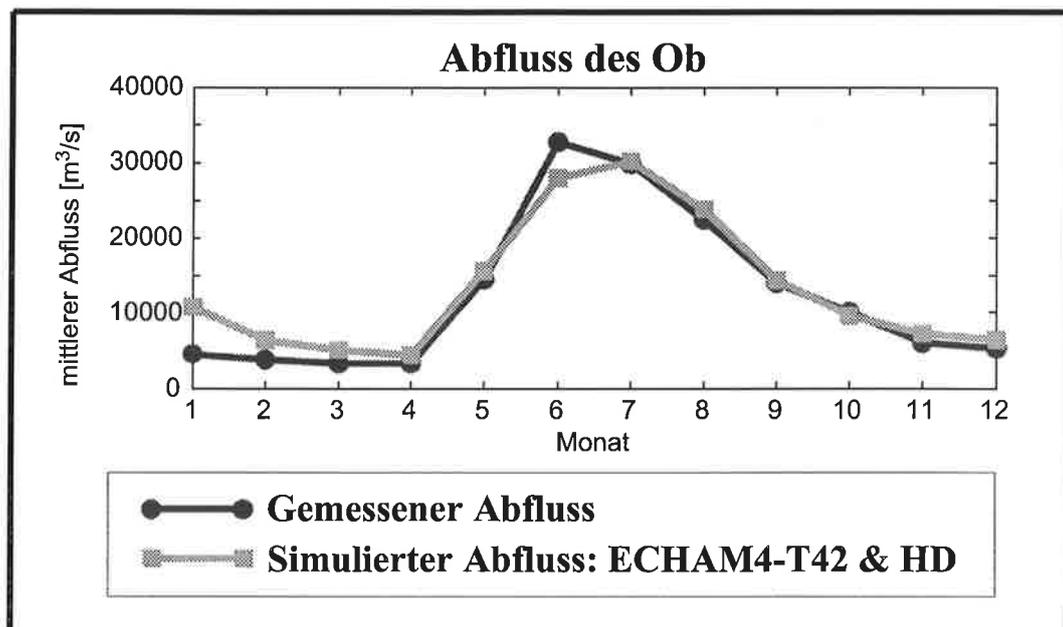




Max-Planck-Institut für Meteorologie

EXAMENSARBEIT Nr. 52



ENTWICKLUNG EINER PARAMETERISIERUNG
DES LATERALEN ABFLUSSES
FÜR LANDFLÄCHEN AUF DER GLOBALEN SKALA

von
Stefan Hagemann

HAMBURG, Januar 1998

Dissertation zur Erlangung des Doktorgrades

Autor:

Stefan Hagemann

Max-Planck-Institut
für Meteorologie

MAX-PLANCK-INSTITUT
FÜR METEOROLOGIE
BUNDESSTRASSE 55
D - 20146 HAMBURG
GERMANY

Tel.: +49-(0)40-4 11 73-0
Telefax: +49-(0)40-4 11 73-298
E-Mail: <name> @ dkrz.de

**Entwicklung einer Parameterisierung des lateralen
Abflusses für Landflächen auf der globalen Skala**

Dissertation

zur Erlangung des Doktorgrades
der Naturwissenschaften
im Fachbereich Geowissenschaften
der Universität Hamburg

vorgelegt von

Stefan Hagemann

aus Hamburg

Hamburg, 1998

ISSN 0938-5177

Als Dissertation angenommen vom Fachbereich Geowissenschaften der Universität Hamburg
auf Grund der Gutachten

von Prof. Dr. H. Graßl

und Dr. L. Dümenil

Hamburg, den 28. Januar 1998

Prof. Dr. G. Miehlich

Dekan des Fachbereichs Geowissenschaften

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung

| | | |
|-----------|---|-----------|
| 1. | Einleitung | 1 |
| 2. | Lateraler Abfluß: Modelle und Beobachtungsdaten | 3 |
| 2.1. | Spezielle hydrologische Modellansätze | 4 |
| 2.1.1. | Systemtheoretische Darstellung | 4 |
| 2.1.2. | Linearer Speicher | 5 |
| 2.1.3. | Lineare Speicherkaskade | 6 |
| 2.1.4. | Diffusionsanalogie | 7 |
| 2.1.5. | Konvektions-Diffusionsgleichung | 7 |
| 2.1.6. | Muskingum-Verfahren | 8 |
| 2.2. | Existierende Abflußmodelle auf der globalen Skala | 9 |
| 2.3. | Das Modell von Sausen et al. | 10 |
| 2.4. | Beobachtete Abflußdaten | 11 |
| 3. | Mathematische Grundlagen | 14 |
| 3.1. | Statistische Größen zum Vergleich von simulierten mit beobachteten Zeitreihen | 14 |
| 3.2. | Parameteroptimierung mit der 'Methode der Kleinsten Quadrate' | 15 |
| 4. | Entwicklung der Modellstruktur | 16 |
| 4.1. | Testeinzugsgebiete | 16 |
| 4.2. | Vereinfachtes Landoberflächen-Schema des hydrologischen Kreislaufs | 18 |
| 4.3. | Wahl der Modellansätze | 19 |
| 5. | Das HD-Modell | 22 |
| 5.1. | Die Modellstruktur | 22 |
| 5.2. | Modellvergleich | 23 |
| 5.3. | Erstellung einer Modell-Topographie | 27 |
| 5.4. | Erster Ansatz einer globalen Parameterisierung mit Gitterbox-Eigenschaften .. | 31 |
| 5.5. | Globale Anwendung des ersten Parameterisierungsansatzes | 33 |
| 5.6. | Verbesserung der Parameterisierungen des HD-Modells | 37 |
| 5.7. | Parameterisierungen des HD-Modells | 40 |
| 6. | Einfluß von Seen und Feuchtgebieten | 43 |
| 6.1. | Parameterisierung bezüglich des Flächenanteils von Feuchtgebieten | 44 |
| 6.1.1. | Globale Feuchtgebietedatensätze | 44 |
| 6.1.2. | Parameterisierung der Feuchtgebiete im HD-Modell | 47 |
| 6.1.3. | Vergleich der beiden Feuchtgebietedatensätze | 48 |
| 6.2. | Parameterisierung bezüglich des Flächenanteils von Seen | 52 |

| | | |
|-----------|---|------------|
| 7. | Daten zur Validierung des HD-Modells | 57 |
| 7.1. | Klimatologische Beobachtungsdaten | 57 |
| 7.2. | Reanalyse des ECMWF | 58 |
| 7.3. | Reanalyse des NCEP | 60 |
| 8. | Globale Validierung des HD-Modells | 63 |
| 8.1. | Validierung im BALTEX-Gebiet | 66 |
| 8.1.1. | REMO | 68 |
| 8.1.2. | Beobachtete Abflüsse | 70 |
| 8.1.3. | Atmosphärischer Modell-Output | 70 |
| 8.1.4. | Simulierte Abflüsse | 71 |
| 8.1.5. | Diskussion der simulierten Abflüsse | 73 |
| 8.2. | ACSYS-Gebiet | 77 |
| 8.3. | Monsun-Region | 84 |
| 8.4. | Afrika | 91 |
| 8.5. | Südamerika | 97 |
| 8.6. | Der Rest der Welt | 102 |
| 8.6.1. | Mississippi, Nordamerika | 102 |
| 8.6.2. | Murray, Australien | 106 |
| 8.6.3. | Oder, Europa | 106 |
| 9. | Zusammenfassung und Ausblick | 109 |
| | Abkürzungen und Nomenklatur | 113 |
| | Literaturverzeichnis | 115 |

Zusammenfassung

Für das Klima der Erde nimmt der hydrologische Kreislauf eine Schlüsselposition ein. Mit diesem Kreislauf ist ein kontinuierlicher Austausch von Wasser, Energie und Spurenstoffen zwischen der Atmosphäre, der Landoberfläche und den Ozeanen verbunden. Daher hängt die Güte eines globalen Modells der allgemeinen atmosphärischen Zirkulation (GCM) entscheidend von der Qualität der Simulation des hydrologischen Kreislaufs ab. Die hydrologischen Prozesse auf der Landoberfläche und speziell die lateralen Wasserflüsse von den Kontinenten zum Ozean werden jedoch bisher in den GCMs nur unzureichend repräsentiert. In einem gekoppelten Atmosphäre/Ozean-GCM stellt dabei der Frischwasserzufluß in die Ozeane eine wichtige Eingangsgröße der Ozeanmodelle dar.

Das Ziel dieser Arbeit ist es, ein Modell für die lateralen Wasserflüsse auf der *globalen Skala* zu entwickeln. Mit globaler Skala wird eine Auflösung von 0.5° oder größer bezeichnet, was einer mittleren Gitterbox-Fläche von ca. 2500 km^2 entspricht. Das neue Modell soll die Translation und Retention des Abflusses als Funktion von räumlich verteilten Landoberflächen-Eigenschaften beschreiben, die als globale Datensätze verfügbar sind.

Abflußmodelle benötigen eine Reihe von spezifischen Eingangsgrößen, die üblicherweise nicht als Meßwerte zur Verfügung stehen, wie z. B. Runoff und Drainage. Daher müssen diese Größen aus den beobachteten Daten des Niederschlags und der Lufttemperatur in 2 m Höhe über dem Boden abgeleitet werden. Hierzu wurde ein vereinfachtes Landoberflächen-Schema (SL-Schema) entwickelt. Neben Runoff und Drainage werden auch die übrigen Komponenten der Wasserbilanz an der Landoberfläche berechnet, wozu u. a. Evapotranspiration, Schneebedeckung und Bodenfeuchte gehören. Hierbei kann das SL-Schema zur Generierung globaler Klimatologien dieser berechneten Größen verwendet werden, sofern dafür geeignete Zeitreihen von 2m-Temperatur und Niederschlag zur Verfügung stehen.

Die Entwicklung der Struktur des Abflußmodells wurde auf der Basis von Modellvergleichen und Parameteroptimierungen in zwei Testeinzugsgebieten durchgeführt. Hierbei wurde das SL-Schema benutzt, um die vom Abflußmodell benötigten Inputfelder von Runoff und Drainage aus täglichen Zeitreihen gemessener Niederschläge und 2m-Temperaturen zu erstellen. Es zeigte sich, daß für eine gute Abflußsimulation eine Separation der Abflußprozesse in Oberflächenabfluß, Grundwasserabfluß und Gerinneabfluß notwendig ist.

In einer 0.5° -Gitterbox ist im Prinzip die Verwendung von 2-Parameter-Modellen für die Simulation des Oberflächen- und des Gerinneabflusses erforderlich. Daher wurde für beide Abflußprozesse die Parameterisierung der Kaskade aus n linearen Speichern angesetzt. Verschiedene Tests zeigten jedoch, daß für Einzugsgebiete auf der globalen Skala, die aus vielen 0.5° -Gitterboxen bestehen, die Verwendung eines einzigen linearen Speichers für den Oberflächenabfluß ausreicht, um den Abfluß adäquat simulieren zu können. Der Grundwasserabfluß wird ebenfalls durch die Parameterisierung des linearen Speichers angemessen repräsentiert.

Die Qualität von Abflußsimulationen auf der globalen Skala hängt nicht nur von den Modellformulierungen ab, sondern auch von den verwendeten Datensätzen. Speziell die Modelltopographie besitzt hierauf einen entscheidenden Einfluß. Die korrekte Größe und die Lage der Modelleinzugsgebiete bestimmen maßgeblich die Qualität des simulierten Abflusses.

Die Modelleinzugsgebiete werden definiert unter der Verwendung eines globalen Datensatzes der Fließrichtungen und der Modelltopographie. Hierbei wurden verschiedene Methoden entwickelt, die es ermöglichen, aus einem verfügbaren Topographie-Datensatz eine passende Modelltopographie zu erstellen.

Die Anwendung eines ersten globalen Parameterisierungsansatzes bezüglich Topographiegradient und Gitterboxlänge belegt, daß das neue Abflußmodell (HD-Modell = *Hydrological Discharge*-Modell) eine starke Verbesserung gegenüber dem Abflußmodell darstellt, welches zur Zeit am Max-Planck-Institut für Meteorologie verwendet wird. Das verbesserte Volumen des simulierten Abflusses wird primär durch die realistischere Definition der Modelleinzugsgebiete verursacht. Der verbesserte zeitliche Verlauf des Abflusses hängt vor allem mit der Separation der Abflußprozesse zusammen.

Zahlreiche Tests der Parameterisierungen des HD-Modells mit verschiedenen Formulierungen wiesen darauf hin, daß die gewählte Abhängigkeit der Parameter des HD-Modells von der Topographie und der Gitterboxlänge wesentlich wichtiger für dessen Güte ist als funktionale Abhängigkeiten von anderen Gitterboxeigenschaften. Eine Ausnahme hiervon bilden Gitterboxen, in denen ein hoher Anteil von Seen oder Feuchtgebieten vorhanden ist. Diese können aufgrund ihres hohen Rückhaltevermögens einen beträchtlichen Einfluß auf das Abflußverhalten haben. Um diesen Einfluß der Seen und Feuchtgebiete im HD-Modell zu repräsentieren, wurde ein konzeptioneller Parameterisierungsansatz entwickelt, der in vielen der betroffenen Einzugsgebiete den simulierten Abfluß deutlich verbesserte.

Da globale Beobachtungsdaten von Runoff und Drainage nicht existieren, ist eine *direkte* globale Validierung des HD-Modells nicht möglich. Auch die Daten der ECMWF-Reanalyse und der NCEP-Reanalyse sind nicht dazu geeignet, einen globalen Surrogatdatensatz der hierzu benötigten täglichen Werte von Runoff und Drainage zu erstellen. Es wird daher für die Validierung des HD-Modells in verschiedenen Regionen der Erde ein anderer Weg gewählt. Hierzu wird das HD-Modell auf verschiedene atmosphärische Simulationen angewendet:

- ECHAM4-T42 angetrieben mit klimatologischen Meeresoberflächentemperaturen für die Jahre 2-6.
- REMO mit der Physik-Parameterisierung des DWD auf einem rotierten 0.5°-Gitter genestet in ECHAM3-T42, das mit beobachteten Meeresoberflächentemperaturen für die Jahre 1979-82 angetrieben wurde.
- SL-Schema angewendet auf Niederschläge und 2m-Temperaturen der ECMWF-Reanalyse in der T106-Auflösung für die Jahre 1981-85. Dazu wird auch eine Simulation betrachtet, die zusätzlich die Evapotranspiration der ECMWF-Reanalyse übernimmt.
- SL-Schema angewendet auf Niederschläge und 2m-Temperaturen der NCEP-Reanalyse in der T62-Auflösung für die Jahre 1981-85. Es wird außerdem eine Simulation betrachtet, die zusätzlich die Evapotranspiration der NCEP-Reanalyse übernimmt.

Die Qualität des hydrologischen Kreislaufs der atmosphärischen Simulationen wird im jeweils betrachteten Einzugsgebiet bewertet, indem verschiedene atmosphärische Größen mit beobachteten Werten verglichen werden. Eine Beurteilung des entsprechenden simulierten Abflusses kann nur für Einzugsgebiete vorgenommen werden, wo mindestens eine der atmosphärischen Simulationen eine ausreichende Güte des hydrologischen Kreislaufs besitzt. Für eine positive Beurteilung der Qualität des HD-Modells in einem bestimmten

Einzugsgebiet ist es entscheidend, daß Abweichungen des simulierten Abflusses vom gemessenen auf Differenzen zwischen simulierten atmosphärischen Größen und den entsprechenden Beobachtungen zurückzuführen sind.

Es wird gezeigt, daß das HD-Modell in vielen Einzugsgebieten den monatlichen Jahresgang des Abflusses realistisch simulieren kann. Defizite im simulierten Abfluß wurden vor allem durch den atmosphärischen Input verursacht. Für bestimmte Einzugsgebiete erweisen sich Modelleinzugsgebiet und Modelltopographie als Fehlerquelle. Diese Fehler können, falls in bestimmten Gebieten erforderlich, zwar relativ leicht verringert werden, sie stellen jedoch ein sehr zeitintensives Problem dar. Daher wurden im Rahmen dieser Arbeit nur Modelleinzugsgebiete korrigiert, die offensichtliche Mängel aufwiesen.

Für Afrika und Australien kann die Güte des HD-Modells aufgrund der unrealistischen atmosphärischen Simulationen und der unsicheren und teilweise schlechten Qualität der Beobachtungsdaten nicht beurteilt werden. Besonders die atmosphärischen Modelle weisen große Defizite bei der Simulation des hydrologischen Zyklusses in Afrika auf. Speziell bei der Simulation der Evapotranspiration gibt es hier große Probleme. Diese Ergebnisse legen eine intensivere Forschung für Afrika nahe. Dies gilt sowohl für die Erstellung von Meßwerten als auch für die Verbesserung der Landoberflächen-Parameterisierungen der atmosphärischen Modelle.

Es werden im Verlauf dieser Arbeit verschiedene Anwendungsmöglichkeiten des HD-Modells vorgestellt. Am Beispiel des Vergleichs des GCMs ECHAM4 mit dem regionalen Klimamodell REMO im Einzugsgebiet der Ostsee wird gezeigt, daß das HD-Modell ein geeignetes Werkzeug zur Validierung der Simulation des hydrologischen Kreislaufs eines atmosphärischen Modells ist.

Eine besondere Anwendung stellt die Verwendung des HD-Modells zum Vergleich globaler Gebietseigenschafts-Datensätze dar. Es wird gezeigt, wie diese mit einem globalen Abflußmodell verglichen und beurteilt werden können, sofern die betrachteten Gebietseigenschaften in den Parameterisierungen des Modells verwendet werden. Der Vergleich der Feuchtgebiete-datensätze von *Matthews und Fung* (1987) und von *Cogley* (1987, 1991, 1994) dokumentiert, daß ersterer besser zur Verwendung in der globalen Modellierung des Klimas oder von hydrologischen Prozessen geeignet ist.

Die erfolgreiche Simulation des katastrophalen Oderhochwassers im Sommer 1997 belegt, daß das HD-Modell das Potential für weitergehende Anwendungen in sich birgt, die ursprünglich gar nicht Ziel der Entwicklung waren. So erscheint für bestimmte Gebiete auch eine regionale Anwendung mit einer höheren Auflösung sinnvoll (z. B. zusammen mit einem regionalen Klimamodell), sofern die im HD-Modell benötigten Gebietseigenschaften ebenfalls in der betreffenden Region mit dieser höheren Auflösung zur Verfügung stehen.

Zusammenfassend läßt sich festhalten, daß das neu entwickelte HD-Modell den Abfluß in vielen Regionen der Erde realistisch simulieren kann. Es wurde anhand verschiedener Beispiele gezeigt, daß das HD-Modell vielfältig anwendbar ist. Es ist daher auch dazu geeignet, in einem gekoppelten Atmosphäre/Ozean-Modell als Verbindungsglied zwischen der Landoberfläche und den Ozeanen zu agieren.

1. Einleitung

Der hydrologische Kreislauf spielt eine wichtige Rolle für das Klima der Erde. Mit diesem Kreislauf ist ein kontinuierlicher Austausch von Wasser, Energie und Spurenstoffen (z. B. CO₂) zwischen der Atmosphäre, der Landoberfläche und den Ozeanen verbunden. In einem globalen Modell der allgemeinen atmosphärischen Zirkulation (GCM) wirkt sich die Qualität der Simulation des hydrologischen Kreislaufs maßgeblich auf dessen Güte aus. Die hydrologischen Prozesse auf der Landoberfläche werden jedoch bisher in den GCMs nur unzureichend repräsentiert. Dies ist speziell für die lateralen Wasserflüsse von den Kontinenten zum Ozean der Fall, die häufig gar nicht berücksichtigt werden.

Um in einem gekoppelten Atmosphäre/Ozean-GCM den hydrologischen Kreislauf zu schließen, wird für den gesamten Globus eine Abflusssimulation benötigt. Hierbei wird der Frischwasserzufluß in die Ozeane berechnet, der eine wichtige Eingangsgröße für die Ozeanmodelle ist. Der Frischwasserzufluß wirkt sich direkt auf den Salzgehalt der Ozeane insbesondere an der Oberfläche aus und beeinflusst dadurch unter anderem die thermohaline Zirkulation (*Schiller et al.*, 1996). Zudem weisen Ergebnisse von *Weatherly und Walsh* (1996) darauf hin, daß langjährige Trends des arktischen Niederschlags und Abflusses das Potential haben, großskalige Veränderungen im arktischen See-Eis-Regime zu bewirken.

Die Validierung von Komponenten des hydrologischen Kreislaufs stellt ein generelles Problem der globalen Klimamodellierung dar. Der Vergleich des Outputs eines GCMs mit beobachteten Daten ist nur sinnvoll, wenn die Meßwerte nicht mit all zu großen Fehlern behaftet sind. Jedoch sind die Meßfehler speziell für die Komponenten des hydrologischen Kreislaufs, wie z. B. für den Niederschlag (*Legates und Willmott*, 1990a), sehr groß, so daß die Qualität der Simulation des hydrologischen Kreislaufs nur sehr schlecht zu bewerten ist. Der Abfluß der meisten Flüsse kann dagegen im Vergleich zu den anderen Komponenten des hydrologischen Kreislaufs mit relativ niedrigen Fehlern gemessen werden. Bei vielen der großen Flüsse werden Abflußmessungen routinemäßig durchgeführt, so daß hierfür potentiell eine große Datenbasis existiert. Hat man nun eine Möglichkeit, diesen Abfluß global zu simulieren, so stellt die Validierung des simulierten Abflusses gegen beobachtete Abflußdaten ein nützliches, unabhängiges Maß dar, um die Qualität der Simulation des hydrologischen Kreislaufs eines atmosphärischen GCMs zu bewerten. Wenn sowohl Abfluß als auch Niederschlag mit einer angemessenen Genauigkeit gegeben wären, würde dies zudem eine ausreichende Kontrolle für die Evapotranspiration sein. Für die Validierung der Jahresmittelwerte des Abflusses sind im Prinzip auch Vergleiche der simulierten Jahresmittelwerte von Niederschlag minus Evapotranspiration gemittelt über das jeweilige Einzugsgebiet ausreichend. Doch mit einem Abflußmodell können darüberhinaus tägliche Werte simuliert werden, aus denen z. B. ein Jahresgang abzuleiten ist.

Das Ziel dieser Arbeit ist es, ein Modell für die lateralen Wasserflüsse auf der *globalen Skala* zu entwickeln. Mit globaler Skala wird eine Auflösung von 0.5° oder größer bezeichnet, was einer mittleren Gitterbox-Fläche von ca. 2500 km² entspricht. Die Auflösung von GCMs für Klimasimulationen ist im allgemeinen niedriger. Eine Auflösung von 0.5° stellt einen guten Kompromiß zwischen der Makroskala der atmosphärischen GCMs und den mesoskaligen hydrologischen Prozessen dar. Das neue Modell soll die Translation und Retention des Abflusses als Funktion von räumlich verteilten Eigenschaften der Landoberfläche beschreiben, die als globale Datensätze verfügbar sind. Es wird das alte Modell von *Sausen et al.* (1994)

ersetzen, welches zur Zeit am 'Max-Planck-Institut für Meteorologie' (MPI) in gekoppelten Atmosphäre/Ozean-Modellen eingesetzt wird.

Kap. 2. vermittelt einige grundlegende Fakten über den lateralen Abfluß und dessen Abflußprozesse und informiert über existierende Abflußmodelle sowie über beobachtete Abflußdaten. Kap. 3. liefert einen kurzen Überblick über einige mathematische Verfahren, die bei der Entwicklung der Modellstruktur des neuen Abflußmodells verwendet wurden, die dann in Kap. 4. eingehend beschrieben wird. Die Modellstruktur selbst und die Parameterisierungen mit Gitterbox-Eigenschaften werden in Kap. 5. präsentiert. Außerdem werden erste Ergebnisse einer globalen Anwendung des neuen Abflußmodells im Vergleich zu dem alten Modell diskutiert.

Eine besondere Problematik ist der Einfluß von Seen und Feuchtgebieten auf den Abfluß. Daher wird diese in Kap. 6. gesondert hervorgehoben. Unter anderem wird hierin gezeigt, daß das neue Abflußmodell auch zur Analyse von globalen Gebietseigenschafts-Datensätzen geeignet ist.

Kap. 7. beschäftigt sich mit verschiedenen Daten, die zur globalen Validierung des neuen Abflußmodells verwendet werden. Hierbei werden verschiedene Klimatologien von beobachteten Größen vorgestellt. Außerdem wird die Eignung zweier globaler Reanalyse-Datensätze für die Verwendung bei der Validierung eines globalen Abflußmodells untersucht. Die Validierung des neuen Abflußmodells in verschiedenen Regionen der Erde wird dann in Kap. 8. behandelt, und Kap. 9. schließt diese Studie mit einer Zusammenfassung ab.

2. Lateraler Abfluß: Modelle und Beobachtungsdaten

Zu Beginn dieses Kapitels werden ein paar grundlegende Fakten und Definitionen bezüglich des lateralen Abflusses vorgestellt. Auf der globalen Skala setzt sich der laterale Abfluß aus verschiedenen Abflußprozessen zusammen. Es wird hierbei unterschieden zwischen Wasser, welches innerhalb eines Einzugsgebietes oder einer Gitterbox für den seitlichen Abfluß zur Verfügung gestellt wird, und Wasser, das aus anderen Einzugsgebieten in ein Einzugsgebiet durch die seitliche Begrenzung hineinfließt.

Innerhalb eines Einzugsgebietes kann Wasser auf verschiedene Weisen zum lateralen Abfluß beitragen. Wasser, welches die Landoberfläche als Regen oder als Schneeschmelze erreicht, kann entweder in den Boden infiltrieren oder seitlich an der Oberfläche abfließen. Wasser in den oberen Bodenschichten kann entweder nach oben verdunsten, nach unten perkolieren oder seitlich als sogenannter Zwischenabfluß abfließen. Wasser in den unteren Bodenschichten kann entweder durch Kapillaritätskräfte wieder aufsteigen oder seitlich als Grundwasserabfluß (auch Basisabfluß genannt) abfließen. Der Aufstieg des Wassers durch Kapillaritätskräfte ist auf der globalen Skala zu vernachlässigen. In der Hydrologie wird der Zwischenabfluß häufig zum Oberflächenabfluß hinzugezählt (*Miller et al.*, 1994). Gelegentlich benutzen Hydrologen die Bezeichnungen schneller und langsamer Abfluß, was nahezu das Gleiche ist wie Oberflächen- und Grundwasserabfluß. Das Wasser, das an der Landoberfläche und in den oberen Bodenschichten für den seitlichen Abfluß zur Verfügung steht, wird im folgenden als Runoff bezeichnet, und das Wasser, das aus den oberen Bodenschichten nach unten perkoliert und für den Grundwasserabfluß zur Verfügung steht, wird als Drainage bezeichnet.

Der laterale Wasseraustausch zwischen den Einzugsgebieten geschieht über das Gerinnenetzwerk der Flüsse und wird daher Gerinneabfluß genannt. Für Einzugsgebiete, bei denen Zufluß aus anderen Einzugsgebieten auftritt, ist der Gerinneabfluß häufig der Hauptabflußprozeß, sofern das Volumen dieses Zuflusses groß gegenüber der Wassermenge ist, die sich innerhalb des Einzugsgebietes für den lateralen Abfluß bildet. Für viele andere Einzugsgebiete ist der Oberflächenabfluß der dominante Abflußprozeß, insbesondere wenn die Schneeschmelze eine wichtige Rolle im hydrologischen Kreislauf spielt. Der Grundwasserabfluß verursacht gewöhnlich nur einen langsam veränderlichen Teil des Abflusses, welcher in einer Abflußkurve nur bei bestimmten Bedingungen unterscheidbar ist. Dies ist in Einzugsgebieten während des Winters möglich, wenn der Boden gefroren ist, oder in trockenen Regionen, in denen nur selten Niederschlag fällt.

Bei einer räumlichen Auflösung von 0.5° (diese entspricht Entfernungen von ca. 50 km) hat der Gerinneabfluß typische Lagzeiten (Verzögerungszeiten) von wenigen Tagen, der Oberflächenabfluß besitzt Lagzeiten, die von mehreren Tagen bis zu einigen Wochen reichen, und der Grundwasserabfluß verfügt über Lagzeiten zwischen einigen Monaten und mehreren Jahren.

In der Hydrologie wird die Generierung von Runoff und Drainage auch als Abflußbildung bezeichnet. Deren Simulation ist im allgemeinen Aufgabe eines atmosphärischen Modells. Dagegen fällt der Transport des Wassers zum Ausgang einer Gitterbox durch die verschiedenen Abflußprozesse in den Aufgabenbereich eines lateralen Abflußmodells und wird auch unter dem Begriff Abflußkonzentration zusammengefaßt.

In einem gekoppelten GCM repräsentieren globale Abflußmodelle die Wasserflüsse zwischen der Atmosphäre und dem Ozean. Das neue Abflußmodell, das in dieser Arbeit präsentiert wird, soll an das GCM ECHAM4 (Roeckner et al., 1996) gekoppelt werden. Das ECHAM4-Modell berechnet Zeitreihen von Runoff und Drainage nach dem ARNO-Schema (Dümenil und Todini, 1992). Hierbei wird der Runoff als Infiltrationsüberschuß eines Speichers berechnet, der die räumliche Variabilität der Bodensättigung innerhalb einer GCM-Gitterbox berücksichtigt. Dies wird durch die Definition einer statistischen Verteilung der Wasserspeicherkapazitäten des Bodens in der Gitterbox erreicht. Die Drainage ist die Menge des Wassers, die aus diesem Speicher nach unten hin perkoliert.

Kap. 2.1. beschäftigt sich einleitend mit der Systemtheorie, die in der Hydrologie häufig zur Repräsentation von Einzugsgebieten herangezogen wird. Ferner werden diverse hydrologische Modellansätze vorgestellt, die bei der Abflußmodellierung gebräuchlich sind.

Auf der globalen Skala existieren nur wenige Abflußmodelle, die in Kap. 2.2. und Kap. 2.3. vorgestellt werden. Da der Vergleich von simulierten und beobachteten Abflüssen essentiell für die Entwicklung eines Abflußmodells ist, werden in Kap. 2.4. einige Informationen über beobachtete Abflußdaten gegeben.

2.1. Spezielle hydrologische Modellansätze

2.1.1. Systemtheoretische Darstellung

Hydrologische Abflußmodelle stellen im allgemeinen eine mathematische Beziehung zwischen einem gegebenen Input und dem hieraus im betreffenden Einzugsgebiet erzeugten Abfluß her. Beispiele für den Modellinput sind der Niederschlag, der Runoff, der Bodenwassergehalt oder der Zufluß aus einem anderen Einzugsgebiet. Häufig werden für die Modellierung des Abflusses systemtheoretische Ansätze verwendet, wie sie z. B. auch in der Elektronik vorkommen. Hierbei wird das Verhalten des Einzugsgebietes durch eine Systemfunktion $h(t)$ beschrieben, die einen Input $I(t)$ in einen Output $O(t)$ umwandelt.

Wenn die Systemfunktion das Abflußverhalten eines Einzugsgebietes beschreiben soll, wirken sich dessen Gebietscharakteristiken wie z. B. Fläche, Topographie, Geologie, usw. direkt auf Form und Parameter der Systemfunktion aus. Prinzipiell besitzt jedes Einzugsgebiet bezüglich der verschiedenen Abflußarten zwei grundlegende Eigenschaften, welche durch die Gebietscharakteristiken bestimmt werden. Diese Eigenschaften sind das Translations- und das Retentionsvermögen des Einzugsgebietes. Für ein bestimmtes Einzugsgebiet wird der Output $O(t)$ berechnet als Faltung des Inputs $I(t)$ mit der Systemfunktion $h(t)$ des Einzugsgebietes:

$$O(t) = \int_0^{\infty} I(\tau) \cdot h(t - \tau) \cdot d\tau \quad (1)$$

Unter der Annahme, daß das betrachtete System kausal ist, das heißt, das kein Output vor dem korrespondierenden Input auftreten kann, gilt im diskreten Falle für den Zeitschritt j :

$$O_j = \sum_{i=0}^j I_i \cdot h_{j-i} \quad (2)$$

Für ein bestimmtes Einzugsgebiet müssen Meßreihen von In- und Output bekannt sein, damit aus diesen Meßreihen die Systemfunktion des Einzugsgebietes bestimmt werden kann. Die Bestimmung einer beliebigen Systemfunktion kann jedoch recht mühsam und aufwendig sein. Daher wird häufig ein passender Modellansatz für das betreffende Einzugsgebiet angesetzt, dessen Systemfunktion bekannt ist. Einige dieser Modellansätze werden in den folgenden Kapiteln näher beschrieben, wobei hier vor allem deren grundlegende Modellgleichungen vorgestellt werden. Es existieren verschiedene Verfahren, mit denen man die Parameter der Systemfunktion aus den bekannten Meßreihen bestimmen kann. Eines dieser Verfahren ist die 'Methode der kleinsten Quadrate', auf die in Kap. 3.2. näher eingegangen wird. Zu den anderen Verfahren wird auf die Literatur verwiesen (z. B. *Dooge*, 1977, und *Singh*, 1988).

Die Systemfunktion wird auch als Impulsantwortfunktion oder Unit Hydrograph bezeichnet. Diese Bezeichnung begründet sich darin, daß der Output oder die Antwort eines Systems auf den Input eines Deltaimpulses der Länge 1 genau der Systemfunktion entspricht.

