

bert, Bonn · Dr. J. Lühje, Hamburg · Dr. J.-B. Mennicken, Bonn · Dr. G. von Sengbusch, Geesthacht

Entstehungsgeschichte

Gegründet 1975 zur Erforschung der physikalischen Grundlagen des Klimas. Das Institut besteht aus drei unselbständigen Abteilungen. Eine Abteilung (Hasselmann) befaßt sich mit allgemeinen Fragen der Klimadynamik, unter Berücksichtigung der Wechselwirkungen im System Atmosphäre-Ozean-Eis; die zweite (Graßl) untersucht vorwiegend Prozesse in der Atmosphäre und beim Austausch Ozean-Atmosphäre mit Schwergewicht bei der Fernerkundung mit Satelliten; die dritte (Bengtsson) widmet sich überwiegend der verbesserten Modellierung der allgemeinen Zirkulation der Atmosphäre mit Schwerpunkten bei der Wechselwirkung Biosphäre-Atmosphäre und der Darstellung von Wolkenprozessen.

Aktueller Forschungsschwerpunkt

Wasserkreislauf

Die Umverteilung der von der Sonne einstrahlten Energie gehört zu den Schlüsselprozessen im globalen Klimasystem. Eng verbunden mit dieser Umverteilung von Energie ist der globale Wasserkreislauf. Während der Energiehaushalt charakterisiert ist durch den Austausch von Strahlungsenergie zwischen Erde und Weltraum, kann die Erde in bezug auf Wasser als abgeschlossenes System betrachtet werden. Die mittleren Aufenthaltszeiten von Wassermolekülen reichen von etwa einer Woche in der Atmosphäre bis zu einigen tausend Jahren in den antarktischen und grönländischen Eisschilden. Der Anteil des Wassers, der für Vegetation und Lebewesen verfügbar ist, ist nur ein geringer Teil des gesamten Wassers auf der Erde. Dieser Anteil ist auch gekennzeichnet durch eine relativ geringe mittlere Aufenthaltszeit und große räumlich-zeitliche Variabilität.

Gegenwärtige Abschätzungen der räumlich-

zeitlichen Verteilungen der verschiedenen Komponenten des Wasserkreislaufs sind noch mit sehr großen Unsicherheiten behaftet. Internationale Programme wurden vor einigen Jahren ins Leben gerufen, um mit Hilfe von Meßprogrammen und Simulationsmodellen, sowohl auf globaler als auch auf regionaler Skala (z. B. für das Einzugsgebiet der Ostsee), zu einem besseren Verständnis und zu einer genaueren Beschreibung des Wasserkreislaufs zu gelangen. Ziel dieser Programme ist außerdem, eine verlässliche Datenbasis für die Validierung von Klimamodellen bereitzustellen, um die Entwicklung dieser Modelle zu fördern, die u. a. für die Abschätzung zukünftiger anthropogener Beeinflussungen von Klima und Wasserverfügbarkeit benötigt werden.

Simulation des Wasserkreislaufs unter heutigen Klimabedingungen. - Globale Klimamodelle der heutigen Generation, d. h. gekoppelte Modelle des Systems Atmosphäre-Ozean-Meereis-Landoberflächen, sind prinzipiell in der Lage, alle wesentlichen Komponenten des globalen Wasserkreislaufs zu simulieren. Dazu gehören u. a. die Verdunstung an der Erdoberfläche, die Kondensation von Wasserdampf und Wolkenbildung in der Atmosphäre, das Ausfallen von Niederschlag in Form von Regen und Schnee, die Ablagerung und Schmelze von Schnee an der festen Erdoberfläche und an der Vegetation, die Speicherung von Niederschlagswasser in den oberen Erdbodenschichten, der Transport von Wasser innerhalb der Atmosphäre und im Ozean sowie der kontinentale Abfluß. Nicht enthalten in den heutigen Klimamodellen sind die extrem langsamen Variationen des Inlandeises. Weitere Limitierungen der Modelle resultieren aus dem groben Raster des Rechengitters von derzeit etwa 300×300 km in der Horizontalen und den dadurch bedingten Ungenauigkeiten in der Darstellung kleinräumiger Prozesse, wie z. B. Evapotranspiration oder Wolken- und Niederschlagsbildung. Es ist daher verständlich, daß die Komponenten des Wasserkreislaufs allenfalls auf größeren Raum-Zeit-Skalen in realistischer Weise simuliert werden können. Auf globaler Skala und im klimatologi-

