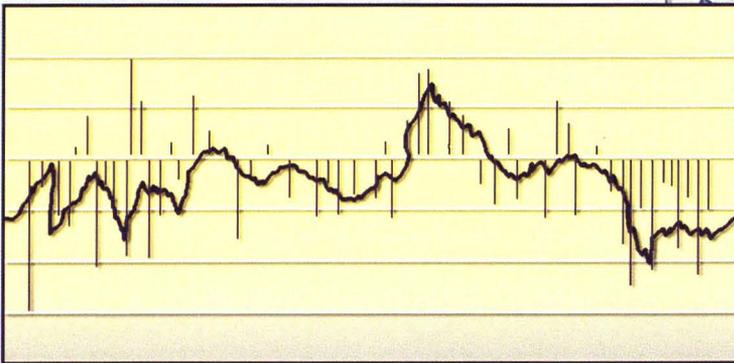




Der globale Wasserkreislauf und seine Beeinflussung durch den Menschen

Möglichkeiten zur Fernerkundungs-
Detektion und -Verifikation

Dieter Klaus und Gotthard Stein



Forschungszentrum Jülich GmbH
Programmgruppe Systemforschung und
Technologische Entwicklung

Der globale Wasserkreislauf und seine Beeinflussung durch den Menschen

Möglichkeiten zur Fernerkundungs-Detektion
und -Verifikation

Dieter Klaus und Gotthard Stein

Schriften des Forschungszentrums Jülich
Reihe Umwelt/Environment

Band 27

ISSN 1433-5530 ISBN 3-89336-274-6

Die Deutsche Bibliothek - CIP-Einheitsaufnahme

Klaus, Dieter : Der globale Wasserkreislauf und seine Beeinflussung durch den Menschen :

Möglichkeiten zur Fernerkundungs-Detektion und -Verifikation / Dieter Klaus ; Gotthard Stein.

Im Auftrag von: Forschungszentrum Jülich, Programmgruppe Systemforschung und Technologische Entwicklung. - Jülich : Forschungszentrum, Zentralbibliothek, 2000

(Schriften des Forschungszentrums Jülich : Reihe Umwelt ; Band 27)

ISBN 3-89336-274-6

Herausgeber
und Vertrieb: Forschungszentrum Jülich GmbH
ZENTRALBIBLIOTHEK
D-52425 Jülich
Telefon (0 24 61) 61-53 68 · Telefax (0 24 61) 61-61 03
e-mail: zb-publikation@fz-juelich.de
Internet: <http://www.fz-juelich.de/zb>

Umschlaggestaltung: Grafische Betriebe, Forschungszentrum Jülich GmbH

Druck: Grafische Betriebe, Forschungszentrum Jülich GmbH

Copyright: Forschungszentrum Jülich 2000

Schriften des Forschungszentrums Jülich
Reihe Umwelt/Environment Band 27

ISSN 1433-5530

ISBN 3-89336-274-6

Alle Rechte vorbehalten. Kein Teil des Werkes darf in irgendeiner Form (Druck, Fotokopie oder in einem anderen Verfahren) ohne schriftliche Genehmigung des Verlages reproduziert oder unter Verwendung elektronischer Systeme verarbeitet, vervielfältigt oder verbreitet werden.

Vorwort

Die vorliegende Studie ist eine Erweiterung des Vortragsmanuskriptes, daß von den Autoren zum Thema „Global Water Cycle“ für die „10th Summer School: Man-Environment-Technology“ im Rahmen der Zusammenarbeit zwischen der Universität Bonn und dem Forschungszentrum Jülich angefertigt wurde. Die Erweiterungen erfolgten im Bereich des Einsatzes satellitengestützter Sensortechniken zur quantitativen Abschätzung der Komponenten des globalen Wasserkreislaufs und zur Bewertung der anthropogen bedingten Änderungen dieser Komponenten. Diese Arbeit wurde im Rahmen des Projektes „Satellitengestützte Verifikationsverfahren“ durchgeführt, die vom BMWI gefördert wurden.

Ein Teil der Abbildungen dieser Studie wurde freundlicherweise von Kollegen per Internet bereitgestellt. In diesem Zusammenhang ist Herrn Kevin Trenberth vom National Center for Atmospheric Research in Boulder, Herrn David Randel vom Cooperative Institute for Research in the Atmosphere in Ft. Collins/Colorado und Herr Aiguo Dai von der Climate Analysis Section des National Center for Atmospheric Research in Boulder zu danken.

Herrn Max Voß, Herrn Andreas Poth, Herrn Sascha Mertes und Herrn Sven Nußbaum möchten die Autoren an dieser Stelle für ihren unermüdlichen Einsatz bei der Bearbeitung der Abbildungen, bei der Textkorrektur und bei der endgültigen Textformatierung danken.

Herrn Andreas Poth und Herrn Yamout gilt unser Dank für viele hilfreiche Hinweise auf weiterführende Internet-Informationen.

Dem Forschungszentrum Jülich ist für den Druck der Arbeit in der Reihe Umwelt/Environment zu danken.

Inhaltsverzeichnis

<u>1</u>	<u>Problemstellung und Ziele</u>	18
<u>2</u>	<u>Grundeigenschaften des Wassers und deren Bedeutung für die Dynamik des Wasserkreislaufs</u>	22
2.1	<u>Molekulare Struktur des Wassers</u>	22
2.2	<u>Dichte und Wärmespeicherkapazität</u>	23
2.3	<u>Energieumsatz bei Änderungen des Aggregatzustandes</u>	24
2.4	<u>Wasserdampfaufnahmefähigkeit der Luft</u>	25
2.5	<u>Lösungsfähigkeit von Gasen</u>	26
2.6	<u>Folgerungen</u>	27
<u>3</u>	<u>Quantitative Abschätzung der Komponenten des globalen Wasserkreislaufs</u>	29
3.1	<u>Komponenten des Wasserkreislaufs in der Alltagserfahrung</u>	29
3.2	<u>Quantitative Abschätzung der Komponenten des globalen Wasserkreislaufs</u>	29
3.3	<u>Vereinfachte Wasserhaushaltsgleichung</u>	31
<u>4</u>	<u>Raum-zeitliche Analyse der globalen Niederschlagshöhen</u>	33
4.1	<u>Abschätzungen der globalen Niederschlagssummen</u>	33
4.2	<u>Abschätzung des Flächenniederschlags aus Punktmessungen</u>	35
4.3	<u>Niederschlagsschätzung für Ozeangebiete mittels satellitengestützter Sensoren</u>	36
4.4	<u>Verknüpfung von Gaugen- und satellitengestützten Mikrowellen-Sondenmessungen</u>	39
4.5	<u>Zeitreihen der globalen, hemisphärischen und zonal gemittelten jährlichen Niederschlagssummen</u>	41
4.6	<u>Zusammenhang zwischen den globalen Temperaturen und den globalen Niederschlagssummen im Zeitraum 1900-1992</u>	44
4.7	<u>Zeitliche Änderung der Flächengröße extrem feuchter und trockener Regionen im Zeitraum 1900-1990</u>	46

4.8	<u>Flutkatastrophen im Einflußbereich des indischen Monsuns</u>	47
4.9	<u>Die globale Verteilung des Niederschlags</u>	50
5	<u>Raum-zeitliche Analyse der globalen Verdunstungsprozesse</u>	54
5.1	<u>Verdunstung und atmosphärischer Wasserdampf</u>	54
5.2	<u>Probleme bei der Bestimmung der aktuellen und potentiellen Evapotranspiration</u> .	55
5.3	<u>Evapotranspirationsabschätzung anhand eines einfachen Energiebilanzmodells</u>	57
5.4	<u>Bestimmung der monatlichen Evapotranspiration auf der Grundlage der atmosphärisch-terrestrischen Wasserbilanz</u>	58
5.5	<u>Jahresgang der Verdunstung für die Ozean- und Landflächen</u>	62
5.6	<u>Die globale Verteilung der Verdunstung und der Wasserdampftransporte</u>	64
5.7	<u>Die globale Verteilung der Umlaufzeiten sowie des aus lokalen Verdunstung gespeisten Niederschlags</u>	68
5.8	<u>Reduktion der lokalen Verdunstung bei Entwaldung</u>	71
5.9	<u>Niederschlagsänderung im Sahel als Folge der Entwaldung der Guineaküstenregion</u>	73
5.10	<u>Einfluß der Desertifikation auf die Niederschlagsänderungen im Sahel</u>	76
5.11	<u>Zusammenhang zwischen den Niederschlagsanomalien im Sahel und den nord- und südhemisphärischen Ozeantemperaturanomalien</u>	78
5.12	<u>Dehnt sich die Sahara infolge der Desertifikation in den Sahel aus ?</u>	79
5.13	<u>Unterschiede zwischen dem Klima eines Wald- und Wüstenplaneten nach Modellrechnungen</u>	87
5.14	<u>Klimaänderungen beim Übergang von einem Wasser- in einen Wüstenplaneten</u> ... 88	
5.15	<u>Folgerungen aus den Modellrechnungen</u>	93
5.16	<u>Die globale Verdunstung und die globale Nettoprimärproduktion</u>	94
6	<u>Abfluß und Grundwasser</u>	96
6.1	<u>Zur Bestimmung des globalen Abflusses</u>	96
6.2	<u>Ungleichmäßige Verteilung der globalen Wasserressourcen</u>	99
6.3	<u>Berechnung des vom Menschen nachhaltig nutzbaren Anteils am globalen Abfluß</u>	102
6.4	<u>Oberflächenabfluß und Grundwasserbildung</u>	104

6.5	<u>Fließgleichgewichtszustand zwischen Niederschlag, Verdunstung und Abfluß ...</u>	105
6.6	<u>Grundwasserabsenkung.....</u>	107
6.7	<u>Abfluß und Bodenversiegelung.....</u>	108
6.8	<u>Grenzen und Möglichkeiten der Meerwasserentsalzung</u>	111
6.9	<u>Grundwasser der Tiefenschichten.....</u>	113
6.10	<u>Gebirgsgletscher, Wasserlieferanten der Zukunft ?</u>	114
6.11	<u>Wasserverbrauch und Einsparpotentiale</u>	116
6.12	<u>Prognostizierter Wasserverbrauch in Beziehung zum Wasserangebot.....</u>	121
6.13	<u>Probleme der grenzüberschreitenden Wasserzufuhr, Lösungsansätze und Konflikte</u>	124
6.14	<u>Räumliche Verteilung des Quotienten aus dem regionalen nachhaltigen</u> <u>Wasserangebot und dem regionalen Wasserbedarf in Gegenwart und Zukunft</u>	126
7	<u>Beziehungen zwischen dem Wasserkreislauf und dem Energiehaushalt des</u> <u>Klimasystems</u>	132
7.1	<u>Die mittlere jährliche Strahlungsbilanz des Systems Erde-Atmosphäre.....</u>	132
7.2	<u>Der natürliche Treibhauseffekt</u>	134
7.3	<u>Zusammenhang zwischen den globalen Wasserdampf- und Temperaturanomalien</u>	136
7.4	<u>Ist der anthropogene Treibhauseffekt real ?.....</u>	137
7.5	<u>Bedeutung der latenten Wärme für die globalen Energietransporte</u>	141
7.6	<u>Einfluß des Wolkenwassers und der Tröpfchengröße auf den Energiehaushalt der</u> <u>Atmosphäre</u>	144
7.7	<u>Auswirkungen anthropogener Aerosole auf den Wasserkreislauf</u>	146
7.8	<u>Intensivierung von Niederschlagsprozessen durch langwellige Ausstrahlung</u>	150
7.9	<u>Beziehungen zwischen dem Wasserkreislauf und den bodennahen Temperaturen</u>	153
7.10	<u>Zeitliche Fluktuationen der Umlaufzeiten des globalen Wasserkreislaufs</u>	156
7.11	<u>Zusammenhänge zwischen dem globalen Wasserkreislauf und Änderungen des</u> <u>Kohlendioxidgehaltes der Atmosphäre</u>	158
8	<u>Schluß.....</u>	162

2 Literaturverzeichnis zum Wasserkreislauf: 168

Abbildungsverzeichnis

- Abbildung 1: Prozesse, die von der Verfügbarkeit von Wasser abhängen (Beran, 1995),..... 27
- Abbildung 2: Quantitative Abschätzung der Komponenten des globalen Wasserkreislaufs in 10^3 km^3 und Prozentanteile der Süßwasserreservoirs an der gesamten globalen Süßwassermenge,..... 30
- Abbildung 3: Niederschlagsschätzungen mittels „Microwave Sounding Units“ (MSU) in ihrer Beziehung zu den entsprechenden mittleren monatlichen Niederschlagshöhen an 123 Regengaugenstationen aus allen Teilen der Welt (Spencer 1993),..... 37
- Abbildung 4: Histogramme der mittleren monatlichen Niederschlagssummen einiger Insel- und Küstenorte, gemessen mit Regengaugen (weiße Balken) und abgeschätzt mit dem Verfahren der „Microwave Sounding Units“ (MSU) für die an die Inselstandorte angrenzenden Ozeangebiete (schwarze Balken) nach Spencer (1993),..... 38
- Abbildung 5: Niederschlagsschätzungen mit dem GEOS Precipitation Index (GPI) in Beziehung zu den entsprechenden Niederschlagsschätzungen mittels „Microwave Sounding Units“ (MSU) nach Spencer (1993), 39
- Abbildung 6: Zeitreihe des globalen Niederschlags in mm/day bzw. in mm/year nach Berechnungen mit dem Klimamodell des European Center for Medium Range Weatherforecast (ECMWF), nach Jäger (1976), nach Legates und Willmott (1990) sowie nach dem Verfahren von Xie et al. (1996) mit und ohne Berücksichtigung der Klimamodellvorhersage der Niederschlagsgradienten (nach Xie et al. 1996),..... 40
- Abbildung 7: Anomalien des jährlichen Niederschlags für die Landflächen der Erde im Zeitraum 1900 - 1992 (nach Daten von Hulme 1994) ausgedrückt als prozentuale Abweichung vom Mittel der Periode 1951-1980 (a) sowie ausgedrückt als mm-Abweichung vom Mittel der gleichen Periode, aber bei Zugrundelegung von Niederschlagsdaten von Etscheid et al. (1990). Geglättete Kurve: 5-Jahre überdeckendes Low-Pass-Filter (Hulme 1995), 42

Abbildung 8: Zonal gemittelte jährliche Niederschlagssummen der Periode 1900-1992 für die Kontinente, ausgedrückt als prozentuale Abweichung vom Mittel der Periode 1951-1980. (a) Von 50°N polwärts; (b) von 23.4° bis 50°N; (c) von 0 - 23.4°N; (d) gesamte Landfläche der Südhemisphäre. Geglättet mit einem 5-Jahre-Low-Pass Gaußfilter (nach Hulme 1995)...... 43

Abbildung 9: Zeitliche Entwicklung der terrestrischen mittleren jährlichen Niederschlagsanomalien (%) abgetragen gegen die mittleren jährlichen Temperaturanomalien für den Zeitraum 1900-1992. Die Anomaliewerte beziehen sich auf den Mittelwert der Periode 1951-1980 und wurden mit einem gleitenden 30-Jahre umfassenden Filter geglättet (Daten nach Hulme 1994)...... 45

Abbildung 10: Prozentualer Anteil der Gebiete (ausgezogene Linien) mit Niederschlagshöhen, die mindestens um eine Standardabweichung unter (trocken, linke Spalte) und über (feucht, rechte Spalte) dem Mittel der Periode 1950-1979 liegen. Die über die betroffenen Gebiete gemittelte Intensität der Niederschlagsdefizite und -überschüsse (gestrichelte Linie) ist in Standardabweichungen ebenfalls angegeben. Die globalen Werte wurden anhand eines 2.5°*2.5°-Gitternetzes, die Werte für die Regionen mit besonders guter Stationsabdeckung wurden anhand der Stationsdaten berechnet (Dai et al. 1997)...... 47

Abbildung 11: Die „All Indian Summermonsoon Rainfall“-Serie basiert auf den Niederschlagsdaten von 36 näherungsweise über dem indischen Subkontinent gleichverteilten Klimastationen und zeigt die Niederschlagsfluktuationen im Zeitraum 1844 – 1991 (Sontakke et al. 1993). 48

Abbildung 12: Prozentualer Anteil der von Überschwemmungen betroffenen Gebiete an der Gesamtfläche von Bangladesh im Zeitraum 1954-1998 und das Bevölkerungswachstum des Landes im gleichen Zeitraum (Messerli et al. 2000). 49

Abbildung 13: Mittlere jährliche Niederschläge in Millimeter im Zeitraum 1987-1999 nach Daten des „Global Precipitation Climatology Centre“ berechnet für eine Gitternetzweite von 2.5°*2.5° unter Berücksichtigung aller verfügbaren Regengaugendaten für die

Landflächen und Niederschlagsschätzungen nach Satellitenbildanalysen für die Ozeane.
..... 51

Abbildung 14: Zonal über die Landflächen der Erde gemittelte Niederschlagssummen für die Monate Januar, Juli und das ganze Jahr (linke Spalte). Monatliche Verteilung der globalen, nord- und südhemisphärischen Niederschlagssummen (rechte Spalte) nach Daten von Legates (1995)...... 52

Abbildung 15: (a) Energieflüsse am Boden für den Bereich der Station Manhattan/Kansas nach Modellrechnungen mit dem Energiebilanzmodell. Zum Boden gerichtete Flüsse sind positiv, vom Boden weg gerichtete Flüsse negativ. (b) Mittlere monatliche Evapotranspiration im Bereich der Station Manhattan/Kansas nach Modellrechnungen mit dem Energiebilanzmodell. Zum Vergleich sind die gemessenen monatlichen Niederschlagssummen durch Quadrate gekennzeichnet. Oben links sind die Jahresniederschlagssumme, die modellierte Jahresevapotranspiration und die Differenz zwischen Jahresniederschlag und Jahresevapotranspiration angegeben (Tarpley 1994). 58

Abbildung 16: Vergleich der mittleren Jahresgänge des gemessenen Niederschlags und Abflusses sowie der berechneten Evapotranspiration und des berechneten Bodenspeicherwassers in Zentimeter pro Monat (Ropelewski et al. 1998)...... 60

Abbildung 17: (a) Zeitreihe der akkumulierten monatlichen Differenzen zwischen Niederschlag und Evapotranspiration und Zeitreihe des akkumulierten Abflusses für den zentralen Bereich der U.S.A. sowie Zeitreihe der Differenzen zwischen den Werten dieser beiden Zeitreihen, die in (b) in vergrößertem Maßstab wiederholt wird (Ropelewski et al. 1998)...... 61

Abbildung 18: Jahresgänge für E-P und E, getrennt für die globalen Land- und Ozeanflächen sowie des globalen Niederschlags für die Landflächen und des globalen atmosphärischen Wasserdampfgehaltes (nach Daten aus Hack et al. 1998). 63

Abbildung 19: Beobachtete globale Niederschlagsverteilung (GPCP) und berechnete (CCM3) globale Verteilung der Verdunstung für den Zeitraum 1979-1995 (Trenberth 1998). 64

<u>Abbildung 20: Vertikal gemittelte jährliche Wasserdampftransporte im Zeitraum 1979-1995, berechnet mit CCM3 in kg/(m*s) (Trenberth 1998).</u>	65
<u>Abbildung 21: Globale Verteilung des beobachteten Wasserdampfgehaltes der Atmosphäre in Millimeter, gemittelt über den Zeitraum 1988-1992 (Trenberth 1998).</u>	66
<u>Abbildung 22: Beobachtete Verteilung des Wasserdampfgehaltes integriert über die angegebenen Höhenschichten für den 10.7.1989 (Randell et al., 1995).</u>	67
<u>Abbildung 23: Zahl der Tage, die zum Ausregnen (Depletion) und zum Neuauffüllen (Restoration) des atmosphärischen Wasserdampfes im Jahresmittel benötigt werden (Trenberth 1998).</u>	69
<u>Abbildung 24: Prozentualer Anteil des aus lokalen Quellen der Verdunstung gespeisten Niederschlags am Gesamtniederschlag bei Zugrundelegung einer Advektionsdistanz von 500 km (Trenberth 1998).</u>	70
<u>Abbildung 25: Schematische Darstellung der Bandbreite von Verdunstung, Versickerung und Abfluß in Wald- und Entwaldungsgebieten.</u>	72
<u>Abbildung 26: Die ursprüngliche und gegenwärtige Waldbeckung der Erde (Living Planet Report 1999).</u>	73
<u>Abbildung 27: Zeitreihe der standardisierten Abweichungen der jährlichen Gebietsniederschlagssummen aller verfügbaren Stationen der Sahelzone vom langjährigen Mittel (gestrichelt) in Abhängigkeit zu den Temperaturanomalien (durchgezogen in Grad Celsius) der nord- und südhemisphärischen Ozeantemperaturen bezogen auf den Mittelwert der Gesamtperiode (Folland et al. 1991 aus Klaus 1991).</u> ..	74
<u>Abbildung 28: Mit einem regionalen Klimamodell für den 8.8.1988 und 9.8.1988 (12 GMT) modellierte Zirkulation in 3 km Höhe sowie die damit einhergehende und für jeweils 24 Stunden akkumulierte beobachtete Niederschlagsverteilung (links). Die zu den gleichen Zeitpunkten beobachtete Wolkenbildung (METEOSAT-Aufnahmen) zeigt die Entwicklung und Westwanderung einer „african wave“, auf deren Westflanke bevorzugt</u>	

Niederschläge in einer südgerichteten Strömung auftreten. Die beteiligten Luftmassen werden auf der Ostflanke der Welle mit Feuchtigkeit über dem Kongo und dem Golf von Guinea versorgt. Bei der Weiterwanderung der Welle nach Westen wird die Feuchtigkeit teilweise über den Guineastaaten den beteiligten Luftmassen zugeführt (Druyan et al. 1999). 75

Abbildung 29: (a) Beziehung zwischen den normierten Jahresniederschlagssummen und den normierten jährlichen NDVI-Werten für Pixel im Umfeld der Klimastationen (Normierungsperiode 1982-90). (b) Beziehung zwischen dem jährlichen Niederschlag und der Nettoprimärproduktion (NPP) berechnet anhand einer empirisch hergeleiteten Regressionsgleichung zwischen den jährlichen NDVI-Werten und den Jahresniederschlägen. (c) Beziehung zwischen der „Rain Use Efficiency“ und den Jahresniederschlägen der Periode 1982-1990, berechnet für Pixel im Umfeld der Klimastationen. (d) Jahreswerte der „Rain Use Efficiency“ für den Zeitraum 1982-1990 (Prince 1998)...... 80

Abbildung 30: Verlauf der 200 mm-Jahresisohyete als Indikator für die südwärtige Begrenzung der Sahara in den Jahren 1980-1995, abgeschätzt anhand von Satellitendaten (links) und den an den markierten Stationen (rechts, Punkte) gemessenen Niederschlagshöhen (Nicholson et al. 1998). 83

Abbildung 31: Abweichungen der Saharaflächengröße von ihrer mittleren Größe im Zeitraum 1982-1995. Als Sahara wird der Bereich zwischen 25°N und dem äquatorwärtigen Verlauf der 200 mm Jahresisohyete definiert. Die Berechnungen der Flächengrößen erfolgten anhand der NDVI-Werte, der beobachteten Jahresniederschlagssummen und der Schätzungen des Jahresniederschlags nach METEOSAT-Daten (Nicholson 1998). 85

Abbildung 32: Abweichungen der saisonalen Niederschlagssummen vom Mittel der Periode 1982-1993 sowie die gleichzeitig beobachteten saisonalen NDVI-Werte. Alle Werte repräsentieren Mittelwerte für den Bereich zwischen der 200mm und 400mm Jahresisohyete (Nicholson 1998). 86

<u>Abbildung 33: Globale Verteilung der Differenzen zwischen den Ergebnissen der Modellrechnungen W60 und W4 für (a) den Abfluß, (b) die Verdunstung und (c) den Niederschlag. Angaben in cm (Milly und Dunne 1994).</u>	90
<u>Abbildung 34: Globale Verteilung der Differenzen zwischen den Ergebnissen der Modellrechnungen W60 und W4 für (a) die jährliche adiabatische Erwärmungsrate Q in W/m² und (b) die Vertikalgeschwindigkeiten (10⁻⁶ kPa s⁻¹, nach Milly und Dunne 1994).</u>	91
<u>Abbildung 35: Anhand von Modellrechnungen mit dem GFDL-Klimamodell ermittelte jährliche Verdunstungs- und Niederschlagswerte in Zentimetern, gemittelt über alle Kontinente, in Abhängigkeit von der Wasserspeicherkapazität (Milly und Dune 1994).</u> 92	
<u>Abbildung 36: Globale Verteilung der Abflußhöhen in cm / Jahr (Baumgartner et al. 1996).</u> 96	
<u>Abbildung 37: Meridionalverteilung der mittleren jährlichen Abflußhöhen für 5° umfassende Breitenzonen, getrennt für die Landflächen, die Meere und die gesamte Erde (Baumgartner und Reichel 1975).</u>	98
<u>Abbildung 38: Globale Verteilung des Verhältnisses zwischen Abfluß und Niederschlag (Baumgartner et al. 1996)</u>	99
<u>Abbildung 39: Schematisierte Abhängigkeit von Verdunstung und Abfluß zum Infiltrations- und Wasserhaltevermögen (Baumgartner et al. 1996, S. 529).</u>	104
<u>Abbildung 40: Jahresabfluß sowie maximale und minimale Abflußmengen in m/s für den Rhein bei Köln (a). Prozentuale Häufigkeit der Differenzen zwischen den klassifizierten täglichen Pegelstandsänderungen der Perioden 1915-1954 und 1954-1994 (nach Daten der Bundesanstalt für Gewässerkunde in Koblenz).</u>	109
<u>Abbildung 41: Die globale Verteilung und Fläche der Gebirgsgletscher auf der Grundlage eines 3.75 Längen- und 2.5 Breitengrade umfassenden Gitternetzes. Ausgenommen sind die Gletscher Grönlands und der Antarktis (Gregory et al. 1998).</u>	114

- Abbildung 42: Wasserverfügbarkeit in der Volksrepublik China, in Indien und Sri Lanka unter Berücksichtigung eines niedrigen, mittleren und hohen von den Vereinten Nationen geschätzten Bevölkerungswachstums für den Zeitraum 1990-2150 (Engelmann und LeRoy 1995, Clemens 1997, S. 436). 123
- Abbildung 43: Die Komponenten des Wasserkreislaufs für die Bundesrepublik Deutschland (Häckel 1998, S. 119 mit Daten des Deutschen Wetterdienstes aus 1999). 125
- Abbildung 44: Mittlere jährliche Energiebilanz des Systems Erde-Atmosphäre (Fortak 1971; Ramanathan et al. 1989; Schneider 1992) 133
- Abbildung 45: Zusammenhang zwischen den globalen Wasserdampfanomalien und den globalen Temperaturanomalien in der unteren Troposphäre (Daten von Randel et al. 1996 und Christy et al. 1995 aus IGPO 1998). 136
- Abbildung 46: Abweichungen der globalen Mitteltemperaturen vom Mittel der Periode 1951-1980 in °C und die Veränderungen der atmosphärischen CO₂-Konzentration in ppmv (inverse Skalierung) sowie die Veränderungen der „missing carbon sink“ in PgC, gebildet aus der Differenz zwischen der mutmaßlichen terrestrischen Kohlenstoffsinke und der durch Landnutzungsänderungen freigesetzten Kohlenstoffmengen (Woodwell et al. 1998). 137
- Abbildung 47: (a) Jährliche zonal gemittelte langwellige terrestrische Ausstrahlung an der Obergrenze der Atmosphäre (durchgezogen) und die vom Klimasystem absorbierte kurzwellige solare Einstrahlung (gestrichelt) in Wm⁻² nach Daten aus dem ERBE-Projekt sowie die zonal gemittelten meridionalen Gesamtenergietransporte (dick durchgezogen), die sich aus der Gesamtstrahlungsbilanz ergeben (Kiehl et al. 1998). (b) Zonal gemittelte jährliche Gesamtstrahlungsbilanz des Klimasystems (durchgezogen, Differenz aus kurzwelliger und langwelliger Strahlung gemäß (a)) und Differenz aus dem Fluß latenter Energie, der an der Erdoberfläche durch Verdunstung aufgenommen und in der Atmosphäre durch Kondensation freigesetzt wird (Daten: Sellers 1969). (c) Zonal gemittelte meridionale Gesamtenergietransporte, die sich aus der Gesamtstrahlungsbilanz gemäß (b) ergeben (durchgezogen) sowie die zonal gemittelten Transporte in Form von latenter Energie (gepunktet) und sensibler Energie (gestrichelt)

durch die atmosphärischen Zirkulationsprozesse und von sensibler Energie durch die Meeresströmungen (dick ausgezogen) nach Daten aus Fortak (1971). 142

Abbildung 48: Zusammenhang zwischen dem Wolkenwasseranteil (LWP) niedriger Wolken in kg/m^2 und der Albedo an der Obergrenze der Atmosphäre (TOA), bestimmt anhand von Messungen über dem Nordatlantik und dem Nordpazifik sowie anhand theoretischer Berechnungen (ausgezogene Kurvenzüge), für unterschiedliche Tröpfchendurchmesser (Greenwald et al. 1995). 145

Abbildung 49: (a) Beziehung zwischen der Aerosolfracht abhängigen optischen Tiefe im Wellenlängenbereich von 0.5 Mikrometer und der an der Erdoberfläche gemessenen Änderung der mittleren täglichen Globalstrahlung gegenüber einer aerosolfreien Atmosphäre in Wm^{-2} . (b) Beziehung zwischen der Aerosolfracht abhängigen optischen Tiefe im Wellenlängenbereich von 0.5 Mikrometer und der an der Obergrenze der Atmosphäre gemessenen Änderung der langwelligen mittleren täglichen Ausstrahlung gegenüber der mittleren täglichen Ausstrahlung im Fall einer aerosolfreien Atmosphäre in Wm^{-2} . Die offenen und gefüllten Dreiecke und Kreise kennzeichnen die Jahre und Meßorte, die Regressionsgeraden die Modellapproximation (Satheesh und Ramanathan 2000). 148

Abbildung 50: Vertikalprofil der Temperatur- (a), Feuchte- (b) und strahlungsbedingten (c) Erwärmungsdifferenzen, die sich zwischen dem Kontrolllauf und dem Modellauf mit (FP) und ohne (NRA) Berücksichtigung der Rückkopplungen zwischen Strahlung und Wasserdampf bzw. Strahlung und Wolkenwassergehalt, gemittelt über den Bereich von 10°S - 10°N und 120°W - 180°W , ergeben (Lau et al. 1998). Meridionalprofil der Vertikalgeschwindigkeiten (d) und der gesamten adiabatischen Erwärmung (e) im 400 hPa-Niveau bei Berücksichtigung der Rückkopplungen zwischen Strahlung und Wasserdampf bzw. Strahlung und Wolkenwassergehalt mit (FP) und ohne (NRA) Berücksichtigung dieser Rückkopplungen für den Bereich von 10°S - 10°N und 120°W - 180°W (Lau et al. 1998). 152

Abbildung 51: Fluktuationen der jährlichen Anomalien der Tagesschwankungen der Temperatur (gestrichelt) und der Wolkenbedeckung (linke Spalte, ausgezogen) bzw. des Niederschlags (rechte Spalte, ausgezogen) für die Teile der Erde, für die langfristige

Datenreihen (1900-1990) vorliegen. Die Skalierung der Tagesschwankungen der Temperatur ist invers angelegt. Die Daten der Tagesschwankung der Temperatur sind dem Datensatz des National Climatic Data Center (GHCNv2) entnommen (Dai et al. 1997). 154

Abbildung 52: Fluktuationen der monatlichen Umlaufzeiten des globalen Wasserkreislaufs (Chahine et al. 1997, zitiert nach IGPO 1998). 157

Abbildung 53: Fluktuationen der globalen jährlichen Residuen der CO₂-Konzentration in der Atmosphäre im Vergleich zu den jährlichen globalen bodennahen Temperaturanomalien (Keeling et al. 1995; Woodwell et al. 1998). 158

Tabellenverzeichnis

<u>Tabelle 1: Globaler mittlerer jährlicher Niederschlag nach Schätzungen verschiedener Autoren seit 1960. „Bias adjusted“ kennzeichnet Niederschlagssummen, deren mögliche Gaugen-Meßfehler beseitigt wurden (Legates 1995).</u>	34
<u>Tabelle 2: Prozentualer Anteil der Kontinente am jährlichen globalen Abfluß und an der Weltbevölkerung im Jahr 2000.</u>	101
<u>Tabelle 3: Länder mit akuter Wasserknappheit 1992 und 2010 (WWI 1993, WWI 1996).</u> ..	122
<u>Tabelle 4: Anteil der gegenwärtigen Weltbevölkerung in Millionen, der unter Wasserstreß unterschiedlicher Intensität leidet (Vörösmarty et al. 2000).</u>	127
<u>Tabelle 5: Intensität des Wassermangels für die Kontinente und die Welt 1985 und 2025 bei Zugrundelegung von anthropogenen Klimaänderungen (S1), von Bevölkerungswachstum (S2) und von anthropogenen Klimänderungen bei gleichzeitigem Bevölkerungswachstum (S3) nach Daten von Vörösmarty (et al. 2000).</u>	128

1 Problemstellung und Ziele

Die wachsende Weltbevölkerung von gegenwärtig 6 Mrd. Menschen benötigt zunehmend mehr Wasser zur landwirtschaftlichen und industriellen Produktion sowie für den privaten Verbrauch. In vielen Regionen der Erde ist Wasser heute schon ein krisenanfälliges knappes Gut. Nach Schätzungen von Vörösmarty et al. (2000) leiden bereits heute mehr als 1.8 Milliarden Menschen unter anhaltendem Wassermangel. Wenn die Prognosen bezüglich der Bevölkerungsentwicklung sich bewahrheiten, wird die Bevölkerung in den nächsten Jahrzehnten von derzeit 6 Milliarden auf 8-11 Mrd. Menschen ansteigen und sich dann im Laufe des 21. Jahrhunderts allmählich stabilisieren (DSW 1999, S.5).

Bei gleichbleibendem Pro-Kopf-Verbrauch wird sich der Wasserbedarf bis zur Stabilisierung der Weltbevölkerung nach den vorliegenden Prognosen um mindestens 60% erhöhen (Postel et al. 1996). Viele Prognosen gehen allerdings von einem deutlich stärkeren Anstieg des Wasserverbrauchs aus (DSW 2000), denn während heute nur 40% der Weltnahrungsmittelerzeugung auf Bewässerungsland erfolgt, werden von der in Zukunft zusätzlich benötigten Nahrungsmittelmenge nach allen heute verfügbaren Prognosen etwa 70% durch die flächenmäßige Ausdehnung und Intensivierung des Bewässerungsfeldbaus gedeckt werden müssen (Serageldin 1995). Das ist nur durch einen vermehrten Pro-Kopf-Wassereinsatz oder durch kostspielige Verbesserungen der Bewässerungstechnologie möglich.

Ein weiterer Aspekt ist bei der Bewertung der zukünftigen Entwicklung des Pro-Kopf-Wasserverbrauchs zu berücksichtigen. Gegenwärtig erstreben die weniger wohlhabenden Menschen und deren Kinder mit allen Mitteln eine Verbesserung ihres Lebensstandards. Wenn es ihnen gelingt, wie zu hoffen ist, diesen Anspruch in naher Zukunft zu realisieren, werden sich ihre Verbrauchs- und Ernährungsgewohnheiten denen der gegenwärtig bereits wohlhabenden Gesellschaften anpassen. Insbesondere werden sich ihr Fleischkonsum und ihr Bedarf an industriell gefertigten Produkten erhöhen. Zur Produktion von einem Kilo pflanzlicher Nahrung, die die Hauptnahrung der weniger Wohlhabenden ist, wird im globalen Mittel etwa eine halbe bis eine Tonne Wasser benötigt. Zur Produktion von einem Kilo Fleisch ist im Gegensatz dazu mehr als das Zehnfache dieses Wertes erforderlich. Auch Industrieprodukte benötigen deutlich größere Wassermengen zu ihrer Herstellung als die in Subsistenzwirtschaft selbst gefertigten Gebrauchsgegenstände. Bei der industriellen Produktion

ist außerdem bei unzureichenden Umweltauflagen eine oft irreparable Schadstoffschädigung der Boden-, Fließ- und Grundwasserressourcen zu beobachten. Aus Kapitalmangel werden auf diese Weise in vielen Entwicklungs- und Schwellenländern die Möglichkeiten der Mehrfachnutzung des Wassers (Wasserrecycling) stark eingeschränkt, oft völlig ausgeschlossen.

Da bereits gegenwärtig knapp zwei Milliarden Menschen ihren Wasserbedarf nur unzureichend decken können, wird in der vorliegenden Arbeit die Frage untersucht, wieviel Wasser auf den Kontinenten der Erde nachhaltig für die menschliche Nutzung bereitgestellt werden kann. Dazu ist es notwendig, die Komponenten des globalen Wasserkreislauf, der alle nachhaltigen Süßwasserressourcen der Erde speist, in ihrer mittleren Ausprägung und in ihrer absehbaren zukünftigen Variation quantitativ zu beschreiben und hinsichtlich ihrer Nutzbarkeit durch den Menschen zu bewerten. Im Ergebnis zeigen diese Analysen, daß die nachhaltig durch den globalen Wasserkreislauf bereitgestellten Wasserressourcen nicht ausreichen, um die Bedürfnisse der zahlenmäßig und hinsichtlich ihrer Ansprüche wachsenden Menschheit zu befriedigen, wenn die gegenwärtigen Nutzungsgewohnheiten unverändert bleiben. Erst die quantitative Abschätzung der Komponenten des Wasserkreislaufs und ihrer natürlichen und anthropogen verursachten Variationen machen es möglich, die Art und das wahre Ausmaß der notwendigen Verhaltensänderungen zu bewerten.

Der globale Wasserkreislauf umfaßt die Verdunstung des Wassers über den Ozeanen und Landflächen zu Wasserdampf, dessen Verteilung durch die globalen, regionalen und lokalen atmosphärischen Zirkulationssysteme über die Erde sowie die Kondensation des Wasserdampfes zu Wolkenwasser, aus dem sich der Niederschlag bildet und in fester oder flüssiger Form auf die Ozean- und Landflächen niedergeht. Ein Teil des Niederschlagswassers verdunstet beim Fallen zur Erde sowie vom Boden, den Pflanzen, den Gebäuden und Wasserflächen. Der verbleibende Rest infiltriert in den Boden, wird als Gletschereis gespeichert oder fließt oberflächlich ab. Ein Teil des in den Boden infiltrierten Wassers wird von den Pflanzen transpiriert, der Rest bleibt im Boden gespeichert, fließt als sogenannter Interflow dem Oberflächenabfluß zu oder gelangt in tiefere Bodenschichten, wo es dem Grundwasserspeicher zugute kommt. Verallgemeinert lassen sich diese Prozesse in Form der Wasserbilanzgleichung beschreiben:

$N = E + A + S$ mit N: Niederschlag, E: Evapotranspiration, A: Abfluß und S: Speicher.

Auf den ersten Blick erscheint es problemlos möglich, für alle Regionen der Erde Niederschlag, Evapotranspiration, Abfluß und Speicher quantitativ zu bestimmen. Die Höhe des gefallenen Niederschlags kann mit Hilfe von Regengaugen gemessen, der Abfluß durch die Pegelstände der Flüsse erfaßt werden. Die Evapotranspiration ist schwieriger zu bestimmen, kann aber aus der potentiellen Verdunstung unter Berücksichtigung der Vegetationsbedeckung, die aus Satellitenbildern abgeleitet werden kann (Price 1992), mit ausreichender Genauigkeit abgeschätzt werden. Die Speichergröße bleibt als einzige Unbekannte in der Bilanzgleichung übrig und läßt sich deshalb unmittelbar aus den übrigen Parametern berechnen.

Beim Versuch einer quantitativen Bestimmung der Komponenten des Wasserkreislaufs anhand der vorliegenden wissenschaftlichen Literatur ist festzustellen, daß bis heute nur ganz grobe, weit voneinander abweichende Abschätzungen für die globalen Werte von Niederschlag, Verdunstung und Abfluß vorliegen. Alle Aussagen bezüglich der zukünftigen Wasserverfügbarkeit sind folglich mit erheblichen Unsicherheiten behaftet. Zur Minderung dieser Unsicherheiten wird gegenwärtig eine Verifikation der vorliegenden Abschätzungen anhand multispektraler Satellitenbildanalysen versucht. Dies gilt insbesondere für die Höhe der Niederschläge über den Ozeanen, aber auch für die Evapotranspiration über großen Landflächen sowie die Wasserdampftransporte und das Niederschlagswasser der Wolken. In der vorliegenden Arbeit werden die dazu angewandten Verfahren hinsichtlich ihrer Grenzen und Möglichkeiten beschrieben und die Ergebnisse zu einer quantitativen Bewertung des globalen Wasserkreislaufs zusammengeführt.

Das Ergebnis dieser Vorgehensweise beschreibt den langjährigen mittleren Status des globalen Wasserkreislaufs. Die Komponenten des globalen Wasserkreislaufs unterliegen aber starken zeitlichen und räumlichen Variationen in Abhängigkeit von den Fluktuationen des Klimasystems, insbesondere der Zirkulationsstrukturen und der globalen Lufttemperaturen. Da der Wasserkreislauf in vielfältiger Weise mit dem Energiehaushalt des Klimasystems rückgekoppelt ist, beeinflussen aber nicht nur Klimafluktuationen die Intensität und Struktur des Wasserkreislaufs, vielmehr können Veränderungen des Wasserkreislaufs – zu nennen sind besonders solche anthropogenen Ursprungs – ihrerseits Klimafluktuationen auslösen bzw. verstärken und abschwächen. Von größter Bedeutung sind in diesem Zusammenhang die Rückkopplungen zwischen den globalen Temperaturen und dem globalen Wasserdampfgehalt der Atmosphäre, die im Mittelpunkt der Diskussion der zeitlichen Variationen des globalen

Wasserkreislaufs in dieser Untersuchung stehen, weil durch den Einsatz neuer Verfahrenstechniken zur Detektion des Wasserdampfgehaltes in jüngster Zeit statistisch hoch signifikante Zusammenhänge zwischen den globalen Temperaturänderungen in der unteren Atmosphäre und den Fluktuationen des globalen Wasserdampfgehaltes nachgewiesen werden konnten.

Der globale Wasserkreislauf, insbesondere der Wasserdampfgehalt der Atmosphäre, wird durch die Erdoberflächenbedeckung wesentlich mitbestimmt. Generell gilt: je dichter der Bewuchs, um so größer ist die Evapotranspiration und um so geringer ist der Abfluß. Die gegenwärtig lebenden sechs Milliarden Menschen änderten in der Vergangenheit die Oberflächenbedeckung der Erde und werden dies bei steigender Bevölkerungszahl auch in der Zukunft intensiv fortführen. An die Stelle von Wäldern treten Felder und Weiden, oft auch desertifizierte Flächen. Großflächig verifiziert werden diese Änderung der Erdoberflächeneigenschaften durch multispektrale Satellitenbildanalysen. Dabei haben sich in jüngster Zeit überraschende neue Einsichten ergeben, die in mancher Hinsicht eine Neubewertung bestehender Vorstellungen erfordern, wie in dieser Untersuchung gezeigt werden soll.

Die Minderung der Evapotranspiration durch anthropogene Änderungen der Erdoberflächeneigenschaften impliziert eine Abnahme des atmosphärischen Wasserdampfgehaltes im Umfeld der betroffenen Gebiete. Andererseits dehnen sich in ariden und semiariden Räumen Bewässerungsflächen, Industrieanlagen und Megasiedlungen zunehmend weiter aus, die ihren Wasserbedarf ganz oder teilweise aus rezenten und fossilen Grundwasserressourcen sowie Stauseen decken. Dadurch wird dem Wasserkreislauf zusätzlich Wasser zur Verdampfung zugeführt, das ohne die menschlichen Eingriffe dem Abfluß bzw. den Speichern zugute kommen würde. In dieser Untersuchung sollen sowohl die Folgen der Waldvernichtung und der Desertifikation wie auch der zunehmenden Bewässerungswirtschaft, Industrialisierung und Siedlungsausweitung für den globalen Wasserkreislauf diskutiert und in ihrer Größenordnung unter Anwendung multispektraler Satellitenbilder und Klimamodellrechnungen verifiziert werden.

2 Grundeigenschaften des Wassers und deren Bedeutung für die Dynamik des Wasserkreislaufs

2.1 Molekulare Struktur des Wassers

Die Masse des Wassers besteht zu 11,11% aus Wasserstoff und zu 88,89% aus Sauerstoff. Die beiden Gasmengen stehen im Volumenverhältnis von 2:1. Zwei Atome Wasserstoff sind mit einem Atom Sauerstoff durch ein gemeinsames Elektronenpaar in einer kovalenten Bindung zu einem Wassermolekül zusammengeschlossen. Das gemeinsame Elektronenpaar ist in einer Weise asymmetrisch zum Sauerstoffkern und zu den beiden Wasserstoffkernen angeordnet, daß sich zwischen den beiden Wasserstoffatomen und dem Sauerstoffatom eine Dreiecksform mit einem Scheitelwinkel von 105° bildet. Der Schwerpunkt der negativen Ladungen fällt wegen der Dreiecksform nicht mit dem der positiven Ladungen zusammen. Als Folge davon bildet sich ein Dipol aus. Das bedeutet, beide Bereiche, die die Schenkel des o.g. Scheitelwinkels bilden, besitzen jeweils eine negative bzw. positive Teilladung. Dabei zeigt der Sauerstoffpol eine ausgeprägte Affinität zu Kationen, der Wasserstoffpol zu Anionen (Wendland et al. 1996; Tölgysy et al. 1990, S. 61).

Da sich die jeweils entgegengesetzten Ladungen anziehen, wenn mehrere Wassermoleküle in unmittelbare Nachbarschaft zueinander gebracht werden, besteht Wasser aus einem Netz eng miteinander verbundener Moleküle. Röntgenstrukturanalysen und Infrarotspektrographien haben gezeigt, daß in diesem Netz durchschnittlich sechs Wassermoleküle jeweils ein zentral angeordnetes Wassermolekül so einhüllen, daß sich ein leicht deformierter Oktaeder bildet. Fest zusammengehalten werden die so angeordneten Wassermoleküle im flüssigen Zustand durch die Wasserstoffbrückenbindung zwischen den Bereichen der Wasserstoffmoleküle mit negativer bzw. positiver Teilladung. An dieses Netz lagern sich Stoffe, die aus Ionen bestehen oder Dipolcharakter haben (Salze), außergewöhnlich gut an (hydrophil), was die hohe Lösungskraft des Wassers erklärt. Als Folge des Dipolcharakters vermag Wasser Kristallgitter zu sprengen und die Moleküle des ehemaligen Gitters so einzuhüllen, daß eine Rückkehr zur Gitterstruktur ausgeschlossen ist. Nichtpolare Moleküle, wie die Kohlenwasserstoffe, lösen sich im Gegensatz dazu gar nicht oder nur sehr schlecht in Wasser (hydrophob).

Die Lösungseigenschaften des Wassers sowie der starke Zusammenhalt zwischen den Molekülen sind für das Leben auf der Erde, die Selbstreinigungskraft des Wassers, die Dynamik der Wasserbewegung im Boden, die Erosionsprozesse etc. von größter Bedeutung.

Beispielsweise führt die Wasserstoffbrückenbindung und die daraus resultierende starke Verknüpfung der Wassermoleküle zu den sogenannten Kapillarkräften, die es dem Wasser ermöglichen, sich im Boden in Richtung der jeweils geringsten Wassergehalte selbst entgegen der Schwerkraft zu bewegen. Auf diesem Effekt basiert die Wasserbewegung in Richtung auf die Pflanzenwurzeln. Bei austrocknendem Oberboden kann durch die Kapillarkräfte Wasser vom Grundwasser aus an die Oberfläche bewegt werden. Werden Salze bei diesen Bewegungsprozessen des Wassers im Boden gelöst, so kann es zu Versalzungserscheinungen im Oberboden kommen.

Wegen seiner hohen Lösungskraft gegenüber allen Substanzen, die durch Ionenbindungen zusammengehalten werden, kommt Wasser in der Natur nicht in chemisch reiner Form vor. Die häufigsten Wasserinhaltsstoffe sind Natrium, Kalzium, Kalium, Magnesium, Eisen, Chlor u.a.. Wasser wird bis zu einem Salzgehalt von 5 g pro Liter als Süßwasser bezeichnet. Meerwasser enthält 35 g Salze pro Liter, Brackwasser 10-20 g pro Liter.

2.2 Dichte und Wärmespeicherkapazität

Die molekulare Struktur des Wassers ist auch für einige andere besondere Eigenschaften des Wassers verantwortlich. Für den Wasserkreislauf und den Energiehaushalt der Erde bedeutsam ist die Tatsache, daß die Dichte des Wassers im Unterschied zu allen anderen Flüssigkeiten mit steigender Temperatur von 0°C bis zu einem Maximalwert von 1g/cm^3 bei 3.98°C zunimmt und erst dann mit weiter steigender Temperatur abnimmt. Als Folge dieser sogenannten „Anomalie des Wassers“ sinkt Wasser bei 4°C ins Bodenniveau des Gewässers ab, während Wasser bei Temperaturen unter 4°C an der Oberfläche verbleibt und dort bei weiter fallenden Temperaturen zu Eis gefriert, daß wegen seiner geringen Dichte (0.915g/cm^3 bei 0°C) auf der Wasseroberfläche schwimmt und den unterlagernden Wasserkörper vor weiterem Gefrieren schützt. Ohne die „Anomalie des Wassers“ würde der gesamte Wasserkörper gefrieren und alles Leben im Wasser auslöschen.

Auf den Wasserkreislauf nimmt die Temperaturabhängigkeit der Dichteänderung des Wassers auch Einfluß, indem sie eine vertikale Durchmischung des Wassers verhindert. Da das Wasser bei Erwärmung über 4°C zunehmend leichter wird, verbleibt es an der Oberfläche und überlagert das kühlere Tiefenwasser stabil. Es bildet sich eine Thermokline aus, die an der Grenzschicht zwischen dem oberflächennahen Warm- und dem kalten Tiefenwasser endet. Die Mächtigkeit der Thermokline wird durch die Temperatur der überlagernden Luftmassen, die Intensität der Einstrahlung und die Durchmischung des Wasserkörpers durch Stürme bestimmt.

In diesem Zusammenhang ist eine weitere Eigenschaft des Wassers bedeutsam. Um ein Gramm Wasser um 1°C zu erwärmen, ist mehr Arbeit zu leisten, als bei jedem anderen Stoff mit der gleichen Masse. Der Grund für diese ungewöhnliche Eigenschaft ist die hohe Bindungsintensität der Wasserstoffbrücken. Da sich das Wasser bei der Erwärmung wie alle Stoffe ausdehnt, muß ein Teil dieser Brücken zerstört werden. Dabei wird ein großer Teil der zugeführten Energie in Arbeit umgesetzt, die allerdings bei der Abkühlung wieder verfügbar wird. Dadurch erklärt sich die hohe Wärmespeicherkapazität von Wasser, die 30 mal größer als die von Blei, 10 mal größer als die von Eisen und doppelt so groß wie die von Holz ist.

Die hohe Wärmespeicherkapazität von Wasser ist insbesondere für die jahreszeitliche Ausgleichlichkeit des Seeklimas verantwortlich, da die Sommertemperaturen durch den Speichereffekt gemildert, die Wintertemperaturen durch den Wärmetransfer von der warmen Seeoberfläche an die kalten überlagernden Luftmassen gemildert wird. Bei diesem Erwärmungsvorgang verdunsten große Wassermengen, wenn daran kalte, trockene Kontinentalluft beteiligt ist. Diese Luftmassen werden in Abhängigkeit zur Länge des Transportweges in manchen Gebieten der Erde mit so großen Wasserdampfmengen angereichert, daß durch diese Vorgänge die regionale Ausprägung der Komponenten des globalen Wasserkreislaufs entscheidend mitbestimmt werden.

2.3 Energieumsatz bei Änderungen des Aggregatzustandes

Wasser ändert auch, wie alle anderen Stoffe, seinen Aggregatzustand in Abhängigkeit zur Umgebungstemperatur. In dem Temperaturbereich, der auf der Erde zu beobachten ist, kann Wasser in den Phasenzuständen fest, flüssig und gasförmig auftreten. Wasser in flüssiger

Form geht unter Normaldruck bei 100°C in den gasförmigen Wasserdampf- und bei 0°C in den festen Eiszustand über. Diese Aggregatsänderungen sind infolge der damit verbundenen Strukturänderungen im molekularen Bereich mit Energieumsätzen verbunden. Bei der Verdunstung von 1 g Wasser werden 2450 Joule der Umgebungsluft entzogen, die bei der Kondensation des Wasserdampfes wieder frei werden. Diese im Wasserdampf enthaltene Energie wird als latente Wärme bezeichnet, die im Gegensatz zur fühlbaren (sensiblen) Wärme nur indirekt über den Wasserdampfgehalt der Luft zu messen ist. Am Ort der Verdunstung wird der Umgebungsluft also sensible Wärme entzogen, die in Form latenter Wärme im Wasserdampf gespeichert oft weiträumigen Luftmassentransporten unterliegt. In entfernten Erdregionen wird die latente Wärme dann beim Kondensationsprozeß wieder in sensible Wärme überführt. Dadurch steigen in den betroffenen Räumen die Umgebungstemperaturen an. Der Wasser- und Energiehaushalt der Erde sind auf diese Weise auf das Engste miteinander verknüpft.

Beim Schmelzen von Eis werden der Umgebungsluft 340 J/g Wasser entzogen, die zum Aufbrechen der hexagonalen kristallographischen Struktur des Eises umgesetzt und beim Gefrieren zu Eis wieder freigesetzt werden. Da der Umgebungsluft beim Schmelzen Energie entzogen wird, was diese abkühlt und beim Gefrieren andererseits wieder zugeführt wird, wodurch die Umgebungsluft sich erwärmt, wird die Persistenz von Wasser sowohl im flüssigen wie im festen Zustand durch diese Energieumsätze drastisch erhöht. Der Übergang von Eis in Wasserdampf, der als Sublimation bezeichnet wird, setzt 2790 J/g Wasser frei, während die Resublimation der Umgebungsluft diese Energiemenge wieder entzieht. Dieser Wert ergibt sich aus der Summation der Energieumsätze, die mit den beteiligten Aggregatsänderungen verbunden sind.

2.4 Wasserdampfaufnahmefähigkeit der Luft

Die Wasserdampfaufnahmefähigkeit der Luft ist ebenfalls temperaturabhängig. Bei -10°C können maximal 2.2 g Wasserdampf pro m³ Luft aufgenommen werden, bei 0°C sind es 4.9 g/m³, bei 10°C 9.4 g/m³, bei 20°C 17.3 g/m³ und bei 30°C 30.4 g/m³ (Heyer 1963, S. 146). Veränderungen der globalen Mitteltemperatur beeinflussen folglich die Intensität des Wasserkreislaufs ganz unmittelbar, denn mit steigender globaler Temperatur steigt die Wasserdampfaufnahmefähigkeit der Luft. Dadurch steigt zwangsläufig die global verdunstete und wieder

kondensierte Wassermenge sowie die mit diesen Vorgängen verbundene Transportleistung der Atmosphäre in Form latenter Wärme.

2.5 Lösungsfähigkeit von Gasen

Generell nimmt die Lösungsfähigkeit von Gasen in Flüssigkeiten mit steigender Temperatur ab. Die für den Wasserkreislauf sehr bedeutsame Löslichkeit von Gasen in Wasser ist demzufolge ebenfalls temperaturabhängig. Bei einer Temperaturzunahme von 0°C auf 30°C reduziert sich die Lösungsfähigkeit – ausgedrückt als Volumenverhältnis Wasser zu Gas – bei Luft, O₂, und N₂ um die Hälfte und bei CO₂, SO₂ und O₃ um zwei Drittel. Für CO₂, das in großem Umfang durch Verbrennungsprozesse vom Mensch in die Atmosphäre emittiert wird, ist diese Temperaturabhängigkeit von großer Bedeutung. CO₂ absorbiert als besonders klimawirksames Gas die langwellige terrestrische Ausstrahlung, die beim Fehlen dieses Gases die Atmosphäre ohne Arbeit im Klimasystem zu leisten verlassen könnte. Bei den gegenwärtigen Ozeantemperaturen werden etwa 50% des jährlich anthropogen freigesetzten Kohlendioxids von den Ozeanen der Atmosphäre entzogen. Mit steigenden Temperaturen sinkt dieser Anteil, mit fallenden steigt er an. Eine Zunahme des CO₂-Anteils der Atmosphäre bedingt eine globale Temperaturzunahme. Diese bewirkt wiederum eine Zunahme des Wasserdampfgehaltes der Luft. Wasserdampf verstärkt als wirksamstes Treibhausgas die globale Temperaturerhöhung, wodurch weniger CO₂ im Ozean gebunden wird und die Temperaturen weiter ansteigen können. Ein sich selbst verstärkender Prozeß könnte auf diese Weise die Erdtemperatur dramatisch ansteigen lassen, wenn die mit der temperaturabhängigen Intensivierung des Wasserkreislaufs einhergehende Bewölkungszunahme nicht zu einer diesen Prozeß kompensierenden Minderung der solaren Einstrahlung führt.

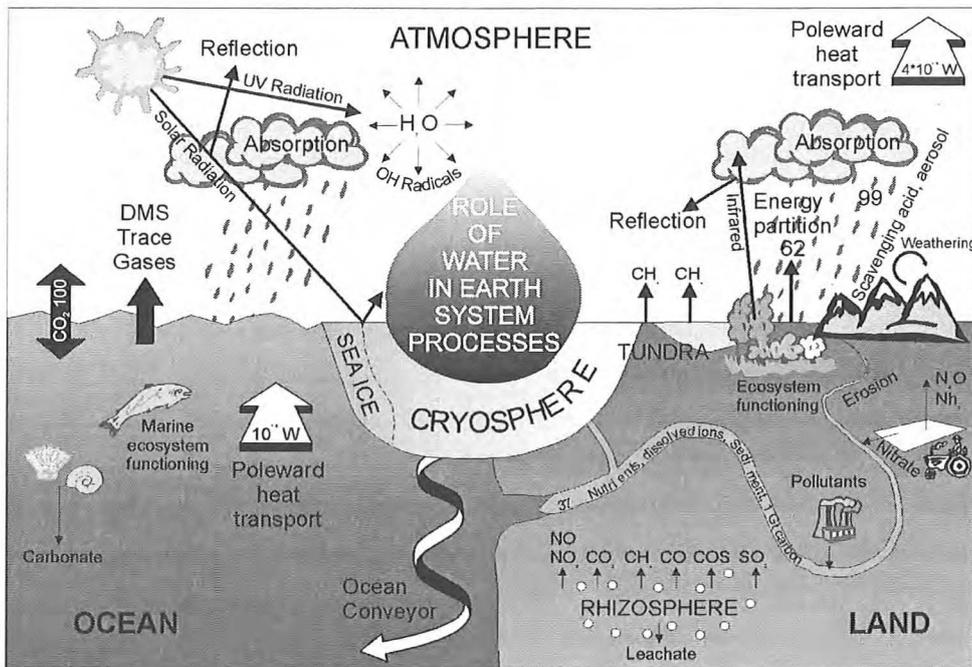


Abbildung 1: Prozesse, die von der Verfügbarkeit von Wasser abhängen (Beran, 1995).

2.6 Folgerungen

Durch die beschriebenen Eigenschaften des Wassers ist dieses Medium an einer unüberschaubaren Zahl von Prozessen (Abbildung 1), die auf der Erde ununterbrochen ablaufen, entscheidend beteiligt. In flüssiger Form bildet Wasser die Ozeane, die Wolkensysteme und die terrestrischen Wasserressourcen, in fester Form die Kryosphäre und bestimmt im gasförmigen Zustand die Zusammensetzung und die Strahlungseigenschaften der Atmosphäre. Die mit den Phasenübergängen verbundenen Energieumsätze leisten enorme Energietransporte auf der Erde zum Ausgleich des pol-äquatorialen Energiekontrastes. Am Ausgleich dieser Temperaturgegensätze ist aber auch der unmittelbare Wärmetransport durch die direkte Verlagerung von Wassermassen durch die Meeresströme zu fast 30% beteiligt. Die hohe Wärmespeicherkapazität des Wassers mildert zudem die thermischen Gegensätze der Tages- und Jahreszeiten, wodurch sich in vielen Erdregionen erst lebensgerechte Temperaturbedingungen ausbilden können. Der Wasserdampfgehalt der Atmosphäre ist außerdem durch seine Absorptionseigenschaften zu mehr als 2/3 für den natürlichen Treibhauseffekt des Kli-

masystems verantwortlich, der einen Anstieg der globalen Mitteltemperaturen von -18°C auf $+15^{\circ}\text{C}$ bewirkt.

Infolge seiner ausgezeichneten Transport- und Lösungseigenschaften bestimmt die Verfügbarkeit von Wasser die Verteilung und Dynamik der Organismen auf der Erde entscheidend. Mit Änderungen des Wasserangebots ändert sich der Vegetationsbestand der Landflächen, dessen Ausprägung die Erdoberflächeneigenschaften bestimmen, die für den Energie- und Wasserhaushalt von großer Bedeutung sind. Bei zunehmendem Vegetationsbesatz werden der Abfluß und die Erosion gemindert, die Evapotranspiration und damit der weitere Wasserdampftransport bis weit ins Innere der Kontinente verstärkt. Durch die große Lösungskraft des Wassers werden nicht nur Mineralien zur pflanzlichen Nutzung bereitgestellt, sondern auch Schadstoffe aus der Atmosphäre und den Böden ausgewaschen, wodurch sich die klimawirksamen Eigenschaften dieser Sphären verändern.

Obwohl keineswegs vollständig, zeigt bereits diese zusammenfassende Aufzählung von Prozessen, an denen Wasser beteiligt ist, die enorme Bedeutung des Wasserkreislaufs und seiner Komponenten für das Leben auf dem Planeten Erde in Gegenwart und Zukunft.

