Sitzungsberichte der Leibniz-Sozietät der Wissenschaften zu Berlin *144 (2020), 51–139*

Rainer Feistel (MLS), Olaf Hellmuth (MLS)

Zur Rolle des Wassers in der Energiebilanz des Klimasystems

The Earth is surrounded by three atmospheres, one of oxygen, one of nitrogen, and one of water vapour.
John Murray (1887)

Kurzfassung

In den Worten von Heinrich Hertz von 1885 ist die Erde eine „gigantische Dampfmaschine“. Im Mittel gehören 72 % des von der Sonne beschienenen Erdquerschnitts zum globalen Ozean. Mit einer Verzögerung von nur zwei bis drei Monaten wird die dort absorbierte Wärme überwiegend durch Verdunstung statt Wärmestrahlung wieder abgegeben. Wasserdampf ist das dominierende „Treibhausgas“ in der marinen Troposphäre mit einer typischen relativen Feuchte (RH) von 80 % an der Oberfläche. Die Beobachtung des Wärmetransports durch die Meeresoberfläche erlaubt Einblicke in das Kraftzentrum der „Dampfmaschine“, gesteuert durch die RH an der Oberfläche, einer Größe, die häufig als das „Aschenputtel“ unter den Klimadaten behandelt wird. Die RH der Troposphäre steuert auch die Wolkenbildung, die ebenso fundamental wie herausfordernd für die Klimaforschung ist. Als präzise und perfekt konsistente thermodynamische Grundlage für die Beschreibung solcher Prozesse wurde der neue Meerwasserstandard TEOS-10 durch UNESCO/IOC 2010 und die IUGG 2011 eingeführt. Seine Gleichungen umfassen alle thermodynamischen Eigenschaften von flüssigem Wasser, Meerwasser, Eis und feuchter Luft, wie auch von deren gegenseitigen Gleichgewichten und Phasenübergängen. Zur Harmonisierung der zwischen Meteorologie und Klimatologie inkonsistenten Definitionen der RH feuchter Luft wurde als physikalisch besser begründeter Ersatz die relative Fugazität definiert, die nicht auf der Näherung idealer Gase beruht.

1. Die „Dampfmaschine Klima“

Nur ein gutes Jahr vor seiner epochalen Entdeckung der elektromagnetischen Wellen im November 1886 hatte Heinrich Rudolf Hertz (Abb. 1) am 20. April 1885 an der damaligen Technischen Hochschule Karlsruhe seine Antrittsvorlesung mit dem Titel „Über die Energiebilanz der Erde“ gehalten. Nachdem er bereits 1894 an einer seltenen schweren Krankheit in Bonn gestorben war,

blieb sein Vortrag über ein Jahrhundert unveröffentlicht und fast vergessen, bis das in Sütterlin handgeschriebene Manuskript von 50 Seiten schließlich in englischer Übersetzung erschien (Mulligan/Hertz 1997). Viele seiner damaligen Schätzungen der Energieströme im Klimasystem haben sich inzwischen als bemerkenswert genau erwiesen. Unter dem Einfluss der Sonnenstrahlung, so stellte er fest, würde jedes Jahr auf der gesamten Erde eine Wasserschicht von 1 m Dicke verdunsten, deren latente Wärme als Energiequelle für eine „gigantische Dampfmaschine“ diene. In diesem Sinne hatte 1994, kurz vor jener Veröffentlichung, auch die AGU Chapman-Konferenz über Wasserdampf im Klimasystem auf Jekyll Island, Georgia (AGU 1995), betont, dass „monitoring long-term changes in water vapor, which are closely linked to other climate variations and trends, is needed to both predict and detect changes [and] to improve our understanding of water vapor in the climate system“, und Ebeling und Feistel (1994) diskutierten die Rolle der

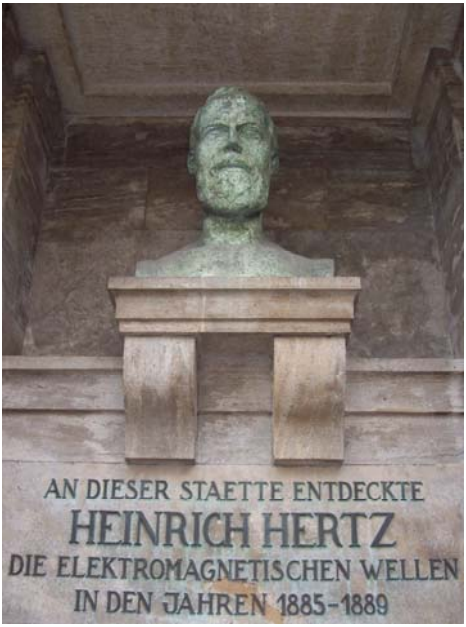

Abb. 1: Büste von Heinrich Hertz im Karlsruher Institut für Technologie

Die Büste von Heinrich Hertz wurde von seiner Tochter Mathilde geschaffen und am 30. Oktober 1925 enthüllt, aus Anlass des 100. Jubiläums der Universität Fridericiana (Technische Hochschule) Karlsruhe (Hoepke 2007).

Foto von Klaus-Dieter Keller (gemeinfrei).

„Klimamaschine Ozean“ der „Dampfmaschine Erde“ unter dem Blickwinkel der Selbstorganisation. „The scientific community has identified the role of clouds in climate as one of the highest priorities of global-change research“, befand seinerzeit auch die IAMAS (1994, S. v). Kritisch bescheinigten Flohn et al. (1992, S. 120) der Atmosphärenforschung jedoch eine „weitverbreitete Vernachlässigung [der Rolle] des effektivsten Treibhausgases, des Wasserdampfs“ für die Klimaentwicklung. Hermann Flohn (*1912, †1997) war einer der Wegbereiter der modernen Klimaforschung (Hagedorn 1998; Hupfer 2020). Tatsächlich wird in manchen Lehrbüchern zur atmosphärischen Strahlung, die die Strahlungswirksamkeit des Wasserdampfes ausführlich behandeln, letzterer nicht unter den Treibhausgasen aufgeführt (Lenoble 1993, Kapitel 20.5).

In der oben bereits zitierten Arbeit (Flohn et al. 1992, S. 135) heißt es mit Blick auf das künftige Klima weiter:

> „It is difficult to understand why this dominant feedback by water vapour and its phase changes has been nearly completely neglected (a case of infectious amnesia?). ... There is nothing new or unexpected about this role; one can find it in most textbooks and monographs which line the bookshelves of every physically oriented climatologist. ... If the warming of the oceans ... proceeds – as one should expect for the next decades – the probability of a rapid retreat of the Arctic sea-ice should rise, even to its total (at least seasonal) disappearance. This may ultimately lead us, in the near future, into an amazing pattern of unipolar glaciation which controlled the earth's climate during the late Miocene/early Pliocene, between about 14 and 3.3 million years ago... With the inclusion of water vapour as an overwhelmingly powerful natural agent, available everywhere, processes leading to drastic and rather rapid climatic changes are already in full swing. They will ultimately lead to all kinds of extreme weather events beyond our imagination. We have to live with them while trying our best to decelerate their progress and to mitigate their impact. ... Strategies towards that goal have been elaborated, but immense common efforts are desperately needed.“

> „Around 1700, Edmond Halley published the results of evaporation measurements, thereby contributing significantly to closing the hydrological cycle. Nevertheless, it was not before 1802 that John Dalton became the first to give a complete and correct description of the cycle based on reliable observations.“ (Rosbjerg/Rodda 2019, S. 110)

Zu den ersten systematischen Studien der Energiebilanz an der Meeresoberfläche gehören die von Wilhelm Schmidt (1915), Georg Wüst (1920), Harald Ulrik Sverdrup (1936) und Fritz Albrecht (1940). Mikhail Ivanovich Budyko (*1920, †2001), einer der führenden europäischen Klimaforscher, pu-

blizierte 1948 eine Arbeit über die Verdunstung unter natürlichen Bedingungen, die am Anfang einer langen Reihe von Studien zur Rolle des Wassers in der Energiebilanz des Klimasystems steht und schließlich 1963 auch in englischer Übersetzung erschien (Budyko 1948, 1963, 1984; Budyko et al. 1978). Sein Buch von 1956 über die Wärmebilanz der Erdoberfläche erschien 1958 auch in englischer Sprache und diente als Grundlage für eine entsprechende Vorlesungsreihe, die William D. Sellers ab 1960 an der University of Arizona hielt (Budyko 1956, 1958; Sellers 1965). Nicht davon zu trennen sind die grundlegenden Untersuchungen Budykos zur Rolle des Wassers für die geobotanische Regionalisierung der Erdoberfläche sowie für den Energie- und Stoffhaushalt der Phyto- und Zoosphäre als den beiden makroskopischen Konstituenten der Biosphäre (Budyko 1984), entsprechend der historischen Bestimmung des Begriffs Biosphäre durch den österreichischen Geologen Eduard Suess, den russischen Geowissenschaftler Wladimir Iwanowitsch Wernadski und den französischen Paläontologen Pierre Teilhard de Chardin (zum Konzept „Biosphäre“ siehe auch Schimming 2014).

Unter dem Dach der International Union of Geodesy and Geophysics (IUGG) sind deren wissenschaftliche Assoziationen IAPSO[1], IAMAS[2] und IAHS[3] mit Prozessen befasst, die tief im globalen hydrologischen Zyklus verankert sind (Smythe-Wright et al. 2019; MacCracken/Volkert 2019; Rosbjerg/Rodda 2019).

> „Hydrology is the science that deals with the processes governing the depletion and replenishment of the water resources of the land areas of the Earth, and treats the various phases of the hydrological cycle.“ (Rosbjerg/Rodda 2019, S. 109)

Die IAHS „promotes the study of all aspects of hydrology“ gemäß ihrem Leitbild (‘mission statement‘); sie ist in der Praxis aber stark fokussiert auf hydrologische Probleme an Land und widmet marinen Aspekten wie der Wechselwirkung Ozean-Atmosphäre nur wenig Aufmerksamkeit (Rosbjerg/Rodda 2019).

Auch unter den 20 Schlüsselfragen, die der Pionier der computergestützten Wettervorhersage und Klimaforschung, der Meteorologe Joseph Smagorinsky (1969) auflistete, kam die Verdunstung vom Ozean überhaupt nicht explizit vor. „Perhaps the next generation will be talking about the dynamics of water systems“ beschrieb sein Lehrer Edward Lorenz (1969, S. 22)

1 IAPSO: International Association for the Physical Sciences of the Oceans.
2 IAMAS: International Association of Meteorology and Atmospheric Sciences.
3 IAHS: International Association of Hydrological Sciences.

am Schluss seines eigenen Aufsatzes die damaligen Erwartungen. Trotz intensiver Forschung und beachtlicher Fortschritte stellt der Wasserkreislauf im globalen Klimasystem auch 50 Jahre später noch immer eine immense wissenschaftliche Herausforderung dar (Milz 2003; Tollefsen 2012; GCOS-171, 2013: Section 4.4; Bony et al. 2015; Schiermeier 2015). Milz (2003, S. 1) betont, dass in der Diskussion um den anthropogenen Einfluss auf das Klima die Rückkopplung auf andere Gase nicht vernachlässigt werden darf und verweist darauf, dass der Wasserdampf den größten Einfluss auf den Treibhauseffekt hat und zu diesem stärker beiträgt als Kohlendioxid, CO_2, oder Methan, CH_4. Die Generalversammlung der IUGG in Montreal 2019 widmete der Beobachtung des Wasserdampfgehaltes der Atmosphäre eine größere Anzahl von Vorträgen (Eicker 2020). Die beteiligten Prozesse sind äußerst komplex und erstrecken sich über weite Raum- und Zeitskalen. „Moisture is crucial to sustaining blocks“ gehört beispielsweise zu den aktuellen Hypothesen für die Gründe der extremen europäischen Dürre und Hitzewelle von 2018 (Voosen 2020), die bedingt war durch eine besonders anhaltende meteorologische Blockierungslage („block“) des sonst gewöhnlich vorherrschenden Westwinds.

Neben seinen direkten Funktionen als Treibhausgas und Transportmittel latenter Wärme ergibt sich die fundamentale Bedeutung des atmosphärischen Wasserdampfes außerdem noch aus seiner Rolle in folgenden physikalischen Prozessen (GCOS-171 2013, S. 46–47):

- Wasserdampf stellt die „stoffliche Matrix“ für die Bildung von Kondensaten, Hydrometeoren und niederschlagsfähigen Aggregaten in flüssiger und fester Form dar.
- Wasserdampf ist eine der Hauptquellen für die Bildung des Hydroxylradikals in der oberen Troposphäre und unteren Stratosphäre. Dieses Radikal gilt auf Grund seines Oxydationspotentials als eines der wichtigsten atmosphärischen „Waschmittel“ und beeinflusst die Bilanzen von Methan, Ozon und halogenierten Treibhausgasen in der Atmosphäre (Kolditz 1995; Möller 2003, 2006).
- Aus Wasserdampf kondensierte und sublimierte hohe Wolken in der oberen Troposphäre und unteren Stratosphäre haben im kurzwelligen Spektralbereich einen Einfluss auf die planetare Albedo sowie im langwelligen Bereich auf den sogenannten „Treibhausgaseffekt“.
- Wasser in molekularer und kondensierter Form ist an chemischen Reaktionen beteiligt, die die stratosphärische Ozonkonzentration beeinflussen (Möller 2003).

Änderungen des Wasserdampfgehaltes wirken sich in der oberen Troposphäre/unteren Stratosphäre stärker auf den Strahlungsantrieb aus als in anderen Höhenbereichen (Solomon et al. 2010). Ein Anstieg im stratosphärischen Wasserdampfgehalt verändert dort das Strahlungsfeld und führt zu einer Abkühlung in der Stratosphäre. In der Stratosphäre entsteht Wasserdampf durch photolytische Oxidation von Methan, das durch Vertikaltransport aus Troposphäre in die Stratosphäre gelangt (Milz 2003, S. 10–11).

Darüber hinaus verursachen die bei den Phasenumwandlungen des Wassers umgeschlagenen Wärmemengen dichte-induzierte Auftriebsänderungen, die einen erheblichen Einfluss auf die Wolkendynamik haben und sich in meso- und makroskaligen Änderungen der atmosphärischen Zirkulation manifestieren. Exemplarisch für Wirkungen auf der Mesoskala sei auf den Einfluss der Vertikalverteilung des Wasserdampfes und der Feuchtekonvergenz auf die Entwicklung hochreichender Konvektion und der Gewitteraktivität verwiesen (Reiner 2004; Mohr 2013; Mahlke 2017; Piper 2017; Caldas-Alvarez 2019), sowie auf die Bedeutung der Wasserdampfverteilung für die modellgestützte Bestimmung der Wasserhaushaltskomponenten Niederschlag und Verdunstung auf regionaler Skala (Sasse 2012). Als ein Beispiel für Wirkungen auf der Makroskale sei der Einfluss des latenten Wärmeflusses auf die Entstehung von Tiefdruckgebieten (Zyklogenese) genannt (Hoffmann 1999; Riemer 2011).

Auf der Grundlage von Klimasimulationen haben Wills et al. (2016) einen starken Einfluss erwärmungsbedingter Änderungen von durch instationäre Wirbel induzierten Feuchtetransporten auf die atmosphärische Dynamik in außertropischen Breiten nachgewiesen. Im Zuge einer globalen Erwärmung weist die zonal (d. h., über die Längengrade) gemittelte klimatische Wasserbilanz (Niederschlag minus Verdunstung) eine Tendenz zu einer Umverteilung nach dem Motto „wet gets wetter, dry gets drier“ auf, welche gleichzeitig mit einer Zunahme der zonalen Anomalie des hydrologischen Zyklus einhergeht (siehe auch Abschnitt 9).

Die Kenntnis der grundlegenden physikalischen Erhaltungssätze, denen das Klima „als der statistischen Gesamtheit atmosphärischer Zustände und Prozesse in ihrer raumzeitlichen Verteilung“ (Bernhardt 1987, 2016a, S. 37) unterliegt, und die prinzipielle Möglichkeit, auf der Grundlage dieser Erhaltungssätze die raumzeitliche Verteilung dieser Zustände durch Langzeitintegrationen mittels numerischer Modelle über Jahrzehnte, Jahrhunderte oder sogar Jahrtausende zu simulieren, sind eine notwendige, aber noch keine hinreichende Bedingung für eine zuverlässige Vorausschau künftiger Entwicklungen. Letztere erfordert vor allem eine präzise Bestimmung der Um-

wandlungsraten der hydrothermodynamischen Vorhersagevariablen im Klimasystem. Diese Umwandlungsraten hängen von den physikalischen Flüssen von Masse, Impuls und Energie innerhalb der verschiedenen Klimasubsysteme und durch die Grenzflächen zwischen ihnen ab. Die adäquate Beschreibung der Umwandlungsraten und der zugrundeliegenden Flüsse ist von fundamentaler Bedeutung für die Schließung der globalen und lokalen Energie- und Wasserbilanz sowie für Änderungen in der chemischen bzw. biologischen Zusammensetzung der Atmosphäre und der Erdoberfläche (Foken 1998; WCRP 2012; Clayson et al. 2019). Das gegenwärtige Unvermögen, hochgenaue Globalverteilungen der Flüsse durch die Grenzfläche zwischen Erdoberfläche (einschließlich dem Ozean) und Atmosphäre bereitzustellen, ist eine kritische und erhebliche Unsicherheitsquelle in den Bilanzschließungen (Clayson et al. 2019). Unter den Flüssen sind jene durch den Phasentransfer des Wassers verursachten von besonderer Bedeutung:

> „Currently, although various analyses of the surface energy and water budgets close to within the uncertainties, these uncertainties are large enough to preclude the data being able to answer numerous scientific questions. Much of the uncertainty in these estimations are to a large extent due to imbalances between the radiative and turbulent heat fluxes and the evaporation and precipitation across the ocean surface. The movement of water from the ocean to the atmosphere, where it then becomes available to yield precipitation over both the ocean and land surfaces, is vital to life on land. However, our ability to predict the timing and magnitude of these variations is due in part to the uncertainties in the current global air-sea flux products which prevent them from being used to quantify the trends in either the heat or moisture budgets as uncertainties are on the order of 10 to 20 %.“ (Clayson et al. 2019, S. 4 mit Verweis auf weitere Quellenangaben)

In diesem Artikel ist die Aufmerksamkeit stark vereinfachend auf einen speziellen Ausschnitt des Wasserkreislaufs gerichtet, nämlich auf den Energieexport des Ozeans im globalen Mittel, wobei viele andere wesentliche Aspekte, wie etwa die Dynamik von Meeresströmungen, Wind, Wolken, Niederschlag oder Eisdecken weitgehend ausgeklammert bleiben. „Die Continente spielen bei der Abkühlung der Erde nur eine sehr unbedeutende Rolle“ (Woeikoff 1886, S. 178). Es wird in diesem Text auf eine etwas größere Zahl von Referenzen und wörtlichen Zitaten verwiesen, weil die hier besprochenen Fragen in der Literatur zum Teil umstritten sind und man sich deshalb nicht auf zu wenige Informationsquellen stützen sollte. Die Autoren sind keine aktiven Klimaforscher; sie reflektieren hier nur das subjektive Bild, das sie aus dem Studium der Publikationen gewonnen haben.

Das neue SI (BIPM 2019) definiert kein Jahr als Zeiteinheit. Da es aber „ha“ als Flächeneinheit „Hektar“ zulässt, wird das Symbol „a“ hier nicht für das Jahr benutzt, sondern das englische „yr“. Bei Dezimalbrüchen behalten wir zur Einfachheit den Dezimalpunkt (statt Komma) der englischen Literaturstellen auch im deutschen Text bei. In langen Zahlen werden die Ziffern mittels Leerzeichen (statt Komma oder Punkt) gruppiert, wie vom SI empfohlen (BIPM 2019).

2. Verdunstung von der Ozeanoberfläche: Der Wasserkreislauf

Im Jahresmittel gehören 72 % des von der Sonne astronomisch beschienenen Erdquerschnitts zum globalen Ozean (Abb. 2). Die wichtigste Energiequelle der Atmosphäre, wie bereits Hertz betonte, ist mit etwa 80 W m^{-2} im globalen Mittel die latente Wärme des Wassers, das an der planetaren Oberfläche verdunstet.

> „Der weitaus größte Teil der Wärme wird der Luft in Form von latenter Wärme und nachfolgender Kondensation bei der Wolkenbildung zugeführt. ... Der Wärmehaushalt der Luft über dem Meere wird ... hauptsächlich durch die bei der Verdunstung an die Luft abgegebene latente Wärme bestimmt.“ (Albrecht 1940, S. 36, 77)

> „For the atmosphere, the globally averaged net radiative cooling approximately balances the globally averaged latent-heat release. The latent heat is supplied by the evaporation of water from the surface. “ (Randall 2012, S. 176)

Von diesem Wasserdampf entstammt der Hauptteil dem Meer, nämlich 85 %. Die Energie des vom Ozean absorbierten Sonnenlichts (168 W m^{-2}, Pierce et al. 2011, umgerechnet auf die gesamte Erdoberfläche etwa 120 W m^{-2}) wird überwiegend durch Verdunstung (zu knapp 60 %) und Wärmestrahlung (Josey et al. 2013; Houghton 2015) an die Troposphäre übertragen; dieser fundamentale Prozess an der Grenzschicht Ozean-Atmosphäre verläuft in selbstorganisierter, rückgekoppelter Weise, hauptsächlich gesteuert durch die Luftfeuchte und turbulente Transportprozesse.

> „Die an die Luft in latenter Form abgegebene Wärme ist dabei um ein Vielfaches größer als die durch den Austausch unmittelbar an die Luft abgeführte [fühlbare] Wärme.“ (Albrecht 1940, S. 77)

Die Schätzung von Heinrich Hertz, dass „jedes Jahr auf der gesamten Erde eine Wasserschicht von 1 m Dicke verdampft“, wurde in der Folgezeit in einer Reihe von Studien bestätigt und verfeinert (Abb. 3). Die jüngeren Arbei-

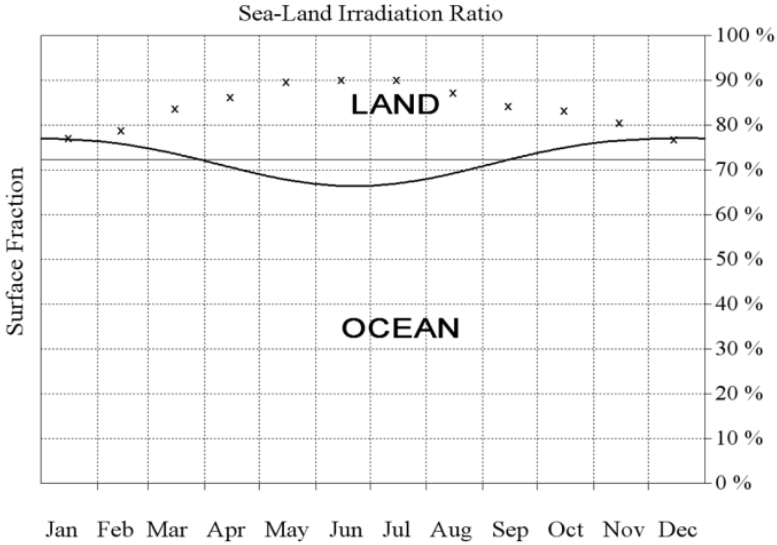

Abb. 2: Jahresgang der Ozeanfläche auf der Tagseite der Erde

Vom Erdquerschnitt, der von der Sonne beleuchtet wird, gehören astronomisch im Jahresmittel 72 % zur Meeresoberfläche, mit einem leichten Jahresgang der Tagesmittelwerte (fette Kurve, Feistel 2013). Die Kreuze (x) stellen den ähnlich geringen Jahresgang der Monatsmittel der relativen Feuchte auf der Insel St. Helena im Südatlantik dar (Feistel et al. 2003).

ten tendieren einheitlich zu Werten von etwa 1200 mm Verdunstung pro Jahr von der Meeresoberfläche (umgerechnet auf die gesamte Erdoberfläche wären das etwa 850 mm). Ungefähr 90 % des von den Ozeanen verdunsteten Wassers fällt als Niederschlag auf diese zurück, nur die restlichen 10 % fallen auf Land und gelangen durch Flusseinträge wieder in die Meere. Zum Vergleich, über Land verdunsten etwa 500 mm pro Jahr; es fallen dort aber 750 mm Niederschlag (Peters-Lidard et al. 2019); für Deutschland betragen die entsprechenden Werte beispielsweise 463 mm und 779 mm (Foken 2008a). Die mittlere globale Verdunstung pro Jahr beträgt somit insgesamt, rund gerechnet, 1200 mm × 71 % (Meer) + 500 mm × 29 % (Land) ≈ 1000 mm, wie bereits 1885 von Hertz zutreffend vorhergesagt, oder 2.7 mm pro Tag. Von dieser Menge Wasserdampf und der entsprechenden latenten Wärme stammen 1200 mm × 71 % / 1000 mm = 85 % aus dem Ozean. Die globale Niederschlagsmenge beträgt 1200 mm × 90 % × 71 % (Meer) + (1200 mm × 10 % + 750 mm) × 29 % (Land) ≈ 1000 mm, was näherungsweise dem Grundgesetz der globalen Wasserbilanz entspricht, wonach der Betrag der

globalen Verdunstung gleich der globalen Niederschlagsrate ist (Brückner 1905). Für den globalen Wasserkreislauf spielen das Land und die Gebirge, an denen sich Wolken bilden und abregnen, quantitativ nur eine untergeordnete Rolle. Für den Landbewohner Mensch hat das Klima subjektiv natürlich einen ganz anderen, durchaus etwas täuschenden Anschein.

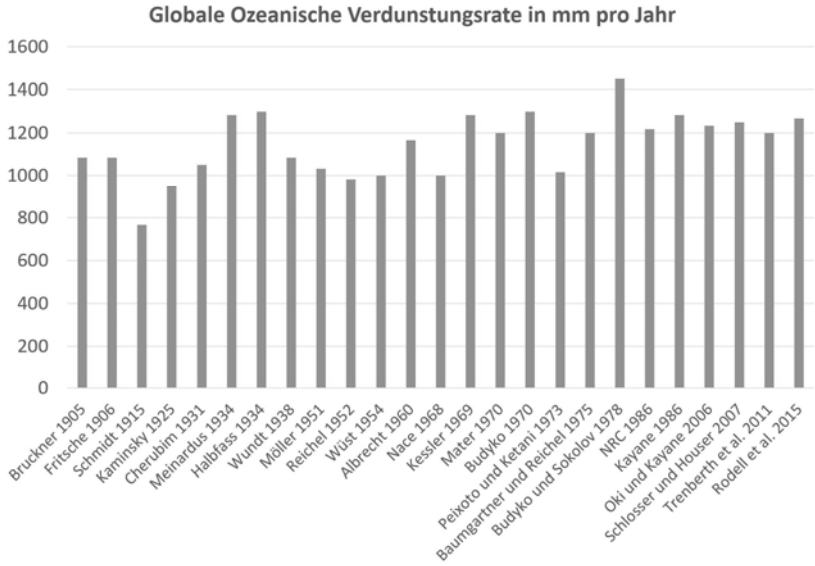

Abb. 3: Globale Mittelwerte der marinen Verdunstungsrate in mm pro Jahr aus verschiedenen Abschätzungen seit 1905

Alle Werte sind dem Übersichtsartikel von Peters-Lidard et al. (2019) entnommen; die Quellenverweise sind ebenda aufzusuchen.

Aus der Verdunstungswärme von Wasser von ca. 2450 kJ kg^{-1} bei 20 °C, die für 1000 mm pro Jahr rund 80 W m^{-2} beträgt, folgt für die beobachteten 1200 mm Verdunstung (Baumgartner/Reichel 1975; Peixoto/Oort 1992) im globalen Mittel über die Meeresoberfläche ein Export von latenter Wärme aus dem Ozean in die Atmosphäre von ca. 96 W m^{-2}, oder von 68 W m^{-2} bei Umrechnung auf die gesamte Erdoberfläche mit dem Faktor des Ozeananteils von 71 %.

Der latente Wärmestrom ist ungleichmäßig über die Meere verteilt. Die Verdunstung in den subtropischen Passatbreiten liegt bei typischen 160 W m^{-2} und erreicht maximale Werte über 200 W m^{-2} beim Golfstrom südlich von

Nova Scotia, Kanada, und beim Kuroshio südlich Kyushu, Japan. Zu den höheren Breiten hin nehmen die Werte systematisch ab; für den Ostseeraum werden beispielsweise um die 50 W m^{-2} angegeben (Budyko 1984). Interessanterweise ist auch die Entropiestromdichte aus der Ostsee etwa halb so groß wie die des globalen Ozeans (Yan et al. 2004; Feistel/Feistel 2006).

Die Menge Wasserdampf (der integrale Wasserdampfgehalt), die sich weltweit in der Troposphäre befindet, wird geschätzt auf Werte um 25 kg m^{-2} (Matveev 1981, S. 129; Vietinghoff 2002; Quante 2011) oder 21.6 kg m^{-2}, wobei die Werte örtlich stark variieren zwischen 0.1 und 78.1 kg m^{-2} (Liang 2013). Bei einer mittleren Verdunstungsrate von 2.7 mm d^{-1} beträgt die Residenzzeit des Wassers in der Troposphäre damit rund (22/2.7 bis 25/2.7) Tage ≈ 8 bis 9 Tage. Kondensiertes Wasser in den Wolken umfasst im Durchschnitt eine Masse von 0.11 kg m^{-2} (Matveev 1981, S. 129; Greenwald/Stephens 1995), entsprechend einer mittleren Aufenthaltsdauer von lediglich (0.11/2.7) Tagen ≈ 0.04 Tagen ≈ 1 Stunde. Die atmosphärischen Zeitskalen des Wasserumschlags sind also kurz im Vergleich zu den üblichen meteorologischen Mittelungszeiten für Monatsmittelwerte, und erst recht viel kürzer als die Mittelungszeiten für saisonale oder Jahresmittel.

3. Relative Luftfeuchte: Ursache und Wirkung von Verdunstung

Als *trockene Luft* wird ein Gasgemisch bezeichnet, das die Atmosphärengase Stickstoff, Sauerstoff, Argon, Kohlendioxid, Methan sowie Spuren von weiteren Gasen in bestimmten Mengenverhältnissen enthält, aber keinen Wasserdampf. Dagegen ist *feuchte Luft* ein Gemisch aus trockener Luft und Wasserdampf. Feuchte Luft, die sich im thermodynamischen Gleichgewicht mit flüssigem Wasser bei ebener Grenzfläche befindet, oder bei tieferen Temperaturen im Gleichgewicht mit Eis, nennt man *gesättigt*. Ein Maß für den Grad der Sättigung ist die *relative Luftfeuchte* (RH), die zwischen 0 % (trocken) und 100 % (gesättigt) variieren kann. Werte in der Umgebungsluft liegen meist zwischen 50 % und 70 %.

Die RH ist in vielen wissenschaftlichen und technischen Disziplinen eine zentrale Größe. Wer aber erwartet, dass RH selbstverständlich überall einheitlich definiert sei, zum Beispiel fachübergreifend im Rahmen des SI (BIPM 2019), der wird nicht fündig (Katsaros 2001; Lovell-Smith et al. 2016). Zu den wichtigsten Definitionen gehören die in der Meteorologie (WMO 2017),

$$\psi_x(x,T,p)=\frac{x}{x^{sat}(T,p)}=\frac{p_v(x)}{p_v^{sat}(T,p)}\,, \tag{1}$$

und die in der Klimatologie (Peixoto/Oort 1992; Wells 2012) verwendeten,

$$\psi_q(x,T,p)=\frac{q(x)}{q^{sat}(T,p)}\ , \tag{2}$$

beide zumeist unterschiedslos einfach als „relative Feuchte“ bezeichnet. Hier ist x der Molenbruch oder Stoffmengenanteil, nämlich das Verhältnis der Zahl der Moleküle des Wasserdampfes zu der von feuchter Luft; $p_v = xp$ ist der Partialdruck, q ist die spezifische Feuchte, nämlich das Verhältnis der Masse des Wasserdampfs zu der von feuchter Luft, und $x^{sat}(T, p)$, $q^{sat}(T, p)$ sind deren Werte bei gesättigter Luft gleicher Temperatur, T, und gleichen Gesamtdrucks, p. In der Clausius-Clapeyron-Gleichung, einer bequemen Näherungsformel für die Sättigungswerte, steigen letztere exponentiell mit der Temperatur an.

Angegeben werden Ψ_x und Ψ_q üblicherweise nach Multiplikation mit 100 in %rh, oder einfach %. Der Zusatz „rh“ hinter dem Prozentzeichen wird gern benutzt, um eindeutig zu zeigen, dass der angegebene Wert eine relative Feuchte in % ist und kein Verhältnis von relativen Feuchten in %. Die beiden Zahlenwerte von Ψ_x und Ψ_q unterscheiden sich in der marinen Troposphäre kaum mehr als um 1 %rh, und deshalb wird bei Messdaten oft darauf verzichtet, die jeweilig benutzte Definition zu nennen, oder die Daten korrekt zu konvertieren. Tatsächlich ist die Unsicherheit bei praktischen RH-Messungen kaum geringer als 1 %rh, oft sogar nur 5 %rh. Wir werden hier aber argumentieren (Abschnitt 7), dass eine systematische Änderung von RH in der Größenordnung von 1 %rh im Klimasystem keineswegs als vernachlässigbar „klein“ angesehen werden sollte. Deshalb gibt es auf internationaler Ebene bereits berechtigte Bestrebungen, die Definitionen von RH zwischen den diversen Disziplinen zu harmonisieren (Lovell-Smith et al. 2016; Feistel/Lovell-Smith 2017), um Messungen verschiedener Gruppen örtlich und zeitlich besser vergleichbar zu machen und kleine Trends zweifelsfrei berechnen zu können, siehe Abschnitt 7.

Meteorologische Messwerte von RH fluktuieren in der Regel stark (Abb. 4) auf typischen Zeitskalen des Wetters zwischen einer Stunde und einem Monat. In dieses Intervall fallen auch die mittleren Residenzzeiten von Wasser in der Troposphäre, Abschnitt 2. Das stochastische Verhalten der RH ähnelt statistisch dem turbulenter Luftbewegungen (Mahmud et al. 2020). Im Gegensatz dazu sind auf klimatischen Zeitskalen die RH-Werte an der Meeresoberfläche überraschend stabil (Blunden/Arndt 2020, Fig. 2.15). Nach aktuellem Stand der Kenntnis sind diese Werte um 80 %rh weitgehend unabhängig von der Jahreszeit und von der Region, und sie zeigen auch kei-

nen signifikanten Trend im Zuge der globalen Erwärmung. Zu diesem Befund mag beitragen, dass sich vermutete systematische Abweichungen erst im Bereich von 0.1 %rh oder darunter zeigen könnten, wobei die heutige marine und atmosphärische Messtechnik aber zu ungenau ist, um solche Effekte aufzulösen. Außerdem besteht das Problem, dass Langzeitreihen von einer Qualität und Dauer wie bei Temperatur oder Niederschlag für die relative Feuchte „praktisch nicht verfügbar" sind (Hocke et al. 2013; Lovell-Smith et al. 2016); das trifft ganz besonders auf die marine Atmosphäre (Dai, 2006) und die Arktis zu.

