

## 1.6 Verteilung und Transport des Wassers in der Atmosphäre

MARKUS QUANTE

***Distribution and transport of water in the atmosphere:** The atmosphere contains only the small fraction of about 0,001% of the water available on our planet. Despite this small amount the water in the atmosphere and its distribution in the horizontal and vertical plays an important role in the global water cycle and the Earth's climate. The atmosphere has direct connections with most of the other reservoirs and steers with an average turnover time of about 10 days the redistribution of water between them on a relative small time scale. Evaporation over the oceans exceeds precipitation and over land evapotranspiration amounts only to 2/3 of the precipitation reaching the ground. Consequently, there is a net flux of water from the oceans towards the continents, of course via the atmosphere, which has the largest overall volume of fluxes. Water is present in the atmosphere in solid, liquid, and vapour forms. Water vapour is the most important greenhouse gas in the atmosphere, and in addition changes of water phase and cloud-radiation interaction contribute considerably to the global energy cycle. Water is also a physically and chemically integral part of other biogeochemical cycles. Although there have been great efforts and improvements in recent years, uncertainties in quantifying the components of the atmospheric water cycle still exist.*

**O**wohl die Atmosphäre nur 0,001% des auf unserem Planeten verfügbaren Wassers enthält, kommt diesem Teil des Wasserkreislaufs eine besondere Bedeutung zu.

Die Atmosphäre steht mit allen anderen Reservoirs des Wasserkreislaufs mit Ausnahme des Grundwassers in direktem Kontakt und spielt daher bei den Umverteilungen des Wassers eine zentrale Rolle. Angetrieben durch die Sonnenstrahlung, die zum großen Teil für die Verdunstung benötigt wird, findet ein kontinuierlicher Austausch von Wasser zwischen den Ozeanen, der Atmosphäre und dem Land statt. Etwa 90% des Wassers in der Atmosphäre entstammen den Ozeanen, Seen und anderen offenen Gewässern. Über den atmosphärischen Transport und die entsprechenden Umwandlungsprozesse gelangt ein Teil des Wassers von den ozeanischen Regionen über die Landgebiete, wo er abregnen kann und damit das Leben dort bestimmt. Neben diesem direkten Wassertransport beeinflussen der Wasserdampf, die Wolken sowie die aus ihnen resultierenden Niederschläge maßgeblich Wetter und Klima. Wasserdampf absorbiert und emittiert effektiv im infraroten Strahlungsspektrum, er ist das wichtigste Treibhausgas in der Atmosphäre. Wolken, die im sichtbaren Spektralbereich zurückstreuen und im Infraroten kräftig absorbieren, bedecken große Teile der Erdoberfläche und modifizieren dadurch entscheidend die Strahlungsbilanz und damit das Klima. Das Wasser ist auch deshalb so bedeutsam, da es in der Atmosphäre in gasförmiger, flüssiger und fester Form vorkommt. Bei den entsprechenden Phasenumwandlungen werden erhebliche Energiebeträge gebunden oder freigesetzt, die ihrerseits eine wichtige Rolle im Energiehaushalt und für die atmosphärische Dynamik spielen. Der damit verbundene latente Wärmefluss beträgt im globalen Mittel ca. 80 W/m<sup>2</sup> bei einer mittleren Einstrahlung von 342 W/m<sup>2</sup>.

Wasser in der Atmosphäre ist auch in physikalischer (Wolken, Niederschläge) und chemischer Hinsicht integraler Bestandteil von biogeochemischen Kreisläufen, die ihrerseits in das Klimageschehen eingebunden sind. Über das Ausregnen und Auswaschen von Luftbeimengungen (Gase und Aerosolpartikel) trägt der Wasserkreislauf entscheidend zur Selbstreinigung der Atmosphäre bei.

Kenntnisse über die atmosphärischen Vorgänge im Wasserkreislauf sind auch Grundlage für hydrologische und wasserwirtschaftliche Entscheidungen, die sich insbesondere auf die Verfügbarkeit von Süßwasser und den Hochwasserschutz konzentrieren.

Die genaue Kenntnis der mit dem Wasserkreislauf in der Atmosphäre ablaufenden Prozesse stellt eine große Herausforderung für die atmosphärischen Wissenschaften dar. Als Hauptkomponenten des atmosphärischen Zweiges des hydrologischen Kreislaufes sind dabei neben der Wasserspeicherung die Wasserströme durch Niederschlag und Verdunstung zu bestimmen. Eine Veränderung des globalen oder regionalen Klimas ist stets auch von einer Veränderung in den Wasserkreislaufkomponenten begleitet. Aufgrund von fehlenden direkten Niederschlagsmessungen über den Ozeanen und Unsicherheiten bei der Berechnung der Verdunstung über Land und Meer bestehen noch immer Kenntnisdefizite über die atmosphärischen Wasservorräte und -flüsse.

### Die Wasserbilanz der Atmosphäre

Die atmosphärische Wasserbilanz kann durch die Gleichung

$$\delta W/\delta t + \delta W_c/\delta t = -\operatorname{div}_h Q - \operatorname{div}_h Q_c + (V - N) \quad (1)$$

beschrieben werden (z.B. PEIXOTO & OORT 1992). Es bezeichnen dabei

$W$  den Wasserdampfgehalt einer vertikalen Säule, die sich vom Erdboden bis zum Oberrand der Atmosphäre erstreckt (man spricht auch von niederschlagsfähigem Wasser),

$W_c$  entsprechend den Säuleninhalt an flüssigem und festem Wasser,

$Q$  den vertikal integrierten zweidimensionalen Wasserdampftransport,

$Q_c$  den vertikal integrierten zweidimensionalen Wasserfluss in der flüssigen und festen Phase,

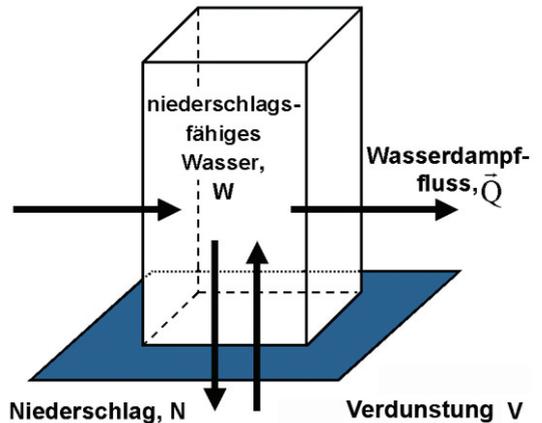
$V$  die Verdunstung und

$N$  den Niederschlag.