sehen Langzeitmittel ist an der Meeresoberfläche die Verdunstung größer als der Niederschlag, so daß der Ozean auf diese Weise Wasser an die Atmosphäre verliert. Über den Landgebieten überwiegt dagegen der Niederschlag. Die Atmosphäre wird hier also durch Kondensation und Niederschlagsbildung ausgetrocknet, während der Erdboden mehr Wasser aufnimmt als er verdunstet. Wassertransporte zwischen Ozeanen und Kontinenten sorgen für einen Ausgleich, so daß sich die Wassermenge in den einzelnen Reservoirs langfristig nicht ändert. In der Atmosphäre findet dieser Ausgleich durch Luftzirkulationen statt, z. B. durch Tiefdruckgebiete oder monsonale Windsysteme, die Wasserdampf und Wolken aus den ozeanischen Quellregionen über die Landgebiete verfrachten. Dort wird das überschüssige Niederschlagswasser in den Flüssen gesammelt und an den Flußmündungen wieder den Ozeanen zugeführt. Damit ist der globale Wasserkreislauf geschlossen. Wie die folgende Tabelle 1 zeigt, ist das Klimamodell in der Lage, im Rahmen der Unsicherheit der Meßdaten, den globalen Wasserkreislauf im Langzeitmittel (> 10 Jahre) zu reproduzieren.

Es wird aber auch deutlich, daß selbst eine so fundamentale Größe wie der global gemittelte Niederschlag derzeit nur mit einer Unsicherheit von etwa 10% aus Meßdaten abgeschätzt werden kann. Dem entsprechen Unsicherheiten in der globalen Energiebilanz von etwa 10 W/m^2 , und zwar sowohl an der Erdoberfläche wie innerhalb der Atmosphäre, da die Wasserverdunstung an der Erdoberfläche und die Niederschlagsbildung in der Atmosphäre mit einem ver-

tikalischen Austausch von Energie verbunden ist.

Auf kontinentaler Skala (Tab. 2) sind die Differenzen zwischen simulierten und beobachteten Niederschlägen etwas größer als auf der globalen Skala. Die Niederschläge über Afrika und Nordamerika werden vom Modell offenbar überschätzt.

Die Wasserbilanz für die Einzugsgebiete von 13 der größten Ströme der Erde ist in Abbildung 1 dargestellt. Die Modelldaten (rechte Seite) wurden mit Hilfe einer Simulation des heutigen Klimas gewonnen und repräsentieren einen Mittelwert für die Dekade 1980-1990. Im Mittel über diese zehn Jahre bleibt der Wassergehalt im Erdboden nahezu unverändert, so daß der Niederschlag ziemlich exakt der Summe aus Verdunstung und Abfluß entspricht. In der beobachteten Wasserbilanz (linke Seite) wird eine derartige Bilanz gefordert, um die Verdunstung, die aus direkten Messungen auf dieser räumlichen Skala nicht hinreichend genau ermittelt werden kann, aus der Differenz zwischen Niederschlag und Abfluß zu berechnen. Diese Methodik erscheint gerechtfertigt, da es sich sowohl bei den Abflußdaten als auch bei den Niederschlagsdaten in der Regel um Langzeit-Klimatologien von 30 Jahren und länger handelt. Für einen derart langen Zeitraum ist ein signifikanter Trend im Bodenwassergehalt sehr unwahrscheinlich.