Eine der wichtigsten Größen, die ein hydrologisches System bzw. einen Modellansatz charakterisiert, ist die Lagzeit τ . Sie ist definiert als die Verzögerungszeit zwischen den Schwerpunkten des Inputs und des Outputs des Systems. Die mittlere Fließgeschwindigkeit v in dem System ist dann gegeben durch Gleichung 3, wobei Δx eine charakteristische räumliche Ausdehnung des Systems bezeichnet.

$$v = \frac{\Delta x}{\tau} \quad (3)$$

2.1.2. Linearer Speicher

Das gebräuchlichste Modell, das in der Hydrologie zur Beschreibung von Abflußprozessen verwendet wird, ist das Ein-Parameter-Modell des linearen Speichers. Hierbei ist der Abfluß Q aus dem Speicher zur Zeit t proportional zum Speicherinhalt S zur Zeit t , d.h. es gilt:

$$Q(t) = \frac{S(t)}{k} \quad (4)$$

Die Proportionalitätskonstante k wird Speicherkonstante oder Speicher-Retentionszeit genannt und bezeichnet die mittlere Verweildauer des Wassers im Speicher. Sie ist äquivalent zur Lagzeit des Speichers. Um einen linearen Zusammenhang des Abflusses Q mit dem Zufluß I des Speichers herzustellen, benötigt man die Kontinuitätsgleichung des beliebigen Speichers

mit Speicherinhalt S :

$$\frac{dS(t)}{dt} = I(t) - Q(t) \quad (5)$$

Aus den Gleichungen 4 und 5 ergibt sich:

$$k \cdot \frac{dQ(t)}{dt} = I(t) - Q(t) \quad (6)$$

Die Systemfunktion $h(t)$ des linearen Speichers ist gegeben durch:

$$h(t) = \frac{1}{k} \cdot e^{-\frac{t}{k}} \quad (7)$$

Dadurch ergibt sich für den zeitlichen Verlauf des Abflusses, wenn $Q(t=0) = I/k$ und $I(t>0) = 0$ gelten:

$$Q = \frac{1}{k} \cdot e^{-\frac{t}{k}} \quad (8)$$

2.1.3. Lineare Speicherkaskade

Das Modell der linearen Speicherkaskade bezeichnet eine Hintereinanderschaltung von n identischen Speichern mit der Speicherkonstanten k . Hierbei ist der Ausfluß des einen Speichers immer der Zufluß des nächstfolgenden. Da Gleichung 6 für jeden der n Speicher gilt, ergibt sich ein System von n Gleichungen, die durch die Aus- bzw. Zuflüsse der linearen Speicher miteinander verbunden sind.

$$k \cdot \frac{dQ_i(t)}{dt} = I_i(t) - Q_i(t) \quad i = 1, \dots, n \quad (9)$$

$$Q_i = I_{i+1} \quad , \quad I_1 = I(t) \quad , \quad Q_n = Q(t)$$

Für die Systemfunktion der linearen Speicherkaskade gilt:

$$h(t) = \frac{t^{n-1}}{k^n \cdot (n-1)!} \cdot e^{-\frac{t}{k}} \quad (10)$$

Bei der linearen Speicherkaskade handelt es sich um ein Zwei-Parameter-Modell mit den

Parametern n und k . Die Anzahl der Speicher n wird häufig als reell betrachtet, so daß der Term $(n-1)!$ in Gleichung 10 durch die Gammafunktion $\Gamma(n)$ ersetzt werden muß. Für die Lagzeit τ des betreffenden Systems gilt:

$$\tau = n \cdot k \quad (11)$$

2.1.4. Diffusionsanalogie

Die Diffusionsanalogie ist ein Modell, welches in der Hydrologie unter anderem für Oberflächenabfluß und Grundwasserabfluß verwendet wird (*Dooge*, 1977). Unter der Annahme reiner Diffusion, das heißt ohne advective Terme, ist dieses ein Ein-Parameter-Modell, dessen grundlegende Differentialgleichung durch Gleichung 12 gegeben ist. Hierbei ist der Abfluß Q eine Funktion des Ortes x und der Zeit t .

$$\frac{\partial Q}{\partial t} = D \cdot \frac{\partial^2 Q}{\partial x^2} \quad (12)$$

Der Parameter D bezeichnet den Diffusionskoeffizienten. Für die Systemfunktion gilt:

$$h(t) = \frac{A}{\sqrt{\pi \cdot t^3}} \cdot e^{-\frac{A}{t}} \quad \text{mit} \quad A = \frac{x}{2 \cdot \sqrt{D}} \quad (13)$$

2.1.5. Konvektions-Diffusionsgleichung

Die allgemeinen Differentialgleichungen für den Wassertransport in Gerinnen sind die de St. Venant-Gleichungen (*Cunge et al.*, 1980), welche auf der Impulserhaltung und der Kontinuitätsgleichung (Gleichung 5) beruhen. Sie basieren auf folgenden Hypothesen, die de St. Venant 1871 aufgestellt hat:

- Der Fluß im Gerinne ist streng eindimensional, das heißt die Geschwindigkeit ist gleichförmig über den Querschnitt des Gerinnes verteilt und der Wasserspiegel über diesem Querschnitt ist waagrecht.
- Die Krümmung der Stromlinien ist klein und vertikale Beschleunigungen sind vernachlässigbar, was bedeutet, daß der Druck hydrostatisch ist.
- Die Effekte von Reibung und Turbulenz an den Seiten des Gerinnes können durch Widerstandsgesetze berücksichtigt werden.
- Das mittlere Gefälle des Flußbettes ist klein, so daß der Kosinus des Winkels des Flußbettes mit der Waagerechten ungefähr Eins ist.

Näheres zu den de St. Venant-Gleichungen ist u. a. bei *Cunge et al.* (1980) nachzulesen. Da explizite analytische Lösungen dieser Gleichungen nur schwer zu erlangen sind, werden häufig vereinfachte Annahmen gemacht, welche die de St. Venant-Gleichungen in praktikabelere Gleichungen überführen. So können für natürliche Gerinne die Trägheitsterme im allgemeinen vernachlässigt werden. Unter der weiteren Annahme einer konstanten Gerinnebreite ergibt sich hieraus die klassische lineare, parabolische, partielle Konvektions-Diffusionsgleichung mit einer abhängigen Variablen $Q(x, t)$ (*Cunge et al.*, 1980):

$$\frac{\partial Q}{\partial t} = D \cdot \frac{\partial^2 Q}{\partial x^2} - C \cdot \frac{\partial Q}{\partial x} \quad (14)$$

Der Abfluß Q ist dabei sowohl eine Funktion des Ortes x als auch der Zeit t . C und D sind die beiden Parameter des Modells, welche die geomorphologischen Eigenschaften des Gerinnes enthalten. C ist die Translationsgeschwindigkeit einer Abflußwelle, die das Gerinne durchläuft, und D ist der betreffende Diffusionskoeffizient. Die Systemfunktion für die Konvektions-Diffusionsgleichung ist bekannt und besitzt in der Literatur verschiedene Namen wie z. B. inverse Gauß'sche Dichte oder Erstdurchgangszeit-Dichte einer Brownschen Bewegung (*Mesa und Miffin*, 1986). Sie ist gegeben durch:

$$h(x, t) = \frac{x}{\sqrt{4\pi D \cdot t^3}} \cdot e^{-\frac{(Ct-x)^2}{4Dt}} \quad (15)$$

bzw.

$$h(x, t) = \frac{a}{\sqrt{\pi \cdot t^3}} \cdot e^{-\frac{(a-b \cdot t)^2}{t}} \quad (16)$$

mit $a = \frac{x}{2 \cdot \sqrt{D}}$ und $b = \frac{C}{2 \cdot \sqrt{D}}$

2.1.6. Muskingum-Verfahren

Beim Muskingum-Verfahren wird das Verhalten eines Speichers durch Gleichung 17 definiert (z. B. *Buchholz*, 1989):

$$S(t) = K \cdot [f \cdot I(t) + (1 - f) \cdot Q(t)] \quad (17)$$

K und f sind die beiden Parameter dieses Modellansatzes. K ist der Muskingum-Koeffizient, welcher der Translationszeit von Wasser durch den Speicher entspricht, und f ist ein Formfaktor, der die Form der Wasseroberfläche repräsentiert.

2.2. Existierende Abflußmodelle auf der globalen Skala

Für die Beschreibung von Abflußprozessen gibt es zwar schon eine ganze Reihe von Modellansätzen, doch sind diese im allgemeinen nicht vereinbar mit der in Kap. 1. angeführten Zielsetzung. Abgesehen davon, daß auf der globalen Skala bisher fast keine Untersuchungen (siehe unten) angestellt wurden, können die meisten existierenden Abflußmodelle nur auf *geeichte* Gebiete angewendet werden. Das heißt, daß für ein gegebenes Einzugsgebiet oder eine Gitterbox hydrologische Meßdaten aus der Vergangenheit existieren müssen, von denen die Modellparameter abgeleitet werden können. Für die Mehrzahl der globalen Rasterflächen eines Zirkulationsmodells sind solche Daten aber nicht verfügbar. Daher ist es nicht zweckmäßig, in einem globalen Modell Formulierungen zu benutzen, die das Eichen oder Fitten von Modellparametern an diese Daten erfordern, wie es z. B. in Modellen der Fall ist, die für ein einziges Einzugsgebiet entwickelt wurden (u. a. *Lohmann et al.*, 1996).

Tabelle 1: Vergleich der Eigenschaften verschiedener globaler Abflußmodelle

| Modell | <i>Liston et al.</i> (1994) | <i>Miller et al.</i> (1994) | <i>Sausen et al.</i> (1994) | <i>Vorösmarty et al.</i> (1989) |
|--|---|--------------------------------|-------------------------------------|------------------------------------|
| räumliche Auflösung | 2° * 2.5° | 2° * 2.5° | Diverse | 0.5° * 0.5° |
| zeitliche Auflösung | wie GCM | wie GCM | 12 Stunden | 1 Monat |
| Abflußprozesse | 2 | 1 | 1 | 1 |
| Gitterbox- Repräsentation | serielle Reihenschaltung von 2 linearen Speichern | Linearer Speicher | zweidimensionaler linearer Speicher | Linearer Speicher |
| Klassifikation bzgl. eines einzelnen Abflußprozesses | 1-Parameter-Modell | 1-Parameter-Modell | 1-Parameter-Modell | 1-Parameter-Modell |
| Parameterisierung mit Gebietseigenschaften | Gefälle, Flußlänge, Jahresabfluß | Orographie, Gitterboxlänge | Orographie, Gitterboxlänge | Flußlänge, Jahresabfluß |

Tabelle 1 zeigt einen Überblick über die vier Abflußmodelle, die bisher auf der globalen Skala existieren. Wie hieraus zu entnehmen ist, nutzen diese Modelle als Parameter nur rein geometrische Größen, wie z. B. Orographie, Gefälle, Fluß- oder Gitterboxlänge, oder Jahresmittelwerte des Abflusses. Abhängigkeiten bezüglich expliziter Landoberflächen-Eigenschaften, wie z. B. Porosität, Wurzeltiefe oder Gerinnenetzdichte, werden von diesen Modellen nicht berücksichtigt. Es ist keine Frage, daß diese Eigenschaften einen Einfluß auf die lateralen Abflußprozesse haben, aber es ist bisher nicht geklärt, ob dieser Einfluß auf der globalen Skala vernachlässigt werden kann oder nicht. Abflußmodelle, die Relationen bezüglich Jahresabflußwerten enthalten, können nur benutzt werden, um das heutige Klima zu simulieren. Solche Modelle sind jedoch nicht geeignet für die Anwendung in Klimaszenarien,

in denen das zukünftige oder das Paläo-Klima simuliert werden.

Da es eine der Zielsetzungen dieser Arbeit ist, das Modell von *Sausen et al.* (1994) zu ersetzen, wird dieses in Kap. 2.3. etwas genauer beschrieben. Nähere Informationen zu den übrigen Modellen sind der angegebenen Literatur zu entnehmen.

2.3. Das Modell von Sausen et al.

Hinsichtlich Modell-Klassifizierungen (*Singh*, 1988) ist das Modell von *Sausen et al.* (1994) ein Ein-Parameter-Modell. Im diesem Modell wird jede Gitterbox durch einen zwei-dimensionalen, linearen Speicher repräsentiert, welcher verschiedene Retentionskoeffizienten (s. Kap. 2.1.2.) für die Flüsse in Nord-Süd- bzw. Ost-West-Richtung besitzt. Die Koeffizienten selbst werden in Abhängigkeit von der Orographie und der Gitterboxlänge erstellt. Diese funktionalen Abhängigkeiten enthalten zwei *arbiträr gewählte* Parameter, die im operationellen Schema für jede Gitterbox benutzt werden. Pro Gitterbox ist der Abfluß in die vier Himmelsrichtungen möglich, und der Abfluß aus einer Gitterbox heraus kann auch in bis zu vier Richtungen aufgeteilt sein. Die Hauptmängel des Modells werden im folgenden beschrieben und sollten von dem im Rahmen dieser Arbeit entwickelten Abflußmodell beseitigt werden.

Der Speicherinhalt einer Gitterzelle wird mit dem Wasservolumen gespeist, welches das GCM für die Abflußbildung (s. Kap. 2.) berechnet, sowie aus den Zuflüssen aus anderen Gitterboxen. Die unrealistische Simulation des Abflusses wird besonders deutlich, wenn Flüsse betrachtet werden, bei denen das Abflußmaximum durch die Schneeschmelze hervorgerufen wird (z. B. für die Flüsse Wolga oder Jenissei). Es ist bekannt, daß das ECHAM-Modell (sowohl ECHAM3 als auch ECHAM4) die großskalige Schneeschmelze in Eurasien ungefähr einen Monat zu spät berechnet. Dies gilt für alle Modellauflösungen (*Arpe et al.*, 1997). *Foster et al.* (1996) stellten fest, daß in den meisten atmosphärischen GCMs in der Gesamtsumme zuviel Schnee über Eurasien simuliert wird und der Schnee dort auch zu lange liegen bleibt. Für viele hiervon betroffene Flüsse erscheint bei der Simulation des Abflusses mit dem Modell von *Sausen et al.* (1994) das Abflußmaximum trotzdem im gleichen Monat wie das Maximum des beobachteten Abflusses. Das heißt, daß das laterale Modell die Verzögerung von ungefähr einem Monat durch den zu schnellen lateralen Transport kompensiert. Dieser Fehler basiert teilweise darauf, daß das laterale Modell nicht zwischen verschiedenen Arten von Abflußprozessen unterscheidet.

Eine andere Unzulänglichkeit des Modells ist, daß in den Wintermonaten der simulierte Abfluß für Einzugsgebiete, in denen die Temperatur meistens unter 0°C liegt, deutlich niedriger als der gemessene Abfluß ist. Dies liegt an der unzureichenden Repräsentation von Drainage und Grundwasserabfluß, die beide verbessert werden müssen, sowohl auf der Ebene des atmosphärischen GCMs als auch des Abflußmodells, um realistischere Winterabflüsse zu erzeugen.

Wie oben erwähnt, ist für jede Gitterbox mehr als eine Ausflußrichtung möglich. Der Ausfluß

aus einer Gitterbox wird den benachbarten Gitterboxen zugeordnet in Abhängigkeit von der gegebenen Anzahl der Ausflußrichtungen und kann dadurch zu verschiedenen Flußsystemen beitragen. Die Konsequenz hiervon ist eine mögliche Überlappung der Modelleinzugsgebiete von zwei oder mehreren Flüssen. Daher existiert im allgemeinen keine eindeutige Beziehung zwischen den Gitterboxen und einem bestimmten Einzugsgebiet. Dies ist aber notwendig für die Validierung des simulierten Abflusses an Beobachtungsdaten in den großen Flußgebieten (siehe hierzu auch Kap. 5.3.).

2.4. Beobachtete Abflußdaten

Für die Validierung des Abflußmodells und für die Entwicklung von geeigneten Parameterisierungen müssen die simulierten Abflüsse mit gemessenen Abflüssen von großen Flüssen der Erde verglichen werden. Um die Modellfehler zu minimieren, ist es von essentieller Bedeutung, daß das Modelleinzugsgebiet eines betrachteten Flusses, das sich aus der Modelltopographie ergibt (siehe Kap. 5.3.), gut mit dem realen Einzugsgebiet übereinstimmt. Ist dies nicht der Fall, so können sich allein dadurch schon systematische Diskrepanzen im Volumen und im zeitlichen Verlauf des Abflusses ergeben. Um so einen Vergleich der Einzugsgebiete durchführen zu können, sind die realen Einzugsgebiete der weltweit größten Flüsse auf einem 0.5°-Gitter definiert worden. Die realen Einzugsgebiete wurden einem globalen Datensatz entnommen, der aus Daten des *US Army Corps of Engineers* (ca. 1992) abgeleitet wurde. Dieser Originaldatensatz mußte modifiziert werden, um diverse Inkonsistenzen zu beseitigen. Er wurde verbessert mit der Hilfe von Landkarten (*Diercke*, 1988, 1992) und beobachteten Flußverläufen des *CIA* (1992). Die Verteilung von 35 der größten Einzugsgebiete der Erde zeigt Abb. 1.

Tabelle 2 gibt Jahresabflüsse und Einzugsgebietsflächen für einige große Flüsse an. Die Abflußdaten (präsentiert in *Dümenil et al.*, 1993) wurden vom 'Global Runoff Data Centre' (GRDC) zur Verfügung gestellt, mit Ausnahme der Daten, die den Abfluß in die Ostsee betreffen (*Bergström und Carlsson*, 1993).

Auf den ersten Blick scheinen beobachtete Abflußstationsdaten ein nützliches Mittel zur Validierung zu sein. Unglücklicherweise sind viele große Flüsse anthropogen beeinflusst, so daß der gemessene Abfluß nicht in Übereinstimmung mit den natürlichen Abflußcharakteristiken des Flusses steht. Beim GRDC sind keine Informationen über den anthropogenen Einfluß vorhanden. Als eine Alternative ließen sich naturalisierte Abflußwerte benutzen, jedoch sind diese nur für wenige Einzugsgebiete vorhanden, z. B. in Schweden (*Bergström und Carlsson*, 1993) und für andere Regionen in Skandinavien (*Bergström, persönliche Mitteilung*, 1995). Um naturalisierte Abflußwerte zu berechnen, sind detaillierte Informationen über den anthropogenen Einfluß notwendig, wie z. B. über die Regulierungseigenschaften von Wasserrückhaltebecken und großen Talsperren, die Einflüsse von Wasserkraftwerken oder die Regulationsmechanismen von Bewässerungsanlagen. Diese Information wird für aussagekräftige Studien der globalen Veränderung benötigt, sie ist aber zur Zeit nicht global verfügbar. Die Erstellung eines derartigen Datensatzes ist daher erstrebenswert, für die z. B. das GRDC geeignet wäre.



Abb. 1: 35 der größten Einzugsgebiete der Erde

Daher ist die Validierung eines globalen Abflußmodells im Prinzip auf Einzugsgebiete beschränkt, deren Fluß entweder nicht reguliert ist oder für die naturalisierte Abflußwerte erstellt werden können. Auf der anderen Seite ist die Größenordnung der Abweichungen zwischen gemessenen und naturalisierten Abflüssen häufig kleiner als die Differenz zwischen beobachteten und simulierten Abflüssen, da in den simulierten Abflüssen die Summe der Fehler aus dem verwendeten atmosphärischen Modell und dem Abflußmodell sichtbar wird. So hat ein Vergleich zwischen gemessenen und naturalisierten Abflüssen im nördlichen Ostseegebiet ergeben, daß die Größe der Abweichungen relativ klein ist im Vergleich zum Unterschied zwischen den simulierten Abflüssen des alten Abflußmodells und den beobachteten Abflüssen. Für einige stark regulierte Flüsse können die Abweichungen zwischen beobachtetem und naturalisiertem Abfluß sehr groß werden, so daß für solche Flüsse eine globale Abflußsimulation nicht total mit den derzeit verfügbaren Abflußdaten übereinstimmen kann. Unterschiede zwischen naturalisierten und beobachteten Abflüssen kommen hauptsächlich im Jahresgang vor, während die Differenzen in den Jahresmittelwerten der Abflußvolumina relativ gering sind (vergleiche auch Abb. 28 in Kap. 8.1.).

Tabelle 2: Jahresmittel der Abflüsse von einigen der größten Flüsse der Erde. Die angegebene Fläche und die Menge des Abflusses beziehen sich beide jeweils auf das Einzugsgebiet, das stromaufwärts der entsprechenden Abflußmeßstation liegt.

| Fluß | Fläche [km ²] | Abfluß in m ³ /s | Fluß | Fläche [km ²] | Abfluß in m ³ /s |
|--------------------|---------------------------|-----------------------------|----------------------|---------------------------|-----------------------------|
| Amazonas | 4 640 300 | 154 892 | Murray | 991 000 | 257 |
| Amur | 1 730 000 | 9 739 | Nelson/Saskatchewan | 1 000 000 | 2 403 |
| Chari | 600 000 | 1 059 | Nil | 1 900 000 | 2 926 |
| Columbia | 613 830 | 5 438 | Nördliche Dvina | 348 000 | 3 317 |
| Donau | 807 000 | 6 435 | Ob | 2 950 000 | 12 504 |
| Elbe | 131 950 | 784 | Oranje | 850 530 | 146 |
| Ganges/Brahmaputra | 1 571 130 | 33 298 | Orinoco | 836 000 | 31 026 |
| Godavari | 299 320 | 3 038 | Ostsee-Zufluß | 1 729 000 | 15 313 |
| Huang Ho | 730 036 | 1 438 | Parana | 1 950 000 | 16 595 |
| Indus | 832 418 | 2 244 | Rhein | 159 680 | 2 291 |
| Jenissei | 2 440 000 | 17 683 | St. Lawrence | 764 600 | 7 654 |
| Kolyma | 526 000 | 3 237 | Sambesi | 940 000 | 3 337 |
| Kongo (Zaire) | 3 475 000 | 40 250 | Sao Francisco | 510 800 | 2 818 |
| Lena | 2 430 000 | 16 622 | Volga | 1 360 000 | 8 087 |
| Mackenzie | 1 660 000 | 9 120 | Xun Jiang (Jhujiang) | 329 705 | 6 965 |
| Mekong | 545 000 | 9 436 | Yangtze (Changjiang) | 1 705 383 | 28 936 |
| Mississippi | 3 923 799 | 14 795 | Yukon | 831 390 | 6 347 |

3. Mathematische Grundlagen

3.1. Statistische Größen zum Vergleich von simulierten mit beobachteten Zeitreihen

Um die Qualität einer simulierten Abfluß-Zeitreihe beurteilen zu können, wird diese mit beobachteten Zeitreihen verglichen. Für diesen Vergleich können diverse statistische Größen zur Bewertung der Güte der Simulation herangezogen werden. Im folgenden werden einige dieser statistischen Größen kurz vorgestellt, die im Rahmen dieser Arbeit hierfür verwendet wurden.

- Mittelwert $\mu_x = \bar{x}$ einer Zeitreihe x_i mit n Werten:

$$\bar{x} = \frac{1}{n} \cdot \sum_{i=1}^n x_i \quad (18)$$

- Streuung bzw. Standardabweichung σ_x einer Zeitreihe x_i mit n Werten:

$$\sigma_x = \sqrt{\frac{1}{n} \cdot \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2} \quad (19)$$

- Korrelationskoeffizient r zweier Zeitreihen x_i und y_i mit n Werten (*Bronstein und Semedjajew, 1983*):

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x}) \cdot (y_i - \bar{y})}{n \cdot \sigma_x \cdot \sigma_y} \quad (20)$$

- Lag zwischen zwei Zeitreihen x_i und y_i mit n Werten

Der Lag zwischen zwei Zeitreihen beschreibt die zeitliche Diskrepanz zwischen den Schwerpunkten der beiden Zeitreihen. Für den Kreuz- bzw. Lagkorrelationskoeffizienten r_l mit Lag l zweier Zeitreihen x_i und y_i mit n Werten gilt (*NAG, 1987*):

$$r_l = \frac{\sum_{i=1}^{n-l} (x_i - \bar{x}) \cdot (y_{i+l} - \bar{y})}{n \cdot \sigma_x \cdot \sigma_y}, \quad l = 0, 1, \dots, n-1 \quad (21)$$

Als Lag zwischen den beiden Zeitreihen wird derjenige Wert von l definiert, bei dem r_l den größten Wert annimmt. Für $l = 0$ entspricht der Kreuzkorrelationskoeffizient r_0 dem normalen Korrelationskoeffizienten. Stellt die Zeitreihe x_i eine Simulation der Zeitreihe y_i dar, so wird der Lag zwischen den beiden Zeitreihen auch als Lagkorrelations-Fehler der simulierten Zeitreihe bezeichnet.

- χ^2 -Wert einer Modellfunktion $f(x_i)$, welche in Abhängigkeit der Zeitreihe x_i und den Modellparametern a_1, \dots, a_m eine Schätzung der Zeitreihe y_i darstellt. Der χ^2 -Wert stellt eine Kostenfunktion dar. Je niedriger ihr Wert, desto besser die Übereinstimmung von $f(x_i)$ und y_i :

$$\chi^2 = \sum_{i=1}^n \left(\frac{y_i - f(x_i, a_1, \dots, a_m)}{\sigma_i} \right)^2 \quad (22)$$

σ_i ist hierbei die Streuung des Zeitreihenwertes y_i . Da diese für Abflußmeßreihen im allgemeinen nicht bekannt ist, wird hierfür ein konstanter Wert von $10 \text{ m}^3/\text{s}$ angesetzt. Die absolute Größe dieses Wertes ist im Rahmen dieser Arbeit unerheblich, da der χ^2 -Wert nur für relative Vergleiche zwischen verschiedenen Modellen herangezogen wird.

3.2. Parameteroptimierung mit der ‘Methode der Kleinsten Quadrate‘

Bei der Wahl einer geeigneten Struktur für ein Abflußmodell wurden verschiedene Modelle getestet (siehe Kap. 4.3.). Um die verschiedenen Modelle vergleichen zu können, müssen für ein gegebenes Einzugsgebiet erst die optimalen Parameter gefunden werden. Das heißt, es müssen diejenigen Modellparameter gefunden werden, welche die bestmögliche Simulation des real gemessenen Abflusses zur Folge haben.

Die Parameter-Optimierung wurde in dieser Arbeit entweder manuell oder mit Hilfe eines Optimierungsprogrammes durchgeführt, welches die ‘Methode der Kleinsten Quadrate‘ verwendet. Hierbei wird derjenige Parametersatz ermittelt, bei dem die Fehlerquadratsumme am Kleinsten ist. Dies bedeutet nichts anderes als eine Minimierung des χ^2 -Wertes der Modellfunktion f . Für das Minimum von χ^2 muß gelten:

$$0 = \frac{\partial \chi^2}{\partial a_k} = \sum_{i=1}^n \left(\frac{y_i - f(x_i, a_1, \dots, a_m)}{\sigma_i^2} \right) \cdot \frac{\partial f(x_i, a_1, \dots, a_m)}{\partial a_k}, \quad k = 1, \dots, m \quad (23)$$

Zur Berechnung der optimalen Parameter einer Modellfunktion wurden mehrere Fortran-Routinen verwendet, die *Press et al.* (1989) entnommen wurden. Diese Routinen bedienen sich der Levenberg-Marquardt Methode zur Lösung von Gleichung 23. Hierbei werden die Parameter a_k einer Modellfunktion f als Vektor \vec{a} aufgefaßt und es wird sich die folgende Beziehung zwischen dem optimalen Parametersatz \vec{a}_{opt} und einem beliebigen Parametersatz \vec{a}_{bel} zu Nutze gemacht:

$$\vec{a}_{opt} = \vec{a}_{bel} + D^{-1} \cdot [-grad \chi^2(\vec{a}_{bel})] \quad \text{mit } D = \text{Hess-Matrix} = \frac{d^2 \chi^2}{da_j \cdot da_k} \quad (24)$$

Mittels diversen iterativen Schritten gelangt man dann von einem initialisierenden Parametersatz \vec{a}_{bel} zu dem optimalen Parametersatz \vec{a}_{opt} , der hierbei mit einer bestimmten Genauigkeit versehen ist, die vorher manuell festgelegt werden kann.

4. Entwicklung der Modellstruktur

Am Anfang mußte untersucht werden, welche Modellstruktur am besten für eine globale Abflußsimulation geeignet ist. Die Modellstruktur sollte so einfach wie möglich sein, jedoch sollte sie die Retention und Translation des lateralen Abflusses realistisch simulieren können. Diese Untersuchungen wurden in zwei schwedischen Testeinzugsgebieten durchgeführt, die ungefähr die Größe einer 0.5°-Gitterbox besitzen und in Kap. 4.1. beschrieben werden.

Ein Abflußmodell benötigt bestimmte Eingangsgrößen (s. Kap. 2.), die für die beiden Testeinzugsgebiete aus Beobachtungsdaten berechnet wurden. Diese Berechnungen wurden mit einem vereinfachten Landoberflächen-Schema durchgeführt, welches in Kap. 4.2. präsentiert wird.

In der hydrologischen Literatur werden verschiedene Modellansätze für die Simulation des lateralen Abflusses vorgeschlagen (*Dooge, 1977; Singh, 1988*). Ein Ein-Parameter-Modell kann für gewöhnlich entweder die Retention oder die Translation eines Abflußprozesses zufriedenstellend simulieren, nicht aber beides. Beides zugleich kann im Prinzip nur mit einem Zwei-Parameter-Modell modelliert werden, so daß beide Arten von Modellen in den zwei Testeinzugsgebieten angewendet wurden. Die simulierten Abflüsse dieser Modelle wurden verglichen, und das am besten abschneidende Modell wurde als Basis zur weiteren Entwicklung benutzt. Kap. 4.3. beschreibt diese Modellvergleiche, und deren Ergebnisse werden dann in Kap. 5. diskutiert.

4.1. Testeinzugsgebiete

Die Anforderungen an ein Testeinzugsgebiet waren dergestalt, daß es ungefähr die Größe einer 0.5°-Gitterbox besitzen sollte. Das Testeinzugsgebiet ist wie eine einzige Gitterbox behandelt worden und die resultierende Modellstruktur sollte daher repräsentativ für jede 0.5°-Gitterbox sein. Die Betrachtungen der verschiedenen lateralen Abflußprozesse (s. Kap. 2.) führten zu der Erwartung, daß eine Separation von verschiedenen Abflußprozessen notwendig sein würde, um realistische Abflußsimulationen erzeugen zu können. Daher sollte ein geeignetes Testeinzugsgebiet die Separation des lateralen Abflusses in Oberflächen-, Grundwasser- und Gerinneabfluß erlauben. Wie zuvor erwähnt, ist entweder der Oberflächenabfluß oder der Gerinneabfluß der dominante Abflußprozeß in einem Einzugsgebiet, so daß es sinnvoll erschien, zwei Einzugsgebiete zu wählen, wo jeweils einer dieser beiden Abflußprozesse der dominante ist. Hinsichtlich eines dominanten Gerinneabflusses sollte das betreffende Einzugsgebiet genau einen Zufluß aus einem anderen Einzugsgebiet besitzen, während für Untersuchungen bezüglich des Oberflächenabflusses kein Zufluß aus einem anderen Einzugsgebiet vorhanden sein durfte. Außerdem sollte der Fluß des betreffenden Einzugsgebietes nicht reguliert sein (vgl. Kap. 2.4.).

Mit dem schwedischen Fluß Vindelälven wurde ein nicht regulierter Fluß gefunden, der diese Anforderungen erfüllt. Er ist in zwei Einzugsgebiete aufteilbar, wobei das stromaufwärts

gelegene Einzugsgebiet im folgenden mit »Oberer Vindelälven« bezeichnet wird und das stromabwärts gelegene mit »Unterer Vindelälven«. Der Obere Vindelälven wurde hauptsächlich dazu benutzt, den Oberflächenabfluß adäquat zu simulieren, da dieser hier die dominante Abflußart ist. Der Abfluß dieses Einzugsgebietes ist der einzige Zufluß des Unteren Vindelälven, welcher zum einen für eine passende Simulation des Gerinneabflusses verwendet wurde, der hierin der dominante Abflußprozeß ist, und zum anderen für Untersuchungen der gemeinsamen Simulation aller betrachteten Abflußarten.

Tägliche Meßreihen von 2m-Temperatur (Lufttemperatur nahe des Bodens, gewöhnlich in 2 m Höhe gemessen) und Niederschlag sind für beide Einzugsgebiete über einen Zeitraum von 12 Jahren verfügbar. Außerdem existieren für den gleichen Zeitraum tägliche Abflußmeßwerte von zwei jeweils am Ausgang der beiden Einzugsgebiete gelegenen Meßstationen. Tabelle 3 zeigt einige Daten zu den beiden Einzugsgebieten. Die Zeitreihen dieser hydrologischen Daten wurden von *Carlsson (persönliche Mitteilung, 1995)* zur Verfügung gestellt.

