pfälzner 2012). Er beruft sich auf seine Untersuchung der Hausgrundrisse in den Rundstädten, die aufgrund ihrer ähnlichen Größe und Raumaufteilung auf eine geplante Anlage und auf eine „egalitäre“ Gesellschaftsstruktur schließen ließen. In der späten

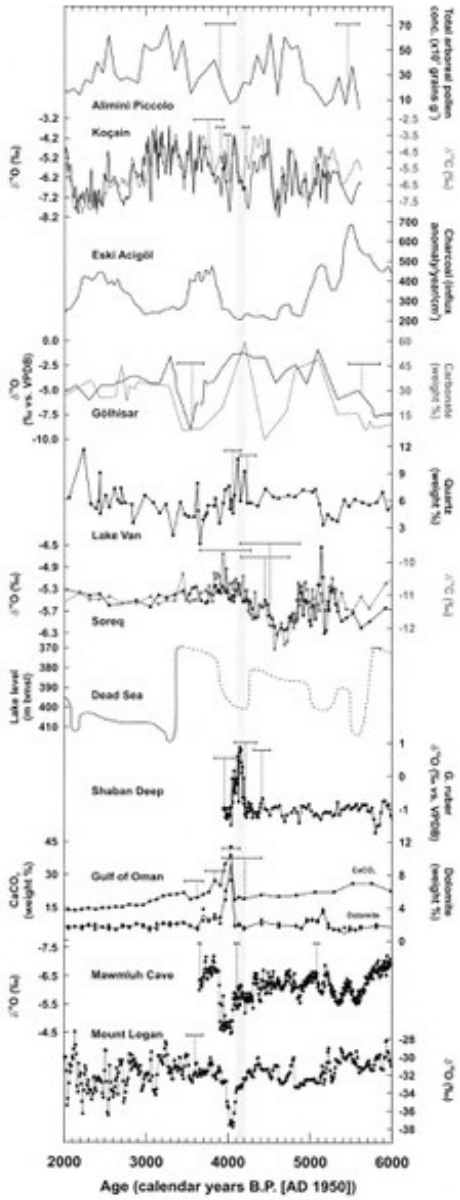

Abb. 5: Multi-Pollendiagramme der Trockenperiode 2.200–1.900 v. Chr. (4.2-3.9 kaBP) aus Weiss et al. 2012: 186

Phase der Existenz dieser Städte seien die zentralen urbanen Institutionen geschwächt und die privaten Haushalte gestärkt worden. Für den allgemeinen und unvermeidlichen urbanen Kollaps seien keine klimatischen Gründe, sondern eine Erosion des sozio-politischen Systems verantwortlich zu machen (Pfälzner 2012: 158).

5. Multikausale Erklärung

Gegen beide Erklärungsversuche ist kritisch einzuwenden, dass sie zu monokausal argumentieren. Weiss zieht die regionalen ökologischen und klimatischen Besonderheiten nicht ausreichend in Betracht; Pfälzner misst dem unbestreitbaren Klimawandel nicht genügend Bedeutung bei.

Der archäologische Befund legt gegen Weiss eindeutig nahe, dass

a) Nicht alle Siedlungen aufgelassen wurden, selbst wenn T. Mozan wegen seiner bevorzugten geo-klimatischen Lage unberücksichtigt bleibt;
b) Ein 300-jähriger Siedlungshiatus höchst unwahrscheinlich ist und aufgrund bestehender Befunde auf keinen Fall für ganz Ober-Mesopotamien angesetzt werden kann.

Der archäologische Befund legt gegen Pfälzner eindeutig nahe,

a) dass sich neben der Veränderung der Hausgrundrisse keine Anzeichen für einen sozio-politischen Stress ausfindig machen lassen.
b) Zu erwartende archäologische Korrelate wären einzelne Brandzerstörungen und andere Zeichen von Unfrieden; diese fehlen weitgehend oder werden anders interpretiert. Es scheint, als habe die Bevölkerung die Städte friedlich verlassen.

Beide Protagonisten berücksichtigen aber in ihren Thesen folgende Argumente zu wenig oder gar nicht:

– Die Übernutzung der natürlichen Ressourcen,
– den Bevölkerungsfaktor,
– die anthropogene Überformung der Landschaft,
– die Beeinflussung des Klimas durch die anthropogen verursachte Landschaftsveränderung.

Der archäologische Befund lässt erwarten, dass sich die Landschaft der Jazira am Beginn der Frühen Bronzezeit, also um 3.000 v. Chr., noch in einem weitläufig natürlichen Zustand befunden haben muss. Große dörfliche oder städtische Siedlungen aus dem 6. bis 4. Jahrtausend v. Chr. sind bisher nicht

bezeugt. Die älteren Siedlungen lagen vereinzelt an edaphisch begünstigten Stellen; engmaschige Siedlungsmuster, ganz zu schweigen von Siedlungssystemen, und damit im Verbund großflächige agrarische Nutzungen waren nicht gegeben. Die natürliche Umwelt der Jazira ist erst durch den Siedlungsausbau, die Urbanisierung, und der damit verbundenen großflächigen Landwirtschaft und der vorausgehenden Rodung nachhaltig verändert worden.

Diese zunächst günstigen landwirtschaftlichen Gegebenheiten führten zu existenzieller Sicherheit, die wiederum eine Vermehrung der Bevölkerung mit sich brachte. Zur Ernährung der wachsenden Bevölkerung mussten weitere Flächen, auch marginale, gerodet und in Wert gesetzt werden. Zudem dehnten sich die Städte nachweislich aus (Erweiterung durch die Unterstädte) und Siedlungsneugründungen wurden vorgenommen, was einen ständig wachsenden Bedarf an Grundnahrungsmitteln mit sich brachte, den die fortschreitende anthropogene Überformung der Landschaft nicht mehr zu erbringen in der Lage war.

Dies führte schließlich zu einer Übernutzung der Agrarflächen, Böden, Weiden, Wasservorräte und der Fauna, so dass auch ohne klimatische Austrocknung eine Katastrophe zu einem naheliegenden Zeitpunkt vorprogrammiert war. Hinzu trat jedoch die klimatische Austrocknung; inwieweit sie durch die geschilderten Aktivitäten anthropogen verursacht worden ist, lässt sich leider bisher nicht nachweisen.

Am Schluss meiner Ausführungen sei auf die auffällige Reihung der klimatischen Austrocknungsereignisse im Abstand von rund 1.000 Jahren vom Ende des vierten bis zum Ende des zweiten Jahrtausends eingegangen, den 5.2 ka BP, 4.2 ka BP und 3.2 ka BP „events“. Der geo-klimatisch sensible Raum der Jazira/Ober-Mesopotamiens hat dadurch seine heutigen eingangs geschilderten Charakteristika erhalten. Die Zyklen haben zugleich die Lebensgrundlagen für die Menschen jeweils entscheidend verändert. Alle Indikatoren deuten darauf hin, dass es durch eine Kettenreaktion von klimatischen, anthropogenen und ökologischen Ursachen und Wirkungen zu den Klimaereignissen kam. 2007[2] habe ich in einem spiralförmigen Modell darzustellen versucht (Abb. 6), dass sich diese Kettenreaktion immer weiter fortsetzt und bis heute anhält. Unter der Annahme, dass die Ursache des Klimawandels/der zyklisch fortschreitenden Austrocknung auch auf anthropogenen Einfluss zurückzuführen ist, würde ich dieses Modell in Anwendung auf die Jazira heute so erklären:

2 In einem unpubliziert gebliebenen Vortrag, der auf dem Kongress „Broadening Horizons 2“ am 18.–19. Juni 2007 in Lyon gehalten wurde.

Der Urzustand der Jazira war im 10. Jahrtausend v. Chr. ein natürliches Ökosystem ohne oder nur mit ganz geringem anthropogenen Einfluss, das wahrscheinlich immer schon in einem klimatisch sensiblen Bereich zwischen der mittleren Jahresniederschlagsmenge von 100 bis 500 mm gelegen

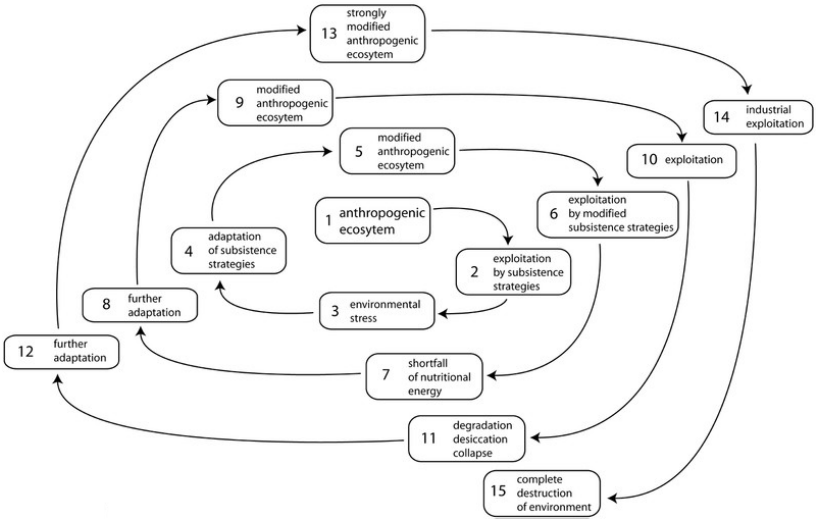

Abb. 6: Functional Model of Change in Anthropogenic Ecosystems (© H. Kühne 2007)

hat, der wahrscheinlich aber nach Süden verschoben war. Dieses Ökosystem wurde dann anthropogen genutzt und dadurch überformt. Die Auswirkungen bestanden darin, dass

a) ein ursächlicher Baustein zum Klimawandel produziert wurde, der sich aber erst 1.000 Jahre später auswirken würde, und
b) eine Adaption des Ökosystems.

Das veränderte Ökosystem hatte eine Angleichung der Subsistenzstrategien des Menschen zur Folge, durch die das Ökosystem wieder übernutzt wurde und erneut zu einer negativen Beeinflussung des Klimas führte, das heißt, es entstand ein weiterer Baustein zum Klimawandel, der sich erst in 1.000 Jahren auswirken würde.

Die menschliche Übernutzung bewirkte erneut eine Modifizierung des Ökosystems, was wiederum die Anpassung menschlicher Subsistenzstrate-

gien herausforderte. Dieser Kreislauf ist ständig mit der zunächst schleichenden und kaum sichtbaren Degradation der Flora und Fauna sowie einer Umwandlung von Natur- in Kulturland, sprich einer Vernichtung von Naturland, verbunden. Diese Vernichtung bewirkt die ebenfalls schleichend fortschreitende Austrocknung des regionalen Klimas.

Der jeweils durch Übernutzung zerstörte Zustand ist unwiederholbar. So hat es nach der Urbanisierung der Jazira des 3. Jahrtausends v. Chr. nie wieder einen städtischen Siedlungsausbau in der Jazira gegeben. Aber der Mensch entwickelt immer neue Ziele und Methoden der Nutzung. Die rezente Zeit ist von der völligen Ausrottung der Großsäuger-Fauna und von der Zerstörung der Flussbiotope (Galeriewald) gekennzeichnet; die schon völlig degradierte, erodierte und für Landwirtschaft nicht mehr taugliche Steppe wird maschinell für die Rohstoffbeschaffung von Baumaterial übernutzt. Die reichen Grundwasservorkommen werden für die Bewässerung von Baumwollfeldern in Anspruch genommen und dadurch bis zum Versiegen übernutzt. Am Schluss dieser Spirale stehen dann irgendwann die vollständige zerstörte Umwelt, eine Mondlandschaft, und der Kollaps.

Der Anteil des Menschen an diesem teuflischen Kreislauf ist archäologisch-historisch nachvollziehbar; aber welchen messbaren Anteil innerhalb der gesamten die menschlich verursachte klimatische Entwicklung hat, ist meines Wissens noch nicht hinreichend erforscht. Für die kulturwissenschaftliche Erklärung der historischen Vorgänge in Ober-Mesopotamien und des gesamten Alten Orients wäre die Erforschung des menschlichen Anteils am Klimawandel mit Sicherheit eine große Bereicherung.

Literatur

Akkermans, P. M. M. G.; Schwartz, G. (2003): The Archaeology of Syria. Cambridge/U.K.: Cambridge University Press

Algaze, G. (2008): Ancient Mesopotamia at the Dawn of Civilization. Chicago: The University of Chicago Press

Crüsemann, N.; van Ess, M.; Hilgert, M.; Salje, B. (Hg.) (2013): Uruk 5000 Jahre Megacity. Petersberg: Michael Imhof Verlag

Kühne, H. (1983): Tall Malhat ed-Deru – Eine Station auf dem Weg nach Kappadokien? In: Boehmer, R. M./Hauptmann, H. (Hg.): Beiträge zur Altertumskunde Kleinasiens. Festschrift für Kurt Bittel. Mainz: Philipp von Zabern, S. 299–208

Meyer, J.-W. (2010): Überlegungen zur Siedlungsstruktur. Eine erste Analyse der Ergebnisse der geomagnetischen Prospektion. In: Meyer, J.-W. (Hg.): Tell Chuera: Vorberichte zu den

Grabungskampagnen 1998 bis 2005. Vorderasiatische Forschungen der Max Freiherr von Oppenheim Stiftung 2, II. Wiesbaden: Harrassowitz, S. 199–221

Moortgat-Correns, U. (1972): Die Bildwerke vom Djebelet el Beda in ihrer räumlichen und zeitlichen Umwelt. Berlin: W. de Gruyter

Neumann, J.; Parpola, S. (1987): Climate Change and the Eleventh-Tenth-Century Eclipse of Assyria and Babylonia. In: Journal of Near Eastern Studies, 46, S. 161–182

Parzinger, H. (2015²): Die Kinder des Prometheus. München: C. H. Beck

Pfälzner, P. (2012): Household Dynamics in Late Third Millennium Northern Mesopotamia. In: Weiss (ed.) 2012, S. 145–162

Quenet, P. (2014): A New Research in the Area of Malhat ed-Deru, Northeast Syria (Autumn 2010). In: Bieliński, P. et al. (eds.): Proceedings of the Eighth International Congress on the Archaeology of the Ancient Near East. Vol. 2, S. 117–131

Reculeau, H. (2011): Climate, Environment, and Agriculture in Assyria. Studia Chaburensia 2. Wiesbaden

Schrakamp, I. (2015): Militär und Kriegführung in Vorderasien. In: Meller, H.; Schefzik, M. (Hg.): Krieg, eine archäologische Spurensuche. Begleitband zur Sonderausstellung im Landesmuseum für Vorgeschichte Halle (Saale), S. 212–224

Schrakamp, I. (2016): Akkadian Empire. In: MacKenzie, J. M. (ed.): The Wiley Encyclopedia of Empires, S. 50–59

Schwemer, D. (2001): Die Wettergottgestalten Mesopotamiens und Nordsyriens im Zeitalter der Keilschriftkulturen. Wiesbaden: Harrassowitz

Weiss, H. (ed.) (2012): Seven Generations Since the Fall of Akad. Studia Chaburensia 3. Wiesbaden

Weiss, H. (2012): Quantifying Collapse: The Late Third Millennium Khabur Plains. In: Weiss (ed.) 2012, S. 1–24

Weiss, H. et al. (Manning, S. W.; Ristvet, L.; Mori, L.; Besonen, M.; McCarthy, A.; Quenet, P.; Smith, A.; Bahrani, Z.) (2012): Tell Leilan Akkadian Imperialization, Collapse and Short-Lived Reoccupation Defined by High-Resolution Radiocarbon Dating. In: Weiss (ed.) 2012, S. 163–192

Wilkinson, T. J. (2003): Archaeological Landscapes of the Near East. Tucson: The University of Arizona Press

Wirth, E. (1971): Syrien. Eine geographische Landeskunde. Darmstadt: Wissenschaftliche Buchgesellschaft

Sitzungsberichte der Leibniz-Sozietät der Wissenschaften zu Berlin *129 (2016), 69–83*

Klaus-Dieter Jäger (MLS)

Niederschlagsschwankungen in Mitteleuropa während der letzten Jahrtausende der Nacheiszeit und deren historische Folgen

„Klimaänderungen und Klimaschwankungen“ (Wagner 1940) schließen die zeitliche Veränderung einzelner, mehrerer oder auch aller Klimaelemente ein. Vorrangige Aufmerksamkeit gewinnt von den Klimaelementen in Bezug auf den gegenwärtig ablaufenden Klimawandel in Wissenschaft und Medien dabei die Temperatur, deren Messung gegenwärtig global wie vielfach auch regional oder selbst lokal einen tendenziellen Anstieg von Mittelwerten zeigt und Anlass zu Besorgnissen und dem Ruf nach Gegenmaßnahmen gibt. (z.B. u.a. Lanius 2009, S. 37ff.).

Veränderungen des Klimas sind jedoch keinesfalls ein nur die Gegenwart betreffendes oder bedrückendes Phänomen.

Klimatische Zustände, Änderungen und Ereignisse sind schon über Jahrhunderte vor der Gegenwart beobachtet, registriert, beschrieben und bewertet worden (Pfister 1999; Pfister et al. 1999; Glaser 2001; Börngen/Deutsch 2013 u.v.a.). Dabei sind Daten zu allen Klimaelementen erfasst und ausgewertet worden.

Die Fülle überlieferter Daten und auch deren Qualität mindert sich aber bei weiterem Zurückschreiten in die Vergangenheit. Instrumentell abgesicherte Messwerte gibt es nur etwa seit dem 17./18. Jahrhundert (v. Rudloff 1967), und die Quantität schriftlicher Belege wird auch umso geringer, je weiter zurück.

In zunehmendem Maße ersetzen in dieser Richtung Proxy-Daten die schriftlichen und bildlichen Belege und nehmen deren Stelle ein.

Tier- und Pflanzenfossilien in Ablagerungen aus fernerer Vergangenheit informieren noch über Umwelt und auch Klimaverhältnisse ihrer Entstehungszeit, mit Aussagen, die vor allem ein Klimaelement betreffen, und das ist wieder die Temperatur. Daraus ergibt sich eine ähnliche Fokussierung auf dieses Klimaelement, wie unter völlig anderen Voraussetzungen auch für die Gegenwart. Deutlich wird das an Aussagen über vergangene Klima-

bedingungen anhand solcher Proxy-Daten, die von Botanikern aus der Pollenanalyse abgeleitet werden (Firbas 1949) oder von Zoologen, z.B. aus der Paläomalakologie (Conchylien fossiler Mollusken: Ložek 1964; Mania 1973).

Die Kennzeichnung der klimatischen Entwicklung in den letzten über 10.000 Jahren als auch die zeitliche Stufengliederung dieses im geologischen Sprachgebrauch unter dem Begriff Holozän zusammengefassten Zeitraums nach A. Blytt (1876) und R. Sernander (1926) stützt sich auf derartige Proxy-Daten zur Entwicklung der Temperatur (Firbàs 1949).

Doch unterlagen im gleichen Zeitraum auch andere Klimaelemente der zeitlichen Variation, z.B. der Niederschlag bzw. die Niederschlagsverhältnisse, nur dass die vergleichende Auswertung geeigneter Proxy-Daten ungleich schwieriger sein kann.

So gibt es durchaus in Ablagerungsfolgen dieses Zeitraumes Zeugnisse für die Variabilität des Landschaftswasserhaushaltes, jedoch geht dessen Veränderlichkeit durchaus nicht nur auf veränderliche Niederschlagsmengen und -intensitäten zurück, sondern es bilden sich darin z.B. auch wechselnde Verdunstungsintensitäten als Folge veränderlicher Mittelwerte der Temperatur ab. Die Auswertung von Proxy-Daten für verschiedene Klimaelemente muss also abgeglichen sein. Im Unterschied dazu kann sich diejenige von Proxies für die Temperatur vielfach auf einfache aktualistische Erfahrungen stützen, d.h. auf aktuell bekannte Grenzwerte für den aktuellen Lebensbereich von Tier- und Pflanzenarten. Beispiele legte z.B. der dänische Botaniker J. Iversen (1944) für Fossilnachweise der Blütenpollen von Efeu (*Hedera helix*), Stechpalme (*Ilex aquifolium*) oder Mistel (*Viscum album*) vor (Litt 1994, S. 47; vgl. auch Frenzel 1967, S. 43).

Aussagen über Schwankungen im Landschaftswasserhaushalt und der darin widergespiegelten Niederschlagswerte stützen sich demgegenüber auf vormals wechselnde Spiegelhöhen bzw. Wasserstände von Still- und Fließgewässern, die in der Schichtenfolge der Ablagerungen aus diesen Gewässern dokumentiert sind. Am deutlichsten wird das an Schichtenfolgen aus Gewässern, die zumindest in der Vergangenheit kalkhartes Wasser führten. Dort sind die Ablagerungen kalkreich bis kalkig, d.h. Kalkabsätze von Binnengewässern im Sinne von A. Thienemann (1955, S. V), d.h. an Quellen, Bächen, Flüssen, Strömen, Seen, Teichen und Kleingewässern, die wir zusammenfassend auch als Binnenwasserkalke bezeichnen (Jäger 1967, S. 8ff.).

Von Veröffentlichungen über einzelne Vorkommen und Ausprägungen von Binnenwasserkalken abgesehen geht die erste umfassende Darstellung auf J. Pia (1931) zurück. Ein eindruckvolles Beispiel für deren aktuelle Genese bildet die Seenkette von Plitvice in Kroatien (u.a. Božičevič 2003; Abb. 1).

Abb. 1: Plitvice (Kroatien)
Subhydrische Ablagerungsräume für Binnenwasserkalke in den Plitvicer Seen (Plitvička jezera), aktuell. (Foto: Verfasser)

In Mitteleuropa ist deren Entstehung in der jüngsten erdgeschichtlichen Vergangenheit in verkarsteten Kalkgebirgslandschaften verbreitet. Gelegentliche Aufschlüsse in verschiedenen Teilbereichen vor allem des südlichen Mitteleuropa zeigen einen, nicht selten mehrfachen, Wechsel von einander überlagernden Schichten von hellen (meist weißen) Kalkabsätzen und zwischengeschalteten dunklen (meist grauen) Humushorizonten begrabener Böden vom Rendzina-Typ (Kubiena 1953; Abb. 2).

Als Belege seien im Westen des südlichen Mitteleuropa Wittislingen bei Lauingen in der Schwäbischen Alb (Seitz 1951; Abb. 3), in der Mitte das thüringische Jena-Wöllnitz (Pennickental: Jäger 1982, 2009; Abb. 4) und im Osten Hrhov in der südlichen Slovakei (Ložek 1955; Ložek/Prošek 1956; Abb. 5) angeführt.

Die Ablagerung der Kalkabsätze erfolgte aus dem kalkharten Wasser der Gewässer und setzte aus, sobald diese trocken fielen. Dann geriet der zuvor abgesetzte Binnenwasserkalk unter subaerische Bedingungen. Folglich trat Bodenbildung ein, d.h. ein humoser Oberboden (A-Horizont) trat an die

Abb. 2: Jabloňov (okr. Rožňava, Slovakei), Evetesi malom
Begrabener Humushorizont (Rendzina), innerhalb einer
Ablagerungsfolge holozäner Binnenwasserkalke. (Foto: Verfasser)

Stelle der subaquatischen Karbonatsedimentation. Das damit angezeigte Trockenfallen des (zuvor kalkabsetzenden) Gewässers zeigt zunächst eine Verminderung des örtlichen Wasserangebotes an, entweder infolge verminderter Niederschläge oder vielleicht auch erhöhter Verdunstung (etwa infolge gestiegener Temperaturen).

Häufig sind mit den begrabenen Humushorizonten archäologische Zeugnisse zeitgleicher menschlicher Besiedlung verbunden (Abb. 6). Damit werden die durch die Bodenbildung angezeigten subaerischen Bedingungen auf der vormaligen Wasserfläche nicht nur bestätigt, sondern zugleich auch datiert.

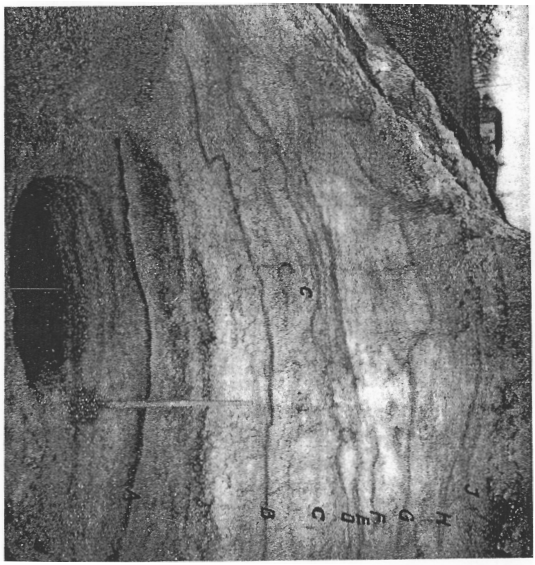

Abb. 3: Wittislingen (Lkr. Lauingen/Donau, Bayern)
Abfolge holozäner Binnenwasserkalke mit mehrfach zwischengeschalteten begrabenen Humushorizonten (Rendzinen), nach Seitz (1951, Taf. IV).

Eine zunächst überraschende Beobachtung ist, dass die Datierungen für solches Trockenfallen von Gewässern oder von Teilbereichen von Gewässern anhand begrabener subaerischer Bodenhorizonte (Humus-Horizonte) in subaquatischen Sedimentschichtenfolgen in ganz unterschiedlichen (oft verkarsteten) Teilregionen Mitteleuropas synchron sind. Die Gleichzeitigkeit reicht von der Schwäbischen Alb (Wittislingen bei Lauingen/Donau) über Thüringen (Jena-Wöllnitz, Pennickental) bis zur südlichen Slovakei (Hrhov bei Rožňava) und bedeutet: Gleiche Ursachen in einem ausgedehnten Gesamtgebiet Mitteleuropas!

Aus der Größe der von dieser Synchronität betroffenen Gebiete Europas und darüber hinaus der differenzierenden Vielfalt von Reliefpositionen und Lagen im Gewässernetz ergibt sich zwangsläufig die Frage nach allen Plätzen gemeinsamen Ursachen, die überall gültig sein können und von Geländelage, Relief und Gewässernähe unabhängig wirksam werden konnten. Dafür bietet sich allein das Klima an, als Klimaelement vorzugsweise der Niederschlag.