3 Quantitative Abschätzung der Komponenten des globalen Wasserkreislaufs

3.1 Komponenten des Wasserkreislaufs in der Alltagserfahrung

Versucht man sich zunächst die Komponenten des Wasserkreislaufs im Bereich der täglichen Erlebniswelt des Menschen zu veranschaulichen, so hat man sich den kondensierten Wassergehalt von Wolkenluft in der Größenordnung von 0,1-5 g Wasser pro m³ vorzustellen. Eine Haufenwolke im Entstehungsstadium mit einer Horizontalfläche von 1 km² sowie einer Vertikalausdehnung von 2 km hat einen kondensierten Wassergehalt von rund 1000 Tonnen. Eine Gewitterwolke mit einer Horizontalausdehnung von einigen km² und einer Vertikalausdehnung von 6-8 km kann je nach Jahreszeit infolge der Temperaturabhängigkeit der atmosphärischen Wasserdampfaufnahmefähigkeit 50 - 350 000 t kondensierten Wassers enthalten. In Schönwetterwolken sind hingegen nur einige hundert Kilogramm Wasser enthalten.

Bei einem Gewitter können in oft weniger als einer Stunde 40 mm Niederschlag fallen. Das sind 40 Liter oder 40 kg pro m². Bezogen auf einen km² sind das 40 000 Tonnen, die zu ihrem An- bzw. Abtransport 2000 Lastzüge à 20 Tonnen benötigen. In Deutschland fallen im Mittel 837 mm Niederschlag im Jahr. Zum An- bzw. Abtransport wären folglich pro km² 41 850 20-Tonnen Laster erforderlich. Das sind rund 115 Laster täglich, die durch die kostenfreien Naturprozesse überflüssig gemacht werden. Auf die gesamte Bundesrepublik bezogen wären täglich über 80 Millionen Lasterfahrten zum ständigen An- und Abtransport des vom globalen Wasserkreislauf bereitgestellten Wassers erforderlich. Die Aussichtslosigkeit, extreme Wasserprobleme durch Meerwasserentsalzung und die Verteilung des gewonnen Süßwassers von der Küste aus auf die Fläche der BRD finanziell und logistisch zu lösen, verdeutlicht die Bedeutung des möglichst unveränderten Erhalts der natürlichen Prozesse, die den globalen Wasserhaushalt in seiner gegenwärtigen Form in Gang halten.

3.2 Quantitative Abschätzung der Komponenten des globalen Wasserkreislaufs

Die quantitative Beschreibung des globalen Wasserkreislaufs erfolgt in der wissenschaftlichen Literatur in km³. Da 1 cm³ Wasser ein Gewicht von rund 1 g hat, wiegt 1 m³ Wasser eine

Tonne, 1 km³ folglich 10⁹ t. Abb. 2 zeigt die Abschätzungen der Reservoirs (Speicher) und der Flüsse zwischen diesen in 1000 km³ (nach Baumgartner et al. 1996, S. 72; Fortak 1971, S. 29; Trenberth 1998). Die Ozeane stellen den größten Speicher mit 14*10⁹ km³ dar. Der größte Süßwasserspeicher ist das Polar- und Gletschereis mit 24*10⁶ km³. Rund 68.7% des globalen Süßwassers sind im Eis gespeichert, nur etwa 30% im Grundwasser und weniger als 0.05% in Form der Bodenfeuchte. Letztgenannter Speicher unterliegt erheblichen Fluktuationen. Süßwasserseen enthalten 0.26%, Sümpfe und Moore 0.03%, Flüsse 0.006% und Organismen weniger als 0.003% des global verfügbaren Süßwassers. In der gesamten Atmosphäre ist näherungsweise ebensoviel Wasser im gasförmigen Zustand enthalten, wie in den Pflanzen in flüssiger Form.

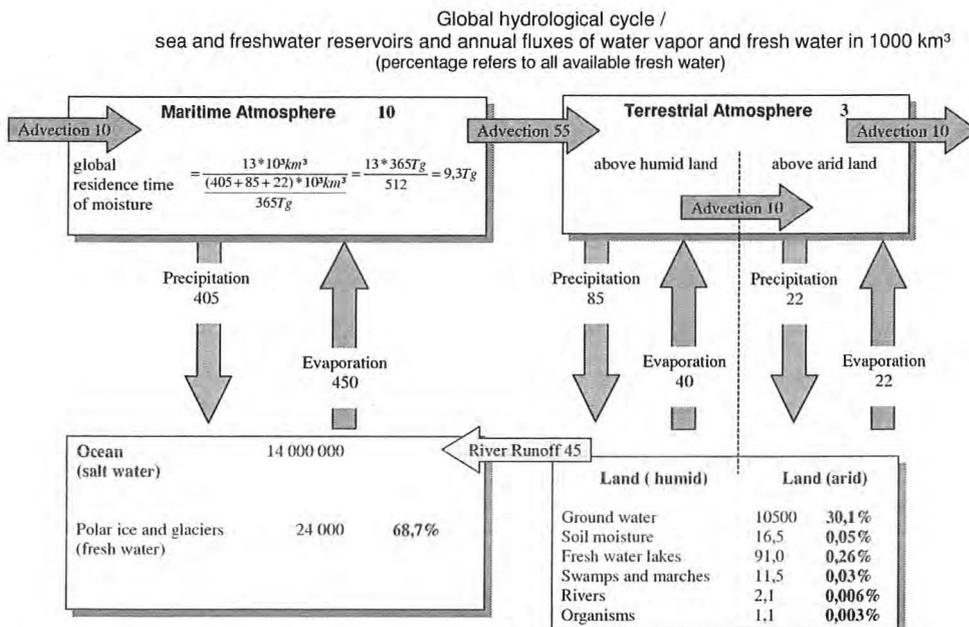


Abbildung 2: Quantitative Abschätzung der Komponenten des globalen Wasserkreislaufs in 10³ km³ und Prozentanteile der Süßwasserspeichers an der gesamten globalen Süßwassermenge.

Die von verschiedenen Autoren vorgelegten Abschätzungen der mit dem globalen Wasserkreislauf verbundenen Flüsse variieren erheblich. Die in Abbildung 2 gemachten Angaben stützen sich auf die oben genannten Autoren. Demnach beträgt der Wasserdampfgehalt der maritimen Atmosphäre etwa 10 000 km³, der der terrestrischen Atmosphäre nur etwa 3000 km³. Durch Verdunstung werden jährlich über den Ozeanen etwa 450 000 km³ und über den Kontinenten 62 000 km³ Wasser der Atmosphäre zugeführt, während ihr durch Nieder-

schlag über den Ozeanen $405\,000\text{ km}^3$ und über den Kontinenten $107\,000\text{ km}^3$ entzogen werden. Über den Ozeanen werden der Atmosphäre $45\,000\text{ km}^3$ Wasser mehr zugeführt, als ihr durch Niederschlag entzogen werden. Weitere $10\,000\text{ km}^3$ werden von den Kontinenten auf die Ozeane in Wasserdampfform transportiert. Diese werden allerdings den Kontinenten von den Ozeanen aus auch wieder zugeführt. Sie spielen deshalb keine große Rolle bei den weiteren Betrachtungen.

Die $45\,000\text{ km}^3$, die letztlich auf den Kontinenten verbleiben, führen zu Niederschlagshöhen über den Kontinenten in der Größenordnung von $107\,000\text{ km}^3$, von denen $62\,000\text{ km}^3$ über den Kontinenten auch wieder der Verdunstung zugeführt werden. In den humiden Gebieten, in denen der Niederschlag die Verdunstung übertrifft, fallen $85\,000\text{ km}^3$ Niederschlag, während nur $40\,000\text{ km}^3$ verdunsten. Die nicht verdunsteten verbleibenden $45\,000\text{ km}^3$ des gefallenen Niederschlags fließen direkt oder indirekt über das Grundwasser zurück ins Meer. Die Speicherung als Eis oder im Grundwasser kann bei langfristigen Betrachtungen unberücksichtigt bleiben, wenn davon ausgegangen wird, daß die Speicher unverändert bleiben.

In die ariden Teile der Erde werden aus den humiden durch die Atmosphäre $10\,000\text{ km}^3$ Wasserdampf transportiert, aus denen $22\,000\text{ km}^3$ Niederschlag fallen. Da diese Gebiete keinen Abfluß haben, verdunstet dieser Niederschlag in voller Höhe, wird also wieder der Atmosphäre zugeführt. Es verbleibt folglich über den ariden Gebieten der bereits für die Kontinente hervorgehobene Überschuß von $10\,000\text{ km}^3$, der der ozeanischen Atmosphäre durch Advektion wieder zugute kommt (Abbildung 2).

3.3 Vereinfachte Wasserhaushaltsgleichung

Global und zeitlich gemittelt ergibt sich damit die Wasserhaushaltsgleichung für den Fall stationärer Speicher zu Niederschlag plus Verdunstung gleich Null. Zur Erdoberfläche gerichtete Flüsse werden dabei positiv, von dieser weggerichtete Flüsse negativ indiziert.

Setzt man die Werte der Abbildung 2 in die Gleichung ein, so ergibt sich global:

$$(405\,000 + 107\,000)\text{ km}^3 - (450\,000 + 62\,000)\text{ km}^3 = 0\text{ km}^3.$$

und für die Kontinente unter Berücksichtigung des Abflusses:

$$(85\,000 + 22\,000) \text{ km}^3 - (40\,000 + 22\,000) \text{ km}^3 - 45\,000 \text{ km}^3 = 0 \text{ km}^3.$$

In den ariden Gebieten ist der Niederschlag mit 22 000 km³ gleich der Verdunstung. Das bedeutet, in den ariden Zonen der Kontinente wird alles Niederschlagswasser langfristig aus der Verdunstung gewonnen, in den humiden Zonen sind es nur knapp 50%. Diese Form des Recyclings von Niederschlagswasser ist folglich von entscheidender Bedeutung für die Wasserversorgung im Inneren der Kontinente.

Die Atmosphäre enthält im Mittel insgesamt 13 000 km³ Wasser in Wasserdampfform. Aus diesem fallen im Laufe eines Jahres 512 000 km³ Niederschlagswasser. Daraus errechnet sich eine Umlaufzeit von 9.3 Tagen (Abbildung 2). Der Niederschlag, der der Atmosphäre entzogen wird, muß also im Mittel alle 9.3 Tage wieder durch die Verdunstung ersetzt werden. Für die ozeanische Atmosphäre ergeben sich 9.0 Tage, für die kontinentale Atmosphäre 10.2 Tage.

Die quantitative Abschätzung der mittleren Ausprägung der Komponenten des Wasserkreislaufes basiert auf einer Vielzahl von Annahmen und Unsicherheiten. Diese sollen in den folgenden Abschnitten genauer analysiert werden. Erst auf der Grundlage dieser Analysen wird eine Bewertung der nachhaltig für den gegenwärtigen und zukünftigen Verbrauch der Menschheit verfügbaren Wasserressourcen möglich.

4 Raum-zeitliche Analyse der globalen Niederschlagshöhen

4.1 Abschätzungen der globalen Niederschlagssummen

Der terrestrische Anteil des Wasserkreislaufs umfaßt den Niederschlag, die Evapotranspiration, den Abfluß und die Speicher in Form von Grundwasser und Eis. Konventionell wird der Niederschlag mit sehr einfachen Mitteln bestimmt. Weltweit werden dazu vor Windeinfluß geschützte und vor Windeinfluß ungeschützte Regengaugen eingesetzt. Es überrascht deshalb nicht, daß die Abschätzungen der globalen Niederschlagshöhe weit auseinanderliegen. In Tab. 1 sind einige Abschätzungen des globalen jährlichen Niederschlags zusammengestellt (Hulme 1995). Die Werte variieren zwischen 820 mm und 1123 mm. In Abbildung 2 wurde im Rahmen des dort dargestellten globalen Wasserkreislaufs die globale jährliche Niederschlagssumme mit 512 000 km³ abgeschätzt. Bezogen auf die 510 Mio. km² große Gesamtfläche der Erde entspricht das einem Jahresniederschlag von etwas mehr als 1000 mm (exakt 1004 mm). Dieser Wert entspricht dem von Budyco im Jahr 1963, von Kessler im Jahr 1965 und von Jäger 1983 genannten Wert und bleibt um 3% unter dem Wert von Legates und Willmott (1990), der auf einer sorgfältigen Auswertung aller verfügbaren Messungen basiert und um 12% unter dem bezüglich möglicher Meßfehler bereinigten Wert der gleichen Autoren. Andererseits ist dieser Wert um mehr als 25% höher als die geringste Niederschlagsschätzung (784 mm) in der Tab. 1. Sollte der fehlerbereinigte Wert von Legates und Willmott (1990) richtig sein, so müßte der Wasserkreislauf der Abb. 2 in allen Komponenten um etwa 12% erhöht werden.

Für die weit voneinander abweichenden Niederschlagsschätzungen lassen sich mehrere Gründe nennen. Gegenwärtig wird der Niederschlag weltweit von etwa 200.000 Niederschlagsmeßstationen regelmäßig aufgezeichnet. Allein in Deutschland sind es mehr als 8000 Stationen. Seit 1900 wird durchgängig an nur 8300 Meßstellen weltweit mehr oder weniger regelmäßig Niederschlag gemessen. Durch die Unterrepräsentanz großer Gebiete der Landoberfläche als Folge dieser geringen Meßnetzdicke ergibt sich eine Unterschätzung des globalen Niederschlags in der Größenordnung von 10-15% (Willmott und Legates 1991). Erst die Meßnetzdicke, die nach 1930 erreicht wurde, dürfte den Schätzfehler unter 5% gesenkt haben.

Tabelle 1: Globaler mittlerer jährlicher Niederschlag nach Schätzungen verschiedener Autoren seit 1960. „Bias adjusted“ kennzeichnet Niederschlagssummen, deren mögliche Gaugen-Meßfehler beseitigt wurden (Legates 1995).

	Jahr	Niederschlag (mm/Jahr)
Albrecht	1960	940
Knoch	1961	970
Budyko	1963	1000
World Atlas / Mira	1963	1020
Stahler	1964	784
Kessler	1965	1000
Nace	1968	820
Lvovitch	1968	1020
Mather	1969	955
Budyko	1970	1020
Baumgartner und Reichel	1970,1972	950
Schutz and Gates	1972-74	866
Marcinek	1973, 1976	931
Baumgartner und Reichel	1975	973
Manabe und Holloway	1975	1041
Jaeger	1976	966
UNESCO	1978	1130
Jaeger	1983	1000
Legates und Willmott (measured)	1987, 1990	1027
Legates und Willmott (bias adjusted)	1987, 1990	1123

Weitere Fehlerquellen sind die Benetzungs- und Verdunstungsverluste, Veränderungen der Rauigkeit im Bereich der Meßstationen durch Bebauungs- und Vegetationswuchs, Minderung der auffangbaren Niederschlagsmenge durch Turbulenzen im Bereich der Meßstationen sowie Verlagerungen der Meßstellen. Diese systematischen Fehler können nach Schätzungen von Legates und Willmott (1990) eine Unterschätzung des globalen Niederschlags in der Größenordnung von 11% bewirken. Für Gebiete mit einem erheblichen Anteil von Niederschlag in fester Form können bei ungeschützten Regengaugen Fehler bis zu 20-30% auftreten. Betroffen davon sind besonders die Gebirgsregionen der Erde und weite Bereiche Russlands

sowie Kanadas. In Gebirgen treten zusätzliche Fehler auf, weil die Mehrzahl der Stationen in Tälern gelegen ist und die höhenabhängigen Änderungen des Niederschlags regional großen Unterschieden unterliegen. Als Folge davon ist eine generelle Deduktion der Punktmessungen in die Fläche, wie sie oft durchgeführt wird, mit großen Fehlern behaftet.

4.2 Abschätzung des Flächenniederschlags aus Punktmessungen

Der Übergang von den punktuellen Niederschlagsmessungen auf Abschätzungen für ganze Regionen ist allerdings für alle Gebiete der Erde ein bis heute nicht befriedigend gelöstes Problem. Anders als bei den Temperaturen lassen sich die punktuellen Niederschlagsmessungen grundsätzlich nur sehr ungenau flächenhaft für die zwischen den Meßstationen gelegenen Gebiete abschätzen. Berechnet man die Korrelationskoeffizienten zwischen den Zeitreihen der jährlichen Niederschlagswerte (mindestens 30 Jahre) aller global verfügbaren Stationen und bildet dann den Mittelwert der Korrelationskoeffizienten, die in das gleiche 50 km umfassende Distanzintervall fallen, sinken diese mittleren Korrelationskoeffizienten bereits bei einer Distanz von 100 km (150 km) auf Werte um 0.6 auf der Nordhemisphäre (Südhemisphäre) und erreichen bei Distanzen um 500 km (750 km) nur noch Werte um 0.3 auf der Nordhemisphäre (Südhemisphäre) (Dai et al. 1997). Das Signifikanzniveau von 0.36 wird im globalen Mittel bei einer Distanz von etwa 300 km unterschritten. Am Rande sei erwähnt, daß diese kritische Distanz bei den bodennahen Lufttemperaturen bei rund 1200 km liegt (Hansen und Lebedeff 1987). Erst seit etwa 1950 bleiben auf 85% der Landfläche die mittleren Distanzen zwischen den Niederschlagsstationen unter 300 km, bezogen auf die gesamte Erdoberfläche gilt dies nur für etwa 40% der Fläche. Die besten Flächenapproximationen erfolgen gegenwärtig anhand regional kalibrierter Wahrscheinlichkeitsverteilungen (Etscheidt et al. 1991).

4.3 Niederschlagsschätzung für Ozeangebiete mittels satellitengestützter Sensoren

Während die Landflächen nur 149.8 Mio. km² umfassen, bedecken die Ozeane 361.1 Mio. km². Die Niederschlagshöhen für die Ozeanfläche werden, abgesehen von wenigen stationären Schiffmeßstationen, anhand der Insel- und Küstenstationen bestimmt. Erst die Satellitentechnik ermöglicht in den letzten Jahren eine flächenhafte Abschätzung der ozeanischen Niederschlagshöhen. Die derzeit angewandten Verfahren basieren auf der Analyse von Satellitenbildern im sichtbaren, meist aber im infraroten Spektralbereich des Sonnenlichtes. Die Helligkeit der Wolken wird zum Wassergehalt bzw. zur Wolkenoberflächentemperatur und damit zur Wolkendicke in Beziehung gesetzt. Besonders aus der Wolkendicke kann die Niederschlagsmenge abgeschätzt werden. Die dazu angewandten statistischen Verfahren sind wenig geeignet, um kleinräumig exakt die Niederschlagshöhen zu bestimmen, erlauben aber eine gut gesicherte Abschätzung der mittleren monatlichen Niederschlagshöhen über den weiten Ozeanflächen des tropischen Bereichs. Viel benutzt wird gegenwärtig der GEOS Precipitation Index (GPI) von Arkin und Meisner (1987), der auf einer einfachen Schwellenwertmethode zur Schätzung der monatlichen konvektiven Niederschläge basiert.

Neben diesen Verfahren, die aus der Auftrittshöhe der Wolken und deren vertikaler Mächtigkeit die Niederschlagshöhen ableiten, werden auch passive Mikrowellenverfahren zur Niederschlagsschätzung eingesetzt, die entweder den atmosphärischen Wassergehalt über den Ozeanen anhand niedriger Mikrowellenfrequenzen (emission based) oder den Eispartikelgehalt über Ozean- und Landflächen anhand hoher Mikrowellenfrequenzen (scattering based) ermitteln. Die „microwave sounding units“ (MSU) werden vom Tiros M Satellit aufgenommen und stehen seit 1978 erstrangig zur Erfassung der vertikalen Temperaturverteilung in der Troposphäre und der unteren Stratosphäre zur Verfügung.

Die Niederschlagshöhe kann mit den MSU-Daten des ersten Kanals (50.3 GHz) nach der Korrektur der Luftmassentemperatur anhand der Häufigkeit des Überschreitens eines Temperaturschwellenwertes, der mit Hilfe der Bodenmeßwerte in befriedigender Näherung abgeschätzt werden kann, bestimmt werden. Erwärmungen über diesen Temperaturschwellenwert hinaus werden durch thermale Emissionen von Wolkenwasser und in deutlich geringerem Umfang auch durch den unter der Wolke zu Boden fallenden Niederschlag verursacht. Das

Verfahren kommt zu befriedigenden Ergebnissen bei Auflösungen im Bereich von 100-200 km (Spencer 1993).

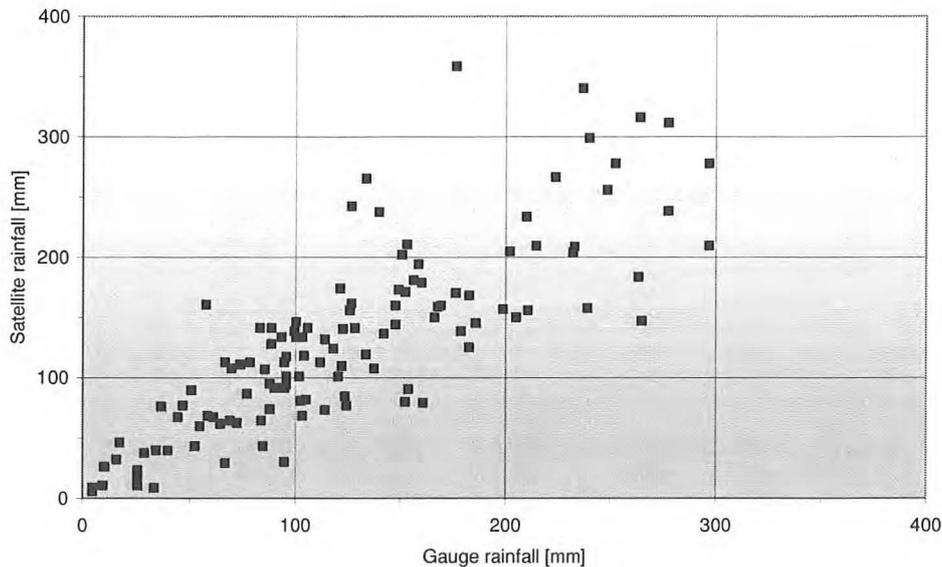


Abbildung 3: Niederschlagsschätzungen mittels „Microwave Sounding Units“ (MSU) in ihrer Beziehung zu den entsprechenden mittleren monatlichen Niederschlagshöhen an 123 Regengaugenstationen aus allen Teilen der Welt (Spencer 1993).

Ein besonderes Problem bei der Abschätzung der Niederschlagshöhen ergibt sich aus der Tatsache, daß es bis heute nicht gesichert gelingt, die spektralen Mikrowellensignale von Wolkenwasser und Niederschlagswasser scharf voneinander zu trennen. Nach der Mie-Theorie ist zwar davon auszugehen, daß Regentropfen zwei- bis dreimal so stark wie die kleineren Wolkentropfen auf Strahlung im 50 GHz-Bereich reagieren, bei den Analysen ist aber oft eine sichere Trennung nicht zu vollziehen. Trotz dieser noch ungelösten Problematik ergibt sich beim Vergleich der MSU-basierten Schätzungen der monatlichen Niederschlagshöhen mit den Bodenmeßwerten über den Ozeanen eine befriedigende Übereinstimmung (Abbildung 3), wenn man in Rechnung stellt, daß die Niederschlagshöhen im Bereich der Insel- und Küstenmeßorte prinzipiell nur mäßig mit den Niederschlagshöhen über dem freien Ozean wegen der Stau- und tageszeitlichen Erwärmungseffekte übereinstimmen (Spencer 1993). Außerdem werden die konvektiven Niederschläge in der Tropenzone deutlich besser durch die MSU-Abschätzungen erfaßt als die advektiven der Außertropen, wie der Vergleich der Jahresgänge in Abbildung 4 zeigt.

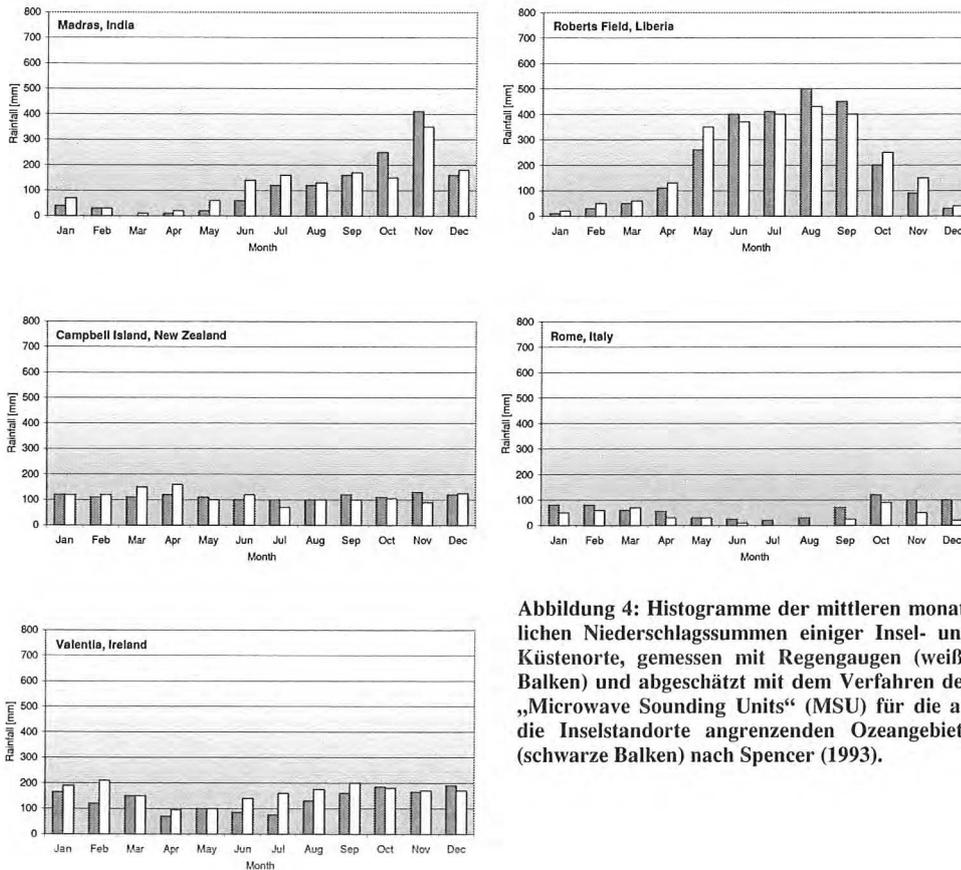


Abbildung 4: Histogramme der mittleren monatlichen Niederschlagssummen einiger Insel- und Küstenorte, gemessen mit Regengaugen (weiße Balken) und abgeschätzt mit dem Verfahren der „Microwave Sounding Units“ (MSU) für die an die Inselstandorte angrenzenden Ozeangebiete (schwarze Balken) nach Spencer (1993).

Die GPI-Niederschlagsschätzungen über den Ozeanen können für den Zeitraum 1979-1991 mit den MSU-Schätzungen der gleichen Periode verglichen werden (Spencer 1993). Dabei zeigt sich, daß die MSU-Schätzung auf Jahresbasis generell etwas höher als die GPI-Schätzung ist. Ähnliches gilt auch für die Vergleiche mit Meßwerten, die allerdings nicht exakt den gleichen Zeitraum betreffen. In Abbildung 5 sind die Pentadenmittel des Niederschlags für den Zeitraum vom 7. März bis 1. Dezember 1989, geschätzt auf der Basis der GPI- und der MSU-Daten als Punktwolke gegeneinander dargestellt. Deutlich höhere Werte zeigen die GPI-Schätzungen besonders bei leichten und moderaten Niederschlägen. Der Grund sind die Cirruswolken, die bei starker Konvektion deutlich größere Flächen als die eigentlichen Niederschlagsgebiete einnehmen. Da der IR-Temperaturschwennwert die Flächengröße der Wolken im Cirrusniveau bestimmt, die dann in die Niederschlagsschätzung eingeht, kann die

Überschätzung der Niederschlagshöhen bei Anwendung des Verfahrens für kurze Zeiträume nicht verwundern. Trotz dieser Unterschiede zeigt Abbildung 5 aber einen deutlichen Zusammenhang zwischen den Ergebnissen beider Schätzungen.

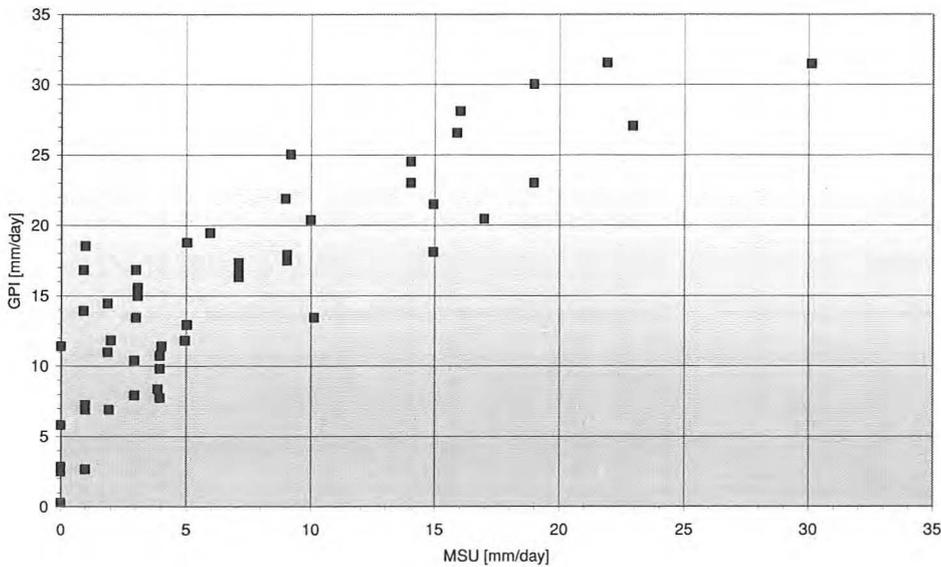


Abbildung 5: Niederschlagsschätzungen mit dem GEOS Precipitation Index (GPI) in Beziehung zu den entsprechenden Niederschlagsschätzungen mittels „Microwave Sounding Units“ (MSU) nach Spencer (1993).

4.4 Verknüpfung von Gaugen- und satellitengestützten Mikrowellen-Sondenmessungen

Die besten derzeitigen Schätzungen der globalen Niederschlagsbedingungen werden erreicht, wenn Bodenmessungen und Satellitendaten miteinander verbunden werden. Xie et al. (1996) haben dazu ein Gewichtungsverfahren für die Satellitenschätzungen entwickelt, dessen Koeffizienten invers proportional zur Varianz der Regengaugenmessungen ist. Die Ergebnisse dieses Gewichtungsverfahrens werden in einem zweiten Schritt nochmals in Abhängigkeit zur Zahl der pro Gitterquadrat der Größe $2,5^{\circ} \times 2,5^{\circ}$ vorhandenen Stationen bei gleichzeitiger Berücksichtigung der Gradienten des Niederschlagsfeldes gewichtet. Die eingehenden Niederschlagsgradienten basieren auf einer Prognose der globalen Niederschlagsverteilung des European Center for Medium Range Weatherforecast (ECMWF) für die jeweilige Analysepe-

riode. Dadurch gelingt insgesamt nach Ansicht von Xie et al. (1996) eine deutliche Fehlerreduktion gegenüber den Quellen, die der Analyse zugrunde liegen. Da die tatsächliche globale Niederschlagsverteilung nicht exakt bekannt ist, sind keine endgültigen Bewertungen möglich.

Abbildung 6 läßt allerdings erkennen, daß die Schätzungen von Xie et al. (1996) denen im Zeitraum Juli 1987 – Dezember 1988 sehr ähnlich sind, die von Jäger bereits 1976 versucht wurden, jedoch erheblich von den aufwendigen Schätzungen abweichen, die von Legates und Willmott (1990) auf der Grundlage aller verfügbaren Regengaugendaten gegeben wurden. Ursache dafür können die unterschiedlichen Beobachtungszeiträume sein. Aber auch die Prognose des European Center for Medium Range Weatherforecast (ECMWF) kommt für exakt den gleichen Untersuchungszeitraum zu Werten, die um knapp 1 mm Tagesniederschlag von den auf Datengewichtung basierenden Schätzungen von Xie et al. abweichen. Ein Millimeter Tagesniederschlag entspricht 365 mm Jahresniederschlag. Das sind mehr als 30% des von Xie et al. (1996) auf 1004 mm geschätzten mittleren globalen Niederschlags der Beobachtungsperiode.

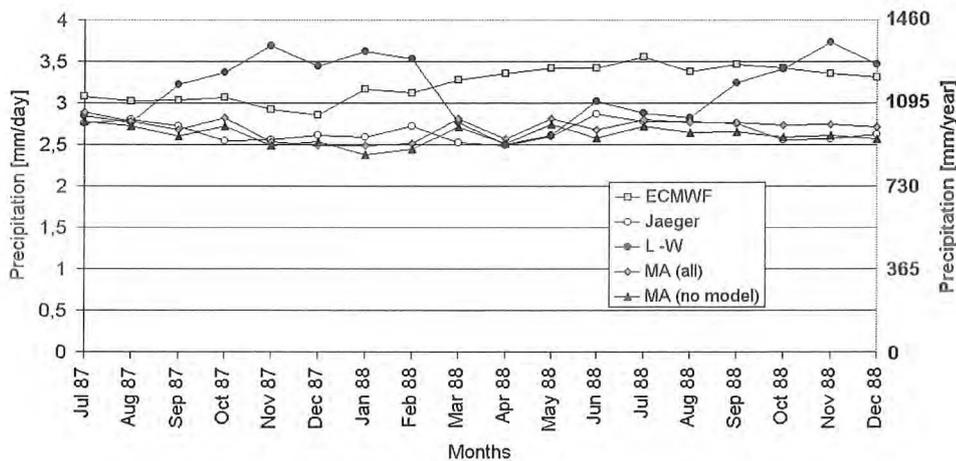


Abbildung 6: Zeitreihe des globalen Niederschlags in mm/day bzw. in mm/year nach Berechnungen mit dem Klimamodell des European Center for Medium Range Weatherforecast (ECMWF), nach Jäger (1976), nach Legates und Willmott (1990) sowie nach dem Verfahren von Xie et al. (1996) mit und ohne Berücksichtigung der Klimamodellvorhersage der Niederschlagsgradienten (nach Xie et al. 1996).

4.5 Zeitreihen der globalen, hemisphärischen und zonal gemittelten jährlichen Niederschlagssummen

Gemessen an den Unterschieden, die sich zwischen den Schätzungen der globalen mittleren jährlichen Niederschlagshöhen in Tabelle 1 zeigen, bleiben die zeitlichen Änderungen der globalen jährlichen Niederschläge auf den Landflächen vergleichsweise gering (Abbildung 7). Gemessen am Mittelwert der Periode 1951-1980 erfolgt von 1900 bis in die 50er Jahre eine Niederschlagszunahme um etwa 60 mm, dann eine Abnahme in der gleichen Größenordnung. Die ebenfalls angeführten prozentualen Abweichungen vom Mittel der Periode basieren zu 80% auf dem gleichen Niederschlagsdatensatz wie die in Millimeter ausgedrückten Abweichungszeitreihen. Keine der beiden Datengrundlagen wurde hinsichtlich möglicher Regengaugenfehler oder sonstiger Inhomogenitäten korrigiert (Hulme 1995).

Auf der Grundlage eines 5328 Stationen umfassenden Datensatzes der Landfläche wurde von Dai et al. (1997) mit Hilfe einer Hauptkomponentenanalyse und einem Mann-Kendall-Rangsummentest versucht, Fehler in den Datensätzen aller global verfügbaren Stationen während des Zeitraums 1900-1988 zu erkennen und zu korrigieren. Die bereinigten Stationsdaten wurden dann zu Mittelwerten für ein $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ weites, die gesamten globalen Landflächen abdeckendes Gitternetz zusammengefaßt. Die so gebildeten globalen Niederschlagszeitreihen sind für den Zeitraum 1900-1988 in Form der Gitternetzanomalien im Internet allgemein verfügbar. Der Verlauf der global gemittelten Anomaliezeitreihe entspricht, bezogen auf den Mittelwert der Gesamtperiode, in guter Näherung der in Abbildung 7 gezeigten Zeitreihe der prozentualen Abweichungen von der Periode 1951-1980.

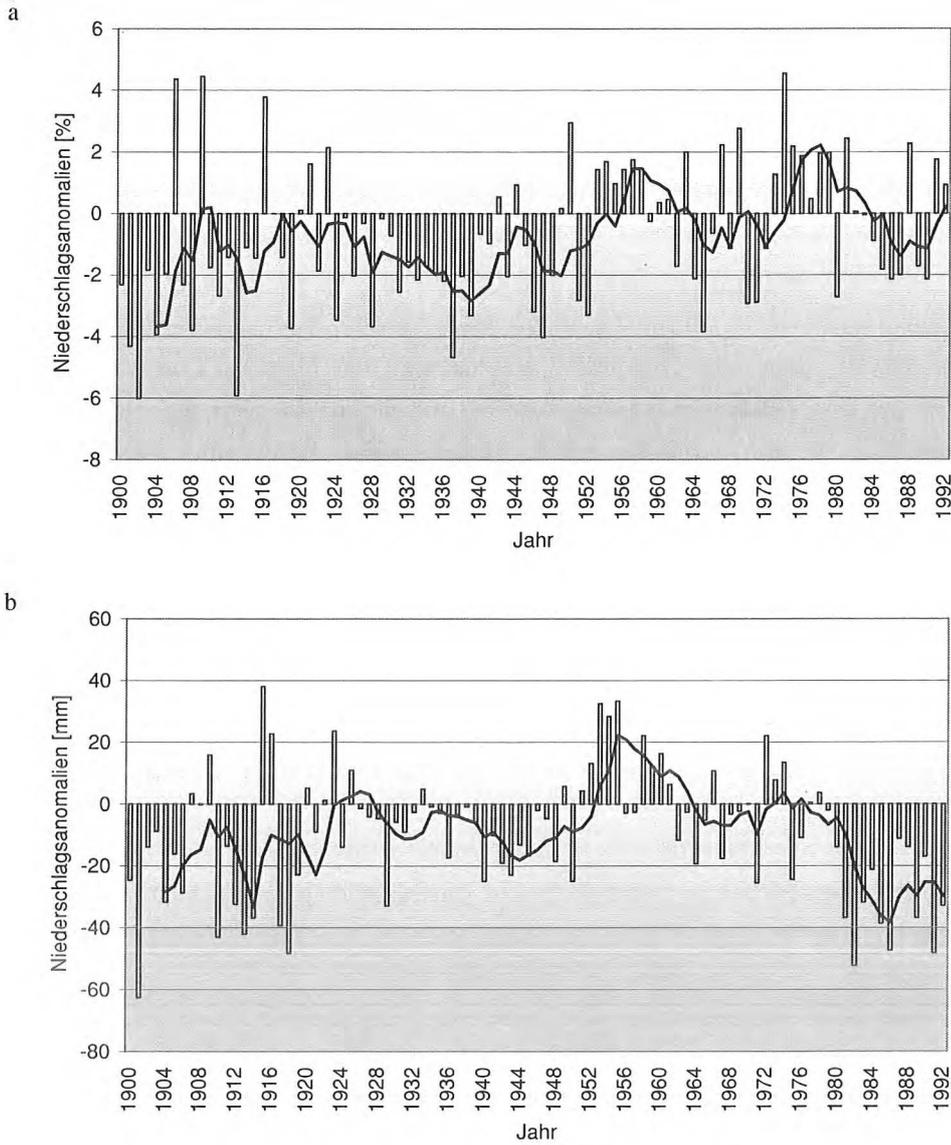


Abbildung 7: Anomalien des jährlichen Niederschlags für die Landflächen der Erde im Zeitraum 1900 - 1992 (nach Daten von Hulme 1994) ausgedrückt als prozentuale Abweichung vom Mittel der Periode 1951-1980 (a) sowie ausgedrückt als mm-Abweichung vom Mittel der gleichen Periode, aber bei Zugrundelegung von Niederschlagsdaten von Etscheid et al. (1990). Geglättete Kurve: 5-Jahre überdeckendes Low-Pass-Filter (Hulme 1995).

Die zonal über die Landflächen gemittelten prozentualen Abweichungen für hohe, mittlere und tropische Breiten der Nordhemisphäre sowie für die Landflächen der Südhemisphäre sind in Abbildung 8 für den Zeitraum 1900-1992 angegeben. Nördlich von 50°N nehmen im Untersuchungszeitraum die Niederschlagssummen um 15% zu, zwischen 23.5 und 50°N bleiben sie näherungsweise konstant, während sie zwischen dem Äquator und 23.5°N um mehr als 20% abnehmen. Auf den Landflächen der Südhemisphäre ist eine Zunahme um 10-15% während der Untersuchungsperiode erkennbar. Eine abschließende Aussage bzgl. der tatsächlichen Änderung der jährlichen globalen Niederschlagssummen ist wegen der Unsicherheiten, mit denen die Datenquellen behaftet sind, kaum möglich. Tendenziell kann aber mit hoher Wahrscheinlichkeit eine geringe Abnahme des globalen Niederschlags seit den 50er Jahren angenommen werden, die im wesentlichen durch die Niederschlagsabnahme in den Tropen, die durch die Niederschlagszunahme in den hohen Breiten nicht kompensiert wird, zu begründen ist. Über die Änderungen der Niederschläge über den Ozeanen kann mangels Daten für den Zeitraum 1900-1993 keine Aussage gemacht werden. Auf dem Hintergrund der beschriebenen Datenlage und deren Bewertung erscheint die Annahme eines mittleren globalen Niederschlags von 1000 mm, wie sie in Abbildung 2 angenommen wurde, nicht unrealistisch.

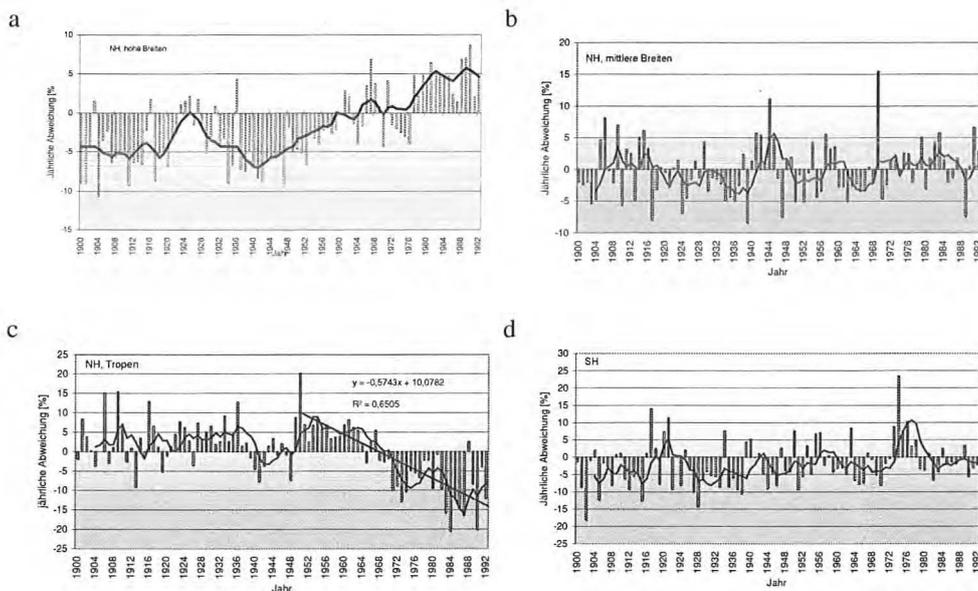


Abbildung 8: Zonal gemittelte jährliche Niederschlagssummen der Periode 1900-1992 für die Kontinente, ausgedrückt als prozentuale Abweichung vom Mittel der Periode 1951-1980. (a) Von 50°N polwärts; (b) von 23.4° bis 50°N; (c) von 0 - 23.4°N; (d) gesamte Landfläche der Südhemisphäre. Geglättet mit einem 5-Jahre-Low-Pass Gaußfilter (nach Hulme 1995).

Bezüglich der zeitlichen Änderungen des globalen Niederschlags verdienen zwei Aspekte besondere Beachtung. Zunächst ist der Zusammenhang zwischen der möglicherweise anthropogen ausgelösten, seit einigen Jahrzehnten wirksamen globalen Temperaturerhöhung in der unteren Troposphäre und der Intensität des Wasserkreislaufes zu nennen. Außerdem ist die möglicherweise mit diesem Temperaturanstieg zusammenhängende Zunahme der Auftretshäufigkeiten extremer Wettererscheinungen, insbesondere von Überschwemmungen, zu bewerten.

4.6 Zusammenhang zwischen den globalen Temperaturen und den globalen Niederschlagssummen im Zeitraum 1900-1992

Die Erhöhung der bodennahen globalen Temperatur, die im vergangenen Jahrhundert rund 0.6°C betrug, könnte nach den derzeit besten Klimamodellrechnungen Folge einer anthropogenen Verstärkung des natürlichen Treibhauseffektes sein. Die Änderungen der Erdoberflächeneigenschaften, insbesondere die Vernichtung der tropischen Wälder sowie die Intensivierung der landwirtschaftlichen Produktion, stärker aber noch die Verbrennung fossiler Energien erhöhen den Methan- und Kohlendioxidgehalt in der Atmosphäre. Da Methan- und Kohlendioxidmoleküle die langwellige terrestrische Ausstrahlung absorbieren, die kurzwellige solare Einstrahlung jedoch fast ungehindert passieren lassen, ist mit steigender Zahl dieser klimawirksamen Moleküle in der Atmosphäre ein Anstieg der bodennahen Lufttemperatur zu erwarten, da ohne diese zusätzlichen Moleküle ein größerer Teil der langwelligen Strahlung ohne Arbeit in der Atmosphäre zu leisten, ins Weltall emittieren würde.

In Abbildung 9 (Hulme 1995) sind die Abweichungen der jährlichen globalen Lufttemperatur und der jährlichen globalen Niederschlagshöhen vom Mittelwert der Periode 1951-1980, der deshalb auch den Nullpunkt des Koordinatensystems repräsentiert, nach Filterung durch Bildung der 30jährigen gleitenden Mittelwerte, als Punkte für alle Jahre der Periode 1900-1992 aufgetragen. Würde eine einfache positive lineare Beziehung zwischen beiden Größen bestehen, so sollte die Verbindungslinie der Punkte von links unten nach rechts oben verlaufen. Der wahre S-förmige Kurvenverlauf weist darauf hin, daß Phasen mit starker Zunahme der Temperatur mit einer Abnahme der globalen Niederschlagshöhe verbunden sind. Im Gegensatz dazu ist die Phase von 1940-1977 durch eine rasche Zunahme der Nieder-

schlagshöhen bei gleichzeitig fast konstant bleibenden bzw. leicht absinkenden Temperaturen gekennzeichnet. Der physikalisch zu begründende direkte Zusammenhang zwischen steigender Temperatur und gleichzeitig steigender Wasserdampfaufnahmekapazität der Luft bedingt im komplex rückgekoppelten Klimasystem also offensichtlich nicht notwendigerweise eine Zunahme der globalen Niederschlagssummen. Demnach kann auch nicht unmittelbar aus jedem Anstieg der jährlichen globalen Temperaturen auf eine generelle Intensivierung des globalen Wasserkreislaufs geschlossen werden. Vielmehr macht Abbildung 9 deutlich, daß mit dem Anstieg der Temperaturen um $0,6^{\circ}\text{C}$ eine Zunahme der globalen Niederschläge über den Gesamtzeitraum um etwa 2% (entspricht etwa 20 mm) erfolgt ist, obwohl in einigen Phasen des Beobachtungszeitraumes trotz steigender globaler Temperaturen abnehmende Niederschlagshöhen zu beobachten sind.

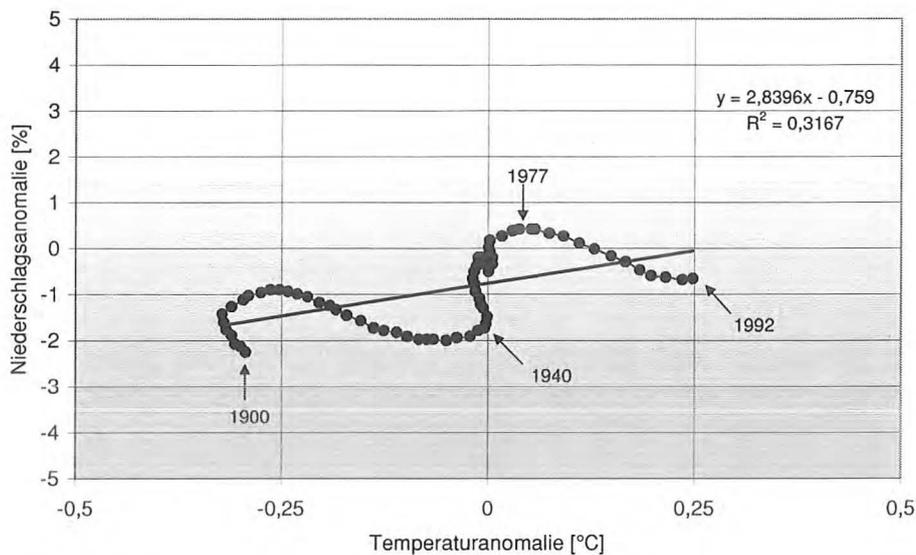


Abbildung 9: Zeitliche Entwicklung der terrestrischen mittleren jährlichen Niederschlagsanomalien (%) abgetragen gegen die mittleren jährlichen Temperaturanomalien für den Zeitraum 1900-1992. Die Anomaliewerte beziehen sich auf den Mittelwert der Periode 1951-1980 und wurden mit einem gleitenden 30-Jahre umfassenden Filter geglättet (Daten nach Hulme 1994).

4.7 Zeitliche Änderung der Flächengröße extrem feuchter und trockener Regionen im Zeitraum 1900-1990

Zu vermuten wäre als Folge der beschriebenen globalen Temperaturzunahme um $0,6^{\circ}\text{C}$ im Laufe des vergangenen Jahrhunderts auch eine Arealausweitung der von sehr starken bzw. sehr geringen Niederschlägen betroffenen Gebiete. Wählt man eine Standardabweichung der Jahreswerte des Niederschlags bezogen auf die Periode 1950-1979 als Schwellenwert, so zeigt sich bei den Gebietsgrößen mit Niederschlagsüberschuß keine regelhafte Änderung, bei den Gebietsgrößen mit Niederschlagsdefizit ist hingegen ab 1940-1955 eine deutliche Abnahme, dann bis 1978 eine Phase starker Fluktuationen bei geringer Gebietsgröße und schließlich ab 1978 ein Anstieg auf das Niveau, welches bis 1940 vorherrschte, zu erkennen (Abbildung 10). Demnach besteht auch kein einfacher Zusammenhang zwischen den Flächengrößen überdurchschnittlich trockener bzw. feuchter Gebiete der Erde und der globalen Temperaturänderung (Dai et al. 1997). Die Intensität der Niederschlagsänderung, ausgedrückt in Standardabweichungen innerhalb der betroffenen Arealgrößen, ist ebenfalls in Abbildung 10 angegeben. Für die überdurchschnittlich feuchten und trockenen Gebiete zeigen sich unregelmäßige Fluktuationen der Abweichungsintensitäten. Die für die Trockengebietsgrößen beschriebenen Tendenzen werden von den Intensitätsschwankungen insgesamt nur undeutlich nachgezeichnet (Dai et al. 1997).

Zusammenfassend kann bezüglich der Fluktuationen der Intensität und der Größe der von über- und unterdurchschnittlichen Niederschlagshöhen betroffenen Gebiete im globalen Maßstab festgestellt werden, daß sich kein eindeutiger Trend bezüglich der Intensivierung oder Flächenänderungen erkennen läßt. Eine direkte Beeinflussung durch die möglicherweise anthropogen bedingte globale Temperaturzunahme kann demnach anhand dieser Daten nicht belegt werden.

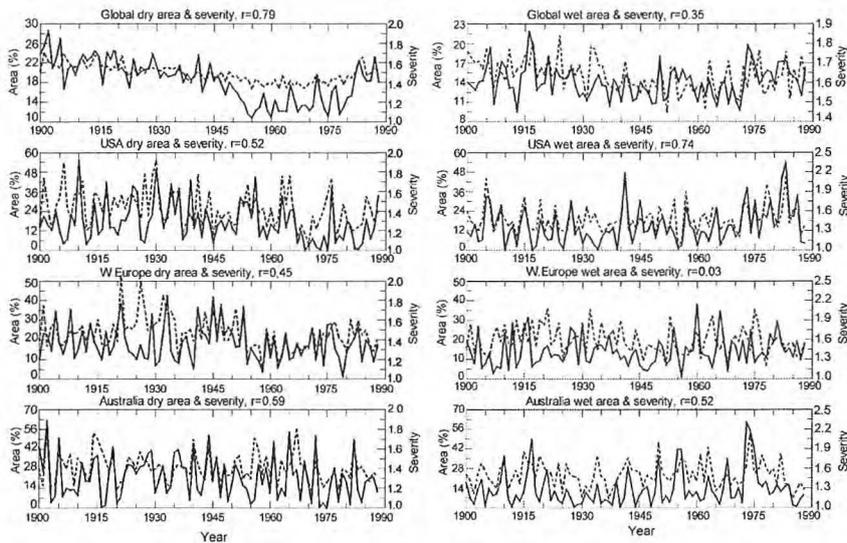


Abbildung 10: Prozentualer Anteil der Gebiete (ausgezogene Linien) mit Niederschlagshöhen, die mindestens um eine Standardabweichung unter (trocken, linke Spalte) und über (feucht, rechte Spalte) dem Mittel der Periode 1950-1979 liegen. Die über die betroffenen Gebiete gemittelte Intensität der Niederschlagsdefizite und -überschüsse (gestrichelte Linie) ist in Standardabweichungen ebenfalls angegeben. Die globalen Werte wurden anhand eines $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ -Gitternetzes, die Werte für die Regionen mit besonders guter Stationsabdeckung wurden anhand der Stationsdaten berechnet (Dai et al. 1997).

4.8 Flutkatastrophen im Einflußbereich des indischen Monsuns

In den vergangenen Jahrzehnten wurde die Weltöffentlichkeit wiederholt durch Meldungen über verheerende Flutkatastrophen im Einflußbereich des indischen Monsuns aufgeschreckt. Nicht selten waren Tausende von Todesopfern zu beklagen. Abbildung 11 zeigt die jährlichen Niederschlagsmengen für den Zeitraum 1844-1991, die in der „All Indian Summermonsoon Rainfall“-Serie zusammengefaßt sind. Diese mittleren Niederschlagssummen berücksichtigen von 1844-1870 alle für diesen Zeitraum verfügbaren Daten und werden ab 1870 aus den Niederschlagssummen von 36 relativ gleichmäßig über den indischen Kontinent verteilten Stationen gebildet. Die Sommermonsunzeitreihe wird als repräsentativ für die Monsunintensität im Bereich des indischen Subkontinents angesehen (Sontakke et al. 1993). Der Korrelationskoeffizient zwischen dieser Reihe und einer aus allen verfügbaren Zeitreihen für den Zeitraum 1871-1984 gebildeten mittleren Niederschlagsreihe wird mit 0.96 angegeben (Sontakke et al. 1993).

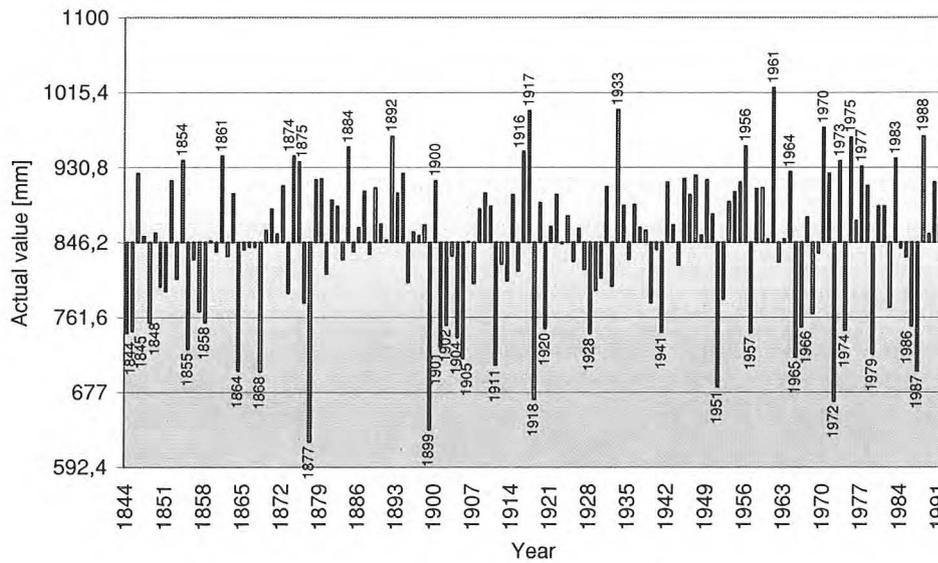


Abbildung 11: Die „All Indian Summermonsoon Rainfall“-Serie basiert auf den Niederschlagsdaten von 36 näherungsweise über dem indischen Subkontinent gleichverteilten Klimastationen und zeigt die Niederschlagsfluktuationen im Zeitraum 1844 – 1991 (Sontakke et al. 1993).

Die Niederschlagsfluktuationen der durch Mittelbildung aus den Zeitreihen der 36 Stationen erzeugten „All Indian Summermonsoon Rainfall“-Serie erreichen Extremwerte, die über 20% vom Mittelwert des Gesamtzeitraums nach oben und unten abweichen. Es lassen sich Phasen erkennen, in denen gehäuft Extremereignisse auftreten. Zu nennen ist der Zeitraum 1844-1868, 1899-1920 und 1970-1988. Ein Trend in Richtung einer Häufigkeitszunahme extremer Niederschlagsereignisse ist nicht erkennbar.

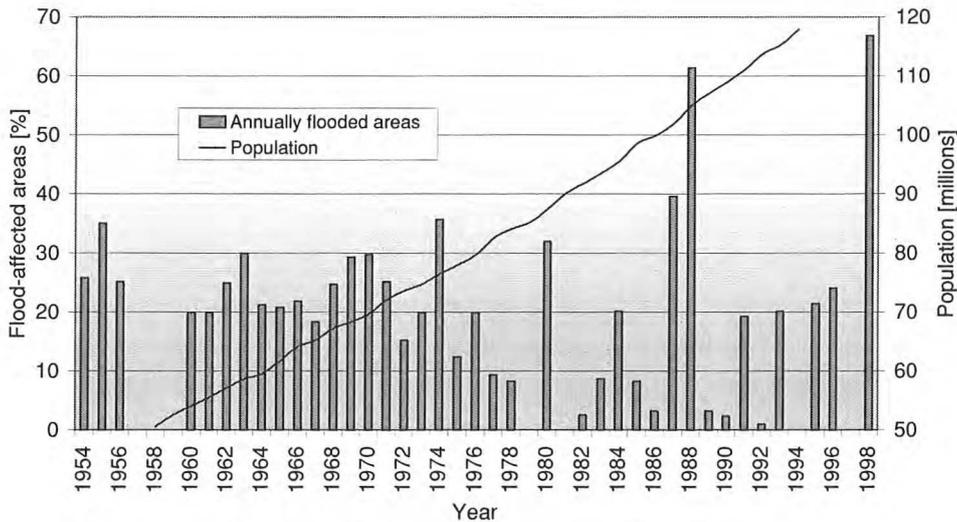


Abbildung 12: Prozentualer Anteil der von Überschwemmungen betroffenen Gebiete an der Gesamtfläche von Bangladesch im Zeitraum 1954-1998 und das Bevölkerungswachstum des Landes im gleichen Zeitraum (Messerli et al. 2000).

Für den Zeitraum 1954-1998 ist in Abbildung 12 die Größe der von Überschwemmungen betroffenen Flächen Bangladeschs angegeben. Dabei wird keine Aussage über die Andauer der Überschwemmungen gemacht. Diese können folglich durch kurze extreme Einzelereignisse oder durch anhaltende Wirkungen intensivierter Monsunströmungen ausgelöst worden sein. Die Überschwemmung von 20% der Landesfläche erfolgt in 70% der Beobachtungsjahre und kann folglich als Normalzustand angesehen werden. Tendenziell ist allerdings eine Zunahme der Variabilität seit Mitte der 70er Jahre zu beobachten, die aber gemessen an der längeren Monsunzeitreihe (Abbildung 11) keine singuläre Erscheinung darstellt. Auch die exzeptionellen Überschwemmungen der Jahre 1988 und in ähnlicher Höhe 1998 sind, wenn man die Niederschlagsanomalien 1988 der Monsunzeitreihe mit der Häufigkeit ähnlicher Abweichungen vergleicht, langfristig keine Extremerscheinung (Auftrittshäufigkeit in 5% der Jahre).

Verändert hat sich aber dramatisch die Bevölkerungszahl. Sie verdoppelte sich von 55 Mio. im Jahr 1961 auf 111 Mio. im Jahr 1991, also in nur 30 Jahren. Die Bevölkerungsdichte stieg dadurch von 374 Menschen/km² im Jahr 1961 auf 800 im Jahr 1994. Während 1950 noch 0.4 ha zur Ernährung eines Menschen verfügbar waren, sank der Wert auf weniger als 0.15 bis

zum Jahr 1994 (Messerli et al. 2000). Jeder Hektar Landesfläche muß folglich sieben Menschen ernähren. Stellt man den hohen Anteil der regelmäßig überschwemmten Landesteile in Rechnung, so muß die überschwemmungssichere Fläche 10 und mehr Menschen/ha ernähren. Da ein Mensch mindestens 200 kg Getreide zum Überleben benötigt, müssen Mindestgetreideerträge von 2000 kg/ha erzielt werden. Dazu sind wasserbauliche und sonstige Intensivierungsmaßnahmen notwendig.