Da der Wassergehalt in der flüssigen und festen Phase in der Atmosphäre und der entsprechende Fluss im allgemeinen gering sind ( $\delta W_c / \delta t \ll \delta W / \delta t$  und  $Q_c \ll Q$ ), wird häufig die verkürzte Form der Wasserbilanzgleichung

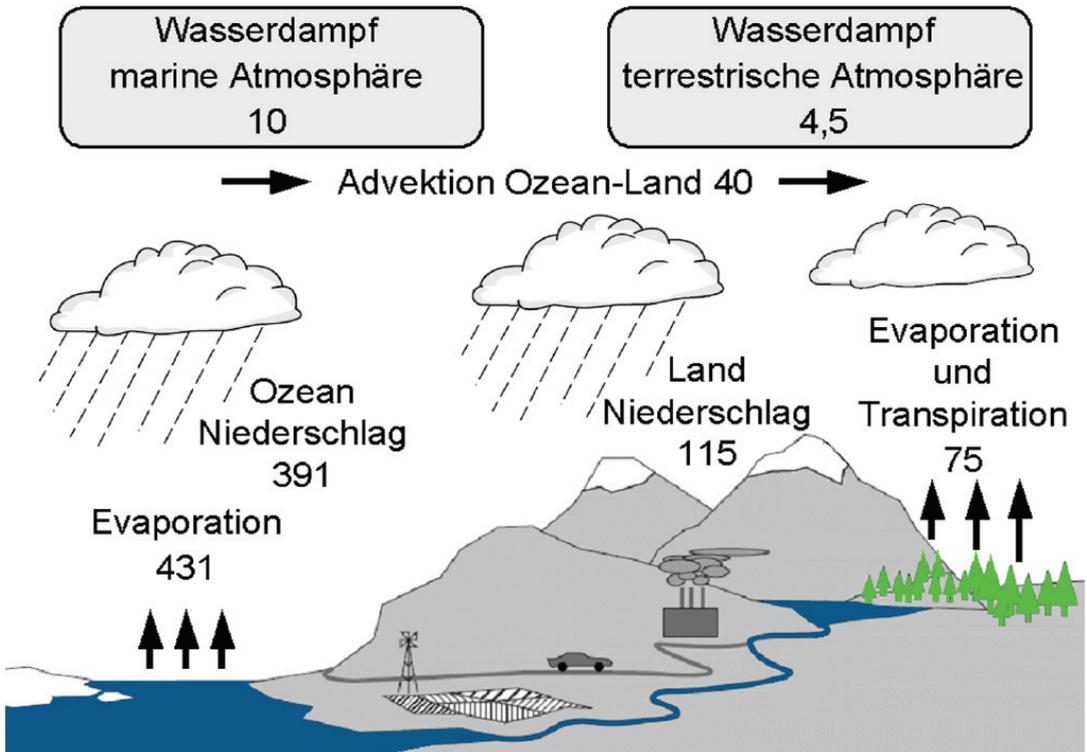
$$\delta W / \delta t = - \operatorname{div}_h Q + (V - N) \quad (2)$$

verwendet, die schematisch in *Abb. 1.6-1* illustriert ist. Der Verdunstungsüberschuss gegenüber dem Nieder-



*Abb. 1.6-1:* Schematische Darstellung zur vereinfachten Wasserbilanz in einer atmosphärischen Säule.

schlag wird durch die lokale Rate der Wasserdampfspeicherung und durch den horizontalen Transport von Wasserdampf in die und aus der betrachteten Säule ausgeglichen. Durch räumliche Mittelung lässt sich die atmosphärische Wasserbilanz gebietsbezogen ermitteln



*Abb. 1.6-2:* Schematische Darstellung des atmosphärischen Astes des Wasserkreislaufs. Die Wasserdampfvorräte (in Boxen) sind in  $10^3 \text{ km}^3$  und die Flüsse (Niederschlag, Verdunstung) sind in  $10^3 \text{ km}^3/\text{Jahr}$  angegeben. Bei einer Dichte des flüssigen Wassers von  $10^3 \text{ kg/m}^3$  haben  $10^3 \text{ km}^3$  eine Masse von  $10^{15} \text{ kg}$  (Daten nach Oki 1999).

(z.B. für Wasserhaushaltsuntersuchungen in Flusseinzugsgebieten).

Um einen ersten Überblick zu gewinnen, ist es eine Möglichkeit, globale Mittelwerte der genannten Wasserbilanzgrößen zu betrachten oder aber sie nach Ozeanen und Landoberflächen aufzuteilen (vgl. Kap. 1.3: Marcinek und 1.5: Hupfer & Helbig). Das Schema in *Abb. 1.6-2* gibt die nach marinen und terrestrischen Gebieten unterteilten Anteile an den globalen Wasserflüssen durch die Atmosphäre und die entsprechenden globalen Wasservorräte wieder. Die Zahlenangaben in der Abbildung sind OKI (1999) entnommen, sie korrespondieren im Rahmen der Fehlerabschätzungen mit denen von CHAHINE (1992) OKI & KANAE (2006) UND TRENBERTH et al. (2007); siehe hierzu auch Kap. 1.3: Marcinek. Die angegebenen Gleichungen können nur zu zuverlässigen Ergebnissen führen, wenn ausreichend gute Eingangsdaten verfügbar sind (OKI 1999). Mit großen Fehlern ist bei der Bestimmung von  $\text{divhQ}$  zu rechnen. Erst in den letzten Jahren ist es unter Heranziehung aller verfügbaren Daten und Methoden gelungen, den globalen Wasserkreislauf im Jahresmittel vollständig zu schließen. Größere Fehler treten jedoch bei Berechnungen im regionalen Maßstab (und kleiner) und für kürzere Mittelungszeiträume auf (ROADS 2002).

Obwohl die Zahlenangaben mit Unsicherheiten behaftet sind, ist in *Abb. 1.6-2* zu sehen, dass über den Ozeanen die Verdunstung den Niederschlag deutlich übertrifft (vgl. Kap. 1.3: Marcinek), umgekehrt verhält es sich über Land, dort überwiegt der Niederschlag die Verdunstung. Es findet somit im Mittel ein Netto-Transport von Wasser von den Ozeanen durch die Atmosphäre zum Land statt. Den Daten von OKI (1999) folgend, sind dies ca. 9,3% des über den Ozeanen verdunstenden Wassers. In anderen Worten, ungefähr 35% des Niederschlagswassers auf dem Land wurden ursprünglich an der Ozeanoberfläche verdunstet und von den Windsystemen über die Kontinente verfrachtet.

Die mittlere Verweilzeit des Wassers in einem Reservoir lässt sich aus dem Verhältnis der Masse in dem Reservoir zum Fluss aus dem Reservoir abschätzen. Für die Atmosphäre ergibt sich ein Wert von ungefähr 10 Tagen, d.h., die Atmosphäre tauscht das Wasser ca. 36 mal im Jahr aus und gehört damit zu den schnell veränderlichen Speichern im Wasserkreislauf.

Die Flüsse sind in *Abb. 1.6-2* in  $\text{km}^3/\text{Jahr}$  angegeben, eine Wichtung der Werte mit den entsprechenden Flächen erlaubt die Angabe des Jahresmittels der Niederschlags- bzw. Verdunstungshöhen. Im globalen Mittel beträgt die jährliche Niederschlags- bzw. Verdunstungshöhe fast genau 1 Meter. Für die Ozeane liegen die mittlere jährliche Niederschlagshöhe bei 1.157 mm und

die mittlere jährliche Verdunstungshöhe bei 1.275 mm. Über den Landoberflächen lauten die entsprechenden Größen 669 mm bzw. 436 mm. Die mittlere Verdunstungshöhe über den Ozean ist also doppelt so hoch wie für die Kontinente. Daraus folgt als Verdunstungsverhältnis  $V/N$  für die Landoberflächen ein Wert von 0,65, so dass nur etwa 2/3 des Niederschlags auf die Landoberflächen auch über ihnen verdunstet. ROADS (2002) stellt Niederschlags- und Verdunstungshöhen mit Fehlerabschätzungen für neun repräsentative Klimaregionen bereit. PAGANO & SOROOSHIAN (2006) geben Jahresmittelwerte des Niederschlags und der Verdunstung für die Kontinente und Ozeane an. Wie zu erwarten ist, existieren große Unterschiede auf der kontinentalen Skala, die Spanne reicht von extrem niedrigen Werten für die Antarktis (P: 169 mm, E: 28 mm) zu den höchsten Werten, wie sie für Südamerika berichtet werden (P: 1.564 mm, E: 946 mm). Als Mittelwerte für Deutschland (Bezugszeitraum 1961–1990) werden vom Deutschen Wetterdienst für den Niederschlag 779 mm und für die Verdunstung 481 mm angegeben.