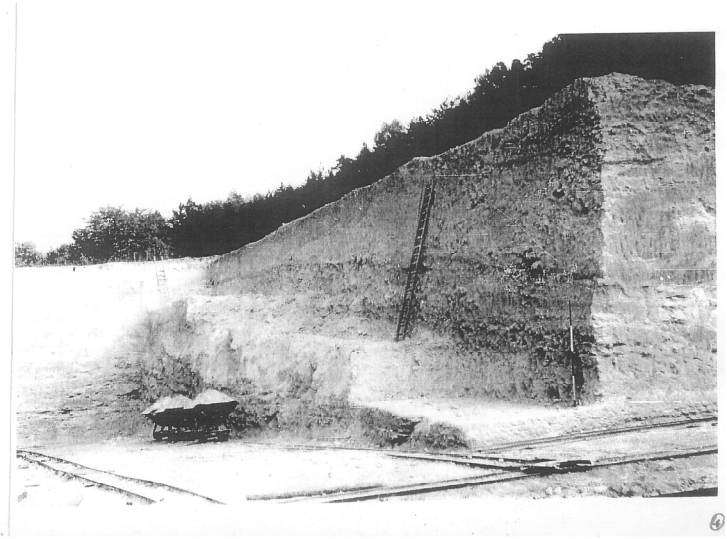

Abb. 4: Jena-Wöllnitz (Stkrs. Jena, Thüringen)
Abfolge holozäner Binnenwasserkalke (Dauch)
mit mehrfach zwischengeschalteten begrabenen
Humushorizonten (Rendzinen). (Foto: Verfasser)

Dank der Vielzahl archäologischer Datierungen und überdies teilweise verfügbarer 14C-Daten ist die Synchronität der begrabenen Böden in unterschiedlichen und häufig weit voneinander entfernten Teilregionen Mitteleuropas gut gesichert und ihre zeitliche Verteilung über die mehr als 10.000 Jahre der Nacheiszeit in Mitteleuropa präzise bestimmbar (Jäger/Hupfer 2013; Abb. 7).

Diese Gleichzeitigkeit geht über die Grenzen der mitteleuropäischen Klimaregion hinaus, z.B. im südlichen Kaukasus-Vorland, wie anhand dortiger Aufschlüsse, z.B. in Armenien, und dort verfügbarer radiometrischer Datierungen (14C-Daten: Aslanyan/Sayadjan et al. 1977) deutlich wird.

Das Klimaelement Temperatur ist unabhängig von diesen Synchronismen durch andere (z.B. paläoontologische) Proxy-Daten erfasst und änderte sich nicht gleichsinnig.

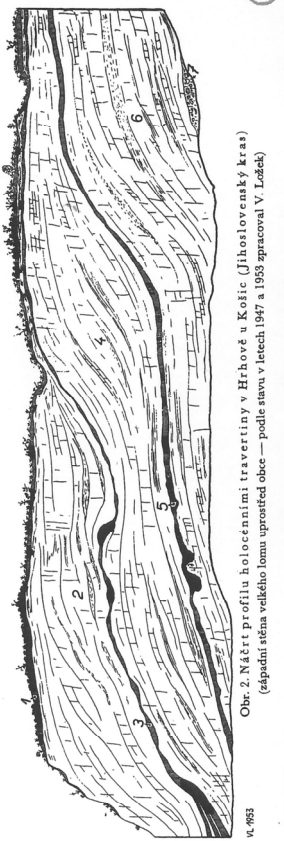

Abb. 5: Hrhov (okr. Košice, Slovakei)
Abfolge holozäner Binnenwasserkalke mit wiederholt zwischengeschalteten begrabenen Humushorizonten (Rendzinen), nach Ložek (1955, S. 76–77)

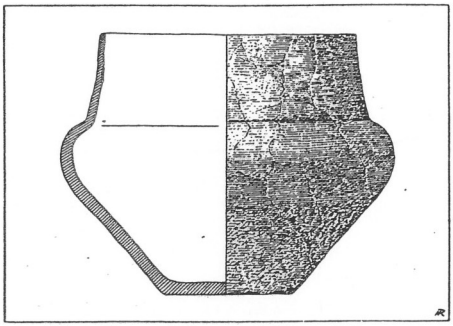

Abb. 2. Vorratsgefäß von Jena-Oberwöllnitz. 1:9.

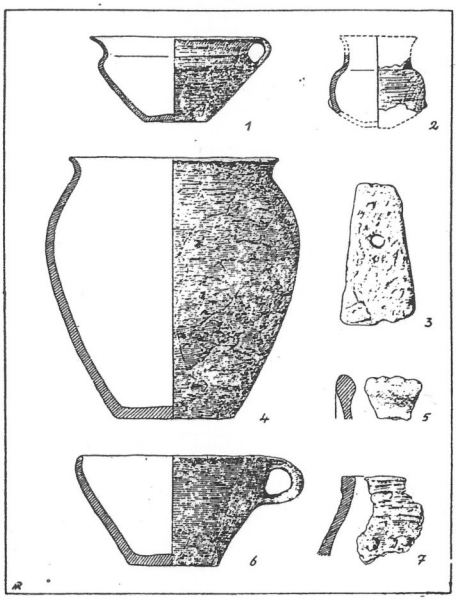

Abb. 3. Funde aus der Abfallgrube von Jena-Oberwöllnitz. 1:6.

Abb. 6: Jena-Wöllnitz (Stkrs. Jena, Thüringen)
Archäologische Datierung einer begrabenen Rendzina
(vgl. Abb. 4), nach Schrickel (1957)

Die Daten der alternierenden Feuchtphasen und Trockenperioden in der mitteleuropäischen Nacheiszeit auf der Grundlage der Auswertung von Ablagerungsfolgen holozäner Binnenwasserkalke können Abbildung 7 entnommen werden.

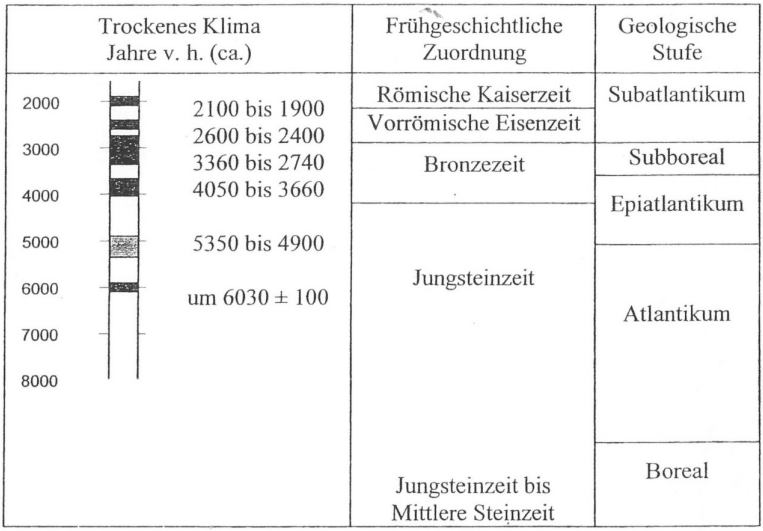

Abb. 7: Zeithorizonte vermehrter Bodenbildung (begrabene Humushorizonte von Rendzinen) in Ablagerungsfolgen holozäner Binnenwasserkalke in Mitteleuropa, nach Jäger/Hupfer (2013, S. 42)

Gerade durch die Datierung mit Hilfe archäologischer Funde ist eine ganz andere Disziplin für die Wetter- und Klimakunde bedeutsam geworden, die bereits vor anderthalb Jahrhunderten auch auf tiefe Wasserstände von Stillgewässern in den Jungmoränenlandschaften zunächst des Alpenraumes und Alpenvorlandes im südlichen Mitteleuropa aufmerksam geworden ist (Keller 1854), deren chronologische Position derjenigen in den Ablagerungsfolgen mitteleuropäischer Binnenwasserkalke entspricht. Solche Befunde sind unter dem Begriff „Pfahlbauten“ bekannt und populär geworden (beispielhaft Schöbel 2009). Später kamen analoge Befunde in gleicher chronologischer Position im baltischen Jungmoränengebiet im Umkreis der Ostsee hinzu (zusammenfassend Jäger 2001).

Dabei wurden in Zeiten niedriger Wasserstände (Jäger/Hupfer 2013) Standorte besiedelt, die zuvor (und häufig auch danach) wasserüberdeckt

und demzufolge unzugänglich waren, in dem Zeitraum der Niedrigwasserstände aber überhaupt allein in ihrer Umgebung noch Gewässernähe boten.

Gravierend war das verminderte Wasserdargebot für Mensch, Tier und Acker infolge zeitweilig verminderter Niederschläge vor allem in den mitteleuropäischen Beckenlandschaften (wie Pannonisches Becken, Wiener Becken, Thüringer Becken), die im lateralen Niederschlagsfeld ohnehin und auch nach aktuellen Niederschlagswerten benachteiligt sind. Hier führten Zeiträume verminderten Niederschlages zu umfangreichen Bevölkerungsverschiebungen teils in Richtung auf besonders gut wasserversorgte Standorte der Umgebung, teils in höhere Gebirgslagen und teils in niederschlagsreichere Nachbarregionen. Teils wurden auch diese Bevölkerungsbewegungen schon seit mehreren Jahrzehnten von Geschichtswissenschaft und regionaler Archäologie registriert, wie im Beispielfall der niederschlagsgeminderten Periode um 1.000 v. u. Z.

Herausragend ist das Beispiel des Pannonischen Beckens, das W. Kimmig (1964) als Ausgangsraum für Urnenfelderbewegung, Dorische Wanderung auf der Balkan-Halbinsel und die sogenannte Seevölkerbewegung im östlichen Umfeld des Mittelmeeres identifizierte (Abb. 8). Sehr verständlich wird diese Provenienz bei einem Blick auf die von F. Ehrendorfer (1978) dem Lehrbuch für Botanik von Strasburger (31. Aufl.) beigegebene Karte der altweltlichen Forengebiete, die neben den niederschlagsreicheren nordhemisphärischen Waldgebieten die Steppen und Wüsten Innerasiens und Afrikas als niederschlagsseitig benachteiligt ausweist (Abb. 9). Eine Exklave inmitten der Waldgebiete bildet eben das Pannonische Becken im mittleren Donaugebiet, das in der Karte von Kimmig den Ausgangsraum dieser Bevölkerungsbewegungen bildet. Dort also musste jede Minderung von Niederschlagsangebot und Landschaftswasserhaushalt zu deutlichen Minderungen der Wasserversorgung führen, die zu Abwanderungen der örtlichen Bevölkerung Anlass gab in niederschlagsbegünstigtere Nachbarregionen, wo aber bereits eine Bevölkerung ansässig war. Konflikte waren vorprogrammiert zwischen Neuankömmlingen und Alteingesessenen dieser Regionen, und so nimmt es nicht Wunder, dass dort gerade in den niederschlagsärmeren Perioden der Bau von Burgen und anderen Befestigungen blühte (Neumann 1954: „Burgenhorizonte“; Jäger 2009, S. 94) und besonders Waffendepots in Hortfunden sich häuften (Bzt. A2 sowie Bzt. B2D bis HB2 nach Reinecke 1924 und Holste 1953). Da in höheren Lagen mitteleuropäischer Gebirge auch relativ höhere Niederschläge gegeben sind, erklärt sich deren bevorzugte Nutzung gerade in den Zeiträumen verminderter Niederschläge (Jäger 2009, S. 90–91).

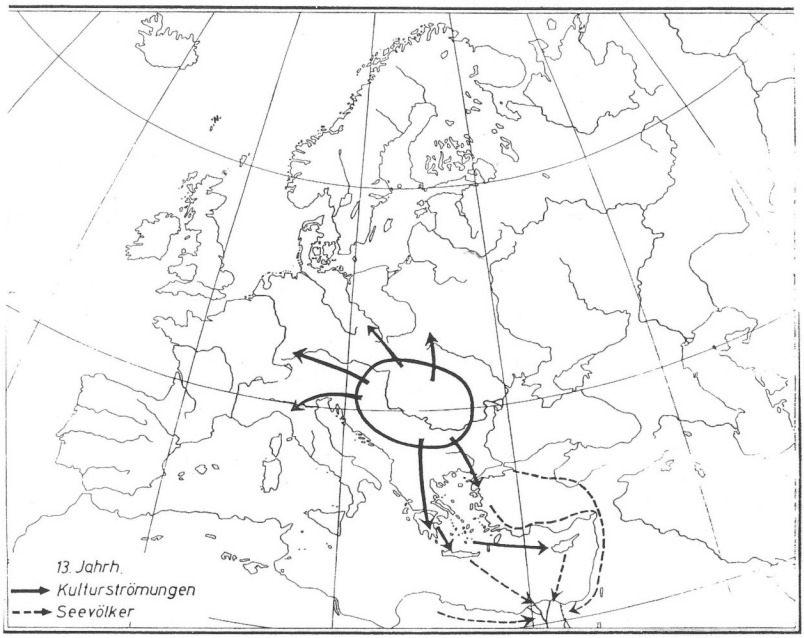

Abb. 8: Bevölkerungsbewegungen zur frühen Urnenfelderbronzezeit (13. Jahrhundert v. u. Z.), ausgehend vom Pannonischen Becken (Mittleres Donaugebiet), nach Kimmig (1964, S. 269)

Fazit

Während der letzten (mehr als zehn) Jahrtausende sind an Hand geologischer (genauer) geostratigraphischer Beobachtungen europaweit Schwankungen im Landschaftswasserhaushalt nachweisbar.

Archäologische (und paläontologische) Funde sowie 14C-Datierungen belegen mitteleuropaweit für diese Schwankungen einen synchronen Verlauf.

Als wahrscheinliche Ursache bieten sich in Anbetracht der Größe und Ausdehnung des betroffenen Gebietes und der faziellen Vielfalt der Nachweise Schwankungen im Niederschlagsangebot an.

Lange bekannte archäologische Sachverhalte (Pfahlbauten, Bevölkerungsverschiebungen, Burgenhorizonte, Vordringen in höhere Gebirgslagen u.a.) sowie historische Nachrichten (etwa zur sogenannten Seevölkerbewegung am östlichen Mittelmeer) erweisen sich ebenfalls als synchron zu Etap-

pen mit eingeschränktem Landschaftswasserhaushalt in Mitteleuropa und bezeugen deren Konsequenzen für die menschliche Besiedlung des Kontinents.

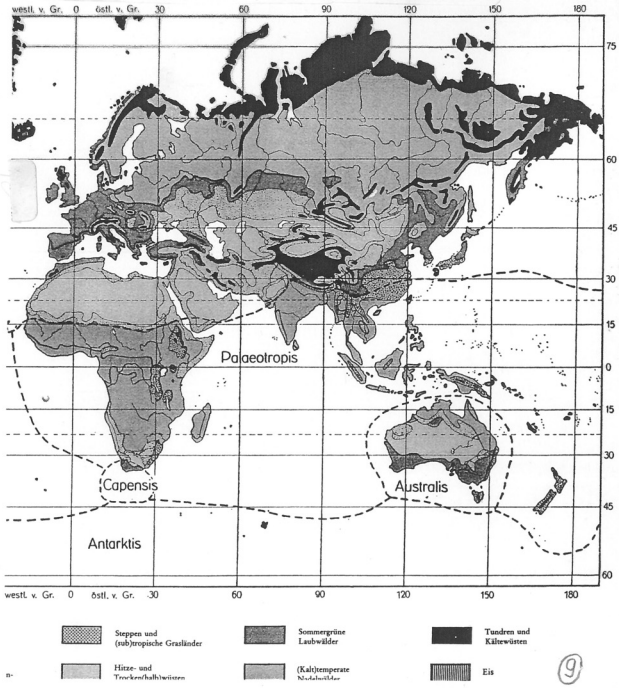

Abb. 9: Altweltliche Forengebiete, in denen das Pannonische Becken im mittleren Donaugebiet als relativer Trockenraum vergleichbar den Steppen und Wüsten des inneren Eurasiens auffällt, nach Ehrendorfer (1987)

Literatur

Aslanyan, A. T. & Sayadyan, J. V. (1982): Guidebook for Excursion A-9 (INQUA, XI. Congress, 1982 – Guidebook 9). Moscow, 42 S.

Blytt, A. (1876): Essay on the immigration of the Norwegian flora during alternating rainy and dry periods. 89 S. Oslo: Christiania

Börngen, M. & Deutsch, M. (2013): Wetter und Klimaextreme nach historischen Zeugnissen. In: P. Hupfer, P. Becker, M. Börngen (Hg.): 20000 Jahre Berliner Luft – Klimaschwankungen im Berliner Raum. Leipzig: Edition am Gutenbergplatz, S. 49–72

Božičević, Sr. (2003): Plitvicer Seen [Plitvička jezera] (Bibliothek Kulturgeschichtliches Erbe, 2). Zagreb: Turistička naklada, 80 S.

Ehrendorfer, Fr. (1978). Geobotanik. In: Strasburger, E. et al. (Hg.): Lehrbuch der Botanik für Hochschulen (31. Aufl.), 1 Faltkte. Jena: Gustav Fischer, S. 856–1012

Firbas, F. (1949): Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen, Bd. 1 (Allgemeine Waldgeschichte). Jena: Gustav Fischer, 480 S.

Frenzel, B. (1967): Die Klimaschwankungen des Eiszeitalters (Die Wissenschaft, Bd. 129). Braunschweig: Vieweg, 296 S.

Glaser, R. (2001): Klimageschichte Mitteleuropas – 1000 Jahre Wetter, Klima, Katastrophen. Darmstadt: Wissenschaftliche Buchgesellschaft, 227 S.

Holste, F. (1953): Die Bronzezeit in Süd- und Westdeutschland (Handbuch der Urgeschichte Deutschlands, Bd. 1). Berlin: Walter de Gruyter, 128 S., 13 Ktn., 26 Taf.

Iversen, J. (1944): Viscum, Hedera and Ilex as Climatic Indicators. In: Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 66, S. 463–483

Jäger, K.-D. (1967): Holozäne Binnenwasserkalke im Ostteil der Thüringer Triasmulde. In: Probleme und Befunde der Holozänstratigraphie in Thüringen, Sachsen und Böhmen. Berlin und Prag, S. 6–31

Jäger, K.-D. (1982): Stratigraphische Belege für Klimawandlungen im mitteleuropäischen Holozän. In: Zeitschrift für Geologische Wissenschaften 10 (6), S. 801–811. Berlin: Akademie-Verlag

Jäger, K.-D. (2001): Zur zeitlichen Veränderlichkeit von Binnenseen mitteleuropäischer Jungmoränenlandschaften im Verlauf der letzten 10 Jahrtausende. In: Bussemer, S. (Hg.): Das Erbe der Eiszeit. Festschrift zum 70. Geburtstag von Joachim Marcinek. Langenweißbach: Beier & Beran, S. 11–117

Jäger, K.-D. (2009): Klimawandel und Besiedlungsgeschichte in Mitteleuropa während der Nacheiszeit. In: Sitzungsberichte der Leibniz-Sozietät der Wissenschaften 100. Berlin: trafo, S. 81–131

Jäger, K.-D.; Hupfer, P. (2013): Vom großen Klimawandel vor 20000 Jahren. In: Hupfer, P.; Becker, P.; Börngen, M. (Hg.): 20000 Jahre Berliner Luft – Klimaschwankungen im Berliner Raum. Leipzig: Edition am Gutenbergplatz, S. 27–48

Keller, F. (1854): Die keltischen Pfahlbauten in den Schweizerseen. In: Mitteilungen der Antiquarischen Gesellschaft in Zürich 9. Zürich, S. 67–100

Kimmig, W. (1964): Seevölkerbewegung und Urnenfelderkultur – Ein archäologisch-historischer Versuch. In: Uslar, R. von; Narr, K. J. (Hg.): Studien aus Alteuropa I (Beihefte der Bonner Jahrbücher, 10). Graz: Böhlau, S. 220–283

Kubiena, W. (1953): Bestimmungsbuch und Systematik der Böden Europas. Stuttgart: Ferdinand Enke, 392 S., 36 Taf.

Lanius, K. (2009): Zur Verantwortung von Natur-, Geisteswissenschaft und Literatur. In: Sitzungsberichte der Leibniz-Sozietät der Wissenschaften. Sonderband D 01 (Debatten der Leibniz-Sozietät). Berlin: trafo, S. 1–123

Litt, T. H. (1994): Paläoökologie, Paläobotanik und Stratigraphie des Jungquartärs im nordmitteleuropäischen Tiefland (Dissertationes Botanicae 227). Berlin, Stuttgart: J. Cramer, 185 S., 7 Faltbeil.

Ložek, V. (1955): Měkkýši československéno kvartéru (Rozpravy Ústředního ústavu geologického, 17). Praha: Nakladelství Československé akademie věd, 512 S., 3 Beil., 12 Taf.

Ložek, V. (1964): Quartärmollusken der Tschechoslowakei (Rozpravy Ústředního ústavu geologického, 31). Praha: Verlag der Tschechoslow. Akademie der Wissenschaften, 375 S., 4 Faltbeil., 32 Taf.

Ložek, V.; Prošek (1956): O změnách přírodních poměrů Jínoslovenského krásu v nejmladší geologické minulosti. In: Ochrana přírody 11 (2), S. 33–42 (Praha)

Mania, D. (1973): Paläoökologie, Faunenentwicklung und Stratigraphie des Eiszeitalters im mittleren Elbe-Saalegebiet auf Grund von Molluskengesellschaften (Geologie, Beiheft 78/79). Berlin: Akademie-Verlag, 175 S.

Neumann, G. (1954): Sieben Gleichbergburgen nach dem Forschungsstande von 1952. In: Frühe Burgen und Städte – Beiträge zur Burgen- und Stadtkernforschung. Wilhelm Unverzagt zum 60. Geburtstag. Berlin: Akademie-Verlag, S. 7–16

Pfister, Chr. (1999): Wetternachhersage – 500 Jahre Klimavariationen und Naturkatastrophen (1495–1995). Bern u.a.O.: Paul Haupt, 304 S.

Pfister, Chr.; Brázdil, R.; Glaser, R. (Hg.) (1999): Climatic variability in sixteenth-century Europe and its social dimension. In: Climatic Change 43, S. 1–351 (Dordrecht u.a.O.: Kluwer Academic Publishers)

Pia, J. (1933): Die rezenten Kalksteine (Ergänzungsband zu Zeitschrift für Kristallographie, Mineralogie und Petrographie, Altlg. B: Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, N. F. Leipzig: Akademische Verlagsgesellschaft

Reinicke, P. (1924): Zur chronologischen Gliederung der süddeutschen Bronzezeit. In: Germania 8, S. 43–44 (Bamberg: C. C. Buchner)

Rudloff, H. v. (1967): Die Schwankungen und Pendelungen des Klimas in Europa seit dem Beginn der regelmäßigen instrumentellen Beobachtungen (167-0). Die Wissenschaft, Bd. 122. Braunschweig: Vieweg

Schöbel, G. (2009): Pfahlbaumuseum Unteruhldingen – Führer durch das Museum (Schriftenreihe des Pfahlbaumuseums Unteruhldingen. Bd. 1). Unteruhldingen: Pfahlbaumuseum, 64 S.

Schrickel, W. (1957): Eine Abfallgrube der Unstrutgruppe von Jena-Oberwöllnitz. In: Ausgrabungen und Funde 2 (3), S. 116–120 (Berlin: Akademie-Verlag)

Seitz, H.-J. (1951): Die Süßwasserkalkprofile zu Wittislingen und die Frage des nacheiszeitlichen Klima-Ablaufes. In: Berichte der Naturforschenden Gesellschaft Augsburg 4, S. 1–132, 4 Taf. (Augsburg: Heinz Fischer)

Sernander, R. (1926): Postglaziale Klimaverschlechterung. In: Ebert, M. Reallexikon der Vorgeschichte. Berlin: Walter de Gruyter

Thiemann, A. (1955): Die Binnengewässer in Natur und Kultur (Verständliche Wissenschaft, 25). Berlin u.a.O.: Springer, 156 S.

Wagner, A. (1940): Klimaänderungen und Klimaschwankungen (Die Wissenschaft, Bd. 92). Braunschweig: Vieweg

Wichura, B.; Hupfer, P. (2013): Von der Kleinen Eiszeit zur modernen Warmzeit. In: Hupfer, P.; Becker, P.; Börngen, M. (Hg.): 20000 Jahre Berliner Luft – Klimaschwankungen im Berliner Raum. Leipzig: Edition am Gutenbergplatz, S. 73–102

Sitzungsberichte der Leibniz-Sozietät der Wissenschaften zu Berlin *129 (2016), 85–96*

Mathias Deutsch*

Hydrologische Extremereignisse der letzten fünf Jahrhunderte in Mitteldeutschland

1. Einleitung

Seit Mitte der 1990er Jahre werden an den Universitäten Erfurt und Göttingen Untersuchungen zu herausragenden historischen Hoch- und Niedrigwasserereignissen (1500–1900) durchgeführt. Räumlich konzentrieren sich die Arbeiten auf den mitteldeutschen Raum, d.h. auf das Gebiet der heutigen Bundesländer Thüringen, Sachsen und Sachsen-Anhalt (vgl. u.a. Deutsch 1997; Deutsch/Pörtge 2003; Mudelsee 2006; Hübner et al. 2011; Deutsch et al. 2015). Im Mittelpunkt der Arbeit stehen insbesondere herausragende Hoch- und Niedrigwasser zwischen 1500 und 1900. Nicht zuletzt angesichts hydrologischer Extreme der letzten Jahre – zu nennen sind u.a. die Hochwasser von 2002 und 2013 sowie das Niedrigwasser von 2003 – wird auch in den Fachbehörden der o.g. Länder über die Zunahme derartiger Naturereignisse diskutiert. Ein wesentliches Problem besteht hierbei in der Verfügbarkeit langer Beobachtungsreihen (Wasserstand [W] und Abfluss [Q]). Nicht nur in Thüringen zeichnet sich die Datenlage dadurch aus, dass für die meisten Fließgewässer erst seit Beginn des 20. Jahrhunderts tägliche Pegel- und/oder Abflusswerte vorliegen (zu den Ausnahmen siehe u.a. Bjarsch et al. 2007). Folglich lassen sich nur für einen verhältnismäßig kurzen Zeitraum Aussagen über das Auftreten von Hoch- und Niedrigwassern bzw. über Trendentwicklungen treffen. Um den Betrachtungszeitraum in die Vergangenheit zurück zu erweitern und dadurch hinlänglich sichere Informationen über (mögliche) Langfristtrends zu erhalten, müssen andere Informationen herangezogen werden. Es handelt sich dabei um sogenannte *„deskriptive Quellen“*, wozu beispielsweise Augenzeugenberichte, amtliche Gutachten sowie Markierungen von extremen Hoch- und Niedrigwasserständen gehören. Auch wenn es sich hierbei nicht um *„harte Daten“* handelt und folglich

* Georg-August-Universität Göttingen, Institut für Geographie, AG Umweltgeschichte

keine genauen Aussagen über den jeweils erreichten historischen Wasserstand bzw. Abfluss möglich sind, liefern deskriptive Quellen dennoch relativ genaue Aussagen zum Ereignisdatum, zu den Ursachen von Hoch- und Niedrigwassern und zu den Folgewirkungen (vgl. u.a. Glaser 2001, 2008; Sturm et al. 2001; Deutsch 2004; Herget 2012; Deutsch et al. 2013). Weil in zahlreichen mitteldeutschen Archiven sehr umfangreiche Quellenbestände zum Thema Hoch- und Niedrigwasser lagern, kann gerade durch eine enge Zusammenarbeit von Geographen, Historikern, Hydrologen usw. unser Erkenntnisraum zum Auftreten schwerer/katastrophaler Hochwasser um Jahrhunderte erweitert werden. Wie in heutiger Zeit, so hatten derartige Naturereignisse übrigens auch in den zurückliegenden Jahrhunderten nachhaltige sozioökonomische Auswirkungen. Insofern leisten die interdisziplinär angelegten Arbeiten zudem einen Beitrag zur Naturkatastrophenforschung (vgl. u.a. Pfister 2002; Pfister/Summermatter 2004).

