

Warum der Klimawandel hydrologische Extreme verstärkt

Dürren in Deutschland

AXEL KLEIDON

Die wärmeren Temperaturen des globalen Klimawandels verstärken den Wasserkreislauf, Verdunstung und Niederschlag nehmen zu. Aber auch Extremereignisse wie Starkregen, Hochwasser, Trockenperioden und Dürren häufen und intensivieren sich. Wie passt das zusammen? Einfache physikalische Betrachtungen zeigen, welche Faktoren hauptsächlich die Stärke des Wasserkreislaufs im Erdsystem regulieren und wie dies die Wasserverfügbarkeit auf dem Festland bestimmt. Damit lassen sich die beobachteten Änderungen der Wasserbilanz in Deutschland interpretieren und dessen zunehmende Trockenheit erklären.

Die letzten Jahre zeigten in Deutschland außergewöhnlich warme und trockene Sommermonate, die allgemein dem globalen Klimawandel zugeschrieben werden. Aber es gab auch Starkregen, Unwetter und Hochwasser, wie die Katastrophe im Ahrtal. Wie kann es sein, dass der globale Klimawandel sowohl die Dürren verstärkt als auch die Zeiten des Wasserüberschusses? Was auf den ersten Blick widersprüchlich aussieht, kann man recht einfach physikalisch erklären. Dazu sehen wir uns zuerst an, wie der Wasserkreislauf in die Arbeitsweise des Erdsystems eingebunden ist, bevor wir dies auf den globalen Klimawandel anwenden und die Änderungen der Wasserbilanz in Deutschland interpretieren.

Um Dürren, Starkregen und andere Aspekte von hydrologischen Extremen zu verstehen, verbinden wir diese Prozesse mit den Hauptakteuren des Wasserkreislaufs, dem Niederschlag und der Verdunstung. Niederschlag ist einfach wahrzunehmen und gut zu beobachten, auch wenn er räumlich und zeitlich sehr variabel ist. Die Verdunstung hingegen geht schleichend und kontinuierlich voran, ohne dass wir sie bewusst wahrnehmen. Sie entzieht dem Boden das Wasser und bringt es zurück in die Atmosphäre: Der Boden trocknet aus. Vegetation spielt dabei eine wichtige Rolle, da sie mit ihren Wurzelsystemen Wasser aus tieferen Bodenschichten für die Verdunstung entziehen kann – etwas, was blanker Boden oder asphaltierte Flächen nicht

leisten können. Eine Trockenperiode ist eine Phase ohne Niederschlag, in der Verdunstung nur dann stattfinden kann, wenn Bodenwasser verfügbar und erreichbar ist. Der Wasserkreislauf wird extremer, wenn diese beiden Flüsse stärker aus der Balance kommen – also wenn Niederschläge sich verstärken, Perioden des Niederschlags kürzer und solche der Trockenheit intensiver und länger werden. Warum aber wird der Wasserkreislauf mit dem Klimawandel variabler und extremer?

Dazu müssen wir uns die Hauptantriebe ansehen und wie sie in das Wirken des Erdsystems als Ganzes eingebunden sind. Der Ausgangspunkt dafür sind die Phasenübergänge von Wasser, insbesondere die Verdunstung, also der Phasenübergang von flüssig zu gasförmig, und die umgekehrte Richtung, die Kondensation von Wasserdampf in flüssiges Wasser (Abbildung 1). Den Referenzzustand setzt dabei das thermodynamische Gleichgewicht von gesättigter Luft. In diesem Zustand kompensieren sich Verdunstung und Kondensation lokal, die Phasenübergänge passieren bei gleicher Temperatur, und die Luft ist gesättigt mit Wasserdampf. Es gibt keine Nettoflüsse von Verdunstung oder Niederschlag, also keine Änderungen des Wasserdampfgehalts, keine zeitliche Variabilität und daher auch keinen Wasserkreislauf.

Der Wasserkreislauf stellt somit ein thermodynamisches Nichtgleichgewicht dar. Das heißt, die Luft ist überwiegend

This is an open access article under the terms of the Creative Commons Attribution License, which permits use, distribution and reproduction in any medium, provided the original work is properly cited.

nicht gesättigt, ihre relative Feuchte ist also unter 100%, und die Phasenübergänge sind raumzeitlich getrennt. Die raumzeitliche Trennung sieht dann so aus, dass die Verdunstung an der erwärmten Erdoberfläche stattfindet, Wasserdampf in die Atmosphäre einbringt, sie befeuchtet und ihr Nichtgleichgewicht abbaut. Bei Niederschlag aus der kühleren Atmosphäre regnet kondensierter Wasserdampf aus, entfernt so Wasser, die Luft wird dabei also entfeuchtet und erzeugt das Nichtgleichgewicht. Dieses Bild lässt sich in ein einfaches physikalisches Modell umsetzen. Das Modell nutzen wir, um die Stärke des Wasserkreislaufs zu beschreiben und die Auswirkungen des globalen Klimawandels auf den Wasserkreislauf abzuschätzen zu können (siehe „Thermodynamik des Wasserkreislaufs“ auf Seite 4).

Was begrenzt nun die Intensität des Wasserkreislaufs? Der Schlüssel dazu liegt in der Energie, die gebraucht wird, um Wasser zu verdunsten. Verdunstung benötigt sehr viel Energie: Jedes Kilogramm beziehungsweise jeder Liter Wasser braucht etwa 2,5 MJ an Energie, um zu verdampfen. Diese Energie kommt überwiegend aus der Absorption von Solarstrahlung an der Erdoberfläche. Deshalb stellt die Verdunstung eine wesentliche Komponente der Oberflächenenergiebilanz dar. Im globalen Mittel bringt sie mehr als die Hälfte der absorbierten Solarstrahlung in Form von soge-