Tabelle 3: Gebietseigenschaften der beiden Vindelälven Einzugsgebiete

| Charakteristik | Oberer Vindelälven | Unterer Vindelälven |
|---|--|--|
| Fläche | 6 056 km ² | 5 794 km ² |
| Flußlänge | 171 km | 228 km |
| Geographische Koordinaten der Abflußstation | 65.53° N 17.52° E | 64.23° N 19.67° E |
| Mittlere Höhe | 706 m | 324 m |
| Mittlerer Jahresabfluß | 140 m ³ /s ± 169 m ³ /s | 187 m ³ /s ± 187 m ³ /s |
| Mittlerer jährlicher Niederschlag | 127 m ³ /s ± 248 m ³ /s 1.8 mm/d ± 3.5 mm/d | 50 m ³ /s ± 96 m ³ /s 1.7 mm/d ± 3.1 mm/d |
| Korrigierter Niederschlag | 213 m ³ /s = 3.0 mm/d | -- |
| Mittlere Temperatur im Jahr | -0.6 °C ± 11.5 °C | 0.7 °C ± 11.0 °C |

Für beide Einzugsgebiete wurden die Zeitreihen von Niederschlag und Temperatur generiert durch Mittelung der jeweiligen Beobachtungsdaten von verschiedenen Meßstationen, die über die gesamte Fläche des betreffenden Einzugsgebietes verteilt vorliegen. Im Oberen Vindelälven wurden hierfür fünf Niederschlags- und drei Temperaturstationen herangezogen. Betrachtet man die Wasserbilanz dieses Einzugsgebietes, so scheinen die Niederschlagsstationen den erwarteten Niederschlag um 40% zu unterschätzen. *Legates und Willmott (1990a)* stellen fest, daß die meisten Standard-Niederschlagsmeßgeräte den tatsächlichen Niederschlag unterschätzen, so daß Niederschlagsdaten generell nur mit Vorsicht behandelt werden dürfen. Das Maß der Unterschätzung reicht hierbei von weniger als 5% in den Tropen bis zu 40% an den Polen. Bei Schneefall und hohen Windgeschwindigkeiten (größer als 5 m/s) können sogar Unterschätzungen von 50% oder mehr auftreten (*Rudolf, 1995*). Daher ist es

nicht ungewöhnlich, daß gemessene Niederschlagsdaten korrigiert werden müssen, um realistische Werte zu erzeugen. Die vergleichsweise hohe Unterschätzung im Oberen Vindelälven wird vermutlich dadurch verursacht, daß die Meßstationen die tatsächlichen Niederschläge nur ungenügend repräsentieren (*Carlsson, persönliche Mitteilung, 1995*). Niederschlagskarten des 'Swedish Meteorological and Hydrological Institute' lokalisieren einen hohen Niederschlagsgradienten mit hohen Niederschlägen in den Bergen in diesem Einzugsgebiet. Deswegen wurde hier der gemessene Niederschlag korrigiert, um eine geschlossene Wasserbilanz zu erhalten. Im Unteren Vindelälven wurden Daten von 13 Niederschlags- und fünf Temperaturstationen gemittelt. Da die Wasserbilanz (inklusive des Zuflusses aus dem Oberen Vindelälven) des Einzugsgebietes realistisch aussieht, scheint eine Korrektur des gemessenen Niederschlags nicht notwendig zu sein.

4.2. Vereinfachtes Landoberflächen-Schema des hydrologischen Kreislaufs

Die unterschiedlichen Abflußprozesse innerhalb eines Einzugsgebietes oder einer Gitterbox benötigen verschiedene hydrologische Variablen als Eingangsgrößen. Für den Gerinneabfluß wird hierfür der gemessene Zufluß am Eingang des Unteren Vindelälvens benutzt. Das neue Abflußmodell wird konstruiert, um mit Input des atmosphärischen Modells ECHAM4 (*Roeckner et al., 1996*) zu arbeiten. In der globalen Anwendung des Abflußmodells stellt ECHAM4 Runoff und Drainage (*Dümenil und Todini, 1992*) als Input für Oberflächen- und Grundwasserabfluß zur Verfügung. Diese beiden Größen werden jedoch in keinem von beiden Einzugsgebieten gemessen. Um konsistente Eingangsgrößen zu erzeugen, mußten daher Zeitreihen von Runoff und Drainage aus den beobachteten Niederschlags- und Temperaturdaten berechnet werden, die für beide Einzugsgebiete vorhanden sind.

Da die Landoberflächen-Parameterisierung des ECHAM4 mehr Eingangsvariablen als Niederschlag und Temperatur (*Roeckner et al., 1992*) benötigt, wurde ein vereinfachtes Landoberflächen-Schema (SL-Schema) des hydrologischen Kreislaufs entwickelt (s. Abb. 2). Das SL-Schema verwendet zur Kalkulation der verschiedenen Variablen hauptsächlich Formulierungen, die auf funktionalen Zusammenhängen mit Temperatur und Niederschlag beruhen. Hierbei wurden die folgenden Prozesse integriert:

- Aufteilung des Niederschlags in Regen und Schnee nach *Wigmosta et al. (1994)*
- Schneeschmelze mit der Tagesgrad-Formel nach dem HBV-Modell (*Bergström, 1992*)
- Potentielle Evapotranspiration mit der Thornthwaite-Formel (*Chebotarev, 1977*)
- Aktuelle Evapotranspiration nach dem ECHAM3-Modell (*Roeckner et al., 1992*)
- Runoff, Infiltration und Drainage nach dem ECHAM3-Modell (*Dümenil und Todini, 1992; Roeckner et al., 1992*)

Da das SL-Schema Zeitreihen mit täglichen Werten von Niederschlag und Temperatur als Input benutzt (s. Kap. 4.1.), ist sein Zeitschritt ebenfalls ein Tag.

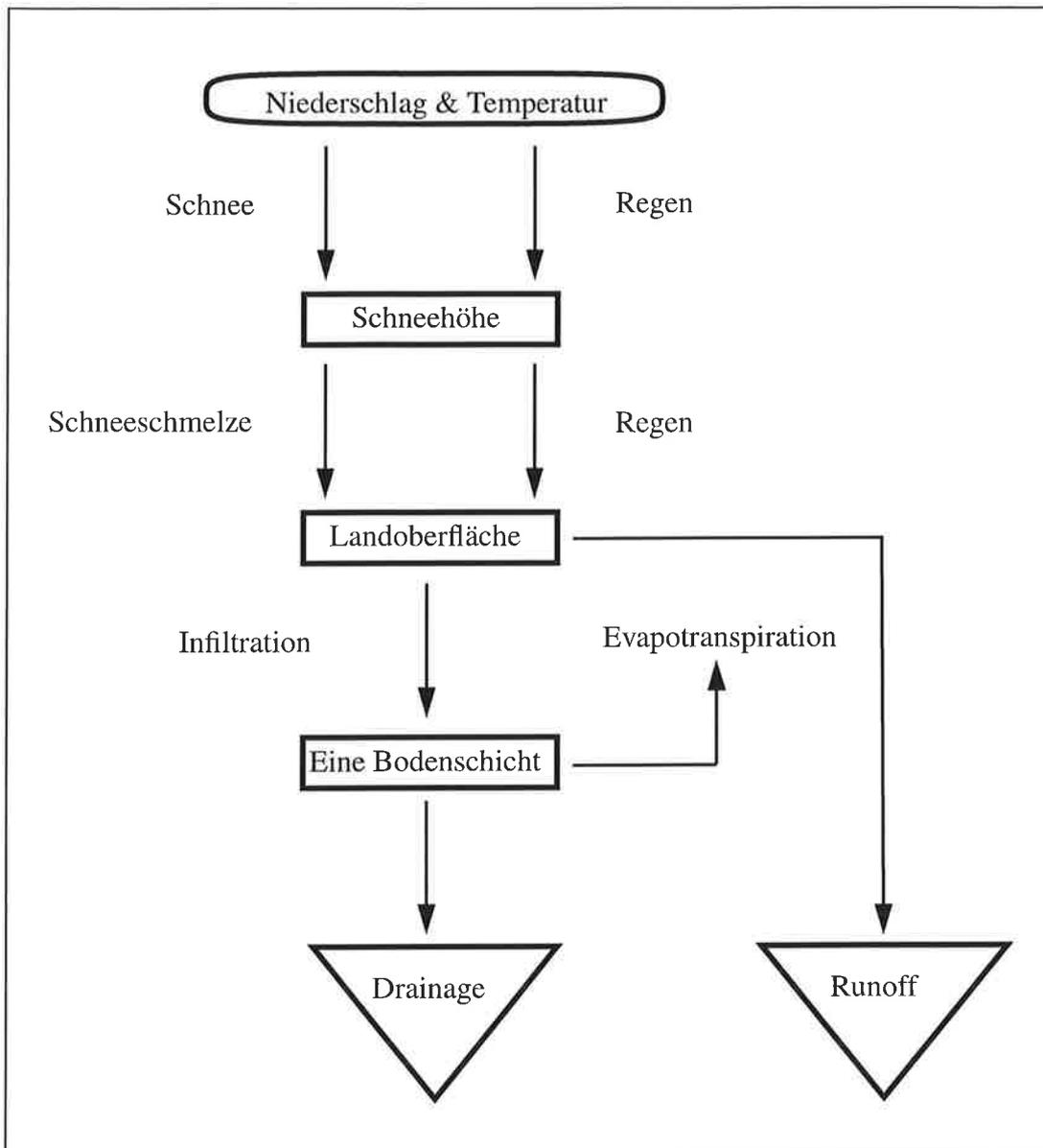


Abb. 2: Struktur des vereinfachten Landoberflächen-Schemas (SL-Schema)

4.3. Wahl der Modellansätze

Um zu entscheiden, welche Abflußmodellstruktur die beste ist, wurde der Abfluß aus einem Einzugsgebiet heraus simuliert, indem die folgenden, hydrologischen Modellansätze benutzt wurden (für eine Beschreibung siehe u. a. *Dooge, 1977; Plate, 1980; Singh, 1988*):

- | | |
|---|--------------------|
| • Linearer Speicher - Diverse Methoden | 1-Parameter-Modell |
| • Diffusions-Analogie | 1-Parameter-Modell |
| • Kaskade aus mehreren identischen linearen Speichern | 2-Parameter-Modell |
| • Konvektions-Diffusions-Gleichung | 2-Parameter-Modell |
| • Muskingum-Verfahren (z. B. <i>Buchholz, 1989</i>) | 2-Parameter-Modell |

In einer ersten Reihe von Experimenten wurde jeder dieser Modellansätze auf das gesamte Einzugsgebiet angewendet, ohne daß eine Trennung in verschiedene Abflußprozesse vorgenommen wurde. Dann wurde der gesamte Abfluß mit einer Kombination dieser Modellansätze berechnet, wobei jeder dieser Ansätze jeweils einen bestimmten Abflußprozeß repräsentierte, und zwar Oberflächenabfluß, Grundwasserabfluß und Gerinneabfluß. Als Input wurden die Zeitreihen mit täglichen Werten von Runoff und Drainage benutzt, welche mit dem SL-Schema berechnet wurden (s. Kap. 4.2.). Für einen Zeitraum von 12 Jahren wurde der Abfluß eines Einzugsgebietes mit einem Zeitschritt von einem Tag simuliert.

Der simulierte Abfluß wurde dann mit dem gemessenen Abfluß an der stromabwärts liegenden Meßstation verglichen. Für jede Kombination von Modellansätzen wurde ein optimaler Satz von Parametern erzeugt, welcher den beobachteten Abfluß am besten nachbilden konnte. Die Parameter-Optimierung wurde entweder manuell oder mit Hilfe der 'Methode der Kleinsten Quadrate' (siehe Kap. 3.2.) durchgeführt. In den Fällen, in denen der gesamte Abfluß sich als Summe aus verschiedenen Abflußprozessen zusammensetzte, wurde für die Parameteroptimierung ein simples, iteratives Schema verwendet. Hierbei wurden zyklisch nacheinander jeweils die Parameter der verschiedenen Abflußprozesse mit der 'Methode der Kleinsten Quadrate' optimiert, bis sich die einzelnen Parameter nur noch innerhalb eines festgelegten Genauigkeitsintervalls änderten.

Die folgenden statischen Größen wurden als Kriterien benutzt, um die beste Kombination von Modellansätzen zu finden (siehe auch Kap. 3.1.):

- Korrelation zwischen simuliertem und gemessenem Abfluß
- Vergleich der Mittelwerte des gesamten Abflusses
- Vergleich der Standardabweichungen des gesamten Abflusses
- χ^2 -Wert
- Vergleich der Zeitreihen der Monatsmittelwerte des gesamten Abflusses
- Vergleich der mittleren Jahresgänge des gesamten Abflusses
- Lag-Korrelationsfehler des simulierten Abflusses
- Vergleich der Lagzeiten von simuliertem und gemessenem Abfluß

Die wichtigsten Kriterien für die Wahl der besten Kombination von Modellansätzen sind ein hoher Korrelationskoeffizient, ein niedriger χ^2 -Wert, ein Lag-Korrelationsfehler von Null und eine gute Übereinstimmung der Mittelwerte des gesamten Abflusses. Ergab ein bestimmtes Kriterium unpassende Werte, wie z. B. eine Abweichung der Mittelwerte um mehr als 100%, so wurde die entsprechende Kombination verworfen. Das gleiche war der Fall, wenn die Optimierung unsinnige Modellparameter erzeugte, wie z. B. eine negative Lagzeit. Die Kriterien der verbliebenen Kombinationen wurden verglichen, und diese Vergleiche in den beiden Testeinzugsgebieten führten zu den Ergebnissen, die in Kap. 5. beschrieben werden.

Eine Auswahl verschiedener Modellansätze und deren entsprechende, statistische Eigenschaften zeigt Tabelle 4 für den optimierten simulierten Abfluß im Unteren Vindelälven. Tabelle 4 bestätigt hierbei die Erwartung, daß auf jeden Fall eine Separation zwischen verschiedenen Abflußprozessen (Oberflächen-, Grundwasser- und Gerinneabfluß) notwendig ist, um gute Abflußsimulationen erzeugen zu können. Jede Kombination von Modellansätzen mit einer Separation des lateralen Abflusses in Oberflächen-, Grundwasser- und Gerinneabfluß simuliert den Abfluß erheblich besser als jeder der Modellansätze ohne eine Separation der Abflußprozesse.

Tabelle 4: Eine Auswahl verschiedener Modellansätze und deren entsprechende statistische Eigenschaften für den optimierten simulierten Abfluß im Unteren Vindelälven.

Im oberen Teil der Tabelle wird das gesamte Einzugsgebiet durch die Modellansätze repräsentiert, während im unteren Teil die Abflußprozesse separiert wurden. Daher wird hier das Einzugsgebiet durch eine Kombination von verschiedenen Modellansätzen repräsentiert, die hier für die drei Abflußprozesse angewendet wurden. Folgende Abkürzungen werden benutzt: O = Oberflächenabfluß, G = Grundwasserabfluß, R = Gerinneabfluß, 1 = linearer Speicher, 2 = Kaskade aus mehreren, identischen linearen Speichern, 3 = Konvektions-Diffusions-Gleichung

| Modellansatz | Korrelation | Lag-Korrelationsfehler | Abweichung vom Mittelwert des gesamten Abflusses | X ² -Wert [relative Einheiten] |
|----------------------|-------------|------------------------|--|---|
| Linearer Speicher | 75.1% | 12 Tage | + 29.3% | 577.1 |
| Kaskade von lin. Sp. | 82.1% | 1 Tage | + 4.1% | 504.2 |
| Diffusions-Analogie | 77.7% | 3 Tage | + 2.1% | 609.8 |
| Konvektions-Diff. | 81.6% | - | + 35.0% | 799.8 |
| O:1, G:1, R:3 | 97.8% | - | + 0.8% | 67.6 |
| O:2, G:1, R:2 | 98.5% | - | + 0.3% | 48.3 |
| O:3, G:1, R:3 | 98.5% | - | + 0.4% | 48.3 |

5. Das HD-Modell

Die beste Kombination von Modellansätzen, die durch die im letzten Kapitel beschriebene Prozedur ermittelt wurde, wird in Kap. 5.1. vorgestellt. Dieses Modell wird im folgenden als HD-Modell (HD = *Hydrological Discharge*) bezeichnet. Kap. 5.2. beschreibt einige Resultate der Modellvergleiche mit einer Fokussierung auf das HD-Modell und das alte Modell von *Sausen et al.* (1994).

Im Verhältnis zu anderen Landoberflächen-Eigenschaften besitzt vor allem ein steiler Topographiegradient einen starken Einfluß auf die Abflußgeschwindigkeiten. Da die Definition der Fließrichtungen, die aus dem vorhandenen 0.5°-Topographie-Datensatz abgeleitet wurden, nicht detailliert genug für eine akkurate, globale Abflußsimulation war, mußte eine Modelltopographie konstruiert werden. Deren Entwicklung wird in Kap. 5.3. beschrieben.

Kap. 5.4. beschreibt einen ersten Parameterisierungsansatz bezüglich Gitterbox-Eigenschaften, der den Topographiegradienten und die Länge einer Gitterbox berücksichtigt. In Kap. 5.5. werden die Ergebnisse einer globalen Anwendung des ersten Parameterisierungsansatzes des HD-Modells mit Gitterboxeigenschaften gezeigt. Die Ergebnisse werden diskutiert und mit Beobachtungen sowie dem alten Modell verglichen. Diese Diskussion offenbarte unter anderem auch einige Schwächen dieses ersten Parameterisierungsansatzes.

Untersuchungen zur Verbesserung der Parameterisierungen des HD-Modells wurden dann in einem relativ großen schwedischen Einzugsgebiet durchgeführt. Diese Untersuchungen und ihre Ergebnisse werden in Kap. 5.6. und 5.7 beschrieben. In Kap. 5.7. werden auch die Gleichungen angegeben, die in den Parameterisierungen des HD-Modells verwendet werden. Für bestimmte Gitterboxen werden die Parameter noch durch den Einfluß von Seen oder Feuchtgebieten verändert. Darauf wird dann in Kap. 6. eingegangen.

5.1. Die Modellstruktur

Abb. 3 zeigt die Modellstruktur, welche die Kombination der untersuchten Modellansätze enthält, die die qualitativ besten Ergebnisse für ein 0.5°-Einzugsgebiet ergab. Die Eingangsgröße für den Oberflächenabfluß ist der Runoff, der Grundwasserabfluß wird durch die Drainage gespeist und der Zufluß aus anderen Gitterboxen trägt zum Gerinneabfluß bei. Die Summe aus allen drei Abflußprozessen bildet den gesamten Abfluß aus einer Gitterbox heraus. Sowohl der Oberflächenabfluß als auch der Gerinneabfluß werden durch eine Kaskade aus n identischen linearen Speichern repräsentiert. Der Grundwasserabfluß wird durch einen einzelnen linearen Speicher dargestellt.

Die Modellvergleiche haben gezeigt, daß die Kaskade aus n identischen linearen Speichern und die Konvektions-Diffusion-Gleichung ähnliche Resultate sowohl für den Oberflächenabfluß als auch für den Gerinneabfluß ergeben. Jedoch haben Untersuchungen von *Dooge* (1977) gezeigt, daß die Konvektions-Diffusion-Gleichung mit einem größeren RMS-Fehler

behaftet ist als die Kaskade aus n identischen linearen Speichern.

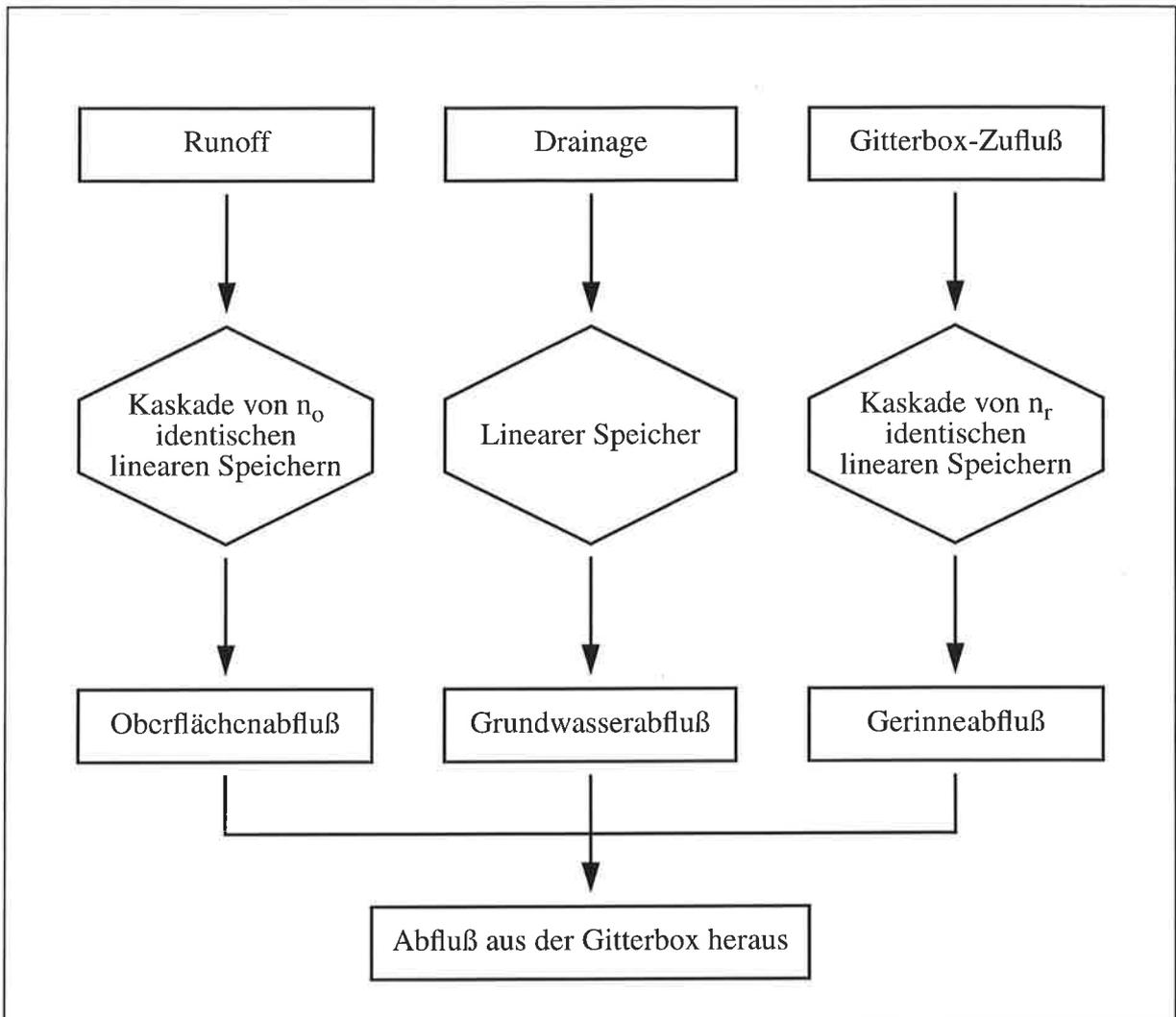


Abb. 3: Struktur des HD-Modells

5.2. Modellvergleich

Abb. 4 zeigt einen Vergleich der über 12 Jahre gemittelten Jahresgänge von gemessenem und simuliertem Abfluß für den Oberen Vindelälven. Es sind die simulierten Abflüsse des neuen HD-Modells (gestrichelte Kurve) und des *alten* Modells von *Sausen et al.* (1994) dargestellt. Für das alte Modell wurden zwei Parametersätze angewendet: ein Satz mit den optimierten Parametern des Oberen Vindellvens (Punkt-Strich-Kurve) und ein anderer Satz mit den *arbiträren* Parametern (s. Kap. 2.3.), die im operationellen Schema für jede Gitterbox benutzt werden.

Die Abflußsimulation des alten Modells mit den arbiträren Parametern ergibt eine viel kleinere

Lagzeit als die beiden anderen Simulationen und daher auch einen viel größeren Lag-Korrelationsfehler. Die kleine Lagzeit ist eine Manifestation der Überschätzung der Fließgeschwindigkeit, die bewirkt, daß das Abfluß-Maximum, welches durch die Schneeschmelze im Frühling hervorgerufen wird und die dominante Charakteristik der jährlichen Abflußkurve darstellt, viel zu früh im Jahr simuliert wird (vgl. Kap. 2.3.). Die kleine Lagzeit ist außerdem für die große Variabilität des Abflusses verantwortlich, da die exponentielle Dämpfung des linearen Speichers sehr niedrig ist (Die Lagzeit des alten Modells ist äquivalent zu der Retentionszeit eines linearen Speichers.). Nach dem Optimieren der Parameter des alten Modells ist diese Variabilität reduziert, der Lag-Korrelationsfehler ist jedoch weiterhin nicht zu vernachlässigen. Obwohl das alte Modell mit den optimierten Parametern besser arbeitet als mit den arbiträren Parametern, ist es dennoch weiterhin unzureichend.

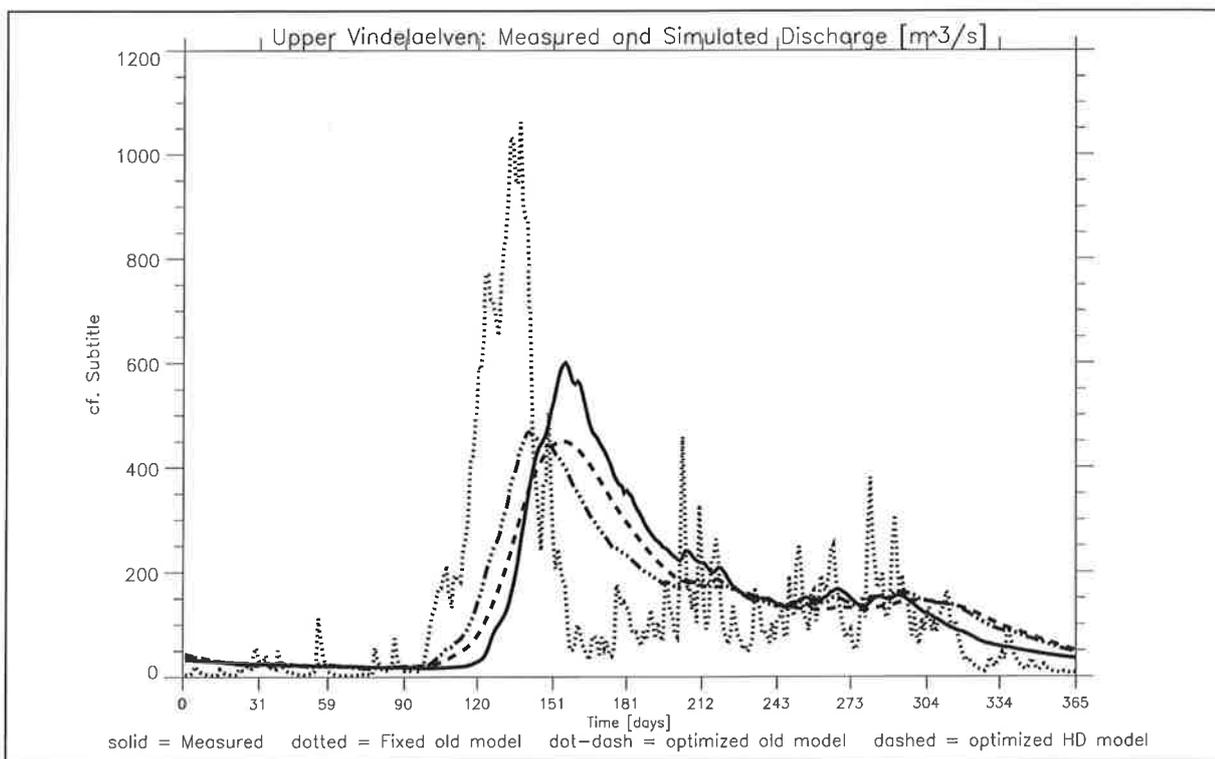


Abb. 4: Beobachteter und simulierter Abfluß für den Oberen Vindelälven.

- Durchgezogene Kurve:** Gemessener Abfluß des Oberen Vindelälven
- Gepunktete Kurve:** Simulierter Abfluß des alten Modells (*Sausen et al., 1994*) mit den arbiträren Parametern, die im operationellen Schema für jede Gitterbox verwendet wurden:
Lagzeit des Modells: $\tau_1 = 1.8$ Tage
Lag-Korrelationsfehler: $l_1 = 22$ Tage
- Punkt-Strich-Kurve:** Simulierter Abfluß des alten Modells (*Sausen et al., 1994*) mit optimierten Parametern für den Oberen Vindelälven
Lagzeit des Modells: $\tau_2 = 33.7$ Tage
Lag-Korrelationsfehler: $l_2 = 7$ Tage
- Gestrichelte Kurve:** Simulierter Abfluß des HD-Modells mit optimierten Parametern für den Oberen Vindelälven
Lagzeit für Oberflächenabfluß: $\tau_3 = 37.4$ Tage
Lag-Korrelationsfehler: $l_3 = 0$.

Der Grund für den signifikanten Lag-Korrelationsfehler des alten Modells ist, daß es nicht gleichzeitig sowohl die Translation als auch die Retention eines Abflußprozesses zufriedenstellend simulieren kann (vgl. Kap. 4.). Beides kann nur mit einem Zwei-Parameter-Modell modelliert werden, wie z. B. mit einer Kaskade aus n identischen linearen Speichern. Diese wird im HD-Modell für den Oberflächenabfluß angesetzt, so daß dadurch der Lag-Korrelationsfehler beseitigt wird.

Die Ergebnisse in diesem Einzugsgebiet weisen daraufhin, daß der Grundwasserabfluß nur eine leichte Anhebung des Gesamtabflusses bewirkt, die wegen ihrer großen Zeitskala nur schwach im Verlauf des Jahres variiert (vgl. Kap. 2.). Eine Veränderung in den simulierten Eigenschaften des Grundwasserabflusses verursacht nur leichte Änderungen im Gesamtabfluß und hat keine weiteren Auswirkungen in diesem Einzugsgebiet. (Die Kombination des alten Modells mit einem separaten Grundwasserabflußprozeß bewirkt nur eine leichte Verbesserung der Abflußsimulation im Winter, hat aber keinen Einfluß auf den Lag-Korrelationsfehler.)

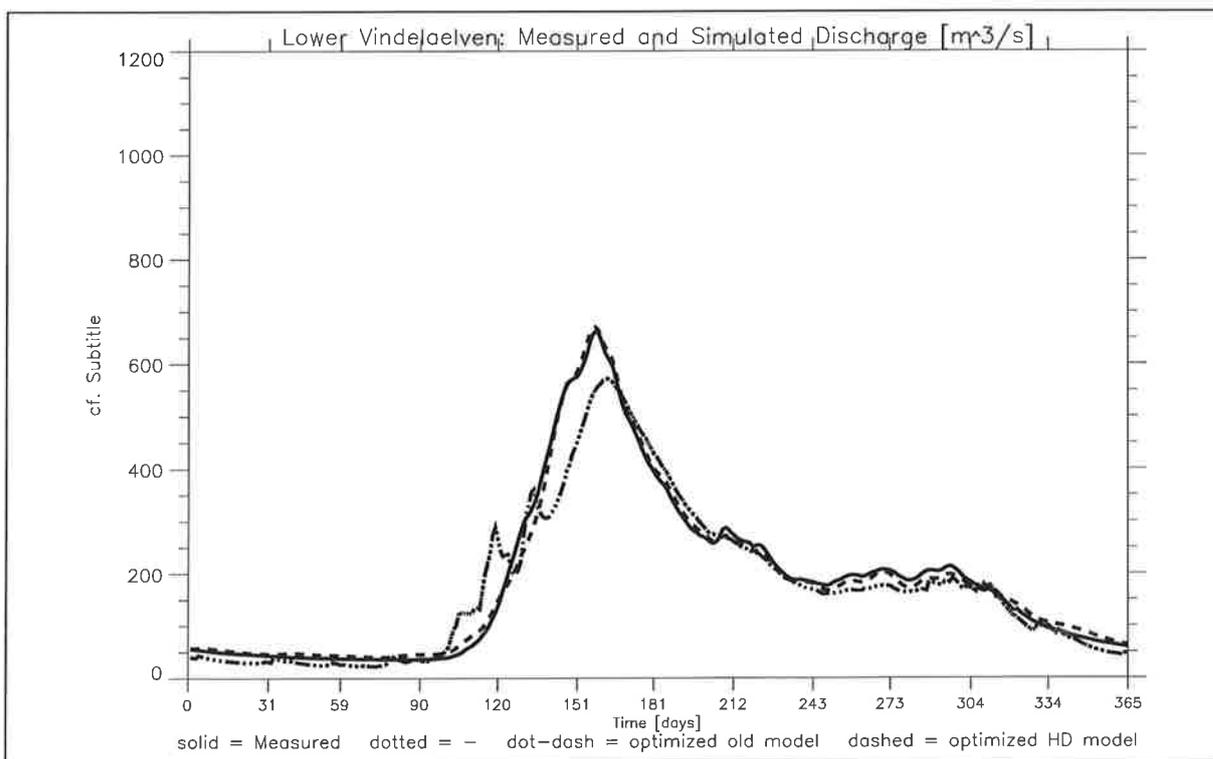


Abb. 5: Beobachteter und simulierter Abfluß für den Unteren Vindelälven.

- Durchgezogene Kurve:** Gemessener Abfluß des Unteren Vindelälven
- Punkt-Strich-Kurve:** Simulierter Abfluß des alten Modells (*Sausen et al.*, 1994) mit optimierten Parametern für den Unteren Vindelälven
Lagzeit des Modells: $\tau_4 = 6.9$ Tage
Lag-Korrelationsfehler: $l_4 = 1$ Tag
- Gestrichelte Kurve:** Simulierter Abfluß des HD-Modells mit optimierten Parametern für den Unteren Vindelälven
Lagzeit für den Oberflächenabfluß: $\tau_{0,5} = 18.8$ Tage
Lagzeit für den Gerinneabfluß: $\tau_{r,5} = 3.8$ Tage
Lag-Korrelationsfehler: $l_5 = 0$.