2. Zielstellung

Ziel des Beitrages ist es, herausragende historische Hoch- und Niedrigwasser in Mitteldeutschland im Zeitraum 1500–1900 vorzustellen. Dabei sind auch sozioökonomische Folgewirkungen zu berücksichtigen.

3. Untersuchungsgebiet und zeitlicher Rahmen der Analysen

Untersuchungsgebiet ist das heutige Territorium der Bundesländer Thüringen, Sachsen und Sachsen-Anhalt. Dabei konzentrieren sich die Analysen insbesondere auf Fließgewässer im Stromgebiet der Elbe.

Der Untersuchungszeitraum umfasst die Jahre 1500 bis 1900. Zwei Gründe sind für diese Auswahl maßgebend. Zunächst ist die regionale Daten- bzw. Materiallage anzuführen. Wie im Verlauf jahrelanger Materialrecherchen festgestellt wurde, steht für eine hinlänglich sichere Rekonstruktion vergangener hydrologischer Extremereignisse erst ab ca. 1500 eine ausreichende und nicht zuletzt quellenkritisch abgesicherte Materialbasis zur Verfügung. Als Endpunkt der Betrachtungen wurde das Jahr 1900 gewählt, weil man im o.g. Arbeitsgebiet – von einigen Ausnahmen einmal abgesehen – erst ab etwa 1900 mit der täglichen Pegelbeobachtung bzw. Messung der Abflussmengen begonnen hat.

4. Quellen zu historischen Hoch- und Niedrigwassern in Mitteldeutschland

In den Archiven, Bibliotheken und musealen Sammlungen Thüringens, Sachsens und Sachsen-Anhalts lagern umfangreiche, bisher nur ansatzweise analysierte Unterlagen zum Thema *„Historische Hochwasser/Niedrigwasser“*. Folgend werden die wichtigsten Quellen kurz vorgestellt.

4.1 Gedruckte Quellen

Für die Untersuchung historischer Hoch- und Niedrigwasser (und damit auch für die Untersuchung von Folgewirkungen dieser Naturereignisse) stehen zahlreiche gedruckte Quellen zur Verfügung. Zu nennen sind beispielsweise Chroniken (vgl. für Erfurt u.a. Falckenstein 1739; Reiche 1896), Landesbeschreibungen (z.B. Lehman 1699; Dreyhaupt 1749) sowie Abhandlungen über herausragende hydrologische Ereignisse (siehe u.a. Anonym 1658; von der Lage 1720; Pötzsch 1800). Bei der Nutzung gedruckter Quellen muss sehr kritisch vorgegangen werden. Grund hierfür ist der Umstand, dass ein Teil der Beschreibungen erst lange Zeit nach den Ereignissen veröffentlicht wurde. Außerdem gingen manche Autoren mit den ihnen zur Verfügung stehenden Quellen oberflächlich um. So wurden u.a. falsche Daten zum Ereignistag aus fragwürdigen Vorlagen übernommen oder Angaben zu den Schäden und Verlusten dramatisiert. Im Gegensatz dazu enthalten Berichte, die seit dem 16. Jahrhundert als sogenannte *„Einblattdrucke“* oder mehrseitige Denkschriften nach extremen hydrologischen Ereignissen veröffentlicht wurden, weitaus verlässlichere Angaben (vgl. Abb. 1). Für die Zeit ab der zweiten Hälfte des 18. Jahrhunderts stehen für die Analysen zudem lokale Zeitungen bzw. überregionale Zeitschriften zur Verfügung. Aber auch bei diesen Quellen ist ein Vergleich mit anderen Quellen unumgänglich. Abschließend sei zu den gedruckten Quellen noch angemerkt, dass im Rahmen der Studien auch gedruckte Quellensammlungen zur Witterungsgeschichte Beachtung finden sollten. Trotz aller Restriktionen bieten nicht zuletzt die Arbeiten von Curt Weikinn (1888–1966) wichtige Informationen zu herausragenden historischen Hoch- und Niedrigwasserereignissen im mitteldeutschen Raum (siehe Weikinn 1958–1963).

4.2 Handschriftliche Quellen

Ausführliche, originäre Angaben zu historischen Hoch- und Niedrigwassern (einschließlich deren Folgewirkungen) finden sich in zeitgenössischen Hand-

schriften. Dazu gehören beispielsweise Augenzeugenberichte in Kirchen- und Ortschroniken (siehe Abb. 2). Ferner können auch Bau- und Steuerakten wichtige Informationen liefern. Vor allem die sogenannten *„Visitationsberichte“* enthalten in der Regel ausführliche Beschreibungen über Schäden bzw. Verluste. Sie wurden im mitteldeutschen Raum etwa seit Ende des 17./Anfang des 18. Jahrhunderts kurz nach einem hydrologischen Ereignis verfasst, um u.a. landesherrliche Fachbehörden über die Lage in den Notstandsgebieten zu informieren. Zudem bildeten diese Visitationsberichte die amtliche Grundlage für die Auszahlung von Spendengeldern und/oder die Gewährung steuerlicher Vergünstigungen. Ergänzend dazu fanden sich viele Briefe mit Hochwasserbezug. Zumeist baten Hochwasseropfer beispielsweise die Stadt- und Gemeinderäte um Hilfe.

Wahrhafte
aber auch
höchstbetrübte
ausführliche Beschreibung,
der
die Stadt Berckä an der Ilm
am 5ten Jun. 1777
Nachmittags zwischen 2 und 3 Uhr
durch ein Donnerwetter und dabey entstandenen
ungewöhnlichen Güß- und Schlag-Regen
betroffenen
Ueberschwemmung und Wasser-Fluth,
aufgesetzt
von
Johann Christoph Bär.

Abb. 1: Zeitgenössischer Bericht zum schweren Hochwasser der Ilm, das am 5. Juni 1777 in Thüringen im Raum Berka (heute Bad Berka) große Schäden verursachte (Quelle: Sammlung M. Deutsch)

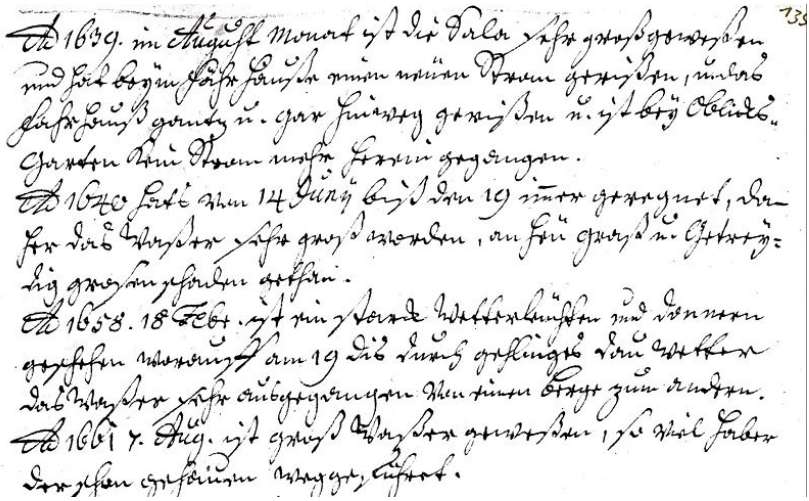

Abb. 2: Notizen des Naumburger Bürgers Johann Zader (gest. 1685) über Hochwasserereignisse der Saale in der ersten Hälfte des 17. Jahrhunderts (Quelle: Zader, Stadtarchiv Naumburg)

4.3 Gegenständliche Quellen

Eine wichtige Quelle für die Arbeit stellen gegenständliche Quellen in Form von Hochwasser- und Niedrigwassermarken dar (vgl. u.a. Pfister 1999; Schmidt 2000; Deutsch/Pörtge 2001; Glaser 2001). Hinsichtlich der Gestaltung und des Aussagegehaltes gibt es ein breites Spektrum (vgl. für Thüringen Deutsch/Pörtge 2009). So zeigen manche Markierungen nur den Wasserstand an. Andere Inschriften wiederum informieren auch über das Ereignisdatum (Jahr, Monat, gegebenenfalls auch Tag, siehe Abb. 3 und 4). Wenn man gegenständliche Quellen in die Arbeit einbeziehen will, muss u.a. abgeklärt werden, ob der ursprüngliche Anbringungsort im Laufe der Zeit verändert wurde. Wie Beispiele aus Thüringen, Sachsen und Sachsen-Anhalt zeigen, wurden mehrfach alte Markierungen in ihrer ursprünglichen Lage verändert. Die Marken geben somit heute eine falsche Wassertandshöhe an und besitzen nur noch kulturhistorischen Wert. Darüber hinaus müssen beim Vergleich historischer Hoch- und Niedrigwassermarken mit den Scheitelwasserständen der letzten 50 bis 100 Jahre Veränderungen im/am Gerinne beachtet werden. Aufgrund massiver Ausbaumaßnahmen haben sich die Profile vieler Fließgewässer stark verändert. Ein direkter Vergleich von his-

torischen Markierungen mit jüngeren Kennzeichnungen ist aus dem Grund problematisch.

Abb. 3: Historische Hochwassermarken an einem Pfeiler der ehemaligen Mühle in Burgscheidungen (Unstrut), angezeigt werden die außergewöhnlichen Wasserstände im Sommer 1871, Frühjahr 1881 und Sommer 1926 (Foto: M. Deutsch)

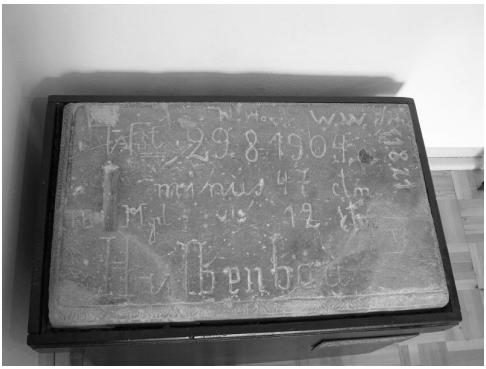

Abb. 4: Ein sogenannter *„Hungerstein“* aus Schönebeck, die Inschrift weist auf den Niedrigwasserstand der Elbe im Sommer 1893 hin, der Niedrigwasserstein wurde vor mehreren Jahren aus dem Hafenbecken geborgen und ist heute im Heimatmuseum der Stadt ausgestellt (Foto: M. Deutsch)

4.4 Karten und Pläne

Vor allem seit Mitte des 18. Jahrhunderts stehen für die Untersuchungen in zahlreichen Archiven alte Karten und Pläne zur Verfügung (vgl. u.a. Schmidt 2000). Gegenstand vieler Darstellungen sind u.a. Deichbrüche. Seit etwa 1784 liegen vereinzelt auch erste Kartierungen von Überschwemmungsflächen vor. Zu nennen sind beispielsweise Kartenwerke, die nach dem schweren Elbe-Hochwasser von 1799 angefertigt wurden (Deutsch 2000). Sie vermitteln einen Eindruck vom Ausmaß der Überschwemmungen.

4.4 Bildliche Hochwasserdarstellungen

Sofern es sich um zeitgenössische Abbildungen handelt, können alte Zeichnungen, Gemälde usw. durchaus einen Eindruck von hydrologischen Extremereignissen der Vergangenheit vermitteln (siehe dazu Abb. u.a. bei Brázdil 1998; Pfister 1999; Munzar 2000; Glaser 2001, 2008; Deutsch et al. 2015). Quellenkritisch ist anzumerken, dass es sich bei manchen Bildern leider nur um Phantasieabbildungen handelt (siehe u.a. Deutsch et al. 2015, S. 51). So wurden nachweislich u.a. Gemälde und Bleistiftzeichnungen von den schweren Hochwassern 1845 und 1890 nicht *„nach der Natur“* gezeichnet, sondern die Künstler nutzten nur Beschreiben, die sie Zeitungsberichten entnommen hatten. Eine neue Qualität bei der Visualisierung historisch-hydrologischer Extreme wurde schließlich in der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts durch den Einsatz von Fotoapparaten erreicht (siehe Abb. 5).

Zusammenfassend kann an dieser Stelle festgestellt werden, dass für die Rekonstruktion historischer Hoch- und Niedrigwasser verschiedenste Quellen zur Verfügung stehen. Bei der Erhebung der Informationen muss stets eine quellenkritische Analyse verbunden sein. Um möglichst genaue Aussagen über historisch-hydrologische Extremereignisse zu treffen, sollten alle erreichbaren Quellen in die Analyse einbezogen werden. Nur durch sorgfältige Quellenvergleiche lassen sich historische Hoch- und Niedrigwasserinformationen prüfen und schließlich zu einem Gesamtbild zusammenfügen. Sofern umfangreiches und quellenkritisch gesichertes Material vorliegt, lassen sich Aussagen zu folgenden Punkten treffen:

- Ursachen des Hoch- bzw. Niedrigwassers,
- zeitlicher Verlauf (z.B. wann der höchste/niedrigste Wasserstand erreicht war),
- Ausmaß der Schäden und Verluste,
- sonstige Folgewirkungen (bei Niedrigwasser z.B. Auswirkungen auf die Schifffahrt).

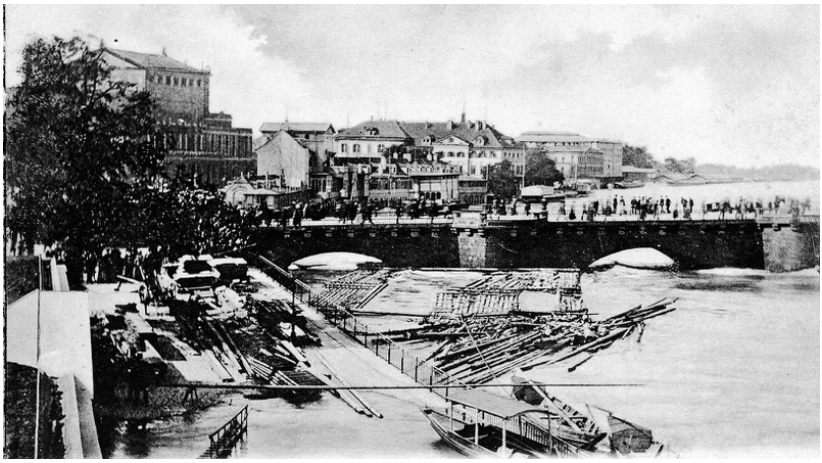

Abb. 5: Überschwemmungen der Elbe im Stadtbereich von Dresden während eines Hochwassers im September 1890 (Quelle: Sammlung M. Deutsch)

5. Herausragende Hochwasser in Mitteldeutschland zwischen 1500 und 1900

Wie oben bereits erwähnt, werden seit den 1990er Jahren umfangreiche Recherchen zu herausragenden historischen Hoch- und Niedrigwassern in Mitteldeutschland durchgeführt. Ein Schwerpunkt liegt in der Untersuchung herausragender überregionaler hydrologischer Extremereignisse. In den letzten 20 Jahren konnten dazu allein für das Einzugsgebiet der Elbe rund 3.000 Einzelmeldungen bzw. Einzeldaten zu insgesamt neun Katastrophenhochwassern ausgewertet werden. Das heißt, die Ereignisse liefen im Untersuchungsraum nahezu zeitgleich ab.

Betrachtet man alle Befunde in der Tabelle (Tab. 1) fällt auf, dass von den genannten neun überregionalen, sehr schweren Hochwassern allein sieben Ereignisse im hydrologischen Winterhalbjahr (1. November bis 30. April) abliefen. Zu nennen sind u.a. die Hochwasser vom März 1595, Februar/März 1784 und November 1890. Zumeist wurden sie durch plötzliche Schneeschmelze, oftmals begleitet von ergiebigen Regenfällen, ausgelöst. Hinzu kam, dass die Fließgewässer oft noch mit einer dicken Eisschicht bedeckt waren. So konnten sich dann beim Eisaufbruch große Eisversetzungen bilden, die vor allem an Brücken und Flussengen zum Rückstau des Was-

sers führten. Die überregionale Ausdehnung schwerer Winterhochwasser hat ihre Ursache in großräumigen Wetterumschichtungen (siehe dazu u.a. Ausführungen bei Glaser 2001, 2008). Wochen- oder monatelange Kaltphasen wurden nicht selten binnen Stunden durch Tauwetter abgelöst. Den Quellen zufolge fiel dabei oft auch noch Regen.

Tab. 1: Herausragende Hochwasserereignisse in Mitteldeutschland (1500–1900)

Jahr/ Ereigniszeitraum	Hochwassergrund	Anmerkungen
1501, 15.–20.08.	anhaltender Regen, örtlich Starkregen, Gewitter	u.a. sehr viele Brücken zerstört
1595, 04.–18.03.	Schneeschmelze, mitunter auch lange anhaltende Regenfälle, Eisgang	u.a. Lagerhäuser und Scheunen weggerissen
1655, 07.–24.02.	Schneeschmelze, Eisgang	u.a. große Schäden an Brücken und Stegen
1682, um 25.02. – um 03.03.	Schneeschmelze, örtlich anhaltender Regen	selbst Gebäude, die weit vom Gewässer entfernt standen, sind stark beschädigt worden
1784, um 27.02. – um 03.03.	Schneeschmelze, örtlich ergiebiger Regen, mitunter auch Gewitter, Eisgang	u.a. große Schäden an Straßen und Brücken
1799, um 22.02. – um 03.03.	Schneeschmelze und Regen, Eisgang	u.a. Mühlen sehr stark beschädigt
1845, um 22.03. – um 02.04.	Schneeschmelze und örtlich ergiebiger Regen, Eisgang	u.a. wurden Wohngebiete großflächig überschwemmt
1871, um 27.06. – um 03.07.	ergiebiger, lange anhaltender Regen, mitunter auch unwetterartige Niederschläge	u.a. großflächige Überflutung von Wiesen und Feldern
1890, um 23. – um 27.11.	ergiebiger, lange anhaltender Regen	u.a. Straßen und Brücken zerstört

Hinsichtlich der zwei genannten schweren historischen Sommerhochwasser (hydrologisches Sommerhalbjahr: 1. Mai bis 31. Oktober) ist zu bemerken, dass sie durch lange anhaltende, ergiebige Niederschläge ausgelöst wurden. Meist traten zudem örtlich Starkregen auf. Die Quellenbeschreibungen zum Witterungsverlauf vor den Ereignissen lassen den Schluss zu, dass es sich um großräumige Aufgleitbewegungen gehandelt haben muss (siehe dazu auch Glaser 2001, 2008). Häufig wirkte sich katastrophal aus, dass es schon in den Wochen zuvor oft geregnet hatte und dadurch der Boden kaum noch Wasser speichern konnte. Mit Blick auf die Folgewirkungen ist anzumerken, dass gerade die schweren Sommerhochwasser für die Landwirte katastrophale Folgen hatten. Oft kam es in den Überschwemmungsgebieten zu totalen Ernteausfällen.

Fest steht, dass sich die neun überregional wirksamen Abflussereignisse katastrophal ausgewirkt haben (vgl. u.a. Glaser 2001, 2008; Deutsch 2000; Deutsch/Pörtge 2003; Deutsch et al. 2015). So soll das Ausmaß der Zerstörungen während der Hochwasser von 1784 und 1799 örtlich schlimmer als durch Kriegseinwirkungen gewesen sein. In einer zeitgenössischen Druckschrift aus Erfurt hieß es zum Winterhochwasser 1784, dass selbst im Krieg nie so viel vernichtet wurde wie bei diesem Ereignis (vgl. Anonym 1784; zum Hochwasser von 1784 siehe u.a. auch Glaser/Hagedorn 1990; Pfister 1999; Glaser 2001, 2008).

Überschaut man alle Angaben zu überregional und regional schadwirksamen Hochwasserereignissen in Mitteldeutschland seit 1500, so lassen sich kurz-, mittel- und langfristige Folgewirkungen unterscheiden (vgl. Deutsch/Rost 2005). Zu den kurzfristigen Folgen gehört u.a. Lebensmittelmangel. In den Notstandsgebieten waren in der Regel fast alle Vorräte (Brot, Mehl usw.) verdorben und in den (Wasser-)Mühlen konnte infolge Wasserschaden nicht produziert werden. Als mittelfristige Folgewirkung eines schweren Hochwassers gilt u.a. der Mangel an Heiz- und Baumaterial. Langfristfolgen sind u.a. in städtischen Gebieten die Aufgabe von Wohnstellen. Viele Bürger waren nicht mehr in der Lage, den Neuaufbau zu finanzieren.

6. Herausragende Niedrigwasser in Mitteldeutschland zwischen 1500 und 1900

Wie oben bereits erwähnt, werden seit den 1990er Jahren in Erfurt bzw. Göttingen auch Forschungen zu herausragenden historischen Niedrigwassern in Mitteldeutschland durchgeführt. Laut DIN-Norm 4049 handelt es sich bei einem Niedrigwasser um einen

> „Zustand in einem oberirdischen Gewässer bei dem der Wasserstand oder der Durchfluss einen bestimmten Wert (Schwellenwert) erreicht oder unterschritten hat.“

Damit bezeichnet dieser Begriff keinen klar definierten Zustand, sondern lediglich die Unterschreitung eines unteren Grenzwertes des Wasserstandes. Dieser Wert wird durch die verschiedensten Gewässernutzer individuell festgelegt. Meist stellt er die Grenze der Nutzbarkeit dar. Ein Beispiel ist die Schifffahrt, die für den gefahrlosen Betrieb einen bestimmten Mindestwasserstand benötigt. Fällt er unter einen Grenzwert, dann muss der Wasserstraßenverkehr entweder eingeschränkt bzw. verlangsamt oder sogar ganz eingestellt werden. Die wirtschaftlichen Folgen können bedeutend sein, vor

allem, wenn die Niedrigwasserperiode über Wochen anhält (vgl. u.a. Hübner et al. 2011). Ursachen für Niedrigwasser sind in erster Linie erhebliche Niederschlagsdefizite über einen längeren Zeitraum hinweg und/oder mangelnde Zuflüsse aus anderen Gewässern.

Für zahlreiche Fließgewässer im mitteldeutschen Raum finden sich in den Quellen immer wieder Informationen über Zeiten mit extrem geringer Wasserführung. Für den mitteldeutschen Raum können nach bisherigem Untersuchungsstand u.a. die nachfolgend genannten Ereignisse als bedeutende/herausragende historische Niedrigwasser (NW) bezeichnet werden:

1540 NW im Juli und August	**1790** NW im August
1630 NW im Juli	**1842** NW im Juni und Juli
1746 NW im Juli/August	**1893** NW im Juli

Ergänzend zu dieser Auflistung sei angemerkt, dass zu Beginn des 20. Jahrhunderts zwei weitere Niedrigwasser (1904 und 1911) auftraten (siehe u.a. Pohl/Deutsch 2013, S. 304–309). Insbesondere vom Niedrigwasser 1904 existieren für mehrere Fließgewässer Mitteldeutschlands sehr eindrucksvolle Fotos. Zu nennen sind unter anderem Niedrigwassermotive von der Elbe bei Dresden. Sie fanden – auf Postkarten gedruckt – eine weite Verbreitung (siehe dazu u.a. eine Abb. bei Hübner et al. 2011, S. 287; Pohl/Deutsch 2013, S. 305).

8. Zusammenfassung

Im vorliegenden Beitrag werden zunächst verschiedene Quellen vorgestellt, die für die Rekonstruktion historischer Hoch- und Niedrigwasserereignisse nutzbar sind. Hierzu gehören u.a. handschriftliche Einträge in Ortschroniken, Schadenberichte von staatlichen Behörden sowie Hochwassermarken.

Anhand der bisher ausgewerteten Quellen können für den mitteldeutschen Raum neun historische Hochwasser benannt werden, die als sehr schwere und überregional wirksame Abflussereignisse zu bezeichnen sind.

Mit Blick auf historische Niedrigwasser in Mitteldeutschland ist festzustellen, dass nach den bisher ausgewerteten Quellenbefunden sechs Ereignisse als herausragende hydrologische Extremereignisse bezeichnet werden können.

Die Ausführungen zeigen erneut, dass die Analyse historischer Hoch- und Niedrigwasser trotz aller Restriktionen wichtige Beiträge für die hydrologische Forschung liefern kann. Wesentlich sind dabei quellenkritisch geprüfte Informationen.