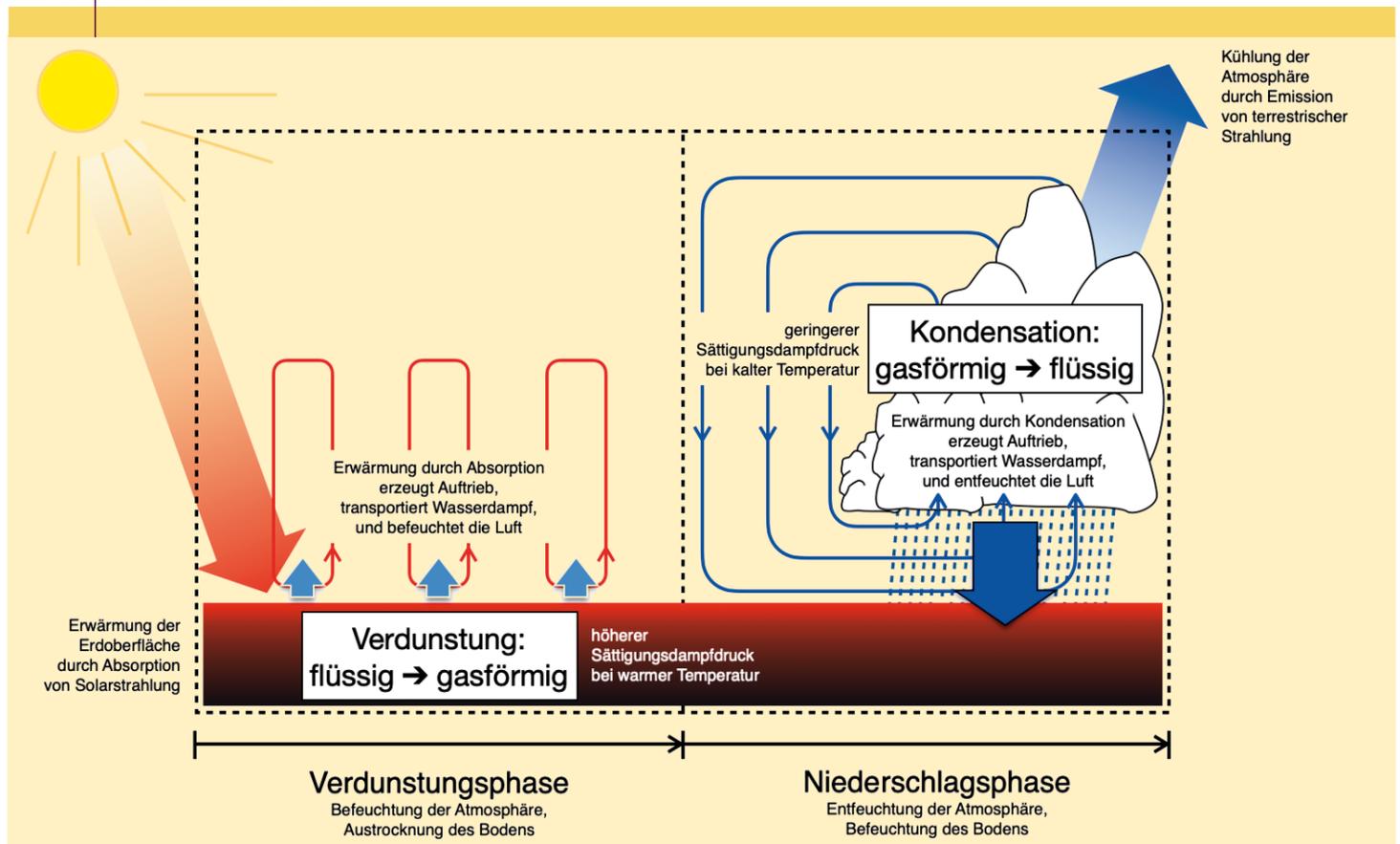
nannter latenter Wärme in die Atmosphäre ein. Phasenübergänge von Wasser und Energieflüsse sind so im Erdsystem eng miteinander verbunden.

Luftbefeuchtung durch Verdunstung

Die maximal mögliche Verdunstungsrate wird aus einer Kombination aus Energieverfügbarkeit, vertikalem Transport und Thermodynamik bestimmt. Wir betrachten hier den Fall, in dem die Wasserverfügbarkeit des Erdbodens nicht limitierend wirkt. Dies führt uns zum Begriff der Gleichgewichtsverdunstung, auch potenzielle Verdunstung genannt. Sie beschreibt die Obergrenze, wie viel Wasser maximal in die Atmosphäre verdunsten kann. Sie kann die Verdunstung in humiden Regionen, wie in den feuchten Tropen, sehr gut beschreiben. In Trockengebieten hingegen begrenzt die Wasserverfügbarkeit im Boden die aktuelle Verdunstungsrate die letztendlich durch den geringen Niederschlag bestimmt wird. Der Vergleich von potenzieller Verdunstung und Niederschlag gibt uns somit ein Maß für die Trockenheit einer Region: In trockenen Gebieten ist die potenzielle Verdunstung größer als der Niederschlag, in humiden Gebieten ist es anders herum.

Die potenzielle Verdunstung wird hauptsächlich durch die Physik bestimmt: Absorption von Solarstrahlung er-

ABB. 1 | WASSERKREISLAUF



Der Wasserkreislauf als ein System fern des thermodynamischen Gleichgewichts, in dem Erwärmung und Kühlung durch Strahlung sowie die Phasenübergänge von Verdunstung und Kondensation raumzeitlich getrennt sind.

THERMODYNAMIK DES WASSERKREISLAUFS

Eine einfache, thermodynamische Beschreibung des Wasserkreislaufs hat drei Komponenten: die Beschreibung des Nichtgleichgewichts verbunden mit Wasserdampf in Luft sowie die Aufteilung in zwei Phasen, wie dieses Nichtgleichgewicht ab- und aufgebaut wird (Abbildung 1): In der Verdunstungsphase verdunstet Wasser aus der Erdoberfläche, Wasserdampf wird durch Auftrieb in die Atmosphäre eingebracht, das Nichtgleichgewicht wird abgebaut und gelangt näher an die Sättigung. In der Niederschlagsphase kondensiert der Wasserdampf, die freigesetzte latente Wärme erzeugt Arbeit in einer „feuchten“ Wärmekraftmaschine. Diese Arbeit bewegt Luft und entfeuchtet die Atmosphäre. Der Wasserdampf regnet aus und erzeugt damit das Nichtgleichgewicht in Form von ungesättigter Luft.

Nichtgleichgewicht

Das Nichtgleichgewicht des Wasserkreislaufs in der Atmosphäre zeigt sich darin, wie weit der Wasserdampfgehalt von der Sättigung entfernt ist. An der Oberfläche äußert sich das in der relativen Feuchte, r_h (in %), die dann unter 100 % liegt. Um dies einer Menge an Wasser zuzuordnen, brauchen wir die spezifische Feuchte von Luft (in kg m^{-3}). Sie wird berechnet aus der Dichte der Luft, ρ (in kg m^{-3}), dem Sättigungsdampfdruck, e_{sat} (in hPa), der von der Clausius-Clapeyron-Gleichung bestimmt wird und etwa durch die Magnus-Formel numerisch bestimmt werden kann. Der Sättigungsdampfdruck hängt dabei stark von der Temperatur ab. Die spezifische Feuchte ist dann gegeben durch $(R_a/R_v) \cdot \rho \cdot r_h \cdot (e_{\text{sat}}/p_s)$, wobei R_a und R_v die Gaskonstanten von Luft und Wasserdampf sind und p_s der Luftdruck an der Oberfläche ist. Der Wasserdampf in der unteren Atmosphäre ist in der Regel gut durchmischt, dann ist die spezifische Feuchte in etwa konstant mit der Höhe. Die Temperatur nimmt jedoch mit der Höhe ab, typischerweise mit dem sogenannten trockenadiabatischen Temperaturgradienten $\Gamma = 9,8 \text{ K km}^{-1}$. So erreicht Luft in einer gewissen Höhe z_a Sättigung. Die Menge an Wasserdampf, Δm_a (in kg m^{-2}), die zur Sättigung fehlt, wird also beschrieben durch

$$\Delta m_a = (R_a/R_v) \rho (1-r_h) (e_{\text{sat}}/p_s) z_a = (T_s/(L\Gamma)) (1-r_h)^2 e_{\text{sat}}(T_s). \quad (1)$$

Dabei ist L die Verdampfungswärme von Wasser ($2,5 \cdot 10^6 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$). Verwendet zur Umformung wurde das ideale Gasgesetz ($\rho = p_s/(R_a T_s)$). Die Höhe z_a wurde durch Gleichsetzen des Temperaturunterschieds über diese Höhe $\Delta T = \Gamma \cdot z_a$ mit dem Temperaturunterschied zur Sättigung $\Delta T = e_{\text{sat}}(1-r_h)/(de_{\text{sat}}/dT) = (1-r_h) R_v T^2/L$ bestimmt. Das Nichtgleichgewicht und seine Sensitivität zur Erwärmung wird also hauptsächlich durch die starke Abhängigkeit des Sättigungsdampfdrucks von der Temperatur beschrieben.