## Wasserdampf

Der Massenanteil des gasförmigen Wassers an der Zusammensetzung der realen Atmosphäre beträgt im Mittel nur ca. 0,25%. Der Wasserdampf ist dabei aber sehr inhomogen über die Erde verteilt und seine Konzentration nimmt mit der Höhe sehr stark ab. In Bodennähe liegt sein Anteil an der Luftzusammensetzung zwischen 0 und 4%, wobei Werte von 3 bis 4% ausschließlich in den Tropen zu finden sind; die tropische Atmosphäre enthält ca. dreimal soviel Wasserdampf wie die außertropische. Ausgedrückt in der Einheit spezifische Feuchte (Wasserdampfmasse in Gramm auf 1 Kilogramm feuchte Luft), variieren die Werte in Bodennähe zwischen 18 und 19 g/kg in den Tropen und 1 g/kg in den Polargebieten. Das grobe Verteilungsmuster der Luftfeuchte folgt im Wesentlichen dem der Temperatur. Wärmere Luft kann aufgrund des höheren Sättigungsdampfdruckes mehr Feuchte halten als kältere (Clausius-Clapeyronsches Gesetz). Die feuchteste Region der Erde befindet sich daher über dem westlichen äquatorialen Pazifik, dem Bereich mit den höchsten Meeresoberflächentemperaturen. Aber es gibt auch Ausnahmen. In den größeren Wüstenregionen ist trotz hoher Temperatur der Wasserdampfgehalt der Luft sehr gering, bedingt insbesondere auch durch das ausgeprägte Absinken der Luft in diesen Gebieten.

Würde der gesamte Wasserdampf der Atmosphäre kondensieren, als Niederschlag ausfallen und an der Erdoberfläche verweilen, käme eine mittlere Schichtdicke von ca. 25 mm zustande. *Abb. 1.6-3* zeigt die globale

Verteilung des niederschlagsfähigen Wassers als mehr-jährigen Mittelwert. Der mit nur wenigen Ausnahmen kontinuierliche horizontale Abfall des atmosphärischen Wasserdampfgehaltes von den äquatorialen Breiten mit ca. 50 mm zu den Polen mit typischen Werten um 5 mm tritt deutlich hervor. Die Ausnahmen von der zonalen Symmetrie hängen mit der Lage der großen Gebirgsketten entlang der Küsten der Kontinente zusammen. In der Regel ist das niederschlagsfähige Wasser über den Ozeangebieten höher als über den Kontinenten. Für einige Zwecke sind auch die Felder der relativen Feuchte (Verhältnis des aktuellen zum Sättigungsdampfdruck) von Interesse, eine entsprechende Klimatologie ist bei PEIXOTO & OORT (1996) zu finden.

Die in Abb. 1.6-3 gezeigten zehnjährigen Mittelwerte lassen den Eindruck entstehen, dass es sich um ein recht glattes Feld handelt. Eine Betrachtung der Feuchteverteilung auf Tagesbasis weist dagegen ein deutlich komplexeres Muster auf, das mit den Tiefdrucksystemen und aktuellen Winden verbunden ist. Grundsätzlich verändert sich die Wasserdampfverteilung mit den jahreszeitlichen Änderungen in der Temperatur, die in der Nordhemisphäre deutlicher ausgeprägt sind als im Süden. Eine wichtige Einflussgröße ist die atmosphärische Zirkulation. Ein Merkmal des sich anbahnenden Klimawandels ist die Tendenz zur Zunahme des Wasserdampfgehaltes in der Troposphäre (HELD & SODEN 2000), die sich zusammen mit der Erhöhung der

Tab. 1.6-1: Wasserdampfgehalt in mm Wassersäule für verschiedene Höhenbänder in der Troposphäre. Angegeben sind hemisphärische und globale Mittelwerte für den Zeitraum 1988–1992 (nach RANDEL et al. 1996).

Luftdruckbereich [hPa]	Höhenbereich [km]	Nordhemisphäre [mm]	Südhemisphäre [mm]	Global [mm]
500-300	5,5–9	1,5	1,4	1,5
700-500	3–5,5	5,0	4,2	4,6
Boden-700	0–3	19,4	18,4	18,9

Lufttemperatur und der Meeresoberflächentemperatur vollzieht. Es liegen allerdings kaum zuverlässige Messungen über längere Zeiträume auf globaler Basis vor, Daten für die letzten drei bis vier Dekaden des zwanzigsten Jahrhunderts weisen jedoch auf einen Anstieg des Wasserdampfgehaltes in der unteren Troposphäre der Nordhemisphäre hin (ROSS & ELLIOTT 2001).

Die ungleichmäßige Verteilung des Wasserdampfes in der Atmosphäre ist in der Höhe noch ausgeprägter, hier ist die in der Regel mit der Höhe abfallende Temperatur entscheidend. Die Wasserdampfkonzentration, bezogen auf den Volumenanteil, variiert in der Vertikalen über vier Größenordnungen, von ein paar Prozent in Bodennähe zu einigen 10–4% (ppm) in der Stratosphäre. Fast die Hälfte des atmosphärischen Wassers

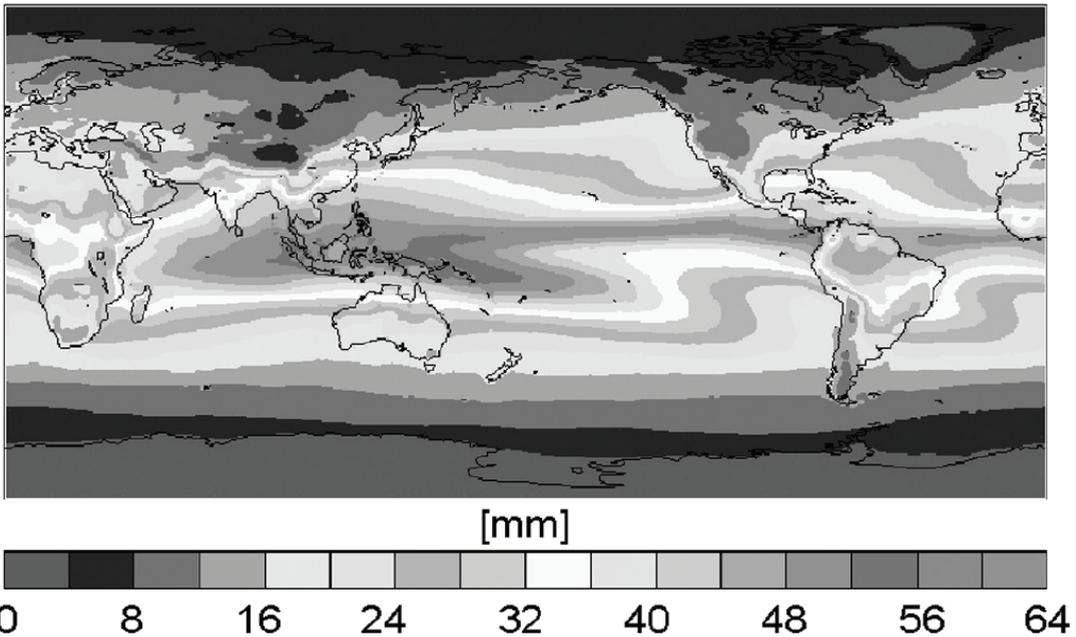


Abb. 1.6-3: Globale Verteilung des niederschlagsfähigen Wassers. Die Werte basieren auf Radiosondenmessungen sowie Satellitendaten und repräsentieren den Mittelwert für den Zeitraum von 1988 bis 1997 (nach SEIDEL 2002, verändert).