Quellen- und Literaturverzeichnis

Anonym (1658): Außführliche und eigentliche Beschreibung Deß grossen Gewässers/so im Monat Februario Anno 1658. Allhier zu Halle/durch schleunige Ergiessung deß Saal = Stroms endstanden [...] wohlmeinend ufgezeichnet und verfertiget Ufn Thal = Hause zu Halle/ den 12. Martij, Anno M.DC.LIIX. Gedruckt zu Hall in Sachsen. Bey Christoff Salfelden

Anonym (1784): Kalter Winter, Eisstöße, Ueberschwemmungen und Wasserverheerungen in den ersten 3 Monaten des Jahre 1784. In: Unterhaltendes Schauspiel nach den neuesten Begebenheiten des Staats, der Kirche, der gelehrten Welt und des Naturreiches vorgestellt. Im Jahr 1784. Achter Aufzug. Ausgefertigt im Julius, druckts und verlegts H. R. Nonne, Erfurt

Bjarsch, B.; Thürmer, K.; Deutsch, M. (2007): Langzeitauswertung der täglichen Wasserstände und Abflüsse an den Unstrutpegeln Sachsenburg und Oldisleben seit dem Beginn der Wasserstandsmessungen 1817 bis 2005. In: Von der cura aquarum bis zur EU-Wasserrahmenrichtlinie – Fünf Jahre DWhG, Schriftenreihe der Deutschen Wasserhistorischen Gesellschaft (DWhG) e. V., Bd. 11 – 2. Halbband. Siegburg, S. 377–398

Brázdil, R. (1998): The history of floods on the rivers Elbe and Vlatava in Bohemia. In: Erfurter Geographische Studien (EGS), Bd. 7. Erfurt, S. 93–108

Deutsch, M. (1997): Einige Bemerkungen zu historischen Hochwassermarken – eine Bestandsaufnahme an der Unstrut in Thüringen und Sachsen-Anhalt. In: Archäologie in Sachsen-Anhalt, Heft 7. Halle/S., S. 25–31

Deutsch, M. (2000): Zum Hochwasser der Elbe und Saale Ende Februar/Anfang März 1799. In: Erfurter Geographische Studien (EGS), Bd. 9. Erfurt, S. 7–44

Deutsch, M. (2004): „... und konnte sich keiner an solche Fluthen erinnern." – Zur Untersuchung schwerer, historischer Hochwasser der Saale im Zeitraum von 1500 bis 1900. In: Schriften der Deutschen Wasserhistorischen Gesellschaft (DWhG) e.V., Band 4. Siegburg, S. 117–141

Deutsch, M.; Pörtge, K.-H. (2001): Historische Hochwasserinformationen – Möglichkeiten und Grenzen ihrer Auswertung. In: ATV-DVWK Landesverband Bayern (Hg.): Hochwasser – Niedrigwasser – Risiken. München, S. 23–38

Deutsch, M.; Pörtge, K.-H. (2002): Die Hochwassermeldeordnung von 1889 – ein Beitrag zur Geschichte des Hochwasserwarn- und Meldedienstes in Mitteldeutschland. In: Deutsches Komitee für Katastrophenvorsorge e.V. (DKKV) (Hg.): Zweites Forum Katastrophenvorsorge („Extreme Naturereignisse – Folgen, Vorsorge, Werkzeuge"). Bonn, Leipzig, S. 396–405

Sitzungsberichte der Leibniz-Sozietät der Wissenschaften zu Berlin *129 (2016), 99–111*

Jörg Matschullat (MLS), Sophie von Fromm*,
Roberval Monteiro Bezerra de Lima**

Bodenatmung (CO_2, CH_4, N_2O), Landnutzung und Klima am Beispiel Amazonasbecken

Kurzfassung

Böden wirken als Quellen und Senken für Treibhausgase (THG) wie Kohlendioxid (CO_2), Methan (CH_4) und Lachgas (N_2O). Um verlässliche globale Budgets berechnen zu können, sind präzise Quantifizierungen notwendig, da sowohl die Speicherfähigkeit als auch die Emissionswirksamkeit von Böden sehr hoch sein können. Solche Budgets sind regional für ein besseres Landnutzungsmanagement (Land- und Forstwirtschaft) und global für offene Fragen zum globalen Wandel einschließlich Klimawandelfragen erforderlich.

Dieser Beitrag diskutiert ausschließlich den Anteil der mit der Bodenemission verbundenen Prozesse und deren steuernde Parameter. Dazu wurden Studien ausgewertet, welche die wichtigsten Typen von Landbedeckung und Klimazonen berücksichtigten. Die dazu notwendigen Methoden werden kurz vorgestellt. Im Fazit werden aktuelle Wissenslücken und der offensichtliche Bias zugunsten der (europäischen) Nordhemisphäre angesprochen.

Nutzt man einen konservativen globalen Durchschnittswert von 300 mg $CO_2e\ m^{-2}\ h^{-1}$ (basierend auf unserer Literaturstudie), so berechnen sich globale Netto-Bodenemissionen in der Größenordnung von mehr als 350 Petagramm CO_2e (CO_2e = CO_2 Äquivalente = gesamter Effekt aller Treibhausgase, normalisiert auf CO_2). Dies entspricht etwa 21% der globalen Bodenvorräte an Kohlenstoff und Stickstoff. Zum Vergleich, 33.4 Petagramm CO_2 werden jährlich durch die Verbrennung fossiler Brennstoffe und die Zementindustrie freigesetzt.

Um den angesprochenen Bias ausgleichen zu helfen, konnte im Amazonasbecken (Bundesstaat Amazonas) eine erste Geländekampagne im Febru-

* TU Bergakademie Freiberg
** Embrapa Amazonas Ocidental

ar/März 2016 (Regenzeit) durchgeführt werden. Die Daten zeigen eine um 25% niedrigere Bodenfeuchte unter Wald gegenüber Nachnutzungsflächen sowie eine um 70% höhere Bodenatmung (CO_2) der Waldböden gegenüber den Nachnutzungsflächen. Die Kohlenstoff- und Stickstoffkonzentrationen sind in den Böden unter Wald um ca. 40% (C) bzw. 15% (N) höher als bei den Nachnutzungsflächen. Die beschriebenen Unterschiede werden hier hypothetisch auf den höheren Stoffumsatz in den Waldgebieten und eine höhere Evapotranspiration, bzw. auf eine höhere Nährstoffentnahme auf den Nachnutzungsflächen zurückgeführt. Folgekampagnen werden zeigen, wie robust die neuen Daten sind.

1 Einleitung

Böden sind Quelle und Senke für Treibhausgase (THG) wie Kohlendioxid (CO_2), Methan (CH_4) und Lachgas (N_2O). Da Speicherung und auch Emission sehr hoch sein können, sind für belastbare globale Haushaltsberechnungen präzisere Quantifizierungen nötig. Diese dienen Fragen zu Landnutzungs-Management (Land- und Forstwirtschaft), globalem Wandel und Klimaforschung (Oertel et al. 2016).

Die Messung von Boden- und Ökosystematmung kann auf verschiedenen Wegen erfolgen – es gibt bis heute keine Normverfahren oder offizielle Empfehlungen (Oertel et al. 2016; Pumpanen et al. 2012). Fernerkundungsmethoden einschließlich der Beobachtung von Flugzeugen, die im Hinblick auf Flächenrepräsentativität optimal wären, leisten derzeit noch nicht die notwendigen Ortsauflösungen und Präzision der Gaskonzentration, um damit mehr als relativ allgemeine Aussagen treffen zu können. Eddy-Kovarianzverfahren sind erheblich viel genauer und lassen sich, installiert auf Türmen, auch für größere Flächen sinnvoll einsetzen. Ein Nachteil kann es sein, dass turbulente Luftbewegung notwendig ist, um sinnvolle Daten ermitteln zu können – meist unmöglich zum Beispiel innerhalb von Wäldern. Ein weiterer Nachteil kann es sein, dass sie stationär sind. Kammersysteme dagegen können – je nach Typ – durchaus einfach bewegt werden, so dass sich auch komplexere Flächen systematisch und repräsentativ beproben lassen. Schließlich lassen sich Boden- und Ökosystematmung auch modellieren – Voraussetzung dazu sollten jedoch belastbare Daten sein.

Der Übersichtsartikel von Oertel et al. (2016) erfasst den aktuellen Stand weltweit ermittelter und in referierten Zeitschriften publizierter Daten aller wesentlichen Landnutzungstypen und aus allen Klimazonen (Ausnahme polare Klimate). Dabei wird deutlich, dass der Großteil belastbarer Daten

von der Nordhemisphäre stammt; mit einem Schwerpunkt auf der temperierten Klimazone und vor allem den europäischen Ländern. Gerade für die (Sub)Tropen ist die Datenlage eher als spärlich zu bezeichnen und der Spreizbereich der Daten ist hier, besonders für CH_4 und N_2O überdurchschnittlich hoch (Tab. 1). Dieser Bias der aktuellen Datenlage motivierte in unserer Arbeitsgruppe die Entwicklung eines mobilen und robusten geschlossenen, dynamischen Kammersystems (Oertel et al. 2015), um in Kooperation mit Partnern entsprechende Untersuchungen durchführen zu können.

Tab. 1: Flüsse der Bodenemission von CO_2, CH_4 und N_2O in allen wesentlichen Klimazonen und Landnutzungsformen (Daten aus Oertel et al. 2016)

	µmol CO_2 m^{-2} s^{-1}	µmol CH_4 m^{-2} h^{-1}	µmol N_2O m^{-2} h^{-1}
		Wald	
temperiert	1,971,1	–3,420,44	0,410,15
mediterran	Keine Daten	Keine Daten	Keine Daten
(sub)tropisch	3,41,67	–2,750,42	1,232,09
		Grasland/Weide	
temperiert	0,5 – 8,0 (max. 25)	–3,5 – 0,04 (max. 1,6)	0,03 – 9,7 (max. 180)
mediterran	0,5 – 2,7	0,02 – 0,15	0,02 – 0,15
(sub)tropisch	0,7 – 1,3 (max. 7,9)	–35,1 – –0,9 (max. 3,0)	0,02 – 0,6 (max. 11)
		Ödland/Wüsten	
temperiert	0,2 – 3,7 (min. –0,24)	–3 – –0,52	–0,08 – 10
mediterran	2,4 – 3,1	Keine Daten	Keine Daten
(sub)tropisch	0,035 – 1,6 (max. 9,9)	Keine Daten	Keine Daten
		Ackerland	
temperiert	0,45 – 8,2	–0,41 – –0,16	0,01 – 4,3 (max. 10,7)
mediterran	1,1 – 1,7	–0,45 – 0,13	0,02 – 1,36
(sub)tropisch	7,0 – 17,9	Keine Daten	0,27 – 2,26
		Feuchtgebiete	
temperiert	1,2 – 8,1	–1,8 – 28 (max. 810)	–1,6 – 4,4
mediterran	1,0 – 5,5	278 – 437	4,7
(sub)tropisch	1,8 – 9,2	< 1 – 7800	–7 – 27
Gesamtspreize	0,035 – 25	–35,1 – 7800	–7 – 180

Zugleich ist es von wesentlicher Bedeutung für das Verständnis vor allem der Kohlenstoff- und Stickstoffkreisläufe, die Reservoirgrößen dieser Komponenten in den Böden der Welt möglichst präzis zu kennen und mit ebenso hoher Genauigkeit auch die Gasflüsse in die und aus den Böden zu erfassen, differenziert nach klimatischen Bedingungen und Landnutzung. Für zahlreiche Fragen zu den Themen Globaler Wandel und Klimawandel ist dies von entscheidender Bedeutung.

Der vorliegende Beitrag referiert kurz den globalen Status, basierend auf Oertel et al. (2016) und diskutiert erste Ergebnisse eines laufenden Projektes im Bundesstaat Amazonas, Brasilien. In diesem Projekt (EcoRespira-Amazon: http://blogs.hrz.tu-freiberg.de/ecorespira/) werden erstmals im direkten Vergleich jeweils (Sekundär)Waldböden (unter Kronentraufe) mit Böden benachbarter Nachnutzungsflächen (Weideland, Ackerflächen, Baumplantagen) bearbeitet. Ziel ist die Beantwortung der Frage, welche Treibhausgas(THG)emissionen diese Böden zeigen, ob es Unterschiede beim selben, benachbarten Bodentyp zwischen Wald und beliebigen Nachnutzungen gibt, wie die Bodenvorräte an organischem Kohlenstoff und an Stickstoff beschaffen sind und ob sich daraus Konsequenzen für die längerfristige Aufnahme bzw. Abgabe von THG ergeben?

2 Methodik und Qualitätskontrolle

Daten der weltweiten Bodenemissionen (positiv oder negativ) wurden aus etwa 350 referierten Publikationen zusammengetragen und auf einheitliche Flussraten umgerechnet (µmol CO_2 m^{-2} s^{-1}; µmol CH_4 bzw. N_2O m^{-2} h^{-1}) – Oertel et al. (2016). Dieser „Status Quo“ lässt sich mit Ergebnissen noch aktuellerer Arbeiten direkt vergleichen. Dabei kann es problematisch sein, dass nicht alle Arbeitsgruppen und Autoren in ihren Veröffentlichungen alle Randbedingungen erfassen bzw. veröffentlichen, die das Entgasungsverhalten mitbestimmen (Temperatur, Feuchte, Luftdruck, Nährstoffzustände, Landnutzung, Vegetation, etc.). Dies kann einen direkten Vergleich bzw. die Interpretation der Daten erschweren.

Im Rahmen des Projektes EcoRespira-Amazon wurden im zentralen und südwestlichen Amazonastiefland im Februar und März 2016 (Regenzeit) mit dem Projektpartner Embrapa erstmals Flächen mit (Sekundär)Waldbestand, beziehungsweise Nachnutzungsstandorte in unmittelbarer Nachbarschaft herausgesucht (Abb. 1). In Summe wurden 25 Standorte an zwölf Lokationen beprobt (Bodenprobenahme) und die Bodenentgasung (CO_2)

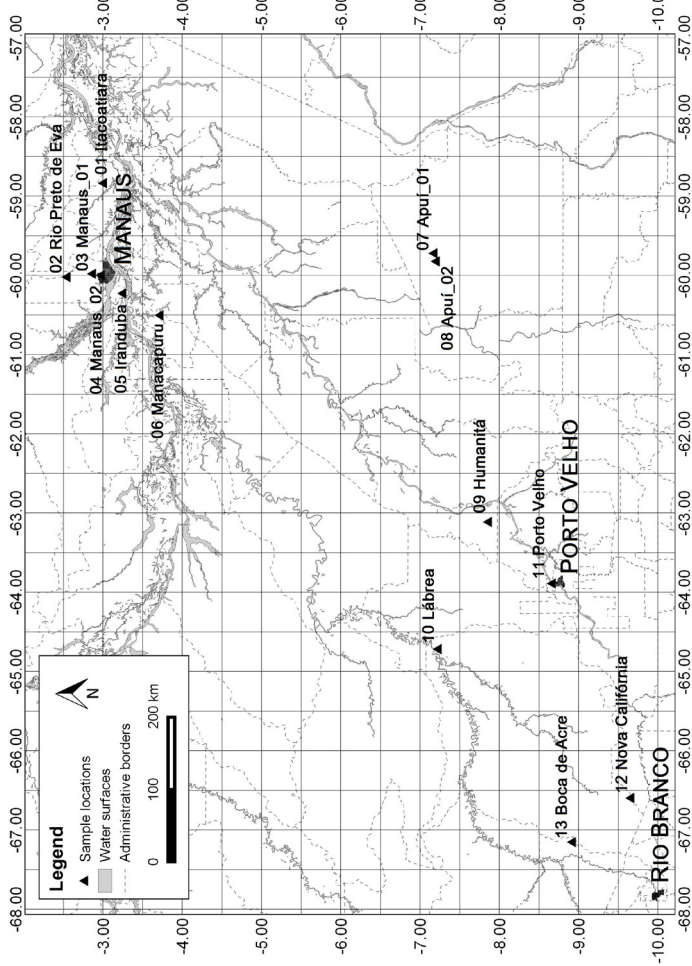

Abb. 1: Karte des südwestlichen Teils vom Amazonastiefland mit den Positionen aller Probenahme Lokationen der ersten Geländekampagne EcoRespira-Amazon (Februar und März 2016) sowie den Bundeshauptstädten Manaus (Amazonas), Porto Velho (Rondônia) und Rio Branco (Acre)

direkt vor Ort gemessen. Parallel dazu wurden sequentiell Gasproben über ein Interface an den Kammern entnommen für die spätere Analyse von CH_4 und N_2O im Labor.

Bodenproben: Mittels eines holländischen Bodenbohrers (Trado Holandes TP-4“, Sondaterra, Piracicaba, SP, Brasilien) wurden an jedem Standort von mindestens drei Substandorten jeweils mineralischer Oberboden (0–20 cm; TOP) sowie nach Überbohren bis 30 cm mineralischer Unterboden (30–50 cm; BOT) entnommen. Beides zusammen entspricht dem Hauptwurzelraum aller Pflanzen. Die jeweiligen TOP und BOT Proben wurden homogenisiert und zu einer Mischprobe je Standort vereinigt (Kompositprobe). Das Probenmaterial wurde in beschriftete Rilsan® Probenbeutel (Tub-Ex, Dänemark) eingefüllt und vor dem Transport luftdicht verschlossen. Vor der Bodenbohrung wurde das organische Oberbodenmaterial (Humus, Mull, Moder, etc.) manuell (Laborhandschuhe aus Latex) entfernt. Dieses Material (ORG) wurde auf der gesamten Standortfläche wiederum mit Laborhandschuh-geschützten Händen repräsentativ gesammelt und zu einer Standortprobe in einem kodierten Baumwollbeutel vereint und für den Transport fest verschlossen. Insgesamt wurden bislang je 24 Kompositproben TOP und BOT sowie 23 Kompositproben ORG gewonnen.

Nach Bodenhomogenisierung und Teilung im Labor (Embrapa Manaus) wurden die Aliquote in unser Labor in Freiberg transportiert. Es folgte eine nochmalige Probentrocknung im Trockenschrank (30°C über 24 bis 48 Stunden nach Bedarf). Anschließend wurde das Material mittels Planetenkugelmühle (Pulverisette 7, Fritzsch, Idar-Oberstein) bzw. Scheibenschwingmühle (RS 200, Retsch, Haan), jeweils mit Achatmahlwerkzeugen analysenfein (< 63 µm) vermahlen und mit Prüfsieben auf vollständige Verkleinerung geprüft. An nicht vermahlenem Originalmaterial wurden die elektrische Leitfähigkeit der Bodenlösung und der Boden-pH-Wert (EGA 161, Sensortechnik Meinsberg, Waldheim) gemessen. Im Folgenden wird allein auf das TOP Material eingegangen.

20 mg analysenfeinen TOP-Materials jeder Probe (n=24) wurde mit einer Analysenwaage in Zinnschiffchen eingewogen, mit 60 mg Wolfram(VI)-oxid als Katalysator versehen und das Zinnschiffchen fest verschlossen. Kalibrierung und Tagefaktorbestimmung erfolgten mit Sulfanilsäure. Zertifiziertes Referenzmaterial und ein In-House-Standard tropischen Bodens (BraSol) wurden als unbekannte Probe zusätzlich dem Probensatz hinzugefügt. Anschließend wurden die Gesamtkonzentrationen von Gesamtkohlenstoff, Stickstoff und Schwefel quantitativ mit einem Elementaranalysator

(El Cube, Elementar Analysensysteme, Hanau) bei Erhitzen auf 1.150°C unter Sauerstoffzufuhr mit Infrarot- bzw. Wärmeleitfähigkeitsdetektor bestimmt. Die Bestimmungsgrenzen lagen bei C: 0,04, N: 0,003, S: 0,003 Gew.-%. Doppelproben reproduzierten stets den exakt gleichen Wert für Kohlenstoff; bei Stickstoff und Schwefel lagen die Abweichungen bei unter 5% relativ. Referenzmaterial (ORIS, BraSol und BHA-1) wurde stets im zugelassenen Schwankungsbereich reproduziert.

Gasproben: Für die Gasmessungen und -beprobungen wurden zwei manuelle, geschlossene dynamische Kammersysteme SEMACH-FG mit einem Infrarot-Spektrometer (CARBOCAP™ Kohlendioxid-Sonde GMP343, Vaisala, Finnland) eingesetzt. Das in Freiberg entwickelte System (Oertel et al. 2015) wurde speziell für tropische Umweltbedingungen optimiert. Die Ermittlung der Bodenentgasung erfolgte zweistufig. An jedem Standort wurde an drei Stationen, die den jeweiligen Standort repräsentativ abbilden sollen, jeweils mindestens drei Wiederholungssequenzen durchgeführt. Dazu wird die manuelle Kammer auf zuvor installierte Bodenringe gasdicht aufgesetzt, nachdem das eingebaute Infrarot-Spektrometer eine stabile Basislinie der umgebenden CO_2-Konzentration zeigt. Jede Messsequenz dauert ca. sechs Minuten. Damit liegen drei Wiederholungen für die CO_2-Flussberechnungen vor; insgesamt mindestens neun pro Standort. Eine Qualitätskontrolle findet während der Messungen visuell (Anstieg der CO_2-Konzentration in der Kammer) und nochmals zum Zeitpunkt der Gasflussberechnungen statt, in der alle Einzelwerte geprüft werden (Plausibilitätsprüfungen). Es wurden insgesamt 256 Messzyklen an den 25 Standorten durchgeführt.

Die zweite Stufe beginnt mit der dritten Wiederholungssequenz. Gleich zu Beginn der CO_2-Messung wird über eine Luer-Lock Kupplung an der Kammer mittels einer 12 mL Spritze eine Gasprobe (Nullprobe) entnommen und mit einer Kanüle in evakuierte Exetainer® Glasflaschen mit doppeltem Septum (5,9 mL; 819W; Labco, England) als Überdruck eingeführt. Mit Abschluss der CO_2-Messsequenz wird die nächste Gasprobe gezogen. Dieser Vorgang wiederholt sich nun alle fünf Minuten und wird nach 30 Minuten gestoppt. Der IR-Sensor zeigt in der Regel nach spätestens fünf bis sieben Probenahmen (etwa 30 Minuten), die Maximalkonzentration von 1.000 ppmv an. Nach den Probenahmen an jeweils einer Lokation werden Spritze und Kanüle entsorgt, um Ermüdungserscheinungen des Materials vorzubeugen. Die Gasproben werden umgehend nach der Probenahme in einen innen mit Schaumstoff ausgekleideten Peli®-Transportkoffer (Pelican Products, USA) überführt, womit die Proben sicher vor Erschütterungen,

Druckschwankungen etc. gelagert und transportiert werden können. Insgesamt wurden 503 Gasproben genommen.

Im Labor werden die Glasflaschen nach Temperierung auf Raumtemperatur gemeinsam mit Prüfgasproben zur Qualitätskontrolle in erratischer Reihenfolge in einen kalibrierten Gaschromatographen (SRI 8610C, SRI Instruments, USA) injiziert und jeweils die Konzentrationen von CH_4, CO_2 und N_2O quantitativ bestimmt. Die erratische Probensequenz dient der weiteren Qualitätskontrolle. Nach Abschluss der Analysen werden die Ergebnisse in der jeweils logischen Sequenz pro Standort in Flussraten umgerechnet.

Randbedingungen: Die zum Zeitpunkt der Probenahme vorherrschenden Bedingungen (Witterung, Temperatur und Feuchte von Luft und Boden) wurden während der Messungen und Probenahmen ebenso wie die Ermittlung der genauen Koordinaten mittel GPS (Map 64s, Garmin, USA) an jedem (Sub)Standort aufgezeichnet. Dazu gehört auch jeweils eine Photodokumentation (Beispiele siehe http://blogs.hrz.tu-freiberg.de/ecorespira/).

3 Ergebnisse und Diskussion

3.1 Status der globalen Bodenemissionen

Durchschnittliche Flüsse der Bodenatmung für die wesentlichen Landnutzungstypen und Klimazonen zeigt Tabelle 1. Die Daten stammen durchgehend aus der dem Übersichtsbeitrag von Oertel et al. (2016) zugrunde liegenden Literatur. Datenlücken sind ebenso zu erkennen wie zum Teil eine große Spreizbreite der Daten über diverse Größenordnungen. Beides reflektiert den noch ungenügenden Kenntnisstand, ganz besonders zu (sub)tropischen Gebieten.

Rechnet man dennoch die globale Bodenatmung aller Klimazonen (außer polar) und in den wesentlichen Landbedeckungsformen Wald, Gras- und Weideland, Ödland, Agrarland und Feuchtgebiete auf dem aktuellen Kenntnisstand zusammen, erhält man einen konservativen Durchschnittswert von 300 mg CO_2e m^{-2} h^{-1} (Oertel et al. 2016). Dies sind umgerechnet globale jährliche Netto-Bodenemissionen von $\geq$ 350 Pg CO_2e (CO_2e = CO_2-Äquivalente = Gesamteffekt der THG CO_2, CH_4 und N_2O, auf CO_2 normalisiert). Dies wiederum entspräche 21% der globalen C- und N-Vorräte in Böden. Zum Vergleich: 33,4 Pg CO_2 werden jährlich durch die Verbrennung fossiler Brennstoffe und die Zementindustrie emittiert (IPCC 2014).

Wichtig ist hierbei zu bedenken, dass Emissionen sowohl aus Wäldern als auch anderen pflanzenbedeckten Gebieten zum Teil (durchschnittlich circa 50%) wieder von den Pflanzen selbst aufgenommen werden. Die Bodenatmung entspricht damit nur einer Teilmenge der tatsächlich netto freigesetzten THG in die Atmosphäre. Um jedoch die Prozesse und deren Wirkgrößen im Boden richtig zu verstehen, ist die direkte Ermittlung der Bodenatmung von wesentlicher Bedeutung.

3.2 Bodenemissionen Amazonasgebiet

Angesichts der unbefriedigenden Datenlage aus tropischen Gebieten gelang es, das interdisziplinäre und bi-nationale Forschungsprojekt EcoRespira-Amazon (http://blogs.hrz.tu-freiberg.de/ecorespira/) zu gewinnen. Die brasilianischen Partner sind die Staatliche Boden- und Agrarbehörde Embrapa, das Institut zum Schutz von Amazonien IPAAM und die Bundesuniversität von Amazonas, UFAM. Assoziiert ist das Nationale Institut für Amazonasstudien INPA, alle in Manaus. Gekoppelt an das Projekt ist die Entwicklung eines computergestützten numerischen Modells zur nachhaltigeren Landnutzung (ModelCFAmazon).