Die Ergebnisse für den Unteren Vindelälven in Abb. 5 sind ähnlich. Da der Gerinneabfluß der dominante Abflußprozeß in diesem Einzugsgebiet ist, wird die Form der Abflußkurve des Gesamtabflusses hauptsächlich durch die Input-Kurve des Gerinneabflusses bestimmt, das heißt durch den gemessenen Zufluß aus dem Oberen Vindelälven. Der Vergleich des alten Modells (Punkt-Strich-Kurve) mit dem HD-Modell (gestrichelte Kurve) zeigt erneut, daß das Zwei-Parameter-Modell, das im HD-Modell den Gerinneabfluß repräsentiert, für eine überlegende Simulation der Retention und Translation des Abflusses sorgt.

Der Lag-Korrelationsfehler des alten Modells ist vergleichsweise klein, obwohl dessen Lagzeit von der Lagzeit des Gerinneabflusses des HD-Modells abweicht. Das liegt an einer Kompensation von Fehlern. Ein Vergleich der Lagzeit des alten Modells mit den Lagzeiten der verschiedenen Abflußprozesse des HD-Modells zeigt, daß diese genau zwischen den Lagzeiten des Oberflächen- und des Gerinneabflusses liegt. Da das alte Modell nicht zwischen verschiedenen Abflußprozessen unterscheidet, läßt sich dieses Resultat so interpretieren, daß die Anteile am gesamten Abfluß, die eigentlich als Oberflächenabfluß simuliert werden müßten, zu schnell transferiert werden, während die Anteile, die zum Gerinneabfluß beitragen, zu langsam weitergeleitet werden. Die fehlerhafte Behandlung des Oberflächenabflusses läßt sich während der Schneeschmelze im Frühling erkennen, wo in der simulierten Abflußkurve des alten Modells zwei kleine, lokale Maxima zu erkennen sind, die im gemessenen Abfluß nicht auftauchen. Wegen der Unterrepräsentation des Grundwasserabflusses durch das alte Modell ist außerdem der simulierte Abfluß im Winter, wenn der Hauptteil des Gesamtabflusses vom Grundwasserabfluß herrührt, kleiner als der gemessene Abfluß.

Beim Unteren Vindelälven ist der Gerinneabfluß der dominante Prozeß. Im Vergleich zum Gerinneabfluß sind die Volumina des Oberflächen- und des Grundwasserabflusses relativ klein, so daß mögliche Fehler in deren Inputzeitreihen keine größeren Auswirkungen haben. Deswegen ist der Zufluß aus dem Oberen Vindelälven die Haupteingangsgröße für die Simulation des Abflusses. Die Simulation des Abflusses mit dem HD-Modell liefert sehr gute Ergebnisse im Vergleich mit dem gemessenen Abfluß. Dieses Resultat ist verläßlich, da die Haupteingangsgröße der Abflußsimulation nur mit relativ geringen Meßfehlern versehen ist.

Im Oberen Vindelälven dagegen besitzt der Input einen relativ großen möglichen Fehler. Hier ist der Oberflächenabfluß der dominante Abflußprozeß, für den der Runoff als Input benötigt wird, welcher nicht als Meßwert vorliegt. Um diesen zu berechnen, wurden mit dem SL-Schema diverse klimatologische Größen an der Landoberfläche (u. a. Schneeschmelze, Infiltration, Evapotranspiration) aus den beobachteten Temperatur- und Niederschlags-Meßwerten erzeugt. Der gesamte Fehler, der in diese Prozedur eingeht, setzt sich zusammen aus den Meßfehlern der Beobachtungen und dem Fehler, der dadurch entsteht, daß ein über mehrere Meßstationen in einem Gebiet gemittelter Wert vom tatsächlichen Wert für das Gebiet abweichen kann. Hinzu kommen der Fehler, der bei der Berechnung der Werte von Runoff und Drainage entsteht, und der Fehler, der durch das Abflußmodell bedingt wird. Dadurch ist die maximal erreichbare Qualität der gesamten Abflußsimulation für den Oberen Vindelälven begrenzt.

5.3. Erstellung einer Modell-Topographie

Es ist offensichtlich, daß die Topographie die Gebietseigenschaft ist, die den größten Einfluß auf das Abflußverhalten in einem Einzugsgebiet besitzt. Dies gilt vor allem für den Oberflächen- und den Gerinneabfluß. Daher sollte sich die Topographie oder der Gradient der Topographie zwischen verschiedenen Gitterboxen direkt auf die Formulierungen dieser beiden Abflußarten auswirken. Außerdem legt die Topographie auch die Richtung des lateralen Abflusses fest. Für jede Gitterbox des globalen Modells sind acht mögliche Abflußrichtungen definiert. Dies sind die vier Himmelsrichtungen Norden (N), Osten (O), Süden (S) und Westen (W) sowie die vier diagonalen Richtungen NO, SO, SW und NW. Für eine bestimmte Gitterbox wird jedoch nur genau eine Abflußrichtung zugelassen. Dadurch wird unter anderem die exakte Definition eines Fließpfades für bestimmte Flüsse ermöglicht, was beim alten Modell nicht möglich war (vgl. Kap. 2.3.). Der Abfluß aus einer Gitterbox heraus findet in diejenige Gitterbox statt, welche den niedrigsten Topographiewert aller umliegenden Gitterboxen besitzt. Basierend auf diesen Definitionen läßt sich ein globaler Datensatz der Fließrichtungen erstellen, der im folgenden mit *River Direction File* (RDF) bezeichnet wird.

Als globaler Topographie-Datensatz liegt am MPI ein Datensatz des 'National Geographic Data Centre' (*Edwards*, 1989) mit einer Auflösung von 5 Minuten vor. Dieser Datensatz wurde durch arithmetische Mittelung inklusive Flächenwichtung in einen Topographiedatensatz mit 0.5° Auflösung transformiert, welcher im folgenden als *Basistopographie* bezeichnet wird. Diese Basistopographie ist aber für die Parameterisierung und die Erstellung des RDFs ungenügend, da sie über Land diverse lokale Minima besitzt, die nicht realistisch sind (hierbei gibt es Ausnahmen, auf die weiter unten eingegangen wird.). Dies hat seine Ursache in der Mittelung der Topographie, und zwar besonders in Regionen, wo die Varianz der Topographie relativ groß ist.

Das Entfernen der lokalen Minima wird durch Glättung des Topographiedatensatzes erreicht, die mit einer Kombination zweier Glättungs-Algorithmen durchgeführt wird. Beim ersten Algorithmus wird der Topographiewert eines lokalen Minimums bis zu einem Wert erhöht, der etwas größer als der niedrigste Topographiewert der umliegenden Gitterboxen ist. Die Höhendifferenz zu diesem Umgebungsminimum beträgt mindestens 10 cm und wird normalerweise auf 0.5 Prozent des Umgebungsminimum gesetzt. Diese Erhöhung der Topographie wird für alle lokalen Minima durchgeführt, die sowohl ein Minimum bezüglich der nächsten Nachbargitterboxen als auch bezüglich der übernächsten Nachbargitterboxen sind. Abb. 6 liefert unter a) ein Beispiel für diese Art der Glättung. Der Glättungsalgorithmus wird nun solange für alle Gitterboxen durchgeführt, bis keine derartigen lokalen Minima mehr existieren.

Hiernach werden für den zweiten Algorithmus die übrigen lokalen Minima betrachtet, bei denen sich unter den übernächsten Nachbargitterboxen mindestens ein Topographiewert befindet, der niedriger ist. Es wird nun ein Weg durch die Barriere geschnitten, die zwischen der Gitterbox mit dem lokalen Minimum und der Gitterbox mit dem niedrigsten Topographiewert der übernächsten Nachbargitterboxen liegt. Hierbei wird die Topographie der Gitterbox, die zwischen diesen beiden Gitterboxen liegt, auf den arithmetischen Mittelwert der Topographie dieser beiden Gitterboxen gesetzt. Sind zwei Gitterboxen als direkte Verbindung zwischen diesen beiden Gitterboxen möglich, so wird die niedrigere der zwei Gitterboxen verändert, welche die Barriere bilden. Abb. 6 zeigt unter b) ein Beispiel hierfür.

| | | | | | | |
|------|------|------|------|------|------|------|
| 43 m | 62 m | 65 m | 61 m | 71 m | 69 m | 76 m |
| 60 m | 61 m | 62 m | 63 m | 64 m | 65 m | 77 m |
| 59 m | 72 m | 49 m | 62 m | 42 m | 66 m | 72 m |
| 33 m | 58 m | 65 m | 60 m | 72 m | 77 m | 82 m |
| 53 m | 62 m | 69 m | 72 m | 72 m | 63 m | 61 m |

Abb. 6: Beispiel für die beiden Glättungsalgorithmen

- a) Die 42 m sind ein lokales Minimum sowohl bezüglich der nächsten als auch bezüglich der übernächsten Nachbargitterboxen. Das bedeutet, daß hier die Topographie erhöht wird, und zwar auf einen Wert von 61.2 m, welcher dem Umgebungsminimum von 60 m plus 0.5% entspricht.
- b) Unter den übernächsten Nachbargitterboxen des lokalen Minimums von 49 m befinden sich mehrere niedrigere Topographiewerte, von denen 33 m der kleinste ist. Es wird also eine Bresche zu dieser Gitterbox geschlagen. Da es in diesem Fall zwei mögliche Wege gibt, wird die niedrigere der beiden dazwischen liegenden Gitterboxen verändert, und zwar werden die 58 m dieser Gitterbox auf einen Wert von 41 m gesetzt, welcher dem Mittelwert von 49 m und 33 m entspricht.

Wie in Kap. 2.4. erwähnt, ist es wichtig, daß das Modelleinzugsgebiet eines betrachteten Flusses gut mit dem realen Einzugsgebiet übereinstimmt. Zur Definition der Modelleinzugsgebiete wurde eine Methode entwickelt, welche diese direkt aus dem RDF ableitet (der seinerseits aus der Modelltopographie abgeleitet wird). Mit dieser Methode kann der Fließpfad eines Flusses von der Gitterbox, wo der Fluß ins Meer mündet, zu allen Quellgitterboxen zurückverfolgt werden.

Eine Anwendung der oben beschriebenen Glättungsprozedur ergab eine erste Version der Modelltopographie. Deren Modelleinzugsgebiete stimmten für viele Flüsse recht gut mit den realen Einzugsgebieten überein. Es waren jedoch auch einige Flüsse dabei, bei denen es hier sehr große Unterschiede gab. Manche Flüsse, z. B. Amur und Ob, nahmen geographisch einen völlig anderen Verlauf als in der Realität. Bei anderen Flüssen, wie z. B. Donau und Sambesi, wichen die Flächen der Modelleinzugsgebiete sehr stark von den realen ab, und konnten sowohl viel kleiner als auch viel größer sein.

Für diese Flüsse sind die topographischen Gegebenheiten so komplex, daß auf der globalen Skala von 0.5° die verwendeten Glättungsalgorithmen nicht ausreichen, um die realen Einzugsgebiete zufriedenstellend nachzubilden. Bei der Glättung werden alle lokalen Minima der Topographie beseitigt. Es gibt aber in der Realität lokale Minima innerhalb von Einzugsgebieten, die nicht mit den Ozeanen verbunden sind. Hierbei handelt es sich um sogenannte *innerkontinentale Drainage-Gebiete* (engl.: interior drainage basins), wie z. B. das Okavango-Becken und die Wüste Gobi. Werden diese Einzugsgebiete geglättet, so wird die Modelltopographie stark verfälscht, weil diese Einzugsgebiete hierdurch anderen Einzugsgebieten hinzuaddiert werden.

Durch das Vorgeben von zugelassenen lokalen Minima an relevanten Punkten der Basistopographie konnte der hierdurch entstandene Fehler verringert werden. Außerdem wurde der Fließpfad bestimmter Flüsse in die Basistopographie *eingepägt*, um so zumindest die Hauptströmungsrichtung des Flusses nachzubilden. Für einen bestimmten Fluß werden anhand der Informationen aus geographischen Karten (u. a. *Diercke*, 1988, 1992) und eines Flußverlaufsdatsatzes (*CIA*, 1992) manuell diejenigen Gitterboxen festgelegt, durch die dieser Fluß fließt. Die Prägung wird an der Quelle des gesetzten Flußverlaufs gestartet und dann bis zur Mündung des Flusses ins Meer fortgesetzt. Ausgehend von der Quellgitterbox wird die Topographie so geprägt, daß der Topographiewert der nächsten Gitterbox in Fließrichtung auf einen geringfügig niedrigeren Wert gesetzt wird als das Minimum der umliegenden Gitterboxen. Liegt das Topographieminimum sowieso schon in der gesetzten Fließrichtung, ist keine Änderung nötig. Abb. 7 und Abb. 8 zeigen ein Beispiel für die Anwendung dieser Prozedur im Einzugsgebiet der Elbe.

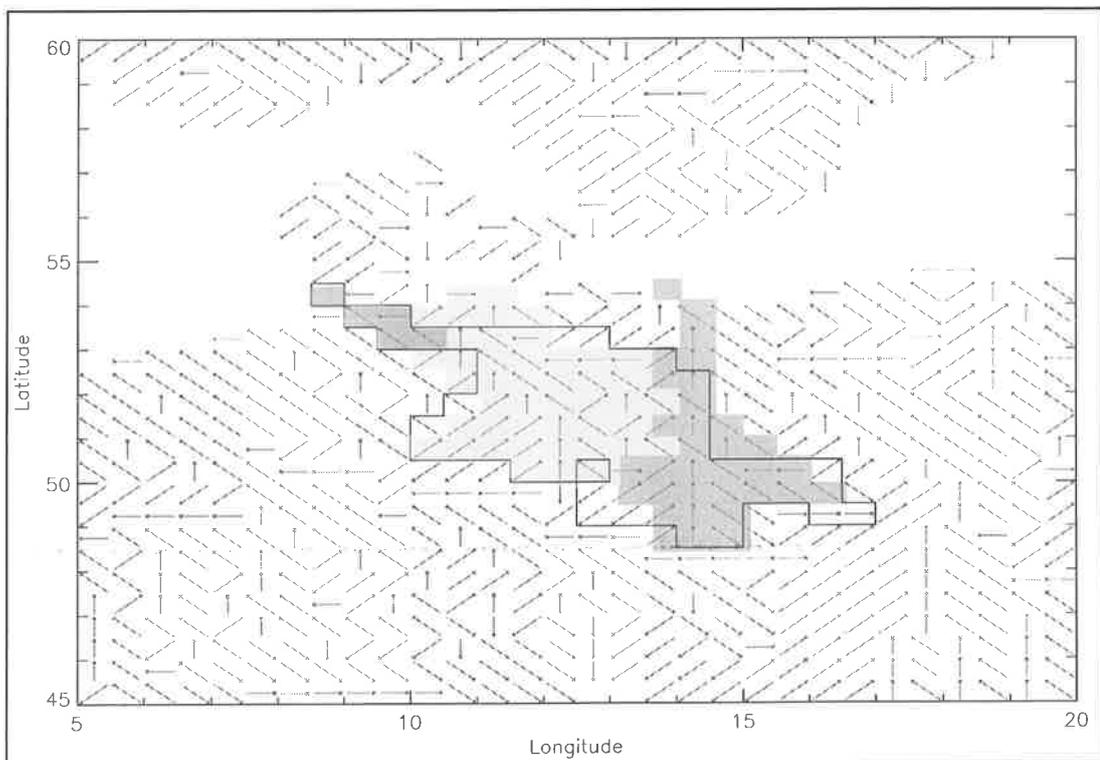


Abb. 7: Fließrichtungen im Einzugsgebiet der Elbe basierend auf der nicht-korrigierten Basistopographie.

Die beiden größeren schattierten Flächen markieren die Fließpfade, über die Gitterboxen des Einzugsgebietes der Elbe (begrenzt durch Umrandungslinie) fälschlicherweise in die Ostsee drainieren. Nur die kleinere schattierte Fläche stimmt mit den wirklichen Fließrichtungen überein.

In Abb. 7 sind die Fließrichtungen im Einzugsgebiet der Elbe dargestellt, wie sie aus der Basistopographie abgeleitet werden. Die Grenze des realen Elbe-Einzugsgebietes, die dem Einzugsgebietsdatensatz entnommen wurde (Kap. 2.4.), wird hierbei durch die Umrandungslinie markiert. Folgt man den Pfeilen innerhalb des Einzugsgebietes, so münden die meisten Fließpfade (die beiden größeren schattierten Flächen) fälschlicherweise in die Ostsee. Nach der Prägung des Flußverlaufs der Elbe dräniert das Modelleinzugsgebiet (Abb. 8) wie erwartet in die Nordsee. Hierbei gibt es eine zufriedenstellende Übereinstimmung mit dem realen Einzugsgebiet.

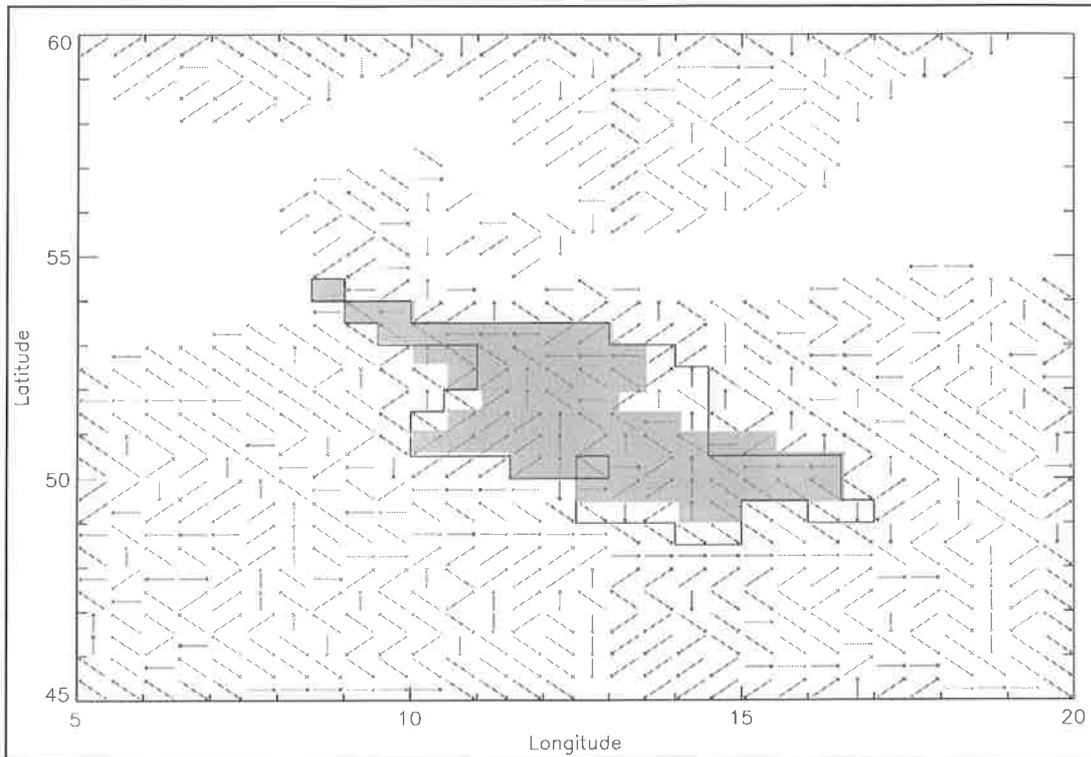


Abb. 8: Fließrichtungen der geprägten Elbe. Die schattierte Fläche stellt das hieraus abgeleitete Modelleinzugsgebiet (das reale ist begrenzt durch die Umrandungslinie) dar.

Eine weitere Verbesserung bei der Nachbildung der realen Einzugsgebiete wurde durch die Korrektur des RDF mit dem globalen Einzugsgebiet-Datensatz (Kap. 2.4.) erzielt. Bei dieser Korrektur werden Gitterboxen betrachtet, bei denen die Fließrichtung im RDF eine Einzugsgebietsgrenze durchquert. Für diese Gitterboxen liegt das absolute Umgebungsminimum der Topographie außerhalb des Einzugsgebietes der betrachteten Gitterbox. Ist nun das Topographieminimum von deren benachbarten Gitterboxen innerhalb des Einzugsgebietes niedriger als die Topographie der betrachteten Gitterbox, so erhält die Fließrichtung in die Gitterbox mit diesem Minimum den Vorzug gegenüber der Gitterbox mit dem absoluten Umgebungsminimum der Topographie. Für das Beispiel Elbe in Abb. 9 bewirkt diese Korrektur eine Verbesserung des Modelleinzugsgebietes, insbesondere an der südlichen Grenze.

Prinzipiell wäre es sinnvoll, die Topographie für alle Gitterboxen so zu setzen, daß bei der

Erstellung des RDF alle Modelleinzugsgebiete mit den realen Einzugsgebieten übereinstimmen. Dies ist aber auf dem betrachteten 0.5° -Gitter mit einem hohen zeitlichen Aufwand verbunden. Daher wurden als Kompromiß zwischen zeitlichem Aufwand und der Effizienz der erreichten Modelltopographie die oben genannten Verfahren entwickelt. Die Verbesserung der Modelltopographie, die hierdurch erreicht wird, ist ein fortlaufender Prozeß und beliebig erweiterbar. Ist z. B. zukünftig ein spezielles Einzugsgebiet von Interesse, dessen Modelleinzugsgebiet bisher nicht ausreichend mit dem realen Einzugsgebiet übereinstimmt, dann müssen eventuell nur der entsprechende Fluß und vielleicht ein oder zwei Flüsse aus dessen Umgebung geprägt werden, um eine optimale Übereinstimmung zu erzielen.

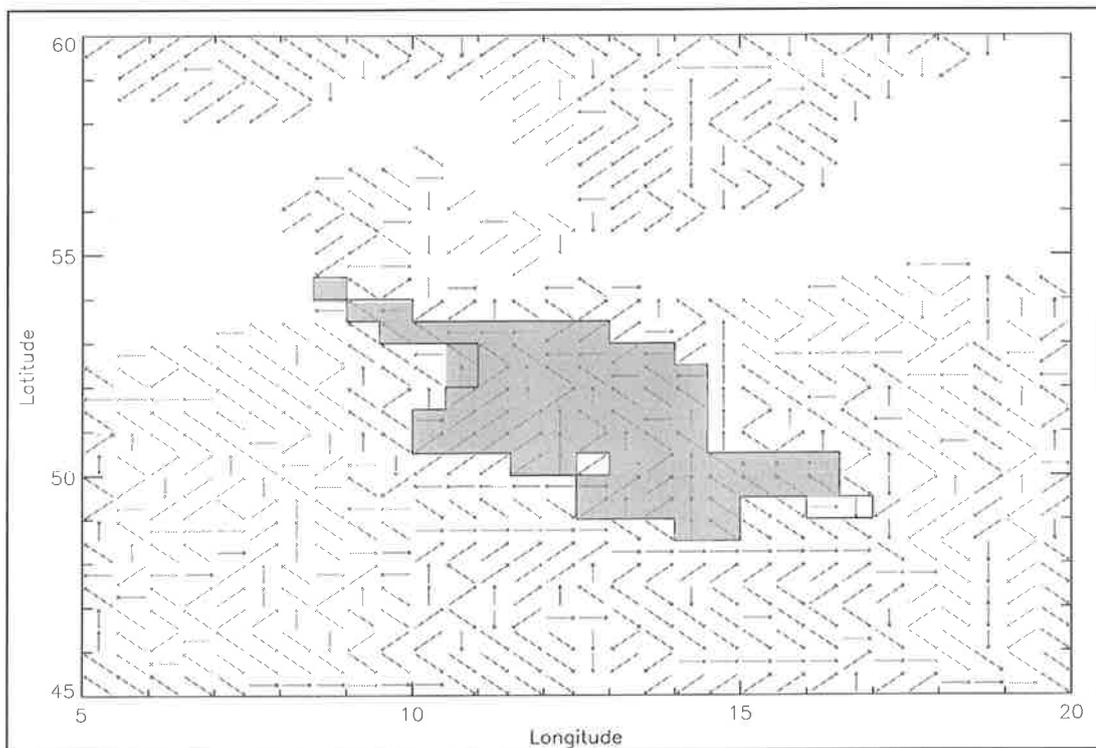


Abb. 9: Fließrichtungen der geprägten Elbe mit Einbeziehung des 0.5° -Einzugsgebietsdatensatzes. Die schattierte Fläche stellt das hieraus abgeleitete Modelleinzugsgebiet (das reale ist begrenzt durch die Umrandungslinie) dar.

5.4. Erster Ansatz einer globalen Parameterisierung mit Gitterbox-Eigenschaften

Aufbauend auf den Untersuchungen in den beiden Vindelälven-Einzugsgebieten wurde ein erster Ansatz einer globalen Parameterisierung mit Gitterbox-Eigenschaften formuliert. Hierfür wurde die Retentionszeit k_g des linearen Grundwasserspeichers global auf 300 Tage gesetzt. In der Realität ist diese sicherlich von Gitterbox zu Gitterbox verschieden. Für einen ersten Parameterisierungsansatz ist es jedoch ausreichend, zumal das HD-Modell auch nicht besonders sensitiv auf kleine Änderungen von k_g reagiert. Der Wert von k_g hängt von der horizontalen Auflösung ab, was bei späteren Parameterisierungen berücksichtigt wird (s. Kap. 5.6.).

Die Anzahl der linearen Speicher der Speicherkaskade wurde sowohl für den Oberflächenabfluß (n_o) als auch für den Gerinneabfluß (n_r) global konstant gehalten. Die zugehörigen Retentionskoeffizienten k_o und k_r der linearen Speicher wurden als Funktion des Topographiegradienten Δh zwischen zwei Gitterboxen und der Gitterboxlänge Δx ausgedrückt. Hierbei ist die Gitterboxlänge definiert als Abstand zwischen den Mittelpunkten zweier benachbarter Gitterboxen in Fließrichtung. Beide Gitterbox-Eigenschaften sind unabhängig von den heutigen hydrologischen Gegebenheiten, so daß diese Parameterisierungen auch für Untersuchungen in einem veränderten Klima geeignet sind.

Die verwendete funktionale Abhängigkeit basiert auf den optimierten Parametersätzen des HD-Modells für die beiden Vindelälven-Einzugsgebiete sowie deren Beziehung zu den arbiträren Parametern des alten Modells von *Sausen et al.* (1994), die im operationellen Schema für jede Gitterbox angewendet wurden (vgl. Kap. 2.3.). Die Lagzeit τ einer Kaskade aus n linearen Speichern mit dem Retentionskoeffizienten k berechnet sich als: $\tau = n \cdot k$. Nach dem alten Modell ist die Lagzeit τ_s eine Funktion des Topographiegradienten Δh und der Gitterboxlänge Δx . Dadurch ergeben sich folgende Beziehungen mit der Lagzeit τ_o des Oberflächenabflusses und der Lagzeit τ_r des Gerinneabflusses des HD-Modells.

$$\text{Oberer Vindelälven:} \quad c_o = \frac{\tau_o}{\tau_s}$$

$$\text{Unterer Vindelälven:} \quad c_r = \frac{\tau_r}{\tau_s}$$

Es wird nun angenommen, daß global in erster Näherung die gleichen Beziehungen für jede Gitterbox gelten. Daraus folgt, daß für eine Lagzeit τ_i gilt, mit $i \in \{o, r\}$:

$$\tau_i = n_i \cdot k_i = c_i \cdot \tau_s = c_i \cdot \frac{\Delta x}{2 \cdot \left(\frac{\Delta h}{\Delta x}\right)^{0.1}} \quad (25)$$

Da n_o und n_r konstant sind, lassen sich so k_o und k_r in Abhängigkeit von Δh und Δx für jede Gitterbox bestimmen. Dies führte zu folgenden Gleichungen für die Parameter des Oberflächen- und des Gerinneabflusses (Δx wird in km angegeben, k_o und k_r in Tagen):

$$k_o = 5.96 \cdot 10^{-2} \cdot \frac{\Delta x}{\left(\frac{\Delta h}{\Delta x}\right)^{0.1}} \quad \text{und} \quad n_o = 2 \quad (26)$$

$$k_r = 9.18 \cdot 10^{-4} \cdot \frac{\Delta x}{\left(\frac{\Delta h}{\Delta x}\right)^{0.1}} \quad \text{und} \quad n_r = 9 \quad (27)$$

Ein Problem stellt die Initialisierung der linearen Modellspeicher dar, da hierzu keine direkten

Meßwerte existieren. Da beliebig initialisierte Speicher Abweichungen zur Wirklichkeit enthalten, kommt es zu einer Einschwingphase, die das HD-Modell benötigt, um sich an die Wirklichkeit anzupassen. Bei einer unrealistischen Speicherinitialisierung kann es in dieser Phase zu Defiziten in den simulierten Abflüssen kommen, deren zeitliche Auswirkungen ungefähr den Lagzeiten des betreffenden Abflußprozesses entsprechen (s. Kap. 2.). Bei mehrjährigen Abflußsimulationen sind deren Auswirkungen für den Gerinne- und den Oberflächenabfluß im allgemeinen zu vernachlässigen (für Ausnahmen siehe Kap. 6.2.). Unrealistische Initialisierungen des Grundwasserspeichers können sich dagegen relativ lange auf den simulierten Abfluß auswirken. Dadurch sind Unter- oder Überrepräsentationen des Grundwasserabfluß möglich, die das mittlere Abflußvolumen um einen bestimmten Betrag absenken oder anheben. Um die durch unrealistische Initialisierungen verursachten Fehler gering zu halten, erwies sich folgende Methode zur Erstellung von Initialisierungsdatensätzen als praktikabel.

Für gegebene Inputzeitreihen von Runoff und Drainage wird der Abfluß für das erste Jahr simuliert. Die Speicherinhalte am Ende des ersten Jahres werden dann als Initialisierung für die erneute Abflußsimulation des gleichen Jahres verwendet. Diese Prozedur wird so oft wiederholt, bis die Unterschiede der Speicherinhalte vor und nach dem einen Jahr der Abflußsimulation nicht mehr all zu groß sind (üblicherweise mit Differenzen kleiner als 5% für die meisten großen Flüsse). Der letzte verwendete Datensatz der Speicherinhalte wird dann zur Initialisierung der Abflußsimulation über den gesamten geplanten Simulationszeitraum benutzt.

5.5. Globale Anwendung des ersten Parameterisierungsansatzes

Prinzipiell wird in der globalen Anwendung des HD-Modells der Abfluß nur in der Auflösung von 0.5° berechnet. Daher müssen alle Eingangsfelder des Modells (wie z. B. Runoff und Drainage) zuerst von den verschiedenen GCM-Auflösungen auf das gleiche 0.5° -Gitter transformiert werden. Der Ursprung dieses Modellgitters ist lokalisiert am Schnittpunkt der Datumsgrenze mit dem Nordpol. Die entsprechende Gitterbox besitzt die Mittelpunkt-Koordinaten 89.75° N und -179.75° W. Das HD-Modell arbeitet mit einem Zeitschritt von einem Tag. Nur beim Gerinneabfluß beträgt der Zeitschritt sechs Stunden, da hier die minimale Fließzeit durch eine 0.5° -Gitterbox beachtet werden muß, die durch den gewählten Zeitschritt begrenzt wird.

Für eine erste globale Anwendung des HD-Modells wurde für dessen Input eine Kontrollsimulation von ECHAM4-T42 ausgewählt, die mit klimatologischer Meeres-Oberflächen-Temperatur (SST) angetrieben wurde. ECHAM4 ist die zur Zeit routinemäßig eingesetzte Version des atmosphärischen GCMs des MPI (Roeckner *et al.*, 1996). T42 beschreibt die Modellauflösung, die einer horizontalen Gitterlänge von ca. 2.8° entspricht. Da die Ausgabefelder des operationellen ECHAM4 bisher nur die Summe aus Runoff und Drainage enthielten, müssen in Zukunft beide Felder getrennt archiviert werden. Dies war der Fall bei der oben erwähnten Kontrollsimulation, für die tägliche Werte von Runoff und Drainage für die Modelljahre 2 bis 6 vorhanden sind. Diese Kontrollsimulation wird im folgenden mit

ECH4 bezeichnet. Wie zuvor erwähnt, wurden diese beiden Eingangsgrößen vom T42-Gitter auf das 0.5°-Gitter transformiert. Abb. 10 zeigt einen Vergleich der Jahrgänge von beobachtetem und simuliertem Abfluß für verschiedene große Flüsse.