Verdunstungsphase

Die Verdunstung wird hauptsächlich durch den Energieeintrag durch Absorption von Solarstrahlung beschrieben, kombiniert mit der sogenannten Gleichgewichtsaufteilung. Der Ausgangspunkt hierfür ist die Oberflächenenergiebilanz. Diese verrechnet die Erwärmung durch Absorption von Solarstrahlung und atmosphärischer Gegenstrahlung mit der Emission und den turbulenten Flüssen von fühlbarer Wärme und dem Energieäquivalent der Verdunstung. Die Aufteilung in Kühlung durch Emission und turbulente Flüsse wird sehr gut durch die Maximierung der Leistung beschrieben, die vom fühlbaren Wärmefluss erzeugt werden kann und vertikale Luftbewegung antreibt (rote Pfeile in Abbildung 1) [1, 3]. Die dabei maximal mögliche Verdunstungsrate, also die potenzielle Verdunstung, wird auch durch Thermodynamik bestimmt durch die Annahme, dass die erwärmte Luft nahe der Oberfläche gesättigt bleibt. Dies führt zu folgendem Ausdruck für die Verdunstung, LE in W m^{-2} :

$$LE = s/(s+\gamma) (R_s + R_{1,\text{down}} - R_0)/2, \quad (2)$$

wobei s die Steigung des Sättigungsdampfdrucks mit der Temperatur beschreibt (gegeben durch die Clausius-Clapeyron-Gleichung), γ die psychrometrische Konstante (65 Pa K^{-1}), R_s die absorbierte Solarstrahlung, $R_{1,\text{down}}$ die atmosphärische Gegenstrahlung, und R_0 die Emission von Strahlung bei einer gegebenen Temperatur, um die die Emission der Oberfläche linearisiert wird. Der Faktor von $1/2$ kommt von der Maximierung der Leistung. Der Anteil $s/(s+\gamma)$ beschreibt den Anteil der Verdunstung an den turbulenten Flüssen und steigt mit der Temperatur an. Die Zunahme des Treibhauseffekts zeigt sich in der Zunahme von $R_{1,\text{down}}$ und der Temperatur, die den Aufteilungsfaktor $s/(s+\gamma)$ erhöht. Aus diesen Gründen steigt die potenzielle Verdunstung bei Erwärmung an.

Die Länge der Verdunstungsperiode, Δt_e , erhalten wir, indem wir das Nichtgleichgewicht (Gleichung 1) durch die Verdunstungsrate teilen:

$$\Delta t_e = \Delta m_a / E. \quad (3)$$

Niederschlagsphase

Niederschlag kann entstehen, nachdem Luft die Sättigung erreicht hat und Wasserdampf kondensiert. Dabei wird latente Wärme freigesetzt, die wiederum Leistung erzeugt und Arbeit verrichtet. Die maximale Leistung G_{max} dieser durch Kondensation angetriebenen Wärmekraftmaschine ist gegeben durch

$$G_{\text{max}} = LP(T_s - T_r)/T_s = \rho C_d v^3 + R_v T_s P \log r_h, \quad (4)$$

wobei P die Niederschlagsrate ist und der Wirkungsgrad durch den Temperaturunterschied zwischen Oberfläche, T_s , und Strahlungstemperatur T_r beschrieben wird. Die Strahlungstemperatur ist die Temperatur, mit der die absorbierte Solarstrahlung ins Weltall emittiert wird, $T_r \approx 255 \text{ K}$.

Die Leistung erzeugt zum einen die Luftbewegung, die Wasserdampf in die Wolke bringt und die Rate P bestimmt und durch Reibung balanciert wird ($\rho C_d v^3$ in Gleichung 4, blaue Pfeile in Abbildung 1). Diese wird hier beschrieben durch einen Reibungsbeiwert C_d und einer Windgeschwindigkeit v . Zum anderen wird Arbeit verrichtet, um Luft zu entfeuchten. Dies wird durch den Term $R_v T_s P \log r_h$ in Gleichung 4 beschrieben. Dieser Term erzeugt das Nichtgleichgewicht.

Die Leistung bewerkstelligt die Luftentfeuchtung über eine Zeitdauer Δt_p , die durch die Massenbilanz beschränkt wird, da $E \Delta t_e = P \Delta t_p = \Delta m_a$. Wenn wir annehmen, dass die Leistung maximiert wird, die in Luftbewegung aufgeht, dann lässt sich das damit erzeugte optimale Nichtgleichgewicht Δm_a bestimmen (siehe Zusatzmaterial),

$$\Delta m_a = L(T_s - T_r) / (2R_v T_s^2 + L(T_s - T_r)) m_{a,\text{max}}, \quad (5)$$

sowie die Niederschlagsrate P ,

$$P = m_{a,\text{max}} v / z_a, \quad (6)$$

und die Dauer der Niederschlagsphase Δt_p ,

$$\Delta t_p = \Delta m_a / P. \quad (7)$$

Hierbei ist $m_{a,\text{max}}$ die Wasserdampfmenge in der Atmosphäre bei Sättigung und v die Geschwindigkeit, die man aus der maximierten Dissipation erhält.

Die Gleichungen (1) bis (7) stellen eine vollständige Beschreibung des Wasserkreislaufs dar. Sie sind konsistent mit Energie- und Massenbilanzen, der Thermodynamik und beschreiben zugleich die Raten der Dynamik von Befuchtung und Entfeuchtung in Abhängigkeit von der Temperatur. Während der Reibungsbeiwert empirisch ist, lassen sich die relativen Änderungen damit trotzdem ganz allgemein bestimmen (siehe Zusatzmaterial).

wärmt die Oberfläche und damit die bodennahe Luft, es entsteht Auftrieb. Dieser Auftrieb transportiert die erwärmte Luft weiter hinauf in die Atmosphäre. Damit wird Wärme transportiert, was zu einem sogenannten fühlbaren Wärmefluss führt. Parallel wird auch die befeuchtete Luft von der Oberfläche transportiert. Das hält die Verdunstung aufrecht und repräsentiert den latenten Wärmefluss. Das Maximum an Verdunstung wird erreicht, wenn die Luft bei ihrer Erwärmung an der Oberfläche gleichzeitig gesättigt bleibt, also im Zustand des thermodynamischen Gleichgewichts. Damit kann man die Aufteilung in fühlbaren und latenten Wärmefluss bestimmen, die sogenannte Gleichgewichtsaufteilung. Diese Aufteilung wird durch die Wärmekapazität der Luft und die Zunahme des Sättigungsdampfdrucks mit der Temperatur bestimmt (siehe Gleichung 2 in „Thermodynamik des Wasserkreislaufs“). Während die Wärmekapazität konstant bleibt, steigt der Sättigungsdampfdruck mit der Temperatur exponentiell an. So geht bei warmen Temperaturen mehr von der Wärmezufuhr an der Oberfläche in die Verdunstung statt in die Erwärmung der Luft [1].