Die Projektpartner wählten Lokalitäten aus, die sowohl Waldbestände als auch Nachnutzungsflächen (Land- und Weidewirtschaft, Agroforst) in unmittelbarer Nachbarschaft voneinander aufweisen – und in der Regenzeit ohne übermäßigen zeitaufwändigen oder kostenintensiven Aufwand (Hubschrauber, Boot) erreichbar sind. Die erste Geländekampagne fand von Februar bis März 2016 statt. Dies ist vor Ort die „Regenzeit“. Die gewonnenen Ergebnisse müssen unter der Einschränkung möglichen Bias durch die dabei herrschenden Randbedingungen gesehen werden. Alle Waldstandorte sind als Sekundärwald einzuordnen; Primärwälder waren nicht in erreichbarer Nähe von Straßen oder anderen Infrastrukturen anzutreffen.

Erst nach Projektabschluss und zwei weiteren Geländekampagnen während der „Trockenzeit“ im Juli und August 2016 sowie einer weiteren „Regenzeit“ im Februar und März 2017 lassen sich robustere Daten vorlegen. „Regen-“ beziehungsweise „Trockenzeit“ in den inneren feuchten Tropen sind relative Begriffe, da es klimatologisch betrachtet keine wirklich trockenen Bedingungen gibt. Allerdings treten seit dem Jahr 2005 bereits mehrfach regional tatsächlich Trockenbedingungen auf, die vermutlich als ein Signal regionaler Klimaveränderungen interpretiert werden müssen (Lewis et al. 2011; Phillips et al. 2009).

Bodenbedingungen: Die Böden aller Standorte sind der Gruppe der Ferralite (Latosole) zuzuordnen, eisenreiche und tonmineralreiche Böden, die dennoch überwiegend durch gute Drainage, einen niedrigen pH-Wert (3,5–4,5) und niedrige Fruchtbarkeit charakterisiert sind.

An allen Lokationen und Standorten wurden flächenrepräsentative Messungen der Bodenfeuchte mittels TDR-Sonden (Zeitbereichsreflektometrie) in den obersten zehn Zentimetern des Mineralbodens durchgeführt. Trotz großer kleinräumiger Schwankungen ergab sich im Hinblick auf die Medianwerte des Gesamtkollektivs (n=660) eine klare Abgrenzung (Δ= 25%) zwischen Waldböden (31 Vol.-%) und den Böden der Nachnutzungsflächen (38 Vol.-%). Im Hinblick auf einzelne Standorte überlappen jedoch die Datensubkollektive. Wir vermuten, dass es zwei Parameter sind, welche die niedrigere Bodenfeuchte im Oberboden der Wälder erklären: die deutliche höhere Durchwurzelungsdichte im Wald und die damit gekoppelte höhere Evapotranspiration. Beides passt zu dem höheren Stoffumsatz (Metabolismus) in Wäldern gegenüber offeneren Flächen im Bereich der inneren Tropen.

Bodenatmung: In dieser ersten Phase liegen bislang erst die Ergebnisse der Vor-Ort Bestimmung der CO_2-Flüsse vor. Diese zeigen eine hohe Konsistenz und liefern ein klares Ergebnis: Der Gasfluss (CO_2) ist im Durchschnitt (Medianwert) unter Wald um 70% höher (5,8 µmol CO_2 m^{-2} s^{-1}) als auf den Nachnutzungsflächen (3,4 µmol CO_2 m^{-2} s^{-1}). Dabei war die Reproduzierbarkeit zwischen den Einzelmessungen (je drei bis vier Wiederholungen) an einem Substandort und zwischen den jeweils drei Substandorten eines Standortes hoch und deren Abweichungen untereinander geringer als die Ergebnisse zweier Standorte (Wald und Nachnutzung) an jeweils einer Lokation. Das ist ein äußerst klares Ergebnis und dennoch zu diesem Zeitpunkt nicht mehr als eine Momentaufnahme. Die Ergebnisse der nächsten zwei Kampagnen bleiben abzuwarten, um die Langzeitstabilität dieser Signale und damit ihre Flächenrepräsentativität ermitteln zu können.

Kohlenstoffvorräte im Boden: Im Gegensatz zu Bodenfeuchte und Bodenatmung ist die Ermittlung der Kohlenstoff-, Stickstoff- und Schwefelkonzentrationen von unmittelbar repräsentativer Bedeutung, weil sich diese Werte nicht ohne größere Eingriffe kurzfristig ändern können. Die Waldgebiete zeigen für C und N höhere Werte als die Nachnutzungsflächen; bei S gleichen sich die Werte (Tab. 2). Daraus lässt sich auf größere C- und N-Vorräte schließen; die genauen Berechnungen dafür werden später vorgelegt. Von Bedeutung ist auch, dass die ermittelten C-, N- und S-Werte in Amazonas deutlich höher sind als im semiariden Nordosten Brasilien und

im Mittel (Medianwerte) tatsächlich den durchschnittlichen Werten Europas gleichen (Tab. 2; Reimann et al. 2016).

Tab. 2: Gesamtkohlenstoff, Stickstoff und Schwefel (Gewichts-%) in den EcoRespira-Amazon (ERA) Bodenproben (TOP) im Vergleich zu Bodenproben aus Nordost-Brasilien (Projekte BraSol-2010 und Seridó) sowie Europa aus dem aktuellen GEMAS-Projekt von EuroGeoSurveys (Reimann et al. 2016. Angegeben sind stets der Spreizbereich und der Medianwert

	C_{ges} (Gew.-%)	N_{ges} (Gew.-%)	S_{ges} (Gew.-%)	C : N : S
Wald ERA	1,02– 2,60 (2,11)	0,088–0,202 (0,157)	0,017–0,046 (0,026)	81 : 6 : 1
Nachnutzung ERA	1,11– 2,54 (1,54)	0,101–0,178 (0,136)	0,014–0,043 (0,027)	57 : 5 : 1
BraSol TOP	0,25– 3,43 (0,68)	0,010–0,350 (0,060)	0,006–0,080 (0,030)	23 : 2 : 1
Seridó TOP	0,28– 0,88 (0,43)	0,033–0,102 (0,044)	0,006–0,019 (0,008)	54 : 6 : 1
Europa Acker (Ap)	0,13–46,26 (2,23)	0,028–2,406 (0,169)	0,008–9,740 (0,034)	66 : 5 : 1

3.3 Einordung EcoRespira-Amazon, Phase 1, in einen größeren Rahmen

Für (sub)tropische Wälder legt die aktuelle Literatur einen Mittelwert von 3,4 ± 1,67 µmol CO_2 m^{-2} s^{-1} nahe (Oertel et al. 2016; Tab. 1). Dem steht der aktuelle Medianwert im Amazonasbecken von 5,8 µmol CO_2 m^{-2} s^{-1} mit einem Spreizbereich zwischen den zwölf Lokationen von 3,6 bis 7,5 µmol CO_2 m^{-2} s^{-1} in der Regenzeit im Februar und März 2016 gegenüber. Der Literaturmittelwert mit seiner positiven Standardabweichung liegt somit nahe dem ermittelten Medianwert und lässt vermuten, dass in der Trockenzeit geringere Respirationsraten zu erwarten sind.

Bei (sub)tropischen Weide- (0,7–1,3; maximal 7,9 µmol CO_2 m^{-2} s^{-1}) und Ackerflächen (7,0–17,9 µmol CO_2 m^{-2} s^{-1}) ergibt sich dagegen ein deutlich unklareres Bild. Unsere Messungen ergeben einen Medianwert von 3,4 µmol CO_2 m^{-2} s^{-1}, zufällig exakt denselben Wert wie für die Waldflächen in der Literatur. Die Spreize unserer Messungen im Hinblick auf die Einzelstandorte im Amazonasbecken beträgt 1,7 bis 6,4 µmol CO_2 m^{-2} s^{-1}. Damit liegen diese praktisch genau zwischen den Literaturwerten für die Weide- und Ackerflächen. Eine so klare Trennung zwischen Weideflächen (gering) und Ackerflächen (hoch) konnten wir bislang nicht feststellen.

Tab. 3: Herausforderung, Herangehensweise und Impakt des Projektes EcoRespira-Amazon

	Wissenschaft	Gesellschaft
Herausforderung	Verlässliche und robuste Daten für die feuchten Tropen; globale Bedeutung	Überzeugende Argumente für nachhaltigere Landnutzung; Regionale und globale Übertragbarkeit (Tropen)
Herangehensweise	Weiterentwicklung SEMACH-FG Kammersystem für feuchte Tropen	Training für Studenten und Mitarbeiter (BR, DE); Kommunikation mit Landwirten und Stakeholdern
Impakt	Bessere und nachgewiesene Daten zur Bodenatmung in feuchten Tropen; Rolle der Böden unter Wald versus alternativer Landnutzung	Ausbildung von Embrapa Experten für solche Ansätze, Aufbau von Projekten für detailliertere Fragen, z.B. Agroforstwirtschaft, Terra Preta do Indio, Nekromassendynamik, ... Anträge in Vorbereitung

Schlussfolgerungen

Das Projekt EcoRespira-Amazon dient zwei Aspekten; der rein wissenschaftlichen Erkenntnis einerseits und gesellschaftlichen Interessen andererseits (Tab. 3). So bedarf es wissenschaftlich einer deutlich besseren Datenbasis für Ökosysteme der (Sub)Tropen als Grundlage für globale Modelle, mit denen fundamentale Fragen zum Globalen Wandel und zum Klimawandel bearbeitet werden. Von mehr als wissenschaftlichem Interesse ist bereits die Frage, ob die Waldböden einen „besseren“ Zustand haben als die Nachnutzungsböden und ob sich aus den ermittelten Daten Aussagen ableiten lassen, welche Bewirtschaftungsform besser oder weniger geeignet ist, um einen möglichst naturnahen und widerstandsfähigen Bodenzustand zu erhalten. Gesellschaftspolitisch ist die Frage nach alternativen Bewirtschaftungsformen von größter Bedeutung, denn die aktuell absehbare weitere Abholzung von Primärwald wird voraussichtlich zu einer Degradierung der Böden, zu sinkender Fruchtbarkeit und damit zu einem Teufelskreis stetig wachsender Abholzungsnotwendigkeit führen, um den Landwirten genügend Fläche zur Bewirtschaftung bieten zu können.

Es wäre verfrüht, die nunmehr erarbeiteten Daten auf eine höhere Integrationsebene zu heben und Hochrechnungen durchzuführen. Dennoch ist der gewonnene Datensatz wertvoll und sehr vielversprechend. In den Folgekampagnen werden wir zusätzlich im Biosphärenreservat Ducke (Reserva Florestal Adolpho Ducke) bei Manaus eine ungestörte Primärwaldlokation als Referenzstandort integrieren können.

Danksagungen

Neben dem Bundesministerium für Wirtschaftliche Zusammenarbeit (BMZ), dem Brasilianischen Bildungsministerium, dem Deutschen Akademischen Austauschdienst (DAAD) und dem brasilianischen Äquivalent CAPES, sowie der Deutschen Gesellschaft für Internationale Zusammenarbeit (GIZ), die das Projekt EcoRespira-Amazon finanziell im Rahmen des Programmes NoPa2 unterstützen, gilt der Dank vor allem der großartigen Studentin Laura Medeiros Braga, ohne deren engagierten Einsatz die neuen Daten aus dem Amazonasbecken nicht in dem Umfang existierten. Zugleich ist unseren Projektpartnern, der brasilianischen Agrar- und Bodenbehörde Embrapa und ihren verlässlichen Mitarbeitern, hier vor allem Gilvan Coimbra Martins, Ednilson Alves Figueiredo und Professor Dr. Celso Paulo de Azevedo sowie der Amazonasschutzbehörde IPAAM und hier vor allem Kikue Muroya ganz herzlich zu danken. Ohne deren Unterstützung gäbe es das Projekt nicht. Abschließend ein großer Dank an unser Laborteam mit Heidrun Kodym, Elvira Rüdiger, Thurit Tschöpe und Karin Volkmann, die wieselflink und mit höchster Qualität zusammen mit Thomas Drauschke und der Koautorin Sophie von Fromm die ersten Labordaten hervorzaubern konnten und an B.Sc. Lennart Kieschnik für die Karte (Abb. 1).

Literatur

Lewis, S. L.; Brando, P. M.; Phillips, O. L.; van der Heijden, G. M. F; Nepstad, D. (2011): The 2010 Amazon drought. Science 331; doi 10.1126/science.1200807

Oertel, C.; Börner, E.; Kempe, H.; Matschullat, J. (2015) Kammersystem für die Analyse von Gasflüssen von Ökosystemen. Patent Offenlegungsschrift DE 10 2014 000 816 A1 2015. 07.23

Oertel, C.; Matschullat, J.; Zurba, K.; Zimmermann, F.; Erasmi, S. (2016): Greenhouse gas emissions from soils – a review. Chem Erde – Geochem doi 10.1016/j.chemer.2016. 04.002

Phillips, O. L. (und 65 Koautoren) (2009): Drought sensitivity of the Amazon rainforest. Science 323, 1344; doi 10.1126/science.1164033

Pumpanen, J.; Longdoz, B.; Kutsch, W. L. (2012) Field measurements of soil respiration: principles and constraints, potentials and limitations of different methods. In: Kutsch, W. L.; Bahn, M.; Heinemeyer, A. (Hg): Soil carbon dynamics. An integrated methodology. Cambridge University Press

Reimann, C.; Birke, M.; Demetriades, A.; Filzmoser, P.; O'Connor, P. (eds.) (2016): Chemistry of Europe's agricultural soils. Digitale Aktualisierung von Geol Jahrb B 102, 523 S.

Sitzungsberichte der Leibniz-Sozietät der Wissenschaften zu Berlin *129 (2016), 113–115*

Hans Joachim Schellnhuber (MLS)

Die Nichtlinearität des Klimaproblems

Das Klima der Erde ist das Resultat eines komplizierten Zusammenspiels von Atmosphäre, Hydrosphäre, Kryosphäre, Biosphäre, Pedosphäre und Lithosphäre mittels physikalischer, chemischer, geologischer und biologischer Prozesse. Dieses Klimasystem wird zunehmend vom Homo Sapiens beeinflusst; die Menschheit stellt im sogenannten Anthropozän eine planetarische Kraft dar, deren ungeplante Effekte die globalen Umweltprobleme eskalieren lassen könnten (Crutzen 2002). Das Klima der Erde war niemals konstant, aber es war über die letzten 114.00 Jahre – im sogenannten Holozän – abgesehen von geringen Schwankungen von ± 1°C bemerkenswert stabil. Diese Klimastabilität stellte die optimale Voraussetzung für Sesshaftigkeit, Vorratshaltung und Städteentwicklung dar. Die Anzahl der Menschen auf diesem Planeten wird bereits um die Mitte dieses Jahrhunderts wohl etwa 9 Milliarden betragen.

Mit der Industriellen Revolution begann der allmähliche und in den letzten Jahrzehnten beschleunigte Anstieg der atmosphärischen CO_2-Konzentration – von etwa 280 ppm auf bisher über 400 ppm – mit der Folge einer globalen Temperaturerhöhung von etwa 1°C. Der anthropogene Einfluss auf das Klima ist nicht nur im verstärkten Treibhauseffekt spürbar, sondern sogar in messbaren Verschiebungen der Polarachse (Adhikari/Ivins 2016). Die Nichtlinearität des Klimasystems zeigt sich zum einen im häufigeren Auftreten extremer Wettererscheinungen wie Hitzewellen, Dürreperioden und Starkniederschlägen mit gravierenden Folgen für Natur und Gesellschaft, zum anderen in der Aktivierung sogenannter Kippelemente (Lenton et al. 2008), deren Zustand beim Überschreiten gewisser kritischer Grenzen irreversibel umschlagen könnten. Beide Aspekte sind keinesfalls voneinander unabhängig, wie viele Beispiele zeigen. So sind die anhaltenden Hitzewellen und Starkregenfälle auf der Nordhemisphäre in den letzten Jahren unter anderem auf anomale Zirkulationsmuster des hochtroposphärischen Strahlstroms zurückzuführen, die ihrerseits wiederum durch die rapide Erwärmung der Arktis seit 2000 getriggert werden (Coumou et al. 2014). Bereits

bei einer globalen Erwärmung von 2°C gegenüber vorindustriellem Niveau, also noch im Einklang mit den Klimazielen der Vereinten Nationen, könnten mehrere Kippelemente umschwingen (Schellnhuber et al. 2016): Die tropischen Korallenriffe sind schon ab einer Temperaturerhöhung von 1,5°C existentiell bedroht (Frieler et al. 2013). Ernsthaft in Mitleidenschaft gezogen sind die alpinen Gletscher, das sommerliche arktische Meereis, das grönländische Inlandeis, das bereits bei 1,6°C komplett schmelzen könnte (Robinson et al. 2012) und der Westantarktische Eisschild. Bei einem Anstieg um 4°C kämen weitere Kippelemente ins Spiel: die Möglichkeit des Zusammenbrechens der thermohalinen Zirkulation („Golfstrom"), das Verschwinden des tropischen Regenwaldes und des borealen Waldgürtels sowie gravierende Änderungen des atmosphärisch-ozeanischen Zirkulationsmusters im tropischen Pazifik (El Niño-Southern Oscillation) und bei den damit verbundenen Fernwirkungen. Bei einem weiteren Temperaturanstieg würden aus den kontinentalen Permafrostgebieten und den ozeanischen Schelfen wohl beträchtliche Mengen des starken Treibhausgases Methan freigesetzt werden, das für Jahrmillionen vom atmosphärischen Kreislauf durch physikochemische Prozesse ausgeschlossen war. Damit könnte ein Prozess in Gang gesetzt werden („run-away greenhouse effect"), der die Erde völlig verändern würde (Schellnhuber/Martin 2014; Schellnhuber 2015). Das Analogon des Paläozän/Eozän-Temperaturmaximums (PETM) vor 55,9 Millionen Jahren zeigt, mit welchen verheerenden Wirkungen wie Artensterben, starke Migrationsbewegungen zu Lande und zu Wasser, vermehrte Insektenschäden, Verlust der Bodenfruchtbarkeit, u.a. (Alley 2016) dann zu rechnen wäre.

Für eine nachhaltige Entwicklung, die das Risiko des Kippens von essentiellen Klimakomponenten vermindert, bleibt nicht mehr viel Zeit. In einem neuen Weltgesellschaftsvertrag müssen deshalb Individuen und Stadtgemeinschaften, Regierungen sowie Wirtschaft und Wissenschaft kollektive Verantwortung für die Vermeidung gefährlichen Klimawandels und für die Abwendung anderer Gefährdungen der Menschheit als Teil des Erdsystems übernehmen (WBGU 2011).

Literatur

Adhikari, S.; Ivins, E. R. (2016): Climate-driven polar motion 2003–2015. Science Advances 2, no.4, e1501693, DOI: 10.1126/sciadv.1501693

Alley, R. B. (2016): A heated mirror for future climate. Science 352 (6282), 151–152, DOI: 10.1126/science.

Coumou, D.; Pethoukov, V.; Rahmstorf, S.; Petri, S.; Schellnhuber, H. H. (2014): Quasi-resonant circulation regimes and hemispheric synchronization of extreme weather in boreal summer. PNAS 111, No. 34, www.pnas.org/cgi/doi/10.1073/pnas.1412797111

Crutzen, P. J. (2002): Geology of mankind. Nature 415 (6867), S. 23

Frieler, K. et al. (2013). "Limiting global warming to 2°C is unlikely to save most coral reefs." Nature Clim. Change 3 (2): 165–170

Lenton, T. M. et al. (2008). Tipping elements in the Earth's climate system. Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America 105 (6): 1786–1793

Robinson, A.; Calov, R.; Ganoplsky, A. (2012): Multistability and critical Thresholds of the Greenland ice sheet. Nature Climate Change 284), 1–4

Schellnhuber, H. J. (2015): Selbstverbrennung. C. Bertelsmann Verlag München

Schellnhuber, H. J.; Rahmstorf, S.; Winkelman, R. (2016): Why the right climate target was agreed in Paris. Nature Climate Change 6, 649–653

Schellnhuber, H. J.; Martin, M.A. (2014): Climate-system tipping points and extreme weather events. Pontifical Academy of Sciences, Extra Series 41, Vatican City 2014, Pontifical Academy of Social Sciences, Acta 19, Vatican City 2014. www.pas.va/content/dam/accademia/pdf/es41/es41-schellnhuber.pdf

WBGU (2011): Welt im Wandel: Gesellschaftsvertrag für eine Große Transformation. Berlin

Sitzungsberichte der Leibniz-Sozietät der Wissenschaften zu Berlin *129 (2016), 117–126*

Klaus Dethloff (MLS), Annette Rinke, Dörthe Handorf, Ralf Jaiser, Wolfgang Dorn*

Wechselwirkung von arktischem Meereis und kontinentaler Schneebedeckung mit atmosphärischen Zirkulationsmustern

1. Motivation

Die Arktis stellt einen Kältepol der atmosphärischen Zirkulation dar und beeinflusst die globale Zirkulation durch den meridionalen Strahlungsenergiegradienten mit den Tropen und die Stärke der regionalen Eis- und Schneealbedo Rückkopplung. In der Arktis wirken zahlreiche regionale Feedbacks, die durch Wasserdampf, Wolken, Aerosole und Rußpartikel, langwellige Rückstrahlung, vertikale Durchmischung in der arktischen Grenzschicht, Oberflächeninversionen und verstärkte arktische Zyklonen unter dem Einfluss sich verändernder externer Randbedingungen infolge Kohlendioxid (CO_2), Methan (CH_4) und Ozon (O_3) Antriebe bestimmt werden.

Diese lokalen und regionalen Rückkopplungen (Abb. 1) beeinflussen über nichtlineare Wechselwirkungen der baroklinen Zyklonen mit den atmosphärischen planetaren Wellen die meridionalen Transporte von Feuchte, Wärme, Impuls und Tracern in die Arktis und die Entwicklung atmosphärischer Telekonnektionsmuster und stellen eine der größten Unsicherheiten bei der Abschätzung der zukünftigen Klimaentwicklung dar.

2. Regionale Wechselwirkung Meereis-Atmosphäre

Seit 1979 hat die Meereisausdehnung der Arktis kontinuierlich abgenommen. ERA-Reanalysedaten der atmosphärischen 2m Temperatur im Winter (DJF) zeigen, dass im Zeitraum 2001–2012 mit weniger Meereis im Vergleich zur Phase mit mehr Eis zwischen 1979–2000 diese über dem Arktischen Ozean um bis zu 3°C zugenommen hat und in mittleren Breiten, insbesondere über den sibirischen Landregionen eine Abkühlung von bis zu –2°C

* Alfred-Wegener-Institut, Helmholtz-Zentrum für Polar- und Meeresforschung, Potsdam

stattfand. Dieses Erwärmungs- und Abkühlmuster entspricht dem Bild einer negativen Phase der Arktischen Oszillation (AO), das durch die CMIP5 Modelle nicht simuliert wird. Das natürliche Variabilitätsmuster der AO zeichnet sich durch großräumige Schwankungen des Luftdrucks im Bereich des Islandtiefs und des Azorenhochs aus.

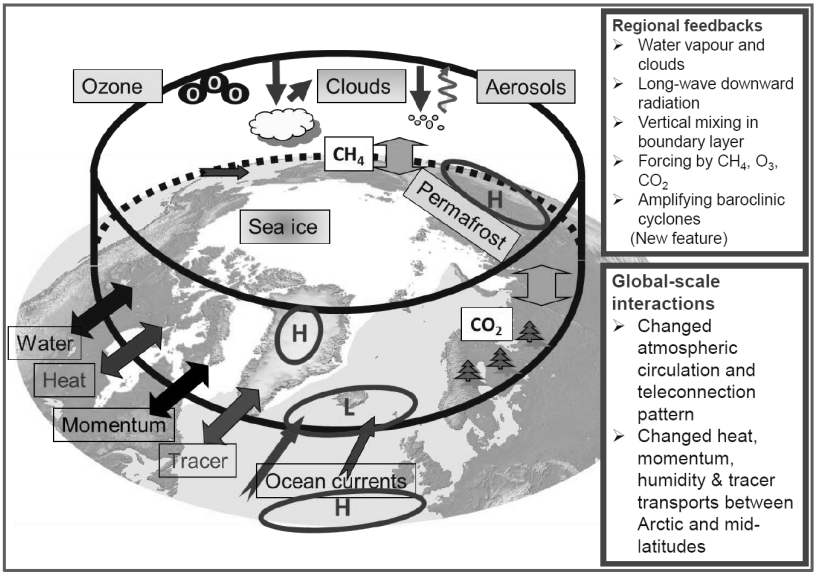

Abb. 1: Das nichtlineare Klimasystem mit regionalen und globalen Feedbacks in der Arktis.

Eine negative Luftdruckanomalie im isländischen Raum und eine positive Luftdruckanomalie im Bereich der Azoren kennzeichnen die positive Phase der AO, wogegen eine positive Luftdruckanomalie im Islandraum und eine negative Luftdruckanomalie im Azorenbereich für die negative AO Phase typisch sind. Derartige Anomalien führen zu einer verstärkten zonalen Strömung über dem Nordatlantik in der positiven Phase und einer schwächeren zonalen Strömung und stärkeren planetaren Wellenmustern in der negativen Phase.

Diese Schwankungen üben einen starken Einfluss auf das Klima Europas aus. In der positiven AO-Phase gelangt vermehrt warme und feuchte Meeresluft nach Nord- und Mitteeuropa, während in der negativen Phase

verstärkt großskalige Wellenmuster kalte Polarluft nach Europa transportieren. Die AO verdankt ihre Existenz der Orographie der Erdoberfläche, den Land-Meer Kontrasten und der synoptischen Zyklonenaktivität. Dieses Fernverbindungsmuster ist mit regionalen Rückkopplungen innerhalb des Atmosphäre-Ozean-Meereissystems und intern generierter Variabilität verbunden und wird auch durch Tropo-Stratosphären-Rückkopplung und die stratosphärische Ozonschicht beeinflusst.