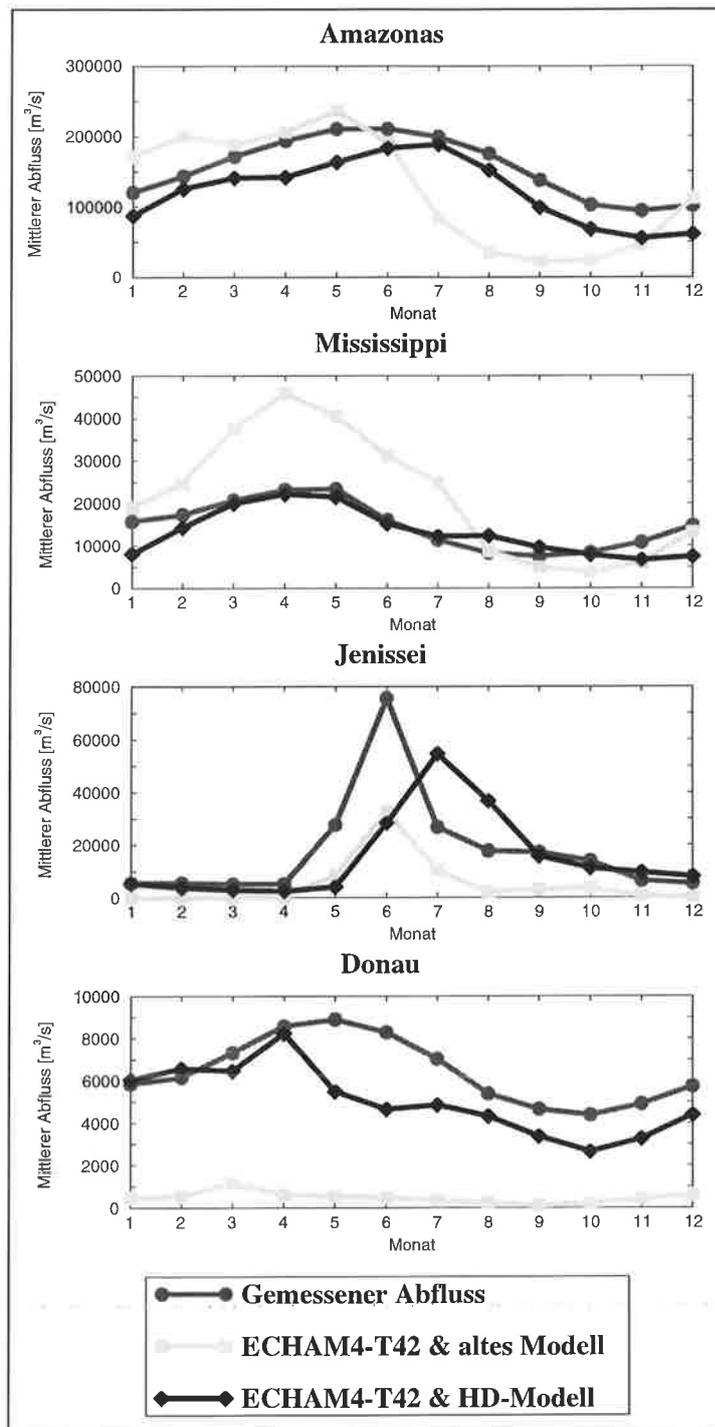


Abb. 10: Vergleich von beobachtetem und simuliertem Abfluß für verschiedene große Flüsse.

Unterschiede zwischen den Gesamtvolumina der simulierten Abflüsse des alten Modells und des HD-Modells hängen direkt mit der realistischeren Definition der Modelleinzugsgebiete im

HD-Modell zusammen. Für einen besseren Vergleich der beiden Modelle wäre es wünschenswert, den simulierten Abfluß von Flüssen mit dem gleichen Modelleinzugsgebiet in beiden Modellen zu betrachten. Dies war aber nicht möglich, da deren Definition für das alte Modell nicht durchführbar ist (vgl. Kap. 2.3.).

Es ist eine deutliche Verbesserung des simulierten Abflusses des neuen HD-Modells im Vergleich zum alten Modell zu erkennen. Für den Amazonas und den Mississippi ist diese Verbesserung primär auf die Trennung der Abflußprozesse zurückzuführen. Im HD-Modell sorgt die Aufteilung des Abflusses in langsame und schnelle Komponenten für einen realistischeren Jahresgang des Abflusses. Beim Jenissei scheint das alte Modell besser mit den Beobachtungen übereinzustimmen, was jedoch nur an einer Kompensation von Fehlern liegt. Wie anfangs (Kap. 2.3.) erwähnt, berechnet ECHAM4 die Schneeschmelze in diesem Gebiet ungefähr einen Monat zu spät. Würde der Abfluß korrekt simuliert, so müßte das Abflußmaximum, das durch die Schneeschmelze hervorgerufen wird, ebenfalls einen Monat zu spät simuliert werden. Dies ist beim HD-Modell der Fall. Das alte Modell jedoch gleicht den Fehler des atmosphärischen Modells ECHAM4 mit dem eigenen Mangel aus, indem es den Abfluß zu schnell fließen läßt.

Die Verbesserung des simulierten Abflusses bei der Donau ist hauptsächlich auf eine Verbesserung der Modelltopographie zurückzuführen. Hier war es notwendig, den Verlauf der Donau in die Modelltopographie einzuprägen. Wenn die Basistopographie im HD-Modell benutzt worden wäre, so würde der größte Teil des Wassers im Donaueinzugsgebiet ins Mittelmeer fließen anstatt ins Schwarze Meer, so wie es beim alten Modell der Fall war.

Obwohl der erste Ansatz einer globalen Parameterisierung auf den empirischen Beziehungen in nur zwei Einzugsgebieten beruht (siehe Kap. 5.4.), erreicht das HD-Modell einen hohen Grad an Übereinstimmung mit den Beobachtungen. Es sieht so aus, als ob der Topographiegradient und die Gitterboxlänge auf der globalen Skala von zentraler Bedeutung sind, so daß der Abfluß in erster Ordnung sehr gut simuliert wird. Die Wahl der Modellstruktur und die Repräsentation der Modelltopographie, d.h. die Definition der Modelleinzugsgebiete, scheinen die wichtigsten Aspekte zu sein, welche die Qualität einer Abflußsimulation beeinflussen.

Abb. 11 zeigt den analogen Vergleich zu Abb. 10 für einen weiteren Satz von großen Flüssen. Obwohl das HD-Modell die Abflußsimulation verbessert, existieren noch einige Defizite. Ähnlich wie beim Jenissei tritt die Schneeschmelze im Einzugsgebiet der Lena zu spät im Jahr auf. Das Abflußmaximum des HD-Modells wird jedoch zwei Monate zu spät simuliert, und nicht nur einen Monat wie für dieses Gebiet erwartet. Es muß daher untersucht werden, ob diese Diskrepanz durch Fehler in ECHAM4 (vgl. Kap. 2.3.) oder durch Mängel des HD-Modells erzeugt wird (die Antwort hierzu wird in Kap. 5.6. gegeben).

Bei der vorliegenden ersten Version des HD-Modells verursachen natürliche Besonderheiten, wie z. B. große Seen, und anthropogene Einflüsse, wie z. B. Dämme, Bewässerungsanlagen und Flußregulierungen, Abweichungen der naturalisierten von den beobachteten Abflüssen. Daher kann eine Übereinstimmung des simulierten Abflusses mit dem beobachteten Abfluß nicht immer erwartet werden. Die Behandlung von Bewässerung und Flußregulierung liegt außerhalb des Spielraumes dieser Studie, da die Informationen zu solchen Vorgängen global nicht verfügbar sind (vgl. Kap. 2.4.). Die Auswirkung großer Seen ist im Abfluß des St. Lorenz-Strom zu erkennen. Die hohe Speicherkapazität und die damit verbundenen, sehr großen Retentionszeiten der Großen Seen reduzieren die Variation im Jahresgang des Abflusses auf nahezu Null. Ähnliche Beobachtungen werden für andere Flüsse gemacht, so

u. a. für die Göta-Vänern und den Vänernsee (Dümenil *et al.*, 1993) oder für die Newa und den Ladogasee (Bergström und Carlsson, 1993).

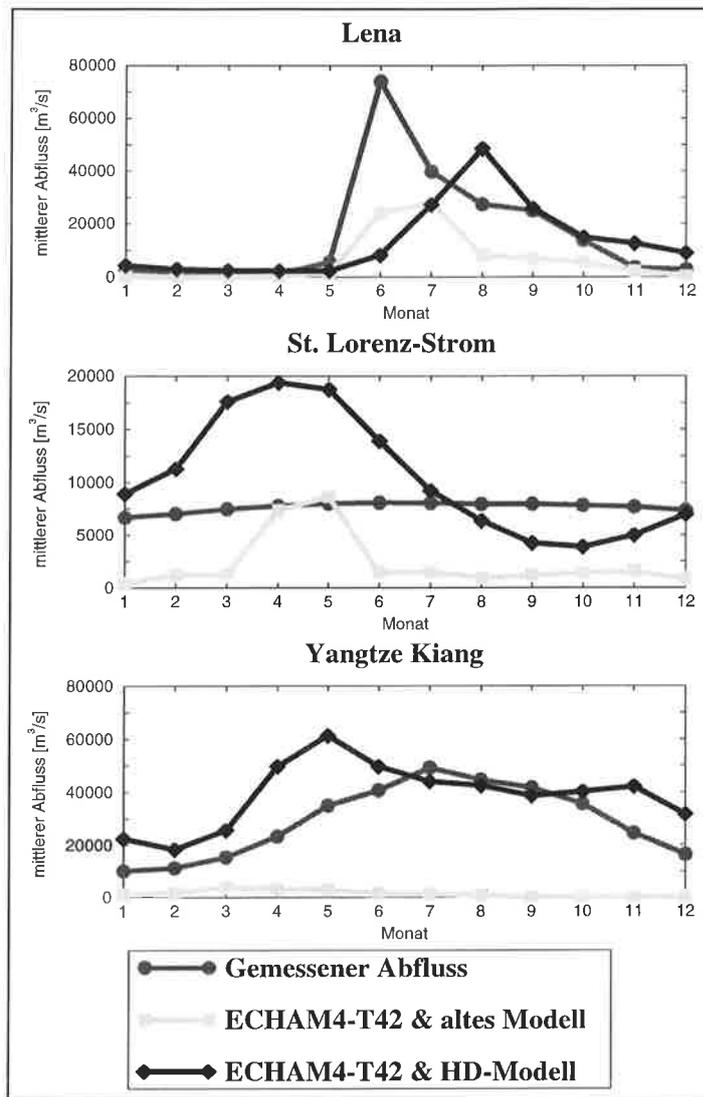


Abb. 11: Vergleich von beobachtetem und simuliertem Abfluß für weitere große Flüsse.

Für den Yangtze Kiang können die Differenzen zwischen beobachtetem und simuliertem Abfluß vor allem durch Defizite im Input, der von ECHAM4-T42 berechnet wurde, erklärt werden (so wie vielleicht bei allen in diesem Kapitel betrachteten Flüssen bis zu einem gewissen Grad). Im Einzugsgebiet des Yangtze Kiang enthält das ECHAM4-Niederschlagsfeld einen Fehler in der T42-Auflösung, der mit der T106-Auflösung (ca. 1.1° horizontale Gitterlänge) nicht auftritt (Bengtsson, persönliche Mitteilung, 1996). Eine direkte Anwendung des HD-Modells auf eine ECHAM4-Simulation mit T106-Auflösung war im Rahmen dieser Arbeit nicht möglich, da bisher noch keine T106-Simulation durchgeführt wurde, bei der Runoff und Drainage getrennt archiviert wurden. Prinzipiell besteht die Möglichkeit, diese Felder mit Hilfe des SL-Schemas (Kap. 4.2.) aus den simulierten Niederschlägen und 2m-Temperaturen zu berechnen. Vorerst wurde dies jedoch nicht weiter verfolgt, da sich bei ersten

Tests einige Probleme ergaben (z. B. bei der Berechnung der Schneeschmelze über Asien), auf deren nähere Untersuchung im Rahmen dieser Arbeit verzichtet wurde.

5.6. Verbesserung der Parameterisierungen des HD-Modells

Für die Erweiterung und Verbesserung der Parameterisierungen der verschiedenen Abflußprozesse des HD-Modells wurde das gemeinsame Einzugsgebiet der Flüsse Torneälven und Kalixälven im nördlichen Ostsee-Raum gewählt. Dieses wird im folgenden mit »Torneälven« bezeichnet. Ähnlich wie schon zuvor (s. Kap. 4.1.), war eine wesentliche Bedingung für die Wahl eines geeigneten Einzugsgebietes, daß dessen Flüsse nicht reguliert sind. Diese Bedingung ist beim Torneälven erfüllt.

Für den Torneälven stehen tägliche synoptische Daten von 2m-Temperatur und Niederschlag mit einer Auflösung von 1° für einen Zeitraum von 16 Jahren zur Verfügung. Außerdem existieren für 14 Jahre innerhalb des gleichen Zeitraumes tägliche Abflußmeßwerte. Tabelle 5 zeigt einige Daten für das Torneälven-Einzugsgebiet. Die Zeitreihen der hydrologischen Daten wurden von *Carlsson (persönliche Mitteilung, 1996)* zur Verfügung gestellt.

Tabelle 5: Gebietseigenschaften des Torneälven-Einzugsgebietes für die Jahre 1980-93

| Charakteristik | Beobachtung |
|--------------------------------|------------------------|
| Fläche in der Realität | 58 259 km ² |
| Fläche auf dem 0.5°-Gitter | 60 359 km ² |
| Anzahl der 0.5°-Gitterboxen | 51 |
| Mittlere Höhe | 359 m |
| Mittlerer Jahresabfluß | 720 m ³ /s |
| Mittlerer Niederschlag i. Jahr | 527 mm |
| Mittlere Temperatur i. Jahr | -1.0 °C |

Für die durchgeführten Untersuchungen im Torneälven wurden regionale Versionen sowohl des SL-Schemas als auch des HD-Modells entwickelt. Diese regionalen Versionen rechnen beide auf der 0.5°-Skala und sind prinzipiell in jedem Gebiet der Erde anwendbar. Mit dem SL-Schema wurden Zeitreihen von Runoff und Drainage aus den beobachteten Werten von Temperatur und Niederschlag berechnet. Eine erste Anwendung des SL-Schemas hatte eine nicht geschlossene Wasserbilanz des Einzugsgebietes zur Folge. Verschiedene Tests führten zu dem Ergebnis, daß Justierungen bei der Berechnung der aktuellen Evapotranspiration bessere

Simulationen des hydrologischen Kreislaufs erzeugten. Diese wurden daraufhin bei den Untersuchungen im Torneälven ins SL-Schema eingefügt.

Nebenher wurde hierbei festgestellt, daß in ECH4 in diesem Einzugsgebiet (ca. 2 Gitterboxen in der T42-Auflösung) neben dem Niederschlag auch die Evapotranspiration überschätzt wird. Denn obwohl eine zu hohe Niederschlagsmenge von ECH4 berechnet wird, liegen die simulierten Summen von Runoff und Drainage im Bereich des gemessenen Abflusses. Das bedeutet, daß auch die simulierte Evapotranspiration zu groß ist, da im langjährigen Mittel gelten muß (s. Kap. 8.1.5.):

$$\text{Niederschlag} - \text{Evapotranspiration} = \text{Abfluß} = \text{Runoff} + \text{Drainage}$$

Tabelle 6 gibt einen Überblick über Beobachtungen und Modellergebnisse bezüglich des hydrologischen Kreislaufs für das Torneälven-Einzugsgebiet.

Tabelle 6: Beobachtungen und Modellergebnisse für das Torneälven-Einzugsgebiet

| | Nieder- schlag | Evapotran- spiration | Runoff+ Drainage | Abfluß | Tempe- ratur |
|----------------------|-----------------------|-------------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------|
| Beobachtung | 32 km ³ /a | - | - | 23 km ³ /a | 272.2 K |
| SL-Schema unjustiert | ” | 12 km ³ /a | 19 km ³ /a | - | ” |
| SL-Schema justiert | ” | 9 km ³ /a | 23 km ³ /a | - | ” |
| ECHAM4-T42 | 47 km ³ /a | 18 km ³ /a | 20 km ³ /a | - | 272.9 K |

Für eine mögliche Verbesserung der Parameterisierungen des Oberflächenabflusses und des Gerinneabflusses wurden eine ganze Reihe verschiedener Formulierungen getestet. *Singh* (1988) zählt allein für die Darstellung der Lagzeit Dutzende von empirischen Relationen auf, die in der Literatur verwendet werden. Fast alle dieser Relationen stellen Beziehungen zu rein geographischen Gebietseigenschaften her. Hierzu gehören verschiedene Gefälledefinitionen, die Einzugsgebietsfläche, die Gerinnenetzdicke sowie verschiedene Entfernungen innerhalb eines Einzugsgebietes wie z. B. Breite, Länge und Flußlänge. Bei allen untersuchten Relationen galt in dieser Studie die Bedingung, daß alle verwendeten Gebietseigenschaften mit den verfügbaren Datensätzen global abzuleiten sind. Daher fielen z. B. viele Relationen weg, die auf Flußordnungsprinzipien nach *Horton* (1945) oder *Strahler* (1957) beruhten. Tabelle 7 zeigt eine Auswahl der näher betrachteten Relationen, wobei bei der Erstellung der Parametersätze des HD-Modells im Torneälven-Einzugsgebiet Gitterboxlänge und -Fläche anstelle von Flußlänge und Einzugsgebietsfläche verwendet wurden.

Keine der untersuchten Formulierungen erweckte den Anschein, daß sie qualitativ besser zur Abflußmodellierung geeignet sei als die bisher im HD-Modell verwendete des ersten Parameterisierungsansatzes (siehe Kap. 5.4.). Es ergab sich jedoch ein etwas besserer simulierter Abfluß, wenn bei der Parameterisierung des Oberflächenabflusses das mittlere Gefälle ϕ innerhalb einer Gitterbox anstelle des Topographiegradienten zur nächsten Gitterbox

in Fließrichtung benutzt wurde.

Tabelle 7: Empirische Formeln für Lagzeiten nach verschiedenen Autoren

τ_L = Lagzeit [h]

A = Fläche des Einzugsgebietes [m²]

n = Anzahl der Kaskadenspeicher

δx = Flußlänge [m]

c_1, c_2, c_3 = Einzugsgebietspezifische Konstanten

τ_C = Konzentrationszeit [h] = 1.417 * τ_L (nach Singh, 1988)

s = Gefälle [m/m]

$\delta = \frac{\sum_A \delta x}{A}$ = Gerinnenetzdichte [%/km]

Ein globaler Datensatz der Gerinnenetzdichte wurde abgeleitet aus einer globalen Verteilung von Flußlängen pro 0.5°-Gitterbox, die ihrerseits mit Daten des CIA (1992) konstruiert worden ist.

| Autor | Gleichung | Nr. |
|---------------------------------------|--|------|
| <i>Carter</i> (1961) | $\tau_L = 1.7 \cdot \left(\frac{\delta x}{1609} \cdot \sqrt{\frac{0.3048}{s \cdot 1609}} \right)^{0.6}$ | (28) |
| <i>Dooge</i> (1956) | $\tau_C = 2.58 \cdot \left(\frac{A \cdot 0.0001}{258.998} \right)^{0.41} \cdot \left(\frac{1}{s \cdot 10000} \right)^{0.17}$ | (29) |
| <i>Dooge</i> (1956) | $\tau_L = 100.5 \cdot \left(\frac{A \cdot 0.0001}{258.998} \right)^{0.28} \cdot \left(\frac{1}{s \cdot 10000} \right)^{0.7}$ | (30) |
| <i>Federal Aviation Agency</i> (1970) | $\tau_C = 0.03 \cdot (1.1 - c_2) \cdot \sqrt{\frac{\delta x}{0.3048}} \cdot (s \cdot 100)^{0.333}, c_2 = 0.4$ | (31) |
| <i>Hickok et al.</i> (1959) | $\tau_L [min] = 124.656 \cdot \left(\left(\frac{A}{4047} \right)^{0.3} \cdot \frac{1}{s \cdot 100} \cdot \sqrt{\frac{0.3048}{\delta \cdot 4047}} \right)^{0.61}$ | (32) |
| <i>Johnstone und Cross</i> (1949) | $\tau_C = 5 \cdot \sqrt{\frac{\delta x}{1609} \cdot \frac{0.3048}{s \cdot 1609}}$ | (33) |
| <i>Johnstone und Cross</i> (1949) | $\tau_L = 1.5 + 90 \cdot \frac{\sqrt{A}}{1609} \cdot \frac{0.3048}{s \cdot 1609}$ | (34) |
| <i>Kennedy und Watt</i> (1967) | $\tau_L = 6.71 \cdot \left(\frac{\delta x}{1609} \right)^{0.66} \cdot c_3^{1.21} \cdot \left(\frac{s \cdot 1609}{0.3048} \right)^{-0.33}, c_3 = 1.6$ | (35) |
| <i>Kerby</i> (1959) | $\tau_C [min] = \left(2 \cdot \frac{\delta x}{0.3048} \cdot \frac{c_1}{3 \cdot \sqrt{s}} \right)^{1/2.14}, c_1 = 0.8$ | (36) |
| <i>Kirpich</i> (1940), Tennessee | $\tau_C = 0.06625 \cdot (0.001 \cdot \delta x)^{0.77} \cdot s^{-0.385}$ | (37) |
| <i>Kirpich</i> (1940), Pennsylvania | $\tau_C = 21.67 \cdot 10^{-6} \cdot (\delta x / 0.3048)^{0.77} \cdot s^{-0.5}$ | (38) |
| <i>Nash</i> (1960) | $\tau_L = 20 \cdot \left(\frac{\delta x}{1609} \right)^{0.3} \cdot \left(\frac{s \cdot 1609}{0.3048} \right)^{-0.33}$ | (39) |

$$k_o = 17.87 \cdot 10^{-2} \cdot \frac{\Delta x}{\varphi} \quad \text{und} \quad n_o = 1 \quad (43)$$

$$k_r = 9.92 \cdot 10^{-4} \cdot \frac{\Delta x}{\left(\frac{\Delta h}{\Delta x}\right)^{0.1}} \quad \text{und} \quad n_r = 5 \quad (44)$$

Hierbei werden die Gitterboxlänge Δx in km und die Retentionskoeffizienten k_o und k_r in Tagen angegeben. Für die Fälle, in denen das mittlere Gefälle φ in einer Gitterbox gleich Null ist, wird φ in Gleichung 43 durch den Topographiegradienten $\Delta h/\Delta x$ zur nächsten Gitterbox in Fließrichtung ersetzt. Für bestimmte Gitterboxen werden die Parameter des Oberflächen- und des Gerinneabflusses noch durch den Einfluß von Seen oder Feuchtgebieten verändert. Hierauf wird in Kap. 6. näher eingegangen. Die entsprechenden Fließgeschwindigkeiten $v_{0,i}$ der beiden Abflußprozesse ergeben sich nach Gleichung 45, mit $i \in \{o, r\}$:

$$v_{0,i} = \frac{\Delta x}{n_i \cdot k_i} \quad (45)$$

Bei der Parameterisierung des Grundwasserabflusses wurde die Größe einer Gitterbox in deren Formulierung mit eingebaut. Die Retentionszeit k_g des linearen Grundwasserspeichers ist nun definiert als:

$$k_g = t_g \cdot \frac{\Delta x}{d_0} \quad (46)$$

Hierbei ist t_g die typische Retentionszeit des Grundwasserabflusses von 300 Tagen, die im ersten Parameterisierungsansatz auch global für k_g verwendet wurde. Δx bezeichnet die Länge einer Gitterbox und d_0 ist der typische Durchmesser (50 km) einer Gitterbox in der 0.5°-Auflösung. Bei einer globalen Anwendung des HD-Modells auf ECH4 waren die Auswirkungen dieser Formulierung anstelle von $k_g = t_g$ nur gering. Es wurde jedoch entschieden, fortan diese Formulierung zu verwenden, da die Parameterisierung des Grundwasserabflusses durch die explizite Berücksichtigung der Gitterboxgröße einen auflösungsunabhängigen Charakter erhält.

Ein Verdreifachen der typischen Retentionszeit t_g ergab keine nennenswerten Änderungen im Verhalten des gesamten Abflusses. Die Verringerung von t_g auf ein Drittel oder ein Zehntel wirkte sich dagegen schon ein wenig auf das Abflußverhalten aus. Dies führte aber generell zur qualitativen Verschlechterung des simulierten Abflusses. Aufgrund der relativen Unempfindlichkeit des gesamten Abflusses gegenüber dem Grundwasserabfluß scheint mit einer weiterführenden Parameterisierung bezüglich anderen Gitterboxeigenschaften keine signifikante Verbesserung des simulierten Abflusses erreichbar zu sein. Ausgeklammert wurde bei diesen Untersuchungen das Problem der Auswirkungen von Seen und Feuchtgebieten, da hierauf gesondert in Kap. 6. eingegangen wird.

Abb. 12 zeigt den Vergleich von gemessenen und simulierten Abflüssen der Lena, für die sich die Verbesserung der Parameterisierungen besonders stark ausgewirkt hat, wobei hier das HD-

Modell wiederum auf ECH4 angewendet wurde. Wurde beim ersten Parameterisierungsansatz das durch die Schneeschmelze hervorgerufene Abflußmaximum noch zwei Monate zu spät simuliert, so erscheint es jetzt mit den erweiterten Parameterisierungen nur noch einen Monat später als im gemessenen Abfluß, wie es bei einer korrekten Simulation des Abflusses auch erwartet wird (vgl. Kap. 5.5.).

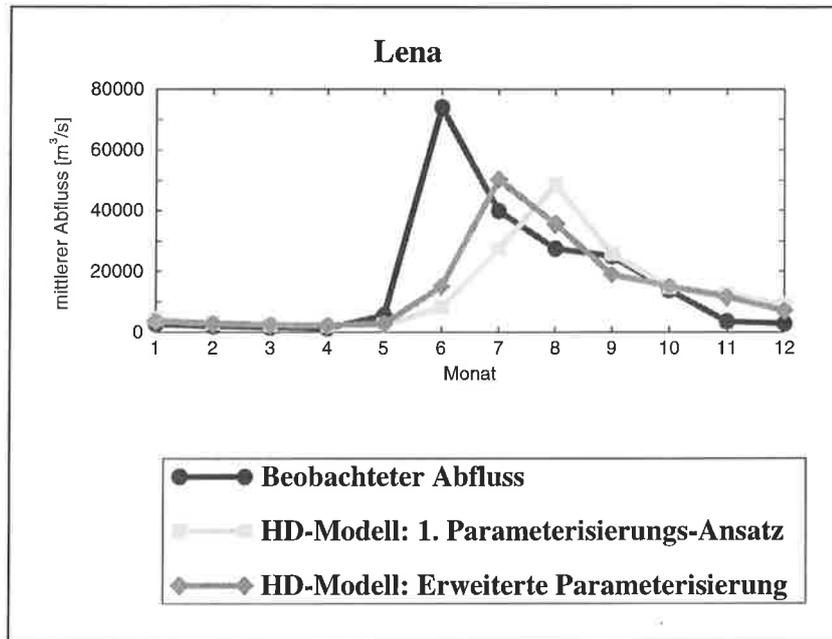


Abb. 12: Jahresgänge von beobachtetem und gemessenem Abfluß der Lena

6. Einfluß von Seen und Feuchtgebieten

Seen und Feuchtgebiete bilden natürliche Wasser-Reservoirs, die den lateralen Durchfluß von Wasser beträchtlich verzögern können. Ist ein großer Teil einer Gitterbox von Seen oder Feuchtgebieten bedeckt, so fließt sowohl der Oberflächen- als auch der Gerinneabfluß, der von außerhalb in die Gitterbox gelangt, fast direkt in die Seen oder Feuchtgebiete hinein. In einem Abflußmodell sollten hier prinzipiell beide Abflußarten gleich behandelt werden, z. B. indem diese im Modell durch den gleichen Speicher repräsentiert werden.

In einem See oder einem Feuchtgebiet ist die Definition einer Speicherkapazität in Abhängigkeit vom Bodentyp nicht sinnvoll, da das Wasser hier aufgefangen wird, ohne ein bestimmtes Gefäß zu füllen, bei dem es überlaufen kann. Diese Art der Definition ist bei vielen Parameterisierungen der Landoberfläche in atmosphärischen GCMs notwendig (siehe u. a. *Chen et al.*, 1997), wie z. B. in ECHAM4. Der Überlauf des Gefäßes ist dann der Runoff. Bei einem See oder Feuchtgebiet hat man es eigentlich mit einem unendlichen Speicher zu tun, der dem oben erwähnten Speicher für den Abfluß entspricht. Das heißt, hier geht alles Wasser, das den Boden erreicht, direkt in diesen Speicher hinein. Eine Trennung von Runoff und Infiltration ist hier nicht gegeben. Dieser Speicher ist aber gleichzeitig der Speicher, aus dem heraus die Evaporation stattfindet. Das Wasser verdunstet hierbei mit der potentiellen Evaporationsrate, wie es in atmosphärischen GCMs nur über großen Wasserflächen üblich ist. So ist z. B. bekannt, daß für den Niger in Afrika 50% des Abflusses im inneren Delta gespeichert und teilweise verdunstet werden (*Grabs et al.*, 1996).

Das heißt, daß an Punkten, an denen Seen und Feuchtgebiete das vorherrschende Terrain sind, eine Trennung zwischen dem vertikalen und dem horizontalen Teil des hydrologischen Kreislaufs an der Landoberfläche nicht realistisch ist. Eine entsprechende Parameterisierung für solche Gebiete müßte jedoch erst entwickelt werden, da diese derzeit in den GCMs bisher nicht verwirklicht wurde. Für eine derartige Entwicklung stand aber im Rahmen dieser Arbeit keine Zeit zur Verfügung.

Daher wurden nur Parameterisierungen bezüglich Seen und Feuchtgebieten untersucht, die sich auf das Abflußverhalten auswirken. Kap. 6.1. beschäftigt sich mit den Feuchtgebieten und Kap. 6.2. handelt von den Seen. Hierbei wurden nur Veränderungen des Fließverhaltens von Oberflächen- und Gerinneabfluß untersucht. Im HD-Modell haben Seen und Feuchtgebiete keine Auswirkungen auf das Verhalten des Grundwasserabflusses, da angenommen wird, daß sich diese im allgemeinen mehr auf das Volumen des Grundwasserabflusses auswirken, und weniger auf die Form und die Lagzeiten des Grundwasserabflusses. Dessen Volumen wird jedoch primär durch die Menge des Inputs, das heißt der Drainage, bestimmt, deren richtige Berechnung wiederum eine Aufgabe der atmosphärischen Modelle ist.

Die Lage und Größe von Seen und Feuchtgebieten wird durch das herrschende Klima beeinflusst. Eine Berücksichtigung von Seen und Feuchtgebieten bei der Parametererstellung des HD-Modells verursacht eine implizite Abhängigkeit der Parameter vom Klima. Für die Abflußsimulationen im heutigen Klima sind globale Datensätze ausreichend, welche die aktuelle Verteilung der Seen und Feuchtgebiete beschreiben. Für andere klimatologische Zustände müssen derartige Datensätze erst erzeugt werden. Eine Möglichkeit hierzu bietet ein Modell von *Coe und Bonan* (1997), mit dem sich Oberflächenwasserverteilungen in Abhängigkeit vom Klima berechnen lassen.

6.1. Parameterisierung bezüglich des Flächenanteils von Feuchtgebieten

Feuchtgebiete sind dadurch charakterisiert, daß der Boden in der Wurzelzone, an oder über der Erdoberfläche für eine bestimmte Zeitspanne im Verlauf des Jahres gesättigt ist. Die Fluktuation des Wasserspiegels über der Erdoberfläche ist einzigartig für jeden Feuchtgebietstyp. Feuchtgebiete spielen eine kritische Rolle in der Regulierung der Bewegung von Wasser in Einzugsgebieten sowie im globalen Wasserkreislauf (*Mitsch und Gosselink*, 1993). In Abhängigkeit von ihrer Position in der Landschaft und ihrer primären Wasserquelle können Feuchtgebiete verschiedene Funktionen innehaben. Sie speichern Niederschlag und Oberflächenwasser, um es dann langsam in verbundene Oberflächenspeicher, Grundwasserspeicher und in die Atmosphäre (durch Evapotranspiration) zu entlassen. Hinsichtlich des lateralen Abflusses dienen Feuchtgebiete als Interzeptionsspeicher, so daß scharfe Abflußmaxima in niedrigere Abflüsse über einen längeren Zeitraum umgewandelt werden. Deshalb ist der Einbau einer Feuchtgebiete-Parameterisierung in ein globales Abflußmodell wichtig für eine adäquate Simulation des Abflusses in Regionen, in denen Feuchtgebiete vorhanden sind. Feuchtgebiete sollten ebenfalls in atmosphärischen Modellen berücksichtigt werden, damit die Evapotranspiration in diesen Regionen realistischer simuliert werden kann. Ein weiterer wichtiger Aspekt der Feuchtgebiete ist ihre Rolle in der globalen Methan-Produktion (*Walter et al.*, 1996).

Für die Berücksichtigung von Feuchtgebieten in einem globalen Abflußmodell oder einem atmosphärischen Modell wird ein globaler Feuchtgebietet Datensatz benötigt. Zur Zeit existieren zwei globale Feuchtgebietet Datensätze mit einer Auflösung von 1°, die jeder Gitterbox einen Feuchtgebieteanteil zuordnen. Diese beiden Datensätze unterscheiden sich deutlich für verschiedene Regionen der Erde, so daß in diesem Kapitel untersucht werden muß, welcher der beiden Datensätze realistischer ist. Die beiden Datensätze werden in Kap. 6.1.1. vorgestellt.

Weil bisher eine geeignete Parameterisierung des Einflusses von Feuchtgebieten auf den lateralen Abfluß nicht existiert, wurde ein konzeptioneller Ansatz hierfür entwickelt. Dieser wird in Kap. 6.1.2. präsentiert. Kap. 6.1.3. befaßt sich schließlich mit dem Vergleich der beiden Feuchtgebietet Datensätze. Hierbei werden die simulierten Abflüsse des HD-Modells dazu benutzt, die Qualität der beiden Datensätze vergleichend zu bewerten. Diese Anwendung des HD-Modells ist ein Beispiel dafür, daß ein globales Abflußmodell zum qualitativen Vergleich von globalen Gebietseigenschafts-Datensätzen geeignet ist, sofern es die betreffenden Eigenschaften in seinen Parameterisierungen berücksichtigt.