Außerdem wächst mit zunehmender Bevölkerungsdichte die Notwendigkeit, selbst stark hochwassergefährdete Gebiete trotz der großen Risiken landwirtschaftlich oder als Siedlungsraum zu nutzen. Das führt dazu, daß die Retentionsflächen kleiner werden oder ganz verschwinden, was wiederum beim Überschreiten kritischer Hochwassermarken zur Ausweitung des Überschwemmungsareals und damit zur Gefährdung einer ständig anwachsenden Zahl von Menschen führt. Die Naturrisiken werden durch die wachsende Bevölkerung und die damit fast unumgänglich werdende Ausweitung und Intensivierung der Landnutzung anthropogen verstärkt. Die Wirkungen des anthropogenen Treibhauseffektes könnten eine zusätzliche Erhöhung der Überschwemmungsrisiken verursachen, wenn in Zukunft die Häufigkeit extremer Wettersituationen, wie mit Hilfe der Klimamodellrechnungen vorhergesagt, drastisch ansteigt. Sollte der anthropogene Treibhauseffekt auch den vorhergesagten Meeresspiegelanstieg bewirken, so würden die natürlichen Risiken noch eine weitere anthropogene Verstärkung erfahren. Insgesamt würde die Tragfähigkeit Bangladeshs durch diese Prozesse drastisch vermindert.

4.9 Die globale Verteilung des Niederschlags

Die globale Verteilung des jährlichen Niederschlags unter Berücksichtigung der verfügbaren Regengaugendaten für die Landflächen und den satellitengestützten Niederschlagsschätzungen für die Ozeane ist in Abbildung 13 dargestellt. Der Beobachtungszeitraum ist zwar mit 13 Jahren vergleichsweise kurz, kann aber nur ausgeweitet werden, wenn erhebliche Fehlerrisiken über den Ozeanen in Kauf genommen werden. Da für die zeitlichen Änderungen des globalen Niederschlags keine generellen Trends nachgewiesen werden konnten (Abbildung 7), kann die in Abbildung 13 dargestellte Verteilung als die gegenwärtig beste Schätzung der globalen Verteilung der mittleren jährlichen Niederschlagssummen angesehen werden. Vergleiche mit konventionell berechneten globalen jährlichen Niederschlagsvertei-

lungen zeigen, daß diese die Niederschlagsmengen im Bereich der Innertropischen Konvergenzzone und der außertropischen Zyklonen-Hauptzugbahnen stark unterschätzen.

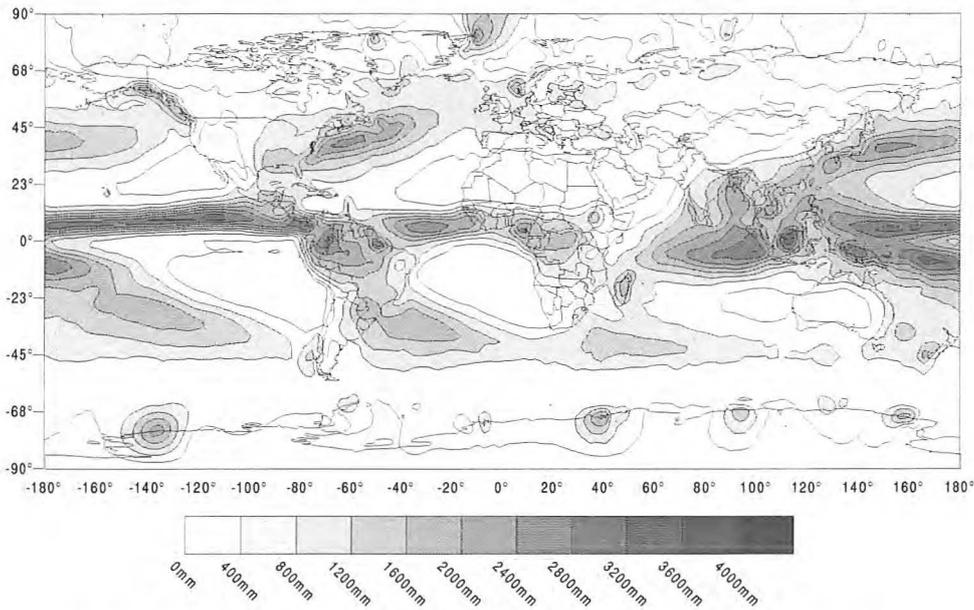


Abbildung 13: Mittlere jährliche Niederschläge in Millimeter im Zeitraum 1987-1999 nach Daten des „Global Precipitation Climatology Centre“ berechnet für eine Gitternetzweite von $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ unter Berücksichtigung aller verfügbaren Regengaugendaten für die Landflächen und Niederschlagsschätzungen nach Satellitenbildanalysen für die Ozeane.

Die Verteilung in Abbildung 13 zeigt in eindrucksvoller Weise die enormen Umsätze, die der Wasserkreislauf in der inneren Tropenzone leistet. Außerdem tritt der enge Zusammenhang zwischen den inneren Tropen und den äußeren Tropen an den Westflanken der subtropischen Hochdruckgebiete auf beiden Hemisphären sehr deutlich in Erscheinung. Die tropischen und subtropischen ozeanischen Gebiete mit Tagesniederschlägen unter 400 Millimeter können als Wasserdampfquellen interpretiert werden, während die tropisch-subtropischen und außertropischen ozeanischen Gebiete mit Jahresniederschlägen über 1200 Millimeter Senken des Wasserdampfes darstellen. Die Transportverbindungen zwischen den Quellen und Senken bilden die subtropischen Hochdruckgebiete, die an ihren Ostflanken wasserdampfreiche Luftmassen äquatorwärts in die Senkengebiete führen, während sie an ihren Westflanken und entlang ihrer polwärtigen Begrenzung einen Teil des in den inneren Tropen nicht kondensierten Wasserdampfes polwärts den außertropischen Zyklonen zur Kondensation über den Ozeanen und den Kontinenten zuführen. Insgesamt sind die Niederschlagshöhen außerhalb

der Tropen und außerhalb der außertropischen Zyklonenbahnen mit weniger als 800 mm im Jahr vergleichsweise gering.

Für die Landflächen sind die zonal gemittelten Niederschlagshöhen nach den Schätzungen verschiedener Autoren in Abbildung 14 vergleichend dargestellt (Legates 1995). Da alle Schätzungen wenigstens teilweise auf den gleichen Beobachtungsdaten basieren, ist eine generelle Übereinstimmung gegeben. Abweichungen von bis zu 300 mm können aber im Januar im Bereich der inneren Tropen beobachtet werden. Prinzipiell weisen die Schätzungen von Jäger (1976) geringere Werte als die neueren Schätzungen von Eischeid et al. (1991) und von Legates und Willmott (1990) aus.

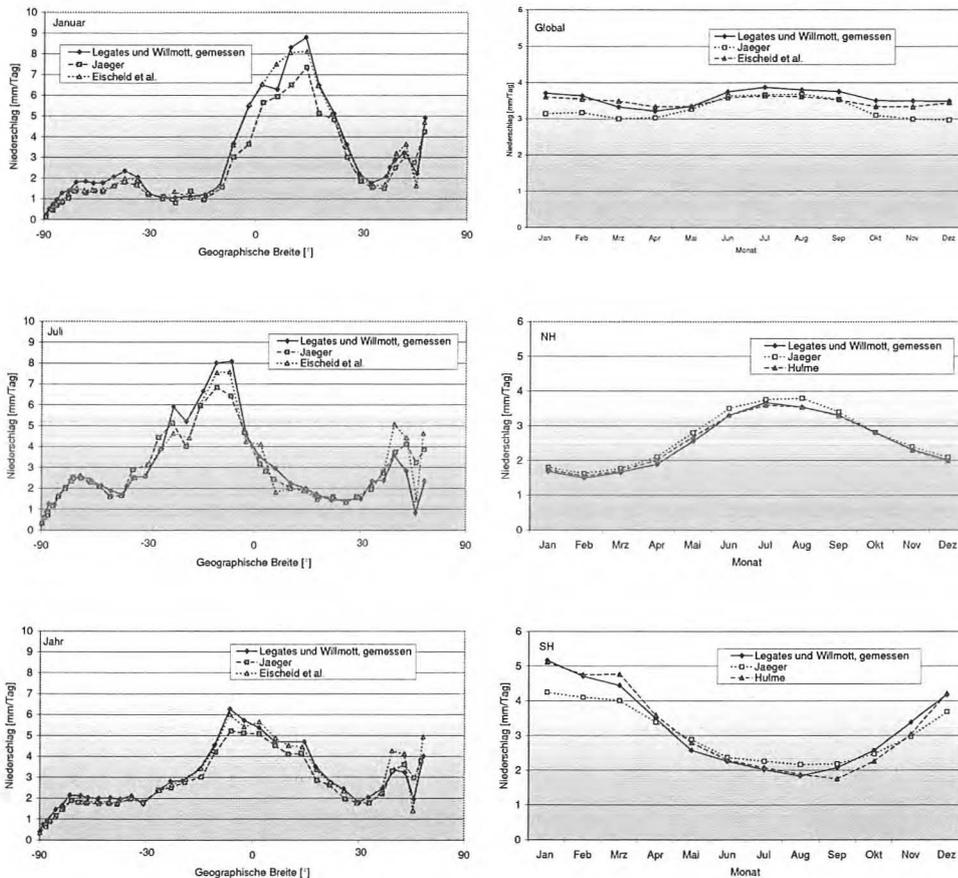


Abbildung 14: Zonal über die Landflächen der Erde gemittelte Niederschlagssummen für die Monate Januar, Juli und das ganze Jahr (linke Spalte). Monatliche Verteilung der globalen, nord- und südhemisphärischen Niederschlagssummen (rechte Spalte) nach Daten von Legates (1995).

Auch im zonalen Mittel der Landflächen treten die ITC und die Bereiche der außertropischen Zyklonenbahnen durch massiv erhöhte Niederschlagssummen deutlich in Erscheinung. Zwischen Januar und Juli ist außerdem die Verlagerung der ITC auf die jeweilige Sommerhemisphäre und die gleichzeitige Verlagerung der außertropischen Zyklonenbahnen in Richtung Pol erkennbar. Im Jahresmittel flachen die Niederschlagshöhen im Bereich der außertropischen Zyklonenbahnen durch die Mittelbildung über die jahreszeitlich variierenden Zyklonenpositionen etwas ab. Gleiches gilt für die an die ITC gebundenen Niederschlagshöhen.

Während über den Ozeanen im Jahresmittel im Bereich der ITC regional begrenzt Niederschlagshöhen über 2800 mm auf weiten Flächen zu beobachten sind (Abbildung 13), wird diese Schwelle über Land im Jahresmittel nur kleinräumig geringfügig überschritten. Auch im Bereich der Zugbahnen außertropischer Zyklonen werden über den Ozeanen der Nordhemisphäre regional begrenzt Werte über 2800 mm/a erreicht. Zonal gemittelt über die Landflächen bleiben die entsprechenden Werte deutlich unter 1000 mm/a.

Der Jahresgang der globalen Niederschlagshöhen zeigt Maximalwerte im nordhemisphärischen Sommer und ein sekundäres Maximum im nordhemisphärischen Winter. Der Jahresmittelwert kann für die Schätzung von Legates et al. (1990) mit rund 1000 mm abgelesen werden, die anderen Schätzungen bleiben etwas unter diesem Wert. Die beiden Maxima des globalen Niederschlagsjahresganges werden durch die Gegenphasebeziehung der Jahresgänge der Nord- und der Südhemisphäre verursacht. Sehr ausgeprägt treten maximale Niederschlagssummen auf der Nordhemisphäre im nordhemisphärischen Sommer auf, weniger ausgeprägt sind die Niederschlagsmaxima auf der Südhemisphäre im südhemisphärischen Sommer. Die Zusammenfassung beider Jahresgänge in Form des mittleren globalen Jahresganges bewirkt die beiden Maxima im Sommer und Winter.

Zur weiteren Verifikation der Beziehungen zwischen den Komponenten des globalen Wasserkreislaufs werden im folgenden Abschnitt die Verdunstung und der atmosphärische Wasserdampf analysiert. Insbesondere werden die Zusammenhänge zwischen den Bereichen mit Verdunstungsüberschüssen und Niederschlagsüberschüssen hinsichtlich der zwischen diesen bestehenden Transportmechanismen des Wasserdampfes zu diskutieren sein.

5 Raum-zeitliche Analyse der globalen Verdunstungsprozesse

5.1 Verdunstung und atmosphärischer Wasserdampf

Im globalen Maßstab muß die kondensierende Menge Niederschlagswasser ständig durch die Verdunstung von Wasser zu atmosphärischem Wasserdampf ersetzt werden, da sonst der atmosphärische Wasserdampfspeicher binnen 9.3 Tagen, wie Abbildung 2 zeigt, völlig entleert wäre. Verdunstung und atmosphärischer Wasserdampfgehalt stehen folglich in einer direkter Wechselwirkung zueinander, die in diesem Abschnitt in ihrer raum-zeitlichen Ausprägung quantitativ analysiert werden soll.

Der physikalische Vorgang der Verdampfung von Wasser, bei dem einzelne Wassermoleküle durch Erhöhung ihrer Molekulargeschwindigkeit aus dem Molekülverband des flüssigen Wassers bei ausreichender Energiezufuhr herausgerissen werden und in der Umgebungsluft im gasförmigen Zustand verbleiben, wird Verdunstung genannt. Wie Abbildung 2 zeigt, verdunsten im globalen Mittel jährlich rund 1000 mm, also 1000 kg (1 t) pro m², oder auf die gesamte Erdoberfläche bezogen, exakt 512×10^{12} Tonnen Wasser, was 512 000 km³ Wasser entspricht (Abbildung 2).

Bei der Verdunstung von einem Gramm Wasser werden 2450 Joule Energie in Arbeit umgesetzt, die durch Strahlung oder die Temperatur der Umgebungsluft bereitgestellt werden. Bezogen auf die Verdunstung von rund einer Tonne Wasser pro m² und Jahr sind das 2.45×10^9 Joule im Jahr oder rund 77 Joule pro Sekunde. Da ein Watt einem Joule/sec entspricht, werden im globalen Mittel 77 W/m² in den Verdunstungsprozessen umgesetzt. Bezogen auf die Gesamtfläche der Erde (510×10^{12} m²) ergeben sich 39.4×10^{15} Watt.

Die solare Einstrahlung, die im Klimasystem in Arbeit umgesetzt wird, beträgt im globalen Mittel 240 W/m². Nur 169 W/m² davon stehen an der Erdoberfläche für Erwärmungs- und Verdunstungsprozesse zur Verfügung. 45.6% davon werden für Verdunstungsprozesse aufgewandt. Bezogen auf die 240 W/m², die im Klimasystem insgesamt in Arbeit umgesetzt werden, sind es 32%, also ein knappes Drittel. Diese quantitativen Abschätzungen veranschaulichen die Bedeutung der Verdunstung für den Wasser- und den Energiehaushalt der

Erde und verdeutlichen nochmals die wiederholt hervorgehobene enge Kopplung zwischen dem Wasser- und Energiehaushalt der Erde.

5.2 Probleme bei der Bestimmung der aktuellen und potentiellen Evapotranspiration

Die Verdunstung erfolgt an den Wasser- bzw. Bodenoberflächen, aber auch in Form der Transpiration lebender Organismen. Erfolgt die Verdunstung nur von unbelebten Oberflächen, so spricht man von Evaporation, sind auch lebende Organismen eingeschlossen, von Evapotranspiration. Der Verdunstung von Wasserflächen kommt eine besondere Bedeutung zu, da sie die Wasserdampfaufnahmekapazität der Atmosphäre unter den gegebenen energetischen Bedingungen widerspiegelt. Sie wird deshalb als potentielle Evaporation bezeichnet. Über den Kontinenten ist die Verdunstung oft durch Wassermangel eingeschränkt, bleibt also deutlich geringer als die potentielle Evaporation. Demzufolge ist die weitflächige Mittelung der Evapotranspirationsraten zum Erhalt einer Gebietsevapotranspiration, die auch als Landes- oder Landschaftsverdunstung bezeichnet wird, ausgesprochen schwierig. Die potentielle Landesverdunstung wird theoretisch dann erreicht, wenn der Pflanzenwuchs in näherungsweise gleicher Höhe in vollem Wachstum begriffen den Boden vollkommen beschattet und im Boden Wasser „im Überfluß“ verfügbar ist (Baumgartner et al. 1996, S. 341). Sind diese Bedingungen nicht erfüllt, so ist die aktuelle Landesverdunstung unter Berücksichtigung der Niederschlagshöhe, der Bodeneigenschaften und der Ausprägung des Vegetationsbesatzes zu bestimmen.

In der globalen Wasserhaushaltsgleichung $N + V + A = 0$ wird der Verdunstungsterm bei lokaler Betrachtung aufgeschlüsselt in der Form:

$$N + (T + E + I) + A + S = 0$$

mit T: Transpiration, E: Bodenverdunstung, I: Interzeptionsverdunstung (Verdunstung von niederschlagsbenetzten Pflanzenoberflächen, nach Prince et al. 1998).

Alle genannten Parameter vereinfachen sich nicht bei Ausweitung der zu analysierenden Flächengröße sondern erfordern im Gegenteil eine immer differenziertere Betrachtungsweise bei gleichbleibenden Genauigkeitsansprüchen. Das bedeutet aber, daß mit zunehmender

Flächengröße die Zahl der zu beobachtenden Variablen schneller anwächst, als die Möglichkeiten, diese meßtechnisch zu bestimmen (Tarpley 1994). Vereinfachungen, die zu Ungenauigkeiten führen, sind darum unumgänglich. Sie basieren in der Regel auf empirischen Befunden oder auf korrelativen Beziehungen zwischen Verdunstungsmeßwerten und regelmäßig beobachteten Klimaparametern. Dabei wird die verfügbare Energie durch die Strahlung, die atmosphärischen Bedingungen durch die Temperatur, die Windgeschwindigkeit, die Niederschlagshöhe und das Sättigungsdefizit beschrieben. Die empirisch ermittelte Gewichtung dieser Größen läßt sich in der Verdunstungsformel von Wagner (1931) erkennen:

$$E = (E_0 - E_L) * (V + 0,3)^{\frac{1}{2}} * \frac{T}{T} * \frac{\bar{P}}{P}$$

Das Sättigungsdefizit ($E_0 - E_L$) und die durch $\frac{T}{T}$ geschätzte verfügbare Energie sowie der Niederschlag $\frac{\bar{P}}{P}$ gehen direkt proportional in die Formel ein, der Windfaktor jedoch exponentiell reduziert. Einen Überblick über bewährte Evaporationsabschätzungen findet sich in Rosenberg et al. (1983) und Sellers (1965). Besonders häufig wird zur Schätzung der mittleren monatlichen potentiellen Evapotranspiration das Penman-Verfahren angewandt, da diese Schätzung auf den regelmäßig erhobenen Parametern mittlere Monatstemperatur, Bodenwindgeschwindigkeit, relative Feuchte und Nettostrahlung basiert. Letztere kann, wenn nicht verfügbar, aus der Lufttemperatur, der Einstrahlung, der Zahl der Sonnenscheinstunden und der Erdoberflächenalbedo nach einer von Linacre (1968) entwickelten empirischen Gleichung bestimmt werden. Die mit den unterschiedlichen Verfahren erzielten Ergebnisse weichen trotz der oft sehr aufwendigen Datenbeschaffung und Datenaufarbeitung weit voneinander ab.

5.3 Evapotranspirationsabschätzung anhand eines einfachen Energiebilanzmodells

Weitere Ansätze zur Evapotranspirationsabschätzung basieren auf der Anwendung einfacher Energiebilanzmodelle für die Erdoberfläche. Dabei wird die Erdoberfläche als eine masselose Fläche ohne die Fähigkeit zur Energiespeicherung angesehen. Für diese gilt:

$$R_n + H + LE + S = 0$$

Mit R_n : Nettostrahlungsempfang der Fläche, H : sensibler Wärmefluß, LE : Latenter Wärmefluß, S : Bodenwärmefluß.

Anhand von GOES VISSR Satellitenmessungen lassen sich die Erwärmungsraten sowie die Oberflächentemperaturen bestimmen. NOAA 9 Satellitenmessungen gestatten die Berechnung des „Normalized Difference Vegetation Index“ (NDVI) für Landflächen aus den spektralen Eigenschaften der gescannten Erdoberfläche. In Verbindung mit den routinemäßig an den Klimastationen erhobenen Parametern ist mit Hilfe dieser Daten die Berechnung aller Parameter des o.g. Energiebilanzmodells möglich (Tarpley 1994).

Für den mittleren Tagesgang des Monats August sind die nach dem von Tarpley vorgeschlagenen Verfahren berechneten Ergebnisse für alle Parameter des Energiebilanzmodells in Abbildung 15a zusammengefaßt. Durch Integration des latenten Wärmeflusses über die 86 400 Sekunden des Tages ergibt sich die insgesamt zur Verdunstung umgesetzte Energie, aus der unter Berücksichtigung der Tatsache, daß 2450 J zur Verdunstung von einem Gramm Wasser benötigt werden, die tägliche Verdunstungsrate zu berechnen ist. Aus dieser läßt sich durch Multiplikation mit den 31 Augusttagen die monatliche Evapotranspiration bestimmen.

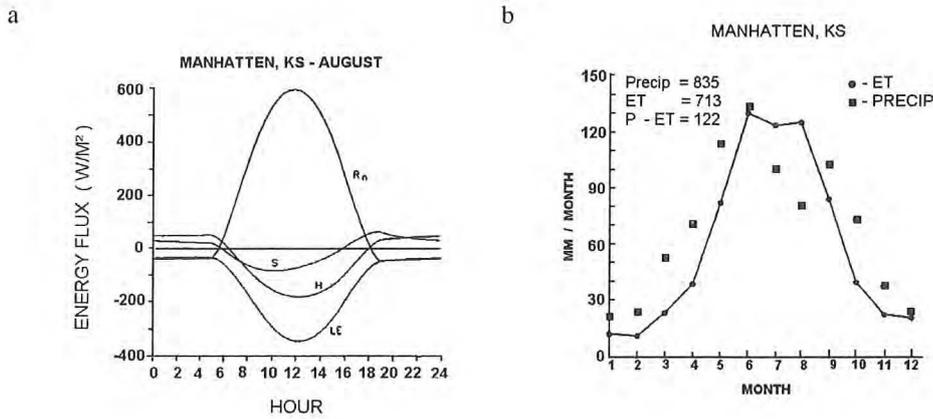


Abbildung 15: (a) Energieflüsse am Boden für den Bereich der Station Manhattan/Kansas nach Modellrechnungen mit dem Energiebilanzmodell. Zum Boden gerichtete Flüsse sind positiv, vom Boden weg gerichtete Flüsse negativ. (b) Mittlere monatliche Evapotranspiration im Bereich der Station Manhattan/Kansas nach Modellrechnungen mit dem Energiebilanzmodell. Zum Vergleich sind die gemessenen monatlichen Niederschlagssummen durch Quadrate gekennzeichnet. Oben links sind die Jahresniederschlagssumme, die modellierte Jahresevapotranspiration und die Differenz zwischen Jahresniederschlag und Jahresevapotranspiration angegeben (Tarpley 1994).

Abbildung 15 b zeigt den mit dem Energiebilanzmodell bestimmten Jahresgang der Evapotranspiration, der in sehr guter Näherung mit den Meßwerten und den konventionell bestimmten Werten übereinstimmt. Da die Satellitendaten ebenso wie die meteorologischen Parameter, die für diese Rechnung notwendig sind, routinemäßig erfaßt und allgemein verfügbar gemacht werden, könnten auf der Grundlage dieses Verfahrens in Zukunft großflächige Abschätzungen der Evapotranspiration mit einer bisher nicht erreichten Genauigkeit erfolgen.

5.4 Bestimmung der monatlichen Evapotranspiration auf der Grundlage der atmosphärisch-terrestrischen Wasserbilanz

Ein weiterer neuer Ansatz, der die bisherigen Verfahren zur Bestimmung der monatlichen Evapotranspiration an Leistungsfähigkeit deutlich übertrifft, basiert auf der Berechnung der atmosphärisch-terrestrischen Wasserbilanz anhand der monatlichen Radiosondendaten und des gemessenen monatlichen Niederschlags und Abflusses. Da die Radiosondendaten ebenso wie die Niederschlags- und Abflußdaten routinemäßig bestimmt werden, kann das Verfahren in allen Räumen der Erde mit hinreichender Meßdichte angewandt werden. Der atmosphärische Teil des Wasserhaushaltes läßt sich anhand der Radiosondendaten abschätzen, wenn

man annimmt, daß durch die Grenzen des Untersuchungsgebietes nur vernachlässigbar kleine Wassermengen in flüssiger, fester oder gasförmiger Form eindringen. Wenn man außerdem annimmt, daß das Speichervermögen der Atmosphäre über dem Untersuchungsgebiet keine Änderungen erfährt, läßt sich die atmosphärische Wasserbilanz angeben:

$$\frac{\delta W}{\delta t} + \frac{1}{A} \oint_C F_n dC = -(P - E)$$

mit W: Mittlerer Wasserdampfgehalt über dem Untersuchungsgebiet, A: Fläche des Untersuchungsgebietes, C: Begrenzung des Untersuchungsgebietes, F_n : Vertikal integrierter Wasserdampftransport senkrecht zur Kontur des Untersuchungsgebietes, P: Niederschlag, E: Verdunstung.

Die Integration ergibt die vertikal integrierte Flußdivergenz für den Bereich zwischen den berücksichtigten Radiosondenstationen, deren Daten in die Integration eingehen (Ropelewski et al. 1998). Es ist anzunehmen, daß eine zeitliche und räumliche Ausweitung das Zutreffen der gemachten Voraussetzungen deutlich erhöht und folglich die Ergebnisse verbessert.

Mit Hilfe des terrestrischen Teils der Wasserbilanz können die für den atmosphärischen Teil der Bilanz gewonnenen Ergebnisse abgesichert werden, denn es gilt: $(AS) = (P - E) - D$ mit AS=Monatliche Änderung des Bodenspeicherwassers, D: Abfluß in und aus dem Untersuchungsgebiet, (P-E): Flußdivergenz im atmosphärischer Teil.

Bei Zugrundelegung eines hinreichend langen Beobachtungszeitraums (Größenordnung 10-20 Jahre) kann davon ausgegangen werden, daß die Änderung von (AS) über diesen langen Zeitraum vernachlässigbar klein ist. Unter dieser Voraussetzung sollte (P-E), berechnet aus dem atmosphärischen Teil der Wasserbilanz, gleich D, der terrestrischen Bilanz sein. Da D meßtechnisch leicht und genau zu bestimmen ist, ergibt sich damit ein Maß für die Genauigkeit der Abschätzung. Gegebenenfalls kann die Berechnung des Divergenzflusses durch entsprechende Anpassungen verbessert werden.

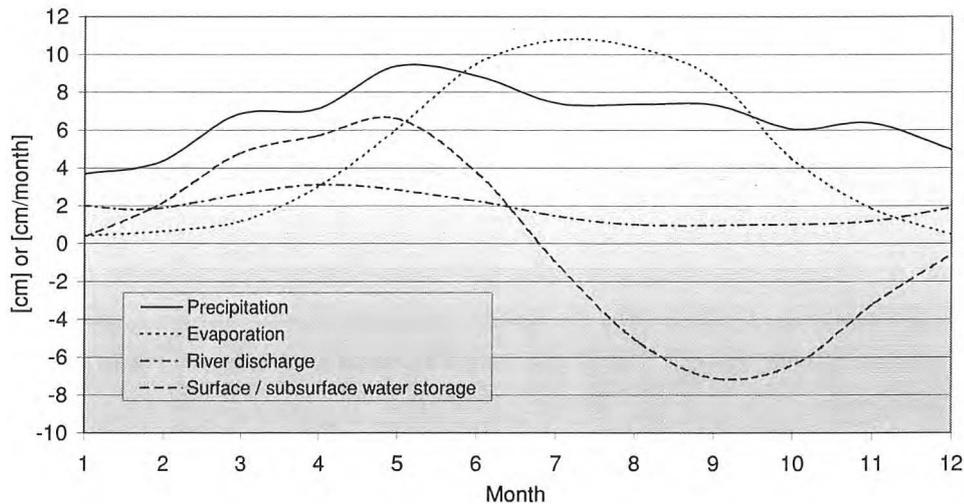


Abbildung 16: Vergleich der mittleren Jahrgänge des gemessenen Niederschlags und Abflusses sowie der berechneten Evapotranspiration und des berechneten Bodenspeicherwassers in Zentimeter pro Monat (Ropelewski et al. 1998).

Abbildung 16 zeigt den mittleren Jahrgang der Evapotranspiration, des Niederschlags, des Abflusses und des Speicherwassers, gemittelt über den Zeitraum 1974-1992, für den kontinentalen Bereich der USA (Ropelewski et al. 1998). Niederschlag und Abfluß wurden gemessen, Evapotranspiration und Speicherwasser berechnet. Mit wachsender Verdunstung nehmen Abfluß und Speicherwasser im Mittel deutlich stärker als die gemessenen Niederschlagsmengen ab. Da alle Parameter für die Monate des Gesamtzeitraumes gemessen wurden bzw. leicht zu berechnen sind, kann die akkumulierte Zeitreihe für die Differenz aus Evapotranspiration und Niederschlag und für den Abfluß sowie die Zeitreihe der Differenzen zwischen diesen beiden Zeitreihen, die die Änderung des Speicherwassers erfaßt, gebildet werden (Abbildung 17a).

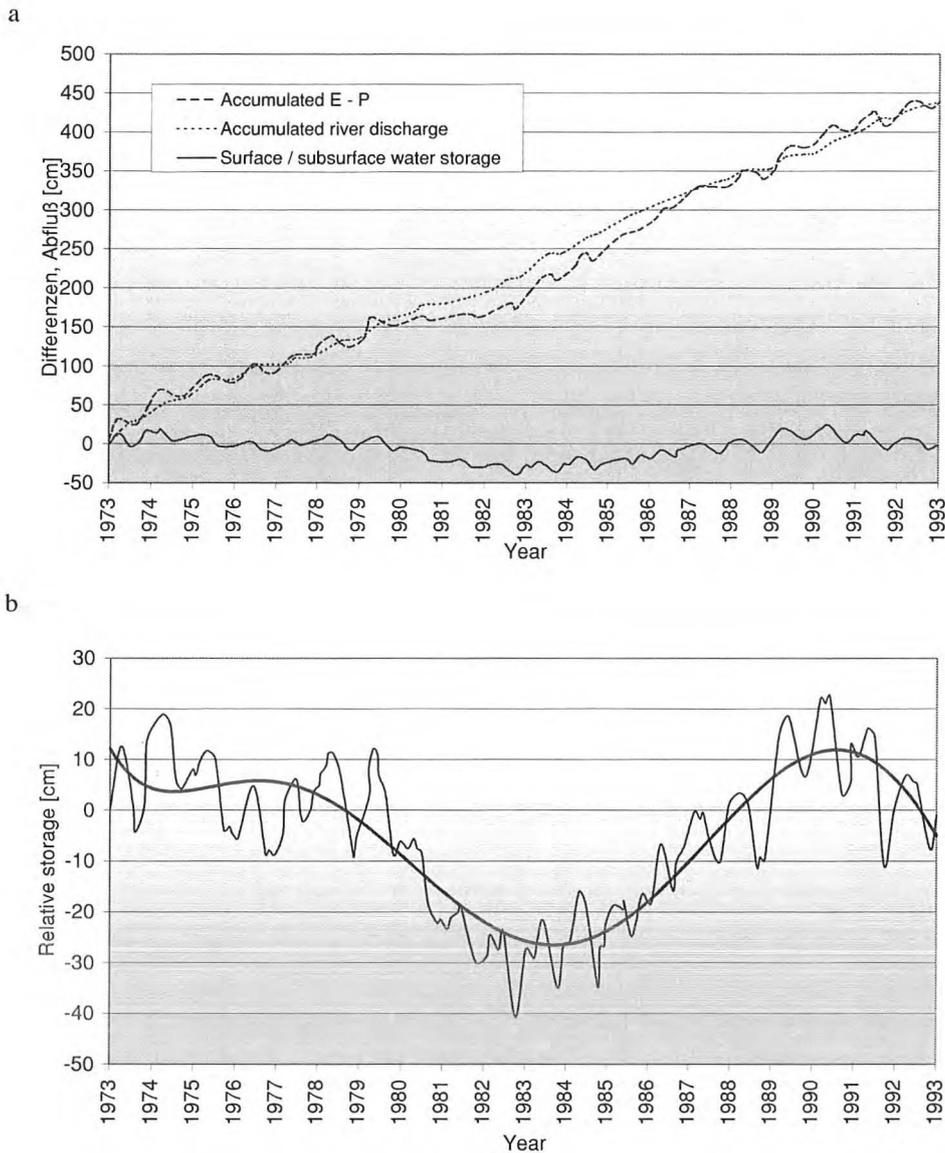


Abbildung 17: (a) Zeitreihe der akkumulierten monatlichen Differenzen zwischen Niederschlag und Evapotranspiration und Zeitreihe des akkumulierten Abflusses für den zentralen Bereich der U.S.A. sowie Zeitreihe der Differenzen zwischen den Werten dieser beiden Zeitreihen, die in (b) in vergrößertem Maßstab wiederholt wird (Repelewsky et al. 1998).

Wird der Maßstab bei letzterer Zeitreihe vergrößert, so tritt klar erkennbar neben den jahreszeitlichen Fluktuationen eine langfristige Abnahme des Speicherwassers von 1974-1982 und eine anschließende Zunahme bis 1990 mit folgender erneuter Abnahme in Erscheinung (Abbildung 17b). Natürliche Änderungen im Bodenwasserhaushalt und im Grundwasserbe-

stand können anhand dieses vergleichsweise einfachen Verfahrens klar von anthropogenen Einflüssen getrennt werden. Da die Daten, die diesem Verfahren zugrunde liegen, allgemein verfügbar sind, können entsprechende Abschätzungen für alle Landflächen der Erde durchgeführt werden.

Im globalen Maßstab liegen keine langfristigen fortlaufenden Schätzungen der Evapotranspiration vor. Die besten Schätzungen erfolgen gegenwärtig im Rahmen der Klimamodellrechnungen. Die Ergebnisse können als weitgehend gesichert angesehen werden, weil die Modellergebnisse an die realen Bedingungen durch vielfältige Parametrisierungen so angepaßt sind, daß eine befriedigende Übereinstimmung mit einer Vielzahl punktueller Messungen gegeben ist. Erfolgen die Rechnungen unabhängig von den Klimamodellrechnungen anhand der auf Vereinfachungen basierenden verschiedenen Berechnungsformeln, so besteht das Problem, daß nicht alle in den Berechnungsformeln benötigten Klimaparameter regelmäßig erhoben werden. Dies gilt insbesondere für die Nettostrahlung, die nur an wenigen Stationen der Erde gemessen wird. Da die Klimamodelle Berechnungen des Strahlungshaushaltes einschließen, sind die Nettostrahlungswerte im Rahmen der Klimamodellrechnungen unmittelbar verfügbar.

5.5 Jahresgang der Verdunstung für die Ozean- und Landflächen

In Abbildung 18 sind die Jahresgänge für E-P und E getrennt für die globalen Land- und Ozeanflächen, berechnet mit dem Community Climate Model des National Center for Atmospheric Research in Boulder, Colorado (CCM3), angegeben (Hack et al. 1998). Zum Vergleich ist auch der berechnete Jahresgang des globalen Niederschlags für die Landflächen angegeben, der deutlich geringer als der unter Einschluß der Land- und Wasserflächen bestimmte Jahresgang ist (vgl. Abbildung 14). Ebenfalls zu Vergleichszwecken ist der Jahresgang des globalen atmosphärischen Wasserdampfgehaltes dargestellt, der im Rahmen des NASA Water Vapor Projects (NVAP) mit Hilfe von „Water Vapor Retrievals“ der Tiron N „Operational Vertical Sounder“ (TOVS) und der „Special Sensor Microwave/Imager“ (SSM/I) sowie von Radiosondendaten bestimmt wurde (Randell et al. 1995).

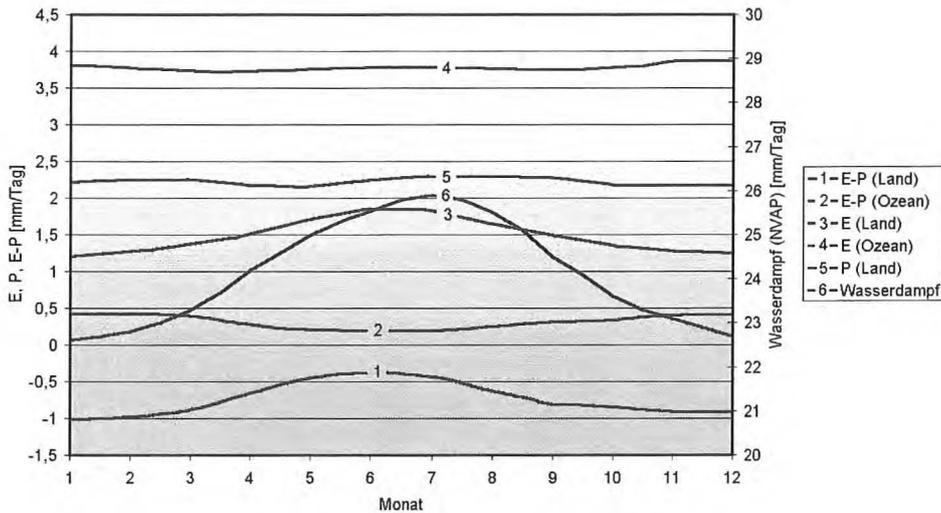


Abbildung 18: Jahresgänge für E-P und E, getrennt für die globalen Land- und Ozeanflächen sowie des globalen Niederschlags für die Landflächen und des globalen atmosphärischen Wasserdampfgehaltes (nach Daten aus Hack et al. 1998).

Die Jahresamplitude der Evapotranspiration über Land ist mit maximalen Werten im nordhemisphärischen Sommer deutlich ausgeprägter als über den Ozeanen. Während die maximalen Verdunstungswerte über Land deutlich unter 700 mm bleiben, erreichen sie über den Ozeanen knapp um 1400 mm. Der Jahresgang des Niederschlags wird, wie der Vergleich mit dem Jahresgang der Verdunstung zeigt, von den zeitlichen Fluktuationen der Verdunstung über den Ozeanen mitbestimmt. Der beobachtete globale atmosphärische Wasserdampfgehalt schwankt jahreszeitlich zwischen 22.8 und knapp 25.8 mm, also bezogen auf die gesamte Erdoberfläche, jahreszeitlich zwischen 11 000 und 13 000 km³ Wasser. Maximalwerte erreicht der atmosphärische Wasserdampfgehalt im nordhemisphärischen Sommer, folgt also dem Temperaturgang der Nordhemisphäre bezüglich der Wasserdampfaufnahmekapazität.

Die Differenz aus Verdunstung und Niederschlag bleibt für die Ozeane ganzjährig positiv, für die Landflächen ganzjährig negativ. Das spiegelt das in Abbildung 2 bereits herausgestellte Mißverhältnis von 107 000 km³ Niederschlag und nur 62 000 km³ Evapotranspiration über den Landflächen wider, welches durch entsprechende Wasserdampftransporte (45 000 km³) vom Meer zum Land ausgeglichen wird.

5.6 Die globale Verteilung der Verdunstung und der Wasserdampftransporte

Für den Zeitraum 1979-1995 liegt sowohl die globale Niederschlagsverteilung wie auch die mit dem Klimamodell CCM3 des NCEP/NCAR (National Center for Environment Prediction in Boulder) berechnete globale Verdunstungsverteilung für diesen Zeitraum vor (Trenberth 1998). Die höchsten Verdunstungsraten treten im Bereich der subtropischen Hochdruckgebiete, die höchsten Niederschlagssummen im Migrationsfeld der ITC auf (Abbildung 19 a, b).

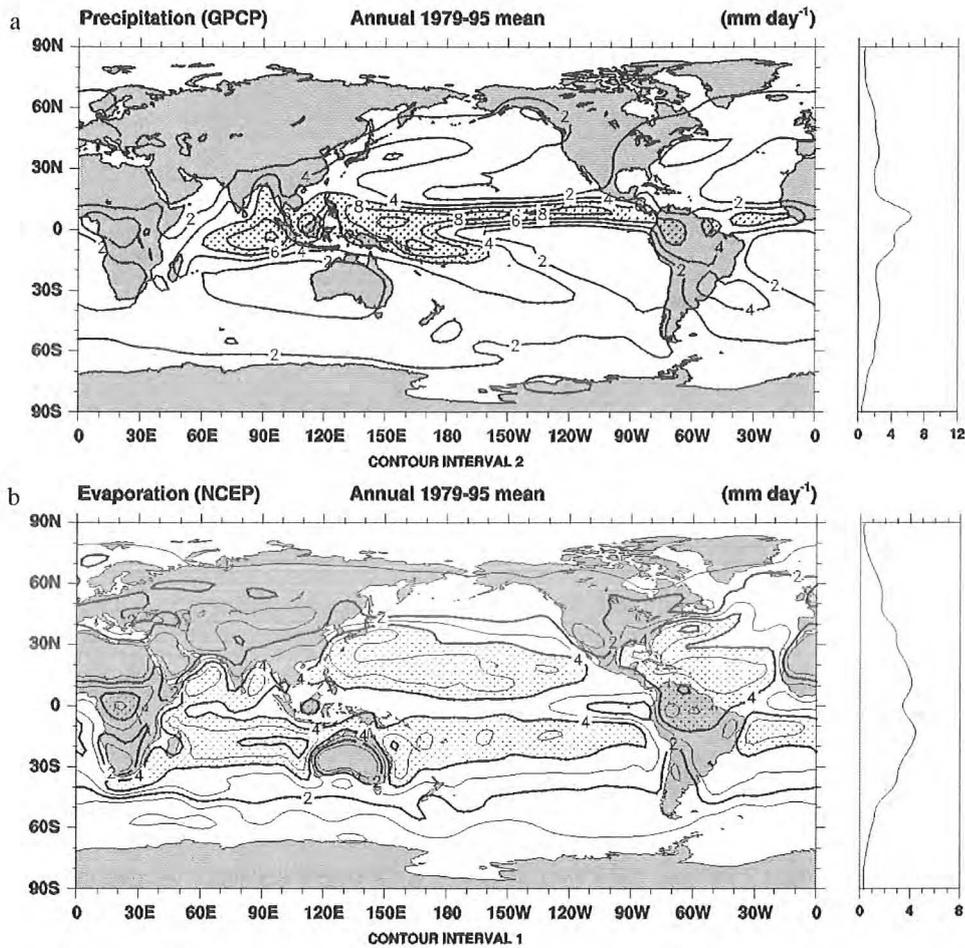


Abbildung 19: Beobachtete globale Niederschlagsverteilung (GPCP) und berechnete (CCM3) globale Verteilung der Verdunstung für den Zeitraum 1979-1995 (Trenberth 1998).

Über den Landmassen bleiben die Niederschläge und die Verdunstungswerte außer im ITC-Bereich generell gering und erreichen nur Werte zwischen 0-3mm/Tag, das entspricht Jahressummen zwischen 0 und 1000 mm. Die Abbildung 19 zeigt ganz klar, daß die Regionen höchster Verdunstung und höchsten Niederschlags weit auseinanderliegen. Es müssen folglich erhebliche Wasserdampftransporte aus den Wasserdampfüberschußgebieten in die Bereiche mit hohem Niederschlag erfolgen.

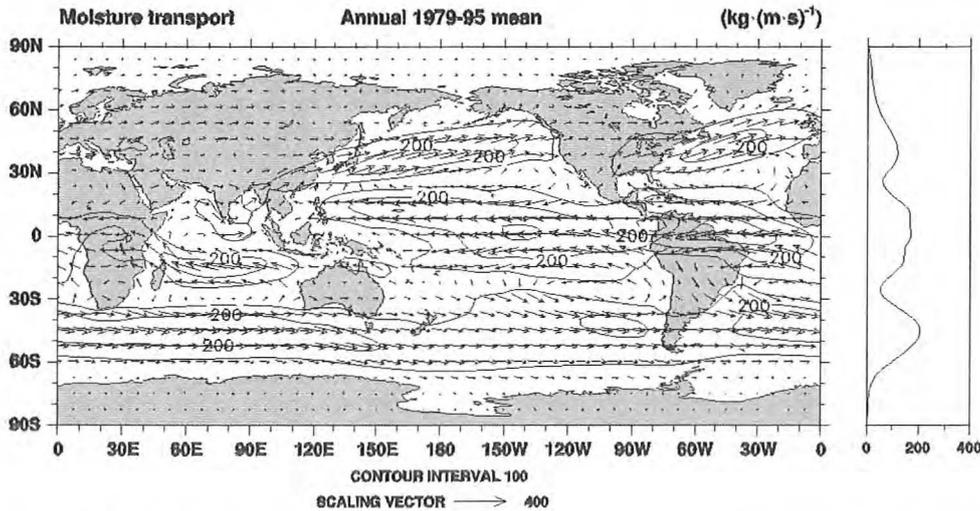


Abbildung 20: Vertikal gemittelte jährliche Wasserdampftransporte im Zeitraum 1979-1995, berechnet mit CCM3 in $\text{kg}/(\text{m}\cdot\text{s})$ (Trenberth 1998).

Die jährlich vertikal gemittelten Wasserdampftransporte sind als Mittel für den Zeitraum 1979-1995 in Abbildung 20 dargestellt. Die Berechnung erfolgte mit dem CCM3 des NCAR (Trenberth 1998) und zeigt an den Ostflanken der subtropischen Hochdruckgebiete beider Hemisphären Transporte in Richtung ITC, im äquatorialen Bereich maximale Transporte in Ost-West-Richtung und im Bereich der Westflanken der subtropischen Hochdruckgebiete polwärtige Transporte, die sich in der Zone der außertropischen Westwinde in West-Ost-Richtung bis weit in die Kontinente hinein fortsetzen. Mittlere Werte von über 200 kg m/s werden für den Bereich der ITC und der Hauptzugbahnen der außertropischen Zyklone berechnet. Über den Landflächen bleiben die Werte, abgesehen von der Tropenzone und den Westküsten der Außertropen, weit unter 100 kg m/s .

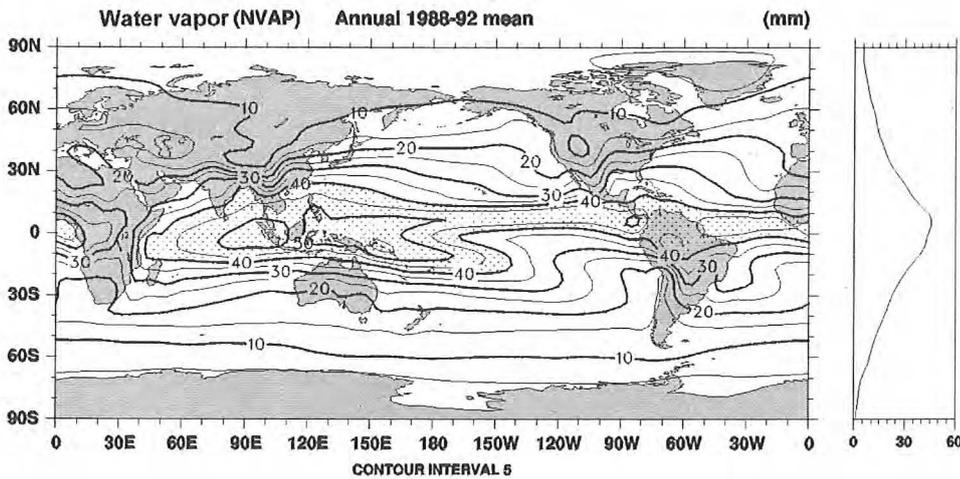
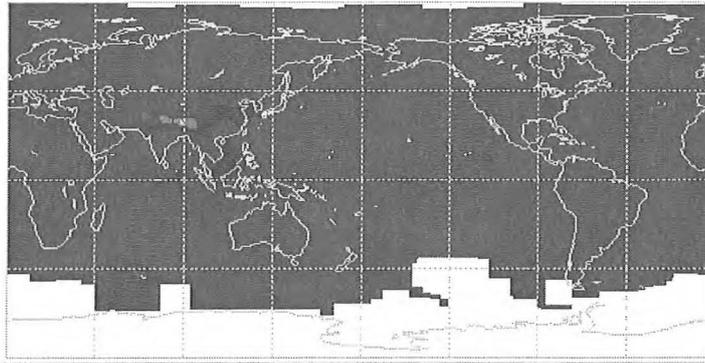


Abbildung 21: Globale Verteilung des beobachteten Wasserdampfgehaltes der Atmosphäre in Millimeter, gemittelt über den Zeitraum 1988-1992 (Trenberth 1998).

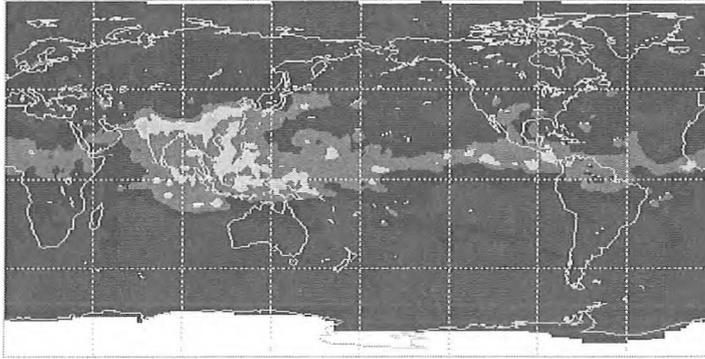
Ein Vergleich der globalen Verteilung der Transportraten mit der mittleren beobachteten globalen Verteilung des Wasserdampfes in der Periode 1988-1992 (Randell et al. 1995 und Trenberth 1998) zeigt, daß die mittlere Wasserdampfverteilung die Transportbahnen nicht nachzeichnet, sondern ausschließlich durch die mittleren globalen Temperaturen bestimmt wird (Abbildung 21). Die wachsende Wasserdampfaufnahmekapazität der Luft bei steigender Temperatur bestimmt die räumliche Verteilung vollständig. Das gilt nicht für einzelne Tage, wie Abbildung 22 für den 10.7.1989 zeigt. In der unteren Troposphäre bis 700 hPa sind etwa 80% des atmosphärischen Wasserdampfes konzentriert, im Höhenbereich über 500 hPa treten nur über den tropischen Gebirgen und im Bereich massiver Konvektion noch Werte um 8 mm Wasserdampf auf. Die für diesen Tag charakteristischen Zugbahnen der Zyklonen sind aber in der Einzeltagdarstellung besonders im Bereich der asiatischen Ostküste gut bis ins 500-700 hPa-Niveau zu erkennen und entsprechen den mittleren Zugbahnen, die in Abbildung 19a durch erhöhte Niederschlagssummen in Erscheinung treten.

NVAP
Layered PWC
July 10, 1989

500mb - 300 mb



700mb - 500mb



Surface - 700mb

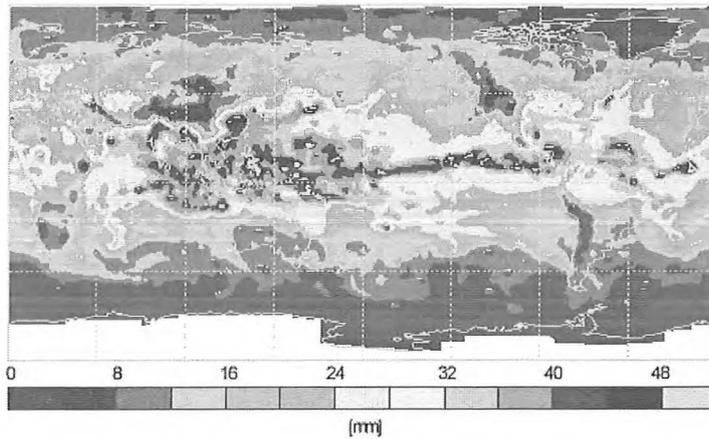


Abbildung 22: Beobachtete Verteilung des Wasserdampfgehaltes integriert über die angegebenen Höhenschichten für den 10.7.1989 (Randell et al., 1995).

5.7 Die globale Verteilung der Umlaufzeiten sowie des aus lokaler Verdunstung gespeisten Niederschlags

In Abbildung 2 wurde die Zeit angegeben, die zum Ausregnen des gesamten in der Atmosphäre befindlichen Wasserdampfes notwendig ist. Es ergab sich eine Umlaufzeit (Recyclingrate) von 9.3 Tagen. Die Recyclingrate unterscheidet sich von diesem globalen Wert in den verschiedenen Klimazonen ganz erheblich. Da für ein $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ -Gitternetz Schätzungen der täglichen Niederschlagsraten (Abbildung 19 a) und die täglichen Verdunstungsraten (Abbildung 19 b) sowie des Wasserdampfgehaltes (Abbildung 21) vorliegen, können die Umlaufzeiten für das Ausregnen (Depletionsraten) und das Neuauffüllen durch Verdunstung (Restorationsraten) bestimmt werden.

Abbildung 23 a zeigt die Zahl der Tage, die zum Ausregnen des Wasserdampfes, Abbildung 23 b die Zahl der Tage, die zur Neuauffüllung durch die Verdunstung nötig sind. Erwartungsgemäß erreichen die Entleerungszeiten Werte über 15 Tage in den subtropischen Hochdruckgebieten und den polar-arktischen Regionen, die Auffüllzeiten hingegen höchste Werte im Bereich der ITC-Migrationszone sowie der ariden interkontinentalen Landflächen und der arktischen Gebiete. Im Bereich der ITC bedingen die im Vergleich zum hohen Wasserdampfgehalt extrem hohen Niederschlagssummen die kurzen Entleerungszeiten, während in den ariden und arktischen Bereichen die geringen Niederschlagssummen zu den extrem langen Entleerungszeiten führen. Die langen Auffüllzeiten im Bereich der ITC können durch die im Vergleich zu den hohen Wasserdampfgehalten geringen Verdunstungswerte erklärt werden. In den kontinentalen ariden und arktischen Gebieten ist ebenfalls die im Vergleich zum Wasserdampfgehalt geringe Verdunstung die Ursache der langen Auffüllzeiten.

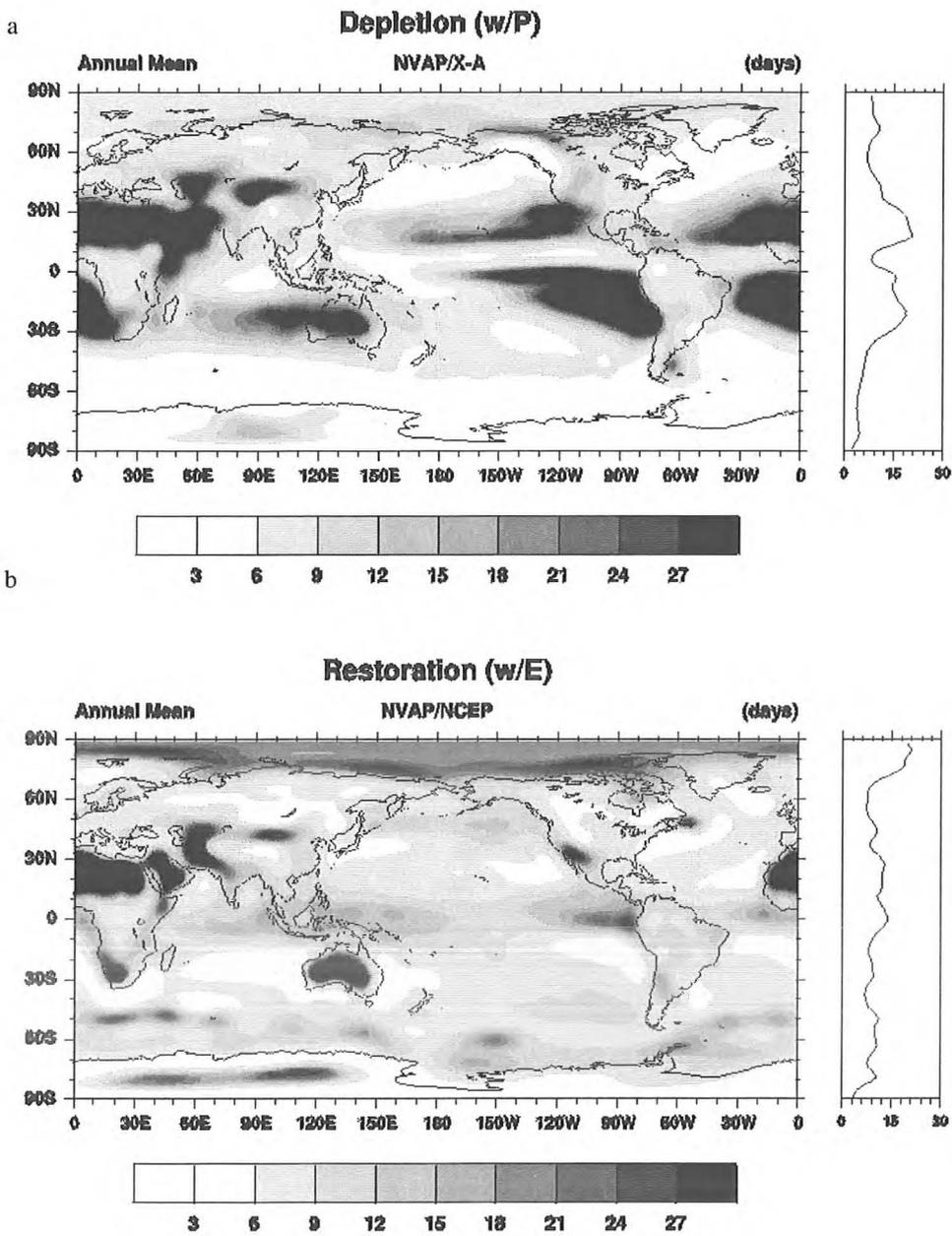


Abbildung 23: Zahl der Tage, die zum Ausregeln (Depletion) und zum Neuauffüllen (Restoration) des atmosphärischen Wasserdampfes im Jahresmittel benötigt werden (Trenberth 1998).

Da in der inneren Tropenzone der atmosphärische Wasserdampfgehalt in ein bis zwei Tagen durch den hier fallenden Niederschlag verbraucht ist, andererseits das Auffüllen mit Wasserdampf durch Verdunstung mehr als 10 Tage dauert, weisen diese Berechnungen auf die Notwendigkeit fortwährender Transporte aus den Gebieten mit langen Entleerungszeiten in die Gebiete mit kurzen Entleerungszeiten hin. Das gleiche gilt für die Hauptzugbahnen der außertropischen Zyklone, in denen ebenfalls die Entleerungszeiten kurz und die Auffüllzeiten lang sind (Abbildung 23 a, b).

Diese Ergebnisse führen zu der Frage, wieviel Wasserdampf aus der näheren Umgebung der niederschlagbringenden Wettersysteme in die Niederschlagsprozesse einbezogen wird. Gemittelt über die Kontinente zeigt Abbildung 2, daß 107 000 km³ Niederschlag eine Verdunstung von 62 000 km³ gegenübersteht. Die fehlenden 45 000 km³ werden von den Ozeanen aus herangeführt. Diese globale Betrachtung kann auf Gitternetzebene räumlich differenziert werden. Dazu wird eine Wegstrecke der Länge L, über der sowohl Verdunstung E wie auch Niederschlag P erfolgt, betrachtet. Auf der Luvseite der Strecke L erfolgt die Feuchtheadvektion F_{IN} , auf der Leeseite die Feuchtabfuhr F_{OUT} . Für das Verhältnis des aus lokaler Verdunstung gespeisten Niederschlags P_L und dem insgesamt fallenden Niederschlag P gilt: $P_L/P = E \cdot L / (E \cdot L + 2F_{IN})$ (Trenberth 1998).

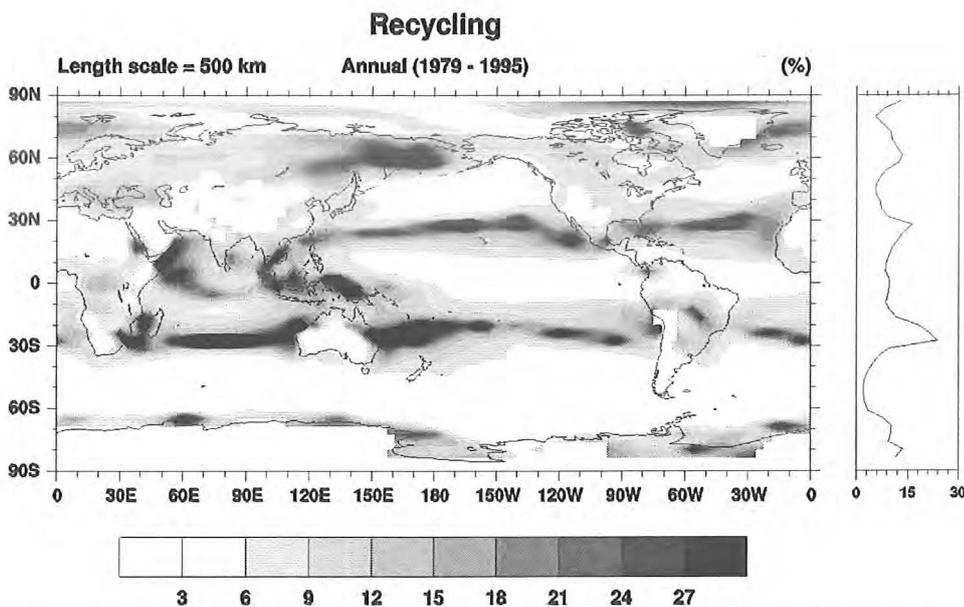


Abbildung 24: Prozentualer Anteil des aus lokalen Quellen der Verdunstung gespeisten Niederschlags am Gesamtniederschlag bei Zugrundelegung einer Advektionsdistanz von 500 km (Trenberth 1998).

Da die Wasserdampftransporte, die Niederschlagshöhen und die Verdunstung bekannt sind (Abbildung 19, Abbildung 20), läßt sich bei Vorgabe der Distanz L , die der Betrachtung zugrundegelegt werden soll, der prozentuale Anteil des aus lokaler Verdunstung gespeisten Niederschlags berechnen. Abbildung 24 zeigt die prozentualen Anteile für eine Distanz von 500 km. Hohe Niederschlagsanteile aus lokalen Quellen sind über den Ozeanen und im Bereich der subtropischen Hochdruckgebiete sowie polwärts der außertropischen Zyklonenbahnen im Bereich der Ostküsten der Kontinente, wo trockene kontinentale Kaltluft über warme Ozeanflächen geführt wird, zu erkennen. Auch über den Kontinenten, beispielsweise dem Amazonasbecken, West- und Zentralafrika sowie dem südöstlichen Afrika und südöstlichen Australien, aber auch in den asiatischen Monsungebieten spielt die lokale Verdunstung bei der Niederschlagsbildung eine erhebliche Rolle.