> „The water vapour distribution especially in Arctic regions is only poorly known and suffers from a limited reliability of some observational standard methods like radiosondes." (Gerding et al. 2002, S. 1)

Auch die verschiedenen – jetzigen und früheren – inkonsistenten RH-Definitionen tragen zu dieser Schwierigkeit bei.

Abbildung 4 zeigt keinen wesentlichen Jahresgang, obwohl sie vom Hochsommer bis in den Winter reicht. Ein sehr ähnliches Verhalten zeigt auch der beobachtete Jahresgang der Monatsmittelwerte der oberflächennahen relativen Feuchte über den Great Plains (Mittelwert über das Gebiet 35–38 °N, 99–96 °W) (Zhang et al. 2018a, Abb. 1c). Das Jahresmittel beträgt dort etwa 70 %rh, das Mittel über die Sommermonate Monate Juni,

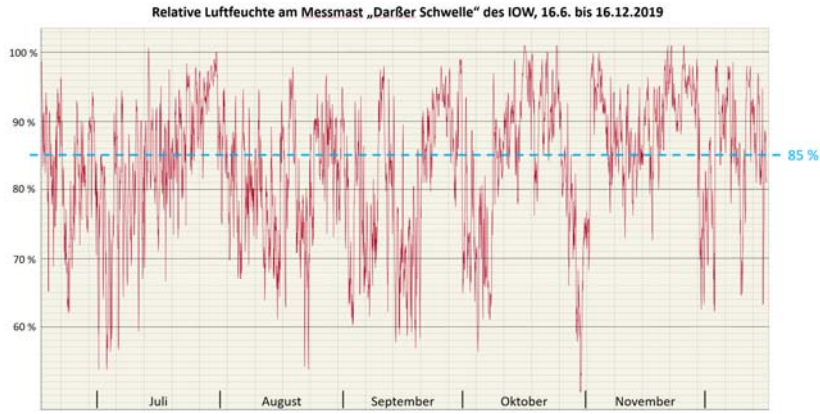

Abb. 4: Messwerte RH

Messwerte vom 16. Juni bis 16. Dezember 2019 der IOW-Station „Darßer Schwelle" an einer Position auf der Ostsee zwischen den Inseln Hiddensee und Møn. Der Mittelwert über diesen Zeitraum beträgt 85 %rh (gestrichelt).

Juli, August 65.6 %rh. Während der beobachtete Jahresgang der RH sehr ausgeglichen ist, weist der mittels Ensemblesimulationen erstellte Jahresgang ein ausgeprägtes Sommerminimum mit einem Mittelwert von nur 43.8 %rh auf. An der deutschen Ostseeküste schwanken die gemessenen Monatsmittelwerte 1947–2005 der beobachteten relativen Feuchte in Warnemünde zwischen 77 %rh im Sommer und 88 %rh im Winter (Hagen/Feistel 2008). Landstationen zeigen wesentlich stärkere Jahresgänge und klimatische Trends als Messungen auf hoher See.

Im Zeitraum der Abbildung 4 ändert sich RH kaum systematisch, obwohl die Funktion $x^{sat}(T, p)$, Gl. (1), nach der Clausius-Clapeyron-Gleichung stark von T abhängt, und Luft- und Wassertemperaturen an der Station einen ausgeprägten Jahresgang aufweisen. Der jeweilige Wassergehalt x der Meeresluft muss also diesen Temperatureffekt kompensieren, wenn $\Psi_x (x, T, p)$ davon kaum betroffen ist. Eine Invarianz von $\Psi_x (x, T, p)$ gegenüber Temperaturänderungen ist nur möglich, wenn x und T positiv und nichtlinear korreliert sind. Für die konvektive kontinentale Grenzschicht ist eine solche positive, durch Turbulenz induzierte Korrelation empirisch gesichert (Stull 1997, S. 223: Abb. 6.7, S. 373: Gl. 9.6.4k; Hellmuth 2006b, Abb. 5).

Ganz ähnlich wie bei den saisonalen Temperaturänderungen liegen die Verhältnisse bei der globalen Erwärmung. Der Wassergehalt der Troposphäre von 22 bis 25 kg m^{-2}, Abschnitt 2, stieg von 1988 bis 2003 um 0.4 kg m^{-2} pro Jahr. „The regression values are very close to the 7 % K^{-1} expected from Clausius–Clapeyron equation for the water-holding capacity of the atmosphere“ schreiben Trenberth et al. (2005, S. 752). Rapp (2014, S. 385) betrachtet den dort verwendeten Trend von 0.4 kg m^{-2} pro Jahr allerdings als sehr unsicher wegen des klimatologisch kurzen Zeitraums von nur 15 Jahren. Während „in the upper troposphere, the increases in water vapor with warmer temperatures are not large enough to maintain a constant relative humidity“ (Rapp 2010, S. 251), ist es eine unter Experten verbreitete Auffassung, dass RH an der Meeresoberfläche keinen signifikanten Trend im Zuge der globalen Erwärmung zeigt (Dai 2006; Randall 2012). Thomas und Stamnes (1999, S. 471) gehen in ihren Betrachtungen zur Rückkopplung des Wasserdampfes auf die Oberflächentemperatur von einer durchschnittlichen RH an der Meeresoberfläche von 85 %rh aus und bemerken:

> „The relative humidity tends to remain fixed as the sea-surface temperature changes, whereas the absolute water content is exponentially dependent on temperature.“

In einer ähnlichen Betrachtung zu Strahlungsrückkopplungen, die sich aber nicht auf die Oberfläche des Ozeans beschränkt, vermerkt Liou (2002, S. 475):

> „From the analysis of measured H_2O concentrations across the globe, the mean annual relative humidity, RH, as a function of height, is fairly constant."
>
> „Hall and Manabe (1999) presented arguments in favor of a model that assumes that the relative humidity will not change as the Earth warms." (Rapp 2014, S. 384)
>
> „The relative humidity may vary in ways that are difficult to predict. In the absence of any better knowledge, most climate models make the assumption that relative humidity does not change with global warming, and a constant relative humidity implies an increase in absolute humidity as the Earth warms. The basis for the assumption that relative humidity does not change with global warming lies in some rather old radiosonde data. Clearly, the assumption of constant relative humidity rests on a weak foundation." (Rapp 2010, S. 250, 251)

Gelegentlich wird RH sogar als empirisch gegebene Konstante modelliert (Möller 1963; Manabe/Wetherald 1967; Frankignoul 1985; Wentz et al. 2007; Rieck et al. 2012). „The assumption of constant RH is also supported by in situ observations [Peixoto/Oort 1996] and satellite observations [Wentz/Schabel 2000]" (Wentz et al. 2007, Supporting Material, p. 2). Eine Untersuchung der Relevanz von RH-Fluktuationen oder möglicher natürlicher Trends ist mit solchen Modellen nicht vorgesehen. Karten der Monatsmittel von RH (Wright 1988) zeigen eine typische Variation zwischen 75 %rh in den Subtropen und 85 %rh in den Tropen. Lokale Spitzenwerte erreichen 90 %rh beim Golfstrom und beim Kuroshio, aber auch auf St. Helena im Südatlantik im australen Winter (Abb. 2). Im Gegensatz zum Ozean wird über der Landoberfläche ein schwacher globaler Trend von RH von −0.08 %rh pro Dekade beobachtet, wobei allerdings nur die Subtropen trockener werden, die Tropen und hohen Breiten aber feuchter (Willett et al. 2014). Solange wir aber nicht wissen, warum, ob und wie genau die marine RH vom Klimasystem konstant gehalten wird, sind Modellprognosen, die auf der Annahme fester RH beruhen, nicht signifikant.

Der thermodynamische Antrieb für die Verdunstung von flüssigem Wasser ist der Unterschied der chemischen Potentiale von Wasser auf beiden Seiten der Grenzfläche (Kraus/Businger 1994):

$$\mu_V^{AV}(x,T,p) - \mu_W^{W}(T,p) = RT \ln \psi_f \tag{3}$$

Hier ist μ_V^{AV} das (molare) chemische Potential von Wasserdampf (unterer Index V) in feuchter Luft (oberer Index AV), μ_W^{W} ist das chemische Potential von reinem flüssigem Wasser, und R ist die molare Gaskonstante. Diese Differenz (3) kann als die Größe $\Psi_f(x, T, p)$ ausgedrückt werden, die sogenannte *relative Fugazität* von feuchter Luft, so wie diese Größe vor über einem Jahrhundert von Lewis (1901) eingeführt wurde. Für gesättigte Luft verschwindet die Differenz der chemischen Potentiale, und Ψ_f nimmt den Wert von 100 %rh an:

$$\mu_V^{AV}(x^{sat}, T, p) - \mu_W^{W}(T, p) = 0\,. \tag{4}$$

Die feuchte Luft unserer Atmosphäre verhält sich näherungsweise wie ein ideales Gas. Für diesen asymptotischen Grenzfall ist die Formel für $\mu_V^{AV}(x, T, p)$ aus der Thermodynamik gut bekannt, und aus Gl. (3) ergibt sich dann die Formel (1), d. h. die Gleichheit der relativen Fugazität mit der relativen Feuchte, $\psi_f^{id} = \psi_x$, also

$$\mu_V^{AV}(x, T, p) - \mu_V^{AV}(x^{sat}, T, p) \approx RT \ln \frac{x}{x^{sat}(T, p)}\,. \tag{5}$$

Unter Umweltbedingungen unterscheiden sich die beiden Größen Ψ_f und Ψ_x nur innerhalb der Messunsicherheit der üblichen Feuchtemesser; auch aus diesem Grund ist die einfache Formel (1) zum de-facto-Standard der Meteorologie erklärt worden (WMO 2017, eq. 4.A.15). Die Empfindlichkeit der globalen Wärmebilanz gegen Trends in der relativen Feuchte ist jedoch viel zu groß, siehe Abschnitt 7, als dass man mit dieser Näherung die entscheidenden Prozesse der Energieflüsse durch die Meeresoberfläche korrekt erfassen könnte. Es böte sich an, die thermodynamisch strenge Definition (3) für die relative Feuchte zu verwenden (Feistel/Lovell-Smith 2017), siehe Abschnitt 8, und Gl. (1) nur als eine praktische Näherungsformel dafür, die in der gegenwärtigen meteorologischen Praxis als ausreichend genau gilt.

Verdunstung von der Meeresoberfläche ist ein komplexer Vorgang, dessen messtechnische Beobachtung auf See bei Wind, Wellen und Gischt große Probleme bereitet und der im Labor kaum realistisch simuliert werden kann. Gemäß Gl. (3) bestimmt die relative Fugazität, also in etwa RH gemäß Gl. (5), in einer dünnen Grenzschicht von wenigen Millimetern Dicke über dem Wasser die Verdunstungsrate. Bei Meerwasser verringert der Salzgehalt S die Fugazität des Wassers in der flüssigen Phase, und die Verdunstung wird angetrieben von der Differenz der chemischen Potentiale von Wasser in der feuchten Luft, μ_V^{AV}, und im Meerwasser, μ_W^{SW}, bzw. der entsprechenden

Fugazitäten f_V^{AV} und f_w^{sw} relativ zu der von gesättigter Luft, f_v^{sat} (Guggenheim 1948; Prausnitz et al. 1999; Feistel/Lovell-Smith 2017, S. 568, 573):

$$\mu_V^{AV}(x,T,p)-\mu_W^{SW}(S,T,p)=RT\ln\frac{f_V^{AV}}{f_V^{sat}}-RT\ln\frac{f_W^{SW}}{f_V^{sat}} \tag{6}$$

Die Fugazität in der Oberflächenschicht wird selbst wiederum verändert durch den Strom von Wasserdampf und Wärme aus dem Meer, und durch die turbulente Vermischung mit den Luftschichten darüber und den Wasserschichten darunter. In der Luft bleibt während der Vermischung in guter Näherung der Wasserdampfgehalt, x oder q, erhalten, solange die Luft hinreichend untersättigt ist, um Kondensation auszuschließen.

Die frühen Untersuchungen von Wüst (1920), Sverdrup (1936) und Albrecht (1940) zur Verdunstung vom Meer benutzen die thermodynamischen Kräfte, Gl. (6), in der plausiblen Näherung des „Dampfdrucksprungs an der Meeresoberfläche“ (Albrecht 1940, S. 17), einer Verallgemeinerung der Dalton-Formel von 1802 (Trabert 1896; Debski 1966, S. 345; Brutsaert 1982) für Meerwasser. Dafür wird in Gl. (6) der Logarithmus mittels $\ln x \approx x-1$ linearisiert und die Fugazitäten werden ersetzt durch deren Näherungen für ideale Gase, nämlich durch die entsprechenden Partialdrücke. Entsprechendes gilt über Eis- und Schneeflächen. Über Land, wo die Fugazität des Wassers im Boden unbekannt ist, wird diese behelfsweise geschätzt durch die Fugazität des Dampfes dicht über dem Boden, und Gl. (6) somit genähert durch den vertikalen Gradienten des Partialdrucks des Wasserdampfs in der feuchten Luft (Albrecht 1940). Einen Überblick über solche Parametrisierungen an Land gibt Debski (1966).

Dagegen wird in bestimmten numerischen Klimamodellen später die Verdunstungsrate auch über dem Meer als proportional zum vertikalen Gradienten der spezifischen Feuchte q über der Oberfläche parametrisiert (Bunker 1976; Budyko et al. 1978; Liu et al. 1979; Liou/Zheng 1984; Kraus/Businger 1994; Doney 1995; Roeckner et al. 1996; Katsaros 2001; Fairall et al. 2003; Wentz et al. 2007; Stevens et al. 2013; Zhang et al. 2018b; Cronin et al. 2019), ähnlich der Thornthwaite-Holzman-Gleichung (Thornthwaite/Holzman 1939; Hasse 1971; Wunderlich 1972; Thompson/Pinker 1981). „The rate of evaporation is proportional to the vertical gradient of specific humidity at the Earth’s surface“ (Wentz et al. 2007, Supporting Material, p. 1). Dieses Verfahren, das den „Dampfdrucksprung“ und den Partialdruck durch die spezifische Feuchte ersetzt, entspricht Gl. (6) nur in einer noch gröberen Näherung als zuvor bei Wüst (1920), Sverdrup (1936) und Al-

brecht (1940). Diese Darstellung des Wasserdampfflusses entspricht ihrer Genese nach der sogenannten Austauschgleichung bzw. der Mischungsweghypothese (Prandtl 1925, 1932; Logwinow 1955: § 43, 44), mit welcher der durch Turbulenz verursachte vertikale Transport beschrieben wird als der einer passiven Substanz, die der Luft beigemischt ist. Für die in der Masseneinheit enthaltene Menge der Substanz werden lediglich zwei Annahmen getroffen:

(i) Die Substanz sei während des Transportes eine Erhaltungsgröße, d. h., die Luftteilchen, die Träger dieser Eigenschaft sind, vermischen sich nicht;
(ii) Die Substanz sei passiv (oder inert), d. h. ihre Beimischungen zur Luft beeinflussen den Vorgang der Turbulenz nicht (ebenda).

Für meteorologische Anwendungen der Mischungsweghypothese auf die planetare Grenzschicht sei auf die umfangreiche Literatur verwiesen (Albert et al. 1982, 1988; Albert 1988; Albert/Mix 1988; Bernhardt et al. 1982; Detering 1985; Mix 1982, 1988; Stull 1997).

Die Modellvorstellung, dass der turbulente Wasserdampffluss durch den lokalen Gradienten der spezifischen Feuchte angetrieben oder zumindest quantifiziert werden kann, gilt für die Umverteilung einer passiven Substanz innerhalb eines fluiden Mediums, falls die turbulente Bewegung der limitierende Faktor dieses Flusses ist. Sie gilt aber nicht oder nur bedingt, falls der Fluss durch Austauschprozesse durch den Rand des Mediums dominiert wird, so wie es insbesondere für die Grenzfläche Ozean-Atmosphäre anzunehmen ist. Für die Darstellung dieser Flüsse, welche die gesamte atmosphärische Bodenschicht mit einschließt, werden sogenannte Bulk-Aerodynamik-Parametrisierungen verwendet (Kondo 1975; Kruspe 1977; Foken 1990; Laubach 1996; Enriquez/Friehe 1997; Stull 1997; Hellmuth 2006a; Doms et al. 2013; Clayson et al. 2019, S. 12; Cronin et al. 2019). Die Basis-Gleichungen für die turbulenten Flüsse am unteren Rand der Atmosphäre sind für Land und Meer identisch (Louis 1979). Es werden jedoch über Land und Meer unterschiedliche Parametrisierungen der sogenannten Transferkoeffizienten (oder der turbulenten Dalton-Zahlen) in Abhängigkeit von der thermischen Stabilität der Schichtung und der aerodynamischen Rauhigkeitslänge verwendet (Kondo 1975; Doms et al. 2013). Der Hauptunterschied besteht in der Behandlung der aerodynamischen Rauhigkeitslänge, die über dem Meer eine höhere Variabilität aufweist. Während die Rauhigkeitslänge über Land eine Funktion der Landnutzung ist, hängt diese Größe über dem Meer von der Windgeschwindigkeit ab und wird nach der Charnock-Formel

als Funktion der charakteristischen kinematischen und konvektiven Geschwindigkeiten („scaling velocities“) parametrisiert (Kondo 1975; Doms et al. 2013).

Ein idealisiertes, aber trotzdem realistisches Modell der Troposphäre ist das einer isentropen, perfekt durchmischten Luftsäule. In diesem Modell sind die spezifische Entropie (oft ausgedrückt durch die potentielle Temperatur) und die spezifische Feuchte vertikal homogen in der Troposphäre verteilt. Diese Annahmen führen zu sinnvollen Werten des adiabatischen Temperaturgradienten, und eine atmosphärische Kühlungsrate von $2\,\mathrm{K\,d^{-1}}$ erweist sich als konsistent mit dem globalen Entropieexport der Erde von $1\,\mathrm{W\,K^{-1}\,m^{-2}}$ (Fortak 1979; Ebeling/Feistel 1982, 1994; Feistel/Ebeling 2011) in der sogenannten „Photonenmühle“. In diesem isentropen Modell ist die Troposphäre an der Meeresoberfläche warm und untersättigt, und der irreversible Verdunstungsfluss wird dort angetrieben durch den Unterschied der chemischen Potentiale von Wasser im Meer und in der Luft, Gl. (3), der näherungsweise durch die relative Feuchte, Gl. (5), bestimmt ist. An der Grenzschicht Ozean-Atmosphäre bleibt in diesem Modell die Energie streng erhalten (Feistel et al. 2010; Feistel 2018). In der Höhe fällt die Temperatur unter den Tau- oder Frostpunkt, Wolken entstehen und Niederschlag entfernt das Wasser wieder, das vom Meer zuvor eingetragen wurde. Es existiert ein Netto-Transport von Wasserdampf von der Ozeanoberfläche zu den Wolken bei Abwesenheit eines vertikalen Gradienten der spezifischen Feuchte durch die Idealisierung eines unendlich schnellen turbulenten Austauschs. Gerade über dem offenen Ozean (im Gegensatz zum Land) herrscht eine vom Jahresgang der solaren Einstrahlung weitgehend unabhängige neutrale Schichtung, d. h. die vertikalen Austausch- und Transportprozesse werden durch mechanisch induzierte Turbulenz dominiert, die von der Windgeschwindigkeit bestimmt ist, unabhängig vom Gradienten der spezifischen Feuchte.

Der entgegengesetzte idealisierte Grenzfall ist der von laminaren vertikalen Luftströmungen ohne jegliche Vermischung. Entlang eines solchen Stromfadens wird Wasserdampf transportiert, ohne dass damit eine Veränderung der Zusammensetzung des Luftpakets verbunden wäre. Auch hier tritt ein Fluss latenter Wärme auf, dessen Stärke nicht durch einen Gradienten der spezifischen Feuchte entlang des Stromfadens parametrisiert werden kann. Wenn also Luft bei thermischer Konvektion aufsteigt, so bleibt die spezifische Feuchte dabei unverändert und der vertikale Feuchtegradient verschwindet, während der vertikale Feuchtetransport allein durch die mechanische Bewegung bestimmt ist und keineswegs verschwinden muss.

Der irreversible Fluss von Wasserdampf in die Troposphäre hinein wird angetrieben von der relativen Feuchte an der Grenzfläche Ozean-Atmosphäre; im Gegensatz dazu verursachen Gradienten der spezifischen Feuchte nur deren irreversible Umverteilung *innerhalb* der Troposphäre. Es existieren aber auch signifikante konvektive und turbulente reversible Transporte von Wasserdampf innerhalb der Troposphäre bei vernachlässigbar kleinen solchen Gradienten (Landau/Lifschitz 1974, § 57). Die Berücksichtigung solcher „nichtlokaler" Flüsse erfordert die Anwendung von Turbulenzschließungsverfahren höherer Ordnung (Hellmuth 2006a, b). Außerdem findet reversible Kondensation in Wolken und durch Tau und Reif bei gesättigter Luft (100 %rh) statt. Im Gegensatz zu diesen thermodynamischen Bedingungen berechnet das turbulente Transportmodell für dieses reversible System jedoch fälschlicherweise einen verschwindenden Fluss latenter Wärme, weil der vertikale Gradient der spezifischen Feuchte in der unteren Troposphäre fehlt. Es ist nicht auszuschließen, dass die erheblichen systematischen Probleme, die numerische Klimamodelle mit der Erhaltung der Energie an der Grenze zwischen Ozean und Atmosphäre zeigen (Josey et al. 2013; Cronin et al. 2019), teilweise auch durch die verwendete Parametrisierung der marinen Verdunstungsraten bedingt sein können, falls diese – im Gegensatz zur physikalischen Natur des Vorgangs – nicht die relative Feuchte (genauer, die thermodynamische Aktivität von Wasser, siehe Abschnitt 8) als Antriebskraft an der Meeresoberfläche berücksichtigt.

Den in der Austauschgleichung für den turbulenten Wasserdampffluss auftretenden Gradienten schätzt man in numerischen Modellen zumeist ab durch die Differenz $(q_0 - q_z)$ der q-Werte in zwei verschiedenen Höhen, etwa bei 1 m und 10 m (Hasse 1963). Entsprechende mesometeorologische Routinebeobachtungen in zwei Höhen über Land wurden ebenfalls entwickelt (Foken 1990; Foken/Hupfer 2009). Diese Methode ist auch als Bulk-Aerodynamik-Methode (BA) bekannt, siehe oben. Die Fehler BA-basierter turbulenter Flüsse werden verursacht durch Fehler (i) in der Bestimmung der Zustandsvariablen, die zur Berechnung der Meeresoberflächentemperatur, der spezifischen Feuchte und der Windgeschwindigkeitsdifferenz notwendig sind, sowie (ii) in der Bulk-Parametrisierung selbst, mittels derer aus den jeweiligen Eigenschaftsdifferenzen die entsprechenden Flüsse berechnet werden (ebenda). Mit justierbaren Koeffizienten kann die Formel so angepasst werden, dass sie im Mittel die Verhältnisse der jetzigen Welt quantitativ reproduziert. Trotzdem ist die Verwendung der BA-Parametrisierung des latenten Wärmeflusses eine generelle Ursache beträchtlicher Unsicherheiten von Klimamodellen und Gegenstand intensiver Untersuchun-

gen (Zhang et al. 2018b). Aus Gl. (5) folgt beispielsweise, dass die Verdunstungsrate eigentlich proportional zum Logarithmus des Wasserdampfgehalts x ist und nicht linear davon abhängt; die verwendete Linearisierung der Modelle funktioniert also höchstens für kleine Abweichungen vom aktuellen klimatologischen Wert zu jener Zeit, als die Koeffizienten ermittelt wurden. Im Zuge der globalen Erwärmung verändert sich jedoch die Feuchte an der Meeresoberfläche; vermutlich aber ohne dass Modelle ihre Parametrisierungen entsprechend aktualisierten, oder noch besser, selbstkonsistent vorhersagten.

Man kann an einfachen Beispielen sehen, dass der lineare Ansatz auch physikalisch problematisch ist. Wenn ein q-Gradient vorhanden ist, die Luft an der Oberfläche aber gesättigt, $q_0 = q^{\mathrm{sat}}$, so ist Verdunstung thermodynamisch unmöglich, im numerischen Modell wird sie aber trotzdem stattfinden. Andersherum, wenn die turbulente Vermischung der Luft stark genug ist, $q = q_z = q_0$, verschwindet der Gradient von q und damit auch die modellierte Verdunstung; wenn diese verwirbelte Luft aber ungesättigt ist, $q < q^{\mathrm{sat}}$, so wird weiterhin in der Realität Verdunstung beliebiger Stärke vorhanden sein. Eine modifizierte Variante, die diese Probleme zum Teil vermeidet, ist die Annahme von $(q^{\mathrm{sat}} - q_z)$ als Antrieb der Verdunstung (Sellers 1965; Budyko 1984; Frankignoul 1985; Oberhuber 1988; Boer 1993; Olbers 2001; Yu 2007; Josey et al. 2013). Dieser Ansatz kann als eine Vergröberung der Parametrisierung von Wüst (1920), Sverdrup (1936) und Albrecht (1940) auf zwei verschiedene Weisen interpretiert werden, nämlich als eine des „Dampfdrucksprungs“ oder eine des „Dampfdruckgradienten“ an Land. Letztere beschreibt im Grunde aber die Verdunstung nicht direkt, sondern nur indirekt über die Intensität der oberflächennahen turbulenten Vermischung.

Bereits Kruspe (1977) verwies auf einen systematischen Fehler in der Bestimmung des latenten Wärmeflusses mittels der BA-Methode, welcher aus der Annahme der Feuchtesättigung an der Meeresoberfläche bei einer Wassertemperatur in 20 bis 40 cm Tiefe („subsurface water temperature“) resultiert. Der Autor hob hervor, dass die Meeresoberfläche durch Verdunstung abgekühlt wird und so kälter als die Bulktemperatur des oberflächennahen Wasserkörpers ist. Unter Bezugnahme auf Literaturquellen verwies Kruspe (1977) außerdem auf die Möglichkeit, dass die Luft unmittelbar an der Meeresoberfläche untersättigt sein kann. Grundlage der Bestimmung des latenten Wärmeflusses waren in der Deutschen Bucht und über der Ostsee durchgeführte Messungen der Fluktuationen des Windes, der Temperatur und der atmosphärischen Refraktivität sowie der vertikalen Differenzen der spezifischen Feuchte zwischen der Meeresoberfläche und einer Refe-

renzhöhe von zehn Metern unter Verwendung der gemessenen Bulktemperatur des oberflächennahen Wasserkörpers sowie der gemessenen Trocken- und Feuchttemperaturen zur Bestimmung der relativen Feuchte mittels Psychrometer. An die ermittelten Verdunstungsflüsse wurde die BA-Formel der Verdunstung angepasst. Die Anpassung ergab die Existenz eines Residualgliedes der Verdunstung von −0.6 mm d^{-1} („apparent negative moisture flux“) bei verschwindendem Vertikalgradienten der spezifischen Feuchte. Das Residualglied bewirkt, dass der tatsächliche Verdunstungsfluss erst bei Einstellung eines bestimmten, von Null verschiedenen Gradienten der spezifischen Feuchte verschwindet (Kruspe 1977, Gl. (3), Abb. 2). Dieses Verhalten entspricht aber genau der vorstehend diskutierten physikalischen Problematik des BA-Ansatzes. Ohne die explizite Berücksichtigung einer negativen Residualverdunstung verursacht die Anwendung der BA-Formel für die Verdunstung einen erheblichen systematischen Fehler im latenten Wärmefluss von ca. 18 W m^{-2}. Auf Grundlage seiner Datenanalyse schlussfolgerte Kruspe (1977, S. 58): „Therefore we conclude that this finding is not merely a statistically accidental result.“

Die Formeln, die in diversen numerischen Modellen benutzt werden zur Berechnung des latenten Wärmestroms aus dem Ozean, sind als einfache Parametrisierungen quantitativ geeignet definiert, um mit vorhandenen Messwerten der gegenwärtigen marinen Atmosphäre im Mittel verträglich zu sein. Als physikalische Modelle scheitern sie zumeist jedoch schon qualitativ an elementaren Plausibilitätstests. Ursache hierfür ist der Umstand, dass der für den turbulenten Austausch konservativer und inerter Größen entwickelte Austauschansatz keinerlei Nebenbedingungen hinsichtlich des thermodynamischen (thermischen, mechanischen und chemischen) Gleichgewichtes berücksichtigt, welches den atmosphärischen Wasseraustausch kontrolliert.

Zur Kompensation von Modellartefakten bzw. Unzulänglichkeiten in den bestehenden Parametrisierungen subgridskaliger Flüsse werden in Klimamodellen zwei Grundtypen von Modellanpassungen („adjustments“) vorgenommen:

(i) „Tuning“: Anpassung von nicht direkt messbaren Prozessparametern zur Gewährleistung vernünftiger Simulationen eines Kontrolllaufes (z.B. Drag-Koeffizient des Windes über Landflächen als Teil der Parametrisierung subgridskaliger Prozesse), und
(ii) „Fudging“: „Large-scale ad-hoc adjustment“ zur Anpassung des Modell-Klimas an das reale Klima unter der Annahme, dass die Anpassung selbst invariant ist gegenüber Klimaänderungen (z. B. Korrektur der Flüsse an der Grenzschicht Ozean-Atmosphäre) (CENR 1992, S. 282–286).

Die Quantifizierung der Unsicherheiten, die aus der Anwendung solcher Adjustment-Verfahren in Klimamodellen resultieren, ist Gegenstand zahlreicher Untersuchungen (Cao et al. 2015; Zhang et al. 2018b, 2018a). In Bezug auf den latenten Wärmefluss zeigen State-of-the-Art-Klimamodelle eine Tendenz zur Überschätzung der jahreszeitlichen Amplitude (Cao et al. 2015) sowie eine Überschätzung der Mittelwerte in tropischen Regionen (Zhang et al. 2018b).

Man kann von solchen Modellen nicht erwarten, dass sie die Empfindlichkeit des Klimas gegenüber Veränderungen von RH genau genug prognostizieren. Falls ein Modell zuvor so justiert wird, dass es eine marine Luftfeuchte von 80 %rh aufweist, so kann dieses Modell nachträglich keine Erklärung dafür liefern, warum RH in der Natur gerade diesen Wert besitzt und sich dieser im Zuge der globalen Erwärmung nicht ändern sollte.

> „Much of the systematic change in RH [in General Circulation Models] can be explained by ... the gradients and trends each depend on a model's ability to resolve moisture transport." (Sherwood et al. 2010)

> „Analysis of feedbacks in those models would be simplified by a methodology using relative rather than specific humidity as a state variable." (Held/Soden, 2012)

State-of-the-Art-Klimamodelle zeigen erhebliche Differenzen zwischen simulierten und beobachteten Jahresgängen der RH. So unterschätzen die simulierten Ensemblemittel für die Sommermonate die beobachteten Werte um mehr als 20 %rh (Zhang et al. 2018a, Abb. 1).

Neben der großen Herausforderung, den systematischen Fehler in den simulierten Wärmeflüssen zu beseitigen, verweisen Zhang et al. (2018b) auf das Problem, dass der Temperaturkoeffizient der beobachteten spezifischen Feuchte mit 1.6 % K^{-1} signifikant kleiner ist als der aus der Clausius-Clapayron-Gleichung (CC) resultierende Wert von 7 % K^{-1}, der wiederum gut mit dem aus Ensemblesimulationen ermittelten Wert von 7.6 % K^{-1} übereinstimmt:

> „There are at least two aspects of this result worth discussing. On the one hand, we should acknowledge the large uncertainties in our observational data sources. For instance, surface humidity is usually derived from satellite-based total precipitable water content ... and/or brightness temperatures. ... Both the intrinsic limitations of those approaches and spread of modeling algorithms in various products could lead to significant uncertainties in observational q_a. ... When considering trends with warming, these parameterizations in LHF (latent heat flux) products may be somehow missing the compensatory increase in near-surface

> humidity as SSTs [= sea-surface temperatures] increase. On the other hand, the plausibly well-constrained CC equation in the MME [= multimodel ensemble] indicates that the model output is favorably subordinated to model regulations. As stated in Levang and Schmitt (2015, S. 2), however, 'the strength of the water cycle is governed by more complex processes than CC scaling'. It is quite likely that the strength of CC scaling is lower than theoretical prediction in the real world. Note that calculation error may also have a certain effect on the result, which is not discussed presently. A better understanding of how the CC equation/scaling behaves in the real world is essential for improving the accuracy of surface humidity in observations and needs continuous effort. It is worth noting that the very weak trend in LHF in all the models suggests that the LHF values are nearly conserved in the models. This discrepancy with respect to the observations may have an important impact on the energy budget in the models, and further studies are needed. The next generation of CMIP [= coupled model intercomparison project] ... is coming soon. This study is expected to provide constructive references for the evaluation of LHF in CMIP6 models. We will continue to focus on the performance of air-sea fluxes simulated in CMIP models and explore effective ways to improve them in the future." (Zhang et al. 2018b, S. 7124–7125)

Es ist hier anzumerken, dass das obige Zitat im Zitat, „the strength of the water cycle is governed by more complex processes than CC scaling", missverstanden werden kann, denn die CC-Gleichung sagt höchstens etwas aus über den Gehalt der Atmosphäre an Wasserdampf, nicht aber zwangsläufig auch über dessen Umschlagsrate, siehe Abschnitt 9. Aufgrund des Fehlens hinreichend langer Zeitreihen mit hochgenauen Feuchtemessungen kann derzeit nicht geklärt werden, ob sich ein potentieller Trend im latenten Wärmefluss, falls er denn überhaupt existiert, auch in einem der Gl. (5) entsprechenden Trend von RH abbildete, und ob dieser Trend im Rahmen verfügbarer Messgenauigkeiten für RH auch signifikant aufgelöst werden könnte (Blunden/Arndt 2020, Fig. 2.15).

Die genauen physikalischen Gründe für die Konstanz der RH an der Meeresoberfläche sind nicht klar. Während die RH auf kleinen Zeitskalen von lokalen Prozessen bestimmt wird, sind ihre klimatologischen Werte das Ergebnis globaler Vorgänge. Sobald RH lokal etwas kleiner wird, steigt wegen Gl. (3) die Verdunstungsrate, und der Feuchtegehalt der Luft nimmt dadurch wieder zu. Gleichzeitig mit der Verdunstung kühlt sich die Grenzschicht ab (Skineffekt), und auch dadurch steigt die relative Luftfeuchte rasch wieder an, so dass diese negative Rückkopplung einen vorhandenen stationären Wert gegen Fluktuationen stabilisiert. Dieser lokale Mechanismus wirkt vermutlich auf kurzen Zeitskalen unter einer Stunde.