befindet sich unterhalb von 1,5 km Höhe. Weniger als 5% befinden sich oberhalb von 5 km, und weniger als 1% in der Stratosphäre, oberhalb von etwa 12 km (SEIDEL 2002). *Tab. 1.6-1* gibt Wasserdampfgehalte für verschiedene Höhenbereiche der Troposphäre wieder.

Obwohl mengenmäßig von untergeordneter Bedeutung (es werden in der unteren Stratosphäre Konzentrationen in der Größenordnung von 3–7 ppm angegeben) sei hier noch kurz auf den Wasserdampf in der oberen Troposphäre und der unteren Stratosphäre hingewiesen. Er spielt neben seiner Rolle im Strahlungshaushalt eine Schlüsselrolle in der Chemie dieses empfindlichen Bereichs der Atmosphäre. Es gibt Hinweise auf einen nicht unerheblichen Anstieg der Wasserdampfkonzentration in der unteren Stratosphäre (KLEY et al. 2000).

Die Verteilung und der Transport des Wasserdampfes oberhalb der Grenzschicht ist eng an die allgemeine Zirkulation der Atmosphäre geknüpft. Die zonalen und meridionalen Transporte werden ausführlich von PEIXOTO & OORT (1992) diskutiert. Der aufwärtsgerichtete, vertikale Transport in den äquatorialen Gebieten ist an die aufsteigenden Äste der Hadley-Zellen (s. Kap. 1.2 in LOZÁN et al. 1998) gekoppelt. In den mittleren und höheren Breiten steht er mit den Tiefdrucksystemen in Verbindung. Regional und lokal finden effektive vertikale Feuchttransporte über die Konvektion statt.

Der Wasserdampf gelangt über die Verdunstung in die Atmosphäre. Dabei geht das Wasser an der Erdoberfläche von der flüssigen oder festen in die gasförmige Phase über. Wie *Abb. 1.6-2* zeigt, stellen die Verdunstungsprozesse über den Ozeanen für den globalen atmosphärischen Wasserhaushalt die dominante Quelle dar. Die Verdunstungsrate hängt von einer Reihe von Einflussgrößen ab, wie u.a. von der Energiebilanz, der Verfügbarkeit von Wasser, dem Sättigungsdefizit, dem turbulenten bodennahen Austausch von Luft, der Oberflächenbeschaffenheit und dem Bewuchs. Die Verdunstung an Boden- oder Wasseroberflächen wird Evaporation genannt, dazu gehört auch die Verdunstung des von Pflanzen aufgefangenen Wassers (Interzeption). Mit Transpiration wird der Prozess bezeichnet, über den Wasser von den Pflanzen durch porenartige Öffnungen, zu über 90% über die Stomata, an die Atmosphäre abgegeben wird. Sie hängt neben meteorologischen Parametern auch von der Pflanzenart, dem Standort, der Jahreszeit und den Bodeneigenschaften ab. Über vielen Vegetationsoberflächen sind Verdunstung und Transpiration nicht leicht zu trennen, daher wird auch häufig von Evapotranspiration als der Summe für die Landoberflächenverdunstung und der Transpiration gesprochen. Zudem wird der aktuellen Verdunstung die potenzielle (maximal mögliche) Verdunstung gegenü-

bergestellt, die sich nur bei optimalem Wasserdargebot einstellen kann. Für viele Landflächen fällt wegen eines zu geringen Wasserangebotes die aktuelle Verdunstung deutlich geringer als die potenzielle aus. Zum weiter oben angegebenen 30jährigen Mittelwert von 481 mm für die Verdunstung über Deutschland tragen nach Berechnungen des Deutschen Wetterdienstes die Transpiration mit 328 mm, die Interzeption mit 72 mm und die Bodenverdunstung mit 42 mm bei.

## Wolken

Wolken können als das Verbindungsglied zwischen dem Wasserdampf und dem Niederschlag angesehen werden. Niederschläge entstehen fast ausschließlich in Wolken, jedoch führen nicht alle Wolken zu Niederschlägen. Wolken sind der meistens sichtbare Ausdruck der Existenz der flüssigen oder festen Phase des Wassers in der Atmosphäre. Obwohl Wolken im Mittel die Erde zu mehr als 60% bedecken, ist der Anteil des Wassers, das im Mittel in ihnen enthalten ist, mit ungefähr 0,25–0,3% des gesamten atmosphärischen Wassergehaltes sehr gering. Trotz dieses relativ kleinen Anteils am Wasservorrat spielen die Wolken im atmosphärischen Wasserhaushalt eine bedeutende Rolle, denn ohne Wolken fiel kein Niederschlag. Neben dieser zentralen Funktion sind die Wolken an der vertikalen und horizontalen Umverteilung des Wasserdampfes beteiligt. Durch ihre Bedeutung im Strahlungs- und Energiehaushalt bestimmen sie in vielen Regionen die Verdunstungsraten und beeinflussen regionale und lokale Zirkulationssysteme durch das Freisetzen latenter Wärme und die mit Strahlungsprozessen verbundenen Erwärmungsraten.