6.1.1. Globale Feuchtgebietet Datensätze

Zur Zeit existieren zwei globale Feuchtgebietet Datensätze, die jeder Gitterbox einen Wert des Flächenanteils von Feuchtgebieten zuweisen. (Es existiert ein weiterer globaler Feuchtgebietet Datensatz von *Aselmann und Crutzen* (1989) mit einer Auflösung von 2.5° geographischer Breite und 5° geographischer Länge, die jedoch zu grob für die Zielsetzung dieser Studie ist.)

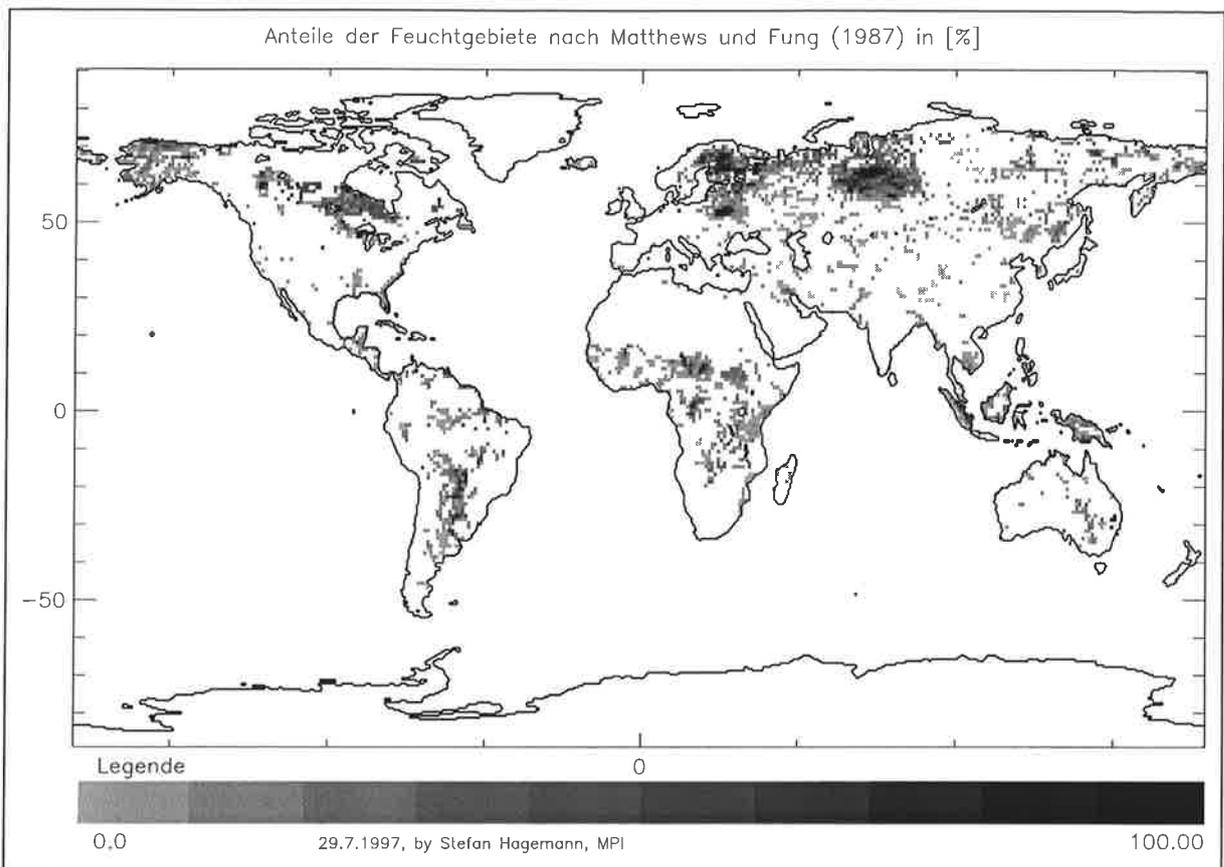


Abb. 13: Verteilung der Feuchtgebiete nach *Matthews und Fung* (1987). Farbskala in 10%-Schritten.

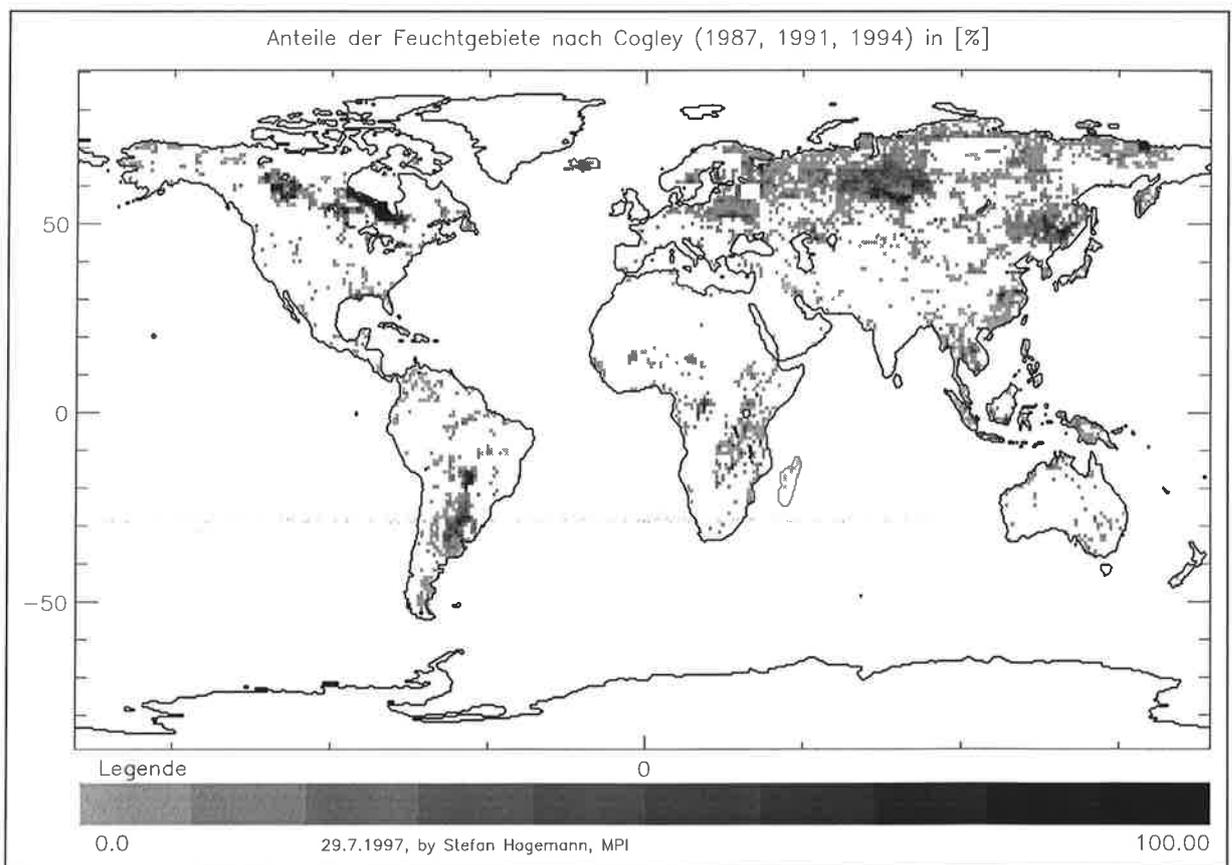


Abb. 14: Verteilung der Feuchtgebiete nach *Cogley* (1987, 1991, 1994). Farbskala in 10%-Schritten.

Abb. 13 zeigt Set 1, der von *Matthews und Fung* (1987) entwickelt wurde und weit verbreitet bei der Modellierung von globalen Methan-Kreisläufen ist (*Hein et al.*, 1997; *Cao et al.*, 1996). Set 2 (Abb. 14) wurde von *Cogley* (1987, 1991, 1994) erstellt und im Rahmen des 'International Satellite Land Surface Climatology Project' (ISLSCP; *Meeson et al.*, 1995) präsentiert. Beide Datensätze liegen mit einer $1^\circ \times 1^\circ$ -Auflösung vor und variieren nicht mit dem saisonalen Kreislauf.

Set 1 wurde durch die Integration von globalen Daten aus drei unabhängigen digitalen Quellen entwickelt, die (1) Vegetation, (2) Boden-Eigenschaften und (3) prozentuale Überschwemmung für jede 1° -Gitterbox angeben. Die Integration ergab eine globale Verteilung von Feuchtgebieten, die konsistent mit den jeweils vorhandenen ökologischen Charakteristiken und Umwelteigenschaften ist. Die Feuchtgebiete wurden in fünf Hauptgruppen (bewaldetes und unbewaldetes Moor, bewaldeter und unbewaldeter Sumpf, Flußauen) klassifiziert, die auf deren Umwelteigenschaften in Bezug auf Methanemissionen basieren.

Set 2 wurde durch das Überlagern von Karten im Maßstab 1 : 1 000 000 mit einer Schablone erstellt, die räumlich variierte, so daß pro 1° -Gitterbox eine Stichprobe von 100 Punkten mit gleichmäßigen Abständen erzeugt werden konnte. Die Terrainart, die an jedem dieser Punkte vorkam, wurde aufgezeichnet, und es wurden für jede Terrainart die Punkte innerhalb einer Gitterbox summiert. Die Summen der neun verschiedenen betrachteten Terrainarten addierten sich zu 100, so daß jede Summe als Schätzung des prozentualen Anteils einer bestimmten Terrainart innerhalb der 1° -Gitterbox interpretiert werden kann. Der mittlere Fehler einer typischen Messung beträgt wenige Prozent, wobei Fehler in den Karten selbst nicht berücksichtigt wurden, die für abgelegene Regionen signifikant sein können. Daher ist ein Mittel von 16 oder 25 dieser Messungen relativ genau, obwohl dessen Auflösung viel niedriger als die der Messungen ist.

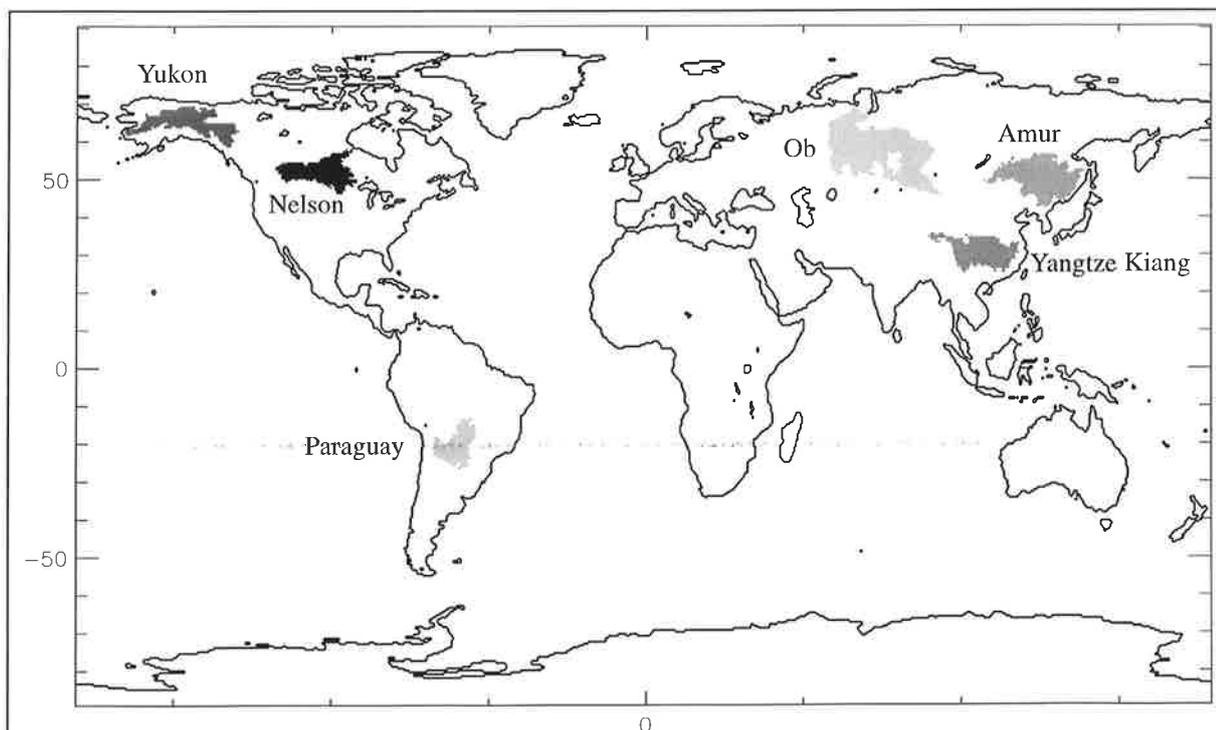


Abb. 15: Einige Einzugsgebiete, die beim Vergleich der Feuchtgebietedatensätze betrachtet werden. Nelson bezeichnet das vereinigte Einzugsgebiet der Flüsse Nelson und Saskatchewan.

Die beiden Datensätze sind zwar teilweise ähnlich strukturiert, es gibt jedoch Gebiete, in denen diese große Unterschiede aufweisen. Diese sind besonders auffällig in Alaska, Sibirien und an der Ostküste Asiens. Abb. 15 zeigt einige große Einzugsgebiete in diesen Regionen, die beim Vergleich der beiden Datensätze in Kap. 6.1.3. betrachtet werden.

6.1.2. Parameterisierung der Feuchtgebiete im HD-Modell

Das Reziproke der Retentionszeit eines linearen Speichers ist die Erneuerungsrate von Wasser, die ein generell nützliches Konzept in der Hydrologie der Feuchtgebiete ist. Sie ist als Quotient aus Durchfluß und mittlerem Volumen des Systems definiert (*Mitsch und Gosselink, 1993*). Obwohl die Erneuerungsrate ein häufig benutzter Parameter in limnologischen Studien ist, wurden bisher nur wenige Messungen von Erneuerungsraten in Feuchtgebieten durchgeführt, so daß diese Information nicht global verfügbar ist. Außerdem weisen neuere Ergebnisse daraufhin, daß die theoretische Retentionszeit eines linearen Speichers oftmals viel größer als die tatsächliche Residenzzeit von Wasser in Feuchtgebieten ist (*Mitsch und Gosselink, 1993*).

Daher wurde ein konzeptioneller Ansatz entwickelt, der den Einfluß von Feuchtgebieten auf die lateralen Abflußprozesse repräsentiert. Dieser beruht auf prinzipiellen Überlegungen, wie sich Feuchtgebiete auf die verschiedenen Abflußprozesse innerhalb einer Gitterbox auswirken müßten. Deren Einfluß sollte nicht allzu groß sein, sofern nur ein kleiner Anteil der Gitterbox mit Feuchtgebieten bedeckt ist. Andererseits sollte deren Einfluß vergleichsweise stark sein, wenn der überwiegende Teil der Gitterbox mit Feuchtgebieten überzogen ist.

Wenn dieser Einfluß der Feuchtgebiete als Verzögerungsfaktor $f_{W,i}$ repräsentiert wird, der direkt auf die Fließgeschwindigkeiten v_i des Oberflächenabflusses (Index $i=o$) und des Gerinneabflusses (Index $i=r$) einwirkt, so ergibt sich für $f_{W,i}$ als Funktion des Flächenanteils der Feuchtgebiete p_W in einer Gitterbox folgender prinzipieller Verlauf: $f_{W,i}$ ist nahe eins für kleine Werte von p_W . Für größere p_W nimmt $f_{W,i}$ stetig ab, und geht schließlich in eine asymptotische Annäherung an den minimalen Wert von $f_{W,i}$ für große p_W über. Der minimale Wert von $f_{W,i}$ entspricht der maximalen Verzögerung bei $p_W = 100\%$. Dieser generelle Verlauf kann durch die tanh-Funktion beschrieben werden, so daß diese im konzeptionellen Ansatz verwendet wird, der in Gleichung 47 wiedergeben ist.

$$f_{W,i} = 1 - \frac{1}{2} \left(1 - \frac{v_{W,i}}{v_{0,i}} \right) \cdot (\tanh(4\pi \cdot (p_W - p_c)) + 1) \quad (47)$$

$v_{0,i}$ ist hierbei die Fließgeschwindigkeit nach Gleichung 45, wie sie sich aus den Parameterisierungen des HD-Modells ohne Berücksichtigung des Einflusses von Feuchtgebieten ergibt. $v_{W,i}$ ist die Fließgeschwindigkeit bei 100% Flächenanteil von Feuchtgebieten in einer Gitterbox. p_c ist ein Schwellenwert von p_W , der den Abfall von $f_{W,i}$ mit steigendem p_W charakterisiert. Die Parameter der linearen Speicherkaskaden des Oberflächen- und des Gerinneabflusses werden nach Gleichung 48 modifiziert.

$$k_i = \frac{\Delta x}{f_{W,i} \cdot v_{0,i}} \quad n_i = 1 \quad (48)$$

Zur Vereinfachung wird $v_{W,o}$ auf ein Zehntel von $v_{W,r}$ gesetzt und es wird definiert: $v_W = v_{W,r}$

6.1.3. Vergleich der beiden Feuchtgebietedatensätze

Für beide Datensätze wurde eine Kalibrierung der Konstanten v_W und p_c im Einzugsgebiet des Paraguay vorgenommen. Hier haben Untersuchungen der Beziehungen zwischen beobachtetem Niederschlag und Abfluß (*Wüest, persönliche Mitteilung, 1996*) gezeigt, daß zwischen den Maxima des Niederschlags im Norden (Pantanal) und des Abflusses im Süden des Einzugsgebietes (bei Puerto Bermejo kurz vor dem Zusammenfluß mit dem Parana) eine Zeitdifferenz von ca. 5 Monaten besteht. Diese Verzögerung wird hauptsächlich durch die Retention in den Sümpfen (Pantanal) bewirkt. Nur ein kleiner Teil dieser Verzögerungszeit wird durch die Translation des Abflusses durch das Gerinne außerhalb der Sümpfe verursacht.

Die Konstanten v_W und p_c wurden so kalibriert, daß diese beobachtete Verzögerung von 5 Monaten zwischen Niederschlag und Abfluß simuliert werden konnte. Da relativ frühzeitig festgestellt wurde, daß $p_c = 50\%$ einen sinnvollen Abfall von $f_{W,i}$ mit steigendem p_W erzeugt, beschränkte sich die Kalibrierungsprozedur auf die Kalibrierung von v_W . Da die beiden Datensätze sich in der horizontalen Verteilung und in den Flächenanteilen der Feuchtgebiete unterscheiden, ergab die Kalibrierung verschiedene Werte für v_W . Für Set 1 resultierte hieraus ein Wert von 0.06 m/s und für Set 2 ergab sich ein Wert von 0.028 m/s. Deswegen werden unterschiedliche Abflüsse mit unterschiedlichen Geschwindigkeiten simuliert, selbst für eine Gitterbox, die den gleichen Feuchtgebieteanteil in beiden Datensätzen besitzt. Hier würde Set 2 eine größere Retention des Abflusses als Set 1 bewirken.

Basierend auf diesen Werten von v_W wurden zwei globale 0.5° -Felder von Parametern für das HD-Modell abgeleitet. Dann wurde das HD-Modell auf ECH4 angewendet, und der Abfluß von diversen großen Flüssen wurde mit diesen beiden Parametersätzen simuliert. Hierzu ist folgendes anzumerken:

Die in diesem Kapitel präsentierte Studie ist ein erster Ansatz, ein globales Abflußmodell zur vergleichenden Bewertung der Qualität zweier globaler Datensätze zu benutzen. Hierbei muß auf Probleme hingewiesen werden, die bei diesem Ansatz auftauchen. Es besteht die Absicht, von den simulierten Abflüssen darauf zu schließen, welcher der beiden Feuchtgebietedatensätze realistischer ist. Aber es ist zu beachten, daß Fehler aus verschiedenen Quellen bewirken können, daß der simulierte Abfluß von der Beobachtung abweicht. Der atmosphärische Input von ECH4 hat verschiedene systematische Fehler in der horizontalen Verteilung des Niederschlags und in dessen totalen Mengen. So werden u. a. auch die Feuchtgebiete selbst nicht in ECHAM4 berücksichtigt (vgl. Kap. 6.). Für bestimmte Regionen können Mängel im HD-Modell existieren, und zwar sowohl in den Formulierungen der Parameterisierungen als auch in den globalen Datensätzen, die in den Parameterisierungen

verwendet werden, wie z. B. Topographie oder Seeflächenanteile (s. Kap. 6.2.). Daher ist es schwierig, Fehler im simulierten Abfluß direkt mit Fehlern in den verwendeten Feuchtgebiete-datensätzen in Zusammenhang zu bringen, so daß im folgenden vor allem auf relative Unterschiede zwischen den simulierten Abflüssen geachtet wird, und weniger auf absolute Werte.

Für mehrere große Flüsse ist der simulierte Abfluß für Set 2 schlechter als für Set 1. Speziell für die Flüsse Amur, Yangtze und Nelson/Saskatchewan ist der simulierte Abfluß (s. Abb. 16) für Set 2 vollkommen unrealistisch. Die extrem starke Abschwächung der Variabilität des Abflusses ist bei dem atmosphärischen Input nicht gerechtfertigt. Es ist bekannt, daß in diesen drei Regionen die Diskrepanz zwischen atmosphärischem Input und Beobachtungen (*Arpe et. al.*, 1997) klein ist gegenüber der Differenz zwischen gemessenen und beobachteten Abflüssen. Diese starke Abschwächung des simulierten Abflusses wird durch eine zu große Retention der lateralen Wasserflüsse verursacht, die vermutlich durch eine zu langsame Geschwindigkeit v_W hervorgerufen wird.

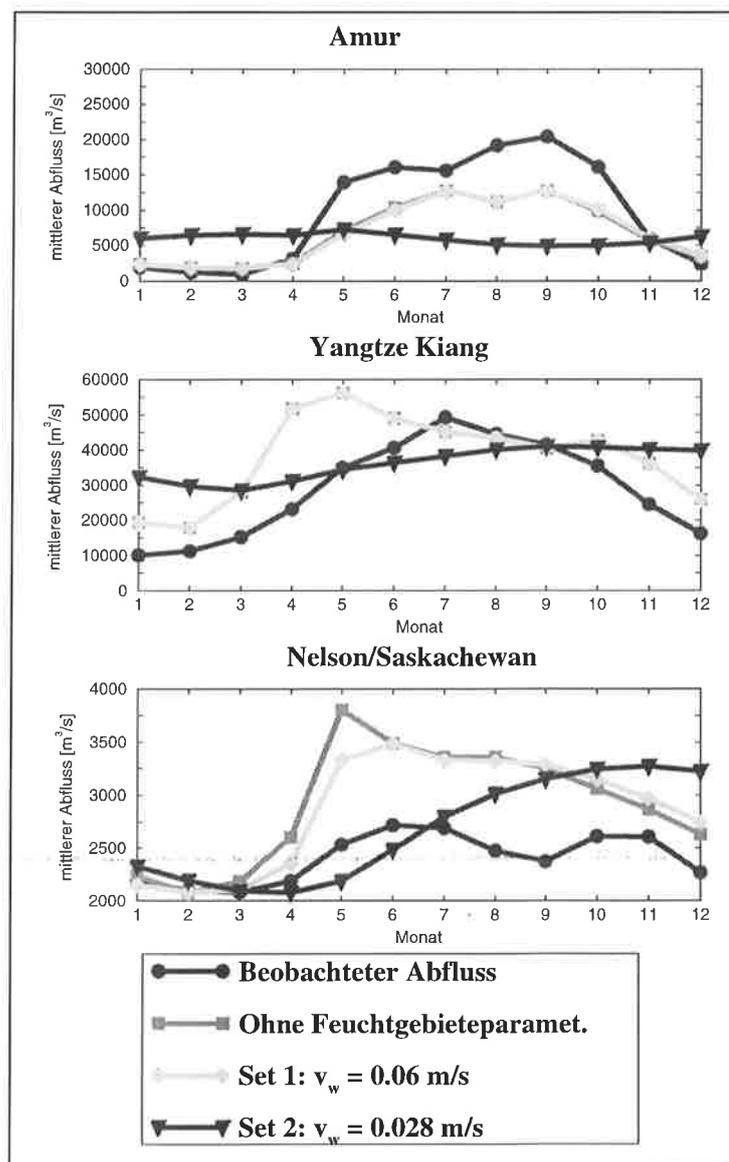


Abb. 16: Beobachtete und simulierte Abflüsse von Amur, Yangtze Kiang und Nelson/Saskatchewan

Diese Ergebnisse führen zu der Vermutung, daß die Verteilung der Feuchtgebiete von Set 2 im Paraguay-Einzugsgebiet zumindest für eine Kalibrierung von v_W nicht geeignet ist. Daher wurde die globale Abflusssimulation mit einem Wert von $v_W = 0.08$ m/s für Set 2 wiederholt. Obwohl diese Geschwindigkeit schneller als die von Set 1 ist, hat sie für Set 2 ebenfalls eine negative Wirkung auf den simulierten Abfluß im Amur-Einzugsgebiet (Abb. 17). Die jährliche Variabilität ist stark gedämpft und das Abflußmaximum im Sommer ist nicht vorhanden. Ein Vergleich beider Datensätze in diesem Gebiet zeigt, daß Set 2 dieser Region viele Feuchtgebiete zuweist, die in Set 1 nicht existieren. Dies deutet darauf hin, daß die Feuchtgebiete von Set 2 im Amur-Einzugsgebiet unrealistisch sind. Zumindest scheint ihre Auswirkung auf den Abfluß vernachlässigbar zu sein, was bei derart großen Feuchtgebiets-Flächen sehr ungewöhnlich ist. Das gleiche ist im Einzugsgebiet des Yangtze Kiang der Fall (Abb. 17). Hier hat der atmosphärische Input von ECH₄ größere Defizite (s. Kap. 5.5.), so daß der simulierte Abfluß nicht geeignet ist, um für den Vergleich der beiden Sets zuverlässige Aussagen zu liefern.

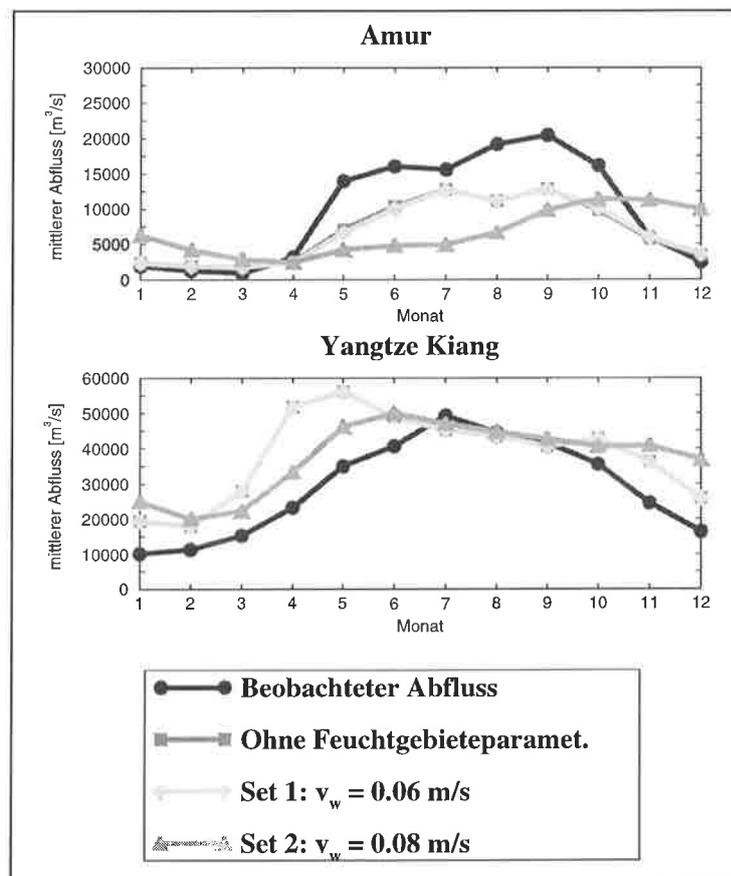


Abb. 17: Beobachtete und simulierte Abflüsse von Amur und Yangtze Kiang

Für den Yukon (Abb. 18) scheint der Einfluß der Feuchtgebiete in Set 1, die nicht in Set 2 vorkommen, den simulierten Abfluß zu verbessern, aber wegen der Unsicherheit über die Fehler im simulierten Abfluß (siehe oben) können keine präziseren Schlüsse gezogen werden. Im Gegensatz hierzu führt Set 1 beim Ob (Abb. 18) zu einem sehr unrealistischen simulierten Abfluß, während für Set 2 nur kleine Unterschiede im Vergleich zum Abfluß auftreten, der ohne die Berücksichtigung von Feuchtgebieten simuliert wird. Für Set 2 scheint der

verzögernde Effekt der Feuchtgebiete zu schwach zu sein, was auch für langsamere Werte von v_w der Fall ist. Dies läßt vermuten, daß beide Datensätze im Einzugsgebiet des Ob mit Fehlern behaftet sind.

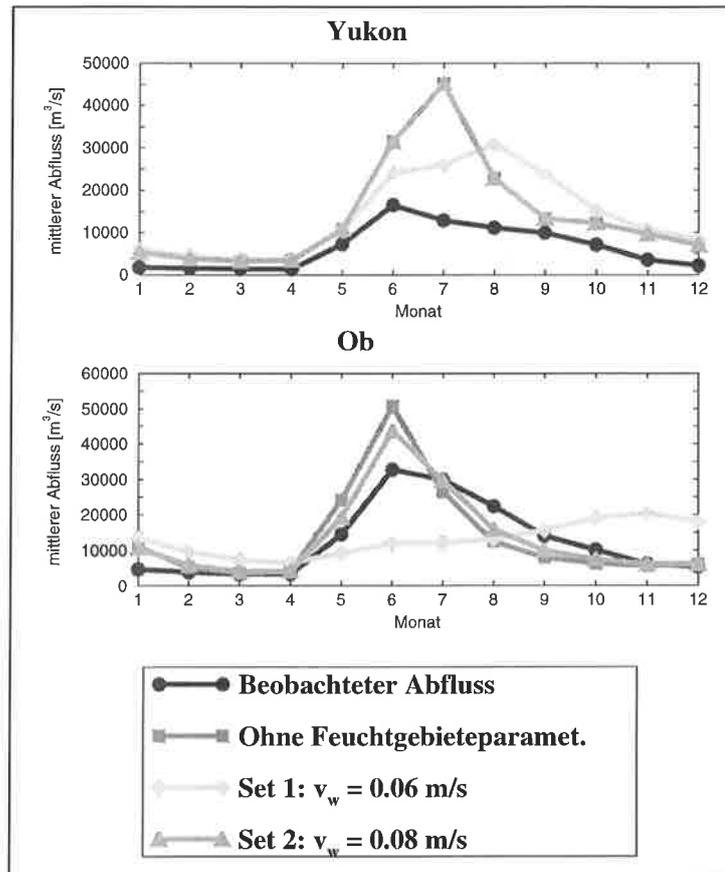


Abb. 18: Beobachtete und simulierte Abflüsse von Yukon und Ob

Zusätzlich zu Set 1 haben *Matthews und Fung* (1987) noch einen zweiten globalen 1° -Datensatz erstellt, der den spezifischen Feuchtgebietstyp für jede Gitterbox beschreibt, in der in Set 1 Feuchtgebiete existieren. Hierbei werden die Feuchtgebietstypen in die fünf Haupt-Feuchtgebietsarten (s. Kap. 6.1.1.) und in sieben sekundäre Feuchtgebietsarten unterteilt.

Um weitere Sensitivitätstests auszuführen, wurde der Feuchtegebieteanteil für Gitterboxen auf Null gesetzt, in denen die Feuchtgebiete sekundär sind. Dies scheint den simulierten Abfluß für Set 1 generell zu verbessern, speziell im Einzugsgebiet des Ob (Abb. 19). Für den Yukon (Abb. 19) dagegen gleicht der simulierte Abfluß für Set 1 nun nahezu dem einer Abflußsimulation ohne Feuchtgebiete in dieser Region (wie bei Set 2), da Set 1 hauptsächlich sekundäre Feuchtgebiete in dieser Region lokalisiert. Ein bestimmter funktioneller Zusammenhang zwischen sekundären Feuchtgebietsarten und den Abflüssen konnte bei mehreren Tests nicht ermittelt werden, so daß Gitterboxen mit sekundären Feuchtgebieten fortan im HD-Modell vernachlässigt werden. Es ist zu vermuten, daß diese Typen zumindest die Abflußeigenschaften des Yukon beeinflussen.

Dieses Kapitel hat gezeigt, daß ein globales Abflußmodell, welches Parameterisierungen

bezüglich Gitterbox-Eigenschaften enthält, die Möglichkeit bietet, globale Datensätze dieser Eigenschaften zu testen und diese vergleichend zu bewerten. Basierend auf den Ergebnissen des Vergleichs von Set 1 und Set 2, ist die Verwendung von Set 1 in der globalen Modellierung des Klimas oder von hydrologischen Prozessen zu empfehlen, solange bis neue oder überarbeitete Feuchtgebiededatensätze verfügbar werden.

Das HD-Modell arbeitet auf einem 0.5°-Gitter. Daher ist anzumerken, daß die 1°-Auflösung der Feuchtgebiededatensätze sicherlich zu grob in einigen Regionen sein kann, um dort akkurate Abflußsimulationen zu erzeugen. Daher ist es für die Zukunft wünschenswert, einen globalen 0.5°-Feuchtgebiededatensatz zu erlangen, um die in diesem Kapitel präsentierten Prozeduren zu wiederholen.