Auf klimatologischen Zeitskalen von Monaten, Jahren oder länger sind Rückkopplungseffekte globaler Form zu erwarten, die jedoch kompliziert und noch nicht völlig verstanden sind. Ein vereinfachtes solches Rückkopplungsmodell beschreibt Randall (2012, S. 177). Er betrachtet als Ausgangspunkt einen Zustand der Atmosphäre, bei dem die atmosphärische Strahlungskühlung ausbalanciert ist durch die Freisetzung latenter Wärme durch die Kondensation von Wasserdampf. Was passiert dann in der Folge einer Fluktuation, bei der die Geschwindigkeit des hydrologischen Zyklus erhöht ist?

(i) Die Atmosphäre erwärmt sich, weil darin mehr latente Wärme pro Zeiteinheit freigesetzt wird.
(ii) Die hohe Bewölkung vergrößert sich wegen des zusätzlichen Wasserdampfes, reduziert dadurch die Strahlungskühlung der Atmosphäre und erwärmt die Atmosphäre zusätzlich (hohe Wolken wie Cirren sind sehr kalt und strahlen weniger Wärme nach oben ab als sie von unten erhalten).
(iii) Die verstärkte Verdunstung kühlt die Meeresoberfläche ab und entsprechend auch die dünne Luftschicht darüber, erhöht deshalb dort RH und verringert die Verdunstung.
(iv) Die vermehrte Freisetzung latenter Wärme in der oberen Troposphäre erwärmt dort die Luft, behindert so die Konvektion zur Bildung hochreichender Wolken und verstärkt damit wieder die Strahlungskühlung.

In der Bilanz dieser gegenläufigen Effekte entsteht eine negative, stabilisierende Rückkopplung, die zur Dämpfung der ursprünglichen Fluktuation führt, wie es in der Natur beobachtet wird. Randall fügt hinzu, dass geographisch die Verteilung von Strahlungskühlung und der Freisetzung latenter Wärme negativ korreliert sind, im globalen Mittel ihre Fluktuationen aber positiv rückgekoppelt sind, also auch destabilisierend wirken können.

Stellen wir uns außerdem unsere Welt mit kaum messbar geringerer RH, aber sonst weitgehend unveränderten Bedingungen vor. Die Verdunstungsrate vom Meer wäre höher, der Ozean kühlte sich dadurch ab und die Atmosphäre hätte einen stärkeren Zustrom von Wasserdampf. Es bildeten sich mehr Wolken und es fiele mehr Niederschlag. Auf der Nachtseite wärmen Wolken die Erde, weil sie die Ausstrahlung blockieren, auf der Tagseite kühlen sie durch Abschatten des Sonnenlichts. Diese auffälligen Unterschiede zwischen entweder klaren oder bedeckten Nächten und Tagen kann man mit einer thermisch dämpfenden Wirkung der Bewölkung beschreiben, die alle Bewohner der mittleren Breiten gut aus eigener Erfahrung kennen.

Die typische Zeitskale einer Wolke beträgt nur eine Stunde; man kann also nicht vom 24-h-Mittelwert einer Wolke ausgehen, wenn man ihren thermischen Effekt modellieren will. Viele Wolken bilden sich beispielsweise erst unter Sonneneinstrahlung (thermische Konvektion) und lösen sich am Abend schnell wieder auf (Pfeifroth et al. 2012). Der Tag-Nacht Unterschied in der Wirkung der Bewölkung ist ganz erheblich; der globale Netto-Kühleffekt von 20 W m^{-2} der Wolken (King et al. 2013) ist die Differenz aus starkem Wärmen durch Nachtwolken und starker Kühlung durch Tagwolken. Es käme also auf diverse Details wie die lokale Tageszeit der Wolkenbildung an, mit welchem Vorzeichen letztlich die Strahlungsbilanz des Ozeans von Schwankungen der relativen Feuchte klimatologisch betroffen sein würde. „The net effect [of clouds] depends on ... their appearance in time with respect to the seasonal and diurnal cycles" (Rapp 2010, S. 288). Ob eine Wolke kühlend oder wärmend wirkt, hängt fast ausschließlich davon ab, ob sie bei Tag oder bei Nacht am Himmel steht, und nur unwesentlich von ihrer Höhe und Beschaffenheit.

Gerade die Wolkendynamik mit ihren kurzen Raum- und Zeitskalen ist aber ein zentrales Problem der Klimamodellierung, die auf viel längeren und gröberen Skalen arbeitet (Marshak/Davis 2005; Tollefsen 2012; Matus/L'Ecuyer 2017). Bereits der schwedische Physiker und Chemiker Svante August Arrhenius (*1859, †1927), Inspirator einfacher Klimamodellierung (Arrhenius 1896), verwies auf den Einfluss der Wolken auf die Energiebilanz der Erde (zitiert nach Marshak/Davis 2005, S. 7–8). Zur Rolle der Wolken im Klimasystem heißt es bei Marshak und Davis (2005, S. 8):

> „The short answer to the ‚Why?' question is that clouds are the greatest unknown in all of physical climate modelling; they radically alter the distribution of radiant energy and latent heating in ways that have proven devilishly hard to capture in climate models ... since clouds reflect sunlight but preserve infrared radiation to the Earth (by radiating to space at a colder temperature than the surface they overlie) their solar and infrared radiation effects work against each other, and we had only theoretical calculations of which prevailed."

Die Stärke der globalen Erwärmung als Antwort eines Klimamodells auf eine CO_2-Verdopplung hängt stark ab von der Beschreibung der Wolkenrückkopplungen ab. Die weite Spanne der vorhergesagten globalen Erwärmung veranlasste obige Autoren zu folgender Feststellung (Marshak/Davis 2005, S. 9):

> „Clouds hold the fate of the Earth in their hands, and we don't know which number they will pick, if either. They are indeed the lever sought by Archimedes, with which one could move the Earth – or at least the Earth's climate."

> „After all, clouds are a fast random component of the system, loosely analogous to the stochastic 'weather' term that was used in simple climate models of the 1970s, and thus clouds may prevent a perfectly deterministic solution to the climatic consequences of rising CO_2. That is, the solution may never settle down to a predictable value that all models can agree upon because of the random jiggling of the clouds. Clouds may indeed be completely deterministic in an ideal Laplacian universe, but in any conceivable modeling framework they will always have unknown aspects which will have to be drawn from a probability distribution. This is already true now for any GCM [General Circulation Model] that uses 'random overlap' of clouds or any of its variants." (Marshak/Davis, 2005, S. 11)

Die realistische Beschreibung der Modulation der Strahlungsbilanz der Erdoberfläche durch Wolken ist ein nach wie vor ungelöstes Problem der Klimamodellierung. Hierzu merken Marshak und Davis (2005, S. 13) an:

> „Let's think about the nature of those 'modulations' for a moment. Without clouds, curves of solar and longwave surface radiation as a function of time look smooth and slowly varying. Clouds destroy that utterly. They make surface radiation 'turbulent', mirroring turbulence in the cloud themselves. This turbulence manifests itself as large vacillations in minute-to-minute measured surface fluxes and even second-to-second variations in the direct beam of the Sun."

Unter Verwendung eines konzeptionellen Modells zur Beschreibung des Strahlungs-Konvektions-Gleichgewichtes zeigten Thomas und Stamnes (1999, S. 465–467, Abb. 12.12), dass je nach Wolkenobergrenze und Wolkenemissivität die Erdoberflächentemperatur mit Zunahme des Wolkenbedeckungsgrades entweder zu- oder abnehmen oder konstant bleiben kann.

> „Clouds have been of particular importance because of their value in understanding atmospheric circulation, particularly relating to atmospheric moisture and precipitation and their role in affecting the energy and water balances." (MacCracken/Volkert 2019, S. 131)

> „The treatment of clouds in climate models presents greater obstacles to quantitative analysis of climate sensitivity than does the treatment of water vapor. ... To model the relative humidity distribution and its response to global warming one requires a model of the atmospheric circulation. The complexity of the circulation makes it difficult to provide compelling intuitive arguments for how the relative humidity will change." (Held/Soden 2000)

> „Using [ISCCP] data from 1983 to 1994, a globally increasing trend in monthly mean cloudiness reversed during the late 1980s and early 1990s. There now appears to be an overall trend toward reduced total cloud amounts over both land and ocean during this period." (Folland et al. 2001, S. 149; Burrows 2003, S. 135)

Zwischen 2003 und 2015 konnte die Unsicherheit von Satellitendaten zur globalen Bedeckung deutlich verringert werden und zeigt keinen klar erkennbaren Trend (Blunden/Arndt 2020, Fig. 2.23).

Es gibt natürlich eine unmittelbare Verbindung zwischen der Feuchteverteilung in der Atmosphäre und der Bewölkung (Smagorinsky 1960; Peixoto/Oort 1996; Xu/Randall 1996; Rieck et al. 2012), denn eine trockene Atmosphäre kann keine Wasser-Wolken bilden, eine gesättigte dagegen sehr leicht. Über Indien und den USA sind Bewölkungsanomalien und die der Oberflächen-RH positiv korreliert (Dai 2006).

> „Indeed one does find empirically that non-convective cloud amount, classed as low, middle, and high, is highly correlated with the average relative humidity in the respective layers.“ (Smagorinsky 1960, S. 72)

Eine einfache Korrelation zwischen Bedeckungsgrad C und RH,

$$C = 1 - \sqrt{\frac{1-RH}{1-RH_{crit}}}, \tag{7}$$

wird beispielsweise zur Modellierung der Wolkenbildung verwendet (Liou/Zheng 1984; Rapp 2010; Klaus et al. 2012; Stevens et al. 2013). Sie gilt nur für das Intervall $1 \geq RH \geq RH_{\mathrm{crit}}$ und definiert wolkenfreie Luft ($C = 0$) andernfalls.

In einem einfachen konzeptionellen Modell kann man, ohne sich um die komplizierten kleinskaligen Prozesse in Raum und Zeit im Einzelnen zu kümmern, die beobachteten konstanten Werte der marinen RH von 80 %rh und der globaler Bewölkung von $C = 60$ % empirisch als stabilen stationären Klimazustand annehmen (Blunden/Arndt 2020, Figs. 2.15, 2.23). Aus einem entsprechenden gekoppelten System von Gleichungen für RH und C folgen dann kurze Relaxationszeiten für deren Fluktuationen von nur 32 h und 91 h, die im Frequenzbereich der Wettererscheinungen (nach Wippermann 1971) liegen und auf eine hohe dynamische Stabilität dieses Systems hindeuten (Feistel 2013). Ein solcher Befund stünde im Einklang mit einer erwarteten hohen Empfindlichkeit des Klimasystems gegenüber kleinen Änderungen von RH an der Meeresoberfläche, siehe Abschnitt 6.

Wegen des elliptisch variierenden Abstands zur Sonne empfängt die Erde am 1. Januar um 6.8 % mehr Strahlung als am 1. Juli (Rapp 2010); bezogen auf die mittlere ozeanische Absorption von 168 W m^{-2} (Pierce et al. 2011) sind das im borealen Winter pro Ozeanoberfläche 11 W m^{-2} mehr als im Sommer. Da auch die insgesamt beschienene Ozeanoberfläche im Nordwinter (77 % der Erdoberfläche) größer ist als im Nordsommer (66 %),

schwankt der marine Anteil des global gemittelten solaren Antriebs von 120 W m^{-2} (Abschnitt 2) saisonal ganz erheblich zwischen 134 W m^{-2} im Januar und 107 W m^{-2} im Juli. Diese Differenz ist im Verlauf der astronomischen Milanković-Zyklen gegenwärtig maximal wegen der momentanen Korrelation zwischen Achsenneigung der Erde und Exzentrizität der Erdbahn. Der globale Zustrom von Wasserdampf in die Atmosphäre durch Verdunstung sollte wahrscheinlich entsprechend stark schwanken, jedoch sind den Autoren Studien entsprechend großer saisonaler Amplituden in der global gemittelten marinen relativen Feuchte nicht bekannt. Der beobachtete globale Bedeckungsgrad variiert jahreszeitlich nur um ca. 5 %, wobei das Bewölkungsmaximum im Südsommer auftritt (Schepanski 2006), positiv korreliert mit der globalen ozeanischen Sonneneinstrahlung. Es existieren anscheinend hinreichend starke negative Rückkopplungen, die saisonale Schwingungen von *C* und *RH* dämpfen.

4. Wärmestrahlung des Ozeans: Die Treibhausgase H_2O und CO_2

Die Wirkung von Wasserdampf (H_2O) als Treibhausgas kann man auch ohne Messinstrumente sehr eindrucksvoll erfahren, wie es schon Caecilie Seler-Sachs bei ihren Reisen 1887–1897 durch Mexiko beschrieb:

> „Tuxtla Gutierrez ist seit einigen Jahren Sitz der Regierung [von Chiapas]. Wenn man San Cristóbal [de las Casas], die frühere Hauptstadt des Staates, kennt, so scheint die Verlegung ganz unbegreiflich. Tuxtla ist heiß und hat ein erschlaffendes Klima. ... In zwei Tagesmärschen steigt man bis zur kühlen, klaren Höhe von San Cristóbal hinan.“ (Scurla 1984, S. 377, 381)

Dieses Zusammenwirken von Temperatur und Feuchte wird in der Bioklimatologie häufig durch die Äquivalenttemperatur als ein Maß für den Wärmeinhalt der Luft ausgedrückt, mit dem sich Aussagen über Schwüle-, Behaglichkeits- und Kälteempfindungen quantifizieren lassen (Heyer 1962, S. 401).

Ähnliche Unterschiede herrschen zwischen dem schwül-heißen Massawa am Roten Meer und dem sommerlich-frischen Asmara darüber im Hochland von Eritrea.

> „Descending abruptly from an elevation of nearly 2400 m to sea-level, ... the climate becomes increasingly sultry and hot, and a burning wind, seemingly released from some gigantic oven, replaces the cool zephyrs of Asmara. At the end of the road ... is the Red Sea port of Massawa, where the average temperature throughout the year is 30 ° C.“ (Hancock et al. 1983, S. 52)

Ob zwischen Tuxtla und San Cristóbal in Mexiko, oder zwischen Massawa und Asmara am Roten Meer, in ersteren Orten lässt die feuchte Luft die tropischen Temperaturen auch nachts bei sternklarem Himmel kaum durch Strahlung absinken, während es bei letzteren gleich nach Sonnenuntergang empfindlich kühl wird. Solche Verhältnisse an Land sind aber nur bedingt auf die marine Atmosphäre übertragbar, wo es keine Berge gibt und auch keine trockenen Orte.

Unter den diversen Maßen für den Gehalt der Atmosphäre an Wasserdampf sind zwei besonders wichtig; die spezifische Feuchte, q, und die relative Feuchte, RH. Erstere ist das Verhältnis der Masse von Wasserdampf zur Masse der feuchten Luft, letztere ist das Verhältnis der Molzahl von Wasserdampf der gegebenen Luft zu der von gesättigter Luft (bei gleicher Temperatur und gleichem Druck). Für den Treibhauseffekt zählt die Masse von Wasser, also q. Dabei spielt RH nur eine indirekte Rolle, indem der mögliche Wert von q bei Sättigung (100 %rh) seine Obergrenze findet.

Wasserdampf in der Troposphäre kann den eigenen Treibhauseffekt wesentlich verstärken. Die Rückkopplung zwischen q und RH führt zu einer Art Bistabilität, einem Venus-Mars-Effekt beschrieben von Komabayasi (1967) und Ingersoll (1969, 2013). Mit steigender Temperatur bleibt q eines gegebenen Luftpäckchens unverändert, der Sättigungswert aber nimmt exponentiell nach der Clausius-Clapeyron-Gleichung zu, RH also entsprechend stark ab. Hat ein warmer Ort hinreichend feuchte Luft, so kann der daraus folgende Treibhauseffekt die Temperatur erhöhen, damit auch die Sättigungsgrenze, und q kann durch Verdunstung weiter steigen, wodurch wiederum der Treibhauseffekt weiter zunimmt. Umgekehrt, ist an einem kühleren Ort der Sättigungswert von q niedrig, so ist der Treibhauseffekt durch H_2O gering. Bei klarem Himmel kann die Nachttemperatur stark absinken, und durch fallenden Tau oder Reif nimmt die spezifische Luftfeuchte weiter ab, und somit wiederum auch der Treibhauseffekt, usw. Im Gegensatz zu einer feuchteinduzierten Venus-Mars-Bistabilität scheint das Erdklima aber eher durch eine lebensfreundliche stabile Homöostasie geprägt zu sein, in der die Konstanz der RH eine bestimmende Rolle zu spielen scheint.

Wasserdampf in der Troposphäre kann auch einen durch CO_2 bewirkten Treibhauseffekt (Arrhenius 1896) wesentlich verstärken.

> „Water vapor, confessedly the greatest thermal absorbent in the atmosphere, is dependent on temperature for its amount, and if another agent, as CO_2, not so dependent, raises the temperature of the surface, it calls into function a certain amount of water vapor which further absorbs heat, raises the temperature and calls forth more vapor ...“ (T. C. Chamberlin 1905, zitiert aus Held/Soden 2000)

> „If changes in humidity and clouds produce between 66 % and 85 % of the temperature change induced by greenhouse gas emissions, then pinning down changes in humidity and clouds as a consequence of CO_2 emissions is *the* crucial issue in predicting future climate change. The question how credible climate models are in making such predictions then revolves about how well they account for changes in humidity and cloudiness.“ (Rapp 2014, S. 383; siehe hierzu auch Bülow 2020)

Held und Soden (2000) schlugen als einfaches Modell für die Rückkopplung zwischen Wasserdampf und CO_2 eine Gleichung der Form

$$\frac{\mathrm{d}T}{\mathrm{d}\log_2[CO_2]} = \frac{a}{1-b-c} \tag{8}$$

vor, wobei $a \approx 1$ K die direkte Reaktion der Oberflächentemperatur T auf den CO_2-Gehalt der Troposphäre beschreibt, $b \approx 0.4$ (bei fixierter RH) die Rückkopplung über Wasserdampf, und c die Änderung der Albedo durch Schmelzen von Schnee und Eis. Eine Auswirkung dieser Faktoren auf die Bewölkung wird im Modell (8) nicht berücksichtigt.

Realistische Strahlungstransportmodelle in der Atmosphäre sind mathematisch und physikalisch kompliziert (Pelkowski 1995, 2014; Rothman et al. 2005; Pierrehumbert 2010). In Lehrbüchern findet man unterschiedliche Aussagen über die Rolle von Wasserdampf als Treibhausgas. So schreiben Thomas und Stamnes (1999, S. 13):

> „A species of key importance to terrestrial radiation, and thus to its heat balance, is the water vapor molecule (H_2O). Although present in fractions of 1 % by volume, it dominates the absorption of infrared radiation. Water vapor (along with several other minor species) has the dual properties of allowing relatively free passage of shortwave solar radiation while impeding the release to space of thermal infrared radiation.“

„Irish physicist John Tyndall [in 1861] presented proof that water vapour and carbon dioxide (CO_2) were the most important atmospheric gases.“ (MacCracken/Volkert 2019, S. 121) Bei Lutgens und Tarbuck (2001, S. 47) heißt es:

> „Water vapor and carbon dioxide are the principal absorbing gases, with water vapor absorbing about 60 % of the radiation emitted by Earth. Therefore, water vapor accounts (more than any other gas) for the warm temperatures of the lower troposphere ...“

Auch Rapp (2010, S. 246) betont:

„Water vapor is by far the most important greenhouse gas, in the sense that it absorbs more irradiance from the Earth than all other greenhouse gases combined.“

Solche Aussagen hält Pierrehumbert (2010, S. 271) hingegen für irreführend:

„One sometimes hears it remarked cavalierly that water vapor is the ‘most important’ greenhouse gas in the atmosphere. The misleading nature of such statements can be inferred directly from ... [the fact that] if water vapor were the only greenhouse gas in the Earth’s atmosphere, the temperature would be a chilly 268 K.“

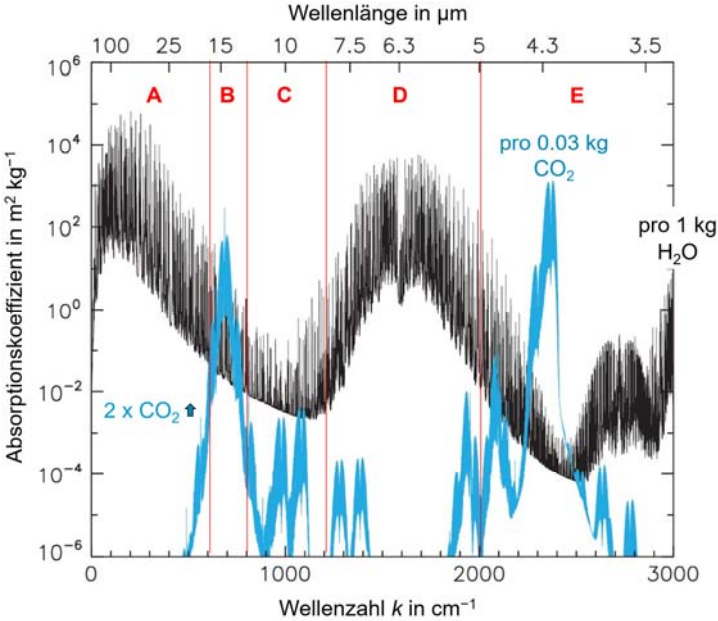

Abb. 5: Infrarotes Absorptionsspektrum von Wasserdampf (H_2O, schwarze Kurve)

Das entsprechende Spektrum von Kohlendoxid (CO_2, blaue Kurve) ist um den Betrag $\log_{10}(33) = 1.5$ Einheiten der Ordinate nach unten versetzt dargestellt, damit es graphisch im Vergleich zu H_2O dem Massenverhältnis 33:1 einer tropischen marinen Atmosphäre bei 300 K und 80 %rh sowie 400 ppm CO_2 entspricht. Die Originaldaten wurden dem Artikel von Zhong und Haigh (2013) entnommen. Eine Verdopplung des CO_2-Gehalts würde dessen (blaue) Kurve wegen des logarithmischen Maßstabs um $\log_{10}(2) = 0.3$ Einheiten der Ordinate nach oben verschieben, wie der kurze Pfeil „2 x CO_2“ andeutet. Thermische Strahlung bei 300 K besitzt ihr Maximum bei $k \approx 650$ cm^{-1}, nahe der Grenze zwischen den Bändern A und B (rot). Die Eigenschaften der Bänder A – E sind in Tabelle 1 beschrieben.

Tab. 1: Infrarote spektrale Absorptionseigenschaften (vereinfacht) von H_2O und CO_2*

Band	Wellenzahl in cm^{-1}	Strahlungsflussdichte bei 300 K in W m^{-2}	Anmerkung
A	< 600	150	H_2O dominiert
B	600–800	100	CO_2 dominiert
C	800–1200	130	Strahlungsfenster
D	1200–2000	70	H_2O dominiert
E	> 2000	9	vernachlässigt

* Mit dem Massenverhältnis 33:1, das einer tropischen marinen Atmosphäre bei 300 K und 80 %rh sowie 400 ppm CO_2 entspricht, wie in Abbildung 5 dargestellt. Die Strahlungsflussdichte eines schwarzen Körpers bei 300 K in den einzelnen Bändern A-E ergibt sich durch Integration des Planckschen Strahlungsgesetzes (Czerny 1954) zwischen den entsprechenden Bandgrenzen (gerundet).

Einfache semi-empirische Hochrechnungen des sogenannten „Greenhouse"-Faktors auf der Grundlage des Konzeptes der Emissionshöhe (als der Höhe, in der das Maximum der Infrarot-Abkühlung auftritt) sowie des sogenannten Wasserdampfrückkopplungsfaktors wurden von Thomas und Stamnes (1999, S. 453–454 und S. 471–475) vorgestellt. Abschätzungen der globalen Effekte verschiedener Treibhausgase mit einem detaillierten Strahlungsmodell wurden von Zhong und Haigh (2013) publiziert. Um die spezielle Rolle der marinen Atmosphäre quantitativ zu illustrieren, diskutieren wir hier ein stark vereinfachtes konzeptionelles Modell, das von den Absorptionsspektren von Zhong und Haigh (2013) ausgeht (Abb. 5).

Die jetzige Atmosphäre enthält etwa 400 ppm CO_2, was auf Meereshöhe einem Partialdruck von 0.4 hPa entspricht. Um den entsprechenden Anteil von Wasserdampf zu finden, berechnen wir aus dem Dampfdruck von Wasser, der ca. 40 hPa bei 300 K beträgt, und der RH von 80 %rh einen Partialdruck von 32 hPa, das sind 3.2 % des Atmosphärendrucks von 1013 hPa, oder rund 32 000 ppm Volumenanteil. Das Verhältnis der Molzahlen 32 000 : 400 = 80 : 1 ergibt mit der molaren Masse von H_2O (18 g mol^{-1}) und der von CO_2 (44 g mol^{-1}) ein Massenverhältnis H_2O : CO_2 von etwa 33 : 1 oder 1 : 0.03. Für dieses Massenverhältnis einer tropischen marinen Atmosphäre sind die Absorptionskurven beider Gase im infraroten Spektralbereich in Abbildung 5 gegenübergestellt (Werte übernommen von Zhong/Haigh 2013). Die blaue Kurve für CO_2 gibt dort, formal betrachtet, den Massenabsorptionskoeffizienten pro kg eines Gemisches an, das zu 0.97 kg aus einem transparenten Gas und zu 0.03 kg aus CO_2 besteht, um so die

Kurven von CO_2 und H_2O in ihrer relativen atmosphärischen Wirksamkeit quantitativ vergleichbar zu machen.

Der gesamte Frequenzbereich kann in fünf qualitativ verschiedene Bänder A – E eingeteilt werden, wie in Abbildung 5 dargestellt und in Tabelle 1 beschrieben. Die Verteilung der thermischen Strahlungsenergie eines schwarzen Körpers (flüssiges Wasser ist im Infraroten in sehr guter Näherung undurchsichtig und schwarz) besitzt bei $T = 300$ K ein Maximum bei einer Kreiswellenzahl von $k = 2\,\pi / \lambda \approx 650\ \mathrm{cm}^{-1}$, mit λ als der Wellenlänge. Das folgt aus dem Wienschen Verschiebungsgesetz, $k_{\max} = 2.168\ \mathrm{mm}^{-1} \times (T / \mathrm{K})$. Im Band A, $k < 600\ \mathrm{cm}^{-1}$, an der langwelligen Flanke der Strahlungsverteilung, dominiert die Absorption durch H_2O. Um das Maximum herum, im Band B ($600\ \mathrm{cm}^{-1} < k < 800\ \mathrm{cm}^{-1}$), dominiert CO_2 als Absorber. Die Strahlung ist noch immer intensiv im Band C ($800\ \mathrm{cm}^{-1} < k < 1200\ \mathrm{cm}^{-1}$), dem sogenannten atmosphärischen Fenster, wo weder H_2O noch CO_2 die ausgehende Wärmestrahlung wesentlich behindern. Im breiten Band D ($1200\ \mathrm{cm}^{-1} < k < 2000\ \mathrm{cm}^{-1}$) blockiert wiederum Wasserdampf den Wärmeexport durch die Atmosphäre, und im kurzwelligen Band E, $k > 2000\ \mathrm{cm}^{-1}$, ist die Ausstrahlung schließlich schon so gering, dass sie in unserem Modell der Einfachheit halber ignoriert werden darf.

Im vergangenen Jahrhundert ist die Konzentration von CO_2 in der Atmosphäre von etwa 300 ppm auf etwa 400 ppm angestiegen. Das kann so veranschaulicht werden, dass in diesem Zeitraum die (blaue) CO_2-Kurve in Abbildung 5 um einen Betrag von $\log_{10}(400/300) = 0.125$ Einheiten auf der logarithmischen Ordinate nach oben verschoben worden ist, das ist etwa 1/100 des in der Abbildung sichtbaren Gesamtintervalls von zwölf Einheiten. Diese leichte Versetzung gegenüber der H_2O-Kurve illustriert den direkten anthropogenen Treibhauseffekt auf die tropische marine Troposphäre, ohne dass sich natürlich die Absorptionseigenschaften des Gases CO_2 selbst dabei irgendwie geändert hätten. Unterhalb des Strahlungsmaximums, im Band A, ist die Auswirkung nur geringfügig, denn die ohnehin vorhandene Absorption durch Wasserdampf wird nur weiter verstärkt. Der Haupteffekt passiert bei Wellenzahlen oberhalb des Maximums; hier verbreitert sich das Absorptionsband durch CO_2 zu Lasten des atmosphärischen Fensters C, und weniger Wärmestrahlung kann die Atmosphäre durchqueren.

Wir schätzen nun die Treibhauseffekte von H_2O und CO_2 getrennt ab, indem wir das spektrale Absorptionsverhalten in Abbildung 5 zu einem konzeptionellen Modell mit vier 0/1-Bändern (ohne Band E) vereinfachen, d. h. die Strahlung eines schwarzen Körpers gegebener Temperatur wird in dem betreffenden Band entweder vollständig absorbiert oder durchgelassen.

Diese Annahme gestattet eine stark vereinfachte näherungsweise Partitionierung der Infrarot-Absorption auf die Hauptabsorber Wasserdampf und CO_2. In den Bändern A und D möge die gesamte Wärmestrahlung des Ozeans durch H_2O absorbiert werden, im Band B durch CO_2, und das Band C sei völlig transparent. Das quantitative Ergebnis ist in Abbildung 6 schematisch dargestellt.

Die unterste Zeile stellt den tropischen Ozean dar, der im Spektralbereich von 0 bis 2000 cm^{-1} entsprechend seiner Temperatur von 300 K insgesamt 450 W m^{-2} emittiert. In der Zeile darüber wird diese Strahlung als 100 % betrachtet und auf die Bänder aufgeteilt. Entsprechend Tabelle 1 lässt Band C 130 W m^{-2} (entspricht 29 %) ungehindert durch, Bänder A und D absorbieren 150 W m^{-2} bzw. 70 W m^{-2} (entspricht zusammen 49 %)

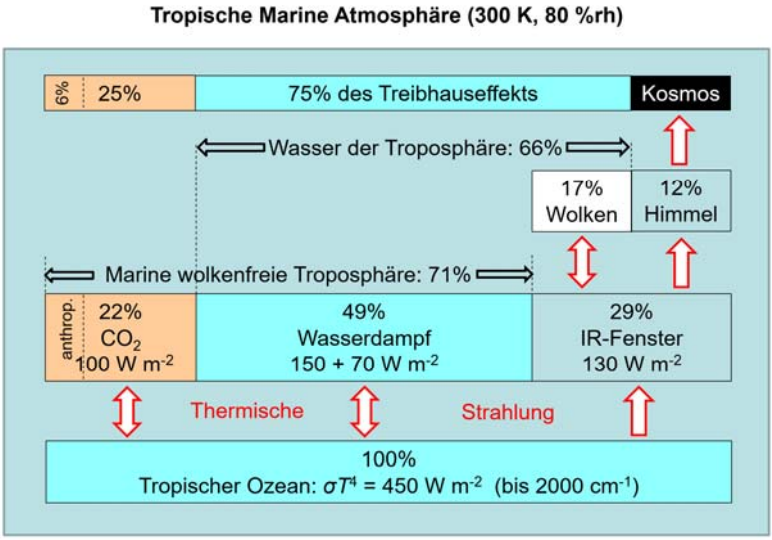

Abb. 6: Konzeptionelles Spektralband-Modell des tropischen marinen Treibhauseffekts

Die thermische Strahlung bei 300 K und 80 %rh beträgt 450 W m^{-2} (unterste Box). Davon werden gemäß Tabelle 1 im Band B 100 W m^{-2} durch CO_2 absorbiert (anthropogener Anteil 25 W m^{-2}) und in den Bändern A und D (150 + 70) W m^{-2} = 220 W m^{-2} durch Wasserdampf. Der Rest von 130 W m^{-2} im Strahlungsfenster C wird zu 60 % von Wolken blockiert, und nur die verbleibenden 130 W m^{-2} × 40 % = 52 W m^{-2} werden direkt von der Meeresoberfläche in den Weltraum abgestrahlt. Anthropogenes CO_2 hat das Fenster um 25 W m^{-2} verkleinert und damit die Abstrahlung ohne Wolken um 10 W m^{-2}. Wasser in der Form von Dampf und Wolken ist in der Troposphäre für 75 % des gesamten Treibhauseffekts verantwortlich.

mittels Wasserdampf, und nur Band B hängt vom CO_2-Gehalt ab und absorbiert 100 W m^{-2} (entspricht 22 %), davon etwa ein Viertel infolge der Zunahme von 300 ppm auf 400 ppm. Die Strahlung im Infrarot-Fenster wird natürlich zusätzlich durch Wolken behindert, die weitgehend intransparent sind. Entsprechend einem mittleren globalen Bewölkungsgrad von 60 % beträgt der durch Wolken absorbierte Anteil der Strahlung im Infrarot-Fenster 60 % × 29 % = 17 % der Strahlung des Ozeans, was in der dritten Zeile zu sehen ist. Im Ergebnis gelangen von der Oberseite der Atmosphäre, oberste Zeile, nur 12 % der Strahlung des Ozeans, also 54 W m^{-2}, direkt in den Weltraum. Von der vom Ozean emittierten Strahlung werden also insgesamt 88 % durch atmosphärisches Wasser (in der Dampf- und kondensierten Phase) und CO_2 absorbiert. Setzt man den Treibhauseffekt durch die beiden Hauptabsorber gleich 100 %, so gehen auf Wasserdampf in der Troposphäre drei Viertel des gesamten Treibhauseffekts zurück, nur ein Viertel auf CO_2, und davon nur wiederum nur ein Viertel auf die ökonomischen Prozesse. Die exklusive Rolle des CO_2 unter den Treibhausgasen resultiert allein aus der Tatsache, dass seine Gesamtmasse in der Atmosphäre keine konstante Größe ist, sondern durch die fortlaufende anthropogene Mobilisierung des fossilen Globalreservoirs stetig zunimmt (Le Quéré et al. 2018, Fig. 3), wie in der Folge ebenfalls die des Wasserdampfes. Dadurch kommt es zu kleinen, aber systematischen und folgenreichen Verschiebungen in der Energiebilanz der Erde.

Bülow (2020, S. 26–27) weist in diesem Zusammenhang noch darauf hin, dass der überwiegende Teil der anthropogenen CO_2-Emissionen von Wasserdampf-Emissionen begleitet wird. Bei den Verbrennungsvorgängen von Isooktan in Otto-Motoren und Isocetan in Diesel-Motoren werden jeweils etwas mehr Moleküle H_2O als Moleküle CO_2 freigesetzt. Im Vergleich zur ozeanischen Verdunstungsrate, Abschnitt 2, ist der technische Zustrom von Wasserdampf jedoch extrem klein, und seine Aufenthaltsdauer in der Troposphäre im Vergleich zu CO_2 nur sehr kurz.

Natürlich können gegen die drastischen Vereinfachungen dieses konzeptionellen Modells diverse Argumente vorgebracht werden, aber die Ergebnisse in Abbildung 6 sind den genauen Modellrechnungen von Zhong und Haigh (2013) hinreichend ähnlich, so dass man erstere durchaus als einfache plausible „Pi-mal-Daumen“-Schätzung der Strahlungsverhältnisse über dem tropischen Ozean betrachten darf.