In den außertropischen Bereichen fallen im östlichen Asien große Gebiete mit hohen Prozentanteilen lokal generierten Niederschlags auf, die vermutlich durch den sehr geringen Wasserdampftransport in diesem Bereich (vgl. Abbildung 20) zu erklären sind. Auch im westlichen und südlichen Europa sind vergleichsweise hohe Werte zu erkennen. Generell zeigt die räumliche Verteilung der Prozentanteile aus lokalen Quellen gespeisten Niederschlags, daß überall dort, wo die Feuchtadvektion gering und die lokale Verdunstung hoch ist, maximale Werte zu beobachten sind. Diese erreichen bei einer 500 km-Distanz (Abbildung 24) Werte über 20% und erhöhen sich bei einer Ausweitung dieser Distanz auf 2000-3000 km auf Werte um 30-50%. Für mit tropischem Regenwald bestandene Gebiete können großflächig 25-30% erreicht werden, für Wälder der gemäßigten Breiten sind es 10-15% nach diesen Berechnungen.

5.8 Reduktion der lokalen Verdunstung bei Entwaldung

In tropischen wie in außertropischen Waldgebieten reduziert sich der lokal generierte Niederschlagsanteil um 10% und mehr in den waldfreien Gebieten, die an die Waldareale angrenzen. Ursache für diese Abnahme des lokal generierten Niederschlags ist die Reduktion der lokalen Verdunstung bei Entwaldung. Abbildung 25 zeigt schematisch die Bandbreite der Verdunstung, Versickerung und des Abflusses in Wald- und Entwaldungsgebieten. Der Abfluß wird im Entwaldungsfall umso größer und die Verdunstung umso geringer gegenüber den ungestörten Verhältnissen, je geringer die Infiltration in den Boden nach der Entwaldung

ist. Besonders in tropischen und subtropischen Gebieten kommt es nach der Entwaldung oft zeitweilig zu einer Abflußzunahme auf die in Abbildung 25 genannten Maximalwerte von 70%. Das entspricht einer Minderung der Verdunstung und einer Zunahme des Abflusses um 50%. Lokal und bei großräumiger Waldvernichtung auch regional werden dadurch die Verdunstungsraten beträchtlich reduziert. Nach Abbildung 19 b beträgt die Verdunstung im Bereich des tropischen Regenwaldes über 1200 mm, eine 50%-Reduktion bedingt folglich eine um 600 mm geringere atmosphärische Wasserdampfzufuhr, die leewwärts der Hauptströmung nicht folgenlos für den prozentualen Anteil des aus regionalen Verdunstungsquellen gespeisten Niederschlag sein dürfte.

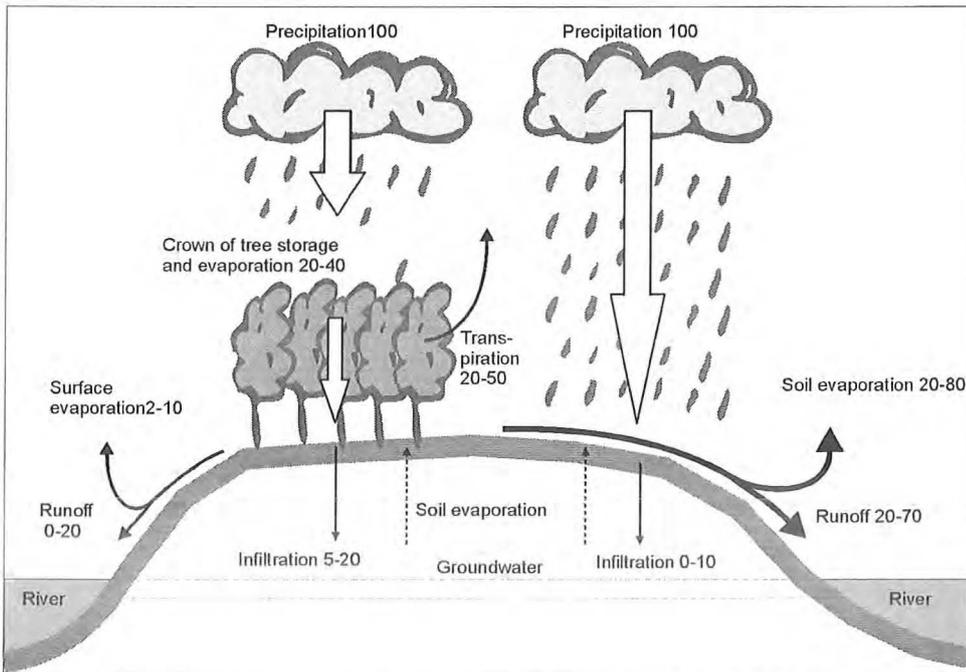


Abbildung 25: Schematische Darstellung der Bandbreite von Verdunstung, Versickerung und Abfluß in Wald- und Entwaldungsgebieten.

Einen Eindruck über das Ausmaß der in den vergangenen Jahrhunderten erfolgten Entwaldung gibt Abbildung 26. In den mittleren Breiten sind nur noch Reste des ursprünglichen Waldbestandes vorhanden. In den Tropen erfolgt gegenwärtig eine dramatische Waldvernichtung in allen äquatorialen Räumen. Die Schätzungen gehen gegenwärtig von rund 170 000 km² aus, die jährlich in landwirtschaftliche Nutzflächen oder degradierten Sekundärwald überführt werden. Im Mittel ist mit dieser Tarnsformation der Erdoberflächeneigenschaften

eine Reduktion der Verdunstung in der Größenordnung von 15-25% verbunden (World Resources Institut 1992, S. 119).

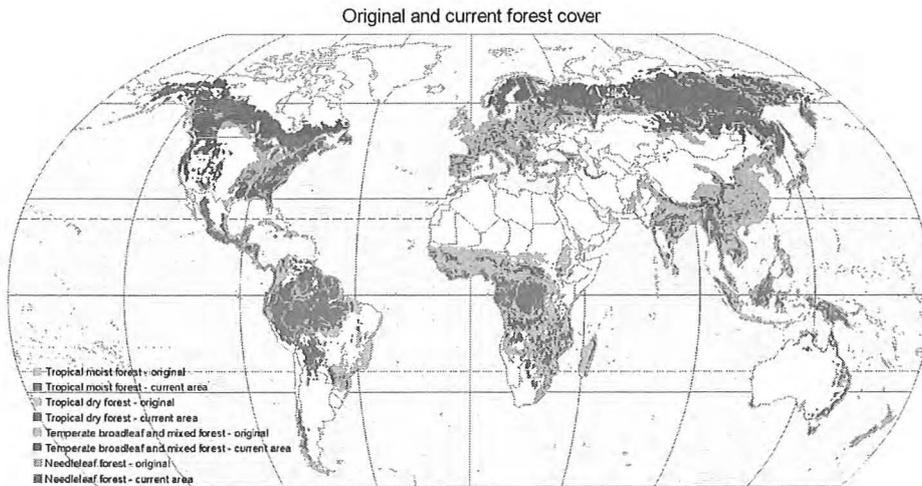


Abbildung 26: Die ursprüngliche und gegenwärtige Waldbeckung der Erde (Living Planet Report 1999).

Fast vollständig ist die Entwaldung im Bereich der afrikanischen Guineaküstenstaaten, die noch vor einigen Jahrzehnten fast gänzlich bewaldet waren (Abbildung 26). Betroffen ist eine Fläche in der Größenordnung von 1-2 Millionen km². Bei mittleren Jahresniederschlägen um 1000 mm und einer 20%-Reduktion der Verdunstung als Folge der Überführung der Wald- in landwirtschaftliche Flächen bedeutet das eine Reduktion der atmosphärischen Wasserdampfbildung über der Region in der Größenordnung von etwa 500 km³. Es stellt sich die Frage, ob diese Wasserdampfverluste, die zum Weitertransport ins Landesinnere infolge der Entwaldung nicht mehr verfügbar sind, die Niederschlagshöhen in der polwärts an die ehemalige Waldzone anschließende Sahelzone beeinträchtigt haben.

5.9 Niederschlagsänderung im Sahel als Folge der Entwaldung der Guineaküstenregion

Betrachtet man die Fluktuationen der jährlichen Niederschlagssummen gemittelt über den Bereich der Sahelzone, so zeigt sich eine deutlich abnehmende Tendenz seit den fünfziger Jahren (Abbildung 27). Da die Entwaldungsprozesse mit der Niederschlagsreduktion im

zeitlichen Zusammenhang auftreten, erscheinen ursächliche Beziehungen zwischen diesen Parametern möglich.

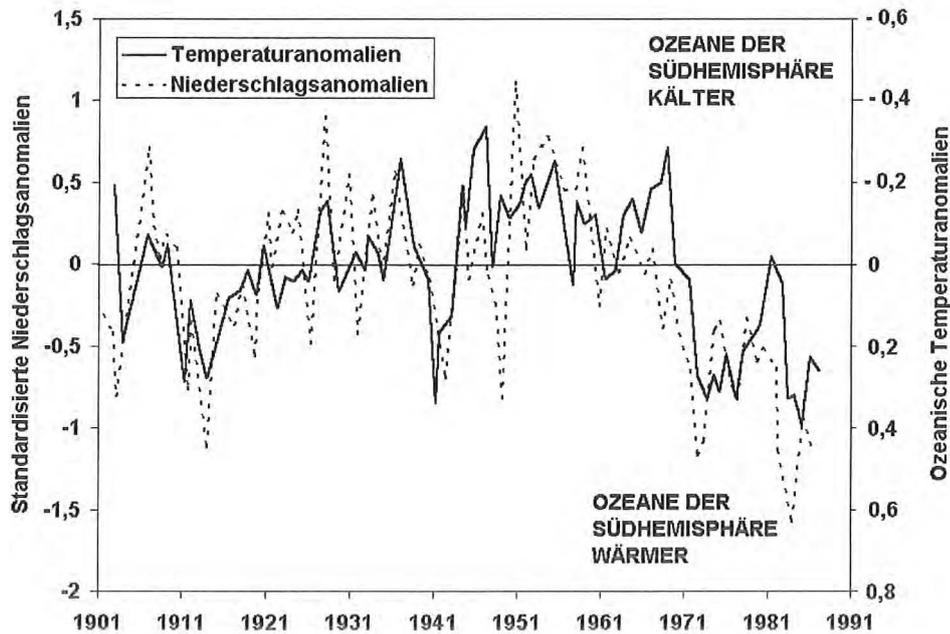


Abbildung 27: Zeitreihe der standardisierten Abweichungen der jährlichen Gebietsniederschlagssummen aller verfügbaren Stationen der Sahelzone vom langjährigen Mittel (gestrichelt) in Abhängigkeit zu den Temperaturanomalien (durchgezogen in Grad Celsius) der nord- und südhemisphärischen Ozeantemperaturen bezogen auf den Mittelwert der Gesamtperiode (Folland et al. 1991 aus Klaus 1991).

Diese Hypothese wird gestützt durch die Tatsache, daß die niederschlagsbringenden Störungen der Sahelzone, die sogenannten „african waves“, die nördlich der Innertropischen Konvergenzzone der tropischen Höhenostströmung eine Wellenstörung überlagern, bevorzugt Luftmassen aus südlichen Richtungen inkorporieren (Abbildung 28). Diese wasserdampfreiche Luft wird den westlichen Sahelstaaten von der Guineaküste bzw. vom Kongo aus so zugeführt, daß sie die in den letzten Jahrzehnten entwaldeten Gebiete überströmen. Dabei nehmen sie den Teil des dort ausfallenden Niederschlags auf, der der Verdunstung wieder zugeführt wird. Wird die Verdunstung infolge der Entwaldungsprozesse geringer, so ist in den Störungen entsprechend weniger Wasserdampf zur Kondensation verfügbar. Die Intensität der Störungen wird dadurch reduziert.

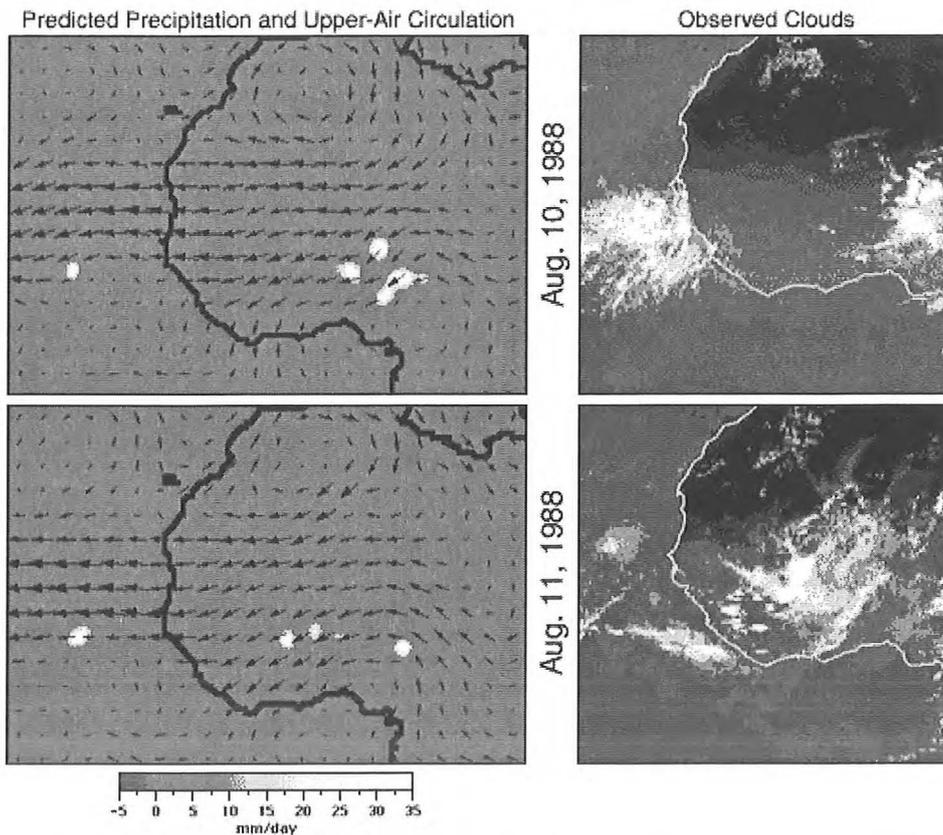


Abbildung 28: Mit einem regionalen Klimamodell für den 8.8.1988 und 9.8.1988 (12 GMT) modellierte Zirkulation in 3 km Höhe sowie die damit einhergehende und für jeweils 24 Stunden akkumulierte beobachtete Niederschlagsverteilung (links). Die zu den gleichen Zeitpunkten beobachtete Wolkenbildung (METEOSAT-Aufnahmen) zeigt die Entwicklung und Westwanderung einer „african wave“, auf deren Westflanke bevorzugt Niederschläge in einer südgerichteten Strömung auftreten. Die beteiligten Luftmassen werden auf der Ostflanke der Welle mit Feuchtigkeit über dem Kongo und dem Golf von Guinea versorgt. Bei der Weiterwanderung der Welle nach Westen wird die Feuchtigkeit teilweise über den Guineastaaten den beteiligten Luftmassen zugeführt (Druyan et al. 1999).

Die „african waves“ sind in der Regel auf ihren Westseiten mit Niederschlag verbunden (Druyan et al. 1999). Die dabei kondensierenden Feuchtluftmassen werden, wie in Abbildung 28 beispielhaft gezeigt wird, zunächst mit dem Südwestmonsun landeinwärts geführt und erst dann in die tropische Höhenostströmung eingespeist und im Bereich der Wellenstörung zur Kondensation geführt. Ihr Feuchtigkeitsgehalt wird folglich durch die Verdunstungsprozesse über dem Golf von Guinea und über den überströmten Bereichen der Guineastaaten bestimmt.

In vielen Studien ist der Versuch unternommen worden, anhand von Modellrechnungen die Wirkungen der Entwaldung auf die leewärts der Entwaldungsgebiete zu beobachtenden Nie-

derschlagsprozesse zu analysieren (Milly et al. 1994; Kleidon et al. 2000). Die Ergebnisse sind hinsichtlich der Intensität der Auswirkungen widersprüchlich und werden an späterer Stelle in diesem Abschnitt eingehend diskutiert. Übereinstimmung herrscht allerdings bezüglich einer leewärts der Entwaldungsgebiete auftretenden generellen Niederschlagsabnahme. Die Klimamodellrechnungen bestätigen also insgesamt die plausible Hypothese, daß die zeitlich zusammenfallenden Entwaldungsprozesse und die seit den fünfziger Jahren tendenziell zu beobachtenden Niederschlagsreduktionen in den Sahelstaaten in einer ursächlichen Beziehung zueinander stehen.

5.10 Einfluß der Desertifikation auf die Niederschlagsänderungen im Sahel

In vielen wissenschaftlichen Untersuchungen ist auch die Frage untersucht worden, ob zwischen der nun schon seit vielen Jahren anhaltenden Tendenz zur Niederschlagsreduktion im Sahel und der sogenannten Desertifikation ein ursächlicher Zusammenhang besteht. Unter Desertifikation versteht man in diesem Zusammenhang einen Prozeß, der die Tragfähigkeit eines semiariden bzw. semihumiden Gebietes durch das Zusammenwirken natürlicher und anthropogener Störungen irreversibel mindert.

Beispielhaft zeigt sich dieses Zusammenwirken natürlicher und anthropogener Bedingungsfaktoren, wenn die Störung der natürlichen Standortfaktoren in Form negativer Niederschlagsanomalien erfolgt. Zur Produktion von einem Gramm oberirdischer Biomasse sind in der Sahelzone etwas mehr als 1000 g Wasser erforderlich, was abgerundet einem Millimeter Niederschlagswasser, also einem Liter Wasser pro Quadratmeter entspricht. Jede natürliche Niederschlagsreduktion ist folglich mit einer Minderung der Nettoprimärproduktion verbunden, die notwendigerweise Einfluß auf das Tragfähigkeitspotential des Raumes nimmt.

Fallen beispielsweise statt 500 mm nur 100 mm, so wird die Biomassenproduktion von 5 Tonnen ($0.5 \text{ kg/m}^2 * 10^4 \text{ m}^2/\text{ha}$) pro Hektar auf eine Tonne pro Hektar reduziert. Da mehrjährige Niederschlagsreduktionen in dieser Größenordnung im Sahel keine Seltenheit sind (Abbildung 27), erfolgt durch die nachhaltige Reduktion der Biomassenproduktion notwendigerweise eine zunehmend stärker werdende Überweidung der Trockensavanne, wenn die Herdengrößen an die mittleren Niederschlagsbedingungen angepaßt sind. Eine Ausweitung

der Viehbestände als Folge des Bevölkerungswachstums ist zur Auslösung von Überweidungsprozessen also nicht notwendig.

In den von der Überweidung betroffenen Gebieten finden Wasser- und Winderosion günstigste Voraussetzungen zum Abtransport des fruchtbaren Oberbodens. Nicht selten werden durch diese Erosionsprozesse die unterlagernden Eisen- und Lateritkrusten, oft aber auch sterile Sande freigelegt. In diesen Fällen kann sich die Trockensavannenvegetation auch bei wieder reichlich verfügbaren Niederschlägen nicht mehr erholen. Eine irreversible Störung des betroffenen sahelischen Ökosystems ist also die unausweichliche Folge des Zusammenwirkens natürlicher und anthropogener Faktoren.

Äquatorwärts der Regenfeldbaugrenze, die in diesem Gebiet durch die 500 mm Jahresisohyete markiert wird, führen drastische Niederschlagsdefizite zum Brachfallen der Felder. Die vom Menschen vegetationsfrei gehaltenen Anbauflächen bieten der Wind- und Wassererosion ebenfalls günstige Ansatzpunkte mit ähnlichen Folgen, wie in den Überweidungsgebieten. Wird der fruchtbare Oberboden nur teilweise mit der Folge einer Minderung der Bodenwasserspeicherkapazität abgetragen, so kommt es regelmäßig zu einer dramatischen Häufigkeitszunahme saharischer, sehr nährstoffarmer Pflanzenarten, die die nährstoffreichen sahelischen Arten dauerhaft verdrängen, wodurch das Tragfähigkeitspotential des betroffenen Gebietes absinkt (Klaus 1981, S. 118).

Klimawirksam werden die von der Desertifikation betroffenen Gebiete durch die bereits in ihren Auswirkungen diskutierte Minderung der Verdunstung als Folge der Vegetationszerstörung, außerdem durch die Erhöhung der Albedo als Folge der Flächenausdehnung der fast vegetationslosen desertifizierten Flächen sowie durch eine Zunahme der Staubpartikel, die sich infolge der verstärkten Erosionsprozesse ergibt. In Klimamodellrechnungen wurde unter besonderer Berücksichtigung dieser Änderungen der Nachweis versucht, daß der Desertifikationsprozeß die Persistenz negativer Niederschlagsanomalien verstärkt.

Im Falle der erhöhten Albedo zeigen die Modellrechnungen, daß die verstärkte Reflektion kurzweilliger Strahlung die zur Intensivierung konvektiver Prozesse verfügbare Energie so stark mindert, daß die mittlere Lage der ITC deutlich äquatorwärts verlagert wird, wodurch die Niederschlagshöhen im Sahel drastisch reduziert werden könnten (Charney 1975; Charney et al. 1975; Xue und Shukla 1993). Die Staubpartikel bewirken in den Modellrechnungen

durch die Absorption langwelliger terrestrischer Strahlung eine dem Treibhauseffekt ähnliche Erwärmung der unteren Atmosphäre, wodurch die Luftmassenschichtung stabiler wird. Dadurch sollten die konvektiven Prozesse an Intensität verlieren und niederschlagsbildende Prozesse folglich abgeschwächt in Erscheinung treten (Andrea, 1996, Tegen et al. 1996).

Es ist naturgemäß fast unmöglich, die Änderungen der angeführten klimawirksamen Faktoren hinsichtlich anthropogener und natürlicher Verursachung zu trennen. Natürlich ausgelöste Niederschlagsdefizite bedingen eine Reduktion des Vegetationsbesatzes, wodurch eine Zunahme der Albedo und des Aerosolgehaltes sowie eine Abnahme der Verdunstung ebenso ausgelöst werden kann, wie durch anthropogene Übernutzung.

5.11 Zusammenhang zwischen den Niederschlagsanomalien im Sahel und den nord- und südhemisphärischen Ozeantemperaturanomalien

Erschwerend wirkt sich hinsichtlich der Bewertung der möglichen Klimawirksamkeit des Desertifikationsprozesses im Sahel aus, daß Untersuchungen von Folland (et al. 1991) einen statistisch hoch signifikanten Zusammenhang zwischen den Niederschlagsabweichungen des Gebietsmittelwertes, gebildet aus allen verfügbaren Niederschlagsdaten der Sahelzone und den Temperaturanomalien der nord- und südhemisphärischen Ozeantemperaturen für die Periode 1901-1988, die ebenfalls in Form von Gebietsmitteln berechnet wurden, belegen (Abbildung 27).

Danach sind seit den fünfziger Jahren die Ozeantemperaturen der Südhemisphäre zunehmend wärmer als die der Nordhemisphäre geworden. Dadurch hat sich nicht nur die Verdunstung über den südhemisphärischen Ozeanflächen als Folge der ansteigenden Temperaturen erhöht, sondern auch die Lage der ITC im Bereich der Sahelzone äquatorwärts verlagert. Der Grund dafür liegt in der Intensivierung des nordhemisphärischen subtropischen Hochdruckgürtels als Folge der Abkühlung im Bereich der nordhemisphärischen tropischen und subtropischen Ozeane. Gleichzeitig schwächte sich der südhemisphärische subtropische Hochdruckgürtel infolge des Temperaturanstieges im Bereich der südhemisphärischen tropischen und subtropischen Ozeane ab.

In der innertropischen Konvergenzzone (ITC) konvergieren die nord- und südhemisphärischen Passate. Die Lage und Intensität der ITC ist abhängig von der Balance zwischen diesen beiden einander entgegengerichteten Strömungen. Eine Intensitätssteigerung der nordhemisphärischen Passate als Folge der Verstärkung des nordhemisphärischen Hochdruckgürtels verschiebt folglich die mittlere ITC-Position äquatorwärts. Bei gleichzeitiger Abschwächung der südhemisphärischen Passate, die nach Überschreiten des Äquators als SW-Monsun in der Sahelzone in Erscheinung treten, wird diese äquatorwärtige Verschiebung weiter verstärkt und die Intensität der ITC gleichzeitig abgeschwächt. Zugleich verfrachtet der abgeschwächte SW-Monsun weniger Feuchtluftmasse pro Zeiteinheit in die Konvergenzzone, was eine weitere Niederschlagsminderung zur Folge hat. Insgesamt überkompensieren diese Prozesse die mit dem Anstieg der südhemisphärischen Ozeantemperaturen einhergehende vermehrte Wasserdampfaufnahme der Passate über den überdurchschnittlich warmen Ozeanflächen der Südhemisphäre (Folland et al. 1991; Klaus 1991).

Diese plausibel abzuleitenden Zirkulationsmechanismen, die durch Modellrechnungen weitgehend bestätigt werden (Folland et al. 1991), können zur Erklärung der beobachteten Niederschlagsreduktionen im Sahel herangezogen werden. Dadurch wird allerdings die Möglichkeit, daß auch andere Prozesse gleichzeitig wirksam sind, nicht ausgeschlossen. Dies gilt insbesondere für die Wirksamkeit der Albedoreduktion und der Verdunstungsreduktion als Folge der Veränderungen der Erdoberflächeneigenschaften.

5.12 Dehnt sich die Sahara infolge der Desertifikation in den Sahel aus ?

In diesem Zusammenhang ist die Frage bedeutsam, wie weitflächig die Sahelzone bereits von Desertifikationsprozessen betroffen ist. Von der Beantwortung dieser Frage hängt die Bewertung der Klimawirksamkeit des Desertifikationsprozesses in den betroffenen Gebieten ab. Die United Nations schätzten 1970, daß etwa 35 Millionen km² weltweit durch Desertifikation erheblich geschädigt wurden (Nicholson et al. 1998). Ein ganz wesentlicher Teil dieser geschädigten Flächen wurde der Sahelzone zugeordnet. Heute ist es mit der Satellitentechnik möglich, die Ausdehnung desertifizierter Flächen quantitativ abzuschätzen. Versuche dieser Art erfolgten in den letzten Jahren von verschiedener Seite (Prince et al. 1998; Nicholson et al. 1998). Sie führten in beiden Fällen zu dem Ergebnis, daß in den Jahren 1982-1990 bzw. 1992 keine Ausweitung der Sahara in den Sahel als Folge von Desertifikationsprozessen

erfolgt ist. Wegen ihrer Bedeutung für den globalen Wasserkreislauf, insbesondere für die raum-zeitlichen Fluktuationen der Verdunstung, sollen diese Ergebnisse etwas detaillierter dargestellt und hinsichtlich ihrer Auswirkungen für die Fragestellung dieser Untersuchung bewertet werden.

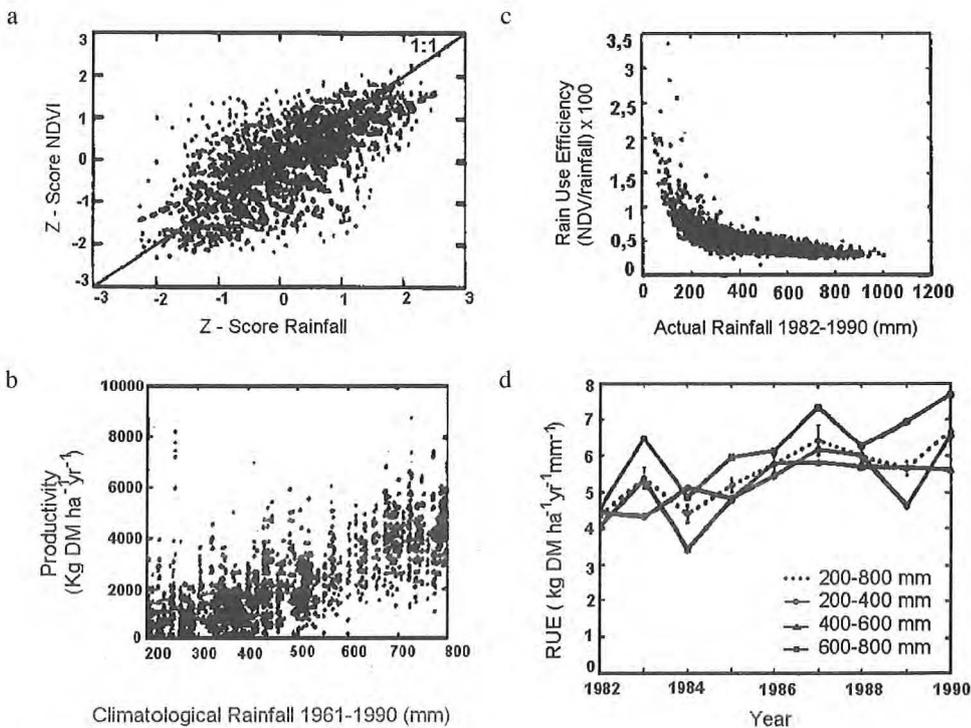


Abbildung 29: (a) Beziehung zwischen den normierten Jahresniederschlagssummen und den normierten jährlichen NDVI-Werten für Pixel im Umfeld der Klimastationen (Normierungsperiode 1982-90). (b) Beziehung zwischen dem jährlichen Niederschlag und der Nettoprimärproduktion (NPP) berechnet anhand einer empirisch hergeleiteten Regressionsgleichung zwischen den jährlichen NDVI-Werten und den Jahresniederschlägen. (c) Beziehung zwischen der „Rain Use Efficiency“ und den Jahresniederschlägen der Periode 1982-1990, berechnet für Pixel im Umfeld der Klimastationen. (d) Jahreswerte der „Rain Use Efficiency“ für den Zeitraum 1982-1990 (Prince 1998).

Die Analyse der Flächenausdehnung desertifizierter Gebiete im Sahel erfolgte, indem die maximalen monatlichen Werte des NDVI mit einer Auflösung von 8 x 8 km anhand der multispektralen Satellitenbilder (tägliche AVHRR) unter Nichtberücksichtigung der Pixel, deren NDVI-Werte durch Bewölkung verfälscht sein konnten, für den Beobachtungszeitraum bestimmt und normiert wurden. Die normierten, im Umfeld von Klimastationen beobachteten NDVI-Werte wurden dann in Beziehung zu den gleichzeitig beobachteten monatlichen Niederschlagssummen der Klimastationen gesetzt (Abbildung 29 a). Ein signifikanter linearer

Zusammenhang ist zwischen der Variation dieser beiden Größen deutlich ausgeprägt ($R^2 = 0.40$, $N = 1682$, Prince 1998). Das bedeutet, daß sich die spektralen Eigenschaften des Vegetationsbesatzes hoch signifikant mit den Fluktuationen des Niederschlags ändern.

Die Abschätzung der Beziehung zwischen den jährlichen NDVI-Werten, die durch Integration der AVHRR-Daten von Juni bis Mai des folgenden Jahres erhalten wurden und der Nettoprimärproduktion oberhalb der Erdoberfläche (NPP), erfolgte empirisch anhand von vor Ort bestimmten Ertragsdaten (NPP/ha) in Mali, Niger und Senegal (Prince 1991). Die Beziehung zwischen den NDVI-Werten und der NPP ist nach diesen empirischen Untersuchungen statistisch hoch signifikant. Dieses Ergebnis überrascht nicht, da aus der Größe des NDVI auf die Dichte des Vegetationsbesatzes und damit auch näherungsweise auf die Nettoprimärproduktion pro Hektar geschlossen werden kann.

In Abbildung 29b ist die Beziehung zwischen den Jahresniederschlagssummen und der NPP dargestellt. Die NPP wurde auf der Grundlage der o.g. empirischen Relation zwischen den NDVI-Werten und der NPP bestimmt. In Abbildung 29b finden nur NDVI-Werte für Pixel im Umfeld von den Klimastationen Berücksichtigung, für die die Jahresniederschlagswerte verfügbar sind. Der Zusammenhang zwischen den NDVI-Werten und den Jahresniederschlägen ist trotz der breiten Streuung der Werte insgesamt statistisch signifikant. Es zeigt sich allerdings, daß die Steigung für jährliche Niederschlagssummen zwischen 200 und 400 mm geringer ist, als für Niederschlagswerte zwischen 400 und 800 mm. Ein wichtiger Grund dafür ist, daß mit zunehmender Niederschlagshöhe die Bodeneigenschaften, insbesondere die Bodenfruchtbarkeit, eine zunehmend wichtigere Rolle spielen, während bei geringen Niederschlägen die Dichte des Vegetationsbesatzes, der bei diesen geringen Niederschlägen meist aus sehr anspruchslosen Pflanzenarten gebildet wird, fast ausschließlich von der Höhe der Niederschläge abhängt. Bleiben diese Unterschiede unberücksichtigt, so läßt sich in Abbildung 29b ablesen, daß eine Niederschlagsänderung von 200 mm auf 800 mm Jahresniederschlag, also um 600 mm, eine Zunahme der Biomassenproduktion um 5000 kg ha^{-1} (500g/m²) impliziert. Das bedeutet, daß pro 1200 g Niederschlagswasser (1,2 mm) ein Anstieg der Biomassenproduktion um 1 g NPP erfolgt. Dieser Wert entspricht den in globalen Untersuchungen auf der Grundlage von Vor-Ort-Beobachtungen gewonnenen Ergebnissen, die beispielsweise von Lieth (1975) für aride und semiaride Gebiete angegeben werden.

Die sogenannte „rain use efficiency“ (RUE) ist definiert als der Quotient aus NPP und Jahresniederschlagssumme. Die NPP wird also in bezug auf die Niederschlagshöhe normiert. Nimmt der Wert der RUE bei gleichbleibendem Niederschlag ab, so bedeutet dies, daß sich die Standortfaktoren so verändert haben, daß das verfügbare Wasser weniger effizient in Biomasse umgesetzt wird. Das ist bei erwiesenen Desertifikationserscheinungen der Fall, da infolge der Bodenerosion zunehmend mehr Wasser abfließt, für die Pflanzen also nicht verfügbar ist.

Bei Untersuchungen zum Nachweis der Ausweitung der Sahara in den sahelischen Raum als Folge von Desertifikationsprozessen sind bevorzugt Gebiete mit Niederschlägen unter 400 mm Jahresniederschlag in die Analysen einzubeziehen. Da die NPP bei Jahresniederschlägen unter 400 mm fast ausschließlich durch die Wasserverfügbarkeit bestimmt wird, kann an Stelle der NPP, die aus dem NDVI empirisch geschätzt wird, der NDVI selbst in die Berechnungen eingehen (Prince 1998, Nicholson et al. 1998).

Abbildung 29 c zeigt den Zusammenhang zwischen den jährlichen RUE-Werten, die aus dem Quotienten aus NDVI ($\times 100$) und den Jahresniederschlagssummen gebildet wurden, und den monatlichen Niederschlagssummen. Es zeigt sich eine große Sensitivität der RUE-Werte bezüglich der Niederschlagsänderungen, die bis zu Jahresniederschlagssummen um 400 mm wirksam bleibt. Bei weiter ansteigendem Jahresniederschlag bleibt die RUE im Bereich einer gewissen Streubreite konstant. Das bedeutet, daß sich eine Änderung der Niederschlagshöhe nur dann drastisch in den NDVI-Werten niederschlägt, wenn die Jahresniederschläge unter dem kritischen Wert von 400 mm bleiben. Die 400 mm-Jahresisohyete folgt im Sahel näherungsweise dem Verlauf der Baumgrenze und markiert damit die Grenze zwischen Bereichen mit hohem Anteil annueller (kleiner 400 mm) und vorwiegend mehrjährigen Pflanzenarten (größer 400 mm). Da die annuellen Arten wegen ihrer geringen Wurzeltiefe kurzfristiger als mehrjährige Arten auf Änderungen im Niederschlagsangebot reagieren, erscheinen die anhand der multispektralen Satellitenbildanalysen gewonnenen Ergebnisse plausibel.

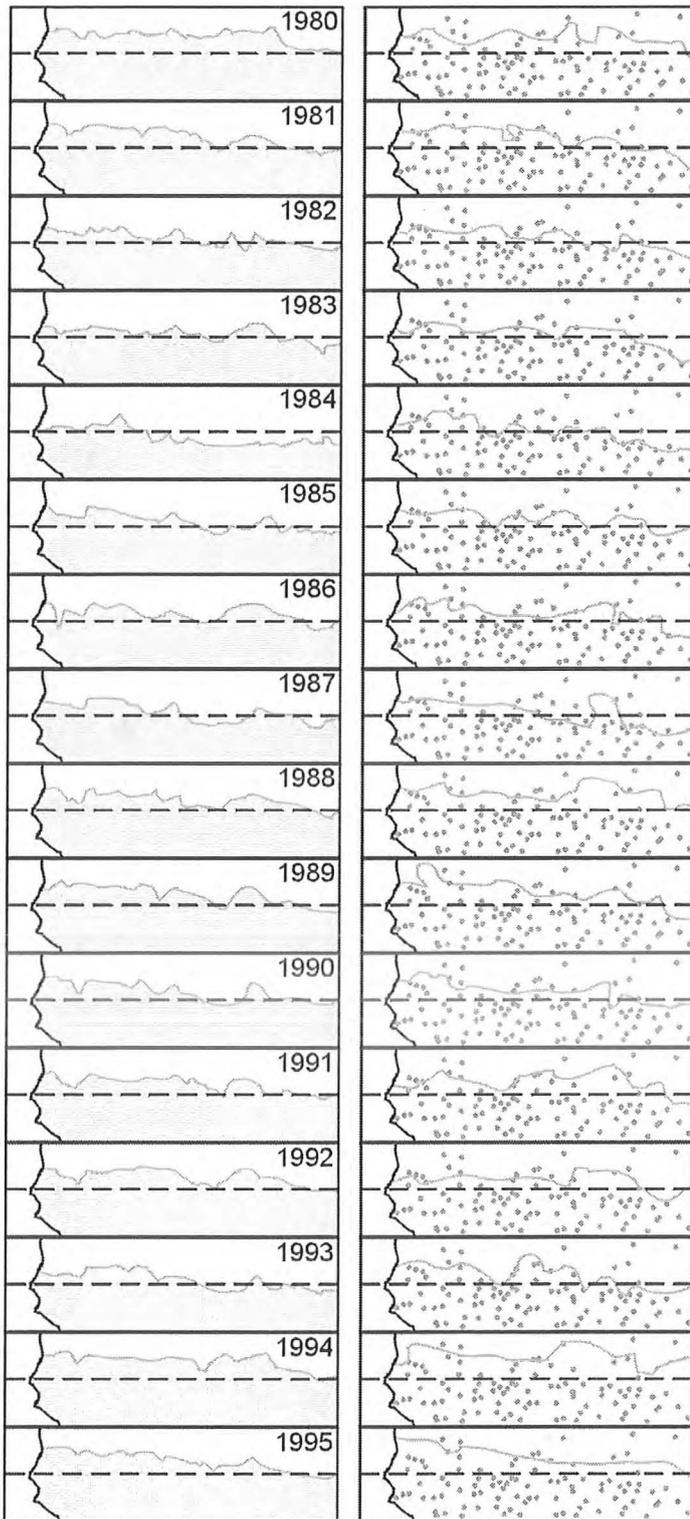


Abbildung 30: Verlauf der 200 mm-Jahresisohyete als Indikator für die südwestliche Begrenzung der Sahara in den Jahren 1980-1995, abgeschätzt anhand von Satellitendaten (links) und den an den markierten Stationen (rechts, Punkte) gemessenen Niederschlags-höhen (Nicholson et al. 1998).

Trägt man die aus dem NDVI bestimmte RUE für die Jahre 1982-90 gemittelt für die Bereiche im Umfeld der verfügbaren Klimastationen auf, so sollte im Falle der Wirksamkeit der tragfähigkeitsmindernden Desertifikation die RUE abnehmen, also die pro Einheit Niederschlagswasser produzierte Biomasse im Zeitablauf geringer werden. Da die RUE im Gegensatz zu dieser Annahme zu- statt abnimmt, ist keine Tragfähigkeitsminderung im Bereich der weit über den gesamten Sahel verstreut liegenden Niederschlagsstationen nachweisbar. Daraus kann geschlossen werden, daß sich die Sahara nicht großflächig in den sahelischen Raum ausgeweitet hat (Prince 1998). Für die angeführten Modellrechnungen zur Dürrepersistenz bedeutet das, daß die Klimawirksamkeit der Desertifikationsprozesse bisher weit überschätzt wurde.

Aus den Jahreswerten des NDVI läßt sich umgekehrt auch die Höhe der Jahresniederschläge in guter Näherung abschätzen. Dies ist in Abbildung 30 für die Jahre 1980-1995 für die 200 mm Isohyete geschehen. Der Vergleich mit dem aus den Meßwerten approximierten Verlauf der 200 mm Isohyete belegt die Berechtigung des Verfahrens.

Abbildung 31 zeigt für die Jahre 1982-1995 die Ausdehnung der Sahara, erfaßt durch die Fläche zwischen der 200 mm Jahresisohyete, deren Verlauf aus den Stationsmeßwerten, dem NDVI und den Meteosat-Daten bestimmt wurde, und dem 25. Breitenkreis. Die Übereinstimmung zwischen den drei Kurvenverläufen ist sehr gut. Nur in besonders feuchten Jahren (1985, 1988, 1991) bleibt die nach den Klimadaten berechnete Saharaausdehnung geringer als die nach dem NDVI bestimmte Ausdehnung. Im Folgejahr ist diese Diskrepanz, die durch die verzögerte Reaktion der Vegetation auf die Niederschlagsüberschüsse zu erklären ist, aber wieder verschwunden. Man kann schließen, daß die Vegetation etwa ein Jahr benötigt, um sich an feuchtere Bedingungen anzupassen.

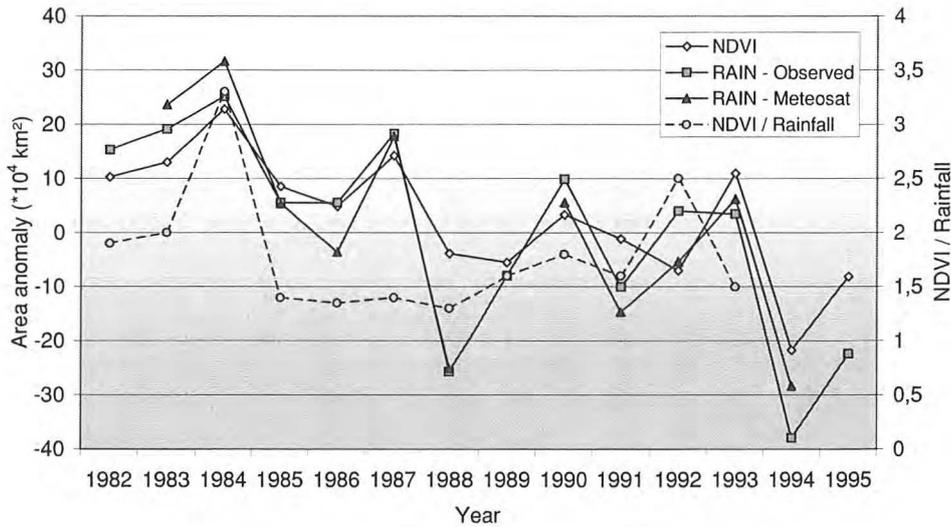


Abbildung 31: Abweichungen der Saharaflächengröße von ihrer mittleren Größe im Zeitraum 1982-1995. Als Sahara wird der Bereich zwischen 25°N und dem äquatorwärtigen Verlauf der 200 mm Jahresisohyete definiert. Die Berechnungen der Flächengrößen erfolgten anhand der NDVI-Werte, der beobachteten Jahresniederschlagssummen und der Schätzungen des Jahresniederschlags nach METEOSAT-Daten (Nicholson 1998).

Unabhängig vom angewandten Verfahren, mit dem der Verlauf der 200 mm Isohyete bestimmt wird, nimmt die Größe der Sahara im Verlauf der 14-jährigen Beobachtungsperiode um fast $60 \cdot 10^4 \text{ km}^2$ ab (Nicholson 1998). Auch die RUE-Werte sind für die Jahre 1982-1993 in Abbildung 31 angegeben. An Stelle der NPP wurde bei der Berechnung auch in diesem Fall der Quotient aus dem saisonalen NDVI und dem saisonalen Niederschlag gebildet und mit 1000 multipliziert. Mit saisonalem Niederschlag wird im Sahel der Niederschlag während der Regenzeitmonate Juli-Oktober beschrieben. Die RUE zeigt keine Tendenz, die auf eine generelle Verschlechterung der Standortbedingungen schließen ließe. Diese Ergebnisse zeigen, daß aus der Satellitenbildperspektive keine hinreichend großflächigen Desertifikationswirkungen nachweisbar sind. Da die Klimawirksamkeit des Desertifikationsprozesses aber von der Größe der betroffenen Flächen abhängt, kann aus den Ergebnissen geschlossen werden, daß gegenwärtig keine das Regionalklima oder gar das Globalklima verändernden Auswirkungen der bevorzugt inselhaft auftretenden Desertifikationsprozesse anzunehmen sind. Das bedeutet für den in dieser Untersuchung im Vordergrund stehenden Wasserkreislauf, daß für die Veränderungen der Niederschlagshöhen im Sahel anthropogene Eingriffe in die sahelischen Ökosysteme mit großer Wahrscheinlichkeit nicht in Betracht kommen.

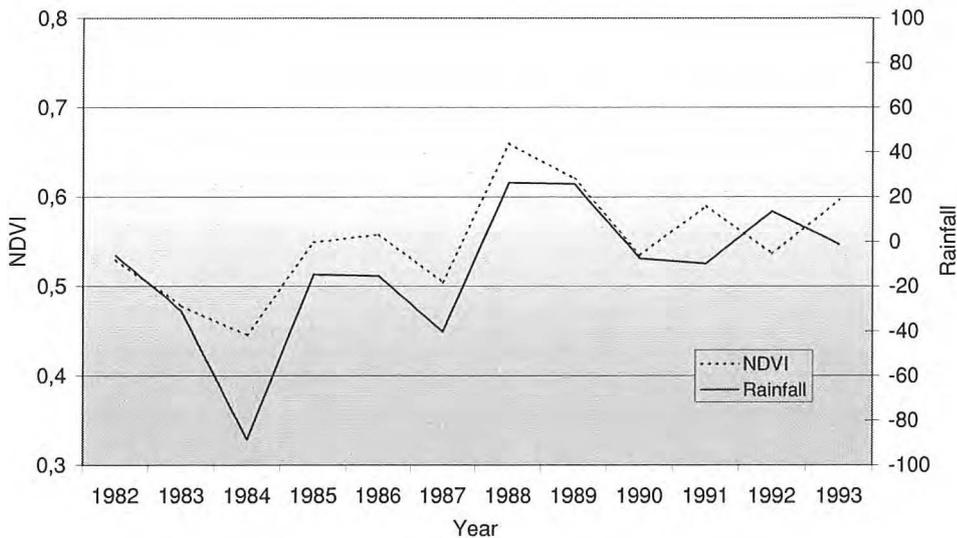


Abbildung 32: Abweichungen der saisonalen Niederschlagssummen vom Mittel der Periode 1982-1993 sowie die gleichzeitig beobachteten saisonalen NDVI-Werte. Alle Werte repräsentieren Mittelwerte für den Bereich zwischen der 200mm und 400mm Jahresisohyete (Nicholson 1998).

Eine weitere Bestätigung dieses Ergebnisses ergibt sich aus Abbildung 32. Für die gesamte zwischen der 200mm und 400mm Jahresisohyete eingeschlossene Fläche wurden für die Niederschlagsdaten und die NDVI-Daten die flächenintegrierten saisonalen Mittelwerte für den Zeitraum 1982-1995 bestimmt. Die Niederschlagswerte sind in Form der Abweichungen vom Mittel der Gesamtperiode angegeben. Da die Abnahme der negativen Niederschlagsanomalien mit einem gleichzeitigen Anstieg des NDVI als Maß für die Biomassenproduktion verbunden ist, können auch in diesem Verfahren keine nachhaltigen Desertifikationsschäden großflächig belegt werden. Wären irreversible Schäden aufgetreten, so würden trotz steigender Niederschlagssummen die NDVI-Werte näherungsweise konstant bleiben, da nach der Erosion des fruchtbaren Bodens und der großflächigen Freilegung der unterlagernden Eisenkrusten sich trotz höherem Wasserangebot keine flächendeckende Vegetation mehr einstellen könnte.

Wiederholt wurde in dieser Untersuchung bei der Bewertung der Bestimmungsfaktoren der Verdunstung auf die Reduktion der Evapotranspiration als Folge der Vegetationszerstörung hingewiesen. Insbesondere stand die Frage der Reduktion der Niederschlagshöhen leewärts der von der Vegetationszerstörung betroffenen Gebiete im Vordergrund des Interesses bei der

Bewertung der seit Jahren in der Sahelzone auftretenden negativen Niederschlagsanomalien. In einer zusammenfassenden Untersuchung hat Eltahir (1998) eine große Zahl gesicherter empirischer Belege für das Auftreten von Niederschlagsreduktionen im Lee von Entwaldungsgebieten zusammengetragen.

5.13 Unterschiede zwischen dem Klima eines Wald- und Wüstenplaneten nach Modellrechnungen

Bei weiterer Bevölkerungsvermehrung ist davon auszugehen, daß immer größere Gebiete der Erde anthropogen verändert, insbesondere entwaldet werden. Allein im Zeitraum 1990-1995 wurden in Afrika 180 000 km², in Asien 170 000 km² und in Lateinamerika 280 000 km² Waldland in Acker- und Weideland überführt. Dem standen in Europa nur 47 000 km² und in Nordamerika nur 38 000 km² gegenüber, die neubewaldet wurden (UNEP 1999). Es stellt sich deshalb notwendigerweise die Frage nach den möglichen Folgen für den Wasserkreislauf.

Kleidon et al. (2000) haben mit Hilfe des allgemeinen Zirkulationsmodells des Hamburger Max Planck Institutes (ECHAM 4) die klimatischen Auswirkungen berechnet, die im Falle eines gänzlich bewaldeten und eines gänzlich vegetationsfreien Planeten zu erwarten sind. Damit ist die maximale Bandbreite vegetationsbedingter Änderungen der Erdoberflächeneigenschaften erfaßt. Für den grünen Planeten nehmen sie eine Albedo von 12%, eine optimale Wurzeltiefe, eine Rauigkeitslänge, die die lokale Turbulenz bestimmt, von zwei Metern, einen Blattindex, der die Interzeption steuert, von 10 sowie einen Vegetationsbesatz mit Wald von 100% an. Für den Wüstenplaneten wird die Albedo mit 28%, die Bodenmächtigkeit mit 10 cm, die Rauigkeitslänge mit 0.01 m und der Blattindex sowie der Vegetationsbesatz mit 0 abgeschätzt.

Im Ergebnis nimmt auf den Landflächen des grünen Planeten der Niederschlag um 100%, die Evapotranspiration um 200% und der mittlere atmosphärische Wasserdampf um 30% gegenüber dem Wüstenplaneten zu. Die Ursache hierfür liegt in der Intensivierung des Recyclings von Niederschlagswasser in atmosphärischen Wasserdampf durch den dichten Vegetationsbesatz, wodurch eine Abnahme des Abflusses um 25% erfolgt. Die durch die Intensivierung der Verdunstungsprozesse der Umgebungsluft entzogene Energie bewirkt außerdem, daß über den Landflächen eine mittlere Temperaturabnahme von 1,2 K zu beo-

bachten ist. Bei der Bewertung dieser Temperaturabnahme ist zu berücksichtigen, daß die Albedo auf dem grünen Planeten zunächst um 20% geringer als auf dem Wüstenplaneten ist. Die höhere Verdunstung impliziert aber eine Flächenausweitung der Bewölkungsgebiete, die dazu führt, daß die tatsächliche Albedoänderung nur 5% beträgt. Der höhere Wasserdampfgehalt auf dem grünen Planeten reduziert die auf dem Wüstenplaneten wenig behinderte langwellige Ausstrahlung um 30%. Insgesamt erhält deshalb das Klimasystem des grünen Planeten etwa 26.7 Watt/m² Energie mehr, als der Wüstenplanet. Von diesen Veränderungen sind selbstverständlich die ariden, heute vegetationslosen Landflächen stärker als die heute schon bewaldeten betroffen. Bezüglich der Klimazonen nach Köppen führen die berechneten Änderungen zu einer 1%-igen Flächenausdehnung der A-Klimate (Tropen), einer fast 20%-igen Flächenausdehnung der trockenen B-Klimate, einer 17%-igen Flächenzunahme der C-Klimate (gemäßigt), einer 4%-igen Flächenabnahme der D-Klimate (polar) und einer 4%-igen Flächenzunahme der E-Klimate (Eis) beim Übergang der Wald- in die Wüstenwelt (Kleidon et al. 2000).

Die Modellrechnung von Kleidon et al. (2000) bestätigt die lokal gewonnenen empirischen Befunde (Eltahir 1998) und gestattet eine Abschätzung der Sensitivität des Klimasystems bezüglich extremer Vegetationsänderungen. Die Vegetationsbedeckung der gegenwärtigen Welt findet in den Rechnungen keine Beachtung, wäre jedoch zu Vergleichszwecken wünschenswert. Es fehlt auch eine einfache Beschreibung der Sensitivität, ausgedrückt in der Niederschlags- bzw. Verdunstungsänderung in Abhängigkeit zur Flächenausbreitung vegetationsfreier bzw. vollbewaldeter Flächen.

5.14 Klimaänderungen beim Übergang von einem Wasser- in einen Wüstenplaneten

Ein Versuch, diese Lücke zu schließen, wurde von Milly und Dunne (1994) anhand der Bodenwasserspeicherkapazität unternommen. Von dieser Größe ist abhängig, wieviel Niederschlagswasser in den Überschusszeiten im Boden gespeichert wird und damit in Defizitzeiten zur Evapotranspiration bereitsteht. Die Bodenspeicherkapazität kann in erster Näherung durch die Tiefe eines optimal speichernden Bodens beschrieben werden. Milly und Dunne (1994) haben mit dem allgemeine Klimamodell des Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (GFDL, NOAA) in Princeton, New Jersey, entsprechend dieser Grundannahme Rechnungen mit variierenden Bodentiefen und damit variierenden Bodenwasserspeicherkapazitäten durchgeführt.

Für den Wüstenplaneten wurde eine Bodentiefe von 4 cm auf den Landflächen (W4), für den Waldplaneten eine von 60 cm (W60) angenommen. Die gegenwärtige Beschaffenheit der Böden der Landflächen wurde mit einer Tiefe von 15 cm (W15) abgeschätzt. Im Falle von W4 geht aller Niederschlag in den Abfluß, im Falle von W60 verhalten sich die Landflächen wie Wasserflächen und im Falle von W15 werden die gegenwärtigen mittleren Abflußbedingungen der Erde in guter Näherung beschrieben.

Abbildung 33 zeigt die Differenzen, die sich aus W60-W4 ergeben, für den Abfluß, die Verdunstung und den Niederschlag in Zentimetern. Im Bereich der ITC und der außertropischen Zyklonenbahnen nimmt die Evapotranspiration um bis zu 50 cm zu, in kleinen Arealen südlich dieser Gebiete teilweise auch geringfügig ab. Die Niederschläge nehmen mit Ausnahme kleiner Defizitinseln an der amerikanischen Westküste auf allen Landflächen um bis zu 30 cm zu, über weiten Teilen der Ozeane aber um bis zu 10 cm ab. Da die Verdunstung deutlich stärker als der Niederschlag auf den Landflächen zunimmt, reduziert sich der Abfluß um bis zu 30 cm. Ausnahmen bilden einige aride Gebiete der Kontinente.

Diese von Milly und Dunne (1994) berechneten Werte bleiben im Mittel deutlich unter den von Kleidon et al. (2000) angegebenen, stimmen aber mit diesen in der Tendenz sehr gut überein. In Abbildung 34a ist die adiabatische Erwärmung bzw. Abkühlung in W/m^2 angegeben, die sich aus der Differenz zwischen Niederschlag und Verdunstung für W60-W4 ergibt. Da über weiten Landflächen die Verdunstung den Niederschlag übertrifft (Abbildung 33c) dominiert der bei der Verdunstung entstehende Energieverbrauch das Raummuster über den Landflächen. Über den Ozeanen übertrifft der Niederschlag weitflächig die Verdunstungshöhe (Abbildung 33 b,c), es dominiert die bei der Kondensation freigesetzte latente Wärme in diesem Fall das Raummuster.

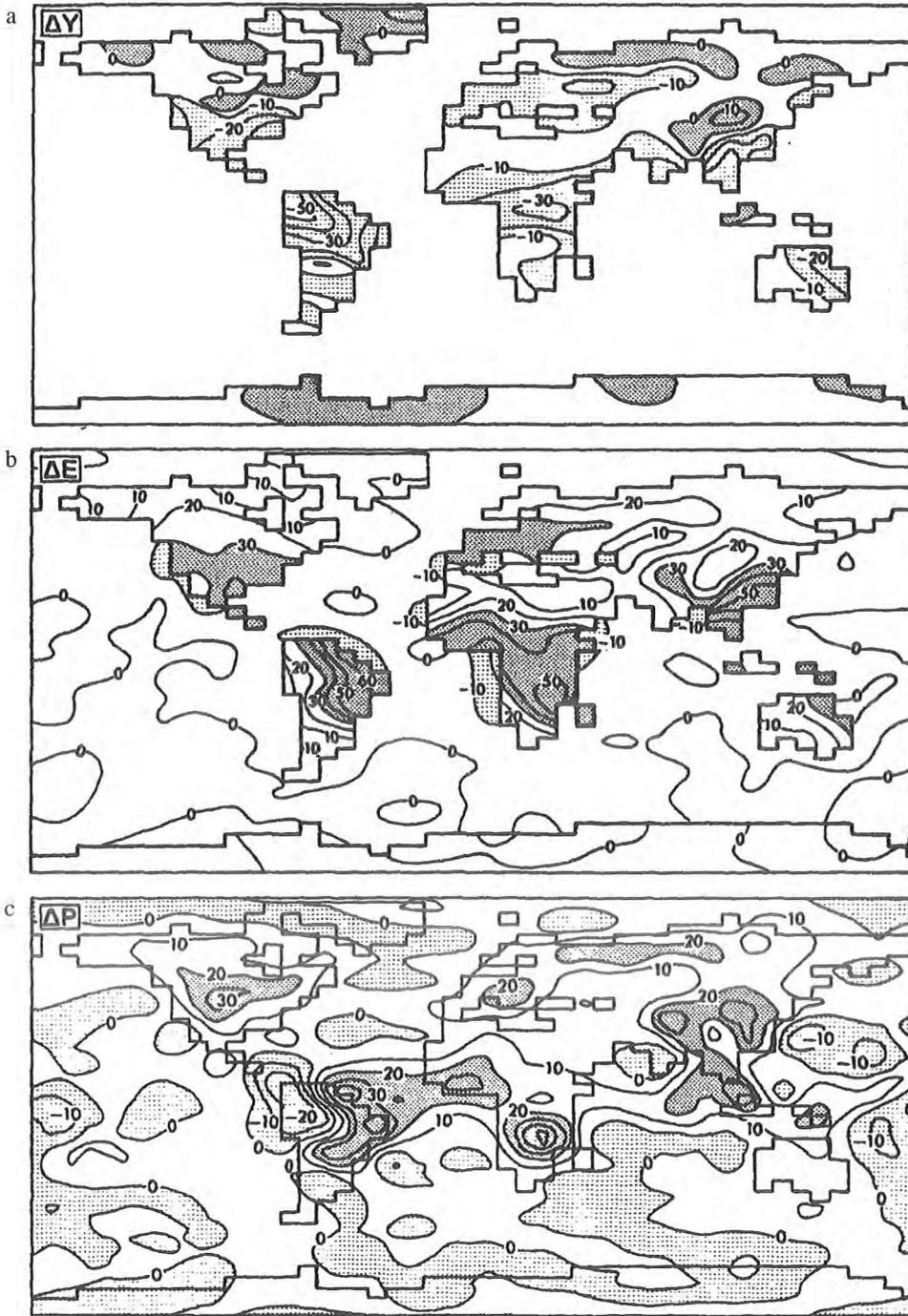


Abbildung 33: Globale Verteilung der Differenzen zwischen den Ergebnissen der Modellrechnungen W60 und W4 für (a) den Abfluß, (b) die Verdunstung und (c) den Niederschlag. Angaben in cm (Milly und Dunne 1994).

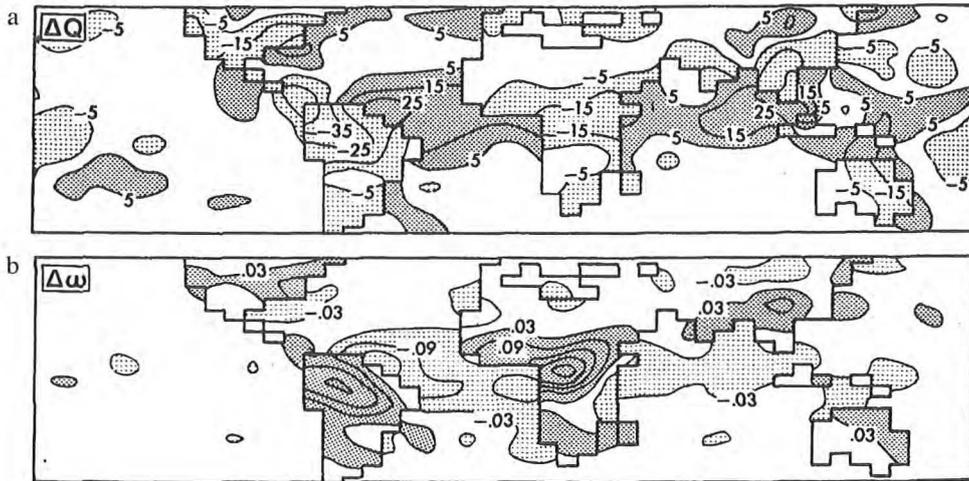


Abbildung 34: Globale Verteilung der Differenzen zwischen den Ergebnissen der Modellrechnungen W60 und W4 für (a) die jährliche adiabatische Erwärmungsrate Q in W/m^2 und (b) die Vertikalgeschwindigkeiten ($10^{-6} kPa s^{-1}$, nach Milly und Dunne 1994).