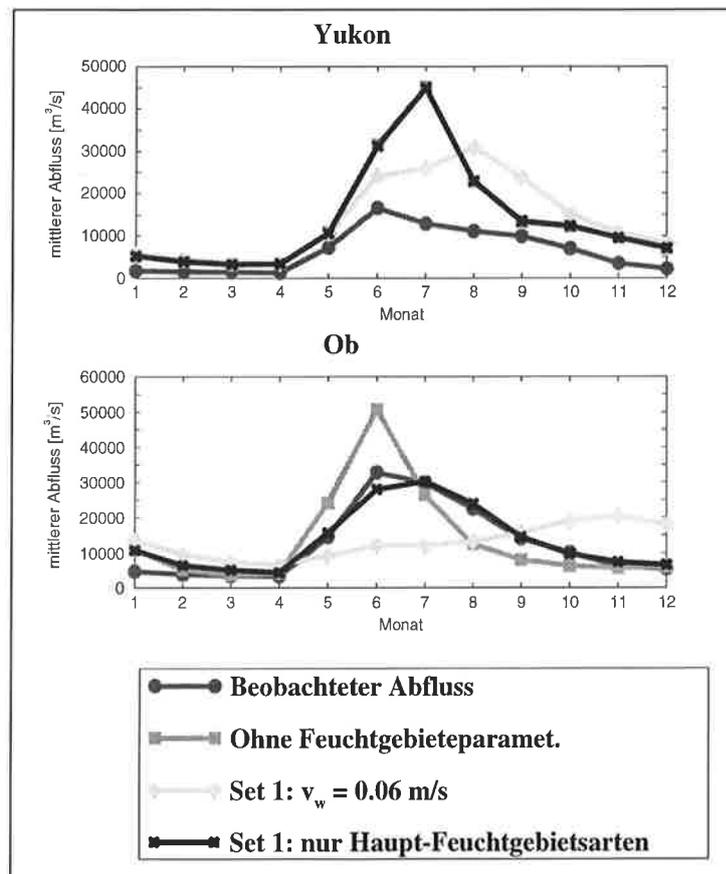


Abb. 19: Beobachtete und simulierte Abflüsse von Yukon und Ob

6.2. Parameterisierung bezüglich des Flächenanteils von Seen

Große Seen haben in letzter Zeit ein gesteigertes Interesse auf sich gezogen, nicht nur aufgrund ihrer Rolle als Wasser-Ressource, sondern auch als Indikator für Klimaveränderungen (Birkett und Mason, 1995). Für verschiedene große Seen sind die Residenzzeiten von Wasser im See bekannt. Es läge nun nahe, diese in einer linearen Speicher-Formulierung umzusetzen. Eine derartige Information ist jedoch nicht für alle Seen als globaler Datensatz verfügbar.

Als globaler Seendatensatz lag am MPI ein Datensatz vor, der mit einer Auflösung von $1 \times 1^\circ$ den Anteil der Seeflächen für jede Gitterbox beschreibt, und auf Daten von *Cogley* (1987, 1991, 1994) basiert. Da diese Daten jedoch einige Inkonsistenzen enthalten, wurde der Datensatz mit Hilfe von weiteren ISLSCP-Datensätzen aus *Meeson et al.* (1995) und Seedaten des *CIA* (1992) modifiziert. Der modifizierte globale Seendatensatz ist in Abb. 20 dargestellt.

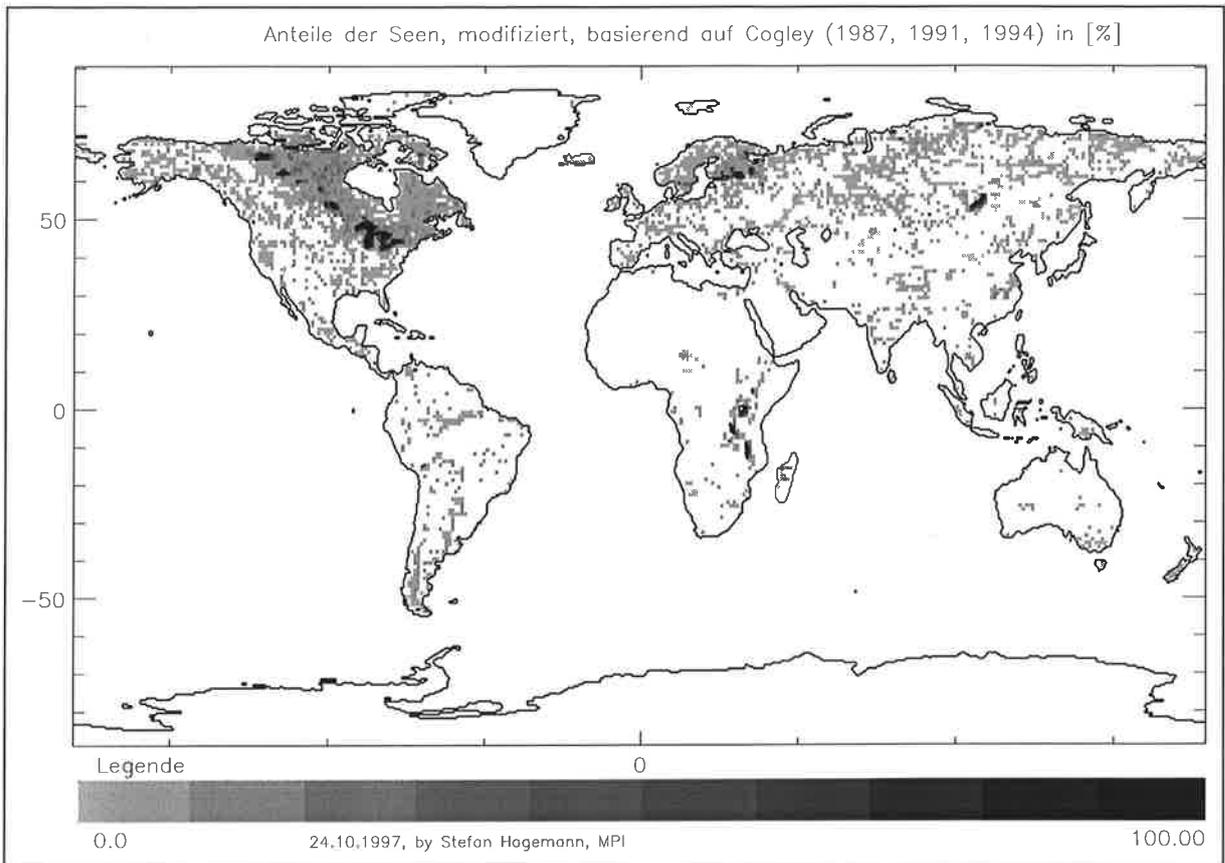


Abb. 20: Modifizierte globale Verteilung der Seeanteile basierend auf *Cogley* (1987, 1991, 1994). Farbskala in 10%-Schritten

Bisher ist es noch weitgehend unklar, wie eine sinnvolle Parameterisierung von Abflußmodellen bezüglich des Seeflächenanteils auszusehen hat. Zwar gibt es einige einzugsgebiets-spezifische Abflußmodelle, bei denen jeder See als linearer Speicher behandelt und mit einer empirisch ermittelten Retentionszeit versehen wird, doch ist eine derartige Information global nicht für alle Seen verfügbar. Bei *Charbonneau et al.* (1977) wirkt sich der reziproke Seeflächenanteil exponentiell auf einen Transferkoeffizienten aus. Mehrere Tests mit einem ähnlichen Verzögerungsfaktor lieferten jedoch keine zufriedenstellenden Resultate.

Für den Einfluß des Anteils von Seen in einer Gitterbox auf das Abflußverhalten gelten im Prinzip die gleichen Überlegungen, die in Kap. 6.1. für die Auswirkungen von Feuchtgebieten angestellt wurden. Daher wurde hierfür der gleiche konzeptionelle Ansatz gewählt. Das heißt, es gelten:

$$f_{L,i} = 1 - \frac{1}{2} \left(1 - \frac{v_{L,i}}{v_{0,i}} \right) \cdot (\tanh(4\pi \cdot (p_L - p_c)) + 1) \quad (49)$$

und

$$k_i = \frac{\Delta x}{f_{L,i} \cdot v_{0,i}} \quad n_i = 1 \quad (50)$$

Die Bezeichnungen in Gleichung 49 und Gleichung 50 entsprechen denen von Gleichung 47 und Gleichung 48, nur daß diese sich jetzt auf den Seenteil (Index L) anstelle des Feuchtgebieteanteils (Index W) in einer Gitterbox beziehen. Wiederum wurde zur Vereinfachung $v_{L,o}$ auf ein Zehntel von $v_{L,r}$ gesetzt, wobei im folgenden gilt: $v_L = v_{L,r}$

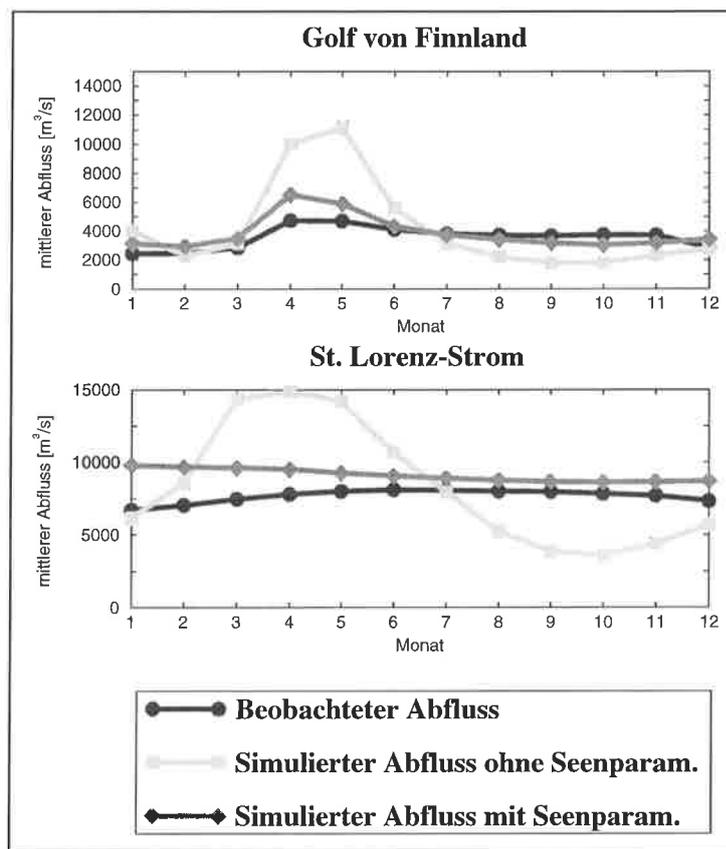


Abb. 21: Beobachtete und simulierte Abflüsse ohne und mit einer Parameterisierung der Seen in den beiden Einzugsgebieten, in denen die Kalibrierung der Parameterisierungskonstanten vorgenommen wurde.

Da analog zu Kap. 6.1. festgestellt wurde, daß $p_c = 50\%$ einen sinnvollen Abfall von $f_{L,i}$ mit steigendem p_L erzeugt, beschränkte sich die Kalibrierungsprozedur auf die Kalibrierung von v_L . Die Kalibrierung von v_L wurde in den Einzugsgebieten des St. Lorenz-Stromes und des Golfs von Finland durchgeführt. Der Abfluß in diesen beiden Einzugsgebieten wird entscheidend durch den Einfluß von Seen geprägt. Dies sind beim St. Lorenz-Strom die Großen Seen (Oberer See, Michigensee, Huronsee, Eriesee, Ontariosee) und beim Golf von

Finnland vor allem der Ladogasee. Hier ist der Einfluß der Seen so stark, daß die Variabilität im Jahresgang des Abflusses extrem gedämpft wird. Dadurch wirken sich Variabilitäten im Niederschlag nur geringfügig auf den Abfluß aus. Daher spielt es auch keine große Rolle, ob die Kalibrierung auf gemessenen oder simulierten Niederschlägen beruht, da auch mögliche Fehler im simulierten Niederschlag keine großen Auswirkungen auf den simulierten Abfluß haben, abgesehen von Abweichungen im Volumen des simulierten Abflusses gegenüber den gemessenen Werten.

Als Input des HD-Modells wurden für die Kalibrierung die Runoff- und Drainage-Felder von ECH4 benutzt. Die manuell durchgeführte Kalibrierung ergab für v_L einen Wert von 0.01 m/s. Abb. 21 zeigt einen Vergleich der simulierten Abflüsse mit und ohne Berücksichtigung der Seen für die Einzugsgebiete des St. Lorenz-Stromes und des Golfs von Finnland. Für beide Einzugsgebiete wurde der simulierte Abfluß deutlich verbessert. Der negative Trend im simulierten Abfluß des St. Lorenz-Stromes beruht auf Differenzen im Speicherinhalt der linearen Speicher der verschiedenen Abflußprozesse vor und nach Ende der fünfjährigen Abflußsimulation.

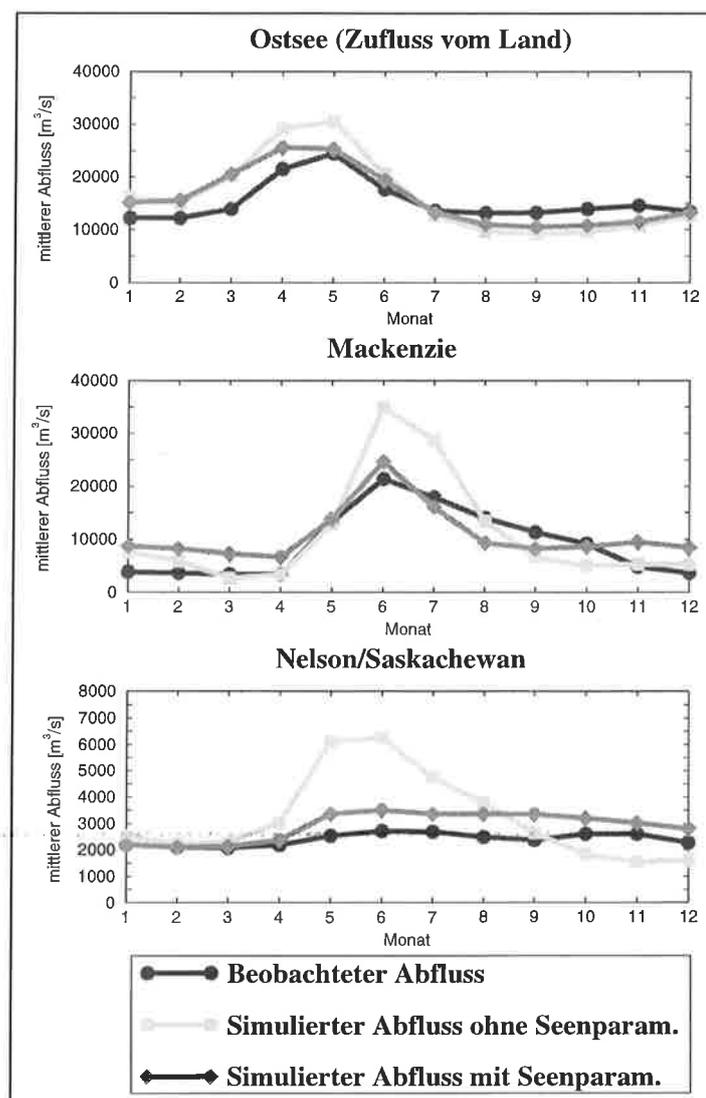


Abb. 22: Beobachtete und simulierte Abflüsse ohne und mit einer Parameterisierung der Seen in verschiedenen Einzugsgebieten.

Die in Kap. 5.4. vorgestellte Prozedur zur Erstellung der Initialisierungsfelder der linearen Speicher ergab für die meisten großen Flüsse zufriedenstellende Resultate nach nur wenigen Wiederholungen. Nur für Flüsse, die durch ein starkes Rückhaltevermögen (z. B. aufgrund des Einflusses von Seen oder Feuchtgebieten) charakterisiert sind, sind mehr Wiederholungen erforderlich. Die korrekte Initialisierung der linearen Speicher ist beim St. Lorenz-Strom besonders schwierig, da diese aufgrund des extrem hohen Rückhaltevermögens der Großen Seen sehr große Retentionszeiten besitzen, und dadurch sehr viel Zeit brauchen, um sich mit dieser Prozedur einzuschwingen.

Global ergab sich generell eine Verbesserung des simulierten Abflusses in Gebieten, wo sich die Seen auf den simulierten Abfluß auswirken. Diese ist besonders auffällig in den Einzugsgebieten des Nelson/Saskatchewan und des Mackenzie (Abb. 22). Auch der simulierte Abfluß in die Ostsee (Abb. 22) wurde verbessert. Die Abweichungen des simulierten vom gemessenen Abfluß im Frühjahr basieren darauf, daß ECHAM4 Probleme bei der Simulation der Schneeschmelze in Teilen des Ostsee-Einzugsgebietes hat, wie sie z. B. im Teileinzugsgebiet der Bottnischen See auftreten (siehe hierzu Kap. 8.1.5.).

Analog wie bei den Feuchtgebieten mag die 1° -Auflösung des Seendatensatzes zu grob in einigen Regionen sein, um dort akkurate Abflußsimulationen zu erzeugen. Daher ist es auch hier für die Zukunft wünschenswert, einen globalen 0.5° -Seendatensatz zu erlangen.

7. Daten zur Validierung des HD-Modells

Für die Validierung des HD-Modells wäre es nützlich, globale Beobachtungen von Runoff und Drainage als Modellinput zu verwenden. Diese Daten existieren jedoch nicht global, und es ist auch nicht zu erwarten, daß diese in näherer Zukunft für größere Gebiete gemessen werden. Als Alternative hierzu können Surrogatdaten dienen, die relativ dicht an der Realität liegen. Für viele atmosphärische Größen bieten sich hier globale Reanalyse-Felder an. Kap. 7.2. geht auf die Reanalyse-Daten (*Gibson et al.*, 1997) des 'European Centre for Medium-Range Weather Forecast' (ECMWF) ein, und Kap. 7.3. befaßt sich mit den Reanalyse-Daten (*Kalnay et al.*, 1996) des 'National Center for Environmental Prediction' (NCEP).

Bei der Untersuchung der Reanalyse-Felder sowie bei der Validierung des HD-Modells in verschiedenen Regionen der Erde werden neben den gemessenen Abflüssen diverse globale klimatologische Beobachtungsdaten aus verschiedenen Quellen für Vergleiche herangezogen. Diese Daten werden in Kap. 7.1. vorgestellt.

7.1. Klimatologische Beobachtungsdaten

Bei allen im folgenden besprochenen Klimatologien ist zu beachten, daß im Rahmen dieser Arbeit nur deren Werte über Land von Interesse waren, so daß auf deren Eigenschaften über den Ozeanen nicht eingegangen wird.

Als beobachtete Niederschläge standen Monatsmittelwerte des 'Global Precipitation Climatology Centre' (*Rudolf et al.*, 1996) und die Klimatologie von *Legates und Willmott* (1990a) zur Verfügung, wobei erstere als die derzeit beste Niederschlagsklimatologie angesehen werden (*Arpe, persönliche Mitteilung*, 1997). Im folgenden wird erstere Klimatologie mit GPC bezeichnet, und die zweite mit PLW. GPC besitzt eine Auflösung von 2.5° und enthält monatliche Niederschlagswerte der Jahre 1986-1994, die auf der objektiven Analyse von weltweit über 6700 Stationen beruhen. PLW wurde mit einer Auflösung von 0.5° aus Niederschlagsdaten von 24635 unabhängigen Meßstationen erstellt. Die meisten dieser Daten stammen aus den Jahren 1920-80, wobei die Anzahl der Daten zu jüngeren Zeiträumen hin ansteigt. Die Meßdaten selbst wurden nachträglich korrigiert, um verschiedene Meßfehler zu berücksichtigen, die u. a. durch den Einfluß von Wind und Evaporation entstehen können. Bei der Betrachtung von beiden Klimatologien muß man die Aussagen im Kopf behalten, die in Kap. 4.1. über die Qualität von gemessenen Niederschlägen gemacht wurden. Die höchsten Unsicherheiten der Klimatologien existieren in Gebirgsregionen, in Gebieten, in denen vorwiegend fester Niederschlag auftritt, und in Wüstenregionen, wo der Niederschlag selten, aber heftig ist (*Stendel und Arpe*, 1997).

Im Vergleich zu Niederschlägen sind Temperaturen relativ leicht und vergleichsweise genau zu messen. Beobachtungsdaten der 2m-Temperatur wurden der monatlichen Klimatologie von *Legates und Willmott* (1990b) entnommen, die im folgenden mit TLW bezeichnet wird. Diese wurde mit einer Auflösung von 0.5° aus Temperaturdaten von 17986 unabhängigen

Meßstationen erstellt. Mögliche Fehler dieser Klimatologie ergeben sich aus der Tatsache, daß in verschiedenen Gebieten der Erde unterschiedliche Meßinstrumente benutzt werden, welche die Temperaturen in verschiedenen Höhen über dem Erdboden messen. So wird z. B. in den USA ein Instrument namens 'Stevenson Screen' verwendet, das die Temperatur in einer Höhe von 1.20 m über dem Erdboden mißt (*Legates, persönliche Mitteilung, 1996*). Eine Höhenkorrektur für die verschiedenen Meßhöhen wurde nicht durchgeführt, da die Klimatologie als Boden-Luft-Temperatur bezeichnet wird, die nur in Teilen der Erde direkt mit der 2m-Temperatur gleichzusetzen ist, wie z. B. in Deutschland. Bekannte größere Fehler hat TLW im Gebiet des Himalaja (*Legates und Willmott, 1990b*), wo die Temperaturen um mehrere Grade zu warm sind.

Eine globale Verteilung der Schneehöhen (Wasseräquivalent) wurde der Klimatologie des 'US Air Force Environmental Technical Applications Center' (USAF/ETAC; *Foster und Davy, 1988*) entnommen, die im Rahmen von ISLSCP (*Meeson et al., 1995*) präsentiert wurde. Diese wird im folgenden mit SDC bezeichnet. Einer extensiven Literatursuche folgend, wurde die Klimatologie aus Schneehöhen-Daten erstellt, denen weltweit so viele Quellen wie möglich zu Grunde lagen. Die Daten selbst wurden von *Foster und Davy (1988)* für verschiedene Regionen mit drei unterschiedlichen Qualitätsstufen (hoch, mittel, gering) bewertet, die ihr Vertrauen in deren Zuverlässigkeit ausdrücken. Zwar bewerten sie die Qualität ihrer Daten in den USA, Kanada, Skandinavien und auf dem Gebiet der früheren Sowjetunion als hoch, jedoch ist ihr Vertrauen in Daten aus Gebirgsregionen nur gering. Da in letzteren jedoch generell mehr Schnee als in flachen Gebieten fällt, tragen diese Regionen in vielen Teilen der Erde, für die Schneefall im Winter charakteristisch ist, während der Schneeschmelze den Großteil des Abflusses bei. Diese Unsicherheit über die Zuverlässigkeit der SDC muß bei ihrer Verwendung berücksichtigt werden. Für China und die Alpenländer mit Ausnahme von Deutschland (hoch) ist die Qualität mit mittel bewertet worden.

7.2. Reanalyse des ECMWF

Für globale Wettervorhersagen werden Startfelder benötigt, die zeitlich und räumlich mit einer regelmäßigen Auflösung vorliegen. Diese Startfelder werden durch operationelle Analysen hergestellt und liefern ein Modellbild, das bei der Wettervorhersage den Istzustand kennzeichnen soll. Sie setzen sich zusammen aus der Kombination von Beobachtungen, den zuvor getroffenen Vorhersagen und Modellannahmen über die Entwicklung verschiedener meteorologischer Größen. Operationelle Analysen sind also eine Schätzung der tatsächlichen Wetterverhältnisse. Langjährige Zeitreihen dieser Analysen sollten deshalb ein adäquates Protokoll der Klimaentwicklung darstellen. Diese werden jedoch beeinflusst durch größere Veränderungen in Modell, Analysetechnik, Datenassimilierung und Nutzung von Beobachtungsdaten, die ein essentielles Produkt der Forschung und der Weiterentwicklung in einem numerischen Wettervorhersage-Zentrum sind. So können in den langjährigen Analysefeldern scheinbare Klimaänderungen auftreten, die nur durch Änderungen der Formulierungen des jeweils verwendeten Analysesystems hervorgerufen werden. Dies führte zur Einführung von Reanalyse-Projekten. Hierbei wird ein festes Analyse/Vorhersage-System benutzt, um die Beobachtungsdaten der Vergangenheit über längere Zeiträume in einem Stück

zu assimilieren. (Gewisse Inkonsistenzen bleiben erhalten, da für verschiedene Zeiträume auch unterschiedlich viele Beobachtungsdaten vorliegen.) Die Reanalyse-Zeiträume betragen 15 Jahre für die ECMWF-Reanalyse und 40 Jahre für die NCEP-Reanalyse (s.Kap. 7.3.).

Die ECMWF-Reanalyse wurde für die Jahre 1979-93 durchgeführt (*Gibson et al.*, 1997). Hierbei wurde eine spektrale T106-Auflösung verwendet, die ungefähr einer Auflösung von 1.1° entspricht.

Die hydrologischen Prozesse im Boden werden von der ECMWF-Reanalyse nur sehr mangelhaft wiedergegeben. So sind die Mengen von Runoff und Drainage, die an der Landoberfläche simuliert wurden, unrealistisch. Zum einen ist die Drainage des Bodens, die in einer Tiefe von 3 m berechnet wurde, um 2 Größenordnungen höher als der Runoff. Dies kann vielleicht in einigen Einzugsgebieten der Fall sein, es trifft aber global nicht zu. So ist z. B. der reale Grundwasserabfluß im Senegal-Einzugsgebiet nur zweimal so groß wie der Runoff (*Kattan et al.*, 1987). In anderen Gebieten ist der Runoff sogar größer als die Drainage (*Gottschalk und Xu, persönliche Mitteilung*, 1995). Zum anderen wird in den Runoff die Schneeschmelze nicht mit einbezogen. Während des Reanalyse-Zyklus wurde die Höhe der Schneebedeckung der Landoberfläche als untere Randbedingung verwendet. Sie entstammt einer Cressman-Analyse, die auf Persistenz, Klimatologien und Stationsdaten basiert (*Viterbo, persönliche Mitteilung*, 1996). Die Schneeschmelze wird bei der ECMWF-Reanalyse nicht berechnet. Da aus diesen Gründen die Reanalyse-Felder von Runoff und Drainage sehr unrealistisch sind, ist deren Verwendung für die Validierung des HD-Modells nicht geeignet.

Als Alternative war daher geplant, die Runoff- und Drainagefelder nachträglich aus den Feldern der 2m-Temperatur und des Niederschlags der Reanalyse zu berechnen. Hierzu wurde eine globale Version des SL-Schemas (siehe Kap. 4.2.) entwickelt. Diese ist für verschiedene Auflösungen konzipiert worden und rechnet im allgemeinen mit der gleichen Auflösung wie die zur Verfügung stehenden Inputfelder der 2m-Temperatur und des Niederschlags. Bei der Anwendung des SL-Schemas auf die Reanalyse-Daten stellte sich heraus, daß in der nördlichen Hemisphäre für viele Einzugsgebiete die Schneeschmelze zu spät simuliert wurde.

Um die Ursache hierfür festzustellen, wurde die 2m-Temperatur der ECMWF-Reanalyse näher untersucht. In Abb. 23 sind Jahresgänge der 2m-Temperatur für das Einzugsgebiet des Arktischen Ozeans (ACSYS-Region, s. Kap. 8.2.), das Ostsee-Einzugsgebiet (BALTEX-Region, s. Kap. 8.1.) und für das nördlichste Teileinzugsgebiet der Ostsee, die Bottnische Bucht, dargestellt. Als beobachtete 2m-Temperaturen standen zusätzlich zur TLW für die Bottnische Bucht auch synoptische Daten zur Verfügung (*Bergström et al.*, 1996). In jedem der drei Einzugsgebiete liegt die 2m-Temperatur der Reanalyse im Winter deutlich unter der beobachteten Temperatur. Auch überschreitet diese den Gefrierpunkt im Frühling später als in der Natur beobachtet wird. Daraus resultiert bei der temperaturabhängigen Berechnung des Schneefalls und der Schneeschmelze im SL-Schema ein systematischer Fehler, der vor allem eine Verzögerung des Zeitpunktes der Schneeschmelze zur Folge hat. Da aber der korrekte Zeitpunkt der Schneeschmelze in den Eingangsgrößen eines Abflußmodells für dessen Validierung von großer Bedeutung ist, scheidet die Verwendung der ECMWF-Reanalyse zur Erzeugung von globalen Surrogatdaten aus.

In Gebieten, in denen der Einfluß von Schnee vernachlässigt werden kann, wurden jedoch mit dem SL-Schema Surrogatdaten von Runoff und Drainage aus den Reanalyse-Feldern der Jahre 1981-1985 erzeugt. Hierzu wurden tägliche Werte von Niederschlag und 2m-Temperatur verwendet, die aus den 6-Stunden-Vorhersagen abgeleitet wurden. Diese Daten der ECMWF-

Reanalyse werden im folgenden mit ERA bezeichnet, und die Surrogatdaten mit ERA-SL.

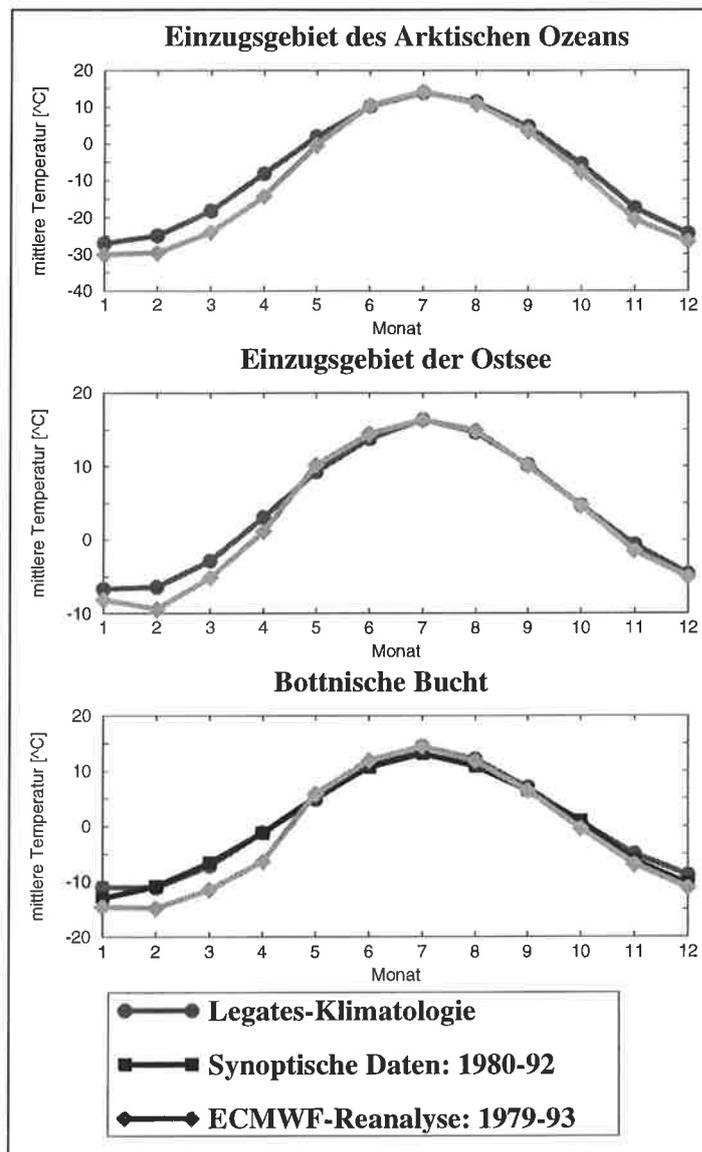


Abb. 23: 2m-Temperaturen aus Beobachtungen und der ECMWF-Reanalyse in verschiedenen nördlichen Einzugsgebieten.

7.3. Reanalyse des NCEP

Die NCEP-Reanalyse wurde mit dem Wettervorhersage-Modell des NCEP und einer operationellen spektralen statistischen Interpolations-Prozedur (Kalnay et al., 1996) durchgeführt. Es wurde eine spektrale T62-Auflösung verwendet, die ungefähr einer Auflösung von 1.9° entspricht. Die Reanalyse wurde für die Jahre 1957-97 vollzogen, von denen im Rahmen dieser Arbeit vor allem die Jahre 1981-85 untersucht wurden.

Während des Reanalyse-Zyklus wurde die Höhe der Schneebedeckung der Landoberfläche als untere Randbedingung verwendet. Aufgrund eines Fehlers im Programm-Code entspricht diese in jedem Jahr der Schneebedeckung des Jahres 1973 (*Kalnay, persönliche Mitteilung, 1996*). Die Schneeschmelze wird bei der NCEP-Reanalyse ebenso wie bei der ECMWF-Reanalyse (vgl. Kap. 7.2.) nicht berechnet und geht dadurch auch nicht in die Kalkulation des Runoff mit ein. Außerdem wird bei den Datenfeldern der NCEP-Reanalyse keine Trennung von Runoff und Drainage vorgenommen, so daß nur ein Ausgabefeld für Oberflächenwasser existiert. Deshalb ist auch die NCEP-Reanalyse nicht für eine direkte Verwendung zur Validierung des HD-Modells geeignet.