Insbesondere ist es wichtig zu betonen, dass trotz des hohen Gehalts an Wasserdampf die marine Troposphäre im Infraroten keineswegs „strahlungsgesättigt“, also undurchsichtig wie eine Nebelwand ist, so dass hinzukom-

mendes CO_2 keinerlei zusätzliche Treibhauswirkung hätte. Die trotz H_2O verbleibende Transparenz ist die Folge der Existenz eines geeigneten spektralen atmosphärischen Fensters. Andernfalls, etwa bei einer Modellierung in Form einer spektral homogenen, „grauen" Troposphäre (Emden 1913; Pierrehumbert 2010; Feistel 2011), führen solche Analysen zu unrealistischen Schlussfolgerungen, weil sie die Wirkung des CO_2 in feuchter Luft substantiell unterschätzen.

Der starke infrarote Strahlungsaustausch zwischen Meeresoberfläche und Troposphäre bewirkt eine schnelle gegenseitige Angleichung der Temperaturen, typischerweise auf einer Zeitskala von Stunden, je nach Stärke der turbulenten Prozesse und der beteiligten Wärmekapazitäten der Wasser- und Luftmassen. Der Unterschied der Temperaturen beiderseits der Grenzfläche ist generell gering (Kara et al. 2007). Starke Verdunstung kühlt die Oberfläche des Wassers ab („Skin-Effekt", Saunders 1967; Schluessel et al. 1990) und vermindert den Netto-Wärmeexport des Ozeans per Strahlung, oder kehrt ihn sogar um.

5. Thermische Relaxation des Ozeans: Was uns Jahreszeiten sagen

Im klimatologischen Mittel kann das Erdklima als ein stabiler stationärer Zustand betrachtet werden, wenn wir von Phänomenen wie der globalen Erwärmung oder den Eiszeiten absehen. Das Verhalten kleiner Temperaturschwankungen δT um diesen Zustand wird dann mit einer einfachen linearen dynamischen Gleichung beschrieben:

$$\frac{\mathrm{d}}{\mathrm{d}t}\delta T = -\gamma\,\delta T \tag{9}$$

Hier ist γ der sogenannte Lyapunov-Koeffizient, der die Stärke der rücktreibenden Kräfte und damit den Grad der Stabilität quantitativ angibt; dessen Kehrwert $\tau = 1 / \gamma$ ist die charakteristische Abklingzeit oder Lebensdauer einer Fluktuation, oder deren Relaxationszeit. Schwartz (2007) hat aus der Autokorrelation der mittleren globalen Oberflächentemperatur 1880–2004 abgeschätzt, dass diese Abklingzeit für die Erde bei etwa fünf Jahren liegt. Diese Zeit wird zu 85 % vom Ozean bestimmt und nur zu 15 % vom Land. Ein ähnliches Ergebnis erhält man, wenn man das Strahlungsgleichgewicht des Ozeans mit einer Temperatur von 18 °C und der Wärmekapazität $C_p \approx 800$ MJ $K^{-1}m^{-2}$ einer durchmischten Deckschicht bis 200 m Tiefe bei fehlender Atmosphäre betrachtet (Feistel/Ebeling 2011),

$$\tau = \frac{C_p}{4\sigma_{\mathrm{SB}} T^3} \approx 5\ \mathrm{yr}\,. \tag{10}$$

Nach einer kritischen Diskussion erhöhte Schwartz seine Schätzung nachträglich sogar auf acht Jahre (Foster et al. 2008; Rapp 2010). Im Gegensatz zu diesem Wert fanden Frankignoul und Hasselmann (1977) eine wesentlich kürzere typische Lebensdauer von Anomalien der Oberflächentemperatur des Ozeans von nur sechs Monaten, und die Analyse von jahreszeitlichen Messdaten durch Prescott und Collins (1951) legt sogar Zeiten von lediglich zwei bis drei Monaten nahe (Abb. 7).

Wie sind solche erheblichen Diskrepanzen zu erklären? Dazu ist es hilfreich zu wissen, welche Wirkung die Abklingzeit auf periodische Wechsel wie die Jahreszeiten hat. Die dafür modifizierte Gleichung (9)

$$\frac{\mathrm{d}}{\mathrm{d}t}\delta T + \gamma\,\delta T = a\cos\omega t \tag{11}$$

erlaubt die Berücksichtigung einer saisonalen Schwankung der solaren Intensität mit einer Amplitude ΔI (in $\mathrm{W\,m^{-2}}$) und der Kreisfrequenz $\omega = 2\pi / (1\ \mathrm{yr})$. Aus der Wärmekapazität C_p der periodisch erwärmten Wassersäule folgt die Amplitude der Störung zu $a = \Delta I / C_p$. Eine geeignete Lösung dieser Differentialgleichung (11) für den Verlauf $\delta T\,(t)$ lautet

$$\delta T(t) = A\cos(\omega t - \varphi)\,. \tag{12}$$

Wie man leicht durch Einsetzen von (12) in (11) nachprüfen kann, folgt die Phasenverschiebung φ zwischen astronomischer Sonneneinstrahlung und Temperatur aus der Gleichung

$$\tan\varphi = \omega\tau\,. \tag{13}$$

Aus der Abklingzeit von fünf Jahren (Gl. 8) ergibt sich ein Phasenwinkel von $\varphi = 88°$, entsprechend einer Verzögerung der saisonalen Temperaturkurve um 89 Tage. Aus der Beziehung (13) folgt ganz prinzipiell, dass die Phasendifferenz immer kleiner als 90° sein muss, die Verspätung des Temperatursignals im Jahresgang also 91 Tage nicht übersteigen kann, selbst bei beliebig langen Abklingzeiten. Beobachtete Verzögerungen von knapp drei Monaten in den Klimadaten lassen deshalb kaum Rückschlüsse zu auf die strahlungsbedingte Lebensdauer von thermischen Fluktuationen, außer dass diese wesentlich länger sind als eben drei Monate (Feistel/ Ebeling 2011).

Prescott und Collins (1951) haben zwischen den Wendekreisen regional im Atlantik und Pazifik ein Nachhinken bis zu 110 Tagen festgestellt, wie im australen Frühling in Abbildung 7 zu sehen. In solchen Fällen erweist sich das primitive Modell (11) zweifellos als zu einfach, weil es Einflüsse wie die der Atmosphäre, der Meeresströmungen, der Stärke der turbulenten Vermischung und des doppelten Durchgangs der Sonne durch den Zenit vernachlässigt.

Die Amplitude des jahreszeitlichen Temperatursignals (12) ergibt sich zu

$$A = \frac{a\tau}{\sqrt{1+(\omega\tau)^2}} = a\tau\cos\varphi\,. \tag{14}$$

Als asymptotischen Grenzwert für lange Abklingzeiten $\tau \gg 1/\omega \approx 2$ Monate finden wir $A = a/\omega$. Für St. Helena, gelegen bei 16 °S, variiert die gut bekannte astronomische Einstrahlung zwischen Sommer und Winter etwa um $\Delta I \approx \pm 80\ \mathrm{Wm}^{-2}$ (Hupfer 1998; Randall 2012). Es ergäbe sich aus dem Modell (11) eine jahreszeitliche Amplitude der Temperatur von nur A = 0.5 °C (Feistel/Ebeling 2011), die noch einmal halbiert werden müsste, betrachtete man die tatsächliche Einstrahlung an der Meeresoberfläche unterhalb der Atmosphäre. Dieser Wert ist also um mindestens einen Faktor 5 kleiner als der tatsächlich beobachtete Jahresgang (Abb. 7), wenn man die Lufttemperatur auf der Insel als Proxy für die des umgebenden Ozeans nimmt. Ein Unterschied zwischen Sommer und Winter von weniger als 1 °C wäre kaum noch wahrnehmbar, würde denn der subtropische Atlantik nur durch seine thermische Strahlung gekühlt. Es bleibt nur ein plausibler Prozess für den realen Kühlungsmechanismus übrig, der dann für die restlichen mindestens 80 % des thermischen Jahresgangs verantwortlich sein sollte, und das ist der Export von latenter Wärme aus dem Ozean in die Atmosphäre durch die Verdunstung von der Meeresoberfläche.

Das marine Klima, so schließen wir aus dem Jahresgang der Temperatur auf St. Helena, wird nicht von der Wärmestrahlung des Ozeans dominiert. Wasserdampf in der Atmosphäre und dessen Bildungsrate kann als die vorherrschende Steuerungsgröße angenommen werden, wie es bereits Heinrich Hertz 1885 tat. Dieser Vorgang wird, im Gegensatz zur Wärmestrahlung, durch die Anwesenheit von anderen Treibhausgasen höchstens indirekt beeinflusst. Latente Wärme wird bei der Verdunstung gebildet und erst bei der Kondensation in Wolken der höheren Troposphäre wieder als Wärmestrah-

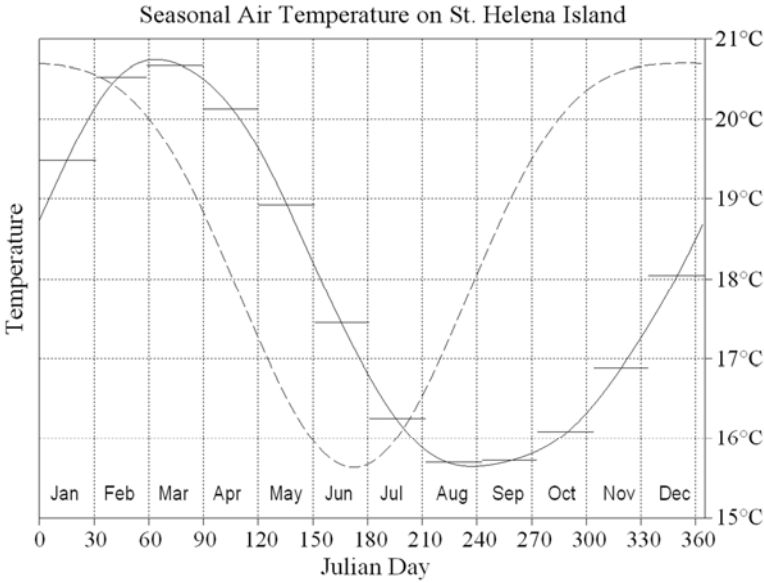

Abb. 7: Klimatologischer Jahresgang 1893–1999 der Lufttemperatur auf St. Helena im Südatlantik, umgerechnet auf Meereshöhe

Horizontale Stufen sind die Monatsmittelwerte; die durchgezogene Kurve ist eine tageweise Interpolation dieser Werte. Gestrichelt ist die phasenrichtige tägliche astronomische Sonneneinstrahlung, skaliert auf das Temperaturintervall. Die mittlere Verzögerung zwischen beiden Kurven beträgt 78 Tage. Das ausgedehnte Strahlungsmaximum von November bis Januar resultiert aus dem doppelten Durchgang des senkrechten Sonnenstands zwischen den Wendekreisen.

(Feistel et al. 2003)

lung freigesetzt, oberhalb derer nur noch ein sehr geringer Treibhauseffekt existiert. Latente Wärme durchquert die dichte untere Troposphäre und deren „Treibhaus“ gewissermaßen per „Tunneleffekt“ mittels thermischer Konvektion und großräumiger Zirkulation.

Nebenbei sei in diesem Zusammenhang angemerkt, dass der verbreitete Gebrauch des Wortes „Treibhaus“ physikalisch im strengen Sinne irreführend ist. Der Effekt eines Treibhauses in Frühbeeten oder botanischen Gärten kommt nicht wie in der Atmosphäre durch die Strahlungswirkung, etwa von Absorbergasen, zustande, sondern ist eine Folge der Unterdrückung des konvektiven Stroms fühlbarer und latenter Wärme. Durch Öffnen und Schließen von Kontrollfenstern kann der konvektive Luftstrom erhöht oder verrin-

gert und damit die Temperatur im Innern des Treibhauses mechanisch reguliert werden.

6. Erwärmung von Luft und Meer: Wieviel Heizenergie wird dafür abgezweigt?

Im Verlauf des letzten Jahrhunderts sind die Oberflächentemperaturen auf der Erde merklich gestiegen, das zeigen viele lange Messreihen wie die von der Insel St. Helena im Südatlantik (Feistel et al. 2003). Der Verlauf der Lufttemperatur (IOW [2020]), Abbildung 8, die wesentlich durch den umgebenden Ozean beeinflusst ist, verrät einen ungleichmäßigen, aber systematischen Anstieg. In den letzten 40 Jahren gab es dort keinen Monat mehr mit einer Temperatur unter 15 °C, im Gegensatz zu den Jahrzehnten davor.

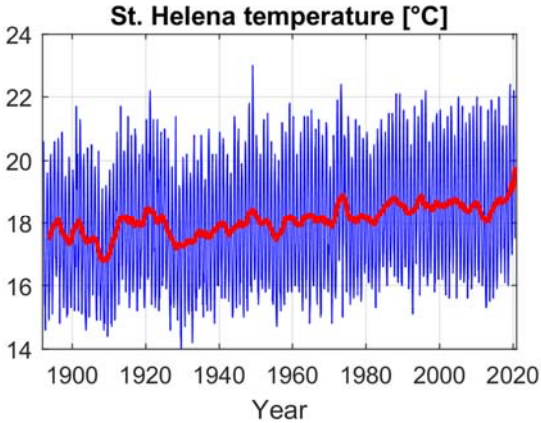

Abb. 8: Monatsmittelwerte der Lufttemperatur auf St. Helena im Südatlantik seit 1892

Die Zeitreihe wurde nach Erscheinen der Publikation weiter fortgesetzt (IOW 2020). Die fette Kurve zeigt den gleitenden Mittelwert über drei Jahre. Der Trend dieser lokalen Erwärmung beträgt 0.9 °C pro Jahrhundert (Feistel et al. 2003).

Im globalen Mittel hat die Oberflächentemperatur von 1979 bis 2010 um 0.17 °C pro Jahrzehnt zugenommen (Morice et al. 2012). Nehmen wir vereinfacht an, dass die gesamte Masse der Luft, also etwa 10 000 kg m^{-2} mit einer spezifischen Wärmekapazität von ca. 1000 J kg^{-1} K^{-1}, von dieser Erwärmung betroffen ist, so beträgt wegen des langen Zeitraums die dafür erforderliche Wärmezufuhr nur 0.005 W m^{-2}. Das ist eine winzige Zahl im

Vergleich zu vielen anderen Energieumsätzen an der Erdoberfläche (siehe Abschnitt 7).

Beispielsweise werden von den ca. 300 W m^{-2}, die der Erdoberfläche im Mittel von der Sonne zugeführt werden, ungefähr 2.3 W m^{-2} verwendet für die Generierung „potentiell verfügbarer kinetischer Energie“ als der maximalen Energie, die durch isentropische Bewegungen in einer baroklinen Atmosphäre zur Erreichung eines hydrostatischen Gleichgewichtes mit horizontal ausgerichteten Druckflächen generiert werden kann. Die Energieflussdichte für die Konversion von potentiell verfügbarer kinetischer Energie in kinetische Energie der mittleren und turbulenten Strömung beträgt ungefähr 2.0 W m^{-2} (Deland 1968).

Der Treibhauseffekt der Atmosphäre ist, energetisch betrachtet, sehr klein, und er könnte aus diversen verschiedenen Wärmequellen stammen. Beobachtungsdaten und Klimamodelle besitzen zu große Unsicherheiten, als dass sie die verantwortlichen Transportprozesse statistisch signifikant auflösen könnten. Trotz der dramatischen Konsequenzen, die man für das Leben auf der Erde als Folge der Erwärmung befürchten muss, bleibt als Tatsache unverändert, dass bis heute die relevanten Kausalketten quantitativ nur unzureichend bekannt sind. Andere Prozesse, insbesondere solche unter Beteiligung von Wasser in der Atmosphäre, sind durch wesentlich größere Energieumsätze charakterisiert, und deren mögliche, von den Modellen vielleicht unvorhergesehene Veränderung könnte die globale Erwärmung leicht auf ein Vielfaches beschleunigen oder aber auch in das Gegenteil verkehren. Im Abschnitt 7 sind zum Vergleich einige wichtige Energieflüsse zusammengestellt. Zwei einfache quantitative Beispiele können diese Aussage verdeutlichen.

Beispiel 1 – Fossile Brennstoffe

Der Anteil des CO_2 in der Atmosphäre steigt pro Jahr um ca. 2 ppm als Folge der Verbrennung fossiler Energieträger in Kraftwerken, Heizungen oder Autos. Wir können grob ausrechnen, wieviel Wärme bei dieser Verbrennung frei wird, wobei wir zur Vereinfachung alles CO_2 unbeachtet lassen, das anderweitig noch einmal in ähnlicher Menge gespeichert oder gebunden wird (Le Quéré et al. 2018, S. 2159). Das Molekulargewicht von trockener Luft beträgt etwa 30 g mol^{-1}. Die Luftsäule mit einer Masse von 10 000 kg m^{-2} enthält ungefähr 330 000 mol m^{-2} Luftmoleküle. 2 ppm Volumenanteil davon sind 0.66 mol m^{-2} CO_2. Die Bildungsenthalpie von gasförmigem CO_2 aus festem Kohlenstoff beträgt etwa 400 kJ mol^{-1}. Bei der Entstehung von 0.66 mol m^{-2} CO_2 wird gleichzeitig Energie in der Menge von ≈ 260 kJ m^{-2} pro

Jahr freigesetzt, das ist, umgerechnet auf Sekunden, eine Leistung von ≈ 0.008 W m^{-2}. Die Abwärme unserer technischen Geräte übersteigt also deutlich die Heizleistung, die für die beobachtete globale Erwärmung der Atmosphäre erforderlich ist, und käme entsprechend als Ursache theoretisch in Frage. Jedoch reicht die technische Wärme bei weitem nicht aus, um auch den gemessenen Temperaturanstieg der Meere zu erklären, siehe weiter unten.

Beispiel 2 – Beschleunigter Wasserkreislauf

Der Ozean verdunstet pro Jahr rund 1000 mm Wasser, Abschnitt 2, dessen latente Wärme dann in der Atmosphäre bei der Wolkenbildung freigesetzt wird. Eine unscheinbar geringe Erhöhung der jährlichen Verdunstung um lediglich 0.06 mm pro Jahr entspräche einem Exzesswärmefluss von ≈ 0.005 W m^{-2}, der quasi zu einer Verdopplung der bislang beobachteten globalen Erwärmung führen würde. Falls sich die Verdunstung aber um 0.06 mm verringerte, würde die Erwärmung der Luft einfach aufhören. Es gibt keine Beobachtungen oder Modelle, die eine künftige Veränderung der globalen Verdunstung um 0.06 mm in irgendeiner Richtung sicher vorhersagen oder ausschließen könnten. Die erhebliche Unsicherheit in der Kenntnis der globalen Verdunstungsrate (Abb. 3) lässt verlässliche Prognosen zur deren Veränderung um einige Hundertstel mm pro Jahr, also um mehrere Größenordnungen innerhalb der Unsicherheitsschranken, praktisch nicht zu. Eine Intensivierung des hydrologischen Zyklus, also von Verdunstung und Niederschlag, wird in mehreren wissenschaftlichen Artikeln aus den vorliegenden Daten geschlussfolgert, siehe Abschnitt 9. Der geschätzte Anstieg der absoluten Feuchte der Troposphäre (präziser, des integralen Wasserdampfgehaltes) um 0.4 kg m^{-2} pro Jahr (Trenberth et al. 2005) erfordert eine zusätzliche Verdunstungsrate von 0.4 mm yr^{-1}. Die damit verbundene Zufuhr latenter Wärme aus dem Meer ist etwa siebenmal so groß wie der Energiefluss, der zum gemessenen globalen Temperaturanstieg der Luft erforderlich ist. Die Zunahme des Wasserdampfgehalts der Troposphäre ist also deutlich energieintensiver als die der in der Öffentlichkeit viel diskutierten Temperatur. Bei der Kondensation des zusätzlichen Wasserdampfs in Wolken wird deshalb wesentlich mehr latente Wärme zusätzlich freigesetzt als die beobachtete globale Erwärmung der Atmosphäre beansprucht.

Zusammen mit der Atmosphäre erwärmen sich auch das Land und der Ozean, und Eismassen tauen auf. Noch vor zehn Jahren war es relativ unsicher, ob überhaupt und in welchem Umfang das Meer sich erwärmen würde (Trenberth 2010). Inzwischen haben mehr und bessere Daten die Kenntnisse

deutlich verbessert (Cheng et al. 2020). Demnach steigt der Wärmeinhalt der obersten 2000 m des Weltozeans seit 1987 mit einer Rate von 0.67 W m^{-2}, bezogen auf der Meeresoberfläche, oder 0.47 W m^{-2}, bezogen auf die globale Oberfläche. Die Erwärmung der Meere ist also, rein energetisch betrachtet, etwa hundertmal so stark wie die der Atmosphäre. Die dafür umgesetzten Energiemengen liegen außerhalb unserer technischen Möglichkeiten. Eine vergleichbare Wärmemenge würde freigesetzt, zündete man fiktiv im Ozean pro Tag etwa 100 der größten Wasserstoffbomben.

Für uns als Landbewohner entsteht leicht der subjektive Eindruck, dass die Sonne über Tag unsere Umgebung aufheizt, diese Wärme „unter dem Treibhausdach" über Nacht aber nicht mehr schnell gut genug entweichen kann, so wie man es vom kleinen Treibhaus im eigenen Garten im Frühjahr kennt. So würde unsere Luft allmählich immer wärmer, und nur das kalte Wasser der Meere mag noch etwas Milderung der Effekte bewirken, wie es zumindest scheint. Die physikalischen Fakten stützen dieses stark vereinfachte Bild so aber nicht. Die Erwärmung der Luft erfordert nur 1 % der Energie, die unsere Meere aufheizt. Die von uns gefühlte und als dominant empfundene Zunahme der Temperaturen an Land erweist sich objektiv also nur als ein kleiner Randeffekt der Erwärmung des globalen Ozeans. „Die viel diskutierte ‚globale Erwärmung' ... betrifft also in Wahrheit vorrangig den Temperaturanstieg im Ozean" (Bernhardt 2020, S. 70).

> „The main energy reservoir is the ocean, and the exchange of energy between the atmosphere and ocean is ubiquitous, so that heat once sequestered can resurface at a later time to affect weather and climate on a global scale. ... Increasing concentrations of carbon dioxide and other greenhouse gases have led to a post-2000 imbalance at the top-of–atmosphere (TOA) of 0.9 ± 0.5 W m^{-2} that produces 'global warming'. ... Over the past 50 years, the oceans have absorbed about 90 % of the total heat added to the climate system while the rest goes to melting sea and land ice, and heating the land surface and atmosphere. ... While the planetary imbalance at TOA is too small to measure directly from satellites, instruments are far more stable than they are absolutely accurate with calibration stability < 0.3 W m^{-2} per decade (95 % confidence) [Loeb et al. 2009]." (Trenberth/Fasullo 2010, S. 316, 317)

7. Unsicherheit an der Grenze Ozean-Atmosphäre: Ist die Kausalität signifikant?

Wie David Hume schon 1748 analysierte, können uns Beobachtungen nur Korrelationen zwischen Ereignissen zeigen, strenggenommen aber keine kausalen Zusammenhänge beweisen (Hume 2015). Dieses Problem ist bei

der Frage nach den Ursachen des Klimawandels besonders schwerwiegend (Ebeling/Feistel 1994; Feistel/Ebeling 2011; Sugihara et al. 2012; Stips et al. 2016), insbesondere, weil das Kriterium der Wiederholbarkeit nicht anwendbar ist. Modelle, die auf solchen Kausalitätsannahmen beruhen, liefern überzeugende Argumente für deren Richtigkeit dann und nur dann, falls sie erfolgreich signifikante Vorhersagen für Situationen machen, deren Daten nicht zuvor in die Modellbildung eingeflossen sind. Quantitative Prognosen, die innerhalb des Unsicherheitsbereichs eines Modells bleiben, fallen jedoch nicht in die Kategorie signifikanter Vorhersagen. Ein extremes Beispiel einer Kausalkette für eine korrekte, aber insignifikante Prognose innerhalb des Rahmens der Unsicherheit liefert die ironische Bauernregel „Kräht der Hahn auf dem Mist, ändert sich das Wetter oder bleibt, wie es ist".

Die Analyse von Unsicherheiten von Klima-Beobachtungen und -Modellen ist deshalb unerlässlich bei der Interpretation der Resultate und Vorhersagen. Wie man in der Tabelle 2 sehen kann, wird für die globale Erwärmung der Atmosphäre nur ein geringfügiger Anteil von 0.005 W m^{-2} aus dem Gesamtstrom der Sonnenenergie von 341 W m^{-2} + geothermale + fossile Energiequellen abgezweigt. Es gibt in den Geowissenschaften allerdings kaum eine Eigenschaft, die quantitativ im Rahmen einer solchen extrem kleinen Unsicherheit von nur 1 ppm bekannt wäre.

Globale Klimamodelle haben technische Probleme, die Energiebilanz zwischen Ozean und Atmosphäre korrekt zu schließen, wenn sie beide Teilsysteme gemeinsam simulieren. Wärmeflüsse durch die Meeresoberfläche weisen dort Fehlbilanzen von mindestens 10 W m^{-2}, in manchen Fällen sogar 30 W m^{-2} auf, und verschiedene Modelle unterscheiden sich voneinander in einer Größenordnung von 50 W m^{-2} (Josey et al. 2013). Ambitionierte Zielstellung für die kommende Dekade ist es, im globalen Maßstab die systematischen Fehler der Beobachtungen unter 5 W m^{-2} und die zufälligen Unsicherheiten unter 15 W m^{-2} zu senken (Cronin et al. 2019). Solche Fehlerschranken rangieren am unteren Ende der Tabelle 2 und übersteigen die typischen Effekte der globalen Erwärmung um mehrere Größenordnungen.

Das Problem der „nicht geschlossenen Energiebilanz" wurde mit dem Aufkommen wesentlich verbesserter Messmethoden und -geräte zur direkten Bestimmung der turbulenten Energieströme („eddy-correlation"-Methode) seit Anfang der 80er Jahre immer offenkundiger (Foken 1998; Laubach 1996). Als hauptsächlich verantwortlich werden gegenwärtig mesoskalige Zirkulationsmuster durch die Heterogenität der Unterlage angesehen, die über dem Meer geringer sind als über dem Land (Foken 2008b; Mauder et al. 2020). Als weitere Fehlerquellen identifiziert wurden:

Tab. 2: Schätzungen global gemittelter Energieflüsse („klimatischer Antrieb“[a]) ausgewählter Prozesse[b]

Prozess (*Werte nicht global gemittelt)	Fluss W m^{-2}	Referenz
Eisschmelze Antarktis pro Jahr 2003–2019	0.0024	Smith et al. (2020)
Elektrischer Energieverbrauch	0.004	Lu et al. (2009)
Eisschmelze global pro Jahr 1992–2011	0.004	Feistel (2017)
Eisschmelze Grönland pro Jahr 2003–2019	0.004	Smith et al. (2020)
Globale Erwärmung der Atmosphäre	0.005	Feistel (2015)
Anstieg um 2 ppm CO_2 pro Jahr in der Luft	0.008	Beispiel 1 Abschnitt 6
Anthropogener Energieverbrauch	0.02	Lu et al. (2009)
Latente Wärme des Anstiegs der Luftfeuchte	0.03	Trenberth et al. (2005)
Geothermale Wärme, lokal für Antarktis*	0.05	Maule et al. (2005)
1 mm pro Jahr Verdunstung des Weltozeans	0.057	Abschnitt 2
Geothermale Wärme, global gemittelt	0.087	Pollack et al. (1993)
Geothermale Wärme, lokal für Antarktis*	0.115	Lösing et al. (2020)
Erwärmung der ozeanischen Deckschicht	0.13	Flohn et al. (1992)
Sonnenfleckenzyklus von 11 Jahren	±0.3	Pallé et al. (2004)
Unsicherheit der Solarkonstante	0.4	Schmutz et al. (2009)
Globale Strahlungs-Fehlbilanz	0.42	Bernhardt (2014)
Erwärmung des Ozeans (der oberen 2000 m)	0.47	Cheng et al. (2020)
Unsicherheit der terrestrischen Energiebilanz	0.5	Trenberth und Fasullo (2010)
Reduktion der AMOC[c] 2009–2010	0.63	Bryden et al. (2014)
Milanković-Zyklen (0.2 % der Solarkonstante)	±0.7	Laskar et al. (2011)
Kleine Eiszeit 1645–1715	0.9	Steinhilber et al. (2009)
Globale Strahlungs-Fehlbilanz	0.9	Trenberth und Fasullo (2010)
CO_2 Strahlungsantrieb (letzte 230 000 Jahre)	±1	Pausata et al. (2020)
Treibhauseffekt Methan CH_4	1.7	Zhong und Haigh (2013)
Treibhauseffekt Lachgas N_2O	1.8	Zhong und Haigh (2013)
Mechanische Energie der Atmosphäre	2	Peixoto und Oort (1992)
Anthropogener Strahlungsantrieb	2.3	Bernhardt (2014)
Unsicherheit der Verdunstung wegen 1 ‰rh	3.6	Gl. (15)
Kinetische Energie der Atmosphäre	4	Monin (1982)
Treibhauseffekt Ozon O_3	7.0	Zhong und Haigh (2013)
Unsicherheit thermischer Himmelsstrahlung	7.2	Ahmet et al. (2020)

Tab. 2: (Fortsetzung)

Prozess (*Werte nicht global gemittelt)	Fluss W m^{-2}	Referenz
Elliptische Umlaufbahn der Erde	±12	Peixoto und Oort (1992)
Wolkenkühlung	20	Mitchell (1994)
Unsicherheit Wärmefluss Ozean-Atmosphäre	20	Josey et al. (2013)
Unsicherheit meridionaler Wärmefluss	25	Lindzen (1997)
Treibhauseffekt Kohlendioxid CO_2	25.5	Zhong und Haigh (2013)
Treibhauseffekt Wasserdampf H_2O	70.6	Zhong und Haigh (2013)
Solarkonstante, global gemittelt	341	Tobiska und Nusinov (2006)

a) Klimatischer Antrieb: „A climate forcing is an imposed perturbation of Earth's energy balance, measured in watts per square meter (W m^{-2}) averaged over the planet." (Hansen et al. 2011)
b) Siehe auch Hupfer (1991, S. 269).
c) AMOC: Atlantic Meridional Overturning Circulation (Wärmetransport des Golfstroms in den Nordatlantik).

(i) die Messung der langwelligen Strahlungsflüsse und die daraus resultierenden Fehler in der Strahlungsbilanz,
(ii) die Messung des latenten Wärmestromes, sowie
(iii) die Messung der Energiebilanzgrößen in verschiedenen Höhen und über einem unterschiedlichem Unterlagenbereich (Heterogenität der Unterlage) (ebenda).

Nach Foken (1998) bereitet bei Untersuchungen an Land die experimentelle Validierung der Bodenfeuchte und des mit dieser stark gekoppelten latenten Wärmestroms die größten Schwierigkeiten. Die Kenntnisse zu diesem Phänomen seien heute weitgehend auf eine relativ kleine Gruppe von Experimentatoren beschränkt. Kritisch merkt der Autor an, dass die Bedeutung dieses Expertenwissens von Modellierern bislang kaum erkannt wird, obwohl wissenschaftliche Notwendigkeiten, wie für die Modellvalidierungen mit Messdaten, die quantitative Bestimmung des Wasserkreislaufes und umweltpolitische Fragestellungen, eigentlich eine rasche Lösung der Problematik fördern müssten. Die Messung des latenten Wärmestroms wird als eines der kompliziertesten messtechnischen Probleme charakterisiert. Foken (1998, Tab. 2) gibt den relativen Fehler des latenten Wärmestromes bei der Schließung der Energiebilanz am Erdboden mit 5–20 % bzw. die Unsicherheit mit 20–50 W m^{-2} an (Foken 1998, Tab. 2). Ähnliche Werte berichtet Laubach (1996, Kapitel 5.4).

Trotz aller Sorgfalt ist es nach Auffassung von Foken (1998) und Laubach (1996) den Experimentatoren in den letzten Jahren nicht gelungen, das Residuum bei der Schließung der Energiebilanz ausschließlich mit Mängeln bei der Bestimmung der turbulenten Flüsse zu erklären. Selbst die erzielten Fortschritte werden als nicht gravierend bezeichnet. Eine wesentliche Frage bleibt nach wie vor unbeantwortet: Warum erhält die Erdoberfläche am Tag scheinbar mehr Energie durch Strahlung, als sie in Form von turbulenten Flüssen an die Atmosphäre (und als weitgehend molekularen Fluss in den Boden) abgeben kann?

Nach Foken (1998, S. 147) gibt es Hinweise auf ein für die Meteorologie nicht untypisches Mittelungsproblem:

> „Es zeigte sich, daß instationäre Bedingungen in einem zeitlichen Maßstab von ca. 5 Minuten bei der Wärmespeicherung im Boden einen Teil der Nicht-Schließung der Energiebilanz erklären können. Analoges gilt für Turbulenzausbrüche, jedoch ist hier der zeitliche Maßstab z. T. < 1 Minute. Treten beide Ereignisse nicht regelmäßig während der 30 minütigen Meßdauer der eddy-correlation-Messungen auf, werden sie bei einem Qualitätstest nur als Störung identifiziert. Treten sie regelmäßig auf, wird zwar die Frequenz des Auftretens scheinbar einem Fluß zugeordnet, die Energie der Einzelereignisse kann aber erst durch spezielle Bearbeitungen, z. B. mittels Wavelet-Analyse, quantitativ ermittelt werden.“

Ähnlich argumentiert Laubach (1996, S. 124–125):

> „Die Zusammenschau aller Ergebnisse läßt jedoch eine andere, gemeinsame Ursache plausibler erscheinen, und zwar die, dass die Voraussetzung verschwindender Vertikalwindanteile bei Perioden oberhalb der gewählten Mittelungszeit τ oft kritisch ist. Mit anderen Worten: es existieren ‚konvektive‘ oder ‚mesoskalige‘ Vertikalbewegungen, die als Folge der Wahl von τ nur zu [den mittleren Vertikalgeschwindigkeiten] $\bar{w}$, aber nicht zu [deren Fluktuationen] w' beitragen können.“

Mit mahnenden Worten wendet sich Foken (1998, S. 147; siehe auch Kracher et al. 2009) schließlich wie folgt an die Adresse der Atmosphärenmodellierung:

> „Trotz mancher Erfolge muß jedoch weiterhin konstatiert werden, daß die Tragweite der Problematik insbesondere den Modellierern unter den Fachkollegen noch nicht bewußt ist. Sie arbeiten in der Regel mit Energiebilanzgleichungen, deren Koeffizienten durch Messungen verifiziert worden sind, bei denen der latente Wärmestrom meist als Restglied bestimmt wurde und somit den Zuschlag durch das Residuum erhielt. Dies hat Auswirkungen auf die für die meisten Modelle wichtige Oberflächentemperatur und insbesondere den Wasserdampffluß.“

Für eine Vertiefung der hier diskutierten Probleme, der theoretischen Grundlagen der Parametrisierung des latenten Wärmeflusses in multiskaligen Atmosphärenmodellen für verschiedene Anwendungen (Klimamodellierung, Wettervorhersage, hydrologische Vorhersagen) sowie für das Verständnis der Praxis und Herausforderungen von *in-situ* sowie boden-, flugzeug- und weltraumgestützten Fernerkundungs-Verfahren zur Bestimmung des latenten Wärmeflusses sowie seiner determinierenden physikalischen Parameter sei auf die Monographie von Schmugge und André (1991) verwiesen.