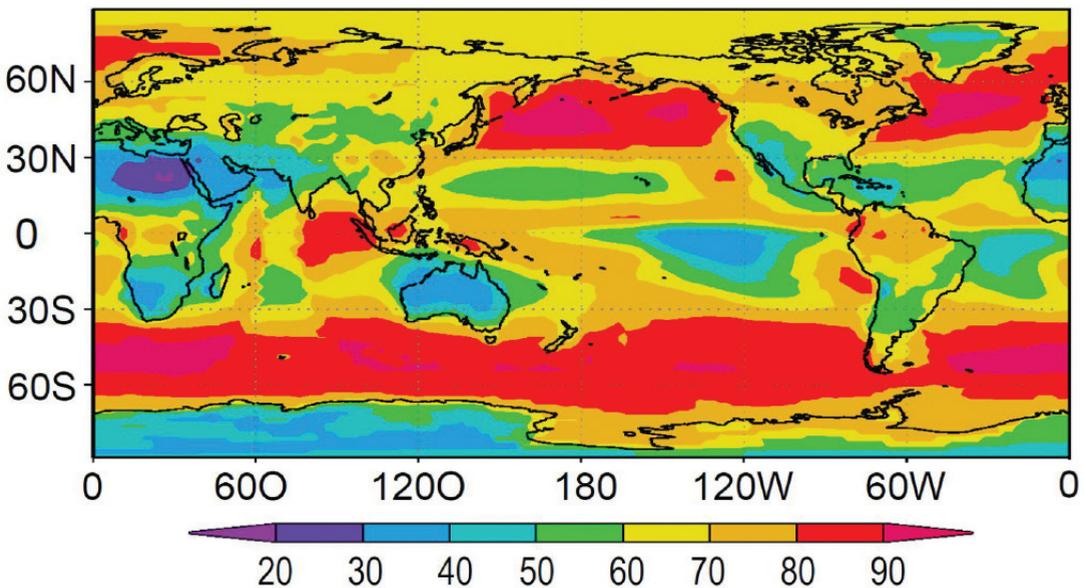
Für die Bildung von Wolken sind die Wasserdampfsättigung und das Vorhandensein geeigneter Kondensations- bzw. Gefrierkerne die wesentlichen Voraussetzungen. Die Wasserdampfsättigung kann über verschiedene Wege erfolgen. In der Mehrzahl aller Fälle von Wolkenbildung ist sie das Ergebnis einer mit der Hebung der Luftmassen verbundenen (adiabatischen) Abkühlung. Entsprechende Vertikalbewegungen gehen hauptsächlich auf thermische Konvektion (Cumulus, Cumulonimbus), aktives und passives Aufgleiten im Zusammenhang mit Frontensystemen (Cirrostratus, Altostratus, Nimbostratus) und erzwungene Hebung an orographischen Hindernissen zurück. Die mikrophysikalischen Prozesse bei der Wolkenbildung und -entwicklung (Nukleation, Partikelwachstum) sind vielfältig und von komplexer Art (siehe z.B. PRUPPACHER & KLETT 1997). Hier spielen auch aerosolphysikalische und chemische Aspekte eine bedeutende Rolle. Genaue Kenntnisse der Wolkenmikrophysik sind für das Verständnis der Niederschlagsentstehung grundlegend

erforderlich. Im Allgemeinen wird zwischen hohen, mittelhohen und tiefen Wolken sowie Wolken mit großer vertikaler Erstreckung unterschieden. Bezüglich der Partikelphase werden Wasser-, Eis- und Mischwolken klassifiziert. Der Flüssig- oder Eiswassergehalt in den einzelnen Wolken ist hochgradig variabel. Ein paar typische Werte: mariner Stratocumulus  $0,4 \text{ g/m}^3$  ( $0,1\text{--}0,6 \text{ g/m}^3$ ), kontinentaler Stratocumulus  $0,3 \text{ g/m}^3$  ( $0,03\text{--}0,45 \text{ g/m}^3$ ); Cumulus  $1 \text{ g/m}^3$  ( $0,5\text{--}2,5 \text{ g/m}^3$ ), Cumulus congestus und Cumulonimbus bis  $4 \text{ g/m}^3$ ; Cirrus  $0,02 \text{ g/m}^3$  ( $0,0001\text{--}0,3 \text{ g/m}^3$ ).

Eine Weltkarte des globalen Wolkenbedeckungsgrades im Jahresmittel für den Zeitraum 1983–1997 ist in *Abb. 1.6-4* gezeigt. Für diesen Zeitraum ergibt sich eine mittlere globale Bedeckung von 68% (72% über den Ozeanen, 58% über Land). Wie zu erwarten, ist die Wolkenbedeckung im äquatorialen Gürtel aufgrund der in der ITCZ (s. Kap. 1.2 in LOZÁN et al. 1998) stark ausgeprägten Konvektion durchgehend hoch. Sehr hohe Werte zeichnen auch den Bereich der Zugbahnen der außertropischen Zyklonen entlang der Polarfronten in den mittleren Breiten von  $50^\circ\text{--}60^\circ$  aus. Dagegen findet man in den subtropischen Absinkgebieten der Hadley-Zellen überwiegend wenig und dann meist tiefe Bewölkung (Passat-Cumuli). Ebenso treten in den Tropen und Subtropen tiefe und oft sehr homogene Stratocumulusfelder an den westlichen Rändern der großen Kontinente über dem dort meistens recht kalten Meer auf. Die niedrigsten Bedeckungsgrade sind über den großen

Wüstengebieten zu finden. Für eine globale Verteilung des Wolkenwassergehaltes liegen bisher nur grobe Abschätzungen vor. Eine erste Auswertung des ISCCP Datensatzes (ROSSOW & SCHIFFER 1999) bezüglich des Wolkenwassers kommt zu einem globalen Mittelwert für den Wolkenwasserpfad, der zwischen  $60$  und  $80 \text{ g/m}^2$  (oder  $0,006\text{--}0,008 \text{ cm}$ ) liegt (pers. Mitt.. Rossow).

Wolken sind aufgrund ihres Einflusses auf die solare und terrestrische Strahlung und auf die Niederschlagsbildung für das Klima von großer Bedeutung. Die unterschiedlichen Wolkentypen sind über eine Vielzahl dynamischer und thermodynamischer Prozesse und diverse Rückkopplungsprozesse in das Klimasystem eingebunden. Fundierte Kenntnisse über Veränderungen der Bewölkung würden zur Verbesserung des Verständnisses ihrer Rolle im gegenwärtigen und zukünftigen Klimawandel beitragen. Um sichere Aussagen zur Veränderung des Wolkenbedeckungsgrades über einen längeren, zurückliegenden Zeitraum zu machen, ist die Datenlage nicht befriedigend, andere Wolkenparameter können diesbezüglich auf globaler Skala noch gar nicht betrachtet werden. Änderungen in der Beobachtungspraxis und in den Satellitenorbits und -instrumenten erschweren die systematische Auswertung (siehe z.B. DAI et al. 2006, NORRIS & SLINGO 2009). Für einige größere Regionen gibt es Hinweise auf einen Anstieg der Bedeckung. Der letzte Bericht des IPCC (IPCC 2007) diskutiert publizierte Trends im Wolkenbedeckungsgrad für unterschiedliche Regi-



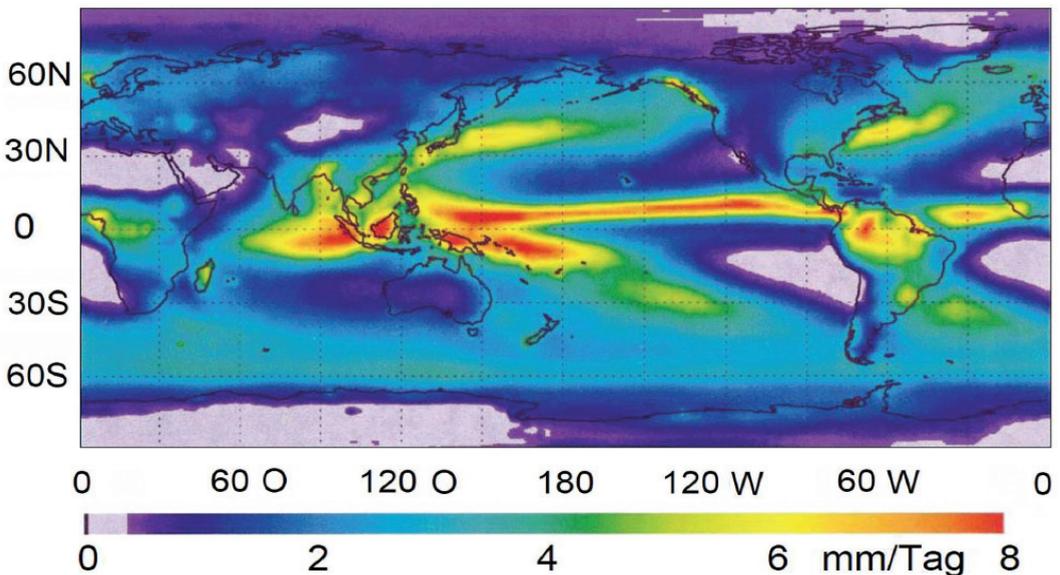
**Abb. 1.6-4:** Jahresmittel (1983–1997) des Wolkenbedeckungsgrades (in %), abgeleitet im Projekt ISCCP aus Messungen polarumlaufender und geostationärer Satelliten (s. ROSSOW & SCHIFFER 1999) (Erstellt von E. Kristjánsson. Daten ISCCP).