Als Folge der Abkühlung über weiten Teilen der Landflächen werden hier Absinktendenzen der Luftmassen verstärkt, während über den Ozeanen aufsteigende Tendenzen eine Intensivierung erfahren (Abbildung 34a). Zusammen mit den abnehmenden thermischen Kontrasten, die Folge dieser unterschiedlichen Energiebilanzen über dem Meer und den Kontinenten sind, nimmt der Luftmassentransport und damit auch der Wasserdampftransport vom Meer zum Land ab. Das impliziert insgesamt auch eine Abschwächung der Monsunzirkulation, während die Hadley-Zelle insgesamt eine Verstärkung erfährt (Milly und Dune 1994).

Für den Fall einer Abnahme der Bodenwasserspeicherkapazität, wie sie mit der Waldzerstörung und den Desertifikationsprozessen verbunden ist, steigt die Intensität des Luftmassen- und Wasserdampftransportes vom Meer zum Land in den Modellrechnungen an. Diese Intensitätsänderungen der Luftmassentransporte zwischen den Ozeanen und den Landflächen könnten der Grund für die Unterschiede in den Ergebnissen der Modellrechnungen von Kleidon et al. (2000) und Milly und Dune (1994) sein.

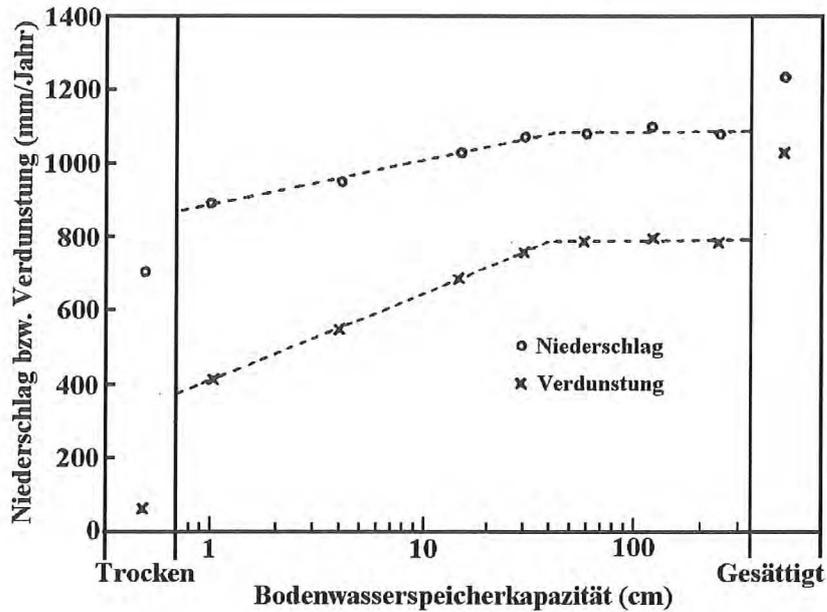


Abbildung 35: Anhand von Modellrechnungen mit dem GFDL-Klimamodell ermittelte jährliche Verdunstungs- und Niederschlagswerte in Zentimetern, gemittelt über alle Kontinente, in Abhängigkeit von der Wasserspeicherkapazität (Milly und Dune 1994).

Die jährlichen Verdunstungs- und Niederschlagsraten, die für die unterschiedlichen Bodenwasserspeicherkapazitäten in den Modellrechnungen bestimmt wurden, sind in Abbildung 35 dargestellt. Für Bodenwasserspeicherkapazitäten > 60 cm ergibt sich keine Änderung des Wasserumsatzes, da dann die Landflächen bezüglich der Verdunstungseigenschaften den Wasserflächen entsprechen. Die Sensitivität des mittleren jährlichen Niederschlages auf den Kontinenten gegenüber Änderungen der Bodenwasserspeicherkapazität und damit auch gegenüber entsprechenden Änderungen des Vegetationsbesatzes der Landflächen ist geringer als die der Verdunstung. Das hat zur Folge, daß zunehmend mehr Wasserdampf vom Land zum Meer transportiert wird. Die Abschätzung aus den beiden Kurvenverläufen ergibt, daß etwa 50% der Verdunstungsänderungen dem Ozean vom Land aus zugeführt werden. Außerdem kann aus der Steigung der Geraden, die die berechneten Verdunstungswerte verbindet, abgelesen werden, daß eine Verdopplung der Bodenwasserspeicherkapazität zu einem Anstieg der Verdunstung um 7 cm führt. Diese Sensibilitätsabschätzung läßt sich unmittelbar in Änderungen der Flächengröße der mit Vegetation bestandenen Fläche umrechnen.

5.15 Folgerungen aus den Modellrechnungen

Bezieht man diese Ergebnisse auf die von Menschen ausgehende Umgestaltung der Erdoberflächeneigenschaften, so sind zwei Tendenzen hervorzuheben. Einerseits mindert der Mensch die Bodenwasserspeicherkapazität durch Umwandlung natürlicher Ökosysteme in landwirtschaftliche Nutzflächen und desertifizierte Flächen, andererseits erhöht er die Bodenwasserspeicherkapazität durch künstliche Bewässerung und privaten sowie industriellen Wasserumsatz. Für den Desertifikationsprozeß konnte in dieser Untersuchung – anhand neuerer Untersuchungen über die besonders intensiv von der Desertifikation geschädigte Sahelzone – herausgearbeitet werden, daß gegenwärtig keine großräumigen klimawirksamen Veränderungen des Wasserhaushaltes nachweisbar sind. Auch für die großflächigen Entwaldungen im Bereich der Guinea-Küste konnte in dieser Untersuchung kein eindeutig nachweisbarer Einfluß auf die landeinwärts fallenden Niederschlagshöhen belegt werden. Vielmehr kann aus den Ergebnissen der Modellrechnungen von Milly und Dunne (1994) geschlossen werden, daß die verminderte Verdunstung über den entwaldeten Gebieten durch eine Verstärkung des Wasserdampftransportes vom Meer zum Land weitgehend ausgeglichen wird. Dadurch werden der großräumigen Klimawirksamkeit der Entwaldungsprozesse relativ enge Grenzen gesetzt. Eine drastische Einflußnahme auf den globalen Wasserhaushalt erscheint auf diesem Hintergrund eher unwahrscheinlich.

Im Gegensatz zu diesen Ergebnissen führt die anthropogene Einflußnahme auf den globalen Wasserkreislauf durch künstliche Bewässerung und den privaten sowie industriellen Wasserumsatz unzweifelhaft zu einer erheblichen Erhöhung der Verdunstung. Durch diese Aktivitäten werden der Atmosphäre knapp 3000 km^3 Wasser jährlich zusätzlich zugeführt (Milly und Dunne 1994). Die Verdunstungsänderung, gemittelt über alle Landflächen, die sich aus W60-W4 (800mm - 560mm, Abbildung 35) ergibt, beträgt 240 mm/Jahr. Bezogen auf die gesamte Landfläche der Erde bedeutet das eine Verdunstungsänderung um $36\,000 \text{ km}^3 / \text{Jahr}$. Bezogen auf diesen Wert entspricht die anthropogen bedingte Verdunstungsänderungen in der Größenordnung von 3000 km^3 etwa 8.5%. Das entspricht einer Erhöhung der Verdunstung um rund 20 mm/Jahr über den Landflächen. Da die Verdunstungsänderungen nur zu 50 % über den Kontinenten nach den Modellrechnungen in Niederschlag umgesetzt werden, führt die anthropogen bedingte Änderung des Wasserkreislaufes zu einer Niederschlagszunahme über den Landflächen von rund 10 mm. Die verbleibenden 10 mm werden erst über den Ozeanen kon-

densiert und bedingen deshalb eine Abkühlung der Kontinente um rund 0.1 K (300 W/m², Milly und Dunne 1994). Bei diesen groben Abschätzungen bleiben die Rückkopplungen, die sich aus dem Wasser- und Strahlungshaushalt ergeben, unberücksichtigt. Diese werden in einem späteren Abschnitt dieser Arbeit diskutiert.

5.16 Die globale Verdunstung und die globale Nettoprimärproduktion

Zum Abschluß dieser Überlegungen ist darauf hinzuweisen, daß Abschätzungen zur anthropogenen Nutzung und Ertragsbeeinflussung der globalen terrestrischen Nettoprimärproduktion für das Jahr 1984 zu dem Ergebnis kommen (Vitousek et al. 1986), daß über 40% der globalen Nettoprimärproduktion (NPP) vom Menschen in der einen oder anderen Form manipuliert werden. Wenn man davon ausgeht, daß sich der bis 1984 zu beobachtende Trend bis zum Jahr 2000 fortgesetzt hat, so beträgt die gegenwärtig anthropogen beeinflusste globale NPP 56.4%. Infolge der mit der NPP generell verbundenen Evapotranspiration erfolgt durch die Beeinflussung der NPP durch den Menschen auch eine Beeinflussung der Evapotranspiration im globalen Maßstab.

Setzt man die Evapotranspiration der Kontinente, die gemäß Abbildung 2 mit 62 000 km³ abzuschätzen ist, in Relation zu dem vom Menschen beeinflussten Anteil der NPP, so gewinnt man einen Eindruck über die potentielle Einflußnahme des Menschen auf die terrestrische Evapotranspiration. Die Angaben bezüglich der globalen NPP variieren für die Landflächen zwischen 117.5 und 132 Milliarden Tonnen (Whittaker et al. 1975, Postel et al. 1996). Geht man von dem höheren Schätzwert aus, so zeigt sich, daß pro Kilogramm produzierter Biomasse im globalen Mittel rund 0.5 Tonnen oder 0.5 m³ Wasser im Evapotranspirationsprozeß umgesetzt werden. Bezogen auf den Niederschlag über den Landflächen in Höhe von 107 000 km³ ergibt sich, daß pro Kilogramm NPP rund eine Tonne Niederschlagswasser im globalen Mittel auf den Landflächen umgesetzt wird.

56.4% der terrestrischen NPP entsprechen 66 Mrd. Tonnen. Zu deren Produktion werden 35 000 km³ Wasser in den Evapotranspirationsprozessen umgesetzt. Durch Änderungen der Landnutzung, der Anbaufrüchte, der Erträge und der Anbautechniken beeinflusst der Mensch den zur Produktion von 56.4% der terrestrischen NPP erforderlichen Wasserumsatz. Trotz der prinzipiell erstrebten Ertragssteigerungen verändert der Mensch in der Regel die Evapo-

transpiration gegenüber den natürlichen Bedingungen in Richtung auf eine Verminderung des Wasserumsatzes. Eine Ausnahme bildet der Bewässerungsfeldbau, dessen Auswirkungen im Zusammenhang mit der Nutzung des abfließenden Wassers an späterer Stelle diskutiert wird.

6 Abfluß und Grundwasser

6.1 Zur Bestimmung des globalen Abflusses

Die quantitative Erfassung von Verdunstung und Niederschlag ist, wie in den vorangegangenen Abschnitten deutlich wurde, mit erheblichen Problemen verbunden. Im Gegensatz dazu lassen sich die Abflußmessungen für begrenzte Abflußsysteme relativ sicher bestimmen (Ropelewski et al. 1998). Unter Abfluß wird in diesem Zusammenhang der Wassertransport auf und unter der Erde verstanden. Dementsprechend wird das Abflußvolumen anhand der Wassermenge ermittelt, die pro Zeiteinheit durch die Querschnittsfläche eines vorgegebenen Profils, beim Oberflächenabfluß beispielsweise eines Flußprofils, strömt: $A = F \cdot V \cdot T$. Dabei ist A das Abflußvolumen in m^3 , F die Querschnittsfläche in m^2 , V die Fließgeschwindigkeit in m/sec und T die Zeiteinheit in Sekunden. Um den Abfluß in Relation zu den anderen Parametern der Wasserhaushaltsgleichung bewerten zu können, sind die m^3 -Angaben, ausgedrückt in 10^3 Liter pro m^3 , auf die m^2 -Fläche der Einzugsgebiete in Form von Liter (mm) Abflußwasser pro m^2 zu beziehen.

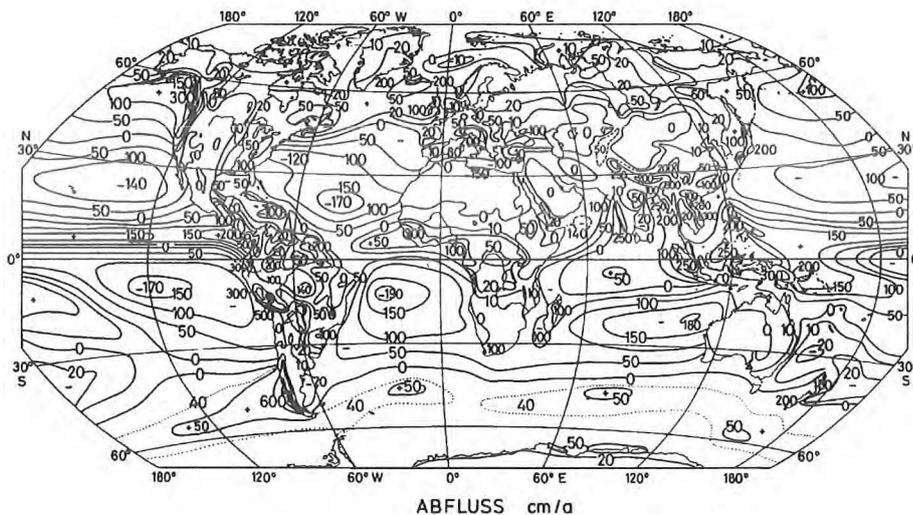


Abbildung 36: Globale Verteilung der Abflußhöhen in cm / Jahr (Baumgartner et al. 1996).

Abbildung 36 zeigt die globale Verteilung der Abflußhöhen in cm / Jahr. Die globalen Abflußwerte wurden aus den hydrometrischen Daten der Flußgebiete der Kontinente bestimmt. Insgesamt beträgt der Abfluß von den Landflächen der Erde $45\,000\text{ km}^3$ (vgl. Abbildung 2). Diese Schätzung basiert auf den Angaben von Shiklomanov und Sokolov (1984). Darin enthalten sind etwa 2200 km^3 Gletscherabfluß von der Arktis und Antarktis sowie ein Grundwasserabfluß vom Land ins Meer entlang der $600\,000\text{ km}$ langen Küstenlinie in der Größenordnung von etwa 2800 km^3 . Ohne diese beiden Abflüsse, die vom Menschen nicht zu nutzen sind, beträgt der globale Abfluß von den Landflächen, der theoretisch vom Menschen genutzt werden kann, rund $40\,000\text{ km}^3$.

Für die Ozeane wurde der Abfluß in Abbildung 36 aus der Differenz zwischen Niederschlag und Verdunstung berechnet. Die Abflußmessungen der Kontinente können anhand der Differenzen aus Niederschlag und Verdunstung überprüft werden (Baumgartner et al. 1996). Erfolgt die Abflußbestimmung für die Kontinente auf diese Weise, so wird davon ausgegangen, daß die Wasserspeicher der Kontinente, zu nennen sind Boden-, Grundwasser und Gletscher, langfristig stationär sind und folglich alles Niederschlagswasser, das nicht verdunstet, abfließt. In den wissenschaftlichen Arbeiten finden sich Schätzwerte für den Abfluß der Kontinente, die zwischen $33\,500\text{ km}^3$ und $47\,000\text{ km}^3$ liegen (Postel et al. 1998). Der wahrscheinlichste Wert – ohne den Grundwasserabfluß ins Meer und ohne die arktische und antarktische Gletscherschmelze – wird von den meisten Autoren mit $40\,000\text{ km}^3$ angegeben.

Über den Ozeanen entspricht die aktuelle Verdunstung der potentiellen Verdunstung. Für die Landflächen wird die Evapotranspiration unter Berücksichtigung des Vegetationsbesatzes aus der potentiellen Verdunstung bestimmt. Bei dieser Vorgehensweise wird die Genauigkeit der Abflußberechnung durch die Schätzfehler, die mit Niederschlags- und Verdunstungsschätzungen verbunden sind, begrenzt. Bei Berücksichtigung der hydrometrischen Daten der Flußgebiete der Kontinente bleiben kleine Flußsysteme und solche in unbesiedelten Gebieten, für die keine Meßdaten vorliegen, unberücksichtigt und schränken dadurch die Genauigkeit dieses Verfahrens der Abflußbestimmung ein.

Über den Kontinenten treten die höchsten Abflüsse in der inneren Tropenzone in der Größenordnung von $2000\text{--}3000\text{ mm/Jahr}$ auf, in den außertropischen Breiten können an den Westküsten der Kontinente Werte in ähnlicher Größenordnung bei rascher Abnahme landeinwärts beobachtet werden. Negative Abflußwerte über den Ozeanen indizieren die Bereiche, in

denen die potentielle Verdunstungshöhe die Niederschlagshöhe übertrifft. Dies trifft insbesondere für die von den subtropischen Hochdruckgebieten eingenommenen Bereiche zu. Auf den Ozeanen übertreffen die Verdunstungssummen über weite Flächen 1700-1900 mm/Jahr. Hohe positive Abflußwerte treten über den Ozeanen auch im Bereich der Hauptzugbahnen der außertropischen Zyklone als Folge der dort fallenden sehr starken Niederschläge auf.

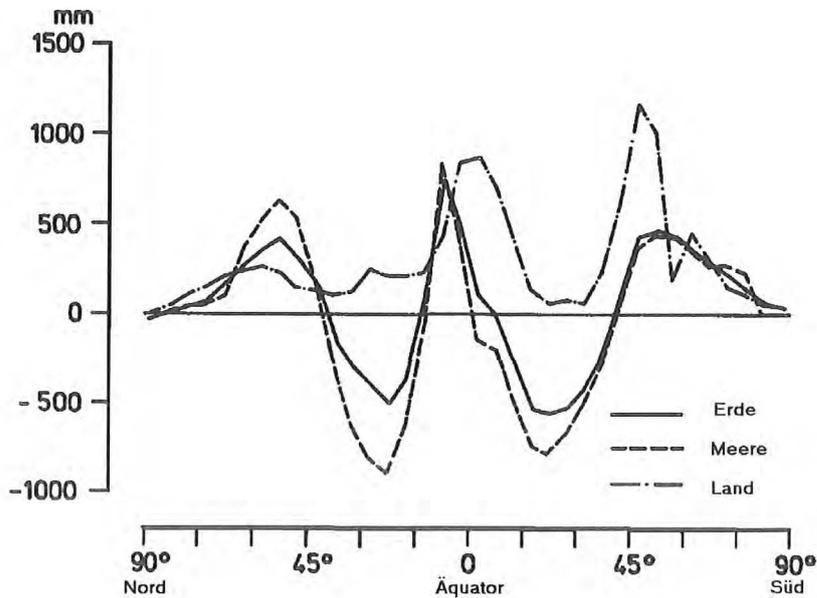


Abbildung 37: Meridionalverteilung der mittleren jährlichen Abflußhöhen für 5° umfassende Breitenzonen, getrennt für die Landflächen, die Meere und die gesamte Erde (Baumgartner und Reichel 1975).

Trägt man die mittleren Abflußhöhen für 5°-Breitenzonen zonal gemittelt getrennt für die Landflächen, die Ozeane und die gesamte Erde graphisch ab (Abbildung 37), so treten die inneren Tropen und polaren Westwindgürtel beider Hemisphären deutlich als Überschuß- und die subtropischen Hochdruckgürtel als Defizitgebiete des Abflusses hervor. In den polaren Gebieten mit geringen Niederschlägen und geringer Verdunstung bleiben auch die Abflußmengen gering. Die Abflußverteilung für die Landflächen ist gegenüber den Ozeanen um bis zu 10 Breitengrade bezüglich des Auftretens der Maxima und Minima verschoben (Abbildung 37). Die Ursache dafür liegt in der jahreszeitlichen Verlagerung der ITC und Zyklonenzugbahnen, die über den Kontinenten deutlich größer als über den Ozeanen ist.

Die Differenz zwischen Wasserdampfentzug einerseits und Abflußzufuhr andererseits kann zu erheblichen Wasserüberschüssen und Wasserdefiziten in den betroffenen Ozeanbecken führen, die Anlaß zu Meeresströmungen geben. Differenzen dieser Art bedingen insbesondere zwischen der Nordhemisphäre und Südhemisphäre einen Unterschied von 73mm/Jahr oder $18,5 \cdot 10^3 \text{ km}^3/\text{Jahr}$ Wasser, die durch Wasserdampftransporte und Meeresströmungen über den Äquator hinweg im Jahresablauf ausgeglichen werden müssen (Baumgartner et al. 1996, S. 104).

6.2 Ungleichmäßige Verteilung der globalen Wasserressourcen

Die Landflächen der Erde lassen sich in Gunst- und Ungunsträume bezüglich des vom Menschen zu nutzenden Wasserangebotes, das durch den Abfluß bereitgestellt wird, differenzieren.

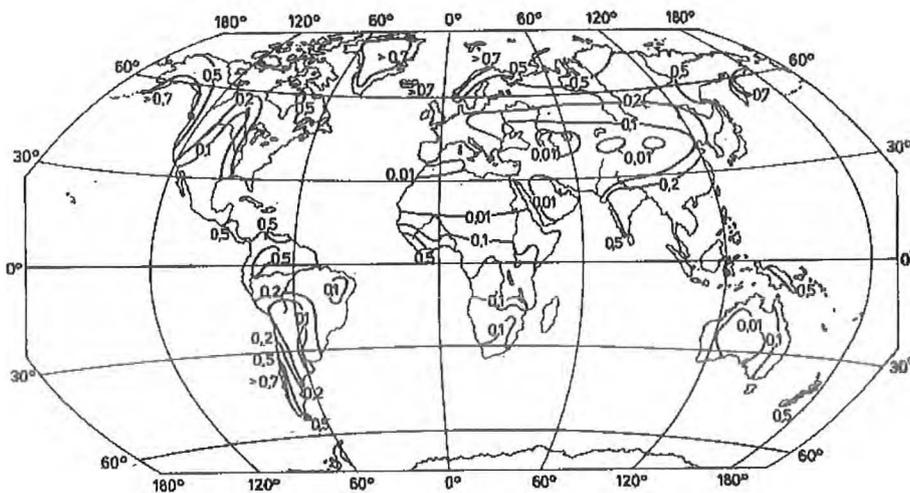


Abbildung 38: Globale Verteilung des Verhältnisses zwischen Abfluß und Niederschlag (Baumgartner et al. 1996)

Einen verallgemeinerten Überblick über den Anteil des Niederschlages, der in den Abfluß geht, beschreibt der Quotient aus Abfluß und Niederschlag (Abbildung 38). Dieser Quotient erreicht in den inneren Tropen und im Bereich der außertropischen Westwindzone großflächig Werte um 0.5, d.h. 50% des gefallenen Niederschlages gehen in den Abfluß. Im Bereich der subtropischen Hochdruckgürtel sind es hingegen weniger als 1% der dort sehr geringen Nie-

derschlagsmengen. Abbildung 36 macht deutlich, daß die Kontinente bezüglich des vom Menschen theoretisch nutzbaren Abflußwassers sehr unterschiedlich begünstigt sind. Setzt man den Abfluß der einzelnen Kontinente in Beziehung zum Gesamtabfluß der Kontinente bei gleichzeitiger Berücksichtigung des prozentualen Anteils der auf dem entsprechenden Kontinent lebenden Bevölkerung an der Weltbevölkerung, so wird die Benachteiligung einiger Kontinente besonders deutlich.

Der prozentuale Anteil Europas an dem globalen Abfluß der Landflächen entspricht dem Anteil Europas an der gesamten Landfläche – jeweils ohne die Antarktis. Ähnlich liegen die Verhältnisse in Asien und Nord- und Zentralamerika. Afrika hat einen Anteil an den Landflächen von 22%, aber nur einen 10.6%-igen Anteil am Abfluß. Ähnlich ist das Verhältnis in Australien unter Einschluß von Ozeanien. Ohne Einbezug von Ozeanien wäre das Verhältnis deutlich ungünstiger. Mit einem Anteil von 25.6% am globalen Abfluß und einem Anteil von 13% an den Landflächen ist Lateinamerika besonders begünstigt.

Unter Berücksichtigung der Bevölkerung des Jahres 2000 ändern sich die Beziehungen. Bezogen auf die global im Mittel verfügbare Abflußmenge pro Kopf (6783 m^3) liegen die Werte im dicht besiedelten Europa und in Asien weit unter dem Durchschnittswert. In Afrika bleiben die Pro-Kopf-Werte wegen der vergleichsweise geringen Abflußmengen ebenfalls knapp unter dem globalen Mittelwert. In allen übrigen Kontinenten führen die geringen Bevölkerungsdichten zu weit überdurchschnittlichen Pro-Kopf-Abflußwerten.

Tabelle 2: Prozentualer Anteil der Kontinente am jährlichen globalen Abfluß und an der Weltbevölkerung im Jahr 2000.

Region	Oberflächenabfluß km ³ /a	%-Anteil globaler Abfluß u. Landfläche	Anteil an der Weltbevölkerung
Europa	3240	8.0 (8)	13.0
Asien	14550	35.8 (32)	60.5
Afrika	4320	10.6 (22)	12.5
Nord- und Zentral Amerika	6200	15.2 (18)	8.0
Süd Amerika	10420	25.6 (13)	5.5
Australien und Ozeanien	1970	4.8 (7)	0.5
Summe	40700	100.0 (100)	100.0

Region	Bevölkerung in Millionen	m ³ pro Kopf	Areal in 10 ⁶ km ²	Abfluß in m ³ /km ²
Europa	780	4153 (1298)	10500	308
Asien	3630	4008 (1252)	43475	335
Afrika	750	5760 (1800)	30120	143
Nord- und Zentral Amerika	480	12916 (380)	24250	255
Süd Amerika	330	31575 (9867)	17800	585
Australien und Ozeanien	30	65666 (20520)	8950	221
Summe	6000	6783 (2120)	135095	273

Die Sonderstellung Afrikas und Australiens wird beim Vergleich der jährlichen Abflußwerte pro km² besonders deutlich. Stellt man in Rechnung, daß sich im Laufe der nächsten 30-40 Jahre die Bevölkerung Afrikas und Asiens verdoppeln wird, so erscheinen unter Berücksichtigung der Tatsache, daß bereits gegenwärtig 1.8 Milliarden Menschen in Asien und Afrika nur unzureichend ihren Wasserbedarf decken können, Wasserkrise in den dichtbesiedelten Gebieten dieser Kontinente unvermeidlich. Da eine Abwanderung der Menschen in begünstigte Erdregionen nur in einem eng begrenzten Umfang möglich sein wird, und die Wasserversorgung der Menschen, soweit sie nicht durch energieintensive Meerwasserentsalzung oder die Nutzung fossiler Wasserressourcen erfolgt, auf den Oberflächen- bzw. Grundwasserabfluß angewiesen ist, werden wahrscheinlich bereits in den nächsten Jahren der Bevölkerungsentwicklung in den ariden Gebieten Asiens und Afrikas infolge der begrenzten Wasserverfügbarkeit prinzipielle Grenzen gesetzt.

6.3 Berechnung des vom Menschen nachhaltig nutzbaren Anteils am globalen Abfluß

In Tabelle 2 wird der Berechnung der pro Kopf der Bevölkerung verfügbaren Wassermenge der gesamte Abfluß zugrunde gelegt. Tatsächlich fließen aber von den 40 000 km³ des Abflusses der Landflächen nur etwa 27% (rund 11 000 km³) als mittlerer Abfluß der Fließgewässer ab oder werden dem rezenten Grundwasserabfluß in Tiefen zwischen einigen Zentimetern bis einigen Dekametern zugeführt. Die beiden Anteile des Abflusses, die mehr oder weniger ganzjährig zur Nutzung durch den Menschen verfügbar sind, repräsentieren, wenn sie durch die Eingriffe des Menschen nicht geschädigt werden, den erneuerbaren und damit nachhaltig nutzbaren Anteil des globalen Abflusses. Die verbleibende Differenz zum Gesamtabfluß von 40 000 km³ beträgt rund 29 000 km³. Diese Menge fließt in unbesiedelten Gebieten und/oder in Form von Hochwässern in relativ kurzer Zeit, meist mit zerstörerischer Wirkung, ab und ist deshalb gar nicht oder nur mit sehr großem Aufwand vom Menschen zu nutzen. Es wird geschätzt, daß etwa 2000 km³ des nutzbaren Abflusses von 11 000 km³ in unbesiedelten Gebieten erfolgt und deshalb ebenfalls vom Menschen gegenwärtig nicht genutzt werden kann (Postel et al. 1996).

Durch Staudambbauten ist im vergangenen Jahrhundert ein Speichervolumen von rund 3500 km³ entstanden, welches den vom Menschen nutzbaren Basisabfluß von 9000 km³ auf 12 500

km³ erhöht. Das sind 31,25% des Gesamtabflusses von 40 000 km³, auf den sich die Pro-Kopf-Werte der Tabelle 2 beziehen. Das bedeutet, daß nur 31,25 % der in Tabelle 2 angegebenen theoretisch pro Kopf im globalen Mittel verfügbaren Wassermenge (6783 m³), also 2120 m³, tatsächlich von den Menschen zu nutzen sind. Für die einzelnen Kontinente sind die in Tabelle 2 angeführten Werte entsprechend reduziert in Klammern angeführt.

Allein von 1950-1986 versiebenfachte sich die Zahl der größeren Stauseen weltweit von etwa 5500 auf rund 40 000 (Habbe 2000). Von 1950 bis heute wurden im Mittel jährlich 885 Staudämme mit Höhen über 15 Metern gebaut. In Zukunft wird die Zahl der jährlichen Staudambauten abnehmen, da alle ökonomisch interessanten Reservoirs bereits genutzt werden (ICLD 1992). Es wird geschätzt, daß etwa 350 Staubecken jährlich in den nächsten drei Jahrzehnten neu gebaut werden. Es ist allerdings auch davon auszugehen, daß ein Teil der bereits bestehenden Anlagen aus ökologischen Gründen wieder aufgegeben wird, denn die Dammbauten zerschneiden den Flußlauf und verändern dadurch das Ökosystem des Fließgewässers und der Flußauen. Viele Arten, die die jahreszeitlichen Hochwässer zu ihrem Erhalt benötigen, verschwinden. An ihre Stelle treten an die veränderten hydrologischen Gegebenheiten besser angepaßte Arten. Diese Prozesse, die bis in die Gegenwart weitgehend unbeachtet ablaufen, erzwingen bei der großen Zahl bereits vorhandener und geplanter Dammbauten eine grenzübergreifende Planung und gegebenenfalls auch den Verzicht auf existierende und geplante Staudammprojekte (Dynesius et al. 1994).

Das wird in all den Fällen leicht zu erreichen sein, in denen die Staudämme die ökologischen Gleichgewichte stromab der aufgestauten Flußläufe so intensiv stören, daß die Kosten zur Minderung unerwünschter Nebeneffekte höher sind als der ökonomische Nutzen der Staudämme. Geht man davon aus, daß das mittlere Stauseevolumen wie bisher etwa 40 km³ betragen wird und tatsächlich jährlich 350 Neubauten erfolgen, so vergrößert sich das Stauvolumen insgesamt von gegenwärtig 3500 km³ um 1200 km³ auf 4700 km³ bis zum Jahr 2030. Die jährlich nachhaltig nutzbare Wassermenge beträgt dann 13 700 km³.

Ein Teil des mit 9000 km³ abgeschätzten nutzbaren Abflusses wird in Form des oberflächennahen Grundwasserabflusses bereitgestellt. Bei geringer Aufttrittstiefe ist das Grundwasser permanent, leicht und preiswert der Nutzung durch den Menschen zugänglich. Bezüglich der Grundwasserressourcen ist zu berücksichtigen, daß das rezente Grundwasser ständigen Nachschub durch Niederschlag erhält, also von dessen Höhe wesentlich mitbestimmt wird. Das

Niederschlagswasser infiltriert in den Boden, wo ein Teil des infiltrierten Wassers durch den Zwischenabfluß in die Fließgewässer abgeleitet wird. Der verbleibende Rest geht in den Grundwasserabfluß und die Grundwasserneubildung. Ein geringer Teil des auf diese Weise ständig neugebildeten Grundwassers geht in die Tiefenversickerung und speist das Grundwasser der tiefen Schichten in 1000-2000 m Tiefe (Wendland et al. 1996, S. 26).

6.4 Oberflächenabfluß und Grundwasserbildung

Das Grundwasser hat wegen seiner Reinheit größte Bedeutung für die Trinkwasserversorgung. Welcher Anteil des Niederschlags über den Abfluß der Grundwasserneubildung zugute kommt, hängt von verschiedenen Faktoren ab. Von entscheidender Bedeutung ist die Infiltration und das Wasserhaltevermögen des Bodens. Die Infiltration hängt von der Bodenart, dem Vegetationsbesatz und dem eng damit verbundenen Porenvolumen ab. Die Wasserdurchlässigkeit kann durch die Durchlässigkeitsbeiwerte in m/s beschrieben werden. Sie beträgt bei sehr stark durchlässigem Steingeröll $10^{-1} m s^{-1}$, bei stark durchlässigem sandigem Kies $10^{-4} - 10^{-2} m s^{-1}$, bei schluffigem Sand, der bereits als schwach durchlässig bewertet wird, $10^{-7} - 10^{-4} m s^{-1}$ und bei sehr schwach durchlässigem tonigen Schluff $10^{-10} - 10^{-7} m s^{-1}$ (Projektierungshilfe NRW, 2000).

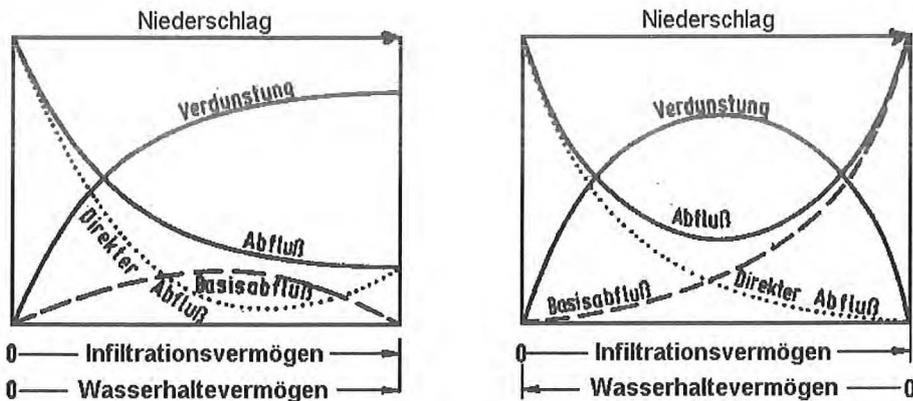


Abbildung 39: Schematisierte Abhängigkeit von Verdunstung und Abfluß zum Infiltrations- und Wasserhaltevermögen (Baumgartner et al. 1996, S. 529).

Abbildung 39 zeigt stark generalisiert den funktionalen Zusammenhang zwischen Niederschlag, Infiltrationsvermögen, Wasserrückhaltevermögen (Retention), Verdunstung und

Abfluß. Der Abfluß ist aufgeteilt in direkten Oberflächenabfluß und Basisabfluß, der in Form von Zwischen- und Grundwasserabfluß erfolgt. Mit zunehmendem Niederschlag und anwachsender Infiltrations- und Retentionsrate nimmt der direkte Abfluß bis zu dem in der Abbildung 39 erkennbaren Sättigungsschwellenwert ab, dann wieder leicht zu. Gleichzeitig steigt der Basisabfluß bis zu diesem Schwellenwert an, fällt dann aber, da die Wasseraufnahmekapazität des Bodens überschritten wird, wieder ab. Simultan zu diesen Prozessen nimmt die Verdunstung – unabhängig von diesem Schwellenwert – bis zu einem Sättigungswert, der durch die Wasserdampfaufnahmefähigkeit der Luft gegeben ist, zu.

Wenn Infiltrations- und Retentionsrate inverse Änderungen erfahren, also mit wachsender Infiltrationsrate die Retentionsrate mit der Folge sinkt, daß selbst bei hohen Niederschlagssummen das Wasser rasch in den Boden versickert und dem Grundwasser zugeführt wird, so steigt der Basisabfluß durchgängig an, während der direkte Oberflächenabfluß ebenso durchgängig fällt. Der Gesamtabfluß sinkt solange ab, bis der Boden mit Wasser gesättigt ist, was im Erreichen des Schwellenwertes der maximalen Bodenwasserspeicherung zum Ausdruck kommt und steigt ab diesem Schwellenwert wieder an.

Die Beeinflussung der Infiltrationsrate durch Vegetation und Bodenorganismen variiert stark in Abhängigkeit von den jeweiligen Standortfaktoren. Generell steigt aber die Infiltrationsrate mit zunehmendem Anteil organischer Bodenbestandteile. Dementsprechend steigt der Anteil des Niederschlags, der dem Basisabfluß zugute kommt, mit zunehmendem Vegetationsbesatz in der Regel an. Als Folge davon wird das Abflußregime der Vorfluter ausgeglichener, denn Niederschlagswasser aus Zeiten mit Niederschlagsüberschuß bleibt im Boden für nachfolgende niederschlagsdefizitäre Zeitabschnitte verfügbar. Landnutzungsänderungen, wie sie bei der Überführung von Wald- in Acker- und Wiesenflächen erfolgen, nehmen demzufolge nicht nur einen erheblichen Einfluß auf die Höhe der Verdunstung, sondern auch auf das Verhältnis von Oberflächenabfluß zu Zwischen- und Grundwasserabfluß.

6.5 Fließgleichgewichtszustand zwischen Niederschlag, Verdunstung und Abfluß

Der ausgleichenden Wirkung des Vegetationsbesatzes auf das Abflußregime sind allerdings Grenzen gesetzt. Bei Starkregen oder langanhaltenden Regenfällen kann die Wasseraufnahmefähigkeit der Böden überschritten werden. Es kommt zum flächenhaften Oberflächenab-

fluß als Folge der Wassersättigung des Bodens. Auch im Falle von Bodengefrorenis erfolgt keine Infiltration. Alles nicht verdunstende Niederschlagswasser geht folglich in den Oberflächenabfluß. Generell wird angenommen (Bonell 1998), daß sich ein Fließgleichgewichtszustand zwischen Niederschlag, Verdunstung und Abfluß einstellt, der durch die Art und Dichte des niederschlagsabhängigen Vegetationsbesatzes und dessen Veränderung bei Klimafluktuationen bestimmt wird. Dieser Fließgleichgewichtszustand kann nicht nur durch Eingriffe des Menschen, sondern auch durch extreme Niederschlagsereignisse empfindlich gestört werden. Extreme Niederschlagsereignisse können folglich auch in ungestörten Waldgebieten mit verheerenden Oberflächenabflüssen verbunden sein, die das Ökosystem Wald so nachhaltig verändern, daß sich ein neuer Fließgleichgewichtszustand herausbildet. Durch Eingriffe des Menschen werden die Schwellenwerte, ab denen Starkregen unerwünschte Änderungen des Vegetationsbesatzes und in deren Gefolge Erosionsprozesse auslösen, drastisch reduziert.

Für großflächige Entwaldungsgebiete konnte gezeigt werden, daß die Abflußzunahme oft nur in den ersten Jahren wirksam bleibt, nach Ausbildung einer angepaßten Sekundärvegetation nicht selten aber wieder auf Werte zurückgeht, die für die Zeit vor der Waldzerstörung charakteristisch waren (Bonell 1998, Sandstrom 1995). In diesem Zusammenhang ist darauf hinzuweisen, daß die Auswirkungen der Waldzerstörung auf den Wasserhaushalt nur schwer exakt zu bestimmen sind, da eine Änderung des Abflusses nach erfolgter Entwaldung eine Vielzahl nicht mit der Entwaldung zusammenhängender Ursachen haben kann. Zu nennen sind unter anderem Veränderungen in der jahreszeitlichen Verteilung der Niederschläge, der Niederschlagsintensitäten etc.. Gesicherte Erkenntnisse sind nur dann zu gewinnen, wenn eines von zwei dicht beieinander liegenden, etwa gleich großen Flußeinzugsgebieten entwaldet wird, das andere aber unverändert bleibt. Liegen für beide Gebiete langfristige Niederschlags-, Verdunstungs- und Abflußmessungen vor, so lassen sich ursächliche Zusammenhänge statistisch signifikant belegen (Bonell 1998). Diese weisen in den Gebieten, in denen die genannten Voraussetzungen tatsächlich erfüllt sind, auf eine starke Abflußzunahme in den ersten Jahren nach der Entwaldung hin. Dann stellt sich aber in allen bisher beobachteten Fällen ein neuer Fließgewichtszustand des Abflusses ein, der dem alten oft ähnlich ist (Bonell 1998). In der Transformationsphase, die viele Jahre dauern kann, bedingt der erhöhte Abfluß eine Intensivierung der Erosion.

Welches Ausmaß diese vom Menschen durch Landnutzungsänderungen ausgelösten Erosionsprozesse annehmen können, zeigen Schätzungen der pro Tonne Abflußwasser mitgeführ-

ten Sedimentlast. Für Asien werden Schätzwerte von 1.1 Tonnen Sedimentfracht pro Tonne Wasser genannt (Baumgartner et al. 1996, S. 107). Das bedeutet, das ein m^3 Wasser zu mehr als einem Drittel m^3 aus Sedimentmaterial besteht. Bezeichnungen wie der „Gelbe Fluß“ geben beredtes Zeugnis davon, daß die Eigenschaften des Flußwassers durch die mitgeführten Schwebstoffe bestimmt werden. In Nordamerika beträgt die Sedimentfracht pro m^3 Wasser 0.27 t. Auf den übrigen Kontinenten bleiben die Werte mit 0.09-0.12 t m^{-3} Wasser deutlich unter den asiatischen und nordamerikanischen Werten. Im globalen Maßstab ist davon auszugehen, daß pro Tonne Erntegut etwa 1 Tonne Boden durch die Wasser- und Winderosion verloren geht. Das ist in aller Regel deutlich mehr als die Bodenbildungsrate (Postel 1989), so daß im globalen Maßstab von einer generellen Abnahme des Wasserhaltevermögen der agrarisch genutzten Böden auszugehen ist. Langfristig führen diese Prozesse zu einer Abflußzunahme bei gleichzeitiger Abnahme der Verdunstung. Andererseits lagert sich ein Teil der Sedimentfracht in den Flußbetten und im Mündungsbereich ab. Dadurch wird der Abfluß verlangsamt und die Verdunstung erhöht. Die gegenläufigen Prozesse könnten sich insgesamt kompensieren. Berechnungen zu dieser Frage liegen nicht vor.

6.6 Grundwasserabsenkung

Wegen der hohen Qualität und der leichten Zugänglichkeit kommt es in vielen Gebieten der Erde zu einer Nutzung des rezenten Grundwassers, die weit über den Niederschlagsnachschub hinausgeht. Mittel- und langfristig führt das zur Grundwasserabsenkung und schließlich zum Versiegen der Brunnen und einer Verdichtung der fast grundwasserfreien Böden. Dadurch kann die Grundwasserneubildungsrate so stark vermindert werden, daß eine vormals nachhaltige Wasserversorgung nicht mehr möglich ist. In der nordchinesischen Ebene, wo 40% des Getreidebedarfs Chinas produziert werden, sinkt gegenwärtig der Grundwasserspiegel um jährlich 1.5 Meter infolge der Übernutzung. Die Wasserwerke Pekings erreichen das zur Trinkwasserversorgung der Bevölkerung so wichtige Grundwasser erst in über 100 Meter Tiefe. Trotz dieser Probleme wird ein Kubikmeter Trinkwasser hochsubventioniert zum Preis von 0.60 DM von der Kommune abgegeben. Bauern zahlen sogar für 1000 m^3 Bewässerungswasser aus dem Gelben Fluß weniger als eine Mark (Lorenz 2000). Eine Motivation zum sparsamen Umgang mit dem immer kostbarer werdenden Naß erfolgt bis heute also nicht über den Preis. In der BRD kostet ein Kubikmeter Trinkwasser gegenwärtig im Mittel 3.52

DM. Hier haben die Preisanhebungen der letzten Jahre trotz steigendem Wohlstands einen Rückgang des privaten Verbrauchs um 15 Liter pro Tag bewirkt.

6.7 Abfluß und Bodenversiegelung

Eine weitere Reduktion erfährt die Grundwasserneubildungsrate durch die Ausweitung der Siedlungs- und Verkehrsflächen als Folge des Bevölkerungs- und Wohlstandswachstums. Die mit diesen Prozessen einhergehende Bodenversiegelung führt das Niederschlagswasser vollständig dem Abfluß zu. In einer modernen Industrienation wie der (alten) Bundesrepublik ist beispielsweise trotz näherungsweise konstant bleibender Bevölkerung das Wachstum des Bruttosozialproduktes um eine Million DM in den Jahren 1960-1989 jeweils mit einer Zunahme der Siedlungs- und Verkehrsflächen um 1 Hektar verbunden gewesen. Bis heute ist es nicht gelungen, das Wirtschafts- und Versiegelungsflächenwachstum in den Industrienationen zu entkoppeln (LAWA 1995). In den Entwicklungsländern ist diese Entkopplung solange ausgeschlossen, wie das starke Bevölkerungswachstum die Anlage neuer Verkehrs- und Siedlungsflächen erzwingt.

Die Siedlungs- und Verkehrsflächen haben sich in Deutschland seit 1900 von 3% auf 12% vervierfacht. Von 1900-1950 weiteten sich die Versiegelungsflächen um 3%, seit 1950 um 6% aus. Allein die Verkehrsflächen versiegeln gegenwärtig rund 5% des Territoriums der BRD. Der Verkehrswegeplan 1992 sieht eine Erweiterung des Bundesfernstraßennetzes um 7900 km bis zum Jahr 2012 vor (Umweltbundesamt 1994).

Wie stark sich gegenwärtig die Versiegelung auf die Abflußhöhe auswirkt, insbesondere auf die Hochwasserspitzen, ist quantitativ kaum abzuschätzen. Das hängt damit zusammen, daß sich die Versiegelung bei Starkregen weniger auswirkt als bei Landregen, da bei Starkregen auch aus Gebieten mit guten Speichereigenschaften, wenn die Infiltrationsrate bzw. die Wasseraufnahmekapazität überschritten ist, ein ungehemmter Abfluß erfolgt. Auch bei langanhaltenden Niederschlägen verhalten sich unversiegelte Flächen wie Versiegelungsflächen, wenn die Wasseraufnahmekapazität des unversiegelten Bodens überschritten wird (Abbildung 39). Schließlich führt auch die Gefronnis des Oberbodens zu einer Quasiversiegelung. Welcher der Faktoren verantwortlich zu machen ist, wenn ein rascheres Anschwellen der Wasser-

stände beobachtet wird, ist unter Berücksichtigung des gesamten Flußeinzugsgebietes kaum zu entscheiden.

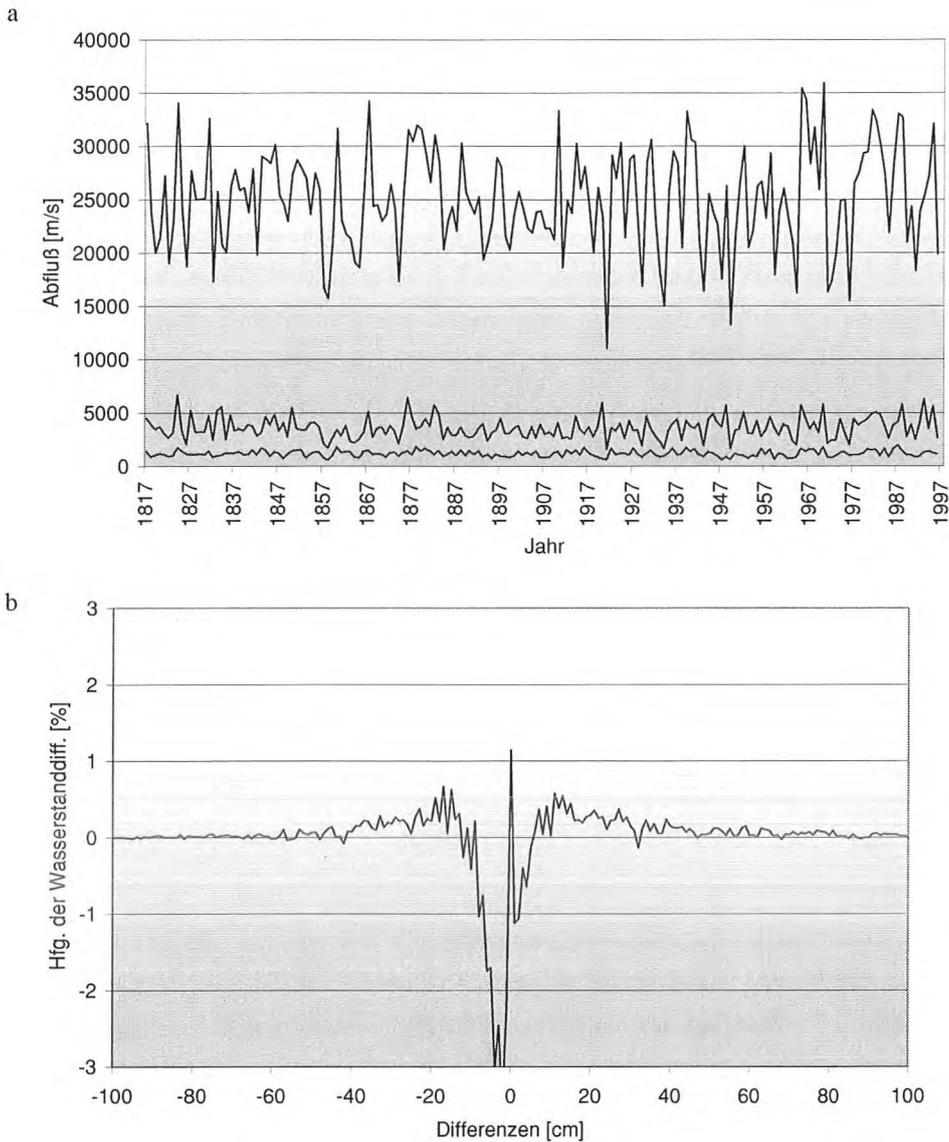


Abbildung 40: Jahresabfluß sowie maximale und minimale Abflußmengen in m³/s für den Rhein bei Köln (a). Prozentuale Häufigkeit der Differenzen zwischen den klassifizierten täglichen Pegelstandsänderungen der Perioden 1915-1954 und 1954-1994 (nach Daten der Bundesanstalt für Gewässerkunde in Koblenz).

Für den Rhein liegen die Abflußwerte und die Pegelstände von 1817-1999 vor. Abbildung 40a zeigt den Jahresabfluß sowie die maximalen und minimalen Abflußmengen in m/s für den Rhein bei Köln. Es ist kein Trend erkennbar. Die Variabilität der Jahreswerte hat aber augenscheinlich seit 1915 erheblich zugenommen. Das kann mit Veränderungen der Erhebungs- und Aufzeichnungsverfahren teilweise erklärt werden. Im Zeitraum 1955-1994 treten Jahreswerte über 3000 m/s in 22.5%, in der Periode von 1817-1954 hingegen nur in 13% aller Jahre auf.

Durch Flußregulierungen wurde die natürliche Retentionsfläche des Rheins in der Zeit von 1817-1954 um rund 730 km² reduziert, in der Periode 1955-1994 erfolgte eine weitere Reduktion um 130 km², die einem Rückhaltevolumen von 400 Millionen m³ entspricht (Dister 1992, Hartweg 1992). Insgesamt wurde das natürliche Rückhaltevolumen im Bereich des Flußsystems durch die Flußregulierungen um mehr als 2 Milliarden m³ mit der Folge reduziert, daß die Hochwasserwelle des Rheins steiler, höher und schneller und der Scheitelabfluß größer wurde.

Zur Verifikation dieser Feststellung wurden getrennt für die Perioden 1915-1954 und 1955-1994 die Tag zu Tag Pegelstandsänderungen in Köln bezüglich ihrer Auftretshäufigkeit berechnet. Die Differenz zwischen den beiden so gebildeten Häufigkeitsverteilungen ist in Abbildung 40b angegeben. Die Häufigkeit geringer Pegelstandsänderungen um weniger als 10-15 cm von einem Tag auf den nachfolgenden haben drastisch abgenommen, während Pegelstandsänderungen von einem Tag zum folgenden über 15-20 cm erheblich zugenommen haben. Das bedeutet, daß der Abfluß nach der Reduktion des Rückhaltevolumens um 400 Millionen m³ deutlich rascher als zuvor erfolgt. Da auch die Ausweitung der Versiegelungsfläche im Rheingebiet eine Abflußbeschleunigung seit 1955 ausgelöst haben wird, überlagern sich die Effekte der Flußregulierung mit denen der Versiegelung. Hinzu kommt, daß auch die Häufigkeit von Starkregen und lang anhaltenden Niederschlägen in der zweiten Hälfte des vergangenen Jahrhunderts im Rheingebiet größer als in der ersten gewesen ist (Wetzel 1996). Es ist bis heute nicht gelungen, alle diese Effekte so zu trennen, daß quantitative Abschätzungen bezüglich der Wirkungen der einzelnen Komponenten auf den Abfluß möglich sind.

Infolge der bereits im regionalen Bereich nicht lösbaren Probleme, gibt es bis heute auch keine Abschätzungen, die einen Eindruck vermitteln, in welcher Größenordnung sich im globalen Maßstab das nachhaltig vom Menschen nutzbare Wasserangebot durch die Eingriffe

des Menschen bereits reduziert hat bzw. in Zukunft reduzieren wird. Es ist allerdings sicher, daß die Absenkung des Grundwasserspiegels sowie die Verstärkung und Beschleunigung der Hochwasserwellen, die mit den beschriebenen Eingriffen verbunden sind, zur Reduktion der nachhaltig verfügbaren Wassermenge führt und deshalb die Nutzung verteuert. Dadurch wird eine Substitution durch andere Reservoirs aus ökonomischen Gründen notwendig. Möglichkeiten zur Substitution sind durch den Bau von Stauseen in entlegenen Gebieten und die Heranführung des Wassers zu den Nutzungsorten durch Kanalsysteme sowie durch die Nutzung von Tiefenwasser und die Meerwasserentsalzung oft gegeben. Ein nicht unerheblicher Teil der durch Fehl- und Übernutzung nicht mehr nachhaltig verfügbaren Wasserressourcen wird demzufolge durch zusätzliche Staudammbauten ausgeglichen. Diese erhöhen die nachhaltig nutzbaren Wasserressourcen der Erde folglich nicht unbedingt, sondern kompensieren lediglich die vom Menschen verursachten Schäden.

6.8 Grenzen und Möglichkeiten der Meerwasserentsalzung

Auch die Meerwasserentsalzung und die Nutzung des Grundwassers der Tiefenschichten können bei akutem Wassermangel zum Ausgleich der Defizite in Betracht kommen. Diese Formen der Wassergewinnung stehen zwar nicht in unmittelbarer Beziehung zum Wasserkreislauf, nehmen aber über den Verdunstungsprozeß Einfluß auf diesen. Weder die Meerwasserentsalzung noch die Nutzung fossiler Wasserressourcen können als nachhaltige Lösungen auftretender Wasserprobleme angesehen werden.

Bezüglich der Meerwasserentsalzung zeigt sich, daß weltweit gegenwärtig nur etwa 0.1% des Wasserbedarfs der Menschheit auf die Weise gewonnen wird. Dazu werden gegenwärtig knapp 10 000 Anlagen in mehr als 120 Ländern betrieben. Es dominieren Destillations- und Umkehrosmoseanlagen (WRI 1992, S. 164). Zur Entsalzung von einem m³ Meerwasser werden bei diesen Verfahren theoretisch mindestens 2.8 Millionen Joule benötigt (Postel et al. 1996). Tatsächlich benötigen die gegenwärtig energieeffizientesten Entsalzungsanlagen Werte um 90 Millionen Joule pro m³. Das entspricht ungefähr 25 KWh. Bei einem Preis von 0.20 DM pro KWh kostet der m³ Wasser dann rund 5.- DM. Da in den Ländern, in denen Meerwasserentsalzung erfolgt, die Energiepreise halb so hoch wie in der BRD sind, werden international etwa 2.50 DM pro m³ angesetzt (WRI 1992, 164). Die heute bereits verfügbaren Technologien lassen in absehbarer Zukunft Verbrauchswerte um 30 Millionen Joule/m³ oder

8.3 KWh erwarten. Der Preis pro m³ entsalztes Meerwasser beträgt dann 1.70 (bzw. 0.85) DM. Wenn die zur Entsalzung notwendige Energie mit Solar- oder Windanlagen gewonnen wird, könnte der Preis pro KWh langfristig auch noch stärker abnehmen.

In der BRD zahlt der Verbraucher gegenwärtig gemittelt über alle Verbraucherpreise, mit 3.52 DM (Wille 2000) pro m³ Wasser bereits mehr, als in Zukunft in den abflußarmen Ländern für entsalztes Meerwasser zu zahlen sein wird. In Frankreich liegen die m³-Preise bei 2.20 DM, in Schweden und der Mehrzahl der anderen europäischen Länder bei knapp 1.00 DM, also deutlich unter dem Preis, der für entsalztes Meerwasser zu zahlen ist. In diesem Zusammenhang muß darauf hingewiesen werden, daß die Preise für Abwasser in allen modernen Industrienationen etwa so hoch sind, wie die Trinkwasserpreise.

Ob die Menschen Afrikas und Asiens sich entsalztes Meerwasser zum Preis von 1-2.00 DM plus der entsprechenden Entsorgungskosten leisten können, wird von ihren Erfolgen im Bereich der Ausbildung und der darauf aufbauenden Fähigkeit zur Produktion von Gütern, die international nachgefragt werden, abhängen. Selbst wenn diese Transformationsprozesse gelingen, wird eine massive leistungsunabhängige Umverteilung des erarbeiteten Kapitals notwendig sein, um allen Menschen den Zugang zu sauberem Wasser zu ermöglichen. Das wird am Beispiel der Bundesrepublik Deutschland sehr deutlich. In diesem modernen Industrieland können gegenwärtig Millionen von Menschen die hohen Wasser- und Abwasserpreise nur bezahlen, weil ihnen aus Steuermitteln leistungsunabhängige Bezüge bei geringem oder keinem eigenen Einkommen gewährt werden. Im Mittel verbraucht jeder Bundesbürger 130 Liter täglich (1999) im Haushalt und zahlt für deren Ver- und Entsorgung rund 1.00 DM täglich. In den USA verbraucht jeder Bürger im privaten Bereich 500 Liter täglich, zahlt dafür allerdings weniger als die Hälfte dessen, was in der BRD für 130 Liter zu zahlen ist. Es kann deshalb nicht verwundern, daß internationale Konzerne (u.a. Suez Lyonnaise de Eaux oder Vivendi) gegenwärtig die bisher weitgehend kommunale Wasserversorgung der BRD liberalisiert sehen wollen. Milliardenumsätze bei gesicherten Gewinnen rücken bei einer Privatisierung in greifbare Nähe für die Unternehmen.

6.9 Grundwasser der Tiefenschichten

Das Grundwasser der Tiefenschichten spielt in vielen Gebieten der Erde eine große Rolle für die Wasserversorgung der Menschen. Bei der Bewertung der Grundwasservorräte der Tiefenschichten sind allerdings die bereits angesprochenen langsamen Auffüllzeiten in Rechnung zu stellen. Stark generalisiert werden die Fließgeschwindigkeiten des oberflächennahen rezenten Grundwassers in Abhängigkeit zum Gestein auf etwa 1-1000 m/Jahr, des Wassers in 1000-2000 m Tiefe hingegen mit 0.0001- 0.1 m/Jahr geschätzt. Der Anteil des Niederschlagswassers, der der Tiefenversickerung zugeführt wird, ist infolge dieser niedrigen Fließgeschwindigkeiten sehr gering. Als Folge davon bildet sich das oft als fossiles Grundwasser bezeichnete Wasser der Tiefenschichten nur sehr langsam neu. Ein Vergleich mit anderen Komponenten des globalen Wasserkreislaufs zeigt die exzeptionelle Stellung des Tiefenwassers: Atmosphärisches Wasser wird alle 9.3 Tage und das gesamte Ozeanwasser etwa alle 2000 Jahre umgeschlagen. Der Austausch des Grundwassers der Tiefenschichten erfolgt im Mittel etwa alle 8000 Jahre, vielerorts aber auch in bedeutend längeren Zeiträumen (Baumgartner et al. 1996).

Die heute bereits mit der rasch wachsenden Bevölkerung nicht mehr schritthaltende nachhaltige Wasserverfügbarkeit in den ariden und semiariden Gebieten wird zum Teil durch die Nutzung fossilen Grundwassers ausgeglichen. Dies gilt beispielsweise für die Randbereiche der Sahara. Für die dort entdeckten Grundwasservorkommen wurden anhand der gegenwärtigen Wasserbilanz die Umschlagzeiten berechnet. Nach den derzeit besten Schätzungen belaufen sich die Wasservorräte der saharischen Tiefenschichten auf 17 100 km³, die jährliche Erneuerungsrate aber auf nur 4.4 km³ (WBGU 1997). Ein Vielfaches dieses Wertes wird den fossilen Wasserressourcen gegenwärtig entnommen. 4000 Jahre würde es dauern, wenn ohne Entnahme gemäß der gegenwärtigen Wasserbilanz die vorhandenen Grundwasserressourcen der Tiefenschichten aufgebaut werden sollten. Die Entnahmerate übersteigt in allen randsaharischen Siedlungsräumen die Neubildungsrate so stark, daß von einem Versiegen der Tiefenwasserressourcen in weniger als 50 Jahren auszugehen ist (Korzun 1978).