Verletzungen der physikalischen Erhaltungssätze treten jedoch nicht nur in numerischen Modellen auf, sondern auch bei der objektiven Analyse von Beobachtungsdaten, die in numerische Vorhersagen einfließen oder als Grundlage für die Modellvalidierung und -verifikation verwendet werden. So verweisen z. B. Trenberth et al. (1995) auf Fehler in der Wärme- und Impulsbilanz, aber auch auf nicht geschlossene Massebilanzen der operativen globalen objektiven Analyse für trockene Luft sowie für Spurengase wie Wasserdampf, CO_2 oder Ozon.

Durch die Tatsache, dass Spurengaskonzentrationen typischerweise in Mischungsverhältnissen der Masse (oder des Volumens) der betreffenden Substanz relativ zur Masse (oder zum Volumen) feuchter oder trockener Luft ausgedrückt wird, pflanzen sich Fehler in der Massenbilanz trockener Luft auch in den Massenbilanzen von klimawirksamen Spurengasen fort. Allein Fehler in der Massenbilanz trockener Luft können fiktive Exzessflüsse in der vertikal integrierten Wärmebilanz von lokal 100 W m^{-2} verursachen (Alexander/Schubert 1990). Ohne spezielle Untersuchungen kann nicht einfach angenommen werden, dass sich solche Exzessflüsse durch Langzeitintegration als zufällig verteilt „herausmitteln“ und keinen systematischen Fehler der Daten („Bias“) verursachen.

Der Austausch von latenter Wärme durch die Grenzschicht Ozean-Atmosphäre wird durch die Verdunstungsrate E bestimmt, die von der Differenz der chemischen Potentiale (3) angetrieben wird (Kraus/Businger 1994). Zum Zweck einer einfachen Unsicherheitsbetrachtung ersetzen wir diese Gleichung durch die Näherung für ideale Gase:

$$E = r\left(\frac{\mu_W^W}{RT} - \frac{\mu_V^{AV}}{RT}\right) \approx -r \ln RH\,. \tag{15}$$

Hier ist r ein effektiver empirischer Onsagerkoeffizient, der die Proportionalität zwischen der thermodynamischen Kraft ($-\ln RH$) und dem entsprechenden Fluss (E) beschreibt. Man kann r abschätzen (Feistel/Ebeling 2011)

aus den klimatologischen Werten für den latenten Wärmestrom der Verdunstung, $E \approx 95$ W m^{-2}, und der marinen $RH = 80$ %rh:

$$r = -\frac{E}{\ln RH} \approx 430\,\mathrm{W\,m^{-2}}\,. \tag{16}$$

Meteorologische Messungen der RH sind nicht genauer als 1 %rh. Setzen wir in (15) statt 80 %rh nun 79 %rh ein, so erfahren wir etwas über die Empfindlichkeit des Wärmeflusses durch die Meeresoberfläche gegen kleine Schwankungen der RH:

$$-r \ln 0.79 = 100\,\mathrm{W\,m^{-2}}\,. \tag{17}$$

Die durch die RH-Messung bedingte, geschätzte Unsicherheit des latenten Wärmestroms, bezogen auf die Oberfläche des Weltmeers, beträgt demnach $\Delta E \approx 100$ W m^{-2} – 95 W m^{-2} = 5 W m^{-2}, oder 3.6 W m^{-2} bezogen auf die gesamte Erdoberfläche (Tab. 2). Die globale Energiebilanz hängt also äußerst empfindlich von Änderungen der marinen RH ab, wesentlich stärker als die Genauigkeit, mit der wir RH tatsächlich kennen. Die globale Erwärmung der Luft durch einen hypothetischen zusätzlichen latenten Wärmestrom von $\Delta E = 0.005$ W m^{-2} käme bereits zustande, wenn sich die mittlere RH gemäß Gl. (15),

$$\Delta E = -r \ln \frac{RH + \Delta RH}{RH} \approx -r \frac{\Delta RH}{RH}\,, \tag{18}$$

lediglich um $\Delta RH \approx -0.001$ %rh verringern würde. Messungen oder Modellprognosen mit dieser Auflösung liegen weit außerhalb unserer jetzigen technischen und wissenschaftlichen Möglichkeiten; entsprechend dieser Unsicherheit können Änderungen latenter Wärmeströme durch die Grenzfläche Ozean-Atmosphäre von dieser Größe metrologisch signifikant weder detektiert noch prognostiziert werden. Die Rolle dieser Wärmeströme innerhalb kausaler Klimamodelle kann deshalb noch nicht als abschließend geklärt betrachtet werden.

8. Relative Fugazität: Zur thermodynamischen Definition von relativer Feuchte

Die Phasenumwandlungen des Wassers an der Meeresoberfläche und in den Wolken steuern die gewaltigen energetischen Antriebe der „Dampfmaschine Klima“. Diese Prozesse gehorchen den fundamentalen Hauptsätzen der Ther-

modynamik; Energie und Masse bleiben erhalten, Entropie wird produziert. Klimamodelle erfüllen diese Gesetze aber nicht genau, weder einzeln in der Atmosphäre noch im Ozean, und noch weniger an der Grenzfläche zwischen beiden, siehe auch Abschnitt 7.

> „Unfortunately, it is not always possible to maintain the exact conservation laws and symmetries in the [discretized model] equations.“ (Griffies/Adcroft 2008, S. 291)

> „Model drift ... in time-integrated ocean heat and freshwater flux, net top-of-the-atmosphere radiation (netTOA) and moisture flux into the atmosphere (evaporation minus precipitation) [is] indicating a substantial leakage of mass and energy in the simulated climate system... This non-closure of the global mass and energy budgets arises due to small inconsistencies in the model treatment of energy and/or water.“ (Irving et al. 2020, S. 2, 4)

> „Inspecting commonly used parametrizations for subgrid fluxes, we find that some of them obey the second law of thermodynamics and some do not.“ (Gassmann/Herzog 2015, S. 854)

> „Exchanges of heat, water, and momentum across the air–sea interface play major roles in driving the circulation of the ocean and atmosphere on timescales ranging from less than a day to millennia. ... The long-standing problem of obtaining closure of the ocean heat budget remains to be adequately resolved.“ (Josey et al. 2013, S. 115)

Zu den verschiedenen technischen Gründen für die Verletzung physikalischer Gesetze durch numerische Klimamodelle gehört auch die Tatsache, dass es vor 2010 überhaupt keine Standardgleichungen gab für die Berechnung der Energie, der Entropie, der Enthalpie und der chemischen Potentiale der jeweiligen Phasen und Gemische wie Meerwasser, feuchter Luft oder Eis. So notierte das Joint Panel on Oceanographic Tables and Standards (JPOTS) bei der Entwicklung des Meerwasserstandards von 1980 unter der Überschrift „Entropy of Seawater“ lediglich „As little time was available and extensive data sets were lacking, the panel could not discuss this matter in detail“ (JPOTS 1981, S. 11). In der Meteorologie (WMO 2017) ist kein Standard für die Entropie feuchter Luft formuliert. „A key issue when discussing the isentropic circulation lies in that the entropy of moist air is not uniquely defined“ (Pauluis et al. 2008, S. 1074). Diese thermischen und chemischen Größen sind erst mit der Einführung des internationalen Meerwasserstandards TEOS-10 mit hoher Genauigkeit und bei perfekter interner Konsistenz in den Geowissenschaften verfügbar geworden und werden zunehmend in ozeanographischen Zirkulationsmodellen

implementiert (IOC et al. 2010; McDougall et al. 2013; Griffies et al. 2016; Feistel 2018). Anwendungen in der Meteorologie stehen erst am Anfang (Laliberté et al. 2015; Hellmuth et al. 2020).

Für die außergewöhnlich hohe Qualität und Genauigkeit der Gleichungen von TEOS-10 war die enge Zusammenarbeit der Geowissenschaftler mit den Experten der International Association for the Properties of Water and Steam (IAPWS) ganz entscheidend. Während der Entwicklung des Meerwasserstandards wurde außerdem klar, dass weitere grundsätzliche Probleme bestehen, die nur durch Kooperation mit anderen internationalen Organisationen gelöst werden können, darunter auch eine einheitliche, physikalisch begründete Definition der relativen Feuchte (Pawlowicz et al. 2012; Hellmuth et al. 2015; Feistel et al. 2016; Lovell-Smith et al. 2016; Feistel 2018). Diese Aktivitäten begannen 2011 nach einer ersten Besprechung im Internationalen Büro für Maß und Gewicht (BIPM) in Sèvres bei Paris (Abb. 9) und werden seit 2012 vom IAPSO/SCOR[4]/IAPWS Joint Committee on the Properties of Seawater (JCS) koordiniert (JCS, 2020).

In TEOS-10 sind Energien und Entropien definiert relativ zu willkürlich festgelegten, metrologisch vorteilhaften Referenzzuständen (Feistel et al. 2008; Feistel 2018). Die Behauptung, diese Definitionen führten in Atmosphärenmodellen zu fehlerhaften Ergebnissen (Marquet 2015) und die daraus folgende Forderung nach einer entsprechenden Revision von TEOS-10 sind jedoch empirisch unbegründet (Feistel 2019b). Die „willkürliche additive Konstante [der Entropie hat] keine physikalische Bedeutung und kann nach Belieben fortgelassen werden“ (Planck 1906, S. 137).

> „Daß diese additiven Zusatzglieder absolut genommen gar keine physikalische Bedeutung haben, hängt damit zusammen, daß bei den Vorgängen in der Natur immer nur *Differenzen* der Energie, der Entropie, der freien Energie usw. in verschiedenen Zuständen einer Substanz eine Rolle spielen, bei deren Bildung jene Zusatzglieder sich gegenseitig kompensieren.“ (Planck 1911, S. 267)

Absolute Entropiewerte werden nur von mathematischen Modellen der statistischen Thermodynamik geliefert; sie sind durch Messungen empirisch nicht bestimmbar (Feistel 2019b).

> „The seawater properties entropy, internal energy, enthalpy, and particularly potential enthalpy were not available [before TEOS-10] but are central to accurately calculating the ... air–sea heat flux in the coupled climate system.“ (Smythe-Wright et al. 2019, S. 148)

4 SCOR: Scientific Committee on Oceanic Research.

Abb. 9: Erstes Treffen zur Kooperation zwischen BIPM und IAPWS

Treffen im Pavillon de Breteuil, Sèvres, 30. August 2011. Von links nach rechts: Richard Davis, Michael Stock, Alain Picard†, Rainer Feistel, Andy Henson, Claudine Thomas, Michael Kühne, Robert Wielgosz.

Die Konsistenz der TEOS-10-Gleichungen bedeutet in diesem Zusammenhang beispielsweise, dass bei der Verdunstung einer bestimmten Menge von Wasser aus dem Ozean dem Meerwasser auch rein mathematisch genau so viel Energie entzogen wird wie in der feuchten Luft darüber dazukommt. Ändert sich der Luftdruck während dieses Vorgangs nicht, so bleibt dabei die Enthalpie (das thermodynamische Maß für den Wärmeinhalt, auch ausgedrückt als „konservative Temperatur“, Smythe-Wright et al. 2019) insgesamt erhalten:

$$m_{SW}\, h^{SW} + m_{AV}\, h^{AV} = \text{const}\,. \tag{19}$$

Hier sind m die beteiligten Massen, h die spezifischen Enthalpien, und die Indices daran stehen für Meerwasser (SW) und feuchte Luft (AV). Aus der Erhaltungsgleichung (19) kann man die exakte Formel

$$L = h^{AV} - A\frac{\partial h^{AV}}{\partial A} - h^{SW} + S\frac{\partial h^{SW}}{\partial S} \tag{20}$$

ableiten für die spezifische latente Wärme von Wasser beim Übergang von Meerwasser mit dem absoluten Salzgehalt S in feuchte Luft mit dem Massenanteil A an trockener Luft (Feistel et al. 2010). Die Auswertung dieser Gleichung ist im offenen Quellcode der TEOS-10-Programmbibliothek implementiert (Wright et al. 2010) und ergibt beispielsweise die in Abbildung 10 dargestellten Kurven.

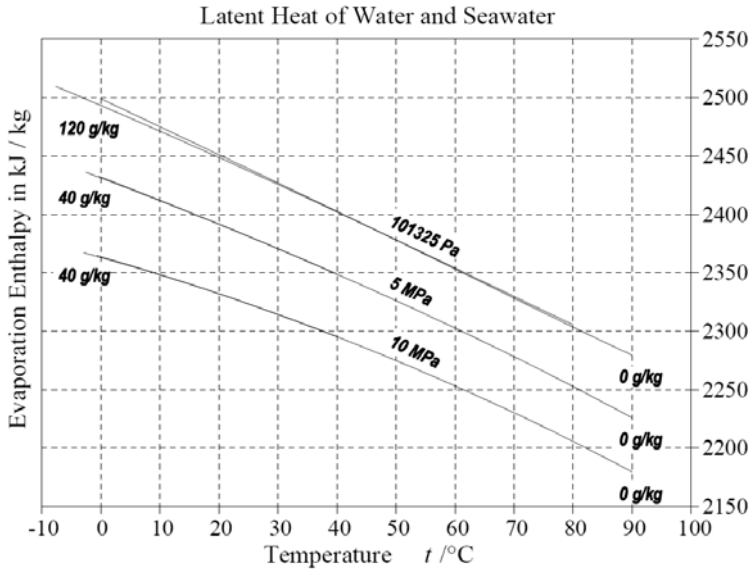

Abb. 10: Latente Wärme der Verdunstung von Meerwasser

Berechnet nach Gl. (20) mit der Programmbibliothek von TEOS-10, für Salzgehalte von 0 bis 120 g kg^{-1} bei Oberflächendruck 1013.25 hPa, und bis 40 g kg^{-1} für höhere Drücke von 5 und 10 MPa.

In praktischer Näherung wurde und wird feuchte Luft thermodynamisch oft wie ein ideales Gas behandelt (Lovell-Smith et al. 2016), mit entsprechend einfachen Zustandsgleichungen (Sonntag 1966; Gatley 2013). Korrekturen dieser Gleichungen erweisen sich aber für höhere Genauigkeiten als erforderlich; so wurde insbesondere der sogenannte „enhancement factor“ (EF) eingeführt, der Abweichungen von den idealen Eigenschaften bei gesättigter feuchter Luft beschreibt (WMO 2017). Die relative Feuchte (RH) wird in der

Meteorologie als Verhältnis von Partialdrücken des Wasserdampfs definiert (Lovell-Smith et al. 2016), also von Größen, die nur für ideale Gase eine klare physikalische Bedeutung besitzen. Durch eine Korrektur mittels des EF wird behelfsmäßig erreicht, dass die relative Feuchte zumindest für die beiden Grenzfälle RH = 0 (trockene Luft) und RH = 100 %rh (gesättigte Luft) auch für nicht-ideale Gase korrekt ist. Die verbleibenden Werte, zum Beispiel die der marinen Atmosphäre von 80 %rh, werden aber weiterhin nach den Regeln idealer Gase zwischen den beiden Endpunkten interpoliert und weisen entsprechende systematische Fehler auf.

Die Verdunstung von Wasser aus dem Ozean wird angetrieben durch die Differenz der chemischen Potentiale, Gl. (15), von Wasser (im Meerwasser) und Wasserdampf (in feuchter Luft). In ungesättigter Luft ist das ein irreversibler Prozess, bei dem Entropie proportional zum Quadrat dieses Unterschieds produziert wird (de Groot/Mazur 1984). Für den globalen Ozean ergibt sich daraus eine Produktion von etwa 0.004 W m^{-2} K^{-1}, die 0.4 % zum gesamten Entropieexport der Erde beiträgt (Feistel/Ebeling 2011; Feistel 2019b, Appendix C). Partialdrücke werden in der irreversiblen Thermodynamik nicht als geeignete physikalische Beschreibungsgrößen realer Gase angesehen.

Die Differenz der chemischen Potentiale lässt sich auch durch verwandte Größen wie die Aktivität, a, oder die Fugazität, f_v, von Wasser korrekt beschreiben, die vor über einem Jahrhundert von Lewis (1901) eingeführt wurden. Als die Fugazität eines idealen Gases erweist sich der Partialdruck; aus diesem einfachen Grund hat sich die letztere, leicht berechenbare Größe in der praktischen Arbeit der Meteorologen auch für reale Gase durchgesetzt. Im Gegensatz dazu gab es bisher keine Standard-Gleichungen für die Ermittlung der chemischen Potentiale, Aktivitäten oder Fugazitäten von feuchter Luft. Das hat sich erst kürzlich geändert durch die Einführung des Meerwasserstandards TEOS-10 durch Unesco/IOC 2010 und IUGG 2011 (IOC et al. 2010; Feistel 2018; Hellmuth et al. 2020).

> „Der grosse Nutzen dieser neuen Grösse liegt ... in der Thatsache, dass die angenäherten Gleichungen, welche den Dampfdruck enthalten, und die streng genommen nur unter der Annahme entwickelt wurden, dass der Dampfdruck den [idealen] Gasgesetzen gehorche, durch exakte Gleichungen von derselben Form oder von gleicher Einfachheit ersetzt werden können, indem sie die Fugazität anstatt des Dampfdruckes enthalten.“ (Lewis 1901, S. 212)

Tatsächlich erlaubt TEOS-10 auch eine präzise quantitative Berechnung des Sprungs der chemischen Potentiale, Gl. (15), an der Meeresoberfläche (IOC

et al. 2010; Feistel et al. 2010, 2015; Feistel/Lovell-Smith 2017; Feistel 2018). Ganz im Sinne der ursprünglichen Arbeiten von Wüst (1920), Sverdrup (1937) und Albrecht (1940) könnte damit in numerischen Klimamodellen die jetzige, relativ willkürliche Parametrisierung der Verdunstungsrate mittels des vertikalen Gradienten der spezifischen Feuchte auf bessere physikalische Grundlagen gestellt werden (siehe Abschnitt 3). Das betrifft sowohl die thermodynamisch korrekte Berücksichtigung des ozeanischen Salzgehalts wie auch die stark variable und die Verdunstung dominierende relative Luftfeuchte.

Die leichte Verfügbarkeit von schneller Rechentechnik macht es heute möglich, hochgenaue Beschreibungen von Stoffeigenschaften jederzeit bequem zur Hand zu haben. Die fortgesetzte Verwendung von ungenaueren historischen Standards basierend auf der Näherung idealer Gase ist zumeist bedingt durch Tradition, Gewohnheit und subjektive Präferenzen der Anwender, aber auch durch den Aufwand und die Fehlerrisiken, die von grundlegenden Änderungen international etablierter Berechnungsmethoden ausgehen. Bei einem potentiellen Übergang von der konventionellen Definition der RH zur relativen Fugazität sind solche Risiken aber einstweilen noch gering, weil die Unsicherheiten vieler heutiger Messmethoden größer sind als die Unterschiede zwischen den jeweiligen Formeln. Eine ähnliche Argumentation war übrigens auch ausschlaggebend für die erfolgreiche fundamentale Umstellung auf das jetzige „neue SI“ (BIPM 2019).

Die vorgeschlagene Neudefinition der relativen Feuchte als *relative Fugazität* oder *relative Aktivität* von Wasserdampf in feuchter Luft (Feistel et al. 2010, 2015; Lovell-Smith et al. 2016; Feistel/Lovell-Smith 2017; Feistel 2019a) ersetzt die meteorologische Definition der RH, Gl. (1), durch die thermodynamisch korrekte Differenz der chemischen Potentiale (3), in der Form

$$\psi_f(x,T,p)=\frac{a}{a^{\mathrm{sat}}(T,p)}=\frac{f_v}{f_v^{\mathrm{sat}}(T,p)} \quad . \tag{21}$$

Hier ist der Referenzzustand der Aktivität definiert durch gesättigte Luft, $a^{\mathrm{sat}}(T, p) = 1$, so dass die relative Fugazität des Wasserdampfs gleich der Aktivität von Wasser in diesem Gasgemisch ist. Das Verhältnis der Fugazität zum entsprechenden Partialdruck, der *Fugazitätskoeffizient*

$$\varphi_v=\frac{f_v}{xp} \quad . \tag{22}$$

ist gleich 1 für ideale Gase. Für Luft an der Meeresoberfläche weicht er um etwa 0.5–1 % davon ab (Abb. 11). In Anbetracht der hohen Empfindlichkeit der latenten Wärmeströme gegenüber kleinen Änderungen der marinen RH, Gl. (18), siehe Abschnitte 3 und 6, sollte es geboten sein, die dabei wirkenden thermodynamischen Antriebe korrekt wie in Gl. (3) zu beschreiben,

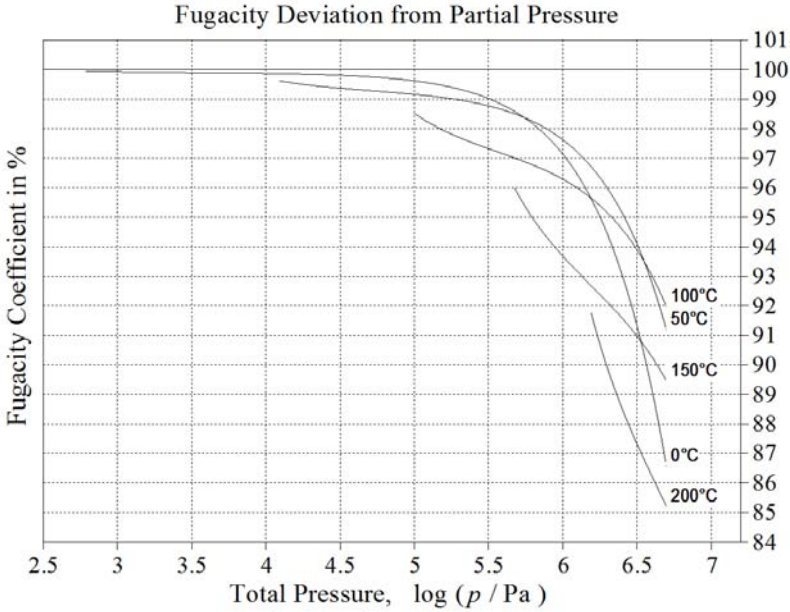

Abb. 11: Der Fugazitätskoeffzient, Gl. (22), von Wasserdampf in gesättigter Luft

Bei verschiedenen Temperaturen und Drücken, berechnet mittels Virialentwicklung der TEOS-10-Funktionen (Feistel et al. 2015). Der Wert von 100 % entspricht der Näherung des idealen Gases. Unter meteorologischen Bedingungen, $\log_{10}(p/\mathrm{Pa}) \leq 5$, $t \leq 50$ °C, bleibt die Abweichung vom idealen Verhalten unter 1 %.

auch wenn damit nur ein kleines Teilproblem des komplexen Vorgangs der Verdunstung verbessert modelliert werden kann. Das ist ein wichtiges Argument zugunsten einer thermodynamisch besser begründeten und im Detail bereits verfügbaren neuen Definition der RH, selbst wenn in der jetzigen meteorologischen Praxis noch kaum merkliche Auswirkungen auf die Messwerte zu erwarten sind.

9. Globale Erwärmung: Wird der Wasserkreislauf beschleunigt?

In den Publikationen zum Klimawandel finden sich relativ häufig einander ähnelnde Behauptungen zu einer „Beschleunigung des globalen Wasserkreislaufs“. Zum Beleg seien hier einige solcher Beispiele wörtlich zitiert.

> „Im Mittel stieg der Wärmeverlust des Weltozeans durch Verdunstung [von 1963 bis 1975] um 11 %.“ (Budyko et al. 1978, S. 29, hier übersetzt aus dem Russ.)

> „Über den tropischen Ozeanen wurde in den letzten Jahrzehnten eine Zunahme der Verdunstung (ungefähr +15 %) beobachtet. Dies belegt eine Beschleunigung des hydrologischen Zyklus“ (Flohn et al. 1992, S. 120).

> „Since the transition [1977–78], the global oceanic evaporation has been up about 11 cm yr^{-1} (~10 %), from a low at 103 cm yr^{-1} in 1977 to a peak at 114 cm yr^{-1} in 2003.“ (Yu 2007, S. 5376)

> „Salinity increases at the sea surface are found in evaporation-dominated regions and freshening in precipitation-dominated regions with the spatial pattern of change strongly resembling that of the mean salinity field, consistent with an amplification of the global hydrological cycle.“ (Durack/Wijffels 2010, S. 4342)

> „New information suggests that the global water cycle is rapidly intensifying.“ (Durack 2015, S. 21)

> „Intensification of the hydrologic cycle is a key dimension of climate change, with substantial impacts on human and natural systems.“ (DeAngelis et al. 2015, S. 249)

> „In the climate simulation, the hydrological cycle increases.“ (Laliberté et al. 2015, S. 543)

> „The *globally averaged* precipitation rate is also expected to increase as the Earth warms. The increased surface warming ‘enables’ more surface evaporation. The hydrological cycle speeds up accordingly. *This implies a decrease in the convective mass flux, and also a slowing of the large-scale atmospheric circulation, as the climate warms. The overall strength of the Hadley-Walker circulation decreases in a warmer climate.“* (Randall 2012, S. 178–181)

Aus der Tatsache allein, dass die Masse an Wasserdampf in der Troposphäre langsam mit der Temperatur zunimmt, folgt zunächst nur, dass die globale Differenz ($E - P$) aus Verdunstung E und Niederschlag P geringfügig positiv ist. Daraus folgt insbesondere aber weder etwas für die zeitliche Änderung $\mathrm{d}E/\mathrm{d}t$ noch für $\mathrm{d}P/\mathrm{d}t$, solange keine zusätzlichen Informationen vorliegen. Randall (2012) ‚erwartet‘, allerdings ohne Verweis auf entsprechende Daten, eine Zunahme des Niederschlags, $\mathrm{d}P/\mathrm{d}t > 0$, woraus wegen $E > P$ dann auch $\mathrm{d}E/\mathrm{d}t > 0$ folgen würde, also eine Beschleunigung des Wasser-

kreislaufs. Die Menge Wasser, die ein Gartenschlauch enthält, hängt von der Größe des Schlauchs ab, aber nicht davon, wie weit der Wasserhahn geöffnet ist. Verlängern wir den Schlauch, so enthält er mehr Wasser, ohne dass dafür pro Zeiteinheit mehr hindurchfließen müsste, wie aber in Bezug auf die Atmosphäre manchmal irrtümlich argumentiert wird. Wegen der gegenseitigen Verknüpfung $r = m/\tau$ zwischen der Masse m von Wasser in der Troposphäre, dessen Umsatzrate r und Residenzzeit τ gibt es eine strenge Beziehung zwischen zwei dieser Größen stets nur unter der Voraussetzung, dass die jeweils dritte Größe als konstant angenommen wird. Aus der Zunahme der Masse des Wassers in der Troposphäre folgt z. B. eine Intensivierung der Umsatzrate keinesfalls zwingend, solange die gleichzeitige Veränderung der Residenzzeit unbekannt ist. Der globale Niederschlag 1981–2020 zeigt tatsächlich keinen signifikanten Trend (Blunden/Arndt 2020, Fig. 2.19), im Gegensatz zum integralen Wasserdampfgehalt der Troposphäre.

Die Modellergebnisse für Trends im latenten Wärmestrom sind unsicher, wie nachfolgende Beispiele illustrieren mögen. Auf Basis von Ensemblesimulationen mit 14 Klimamodellen („multi-model ensemble“) haben Cao et al. (2015, Tab. 2) einen linearen Trend im latenten Wärmefluss von 0.037 W m^{-2} yr^{-1} ermittelt, der deutlich geringer ist als der auf der Grundlage einer objektiven Analyse ermittelte empirische Wert von 0.296 W m^{-2} yr^{-1}. Für die spezifische Feuchte geben die Autoren einen simulierten Trend von 0.016 g kg^{-1} yr^{-1} an, welcher deutlich über dem objektiv analysierten Wert von 0.006 g kg^{-1} yr^{-1} liegt. Für die Meeresoberflächentemperatur („sea-surface temperature“, SST) betragen der simulierte und der analysierte Wert 0.015 K yr^{-1} bzw. 0.011 K yr^{-1}. Ebenfalls auf der Grundlage von Ensemblesimulationen, jedoch mit 30 Klimamodellen, haben Zhang et al. (2018b) für den global gemittelten ozeanischen latenten Wärmestrom einen Wert von (87.4 ± 4.9) W m^{-2} (Modellspanne von 79.0 W m^{-2} bis 96.1 W m^{-2}) ermittelt. Dieser Wert ist gegenüber dem objektiv analysierten Wert von 81.5 W m^{-2} um 5.9 W m^{-2} (bzw. 7.2 %) überschätzt. Diese Simulationen zeigen eine starke saisonale Variation des latenten Wärmestroms mit einem über die Längengrade gemittelten Maximum der Variation von ≈ 40 W m^{-2} bei 40° nB und lokalen Maxima in der Kuroshio-Region (Westpazifik, 30°– 40° nB: ≈ 80 W m^{-2}) sowie im Bereich des Golfstroms (Westatlantik, 30°– 40° nB: ≈ 70 W m^{-2}) (Zhang et al. 2018b, Abb. 5). Für den Trend des latenten Wärmestroms geben die Autoren einen simulierten Wert von 0.0333 W m^{-2} yr^{-1} (Modellspanne von 0.0054 W m^{-2} yr^{-1} bis 0.0502 W m^{-2} yr^{-1}) an, der im Vergleich zu dem objektiv analysierten Wert von 0.2856 W m^{-2} yr^{-1} zu gering ist. Zum Vergleich seien noch die Werte für den simulierten und beobachten

Trend der spezifischen Feuchte mit 0.0101 vs. 0.0017 g kg^{-1} yr^{-1}, sowie der SST mit 0.0137 vs. 0.0112 K yr^{-1} angegeben. Als Ursache für das zu kleine Verhältnis zwischen dem simuliertem und dem beobachteten Trend im latenten Wärmefluss von nur 0.0333/0.2856 ≈ 1/9 diskutieren Zhang et al. (2018b) die Vernachlässigung von subgridskaligen Variationen des turbulenten Austauschkoeffizienten durch Fluktuationen in der Stabilität der Schichtung, der Wellenhöhe und Böigkeit des Windes.

Der meiste Niederschlag fällt über dem Meer ohne topographische Hindernisse wie sie auf Land etwa die Alpen oder der Oberharz darstellen. Die marinen Niederschläge sind das alleinige Ergebnis der Dynamik der Luftbewegung und Wolkenbildung über dem Ozean, die wiederum von Temperatur und Feuchte der Troposphäre in komplexer Weise angetrieben werden. Es gibt bisher keine Modelle, deren Unsicherheiten klein genug wären, um einen trockenen Sommer oder eine intensive Hurricane-Saison verlässlich vorhersagen zu können, weder im Einzelfall noch im klimatischen Trend. Die gern behauptete Beschleunigung des hydrologischen Zyklus bleibt deshalb nur eine Vermutung. „Bis heute ist es nicht gelungen, zu eindeutigen Aussagen über die Veränderung des Wasserkreislaufs infolge von Klimaänderungen zu kommen“ (Jacob 1998, S. 177). Auch noch zwei Jahrzehnte danach äußert sich die IAPSO nur vorsichtig zu möglichen Trends:

> „Without ... the precision of salinity measurements, the detection of subtle basin-wide changes as indicators of changes in the earth’s hydrological cycle would not be possible.“ (Smythe-Wright et al. 2019, S. 148)

Die Erwärmung des Ozeans deutet dagegen eher auf eine Verringerung der Verdunstung und des entsprechenden latenten Energieexports hin, wenn auch keineswegs zwingend, und somit auch auf eine Verringerung der Niederschläge im globalen Mittel. Die polare Erwärmung, die den Antrieb der globalen Windsysteme durch Temperaturunterschiede zwischen hohen und niederen Breiten verringert, liefert auch eher ein Argument für eine Abschwächung des Wasserkreislaufs. Im fiktiven theoretischen Extremfall, dass die Luft überall gesättigt und räumlich isotherm im Gleichgewicht wäre, kein Wind wehte und eine dicke, stabil geschichtete Wolkenhülle alles Sonnenlicht verschluckte, stünde der Wasserkreislauf gänzlich still trotz maximalen Wassergehalts der Atmosphäre.

Die Schätzungen der globalen Verdunstung in Abbildung 3 suggerieren zunächst einen stark ansteigenden Trend im Verlauf des letzten Jahrhunderts. Es gibt aber gute Gründe zu vermuten, dass ein Trend dieses Ausmaßes nur ein scheinbarer, regionaler oder temporärer ist, und dass die zuvor

genannten Zitate noch einer genaueren quantitativen Betrachtung bedürfen. Hier sind einige Argumente:

(i) Eine Verstärkung der Verdunstung um lediglich 8 mm im Jahr würde dem Ozean genug latente Wärme entziehen, um seinen jetzigen Temperaturanstieg stagnieren zu lassen; noch stärkere Verdunstung würde die Erwärmung in eine Abkühlung verkehren. Erhebliche Steigerungen der Verdunstung, wie gelegentlich angenommen, sollten deshalb theoretisch von einem deutlich erkennbaren Rückgang der Wassertemperaturen begleitet sein. Eine Verstärkung der Verdunstung um die zuvor zitierten 10–15 % bedeutete einen zusätzlichen Export von latenter Wärme vom Meer in die Atmosphäre von 10–15 W m^{-2}; die entsprechende Abkühlung des Ozeans läge um eine Größenordnung höher (und mit umgekehrtem Vorzeichen) als die tatsächlich beobachtete Erwärmung des Ozeans um 0.67 W m^{-2} (Cheng et al. 2020).

(ii) „It will be substantially harder to quantify the range of possible changes in the hydrologic cycle than in global-mean temperature, both because the observations are less complete and because the physical constraints are weaker.“ (Allen/Ingram 2002, S. 224)

(iii) Der gemessene Anstieg des integralen Wasserdampfgehaltes der Troposphäre um 0.4 kg m^{-2} pro Jahr (Trenberth et al. 2005) erfordert eine zusätzliche Verdunstung von 0.4 mm yr^{-1}, das ist eine geringfügige Steigerung um 0.004 % der normalen Rate, die weit unterhalb der Unsicherheit der Beobachtungen liegt (Abb. 3).

(iv) Eine Verstärkung der Verdunstung um die zuvor zitierten 10–15 % bedeutete einen zusätzlichen Export von latenter Wärme vom Meer in die Atmosphäre von 10–15 W m^{-2}; die entsprechende Aufheizung der Atmosphäre läge um einen Faktor von 2000 höher als die tatsächlich beobachtete Erwärmung um 0.006 W m^{-2} und würde kaum unbemerkt bleiben.