Auch auf der Skala der Flußeinzugsgebiete ist das Klimamodell offenbar in der Lage, die beobachtete Wasserbilanz zu reproduzieren. Dies gilt nicht nur für die Verteilung der Niederschläge, sondern auch für die relativen Anteile von Verdunstung und Ab-

Tab. 1: Vergleich von simulierten und beobachteten [in Klammern] globalen Wasserflüssen in 10^{15} kg/Jahr . Der Bereich der Beobachtungsdaten beruht auf zehn verschiedenen Klimatologien, wobei jedoch die jeweiligen Maximal- und Minimalwerte nicht berücksichtigt wurden.

	Niederschlag (N)	Verdunstung (V)	N-V
Ozeane	408 [380 ... 426]	445 [410 ... 441]	-37 [-26 ... -40]
Kontinente	113 [109 ... 121]	76 [71 ... 95]	37 [26 ... 40]
Globus	521 [489 ... 547]	V = N	0

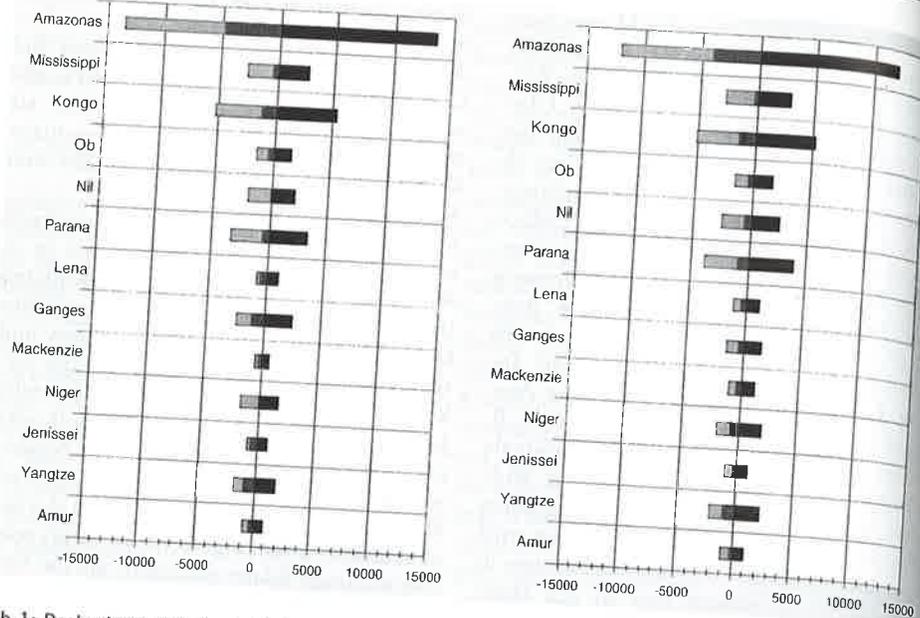


Abb. 1: Beobachtete (links) und simulierte (rechts) Jahreswasserbilanz (km^3/Jahr) für die Einzugsgebiete großer Flüsse. Der Niederschlag (schwarze Balken) ist jeweils nach rechts aufgetragen, Verdunstung (hell) und Abfluß (dunkel) nach links.

fluß. Die Abflußfehler können in warmen Regionen in der Regel durch Niederschlagsfehler erklärt werden (z.B. in den Einzugsgebieten von Amazonas, Nil, Parana und Ganges). In höheren geographischen Breiten dagegen überwiegen Verdunstungsfehler, wobei das Modell dazu tendiert, die Verdunstung zu überschätzen (z.B. in den Einzugsgebieten von Lena, Mackenzie, Jenissei, Yangtze und Amur). Die bisher gezeigten Darstellungen beruhen ausnahmslos auf klimatologischen Jahres-