6.10 Gebirgs-gletscher, Wasserlieferanten der Zukunft ?

Ein weiterer wichtiger Wasserlieferant der Kontinente sind die Gebirgs-gletscher. Sie speichern in niederschlagsreichen kühlen Jahreszeiten Niederschlagswasser in Form von Gletschereis und führen es in niederschlagsarmen, warmen Jahreszeiten wieder dem Abfluß zu. Dadurch tragen sie zur Ausgeglichenheit des Abflußverhaltens der Flüsse, die für die Nutzung durch den Menschen von großer Bedeutung ist, bei. Der Beitrag der Gletscher ist deshalb in den jährlich nachhaltig verfügbaren 9000 km³ Wasser bereits enthalten.

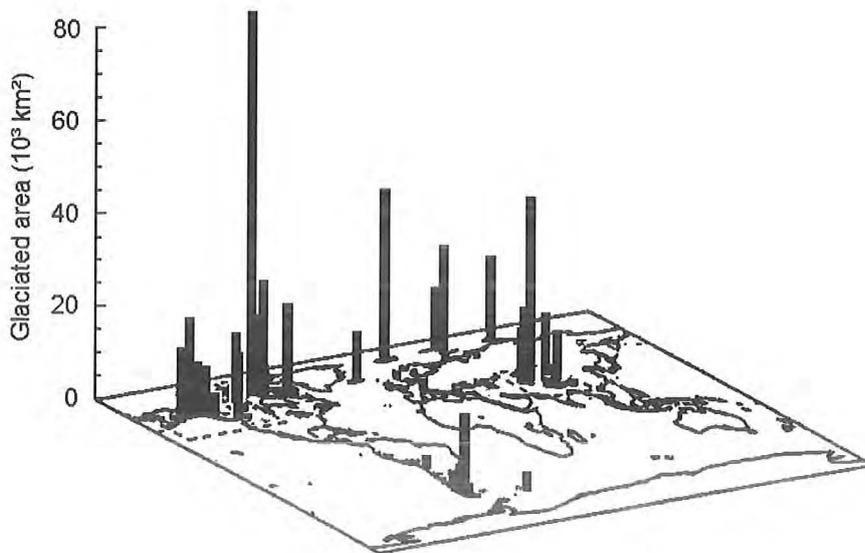


Abbildung 41: Die globale Verteilung und Fläche der Gebirgs-gletscher auf der Grundlage eines 3.75 Längen- und 2.5 Breitengrade umfassenden Gitternetzes. Ausgenommen sind die Gletscher Grönlands und der Antarktis (Gregory et al. 1998).

Die geographische Verteilung der Gletscher unter Berücksichtigung ihrer Flächenausdehnung ist, bezogen auf ein 3.75 Längen- und 2.5 Breitengrade umfassendes Gitternetz, in Abbildung 41 dargestellt. Angegeben ist die Flächenausdehnung der Gletschergebiete in 10³ km², wobei beim Vorkommen mehrerer Gletscher in einem Gitternetzquadrat die Flächensumme aller Gletscher eingezeichnet wurde (Gregory et al. 1998).

Würde das gesamte Volumen der Gebirgsgletscher, ausgenommen sind die Gletscher Grönlands und der Antarktis, abschmelzen, so ist von einer Abflußzunahme und einem Meeresspiegelanstieg in der Größenordnung von 500 mm auszugehen (Gregory et al 1998). Von 1860-2000 wurde im globalen Maßstab ein Rückgang des Gletschervolumens beobachtet, der einem globalen Meeresspiegelanstieg von etwa 27-28 mm entspricht. Als Folge des anthropogenen Treibhauseffektes wird für die nächsten 100 Jahre eine globale Temperaturzunahme von bis zu 2-3 °C anhand der Klimamodellrechnungen prognostiziert. Dadurch wird ein weiteres Abschmelzen der Gletscher bedingt, welches bis zum Jahr 2100 einen Meeresspiegelanstieg von 132 mm auslösen könnte. Einen besonders großen Beitrag zu diesem Meeresspiegelanstieg leisten nach den Berechnungen von Gregory et al. (1998) die Gletscher im Nordwesten von Amerika und in Zentralasien mit 43%. Die geringmächtigen Gletscher der Alpen leisten einen Beitrag von etwa 1% zu diesem Anstieg.

Auch die hier nicht berücksichtigten Gletscher Grönlands schmelzen gegenwärtig in rasantem Tempo. Noch ist Grönland zu 85% mit einem bis zu drei Kilometer mächtigen Eispanzer bedeckt (Krabill et al. 2000). Würde dieser gänzlich abschmelzen, so stiege der Meeresspiegel um rund 7 m. Gegenwärtig verdünnt sich die Eisdecke im Süden Grönlands nach neuesten Laser-Höhenmessungen von Flugzeugen aus um jährlich fast einen Meter, während im Inneren der Insel, ab Höhen um 2000 m, die Eisdecke geringfügig zunimmt (Krabill et al. 2000). Untersuchungen zur Geschwindigkeit des Gletscherabflusses vom Landesinneren zu den Küsten (Thomas et al. 2000) bestätigen eine geringe Zunahme der Eisdicken im inneren Grönlands und eine Abnahme im Südosten bei gleichzeitiger Zunahme im Südwesten der Insel. Die Gesamtbilanz bleibt aber trotz der regionalen Unterschiede für Grönland negativ. Der jährliche Nettoverlust wird mit 51 km^3 abgeschätzt (Krabill et al. 2000) und bedingt bei unveränderter Andauer einen Meeresspiegelanstieg von 13 mm bis zum Jahr 2100.

Die erwärmungsbedingte Ausdehnung des Meerwassers wird bis zum Jahr 2100 einen zusätzlichen Meeresspiegelanstieg von über 300 mm auslösen. Insgesamt ist deshalb bis zum Jahr 2100 mit einem Meeresspiegelanstieg von fast 500 mm zu rechnen (Gregory et al. 1998). Auch dieser Meeresspiegelanstieg hat bedeutenden Einfluß auf die Wasserverfügbarkeit auf den Kontinenten, da dadurch die Fließgeschwindigkeiten der Flüsse und des Grundwasserstromes in Küstennähe abnehmen werden. Das führt im Bereich der Flußauen zu verstärkter Sedimentation und als Folge davon, wenn der Mensch es nicht verhindert, zur Oberflächenvergrößerung des Fließgewässers mit der Folge einer Zunahme der Verdunstung. Im Bereich

des rezenten Grundwassers bewirkt der Meeresspiegelanstieg das landeinwärtige Vordringen des Salzwassers in den Grundwasserkörper. Gebiete, in denen gegenwärtig noch eine nachhaltige Grundwassernutzung möglich ist, werden in Zukunft folglich mit erheblichen Problemen rechnen müssen.

Für den Abfluß ist das prognostizierte, erwärmungsbedingte Abschmelzen der Gebirgsgletscher in der beschriebenen Größenordnung von erheblicher Bedeutung. Da ein Millimeter Meeresspiegelanstieg einem Wasservolumen von 361 km^3 entspricht, ergibt sich für den prognostizierten Anstieg um 132 mm ein Wasservolumen von $47\,652 \text{ km}^3$. Ein Fünftel dieses Wasservolumens, nämlich 28 mm , wurden in den 140 Jahren seit 1860 bis heute freigesetzt. Die Gebirgsgletscher sind demnach im vergangenen Jahrhundert nicht stationär geblieben, wie bei den bisherigen Überlegungen zur globalen Wasserbilanz angenommen wurde. Vielmehr übertraf die Gletscherschmelze den Gletscheraufbau so, daß dem Abfluß von den Kontinenten jährlich etwa 800 km^3 Süßwasser zusätzlich zugeführt wurden. Bezogen auf den Gesamtabfluß, der für die Kontinente ohne die arktischen und antarktischen Gebiete sowie ohne den Grundwasserabfluß im Bereich der Küsten auf $40\,000 \text{ km}^3$ geschätzt wurde, sind das knapp 2% . In den kommenden 100 Jahren wird dieser Betrag, wenn man das prognostizierte Gesamtvolumen der Gletscherschmelze gleichmäßig auf die 100-jährige Prognoseperiode bis zum Jahr 2100 verteilt, auf 4762 km^3 ansteigen. Das sind mehr als 10% des jährlichen Abflusses der Kontinente, der folglich, wenn die Prognosen zutreffen, auf $45\,000 \text{ km}^3$ ansteigen könnte. Ein wesentlicher Teil dieses zusätzlichen Abflusses wird in den nächsten 100 Jahren die jahreszeitlichen Wasserstandsschwankungen der betroffenen Flüsse mindern. Das wird in einigen Regionen der Erde die Wasserverfügbarkeit zeitweilig erhöhen, nach dem vollständigen Abschmelzen der Gebirgsgletscher die Schwankungen der Abflußregime jedoch nach 2100 erheblich verstärken. Insbesondere wird die Wasserverfügbarkeit in den Sommermonaten langfristig als Folge der anthropogen bedingten globalen Erwärmung abnehmen.

6.11 Wasserverbrauch und Einsparpotentiale

Bei einer vergleichenden Betrachtung des gegenwärtig nach den oben gegebenen Abschätzungen nachhaltig verfügbaren Wasserangebotes in der Größenordnung von $12\,500 \text{ km}^3$ mit dem tatsächlichen gegenwärtigen Wasserverbrauch der Menschheit können diese Zukunftsperspektiven zunächst außer Acht gelassen werden. Die Angaben bezüglich des globalen Ver-

brauchs variieren um etwa $\pm 20\%$ in den wissenschaftlichen Arbeiten zu dieser Frage. So beziffern Gornitz et al. (1997) beispielsweise den globalen Wasserverbrauch der Landwirtschaft mit etwa 2400 km³, Postel et al. (1996) kommen in ihrer Schätzung hingegen auf knapp 3000 km³. Dabei ist zwischen dem Anteil des eingesetzten Wassers, welches der Verdunstung zugeführt wird und dem, welches nach der Nutzung wieder dem Abfluß zugute kommt, zu unterscheiden. Der Verdunstungsanteil wird für die landwirtschaftlichen Aktivitäten mit knapp 2000 km³ von Postel et al. (1996) abgeschätzt, Gornitz et al. (1997) gehen davon aus, daß alle eingesetzten 2400 km³ verdunsten bzw. infolge von Verunreinigungen nicht mehr nutzbar sind.

Zur Berechnung der in der Landwirtschaft umgesetzten Wassermengen ist davon auszugehen, daß gegenwärtig etwa 12% der Landflächen vom Menschen kultiviert und etwa 17% der Kultivierungsflächen künstlich bewässert werden. Die dem Bewässerungsfeldbau zugeführte Wassermenge wird im globalen Mittel mit 12 000 m³/ha abgeschätzt (Postel et al. 1996). Dieser Wassereinsatz erscheint vergleichsweise hoch, entspricht aber den Werten, die für Kalifornien in den statistischen Erhebungen genannt werden. Die Relation zwischen Wassereinsatz und NPP ergibt bei Ertragswerten im Bewässerungsfeldbau, die in der Größenordnung von 10-12 Tonnen pro Hektar liegen, einen Wert von 1200:1. 1200 Wassereinheiten sind demnach zur Produktion von einer NPP-Einheit erforderlich.

Für die global kultivierten 240 Mill. Hektar Bewässerungsland ergibt sich damit ein Wasserbedarf von 2880 km³. Die niedrigeren Werte, die Gornitz et al. (1997) nennen, basieren vermutlich auf einem geringeren pro-Hektar Wassereinsatz.

In diesem Zusammenhang verdient die Tatsache hervorgehoben zu werden, daß gegenwärtig 40% der globalen Nahrungsmittelproduktion auf Bewässerungsland erfolgen. Da von der 1.5 Milliarden Hektar umfassenden globalen Ackerbaufläche nur ein Sechstel bewässert wird, verdeutlichen diese Zahlen die große Effizienz und die besondere Bedeutung des Bewässerungsfeldbaus für die Welternährung. Bei dieser Bewertung ist auch zu berücksichtigen, daß die Ertragspotentiale der Hohertragsorten, die seit der grünen Revolution die Welternährung sichern, nur dann ausgeschöpft werden können, wenn eine den physiologischen Ansprüchen der Pflanzen entsprechende Wasserversorgung sichergestellt ist (Dauster et al. 1997). Diese Bedingung ist fast ausschließlich auf Bewässerungsflächen zu erfüllen.

Bei 100%-iger Effizienz des Bewässerungsfeldbaus würden die zur Bewässerung eingesetzten Wassermengen vollständig über die Evapotranspiration in atmosphärischen Wasserdampf überführt. Im globalen Mittel wird die Effizienz der Bewässerungsanlagen auf 43-65% geschätzt. Ein nicht unerheblicher Teil des Wassers verdunstet auf dem Transportweg und von dem bewässerten Boden. Ein weiterer Teil wird dem Grundwasser zugeführt. Würden diese Verluste durch bessere Zuleitungskanäle und durch Tröpfchenbewässerung im Wurzelbereich gemindert, so könnte die pro Hektar zur Bewässerung benötigte Wassermenge bei gleichem oder sogar höherem Ertrag auf 6 000 m³/Hektar gesenkt werden, da sich das Verhältnis „crop per drop“ zugeführten Wassers auf diese Weise drastisch verbessern würde. Unter den gegenwärtigen Bedingungen geht ein erheblicher Teil des zugeführten Bewässerungswassers ohne physiologisch wirksam zu werden verloren, wodurch sich die hohen pro Hektar zugeführten Wassermengen erklären.

Die Verknappung der globalen Wasserressourcen macht es unabdingbar notwendig, die Effizienz des Bewässerungsfeldbaus drastisch zu erhöhen. Dazu ist eine sichere Bestimmung der erreichten Effizienz erforderlich. Deshalb gewinnen gegenwärtig, stärker aber noch in der Zukunft, Verfahren zur raschen und sicheren Abschätzung der Bewässerungseffizienz an Bedeutung. Für großräumige Abschätzungen bieten sich satellitengestützte Verfahren an. Bei deren Einsatz ist allerdings zu berücksichtigen, daß bei den multispektralen Satellitenbildern vom Typ LANDSAT MSS ein Pixel etwa 0.64 Hektar (Auflösung 80m), bei LANDSAT TM 0.09 Hektar (Auflösung 30m) und bei IRS LISS 0.5 Hektar (Auflösung 72.5m) beträgt (Thiruvengadachari et al. 1997). Auf allen Kontinenten mit Ausnahme Nordamerikas sind im Bewässerungsfeldbau die Parzellengrößen in der Regel deutlich kleiner als ein Hektar. Demzufolge bieten sich LANDSAT TM Aufnahmen für Schätzungen der Bewässerungseffizienz in den Bewässerungsgebieten an. Eine mögliche Vorgehensweise sieht zunächst die Klassifikation nach Bewässerungs- und Nichtbewässerungsland vor. Dann werden die Anbauprodukte bestimmt und schließlich anhand von „Spectral Index Yield Models“ die Erträge abgeschätzt und zu dem in der analysierten Region verfügbaren Bewässerungswasser in Relation gesetzt. Eine Vielzahl von Arbeiten belegt die Grenzen und Möglichkeiten dieser Verfahren (Thiruvengadachari et al. 1997; Mohammed, I.S.M., Samsudin, A. und A. Adell 1994; Price, J.C. 1992; Ashcroft et al. 1990).

Bezüglich der Verdunstung von den künstlich entstandenen Stauseeflächen besteht weitgehend Einigkeit zwischen den Autoren, daß auf diese Weise 300 km³ Wasser jährlich in

Wasserdampf überführt werden. Bei der Produktion industrieller Güter und bei der Elektrizitätserzeugung in Wärmekraftwerken werden 1000 km³ umgesetzt (Shiklomanov 1993), von denen 100 km³ verdunsten, der verbleibende Rest wird wieder dem Oberflächenabfluß zugeführt. Je nach Umweltauflagen und deren Einhaltung ist ein großer Teil des recycelten Wassers so stark mit Schadstoffen belastet, daß es nicht mehr vom Menschen zu nutzen ist. Unter ungünstigen Bedingungen kann durch die Einleitung von belasteten Industrieabwässern der gesamte Oberflächenabfluß eines Flußsystems so geschädigt werden, daß eine Nutzung durch den Menschen ausgeschlossen ist.

Unter Berücksichtigung der Bevölkerungsdichte und deren sozio-ökonomischer Situation hat Shiklomanov (1993) den privaten Wasserverbrauch, summiert für alle Staaten der Erde, mit 300 km³ abgeschätzt. Rund 50 km³ dieser Wassermenge werden der Verdunstung zugeführt, der Rest wird mehr oder weniger verunreinigt wieder dem Oberflächen- oder dem Grundwasserabfluß zugeführt. In den modernen Industrienationen sorgen Kläranlagen dafür, daß dieses rückgeführte Wasser ebenso wie die Industrieabwässer Reinheitsnormen erfüllen, die eine erneute Nutzung des Wassers durch die stromab lebenden Flußanrainer zuläßt. In den Entwicklungs- und Schwellenländer fehlt das Kapital, um derartige Wasserschutzmaßnahmen durchzuführen. Eine Mehrfachnutzung ist aus diesem Grunde oft gerade in Ländern mit unzureichendem Wasserangebot nicht möglich.

Die rund 50 km² des Pro-Kopf-Wasserverbrauchs, die im Bereich der Siedlungsflächen der Verdunstung zugeführt werden, bewirken eine Änderung der klimatischen Bedingungen im Bereich der Städte als Folge des Energieumsatzes, der mit dem Verdunstungsprozeß verbunden ist. Dies trifft ganz besonders für die Städte in semiariden, semihumiden und ariden Gebieten zu. Beispielsweise ist die Abkühlung während der Tagesstunden, die durch die Verdunstung der in den Haushalten und der Industrie im Bereich von Mexiko Stadt umgesetzten Wassermengen erfolgt, so groß, daß sich während der Tagesstunden über dem Zentrum der Stadt eine Kälteinsel ausbilden kann, in der die Luft bis zu 3° C kühler als im Umland ist (Klaus et al. 1999). Ähnliche innerstädtische Kälteinseln lassen sich für viele Ballungsräume der Subtropen und Randtropen belegen. Inwieweit diese anthropogen bedingte Verdunstungszunahme die Verdunstungsverluste durch den direkten Abfluß von den städtischen Versiegelungsflächen kompensiert, ist im globalen Maßstab bis heute nicht abgeschätzt worden. Gesichert nachgewiesen ist aber, daß in den Monaten der Trockenzeit die Verdunstung durch die anthropogene Einflußnahme regional deutlich ansteigt.

Im Rahmen der privaten und industriellen Nutzung werden, wie erwähnt, die erneuerbaren Wasserressourcen durch Schadstoffeinleitungen oft so massiv geschädigt, daß nicht nur eine Mehrfachnutzung, sondern oft sogar eine Erstnutzung des Fließgewässers, dem die Abwässer zugeleitet werden, auszuschließen ist. Je mehr Wasser das Fließgewässer führt, in welches die Einleitung erfolgt, um so höher ist die Schadstoffverdünnung und um so eher ist eine Mehrfachnutzung möglich. Empirisch hat sich als Schwellenwert für die Mindestwassermenge, die zur Schadstoffabsorption erforderlich ist, ein Wert von 28.3 Liter/sec pro 1000 Einwohner als hilfreich erwiesen (Schwarz et al. 1990). Bezogen auf die 6 Milliarden Menschen, die gegenwärtig auf der Erde leben, ergibt sich eine Mindestwassermenge von 5348 km³. Da eine Mehrfachnutzungen möglich und wahrscheinlich ist, wenn die Verdünnung die kritischen Schwellenwerte überschreitet, kann bei einer angenommenen Zweifachnutzung der Wert von 5348 km³ auf 2674 km³, also rund 2700 km³ reduziert werden.

Summiert man die Verbrauchswerte, so ergibt sich ohne Berücksichtigung der Mindestverdünnungsrate ein globaler Wasserverbrauch von 4600 km³, bei Berücksichtigung dieses für die Schadstoffabsorption so wichtigen Wertes, ein Wasserverbrauch von 7300 km³. Viele wissenschaftliche Studien kommen zu ähnlichen Ergebnissen und schätzen den globalen Wasserverbrauch des Jahres 2000 mit rund 5000 km³ (DSW 2000, PAI 2000, Engelmann 2000). Von dieser vom Menschen umgesetzten Wassermenge werden rund 3000 km³, also bei Zugrundelegung eines Wasserverbrauchs von rund 5000 km³, deutlich mehr als die Hälfte, der Verdunstung zugeführt. Diese 3000 km³ würden ohne den Menschen dem Abfluß zugute kommen. Bezogen auf den Gesamtabfluß von 40 000 km³ sind das 7.5%, bezogen auf die nachhaltig dem Menschen verfügbare Wassermenge von 12 500 km³ sind es fast 25%.

Der Anteil des Abflusses, der durch die Aktivitäten des Menschen jährlich der Verdunstung zugeführt wurde, verminderte die Höhe des Abflusses im vergangenen Jahrzehnt um 324 km³ jährlich (Gornitz et al. 1997). Das sind fast 7% des jährlichen Wasserverbrauchs. Betroffen davon ist insbesondere der Abfluß, der den Menschen leicht zugänglich ist. Das sind die bereits erwähnten 12 500 km³ Grund- und Oberflächenabfluß einschließlich des in Stauseen verfügbar gemachten Wassers, aber auch ein unbekannter Anteil des in Überschwemmungswellen abfließenden Oberflächenwassers (27 500 km³), von dem ein ständig wachsender Teil in Stauseen zurückgehalten wird.

Vergleicht man den Verbrauch in Relation zum nachhaltig verfügbaren Wasserangebot von 12500 km^3 , so werden mit dem geschätzten Verbrauch von 7300 km^3 bereits 58.4% des Angebotes ausgeschöpft. Läßt man die Verdünnungsrate unbeachtet, so verbleiben 4600 km^3 als Verbrauch. Obwohl dieser Wert als niedrige Schätzung anzusehen ist, entspricht er 36.8% des nachhaltig verfügbaren Wasserangebotes. Pro Kopf der Weltbevölkerung sind das gegenwärtig 770 m^3 pro Jahr. 1940 kam noch jeder Erdenbürger mit 430 m^3 aus. Das ist eine Zunahme des pro-Kopf Wasserbedarfs um 5.5 m^3 pro Jahr im Zeitraum 1940-2000. Würde sich diese Verbrauchssteigerung ungehemmt fortsetzen, so würden bei gleichbleibendem Bevölkerungswachstum im Jahr 2030 die dann lebenden 8.4 Mrd. Menschen 7850 km^3 Wasser verbrauchen, während im Jahr 2065 das gesamte nachhaltig verfügbare Wasser zur Bedarfsdeckung der dann lebenden 11.2 Mrd. Menschen benötigt würde.

6.12 Prognostizierter Wasserverbrauch in Beziehung zum Wasserangebot

Die linearen Zukunftsinterpolationen auf der Grundlage der in der Vergangenheit wirksamen funktionalen Beziehungen hat viele Schwachpunkte. Einerseits werden sich die Trends der Vergangenheit mangels Wasserverfügbarkeit in Zukunft nicht fortsetzen, andererseits berücksichtigt die globale Betrachtung die regionalen Unterschiede nicht. Schon heute ist in vielen Gebieten der Erde der Pro-Kopf-Wasserverbrauch deutlich geringer als 770 m^3 und wird in Zukunft noch deutlicher unter diesen Wert fallen, wie Tabelle 3 zeigt.

Die internationalen Organisationen unterscheiden zwischen Wasserknappheit (weniger als 1700 m^3 pro Einwohner und Jahr), Wassermangel (weniger als 1000 m^3 pro Einwohner und Jahr) und absolutem Wassermangel (weniger als 500 m^3 pro Einwohner und Jahr im Landesdurchschnitt) (DSW 2000, Seckler et al. 1998). Bei absolutem Wassermangel besteht für die betroffenen Menschen eine unmittelbare Lebensbedrohung. Die Berechnung des zum Verbrauch nachhaltig verfügbaren Wassers, die den Angaben der Tabelle 3 zugrunde liegt, geht von dem Gesamtabfluß der angeführten Länder und nicht von deren effektiv verfügbarem Abfluß aus. Da der globale Gesamtabfluß mit $40\,000 \text{ km}^3$ fast viermal so groß ist wie der effektiv nachhaltig verfügbare Abfluß von $12\,500 \text{ km}^3$, stellen die in Tabelle 3 genannten Werte Höchstwerte des Wasserangebots dar.

Tabelle 3: Länder mit akuter Wasserknappheit 1992 und 2010 (WWI 1993, WWI 1996).

	1992	2010	Veränderung in %
Ägypten	30	20	-33
Algerien	730	500	-32
Botswana	710	420	-41
Burundi	620	360	-42
Djibouti	750	430	-43
Kap Verde	500	290	-42
Kenia	560	330	-41
Libyen	160	100	-38
Mauretanien	190	110	-42
Ruanda	820	440	-46
Tunesien	450	330	-27
Israel	330	250	-24
Jemen	240	130	-46
Bahrain	0	0	0
Kuwait	0	0	0
Jordanien	190	110	-42
Qatar	40	30	-25
Saudi-Arabien	140	70	-50
Syrien	550	300	-45
Ver. Arab. Emirate	120	60	-50
Barbados	170	170	0
Malta	80	80	0
Niederlande	660	600	-9
Singapur	210	190	-10
Ungarn	580	570	-2

Auch der Definition der unterschiedlichen Intensitäten des Wassermangels liegen die Werte des Gesamtabflusses zugrunde. Der effektiv nachhaltig verfügbare Abfluß wurde von den internationalen Organisationen den Berechnungen nicht zugrunde gelegt, weil es keine allgemein anerkannte Form zur Bestimmung des effektiv nachhaltig verfügbaren Abflusses gibt.

Während der Teil des Abflusses, der in unbesiedelten Gebieten erfolgt, noch relativ leicht zu bestimmen ist, gilt dies nicht für die in Form von Hochwässern abfließenden Wassermassen, die in den Monsungebieten der Erde mehr als 70% des Gesamtabflusses ausmachen können. Der tatsächliche Abfluß wird bei den Berechnungen anhand der gemessenen Niederschlags- und der berechneten Verdunstungswerte bestimmt. Nur in Ausnahmefällen wird der Versuch

unternommen, die Wasserspeicher der Landflächen in die Abschätzungen mit einzubeziehen. Es wird also in der Regel vorausgesetzt, daß die Speicher bei langfristigen Betrachtungen als stationär angesehen werden können. Für die Gebirgsgletscher und den Bodenwasserspeicher wurde in dieser Untersuchung gezeigt, daß diese Annahme nicht realistisch ist.

Die in Tabelle 3 angeführten Werte beinhalten nicht den Wasserzufluß aus Nachbarländern (WWI 1993). Die extreme Situation Ägyptens ohne die Nilwasserzufuhr ist unmittelbar ersichtlich. Bahrain und Kuwait leben von der energieaufwendigen Meerwasserentsalzung bzw. von fossilen Wasserressourcen. Besonders in Ländern mit starkem Bevölkerungswachstum verschlechtern sich bei unverändertem Niederschlagsangebot die Bedingungen zur nachhaltigen Wasserversorgung der Bevölkerung zunehmend.

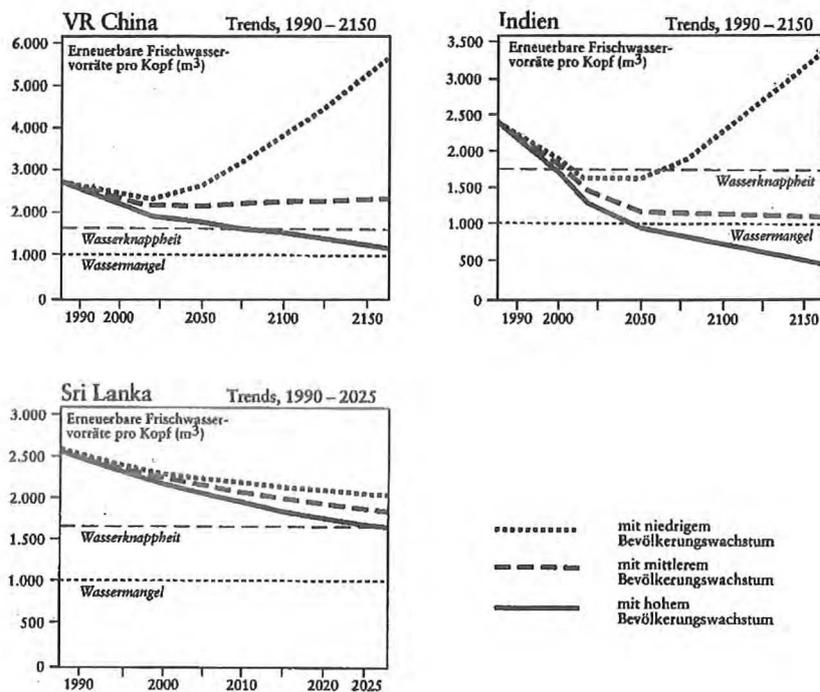


Abbildung 42: Wasserverfügbarkeit in der Volksrepublik China, in Indien und Sri Lanka unter Berücksichtigung eines niedrigen, mittleren und hohen von den Vereinten Nationen geschätzten Bevölkerungswachstums für den Zeitraum 1990-2150 (Engelmann und LeRoy 1995, Clemens 1997, S. 436).

Indien und China erfordern als bevölkerungsreichste Länder der Erde eine besondere Betrachtung. In Abbildung 42 ist die Wasserverfügbarkeit in der Volksrepublik China, in Indien und Sri Lanka unter Berücksichtigung eines niedrigen, mittleren und hohen von den Vereinten Nationen geschätzten Bevölkerungswachstums für den Zeitraum 1990-2150 angegeben (Engelmann und LeRoy 1995, Clemens 1997, S. 436). Den Berechnungen liegt wie in der Tabelle 3 der Gesamtabfluß zugrunde. In allen Ländern wird bei gleichbleibendem Bevölkerungswachstum im Laufe dieses Jahrhunderts Wasserknappheit, in Indien sogar Wassermangel auftreten. Gelingt es den Bevölkerungen, die niedrigen Wachstumsraten zu erreichen, so wird mit Ausnahme von Sri Lanka in allen Ländern die Verfügbarkeit erneuerbarer Wasservorräte drastisch ansteigen.

6.13 Probleme der grenzüberschreitenden Wasserzufuhr, Lösungsansätze und Konflikte

Einige europäische Nationen, beispielhaft angeführt sind in Tabelle 3 die Niederlande und Ungarn, sind in hohem Maße von der grenzüberschreitenden Wasserzufuhr und damit vom Verhalten der stromaufwärts liegenden Anrainerstaaten abhängig. Auf Drängen der Niederlande wurde im Jahr 1963 die „International Commission for the Protection of the Rhine against Pollution“ (ICPRP) gegründet. Auf Anregung dieser Kommission wurde 1973 der Vertrag zum Schutz des Rheins gegen chemische Verunreinigungen abgeschlossen. Im Dezember 1986 folgte das „Rhine Action Programme“ in dem die BRD, Frankreich, die Niederlande und die Schweiz vereinbarten, die Schadstoffeinleitungen von 30 Schadstoff-Chemikalien um mindestens 50% zu reduzieren. Gleichzeitig wurde durch die Anlage von leistungsfähigeren Kläranlagen auch die Belastung durch die Haushaltsabwässer drastisch reduziert. Der Rhein darf heute als Folge dieser Vereinbarungen als ökologisch gesunder Fluß angesprochen werden (WRI 1992, S. 172).

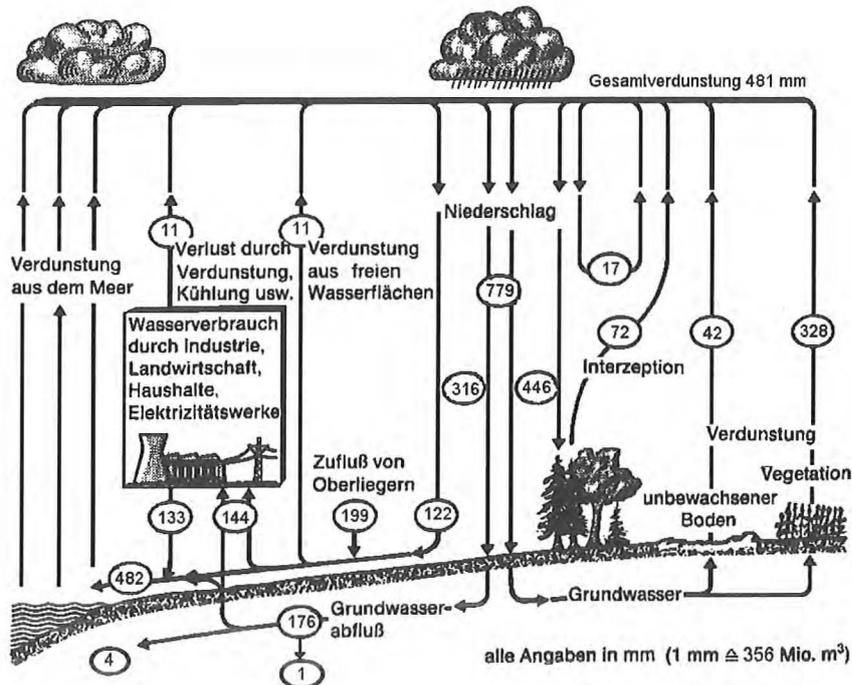


Abbildung 43: Die Komponenten des Wasserkreislaufs für die Bundesrepublik Deutschland (Häckel 1998, S. 119 mit Daten des Deutschen Wetterdienstes aus 1999).

Wie zwingend notwendig diese Vereinbarungen für die Rheinanlieger sind, zeigt eine Betrachtung der Komponenten des Wasserkreislaufs am Beispiel der BRD (Abbildung 43). Von den 779 mm jährlichem Niederschlag werden 481 mm (61.7%) über die Verdunstung wieder der Atmosphäre zugeführt und mit den dominierenden Westwinden weiter landeinwärts transportiert. Von den verbleibenden 298 mm gehen 176 mm in den Grundwasserabfluß und 122 mm in den Oberflächenabfluß, der durch 199 mm Zufluß von Oberliegern und weiteren 171 mm aus dem Grundwasserzufluß angereichert auf 492 mm anschwillt. Aus dem Oberflächen- und Grundwasserabfluß verbrauchen Industrie, Landwirtschaft und Haushalte sowie Elektrizitätswerke 144 mm, also fast 30%, von denen allerdings 133 mm nach der Nutzung dem Oberflächenabfluß wieder zugeführt werden. 11 mm (2.2% des Abflusses) des vom Menschen genutzten Wassers werden zusätzlich der Verdunstung zugeführt. Würden keine Verschmutzungsstandards in der BRD eingehalten, so würde die dem Abfluß wieder zuge-

fürte Wassermenge, vermischt mit dem noch nicht genutzten Wasser, für die Unterlieger der BRD wertlos, je nach Art der Verunreinigungen sogar gesundheitsgefährdend sein. Da die BRD selbst auf die ausreichende Reinheit des von den Oberliegern erhaltenen Wassers angewiesen ist, basieren die bisher nur für den Rhein erfolgreich umgesetzten Verträge, was die BRD betrifft, auf Gegenseitigkeit.

In anderen Teilen der Welt ist gegenwärtig die Verfügbarkeit über das Wasser der Flüsse, die das Territorium mehrerer Staaten durchfließen, noch wichtiger als die Reinheit des abfließenden Wassers. Renner (1989, S. 32) hat die wichtigsten Konfliktherde zusammengefaßt. Zu nennen sind die Konflikte um das Nilwasser zwischen Ägypten, dem Sudan und Äthiopien, um das Wasser von Euphrat und Tigris zwischen der Türkei, Syrien und dem Irak, um das Wasser des Jordans, des Yarmuk Litani und um die Grundwasservorräte der West Banks zwischen Israel, Jordanien Syrien und dem Libanon sowie den Palästinäern, dem Abfluß des Ganges-Bramaputra-Systems zwischen Indien und Bangladesh, des Indus und des Sutlej zwischen Indien und Pakistan, des Mekongs zwischen Kambodscha, Laos, Thailand und Vietnam, dem Rio Grande und dem Colorado zwischen Mexiko und den USA. Genannt sind nur die größten Konfliktherde der Erde. Die Liste ließe sich beliebig erweitern, denn 214 größere Flußläufe und Seeflächen werden von mehr als einem Land genutzt. Folglich ist eine internationale Kooperation und gegebenenfalls auch eine internationale Institution, deren Schiedssprüche allgemeine Akzeptanz finden, unabdingbar.

6.14 Räumliche Verteilung des Quotienten aus dem regionalen nachhaltigen Wasserangebot und dem regionalen Wasserbedarf in Gegenwart und Zukunft

Vörösmarty et al. (2000) haben den Versuch unternommen, die globale Verfügbarkeit erneuerbarer Wasserressourcen in Beziehung zu dem globalen Bedarf quantitativ zu bewerten, um auf der Grundlage dieser – für ein Gitternetz der Maschenweite 30 Minuten durchgeführten – Abschätzungen mögliche Konfliktzonen der Erde zu erkennen. Dazu werden für alle Gitternetze die Quotienten aus dem Wasserbedarf der Bevölkerung und dem Angebot erneuerbarer Wasserressourcen gebildet. Letztere werden durch den für jedes Gitternetz bestimmten Gesamtabfluß (global 40 000 km³) repräsentiert. Der Bedarf wird durch die Summation der statistisch erfaßten Verbrauchswerte für Industrie, Haushalte und Landwirtschaft beschrieben. Jeder so gebildete Quotient drückt aus, welcher Anteil des Wasserangebotes ver-

braucht wird. Bei Quotienten kleiner 0.1 wird weniger als ein Zehntel des erneuerbaren Wasserangebotes vom Menschen genutzt. Vörösmarty et al. (2000) gehen in diesem Fall davon aus, daß kein Wasserstreß besteht. Bei Quotienten zwischen 0.1 und 0.2 besteht ein geringer Wasserstreß, bei Quotienten zwischen 0.2 und 0.4 ein mäßig hoher und bei Quotienten über 0.4 ein hoher Wasserstreß.

Tabelle 4: Anteil der gegenwärtigen Weltbevölkerung in Millionen, der unter Wasserstreß unterschiedlicher Intensität leidet (Vörösmarty et al. 2000).

Wassermangel nach Intensität	Quotient aus Wasserverbrauch/ Wasserangebot	Bevölkerung in Millionen Länderebene UN-Schätzung	Bevölkerung in Millionen Länderebene Eigene Schätzung	Bevölkerung in Millionen Gitternetzbasis Eigene Schätzung
keiner	kleiner 0.1	1.72	1.95	3.16
geringer	0.1 - 0.2	2.08	1.73	0.38
mäßig hoher	0.2 - 0.4	1.44	1.54	0.37
hoher	größer 0.4	0.46	0.45	1.76

Die Tabelle 4 zeigt, daß bei Berücksichtigung des nationalen Wasserangebotes die Zahl der unter hohem Wasserstreß leidenden Menschen deutlich geringer ist, als bei Berücksichtigung der kleinräumigen regionalen Unterschiede, die bei Zugrundelegung eines 30-Minuten Gitternetzes erst voll in Erscheinung treten. Dieses Ergebnis zeigt, daß bei der Abschätzung des relativen Wassermangels eine kleinräumige Analyse unbedingt notwendig ist, wenn Fehleinschätzungen vermieden werden sollen. Bezüglich der Krisenanfälligkeit einer Region ist davon auszugehen, daß mit steigender Intensität des Wassermangels die Bereitschaft zur Problemlösung mittels Waffengewalt steigt.

Vörösmarty et al. (2000) haben auf der Grundlage der beschriebenen Daten für das 30-Minuten Gitternetz verschiedene Szenarien berechnet. Im Szenario 1 (S1: nur Klima) wird angenommen, daß die Bevölkerung und damit auch der Wasserverbrauch auf dem Stand von 1985 bis 2025 konstant bleibt, sich aber das globale Klima als Folge des anthropogenen Treibhauseffektes so verändert, wie es anhand der Modellrechnungen des Canadian Climate Center mit dem „Global Circulation Model“ (C-GCM-1/HadCM2) vorhergesagt wird. Im Szenario 2 (S2: nur Bevölkerung) wird angenommen, daß die Bevölkerung entsprechend den UN-Prognosen bis zum Jahr 2025 und damit auch – trotz gleichbleibendem pro Kopf Verbrauch – der globale Wasserverbrauch ansteigt, das Klima und das Wasserangebot aber auf dem gegenwärtigen Stand verbleiben. Schließlich wird im Szenario 3 (S3: Klima und Bevölkerung) davon ausgegangen, daß sich das Klima wie in Szenario 1 und die Bevölkerung wie in Szenario 2 ändert.

Bei der Prognose der Abflußänderungen als Folge natürlicher und anthropogener Klimaänderungen mit Hilfe allgemeiner Zirkulationsmodelle (GCM's) treten einige Probleme auf, die zu Unsicherheiten bei der Ergebnisbewertung Anlaß geben. In allen gegenwärtig verfügbaren Klimamodellen werden mikrohydrologisch zu begründende Parametrisierungen auf die grobe Auflösung der GCM's übertragen (Bonell 1998). Diese Vorgehensweise wird der komplexen Realität und Vielfalt der Abflußsysteme nicht gerecht. Deshalb wird ein „Nested Drainage Approach“ (Vörösmarty et al. 1998) erstrebt, der am Beispiel des Amazonasbeckens verifiziert werden soll. In den ersten großräumigen Feldversuchen wird versucht, die ablaufenden Prozesse durch Experimente im Meso- und Mikrobereich zu parametrisieren. Die Ergebnisse werden gegenwärtig in Form einer interaktiv vernetzten Modulkombination für den Einsatz in den GCM's aufbereitet. Bis zum erfolgreichen Einsatz dieser neuen Modelle werden allerdings noch einige Jahre vergehen. Solange werden die mikrohydrologisch begründeten Parametrisierungen in den GCM's ausreichen müssen, um das nachhaltig für die Menschen verfügbare Wasser unter veränderten Klimabedingungen abzuschätzen. Bei der Bewertung des mit den Klimamodellen prognostizierten erneuerbaren Wasserangebotes sollten die aufgeführten Mängel nicht unbeachtet bleiben.

Tabelle 5: Intensität des Wassermangels für die Kontinente und die Welt 1985 und 2025 bei Zugrundelegung von anthropogenen Klimaänderungen (S1), von Bevölkerungswachstum (S2) und von anthropogenen Klimaänderungen bei gleichzeitigem Bevölkerungswachstum (S3) nach Daten von Vörösmarty (et al. 2000).

	1985 Bevolk. in Mio.	2025 Bevolk. in Millionen	W-Angebot/ W-Verbrauch	S1: nur Klima %-Änd.	S2: nur Bevolk. %-Änd.	S3: Klima u. Bevolk.
Afrika	543	1440	0.032	10	73	92
Asien	2930	4800	0.129	2.3	60	66
Australien	22	33	0.025	2.0	30	44
Europa	667	682	0.154	-1.9	30	31
N-Amerika	395	601	0.105	-4.4	23	28
S-Amerika	267	454	0.009	12	93	121
Erde	4830	8010	0.078	4.1	50	61

Tabelle 5 zeigt, daß die stärksten Änderungen des Quotienten aus Wasserangebot und Wasserbedarf durch die Bevölkerungsvermehrung erfolgen. Global wächst der Quotient um 50% an (S2), wenn die mittlere Prognose der UN zugrunde gelegt wird. Das bedeutet, daß der Quotient von 0.078 auf 0.117 ansteigt. Damit besteht auf der Erde im Mittel geringer Wassermangel im Gegensatz zur gegenwärtigen Situation, in der global gemittelt trotz der erheblichen regionalen Mangelerscheinungen kein Wassermangel besteht. Der anthropogene Treibhauseffekt wirkt sich im Gegensatz dazu nur geringfügig mit 4.1% auf den Quotienten aus (S1). Bei gleichbleibender Bevölkerungszahl würde also im globalen Mittel kein Wasserman-

gel durch die absehbaren anthropogenen Klimaänderungen bewirkt. Die gleichzeitige Wirksamkeit einer anthropogenen Klimaänderung und des Bevölkerungswachstums bedingen eine Verschlechterung der Wassersituation um 61%. Das Zusammenwirken beider Belastungsfaktoren führt also zu einer Verstärkung des Wassermangels über das durch die Summe der Einzelbelastungen hinausgehende Maß.

Diese globalen und kontinentbezogenen Analysen werden von Vörösmarty (et al. 2000) regional anhand des 30-Minuten-Gitternetzes aufgeschlüsselt. Wie schon gezeigt wurde, können die auf Landes- oder gar Kontinentebene durchgeführten Berechnungen nur generelle Tendenzen beschreiben. Erst die regionale Auflösung kann verlässliche Anhaltspunkte für die zukünftige Krisenanfälligkeit der verschiedenen Weltregionen geben. Generell kann aber festgestellt werden, daß sich die Zahl der von hohem Wassermangel betroffenen Menschen bei der gleichzeitigen Wirksamkeit des anthropogenen Treibhauseffektes und der absehbaren Bevölkerungsvermehrung um deutlich mehr als 50% erhöhen wird. Die stärksten Belastungen werden in den Regionen der Erde auftreten, in denen die Menschen bereits gegenwärtig unter großem Wassermangel zu leiden haben.

Seckler et al. (1998) sind der Frage nachgegangen, wie am effizientesten Wasser einzusparen ist, um die drohenden Wasserkrisen zu vermeiden. Da vom globalen Wasserverbrauch 72% in der Landwirtschaft beim Bewässerungsfeldbau, 19% in der Industrie und nur 9% in den Haushalten verbraucht wird, ist es naheliegend, im Bereich der Bewässerungswirtschaft die höchsten Einsparpotentiale zu vermuten. Seckler et al. (1998) berechnen den Wasserverbrauch für zwei Szenarien. Im ersten Szenario gehen sie von der mittleren UN-Bevölkerungsprognose für das Jahr 2025 aus und belassen die Effizienz des Bewässerungsfeldbaus bei 43%, dem gegenwärtig im globalen Mittel nach ihrer Schätzung erreichten Effizienzwert, der zum Ausdruck bringt, daß 57% des zugeführten Wassers physiologisch nicht wirksam werden. In einem zweiten Szenario gehen die Autoren davon aus, daß sich die global gemittelte Effizienz im Bewässerungsfeldbau auf 70% steigern läßt. Dieser Wert erscheint nicht unrealistisch, da er in vielen Gebieten der Erde erreicht und deutlich überschritten wird. Die Modellrechnungen wurden mit einem Bilanzierungsmodell berechnet, daß unter „<http://www.cgiar.org/iimi>“ allgemein verfügbar ist.

Für den Fall unveränderter Effizienzwerte steigt nach den Berechnungen von Seckler et al. (1998) der Wasserbedarf im Jahr 2025 um 57% gegenüber dem Verbrauch des Jahres 1990.

Eine Effizienzsteigerung auf 70% vermindert diesen Mehrbedarf auf nur 25%. Ausgehend von einem gegenwärtigen Verbrauch von knapp 3000 km³ in der Landwirtschaft wären im ersten Fall zusätzliche 1710 km³ Bewässerungswasser verfügbar zu machen, im zweiten nur 750 km³.

Regional sind die Unterschiede aber auch bei dieser Analyse sehr unterschiedlich. So zeigt sich, daß in den Ländern, in denen der Quotient aus Wasserbedarf und Wasserverbrauch größer als 0.5 ist, also mehr als 50% des erneuerbaren Wasserangebotes bereits genutzt wird, ohne eine Effizienzsteigerung eine Zunahme des Wasserbedarfs um 128% erfolgt, mit Effizienzsteigerung hingegen um 91%. Der geringe Unterschied zwischen den Werten ohne und mit Effizienzsteigerung kommt daher, weil in den betroffenen Ländern des nördlichen Afrikas und des Nahen Ostens infolge des heute schon herrschenden Wassermangels bereits hocheffiziente Bewässerungsanlagen im Einsatz sind. Erfahrungsgemäß steigen die Kosten für eine Wassereinheit exponentiell an, wenn bereits mehr als 50% der erneuerbaren Wasserressourcen genutzt werden. Die einzige Möglichkeit zur Kompensation der hohen Wasserkosten besteht in der Verbesserung des Verhältnisses „crop per drop“. Ohne staatliche Wassersubventionen versuchen die Bauern deshalb die Kosten durch vermehrte Anstrengungen im Bereich der Effizienzsteigerung zu senken. Umgekehrt erhöhen staatliche Wassersubventionen, da sie diese Bemühungen unterbinden, die Risiken für das Auftreten von Wasserkrisen.

Wasserknappheit führt nicht nur zu den bereits angesprochenen zwischenstaatlichen Konflikten um die Nutzung des Wassers der Flüsse, die mehrere Staaten durchfließen. Gegenwärtig spielen innerstaatliche Verteilungskonflikte eine bedeutend größere Rolle als zwischenstaatliche. Begünstigt sind bei den Verteilungskonflikten in aller Regel die Bevölkerungsgruppen, die bereits über Macht und Kapital verfügen. Beispielsweise ist bei beständig absinkendem Grundwasserspiegel selbst zur gleichbleibenden Bedarfsdeckung eine kostenträchtige Erhöhung der Pumpleistung erforderlich, die sich weniger Wohlhabende oft nicht leisten können. Auch bei der Verteilung von Bewässerungswasser aus Flüssen oder Stauseen spielen machtpolitische Aspekte eine große Rolle. In Subsistenzwirtschaft lebende gesellschaftliche Gruppen finden weniger Beachtung als Weltmarktproduzenten, die mit ihren Anbauprodukten Einfluß auf die Handelsbilanz des Landes nehmen. Wasserknappheit, die nicht selten durch staatliche Subvention zunächst verdeckt wird, führt langfristig zu einer gesellschaftlichen Polarisierung in viele sehr Arme und wenige Reiche. Zur Vermeidung sozialer Spannung

erscheint deshalb eine staatliche Einflußnahme, die marktwirtschaftliche Aspekte nicht außer acht läßt, notwendig.

7 Beziehungen zwischen dem Wasserkreislauf und dem Energiehaushalt des Klimasystems

7.1 Die mittlere jährliche Strahlungsbilanz des Systems Erde-Atmosphäre

Die mittlere jährliche Strahlungsbilanz für das System Erde-Atmosphäre ist in Abbildung 44 aufgeschlüsselt für die Obergrenze der Atmosphäre sowie für die Atmosphäre als Ganzes und für die Erdoberfläche angeführt. Die kurzwellige Einstrahlung beträgt 342 Wm^{-2} an der Obergrenze der Atmosphäre. Davon werden 68 Wm^{-2} vom atmosphärischen Wasserdampf, den Wolkentröpfchen, den atmosphärischen Aerosolen und dem Ozon absorbiert. 105 Wm^{-2} werden von den Luftmolekülen, den Wolken und der Erdoberfläche reflektiert, verlassen das Klimasystem also ohne Arbeit zu leisten. Veränderungen des Wasserdampfgehaltes der Atmosphäre bzw. die damit einhergehende Änderung der Bewölkungsart und der mit Wolken bedeckten Fläche verändern folglich die Absorptions- und Reflektionsanteile der Energiebilanz des Klimasystems, stehen also im direkten Zusammenhang mit dem globalen Wasserkreislauf.

Die im jährlichen Mittel am Erdboden absorbierte kurzwellige Strahlungsenergie beträgt 169 Wm^{-2} . Davon werden 63 Wm^{-2} in Form langwelliger Strahlung in Richtung Atmosphäre abgestrahlt. Nur 17 Wm^{-2} davon erreichen die Obergrenze der Atmosphäre, der Rest von 46 Wm^{-2} langwelliger Strahlung wird vom atmosphärischen Wasserdampf, dem Wolkenwasser und den klimawirksamen atmosphärischen Gasen absorbiert. 16 Wm^{-2} der an der Erdoberfläche absorbierten 169 Wm^{-2} kurzwelliger Strahlung werden in sensible Wärme überführt und durch Konduktion an die Atmosphäre abgegeben, weitere 90 Wm^{-2} der kurzwelligen Strahlung werden über Verdunstungsprozesse in Form von latenter Wärme von der Erdoberfläche in die Atmosphäre überführt und an diese bei der Kondensation des Wasserdampfs in Form sensibler Wärme übertragen.

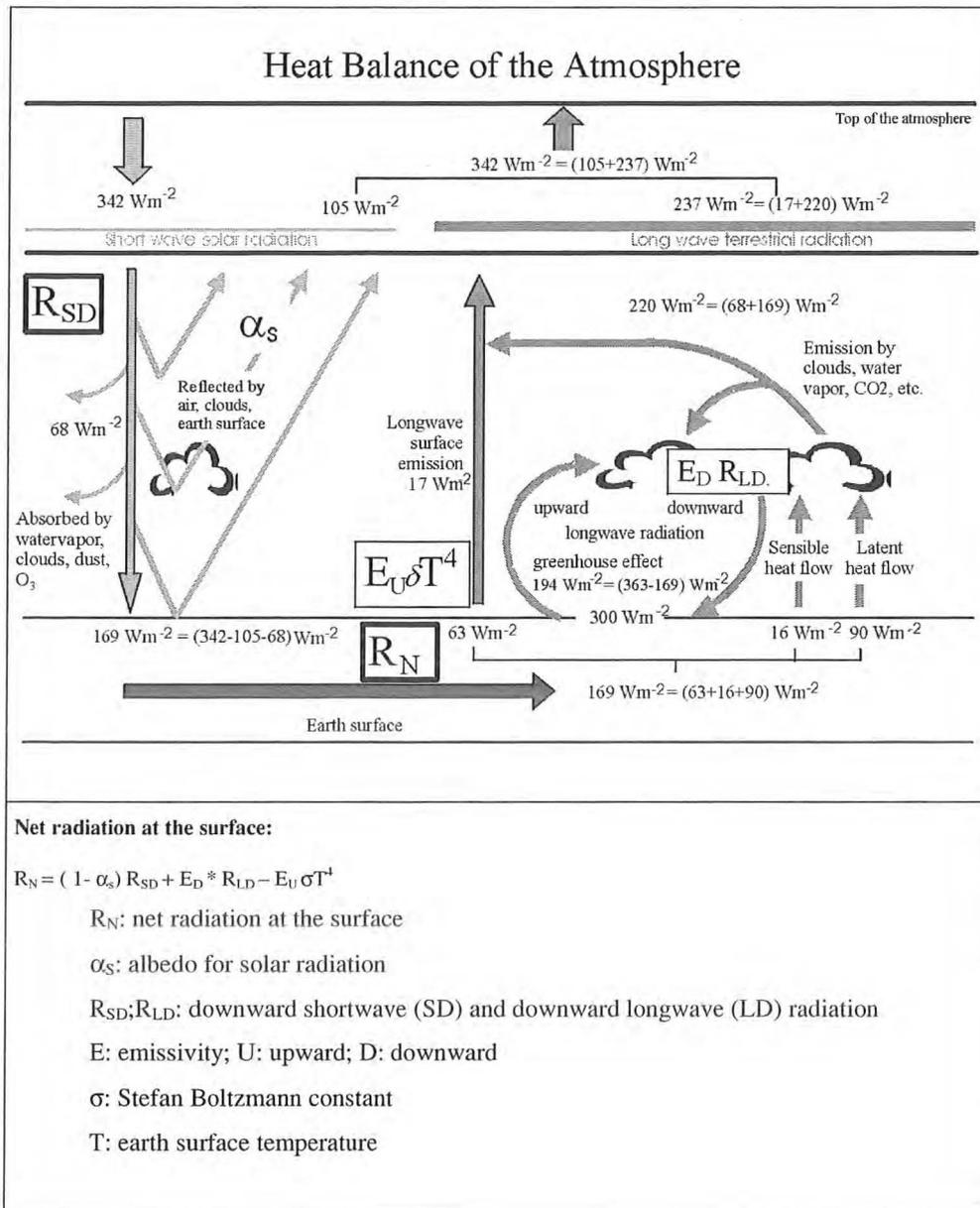


Abbildung 44: Mittlere jährliche Energiebilanz des Systems Erde-Atmosphäre (Fortak 1971; Ramanathan et al. 1989; Schneider 1992)

Die in den Verdunstungs- und Kondensationsprozessen umgesetzte Energiemenge wird unterschiedlich abgeschätzt, wie die in Tabelle 2 angegebenen Niederschlagsschätzungen zeigen. Beim Umsatz von 90 Wm⁻², die von Ramanathan et al. (1989) genannt werden, wird von

Jahresniederschlägen in Höhe von 1170 mm ausgegangen. Dieser Wert liegt deutlich über den in Abbildung 2 angeführten 1000 mm, die den geschätzten langfristigen Mittelwert gegenwärtig am besten repräsentieren. Wie Tabelle 1 zeigt, übersteigt der Wert von 1170 mm selbst die Höchstschätzungen der Jahresniederschläge von Legates und Willmott (1990). Unter Ein-schluß dieser hohen Abschätzung des latenten Wärmeumsatzes absorbiert die Atmosphäre insgesamt 220 Wm^{-2} und emittiert dementsprechend langwellige Strahlung in alle Richtun-gen.

Von den 342 Wm^{-2} kurzwelliger Strahlung werden demnach 105 Wm^{-2} ohne Arbeit im Klima-system zu leisten reflektiert, 17 Wm^{-2} in Form langwelliger Strahlung direkt von der Erdober-fläche und weitere 220 Wm^{-2} von der Atmosphäre in den Weltraum emittiert. Der atmosphäri-sche Wasserdampf, das Wolkenwasser und die klimawirksamen Gase der Atmosphäre strah-len langwellige Strahlung in alle Richtungen ab. Die zur Erdoberfläche gerichtete Strahlung wird atmosphärische Gegenstrahlung genannt. Messungen zeigen, daß die Gegenstrahlung im globalen Jahresmittel rund 300 Wm^{-2} beträgt, die 220 Wm^{-2} , die die Atmosphäre in alle Richtungen emittiert, also deutlich von der Gegenstrahlung übertroffen werden.

7.2 Der natürliche Treibhauseffekt

Diese Verstärkung des Ausgangsimpulses ist Folge von Rückkopplungsprozessen. Die lang-wellige Gegenstrahlung erhöht die Erdoberflächentemperatur. Die dadurch bedingte Emission langwelliger Strahlung wird erneut von der Atmosphäre absorbiert und wieder zur Erde zu-rückgestrahlt. Auf diese Weise erfolgt eine Selbstverstärkung, deren Intensität vom Anteil klimawirksamer Gase in der Atmosphäre abhängig ist, die den Absorptionsprozeß steuern. Je mehr klimawirksame Gasmoleküle vorhanden sind, um so größer wird der Anteil langwelliger Strahlung, der im Absorptionsprozeß in Arbeit umgesetzt wird, bis ein Sättigungszustand bezüglich der Moleküldichte erreicht ist. Je geringer der Anteil ist, um so mehr langwellige Strahlung emittiert in den Weltraum, ohne Arbeit im Klimasystem zu leisten.

Insgesamt reduziert die Gegenstrahlung den Nettowärmeverlust der Erdoberfläche drastisch, denn die von der Atmosphäre ins Weltall abgegebene langwellige Strahlung ist wegen der geringen Temperaturen der Atmosphäre deutlich niedriger, als die von der Erdoberfläche abgegebene langwellige Strahlung. Die insgesamt vom Klimasystem emittierte langwellige

Strahlung ist als Folge dieser Effekte geringer, als die von der Erdoberfläche abgegebene. Die mittlere langwellige Strahlungstemperatur der Erde wird also insgesamt stärker von den relativ niedrigen Temperaturen der Wolkenobergrenzen und der klimawirksamen atmosphärischen Gase als von den darunter auftretenden Erdoberflächentemperaturen bestimmt.

Mit einige Zahlenwerten läßt sich diese Aussage veranschaulichen. Die Ausstrahlung der Erdoberfläche erfolgt näherungsweise wie die eines Schwarzkörpers und beträgt bei 20°C 426 W/m². Die atmosphärische Gegenstrahlung ist bei einer relativen Feuchte von 30% 300 Wm², bei 90% aber 334 Wm². Bei einer Himmelsabdeckung durch 50% Cirruswolken ergibt sich eine Gegenstrahlung von 342 Wm², bei 100%-iger Cirrus-Abdeckung sind es 353 Wm², bei 100%-iger Abdeckung durch Stratusbewölkung sogar 420 Wm² (Häckel 1993, S. 155).

Dieser Effekt wird im allgemeinen Sprachgebrauch als Treibhauseffekt bezeichnet. Es wird gewissermaßen davon ausgegangen, daß die klimawirksamen Bestandteile der Atmosphäre wie das Glas eines Treibhauses wirken, das die kurzwellige Strahlung passieren läßt, so daß sie am Boden im Absorptionsprozeß Arbeit leisten kann, die langwellige Wärmestrahlung der Erdoberfläche dann aber am Verlassen des Treibhauses hindert, indem diese Strahlung von der Treibhausverglasung teilweise absorbiert und zur Erdoberfläche zurückgestrahlt wird. Eine deutliche Temperaturerhöhung im abgegrenzten Bereich des Treibhauses ist die Folge. Die Funktion der Verglasung übernehmen in der Atmosphäre die klimawirksamen Bestandteile der Atmosphäre.

Gäbe es keine Atmosphäre, so würden von den 342 Wm⁻² der kurzwelligen Strahlung etwa 20%-30% von der dann vegetationslosen Erdoberfläche reflektiert. Der Rest von 270 Wm⁻² würde an der Erdoberfläche absorbiert und vollständig als langwellige Strahlung das Klimasystem wieder verlassen. Die mittlere Erdtemperatur würde in diesem Fall -18°C betragen. Unter den gegenwärtigen atmosphärischen Bedingungen ist die globale Mitteltemperatur +15°C. Sie liegt also 33°C höher, als beim Fehlen der Atmosphäre. Die Absorption der klimawirksamen atmosphärischen Bestandteile, von denen der Wasserdampf zu mehr als 2/3 für den natürlichen Treibhauseffekt verantwortlich ist, ändert folglich die Wärmebilanz der Erde dramatisch. Änderungen des Wasserdampfgehaltes sollten deshalb einen entscheidenden Einfluß auf die globalen Mitteltemperaturen nehmen.