Die verstärkte Erwärmung im letzten Jahrzehnt ist verbunden mit dem Anstieg der Konzentration der Treibhausgase, dem Anstieg der Konzentration von Ruß-Aerosolen, einem Anstieg der Wolkenbedeckung im Frühling mit verstärkter abwärts gerichteter langwelliger Strahlung und mit einem drastischen Rückgang der arktischen Meereisbedeckung im Sommer. Gleichzeitig haben sich die atmosphärischen Telekonnektionsmuster grundlegend umgestellt, und es zeigen sich seit ca. 2000 häufiger Zirkulationsmuster mit starken meridionalen Strömungskomponenten.

Neben den beschriebenen atmosphärischen Prozessen, welche die Meereisausdehnung und das Meereisvolumen beeinflussen, wirken ozeanische und Meereis-Änderungen auf die Atmosphäre zurück. Diese wurden mit einem regional gekoppelten Atmosphäre-Ozean-Meereissystem des arktischen Klimasystems untersucht. Dieses basiert auf dem regionalen Atmosphärenmodell HIRHAM mit 110×100 Gitterpunkten, horizontaler Auflösung von 0,5° und 19 vertikalen Schichten und dem Ozean-Eis-Modell NAOSIM mit 242×169 Gitterpunkten, einer horizontalen Auflösung von 0,25° und 30 vertikalen Schichten (Rinke et al. 2013). Das Modell wurde dazu einheitlich mit Reanalyse-Daten des NCEP (National Centre for Environmental Prediction) im Zeitraum 1949–2008 angetrieben. Dies betraf die seitlichen Ränder von HIRHAM sowie die unteren Randpunkte von HIRHAM und die oberen Randpunkte von NAOSIM, die außerhalb des Überschneidungsbereichs beider Modellgebiete liegen. Die Anfangsdaten für Ozean und Meereis stammten jeweils von einer Langzeitsimulation des ungekoppelten NAOSIM.

Es wurden sieben Ensemblesimulationen mit Anfangsbedingungen vom 1. Januar 1955 bis 1. Januar 1960 und ein Lauf vom 1. Januar 2009 gestartet. Abbildung 2 stellt die derart simulierten Meereisanomalien im September im Vergleich zum Mittel über den Zeitraum 1961–1990 dar.

Die Simulationen verdeutlichen den dominierenden Einfluss der ozeanischen Anfangszustände, der Meereisbedingungen und der atmosphärischen chaotischen Variabilität auf die Entwicklung des Meereises. Die im Sommer und Herbst im Ozean gespeicherte Wärme, die bei verringerter Meer-

eisbedeckung verstärkt ist, wird in den folgenden Monaten an die Atmosphäre abgegeben, was zu entsprechend höheren Temperaturen nahe der Oberfläche führt. Die bodennahe Erwärmung reduziert die vertikale Stabilität der Atmosphäre und begünstigt die Entstehung und Ausbreitung von synoptischen Tiefdruckgebieten über den eisfreien Regionen insbesondere in den Barentssee. Diese führen durch Wechselwirkung mit den Zirkulationsmustern der Atmosphäre zu einer Änderung der großskaligen planetaren Wellenzüge und erzeugen eine starke intern generierte Klimavariabilität auf interannuellen Zeitskalen.

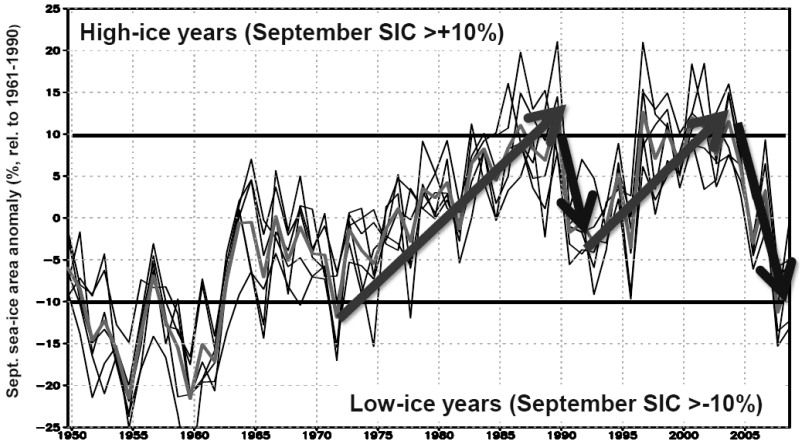

Abb. 2: Simulierte Meereisanomalien im September (%) im Vergleich zum Mittel über den Zeitraum 1961–1990. Die auf- und abwärts gerichteten Pfeile zeigen Phasen des Meereiswachstums und der Meereisabnahme an.

Abbildung 3 stellt den Bodenluftdruck der sieben Ensemblesimulationen für den Sommer 1995 dar, in dem eine deutlich geringere Meereisausdehnung beobachtet wurde. Der beste Lauf in Bezug auf die simulierte Meereisverteilung zeichnet sich durch ein Hoch über der Beaufortsee und ein Tief über Nordsibirien aus, wodurch eine starke transpolare Drift generiert wird, die das Meereis aus der Arktis herauspresst. Die anderen simulierten Muster zeigen deutlich unterschiedliche atmosphärische Zirkulationsmuster. Zum Vergleich ist die in den NCEP Reanalysedaten beobachtete Zirkulation dargestellt, die mit dem Lauf B gut übereinstimmt. Dieses Ergebnis verdeut-

licht das komplexe, nichtlineare Zusammenspiel der Anfangsbedingungen im Ozean und Meereis und der chaotischen Variabilität der atmosphärischen Dynamik für den September 1995.

Im Kontrast dazu war der September 1996 ein Jahr mit deutlich erhöhter Meereisausdehnung. Hier liegt im Sommer in der besten Simulation und in den NCEP Reanalysedaten ein Tief über dem Arktischen Ozean, wodurch das Eis in der Arktis gehalten wird.

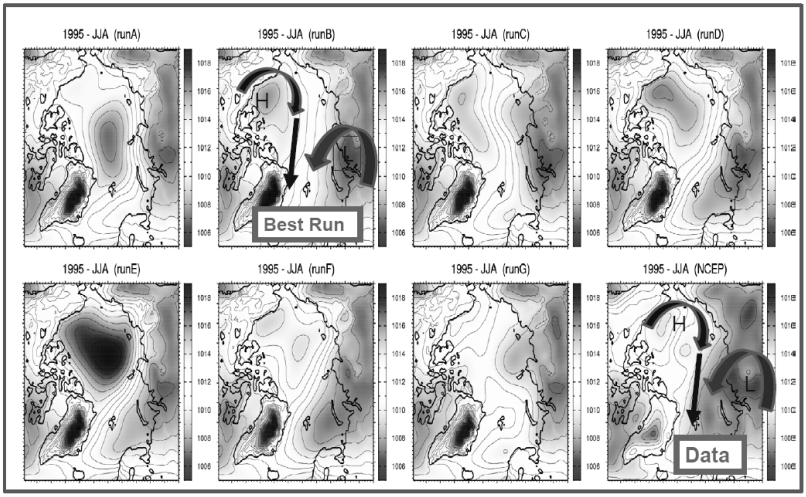

Abb. 3: Mittlerer Bodenluftdruck (hPa) im den Sommer (JJA) 1995 aus den sieben Ensemblesimulationen und den NCEP (National Center for Environmental Prediction) Reanalysedaten. Deutlich erkennbar ist die verstärkte Transpolardrift über dem arktischen Ozean.

3. Prozessstudien und Datenassimilation

Um diese sehr komplizierten Feedbacks besser zu verstehen, sind detaillierte Prozessstudien des gekoppelten arktischen Klimasystems erforderlich. Die letzte ein Jahr umspannende Beobachtungskampagne fand 1997/98 im SHEBA Projekt (Surface Heat Budget of the Arctic Ocean) in der Beaufortsee statt. Im internationalen Polarjahr 2007/08 hat das AWI zusammen mit dem AARI St. Petersburg einzigartige atmosphärische Messungen im Polarwinter durchgeführt.

Um das Beobachtungsnetz über dem Arktischen Ozean zu verbessern, wurden im Pilotprojekt ARCROSE (Arctic Collaboration for Radiosonde

Observing System) mit japanischen und kanadischen Partnern im Zeitraum 11.–24. September 2013 täglich an mehreren arktischen Stationen und auf dem japanischen Forschungsschiff MIRAI im arktischen Ozean mindestens alle sechs Stunden Radiosonden gestartet. Diese zusätzlichen Daten wurden in ein globales Wettervorhersagemodell für verschiedene Anfangsbedingungen assimiliert und integriert. Die Berücksichtigung der zusätzlichen arktischen Radiosondierungen im Höhenbereich zwischen Oberfläche bis zur unteren Stratosphäre verbesserte den atmosphärischen Anfangszustand und die Güte der Wetter- und Meereisvorhersage in der Arktis. Normalerweise wird an der AWIPEV Station auf Spitzbergen täglich eine Radiosonde gestartet. Eine erhöhte Frequenz von vier Radiosondierungen pro Tag führt zu einer realitätsnahen Darstellung der Prozesse in der arktischen Grenzschicht, der Strahlungs- und turbulenten Flüsse und deren Einfluss auf die baroklinen druckabhängigen Prozesse der Zyklonenbildung und ihrer Wechselwirkung mit den Meereisprozessen. Verschiedene Vorhersagen wurden dadurch maßgeblich verbessert, z.B. die Vorhersagen des Polarwirbels, der Windsysteme in der mittleren Troposphäre über dem arktischen Ozean und die Zugbahn eines bodennahen Hochdrucksystems entlang der russischen Küste in der Karasee mit hohen Windgeschwindigkeiten. Die Verwendung des verbesserten bodennahen Windantriebs in einem gekoppelten Ozean-Meereismodell führte aufgrund der windgetriebenen Meereisdrift zu einer realistischeren Wiedergabe der regionalen Meereisgrenze. Die räumliche Verteilung des Meereises und ihre Änderungen im Kilometerbereich können die Schiffsnavigation kritisch beeinflussen (Inoue et al. 2015).

Gegenwärtig läuft die Vorbereitung für ein neues Projekt mit dem Namen MOSAiC im Jahr 2019/20. MOSAiC ist das Acronym für „Multidisciplinary drifting Observatory for the Study of Arctic Climate“. Bei diesem Projekt geht es darum, das arktische Meer und die Wechselwirkungen zwischen Atmosphäre, Ozean, Eis und Ökosystem zu verstehen. Erst wenn dieses Zusammenspiel besser verstanden ist, wird es gelingen, die Wetter- und Klimamodelle zu verbessern. Und das ist dringend notwendig, denn die Modelle sind in polaren Breiten noch sehr schlecht. Das hat sich in den letzten Jahren nicht wesentlich verbessert, denn der Fortschritt ist aufgrund fehlender Daten über dem arktischen Ozean nicht besonders groß.

4. Globale Wechselwirkung Meereis-Schnee-Atmosphäre

Die polaren Regionen reagieren infolge der Eis-Albedo Rückkopplung besonders sensitiv auf Änderungen in externen oder internen Antriebsmecha-

nismen des Klimasystems und können positive oder negative Temperaturanomalien verstärken, weshalb man diese Prozesse unter dem Begriff „Polare Verstärkung“ zusammenfasst. Bereits früher wurde erkannt, dass Änderungen der Eisalbedorückkopplung globale Telekonnektionsmuster außerhalb der Arktis ändern können (Dethloff et al. 2006).

Die mit der globalen Erwärmung einhergehende arktische Meereisabnahme im Sommer verursacht ein Klima-Paradoxon, weil sie negative Phasen der AO mit stärker meridional ausgeprägten atmosphärischen Strömungsmustern vom Erdboden bis in die Stratosphäre im Winter anfachen kann. Dadurch treten stabile Hochdruckgebiete und Blockierungslagen über Nordeuropa-Russland und Asien häufiger auf. Im nichtlinearen gekoppelten Klimasystem wirken neben arktischen Prozessen auch Prozesse in den Tropen auf die natürlichen Zirkulationsmoden ein, wodurch statistisch robuste Zusammenhänge zwischen physikalischen Prozessen extrem schwer zu detektieren sind.

Mit statistischen Methoden lassen sich dennoch Zusammenhänge zwischen im Sommer zurückgehendem Eis und einer Veränderung der typischen Luftdruck- und Zirkulationsmuster der Nordhemisphäre im Winter feststellen (Jaiser et al. 2012, 2013; Handorf et al. 2015). Diese Veränderungen im Zeitraum 1979–2015 sind dem Strömungsmuster der AO in der negativen Phase sehr ähnlich.

Das bedeutet, dass in Jahren mit geringer Meereisbedeckung im Sommer im darauffolgenden Winter ein im Mittel schwächer ausgeprägter Luftdruckunterschied zwischen mittleren und polaren Breiten auftritt (Abb. 4). Dadurch wird weniger warme Luft vom Atlantischen Ozean auf den eurasischen Kontinent getragen. In Abhängigkeit der konkreten Wetterlage steigt somit die Wahrscheinlichkeit für den Einbruch kalter Luftmassen aus Norden und Osten bis nach Mitteleuropa. Dieser Zusammenhang beschreibt das Klima-Paradoxon der sich erwärmenden Arktis und dem statistisch häufigerem Auftreten kalter Winter in Europa.

Derartige großskalige atmosphärische Zirkulations- oder Telekonnektionsmuster sind ein Schlüssel für das Verständnis von Klimaänderungen auf der Zeitskale von Jahren bis zu Jahrzehnten. Ihre nichtlineare Dynamik wird sowohl durch viele Prozesse, die im Klimasystem ablaufen, als auch durch externe Kontrollmechanismen, wie z.B. steigende Konzentrationen von Treibhausgasen und Aerosolen beeinflusst. Wie in diesem Beitrag dargelegt, spielt arktische Klimaprozesse dabei eine wichtige Rolle. Zum einen beeinflussen Zirkulationsmuster wie die Arktische Schwingung oder das

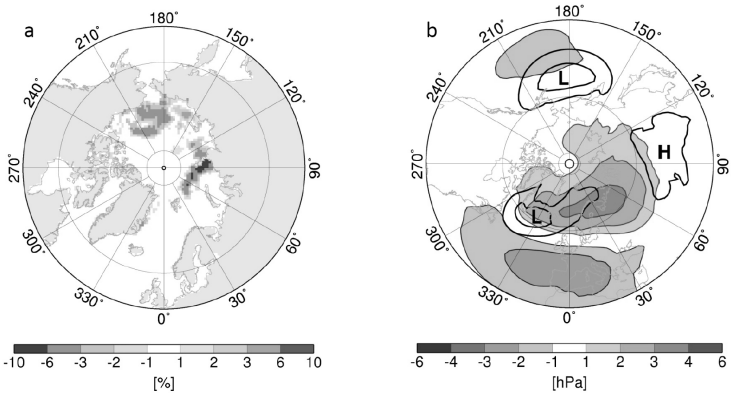

Abb. 4: Mit Hilfe einer Maximum Kovarianz Analyse berechnetes gekoppeltes Muster zwischen abnehmendem Meereis, dargestellt als graue Fläche in (a), und negativen Abweichungen des Bodenluftdrucks in den mittleren Breiten, dargestellt als dunkle Fläche in (b), und positiven Druckabweichungen in polaren Breiten, dargestellt als dunkle Flächen in (b). Die schwarze Kontur in (b) zeigt die über den Gesamtzeitraum 1979–2015 gemittelte Lage des Aleutentiefs und Islandtiefs. Die Analysen basieren auf Bodenluftdruckdaten aus dem ERA-(European Reanalysis) Interim-Datensatz und den Meereiskonzentrationsdaten aus dem HadISST1-Datensatz (Met Office Hadley Centre Global Sea Ice and Sea Surface Temperature dataset).

Arktische Dipolmuster das arktische Wetter und Klima, zum anderen wirken arktische Prozesse auf die großskaligen atmosphärischen Zirkulationsmuster zurück. Dieser Rückkopplungsprozess vermittelt sich dadurch, dass die arktische Erwärmung und die damit verbundene Meereisabnahme den meridionalen Temperaturgradienten zwischen den wärmeren subtropischen und kälteren subarktischen Regionen verändert. Damit wird die Entstehung von instabilen Wettersystemen in mittleren Breiten geändert, was auf die großskaligen atmosphärischen Zirkulationsmuster zurückwirkt.

Neben den arktischen Einflüssen sind z.B. Änderungen in den tropischen Ozeanen oder stratosphärische Ozonänderungen von Bedeutung. Aufgrund der Nichtlinearität des Systems Atmosphäre manifestieren sich diese Einflüsse nur in statistischer Weise durch Änderungen in mehreren

atmosphärischen Zirkulationsmustern mit sehr unterschiedlichen regionalen Änderungen und nicht durch mechanistische Kausalketten.

Regionale Verschiebungen dieser Muster in West-Ost oder Nord-Südrichtung oder ihre Verstärkung oder Abschwächung verursachen Klimaanomalien auf der Zeitskale von Jahreszeiten bis zu Jahrzehnten in verschiedenen geographischen Regionen und sind häufig nicht mit dem globalen Temperaturtrend gekoppelt. Die Ursachen für die abrupten Wechsel zwischen positiven und negativen Phasen der AO, die mit stärkeren atmosphärischen Zonal- oder stärkeren Meridionalströmungen einhergehen und ihre Vorhersagemöglichkeiten sind bisher unverstanden und Gegenstand intensiver Forschung.

5. Zusammenfassung

In den Tropen angeregte planetare Wellenzüge in mittleren Breiten werden durch barotrope-barokline Wechselwirkungen mit baroklinen Wettersystemen beeinflusst. Während die dominierenden Zirkulationsmuster für die letzten Dekaden des 20. Jahrhunderts durch stark zonale Strömungskomponenten (High-Index) gekennzeichnet sind, treten danach gehäuft Zirkulationsmuster mit starken meridionalen Strömungskomponenten (Low-Index) auf. Dieser Wechsel zwischen Low-und High-Indexzuständen wird durch interne nichtlineare Dynamik unter dem Einfluss sich ändernder externen Randbedingungen wie z.B. abnehmendes Meereis verursacht. Eine sich erwärmende Arktis beeinflusst über synoptische Wettersysteme und Schneefall die Stärke des sibirischen und skandinavischen Hochs (Wegmann et al. 2015). Die Verstärkung dieses Hochs facht die planetare Wellenausbreitung in die Stratosphäre an und beeinflusst die Stärke des stratosphärischen Polarwirbels, der instabil wird und im Spätwinter auf die troposphärischen Wellenzüge zurückwirken und ein negatives Muster der arktischen Oszillation mit potentiell kälteren Wintern generieren kann. Die detaillierten Mechanismen dafür sind bisher nicht ausreichend verstanden.

Literatur

Dethloff, K.; Rinke, A.; Benkel, M.; Køltzow, E.; Sokolova, S.; Kumar Saha, D.; Handorf, W.; Dorn, B.; Rockel, H.; von Storch, J. E.; Haugen, L. P.; Røed, E.; Roeckner, E.; Christensen, J. H.; Stendel, M. (2006): A dynamical link between the Arctic and the global climate system, Geophys. Res. Lett., 33, L03703, doi:10.1029/2005GL025245

Handorf, D.; Jaiser, R.; Dethloff, K.; Rinke, A.; Cohen, J. (2015): Impacts of Arctic sea-ice and continental snow-cover changes on atmospheric winter teleconnections, Geo. Res. Lett., doi:10.1002/2015GL063203

Inoue, J.; Yamazaki, A.; Ono, J.; Dethloff, K.; Maturilli, M.; Neuber, R.; Edwards, P.; Yamaguchi, H. (2015): Additional Arctic observations improve weather and sea-ice forecasts for the Northern Sea Route. Nature Scientific Reports; 5: 16868 DOI: 10.1038/srep16868.

Jaiser, R.; Dethloff, K.; Handorf, D.; Rinke, A.; Cohen, J. (2012): Impact of sea ice cover changes on the Northern Hemisphere atmospheric winter circulation. Tellus A 64, 11595, doi:10.3402/tellusa.v64i0.11595

Jaiser, R.; Dethloff, K.; Handorf, D. (2013): Stratospheric response to Arctic sea ice retreat and associated planetary wave propagation changes. Tellus A 65, 19375, doi: 10.3402/tellusa.v65i0.19375

Rinke, A.; Dethloff, K.; Dorn, W.; Handorf, D.; Moore, J. C. (2013): Simulated Arctic atmospheric feedbacks associated with late summer sea ice anomalies. J. Geophys. Res., 118, 7698–7714. doi: 10.1002/jgrd.50584

Wegmann, M.; Orsolini, Y.; Vazquez, M.; Gimeno, L.; Nieto, R.; Bulygina, O.; Jaiser, R.; Handorf, D.; Rinke, A.; Dethloff, K.; Sterin, A.; Brönnimann, S. (2015): Arctic moisture source for Eurasian snow cover variations in autumn, Env. Res. Lett., 10, doi:10.1088/1748-9326/10/5/054015

Sitzungsberichte der Leibniz-Sozietät der Wissenschaften zu Berlin *129 (2016), 127*

Wolfgang Steinbrecht*

Ozonschicht und Klimawandel

Das internationale Montrealer Protokoll zum Schutz der Ozonschicht von 1987 mit seinen nachfolgenden Verschärfungen war erfolgreich! Seit Ende der 1990er Jahre gehen ozonzerstörende Substanzen weltweit langsam zurück, der Rückgang der Ozonschichtdicke konnte gestoppt werden. Seit 2000 schwanken die Ozonsäulen auf niedrigem Niveau. Erste Zunahmen werden verzeichnet. Am deutlichsten erkennbar ist dies in der oberen Stratosphäre, im Höhenbereich um 40 km. Dort tragen sowohl der beginnende Rückgang ozonzerstörender Substanzen als auch die stratosphärische Abkühlung durch zunehmendes CO_2 jeweils etwa die Hälfte zur Ozonzunahme seit etwa 2000 bei. Neben dem Rückgang ozonzerstörender Substanzen wird also die erwartete Erholung der Ozonschicht deutlich durch Treibhausgas-Zunahmen und Klimaänderung beeinflusst werden. Weiter zunehmendes CO_2 wird zu weiterer Erwärmung der Troposphäre und weiterer Abkühlung der Stratosphäre führen. Dies hat Auswirkungen auf Ozon-Chemie und auf den globalen Ozontransport durch die Brewer-Dobson Zirkulation. Methan (CH_4) und Lachgas (N_2O) nehmen ebenfalls zu. Beide wirken als Treibhausgase. Im Gegensatz zu CO_2 werden Methan und Lachgas in der Stratosphäre photochemisch zersetzt. Sie greifen damit direkt in das chemische Gleichgewicht zwischen Ozonbildung und Zerstörung ein. Modellrechnungen zeigen die Auswirkungen der verschiedenen Spurengase. Ozonsäulen in mittleren Breiten werden erst zwischen 2030 und 2050 wieder das Niveau der ungestörten 1960er Jahre erreichen. Das Antarktische Ozonloch wird erst nach 2060 wieder verschwinden. Trotzdem sind wir beim Ozon auf dem richtigen Weg.

* DWD, Met Obs Hohenpeissenberg

Sitzungsberichte der Leibniz-Sozietät der Wissenschaften zu Berlin *129 (2016), 129–147*

Dietrich Spänkuch (MLS)

Auswirkungen des Klimawandels auf Natur und Gesellschaft in Europa*

„Der Klimawandel ist nicht nur eine umweltpolitische Angelegenheit von äußerster Dringlichkeit, sondern zugleich die größte soziale Herausforderung der Moderne." H. Welzer (1)

1. Einleitung

Der Klimawandel ist nicht das einzige dringend zu lösende globale Problem. Die Vereinten Nationen listeten 2014 sechzehn globale Probleme auf (2). Aus europäischer Sicht sind einige dieser Probleme nicht relevant, dafür sind aber andere hinzuzufügen (3), (Tab. 1). Die Aussage der Existenz einer Vielzahl globaler Probleme ist trivial, nicht aber ihre Konsequenzen. Beschränkte Mittel und Kräfte lassen nur bedingt Lösungen zu, auch wenn zum Teil beträchtliche Synergieeffekte bestehen. Die UN nimmt daher auch keine Rangordnung vor.

Der Klimawandel nimmt in der Problemliste eine Sonderstellung ein. Ursache und Wirkung sind entkoppelt, weil sie sowohl räumlich als auch zeitlich getrennt sind. Die Wirkung einer klimabeeinflussenden Tätigkeit macht sich zeitlich verzögert, oft erst nach Jahrzehnten und Jahrhunderten, spürbar bemerkbar. Der Klimawandel „ist eine *gewusste, jedoch nicht gefühlte Katastrophe*" (1), die zu mangelndem Verantwortungsbewusstsein führt. Auch wird beim Klimawandel gelegentlich von Gewinnern und Verlierern gesprochen, wobei als Gewinn z.B. auf die ganzjährige Schiffbarkeit der Nordostpassage oder die polwärtige Ausdehnung von Anbauflächen verwiesen wird, wohingegen bei den übrigen Problemen nur Gewinner zu verzeichnen wären, wenn man von solchen sozialen Randgruppen wie korrupten Eliten absieht. Die Gewinn-/Verlustdiskussion ist äußerst kurzsichtig und

* Erweiterte Fassung des Vortrags auf dem Kolloquium „Klima und Menschheit", Berlin 14.04.2016.

lässt die gravierenden Langzeitänderungen des Klimawandels völlig außer Acht (4, 5).