(v) Wesentlich intensivere Verdunstung sollte eine stärkere Bildung hoher Wolken hervorrufen (Randall 2012). Solche Beobachtungen sind aber nicht bekannt.

(vi) Wesentlich intensivere Verdunstung sollte eine stärkere Erwärmung der oberen Troposphäre hervorrufen (Randall 2012). Solche Beobachtungen sind aber nicht bekannt.

(vii) Wesentlich intensivere Verdunstung um 10–15 % könnte bedingt sein durch eine Verringerung der marinen RH um etwa 2–3 %rh. Solche Beobachtungen sind aber nicht bekannt.

(viii) Eine wesentliche Zunahme der Verdunstung hätte ein Anwachsen des globalen Niederschlags zur Folge, und eine Tendenz zum Wachstum von Gletschern, Binnenseen und Flüssen. Beobachtungen deuten eher auf das Gegenteil hin (King et al. 2020; Blunden/Arndt 2020, Fig. 2.19).

Die eingangs zitierte Verstärkung der Kontraste im Oberflächensalzgehalt der Ozeane (Durack/Wijffels 2010; Durack 2015) ist aber keineswegs zwingend verbunden mit einer generellen Verstärkung des hydrologischen Zyklus, wie sie jene Autoren aus ihren Daten schlussfolgern. Es reicht vielmehr aus, wenn der Mittelwert der Verdunstung gleichbliebe und sich lediglich deren regionale Verteilung änderte, sich also die Verdunstung verstärkte wo sie ohnehin hoch ist, und gleichzeitig verringerte, wo sie schon bisher niedrig war („wet gets wetter, dry gets drier", Wills et al. 2016). Es kann irreführend wirken, wenn man etwas unscharf von „Verstärkung" oder „Intensivierung" spricht und vielleicht damit aber eigentlich nur eine räumliche Umverteilung meint, bei der die lateralen Gradienten stärker werden. Eine solche marine Kontrastverstärkung, die sich im Salzgehalt widerspiegelt, wäre durchaus konsistent mit dem beobachteten häufigeren Auftreten von Wetterextremen an Land (Alizadeh et al. 2020; DWD 2020), wie etwa die historische Dürre in Australien im Januar 2020 bei gleichzeitigen Überschwemmungen in Indonesien, ohne dass damit eine substantielle Steigerung der mittleren globalen Verdunstungs- und Niederschlagsrate verbunden sein müsste.

10. Schlussfolgerungen: 32 Thesen

Wir fassen die Diskussionen der vorherigen Abschnitte in einigen Thesen zusammen:

(1) Im Jahresmittel fallen 72 % des astronomischen Tageslichts auf das Meer und nur 28 % auf das Land.
(2) Von Land und Luft absorbierte Sonnenwärme hat nur eine kurze Residenzzeit.
(3) Der Ozean ist wegen seiner Größe und Wärmekapazität der wichtigste Klimaregler.
(4) Die Wärmeflüsse durch die Meeresoberfläche bestimmen unser Klima maßgeblich.
(5) Die Ozeanoberfläche hat eine beobachtete thermische Relaxation von einigen Monaten.

(6) Eine berechnete Relaxationszeit des Ozeans gegenüber externen Temperaturfluktuationen läge bei 2–5 Jahren, falls die Abkühlung des Ozeans nur durch Wärmestrahlung erfolgte.
(7) Durch Strahlungsaustausch folgt der Jahresgang der marinen Lufttemperatur dem der Wassertemperatur sehr eng.
(8) Der dominierende Prozess des ozeanischen Wärmeverlustes ist die Verdunstung.
(9) Der konvektive Transport von latenter Wärme ist nicht behindert durch Treibhausgase.
(10) Wasserdampf ist das wichtigste Treibhausgas in der marinen Troposphäre.
(11) Der thermodynamische Antrieb der Verdunstung ist die relative Feuchte (Fugazität), RH.
(12) RH an der Meeresoberfläche scheint durch die globale Erwärmung nicht messbar betroffen.
(13) Die physikalischen Gründe für die beobachtete Invarianz von RH sind nicht klar.
(14) Bei konstanter RH erhöht die globale Erwärmung die spezifische Feuchte der Troposphäre.
(15) Der Treibhauseffekt des Wasserdampfes verstärkt den des CO_2.
(16) Der Treibhauseffekt des Wasserdampfes verstärkt sich selbst.
(17) Die Atmosphäre erwärmt sich durch einen Energie-Überschuss von etwa 0.006 W m^{-2}.
(18) Der globale Ozean erwärmt sich durch einen Energie-Überschuss von etwa 0.66 W m^{-2}.
(19) Die Messgenauigkeit von RH in der Praxis ist nicht besser als 1 %rh, oft nur 5 %rh.
(20) Ein hypothetischer Anstieg der RH um 1 %rh könnte die globale Verdunstung theoretisch um 6 W m^{-2} verringern (Erwärmung des Ozeans, Abkühlung der Troposphäre).
(21) Eine hypothetische Verringerung der RH um 1 %rh könnte die globale Verdunstung theoretisch um 6 W m^{-2} verstärken (Abkühlung des Ozeans, Erwärmung der Troposphäre).
(22) Die messbare Erwärmung des Ozeans entspricht einer RH-Zunahme um nur 0.1 %rh.
(23) Die messbare Erwärmung der Troposphäre entspricht einer RH-Abnahme um nur 0.001 %rh.
(24) Die Beschreibung des Wärmeflusses an der Meeresoberfläche ist um ca. 20 W m^{-2} unsicher.

(25) Die beobachtete Erwärmung von Luft und Meer liegt weit innerhalb der Unsicherheit von 20 W m^{-2}.
(26) Modelle und Beobachtungen lösen den Wärmefluss Meer-Luft nur unzureichend genau auf.
(27) Mit der globalen Erwärmung haben sich die lateralen Gradienten des Salzgehalts verstärkt.
(28) Lokal erhöhte Oberflächen-Salzgehalte im Ozean sind Hinweise auf verstärkte Verdunstung.
(29) Lokal verringerte Oberflächen-Salzgehalte sind Hinweise auf verstärkten Niederschlag.
(30) Da sich der globale Ozean erwärmt, kann sich der Wasserkreislauf nicht stark beschleunigen.
(31) Die beobachteten Trends bei räumlichen Kontrasten im Salzgehalt können durch lokale Verstärkung ohne globale Intensivierung des mittleren hydrologischen Zyklus erklärt werden.
(32) Die stärkere Fokussierung von Niederschlag und Verdunstung bewirkt Extremwetter an Land.

11. Retro- und Prospektive

Fragen der Klimaentwicklung, des physikalischen Verständnisses des Klimasystems und der sozio-ökonomischen Implikationen von Klimafolgen waren und sind seit Konstituierung der Leibniz-Sozietät 1993 Gegenstand intensiver Erörterungen im Rahmen verschiedener Veranstaltungsformate, deren Ergebnisse in einer Vielzahl von Publikationen mit themenspezifischem und interdisziplinärem Charakter festgehalten sind. Dies betrifft insbesondere Beiträge

– zur skalenübergreifenden Analyse des terrestrischen Ökosystems einschließlich der Noosphäre unter den Aspekten von Komplexität, Vielfalt, Wechselwirkungen, Kausalität, Dialektik, Historizität usw. (Bernhardt 2000a, 2009, 2010, 2011, 2016a; Blumenthal 2007; Böhme 2005; Franck 1995; Kolditz 2011; Lanius 1994, 2005; MacKenzie 2015; Schimming 2014, 2015),
– zur Nichtlinearität und Vorhersagbarkeit des Klimasystems (Böhme 1998, 1999a, 2002; Ebeling 1994, 2015; Schellnhuber 2016),
– zu den externen Antrieben (u.a. Strahlung, Vulkane) und systeminternen Schwankungen im Klimasystem (Bernhardt 2014, 2015a; Cubasch 2009; Schwarz 2009; Spänkuch 1995; Spänkuch/Schulz 1999),

- zu natürlichen und anthropogenen Klimaänderungen und -rückkopplungen sowie zur Klimadiagnostik (Bernhardt 1987, 2016b; Bernhardt/Böhme 1994; Böhme 1999b, 2007; Bülow 2020; Cubasch/Fallah 2016; Deutsch 2016; Herrmann 2009; Jäger 2005, 2009, 2016; Kühne 2016; Lanius 2005, 2009; Matschullat/Hänsel 2015; Matschullat et al. 2016; Spänkuch 2014, 2015, 2016, 2018; Steinbrecht 2016),
- zu den physikalischen Wechselwirkungen zwischen Hydro-, Kryo- und Atmosphäre (Dethloff et al. 2016; Feistel 2017), sowie
- zur Geschichte der Wetter- und Klimaforschung (Banse 2016; Bernhardt 1996, 2000b, 2007a, 2007b, 2020; Jähne 2016; Kautzleben 1995, 2006, 2016; Spänkuch 2008).

In der Diskussion der sozioökonomischen Folgen des Klimawandels nahmen Fragen zu den Wegen in eine ökologisch und ökonomisch nachhaltige Energiewirtschaft stets einen zentralen Platz ein. Erinnert sei an die Debatten „Energiebedarf und das Ende der Ölzeit“ (2008–2012), „Klimawandel und Energieversorgung“ (2009/2010), an das Kolloquium „Energiewende 2.0: Die ambivalente ‚Wärme‘ im Fokus der Wissenschaft und Wirtschaft, der Technik und Technologie“ (2017) sowie an eine Vielzahl von korrespondierenden Einzelpublikationen zu den verschiedenen, zum Teil konträren Handlungsoptionen, für deren endgültige wissenschaftlich-technische Bewertung weiterer Klärungsbedarf besteht (Alexander 1995; Blumenthal/Möller 2002; Blumenthal/Spänkuch 2004; Flach 2006, 2009; Fleischer 2015; Greiling 2015; Hennig 1998; Kleidon 2019; Kolditz 1994; Lingertat 2005; Mertzsch 2014, 2015; Öhlmann 2007; Scheer 2007; Schilling et al. 2015; Schwarz 1997; Steinitz 2005). Weiterhin zu nennen sind die Beiträge der Sozietät zu den sozialen Determinanten und Bedingungen der als „Große Transformation“ deklarierten Dekarbonisierung des gesellschaftlichen Lebens, wie z. B. die gesellschaftliche Rezeption und Akzeptanz von verschiedenen Handlungsoptionen und die daraus resultierenden Konsequenzen für die praktische Umsetzbarkeit (Hörz 2008, 2015; Lanius 2009).

Die hier vorliegende Darstellung ordnet sich ein in den Komplex der physikalischen Wechselwirkungen zwischen Hydro-, Kryo- und Atmosphäre und ist speziell der Frage nach der Rolle des Wassers in der Energiebilanz des Klimasystems gewidmet. Zur Ergänzung der vorliegenden Studie, insbesondere des konzeptionellen Modells in Abschnitt 4, planen die Autoren in einer Folgeuntersuchung eine Abschätzung der Beiträge von Wasserdampf und CO_2 zu der durch Absorption und Emission von Wärmestrahlung hervorgerufenen atmosphärischen Gegenstrahlung sowie zu den strah-

lungsinduzierten diabatischen Temperaturänderungen in einer typischen Modellatmosphäre. Diese Untersuchungen basieren auf der Auswertung bekannter Strahlungsgesetze sowie der Integration der Schwarzschild-Gleichung.

Danksagung

Die Autoren danken *Gerhard Pfaff*, MLS, für die freundliche Einladung, beim Leibniz-Kolloquium vorzutragen, *Joachim Pelkowski*, Bogota, für wichtige Literaturhinweise, *Volker Mohrholz*, Warnemünde, für die Temperaturkurve in Abbildung 8, und *Robert Mars*, Warnemünde, für die Daten der IOW-Station „Darßer Schwelle“ in Abbildung 4. Für hilfreiche Hinweise und Diskussionen sind die Autoren weiterhin *Thomas Foken*, Bayreuth, und *Werner Ebeling*, MLS, zu Dank verpflichtet. Der Beitrag von O. Hellmuth wurde erarbeitet im Rahmen des Forschungsthemas 2, „Aerosole & Wolken: Langzeitprozesse und Trends“ des Leibniz-Instituts für Troposphärenforschung (TROPOS) Leipzig. Dieser Artikel ist ein Beitrag zu den Aufgaben des IAPSO/SCOR/IAPWS Joint Committee on the Properties of Seawater (JCS). Eine englische Übersetzung dieses Artikels kann bei den Autoren angefordert werden (Kontaktanschrift im Autorenverzeichnis am Ende des Bandes). Zu diesem Artikel ist die Präsentation auf dem Leibniz-Kolloquium am 13. Februar 2020 auf ResearchGate verfügbar (Feistel/Hellmuth 2020).

Literatur

AGU (1995): WATER VAPOR in the CLIMATE SYSTEM. Special Report. December 1995. American Geophysical Union, Washington/D.C., https://www.eso.org/gen-fac/pubs/astclim/espas/pwv/mockler.html

Ahmed, H. A.; Yu-xin, T.; Qi-chang, Y.; Al-Helal, I. M.; Shady, M. R.; Abdel-Ghany, A. M. (2020): Estimation of Sky Thermal Irradiance in Arid Climate under Clear Sky Conditions. Int. J. Thermophys. 41, 76, https://doi.org/10.1007/s10765-020-02656-1

Albert, H.-F. (1988): Modelle zur Berechnung des Windprofils in einer planetarischen Grenzschicht unter Verwendung von Ansätzen für den Turbulenzkoeffizienten. In: Grenzschichtmodellierung und Klimaforschung, Abh. Meteorol. Dienstes DDR, Nr. 140. Berlin: Akademie-Verlag, S. 21–26

Albert, H.-F.; Bernhardt, K.; Mix, W. (1988): Ergebnisse und Erfahrungen bei der halbempirischen Modellierung der Vertikalprofile von Wind und Turbulenzkoeffizient in der planetarischen Grenzschicht. In: Grenzschichtmodellierung und Klimaforschung, Abh. Meteorol. Dienstes DDR, Nr. 140. Berlin: Akademie-Verlag, S. 7–20

Albert, H.-F.; Bernhardt, K.; Vogler, P. (1982): Ein quasigeotriptisches integrales Grenzschichtmodell. In: Untersuchungen zur Meteorologie der Grenzschicht und zur Analyse

klimatologischer Zeitreihen, Abh. Meteorol. Dienstes DDR, Nr. 128. Berlin: Akademie-Verlag, S. 7–29

Albert, H.-F.; Mix, W. (1988): Vergleiche berechneter und empirisch ermittelter Vertikalprofile in der planetarischen Grenzschicht. In: Grenzschichtmodellierung und Klimaforschung, Abh. Meteorol. Dienstes DDR, Nr. 140. Berlin: Akademie-Verlag, S. 27–32

Albrecht, F. (1940): Untersuchungen über den Wärmehaushalt der Erdoberfläche in verschiedenen Klimagebieten. Reichsamt für Wetterdienst, Wissenschaftliche Abhandlungen Bd. VIII, Nr. 2. Berlin, Heidelberg: Springer, https://www.springer.com/de/book/9783662425305

Alexander, K. F. (1995): Stand und Perspektiven einer ökologisch und ökonomisch nachhaltigen Weltenergiewirtschaft. Sitzungsberichte der Leibniz-Sozietät, 5, S. 29–54, https://leibnizsozietaet.de/wp-content/uploads/2012/10/Gesamtdatei-SB-005-1995.pdf

Alexander, M. A.; Schubert, S. D. (1990): Regional earth-atmosphere balance estimates based on assimilations with a GCM. Journal of Climate, 3, S. 15–31, https://doi.org/10.1175/1520-0442(1990)003<0015:REAEBE>2.0.CO;2

Alizadeh, M. R.; Adamowski, J.; Nikoo, M. R.; AghaKouchak, A.; Dennison, P.; Sadegh, M. (2020): A century of observations reveals increasing likelihood of continental-scale compound dry-hot extremes. Sci. Adv. 6, eaaz4571, https://doi.org/10.1126/sciadv.aaz4571

Allen, M. R.; Ingram, W. J. (2002): Constraints on future changes in climate and the hydrologic cycle. Nature, 419, S. 224–232, https://doi.org/10.1038/nature01092

Arrhenius, S. (1896): On the Influence of Carbonic Acid in the Air upon the Temperature of the Ground. London u.a.O.: Philosophical Magazine and Journal of Science, 41, S. 237–275, https://doi.org/10.1080/14786449608620846

Banse, G. (2016): Laudatio zum 80. Geburtstag von Karl-Heinz Bernhardt. In: Kolloquium „Klima und Menschheit“ am 14. April 2016 anlässlich der 80. Geburtstage von Karl-Heinz Bernhardt, Klaus-Dieter Jäger und Dietrich Spänkuch. Sitzungsberichte der Leibniz-Sozietät, 129, S. 9–11, https://leibnizsozietaet.de/wp-content/uploads/2012/10/Gesamtdatei-Band-129.pdf

Baumgartner, A.; Reichel, E. (1975): The World Water Balance. München: Oldenbourg

Bernhardt, K.; Klose, B.; Pethe H. (1982): Grenzschichthöhen und Windprofile nach Radiosondendaten. In: Untersuchungen zur Meteorologie der Grenzschicht und zur Analyse klimatologischer Zeitreihen, Abh. Meteorol. Dienstes DDR, Nr. 128. Berlin: Akademie-Verlag, S. 41–51

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

Bernhardt, K.-H. (1996): Die Entdeckung der Stratosphäre – ein Ereignis der Berliner Wissenschaftsgeschichte. Sitzungsberichte der Leibniz-Sozietät, 12, S. 91–96, https://leibnizsozietaet.de/wp-content/uploads/2012/10/Gesamtdatei-SB-012-1996.pdf

Bernhardt, K.-H. (2000a): Kausalität in Natur und Gesellschaft – Gedanken zu einem Ansatz von Hans Ertel. Sitzungsberichte der Leibniz-Sozietät, 37, S. 35–46, https://leibnizsozietaet.de/wpcontent/uploads/2012/10/Gesamtdatei-SB-037-2000.pdf

Bernhardt, K.-H. (2000b): Goethe, die Meteorologie – und kein Ende? Sitzungsberichte der Leibniz-Sozietät, 43, S. 63–104, https://leibnizsozietaet.de/wp-content/uploads/2012/10/Gesamtdatei-SB-043-2000.pdf

Bernhardt, K.-H. (2007a): Laudatio für Wolfgang Böhme anläßlich der Vollendung seines 80. Lebensjahres am 11.03.2006. Sitzungsberichte der Leibniz-Sozietät, 88, S. 97–101, https://leibnizsozietaet.de/wp-content/uploads/2012/10/Gesamtband-SB-088-2007.pdf

Bernhardt, K.-H. (2007b): Alexander von Humboldt: KOSMOS Entwurf einer physischen Weltbeschreibung. Editiert von Ottmar Ette und Oliver Lubrich. XXXII, 944 Seiten. Mit Berghaus-Atlas, 90 Tafeln im Original-Kolorit – im Schuber. Folio-Format, ISBN 3-8218-4549-X HUMBOLDT-PROJEKT in der ANDEREN BIBLIOTHEK. Herausgegeben von Hans Magnus Enzensberger. Eichborn AG 2004. Sitzungsberichte der Leibniz-Sozietät, 92, S. 200–205, https://leibnizsozietaet.de/wpcontent/uploads/2012/10/Gesamtband-SB-092-Teil-2-2007.pdf

Bernhardt, K.-H. (2009): Dialektik des Klimas. Sitzungsberichte der Leibniz-Sozietät, 102, S. 123–157, https://leibnizsozietaet.de/wp-content/uploads/2012/10/Gesamtband-SB-102-2009.pdf

Bernhardt, K.-H. (2010): Diskussionsbemerkungen zur „Einfachheit“ Sitzungsberichte der Leibniz-Sozietät, 108, S. 121–125, https://leibnizsozietaet.de/wpcontent/uploads/2012/10/Gesamtband-SB-108-2010.pdf

Bernhardt, K.-H. (2011): Diskussionsbemerkungen zum Vortrag von Lothar Kolditz. Sitzungsberichte der Leibniz-Sozietät, 111, S. 34–38, https://leibnizsozietaet.de/wpcontent/uploads/2012/10/Gesamtdatei-SB-111-2011.pdf

Bernhardt, K.-H. (2014): Das Klimasystem der Erde im Licht des fünften IPCC-Sachstandsberichtes. Erweiterte Fassung eines Vortrages vor der Klasse Naturwissenschaften und Technikwissenschaften der Leibniz-Sozietät der Wissenschaften zu Berlin am 12.06.2014. Leibniz Online, 16, http://www.leibnizsozietaet.de/wp-content/uploads/2014/11/bernhardt.pdf

Bernhardt, K.-H. (2015a): Zum Verhältnis von externen Antrieben und systeminternen Schwankungen im gegenwärtigen Klimawandel. Vortrag auf dem GeoMUWA Herbsttreffen am 14.11.2014. Leibniz Online, 17, http://www.leibnizsozietaet.de/wp-content/uploads/2015/02/bernhardt.pdf

Bernhardt, K.-H. (2016a): Komplexität und Einfachheit im Klimasystem der Erde. Sitzungsberichte der Leibniz-Sozietät, 125/126, S. 25–47, https://leibnizsozietaet.de/wp-content/uploads/2012/10/Band-125-126-Gesamtdatei-neu.pdf

Bernhardt, K.-H. (2016b): Klima und Menschheit im Wandel. Sitzungsberichte der Leibniz-Sozietät, 129, S. 23–45, https://leibnizsozietaet.de/wp-content/uploads/2012/10/Gesamtdatei-Band-129.pdf

Bernhardt, K.-H. (2020): Alexander von Humboldts Wirken für die Klimatologie aus heutiger Sicht. Sitzungsberichte der Leibniz-Sozietät, 143, S. 63–81, https://leibnizsozietaet.de/wp-content/uploads/2020/09/Gesamtdatei-SB-143-2020.pdf

Bernhardt, K.-H.; Böhme, W. (1994): Klima und Menschheit. Sitzungsberichte der Leibniz-Sozietät, 1, S. 51–90, https://leibnizsozietaet.de/wp-content/uploads/2012/10/Gesamtdatei-SB-001-1994.pdf

BIPM (2019): The International System of Units (SI). 9th edition of the SI Brochure, available from the BIPM web page: https://www.bipm.org/en/publications/si-brochure/

Blumenthal, G. (2007): Die Sonne und GAIA. Sitzungsberichte der Leibniz-Sozietät, 90, S. 51–83, https://leibnizsozietaet.de/wp-content/uploads/2012/10/Gesamtband-SB-090-2017.pdf

Blumenthal, G.; Möller, D. (2002): Zum Dialog über Zukunftsenergien. Sitzungsberichte der Leibniz-Sozietät, 55, S. 103–105, https://leibnizsozietaet.de/wpcontent/uploads/2012/10/Gesamtband-SB-055-2002.pdf

Blumenthal; G., Spänkuch, D. (2004): Thesen „Zur ökologischen Transformation". Sitzungsberichte der Leibniz-Sozietät, 68, S. 165–173, https://leibnizsozietaet.de/wpcontent/uploads/2012/10/Gesamtband-SB-068-2004.pdf

Blunden, J.; Arndt, D. S. (2020): State of the Climate in 2019. Bull. Amer. Meteor. Soc. 101 (8), Si–S429, https://doi.org/10.1175/2020BAMSStateoftheClimate.1, Special Online Supplement to the Bulletin of the American Meteorological Society, Vol. 101/No. 8, August 2020

Boer, G. J. (1993): Climate change and the regulation of the surface moisture and energy budgets. Climate Dynamics, 8, S. 225–239, https://doi.org/10.1007/BF00198617

Böhme, W. (1998): Atmosphärische Zirkulation und Chaos – Ergebnisse und Konsequenzen. Sitzungsberichte der Leibniz-Sozietät, 24, S. 151–182, https://leibnizsozietaet.de/wpcontent/uploads/2012/10/Gesamtdatei-SB-24-1998.pdf

Böhme, W. (1999a): Anwendung der Methode der Ensemblevorhersage bei komplexen dynamischen Systemen auf statistische Verfahren. Sitzungsberichte der Leibniz-Sozietät, 30, S. 145–151, https://leibnizsozietaet.de/wp-content/uploads/2012/10/Gesamtdatei-SB-30-1999.pdf

Böhme, W. (1999b): Information über die 4. Internationale Konferenz über die Modellierung von globalen Klimaänderungen und globaler Klimavariabilität (Hamburg 13.–17. Sept. 1999). Sitzungsberichte der Leibniz-Sozietät, 33, S. 143–147, https://leibnizsozietaet.de/wpcontent/uploads/2012/10/Gesamtdatei-SB-33-1999.pdf

Böhme, W. (2002): Zur Zyklizität komplexer dynamischer Systeme. Sitzungsberichte der Leibniz-Sozietät, 54, S. 157–165, https://leibnizsozietaet.de/wp-content/uploads/2012/10/Gesamtband-SB-054-2002.pdf

Böhme, W. (2005): Beitrag zu Thematik „Klima und Menschheit". Sitzungsberichte der Leibniz-Sozietät, 82, S. 35–44, https://leibnizsozietaet.de/wp-content/uploads/2012/10/Gesamtband-SB-082-2005.pdf

Böhme, W. (2007): 7. Deutsche Klimatagung (München 9. bis 11.10.2006): „Klimatrends: Vergangenheit und Zukunft". Sitzungsberichte der Leibniz-Sozietät, 92, S. 167–174, https://leibnizsozietaet.de/wp-content/uploads/2012/10/Gesamtband-SB-092-Teil-2-2007.pdf

Bony, S.; Stevens, B.; Frierson, D. M. W.; Jakob, C.; Kageyama, M.; Pincus, R.; Shepherd, T. G.; Sherwood, S. C.; Siebesma, A. P.; Sobel, A. H.; Watanabe, M.; Webb, M. J. (2015): Clouds, circulation and climate sensitivity. Nature Geoscience, 8, S. 261–268, https://doi.org/10.1038/ngeo2398

Brückner, E. (1905): Die Bilanz des Kreislaufs des Wassers auf der Erde. Geogr. Zeitschr., Leipzig, 11, S. 436–445

Brutsaert, W. (1982): Evaporation into the Atmosphere: Theory, History and Applications. Dordrecht: Springer

Bryden, H. L.; King, B. A.; McCarthy, G. D.; McDonagh, E. L. (2014): Impact of a 30 % reduction in Atlantic meridional overturning during 2009–2010. Ocean Sci., 10, S. 683–691, https://doi.org/10.5194/os-10-683-2014

Budyko, M. I. (1948): Izpareniye v Estestvennykh Usloviayakh. Gidrometeoizdat, Leningrad

Budyko, M. I. (1956): Teplovoi Balans Zemnoi Poverkhnosti. Gidrometeoizdat, Leningrad

Budyko, M. I. (1958): The Heat Balance of the Earth's Surface. Office of Technical Services, U.S. Dept. of Commerce, Washington

Budyko, M. I. (1963): Evaporation under Natural Conditions. Office of Technical Services, U.S. Dept. of Commerce, Washington

Budyko, M. I.; Berlyand, T. G.; Efimova, N. A.; Zubenok, L. I.; Strokina, L. A. (1978): Teplovoi Balans Zemli. Gidrometeoizdat, Leningrad

Budyko, M. I. (1984): Evolyutsiya Biosfery. Gidrometeoizdat, Leningrad

Bülow, M. (2020): Anthropogener Klimawandel? – Rückkopplungen und Fallgruben. Leibniz Online, 39, https://leibnizsozietaet.de/wp-content/uploads/2020/02/Portfolio-LO-39-2020.pdf

Bunker, A. F. (1976): Computation of Surface Energy Flux and Annual Air-Sea Interaction Cycles of the North Atlantic Ocean. Monthly Weather Review, 104, S. 1122–1140, https://doi.org/10.1175/1520-0493(1976)104<1122:COSEFA>2.0.CO;2

Burrows, W. J. (2003): Weather Cycles, Second Edition: Real or Imaginary? Cambridge: Cambridge University Press

Caldas-Alvarez, A. (2019): Atmospheric Moisture Effects on Deep Convection in the Western Mediterranean. Wissenschaftliche Berichte des Instituts für Meteorologie und Klimaforschung des Karlsruher Instituts für Technologie (KIT), Band 81; Institut für Meteorologie und Klimaforschung am Karlsruher Institut für Technologie (KIT) Karlsruhe. KIT Scientific Publishing, http://dx.doi.org/10.5445/KSP/1000097100

Cao, N.; Ren, B.; Zheng, J. (2015): Evaluation of CMIP5 Climate Models in Simulating 1979–2005 Oceanic Latent Heat Flux over the Pacific. Advances in Atmospheric Sciences, 32, S. 1603–1616, https://doi.org/10.1007/s00376-015-5016-8

CENR (1992): Global climate change: hearings before the Committee on Energy and Natural Resources (CENR), United States Senate, One Hundred Second Congress, second session, on the science and energy policy implications of global climate change and international agreements. United States. Congress. Senate. Committee on Energy and Natural Resources. Washington: U.S. G.P.O.: Washington

Cheng, L.; Abraham, J.; Zhu, J.; Trenberth, K. E.; Fasullo, J.; Boyer, T.; Locarnini, R.; Zhang, B.; Yu, F.; Wan, L.; Chen, X.; Song, X.; Liu, Y.; Mann, M. E. (2020): Record-Setting Ocean Warmth Continued in 2019. Advances in Atmospheric Sciences, 37, S. 137–142, https://doi.org/10.1007/s00376-020-9283-7

Clayson, C. A.; Rutgersson, A.; Ward, B.; de Souze, R. B.; Edson, J.; Gleckler, P.; Heil, P.; Ichii, K.; Jung, M.; Miralles, D.; Mathieu, P.-P.; Stackhouse, P. (2019): WCRP Surface Flux Task Team. A white paper outlining the need for a coordinated high-level approach to improving our understanding of surface-atmosphere fluxes. World Climate Research Programme, World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland, https://www.wcrp-climate.org/JSC40/12.1(a).%20WDAC%20SurfaceFluxWhitePaper.pdf

Cronin, M. F.; Gentemann, C. L.; Edson, J.; Ueki, I.; Bourassa, M.; Brown, S.; Clayson, C. A.; Fairall, C. W.; Farrar, J. T.; Gille, S. T.; Gulev, S.; Josey, S. A.; Kato,. S.; Katsumata, M.; Kent, E.; Krug, M.; Minnett, P. J.; Parfitt, R.; Pinker, R. T.; Stackhouse, P. W.; Swart, S.; Tomita, H.; Vandemark, D.; Weller, A. R.; Yoneyama, K.; Yu, L.; Zhang, D. (2019): Air-sea fluxes with a focus on heat and momentum. Frontiers in Marine Science, 6, S. 430, https://doi.org/10.3389/fmars.2019.00430

Cubasch, U. (2009): Die Rolle der Sonne im Klimasystem. Sitzungsberichte der Leibniz-Sozietät, 103, S. 149–158, https://leibnizsozietaet.de/wp-content/uploads/2012/10/Gesamtband-SB-103-2009.pdf

Cubasch, U.; Fallah, B. (2016): Extrem-Dürreperioden in Asien während der letzten 1.000 Jahre in Proxy-Daten und Modell-Simulationen. Sitzungsberichte der Leibniz-Sozietät, 129, S. 47–54, https://leibnizsozietaet.de/wp-content/uploads/2012/10/Gesamtdatei-Band-129.pdf

Czerny, M. (1954): Zur Integration des Planckschen Strahlungsgesetzes. Zeitschrift für Physik, 139, S. 302–308

Dai, A. (2006): Recent Climatology, Variability, and Trends in Global Surface Humidity. J. Climate, 19, S. 3589–3606, https://doi.org/10.1175/JCLI3816.1

de Groot, S. R.; Mazur, P. (1984): Non-equilibrium Thermodynamics. New York: Dover Publications

DeAngelis, A. M.; Qu, X.; Zelinka, M. D.; Hall, A. (2015): An observational radiative constraint on hydrologic cycle intensification. Nature, 528, S. 249–253, https://doi.org/10.1038/nature15770

Debski, K. (1966): Continental Hydrology, Volume 2: Physics of Water, Atmospheric Precipitation, and Evaporation. Scientific Publications Foreign Cooperation Center of the Central Institute, Warsaw

Deland, R. (1968): Energetics of Atmospheric Motions. Berlin: Institut für Theoretische Meteorologie der FU Berlin

Detering, H. W. (1985): Mischungsweg und turbulenter Diffusionskoeffizient in atmosphärischen Simulationsmodellen. Berichte des Instituts für Meteorologie und Klimatologie der Universität Hannover, Nr. 25. Hannover

Dethloff, K.; Rinke, A.; Handorf, D.; Jaiser, R.; Dorn, W. (2016): Wechselwirkung von arktischem Meereis und kontinentaler Schneebedeckung mit atmosphärischen Zirkulationsmustern. Sitzungsberichte der Leibniz-Sozietät, 129, S. 117–126, https://leibnizsozietaet.de/wpcontent/uploads/2012/10/Gesamtdatei-Band-129.pdf

Deutsch, M. (2016): Hydrologische Extremereignisse der letzten fünf Jahrhunderte in Mitteldeutschland. Sitzungsberichte der Leibniz-Sozietät, 129, S. 85–96, https://leibnizsozietaet.de/wp-content/uploads/2012/10/Gesamtdatei-Band-129.pdf

Doms, G.; Förstner, J.; Heise, E.; Herzog, H.-J.; Mironov, D.; Raschendorfer, M.; Reinhardt, T.; Ritter, B.; Schrodin, R.; Schulz, J.-P.; Vogel, G. (2013): A Description of the Nonhydrostatic Regional COSMO-Model. Part II: Physical Parameterizations, COSMO 5.00, November 2013. Offenbach: Deutscher Wetterdienst, https://doi.org/10.5676/DWD_pub/nwv/cosmo-doc_5.00_II

Doney, S. C. (1995): Irreversible thermodynamics and air-sea exchange. J. Geophys. Res., 100, S. 8541-8553, https://doi.org/10.1029/95JC00685

Durack, P. J. (2015): Ocean salinity and the global water cycle. Oceanography, 28, S. 20–31, http://dx.doi.org/10.5670/oceanog.2015.03

Durack, P. J.; Wijffels, S. E. (2010): Fifty-Year Trends in Global Ocean Salinities and Their Relationship to Broad-Scale Warming. J. Climate, 23, S. 4342–4362, https://doi.org/10.1175/2010JCLI3377.1

DWD (2020): WAS WIR HEUTE ÜBER DAS EXTREMWETTER IN DEUTSCHLAND WISSEN. Deutscher Wetterdienst und Extremwetterkongress Hamburg, https://boettcher.science/wp-content/uploads/2020/09/Extremwetter_Deutschland_2020_09_23_final.pdf

Ebeling, W. (1994): Entropie, Vorhersagbarkeit und nichtlineare Dynamik. Sitzungsberichte der Leibniz-Sozietät, 1, S. 33–50, https://leibnizsozietaet.de/wpcontent/uploads/2012/10/Gesamtdatei-SB-001-1994.pdf