Der Auftrieb wird ebenfalls durch die Thermodynamik bestimmt. Er ist verbunden mit Arbeit, die aus dem Temperaturunterschied zwischen Erdoberfläche und Atmosphäre erzeugt wird – wie in einem Kraftwerk, das Energie aus dem Temperaturunterschied von Verbrennung und Abwärme erzeugt [2]. Je mehr Auftrieb entsteht, desto mehr Wärme wird in die Atmosphäre eingebracht, der fühlbare und der latente Wärmefluss steigen an. Die absorbierte Strahlungsenergie von Sonne und der atmosphärischen Gegenstrahlung (dem Treibhauseffekt) wird dann mehr und mehr über Luftbewegung in die Atmosphäre gebracht, und weniger über die thermische Ausstrahlung der Oberfläche. Also wird die Oberfläche kühler. Dies wiederum reduziert die Effizienz, mit der Leistung aus dem vertikalen Temperaturunterschied gewonnen werden kann. Daher gibt es ein Maximum der Leistung, das zu optimalen Temperaturen und Wärmeflüssen führt, die sehr gut mit Beobachtungen übereinstimmen – die Luftbewegung arbeitet also an ihrer Leistungsgrenze [3].

Die Thermodynamik greift somit doppelt ein, um die Verdunstungsrate und damit den Eintrag von Wasserdampf in den Wasserkreislauf zu begrenzen. Sie limitiert den Gesamteintrag von Wärme, weil sie die Leistung für vertikale Luftbewegung begrenzt, und sie bestimmt die Aufteilung dieser Wärme in Erwärmung und Befeuchtung der Luft.

Luftentfeuchtung durch Niederschlag

So nimmt der Wasserdampfgehalt in der Atmosphäre erstmal zu. Wasserdampf wird erst wieder entfernt, nachdem die Kondensation in der Atmosphäre Wolkentropfen gebildet hat und diese ausregnen. Kondensation entsteht hauptsächlich, wenn Luft aufsteigt, entweder durch Auftrieb, durch großskalige Luftbewegung verbunden mit Tiefdruckgebieten, oder wenn Luftströmungen zum Aufstieg gezwungen werden, wie an Gebirgen. Luft kühlt beim Aufstieg ab – das folgt direkt aus der Energieerhaltung. Da beim Aufsteigen die

potentielle Energie zunimmt, muss die thermische Energie abnehmen – also kühlt sich die aufsteigende Luft ab. Dies führt zum adiabatischen Temperaturgradienten, der die Abkühlung der Luft mit der Höhe in der unteren Atmosphäre sehr gut beschreibt. Der Wasserdampf gelangt durch den Aufstieg von Luft also näher an die Sättigung.

Wenn es dann zur Sättigung und Kondensation kommt, startet ein sich selbst verstärkender Prozess: Die latente Wärme des Wasserdampfs wird freigesetzt, die Luft erwärmt sich, erzeugt Auftrieb und vertikale Luftbewegung. Dies zieht feuchte Luft von unten nach, die dann ebenfalls zur Sättigung gebracht wird und mehr Wärme freisetzt. Es entsteht eine Wolke. Die freigesetzte Wärme treibt eine Wärmekraftmaschine an und erzeugt Leistung – das Kraftwerk ist die Wolke. Diese Leistung bewegt die Luft, führt zur feuchten Konvektion und entfeuchtet sie. Im Detail passiert dies, indem Wassertröpfchen innerhalb der aufsteigenden Luft kollidieren, wachsen und schwerer werden, bis der Auftrieb sie letztendlich nicht mehr in der Schwebelage halten kann. Sie fallen herab, werden zu Niederschlag, entfeuchten die Atmosphäre und erzeugen so das Nichtgleichgewicht.

Wenn wir jetzt den Wasserkreislauf als Ganzes und auf klimatologischer Zeitskala betrachten, dann ist er bezüglich Masse und Energie ein Nullsummenspiel. Verdunstung und Niederschlag halten sich die Waage. Die Energie, die für die Verdunstung gebraucht wurde, wird bei der Kondensation wieder freigesetzt – auch das balanciert sich aus. Thermodynamisch folgt der Wasserkreislauf dabei dem zweiten Hauptsatz, er produziert Entropie und spiegelt Nichtgleichgewicht wider. Dies zeigt sich an der räumlichen Trennung der Prozesse: Energie wird an der wärmeren Erdoberfläche bei der Verdunstung aufgenommen, also bei niedrigerer Entropie als bei der Abgabe durch Kondensation in der kühleren Atmosphäre. Dies produziert Entropie, ist also kein Nullsummenspiel. Insgesamt setzt das die Intensität des Wasserkreislaufs fest, weil die Randbedingungen durch die Energiebilanzen gesetzt sind – da, wo die Erde sich durch die Absorption von Solarstrahlung erwärmt und Verdunstung stattfindet, und wo sie durch Emission ins Weltall gekühlt wird.

Zeitlich bilanzieren sich die Flüsse jedoch erst im Mittel. Während die Verdunstung relativ kontinuierlich stattfindet, finden Niederschlagsereignisse erst dann statt, wenn sich genug Wasserdampf in der Atmosphäre akkumuliert hat und es zur Kondensation kommt. Niederschläge sind damit sporadischer, variabler und involvieren höhere Raten als die Verdunstung. Dazu kommt noch der horizontale Transport von Wasserdampf innerhalb der Atmosphäre. Dieser kann Verdunstung und Niederschlag raumzeitlich weiter aus dem Gleichgewicht bringen, den Wasserdampf vom Ozean zum Land wehen und Regionen bezüglich ihrer Wasserverfügbarkeit in humide und aride Gebiete separieren.

Wasserverfügbarkeit in Deutschland

Wie sehen die Komponenten des Wasserkreislaufs für Deutschland aus? Als Nächstes betrachten wir diese Kom-

ponenten für Deutschland für die klimatologische Referenzperiode von 1961–1990 (Abbildung 2). Dazu nehmen wir den HYRAS-Datensatz des Deutschen Wetterdiensts [4], der Messungen aus Wetterstationen räumlich interpoliert und mehr als die letzten 60 Jahre abdeckt.

Während Niederschlag und Solarstrahlung direkt Teil des Datensatzes sind – schließlich sind es gut beobachtbare Größen –, ist die Verdunstung von der Oberfläche weniger gut bestimmt. Hierfür nehmen wir die empirische Abschätzung des US-amerikanischen Bewässerungsforschers George Henry Hargreaves [5], welche die potenzielle Ver-

dunstung aus der Tagesmitteltemperatur und aus der Amplitude des Tagesgangs bestimmt (siehe „Zusatzmaterial“ unter „Literatur“). Diese Temperaturinformationen sind ebenfalls im HYRAS-Datensatz vorhanden, während der energiebilanzierte Ansatz aus der Thermodynamik (siehe „Thermodynamik des Wasserkreislaufs“, Gleichung 2) auch die atmosphärische Gegenstrahlung benötigt, die aber nicht routinemäßig gemessen wird. Mit der potenziellen Verdunstung bestimmen wir damit nicht den realen Wasserverlust der Oberfläche durch Verdunstung – dafür bräuchte man mehr detaillierte Informationen, insbesondere hinsichtlich der Vegetationsdecke. Sie liefert uns dennoch einen Eindruck darüber, wieviel Wasserverlust durch Verdunstung möglich wäre, und somit ein Maß von Wasserverfügbarkeit und Trockenheit.