mittelwerten, für die ein Gleichgewicht zwischen Niederschlag, Verdunstung und Abfluß angenommen werden kann. Auf kürzeren Zeitskalen hingegen, z.B. im Jahresgang, dürfen zeitliche Variationen des Bodenwassergehaltes sowie der laterale Wassertransport durch die Flüsse nicht mehr vernachlässigt werden. Während der tropischen Regenzeit z.B. ist der Erdboden mit Wasser gesättigt, und das überschüssige Regenwasser läuft mit einer zeitlichen Verzögerung in die Ozeane ab. Während der Trockenzeit übertrifft die Verdunstung den Niederschlag, der Erdboden ist ungesättigt, die Flüsse nehmen kein zusätzliches Wasser mehr auf, und der Boden trocknet allmählich aus. In hohen geographischen Breiten dagegen wird der Jahresgang des Wasser-

Tab. 2: Vergleich von simulierten und beobachteten [Bereich in Klammern basierend auf drei verschiedenen Klimatologien] kontinentalen Niederschlägen (außer Grönland und Antarktis) in 10^{15} kg/Jahr.

Afrika	Nordamerika	Südamerika	Asien	Australien	Europa
24,5	17,2	27,5	28,2	4,1	6,7
[19,1 ... 21,9]	[11,0 ... 15,2]	[26,1 ... 29,7]	[23,9 ... 30,7]	[3,0 ... 4,1]	[5,5 ... 7,1]

transportes in den Flüssen weniger durch den Jahresgang des Niederschlags bestimmt als vielmehr durch die winterliche Schneeeakkumulation und das Einsetzen der Schneeschmelze im Frühjahr. Zur Simulation dieser Transportvorgänge wurde ein hydrologisches Abflußmodell entwickelt, das mit den lokalen Daten des Klimamodells „gefüttert“ wird, also mit Niederschlag, Verdunstung und Abfluß in jedem Gitterelement und Rechenzeitpunkt. Das Modell beschreibt die Translation und die Retention des lateralen Abflusses auf der „Makroskala“ als Funktion von räumlich verteilten Landoberflächen-Charakteristika (Gebirgsverteilung usw.), die als globale Datensätze verfügbar sind. Mit „Makroskala“ ist eine Auflösung von 50 km und gröber gemeint, die einer Gitterbox-Fläche von $32\,500 \text{ km}^2$ entspricht. Das Modell ist in der Lage, zwischen verschiedenen Abflußprozessen zu differenzieren, d.h., es unterscheidet Oberflächen-, Grundwasser- und Gerinneabfluß. Exemplarisch werden in Abbildung 2 simulierte Jahresgänge des Wassertransportes für einige Flüsse mit entsprechenden Abflußmessungen verglichen. In allen Fällen handelt es sich um Mittelwerte über mindestens fünf Jahre. Die Differenzen zwischen Modell und Messung sind in der Regel auf die Fehler des Klimamodells zurückzuführen. So wird der Abfluß des Amazonas zwar in der Phase gut reproduziert, aber in der Amplitude unterschätzt, weil das Jahresmittel des Niederschlags vom Klimamodell unterschätzt wird (s. Abb. 1). Während der Wassertransport des Mississippi besonders im Sommer überschätzt wird, zeigt sich für den Jenissei eine Phasenverschiebung von etwa einem Monat, die auf ein verspätetes Einsetzen der Schneeschmelze im Klimamodell zurückzuführen ist. Bei der Donau verringert sich der Modellabfluß gegenüber den Meßdaten insbesondere während der Sommermonate, weil das Klimamodell dazu tendiert, den Sommerniederschlag in Mitteleuropa zu unterschätzen. Diese Beispiele zeigen, daß hydrologische Abflußmodelle ein wichtiges Hilfsmittel in der Modelldiagnostik darstellen. Dies gilt insbesondere für dünnbesiedelte Gebiete, in denen zwar