7.3 Zusammenhang zwischen den globalen Wasserdampf- und Temperaturanomalien

Abbildung 45 zeigt den Zusammenhang zwischen den globalen Wasserdampfanomalien und den globalen Temperaturanomalien in der unteren Troposphäre für den Zeitraum 1988-1995 (IGPO 1998). Ein sehr direkter Zusammenhang zwischen beiden Parametern ist unmittelbar erkennbar. Der starke Temperaturrückgang nach 1991 ist auf den Ausbruch des Mt. Pinatubo zurückzuführen. Parallel zu jedem Rückgang der Temperaturen erfolgt fast ohne Zeitverzögerung auch eine Abnahme des Wasserdampfgehaltes. Für die Temperaturanstiege ist dieser Zusammenhang weniger deutlich ausgebildet. Oft bleiben die Anomalien des Wasserdampfes geringer als die der Temperatur, gelegentlich sind sie aber auch deutlich größer.

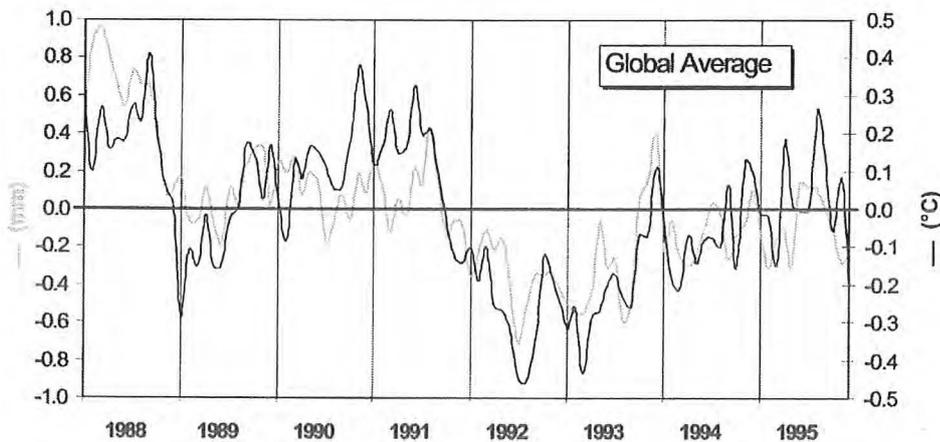


Abbildung 45: Zusammenhang zwischen den globalen Wasserdampfanomalien und den globalen Temperaturanomalien in der unteren Troposphäre (Daten von Randel et al. 1996 und Christy et al. 1995 aus IGPO 1998).

Für die generelle Übereinstimmung zwischen den Variationen der Anomalien des Wasserdampfgehaltes und der Temperaturen ist der direkte Zusammenhang zwischen der Wasserdampfaufnahmekapazität der Atmosphäre und der Temperatur verantwortlich. Jede Erhöhung der verfügbaren Energie bedingt eine Temperatur- und Verdunstungszunahme. Letztere ist vom Sättigungsdefizit der Luft abhängig, das mit steigender Wasserdampfaufnahmekapazität ansteigt. Neben dieser direkten Rückkopplung ist der Wasserdampf auch in eine Vielzahl indirekter Rückkopplungen involviert. Diese können neben dem beschriebenen Treibhauseffekt beispielsweise über eine Bewölkungsänderung zu Strahlungsänderungen führen, die wiederum Temperatur- und in deren Gefolge Wasserdampfänderungen auslösen. Als Folge

dieser indirekten Rückkopplungen lassen sich in Abbildung 45 die Wirkung der direkten Rückkopplung nicht durchgängig nachweisen. Diese teilweise sehr komplexen indirekten Rückkopplungen sind Ursache für die Abweichungen zwischen den beiden Kurvenverläufen.

7.4 Ist der anthropogene Treibhauseffekt real ?

Die Zunahme der globalen Mitteltemperatur (Abbildung 46) betrug im Ablauf der letzten 140 Jahre etwa 0.7°C (Hansen und Lebedeff 1987). Modellrechnungen und statistische Analysen belegen, daß diese Temperaturzunahme mit hoher Wahrscheinlichkeit durch die Emission klimawirksamer Gase durch den Menschen bedingt wurde (Hasselmann 1997). Während im Ablauf der letzten 1000 Jahre bis etwa 1850 die Variationen der globalen Temperaturen zu 41-64% durch die Änderungen der Sonneneinstrahlung und der vulkanischen Aktivität erklärt werden können, sinkt dieser Anteil seit 1850 auf Werte unter 20%, während der Varianzanteil, der durch die Fluktuationen der klimawirksamen Gase erklärt wird, auf Werte über 50% ansteigt (Crowley 2000, Lean 1997, Schönwiese 1998).

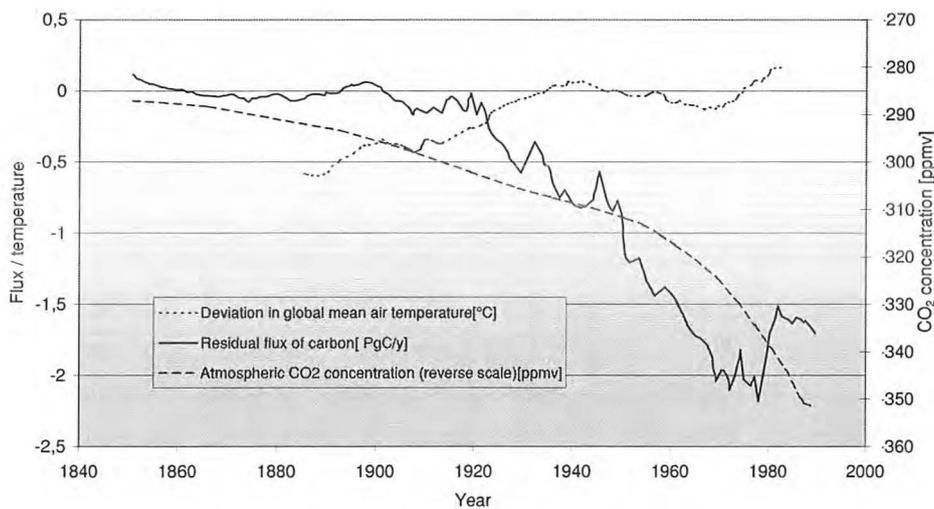


Abbildung 46: Abweichungen der globalen Mitteltemperaturen vom Mittel der Periode 1951-1980 in $^{\circ}\text{C}$ und die Veränderungen der atmosphärischen CO_2 -Konzentration in ppmv (inverse Skalierung) sowie die Veränderungen der „missing carbon sink“ in PgC, gebildet aus der Differenz zwischen der mutmaßlichen terrestrischen Kohlenstoffsinke und den durch Landnutzungsänderungen freigesetzten Kohlenstoffmengen (Woodwell et al. 1998).

Insbesondere erreichen die Fluktuationen der Temperatur seit der zweiten Hälfte des 20. Jahrhundert Werte (Abbildung 46), die weit über dem natürlichen Rauschen liegen, das für die Zeit vor der industriellen Revolution charakteristisch ist. Da die Modellrechnungen diese statistisch gesicherten Beobachtungsergebnisse sehr gut nachzeichnen, kann die Wirksamkeit des anthropogenen Treibhauseffektes als relativ gesichert angenommen werden. Allerdings konnte ein genereller Konsens bezüglich der Intensität dieser Wirkungen bis heute nicht unter den beteiligten Klimatologen erreicht werden. Wegen der Konsequenzen des anthropogenen Treibhauseffektes auf den Wasserkreislauf der Erde ist es von großer Bedeutung, ob dieser Effekt als real einzuschätzen ist oder nicht. Aus diesem Grund sollen die Argumente der Kritiker kurz diskutiert und bewertet werden.

Die Argumente der Kritiker beziehen sich auf unterschiedliche Aspekte, die im Zusammenhang mit dem anthropogenen Treibhauseffekt bedeutsam sind. Zunächst wird auf Unzulänglichkeiten bei den Abschätzungen des Kohlenstoffkreislaufs verwiesen (Dietze 1996). Bis heute existiert eine sogenannte „missing carbon sink“ in der Größenordnung von 2.0 Pg C/yr (Peta Gramm; 10^{15} g). Nur wenn eine Senke in dieser Größenordnung angenommen wird, lassen sich die Variationen des CO₂-Anteils der Atmosphäre bilanzieren.

Die CO₂-Messungen erfolgen in ppmv (part per million pro Volumeneinheit). Ein ppmv entspricht etwa 2 Pg C. Nach Daten von Woodwell et al. (1998) sind die Veränderungen dieser nicht eindeutig erklärten Kohlenstoffsinke in Abbildung 46 angegeben. Bis 1920 bleiben die Werte nahe bei Null, dann wächst die Größe der fehlenden Senke rasch an, bleibt nach 1970 näherungsweise konstant und nimmt in den Folgejahren wieder ab. Es gibt zwar Erklärungsversuche für diese zeitliche Dynamik, gesichert sind diese nicht (Woodwell et al. 1998). Zu nennen sind neben Temperatur- und Niederschlagsänderungen (Tian et al. 1998) die mit der Kohlendioxid- und Nitratfreisetzung verbundene zusätzliche Kohlendioxid- und Nitratdüngung, die eine Steigerung der Kohlenstoffspeicherkapazität der globalen Ökosysteme (Phillips et al. 1998) in der Größenordnung von 20% bewirkt haben soll sowie die Aufforstungen in hohen Breiten (Fun et al. 1998).

Diese Effekte sollen nach 1970 an Wirkung verloren haben und sich in den Jahren nach 1980 infolge der ansteigenden globalen Temperaturen und der in den Tropen absinkenden Niederschlagshöhen (Abbildung 8) sogar ins Gegenteil verkehrt haben. Gemessen an den rund 7 Pg C/yr, die durch menschliche Aktivitäten der Atmosphäre jährlich zugeführt werden und den

anthropogenen Treibhauseffekt bedingen sollen, handelt es sich bei der Kohlenstoffmenge, die der fehlenden Senke zugeordnet wird, um einen nicht unerheblichen Anteil der Kohlenstoffbilanz.

Auch wenn die Kohlenstoffbilanz der Atmosphäre infolge der unerklärten Senke unbefriedigend bleibt, belegen die Meßwerte des Kohlendioxidanteils der Atmosphärenluft völlig eindeutig einen Anstieg von 280 ppmv im Jahr 1700 auf über 364 ppmv 1996. Diese Änderung der atmosphärischen Zusammensetzung sollte die Absorptionseigenschaften der Atmosphäre nach fast allen vorliegenden Modellrechnungen so verändern, daß eine Zunahme der bodennahen Temperaturen in der Größenordnung von knapp einem Grad Celsius erfolgt. Allerdings wird diese Änderung der Absorptionseigenschaften von Hug (1998) in Frage gestellt. Er glaubt einen „spektroskopischen Artefakt“ zu erkennen und geht in seinen Überlegungen davon aus, daß die derzeitige Konzentration des CO₂ bereits so hoch ist, daß alle absorbierbare langwellige Strahlung bereits bei weniger als 360 ppmv völlig absorbiert wird. Mit anderen empirischen Verfahren kommt Idso (1989) zu einem ähnlichen Ergebnis. Raschke et al. (1998) zeigen, daß diese Aussagen für die Flanken der Absorptionsbande nicht gelten können, also sehr wohl eine Absorptionsänderung mit ansteigendem CO₂-Gehalt der Atmosphäre angenommen werden muß.

Friis-Christensen und Larssen (1991) haben eine enge Beziehung zwischen der Länge der Sonnenfleckenzyklen und der globalen Mitteltemperatur für das vergangene Jahrhundert nachweisen können. Svensmark und Friis-Christensen (1997) haben gezeigt, daß die seit langem bekannten Zusammenhänge zwischen den solaren Aktivitätsschwankungen und der Intensität der kosmischen Strahlung mit Größenänderungen der mit Wolken bedeckten Fläche über den Ozeanen verbunden ist. Diese können von ihrer Größenordnung her die beobachteten Temperaturänderungen nach Ansicht von Svensmark und Friis-Christensen (1997) erklären. Weiterführende Analysen zeigen allerdings, daß die Zusammenhänge nur einen Teil der Gesamtvarianz erklären und insgesamt nicht ausreichen, um als Nachweis für die beobachteten globalen Temperaturänderungen akzeptiert zu werden. Außerdem ist die Beobachtungsperiode, auf der die beschriebenen Ergebnisse basieren, zu kurz, um weitreichende Schlußfolgerungen abzuleiten (Laut und Gundermann 1998).

Lindzen (1995), der seit vielen Jahren als einer der renommiertesten Kritiker des anthropogenen Treibhauseffektes gilt, hat in verschiedenen Arbeiten auf die Bedeutung des Wasser-

kreislaufs, insbesondere des atmosphärischen Wasserdampfes, für die Bewertung der Wirkungen des anthropogenen Treibhauseffektes hingewiesen. Nach seinen Ableitungen werden die anthropogen bedingten Erwärmungsprozesse durch die Reaktionen des Wasserkreislaufs auf diese Erwärmung weitgehend kompensiert (vergl. auch Fu et al. 1992; Ramanathan et al. 1991). Lorenz (1991) und Hansen et al. (1997) gehören zu einer Gruppe von Wissenschaftlern, die davon ausgehen, daß ein großer Teil der gegenwärtig beobachteten Klimaerwärmung Folge interner, nichtlinearer Rückkopplungsprozesse ist, die im Klimasystem ohne äußere Einwirkungen prinzipiell ablaufen. Aus der Nichtlinearität dieser Prozesse resultiert eine sensible Abhängigkeit der Systemdynamik von den jeweiligen Anfangsbedingungen. Bereits kleinste Änderungen der Startbedingungen, die zu Beginn der Modellrechnungen mit den allgemeinen Zirkulationsmodellen festgelegt werden, führen zu drastischen Änderungen der Systemdynamik und machen diese, trotz der deterministischen Gleichungssysteme, die den Berechnungen zugrunde liegen, unprognostizierbar.

Dieses Phänomen ist als „deterministisches Chaos“ oder auch „Schmetterlingseffekt“ in den allgemeinen Sprachgebrauch eingeführt worden. Es macht Aussagen über die Ursache von Klimafluktuationen, die über wenige Jahre bis Jahrzehnte wirksam sind, fast unmöglich (Klaus 1995). Langfristige Klimafluktuationen in der Größenordnung von vielen Jahrzehnten bis Jahrhunderten, insbesondere wenn sie ihren Ursprung im Bereich der Tropenzone haben, bleiben von diesen Erscheinungen weitgehend unberührt (Shukla 1998).

Zusammenfassend kann festgestellt werden, daß die vielfältigen Belege, die in Form statistischer Nachweise und komplexer Klimamodellrechnungen für die Wirksamkeit des anthropogenen Treibhauseffektes gegeben wurden, von den Kritikern bis heute nicht überzeugend entkräftet werden konnten. Mehr oder weniger undifferenzierte Kritik, die die Existenz eines anthropogenen Treibhauseffektes aus prinzipiellen Erwägungen in Frage stellt (ESEF 1998; Heuseler 1998), ist demzufolge abzulehnen.

7.5 Bedeutung der latenten Wärme für die globalen Energietransporte

Wiederholt wurden im Verlaufe dieser Untersuchung die engen Verknüpfungen von Wasser- und Energiehaushalt herausgearbeitet. Die Bedeutung der Verdunstungs- und Kondensationsprozesse im Rahmen der vom globalen Klimasystem insgesamt zu leistenden Energietransporte kann durch den Vergleich der zonal gemittelten Energiebilanzen und der daraus abzuleitenden Energietransporte veranschaulicht werden.

Abbildung 47 a zeigt die jährliche zonal gemittelte langwellige terrestrische Ausstrahlung an der Obergrenze der Atmosphäre im Vergleich zu der vom Klimasystem absorbierten kurzwelligen solaren Einstrahlung. Während die Schwankungsbreite der absorbierten kurzwelligen Strahlung in Abhängigkeit zur geographischen Breite rund 290 Wm^2 ($40\text{-}330 \text{ Wm}^2$) beträgt, variieren die Werte der langwelligen Ausstrahlung nur um 80 Wm^2 ($180\text{-}260 \text{ Wm}^2$). Die absorbierte solare Einstrahlung hat folglich eine um ein Vielfaches höhere Energiedichte als die terrestrische Ausstrahlung. Die Dissipationsprozesse, die im Klimasystem erfolgen, finden ihren Niederschlag in einer Zunahme der Entropie. An diesen Dissipationsprozessen ist der Wasserkreislauf entscheidend beteiligt, wie Abbildung 47 b durch den Vergleich der zonal gemittelten jährlichen Gesamtstrahlungsbilanz des Klimasystems mit den Differenzen aus dem Fluß latenter und sensibler Energie zeigt. Die Gesamtstrahlungsbilanz berechnet sich aus der Differenz der jährlichen, zonal gemittelten Werte der kurzwelligen Ein- und langwelligen Ausstrahlung. In der Zone der Subtropischen Hochdruckgebiete wird die gesamte solare Strahlungsenergie im Verdunstungsprozeß in latente Energie überführt, die in der Tropenzone und im Bereich der außertropischen Zyklonenzugbahnen ($40\text{-}60^\circ\text{N}$ und S) im Kondensationsprozeß wieder freigesetzt wird.

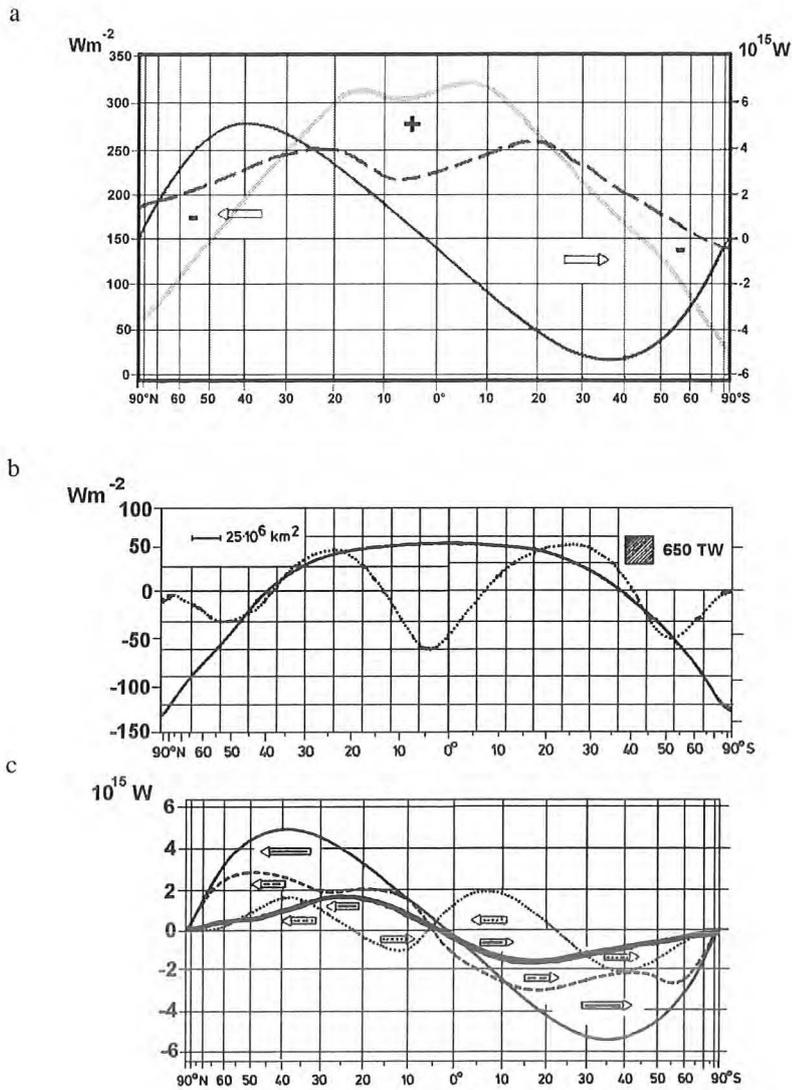


Abbildung 47: (a) Jährliche zonal gemittelte langwellige terrestrische Ausstrahlung an der Obergrenze der Atmosphäre (durchgezogen) und die vom Klimasystem absorbierte kurzwellige solare Einstrahlung (gestrichelt) in Wm^{-2} nach Daten aus dem ERBE-Projekt sowie die zonal gemittelten meridionalen Gesamtenergie Transporte (dick durchgezogen), die sich aus der Gesamtstrahlungsbilanz ergeben (Kiehl et al. 1998). (b) Zonal gemittelte jährliche Gesamtstrahlungsbilanz des Klimasystems (durchgezogen, Differenz aus kurzwelliger und langwelliger Strahlung gemäß (a)) und Differenz aus dem Fluß latenter Energie, der an der Erdoberfläche durch Verdunstung aufgenommen und in der Atmosphäre durch Kondensation freigesetzt wird (Daten: Sellers 1969). (c) Zonal gemittelte meridionale Gesamtenergie Transporte, die sich aus der Gesamtstrahlungsbilanz gemäß (b) ergeben (durchgezogen) sowie die zonal gemittelten Transporte in Form von latenter Energie (gepunktet) und sensibler Energie (gestrichelt) durch die atmosphärischen Zirkulationsprozesse und von sensibler Energie durch die Meeresströmungen (dick ausgezogen) nach Daten aus Fortak (1971).

Die Transporte, die zur Dissipation der Energie erforderlich sind, werden in Abbildung 47 c abgeschätzt. Der Vergleich der Kurvenverläufe macht deutlich, daß in der Tropenzone etwa 40% des Gesamtenergietransportes durch den Wasserdampf geleistet wird. Auch im Bereich der außertropischen Zyklonenbahnen ist der Wasserdampfanteil am Gesamttransport sehr hoch. Insgesamt läßt sich der Anteil, den die Komponenten des globalen Wasserkreislaufs am Gesamtenergietransport leisten, auf etwas mehr als 30% abschätzen. Dieser Anteil ist erheblichen jahreszeitlichen und interannuellen Schwankungen unterworfen. Vereinfacht gilt, daß mit zunehmenden globalen Temperaturen der Anteil des Wasserdampfes an den Energie-transporten anwächst.

Bezüglich der anthropogen bedingten globalen Erwärmung bedeutet das, daß diese Erwärmung zu einem Anstieg der Wasserdampfaufnahmekapazität der Atmosphäre sowie zu erhöhten Verdunstungsraten führt. Durch diese Wasserdampfzunahme wird die Gegenstrahlung erhöht, wodurch eine weitere Erwärmung erfolgen kann, die eine erneute Zunahme des Wasserdampfgehaltes nach sich zieht. Tatsächlich ist eine Zunahme des atmosphärischen Wasserdampfgehaltes im Ablauf der vergangenen 30 Jahre in den USA nachgewiesen worden (IGPO 1998). Nach den Klimamodellrechnungen soll der Wasserdampfgehalt durch die Temperaturzunahme, die mit einer Verdopplung des CO_2 -Gehaltes der Atmosphäre verbunden ist, um etwa 10% ansteigen (Bretherton et al. 1995).

Als Folge dieser Zunahme des Wasserdampfgehaltes ist von einer Bewölkungszunahme auszugehen. Auch die Klimamodellrechnungen leiten eine Zunahme der Bewölkung her, die nach den unterschiedlichen Wolkentypen differenziert wird, weil hohe Wolken zu einer signifikanten Erwärmung der unterlagernden Atmosphäre sowie der Erdoberfläche führen, während niedrige Wolken eine Abkühlung im Bodenniveau auslösen. Die Erwärmung der Atmosphäre unter hohen Wolken mindert den vertikalen Temperaturgradienten der Schichten unterhalb des Wolkenniveaus. Dadurch erhöht sich die Luftmassenstabilität. Konvektive Prozesse werden folglich ebenso wie die Höhe der konvektiven Niederschläge reduziert. Da weniger latente Wärme in sensible überführt wird, kühlt die Atmosphäre gegenüber den nicht durch hohe Wolken beeinträchtigten Gebieten ab. Stephens und Slingo (1992) sprechen von einem „air-conditioned greenhouse“, weil diese Prozesse die Auswirkungen der positiven Temperatur-Wasserdampfückkopplung kompensieren..

Diese Überlegungen zeigen, daß die Zusammenhänge zwischen Wasserkreislauf und Energiehaushalt auf einer Vielzahl komplexer Rückkopplungen basieren, die teilweise nur näherungsweise in ihren Auswirkungen erforscht sind. So führen beispielsweise zunehmende Temperaturen zwar nachweislich zu einer Zunahme des globalen Wasserdampfgehaltes, nicht aber notwendigerweise zu einer Niederschlagszunahme, wie die Niederschlagsdaten für die Tropenzone zeigen (Abbildung 8). Auch die Häufigkeit von Dürren und extremen Niederschlagsereignissen hat nicht zugenommen, wie in Abbildung 10 gezeigt wurde. Zwischen der Zunahme der globalen Temperaturen in den vergangenen Jahrzehnten und der Niederschlagshöhe konnte zwar eine langfristig wirksame positive Beziehung nachgewiesen werden (Abbildung 9), mehrjährige Perioden mit einem anhaltend starken Anstieg der Temperaturen waren aber zeitweilig mit einer Abnahme der globalen Niederschlagssummen und einem entsprechend verminderten Energieumsatz verbunden.

7.6 Einfluß des Wolkenwassers und der Tröpfchengröße auf den Energiehaushalt der Atmosphäre

Intensive Rückkopplungen zwischen den Komponenten des Wasserkreislaufs und dem Strahlungs- und Energiehaushalt der Erde ergeben sich beim Auftreten von Wolken. Während Wasserdampf unsichtbar ist, bilden sich Wolken dann aus, wenn durch die Kondensation des Wasserdampfes an den in der Atmosphäre immer verfügbaren Kondensationskernen kleinste Wassertropfen gebildet werden. Mit Hilfe der Satellitenaufnahmen des F-8 Satelliten war es im Rahmen des Defense Meteorological Satellite Program (DMSP) möglich, die raum-zeitliche Verteilung des in Tröpfchenform auftretenden Wolkenwasseranteils der Atmosphäre zu bestimmen. Während im langjährigen Mittel nach den Beobachtungen 24.7 Liter Wasser pro m² der Erdoberfläche in Form von Wasserdampf auf der Erde verfügbar sind, das sind rund 13 000 km³ insgesamt (vergl. Abbildung 2), beträgt die entsprechende Wolkenwassermenge nur rund 0.1 Liter pro m² (Hack et al. 1998), bezogen auf die gesamte Erdoberfläche sind das 51 km³, also etwa 1/250. des globalen Wasserdampfes.

Die Messungen, die zu diesen Ergebnissen führten, erfolgten mit einem polarimetrischen Strahlungsmesser (Special Sensor Microwave/Imager -SSM/I) in den Frequenzbereichen 19.35, 22.235, 37.0 und 85.5 GHz. Neben der Bestimmung des Wolkenwassers kann anhand dieser Satellitendaten auch der Wasserdampfgehalt der Atmosphäre über Wasserflächen

bestimmt werden. Im Zusammenhang mit den Ausführungen zur Verdunstung wurde darauf bereits hingewiesen. Das Verfahren zur Herleitung des Wolkenwassergehaltes aus den Sensorwerten ist von Greenwald et al. (1993) detailliert beschrieben worden.

Neuere Analysen von Greenwald et al. (1995) zeigen für einen 53 Monate umfassenden Zeitraum von Juli 1987 - Dezember 1991, daß der mittlere Wolkenwassergehalt der Atmosphäre mit 0.113 kg/m^2 abzuschätzen ist. Für niedrige Wolken ergibt sich ein Wolkenwassergehalt von 0.095 kg/m^2 . Die jahreszeitlichen Schwankungen des Wolkenwassergehaltes betragen 15-25% (Greenwald et al. 1995). In den Tropen, Subtropen und mittleren Breiten ist der Wolkenwassergehalt niedriger Wolken (unter dem 680 hPa-Niveau) außerdem im Sommer negativ mit der Umgebungstemperatur korreliert, in den hohen Breiten hingegen positiv. Dabei treten große jahreszeitliche Variationen auf. Diese Ergebnisse zeigen, daß Temperaturänderungen in einer sehr komplexen, bis heute nur wenig verstandenen Art, die Wolkenbildungsprozesse mitbestimmen.

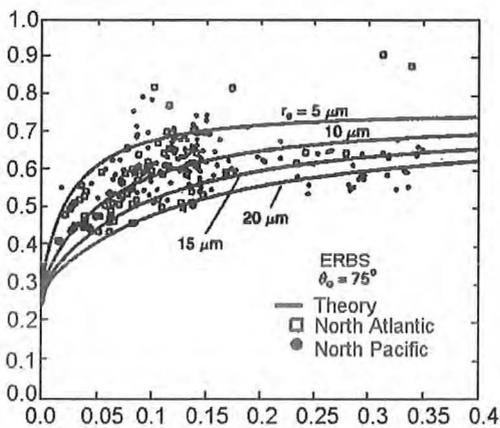


Abbildung 48: Zusammenhang zwischen dem Wolkenwasseranteil (LWP) niedriger Wolken in kg/m^2 und der Albedo an der Obergrenze der Atmosphäre (TOA), bestimmt anhand von Messungen über dem Nordatlantik und dem Nordpazifik sowie anhand theoretischer Berechnungen (ausgezogene Kurvenzüge), für unterschiedliche Tröpfchendurchmesser (Greenwald et al. 1995).

Die Energiegewinne und -verluste der Atmosphäre und der Erdoberfläche durch Strahlungsprozesse sind über die Größe der das Wolkenwasser bildenden Wolkentröpfchen miteinander rückgekoppelt. In Abbildung 48 ist der Zusammenhang zwischen dem Wolkenwasseranteil in kg/m^2 und der Albedo an der Obergrenze der Atmosphäre, bestimmt anhand von Messungen über dem Nordatlantik und dem Nordpazifik sowie anhand theoretischer Berechnungen, für unterschiedliche Tröpfchendurchmesser graphisch dargestellt (Greenwald et al. 1995). Je kleiner die Durchmesser der Wassertröpfchen sind, um so höher ist die Albedo. Diese Beziehung gilt allerdings nur für Wolkenwassergehalte bis zu 0.2 kg/m^2 . Wird dieser Wert

überschritten, so bleibt die Albedo auf hohem Niveau konstant. Wie die Abbildung 48 zeigt, ändert sich die Albedo bei kleinen Tröpfchendurchmessern mit anwachsendem Wolkenwassergehalt von 0.25 bis auf 0.7. Es werden also bis zu 45% mehr an kurzweilliger Strahlung ohne Arbeit im Klimasystem zu leisten von den Wolkenobergrenzen niedriger Wolken reflektiert als beim Fehlen dieser Wolken.

Selbst Veränderungen der Tröpfchendurchmesser um 15 Mikrometer bewirken Albedoänderungen von 25-30%. Bezogen auf die mittlere globale Einstrahlung von 342 W/m^2 (Abbildung 44) ergeben sich damit Verluste zwischen $50\text{-}150 \text{ W/m}^2$. Diese Zahlen zeigen, daß Variationen des Wasserkreislaufs, die sich in Änderungen des Anteils niedriger Wolken und deren Tröpfchenzusammensetzung niederschlagen, drastischen Einfluß auf den Energiehaushalt der Atmosphäre nehmen.

7.7 Auswirkungen anthropogener Aerosole auf den Wasserkreislauf

Die Tröpfchengröße wird entscheidend durch die Art und Größe der in der Atmosphäre vorhandenen Kondensationskerne bestimmt. Rosenfeld (2000) hat ein Verfahren entwickelt, mit dem anhand von Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) Daten, die regelmäßig von den NOAA Wettersatelliten aufgenommen werden, sogenannte „Pollution tracks“ registriert werden können. Diese sind durch Wolkenbänder mit Wolkenmächtigkeiten um 2 km und mehr, sowie Temperaturen an der Wolkenobergrenze um -10°C verbunden. Wolken mit diesen Eigenschaften gelten generell als niederschlagsbürtig. Trotzdem setzen sie im Bereich der „Pollution tracks“ regelmäßig keinen Niederschlag frei.

Rosenfeld und Lemsky (1998) haben ein Verfahren entwickelt, mit dem die Radiusgröße der Wolkenwassertröpfchen aus den AVHRR-Daten abgeleitet werden kann. Für Wolken im Lee großer Städte und Industrieanlagen konnten sie nachweisen, daß der Median der Tröpfchendurchmesser des Wolkenwassers regelmäßig kleiner als 14 Mikrometer und damit kleiner als die minimale Tröpfchengröße blieb, die zur Bildung von Niederschlagsprozessen nach den vorliegenden empirischen Erhebungen erforderlich ist. Für die Wolken außerhalb der „Pollution Tracks“ wurden Medianwerte der Tröpfchendurchmesser von 25 Mikrometer bestimmt (Rosenfeld 2000). Mit den Sensoren des TRMM-Satelliten, insbesondere dem Niederschlagsradar (PR) und dem „Passive Microwave Imager“ (TMI) konnte gezeigt werden, daß in der

anthropogen verunreinigten Luft infolge der großen Zahl kleinster Kondensationskerne und der daraus resultierenden großen Zahl kleinster Tröpfchen keine bzw. nur eine stark eingeschränkte Koaleszenz auftrat. Ohne das Zusammenwachsen der Tropfen können die Mindesttröpfchengrößen, die zum Niederfallen der Tropfen unabdingbar sind, nicht erreicht werden. Die TMI-Messungen lieferten somit den eindeutigen Beleg, daß nicht Mangel an Wolkenwasser, sondern die Kleinheit der Tropfen für die ausbleibende Koaleszenz und die damit einhergehende Unterdrückung des Niederschlags verantwortlich zu machen ist. Die Auswertungen des Niederschlagsradars zeigten darüber hinaus, daß sich im Bereich der 0°C-Isotherme Schneeflocken ausbildeten, folglich also der Eis- und Kalt Niederschlagsbildungsprozeß durch die Luftverunreinigungen ebenfalls unterbunden wurde.

Ähnliche Prozesse lassen sich für den Bereich des indischen Ozeans in den Jahren 1998 und 1999 nachweisen. Anhand von boden- und satellitengestützten Strahlungsmessungen (Inselstation Kaashidhoo sowie Clouds and Earths Radiant Energy System Satellite: CERES) konnten Satheesh und Ramanathan (2000) nachweisen, daß die vom Menschen über dem indischen Subkontinent und über Südostasien freigesetzten Luftverunreinigungen durch die vorherrschenden Winter-Monsunströmungen im Bereich des indischen Ozeans, der Arabischen See und dem Golf von Bengalen großräumige Luftverunreinigungen besonders in den Monaten Januar bis März bewirken. Die Partikeldichte, erfaßt durch die aerosolbedingte, optisch wirksame Tiefe, erreicht nicht selten über den Ozeanflächen ähnliche Werte, die für hochgradig verunreinigte Stadtluft typisch sind. Mehr als 60% der Aerosole sind selbst in Quellgebiets-Entfernungen von mehreren hundert Kilometern nachweislich anthropogenen Ursprungs.

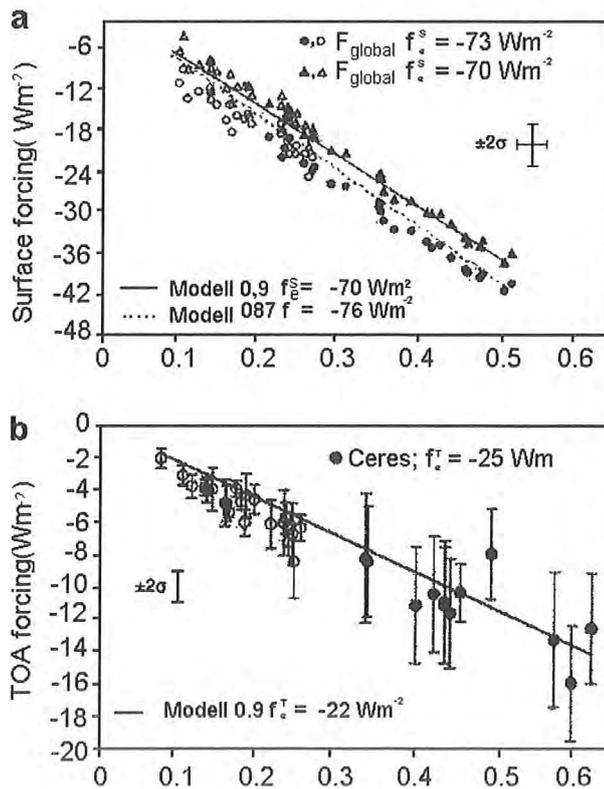


Abbildung 49: (a) Beziehung zwischen der Aerosolfracht abhängigen optischen Tiefe im Wellenlängenbereich von 0.5 Mikrometer und der an der Erdoberfläche gemessenen Änderung der mittleren täglichen Globalstrahlung gegenüber einer aerosolfreien Atmosphäre in Wm^{-2} . (b) Beziehung zwischen der Aerosolfracht abhängigen optischen Tiefe im Wellenlängenbereich von 0.5 Mikrometer und der an der Obergrenze der Atmosphäre gemessenen Änderung der langwelligen mittleren täglichen Ausstrahlung gegenüber der mittleren täglichen Ausstrahlung im Fall einer aerosolfreien Atmosphäre in Wm^{-2} . Die offenen und gefüllten Dreiecke und Kreise kennzeichnen die Jahre und Meßorte, die Regressionsgeraden die Modellapproximation (Satheesh und Ramanathan 2000).

In Abbildung 49 ist die Wirkung der Aerosolfracht auf die an der Erdoberfläche registrierte Globalstrahlung und auf die an der Atmosphärenobergrenze erfolgende langwellige Ausstrahlung aufgetragen. Ein hoch signifikanter linearer Zusammenhang ist nachweisbar und belegt, daß die Auswirkungen an der Erdoberfläche (70 Wm^{-2}) etwa dreimal so hoch sind, wie an der Atmosphärenobergrenze (25 Wm^{-2}). Im Monatsmittel ergibt sich an der Erdoberfläche eine Reduktion der Globalstrahlung um 23-37 Wm^{-2} . Modellrechnungen zeigen, daß mindestens 60% dieser Reduktion auf Aerosole anthropogenen Ursprungs zurückzuführen sind. Diese Energie steht als Folge der anthropogen verursachten Luftverunreinigung in den sich industrialisierenden Ländern des asiatischen Kontinents über dem indischen Ozean nicht mehr

für Verdunstungsprozesse zur Verfügung. Das stellt eine erhebliche Beeinträchtigung des globalen Wasserkreislaufs dar.

Die langwellige Ausstrahlung an der Atmosphärenobergrenze nimmt gemäß den Satellitenmessungen nicht im gleichen Maße ab, wie die kurzwellige Einstrahlung am Erdboden. Die Energiedifferenz wird in der Atmosphäre von den Aerosolen absorbiert und langwellig abgestrahlt. Das bedeutet aber, daß besonders die untere Troposphäre, in der sich die Aerosolfracht befindet, eine starke Erwärmung gegenüber den aerosolungestörten Bedingungen erfährt. Diese kann mit 0.5-1 K pro Tag für die unteren drei Kilometer abgeschätzt werden (Satheesh und Ramanathan 2000). Bodennahe Abkühlung in Verbindung mit einer Erwärmung der unteren Troposphäre führt zu einer Reduktion des vertikalen Temperaturgradienten und damit zu einer Luftmassenstabilisierung. Konvektive Prozesse werden dadurch abgeschwächt, je nach Stabilitätsbedingungen sogar unterdrückt. Die Aerosolfracht kann deshalb nur in geringem Umfang in höhere Schichten abgeführt werden. Dadurch prolongieren sich die Belastungssituationen über dem indischen Ozean selbst.

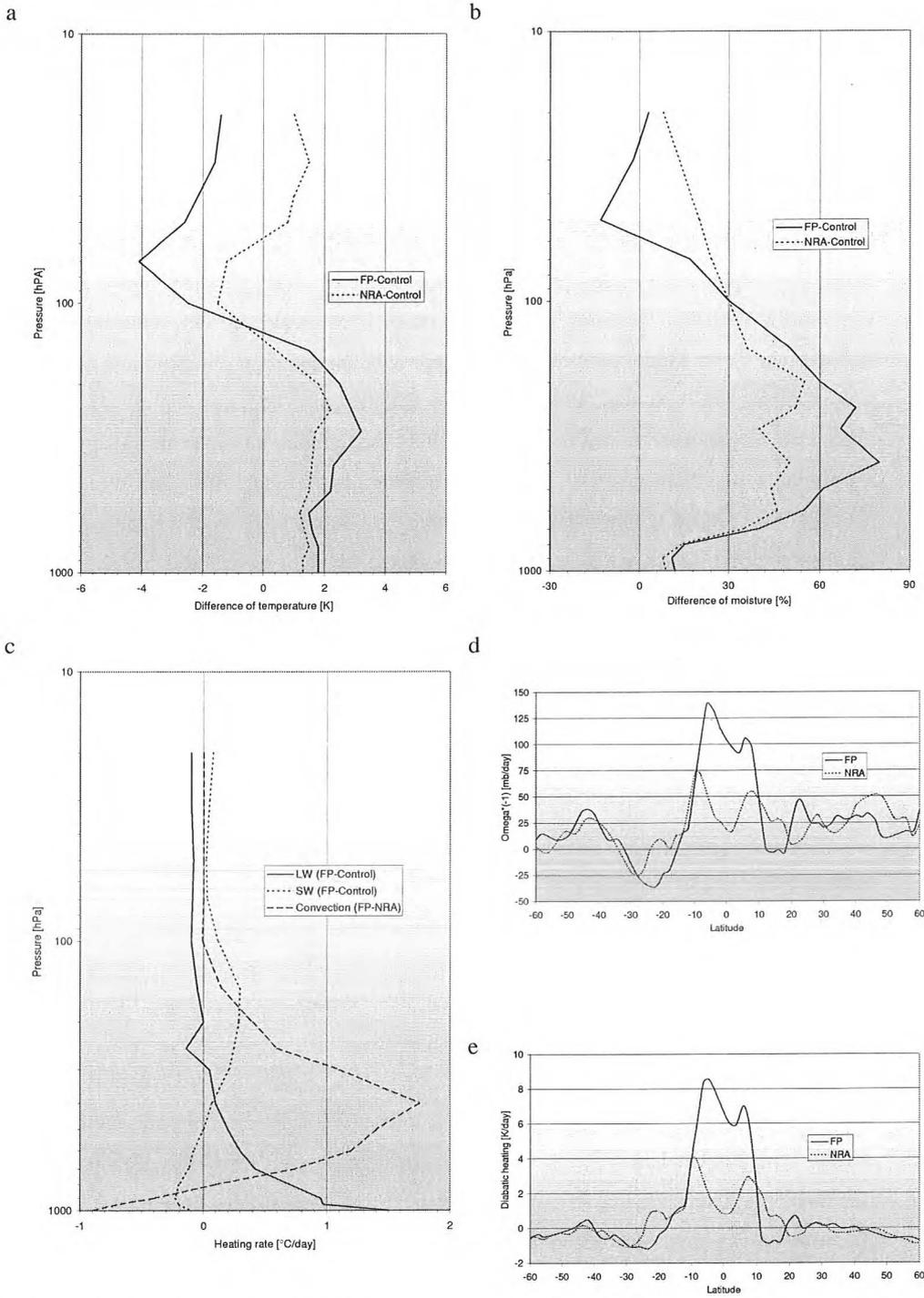
Die Aerosolfracht zeigt einen deutlichen Gradienten mit abnehmenden Werten in Abhängigkeit zur Küstendistanz. Dementsprechend ändern sich auch die Auswirkungen der Aerosolfracht auf die großräumigen Gradienten der Ozean-Oberflächentemperaturen. Da diese Temperaturgradienten die Intensität der Monsunzirkulation bestimmen, gehen Satheesh und Ramanathan (2000) davon aus, daß die Monsunzirkulation bereits gegenwärtig erhebliche anthropogen bedingte Veränderungen erfahren hat. Diese exakt zu quantifizieren, stellt eine große Zukunftsaufgabe dar.

In Verbindung mit der von Rosenfeld (2000) nachgewiesenen Wirkung anthropogener Aerosole auf den Niederschlagsbildungsprozeß muß angenommen werden, daß die mit der Industrialisierung Asiens einhergehende Luftverunreinigung den Wasserkreislauf nicht nur hinsichtlich einer Minderung der Verdunstungsraten, sondern auch in Bezug auf die Niederschlagshöhen beeinträchtigt. Ackermann et al. (2000) haben zeigen können, daß die von der Aerosolfracht absorbierte Energie zur Wolkenauflösung durch Verdunsten führen kann. Für den Bereich des Indischen Ozeans bedeutet dies, da mit dem Verschwinden der Wolken in der Summe eine Zunahme der den Erdboden erreichenden Energie zu verzeichnen ist, daß die aerosolbedingte Strahlungsminderung im Bodenniveau durch die wolkenauflösenden Wirkungen der Aerosole teilweise kompensiert werden kann. In Modellrechnungen kommen

Ackermann et al. (2000) zu dem Ergebnis, daß sich die Passatwolkendecke im Bereich des indischen Ozeans um 25-40% als Folge der Aerosolfracht reduzieren könnte. Unbeachtet bleibt allerdings in diesem Zusammenhang, daß die verbleibenden Wolken durch die vorwiegend anthropogen bedingte Aerosolfracht tendenziell sehr kleine Durchmesser der Wassertropfchen begünstigen, die wiederum eine hohe Albedo bedingen (Abbildung 48). Inwieweit sich die Wirkungen der aerosolbedingten Bewölkungsminderung und der ebenfalls aerosolbedingten Tröpfchenverkleinerung und Albedoverstärkung gegenseitig energetisch kompensieren, ist Gegenstand gegenwärtiger Forschungen (Schwartz et al. 2000).

7.8 Intensivierung von Niederschlagsprozessen durch langwellige Ausstrahlung

In den bisher angeführten Untersuchungen bedingten Veränderungen der Komponenten des Wasserhaushaltes Auswirkungen auf den Energiehaushalt der Atmosphäre. Lau et al. (1998) haben in Modellrechnungen zeigen können, daß die Ausstrahlungsbedingungen in der tropischen Troposphäre aber auch umgekehrt einschneidenden Einfluß auf den Wasserkreislauf nehmen können. Dazu wurden verschiedene Experimente mit dem Goddard Earth Observing System-General Circulation Model (GEOS-GCM) durchgeführt. Ziel der Untersuchungen war es, die Auswirkungen der Oberflächentemperaturänderungen im tropischen Pazifik, die mit dem ENSO-Phänomen verbunden sind, unter wechselnden Interaktionsbedingungen zwischen den Komponenten des Wasser- und Strahlungshaushaltes zu analysieren.



(Abbildungsunterschrift auf Seite 152)

Abbildung 50: Vertikalprofil der Temperatur- (a), Feuchte- (b) und strahlungsbedingten (c) Erwärmungsdifferenzen, die sich zwischen dem Kontrolllauf und dem Modellauf mit (FP) und ohne (NRA) Berücksichtigung der Rückkopplungen zwischen Strahlung und Wasserdampf bzw. Strahlung und Wolkenwassergehalt, gemittelt über den Bereich von 10°S-10°N und 120°W-180°W, ergeben (Lau et al. 1998). Meridionalprofil der Vertikalgeschwindigkeiten (d) und der gesamten adiabatischen Erwärmung (e) im 400 hPa-Niveau bei Berücksichtigung der Rückkopplungen zwischen Strahlung und Wasserdampf bzw. Strahlung und Wolkenwassergehalt mit (FP) und ohne (NRA) Berücksichtigung dieser Rückkopplungen für den Bereich von 10°S-10°N und 120°W-180°W (Lau et al. 1998).

In den durchgeführten Experimenten ist eine gegenüber dem Kontrolllauf erhöhte Ozeanoberflächentemperatur (SST) vorgegeben. Im Experiment FP (full physics) finden die Rückkopplungen zwischen Strahlung und Wasserdampf bzw. Strahlung und Wolkenwasser Berücksichtigung. Im Modellexperiment NRA (no radiation anomaly) bleiben diese Rückkopplungen unbeachtet (Lau et al. 1998). In beiden Experimenten bedingen die mit dem El Niño Phänomen verbundenen hohen SST eine deutliche Erwärmung und Feuchteanreicherung der Troposphäre unterhalb des 150 hPa-Niveaus. Diese Erwärmung führt zur Anhebung der Tropopause. Dadurch kommt warme und feuchte Troposphärenluft in den Bereich der kalten Stratosphärenluft. Ohne die Strahlungsrückkopplung verbleibt diese vergleichsweise feuchtwarme Luft in der unteren Stratosphäre oberhalb von 50 hPa längerfristig erhalten, da die Konvektionsprozesse beständig Nachschub von unten liefern.

Bei Berücksichtigung der Strahlungsrückkopplung bedingt die nunmehr mögliche Ausstrahlung im langwelligen Bereich (Abbildung 50c) eine Abkühlung und Austrocknung der unteren Stratosphäre und oberen Troposphäre. Als Folge davon wird die Luftmassenstabilität in der gesamten Atmosphäre reduziert. Konvektive Prozesse erhalten dadurch einen Verstärkungsimpuls. Lokale Störungssysteme können massiv verstärkt eine Entwicklung zu tropischen Zyklonen nehmen, da die durch die Verstärkung konvektiver Prozesse freigesetzte latente Energie die untere Troposphäre erwärmt, während an den Wolkenobergrenzen der Strahlungsverlust eine permanente Reduktion der Temperaturen auslöst. Insgesamt wird dadurch die Luftmassenlabilität ständig weiter verstärkt.

Die langwellige Ausstrahlung löst folglich einen positiven Rückkopplungsmechanismus aus, der die Dynamik der konvektiven Prozesse in einen neuen Gleichgewichtszustand überführt, der durch eine Intensivierung des hydrologischen Kreislaufes gekennzeichnet ist. Die größten Änderungen gegenüber der Situation ohne Strahlungsrückkopplung erfolgen im Bereich der oberen Troposphäre und der unteren Stratosphäre, also im Bereich der Wolkenobergrenzen konvektiver Wolken. Die geringsten Änderungen treten in der unteren Troposphäre auf, deren

Energiehaushalt und daraus resultierende Dynamik durch die Ozeantemperaturen fast gänzlich bestimmt wird.

Gemittelt über den Bereich des tropischen Pazifiks (10°S-10°N / 120°W-180°W) führen die beschriebenen Prozesse in den Modellrechnungen von Lau et al. (1998) zu einer über den tropischen Bereich hinausgehenden Zunahme der Vertikalgeschwindigkeiten und der adiabatischen Erwärmung im 400 hPa-Niveau bei Berücksichtigung der Rückkopplungen zwischen Strahlung und Wasserdampf bzw. Strahlung und Wolkenwassergehalt (Abbildung 50 d,e) . Die Position des tropischen Niederschlagsgürtels, die durch maximale Werte der adiabatischen Erwärmung und der Vertikalgeschwindigkeiten gekennzeichnet ist, verlagert sich ebenso wie die Bereiche stärkster Absinkbewegungen äquatorwärts. Gleichzeitig verdoppelt sich die Amplitude der Erwärmungsraten und die Intensität der konvektiven Hebungsprozesse durch die Strahlungsrückkopplung. Die von den erhöhten Ozeantemperaturen ausgehende Destabilisierung der Atmosphäre wird folglich durch die Wirkungen der Strahlungsrückkopplung auch großräumig verstärkt und in ihrer Beständigkeit erhöht. Veränderungen des Strahlungshaushaltes der Atmosphäre, wie sie durch vulkanische Eruptionen, anthropogene Stäube, solare Aktivitätsschwankungen, aber auch durch den anthropogenen Treibhauseffekt ausgelöst werden, können über die beschriebenen Rückkopplungsmechanismen erheblichen Einfluß auf den Wasserkreislauf im tropischen Bereich nehmen. Da die ENSO-Anomalien weit über den tropischen Pazifik hinaus wirkende Telekonnektionen auslösen (Denhard et al. 1996; Kerr 1998), ist von dieser Intensivierung des Wasserkreislaufs das gesamte Klimasystem betroffen.

7.9 Beziehungen zwischen dem Wasserkreislauf und den bodennahen Temperaturen

Veränderungen des Wasserkreislaufs nehmen über die Veränderungen der Strahlungseigenschaften auch Einfluß auf die Temperaturgegebenheiten in der bodennahen Luftschicht. So haben beispielsweise weltweit die Tagesschwankungen der bodennahen Temperaturen seit 1950 abgenommen. Bedingt wurde diese Reduktion der Temperatur-Tagesschwankungen durch einen Anstieg der nächtlichen Minima, der den gleichzeitig auftretenden sehr geringen Anstieg der mittäglichen Maxima deutlich übertrifft (Dai et al. 1997). Für viele Gebiete, in denen die Reduktion der Temperatur-Tagesschwankungen besonders ausgeprägt in Erscheinung tritt, ist eine gleichzeitige Zunahme der Bewölkung nachweisbar. Wolken haben einen

Dämpfungseffekt auf die Tagesschwankungen der Temperaturen, weil sie die kurzwellige Einstrahlung dämpfen und die langwellige Gegenstrahlung erhöhen.

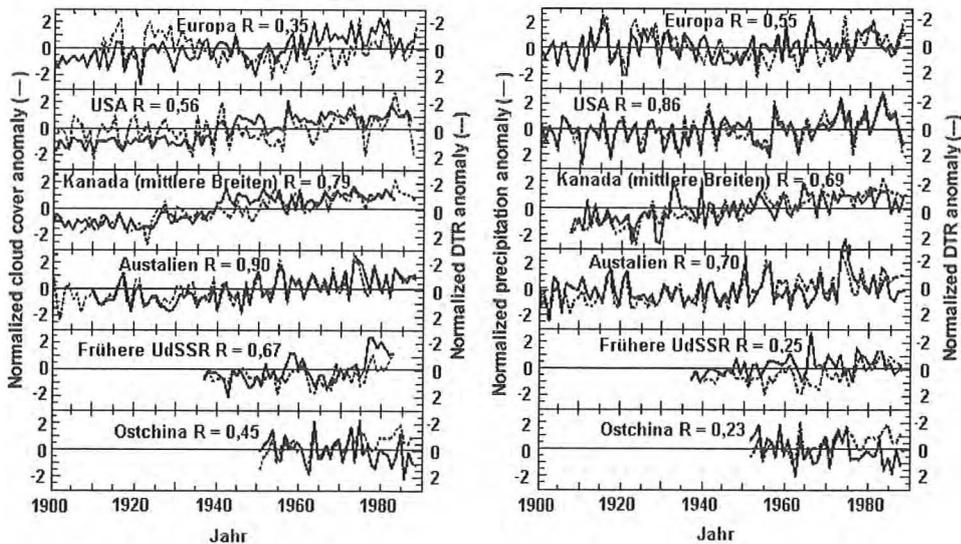


Abbildung 51: Fluktuationen der jährlichen Anomalien der Tagesschwankungen der Temperatur (gestrichelt) und der Wolkenbedeckung (linke Spalte, ausgezogen) bzw. des Niederschlags (rechte Spalte, ausgezogen) für die Teile der Erde, für die langfristige Datenreihen (1900-1990) vorliegen. Die Skalierung der Tagesschwankungen der Temperatur ist invers angelegt. Die Daten der Tagesschwankung der Temperatur sind dem Datensatz des National Climatic Data Center (GHCNv2) entnommen (Dai et al. 1997).

Wie Abbildung 51 zeigt, besteht eine enge Korrelation sowohl zwischen der Wolkenbedeckung sowie den Niederschlagssummen und den Tagesschwankungen der Temperatur. Die Korrelationskoeffizienten sind in vielen Bereichen der Erde für die 90 Jahre umfassende Beobachtungsperiode größer als 0.7. Das bedeutet, daß 50% der Varianz der untersuchten Parameter durch Änderungen der Wolkenbedeckung bzw. des Niederschlags erklärt werden. Dieser statistische Zusammenhang darf nicht als ursächliche Begründung verstanden werden, da auch andere Faktoren wirksam sein können. Er stellt aber einen quantitativen Beleg für die enge statistische Verbindung zwischen den Komponenten des Wasserkreislaufs und des Energiehaushalts dar.

Es ist von verschiedenen Autoren vermutet worden (Kukla et al. 1993; Michaelis 1998), daß eine der Wirkungen der anthropogenen Aerosolbelastung der Atmosphäre sich in der Reduktion der Tagesschwankungen der Temperaturen niederschlägt. Die engen statistischen Bezüge zwischen der Tagesschwankung der Temperatur und der Wolkenbedeckung bzw. den Nieder-

schlagssummen schließen einen Zusammenhang zwischen den Aerosolen und der Tagesschwankung der Temperatur nicht aus. Es ist aber zu bedenken, daß besonders für die mittleren Breiten die korrelativen Beziehungen zwischen den Tagesschwankungen der Temperatur und den Wolken- und Niederschlagsfluktuationen hoch signifikant positiv sind. Je höher der Niederschlag, um so geringer werden die Tagesschwankungen der Temperatur. Aerosole dämpfen die Tagesschwankung der Temperatur um so mehr, je größer die Aerosolfracht ist. Die korrelative Beziehung ist folglich negativ. Da die Aerosolfracht durch Wash-out-Effekte bei steigenden Niederschlagssummen abnimmt, sollte die Zunahme der Niederschlagssummen, die zur Erklärung der Minderung der Tagesschwankungen der Temperatur herangezogen wird, mit einer Minderung der Aerosolfracht verknüpft sein, die aber wiederum nur eine Zunahme der Tagesschwankungen der Temperatur bedingen kann. Die gleichzeitige Wirksamkeit beider Effekte erscheint auf diesem Hintergrund äußerst unwahrscheinlich.

Im Zeitraum 1952-1981 hat die Cumulonimbus, Nimbostratus und Cirrenbewölkung nach Bodenbeobachtungen über Australien, Europa und Nordamerika deutlich zugenommen, während der Bedeckungsgrad mit niedrigen Wolken nahezu unverändert geblieben ist (Dai et al. 1997). Die Zunahme der Niederschlagssummen, die in Abbildung 51 abzulesen ist, geht also mit einer Häufigkeitszunahme vertikal hochaufreichender Wolken in den betroffenen Regionen einher. Die besondere Bedeutung der Auftrittshäufigkeit vertikal mächtiger, hochreichender Wolken für die Änderungen der Tagesschwankungen der Temperatur ergibt sich aus der Tatsache, daß für die gemäßigten Breiten die Korrelationen zwischen der Wolkenbedeckung und den Tagesschwankungen der Temperatur geringer sind, als die Korrelationen zwischen den Niederschlagshöhen und den Tagesschwankungen der Temperatur. Da die hohen und vertikal mächtigen Wolken regelmäßig mit besonders hohen Niederschlägen verbunden sind, kann aus den Unterschieden in den Korrelationen abgeleitet werden, daß die vertikal mächtigen Wolken einen besonders starken Einfluß auf die Tagesschwankungen der Temperatur nehmen.

Diese Annahme ist plausibel, da einerseits die langwellige Ausstrahlung durch die niedrigen Untergrenzen vertikal mächtiger Wolken reduziert werden, andererseits aber an den Obergrenzen dieser Wolken die kurzwellige Einstrahlung durch Reflexion gemindert wird. Als Folge beider Effekte steigen die nächtlichen Minimumtemperaturen an, während die mittäglichen Maximumtemperaturen gleich bleiben oder absinken. Insgesamt resultiert eine deutliche Reduktion der Tagesschwankungen der Temperatur. Dabei können die mit den Nieder-

schlägen verbundenen Verdunstungsprozesse, besonders während der Tagesstunden, eine zusätzliche Reduktion der Maximumtemperaturen begründen.

Modellrechnungen zeigen, daß eine der Wirkungen des anthropogenen Treibhauseffektes in einer Niederschlagserhöhung im Bereich der gemäßigten Breiten während der Wintermonate besteht. In den Sommermonaten sollen gleichzeitig die konvektiven Niederschläge zunehmen (Mitchell 1995). Eine weitere Wirkung des anthropogenen Treibhauseffektes ist nach den Modellrechnungen die Reduktion der Tagesschwankungen der Temperatur. In Abbildung 8 ist ein Anstieg der beobachteten jährlichen Niederschlagssummen für die gemäßigten Breiten nachgewiesen, in Abbildung 51 die Abnahme der Tagesschwankungen der Temperatur. Das Eintreffen dieser beiden prognostizierten Veränderungen darf als ein Indiz für die Wirksamkeit des anthropogenen Treibhauseffektes angesehen werden. Es ist allerdings, wie bei allen Veränderungen in dem komplexen, nicht-linear rückgekoppelten Klimasystem nicht auszuschließen, daß natürliche Ursachen für die beobachteten Veränderungen verantwortlich sind. Hinsichtlich der anstehenden Frage der Rückkopplungen des Wasserkreislaufs mit dem Strahlungshaushalt repräsentieren die aufgezeigten Zusammenhänge zwischen den Variationen der Tagesschwankungen der Temperatur und der Wolkenbedeckung bzw. den Niederschlagshöhen beispielhaft die Vielfalt und Komplexität der Vernetzungen zwischen den Elementen des Klimasystems.

7.10 Zeitliche Fluktuationen der Umlaufzeiten des globalen Wasserkreislaufs

Die anthropogenen CO₂-Emissionen erhöhen nach den Modellrechnungen die globalen Temperaturen. Höhere Temperaturen sollten zu einer Intensivierung des globalen Wasserkreislaufs führen. Dafür konnten einige Indikatoren angeführt werden, andere, insbesondere die Abnahme der Niederschlagssummen in den Tropen, widersprachen dieser Annahme. Eine Intensivierung des Wasserkreislaufes sollte sich in einer Verkürzung der Umlaufzeiten des globalen Wasserkreislaufs manifestieren. Die Umlaufzeit wird durch das Zeitintervall (Recyclingrate), das zur Wiederauffüllung des kondensierten und ausgegneten Wasserdampfes erforderlich ist, quantitativ beschrieben. In Abbildung 2 ist die Umlaufzeit mit 9,3 Tagen für die dem globalen Wasserkreislauf zugrundegelegte Datenbasis bestimmt worden. Für den Zeitraum von Januar 1988 bis Juli 1994 wurde anhand aller verfügbaren Daten unter besonderer Berücksichtigung der Satellitenbeobachtungen des Wasserdampfgehaltes und des Wol-

kenwassers sowie der für die Ozeane abgeschätzten Niederschlagssummen die zeitliche Änderung der Umlaufzeiten auf Monatsbasis bestimmt.