In Abbildung 2 lässt sich sehen, dass es in Deutschland eine recht ungleiche Verteilung der Wasserverfügbarkeit gibt. Im Westen, an den Mittelgebirgen und im Alpenraum regnet es deutlich mehr, während der Niederschlag in den neuen Bundesländern sowie in manchen Gegenden Süddeutschlands erheblich geringer ausfällt. Der Eintrag von Solarstrahlung als Energiequelle für die Verdunstung ist dagegen relativ gleichförmig verteilt – also auch die potenzielle Verdunstung.

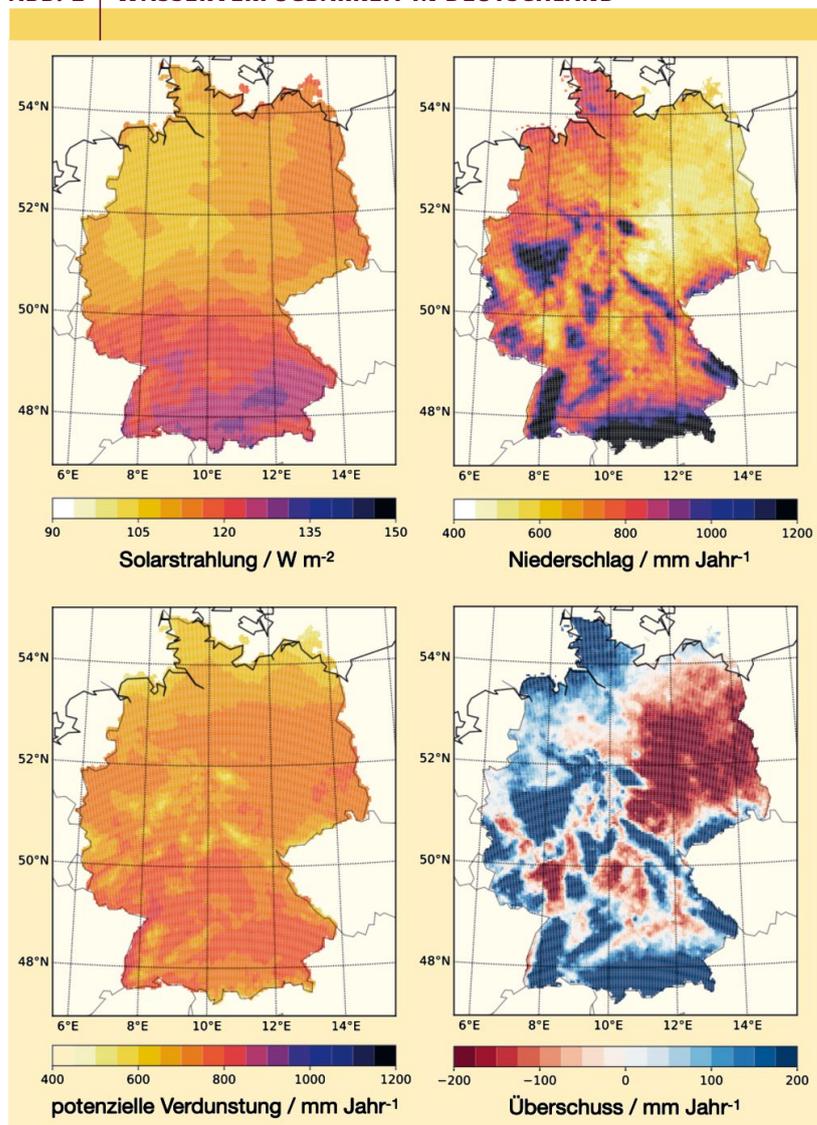
So resultiert eine recht unterschiedliche Verteilung der Wasserverfügbarkeit. Wir erhalten sie aus dem Unterschied aus Niederschlag und potenzieller Verdunstung. Wenn der Niederschlag höher ist als die potenzielle Verdunstung, dann entsteht ein Wasserüberschuss, und Abfluss kann entstehen, der über Flüsse ins Meer gebracht wird. Wenn hingegen das Potenzial für Verdunstung größer ist als der Niederschlag, dann mangelt es einer Region an Wasser, und die Verdunstung kann nicht durch das Jahr hindurch aufrechterhalten werden. So entsteht im Westen der Republik ein Überschuss an Wasser, während es im Osten aus atmosphärischer Sicht eigentlich an Wasser mangelt, es also durchweg trockener ist.

Klimawandel in Deutschland

Was passiert nun beim globalen Klimawandel? Der Ausgangspunkt ist der verstärkte Treibhauseffekt, verursacht durch die erhöhte Konzentration von Treibhausgasen. Dies führt erstmal dazu, dass die Atmosphäre für die von der Oberfläche emittierte, langwellige Ausstrahlung weniger durchlässig wird. Die Atmosphäre absorbiert also mehr und strahlt diese Energie sowohl ins Weltall als auch zurück an die Oberfläche – die atmosphärische Gegenstrahlung an der Oberfläche erhöht sich dadurch [6]. Das ändert die Oberflächenenergiebilanz und damit auch die Temperatur und die Energieverfügbarkeit, welche die Verdunstung bestimmt.

Sehen wir uns zunächst die beobachteten Änderungen an, bevor wir diese interpretieren und mit dem thermodynamischen Bild des Wasserkreislaufs zusammenbringen. In Abbildung 3 sind die Änderungen der letzten Jahrzehnte zusammengefasst, die an Wetterstationen beobachtet wurden (siehe auch die Karte S1 und die Häufigkeitsverteilung

ABB. 2 | WASSERVERFÜGBARKEIT IN DEUTSCHLAND



Jahresmittel in Deutschland für die klimatologische Referenzperiode der Jahre 1961–1990 von Solarstrahlung (li. o.), Niederschlag (re. o.), potenzieller Verdunstung (li. u.) und des Wasserüberschusses (re. u.), also des Unterschieds aus Niederschlag und potenzieller Verdunstung als Maß für Wasserverfügbarkeit. Die Solarstrahlung kann mithilfe der latenten Verdunstungswärme in einen äquivalenten Wasserfluss umgerechnet werden mit zirka $1 \text{ W m}^{-2} = 12,5 \text{ mm pro Jahr}$: Das Jahresmittel von 120 W m^{-2} entspricht damit etwa 1500 mm pro Jahr (Datenquelle: DWD-HYRAS [4]).

gen S2 im Zusatzmaterial). Die räumlichen Muster zeigt Abbildung 4, und die klimatologischen Mittel für die klimatologische Referenzperiode von 1961–1990 und die Unterschiede im Zeitraum 1991–2020 sind in Tabelle 1 zusammengefasst.