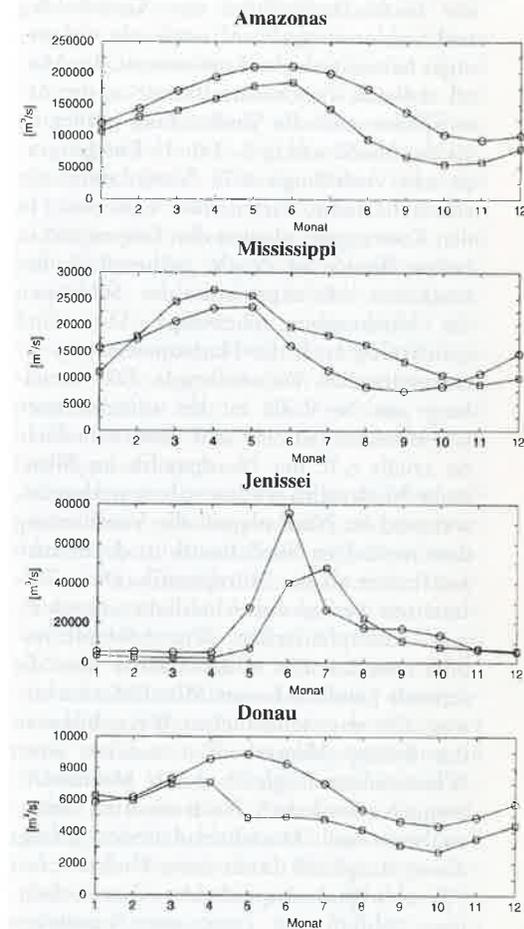


Abb. 2: Beobachtete (Kreise) und simulierte (Quadrate) Jahresgänge des Wassertransportes für eine Auswahl von Flüssen.

Niederschlagsmessungen kaum existieren, aber die Pegelstände der Flüsse manchmal schon seit langer Zeit registriert wurden. Eine wesentliche Funktion haben hydrologische Abflußmodelle in gekoppelten Modellen des Systems Atmosphäre-Ozean-Meeris-Landoberflächen, indem sie den kontinentalen Wasserüberschuß an den Flußmündungen in den Modellozean leiten und auf diese Weise den globalen Wasserkreislauf schließen. Der ozeanische Wasserkreislauf ist aufgrund der mangelnden Qualität und Dichte

der Beobachtungsdaten von Niederschlag und Verdunstung (N-V) noch sehr viel weniger bekannt als der kontinentale. Im Mittel verlieren die Ozeane Wasser an die Atmosphäre, weil die Verdunstung größer ist als der Niederschlag (s. Tab. 1). Die geographische Verteilung von N-V wird durch die atmosphärische Zirkulation bestimmt. In den Konvergenzgebieten der Tropen und in hohen Breiten ist $N > V$, während in den trockenen Absinkgebieten der Subtropen die Verdunstung überwiegt. Dies sind gleichzeitig auch die Hauptquellen des atmosphärischen Wasserdampfs. Die Verteilung von N-V ist in den verschiedenen Ozeanbecken jedoch sehr unterschiedlich. So erhält z. B. der Nordpazifik im Mittel mehr Niederschlagswasser als er verdunstet, während im Nordatlantik die Verdunstung dominiert. Der Nordatlantik ist damit auch salzreicher als der Nordpazifik. Diese Differenzen werden aufrechterhalten durch einen atmosphärischen Wasserdampftransport vom Atlantik in den Pazifik über die schmale Landbrücke von Mittelamerika hinweg. Die unterschiedlichen Wasserbilanzen der beiden Meeresbecken machen einen Wassermassenausgleich durch Meeresströmungen erforderlich. Nach neuesten Datenanalysen und Modellsimulationen erfolgt dieser Ausgleich durch einen Fluß von fast $10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ (dies entspricht etwa dem sechsfachen Abfluß des Amazonas) nordwärts durch die Beringstraße in den arktischen Ozean und schließlich südwärts in den Atlantik hinein. Der Wasserkreislauf hat einen direkten Einfluß auf die thermohaline Zirkulation im Ozean, die durch räumliche Unterschiede in Wärme und Salzgehalt aufrechterhalten wird. Anomalien im Salzgehalt des Nordatlantiks, wie sie möglicherweise durch Schmelzwasserströme gegen Ende der letzten Eiszeit ausgelöst wurden, werden mit einer Abschwächung der thermohalinen Zirkulation und einer Klimaabkühlung im nordatlantisch-europäischen Raum in Verbindung gebracht. Ähnliche Klimaschwankungen können möglicherweise auch durch anthropogene CO_2 -Emissionen und die damit verbundene globale Erwärmung ausgelöst werden, wenn die von