onen und Höhenbänder jedoch kritisch. Dabei werden Bodenbeobachtungen und Satellitenbeobachtungen getrennt betrachtet. Einzelheiten der umfassenderen Diskussion können an dieser Stelle nicht wiedergegeben werden. Es zeigt sich, dass für einige Regionen und Wolkentypen verschiedene Publikationen bezüglich der Trendaussagen zu widersprüchlichen Ergebnissen kommen. Bodenbeobachtungen und diverse Satellitenprodukte scheinen eine konsistente Abnahme der hohen Bewölkung in den 1990er Jahren im Vergleich zu den 1980ern zu zeigen. Insgesamt sind die Unsicherheiten in den verfügbaren Datensätzen noch so hoch, dass derzeit keine verlässlichen Aussagen zum Trend im Gesamtbedeckungsgrad auf dekadischer Zeitskala gemacht werden können (IPCC 2007, NORRIS & SLINGO 2009). Um Aussagen zu Auswirkungen von Veränderungen auf das Klima zu machen, sind differenziertere Betrachtungen erforderlich, die Wolkentyp, vertikale Überlappung und mikrophysikalische Parameter einbeziehen. Die Veränderung der Strahlungseigenschaften und Lebensdauer von Wolken ist auch eng an die Aerosolverteilung und deren Veränderung gekoppelt, diese Aspekte sind zur Zeit Gegenstand intensiver Forschung.

## Niederschlag

Über den Niederschlag gelangt das ursprünglich am Boden verdunstete Wasser aus der Atmosphäre wie-

der an die Erdoberfläche zurück. Unter Niederschlag versteht man das Ausscheiden des in der Luft vorhandenen Wassers in flüssiger (Regen, Sprühregen) oder fester (Schnee, Hagel, Graupel) Form. Tau und Reif zählt man zu den abgesetzten Niederschlägen. Obwohl der Niederschlag und dessen Verteilung in Raum und Zeit für den Menschen von essenzieller Bedeutung ist, sind Details der Prozesse, die zur Niederschlagsbildung führen, immer noch nicht genau bekannt. Die Beschreibung der physikalischen Prozesse und deren Modellierung ist eine der Hauptaufgaben der Wolkenphysik. Dabei geht es im Wesentlichen um die Vorgänge in einer Wolke, die Wolkenpartikeln bis auf eine Größe anwachsen lassen, die zum Ausfallen führt. Bei Wassertropfen werden formal Tropfen mit einem Radius  $> 0,1$  mm als Regentropfen bezeichnet. Bei der Niederschlagsentstehung spielt eine Vielzahl von makrophysikalischen und mikrophysikalischen Prozessen eine Rolle, auf die hier nicht tiefer eingegangen werden kann (s. PRUPPACHER & KLETT 1997). Es kommt dabei insbesondere auf die Größenverteilung und Anzahl der Wolkenpartikeln sowie die Vertikalwindkomponente an. Die Niederschlagseffizienz von Wolken liegt in der Größenordnung von 30%, nur ein geringer Anteil des Wasserdampfs wird in Niederschlag umgesetzt. Auch die Temperatur im Wolkenniveau spielt eine bedeutende Rolle. In Wasserwolken (Warmregenprozess, Bowen-Ludlam-Prozess) erfolgt die Niederschlagsbildung über die Koaleszenz (Zusammenfließen von Was-



**Abb. 1.6-5:** Mittel des Niederschlags (in mm/Tag). Die Verteilung wurde für den Zeitraum von 1979 bis 2001 durch Zusammenführung von Bodenmessungen und Satellitendaten erstellt (aus ADLER et al. 2003 mit freundlicher Genehmigung von Robert Adler, University of Maryland).

sertröpfchen unterschiedlicher Größe nach der Kollision, die durch unterschiedliche Fallgeschwindigkeiten begünstigt wird). In Mischwolken, bestehend aus Partikeln in flüssiger (unterkühlte Wassertröpfchen) und fester Phase, ist der Bergeron-Findeisen-Prozess als grundlegender Bildungsmechanismus zu nennen, bei dem Eiskristalle auf Kosten von Wassertröpfchen anwachsen. Der daraus entstehende Niederschlag kann je nach Temperaturschichtung den Erdboden in flüssiger (großtropfiger Regen) oder fester Form erreichen. Dieser Prozess ist in den mittleren Breiten der dominante. Die Niederschlagsbildung in Eiswolken beruht auf dem Wachsen von Eiskristallen durch Sublimation von Wasserdampf und durch Aggregation von Eiskristallen. Es sei noch erwähnt, dass ein nicht unerheblicher Teil der Partikeln, die die Wolken verlassen, noch vor dem Erreichen des Bodens wieder verdunstet (Mittelwert der entsprechenden Verdunstungshöhe für Deutschland ist 17 mm). Allgemein wird noch bezüglich der äußeren Antriebe bei der Bildung zwischen konvektiven, zyklonalen (mit Wetterfronten verbundenen) und orographischen Niederschlägen unterschieden. Zyklonale Niederschläge weisen im Vergleich zu konvektiven meistens eine größere Flächenausdehnung und Dauer auf. Bei konvektiven Niederschlägen kann es dagegen lokal und kurzzeitig zu sehr hohen Regenintensitäten kommen (Schauer).

Obwohl der meiste Niederschlag über den Ozeanen fällt, ist der Niederschlag über den Landoberflächen für uns viel wichtiger. Im globalen Mittel gelangen dort etwa 2/3 des Niederschlags über Evapotranspiration wieder in die Atmosphäre, während der Rest dem Grundwasser zugeführt wird oder zu Oberflächenabfluss beiträgt. Der auf die Erdoberfläche fallende Niederschlag zeigt große räumliche Unterschiede, die vor allem von der allgemeinen Zirkulation, der Temperaturverteilung, der ungleichen Land-Meer-Verteilung und den orographischen Gegebenheiten wesentlich beeinflusst werden. Die hohe räumliche und zeitliche Variabilität des Niederschlags hat einen großen Einfluss auf die Vegetation, Trockenheit und Überschwemmungen. *Abb. 1.6-5* zeigt Jahresmittelwerte (ausgedrückt in mm/Tag) der Niederschlagsverteilung. Die globale und regionale Verteilung der Niederschläge zeigen der Wolkenverteilung ähnliche Muster; dies gilt jedoch nicht unbedingt für die Niederschlagsmengen. Im Allgemeinen nimmt der Jahresniederschlag vom Äquator zu den Polen hin ab. Ungefähr zwei Drittel des globalen Niederschlags treten zwischen 30° N und 30° S auf (vgl. *Abb. 1.4.3*). Es existieren jedoch größere Inhomogenitäten in der mittleren Verteilung, die auf die oben genannten Gründe zurückzuführen sind. Intensive Niederschlagsgürtel stehen mit der ausgeprägten Kon-