Aussagen über zukünftige Entwicklungen sind per se mit großen Unsicherheiten behaftet (Abb. 1). Das IPCC (6) hat bei Abschätzungen möglicher Entwicklungen von Bevölkerungswachstum, technischem Fortschritt, politischen und sozioökonomischen Faktoren Emissionsszenarien (RCPs: Representative Concentration Paths) für die Treibhausgase abgeleitet, mit denen die zu erwarteten Klimaänderungen abgeschätzt werden können (Tab. 2). Die Emissionsszenarien des 5. Sachstandberichts des IPCC reichen von wirksamen Maßnahmen zur Emissionsminderung (RCP 2.6 mit einem

Tab. 1: Globale Probleme (nach (2) und (3))[a]

Ungerechte Sozialsysteme
Schlechte medizinische Versorgung
Mangelnde Hygiene
Hunger
Verbrechen
Energieversorgung
Fehlende Infrastruktur
Klimawandel
Ungleichheit zwischen Mann und Frau
Kein Zugang zu Telefon und Internet
Zerstörte Umwelt
Politische Verfolgung
Schlechte Bildung
Diskriminierung
Arbeitslosigkeit
Diktatorische und korrupte Regierungen
Internationaler Terrorismus
Bewaffnete Konflikte
Weltweite Wirtschaftskrise
Verbreitung ansteckender Krankheiten
Verbreitung von Nuklearwaffen
Bevölkerungswachstum

a – Die ersten 16 gelisteten Probleme nach UN (2), die kursiv gedruckten Probleme nach Umfragen in der EU (3).

Strahlungsantrieb von 2,6 W/m^2 zum Ende des Jahrhunderts) bis zum Szenario 8.5 (Strahlungsantrieb 8,5 W/m^2) bei unvermindertem Anstieg der Treibhausgasemissionen. RCP2.6 erfordert entweder erhebliche sofortige Emissionsreduzierung um 40 bis 70% mit nachfolgender Nullemission oder beträchtliche negative Emissionen von etwa 2 $GtCO_2$/Jahr um 2100 bei geringerer Emissionsreduzierung (6). Aber selbst diese Maßnahmen reichen wahrscheinlich nicht aus, die Erwärmung unter 2°C zu halten (IPCC (6): „more unlikely than likely“).

Tab. 2: Emissionsszenarien des 5. IPCC-Sachstandberichts mit erwarteten Änderungen um 2100. Angaben über Konzentration der Treibhausgase, Temperatur- und Meeresspiegelanstieg nach (6, Tab. 13.5), über pH-Wert und -Änderung nach (7). Der Temperaturanstieg ist bezogen auf die Periode 1986–2005. In der Nordsee werden für pH um bis zu 0,2 stärkere Änderungen erwartet (8).

Szenario	RCP 8.5	RCP 6.0	RCP 4.5	RCP 2.6
Äquivalent zu IPCC 4	A2	B2	B1	Kein Äquivalent
Strahlungsantrieb W/m^2	8,5	6,0	4,5	2,6
Konzentration Treibhausgase (ppm CO_{2eq})	1370	850	650	490
Globaler Temperaturanstieg (°C)	3,7 (2,6–4,8)	2,2 (1,4–3,1)	1,8 (1,1–2,6)	1,0 (0,3–1,7)
mittl. globaler Meeresspiegelanstieg (m)	0,74+0,24 –0,18	0,55±0,18	0,53±0,18	0,44±0,15
mittl. pH-Wert	7,8	7,91	7,97	8,05
mittl. pH-Änderung	–0,29	–0,20	–0,14	–0,06

Die Gewinn-/Verlustdiskussion wurde in der Annahme geführt, dass die Klimaänderung eine gewisse Schranke nicht überschreitet. Das international angestrebte Ziel, die Erderwärmung unter der 2°C-Marke, bezogen auf die vorindustrielle Ära um 1850 zu halten, suggeriert, dass die Folgen einer solchen Erwärmung erträglich gestaltet werden können. Diese „Erträglichkeit“ geht zu Lasten vieler Entwicklungsländer, insbesondere solcher mit tiefliegenden Küsten. Es sind diese besonders bedrohten Staaten und Gesellschaften, die eine Verschärfung der Zielstellung – Erwärmung nicht über 1,5°C gegenüber der vorindustriellen Ära – fordern (9).

Bereits die 2°C-Marke ist das Ergebnis eines zähen Ringens auf diplomatischem Parkett (5, 9, 10), ein Kompromiss zwischen politisch mögli-

cherweise realistisch Erreichbarem und tolerierbaren Konsequenzen für Natur und Gesellschaft (11). Um dieses Ziel zu erreichen, und zwar mit einer Wahrscheinlichkeit von nur mehr als 66%, darf die zukünftige Emission von Treibhausgasen 590–1.240 $GtCO_2$ nicht übersteigen (6, 12, 13) (siehe Tab. 3). Bei gleichbleibender Emissionsrate von etwa 40 $GtCO_2$ in 2014 bedeutet dies Nullemission ab etwa 2030 bis 2045 bzw. negative Emission durch technische Maßnahmen (Geoingeneering) bei zeitweiligem Überschreiten dieser Quote. Das 2°C-Ziel ist schwer, wenn überhaupt, zu erreichen und bedarf allergrößter Anstrengungen (5).

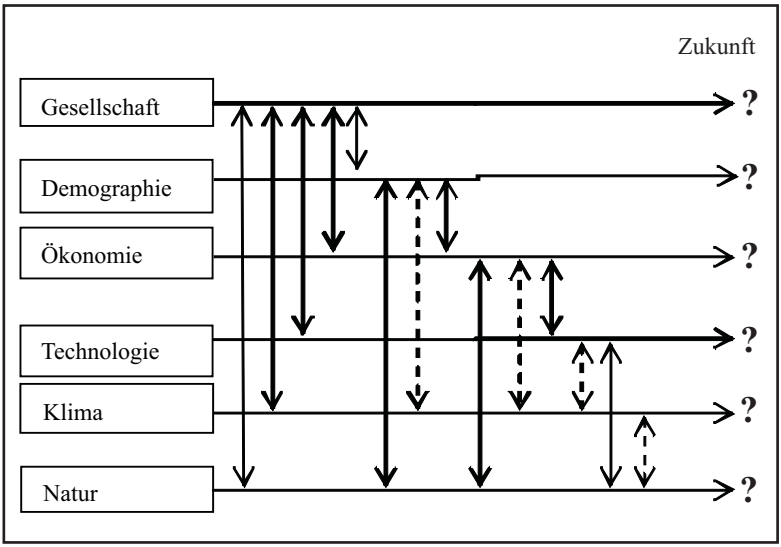

Abb. 1: Die (ungewisse) Zukunft aller Felder ist nicht unabhängig voneinander. In den IPCC-Szenarien in gewissem Grad berücksichtigte Einflüsse sind durch gestrichelte Pfeile gekennzeichnet.

Die Auswirkungen des Klimawandels sind vielfältig und betreffen alle Aspekte des Lebens auf unserem Planeten, also auch die der menschlichen Gesellschaft. Sie in einem kurzen Artikel zu behandeln, ist unmöglich. Die Darstellung ist daher notgedrungen lückenhaft.

Tab. 3: Notwendige Emissionsgrenzen für globalen Temperaturanstieg unter 2°C und Folgen (Auswahl), (6, 12, 19, 21)

T-Anstieg/ Wahrscheinlichkeit	zugelassene Emission ab 2015 ($GtCO_2$)	verbleibende Jahre bei Emission von 2014	Ökologische Konsequenzen
2°C (> 66%)	590–1240	15–30	Nahezu vollständiges Verschwinden alpiner Gletscher Verlust einzigartiger Ökosysteme Zunahme extremer Wetter- und Witterungsereignisse Zunehmendes gesellschaftliches Konfliktpotenzial

2. Überblick über die Folgen des Klimawandels

Die Folgen des Klimawandels in den einzelnen europäischen Regionen bis zum Ende des Jahrhunderts sind übersichtlich in Tabelle 4 zusammengestellt (nach 6, 14). Während Nord- und teilweise auch Nordwesteuropa durch den Klimawandel in dieser Zeitspanne in einigen Feldern günstigere Bedingungen erwarten (geringerer Energiebedarf durch mildere Winter, Zunahme des Wasserkraftpotenzials, Verlängerung der Vegetationsperiode und nordwärtige Ausbreitung landwirtschaftlicher Flächen, Zunahme des Sommertourismus), sind insbesondere die Mittelmeer- und Balkanländer durch zunehmende Hitze im Sommer und gleichzeitige Abnahme der Sommerniederschläge besonders hart betroffen. Damit verschärft der Klimawandel den Konflikt zwischen den reichen Ländern im Norden und den ärmeren südlichen europäischen Ländern. Diese sind wegen der geringeren materiellen Mittel für Vorsorge, Anpassung und Beseitigung von Schäden nach Naturkatastrophen besonders vulnerabel. Hinzu kommt, dass durch den Klimawandel sich auch die Bedingungen in Afrika mit wachsendem Konfliktpotenzial verschlechtern, sodass mit verstärkter Zuwanderung zu rechnen ist (15–18), die zunächst wegen der geographischen Nähe auf diese Staaten trifft.

Im Folgenden beschränken wir uns auf Klimafolgen durch Temperaturzunahme und Meeresspiegelanstieg, beide in der Tendenz unstrittig, jedoch mit erheblichen Unsicherheiten in ihrem Betrag und demzufolge auch mit entsprechender Bandbreite in ihren Wirkungen. Diese Beschränkung der Diskussion ist ausschließlich dem Platzmangel geschuldet und bedeutet keinesfalls eine Bagatellisierung von Starkregen und Dürreperioden mit ihren

Tab. 4: Zu erwartende (und bereits beobachtbare) Klimaänderungen und deren Auswirkungen bis 2100 für europäische Regionen (nach [6, 14])

Arktis	**Nordeuropa**
T-Anstieg wesentlich größer als globales Mittel	T-Anstieg wesentlich größer als globales Mittel
Abnahme der Meereisbedeckung	Abnahme von Schnee- und Eisbedeckung
Abnahme von Grönlandeis	Zunahme der Wasserführung von Strömen und Flüssen
Abnahme des Permafrostgebiets	Nordwärtsbewegung von Arten
Verlust an Artenvielfalt	Zunahme der Ernteerträge
Intensiverer Schiffsverkehr	Abnahme von Heizkosten
Vermehrte Ausbeutung von Lagerstätten	Zunahme des Wasserkraftpotenzials
	Zunahme von Winterstürmen
Küsten und Seen	Zunahme des Sommertourismus
Meeresspiegelanstieg	**Hochgebirgsregionen**
T-Zunahme des Oberflächenwassers	T-Zunahme größer als europäischer Durchschnitt
Zunehmende Ozeanversauerung	Abnahme des Permafrostareals
nordwärtige Expansion von Fisch- und Planktonarten	Abnahme von Gletscherausdehnung und -volumen
Änderung der Phytoplanktonzusammensetzung	Hohes Risiko des Aussterbens alpiner Spezies
Zunehmendes Risiko für Fischbestände	Zunehmende Bodenerosion
	Abnahme des Skitourismus
Nordwesteuropa	**Mittelmeergebiet**
Zunahme der Winterniederschläge	Abnahme von Jahresniederschlag
Zunahme der Stromabflüsse	T-Anstieg höher als europäischer Durchschnitt
Nordwärtige Wanderung von Arten	Abnahme der jährlichen Flussführung
Abnehmende Heizkosten	Zunehmender Wasserbedarf
Zunehmendes Risiko für Fluss- und Küstenüberschwemmungen	Zunehmende Mortalität durch Hitzewellen
	Zunehmende Desertifikationsgefahr
Mittel- und Osteuropa	Abnahme der Ernteerträge
Zunahme von Hitzeperioden	Zunehmende Waldbrandgefahr
Abnahme von Sommerniederschlag	Abnahme des Wasserkraftnutzung
Zunahme der Wassertemperaturen	Abnahme des Sommertourismus
Zunehmende Waldbrandgefahr	Zunehmende Extinktionsgefahr von Arten
Werteverlust von Holz	Habitatsexpansion für südliche Krankheitsvektoren

Folgen (Hoch- und Niedrigwasser von Gewässern, Ernteausfälle, Zunahme der Waldbrandgefahr, u.a.), deren Zunahme vom IPCC immerhin mit sehr wahrscheinlich (90–100%) und wahrscheinlich (66–100%) eingeschätzt wird (19, S. 7). Es sind gerade diese extremen Wetter- und Witterungsereignisse, die, wenn zum Teil auch regional oder sogar lokal begrenzt und damit generell schwer vorhersagbar, zu beträchtlichen volkswirtschaftlichen Schäden führen und deshalb in der öffentlichen Wahrnehmung des Klimawandels wesentlich wirksamer sind als die stetigen und sich relativ langsam vollziehenden Änderungen der Temperatur und des Meeresspiegels.

3. Temperaturzunahme

Zur ziemlich sicheren Prognose (virtually certain 99–100% Wahrscheinlichkeit) des IPCC (6, 19) gehört eine weltweite Temperaturzunahme, die bereits jetzt spürbar ist mit 0,8°C gegenüber der Referenzperiode. Für Europa sind in www.atlas.impact2c/eu/en (20) Karten zu Auswirkungen des Klimawandels bei 2°C und teilweise 3°C Temperaturänderung bereitgestellt. Eine Temperaturzunahme von 2°C in Europa führt zu einem nahezu vollständigen Verschwinden der bereits heute gegenüber dem Stand um 1850 stark reduzierten (um etwa 50% Volumenverlust) alpinen Gletscher mit folglich reduziertem Abfluss in den Sommermonaten und Tauen von alpinem Dauerfrostboden mit zunehmender Gefahr von Bergrutschen und Gerölllawinen (Tab. 3, 21). Die Erwärmung in Europa ist sowohl geographisch als auch saisonal nicht gleichmäßig mit stärkerer Erwärmung im Winter in Nord- und Osteuropa mit teilweise über 3,5°C in Nordskandinavien. Im Sommer sind insbesondere die Hochgebirgsregionen mit mehr als 3°C und der Mittelmeerraum betroffen. Bezüglich detaillierten Kartenmaterials über entsprechende Folgen (Verlängerung der Vegetationsperiode, Anzahl der Tropennächte, Vulnerabilität u.a.) sei hier nochmals auf den Impactatlas (20) verwiesen. Generell findet eine Polwärtsverschiebung der Klimazonen statt (22). Mildere Winter bedeuten geringere Heizkosten und weniger Kältetode, heißere Sommer eine größere Wärmebelastung.

Hitzestress betrifft alle Lebewesen und bedeutet Beeinträchtigung ihrer Lebensfunktionen mit signifikanter Leistungsreduzierung. Zur Beschreibung und Quantifizierung von Hitzestress existieren mehr als 100 Indizes, die in der Mehrzahl Lufttemperatur T und relative Luftfeuchte RH verwenden (23). Eine vollständige Beschreibung der Wärmebelastung eines Menschen erfordert die Lösung der Wärmehaushaltsgleichung, in die neben den externen meteorologischen Parametern (zusätzlich Windgeschwindigkeit und

kurz- und langwellige Strahlung) individuelle Parameter wie Kleidung, Metabolismusrate, Größe, Gewicht, Geschlecht und Alter eingehen (23). Im Deutschen Wetterdienst (DWD) wird die Hitzebelastung des Menschen auf der Basis eines vollständigen Wärmehaushaltsmodells des menschlichen

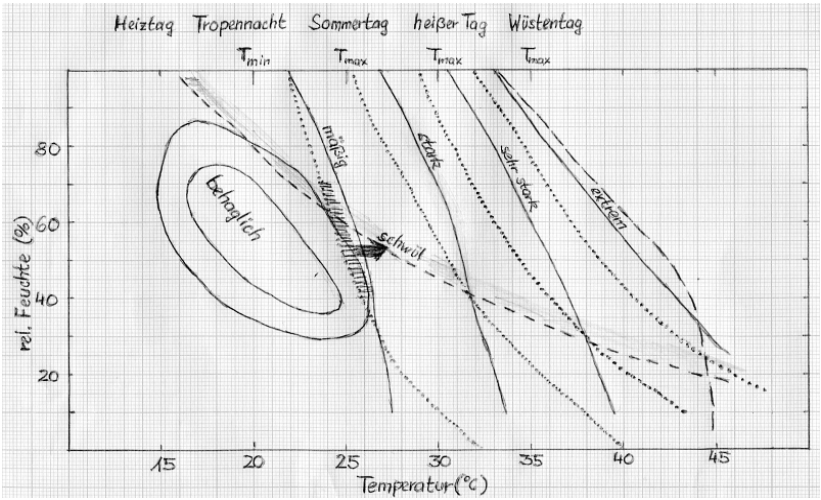

Abb. 2: Hitzestress im Temperatur-Feuchte-Diagramm: Ausgezogene Kurven nach dem Universellen thermischen Klimaindex (UTCI) (25), punktiert nach dem Temperature Humidity Index (THI) (27) bzw. Hitze Index (Heat Index HI) (26). Lang gestrichelt: Grenze der maximal erlaubbaren Exposition von sechs Stunden nach dem Predicted Strain Index (PSI) (28). Die Belastungsgrenzen für Menschen gelten für Militärpersonal und Athleten und sind somit nicht für die gesamte Bevölkerung repräsentativ, für die geringere Belastungsgrenzen zu veranschlagen sind. Für das Holstein-Rind zeigt die dritte punktierte Kurve von links bereits extremen Hitzestress an. Weiterhin angegeben sind der Bereich der Schwüle rechts der kurz gestrichelten Kurve und der Behaglichkeitsbereich bei weitgehender Anpassung (äußerer Bereich) und bei sitzender Beschäftigung in Räumen ohne Luftbewegung (innerer Bereich). An der Abszisse oben sind die klimatologischen Kenntage angegeben wie Tropennnacht Tmin ≥ 20°C, usw. Gestrichelter Bereich: mittlere sommerliche Werte im Mittelmeerraum (27). Der Pfeil zeigt die Änderung bei Klimawandel an.

Körpers durch die Gefühlte Temperatur (GT) für eine Normalperson beschrieben, den sogenannten Klima-Michel (Größe 175 cm, 75 kg Gewicht, 35 Jahre, normale Tätigkeit (schnelles Spazierengehen), der Witterung angepasste Kleidung). Diese GT wird unter Berücksichtigung von Akklimatisation vom DWD täglich neben der Schwüle auf der Webseite des DWD unter www.de/DE/leistungen/geftempschwuele/geftempschwuele.htm, bei starker Wärmebelastung (GT > 32°C) auch unter www.de/DE/gefahren indizesthermisch/gefahrenindizesthermisch.de veröffentlicht (24). Ebenfalls auf der vollständigen Wärmebilanzgleichung plus Berücksichtigung von Akklimatisation beruht der Universal Thermal Climate Index UTCI (23, 25). Zur Abschätzung von Hitzestress auf Tiere werden einfache Zwei-Parameter-Indizes verwendet. Abbildung 2 zeigt im T-RH-Diagramm, ab wann mit welchem Grad von Wärmebelastung gerechnet werden muss. Die punktierten Kurven zeigen die Wärmebelastung für den Hitzeindex (26) und Temperatur-Feuchteindex (27), die zwar nach unterschiedlichen Formeln berechnet werden, bezüglich der Klasseneinteilung aber nahezu identisch sind. Das heißt aber nichts anderes, als dass die Wärmeempfindlichkeit von Menschen und Rindern in etwa gleich sind. Die ausgezogenen Kurven zeigen die Belastung nach dem UTCI, der für geringe Feuchten die Belastung bei niedrigeren Temperaturen, für hohe Feuchten bei bis zu 2°C höheren Temperaturen zulässt als THI und HI. Die lang gestrichelte Kurve gilt als Grenze für einen sechsstündigen Aufenthalt nach dem Predicted Heat Strain Index (PHS) (28), einem Index, der für berufliche und sportliche Tätigkeiten benutzt wird. Ihm liegt eine Rektaltemperatur größer als 38°C oder ein Schweißverlust größer als 7,5% der Körpermasse zu Grunde. Die Belastungsgrenzen für Menschen gelten für Militärpersonal und gut trainierte Athleten und sind somit nicht für die gesamte Bevölkerung repräsentativ, für die geringere Belastungsgrenzen zu veranschlagen sind (29). Die durchschnittlichen sommerlichen Bedingungen im Mittelmeerraum sind durch den gestrichelten Bereich markiert (27), und der Pfeil gibt die zukünftige Richtung mit zunehmender Wärmebelastung an. Mit zunehmender Hitzebelastung treten bei Rindern und Schweinen erhöhte Atemfrequenz, Rückgang der Futteraufnahme, vermehrte Stoffwechselprobleme, vermindertes Brunstgeschehen, erhöhte Krankheitsanfälligkeit, absinkende Milchleistung und Fleischproduktion auf. Die Gefahr eines Hitzschlags ist für hochgezüchtete Milchkühe bei bis zu 5°C niedrigeren Temperaturen zu befürchten als bei Menschen und Milchziegen (30). Ähnliche Differenzen der Hitzeempfindlichkeit sind auch bereits zwischen Rassen gleicher Gattung zu verzeichnen wie zwischen dem besonders empfindlichen Holstein-Rind und dem weni-

ger empfindlichen Jersey-Rind (31). Abbildung 3 zeigt die Hitzebelastung eines Holstein-Rinds an einem Strahlungstag bei 20°C Lufttemperatur, wo teilweise Hauttemperaturen bis zu 46°C gemessen werden (32). Dementsprechend sind bei Hitzewellen auch beträchtliche Verluste in der Milchwirtschaft zu verzeichnen. So war als Folge der Hitzewelle 2003 die Mortalität bei Milchkühen in Frankreich um 20% erhöht (33).

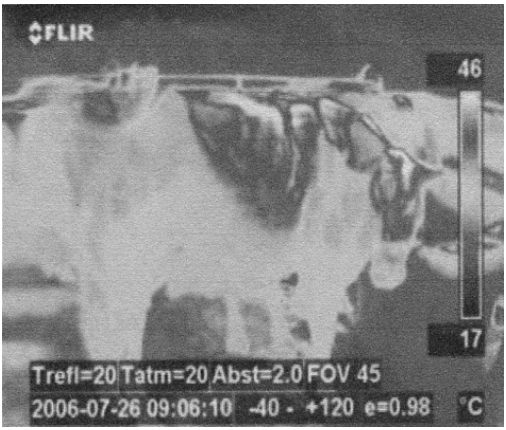

Abb. 3: Wärmebild einer Holsteiner Milchkuh bei 20°C Lufttemperatur. An den dunklen Stellen werden bis 46°C gemessen. Foto: J. Gasteiner, HBLFA Raumberg-Gumpenstein. Mit freundlicher Genehmigung von Dr. J. Gasteiner

Hohe Temperaturen beeinträchtigen nicht nur das subjektive Wohlbefinden des Menschen (34). Es gibt zahlreiche Untersuchungen, meist in geschlossenen Räumen, die eine Abnahme der körperlichen Aktivitäten und kognitiven Fähigkeiten und damit der Arbeitsleistung feststellen (29, 35). Die daraus resultierenden zukünftigen Verluste und Einschränkungen sind jedoch schwierig quantifizierbar, da zukünftige technologische Entwicklungen und Verhaltensmuster zu berücksichtigen sind. In der ersten Dekade dieses Jahrhunderts stieg die Zahl der Hitzetode weltweit um 2.300% (36). Die gegenwärtige Erwärmungsrate ist wesentlich höher als jemals zuvor und übersteigt die Kapazität der physiologischen Anpassung langlebiger Lebewesen einschließlich der des Menschen (35). Die Frage, welchen Grad von Erwärmung eine florierende Gesellschaft noch ertragen kann, ist nicht akademisch, sondern existentiell (5, 35).

Die langfristige Hitzetoleranz von Vielzellern (Metazoen) liegt bei 45 bis 47°C (37). Kurzfristig können auch höhere Temperaturen toleriert werden. Wildlebende Tiere verfügen nicht über die Anpassungsfähigkeiten und -möglichkeiten menschlicher Gesellschaften. Bis zu welchem Grad diese die weitere Erwärmung überstehen können, ist bisher kaum untersucht worden.

Natürlich reagieren auch Pflanzen in vielfältiger Weise auf Hitzestress durch morphologische, physiologische, biochemische und molekulare Reaktionen mit negativen Folgen auf gesunde Entwicklung, Wachstum und Reproduktion (38, 39). Bisher wurden die Auswirkungen des Klimawandels nur für Nutzpflanzen, insbesondere die zu erwartenden Ernteerträge, detaillierter untersucht (40). Generell ist in Europa mit Ertragsminderung zu rechnen, da die zu erwarteten Ertragssteigerungen in Nordeuropa nicht die geringeren Ernten in West- und Südeuropa kompensieren (20). Wesentlich größere Einbußen sind anderweitig, insbesondere im Korngürtel der USA und in Indien zu befürchten.

4. Meeresspiegelanstieg

Der Meeresspiegelanstieg ist unzweifelhaft. Er betrug im letzten Jahrhundert im globalen Mittel 1,7 ± 0,2 mm/Jahr entsprechend 19 ± 2cm Gesamtanstieg seit 1901, überwiegend (mit etwa 75%) verursacht durch thermische Ausdehnung des Meerwassers und das Abschmelzen von Gletschern (13). Seit den 90er Jahren hat sich die Anstiegsrate fast verdoppelt auf 3,2 ± 4,4 mm/Jahr (13, 41). Bis 2100 wird, bezogen auf die Periode 1986–2005, mit einer Wahrscheinlichkeit von 66% mit einem Anstieg zwischen 0,28 m für das Szenarium RCP 2.6 und 0,98 m für RCP 8.5 gerechnet (13, siehe Tab. 2 dieser Arbeit). Für das 2°C-Ziel beträgt der Meeresspiegelanstieg um 2100 bei dieser Wahrscheinlichkeit etwa 0,5 ± 0,1 m (Tab. 2). Dieser Anstieg ist für das ökologisch so bedeutungsvolle Wattenmeer, weltweit die größte zusammenhängende Fläche an Sand- und Schlickwatten, bereits eine große Gefahr, da bei einem jährlichen Anstieg um mehr als 5mm der natürliche Materialtransport nicht ausreicht, um das Watt vor Ertrinken zu retten (42). Maximal könnte der Anstieg bis 2100 1,8 m betragen (43). Durch die große thermische Trägheit des Ozeans wird der Meeresspiegel auch bei negativer Emission noch über mehrere Jahrhunderte ansteigen (13). Die Auswirkungen werden verzögert aber nicht vermieden. Für 2300 wird mit einem Anstieg zwischen 0,6 und 1,0 m für das Szenario RCP 2.6 und 0,7 bis 1,2 m für RCP 8.5 gerechnet (13, 44). Diese Schätzungen beinhalten jedoch nicht die Risiken eines beschleunigten Abschmelzens des Grönländischen und

Antarktischen Eises und des möglichen Zusammenbruchs der thermohalinen Atlantischen Zirkulation, deren Wahrscheinlichkeit immerhin mit 10% geschätzt wird mit einem Beitrag bis zu 1 m (6, 13). Regionale Abweichungen vom globalen Mittel sind zum Teil beträchtlich, bedingt durch isostatische Landhebung (bis zu +4mm/Jahr im Bottnischen Meerbusen und –3mm/Jahr an der südlichen Ostsee (44), geomorphologische Prozesse am Meeresgrund und atmosphärisch-ozeanische Prozesse (46).