vielen Klimamodellen vorhergesagte Zunahme von Niederschlägen in hohen Breiten eintreffen sollte.

Änderung des Wasserkreislaufs infolge einer globalen Erwärmung. – Klimamodelle sagen vorher, daß sich bei weiter ansteigenden anthropogenen Emissionen von CO_2 und anderen Treibhausgasen die globale Lufttemperatur in den nächsten 100 Jahren um etwa 3°C erhöhen wird. Die Temperaturänderungen sind jedoch regional sehr unterschiedlich. So werden sich vermutlich Kontinente stärker erwärmen als Ozeane und Polargebiete, und auf den Kontinenten die subtropischen Trockengebiete stärker als der tropische Regenwald. Die Einzelheiten dieser Änderungen hängen eng zusammen mit Änderungen der atmosphärischen und ozeanischen Zirkulation, der Meereisverteilung sowie des Wasserkreislaufs.

Zur Abschätzung dieser Änderungen wurde ein neu entwickeltes globales Klimamodell über einen Zeitraum von insgesamt 240 Jahren integriert. Während der ersten 130 Jahre (1860 bis 1990) wurden die Konzentrationen der Treibhausgase gemäß Beobachtungen vorgegeben. Das Zukunfts-Szenarium (1990 bis 2100) beruht auf einer Fortschreibung der heutigen Trends. Zum Zeitpunkt der Verdopplung der heutigen CO_2 -Konzentration (in etwa 90 Jahren) hat sich die globale Lufttemperatur in diesem Szenarium um $2,5^\circ\text{C}$ erhöht und die globale Landtemperatur um etwa 4°C . Der Wasserkreislauf verstärkt sich vorwiegend über Land. So nimmt der Niederschlag global nur um 1,8% zu, über Land aber um 7,4%. Diese Zunahme ist jedoch nicht homogen über die Kontinente verteilt (s. Abb. 3 unten), und es gibt auch Gebiete, in denen der Niederschlag abnimmt.

Ein Vergleich mit der heutigen Verteilung (Abb. 3, Mitte) zeigt, daß die Änderung in den Tropen einer gewissen Systematik folgt. So nimmt der Niederschlag vorzugsweise in Gebieten zu, die ohnehin schon durch hohe Niederschläge gekennzeichnet sind (Mittelamerika sowie ein Streifen über Südamerika hinweg von Kolumbien bis Uruguay, Zentralafrika, Südostasien und Indonesien). Niederschlagszunahmen werden