Ebeling, W. (2015): Klimaschwankungen aus der Sicht der statistischen Physik und Chaostheorie. Beitrag zum Workshop der Leibniz-Sozietät am 14.11.2014. Leibniz Online, 17, http://www.leibnizsozietaet.de/wpcontent/uploads/2015/02/ebeling.pdf

Ebeling, W.; Feistel, R. (1982): Physik der Selbstorganisation und Evolution. Berlin: Akademie-Verlag

Ebeling, W.; Feistel, R. (1994): Chaos und Kosmos. Heidelberg: Spektrum-Verlag

Eicker, A. (2020): JG04 Geodesy for Atmospheric and Hydrospheric Climate Research (IAG, IAMAS, IACS, IAPSO). Zeitschrift für Geodäsie, Geoinformation und Landmanagement, 145, S. 12–13, https://doi.org/10.12902/zfv-0286-2019

Emden, R. (1913): Über Strahlungsgleichgewicht und atmosphärische Strahlung. Sitzungsberichte der mathematisch-physikalischen Klasse der Königlich Bayerischen Akademie der Wissenschaften zu München 1913, S. 55–142

Enriquez, A.G., Friehe, C.A. (1997): Bulk parameterization of momentum, heat, and moisture fluxes over a coastal upwelling area. J. Geophys. Res., 102 (C3), S. 5781–5798, https://doi.org/10.1029/96JC02952

Fairall, C. W.; Bradley, E. F.; Hare, J. E.; Grachev, A. A.; Edson, J. B. (2003): Bulk Parameterization of Air–Sea Fluxes: Updates and Verification for the COARE Algorithm. J. Climate, 16, S. 571–591, https://doi.org/10.1175/1520-0442(2003)016<0571:BPOASF>2.0.CO;2

Feistel, R. (2011): Radiative entropy balance and vertical stability of a gray atmosphere. Eur. Phys. J. B 82, S. 197–206, https://doi.org/10.1140/epjb/e2011-20328-2

Feistel, R. (2013): Water, steam and climate. Proc. 16th Int. Conf. on the Properties of Water and Steam (Greenwich, UK, 1.–5. September 2013), https://doi.org/10.13140/2.1.3855.9043

Feistel, R. (2015): Salinity and relative humidity: climatological relevance and metrological needs. Acta Imeko, 4, S. 57–61, http://dx.doi.org/10.21014/acta_imeko.v4i4.216

Feistel, R. (2017): Salzgehalt des Meeres und relative Feuchte der Luft: Rolle im Klimasystem und Probleme ihrer Definition. Vortrag in der Klasse für Naturwissenschaften und Technikwissenschaften am 10.11.2016. Leibniz Online, 25, https://leibnizsozietaet.de/wp-content/uploads/2012/10/Portfolio-LO-25-2017-1.pdf

Feistel, R. (2018): Thermodynamic properties of seawater, ice and humid air: TEOS-10, before and beyond. Ocean Sci., 14, S. 471–502, https://doi.org/10.5194/os-14-471-2018

Feistel, R. (2019a): Defining relative humidity in terms of water activity. Part 2: relations to osmotic pressures. Metrologia, 56, 015015, https://doi.org/10.1088/1681-7575/aaf446

Feistel, R. (2019b): Distinguishing between Clausius, Boltzmann and Pauling Entropies of Frozen Non-Equilibrium States. Entropy 2019, 21, 799, https://doi.org/10.3390/e21080799

Feistel, R.; Ebeling, W. (2011): Physics of Self-Organization and Evolution. Weinheim: Wiley-VCH

Feistel, R.; Feistel, S. (2006): Die Ostsee als thermodynamisches System. In: Schimansky-Geier, L.; Malchow, H.; Pöschel, T. (Hg.): Irreversible Prozesse und Selbstorganisation. Berlin: Logos-Verlag, S. 247–264, https://doi.org/10.13140/RG.2.1.1351.8883

Feistel, R.; Hagen, E.; Grant, K. (2003): Climate changes in the subtropical Southeast Atlantic: The St. Helena Island Climate Index (1893–1999). Progress in Oceanography, 59, S. 321–337, https://doi.org/10.1016/j.pocean.2003.07.002

Feistel, R.; Hellmuth, O. (2020): On the Role of Water in the Energy Balance of the Climate System. Vortrag am 13. Feb. 2020, Kolloquium „Klimawandel – Anzeichen, Ursachen, Folgen". Leibniz-Sozietät der Wissenschaften zu Berlin e.V., ResearchGate, https://doi.org/10.13140/RG.2.2.36390.88649

Feistel, R.; Lovell-Smith, J. W. (2017): Defining relative humidity in terms of water activity. Part 1: definition. Metrologia, 54, S. 566–576, https://doi.org/10.1088/1681-7575/aa7083

Feistel, R.; Lovell-Smith, J. W.; Hellmuth, O. (2015): Virial Approximation of the TEOS-10 Equation for the Fugacity of Water in Humid Air. Int. J. Thermophys., 36, S. 44–68, https://doi.org/10.1007/s10765-014-1784-0

Feistel, R.; Wielgosz, R.; Bell, S. A.; Camões, M. F.; Cooper, J. R.; Dexter, P.; Dickson, A. G.; Fisicaro, P.; Harvey, A. H.; Heinonen, M.; Hellmuth, O.; Kretzschmar, H.-J.; Lovell-Smith, J. W.; McDougall, T. J.; Pawlowicz, R.; Ridout, R.; Seitz, S.; Spitzer, P.; Stoica, D.; Wolf, H. (2016): Metrological challenges for measurements of key climatological observables: Oceanic salinity and pH, and atmospheric humidity. Part 1: overview, Metrologia, 53, R1–R11, https://doi.org/10.1088/0026-1394/53/1/R1

Feistel, R.; Wright, D. G.; Kretzschmar, H.-J.; Hagen, E.; Herrmann, S.; Span, R. (2010): Thermodynamic properties of sea air. Ocean Sci., 6, S. 91–141, https://doi.org/10.5194/os-6-91-2010

Feistel, R.; Wright, D. G.; Miyagawa, K.; Harvey, A. H.; Hruby, J.; Jackett, D. R.; McDougall, T. J.; Wagner, W. (2008): Mutually consistent thermodynamic potentials for fluid water, ice and seawater: a new standard for oceanography, Ocean Sci., 4, S. 275–291, https://doi.org/10.5194/os-4-275-2008

Flach, G. (2006): Physikalische Aspekte des globalen Energieproblems. Leibniz Online, 2, https://leibnizsozietaet.de/wp-content/uploads/2012/10/Portfolio-LO-02-2006.pdf

Flach, G. (2009): Das Energieproblem der menschlichen Gesellschaft – Sicht eines Physikers auf Vergangenheit, Gegenwart und Zukunft. Sitzungsberichte der Leibniz-Sozietät, 100, S. 57–79, https://leibnizsozietaet.de/wp-content/uploads/2012/10/Gesamtband-SB-100-2009.pdf

Fleischer, L.-G. (2015): Ernährung versus Energetik. Nachwachsende Rohstoffe/Energieträger – wissenschaftlich-technische Kongruenzen und soziale Konkurrenzen. Vortrag auf dem GeoMUWA Herbsttreffen am 14.11.2014. Leibniz Online, 17, http://www.Leibniz sozietaet.de/wp-content/uploads/2015/02/fleischer.pdf

Flohn, H.; Kapala, A.; Knoche, H. R.; Mächel, H. (1992): Water vapour as an amplifier of the greenhouse effect: new aspects. Meteorol. Zeitschrift, N.F. 1, S. 120–138, https://doi.org/10.1127/metz/1/1992/122

Foken, T. (1990): Turbulenter Energieaustausch zwischen Atmosphäre und Unterlage. Methoden, meßtechnische Realisierung sowie ihre Grenzen und Anwendungsmöglichkeiten. Berichte DWD, Nr. 180. Offenbach a.M.: Selbstverlag des DWD

Foken, Th. (1998): Die scheinbar ungeschlossene Energiebilanz am Erdboden – eine Herausforderung an die Experimentelle Meteorologie. Sitzungsberichte der Leibniz-Sozietät, 24, S. 131–150, https://leibnizsozietaet.de/wp-content/uploads/2012/10/Gesamtdatei-SB-24-1998.pdf

Foken, T. (2008a): Micrometeorology. Berlin, Heidelberg: Springer

Foken, T. (2008b): The energy balance closure problem – An overview. Ecolog., Appl. 18, S. 1351–1367, https://doi.org/10.1890/06-0922.1

Foken, T.; Hupfer, P. (2009): Interaction between the Atmosphere and the Underlying Surface. Berichte zur Polar- und Meeresforschung, 588, S. 40–51, https://www.researchgate.net/publication/268373052_Interaction_between_the_Atmosphere_and_the_Underlying_Surface

Folland, C. K.; Karl, T. R.; Christy, J. R.; Clarke, R. A.; Gruza, G. V.; Jouzel, J.; Mann, M. E.; Oerlemans, J.; Salinger, M. J.; Wang, S.-W. (2001): Observed Climate Variability and Change. In: Climate Change 2001: The scientific basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the IPCC. Cambridge, UK: Cambridge University Press, Chapter 2, S. 99–181, https://www.ipcc.ch/report/ar3/wg1/

Fortak, H. G. (1979): Entropy and climate. In: Bach, W.; Pankrath, J.; Kellogg, W. (eds.): Developments in atmospheric science, Vol. 10, Man's impact on climate. New York: Elsevier Sci., S. 1–14

Foster, G.; Annan, J. D.; Schmidt, G. A.; Mann, M. E. (2008): Comment on ''Heat capacity, time constant, and sensitivity of Earth's climate system'' by S. E. Schwartz. Journal of Geophysical Research Atmospheres, 113, D15102, https://doi.org/10.1029/2007JD009373

Franck, S. (1995): Die Erde als globales Ökosystem. Sitzungsberichte der Leibniz-Sozietät, 9, S. 63–83, https://leibnizsozietaet.de/wp-content/uploads/2012/10/Gesamtdatei-SB-009-1995.pdf

Frankignoul, C. (1985): Sea Surface Temperature Anomalies, Planetary Waves, and Air-Sea Feedback in the Middle Latitudes. Rev. Geophys., 23, S. 357–390, https://doi.org/10.1029/RG023i004p00357

Frankignoul, C.; Hasselmann, K. (1977): Stochastic climate models, Part II. Application to sea-surface temperature anomalies and thermocline variability. Tellus, 29, S. 298–305, https://doi.org/10.1111/j.2153-3490.1977.tb00740.x

Gassmann, A.; Herzog, H.-J. (2015): How is local material entropy production represented in a numerical model? Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 141, S. 854–869, https://doi.org/10.1002/qj.2404

Gatley, D. P. (2013): Understanding Psychrometrics. ASHRAE, Atlanta

GCOS-171 (2013): WIGOS WMO Integrated Global Observation System. The GCOS Reference Upper-Air Network (GRUAN) Guide, Tech. rep., World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland, WIGOS Technical Report, No. 2013-03, GCOS-171, Version 1.1.0.3, https://www.gruan.org/gruan/editor/documents/gcos/gcos-171.pdf

Gerding, M.; Weisheimer, A.; Dethloff, K.; Neuber, R. (2002): Ground-based GPS: Benefit in the data sparse Arctic region. Proceedings of the COST Action 716 Workshop: Exploitation of ground-based GPS for meteorology. Potsdam, Germany, https://epic.awi.de/id/eprint/5750/1/Ger2002m.pdf

Greenwald, T. J.; Stephens, G. L. (1995): Satellite Microwave Sensing of Oceanic Cloud Liquid Water: Application to the Earth Radiation Budget and Climate. Atmospheric Science Paper No. 572, Department of Atmospheric Science, Colorado State University, Fort Collins, CO

Greiling, R. O. (2015): Einführung: Naturressourcen, Energie, Umwelt: Wechselwirkungen und aktuelle Probleme. Leibniz Online, 17, http://www.leibnizsozietaet.de/wp-content/uploads/2015/02/greiling.pdf

Griffies, S. M.; Adcroft, A. J. (2008): Formulating the Equations of Ocean Models. In: Hecht, M. W.; Hasumi, H. (eds.): Ocean Modeling in an Eddying Regime, Geophysical Monograph Series 177, American Geophysical Union, S. 281–317, https://doi.org/10.1029/177GM18

Griffies, S. M.; Danabasoglu, G.; Durack, P. J.; Adcroft, A. J.; Balaji, V.; Böning, C. W.; Chassignet, E. P.; Curchitser, E.; Deshayes, J.; Drange, H.; Fox-Kemper, B.; Gleckler, P. J.; Gregory, J. M.; Haak, H.; Hallberg, R. W.; Heimbach, P.; Hewitt, H. T.; Holland, D. M.; Ilyina, T.; Jungclaus, J. H.; Komuro, Y.; Krasting, J. P.; Large, W. G.; Marsland, S. J.; Masina, S.; McDougall, T. J.; Nurser, A. J. G.; Orr, J. C.; Pirani, A.; Qiao, F.; Stouffer, R. J.; Taylor, K. E.; Treguier, A. M.; Tsujino, H.; Uotila, P.; Valdivieso, M.; Wang, Q., Winton, M.; Yeager , S. G. (2016): OMIP contribution to CMIP6: experimental and diagnostic protocol for the physical component of the Ocean Model Intercomparison Project. Geosci. Model Dev., 9, S. 3231–3296, https://doi.org/10.5194/gmd-9-3231-2016

Guggenheim, E. A. (1949): Thermodynamics. Amsterdam: North-Holland

Hagedorn, H. (1998): Hermann Flohn 19.2.1912–23.6.1997. Nachruf der Bayerischen Akademie der Wissenschaften, https://badw.de/fileadmin/nachrufe/Flohn%20Hermann.pdf

Hagen, E.; Feistel, R. (2008): Baltic Climate Change. In: Feistel, R.; Nausch, G.; Wasmund, N. (eds.): State and Evolution of the Baltic Sea 1952–2005. Hoboken, NJ: John Wiley and Sons, S. 93–120, https://doi.org/10.1002/9780470283134.ch5

Hancock, G.; Pankhurst, R.; Willetts, D. (1983): Under Ethiopian Skies. London: H&L Communications

Hansen, J.; Sato, M.; Kharecha, P.; von Schuckmann, K. (2011): Earth's Energy Imbalance and Implications. Atmospheric Chemistry and Physics, 11, S. 13421–13449, https://doi.org/10.5194/acp-11-13421-2011

Hasse, L. (1963): On the cooling of the sea surface by evaporation and heat exchange. Tellus, 15, S. 363–366, https://doi.org/10.1111/j.2153-3490.1963.tb01399.x

Hasse, L. (1971): The Sea Surface Temperature Deviation and the Heat Flow at the Sea-Air-Interface. Boundary-Layer Meteorology, 1, S. 368–379, https://doi.org/10.1007/BF02186037

Held, I. M.; Soden, B. J. (2000): Water Vapor Feedback and Global Warming. Annual Review of Energy and the Environment, 25, S. 441–475, https://doi.org/10.1146/annurev.energy.25.1.441

Held, I. M.; Soden, B. J. (2012): Using Relative Humidity as a State Variable in Climate Feedback Analysis. J. Climate, 25, S. 2578–2582, https://doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00721.1

Hellmuth, O. (2006a): Columnar modelling of nucleation burst evolution in the convective boundary layer – first results from a feasibility study. Part I: Modelling approach. Atmos. Chem. Phys., 6, S. 4175–4214, https://doi.org/10.5194/acp-6-4175-2006

Hellmuth, O. (2006b): Columnar modelling of nucleation burst evolution in the convective boundary layer – first results from a feasibility study. Part II: Meteorological characterisation. Atmos. Chem. Phys., 6, S. 4215–4230, https://doi.org/10.5194/acp-6-4215-2006

Hellmuth, O.; Feistel, R.; Lovell-Smith, J.; Kalova, J. (2015): Metrological Aspects of Humidity: State of Discussion on Common Positions, Challenges, and Needs. Technical Report of the Joint BIPM, CCT-WG6/CCQM and JCS Workshop on Hygrometry, held during the 16th International Conference on the Properties of Water and Steam 2013 (ICPWS 2013), Greenwich, UK, http://www.teos-10.org/JCS.htm

Hellmuth, O.; Feistel, R.; Foken, T. (2020): Intercomparison of Different State-of-the-Art Formulations of the Mass Density of Humid Air. Submitted to: Bulletin of Atmospheric Science and Technology, under review

Hennig, H. (1998): Perspektiven der chemischen Speicherung von Sonnenenergie. Sitzungsberichte der Leibniz-Sozietät, 26, S. 117–120, https://leibnizsozietaet.de/wpcontent/uploads/2012/10/Gesamtdatei-SB-26-1998.pdf

Herrmann, J. (2009): Geschichte – Naturgeschichte – Klimatischer Wandel. Regionale und interkontinentale Auswirkungen auf die frühe Menschheitsgeschichte. Sitzungsberichte der Leibniz Sozietät, 102, S. 159–181, https://leibnizsozietaet.de/wp-content/uploads/2012/10/Gesamtband-SB-102-2009.pdf

Heyer, E. (1979): Witterung und Klima. Eine allgemeine Klimatologie. Leipzig: BSB B. G. Teubner Verlagsgesellschaft

Hocke, K.; Martin, L.; Kämpfer, N. (2013): Survey of intercomparisons of water vapour measurements. In: Kämpfer, N. (ed.): Monitoring Atmospheric Water. Berlin: Springer, S. 243–288

Hoffmann, G. (1999): Die Bedeutung der diabatischen Heizung für die synoptische Störungsaktivität der Nordhemisphäre im heutigen und in einem zukünftigen Klima. Mitteilungen aus dem Institut für Geophysik und Meteorologie der Universität zu Köln, Heft 126. Köln

Hörz, H. (2008): Zur Balance zwischen rationaler und ästhetischer Aneignung der Welt. Anmerkungen zur Klimadebatte. Sitzungsberichte der Leibniz-Sozietät, 97, S. 153–176, https://leibnizsozietaet.de/wp-content/uploads/2012/10/Gesamtband-SB-097-2008.pdf

Hörz, H. (2015): Klimawandel in der Diskussion – Anmerkungen eines Wissenschaftsphilosophen. Vortrag auf dem GeoMUWA Herbsttreffen am 14.11.2014. Leibniz Online, 17, http://www.leibnizsozietaet.de/wpcontent/uploads/2015/02/hörz.pdf

Hoepke, K.-P. (2007): Geschichte der Fridericiana: Stationen in der Geschichte der Universität Karlsruhe (TH) von der Gründung 1825 bis zum Jahr 2000 (Veröffentlichungen aus dem Universitätsarchiv Karlsruhe). Karlsruhe: Universitätsverlag Karlsruhe

Houghton, J. T. (2015): Global Warming, The complete Briefing. Cambridge: Cambridge University Press

Hume, D. (2015): Eine Untersuchung über den menschlichen Verstand. Hamburg: Felix Meiner Verlag

Hupfer, P. (1991): Das Klimasystem der Erde – Diagnose und Modellierungen – Schwankungen und Wirkungen. Berlin: Akademie Verlag

Hupfer, P. (1998): Klima und Klimasystem. In: Lozan, J. E.; Graßl, H.; Hupfer, P. (1998): Warnsignal Klima. Wissenschaftliche Auswertungen. Hamburg, S. 17–24

Hupfer, P. (2020): Klimaforschung – Grundlage der Klimapolitik. Naturwissenschaftliche Rundschau, 73 (2), S. 61–70

IAMAS (1994): Cloud-Radiation Interactions and their Parameterization in Climate Models. International Association of Meteorology and Atmospheric Sciences, WCRP-86, WMO/TD 648, Geneva

Ingersoll, A. P. (1969): The runaway greenhouse: a history of water on Venus. J. Atmos. Sci., 26, S. 1191–1198, https://doi.org/10.1175/1520-0469(1969)026<1191:TRGAHO>2.0.CO;2

Ingersoll, A. P. (2013): Planetary Climates. Princeton, NJ: Princeton University Press

IOC, SCOR, IAPSO (2010): The international thermodynamic equation of seawater – 2010: Calculation and use of thermodynamic properties. Intergovernmental Oceanographic Commission, Manuals and Guides No. 56, UNESCO (English), 196 pp., Paris, http://www.TEOS-10.org

IOW (2020): HIX – St. Helena Island Climate Index. https://www.io-warnemuende.de/hix-st-helena-island-climate-index.html

Irving, D.; Hobbs, W.; Church, J.; Zika, J. (2020): A Mass and Energy Conservation Analysis of Drift in the CMIP6 Ensemble. Journal of Climate, S. 1–43, https://doi.org/10.1175/JCLI-D-20-0281.1

Jacob, D. (1998): Intensivierung des Wasserkreislaufs? In: Lozan, J. E.; Graßl, H.; Hupfer, P. (1998): Warnsignal Klima. Wissenschaftliche Auswertungen. Hamburg, S. 177–178

Jäger, K.-D. (2005): Klimawandel im Holozän – Problemanalyse am Beispiel Mitteleuropa. Sitzungsberichte der Leibniz-Sozietät, 82, S. 45–54, https://leibnizsozietaet.de/wpcontent/uploads/2012/10/Gesamtband-SB-082-2005.pdf

Jäger, K.-D. (2009): Klimawandel und Besiedlungsgeschichte in Mitteleuropa während der Nacheiszeit. Sitzungsberichte der Leibniz-Sozietät, 100, S. 81–131, https://leibnizsozietaet.de/wpcontent/uploads/2012/10/Gesamtband-SB-100-2009.pdf

Jäger, K.-D. (2016): Niederschlagsschwankungen in Mitteleuropa während der letzten Jahrtausende der Nacheiszeit und deren historische Folgen. Sitzungsberichte der Leibniz-Sozietät, 129, S. 69–83, https://leibnizsozietaet.de/wp-content/uploads/2012/10/Gesamtdatei-Band-129.pdf

Jähne, A. (2016): Octogenario Claudio Diederio Jaegerio multam salus! In: Kolloquium „Klima und Menschheit“ am 14. April 2016 anlässlich der 80. Geburtstage von Karl-Heinz Bernhardt, Klaus-Dieter Jäger und Dietrich Spänkuch. Sitzungsberichte der Leibniz-Sozietät, 129, S. 13–16, https://leibnizsozietaet.de/wp-content/uploads/2012/10/Gesamtdatei-Band-129.pdf

JCS (2020): IAPWS/SCOR/IAPSO Joint Committee on Seawater, https://scor-int.org/project/iapws-scor-iapso-joint-committee-on-seawater/

Josey, S. A.; Gulev, S.; Yu, L. (2013): Exchanges through the ocean surface. In: Siedler, G.; Griffies, S. M.; Gould, J.; Church, J. A. (eds.): Ocean Circulation and Climate. A 21st Century Perspective. Amsterdam: Elsevier, S. 115–140, https://doi.org/10.1016/B978-0-12-391851-2.00005-2

JPOTS (1981): Tenth report of the joint panel on oceanographic tables and standards. Sidney, B.C., Canada, 1.–5. September 1980. Unesco technical papers in marine science 36, Unesco. https://www.jodc.go.jp/jodcweb/info/ioc_doc/html/UNESCO_Tech.htm

Kara, A. B.; Hurlburt, H. E.; Loh, W.-Y. (2007): Which near-surface atmospheric variable drives air-sea temperature differences over the global ocean? J. Geophys. Res.-Ocean, 112, C05020, https://doi.org/10.1029/2006JC003833

Katsaros, K. (2001): Evaporation and Humidity. In: Steele, J. H.; Thorpe, A. S.; Turekian, K. K. (eds.): Encyclopedia of Ocean Sciences. San Diego, CA: Academic Press, S. 870–877, https://doi.org/10.1006/rwos.2001.0068

Kautzleben, H. (1995): Neue Ziele der Geowissenschaften. Sitzungsberichte der Leibniz-Sozietät, 9, S. 49–62, https://leibnizsozietaet.de/wp-content/uploads/2012/10/Gesamtdatei-SB-009-1995.pdf

Kautzleben H. (2006): Klaus Fleischmann, Zu den Kältepolen der Erde. 50 Jahre deutsche Polarforschung. Bielefeld 2005: Delius Klasing Verlag, 344 Seiten. Sitzungsberichte der Leibniz-Sozietät, 87, S. 161–168, https://leibnizsozietaet.de/wp-content/uploads/2012/10/Gesamtband-SB-087-2006.pdf

Kautzleben, H. (2016): Laudatio auf Dietrich Spänkuch. In: Kolloquium „Klima und Menschheit“ am 14. April 2016 anlässlich der 80. Geburtstage von Karl-Heinz Bernhardt, Klaus-Dieter Jäger und Dietrich Spänkuch. Sitzungsberichte der Leibniz-Sozietät, 129, S. 17–21, https://leibnizsozietaet.de/wp-content/uploads/2012/10/Gesamtdatei-Band-129.pdf

King, M. D.; Platnick, S.; Menzel, W. P.; Ackerman, S. A.; Hubanks, P. A., (2013): Spatial and Temporal Distribution of Clouds Observed by MODIS Onboard the Terra and Aqua Satellites. IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing, 51, S. 3826–3852, https://doi.org/10.1109/TGRS.2012.2227333

King, M. D.; Howat, I. M.; Candela, S. G.; Noh, M. J.; Jeong, S.; Noël, B. P. Y.; van den Broeke, M. R.; Wouters, B.; Negrete, A. (2020): Dynamic ice loss from the Greenland Ice Sheet driven by sustained glacier retreat. Communications Earth & Environment, 1, 1, https://doi.org/10.1038/s43247-020-0001-2

Klaus, D.; Dorn, W.; Dethloff, K.; Rinke, A.; Mielke, M. (2012): Atmosphere 2012, S. 419–450, https://doi.org/10.3390/atmos3030419

Kleidon, A. (2019): Was leistet die Erde und was trägt die Menschheit dazu bei? Antworten aus der Thermodynamik des Erdsystems. Leibniz Online, 37, https://leibnizsozietaet.de/wpcontent/uploads/2019/11/Portfolio-LO-37-2019.pdf

Kolditz, L. (1994): Rohstoffe und Energie. Sitzungsberichte der Leibniz-Sozietät, 1, S. 105–115, https://leibnizsozietaet.de/wp-content/uploads/2012/10/Gesamtdatei-SB-001-1994.pdf

Kolditz, L. (1995): Zur Chemie des Fluors. Sitzungsberichte der Leibniz-Sozietät, 7, S. 5–23, https://leibnizsozietaet.de/wp-content/uploads/2012/10/Gesamtdatei-SB-007-1995.pdf

Kolditz, L. (2011): Deterministisches Chaos und Gesellschaft. Sitzungsberichte der Leibniz-Sozietät, 110, S. 107–122, https://leibnizsozietaet.de/wp-content/uploads/2012/10/Gesamtdatei-SB-110-2011.pdf

Komabayasi, M. (1967): Discrete equilibrium temperatures of a hypothetical planet with the atmosphere and the hydrosphere of one component-two phase system under constant solar radiation. J. Meteorol. Soc. Japan, 45, S. 137–138, https://doi.org/10.2151/jmsj1965.45.1_137

Kondo, J. (1975): Air-sea bulk transfer coefficients in diabatic conditions. Boundary-Layer Meteorology, 9, S. 91–112, https://doi.org/10.1007/BF00232256

Kracher, D.; Mengelkamp, H.-T.; Foken, T. (2009): The residual of the energy balance closure and its influence on the results of three SVAT models. Meteorologische Zeitschrift, 18, S. 647–661, https://doi.org/10.1127/0941-2948/2009/0412

Kraus, E. B.; Businger, J. A. (1994): Atmosphere-Ocean Interaction. Oxford: Oxford University Press, New York: Clarendon Press, Oxford

Kruspe, G. (1977): On moisture flux parameterization. Boundary-Layer Meteorology, 11, S. 55–63, https://doi.org/10.1007/BF00221824

Kühne, H. W. (2016): Siedlungsausbau und Siedlungseinschränkung in der Bronzezeit Ober-Mesopotamiens in Abhängigkeit von klimatischen Veränderungen. Sitzungsberichte der Leibniz-Sozietät, 129, S. 55–68, https://leibnizsozietaet.de/wp-content/uploads/2012/10/Gesamtdatei-Band-129.pdf

Laliberté, F.; Zika, J.; Mudryk, L.; Kushner, P. J.; Kjellsson, J.; Döös, K. (2015): Constrained work output of the moist atmospheric heat engine in a warming climate. Science, 347, S. 540–543, https://doi.org/10.1126/science.1257103

Landau, L. D.; Lifschitz, I. M. (1974): Lehrbuch der Theoretischen Physik VI, Hydrodynamik. Berlin: Akademie-Verlag

Lanius, K. (1994): Globaler Wandel. Sitzungsberichte der Leibniz-Sozietät, 1, S. 7–31, https://leibnizsozietaet.de/wp-content/uploads/2012/10/Gesamtdatei-SB-001-1994.pdf

Lanius, K. (2005): Szenarien des Klimawandels Sitzungsberichte der Leibniz-Sozietät, 82, S. 11–33, https://leibnizsozietaet.de/wp-content/uploads/2012/10/Gesamtband-SB-082-2005.pdf

Lanius, K. (2009): Wieviel Geschichte braucht die Zukunft? Sitzungsberichte der Leibniz-Sozietät, 102, S. 7–43, https://leibnizsozietaet.de/wp-content/uploads/2012/10/Gesamtband-SB-102-2009.pdf

Laskar, J.; Fienga, A.; Gastineau, M.; Manche, H. (2011): La2010: a new orbital solution for the long-term motion of the Earth, Astronomy & Astrophysics 532, A89, https://doi.org/10.1051/0004-6361/201116836

Laubach, J. (1996): Charakterisierung des turbulenten Austausches von Wärme, Wasserdampf und Kohlendioxid über niedriger Vegetation anhand von Eddy-Korrelations-Messungen. Wissenschaftliche Mitteilungen aus dem Institut für Meteorologie der Universität Leipzig und dem Institut für Troposphärenforschung e.V., Leipzig, Band 3. Leipzig

Lenoble, J. (1993): Atmospheric Radiative Transfer. Hampton, VA: A. Deepak Publishing

Le Quéré, C.; Andrew, R. M.; Friedlingstein, P.; Sitch, S.; Hauck, J.; Pongratz, J.; Pickers, P. A.; Korsbakken, J. I.; Peters, G. P.; Canadell, J. G.; Arneth, A.; Arora, V. K.; Barbero, L.; Bastos, A.; Bopp, L.; Chevallier, F.; Chini, L. P.; Ciais, P.; Doney, S. C.; Gkritzalis, T.; Goll, D. S.; Harris, I.; Haverd, V.; Hoffman, F. M.; Hoppema, M.; Houghton, R. A.; Hurtt, G.; Ilyina, T.; Jain, A. K.; Johannessen, T.; Jones, C. D.; Kato, E.; Keeling, R. F.; Goldewijk, K. K.; Landschützer, P.; Lefèvre, N.; Lienert, S.; Liu, Z.; Lombardozzi, D.; Metzl, N.; Munro, D. R.; Nabe, J. E. M. S.; Nakaoka, S.; Neill, C.; Olsen, A.; Ono, T.; Patra, P.; Peregon, A.; Peters, W.; Peylin, P.; Pfeil, B.; Pierrot, D.; Poulter, B.; Rehder, G.; Resplandy, L.; Robertson, E.; Rocher, M.; Rödenbeck, C.; Schuster, U.; Schwinger, J.; Séférian, R.; Skjelvan, I.; Steinhoff, T.; Sutton, A.; Tans, P. P.; Tian, H.; Tilbrook, B.; Tubiello, F. N.; van der Laan-Luijkx, I. T.; van der Werf, G. R.; Viovy, N.; Walker, A. P.; Wiltshire, A. J.; Wright, R.; Zaehle, S.; Zheng, B. (2018): Global Carbon Budget 2018. Earth Syst. Sci. Data, 10, S. 2141–2194, https://doi.org/10.5194/essd-10-2141-2018

Levang, S. J.; Schmitt, R. W. (2015): Centennial changes of the global water cycle in CMIP5 models. J. Climate, 28, S. 6489–6502, https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0143.1

Lewis, G. N. (1901): Das Gesetz physiko-chemischer Vorgänge. Z. Phys. Chem., Lpz. 38, S. 205–226; The Law of Physico-Chemical Change. Proceedings of the American Academy of Arts and Sciences 37, 49-69, https://doi.org/10.2307/20021635

Liang, J. (2013): Chemical Modeling for Air Resources. New York: Academic Press, S. 143–161, https://doi.org/10.1016/B978-0-12-408135-2.00007-0

Lindzen, R. S. (1997): Can increasing carbon dioxide cause climate change? PNAS, 94, S. 8335–8342, https://doi.org/10.1073/pnas.94.16.8335

Lingertat, J. (2005): Gesteuerte Kernfusion. Sitzungsberichte der Leibniz-Sozietät, 82, S. 105–110, https://leibnizsozietaet.de/wp-content/uploads/2012/10/Gesamtband-SB-082-2005.pdf

Liou, K.-N.; Zheng, Q. (1984): A numerical experiment on the interactions of radiation, clouds and dynamic processes in a general circulation model. J. Atmos. Sci., 41, S. 1513–1535

Liou, K. N. (2002): An Introduction to Atmospheric Radiation. Second Edition. International Geophysics Series, Vol. 84. New York: Academic Press

Liu, W. T.; Katsaros, K. B.; Businger, J. A. (1979): Bulk Parameterization of Air-Sea Exchanges of Heat and Water Vapor Including the Molecular Constraints at the Interface. Journal of Atmospheric Sciences, 36, S. 1722–1735, https://doi.org/10.1175/1520-0469(1979)036<1722:BPOASE>2.0.CO;2

Loeb, N. G.; Wielicki, B. A.; Doellingast, D. R.; Smith, G. L.; Keyes, D. F.; Kato, S.; Manalo-Smith, N.; Wong, T. (2009): Toward Optimal Closure of the Earth's Top-of-Atmosphere Radiation Budget. J. Climate, 22, S. 748–766, https://doi.org/10.1175/2008JCLI2637.1

Logwinow, K. T. (1955): Dynamische Meteorologie. Berlin: VEB Deutscher Verlag der Wissenschaften

Lösing, M.; Ebbing, J.; Szwillus, W. (2020): Geothermal Heat Flux in Antarctica: Assessing Models and Observations by Bayesian Inversion. Front. Earth Sci., 8, 106, https://doi.org/10.3389/feart.2020.00105

Lorenz, E. N. (1969): The nature of the global circulation of the atmosphere: a present view. In Corby, G. A. (ed.): The Global Circulation of the Atmosphere. London: Royal Meteorological Society, S. 3–23

Louis, J.-F. (1979): A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere. Boundary Layer Meteorology, 17, S. 187–202, https://doi.org/10.1007/BF00117978

Lovell-Smith, J. W.; Feistel, R.; Harvey, A. H.; Hellmuth, O.; Bell, S. A.; Heinonen, M.; Cooper, J. R. (2016): Metrological challenges for measurements of key climatological observables. Part 4: atmospheric relative humidity. Metrologia, 53, R40–R59, https://doi.org/10.1088/0026-1394/53/1/R40