Tab. 5: Risiken durch Klimawandel in europäischen Küstenregionen (45, S. 35)[a]

Region \ Impact	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Ostsee	+			+		+		+	+	
Nordsee	+	+	+	+	+	+	+			
Nord Nordostatlantik Keltische See		+	+			+	+	+		
Biscaya Spanische Küste		+	+			+				
Macronesien			+			+		+		
westliches Mittelmeer		+	+	+	+	+		+		+
Adria, Ionisches Meer, zentrales. Mittelmeer		+	+	+		+		+		
Ägäis, Levante		+	+	+		+		+		+
Schwarzes Meer		+	+			+		+		

a – Impacts: 1 – Sturmflut, 2 – Überschwemmung von Küsten, 3 – Küstenerosion, 4 – Salzwasserintrusion, 5 – Änderung der Salinität, 6 – Verlust mariner Habitate, Ökosysteme und Biodiversität, 7 – Verlust an Vermögen und Infrastruktur, 8 – sozioökonomische Anfälligkeit, 9 – Flusshochwasser, 10 – Wasserknappheit

Die Auswirkungen des Meeresspiegelanstiegs sind vielfältig und in Tabelle 5 für die europäischen Meeresgebiete aufgelistet (nach [45, S. 35]). Die daraus resultierenden erheblichen sozioökonomischen Folgen zeigt Tabelle 6 (nach [46]). Die regionalen Unterschiede (Tab. 5) sind im Wesentlichen bedingt durch die Art der Küste (Steil- oder Flachküste), Besiedlungsdichte und den vor Ort vorherrschenden meteorologischen Bedingungen. In der EU liegen etwa 140.000 km^2 (etwa 1,4% der Fläche Europas) nur bis zu 1 m über NN, d.h. eine Fläche etwas größer als die Griechenlands. Mehr als 70 Millionen Europäer lebten 2001 in Küstenstädten und das Gesamtvermögen im 500 m

Küstenstreifen betrug geschätzte 500 bis 1.000 Milliarden € (47). Zahlreiche problematische Industrieanlagen wie Ölraffinerien und Kernkraftwerke befinden sich in unmittelbarer Küstennähe, z.B. die KKWs Brunsbüttel und Brokdorf in der Wilster Marsch (3,5 m unter NN), die einen besonderen Schutz erfordern.

Tab. 6: Sozioökonomische Folgen des Klimawandels in Küstenregionen[a]

	Effekte und Folgen					
Sektor	1	2	3	4	5	6
Wohnen	+	+	+	+		
Bauwirtschaft						
Gesundheit	+	+	+			
Sicherheit						
Wasserwirtschaft	+		+	+	+	+
Landwirtschaft	+	+	+	+	+	+
Fischerei	+	+	+		+	+
Aquakultur						
Tourismus	+	+	+			+

a– nach Sterr (46)
1 – Sturmfluten, zeitweilige Überschwemmungen, 2 – Küstenerosion, 3 – Landverlust, 4 – ansteigender Grundwasserspiegel, 5 – Salzwasserintrusion, 6 – Änderung/Gefährdung der Ökosysteme

Durch Erosion waren 2001 etwa 20.000 km entsprechend etwa 20% europäischer Küste bedroht mit Landverlust auf etwa 15.000 km, davon 2.900 km trotz Küstenschutz (47). Am meisten betroffen waren Griechenland mit 3.945 km und Großbritannien mit 3.009 km. Am Mittelmeer erodiert etwa 30% der Küste, an der Nordsee 20% und am Schwarzen Meer 13%. Die erodierende Küste nahm in 15 Jahren von 1986 bis 2001 um 875 km zu, zu zwei Dritteln als Folge ingenieurtechnischer Maßnahmen und verminderten Stromabflusses und zu einem Drittel durch steigenden Meeresspiegel. Als Vergleich: Deutschlands Küste ist zu 30% (1.077 km von 3.524 km Küstenlinie[1]) von Erosion bedroht. Bei einem Meeresspiegelanstieg von 5 mm/Jahr muss mit dreifach erhöhter Küstenabbruchsrate gerechnet werden (48). Die Erosionsrate von Dünen verdoppelt sich bei Erhöhung des Sturmflutwasserstandes um 0,7 m (49, S. 14). Für die Ostseeküste führt ein Anstieg von 0,3 m in einzelnen Küstenabschnitten bereits zu einem Rückgang um 30 m (49, S. 110). Tatsächlich fand Erosion in Europa auf 452 km statt, davon auf

1 Die Angaben über Küstenlängen differieren zum Teil beträchtlich: www.laenderdaten.de/geographie (letzter Zugriff 10.08.2016) gibt für Deutschland 2.389 km an, Sterr (46) 3.700km. Dies gilt auch für andere Länder Europas.

147 km geschützter Küste (47). Ohne entsprechende Schutzmaßnahmen würden Ende des Jahrhunderts Malta 12% und Griechenland 3,5% ihrer Landflächen verlieren (50). Polen und Deutschland hätten die größten ökonomischen Verluste zu tragen (50). Meeresspiegelanstieg, Sturmfluten und eine übermäßig starke Beanspruchung der Trinkwasserreservoirs führen zu vermehrter Salzwasserintrusion, von der gegenwärtig bereits große Küstenabschnitte am Mittelmeer in Spanien, Italien und der Türkei, aber auch in Dänemark betroffen sind. In Cypern sind durch Intrusion zwei Drittel des Grundwassers gefährdet (51). Vermehrte Salzwasserintrusion findet auch in den Flussdeltas statt, da mit steigendem Meeresspiegel salzhaltiges Wasser weiter stromaufwärts gelangt.

Tab. 7: Anteil der Küstenformen und deren Schutz in Europa[a]

Küstenform	Länge (km)	Anteil (%)	geschützt (%)
Felsküste	35.727	35,4	0,5
Kreideküste	11.833	11,7	0,8
Sandstrand	41.065	40,7	12,5
Schlammküste	5.399	5,3	2,5
künstliche Küste	6.497	6,4	
Mündungsgebiet	405	0,5	
Summe	*100.925*	*100*	*2,9*

a – Stand 2001 (47)

Nur 2,9% von Europas natürlicher Küste sind gegenwärtig ausreichend geschützt (47, Tab. 2). In der Vergangenheit wurde die erforderliche Deichhöhe aus der Summe von mittlerem Tidehochwasser plus größter Springtiderhöhung, dem maximalen Windstau in Sturmfluten und dem Wellenauflauf berechnet (48, 49). Dem steigenden Anstieg wird in Deutschland zur Zeit durch einen Klimazuschlag von 0,5 m für die Nordsee und 0,3 m für die Ostsee Rechnung getragen (48). Für Schleswig-Holstein mit einer Küstenlänge von 1.088 km und einer Deichlänge von 528 km (52) ergibt sich daraus ein unmittelbarer Handlungsbedarf von 93 km (52). Die Verstärkung bestehender Anlagen ist aber nur begrenzt machbar und dürfte in etwa bei 1 m liegen, sodass gebietsabhängig zum Teil erhebliche Neuanlagen notwendig sind. Sollte der Meeresspiegelanstieg mehrere Meter betragen, können viele Küstenabschnitte nicht mehr geschützt werden. Prinzipiell sind folgende Anpassungsstrategien möglich (49, S. 16):

- Do nothing: Die Küste wird ihrem Schicksal überlassen.
- Linie halten: Die derzeitige Küstenlinie wird verteidigt.
- Seeseitige Vorverlegung der Küste durch entsprechende Küstenschutzanlagen.
- Beschränktes Eingreifen durch lokal erhöhte Aufwendungen, etwa durch Küstenschutzanlagen im Küstenvorfeld zwecks Minderung des Wellenauflaufs.
- Rückverlegung der Küste.

Keine Maßnahme ist unproblematisch. So ist ohne jeglichen weiteren Küstenschutz an Flachküsten mit beträchtlichem Landverlust zu rechnen. Insbesondere eine Rückverlegung der Küste birgt wegen unterschiedlicher Interessenslagen erhebliches Konfliktpotenzial. Die Verteidigung der gegenwärtigen Küstenlinie erfordert einen hohen Materialeinsatz und bei Deichschutz durch eine notwendige Verbreiterung des Dünensockels Verlust kostbaren Landes. Für die durch Dünen geschützte Küstenlinie schätzt z.B. das Land Mecklenburg-Vorpommern bis 2100 mit einer benötigten Sandmenge von 76 Millionen m^3, davon 20 Mill. m^3 zum Ausgleich des Meeresspiegelanstiegs von 0,5 m und 56 Mill. m^3 für Erosionsschutz durch Küstenrückgang und Sturmflutschäden (49, S. 17). Der Vorrat mariner Sande wird mit 50 Mill. m^3 angegeben und sollte theoretisch für 70 Jahre reichen, ist aber nur beschränkt nutzbar, da teilweise munitionsbelastet und zu 60% in Schutzgebieten gelagert (49). Ein weiteres Beispiel: Spanien würde für seinen Sandstrand von 3.000 km bei einem Anstieg von 5 mm/Jahr eine jährliche Sandmenge von 4,5 Mill. m^3 benötigen (53, S. 95). Es ist offensichtlich, dass bei diesem Bedarf an Sand nicht alle Sandstrände gehalten werden können. Insbesondere sind Strände, die wegen steil ansteigenden Hinterlandes nicht ins Landesinnere zurückweichen können wie große Abschnitte der spanischen Biscayaküste, auf Dauer nicht zu halten.

Die Schaffung neuer aufwendiger Küstenschutzanlagen (Deiche, Sperrwerke) erfordert für Planung, Konstruktion und Durchführung einen Zeitvorlauf von mehr als 20 Jahren und hat unerwartet eintretende Änderungen zu berücksichtigen. Von allen Beteiligten ist daher hohe Flexibilität gefordert. Ein Beispiel eines adaptiven Managementplans zum Schutz von London ist im IPCC-Bericht (54, S. 389) enthalten.

5. Ausblick

Die ökonomischen Auswirkungen des Klimawandels sind schwer abschätzbar. Zusätzlich zur Klimavorhersage werden belastbare Daten über die de-

mographischen Veränderungen sowie über politische und technologische Entwicklungen benötigt (Abb. 1). Europa ist vom Klimawandel noch relativ glimpflich betroffen und hat wegen seiner ökonomischen Stärke auch wesentlich mehr Mittel für Adaption zur Verfügung als die besonders bedrohten Gebiete auf anderen Kontinenten, insbesondere Afrikas und Südostasiens. Dennoch sind auch in Europa die Auswirkungen nicht vernachlässigbar (Tab. 4). Ciscar et al. (55) schätzten die ökonomischen Auswirkungen in Europa unter der Voraussetzung eines Klimas um 2080 auf die heutigen Volkswirtschaften ein (berücksichtigte Sektoren: Landwirtschaft, Küsten, Flüsse, Tourismus). Sie fanden für die EU gemittelt einen Vermögensverlust von 0,2%–1,5% in Abhängigkeit vom Erwärmungsgrad (angenommen zwischen 2,5°C und 5,4°C) bei einem Meeresspiegelanstieg von 49–59 cm. Wichtiger als diese Zahlen jedoch ist der Befund, dass sich der Wohlstandsgradient zwischen dem ärmeren Süden und dem reicheren Norden verschärft. Während für Nordeuropa insbesondere durch die Verlängerung der Vegetationsperiode nahezu unabhängig vom Temperaturanstieg mit 0,5% Zuwachs an Wohlstand gerechnet wird, steigen die Verluste besonders in Südeuropa mit zunehmender Temperatur stark an. Wie zu erwarten, reagiert vor allem die Landwirtschaft empfindlich auf den Klimawandel. Noch größere Unterschiede zwischen arm und reich sind nach Burke et al. (56) zu erwarten. Ausgehend von dem empirischen Befund, dass die Wirtschaftskraft ein Maximum bei etwa 13°C Jahresmitteltemperatur aufweist und nichtlinear nach beiden Seiten abnimmt, leiden arme Länder der Tropen und Subtropen mehr unter dem Klimawandel als der kühlere Norden, nicht weil sie arm sind und deswegen weniger Mittel zur Klimaanpassung aufwenden können, sondern weil sie sich in dem Temperaturbereich befinden, in dem die Wirtschaftskraft mit weiter zunehmender Temperatur stark abfällt. Die Folge ist weiter zunehmende Ungleichheit mit allen Konsequenzen wie zunehmende Armut, Hunger, erhöhte Kriegsgefahr und Migrationen, Probleme, die über Jahre schon auf der internationalen Agenda stehen (Tab. 1) und nicht gelöst sind. Der Klimawandel verschärft diese Probleme.

Literatur

(1) Welzer, H. (2010): Klimakriege. Wofür im 21. Jahrhundert getötet wird. Fischer Taschenbuch (2. Aufl.), S. 203

(2) www.huffingtonpost.de/2014/07/20/die-groessten-probleme-der- menschheit_n_5598843.html, letzter Zugriff 07.04.2016

(3) de.statista.com/statistik/daten/studie/1828/umfrage/groessten-probleme-der-welt/, letzter Zugriff 07.04.2016

(4) Tol, R. S. J. (2009): The economic effects of climate change. Journal of Economic Perspectives 23: 29–51

(5) Schellnhuber, H. J. (2015): Selbstverbrennung. München: C. Bertelsmann Verlag

(6) IPPC (2014): Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Core Writing Team, R. K. Pachauri and L. A. Meyer (eds.)]. Geneva: IPCC, 151 S.

(7) Bopp, L. et al. (2013): Multiple stressors of ocean ecosystems in the 21st century: projections with CMIP5 models, Biogeosciences 10: 6225-6245, DOI:10.5194/bg-10-6225-2013

(8) Blackford, J. C.; Gilbert, F. J. (2007): pH variability and CO_2 induced acidification in the North Sea, J. Marine Syst. 64: 229–241

(9) Tschakert, P. (2015): 1.5°C or 2°C: a conduit's view from the science-policy interface at COP20 in Lima, Peru. Clim. Change Resp. 2: 1–11

(10) Randalls, S. (2010): History of the 2°C target. WIREs Clim. Change 1: 598–605

(11) Knutti, R.; Rogelj, J.; Sedláček, J.; Fischer, E. M. (2015): A scientific critique of the two-degree climate change target. Nature Geosci., published online: 7 Dec 2015, DOI:10.1038/NGEO2595

(12) Rogelj, J. (2016): Differences between carbon budgets unravelled. Nature Climate Change 6: 245–252, DOI:10.1038/nclimate2868

(13) Church, J. A.; Clark, P. U. et al. (2013): Sea level change, in Climate change 2013: The physical science basis contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report oft he Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press

(14) EEA (2016): Urban adaptation to climate change in Europe 2016. Transforming cities in a changing climate. EEA Report No 12/2016

(15) Scheffran, J.; Battaglini, A. (2011): The security risks of global warming. Regional Environmental Change 11 (Suppl. 1): 27–39

(16) Scheffran, J. et al. (2015): The climate-nuclear nexus. Exploring the linkages between climate change and nuclear threats. 2015 World Future Council, London. www.worldfuturecouncil.org

(17) Burke, M. et al. (2009): Warming increases the risk of civil war in Afrika. PNAS 106, No. 49, 20670–20674, Dec 8, 2009

(18) Hsiang, S. M.; Burke, M.; Miguel, E. (2013): Quantifying the influence of climate on human conflict. Science 341, 1235367 (2013). DOI: 10.1126/science.1235367

(19) IPCC (2013): Summary for Policymakers. In: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report oft he Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T. F. et al. eds.] Cambridge University Press

(20) www.atlas.impact2c/eu/en, letzter Zugriff 07.08.2016

(21) Levermann, A. et al. (2012): Potential climatic transitions with profound impact on Europe. Clim. Change 110: 845–878, DOI: 10.1007/s10585-011-0126-5

(22) Rubel, F.; Kottek, M. (2010): Observed and projected climate shifts 1901–2100 depicted by world maps of the Köppen-Geiger climate classification. Meteorol. Z. 19, 135–141, DOI: 10.1127/0941-2948/2010/0430

(23) Havenith, G.; Fiala, D. (2016): Thermal indices and thermophysiological modeling for heat stress. Comprehensive Physiology 6, 255–302

(24) Koppe, C. (2009): Das Hitzewarnsystem des Deutschen Wetterdienstes, UMID 3(2009), 39–43

(25) Bröde, P. et al. (2013): The Universal Thermal Climate Index (UTCI) compared to ergonomics standards for assessing the thermal environment. Industrial Health 51, 16–24

(26) Blazejczyk, K. et al. (2012): Comparison of UTCI to selected thermal indices. Int. J. Biometeorol. 56, 515–535, DOI: 10.1007/s00484-011-0453-2

(27) Sagnalini, M. et al. (2011): Dynamics of the temperature-humidity index in the Mediterranean basin. Int. J. Biometeorol. 55, 253–263, DOI:10.1007/s00484-010-0331-3

(28) Malchaire, J. B. M. (2006):Occupational heat stress assessment by the predicted heat strain model. Industrial Health 44, 380–387

(29) Hanna, E. G.; Tait, P. W. (2015): Limitations to thermoregulation and acclimatization challenge human adaptation to global warming. Int. J. Environ. Res. Public Health 12, 8034–8074, DOI:10.3390/ijerph120708034

(30) Silanikove, N.; N. Koluman (Darcan) (2014): Impact of climate change on the dairy industry in temperate zones: Predications on the overall negative impact and on the positive role of dairy goats in adaptation to earth warming. Small Rumin. Res. (2014), http://dx.doi.org/10.1016/j.smallrumres.2014.11.005 (letzter Zugriff 08.08.2016)

(31) www.dairynz.co.nz/animal/health-conditions/heat-stress/ (letzter Zugriff 10.08.2016)

(32) Gasteiner, J. (2014): Hitzestress bei Milchkühen. Naturschutztagung Raumberg-Gumpenstein, 25–28

(33) Morignat, E. et al. (2014): Assessment of the impact of the 2003 and 2006 heat waves on cattle mortality in France. PLoS ONE 9(3):e93176.DOI:10.1371/journal.pone.0093176

(34) Kunz-Plapp, T.; Hackenbruch, J.; Schipper, J. W. (2016): Factors of subjective heat stress of urban citicens of every day life. Nat. Hazards Earth Syst. Sci. 16, 977–994, DOI: 10.5194/nhess-16-977-2016

(35) Dell, M.; Jones, B. F.; Olken, B. A. (2014): What do we learn from the weather? The new climate-economy literature. J. Economic Literature 52, 740–798, http://dx.org/10.1257/ijel.52.3.740

(36) WMO (2013): The global climate 2001–2010. A decade of climate extremes. Summary Report, WMO-No. 1119

(37) Munk, K. (Hg.) (2009): Taschenlehrbuch Biologie, Ökologie Evolution. Stuttgart: Georg Thieme Verlag

(38) Wahid, A.; Gelanie, S.; Ashraf, A.; Foolad, M. R. (2007): Heat tolerance in plants: An overview. Environmental and Experimental Botany 61, 199–223

(39) Bita, C. E.; Gerats, T. (2013): Plant tolerance to high temperature in a changing environment: scientific fundamentals and production of heat stress-tolerant crops. Frontiers in Plant Science 4, July 2013, Article 273 DOI: 10.3389/fpls.2013.00273

(40) Porter, J. R. et al. (2014): Food security and food production systems. In: Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part A: Global and Sectoral Aspects. Contribution of Working Group II tot he Fifth Assessment Report oft he Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press

(41) Clark, P. U.; Church, J. A.; Gregory, J. M.; Payne, A. J. (2015): Recent progress in understanding and projecting regional and global mean sea level change. Curr. Clim. Change Rep. 1, 224–246, DOI: 10.1007/s40641-015-0024-4

(42) Generalplan Küstenschutz des Landes Schleswig-Holstein, Fortschreibung 2012, 2013: Hrsg. Ministerium für Energiewende, Landwirtschaft, Umwelt und ländliche Räume des Landes Schleswig-Holstein, April 2013

(43) Jevrejeva, S.; Grinsted, A.; Moore, J. C. (2014): Upper limit for sea level projections by 2100. Environ. Res. Lett. 9, DOI: 10.1088/1748-9326/9/10/104008

(44) Horton, B. P.; Rahmstorf, S.; Engelhart, S. E.; Kemp, A. C. (2014): Expert assessment of sea-level rise by ad 2100 and ad 2300. Quarterly Science Rev. 84, 1–6, http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.11.002 (letzter Zugriff 14.08.2016)

(45) EEA (2013): Balancing the future of Europe's coasts. EEA Report No 12/2013 (European Environment Agency) DOI: 10.2800/99116

(46) Sterr, H. (2007): Folgen des Klimawandels für Ozeane und Küsten. edoc.hu-berlin.de/miscellanies/klimawandel-28044/86/PDF/86.pdf

(47) Salman, A.; Lombardo, S.; Doody, P. (2004): Living with coastal erosion in Europe: sediment and space for sustainability. Part II – Maps and statistics, EUCC

(48) Ministerium für Energiewende, Landwirtschaft, Umwelt und ländliche Räume des Landes Schleswig-Holstein, April 2013: Generalplan Küstenschutz des Landes Schleswig-Holstein, Fortschreibung 2012, April 2013

(49) RADOST-Verbund (2014): RADOST-Abschlussbericht und 5. RADOST-Jahresbericht. RADOST-Berichtsreihe, Bericht Nr 27, Ökologisches Institut Berlin

(50) Bosello, F. et al. (2012): Economic impacts of climate change in Europe: Sea-level rise. Climatic Change 112, 63–81, DOI: 10.1007/s10584-011-0340-1

(51) EEA (2006): The changing faces of Europe's coastal areas. EEA Report No 6/2006

(52) Statistikamt Nord, Statistisches Jahrbuch Schleswig-Holstein 2013/2014: https://www.statistik-nord.de/fileadmin/Dokumente/Jahrb%C3%BCcher/Schleswig-Holstein (letzter Zugriff 22.08.201(12)

(53) Leipprand, A. et al. (2008): Impacts of climate change on water resources – adaptation strategies for Europe. UBA 32/08, Dessau-Roßlau August 2008

(54) Wong, P. P. et al. (2014): Coastal systems and low-lying areas. In: Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part A: Global and Sectoral Aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge Univ. Press

(55) Ciscar, J.-C. et al. (2015): Physical and economic consequences of climate change in Europe. PNAS 108, 2678–2683. www.pnas.org/cgi/doi/10.1073/pnas.1011612108

(56) Burke, M.; Hsiang, S. M.; Miguel, E. (2015): Global non-linear effect of temperature on economic production. Nature 527,235–239 (12 Nov 2015), DOI:10.1038/nature15725

Adressen

Prof. Dr. Gerhard Banse
Theodorstraße 13
12623 Berlin
eMail: praesident@leibnizsozietaet.de

Prof. Dr. Karl-Heinz Bernhardt
Platz der Vereinten Nationen 3
10249 Berlin
eMail: ha.kh.bernhardt@gmx.de

Prof. Dr. Ulrich Cubasch
Freie Universität Berlin
Fachbereich Geowissenschaften, Institut für Meteorologie
Karl-Heinrich-Becker-Weg 6–10
12165 Berlin

Prof. Dr. Klaus Dethloff
Fulgengrund 69
18225 Kühlungsborn
eMail: klaus.dethloff@awi.de

Dr. rer. nat. Mathias Deutsch
Wachsenburgweg 18
99094 Erfurt

Dr. Wolfgang Dorn
Alfred-Wegener-Institut
Helmholtz-Zentrum für Polar- und Meeresforschung
Telegrafenberg A 43
14473 Potsdam

Dr. Bijan Fallah
Freie Universität Berlin
Fachbereich Geowissenschaften, Institut für Meteorologie
Karl-Heinrich-Becker-Weg 6–10
12165 Berlin

Prof. Dr. Klaus-Dieter Jäger
Marksburgstraße 13
10318 Berlin

Prof. Dr. Armin Jähne
Hans-Sachs-Straße 21
16321 Bernau OT Schönow
eMail: suajaehne@web.de

Dr. Ralf Jaiser
Alfred-Wegener-Institut
Helmholtz-Zentrum für Polar- und Meeresforschung
Telegrafenberg A 43
14473 Potsdam

Dr. Dörthe Handorf
Alfred-Wegener-Institut
Helmholtz-Zentrum für Polar- und Meeresforschung
Telegrafenberg A 43
14473 Potsdam

Prof. Dr. Heinz Kautzleben
Schneewittchenstraße 18
12524 Berlin
eMail: kautzleben@t-online.de

Univ.-Prof. em. Dr. Hartmut W. Kühne
Freie Universität Berlin
Institut für Vorderasiatische Archäologie
Malteserstr. 74–100
12249 Berlin

Dr. Robervall Monteiro Bezerra de Lima
Embrapa Amazonia Ocidental, Rodovia AM-010, km 29
Caixa Postal 319
69010-970 Manaus, AM, Brasilia

Prof. Dr. Jörg Matschullat
eMail: joerg.matschullat@ioez.tu-freiberg.de

Dr. Annette Rinke
Alfred-Wegener-Institut
Helmholtz-Zentrum für Polar- und Meeresforschung
Telegrafenberg A 43
14473 Potsdam

Prof. Dr. Hans Joachim Schellnhuber
Weinmeisterweg 8
14469 Potsdam
eMail: john@pik-potsdam.de

Dr. Dietrich Spänkuch
Schmerberger Weg 72
14548 Caputh
eMail: dietrichspaenkuch@web.de

Dr. Wolfgang Steinbrecht
Deutscher Wetterdienst
Meteorologisches Observatorium Hohenpeißenberg
Albin-Schwaiger-Weg 10
82383 Hohenpeissenberg