Die mittlere Temperatur Deutschlands hat seit der Referenzperiode dabei mit 1,1 K deutlich stärker zugenommen als die globale Mitteltemperatur (0,5 K). Der Niederschlag ist hingegen stark variabel. Seine jährlichen Schwankungen stellen einen erheblichen Teil des Mittelwertes von 778 mm pro Jahr dar, es gibt aber keinen eindeutigen Trend. Die potenzielle Verdunstung ist mit 713 mm pro Jahr vergleichbar zum Niederschlag, steigt aber seit 1990 relativ kontinuierlich an. Im Vergleich zur Referenzperiode hat sie sich im Mittel der Jahre 1991–2020 um 7,6% und damit um 54 mm pro Jahr verstärkt. Die Trends in Temperatur und Verdunstung steigen seit 1990 deutlich und nahezu linear an.

Die fehlende Zunahme des Niederschlags, den man ja eigentlich mit der Verstärkung des Wasserkreislaufs im Klimawandel erwartet, lässt sich dadurch erklären, dass die Feuchte in Deutschland hauptsächlich vom Ozean kommt. Dort gab es aber nur eine geringe Steigerung der Temperaturen, und so sollte dort die Verdunstung bislang nur gering zugenommen haben. Bei 0,5 K Erwärmung über dem Ozean und einer Zunahme der Verdunstung von 2–3% K⁻¹ [7] würde man eine entsprechende Zunahme in Deutschland von etwa 778 mm pro Jahr · 2,5% K⁻¹ · 0,5 K = 10 mm pro Jahr erwarten. Das ist deutlich weniger als die Schwankungen im Niederschlag von Jahr zu Jahr. Also sind solche Trends in den starken Schwankungen nicht zu erkennen.

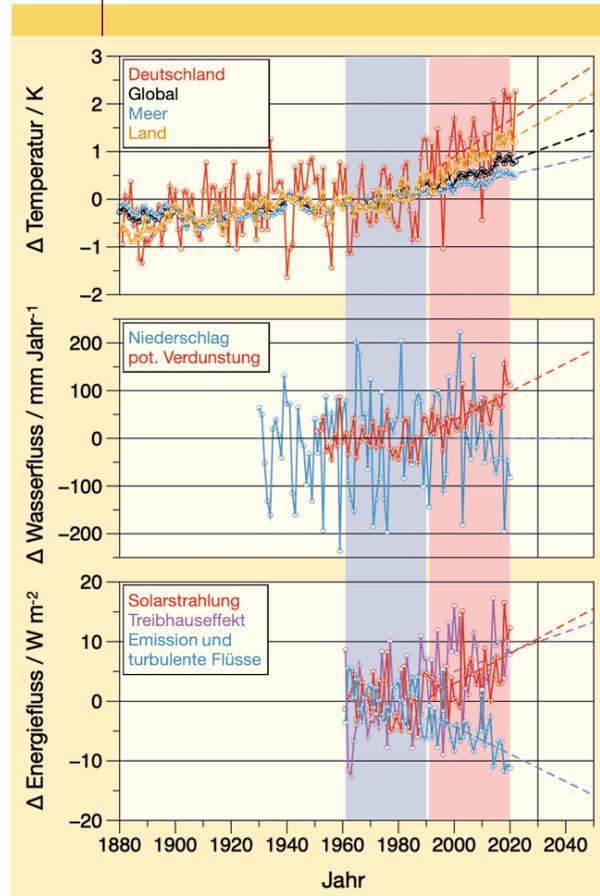
Die Änderungen der potenziellen Verdunstung fallen dagegen wesentlich deutlicher aus. Sie lassen sich gut aus den Änderungen der Oberflächenenergiebilanz abschätzen (Abbildung 3 unten). Wir berechnen diese aus der beobachteten Zunahme der Temperatur und Solarstrahlung, und bestimmen über die Annahme der maximalen Leistung die Aufteilung in Emission und turbulente Wärmeflüsse (siehe Zusatzmaterial).

Die Änderungen zeigen sowohl eine Zunahme der atmosphärischen Gegenstrahlung – wie vom Klimawandel erwartet –, aber auch eine deutliche Zunahme der Absorption von Solarstrahlung. Die Zunahmen dieser beiden Erwärmungsterme sind ähnlich stark. Im Zeitraum 1991–2020 haben sie im Mittel um $\Delta R_s = 5,1 \text{ W m}^{-2}$ und $\Delta R_{l,down} = 6,1 \text{ W m}^{-2}$ zugenommen. Dies resultiert in Zunahmen der Nettoemission der Oberfläche und der turbulenten Wärmeflüsse von jeweils etwa $\Delta J = 5,6 \text{ W m}^{-2}$. Die potenzielle Verdunstung hat damit im Zeitraum 1991–2020 im Mittel um 49 mm pro Jahr zugenommen. Dies passt sehr gut zu den 54 mm pro Jahr, die über den empirischen Ansatz geschätzt wurden (Tabelle 1). Der Haupttreiber der zunehmenden Trockenheit in Deutschland ist also überwiegend die stark zugenommene, potenzielle Verdunstung.

Beschleunigung des Wasserkreislaufs

Wie können wir nun diese Zunahme an solarer Einstrahlung erklären wie auch die Zunahme an Extremen? Die