vektion in der Innertropischen Konvergenzzone (ITCZ) und der Südpazifischen Konvergenzzone (SPCZ) in Verbindung. Hier treten durchgehend Niederschlagshöhen von über 2.000 mm/Jahr, in einigen Regionen von über 3.000 mm/Jahr, auf. Das globale Mittel liegt, wie weiter oben ausgeführt, bei etwa 990 mm/Jahr. Ein sekundäres Maximum in den Hemisphären ist in den mittleren Breiten entlang der Zugbahnen der wandernden Tiefdruckgebiete mit ihren Frontensystemen, an denen es zu ausgeprägten Niederschlägen kommen kann, zu finden. Cherrapunji (Indien) hält mit 26.461 mm/Jahr, aufgetreten in 1860/61, den Weltrekord der jährlichen Niederschlagsmenge, dagegen fällt der Rekord für Deutschland, der mit 3.503 mm/Jahr für Balderschwang (1970) verzeichnet wird, recht bescheiden aus (zu weiteren Extremwerten s. HUPFER & KUTTLER 2006).

Als ausgewiesene Trockengebiete können der subtropische Trockengürtel, ein regenarmer Bereich der subtropischen Hochdruckgebiete, und die Polargebiete bezeichnet werden. In den polaren Regionen ist der Wasserdampfgehalt der Atmosphäre sehr gering und die Jahresmittelwerte des Niederschlags liegen typischerweise unterhalb von 200 mm.

In vielen Gebieten der Erde treten deutliche zeitliche Schwankungen (Tagesgang, jahreszeitliche und unperiodische Schwankungen) in der Niederschlagsaktivität auf. Hier sei nur auf die mit der Monsunzirkulation auftretenden tropischen Niederschläge und auf starke Abweichungen von langjährigen Mittelwerten in den Regionen, die durch das El-Niño-Southern Oscillation (ENSO) Phänomen (s. Kap. 1.6 in LOZÁN et al. 2001) beeinflusst werden, hingewiesen.

Die räumliche Variabilität des Niederschlags ist auf kleinen Zeitskalen am stärksten ausgeprägt (Starkregenereignisse), für praktische Belange der Wasserwirtschaft, Verkehrstechnik, Landwirtschaft sind insbesondere diese Extremereignisse von Belang. Die höchste Niederschlagsintensität in Deutschland wurde mit 126 mm in 8 Minuten am 25.05.1920 in Füssen, Allgäu, erreicht.

Ein Teil des Niederschlags auf der regionalen Skala stammt aus der Niederschlagsrezirkulation (Eltahir & Bras 1996). Hierunter versteht man den Anteil des Niederschlags einer Region, der aus dem in der Region verdunsteten Wasser gebildet wird; der Rest entsteht aus advehiertem Wasserdampf. Verallgemeinernd kann gesagt werden, dass der Anteil des in einem Gebiet verdunsteten Wassers am Niederschlag umso geringer ausfällt, je kleiner das betrachtete Gebiet ist. Das Rezirkulationsverhältnis variiert sehr stark zwischen Winter und Sommer. Im Sommer sinkt die Bedeutung des horizontalen Wasserdampftransportes. Nach TRENBERTH

(1999) beträgt die Rezirkulation im globalen Mittel auf der 500 km-Skala ungefähr 10% und auf der 1.000 km-Skala liegt der Wert unterhalb von 20%. Das heißt, im Mittel stammen 80% der Feuchte, die zum Niederschlag beiträgt, aus Regionen, die weiter als 1.000 km entfernt sind. Es sei noch einmal betont, dass es sich hier um Mittelwerte handelt. Diese Ergebnisse unterstreichen die Bedeutung des großskaligen Feuchtetransports im Zusammenhang mit der Niederschlagsverteilung.

Es stellt sich die Frage, ob mit dem beobachteten globalen Temperaturanstieg und der Zunahme des Wasserdampfgehaltes in der unteren Troposphäre, wie er für die Nordhemisphäre beobachtet wird, auch eine Veränderung bei den Niederschlägen einhergeht. Der Bericht des IPCC (IPCC 2007) spricht von einer signifikanten Zunahme der Niederschläge in vielen Regionen der mittleren und höheren Breiten der Nordhemisphäre, die in der Zeit von 1900 bis 2005 zwischen 6% und 8% liegt. Im Breitenband zwischen 10°N und 30°N sind die Niederschläge nach einem vorausgegangenen Anstieg in den letzten Dekaden (seit ca. 1970) wieder rückläufig. Abfallende Trends sind auch in den inneren Tropen zwischen 10°N und 10°S zu verzeichnen. Während es in den östlichen Teilen Nord- und Südamerikas, in Nordeuropa und in den nördlichen Teilen Zentralasiens deutlich feuchter geworden ist, sind die Sahelzone, der Mittelmeerraum, das südliche Afrika und einige südliche Teile Asiens trockener geworden. Über vielen Landregionen ist es im Einklang mit den Erwartungen (TRENBERTH et al. 2003) im letzten Jahrhundert zu einer Zunahme der Anzahl von Starkniederschlagsereignissen gekommen, häufig auch in solchen Regionen, in denen der Gesamtniederschlag zurückgegangen ist (IPCC 2007).

## Schlussbemerkungen

Der besonderen Bedeutung des Wassers in der Atmosphäre für den Wasserkreislauf und das Klima der Erde stehen noch erhebliche Unsicherheiten bei seiner mengenmäßigen Bestimmung gegenüber. Insbesondere existieren auch heute noch Defizite bei der globalen Abdeckung mit hochwertigen Messsystemen zur Erfassung von Niederschlag, Wasserdampf und Wolkenparametern als Grundlage zur Bildung klimatologischer Zeitreihen und für Modellstudien zum Wasseraustausch zwischen den Reservoiren. Für die Wettervorhersage und für Klimasimulationen zum Klimawandel ist insbesondere eine bessere Kenntnis der Häufigkeit, Dauer und Intensität von Niederschlägen in globaler und regionaler Hinsicht erforderlich.

Es existieren einige Forschungsprogramme, die ein verbessertes Verständnis des globalen Wasser-

kreislaufs zur Aufgabe haben. Sie befassen sich auch intensiv mit seinem atmosphärischen Zweig. Eines dieser Großvorhaben ist im Rahmen des Weltklimafor schungsprogramms (WCRP) das Globale Energie- und Wasserkreislaufexperiment (GEWEX; Global Energy and Water Cycle Experiment), das 1988 initiiert wurde und sich am Ende seiner zweiten Phase befindet (siehe [www.gewex.org](http://www.gewex.org)). GEWEX befasst sich mit der umfassenden Beobachtung und Modellierung des Wasserkreislaufs und der Energieflüsse in der Atmosphäre, an der Landoberfläche und im oberen Ozean mit dem übergeordneten Ziel der Vorhersage des globalen und regionalen Klimawandels. Als zentrale Aktivitäten können die Projekte auf kontinentaler Skala angesehen werden, von denen sich das Baltic Sea Experiment (BALTEX) mit dem Wassereinzugsgebiet der Ostsee befasst. Einige der Unterprojekte von GEWEX sind vordringlich den Aspekten des atmosphärischen Teils des Wasserkreislaufs gewidmet.