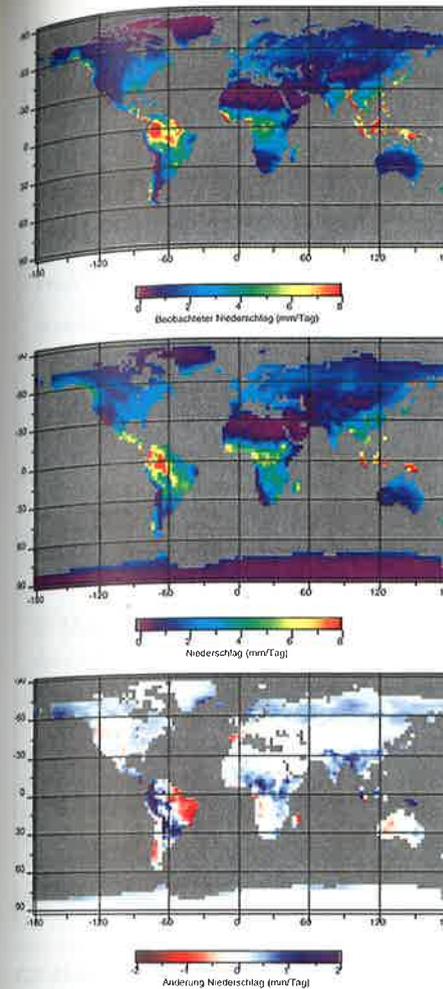


Abb. 3: Beobachteter (oben) und simulierter (Mitte) kontinentaler Niederschlag für heutige Klimabedingungen (1980–90). Die untere Abbildung zeigt die simulierte Niederschlagsdifferenz zwischen einem CO_2 -Szenarium (2070–80; zum Zeitpunkt der CO_2 -Verdopplung gegenüber heute) und der heutigen Niederschlagsverteilung, wobei die Farbskala geändert wurde („rot“ bedeutet hier: zukünftige Austrocknung).

auch in hohen Breiten registriert (dies gilt auch für Ozeane und Eisgebiete; hier nicht gezeigt), während Niederschlagsabnahmen eher in den subtropischen Trockengebieten der Erde vorkommen. Damit erhöhen sich die Gegensätze zwischen humiden und ari-

den Klimazonen. Auf der Skala der in Abbildung 1 gezeigten Einzugsgebiete der Flüsse verstärken sich die Niederschläge im Mittel um etwa 10%. Gleichzeitig erhöht sich aber auch die Verdunstung im wärmeren Klima, so daß sich nur ein Teil der Niederschlagszunahme (rund 50% im Mittel über alle Flüsse) in erhöhten Abflußwerten niederschlägt. Bemerkenswerte Ausnahmen sind der Yangtze mit nur geringer Verdunstungszunahme, so daß hier die Niederschlagszunahme fast vollständig an den Abfluß weitergegeben wird, sowie der Mississippi, in dessen Einzugsgebiet die Verdunstung stärker anwächst als der Niederschlag, so daß sich der Abfluß trotz steigender Niederschläge verringert.

Diese Ergebnisse sollten nicht als überprüfbare Klimavorhersagen mißverstanden werden. Sie beruhen auf einem singulären Emissionsszenarium für CO_2 und andere Treibhausgase, und der Aerosolgehalt der Atmosphäre blieb unverändert. Darüber hinaus können Klimamodelle kein exaktes Abbild unseres Klimas liefern. Dies zeigt exemplarisch der Vergleich zwischen beobachteter und simulierter Niederschlagsverteilung in Abbildung 3. Von einigen Ausnahmen abgesehen (z. B. Südafrika) wird zwar die großskalige Niederschlagsverteilung vom Modell recht gut reproduziert. Kleinräumige Details kann das Modell jedoch infolge seines groben Rasters (etwa $300 \times 300 \text{ km}$) nicht auflösen. Trotz der allmählichen Rasterverfeinerung, die durch die Entwicklung schnellerer Computer möglich wird, werden mikrophysikalische Prozesse wohl auch in ferner Zukunft „durch die Maschen fallen“ (Kondensation von Wolkentröpfchen usw.). Die stetige Weiterentwicklung der parametrischen Formulierungen dieser „subskaligen“ Modellprozesse bleibt damit eines der Hauptziele in der Klimamodellierung. Die Modellentwicklung ist jedoch ebenso wie die Überprüfung der Modellergebnisse (die sogenannte Modellvalidierung) nur mit Hilfe genauerer Meßdaten möglich. Eine Verbesserung der Datensituation ist insbesondere für die Komponenten des Wasserkreislaufs dringend erforderlich (Arpe, Hagemann, Kleidon, Roeckner, Stendel).