ABB. 3 | KLIMAWANDEL

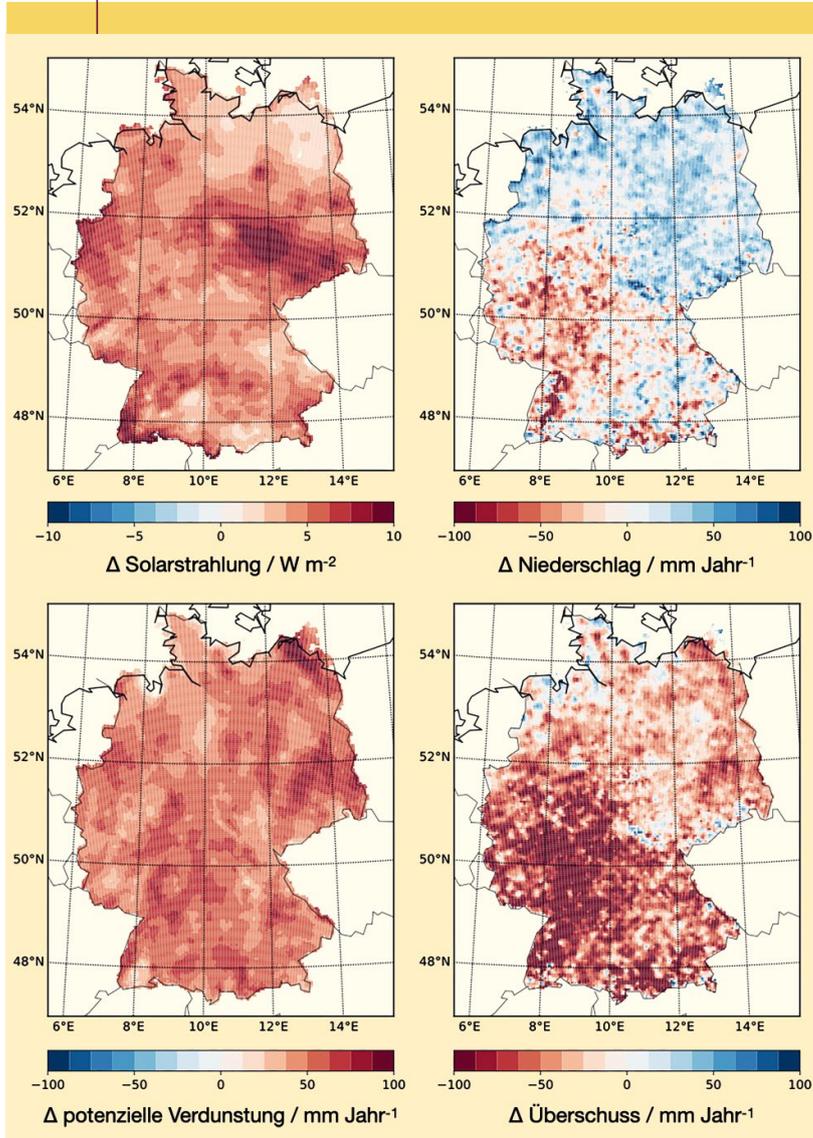


Zeitreihen von beobachteten Abweichungen der Jahresmitteltemperatur (oben) global (schwarz), über dem Meer (blau), über Land (orange) und über Deutschland (rot), sowie die gemittelten Abweichungen über Deutschland von (mittig) Niederschlag (blau) und potenzieller Verdunstung (rot), und (unten) Energieflüsse in der Oberflächenenergiebilanz, also Erwärmung durch Absorption von Solarstrahlung (rot) und atmosphärischer Gegenstrahlung (lila), sowie Kühlung durch Emission und turbulente Flüsse (blau). Die Referenzperiode von 1961–1990 ist blau unterlegt, der Zeitraum 1991–2020 rot (Datenquellen: DWD-HYRAS [4], NASA-GISS).

TAB. 1 | MITTELWERTE UND TRENDS IN DEUTSCHLAND¹

	klimatologisches Mittel 1961–1990	mittlerer Unterschied 1991–2020
Temperatur (°C)	8,2	1,1
Niederschlag (mm Jahr ⁻¹)	778	0
potenzielle Verdunstung (mm Jahr ⁻¹)	713	54
absorbierte Solarstrahlung (W m ⁻²)	115	5,1

¹ Mittelwerte und Trends von hydroklimatologischen Variablen in Deutschland, die in Abbildungen 2 und 3 gezeigt sind.

ABB. 4 | ÄNDERUNGEN DER WASSERVERFÜGBARKEIT

Änderungen der Jahresmittel der Periode 1991–2020 im Vergleich zur klimatologischen Referenzperiode von Solarstrahlung (li. o.), Niederschlag (re. o.), potenzieller Verdunstung (li. u.), und des Wasserüberschusses (re. u.) (Datenquelle: DWD-HYRAS [4]).

Zunahme der Einstrahlung kann mehrere Gründe haben – zum Beispiel die Abnahme an Aerosolen oder die Verschiebung vom Niederschlag in den Spätsommer. Sie kann aber auch durch die Beschleunigung des Wasserkreislaufs mit dem Klimawandel verstanden werden. Hierzu nehmen wir das thermodynamische Modell (siehe „Thermodynamik des Wasserkreislaufs“) und setzen die zu erwartenden Änderungen des Wasserkreislaufs mit diesen Beobachtungen in Beziehung.

Der Ausgangspunkt für die zu erwartenden Änderungen des Wasserkreislaufs im Klimawandel ist der Zustand der Sättigung – also des thermodynamischen Gleichgewichts. Bei wärmeren Temperaturen kann die Atmosphäre mehr Wasserdampf aufnehmen. Dies wird durch die Temperaturabhängigkeit des Sättigungsdampfdrucks bestimmt,

der durch die Clausius-Clapeyron-Gleichung beschrieben wird. Aus ihr können wir dies direkt als relative Änderung ausdrücken, sie ist $(1/e_{\text{sat}}) \cdot (de_{\text{sat}}/dT) = L/(R_v T^2)$ in $\% \text{ K}^{-1}$ (siehe Zusatzmaterial). Mit einer mittleren Temperatur von $T=288 \text{ K}$ liefert sie eine Zunahme von 6,5% pro Grad Erwärmung. Die gesättigte Atmosphäre enthält also mehr Wasserdampf, und damit wächst nach Gleichung 1 in „Thermodynamik des Wasserkreislaufs“ auch das Nichtgleichgewicht an. Die Phasen von Befeuchtung und Entfeuchtung der Atmosphäre verstärken sich also. Der Wasserkreislauf wird dadurch variabler.

Die Verdunstung steigt mit $8,7\% \text{ K}^{-1}$ ähnlich stark wie das Nichtgleichgewicht, die Länge der Verdunstungsperiode bleibt also in etwa gleich (siehe Zusatzmaterial). Der Niederschlag aber ändert sich deutlich mehr. Durch den zusätzlichen Wasserdampf in der Atmosphäre verstärkt sich die geleistete Arbeit, die durch die Kondensationswärme angetrieben wird. Nicht nur die ausgeregnete Feuchte nimmt zu (mit $6,5\% \text{ K}^{-1}$, nach der Clausius-Clapeyron-Gleichung), sondern auch der Effizienzterm steigt, da durch den stärkeren Treibhauseffekt die Oberflächentemperatur zunimmt, die Strahlungstemperatur hingegen nicht. So steigt die geleistete Arbeit mit $9,2\% \text{ K}^{-1}$ stärker an als der Sättigungsdampfdruck.

Mehr geleistete Arbeit führt zu mehr entfeuchteter Luft, was sich im erhöhten Nichtgleichgewicht zeigt, und zu mehr Beschleunigung. Die Geschwindigkeit nimmt dabei um $4,6\% \text{ K}^{-1}$ zu. Dadurch gibt es zwei Faktoren, welche die Niederschlagsrate verstärken: Bei der Kondensation wird mehr Wärme freigesetzt, und die feuchte Luft wird schneller nachgeliefert. Dadurch erhöht sich die Niederschlagsrate um $11,1\% \text{ K}^{-1}$. Niederschläge werden damit also nicht nur ertragsreicher, sie werden auch kürzer – die Niederschlagsphase verkürzt sich so um $4,6\% \text{ K}^{-1}$. Die Luftentfeuchtung passiert also schneller, es regnet kürzer und heftiger. Dies zeigt sich auch in Beobachtungen [8].

Diese Beschleunigung des Wasserkreislaufs wirkt auf die solare Einstrahlung zurück: Wenn Kondensation schneller verläuft, weil es mehr Leistung gibt, dann sollten Wolken kürzer leben. Die Solarstrahlung, welche die Oberfläche erreicht, nimmt dann entsprechend zu. Und diesen Trend haben wir ja bereits in Abbildung 3 gesehen.