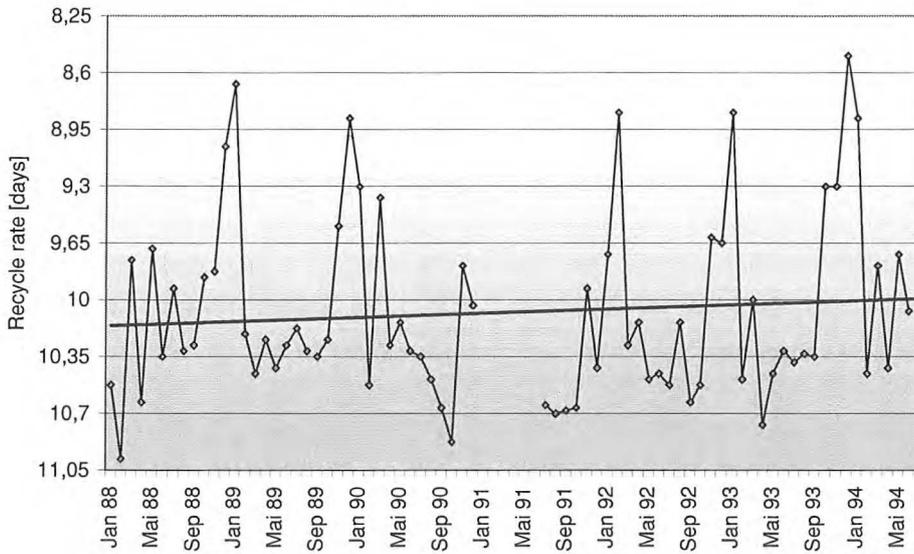


Abbildung 52: Fluktuationen der monatlichen Umlaufzeiten des globalen Wasserkreislaufs (Chahine et al. 1997, zitiert nach IGPO 1998).

In Abbildung 52 ist das Ergebnis dieser Analysen wiedergegeben. Die mittlere Umlaufzeit ist mit 10.1 Tagen länger, als die in Abbildung 2 berechnete. Es ist ein Jahresgang mit kürzesten Umlaufzeiten im Januar deutlich ausgeprägt. Die mittlere Jahresamplitude der Umlaufzeiten beträgt 1.4 Tage. Außerdem ist eine Tendenz zur Verkürzung der Umlaufzeiten ausgebildet. Die nur schwach signifikante Regression deutet eine Verkürzung der Umlaufzeiten um 0.2 Tage in der siebenjährigen Beobachtungsperiode an. Das entspricht einer Intensivierung des Wasserkreislaufs um 2%. Natürlich ist die Beobachtungsperiode zu kurz, um weiterreichende Folgerungen zu ziehen. Festzuhalten ist aber, daß durch die moderne Satelliten- und Sensortechnologie in Zukunft eine quantitative Erfassung der Intensitätsfluktuationen des globalen Wasserkreislaufs möglich sein wird.

7.11 Zusammenhänge zwischen dem globalen Wasserkreislauf und Änderungen des Kohlendioxidgehaltes der Atmosphäre

In den vorangehenden Untersuchungen wurde der Einfluß von Strahlungs- und Temperaturänderungen auf den Wasserkreislauf diskutiert. Dabei stand wiederholt der anthropogene Treibhauseffekt im Zentrum des Interesses, da die anthropogen bedingten Veränderungen der klimawirksamen Bestandteile der Atmosphäre Änderungen der globalen Temperaturen nach den Modellrechnungen und nach den statistischen Analysen bedingen. Es können aber auch umgekehrt Änderungen des Wasserkreislaufs Änderungen des Kohlendioxidgehaltes der Atmosphäre auslösen, da das globale Niederschlagsangebot die Biomassenproduktion und die damit unmittelbar verbundene Kohlenstoffspeicherfähigkeit der globalen Ökosysteme entscheidend mitbestimmt.

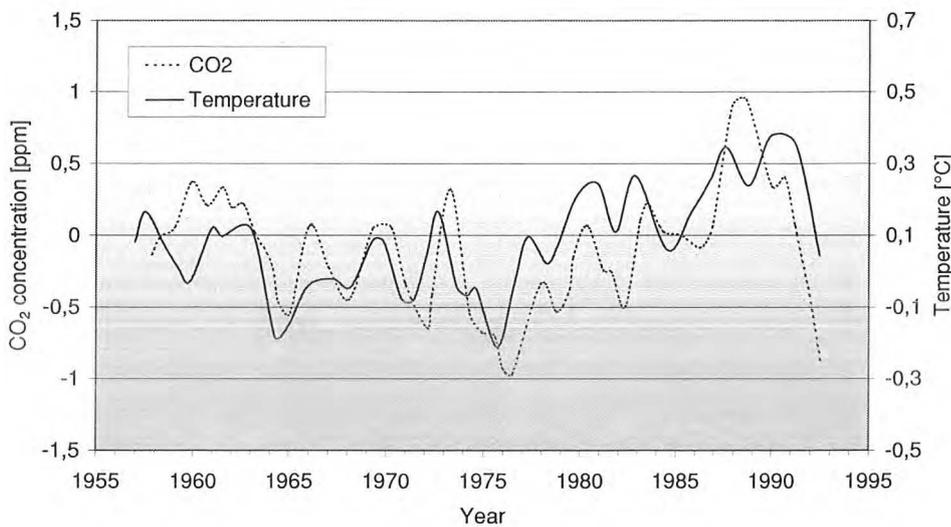


Abbildung 53: Fluktuationen der globalen jährlichen Residuen der CO₂-Konzentration in der Atmosphäre im Vergleich zu den jährlichen globalen bodennahen Temperaturanomalien (Keeling et al. 1995; Woodwell et al. 1998).

Die globale Kohlenstoffbilanz wird von Woodwell et al. (1998) folgendermaßen in Pg C abgeschätzt:

CO ₂ -Quellen:		CO ₂ -Senken:			
5.5 (±0.5)	+ 1.6 (±0.7)	= 3.2 (±0.7)	+ 0.6 (±0.6)	+ 2.0	+ 1.3 (±1.1)
				(±0.8)	
(77.5%)	+ (22.5%)	= (45%)	+ (8.5%)	+ (28%)	+ (18.5%)
Verbrennung fossiler Energie	Landnutzungsänderungen	Zunahme des atmosph. Kohlendioxidgehaltes	Wälder der hohen nördl. Breiten	Absorption der Ozeane	Residuale Senke

Die CO₂-Residuen in Abbildung 53 ergeben sich, indem von der beobachteten atmosphärischen CO₂-Konzentration die Anteile subtrahiert werden, die durch die Verbrennung fossiler Energieträger, durch die mittlere ozeanische Absorption und die saisonalen Variationen des CO₂-Gehaltes der Atmosphäre bedingt werden. Der verbleibende Rest ist in Form der globalen jährlichen Residuen der atmosphärischen CO₂-Konzentration im Vergleich zu den jährlichen globalen bodennahen Temperaturanomalien nach Daten von Keeling et al. (1995) und Woodwell et al. (1998) dargestellt. Bildet man die Korrelationskoeffizienten zwischen beiden Zeitreihen für unterschiedliche Zeitversetzungen, so ergeben sich die höchsten Koeffizienten, wenn die CO₂-Zeitreihe gegenüber der Temperaturzeitreihe um 6 Monate vorverschoben wird. Temperaturänderungen stehen folglich in einem statistisch signifikanten Zusammenhang zu den mit sechsmonatiger Verzögerung auftretenden CO₂-Änderungen. Dabei entspricht einer Änderung um ein Grad Celsius einer Änderung des atmosphärischen CO₂-Gehaltes um 3 ppmv. Das sind 6 Pg C atmosphärischer Kohlenstoff (Keeling et al. 1989), also mehr als der Atmosphäre durch die Verbrennung fossiler Energieträger jährlich zugeführt wird.

Die kurzfristigen Fluktuationen (4-5 Jahre) der CO₂ Residuen in Abbildung 53 bewegen sich in der Größenordnung von weniger als 0.5 ppmv, also in der Größenordnung von etwa 1 Pg C. Von 1976 bis 1989 erfolgte allerdings eine Zunahme um fast 2 ppmv (Abbildung 53), also rund 4 Pg C. Als Ursache wird eine verminderte CO₂-Aufnahme durch die Ozeane in Abhängigkeit von dem gleichzeitig erfolgten Anstieg der globalen Temperaturen um fast 0.6°C sowie die vermehrte CO₂-Freisetzung infolge der temperaturabhängigen Respiration und Zersetzung organischen Materials genannt (Woodwell et al. 1998). Wie sensibel diese Prozesse auf Temperaturänderungen reagieren, zeigt die zeitliche Entwicklung nach dem Aus-

bruch des Vulkans Pinatubo im Juni und Juli 1991. Die in der Abbildung leicht geglätteten globalen Temperaturen fielen unmittelbar nach dem Ausbruch um 0.4°C , die CO_2 -Residuen sanken gleichzeitig von $+0.4$ auf -0.8 um 1.2 ppmv (2.5 Pg C). In den Jahren seit 1993 setzten die globalen Temperaturen ebenso wie die CO_2 -Residuen den durch den Vulkanausbruch unterbrochenen Anstieg weiter fort (Woodwell et al. 1998).

Da die Residuen völlig unabhängig von den ständig wachsenden CO_2 -Emissionen durch die Verbrennung fossiler Energieträger sind, ist der Anstieg der CO_2 -Residuen, der bereits in den sechziger Jahren einsetzt, ausschließlich auf Veränderungen der globalen Ökosysteme und der Abweichungen der ozeanischen Absorption vom langjährigen Mittel zurückzuführen. Neben dem bereits erwähnten Temperaturanstieg und dessen Auswirkungen auf den Kohlendioxidhaushalt der Ökosysteme sollten auch die Veränderungen des globalen Wasserkreislaufs, die im gleichen Zeitraum erfolgten, in Rechnung gestellt werden. Abbildung 7 zeigt, daß die globalen Niederschläge seit den fünfziger Jahren, besonders stark aber seit Mitte der siebziger Jahre abgenommen haben. Die Niederschlagsreduktion betrug in allen Jahren seit 1980 zwischen 15 und 50 mm. Eine derartige Niederschlagsreduktion muß nachhaltige Folgen für die Biomassenproduktion der Erde haben, die sich abschätzen lassen.

Geht man von einer konservativen Schätzung der jährlichen globalen NPP in der Größenordnung von 132 Mrd. Tonnen NPP aus (Postel et al. 1996) und berücksichtigt, daß zur Produktion von einem Gramm Biomasse im globalen Mittel mindestens 750g Wasser benötigt werden (Lieth 1975), so reduziert sich der Ertrag bei einer 50 mm umfassenden Niederschlagsreduktion um 6.6%, bei 15 mm sind es 1.9%. Bezogen auf die globale NPP sind das bei 50 mm 8.7 Pg, bei 15 mm 2.5 Pg, die global nicht als Biomasse produziert werden. Nimmt man an, daß im Mittel etwa 50% der NPP aus Kohlenstoff bestehen, so werden bei einer jährlichen Niederschlagsreduktion um 50mm rund 4.3 PgC, bei einer von 15 mm rund 1.2 Pg C nicht gebunden, verbleiben also gegenüber dem langjährigen Mittel in der Atmosphäre. Die abgeschätzten Größenordnungen reichen völlig aus, um die zeitlich mit der Reduktion des globalen Niederschlags koinzidierende Zunahme des atmosphärischen Kohlendioxidgehaltes zu erklären.

Veränderungen des Wasserkreislaufs in der tatsächlich beobachteten Größenordnung können nach diesen einfachen Abschätzungen Veränderungen des Anteils klimawirksamer Bestandteile in der Atmosphäre auslösen. Bei hinreichend großer Reduktion der globalen Nieder-

schläge erfolgt eine Zunahme klimawirksamer Bestandteile in der Atmosphäre, bei entsprechender Zunahme der globalen Niederschläge eine Abnahme. Da mit wachsendem Anteil klimawirksamer Bestandteile in der Atmosphäre ein Temperaturanstieg und nach den Modellrechnungen auch eine Intensivierung des Wasserkreislaufs anzunehmen ist, streben die beschriebenen Prozesse in Richtung auf einen Fließgleichgewichtszustand. Wie lange es dauert, bis dieser erreicht ist, sollte anhand von Modellrechnungen zu prüfen sein.

8 Schluß

In den vorangehenden Abschnitten dieser Untersuchung wurden die Komponenten des globalen Wasserkreislaufs abgeschätzt und hinsichtlich der Schätzgenauigkeit bewertet. Es zeigt sich, daß bei allen Komponenten eine Fehlerquote in der Größenordnung von $\pm 20\%$ anzunehmen ist. Neue Meßtechniken, insbesondere der satellitengestützten Mikrosensortechnik, eröffnen ganz neue Möglichkeiten, die Genauigkeit in Zukunft erheblich zu steigern. Bezüglich der zeitlichen Fluktuationen der Komponenten des globalen Wasserkreislaufs kann festgestellt werden, daß sich kein eindeutiger Trend erkennen läßt. Eine direkte Beeinflussung des globalen Wasserkreislaufs durch die möglicherweise anthropogen bedingte globale Temperaturzunahme ist anhand der verfügbaren Daten nicht zu belegen. Es lassen sich allerdings Indikatoren anführen, die für eine tendenzielle Intensivierung sprechen.

Viele der in dieser Studie diskutierte Ergebnisse, beispielsweise der Nachweis, daß sich die Sahara entgegen vieldiskutierten Schreckensszenarien nicht ausdehnt oder die überraschend engen funktionalen Beziehungen zwischen dem Wasserdampfgehalt der globalen Atmosphäre und den globalen Temperaturen der unteren Troposphäre, wären ohne den Einsatz der satellitengestützten Mikrosensortechnik noch vor wenigen Jahren in dieser Form nicht möglich gewesen. Auch die Auswirkungen der globalen Entwaldung und der Desertifikation wurden offensichtlich bisher überschätzt. Tatsächlich nimmt zwar die Evapotranspiration aus lokalen Quellen durch die Zerstörung der Wälder ab, bleibt aber nach den in dieser Studie diskutierten Modellrechnungen vergleichsweise moderat.

Die anthropogene Einflußnahme auf den globalen Wasserkreislauf durch künstliche Bewässerung und den privaten sowie industriellen Wasserumsatz erreicht inzwischen aber eine Größenordnung, die mit einer Erhöhung der globalen Verdunstung über den Landflächen in der Größenordnung von etwa 7-8,5% verbunden ist. Das entspricht einer Erhöhung der Verdunstung um rund 20 mm/Jahr über den Landflächen. Da diese Verdunstungsänderungen nur zu 50% über den Kontinenten nach den Modellrechnungen in Niederschlag umgesetzt werden, führt die anthropogen bedingte Änderung des Wasserkreislaufes zu einer Niederschlagszunahme über den Landflächen von rund 10 mm. Die verbleibenden 10 mm werden erst über den Ozeanen kondensiert und bedingen deshalb eine Abkühlung der Kontinente um

rund 0.1 K. Diese Abschätzungen berücksichtigen nicht die Rückkopplungen zwischen dem globalen Wasser- und Strahlungshaushalt.

Das für den Menschen nachhaltig verfügbare Wasserangebot ist ungleich über die Erde verteilt. Bezogen auf den globalen Abfluß von 40 000 km³ ist im Mittel eine Abflußmenge pro Kopf von jährlich 6783 m³ theoretisch verfügbar. Tatsächlich verbleiben aber pro Kopf, da Hochwasserabflüsse und Abflüsse in unbesiedelten Gebieten vom Menschen gegenwärtig zu ökonomisch vertretbaren Kosten nicht zu nutzen sind, nur etwas mehr als 2000 m³ pro Kopf an erneuerbaren Wasserressourcen verfügbar. Diese ergeben sich aus dem Oberflächen- und oberflächennahen Basisabfluß von 9000 km³, dem der Mensch rund 3500 km³ durch Staudambauten hinzugefügt hat. Die tatsächlich für den Menschen nachhaltig verfügbaren 12 500 km³ Süßwasser machen 31.25 % des Gesamtabflusses von 40 000 km³ aus.

In vielen Ländern der Erde sind pro Kopf bereits gegenwärtig deutlich weniger als 2000 m³ Wasser im Jahr verfügbar. In 40 Ländern bleiben die Werte unter 500 m³. Beim Unterschreiten dieses Grenzwertes ist mit lebensbedrohenden Konsequenzen für die betroffenen Menschen zu rechnen. Mit Hilfe von fossilem Grundwasser der Tiefenschichten und der kostspieligen Meerwasserentsalzung können einige Länder ihren Bedarf weit über das nachhaltige Wasserangebot hinaus decken. Eine Verbesserung der Lage könnte sich in einigen Regionen der Erde durch das prognostizierte, erwärmungsbedingte Abschmelzen der Gebirgsgletscher ergeben. In den kommenden 100 Jahren könnte der globale Abfluß durch das Abschmelzen der Gebirgsgletscher nach Modellrechnungen um 4762 km³ jährlich ansteigen.

Die gegenwärtigen globalen Wasserverbrauchswerte werden mit 4600 km³ abgeschätzt. Berücksichtigt man den für die Mehrfachnutzung unabdingbaren Mindestwasserabfluß, ohne den eine Schadstoffabsorption nicht möglich ist, so ergibt sich ein globaler Wasserverbrauch von 7300 km³. Viele wissenschaftliche Studien schätzen den globalen Wasserverbrauch des Jahres 2000 ohne diesen Mindestwasserabfluß mit rund 5000 km³ ab (DSW 2000; PAI 2000; Engelmann 2000). Von dieser vom Menschen umgesetzten Wassermenge wird deutlich mehr als die Hälfte der Verdunstung zugeführt.

Von dem nachhaltig verfügbaren Wasserangebot von 12 500 km³ werden bei einem geschätzten Verbrauch von 7300 km³ bereits 58.4 % des Angebotes ausgeschöpft. Läßt man die Verdünnungsrate unbeachtet, so werden 36.8% des nachhaltig verfügbaren Wasserangebotes der

Landflächen bereits genutzt. Pro Kopf der Weltbevölkerung sind das gegenwärtig 770 m³ pro Jahr. 1940 lag der Verbrauch bei 430 m³. Das ist eine Zunahme des pro-Kopf Wasserbedarfs um 5.5 m³ pro Jahr im Zeitraum 1940-2000. Würde sich diese Verbrauchssteigerung ungehemmt fortsetzen, so würden bei gleichbleibendem Bevölkerungswachstum im Jahr 2030 die dann lebenden 8.4 Mrd. Menschen 7850 km³ Wasser verbrauchen, während im Jahr 2065 das gesamte nachhaltig verfügbare Wasser zur Bedarfsdeckung der dann lebenden 11.2 Mrd. Menschen benötigt würde.

Der Quotient aus Wasserangebot und Wasserbedarf stellt ein Maß für den Anteil des bereits genutzten nachhaltigen Wasserangebotes dar und kann räumlich differenziert auf Gitternetzebene für die gegenwärtigen und die zukünftigen Bedingungen bestimmt werden. Dabei zeigt sich, daß der Quotient bis 2025 um 50% ansteigt, wenn die mittlere Bevölkerungsprognose der UN zugrunde gelegt wird. Im globalen Mittel entsteht nach diesen Rechnungen bis zum Jahr 2025 im Gegensatz zur gegenwärtigen Situation Wassermangel als Folge des Bevölkerungswachstums. Der anthropogene Treibhauseffekt wirkt sich im Gegensatz dazu ohne Bevölkerungswachstum bis 2025 nur geringfügig mit 4.1% auf den globalen Quotienten aus. Dieser Effekt allein bedingt keinen Wassermangel nach den Modellrechnungen. Die gleichzeitige Wirksamkeit einer anthropogenen Klimaänderung und des Bevölkerungswachstums bedingen eine Verschlechterung der gegenwärtigen Wassersituation um rund 60%.

Der höchste Wasserverbrauch erfolgt in der Landwirtschaft im Bewässerungsfeldbau. Bei unveränderter Effizienz der Bewässerung steigt der Wasserbedarf bis 2025 um rund 60%, eine Effizienzsteigerung auf 70% vermindert diesen Mehrbedarf nach Modellrechnungen auf 25%. Eine regionale Differenzierung zeigt allerdings, daß in den Ländern, in denen der Quotient aus Wasserbedarf und Wasserverbrauch größer als 0.5 ist, also mehr als 50% des erneuerbaren Wasserangebotes bereits genutzt werden, bereits heute hocheffiziente Bewässerungsanlagen eingesetzt werden. Eine weitere Effizienzsteigerung ist deshalb nur durch die Verbesserung des Verhältnisses „crop per drop“ möglich.

Der Wasserverbrauch kann in Zukunft nicht mehr wie in der Vergangenheit doppelt so schnell wie die Bevölkerung ansteigen (Schiffler 2000). Jede Minute werden 152 Menschen mehr geboren als sterben. Das entspricht einer Bevölkerungszunahme um knapp 80 Mill. Menschen pro Jahr, die fast ausnahmslos in den weniger wohlhabenden Ländern erfolgt. Allein die

Afrikaner werden sich nach der mittleren Prognose der Weltbank von jetzt 821 Millionen Menschen auf mehr als 1.9 Milliarden bis 2050 vermehrt haben. Am Südrand des Mittelmeers, zwischen Marokko und der Türkei, leben jetzt 300 Millionen Menschen, 2050 werden es doppelt so viele sein. Schon heute reichen in diesem Raum die Nahrungs- und Wasserressourcen nicht mehr aus. Es erfolgt eine Ausbeutung und Übernutzung der Umwelt in einem nie gekannten Ausmaß. Als Folge der drastisch zunehmenden Umweltschäden werden die besonders betroffenen Bewohner dieser Länder, das sind in aller Regel Menschen ohne Ausbildung, zur Abwanderung aus ihrer angestammten Heimat gezwungen.

Besonders in den Europa nahe gelegenen Bereichen Nordafrikas und des Vorderen Orients ist bis in die Gegenwart keine einschneidende Änderung des generativen Verhaltens erkennbar, obwohl gerade in diesen Ländern die Wasserressourcen bereits zur gegenwärtigen Bedarfsdeckung nicht mehr ausreichen. Trotz aller Probleme, die mit dem raschen Bevölkerungswachstum verbunden sind, ist in diesen Ländern eine Bewußtseinsänderung, die auf eine rechtliche Gleichstellung der Frauen zielt und diesen die Entscheidungsfreiheit bezüglich der eigenen Lebensgestaltung zubilligt, nicht erkennbar. Ohne ein Mitspracherecht der Frauen über die Zahl der Geburten ist nach den weltweit bisher gemachten Erfahrungen aber eine Kontrolle des rapiden Bevölkerungswachstums nicht möglich. Das gleichberechtigte Mitspracherecht der Frauen ist unabdingbar zur Lösung vieler Probleme notwendig, weil Frauen erfahrungsgemäß stärker als Männer intuitiv Nachhaltigkeitsaspekte in ihre Entscheidungen einfließen lassen. Frauen handeln zukunftsorientiert (Töpfer 2000).

Für die Regierungen der von Umweltkrisen betroffenen Länder ist es fast immer einfacher sowie ökonomisch und politisch lukrativer, anstelle der Propagierung eines Bewußtseinswandels zugunsten der Frauenrechte, die Menschen, die im Land kein Auskommen mehr finden, als Gastarbeiter in andere Länder zu entlassen. Frauen bleiben unter diesen Umständen „Gebär- und Ackermaschinen“, wie der afrikanische Dichter René Philombe es ausdrückt, deren lebenslange Mühsal sich in den Entwicklungsländern in einer Lebenserwartung von nur 54 Jahren gegenüber 81 Jahren, die in den Industrieländern üblich sind, niederschlägt.

Das weltweite Problem der Arbeitslosigkeit verschärft sich in den Entwicklungsländern und durch die Migration auch in den Zielländern der Migranten zunehmend. Jährlich drängen etwa 35 Millionen Menschen zusätzlich auf den ohnehin bereits überlasteten globalen Arbeitsmarkt. Etwa 25-30 Millionen Migranten wurden in den letzten Jahren regelmäßig registriert.

Viele von ihnen verlassen ihre Heimat mittellos und ohne ausreichende Ausbildung. Nicht selten verpfänden sie bereits in ihrer Heimat ihr potentiellles Einkommen im Gastland an Schlepperorganisationen, die ihnen den Zugang in das Land ihrer Wahl versprechen.

Die beiden Friedensnobelpreisträger Michail Gorbatschow, ehemaliger Präsident der Sowjetunion und Simon Peres, ehemaliger Ministerpräsident Israels, wandten sich angesichts dieser Situation im Mai 2000 mit dem Appell an die Weltöffentlichkeit, die Wasserversorgung in Problemgebieten unter internationale Kontrolle zu stellen. Nach Ansicht der Friedensnobelpreisträger haben schwindende Reserven und drohende Konflikte allein im Jahr 1998 einen Flüchtlingsstrom von 25 Millionen Menschen in Bewegung gesetzt. Nur völkerrechtliche Verträge, in denen „wie das Recht auf Leben auch der ungefährdete Zugang zu sauberem Wasser zum Menschenrecht erhoben wird“, können zu einer Lösung der Migrantensproblematik beitragen (DER SPIEGEL 2000).

Die Auswirkungen der internationalen Akzeptanz eines Menschenrechts auf freien Zugang zu sauberem Wasser, lassen sich nicht absehen. Unmittelbar einsichtig erscheint aber, daß zunächst die Wasserverschwendung und das ungezügelt Bevölkerungswachstums in den unter Wassernot leidenden Ländern als Problem angegangen werden muß. Das könnte Einschränkungen nationaler Hoheitsrechte implizieren. Betroffene Länder könnten deshalb Formen der Wasserbeschaffung bevorzugen, die mit internationalen Hilfgeldern ohne eigene Bemühungen zu erreichen sind. Internationale Konflikte und Verteilungskämpfe sind dann vorprogrammiert.

Eine Vorstellung von den Größenordnungen des zur Sicherung einer ausreichenden Wasserversorgung der Menschheit einzusetzenden Kapitals vermittelt die Weltbank. Nach ihren Berechnungen wird das Management der Wasserknappheit bis zum Jahr 2010 etwa 600 Milliarden Dollar kosten (DER SPIEGEL 2000). Nach US-amerikanischen Vorstellungen sollten diese Mittel privatwirtschaftlich und nicht über Umverteilung von Steuermitteln eingebracht werden. Dabei wird auf Beispiele im eigenen Land verwiesen, wo bereits heute Wasser privat in großem Umfang gehandelt wird. Farmer, die nicht ihr gesamtes Wasserdeputat benötigen, können dieses über sogenannte Wasserbanken zum Verkauf anbieten. Dadurch hat sich der sparsame Einsatz der begrenzt verfügbaren Wasserressourcen in den Vereinigten Staaten drastisch erhöht. Ob sich dieses marktwirtschaftliche System auch in Ländern mit anderen ökonomischen und kulturellen Traditionen erfolgreich umsetzen läßt, wird die Weltgemein-

schaft nur dann erfahren, wenn dieser Weg, der die Bereitschaft zu eigenverantwortlichem Handeln voraussetzt, tatsächlich versucht wird.

9 Literaturverzeichnis zum Wasserkreislauf:

Ackermann A.S.; O.B. Toon, D.E. Stevens, A.J. Heymsfield, V. Ramanathan und E.J. Welton (2000): Reduction of tropical cloudiness by soot. *Science* 288, 1042-1047.

Andrea, M.O. (1996): Raising dust in the greenhouse. *Nature* 380, 389-390.

Arkin, P.A. und B.N. Meisner (1987): The relationship between large scale convective rainfall and cold cloud over the western hemisphere during 1982-84. *Mon. Wea. Rev.* 115, 51-74.

Ashcroft, P.M., J.A. Catt, P.J. Curran, J. Munden und R. Webster (1990): The relation between reflected radiation and yield on the Broadbalk winter wheat experiment. *Int. J. Remote Sensing* 11, 1821-1836.

Baumgartner A. und E. Reichel (1975): Die Weltwasserbilanz. Niederschlag, Verdunstung und Abfluß über Land und Meer sowie auf der Erde im Jahresdurchschnitt. München.

Baumgartner A. und H.J. Liebscher (1996): Allgemeine Hydrologie. Quantitative Hydrologie. 2. Auflage. Stuttgart.

Beran, M. (1995): The role of water in global environmental change processes. in: Oliver, H.R. und S.A. Oliver (Hrsg.): The role of water and the hydrologic cycle in global change. Berlin, Heidelberg.

Bonell, M. (1998): Possible impacts of climate variability and change on tropical forest hydrology. *Climatic Change* 39. 215-272.

Bretherton F.P., K. Bryan und J.D. Woods (1995): Time-dependent greenhouse-gas-induced climate change. In: Houghton et al. (Hrsg.): *Climatic Change*. Cambridge.

Charney, J., P.H. Stone und W.J. Quirk (1975): Drought in the Sahara: A biogeophysical mechanism. *Science* 187, 434-435.

Charney, J.G. (1975): Dynamics of deserts and drought in the Sahel. *Quart. Roy. Meteorol. Soc.* 101, 193-202.

Christy, J.R., R.W. Spencer and R.T. McNider (1995): Reducing noise in the MSU daily lower tropospheric global temperature dataset. *J. Climate* 8, 888-896.

Clemens, J. (1997): Karten und Tabellen zu „Wasser in Asien“. in: Hoffmann, T. (Hrsg.): *Wasser in Asien. Elementare Konflikte*. Asienhaus Essen.

Crowley, T.J. (2000): Causes of climate change over the past 1000 years. *Science* 289, 270-277.

Dai, A., I.Y. Fung und A.D. del Genio (1997): Surface observed global land precipitation variations during 1900-1988. *J. Climate* 10, 2943-2962.

Dauster, S. und C. Brenk (1997): Wasser -ein Schlüsselfaktor der grünen Revolution. in: Hoffmann, T. (Hrsg.): *Wasser in Asien*. Hannover, S. 155-162.

Denhard, M., H.F. Graf, I. Kirchner, C.D. Schönwiese (1996a): Volcanic and El Niño signal separation in GCM simulations with neural networks. *Beitr. Phys. Atmosph.*, 69, 285-295.

DER SPIEGEL (2000): Menschenrecht auf Wasser. *DER SPIEGEL* 21, S. 154.

Deutscher Wetterdienst (1999): Wasserkreislauf in der BRD.
www.dwd.de/services/gthm/hm_home.html

Dietze, P. (1996): Vielbeschworene Klima-Apokalypse ist unrealistisch. *Energie Spektrum* 11, 74-80.

Dister, E. (1992): Ökologische Forderungen an den Hochwasserschutz. *Wasserwirtschaft* 82 7/8, 372-375.

Dryan L. und M. Fulakeza (1999): Modelling Sahelian Rainfall.
www.giss.nasa.gov/research/intro/dryan.04/

DSW, Deutsche Stiftung Weltbevölkerung (1999): Wenn Frauen entscheiden könnten, bekämen sie weniger Kinder. DSW-Mitteilungen, Jahresbericht 1999.

DSW, Deutsche Stiftung Weltbevölkerung (2000): Wasserkrise verschärft sich. DSW News Letter Nr. 3, S. 1-2.

Dynesius M. und C. Nilsson (1994): Fragmentation and flow regulation of river systems in the northern third of the world. *Science* 266, 753-762.

Eischeid, J.K., K. Dias, R.S. Bradley und P.D. Jones (1991): A comprehensive precipitation data set for global land areas. DOE Tech. Rep. TR051 DOE ER-69017T-HI, 81pp. National Technical Information Service, U.S. Department of Commerce, Springfield, U.S.A.

Eltahir, E.A.B. (1998): A soil moisture rainfall-feedback mechanism. 1. Theory and observation. *Water Resour. Research* 34, 765-776.

Engelmann, R. und P. LeRoy (1995): Mensch Wasser ! Die Bevölkerungsentwicklung und die Zukunft der erneuerbaren Wasservorräte. Hannover.

Engelmann, R. und P. LeRoy (2000): Mensch Wasser! (Aktualisierte Auflage von 1995) Hannover.

ESEF, European Science and Environment Forum (1998): Klimakatastrophe ? Irrtum, es ist die Sonne ! Böttiger Verlag, Wiesbaden.

Folland C., J. Owen, M.N. Ward und A. Colman (1991): Prediction of seasonal rainfall in the Sahel region using empirical and dynamical methods. *J. Forecasting* 10, S. 21-56.

Fortak, H. (1971): Meteorologie. Darmstadt

Friis-Christensen, E. und K. Larssen (1991): Length of the solar cycle: an indicator of solar activity closely associated with climate. *Science* 254, 698-900.

Fu, R.; A.D. Del Genio; W.B. Rossow und W.T. Liu (1992): Cirrus-cloud thermostat for tropical sea surface temperatures tested using satellite data. *Nature* 358, 394-397.

Fun, S. M. Gloor; J. Mahlmann; S. Pacala; J. Sarmiento; T. Takahashi und P. Tans (1998): A large terrestrial carbon sink in North America implied by atmospheric and oceanic carbon dioxide data and models. *Science* 282, 442-446.

Gornitz, V., C. Rosenzweig und D. Hillel (1997): Effects of anthropogenic intervention in the land hydrologic cycle on global sea-level rise. *Global Planet. Change* 14, 147-161.

Greenwald T.J., G.L. Stephens, T.H. Vonder Haar und D.L. Jackson (1993): A physical retrieval of cloud liquid water over the global oceans using Special Sensor Microwave/Imager observations. *J. Geophys. Res.* 98, 18471-18488.

Greenwald, T.J., G.L. Stephens (1995): Observations of the global characteristics and regional radiative effects of marine cloud liquid water. *J. Climate* 8, 2928-2946.

Gregory J.M. und J. Orlemans (1998): Simulated future sea-level rise due to glacier melt based on regionally and seasonally resolved temperature changes. *Nature* 391, 474-476.

Habbe C. (2000): Mangel im Überfluß. *Der Spiegel* 21, 152-156.

Hack, J.J., J.T. Kiehl und J.W. Hurrell (1998): The hydrologic and thermodynamic characteristics of the NCAR CCM3. *J. Climate* 11, S. 1179-1206.

Häckel, H. (1993): *Meteorologie*. UTB 1338, Stuttgart.

Hansen, J. und S. Lebedeff (1987): Global trends of measured surface air temperatures. *J. Geophys. Res.* 92, 13345-13372.

Hansen, J. und 48 Koautoren (1997): Forcings and chaos in interannual to decadal climate change. *Journ. Geophys. Research* 102/D22, 25679-25720.

Hartweg, W. (1992): Vorstellungen von Anrainergemeinden zum Hochwasserschutz. Wasserwirtschaft 82, 7/8, 388-391.

Hasselmann, K. (1997): Are we seeing global warming ? Science 276, 914-915.

Heuseler, H. (1998): "Katastrophe" verschwindet auf Dezimalstellen hinter dem Komma. Handelsblatt vom 6.10.98.

Heyer E. (1963): Witterung und Klima. Leipzig.

Hug, H. (1998): Klimakatastrophe: Ein spektroskopisches Artefakt ? Chemische Rundschau vom 20.2.1998.

Hulme, M. (1994): Validation of large scale precipitation fields in General Circulation Models. In: Global precipitation and climate change. Hrsg. M. Debois und F. Desalmand. Dordrecht.

Hulme, M. (1995): Estimating global changes in precipitation. Weather 50/2, (www.cru.uea.ac.uk/cru/papers/mh9502a/weather.htm).

ICLD, International Commission on Large Dams (1992): Status of dam construction. Paris.

Idso, S.B. (1989): An upper limit to the Greenhouse effect of Earth's Atmosphere. Theoret. Appl. Climatol. Vol. 40, 171-174.

IGPO, Intern. GEWEX Project Office (1998): The WCRP/GEWEX global water vapor project. IGPO Publication Series No. 27.

Jäger, L. (1976): Monatskarten des Niederschlags für die ganze Erde. Ber. Deutschen Wetterdienstes 139 (Band 18), Offenbach.

Jäger, L. (1983): Monthly and aerial patterns of mean global precipitation. Variations in the global water budget. D. Reidel. S. 129-136.

Keeling, C.D., R.B. Bacastow, A.F. Carter, S.C. Piper, T.P. Whorf, M. Heimann, W.G. Mook und H. Roeloffzen (1989): A three dimensional model of atmospheric CO₂ transport based on observed winds: 1. Analysis of observational data. in: Peterson D.H. (Hrsg.): Aspects of climate variability in the Pacific and the Western Americas. Geophysical Monograph 55, Washington, S. 165-236.

Keeling, C.D., T.P. Whorf, M. Wahlen und van M. van der Plicht (1995): Interannual extremes in the rate of atmospheric carbon dioxide since 1980. *Nature* 375, 666-670.

Kerr, R.A. (1998): Models win big in forecasting El Niño. *Science* 280, 522-523.

Kiehl, J.T., J.J. Hack und J.W. Hurrell (1998): The energy budget of the NCAR Community Climate Model: CCM3. *J. Climate* 11, 1151-1178.

Klaus, D. (1981): Klimatologische und klima-ökologische Aspekte der Dürre im Sahel. *Erdkundliche Forschungen Band 16*, Wiesbaden.

Klaus, D. (1991): Die Expansion der Dürregebiete durch natürliche und anthropogene Klimaänderungen. in: P.E. Stüben und V. Thurn Hrsg.: *Wüsten Erde. Der Kampf gegen Durst, Dürre und Desertifikation*. ÖKOZID 7, FOCUS Verlag Gießen, S.146-158.

Klaus, D., E. Jauregui, A. Poth, G. Stein und M. Voß (1999): Regular circulation structures in the tropical basin of Mexico City as a consequence of the urban heat island effect. *Erdkunde* 53, 231-243.

Klaus, D.; A. Poth; M. Voß (1995): Konsequenzen des Schmetterlingseffektes für die Klimaprognose. *Mannheimer Berichte* 44, 41-53.

Kleidon, A., K. Fraedrich und Martin Heimann (2000): A green planet versus a desert world: Estimating the maximum effect of vegetation on the land surface climate. *Climate Change* 44(4), S. 471-493.

Korzun, V.I. (Hrsg.) (1978): World water balance and water resources of the earth. *Studies and Reports in Hydrology* 75, UNESCO Paris.

Krabill W., W. Abdalati, E. Frederick, S. Manizade, C. Martin, J. Sonntag, R. Thomas, W. Wright und J. Yungel (2000): Greenland ice sheet: High-elevation balance and peripheral thinning. *Science* 289, 428-430.

Kukla G. und T.R. Karl (1993): Influence of anthropogenic aerosols on the diurnal temperature range. *Environ. Sci. Technol.* 27, 1468-1474.

Lau, K.M., C.H. Ho und I.S. Kang (1998): Anomalous atmospheric hydrologic processes associated with ENSO: Mechanisms of Hydrologic Cycle-radiation interaction. *J. Climate* 11, 800-815.

Laut, P. und J. Gundermann (1998): Does the correlation between solar cycle lengths and northern hemisphere land temperatures rule out any significant global warming from greenhouse gases? *J. Atm. and Solar-Terrest. Phys.* 60/1, 1-3.

LAWA, Länder-Arbeitsgemeinschaft-Wasser (Hrsg.) (1995): Leitlinien für einen zukunftsweisenden Hochwasserschutz. *Hochwasser: Ursachen und Konsequenzen*. Bonn.

Lean, L. (1997): The sun's variable radiation and its relevance for earth. *Annual Review of Astronomy and Astrophysics*, 35, 33-63.

Legates, D.R. (1995): Global and terrestrial precipitation: A comparative assessment of existing climatologies. *Int. Journ. Climatology*, 15, 237-258.

Legates, D.R. und C.J. Willmott (1990): Mean seasonal and spatial variability in gauge-corrected, global precipitation. *Int. Journ. Climatology* 10(2), S. 111-127.

Lieth, H. (1975): Modelling the primary productivity of the world. in: H. Lieth und R.H. Wittaker: *Primary productivity of the biosphere*. Berlin, Heidelberg, New York. S. 237-263.

Linacre, E.T. (1968): Estimating the net radiation flux. *Agric. Meteor.* 5, 49-63.

Lindzen, R.S. (1995): The importance and nature of the water vapor budget in nature and models. In: H. LeTrevt (Ed.): Climate Sensitivity to radiative perturbations: Physical mechanisms and their validation. NATO ASI Series I: Global Environmental Change, Vol. 34, S. 51-66 (Springer Verlag).

Living Planet Report (1999): <http://panda.org/livingplanet/lpr99/>

Lorenz, A. (2000): Versandeter Reichtum. DER SPIEGEL 21, 157-161.

Lorenz, E.N. (1991): Chaos, spontaneous climatic variations and detection of the greenhouse effect. In: M.E. Schlesinger (Ed.): Greenhouse-gas induced climatic change: A critical appraisal of simulations and observations. Developments in Atmospheric Science 19, 445-453.

Messerli, B., M. Grosjean, T. Hofer, L. Nunez und C. Pfister (2000): From nature to human-dominated environmental changes. IGU-Mitteilungen 50(1), S. 23-38.

Michaelis, P.J., R.C. Balling, S.V. Russel, P.C. Vose und P.C. Knappenberger (1998): Analysis of trends in the variability of daily and monthly historical temperature measurements. Climate Research 10, 27-33.

Milly, P.C.D. und K.A. Dunne (1994): Sensitivity of the global water cycle to the water - holding capacity of land. J. Climate 7, 506-526.

Mitchell, J.F.B., S. Manabe, V. Meleshko und T. Tokioka (1995): Equilibrium climate change and its implications for the future. in: Houghton et al. (Hrsg.): Climatic Change. Cambridge, S. 131-176.

Mohammed, I.S.M., Samsudin, A. und A. Adell (1994): Agriculture applications of remote sensing: Paddy yield estimation from Landsat 5 Thematic Mapper data. Paper presented at Fifteenth Asian Conference of remote sensing, 17-23 November 1994 at Indian Space Research Organisation, Bangalore, India.

Nicholson, S.E., C.J. Trucker und M.B. Ba (1998): Desertification, drought, and surface vegetation: An example from the West African Sahel. *Bull. Americ. Meteorol. Soc.* 79(5), S. 815-829.

PAI, Population Action International (2000): *Sustaining water*. New York.

Phillips L.O. und 15 Mitarbeiter (1998): Changes in Carbon balance of tropical forests: Evidence from long-term plots. *Science* 282, 439-442.

Postel, S. (1989): Bodenerosion: Für eine Eindämmung dieser Entwicklung. in: L. Brown (Hrsg.): *Zur Lage der Welt-89/90*. Worldwatch Institute Report. Fischer, Frankfurt. S. 17-56.

Postel, S.L., G.C. Daily, P.R. Ehrlich (1996): Human appropriation of renewable water. *Science* 271, 785-788.

Price, J.C. (1992): Estimating vegetation amount from visible and infrared reflectances. *Remote Sensing of Environment* 41, 29-34.

Prince S.D. (1991): Satellite remote sensing of primary production: Comparison of results for sahelian graslands 1981-1988. *Intern. J. Remote Sensing* 12, 1301-1311.

Prince, S.D., E. Brown de Colstoun und L.L. Kravitz (1998): Evidence from rain-use efficiencies does not indicate extensive Sahelian desertification. *Global Change Biology* 4, 359-374.

Projektierungshilfe für die Versickerung von Niederschlagswasser in NRW (2000). www.ikz.de/art_2199/9921030.htm.

Ramanathan V.; R.D. Cess, E.F. Harrison, P. Minnis, B.R. Barkstrom, E. Ahmad und D. Hartmann (1989): Cloud radiative forcing and climate: Results from the earth radiation budget experiment. *Science* 243, 57-63.

Ramanathan, V. und W. Collins (1991): Thermodynamic regulation of ocean warming by cirrus clouds deduced from observations of the 1987 El Niño. *Nature* 351, 27-32.

Randel, D.L., T.H. Vonder Haar, M.A. Ringerud, G.L. Stephens, T.J. Greenwald, C.L. Combs (1995): A new global water vapor dataset.
www.cira.colostate.edu/climate/NVAP/bulletin.htm.

Randel, D.L., T.H. Vonder Haar, M.A. Ringerud, G.L. Stephens, T.J. Greenwald und C.L. Combs (1996): A new global water vapor dataset. Bull. Americ. Meteorol. Soc. 77/6 bzw. www.cira.colostate.edu/climate/NVA/bulletin.htm.

Raschke, E., R. Stuhlmann, M. Birk, G. Wagner und P. Wendling (1998): Den zusätzlichen Treibhauseffekt gibt es doch! Chemische Rundschau vom 23.10.1998.

Renner, M. (1989): National Security: The economic and environmental dimensions.

Ropelewski, C.F. und E.S. Yarosh (1998): The observed mean annual cycle of moisture budgets over the Central United States /1973-1992). J. Climate 11, 2180-2190.

Rosenberg N.J., B.L. Blad und S.B. Verma (1983): Microclimate: The biological Environment. John Wiley and Sons. 209-287.

Rosenfeld D. und I. Lemsky (1998): Method to derive T-r_e -relations for inference of the precipitation forming processes in clouds. Bull. Americ. Meteorol. Soc. 79, 2457-2469.

Rosenfeld, D. (2000): Suppression of rain and snow by urban and industrial air pollution. Science 287, 1793-1795.

Sandstrom, K. (1995): Forest and water -friends or foes ? Hydrological implication of deforestation and land degradation in Semi-arid Tanzania. Ph D Thesis. Linköping. Studies in Arts and Sciences 120, Linköping University Sweden.

Satheesh S.K., V. Ramanathan (2000): Large differences in tropical aerosol forcing at the top of the atmosphere and Earth's surface. Nature 405, 60-63.

Schiffler, M. (2000): Kein Krieg um Quellen. Interview mit dem Wasserexperten der Weltbank Manuel Schiffler. DER SPIEGEL 21, S. 162-164.

Schneider, S.H. (199): Introduction to climate modeling. in: Trenberth, K.E. (1992): Climate system modeling. Cambridge, S. 3-26.

Schönwiese C.D.; A. Walter; J. Rapp; S. Meyhöfer und M. Denhard (1998): Statistische Analyse der Klimavariabilität und anthropogenen Klimasignale in globaler und regionaler Betrachtung. Berichte des Instituts für Meteorologie und Geophysik Nr. 102, Frankfurt.

Schwartz S.E. und P.R. Buseck (2000): Absorbing phenomena. Science 288, 989-990.

Schwarz, H.E., J. Emel, J. Dickens, P. Rogers und J. Thompson (1990): The Earth as transformed by human action. Cambridge University Press, Cambridge, S. 253-269.

Seckler, D., U. Amarasinghe, D. Molden, R. de Silva und R. Barker (1998): World water demand and supply, 1990 to 2025: Scenarios and issues. International Water Management Institute, Research Report No. 19, Colombo, Sri Lanka.

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

Sellers, W.S. (1965): Physical Climatology. The University of Chicago Press. 156-180.

Serageldin, I. (1995): Water resources management: A new policy for sustainable future. Water International 21, 15-21.

Shiklomanov, I.A. (1993): A Guide to the World fresh water resources. in P.H. Gleick (Hrsg.): Water in Crisis. Oxford University Press. New York. S. 13-24.

Shiklomanov, I.A. und A.A. Sokolov (1984): Methological basis of world water balance investigations. Proc. IUGG; Hamburg.

Shukla, J. (1998): Predictability in the Midst of chaos: A scientific basis for climate forecasting. *Science* 282, 728-731.

Sontakke, N.A., G.B. Pant und S. Nityanand (1993): Construction of all-India summer Monsoon rainfall series for the period 1844-1991. *J. Climate* 6, 1807-1811.

Spencer, R.W. (1993): Global oceanic precipitation from the MSU during 1979-1991 and comparisons to other climatologies. *J. Climate* 6, 1301-1326.

Stephens G. und T. Slingo (1992): An air-conditioned greenhouse. *Nature* 358, 369-370.

Svensmark, H. und E. Friis-Christensen (1997): Variation of cosmic ray flux and global cloud coverage - a missing link in solar-climate relationship. *J. Atm. and Solar-Terrest. Phys.* 59/11, 1225-1232.

Tarpey J.D. (1994): Monthly evapotranspiration from satellite and conventional meteorological observations. *J. Climate* 7, S. 704-713.

Tegen, I., A.A. Lacis und I. Fung (1996): The influence of mineral aerosols from disturbed soils on the global radiation budget. *Nature* 380, 419-422.

Thiruvengadachari, S. und R. Sakthivadivel (1997): Satellite remote sensing for assessment of irrigation system performance: A case study in India. Intern. Irrigation Management Institute, Research Report No. 9, Colombo, Sri Lanka.

Thomas, R., T. Akins, B. Csatho, M. Fahnestock, P. Gogineni, C. Kim und J. Sonntag (2000): Mass balance of the Greenland ice sheet at high elevation. *Science* 289, 426-428.

Tian, H. et al. (1998): Effect of interannual climate variability on carbon storage in Amazonian ecosystems. *Nature*, 396, 664-667.

Tölgysy J. und M. Piatrik (1990): *Wasser*. Berlin.

Töpfer, K. (2000): Nicht alles kostet Geld. Interview mit dem UNO-Umweltdirektor Klaus Töpfer. DER SPIEGEL 21, 156-163.

Trenberth, K. (1998): Atmospheric moisture residence times and recycling: Implications for rainfall rates and climate change. *Climatic Change* 39, 667-694.

Umweltbundesamt (1994): Hausgemachte Überschwemmungen: Maßnahmenvorschläge zur Vorsorge gegen zukünftige Hochwasserschäden. Texte 21/94, Berlin.

UNEP (1999): *Global Environment Outlook 2000*. London.

Vitousek, P.M.; P.R. Ehrlich, A.H. Ehrlich und P.A. Matson (1986): Human Appropriation of the products of Photosynthesis. *BioScience*, 36/6, 368-373.

Vörösmarty, C.J., M. Bonell und A. Becker (1998): „HYNEST“. in: Dunne T. und A. Becker (Hrsg.): *Opportunities for Hydrologic research in the humid tropics with specific reference to the Amazon Basin*. UNESCO IHP Paris/IGBP-BAHC, Potsdam.

Vörösmarty, C.J., P. Green, J. Salisbury und R.B. Lammers (2000): Global water resources: Vulnerability from climate change and population growth. *Science* 289, 284-288.

Wagner, A. (1931): Zur Frage der Verdunstung. *Gerl. Beitr. z. Geophys.* 34, 85-109 und 37, 1-40.

WBGU (1997): Bericht der Bundesregierung zum Jahresgutachten 1997. *Welt im Wandel: Wege zu einem nachhaltigen Umgang mit Süßwasser*. Wissenschaftlicher Beirat der Bundesregierung globale Umweltveränderungen. Drucksache 13/11435, Bonn.

Wendland, F. R. Kunkel (1996): Wasserkreislauf und Wasserverfügbarkeit. Global und BRD. in: Fischer, W., C.R. Karger und F. Wendland (Hrsg.) *Wasser: Nachhaltige Gewinnung und Verwendung eines lebenswichtigen Rohstoffes*. Konferenzen des Forschungszentrums Jülich, Band 16/1996.

Wetzel, V. (1996): Hochwasserereignisse in jüngerer Zeit. in: Vereinigung Deutscher Gewässerschutz (Hrsg.): Protokoll der Mitgliederversammlung Vereinigung Deutscher Gewässerschutz e.V. am 2.7.1996 in Bonn, S. 2-8.

Whittaker R.H. und G.E. Likens (1975): The biosphere and man. in: H. Lieth und R.W. Whittaker (Hrsg.): Primary productivity of the biosphere. Springer Berlin, S. 305-328.

Wille, J. (2000): Nach dem Preiskampf beim Strom steht nun der Showdown im Wasserwerk bevor. Frankfurter Rundschau vom 25.3.2000.

Willmott C.J. und D.R. Legates (1991): Rising estimates of terrestrial and global precipitation. *Climate Research* 1, 179-186.

Woodwell, G.M., F.T. Mackenzie, R.A. Houghton, M. Apps, E. Gorham und E. Davidson (1998): Biotic feedbacks in the warming of the earth. *Climatic Change* 40, 495-518.

Worldwatch Paper 89. Worldwatch Institut, Washington D.C.

WRI , World Resource Institut (1992): World Resources 1992-1993. Toward sustainable development. New York.

WWI, Worldwatch Institute (1993): Zur Lage der Welt. Frankfurt, Fischer.

WWI, Worldwatch Institute (1996): Worldwatch Database Disk. Frankfurt: Umwelt Kommunikation.

Xie, P. und P.A. Arkin (1996): Analyses of global monthly precipitation using gauge observations, satellite estimates, and numerical model predictions. *J. Climate* 9, 840-858.

Xue, Y und J. Shukla (1993): The influence of land surface properties on Sahel climate: Part I. Desertification. *J. Climate* 6, 2232-2245.

Adressen der Autoren:

Dieter Klaus

Geographische Institute der Universität Bonn

Meckenheimer Allee 166

53115 Bonn

Tel. ++49 228 735394

Fax. ++49 228 735393

e-mail: klaus@giub.uni-bonn.de

homepage: www.giub.uni-bonn.de/klaus/

Gotthard Stein

Programmgruppe STE

Forschungszentrum Jülich GmbH

52425 Jülich

Tel. ++49 2461 613268

Fax. ++49 2461 612496

e-mail: g.stein@fz-juelich.de

homepage: <http://www.fz-juelich.de/ste/Welcome.html>

Schriften des Forschungszentrums Jülich. Reihe Umwelt/Environment:

1. **Energiemodelle in der Bundesrepublik Deutschland. Stand der Entwicklung**
IKARUS-Workshop vom 24. bis 25. Januar 1996
herausgegeben von S. Molt, U. Fahl (1997), 292 Seiten
ISBN 3-89336-205-3
2. **Ausbau erneuerbarer Energiequellen in der Stromwirtschaft**
Ein Beitrag zum Klimaschutz
Workshop am 19. Februar 1997, veranstaltet von der Forschungszentrum Jülich GmbH und der Deutschen Physikalischen Gesellschaft
herausgegeben von J.-Fr. Hake, K. Schultze (1997), 138 Seiten
ISBN 3-89336-206-1
3. **Modellinstrumente für CO₂-Minderungsstrategien**
IKARUS-Workshop vom 14. bis 15. April 1997
herausgegeben von J.-Fr. Hake, P. Markewitz (1997), 284 Seiten
ISBN 3-89336-207-X
4. **IKARUS-Datenbank - Ein Informationssystem zur technischen, wirtschaftlichen und umweltrelevanten Bewertung von Energietechniken**
IKARUS. Instrumente für Klimagas-Reduktionsstrategien
Abschlußbericht Teilprojekt 2 „Datenbank“
H.-J. Laue, K.-H. Weber, J. W. Tepel (1997), 90 Seiten
ISBN 3-89336-214-2
5. **Politiksznarien für den Klimaschutz**
Untersuchungen im Auftrag des Umweltbundesamtes
Band 1. Szenarien und Maßnahmen zur Minderung von CO₂-Emissionen in Deutschland bis zum Jahre 2005
herausgegeben von G. Stein, B. Strobel (1997), 410 Seiten
ISBN 3-89336-215-0
6. **Politiksznarien für den Klimaschutz**
Untersuchungen im Auftrag des Umweltbundesamtes
Band 2. Emissionsminderungsmaßnahmen für Treibhausgase, ausgenommen energiebedingtes CO₂
herausgegeben von G. Stein, B. Strobel (1997), 110 Seiten
ISBN 3-89336-216-9

7. **Modelle für die Analyse energiebedingter Klimagasreduktionsstrategien**
IKARUS. Instrumente für Klimagas-Reduktionsstrategien
Abschlußbericht Teilprojekt 1 „Modelle“
P. Markewitz, R. Heckler, Ch. Holzapfel, W. Kuckshinrichs, D. Martinsen,
M. Walbeck, J.-Fr. Hake (1998), VI, 276 Seiten
ISBN 3-89336-220-7

8. **Politiksznarien für den Klimaschutz**
Untersuchungen im Auftrag des Umweltbundesamtes
Band 3. Methodik-Leitfaden für die Wirkungsabschätzung von Maßnahmen zur Emissionsminderung
herausgegeben von G. Stein, B. Strobel (1998), VIII, 95 Seiten
ISBN 3-89336-222-3

9. **Horizonte 2000**
6. Wolfgang-Ostwald-Kolloquium der Kolloid-Gesellschaft
3. Nachwuchstage der Kolloid- und Grenzflächenforschung
Kurzfassungen der Vorträge und Poster
zusammengestellt von F.-H. Haegel, H. Lewandowski, B. Krahl-Urban (1998),
150 Seiten
ISBN 3-89336-223-1

10. **Windenergieanlagen - Nutzung, Akzeptanz und Entsorgung**
von M. Kleemann, F. van Erp, R. Kehrbaum (1998), 59 Seiten
ISBN 3-89336-224-X

11. **Policy Scenarios for Climate Protection**
Study on Behalf of the Federal Environmental Agency
Volume 4. Methodological Guideline for Assessing the Impact of Measures for Emission Mitigation
edited by G. Stein, B. Strobel (1998), 103 pages
ISBN 3-89336-232-0

12. **Der Landschaftswasserhaushalt im Flußeinzugsgebiet der Elbe**
Verfahren, Datengrundlagen und Bilanzgrößen
Analyse von Wasserhaushalt, Verweilzeiten und Grundwassermilieu im
Flußeinzugsgebiet der Elbe (Deutscher Teil). Abschlußbericht Teil 1.
von R. Kunkel, F. Wendland (1998), 110 Seiten
ISBN 3-89336-233-9

13. **Das Nitratabbauvermögen im Grundwasser des Elbeeinzugsgebietes**
Analyse von Wasserhaushalt, Verweilzeiten und Grundwassermilieu im
Flußeinzugsgebiet der Elbe (Deutscher Teil). Abschlußbericht Teil 2.
von F. Wendland, R. Kunkel (1999), 166 Seiten
ISBN 3-89336-236-3

14. **Treibhausgasminderung in Deutschland zwischen nationalen Zielen und
internationalen Verpflichtungen**
IKARUS-Workshop am 27.05.1998, Wissenschaftszentrum Bonn-Bad
Godesberg. Proceedings
herausgegeben von E. Läge, P. Schaumann, U. Fahl (1999), ii, VI, 146 Seiten
ISBN 3-89336-237-1

15. **Satellitenbildauswertung mit künstlichen Neuronalen Netzen zur
Umweltüberwachung**
Vergleichende Bewertung konventioneller und Neuronaler Netzwerkalgorithmen
und Entwicklung eines integrierten Verfahrens
von D. Klaus, M. J. Canty, A. Poth, M. Voß, I. Niemeyer und G. Stein (1999),
VI, 160 Seiten
ISBN 3-89336-242-8

16. **Volatile Organic Compounds in the Troposphere**
Proceedings of the Workshop on Volatile Organic Compounds in the
Troposphere held in Jülich (Germany) from 27 – 31 October 1997
edited by R. Koppmann, D. H. Ehhalt (1999), 208 pages
ISBN 3-89336-243-6

17. **CO₂-Reduktion und Beschäftigungseffekte im Wohnungssektor durch das
CO₂-Minderungsprogramm der KfW**
Eine modellgestützte Wirkungsanalyse
von M. Kleemann, W. Kuckshinrichs, R. Heckler (1999), 29 Seiten
ISBN 3-89336-244-4

18. **Symposium über die Nutzung der erneuerbaren Energiequellen Sonne und
Wind auf Fischereischiffen und in Aquakulturbetrieben**
Symposium und Podiumsdiskussion, Izmir, Türkiye, 28.-30.05.1998.
Konferenzbericht
herausgegeben von A. Özdamar, H.-G. Groehn, K. Ülgen (1999), IX, 245 Seiten
ISBN 3-89336-247-9

19. **Das Weg-, Zeitverhalten des grundwasserbürtigen Abflusses im Elbeeinzugsgebiet**
Analyse von Wasserhaushalt, Verweilzeiten und Grundwassermilieu im Flußeinzugsgebiet der Elbe (Deutscher Teil). Abschlußbericht Teil 3.
von R. Kunkel, F. Wendland (1999), 122 Seiten
ISBN 3-89336-249-5

20. **Politiksznarien für den Klimaschutz**
Untersuchungen im Auftrag des Umweltbundesamtes
Band 5. Szenarien und Maßnahmen zur Minderung von CO₂-Emissionen in Deutschland bis 2020
herausgegeben von G. Stein, B. Strobel (1999), XII, 201 Seiten
ISBN 3-89336-251-7

21. **Klimaschutz durch energetische Sanierung von Gebäuden. Band 1**
von J.-F. Hake, M. Kleemann, G. Kolb (1999), 216 Seiten
ISBN 3-89336-252-2

22. **Electroanalysis**
Abstracts of the 8th International Conference held from 11 to 15 June 2000 at the University of Bonn, Germany
edited by H. Emons, P. Ostapczuk (2000), ca. 300 Seiten
ISBN 3-89336-261-4

23. **Die Entwicklung des Wärmemarktes für den Gebäudesektor bis 2050**
von M. Kleemann, R. Heckler, G. Kolb, M. Hille (2000), ii, 94 Seiten
ISBN 3-89336-262-2

24. **Grundlegende Entwicklungstendenzen im weltweiten Stoffstrom des Primäraluminiums**
von H.-G. Schwarz (2000), XIV, 127 Seiten
ISBN 3-89336-264-9

25. **Klimawirkungsforschung auf dem Prüfstand**
Beiträge zur Formulierung eines Förderprogramms des BMBF
Tagungsband des Workshop „Klimaforschung“, Jülich, vom 02. bis 03.12.1999
von J.-Fr. Hake, W. Fischer (2000), 150 Seiten
ISBN 3-89336-270-3

26. **Energiezukunft 2030**

Schlüsseltechnologien und Techniklinien

Beiträge zum IKARUS-Workshop 2000 am 2./3. Mai 2000

herausgegeben von U. Wagner, G. Stein (2000), 201 Seiten

ISBN 3-89336-271-1

27. **Der globale Wasserkreislauf und seine Beeinflussung durch den Menschen**

Möglichkeiten zur Fernerkundungs-Detektion und -Verifikation

von D. Klaus und G. Stein (2000), 183 Seiten

ISBN 3-89336-274-6



Forschungszentrum Jülich