Eine Verbesserung der quantitativen Bestimmung der Komponenten des atmosphärischen Wasserkreislaufs ist in der mittelfristigen Zukunft zu erwarten. Die Verbesserung der physikalischen Parameterisierungen und der horizontalen wie vertikalen Auflösung in den Modellen, die für vierdimensionale Datenassimilations-Projekte (4DDA) eingesetzt werden, wird substantiell zur Weiterentwicklung auf diesem Gebiet beitragen. Umfassende Studien hierzu werden zur Zeit an den operationellen Zentren wie dem Europäischen Zentrum für Mittelfristige Wettervorhersage (ECMWF) unternommen. Die Erweiterung des globalen Erdbeobachtungssystems in den letzten Jahren erlaubt insbesondere auch die verbesserte Erfassung von Niederschlägen über den Ozeangebieten und von vertikalen Wolkenwasserverteilungen mit Hilfe von satellitengestützten Radarsystemen in Kombination mit passiven Sensoren. Ausgedehnte Netzwerke von Dopplerradargeräten, Windprofilern, Wasserdampf-Lidarsystemen zusammen mit hinsichtlich der Feuchtemessung verbesserten Radiosonden werden weitere umfassende und verbesserte Wasserbilanzstudien für regionale Subsysteme im kontinentalen Maßstab ermöglichen, die als Basis für die Bewertung von Modellen herangezogen werden können.

## Literatur

ADLER, R. F., G. J. HUFFMAN, A. CHANG, R. FER-RARO, P. XIE, J. JANOWIAK, B. RUDOLF, U. SCHNEIDER, S. CURTIS, D. BOLVIN, A. GRUBER, J. SUSSKIND, P. ARKIN & E. NELKIN (2003): The version 2 Global Precipitation Climatology Project (GPCP) monthly precipitation analysis (1979–present). *J. Hydrometeorol.*, 4, 1147–1167.

- AMENU G.G. & P. KUMAR (2005): NVAP and Reanalysis-2 global precipitable water products. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, February, 245-256.
- CHAHINE M. T. (1992): The hydrological cycle and its influence on climate. *Nature*, 359, 373-380.
- DAI A., T. R. KARL, B. SUN & K. E. TRENBERTH (2006): Recent trends in cloudiness over the United States: A tale of monitoring inadequacies. *Bull. Am. Met. Soc.*, 87, 597-606.
- DURRE I., C. N. WILLIAMS JR., X. YING & R. S. VOSE (2009): Radiosonde based trends in precipitable water over the Northern Hemisphere: An update. *J. Geophys. Res.*, 114, D05112, doi:10.1029/2008JD010989.
- ELTAHIR E. A. B. & R. L. BRAS (1996): Precipitation recycling. *Rev. Geophys.*, 34, 367-378.
- HELD I. M. & B. J. SODEN (2000): Water Vapor Feedback and Global Warming. *Annual Rev. Energy Environm.*, 25, 441-475.
- HUPFER P. & W. KUTTLER (2006): *Witterung und Klima. - Eine Einführung in die Meteorologie und Klimatologie.* 12te Auflage, Teubner, Stuttgart. 554 pp.
- IPCC (2007): *Climate Change 2007: The Physical Science Basis.* Contribution Report of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 996 pp.
- KLEY D., J. M. RUSSELL III & C. PHILLIPS (Hrsg.) (2000): SPARC Assessment of Upper Tropospheric and Stratospheric Water Vapour. WCRP – 113, WMO/TD - No. 1043, SPARC Report No.2. 312 pp.
- LOZÁN J. L., H. GRASSL & P. HUPFER (Hrsg.) (1998): *Warnsignal Klima - Das Klima des 21. Jahrhunderts.* Wissenschaftliche Auswertungen, Hamburg. 464 pp.
- LOZÁN J. L., H. GRASSL & P. HUPFER (eds.) (2001): *Climate of the 21st Century: Changes and Risks.* Wissenschaftliche Auswertungen, Hamburg. 448 pp.
- MCCARTHY M. P., P. W. THORNE & H. A. TITCHNER (2009): An analysis of tropospheric humidity trends from radiosondes. *J. Climate*, 22, 5820-5838.
- NORRIS J.R. & A. SLINGO (2009): Trends in observed cloudiness and Earth's radiation budget: what do we not know and what do we need to know? In *Clouds in the Perturbed Climate System*, edited by J. HEINTZENBERG and R. J. CHARLSON, MIT Press, 17-36.
- OKI T. (1999): The Global Water Cycle. In: BROWNING, K. A. & R. J. GURNEY (eds.). *Global Energy and Water Cycles*, Cambridge University Press, Cambridge, 10-29.
- OKI T. & S. KANAE (2006): Global hydrological cycles and world water resources. *Science*, 313, 1068-1072.
- PAGANO T. C. & S. SOROOSHIAN (2006): *Global Water Cycle (fundamental, theory, mechanisms.* In M. G. ANDERSON (eds.): *Encyclopedia of Hydrological Sciences.* Wiley & Sons, Ltd., Chichester, England, Vol. 5, 2697-2711,
- PEIXOTO J. P. & A. H. OORT (1992): *Physics of Climate.* American Institute of Physics, New York, NY, 520 pp.
- PEIXOTO J.P. & A.H. OORT (1996): The climatology of relative humidity in the atmosphere. *J. Climate*, 9, 3443-3463, 1996.
- PRUPPACHER H.R. & J.D. KLETT (1997): *Microphysics of clouds and precipitation.* 2. Auflage, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht. 954 pp.
- RANDEL D. L., T. H. VON DER HAAR, M. A. RINGERUD, G. L. STEPHENS, L., GREENWALD & C. L. COMBS (1996): A New Global Water Vapor Dataset, *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, 77, 1233-1246.
- ROADS J. (2002): Closing the water cycle. *GEWEX Newsletter* 12, (1). International GEWEX Project Office, MA, USA. 8 pp.
- ROSS R. J. & W. P. ELLIOTT (2001): Radiosonde-based Northern Hemisphere tropospheric water vapor trends. *J. Climate*, 14, 1602-1612.
- ROSSOW W. B. & R. A. SCHIFFER (1999): Advances in understanding clouds from ISCCP. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 80, 2261-2287.
- SEIDEL D. J. (2002): Water Vapor: Distribution and Trends. In: MACCRACKEN M. C. & J. S. PERRY (eds.): *Encyclopedia of Global Environmental Change*, John Wiley & Sons, Ltd, Chichester.
- TRENBERTH K. E., (1999): Atmospheric moisture recycling: Role of advection and local evaporation. *J. Climate*, 12, 1368-1381.
- TRENBERTH K. E. & C. J. GUILLEMOT (1998): Evaluation of the atmospheric moisture and hydrological cycle in the NCEP/NCAR reanalyses. *Climate Dyn.* 14, 213-231.
- TRENBERTH K. E., A. DAI, R. M. RASMUSSEN & D. B. PARSONS (2003): The changing character of precipitation. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 9, 1205-1217.
- TRENBERTH K. E., L. SMITH, T. QIAN, A. DAI & J. FASULLO (2007): Estimates of the global water budget and its annual cycle using observational and model data.

*Prof. Dr. Markus Quante  
Helmholtz-Zentrum Geesthacht  
Zentrum für Material- und Küstenforschung GmbH  
Max-Planck-Straße 1 - 21502 Geesthacht  
markus.quante@hzg.de*