Im Klimamittel reduzieren Wolken dabei die solare Einstrahlung an der Oberfläche erheblich. Den Effekt sieht man im Unterschied zwischen der potenziellen Strahlung – also der einfallenden Solarstrahlung aus dem All – und der Solarstrahlung an der Oberfläche. In Deutschland ist die mittlere potenzielle Strahlung etwa 279 W m^{-2} . Davon gehen 20–25% durch Absorption von Wasserdampf verloren, bevor sie an einem wolkenfreien Tag die Erdoberfläche erreichen. Die verbleibenden $200\text{--}220 \text{ W m}^{-2}$ sind dann erheblich größer als die mittlere Einstrahlung an der Oberfläche von 138 W m^{-2} (in Tabelle 1 ist der Mittelwert der absorbierten Solarstrahlung von 117 W m^{-2} angegeben, der wegen der Albedo um 15% reduziert ist). Wolken reduzieren in Deutschland also das Mittel um $60\text{--}80 \text{ W m}^{-2}$. Wenn ihre Lebensdauer aufgrund der stärkeren Beschleunigung

der Luft auch nur um ein paar Prozent abnimmt, kann dies die beobachtete Zunahme der Solarstrahlung an der Erdoberfläche recht gut erklären. Tatsächlich ist aktuell ein abnehmender Trend in der Wolkenbedeckung Europas beobachtbar [9].

Schlussfolgerungen

Wir haben den Wasserkreislauf als ein System fern des thermodynamischen Gleichgewichts beschrieben, wobei sich das Nichtgleichgewicht in ungesättigter Luft ausdrückt. Der Kreislauf lässt sich aufteilen in Phasen der Verdunstung, in der das Nichtgleichgewicht von ungesättigter Luft abgebaut wird, und des Niederschlags, wo die Arbeit bewerkstelligt wird, die das Nichtgleichgewicht wieder aufbaut.

Auch wenn dieses Bild natürlich sehr einfach ist und in vielen Aspekten sicherlich durch mehr Details verbessert werden kann, lässt sich damit recht einfach verstehen, dass der Wasserkreislauf aufgrund des Klimawandels mehr leistet, sich verstärkt und variabler wird. Luft hält dann mehr Wasserdampf, und dieser ist der Kraftstoff, der bei der Kondensation mehr Bewegung erzeugt. Niederschlagsereignisse werden somit stärker, kürzer und ertragreicher. Verdunstung hingegen ist durch die Energieverfügbarkeit an der Oberfläche begrenzt. So verkürzen sich Niederschlagsperioden, und es wird sonniger. Der Wasserkreislauf wird deshalb im Klimawandel extremer. Diese allgemeine Einsicht lässt sich direkt aus der thermodynamischen Beschreibung des Wasserkreislaufs ableiten, ohne dass es dafür viele Details braucht.

Meteorologische Beobachtungen in Deutschland zeigen, dass es über die letzten Jahrzehnte durch den Klimawandel deutlich trockener geworden ist. Der Niederschlag zeigt dabei keinen klaren Trend, was sich durch die bislang geringe Erwärmung der Meere erklären lässt. Die potenzielle Verdunstung hat hingegen stark zugenommen – dies zeigt sich sowohl in einer empirischen Abschätzung wie auch in den Änderungen der Oberflächenenergiebilanz. Hier greift zum einen die Zunahme der atmosphärischen Gegenstrahlung – also des stärkeren Treibhauseffekts – sowie eine fast ebenso starke Zunahme der absorbierten Solarstrahlung an der Oberfläche. Diese lässt sich durch die Beschleunigung des Wasserkreislaufs erklären, weil die Lebensdauer von Wolken durch den Klimawandel kürzer werden sollte. Da dieser Trend zu mehr Dürren hier ja allgemein über die Thermodynamik erklärt wurde, sollte man diese Effekte und Trends auch in ähnlichen Klimaten in den Nachbarländern wie Niederlande, Österreich oder Polen erwarten.

So zeigen sich die Auswirkungen des Klimawandels recht deutlich in Deutschland, nicht nur in der Zunahme der Temperatur, sondern auch in zunehmend trockeneren Bedingungen und heftigeren Niederschlagsereignissen.

Zusammenfassung

Trockenperioden und Starkregen entstehen durch starke raumzeitliche Unterschiede von Verdunstung und Niederschlag. Physikalisch stellen sie Flüsse dar, die einen Zustand

des thermodynamischen Gleichgewichts hinsichtlich der Sättigung von Wasserdampf in der Atmosphäre ab- und wieder aufbauen. Der Klimawandel verstärkt diese Unterschiede und das Nichtgleichgewicht, weil erwärmte Luft mehr Feuchte halten kann. Niederschlagsereignisse werden stärker und kürzer, da mehr Kondensation mehr Leistung erzeugt, die zu mehr Bewegung und Entfeuchtung führt. In Deutschland zeigen sich diese Effekte hauptsächlich in einer verstärkten potenziellen Verdunstung und der Zunahme in der Absorption von Solarstrahlung an der Oberfläche, während der Niederschlag keinen klaren Trend zeigt. Deshalb hat die Trockenheit in Deutschland durch den Klimawandel schon erheblich zugenommen.

Stichwörter

Wasserkreislauf, Dürre, Verdunstung, Niederschlag, Thermodynamik, Klimawandel, Trockenheit, Leistung.

Danksagung

Open-Access-Veröffentlichung ermöglicht und organisiert durch Projekt DEAL.

Literatur

- [1] A. Kleidon, M. Renner, *Physik in unserer Zeit* **2015**, 46(1), 27.
- [2] A. Kleidon, *Physik in unserer Zeit* **2012**, 43(3), 136.
- [3] S. A. Ghausi et al., *Proc. Nat. Acad. Sci. USA* **2023**, 120(29), e2220400120, <https://doi.org/10.1073/pnas.2220400120>
- [4] DWD HYRAS-Raster-Datensätze für Tagesmittel, <https://www.dwd.de/DE/leistungen/hyras/hyras.html>
- [5] G. H. Hargreaves, R. G. Allen, *J. Irrigation and Drainage Engineering* **2003**, 129(1), 53.
- [6] A. Kleidon, *Physik in unserer Zeit* **2020**, 51(2), 79.
- [7] I. M. Held, B. J. Soden, *J. Climate* **2006**, 19, 5686.
- [8] H. J. Fowler et al., *Nat. Rev. Earth & Environ.* **2021**, 2, 107.
- [9] <https://climate.copernicus.eu/esotc/2023/clouds-and-solar-radiation>.

Zusatzmaterial

Den Zusatztext „Dürren in Deutschland – Zusatzmaterial“ finden Sie unter „Supporting Information“ auf <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/piuz.202401697/supinfo>

Zusatzmaterial



Der Autor



(Foto: R. Wernicke)

Axel Kleidon studierte Physik und Meteorologie an der Universität Hamburg und der Purdue University, Indiana, USA. Am Max-Planck-Institut für Meteorologie promovierte er 1998 über den Einfluss von tief wurzelnder Vegetation auf das Klimasystem. Danach forschte er an der Stanford University in Kalifornien und an der University of Maryland. Seit 2006 leitet er die unabhängige Forschungsgruppe „Theorie und Modellierung der Biosphäre“ am Max-Planck-Institut für Biogeochemie in Jena. Seine Forschungsinteressen reichen von der Thermodynamik des Erdsystems bis zu den natürlichen Grenzen erneuerbarer Energiequellen.

Anschrift

Dr. Axel Kleidon, Max-Planck-Institut für Biogeochemie, Postfach 10 01 64, 07701 Jena.
akleidon@bgc-jena.mpg.de