Lu, X.; McElroy, M. B.; Kiviluoma, J. (2009): Global potential for wind-generated electricity. Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America 106, 10933-10938, https://doi.org/10.1073/pnas.0904101106

Lutgens, F. G.; Tarbuck, E. J. (2001): The Atmosphere. Upper Saddle River, NJ: Prentice Hall

MacCracken, M. C.; Volkert, H. (2019): IAMAS: a century of international cooperation in atmospheric sciences. Hist. Geo Space Sci., 10, S. 119–136, https://doi.org/10.5194/hgss-10-119-2019

MacKenzie, Ch. (2015): The Ever More Silent Spring. Vortrag auf dem GeoMUWA Herbsttreffen am 14.11.2014. Leibniz Online, 17, http://www.leibnizsozietaet.de/wp-content/uploads/2015/02/mackenzie.pdf

Mahlke, H. (2017): Mechanismen der Auslösung hochreichender Konvektion im südwestdeutschen Mittelgebirgsraum. Wissenschaftliche Berichte des Instituts für Meteorologie und Klimaforschung des Karlsruher Instituts für Technologie (KIT), Band 65; Institut für Meteorologie und Klimaforschung am Karlsruher Institut für Technologie (KIT) Karlsruhe. KIT Scientific Publishing, http://dx.doi.org/10.5445/KSP/1000040122

Mahmud, S.; Bhuiyan, M. A. M.; Sarmin, N.; Elahee, S. (2020): Study of wind speed and relative humidity using stochastic technique in a semi-arid climate region. AIMS Environmental Science, 7, S. 156–173, https://doi.org/10.3934/environsci.2020010

Manabe, S.; Wetherald, R. T. (1967): Thermal Equilibrium of the Atmosphere with a Given Distribution of Relative Humidity. J. Atm. Sci., 24, S. 241–259, https://doi.org/10.1175/1520-0469(1967)024<0241:TEOTAW>2.0.CO;2

Marquet, P. (2015): On the computation of moist-air specific thermal enthalpy. Q. J. R. Meteorol. Soc., 141, S. 67–84, https://doi.org/10.1002/qj.2335

Marshak, A.; Davis, A. B. (2005): 3D Radiative Transfer in Cloudy Atmospheres. Berlin: Springer

Matschullat, J.; Hänsel, S. (2015): Extremwitterung und Klimawandel. Beitrag auf dem GeoMUWA Herbsttreffen am 14.11.2014. Leibniz Online, 17, http://www.leibnizsozietaet.de/wpcontent/ uploads/2015/02/MatschullatHänsel.pdf

Matschullat, J.; von Fromm, S.; Bezerra de Lima, R. M. (2016): Bodenatmung (CO_2, CH_4, N_2O), Landnutzung und Klima am Beispiel Amazonasbecken. Sitzungsberichte der Leibniz-Sozietät, 129, S. 99–111, https://leibnizsozietaet.de/wp-content/uploads/2012/10/Gesamtdatei-Band-129.pdf

Matus, A. V.; L'Ecuyer, T. S. (2017): The role of cloud phase in Earth's radiation budget, J. Geophys. Res. Atmos., 122, S. 2559–2578, https://doi.org/10.1002/2016JD025951

Matveev, L. T. (1981): Dinamika Oblakov. Gidrometeoizdat, Leningrad

Mauder, M.; Foken, T.; Cuxart, J. (2020): Surface Energy Balance Closure over Land: A Review. Boundary-Layer Meteorol. https://doi.org/10.1007/s10546-020-00529-6

Maule, C. F.; Purucker, M. E.; Olsen, N.; Mosegaard, K. (2005): Heat flux anomalies in Antarctica revealed by satellite magnetic data. Science, 309, S. 464–467, https://doi.org/10.1126/science.1106888

McDougall, T. J.; Feistel, R.; Pawlowicz, R. (2013): Thermodynamics of Seawater. In: Siedler, G.; Griffies, S. M.; Gould, J.; Church, J. A. (eds.): Ocean Circulation and Climate, A 21st Century Perspective. Oxford/Amsterdam: Academic Press/Elsevier, S. 141–158, https://doi.org/10.1016/B978-0-12-391851-2.00006-4

Mertzsch, N. (2014): Speicherung Erneuerbarer Energien – Versuch eines Überblicks. Vortrag im Plenum am 13. Dezember 2013 zum Thema „Energiespeichertechnologien: Notwendigkeiten, Problemspektren, wissenschaftlich-technische Entwicklungen und Perspektiven". Leibniz Online, 16, http://www.leibnizsozietaet.de/wp-content/uploads/2014/01/mertzsch.pdf

Mertzsch, N. (2015): Anmerkungen zum Workshop „Naturressourcen, Energie, Umwelt: Wechselwirkungen und aktuelle Probleme". Diskussionsbeitrag auf dem GeoMUWA Herbsttreffen am 14.11.2014. Leibniz Online, 17, http://www.leibnizsozietaet.de/wp-content/uploads/2015/02/mertzsch.pdf

Milz, M. (2003): Untersuchungen zur Messung von Wasserdampf in der tropischen Tropopausenregion mit MIPAS/Envisat. Forschungszentrum Karlsruhe in der Helmholtz-Gemeinschaft. Wissenschaftliche Berichte FZKA 67772

Mitchell, J. F. B. (1994): Modelling Clouds in GCMs for Climate Change Studies. In: IAMAS (1994), S. 40

Mix, W. (1982): Über die vertikale Verteilung des horizontalen Windvektors und des Turbulenzkoeffizienten in einer planetarischen Grenzschicht mit eingelagerter Inversionsschicht. In: Untersuchungen zur Meteorologie der Grenzschicht und zur Analyse klimatologischer Zeitreihen, Abh. Meteorol. Dienstes DDR, Nr. 128. Berlin: Akademie-Verlag, S. 53–73

Mix, W. (1988): Qualitative Erfassung von Beschleunigungseinflüssen in der planetarischen Grenzschicht. In: Grenzschichtmodellierung und Klimaforschung, Abh. Meteorol. Dienstes DDR, Nr. 140. Berlin: Akademie-Verlag, S. 33–41

Mohr, S. (2013): Änderung des Gewitter- und Hagelpotentials im Klimawandel. Wissenschaftliche Berichte des Instituts für Meteorologie und Klimaforschung des Karlsruher Instituts für Technologie (KIT), Band 58; Institut für Meteorologie und Klimaforschung am Karlsruher Institut für Technologie Karlsruhe. KIT Scientific Publishing, http://dx.doi.org/10.5445/KSP/1000033828

Möller, D. (2003): Luft – Chemie, Physik, Biologie, Reinhaltung, Recht. Berlin, New York: de Gruyter

Möller, D. (2006): Das atmosphärische Wasserstoffperoxid. Sitzungsberichte der Leibniz-Sozietät, 83, S. 167–188, https://leibnizsozietaet.de/wp-content/uploads/2012/10/Gesamtband- SB-083-2006.pdf

Möller, F. (1963): On the influence of changes in CO_2 concentration in air on the radiation balance of Earth's surface and on climate. J. Geophys. Res., 68, S. 3877–3886, https://doi.org/10.1029/JZ068i013p03877

Monin, A. S. (1982): Vvedeniye v Teoriyu Klimata. Gidrometeoizdat, Leningrad

Morice, C. P.; Kennedy, J. J.; Rayner, N. A.; Jones, P. D. (2012): Quantifying uncertainties in global and regional temperature change using an ensemble of observational estimates: The HadCRUT4 data set. J. Geophys. Res., 117, D08101, https://doi.org/10.1029/ 2011JD017187

Mulligan, J. F.; Hertz, G. G. (1997): An unpublished lecture by Heinrich Hertz: „On the energy balance of the Earth". American Journal of Physics, 65, S. 36–45, https://doi.org/10.1119/1.18565

Murray, J. (1887): On the Total Annual Rainfall on Land of the Globe, and the Relation of Rainfall to the Annual Discharge of Rivers. The Scottish Geographical Magazine, 3, S. 65–80, https://doi.org/10.1080/14702548708554511

Oberhuber, J. M. (1988): An atlas based on the 'COADS' data set: The budgets of heat, buoyancy and turbulent kinetic energy at the surface of the global ocean. Hamburg: Max-Planck-Institut für Meteorologie, Report, No. 15

Öhlmann, G. (2007): Solarzeitalter – Auf dem Weg zur Realität. Sitzungsberichte der Leibniz-Sozietät, 90, S. 33–50, https://leibnizsozietaet.de/wp-content/uploads/2012/10/Gesamtband-SB-090-2017.pdf

Olbers, D. (2001): A gallery of simple models from climate physics. In: Imkeller P.; von Storch, J. S. (eds.): Stochastic Climate Models. Progress in Probability, Vol 49. Basel: Birkhäuser, https://doi.org/10.1007/978-3-0348-8287-3_1

Pallé, E.; Goode, P. R.; Montañés-Rodríguez, P.; Koonin, S. E. (2004): Changes in Earth's Reflectance over the Past Two Decades. Science, 304, S. 1299–1301, https://doi.org/10.1126/science.1094070

Pauluis, O.; Czaja, A.; Korty, R. (2008): The Global Atmospheric Circulation on Moist Isentropes. Science, 321, S. 1075–1078, https://doi.org/10.1126/science.1159649

Pausata, F. S. R.; Gaetani, M.; Messori, G.; Berg, A.; Maia de Souza, D.; Sage, R. F.; deMenocal, P. B. (2020): The Greening of the Sahara: Past Changes and Future Implications. One Earth, 2, S. 235–250, https://doi.org/10.1016/j.oneear.2020.03.002

Pawlowicz, R.; McDougall, T.; Feistel, R.; Tailleux, R. (2012): Preface „An historical perspective on the development of the Thermodnamic Equation of Seawater – 2010". Ocean Sci., 8, S. 161–174, https://doi.org/10.5194/os-8-161-2012

Peixoto, J. P.; Oort, A. H. (1992): Physics of Climate. New York: American Institute of Physics

Peixoto, J. P.; Oort, A. H. (1996): The climatology of relative humidity in the atmosphere. Journal of Climate, 9, S. 3443–3463, https://doi.org/10.1175/1520-0442(1996)009<3443:TCORHI>2.0.CO;2

Pelkowski, J. (1995): Entropieerzeugung eines strahlenden Planeten: Studien zu ihrer Rolle in der Klimatheorie. Thun, Frankfurt/M.: Verlag Harry Deutsch

Pelkowski, J. (2014): On the Clausius-Duhem Inequality and Maximum Entropy Production in a Simple Radiating System. Entropy, 16, S. 2291–2308, https://doi.org/10.3390/e16042291

Peters-Lidard, C. D.; Hossain, F.; Leung, L. R.; McDowell, N.; Rodell, M.; Tapiadore, F. J.; Turk, F. J.; Wood, A. (2019): 100 Years of Progress in Hydrology. American Meteorological Society, https://doi.org/10.1175/AMSMONOGRAPHS-D-18-0019.1

Pfeifroth, U.; Hollmann, R.; Ahrens, B. (2012): Cloud Cover Diurnal Cycles in Satellite Data and Regional Climate Model Simulations. Meteorologische Zeitschrift, 21, S. 551–560, https://doi.org/10.1127/0941-2948/2012/0423

Pierce, D. W.; Barnett, T. P.; Gleckler, P. J. (2011): Ocean Circulations, Heat Budgets, and Future Commitment to Climate Change. Annual Review of Environment and Resources, 36, S. 27–43, https://doi.org/10.1146/annurev-environ-022610-112928

Pierrehumbert, R. T. (2010): Principles of Planetary Climate. Cambridge: Cambridge University Press

Piper, D. A. (2017): Untersuchung der Gewitteraktivität und der relevanten großräumigen Steuerungsmechanismen über Mittel- und Westeuropa. Wissenschaftliche Berichte des Instituts für Meteorologie und Klimaforschung des Karlsruher Instituts für Technologie (KIT) Band 73; Institut für Meteorologie und Klimaforschung am Karlsruher Institut für Technologie (KIT), Karlsruhe, KIT Scientific Publishing, http://dx.doi.org/10.5445/KSP/1000072089

Planck, M. (1906): Vorlesungen über die Theorie der Wärmestrahlung. Leipzig: Johann Ambrosius Barth

Planck, M. (1911): Vorlesungen über Thermodynamik (3. Auflage). Leipzig: Veit & Comp.

Pollack, H. N.; Hurter, S. J.; Johnson, J. R. (1993): Heat Flow from the Earth's Interior: Analysis of the Global Data Set. Reviews of Geophysics, 30, S. 267–280, https://doi.org/10.1029/93RG01249

Prandtl, L. (1925): Bericht über Untersuchungen zur ausgebildeten Turbulenz. Zeitschrift für Angewandte Mathematik und Mechanik (ZAMM), 5, S. 136–139

Prandtl, L. (1932): Meteorologische Anwendung der Strömungslehre. Beiträge zur Physik der freien Atmosphäre (Bjerknes-Festschrift) 19, S. 188–202

Prausnitz, J. M.; Lichtenthaler, R. N.; Gomes de Azevedo, E. (1999): Molecular Thermodynamics of Fluid-Phase Equilibria (3rd edition) Englewood Cliffs, NJ: . Prentice Hall

Prescott, J. A.; Collins, J. A. (1951): The lag of temperature behind solar radiation. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 77, S. 121–126, https://doi.org/10.1002/qj.49707733112

Quante, M. (2011): Verteilung und Transport des Wassers in der Atmosphäre. In: Lozán, J. L.; Graßl, H.; Hupfer, P.; Karbe, L.; Schönwiese, C.-D. (Hg.): WARNSIGNAL KLIMA: Genug Wasser für alle? (3. Auflage). CSC Climate Service Center, Helmholtz-Zentrum Geesthacht, 399 S.

Randall, D. A. (2012): Atmosphere, Clouds, and Climate. Princeton: Princeton University Press

Rapp, D. (2010): Assessing Climate Change: Temperatures, Solar Radiation, and Heat Balance (2nd edition). Chichester, UK: Praxis Publishing

Rapp, D. (2014): Assessing Climate Change: Temperatures, Solar Radiation and Heat Balance (3rd edition). Cham, Heidelberg u.a.O.: Springer

Reiner, P. M. (2004): Einfluss der Vertikalverteilung des Wasserdampfes auf den Lebenszyklus intrasaisonaler Konvektionsschwankungen über dem tropischen Indopazifik. Mitteilungen aus dem Institut für Geophysik und Meteorologie der Universität zu Köln, Heft 158. Köln

Rieck, M.; Nuijens, L.; Stevens, B. (2012): Marine Boundary Layer Cloud Feedbacks in a Constant Relative Humidity Atmosphere. J. Atm. Sci., 69, S. 2538–2550, https://doi.org/10.1175/JAS-D-11-0203.1

Riemer, M. (2011): Außertropische Umwandlung tropischer Wirbelstürme. Einfluss auf das Strömungsmuster in den mittleren Breiten. Wissenschaftliche Berichte des Instituts für Meteorologie und Klimaforschung des Karlsruher Instituts für Technologie (KIT), Band 45; Institut für Meteorologie und Klimaforschung am Karlsruher Institut für Technologie (KIT) Karlsruhe. KIT Scientific Publishing, http://dx.doi.org/10.5445/KSP/1000024930

Roeckner, E.; Arpe, K.; Bengtsson, L.; Christoph, M.; Claussen M.; Dümenil, L.; Esch, M.; Giorgetta, M.; Schlese, U.; Schulzweida, U. (1996): The atmospheric general circulation model ECHAM-4: model description and simulation of present-day climate. Max-Planck-Institut für Meteorologie, REPORT No. 218, https://pure.mpg.de/rest/items/item_1781494/component/file_1786328/content

Rosbjerg, D.; Rodda, J. (2019): IAHS: a brief history of hydrology. Hist. Geo Space Sci., 10, S. 109–118, https://doi.org/10.5194/hgss-10-109-2019

Rothman, L. S.; Jacquemart, D.; Barbe, A.; Chris Benner, D. C.; Birk, M.; Brown, L. R.; Carleer, M. R.; Chackerian Jr. C.; Chance, K.; Coudert, L. H.; Dana, V.; Devi, V. M.; Flaud, J.-M.; Gamache, R. R.; Goldman, A.; Hartmann, J.-M.; Jucks, K. W.; Maki, A. G.; Mandin, J.-Y.; Massie, S. T.; Orphal, J.; Perrin, A.; Rinsland, C. P.; Smith, M. A. H.; Tennyson, J.; Tolchenov, R. N.; Toth, R. A.; Vander Auwera, J.; Varanasi, P.; Wagner, G. (2005): The HITRAN 2004 molecular spectroscopic database. Journal of Quantitative Spectroscopy & Radiative Transfer, 96, S. 139–204, https://doi.org/10.1016/j.jqsrt.2004. 10.008

Sasse, R. (2012): Analyse des regionalen atmosphärischen Wasserhaushalts unter Verwendung von COSMO-Simulationen und GPS-Beobachtungen. Wissenschaftliche Berichte des Instituts für Meteorologie und Klimaforschung des Karlsruher Instituts für Technologie (KIT), Band 54; Institut für Meteorologie und Klimaforschung am Karlsruher Institut für

Technologie Karlsruhe. KIT Scientific Publishing, http://dx.doi.org/10.5445/KSP/1000024938

Saunders, P. M. (1967): The temperature at the ocean–air interface. J. Atmos. Sci., 24, 269–273, https://doi.org/10.1175/1520-0469(1967)024<0269:TTATOA>2.0.CO;2

Scheer, H. (2007): Energie – Neu denken! Sitzungsberichte der Leibniz-Sozietät, 90, S. 23–32, https://leibnizsozietaet.de/wp-content/uploads/2012/10/Gesamtband-SB-090-2017.pdf

Schellnhuber, H. J. (2016): Die Nichtlinearität des Klimaproblems. Sitzungsberichte der Leibniz-Sozietät, 129, S. 113–115, https://leibnizsozietaet.de/wpcontent/uploads/2012/10/Gesamtdatei-Band-129.pdf

Schepanski, K. (2006): Natürliche Variabilität der Wolken im Klimamodell (Diplomarbeit). Kiel: Leibniz-Institut für Meereswissenschaften https://pdfs.semanticscholar.org/e51e/c7ea86906ab23bdb396f0a1b520b3ba07d52.pdf

Schiermeier, Q. (2015): Physicists, your planet needs you. Nature, 520, S. 140–141, https://doi.org/10.1038/520140a

Schilling, F. R.; Müller, B. I. R.; Greiling, R. O. (2015): Energie, Effizienz und „Umweltverbrauch“. Vortrag auf dem GeoMUWA Herbsttreffen am 14.11.2014. Leibniz Online, 17, https://leibnizsozietaet.de/wp-content/uploads/2012/10/Portfolio-LO-17-2015.pdf

Schimming, R. (2014): Theories on the Earth System. Vernadskij, Lovelock and beyond. Sitzungsberichte der Leibniz-Sozietät, 120, S. 171–176, https://leibnizsozietaet.de/wpcontent/uploads/2012/10/Gesamtdatei-SB-120-2014.pdf

Schimming, R. (2015): Die globalen Probleme. Kurzfassung des Beitrags auf dem GeoMUWA Herbsttreffen am 14.11.2014. Leibniz Online, 17, http://www.leibnizsozietaet.de/wp-content/uploads/2015/02/schimming.pdf

Schluessel, P.; Emery, W. J.; Grassl, H.; Mammen, T. (1990): On the bulk-skin temperature difference and its impact on satellite remote sensing of sea surface temperature. J. Geophys. Res., 95, S. 13341–13356, https://doi.org/10.1029/JC095iC08p13341

Schmidt, W. (1915): Sonnenstrahlung und Verdunstung an freien Wasserflächen; ein Beitrag zum Wärmehaushalt des Weltmeeres und zum Wasserhaushalt der Erde. Annalen der Hydrographie und maritimen Meteorologie, 43, S. 11–178

Schmugge, T. J.; André, J.-C. (eds.) (1991): Land Surface Evaporation. Measurement and Parameterization. New York: Springer

Schmutz, W.; Fehlmann, A.; Hüsen, G.; Meindl, P.; Winkler, R.; Thuillier, G.; Blattner, P.; Buisson, F.; Egorova, T.; Finsterle, W.; Fox, N.; Gröbner, J.; Hochedez, J.-F.; Koller, S.; Meftah, M.; Meisonnier, M.; Nyeki, S.; Pfiffner, D.; Roth, H.; Rozanov, E.; Spescha, M.; Wehrli, C.; Werner, L.; Wyss, J. U. (2009): The PREMOS/PICARD instrument calibration. Metrologia, 46, S. 202–S206, https://doi.org/10.1088/0026-1394/46/4/S13

Schwartz, S. E. (2007): Heat capacity, time constant, and sensitivity of Earth’s climate system. Journal of Geophysical Research, 112, D24S05, https://doi.org/10.1029/2007JD008746

Schwarz, D. (1997): Warum Kernenergie? Nichtklimatische Risiken. Sitzungsberichte der Leibniz-Sozietät, 17, S. 49–67, https://leibnizsozietaet.de/wp-content/uploads/2012/10/Gesamtdatei-SB-017-1997.pdf

Schwarz, O. (2009): Astrophysikalische Wachstumsgrenzen im Leistungsumsatz der menschlichen Zivilisation. Sitzungsberichte der Leibniz-Sozietät, 103, S. 131–147, https://leibnizsozietaet.de/wp-content/uploads/2012/10/Gesamtband-SB-103-2009.pdf

Scurla, H. (1984): Durch das Land der Azteken. Berichte deutscher Reisender des 19. Jahrhunderts aus Mexiko und Guatemala. Berlin: Verlag der Nation

Sellers, W. D. (1965): Physical Climatology. Chicago, London: University of Chicago Press

Sherwood, S. C.; Ingram, W.; Tsushima, Y.; Satoh, M.; Roberts, M.; Vidale, P. L.; O'Gorman, P. A. (2010): Relative humidity changes in a warmer climate. J. Geophys. Res., 115, D09104, https://doi.org/10.1029/2009JD012585

Smagorinsky, J. (1960): On the Dynamical Prediction of Large-Scale Condensation by Numerical Methods. In: Weickmann, H. (ed.): Physics of Precipitation: Proceedings of the Cloud Physics Conference. Woods Hole, Massachusetts, June 3–5, 1959. American Geophysical Union, S. 71–78, https://doi.org/10.1029/GM005p0071

Smagorinsky, J. (1969): Numerical simulation of the global atmosphere. In Corby, G. A. (ed.): The Global Circulation of the Atmosphere. London: Royal Meteorological Society, S. 24–41

Smith, B.; Fricker, H. A.; Gardner, A. S.; Medley, B.; Nilsson, J.; Paolo, F. S.; Holschuh, N.; Adusumilli, S.; Brunt, K.; Csatho, B.; Harbeck, K.; Markus, T.; Neumann, T.; Siegfried, M. R.; Zwally, H. J. (2020): Pervasive ice sheet mass loss reflects competing ocean and atmosphere processes. Science 30. Apr. 2020, https://doi.org/10.1126/science.aaz5845

Smythe-Wright, D.; Gould, W. J.; McDougall, T. J.; Sparnocchia, S.; Woodworth, P. L. (2019): IAPSO: tales from the ocean frontier. Hist. Geo Space Sci., 10, S. 137–150, https://doi.org/10.5194/hgss-10-137-2019

Solomon, S.; Rosenlof, K. H.; Portmann, R. W.; Daniel, J. S.; Davis, S. M.; Sanford, T. J.; Plattner, G.-K. (2010): Contributions of Stratospheric Water Vapor to Decadal Changes in the Rate of Global Warming, Science, 327, S. 1219–1223, https://doi.org/10.1126/science.1182488

Sonntag, D. (1966): Hygrometrie. Berlin: Akademie-Verlag

Spänkuch, D. (1995): Die Strahlungseigenschaften der Erdatmosphäre. Sitzungsberichte der Leibniz-Sozietät, 7, S. 121–139, https://leibnizsozietaet.de/wp-content/uploads/2012/10/Gesamtdatei-SB-007-1995.pdf

Spänkuch, D. (2008): P. Hupfer (Koordinierung und Redaktion): Klimaforschung in der DDR. Ein Rückblick. Geschichte der Meteorologie in Deutschland 8. Offenbach am Main, Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes 2007. Sitzungsberichte der Leibniz-Sozietät, 95, S. 153–157, https://leibnizsozietaet.de/wp-content/uploads/2012/10/Gesamtband-SB-095-2008.pdf

Spänkuch, D. (2014): Mögliche klimatische Folgen bei weltweitem Einsatz erneuerbarer Energie Sitzungsberichte der Leibniz-Sozietät, 120, S. 53–67, https://leibnizsozietaet.de/wpcontent/uploads/2012/10/Gesamtdatei-SB-120-2014.pdf

Spänkuch, D. (2015): Zum Impact der Wirtschaft auf die Umwelt. Diskussionsbeitrag auf dem GeoMUWA Herbsttreffen am 14.11.2014. Leibniz Online, 17, http://www.leibnizsozietaet.de/wpcontent/uploads/2015/02/spaenkuch.pdf

Spänkuch, D. (2016): Auswirkungen des Klimawandels auf Natur und Gesellschaft in Europa. Sitzungsberichte der Leibniz-Sozietät, 129, S. 129–147, https://leibnizsozietaet.de/wpcontent/uploads/2012/10/Gesamtdatei-Band-129.pdf

Spänkuch, D. (2018): Was ist eine Wolke? Gedanken zu einer präziseren Definition. Leibniz Online, 35, https://leibnizsozietaet.de/wp-content/uploads/2019/08/Portfolio-LO-35-2018.pdf

Spänkuch, D.; Schulz, E. (1999): Zum Impakt von Vulkaneruptionen auf das atmosphärische Ozon. Sitzungsberichte der Leibniz-Sozietät, 30, S. 135–142, https://leibnizsozietaet.de/wpcontent/uploads/2012/10/Gesamtdatei-SB-30-1999.pdf

Steinbrecht, W. (2016): Ozonschicht und Klimawandel. Sitzungsberichte der Leibniz-Sozietät, 129, S. 127, https://leibnizsozietaet.de/wp-content/uploads/2012/10/Gesamtdatei-Band-129.pdf

Steinhilber, F.; Beer, J.; Fröhlich, C. (2009): Total solar irradiance during the Holocene. Geophysical Research Letters, 36, L19704, https://doi.org/10.1029/2009GL040142

Steinitz, K. (2005): Nachhaltige Energiesicherung im 21. Jahrhundert – Veränderte Bedingungen, neue Probleme und Herausforderungen. Sitzungsberichte der Leibniz-Sozietät, 82, S. 55–80, https://leibnizsozietaet.de/wp-content/uploads/2012/11/05_steinitz.pdf

Stevens, B.; Giorgetta, M.; Esch, M.; Mauritsen, T.; Crueger, T.; Rast, S.; Salzmann, M.; Schmidt, H.; Bader, J.; Block, K.; Brokopf, R.; Fast, I.; Kinne, S.; Kornblueh, L.; Lohmann, U.; Pincus, R.; Reichler, T.; Roeckner, E. (2013): Atmospheric component of the MPI-M Earth System Model: ECHAM6. Journal of Advances in Modeling Earth Systems, 5, S. 146–172, https://doi.org/10.1002/jame.20015

Stips, A.; Macias, D.; Coughlan, D.; Garcia-Gorriz, E.; San Liang, X. (2016): On the causal structure between CO_2 and global temperature. Scientific Reports, 6, 21691. https://doi.org/10.1038/srep21691

Stull, R. B. (1997): An Introduction to Boundary Layer Meteorology. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers

Sugihara, G.; May, R.; Ye, H.; Hsieh, C.-H.; Deyle, E.; Fogarty, M.; Munch, S. (2012): Detecting causality in complex ecosystems. Science, 338, S. 496–500, https://doi.org/10.1126/science.1227079

Sverdrup, H. U. (1936): Das maritime Verdunstungsproblem. Annalen der Hydrographie und maritimen Meteorologie, 64, S. 41-47

Thomas, G. E.; Stamnes. K. (1999): Radiative Transfer in the Atmosphere and Ocean. Cambridge: Cambridge University Press

Thompson, O. E.; Pinker, R. T. (1981): An error analysis of the Thornthwaite-Holzmann equations for estimating sensible and latent heat fluxes over crop and forest canopies. J. Appl. Metorol., 20, S. 250–254, https://doi.org/10.1175/1520-0450(1981)020<0250:AEAOTT>2.0.CO;2

Thornthwaite, C. W.; Holzman, B. (1939): The determination of evaporation from land and water surfaces. Mon. Wea. Rev., 67, S. 4–11, https://doi.org/10.1175/1520-0493(1939)67<4:TDOEFL>2.0.CO;2

Tobiska, W.; Nusinov, A. (2006): ISO 21348 – Process for determining solar irradiances. In: 36th COSPAR Scientific Assembly, Vol. 36 of COSPAR, Plenary Meeting, S. 2621–2462

Tollefsen, J. (2012): Climate forecasting: a break in the clouds. Nature, 485, S. 164–166, https://doi.org/10.1038/485164a

Trabert, W. (1896): Neuere Beobachtungen über die Verdampfungsgeschwindigkeit. Meteorologische Zeitschrift, 13, S. 261–263

Trenberth, K. (2010): The ocean is warming, isn't it? Nature, 465, S. 304, https://doi.org/10.1038/465304a

Trenberth, K. E.; Fasullo, J.; Smith, L. (2005): Trends and variability in column-integrated atmospheric water vapor. Climate Dynamics, 24, S. 741–758, https://doi.org/10.1007/s00382-005-0017-4

Trenberth, K. E.; Fasullo, J. T. (2010): Tracking Earth's Energy. Science, 328, S. 316–317, https://doi.org/10.1126/science.1187272

Trenberth, K. E.; Hurrell, J. W.; Solomon, A. (1995): Conservation of mass in three dimensions in global analyses. J. Climate, 8, S. 692–708, https://doi.org/10.1175/1520-0442(1995)008<0692:COMITD>2.0.CO;2

Vietinghoff, H. (2002): Die Verdunstung freier Wasserflächen. Allensbach: UFO Atelier für Gestaltung & Verlag

Voosen, P. (2020): Why does the weather stall? New theories explain enigmatic 'blocks' in the jet stream. Science, 367, https://doi.org/10.1126/science.abb5843

WCRP (2012): Action Plan for WCRP Research Activities on Surface Fluxes. World Climate Research Programme, World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland, WCRP Informal/Series Report No. 01/2012, https://www.wcrp-climate.org/documents/woap_fluxes_report_01_2012.pdf

Wells, N. C. (2012): The Atmosphere and Ocean. Oxford: Wiley-Blackwell

Wentz, F. J.; Ricciardulli, L.; Hilburn, K.; Mears, C. (2007): How Much More Rain Will Global Warming Bring? Science, 317, S. 233–235, https://doi.org/10.1126/science.1140746

Wentz, F. J.; Schabel, M. (2000): Precise climate monitoring using complementary satellite data sets. Nature, 403, S. 414–416, https://doi.org/10.1038/35000184

Willett, K. M.; Dunn, R. J. H.; Thorne, P. W.; Bell, S.; de Podesta, M.; Parker, D. E.; Jones, P. D.; Williams Jr. C.N. (2014): HadISDH land surface multi-variable humidity and temperature record for climate monitoring. Clim. Past, 10, 1983–2006, https://doi.org/10.5194/cp-10-1983-2014

Wills, R. C.; Byrne, M. P.; Schneider, T. (2016): Thermodynamic and dynamic controls on changes in the zonally anomalous hydrological cycle. Geophys. Res. Lett., 43, S. 4640–4649, https://doi.org/10.1002/2016GL068418

Wippermann, F. (1971): Die „Scales" als ein erstes Ordnungsprinzip für alle Turbulenzvorgänge der Atmosphäre. Promet Meteorologische Fortbildung. Mikro-und Maktroturbulenz 1971, 1/2, S. 16–20, https://www.dwd.de/DE/leistungen/pbfb_verlag_promet/pdf_promethefte/1_1_2_pdf.pdf?__blob=publicationFile&v=3

WMO (2017): WMO Guide to Meteorological Instruments and Methods of Observation. World Meteorological Organization, Genf. https://www.wmo.int/pages/prog/www/IMOP/CIMO-Guide.html

Woeikoff, Al. (1886): Studie über die Temperatur der Meere und die Aenderungen der Erdtemperatur. Naturwiss. Rundschau, 1 (21), S. 178–180

Wright, D. G., Feistel, R.; Reissmann, J. H.; Miyagawa, K.; Jackett, D. R.; Wagner, W.; Overhoff, U.; Guder, C.; Feistel, A.; Marion, G. M. (2010): Numerical implementation and oceanographic application of the thermodynamic potentials of liquid water, water vapour, ice, seawater and humid air – Part 2: The library routines. Ocean Sci., 6, S. 695–718, https://doi.org/10.5194/os-6-695-2010

Wright, P. B. (1988): An Atlas Based on the 'COADS' Data Set: Fields of Mean Wind, Cloudiness and Humidity at the Surface of the Global Ocean. Hamburg: Max-Planck-Institut für Meteorologie, Report, No. 14

Wüst, G. (1920): Die Verdunstung auf dem Meere. Veröffentlichungen des Instituts für Meereskunde an der Universität Berlin. A. Geographisch-naturwissenschaftliche Reihe 6, S. 1–95

Wunderlich, W. O. (1972): Heat and Mass Transfer Between a Water Surface and the Atmosphere. Report No. 0-6803, Tennessee Valley Authority, Norris

Xu, K.-M.; Randall, A. A. (1996): A Semiempirical Cloudiness Parameterization for Use in Climate Models. J, Atm. Sci., 53, S. 3084–3102, https://doi.org/10.1175/1520-0469(1996)053<3084:ASCPFU>2.0.CO;2

Yan, Y.; Gan, Z.; Qi, Y. (2004): Entropy budget of the ocean system. Geophysical Research Letters, 31, L14311, 1-4, https://doi.org/10.1029/2004GL019921

Yu, L. (2007): Global Variations in Oceanic Evaporation (1958–2005): The Role of the Changing Wind Speed. J. Climate, 20, S. 5376–5390, https://doi.org/10.1175/2007JCLI1714.1

Zhang, C.; Xie, S.; Klein, S. A.; Ma, H.-Y.; Tang, S.; Van Weverberg, K.; Morcrette, C. J.; Petch, J. (2018a): CAUSES: Diagnosis of the Summertime Warm Bias in CMIP5 Climate Models at the ARM Southern Great Plains Site. J. Geophys. Res. Atmos., 123, S. 2968–2992, https://doi.org/10.1002/2017JD027200

Zhang, R.; Wang, X.; Wang, C. (2018b): On the Simulations of Global Oceanic Latent Heat Flux in the CMIP5 Multimodel Ensemble. J. Climate, 31, S. 7111–7127, https://doi.org/10.1175/JCLI-D-17-0713.1

Zhong, W.; Haigh, J. D. (2013): The greenhouse effect and carbon dioxide. Weather, 68, 100–105, https://doi.org/10.1002/wea.2072