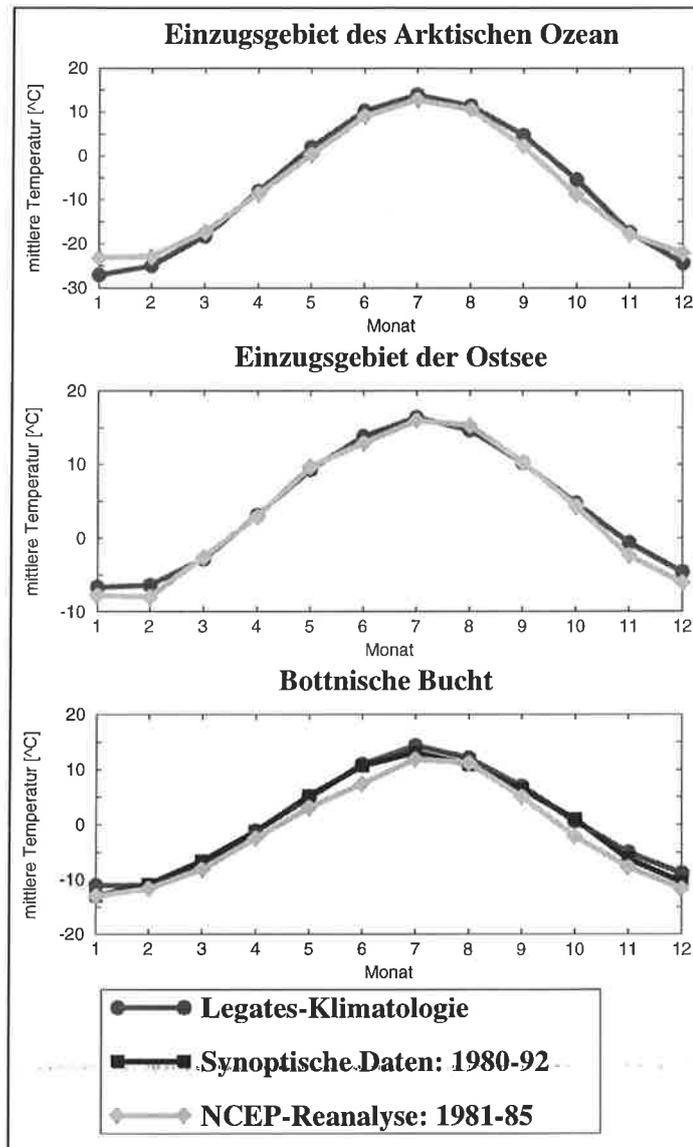


Abb. 24: 2m-Temperaturen aus Beobachtungen und der NCEP-Reanalyse in verschiedenen nördlichen Einzugsgebieten.

Da aber deren 2m-Temperatur relativ gut mit den Beobachtungen übereinstimmt (siehe Abb. 24), erscheint eine Anwendung des SL-Schemas auf die Niederschlags- und Temperaturfelder

der NCEP-Reanalyse zur Berechnung von Runoff und Drainage zweckmäßig. Diesem steht jedoch das große Manko gegenüber, daß in der NCEP-Reanalyse der Niederschlag auf der nördlichen Halbkugel (ausgenommen hiervon ist Indien, s. Kap. 8.3.) im Frühling und im Sommer stark überschätzt wird, wie ein Vergleich der Niederschläge mit diversen Beobachtungen für verschiedene nördliche Einzugsgebiete in Abb. 25 belegt. Als Beobachtungen wurden hierbei GPC und PLW verwendet. Für die Bottnische Bucht standen zusätzlich synoptische Niederschlagsdaten zur Verfügung (*Bergström et al., 1996*).

Aus diesen Gründen ist auch die NCEP-Reanalyse generell nicht zur Erzeugung von Surrogatdaten für die globale Validierung des HD-Modells geeignet. Wie bei der ECMWF-Reanalyse gibt es hierbei regionale Ausnahmen, in denen unter Verwendung des SL-Schemas Surrogatdaten von Runoff und Drainage für die Jahre 1981-85 erzeugt wurden. Diese Daten der NCEP-Reanalyse werden im folgenden mit NRA bezeichnet, und die Surrogatdaten mit NRA-SL.

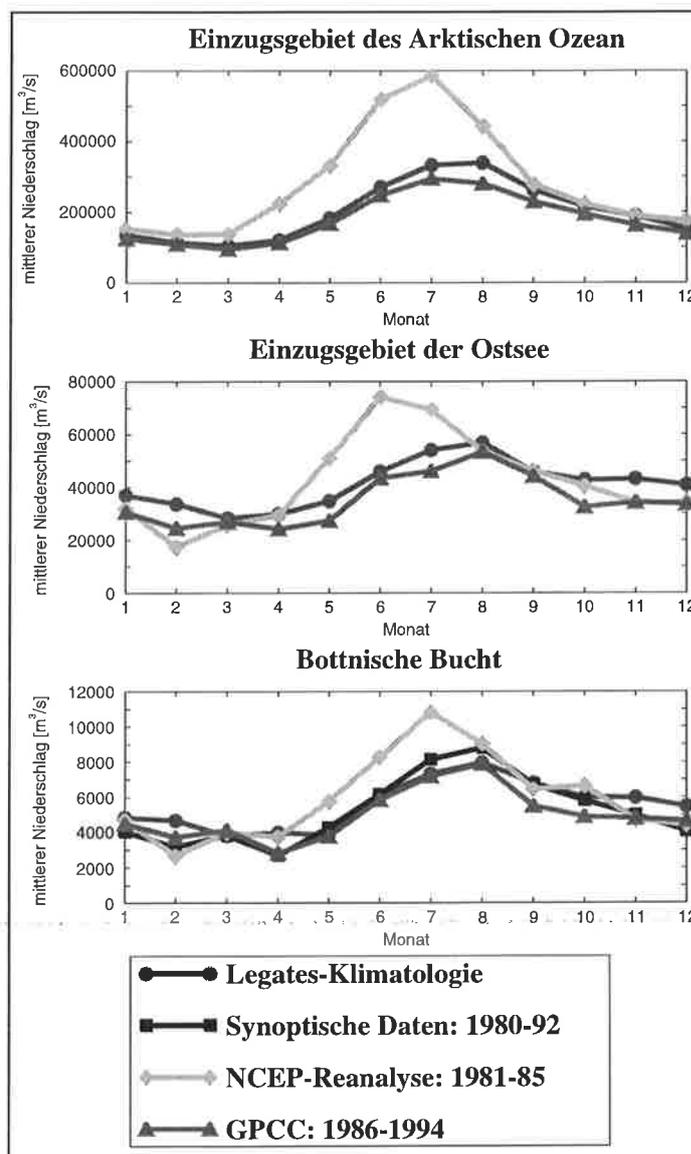


Abb. 25: Niederschläge aus Beobachtungen und der NCEP-Reanalyse in verschiedenen nördlichen Einzugsgebieten.

8. Globale Validierung des HD-Modells

Für die Validierung einer simulierten Abflußkurve auf der globalen Skala waren im Rahmen dieser Arbeit zwei Punkte von besonderer Bedeutung: ein quantitativ realistisches mittleres Jahresvolumen des Abflusses und eine adäquate Nachbildung des mittleren monatlichen Jahresgangs des Abflusses. Als gemessene Abflußdaten standen langjährige Zeitreihen monatlicher Abflußwerte von diversen Meßstationen zur Verfügung (vgl. Kap. 2.4.), aus denen für die Validierung die mittleren monatlichen Jahresgänge abgeleitet wurden.

Wie in Kap. 7. erwähnt, können weder gemessene Werte von Runoff und Drainage noch Werte aus den beiden Reanalysen zur globalen Validierung des HD-Modells verwendet werden. Dadurch ist eine *direkte* globale Validierung des simulierten Abflusses zur Zeit nicht durchführbar. Regional wäre eine direkte Validierung mit Hilfe des SL-Schemas möglich, sofern tägliche Meßreihen von Niederschlag und 2m-Temperatur für mehrere Jahre in einem größeren Einzugsgebiet mit einer angemessenen Gitterauflösung verfügbar wären (wie z. B für den Torneälven in Kap. 5.6.). Für viele der größten Einzugsgebiete der Erde (vgl. Tabelle 2) sind derartige Daten aber entweder nicht vorhanden, oder es liegen nur einzelne Stationsdaten vor, deren geeignete Aufbereitung sehr aufwendig wäre. Deswegen wurde für die Validierung des HD-Modells in verschiedenen Regionen der Erde ein anderer Weg gewählt.

Im Einzugsgebiet der Ostsee (Kap. 8.1.) wurde das HD-Modell auf zwei atmosphärische Simulationen angewendet, die mit dem GCM ECHAM4 und dem regionalen Klimamodell REMO erstellt wurden. Betrachtet man nur den simulierten Abfluß, so können Differenzen zum gemessenen Abfluß sowohl auf Fehlern in den atmosphärischen Simulationen als auch auf Fehlern im Abflußmodell beruhen. Wenn es nun möglich ist, diese Differenzen auf Mängel in den verwendeten atmosphärischen Simulationen zurückzuführen, so zeigt dies, daß das HD-Modell in der betreffenden Region den Abfluß adäquat simulieren kann. Eine adäquate Simulation heißt in diesem Fall, daß bei einem realistischen Input des HD-Modells die oben angegebenen Qualitätskriterien für den simulierten Abfluß erfüllt werden. Hierzu wurden verschiedene atmosphärische Größen (Niederschlag, 2m-Temperatur und Schneehöhe) mit den entsprechenden Beobachtungen verglichen. Die hierauf basierende Beurteilung der Güte der Abflußsimulation sollte relativ zuverlässig sein, da der simulierte Abfluß mit Inputfeldern erzeugt wurde, die von zwei atmosphärischen Modellen mit grundverschiedenen Landoberflächen-Schemata simuliert wurden.

Für andere Regionen der Erde wurde eine ähnliche Vorgehensweise gewählt. Es wurden Runoff- und Drainagefelder von drei verschiedenen atmosphärischen Simulationen betrachtet, und zwar von ECH4, ERA-SL und NRA-SL. Hierbei wird die Summe aus Runoff und Drainage im folgenden mit W_{RD} bezeichnet. Vor der Abflußsimulation wurde die Qualität der atmosphärischen Simulationen untersucht, indem u. a. die Jahreswerte von W_{RD} mit den gemessenen Abflußvolumina und die simulierten Niederschläge mit GPC und PLW verglichen wurden. Der simulierte Abfluß wurde nur für die Fälle betrachtet, in denen die Qualität von W_{RD} als zufriedenstellend eingestuft wurde. Wiederum ist es hierbei für eine positive Beurteilung der Güte des HD-Modells entscheidend, daß Abweichungen des simulierten vom gemessenen Abfluß auf Mängel der atmosphärischen Simulationen zurückzuführen sind. Ist dies in einem bestimmten Einzugsgebiet nicht möglich, so kann das verschiedene Ursachen haben:

- Keine der drei atmosphärischen Simulationen liefert realistische Felder von Runoff und Drainage, so daß eine Beurteilung des HD-Modells in diesem Gebiet nicht möglich ist.
- Falls die Abflußmeßstation nicht in der Nähe der Flußmündung liegt, können Abweichungen des zur Abflußmeßstation gehörenden Einzugsgebietes zum realen Einzugsgebiet (bezüglich des 0.5°-Einzugsgebietsdatensatzes, s. Kap. 2.4.) bzw. zum Modelleinzugsgebiet nicht zu vernachlässigen sein. Hierbei wäre es wünschenswert, wenn diese übereinstimmen würden. Über die Form der zu den Abflußmeßstationen gehörenden Einzugsgebiete liegen jedoch keine Informationen vor. Auch der verwendete Einzugsgebietsdatensatz ist für die meisten Flüsse zu einer Ableitung dieser Gebiete nicht geeignet.
- Das Modelleinzugsgebiet hat nicht zu vernachlässigende Differenzen zum realen Einzugsgebiet. Es wurden zwar für viele Modelleinzugsgebiete die in Kap. 5.3. beschriebenen Prozeduren angewendet, doch wurden diese nur bis zur einer zufriedenstellenden Übereinstimmung der Modelleinzugsgebiete mit den realen Einzugsgebieten durchgeführt. Aufgrund spezieller regionaler Begebenheiten sind feinere, manuelle Korrekturen der Modelltopographie für bestimmte Einzugsgebiete zur Optimierung des simulierten Abflusses notwendig. Weil diese Korrekturen aber im allgemeinen mit einem hohem Zeitaufwand verbunden sind, wurden im Rahmen dieser Arbeit nur Modelleinzugsgebiete korrigiert, die offensichtliche Fehler aufwiesen. Es sind jedoch noch Gebiete vorhanden, wo geringe Abweichungen des Modelleinzugsgebietes vom realen Einzugsgebiet zu signifikanten Mängeln im simulierten Abfluß führen können. Derartige Gebiete sind relativ schwer zu entdecken. Einige dieser Gebiete wurden zwar im Verlauf der Validierungsuntersuchungen (z. B. in Kap. 8.3.) lokalisiert, auf deren Korrektur wurde jedoch verzichtet, da der Aufwand hierfür größer wäre als der momentane Nutzen. Das HD-Modell ist aber so angelegt, daß die Modelltopographie in derartigen Gebieten (abgesehen vom Zeitaufwand) relativ leicht korrigiert werden kann, falls es für regionale Studien erforderlich wird.
- Die Modelltopographie hat Mängel, die für ein unrealistisches Fließverhalten innerhalb des Einzugsgebietes sorgen. Hierbei spielt möglicherweise auch die Auflösung von 0.5° eine Rolle, die eventuell in bestimmten Regionen zu grob ist, um die tatsächliche Topographie für eine Abflußsimulation ausreichend zu repräsentieren. Dies mag z. B. bei Flüssen der Fall sein, die mäandierend verlaufen.
- Die in den Modellparameterisierungen verwendeten globalen Datensätze haben Fehler.
- Die natürlichen Begebenheiten, welche die verschiedenen Abflußprozesse in einem bestimmten Einzugsgebiet beeinflussen, sind so komplex, daß die Modellparameterisierungen das Fließverhalten in diesem Gebiet nicht adäquat repräsentieren können.
- Anthropogene Einwirkungen haben das Fließverhalten in einem Einzugsgebiet stark verändert, so daß der gemessene Abfluß nicht in Übereinstimmung mit den natürlichen Abflußcharakteristiken des Flusses steht (vgl. Kap. 2.4.).
- Abweichungen des simulierten Abflusses vom gemessenen können dadurch begründet sein, daß beide verschiedene Zeiträume repräsentieren können. So sind ERA-SL und NRA-SL repräsentativ für den Zeitraum 1981-85. Weicht der Niederschlag der Reanalysen in diesem Zeitraum vom langjährigen Mittel ab, so wird auch der simulierte Abfluß Differenzen zum gemessenen Abfluß aufweisen, der ebenfalls auf langjährigen Abflußmessungen beruht. Hinzu kommt außerdem, daß die Abflußmessungen verschiedener Flüsse auch für verschiedene Zeiträume

durchgeführt wurden. Aufgrund der interdekadischen Variabilität des Klimas kann auch der aus diesen Messungen erstellte mittlere Abfluß etwas vom tatsächlichen klimatologischen Mittel des Abflusses abweichen.

- Die mittleren Jahresvolumina des simulierten Abflusses können Abweichungen zum Volumen der W_{RD} -Felder aufweisen, die sich aus der Differenz der Inhalte der linearen Modell-Speicher vor und nach dem Simulationszeitraum ergeben. Bei einer nicht-repräsentativen Initialisierung dieser Speicher in bestimmten Gebieten treten dadurch auch Differenzen zum gemessenen Abfluß auf. Signifikante Differenzen können insbesondere in Einzugsgebieten vorkommen, die ein hohes Rückhaltevermögen aufgrund großer Seen- oder Feuchtgebieteflächen besitzen. Diese Differenzen werden um so geringer, je länger die betrachteten Simulationszeiträume werden. Eigentlich müßte ein geeigneter Initialisierungsdatensatz für jede Anwendung des HD-Modells neu erzeugt werden. Um aber die Vergleichbarkeit verschiedener Abflußsimulationen zu erhalten, wurde ein bestimmter globaler Initialisierungs-Datensatz für alle Anwendungen des HD-Modells in diesem Kapitel benutzt, der im Verlauf dieser Arbeit mit der in Kap. 5.4. beschriebenen Prozedur und mit Inputfeldern von ECH4 und ERA-SL erstellt wurde.

Bei der oben beschriebenen Vorgehensweise zur Validierung mit Modelldaten anstelle von Meßwerten bleibt eine gewisse Unsicherheit über den absoluten Qualitätsgrad der Inputwerte des HD-Modells bestehen. Dies schränkt die Beurteilungsgrundlage des HD-Modells etwas ein, so daß das HD-Modell auch bei der positiven Beurteilung des simulierten Abflusses für ein bestimmtes Einzugsgebiet noch Fehler enthalten kann. Wenn aber mit dieser Vorgehensweise festgestellt wird, daß das HD-Modell für viele Flüsse in verschiedenen Klimazonen der Erde den Abfluß adäquat simulieren kann, dann ist eine positive Beurteilung des HD-Modells gerechtfertigt.

Daher wurde die Validierung des HD-Modells in Regionen aus unterschiedlichen Klimazonen durchgeführt, um so auch eine möglichst breite Anwendbarkeit des HD-Modells untersuchen zu können. Hierfür wurden verschiedene Gebiete der Erde ausgewählt, die aus unterschiedlichen Gründen in der Klimaforschung von Interesse sind. Dazu zählen das Einzugsgebiet der Ostsee (Kap. 8.1.), das Einzugsgebiet des Arktischen Ozeans (Kap. 8.2.), die Monsunregion über Indien und Ostasien (Kap. 8.3.), der afrikanische (Kap. 8.4.) und der südamerikanische (Kap. 8.5.) Kontinent. Außerdem werden diverse Flüsse aus anderen Gebieten in Kap. 8.6. einer kurzen Betrachtung unterzogen.

Für alle folgenden Kapitel gelten, falls nicht gesondert vermerkt, nachstehende Grundsätze. Die Volumina und Jahresgänge von betrachteten Niederschlägen, 2m-Temperaturen, Schneehöhen und W_{RD} beziehen sich generell auf das jeweilige Einzugsgebiet, das dem in Kap. 2.4. vorgestellten 0.5° -Einzugsgebietsdatensatz entnommen wurde. Dies gilt auch für die beobachteten Abflüsse der verschiedenen Teileinzugsgebiete der Ostsee in Kap. 8.1. Dagegen beziehen sich die beobachteten Abflüsse von spezifischen Flüssen auf das Einzugsgebiet der jeweils besten verfügbaren Meßstation. Die simulierten Abflüsse gehören zu den jeweiligen Modelleinzugsgebieten. Für die meisten Flüsse korrespondieren diese mit dem Abfluß an der Mündung des Flusses in den Ozean.

8.1. Validierung im BALTEX-Gebiet

Um das vorhandene Wissen über die hydrologischen und die energetischen Kreisläufe zu verbessern, hat das Weltklima-Forschungsprogramm der 'World Meteorological Organization' (WMO) das 'Global Energy and Water Cycle Experiment' (GEWEX) ins Leben gerufen (WMO, 1988). Innerhalb von GEWEX wurden verschiedene Unterprojekte installiert, um die hydrologischen Prozesse in verschiedenen Klima-Regionen der Erde zu studieren. BALTEX ist eines dieser kontinentalen Hydrologie-Projekte, welches das gesamte Einzugsgebiet der Ostsee abdeckt (BALTEX, 1995). Es ist hierbei das einzige Unterprojekt, das auch eine marine Komponente enthält. Deren Verhalten wird stark durch den Frischwasserzufluß in die Ostsee beeinflusst, da dieser sich bedeutend auf die Salinität der gesamten Ostsee inklusive Kattegat auswirkt (Stigebrandt, 1995). Für große Teile des BALTEX-Gebietes sind hydrologische Daten mit hoher räumlicher und zeitlicher Auflösung verfügbar.

Zum einen sollte das HD-Modell im BALTEX-Gebiet validiert werden, zum anderen wurde es dazu benutzt, das atmosphärische GCM ECHAM4 mit dem regionalen Klimamodell REMO zu vergleichen. Bezüglich ECHAM4 wurde erneut die in Kap. 5.5. beschriebene Klimasimulation ECH4 mit der T42-Auflösung verwendet. Die betrachtete REMO-Simulation wurde mit einer Modellversion auf einem rotierten 0.5° -Gitter durchgeführt, welche die Physik-Parameterisierung des 'Deutschen Wetter-Dienstes' (DWD) enthält. Über die Repräsentation des hydrologischen Zyklusses in dieser REMO-Version und über die zugehörige Klimasimulation vermittelt Kap. 8.1.1. einige Informationen.

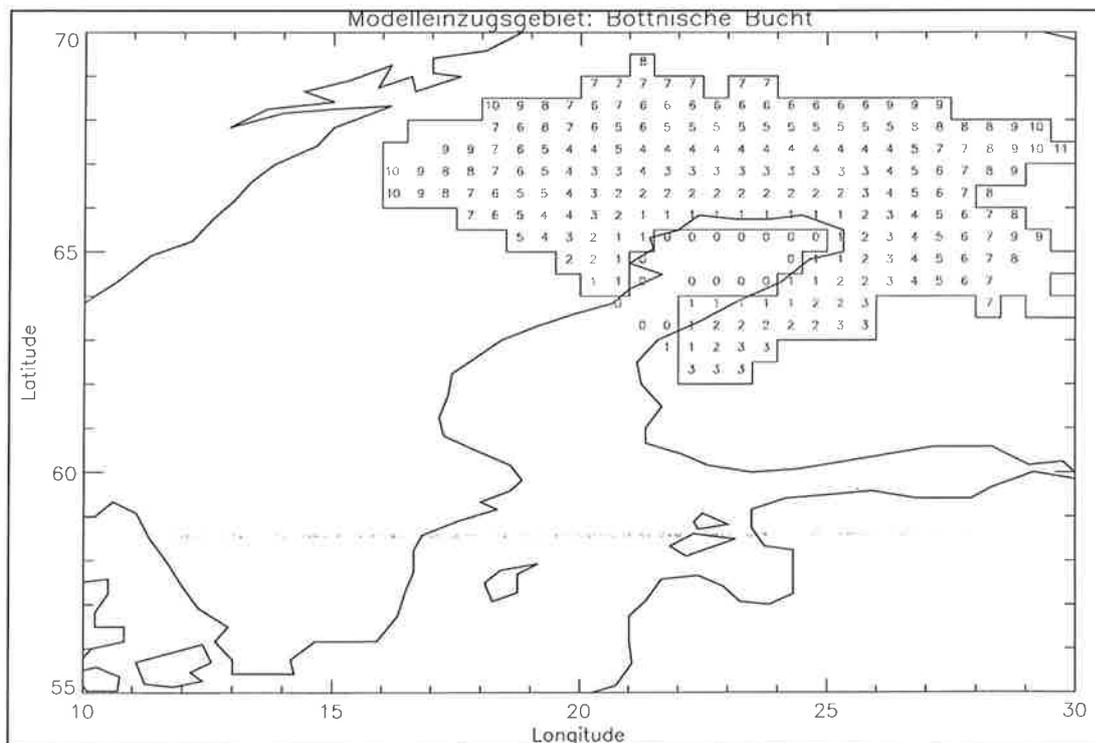


Abb. 26: Bottnische Bucht. Die Ziffern kennzeichnen die Gitterboxen des Modelleinzugsgebietes und entsprechen der Fließdistanz in Gitterboxen zur jeweiligen Mündungsbox (=0) in die Ostsee. Die durchgezogene Linie markiert die Grenze des realen Einzugsgebietes basierend auf dem Einzugsgebietsdatensatz (Kap. 2.4.).

Abflüsse nicht zu ermitteln ist (vgl. Kap. 8.). Daher werden in Kap. 8.1.5. die simulierten Werte des Niederschlags, der 2m-Temperatur und des akkumulierten Schnees sowohl mit beobachteten Daten verglichen als auch mit Schneedaten, die vom HBV-Modell (*Bergström et al.*, 1996) generiert wurden, so daß aufgrund dieser Vergleiche die Qualität der Abflußsimulation bewertet werden kann.

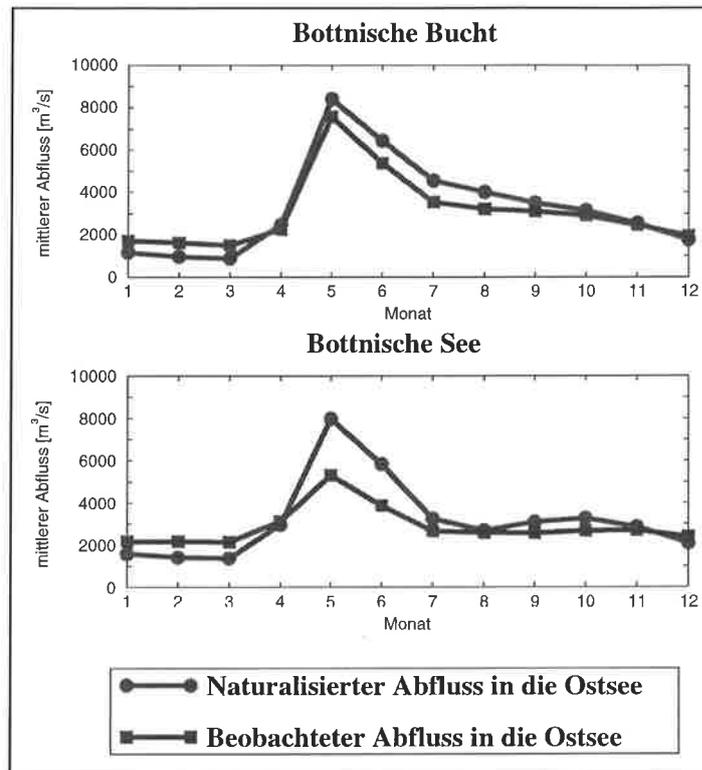


Abb. 28: Vergleich von naturalisierten und beobachteten Abflüssen in den beiden bottnischen Einzugsgebieten

8.1.1. REMO

Für den Vergleich eines regionalen Klimamodells mit einem GCM wäre es wünschenswert gewesen, zwei Modelle zu verwenden, welche die gleichen Parameterisierungen im Boden benutzen. Für die Version von REMO mit der Physik-Parameterisierung von ECHAM4 existieren bisher jedoch nur Kurzzeitsimulationen (*Jacob, persönliche Mitteilung*, 1997). Daher wurde die Modellversion von REMO mit der Physik-Parameterisierung des DWD verwendet, die nahezu identisch mit dem Europamodell/Deutschlandmodell-System (*Majewski und Schrodin*, 1994) ist.

In dieser REMO-Version wird der Boden in drei hydrologische Bodenschichten unterteilt. Der vertikale Feuchtetransport im Boden folgt der Darcy-Gleichung (z. B. *Singh*, 1989). Wenn Wasser die Landoberfläche erreicht, entweder als Schneeschmelze oder aus einem Interzeptionsspeicher kommend, kann es infiltrieren oder als Oberflächen-Runoff abfließen. Letzteres passiert, wenn die obere Bodenschicht gesättigt ist. Drainage kann aus jeder der drei

Bodenschichten heraus auftreten, wenn deren Wassergehalt größer als deren Porosität ist.

Für die Anwendung des HD-Modells standen tägliche Werte von Runoff und Drainage für die Modelljahre 11-14 zur Verfügung. Bei dieser Simulation wurden die äußeren Randbedingungen an der Grenze des regionalen Modellgitters durch das atmosphärische GCM ECHAM3-T42 generiert, das seinerseits von den beobachteten Meeresoberflächen-Temperaturen der Jahre 1979-1982 angetrieben wurde. Diese Randbedingungen wurden alle 6 Stunden aktualisiert. Da REMO mit einem Zeitschritt von fünf Minuten arbeitet, sind die Randbedingungen zwischen den Aktualisierungszeiten linear interpoliert worden. REMO benutzt ein rotiertes 0.5° -Gitter als räumliche Auflösung (Jacob und Podzun, 1997), so daß die Runoff- und Drainagefelder zur Anwendung des HD-Modell auf das reguläre 0.5° -Gitter transformiert werden mußten. Abb. 29 zeigt das rotierte REMO-Gitter im BALTEX-Gebiet. Die hier beschriebene 4-Jahres-Simulation wird im folgenden mit REMO-DWD bezeichnet.

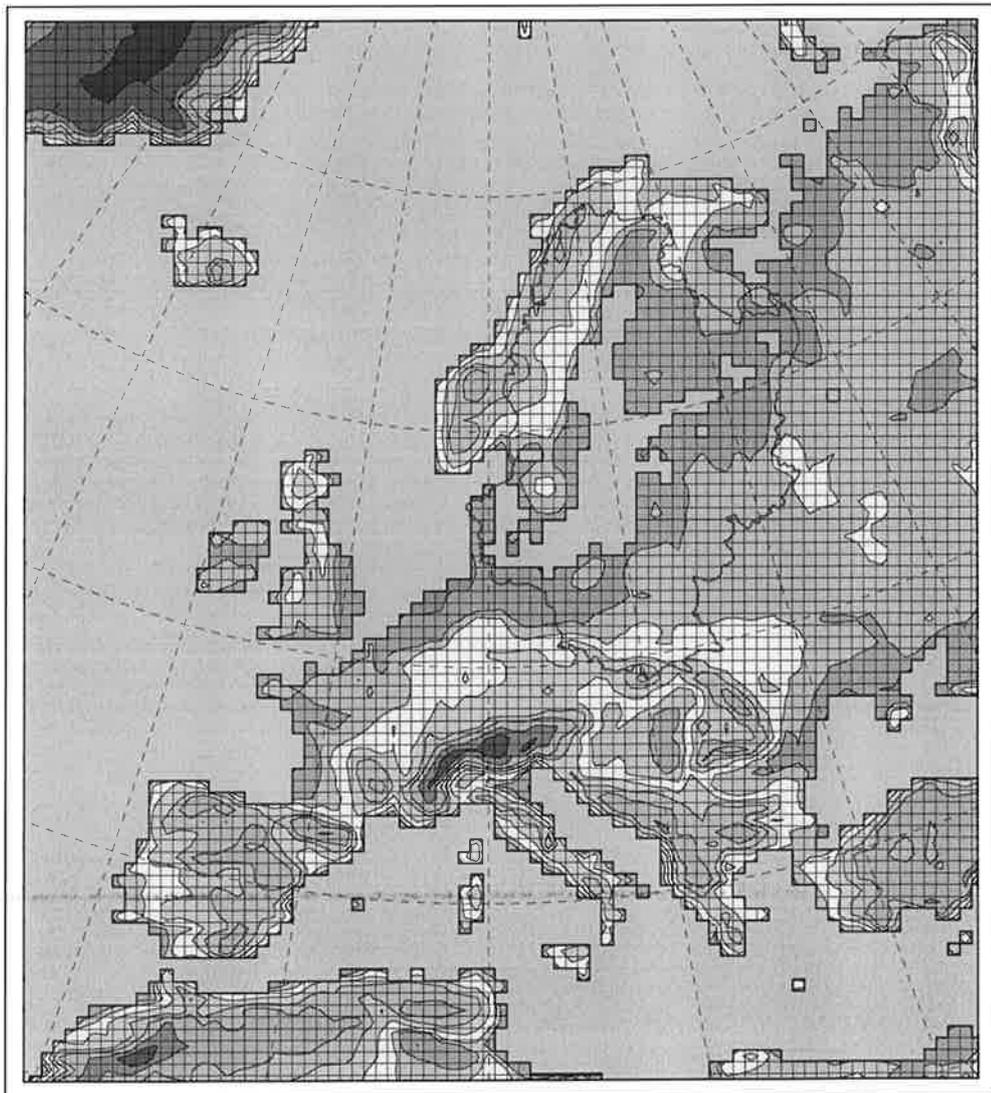


Abb. 29: Das rotierte REMO-Gitter im BALTEX-Gebiet. Der Polygonzug kennzeichnet das Einzugsgebiet der Ostsee und die Isoflächen beziehen sich auf die Topographie des Gebietes.

8.1.2. Beobachtete Abflüsse

Tabelle 8 präsentiert Einzugsgebietsflächen und Abflüsse für die Ostsee und die beiden baltischen Teileinzugsgebiete. Die beiden verfügbaren Simulationen der atmosphärischen Modelle wurden für verschiedene Zeiträume durchgeführt. Dies muß beim Vergleich der simulierten Abflüsse mit den beobachteten Abflüssen berücksichtigt werden. Die ECHAM4-Simulation wurde mit klimatologischer SST angetrieben, so daß die simulierten atmosphärischen Größen repräsentativ für einen klimatologischen Zustand sein sollen. Daher ist es nur sinnvoll, den hieraus erstellten simulierten Abfluß mit gemittelten Werten zu vergleichen, die aus den langjährigen Zeitreihen des gemessenen Abflusses (1950-90) abgeleitet wurden. Die vier Jahre der REMO-Simulation korrespondieren dagegen direkt mit den Jahren 1979-1982. Wegen der natürlichen, jährlichen Variabilität können die 4-Jahres-Mittelwerte von den langjährigen Mittelwerten abweichen. In den beiden baltischen Teileinzugsgebieten sind die Abflußmengen für beide Zeiträume gleich. Für die gesamte Ostsee jedoch ist der Abfluß in dem 4-Jahres-Zeitraum um ca. acht Prozent höher als im Mittel für die kompletten 40 Jahre.

Tabelle 8: Beobachtete Eigenschaften der betrachteten Ostsee-Einzugsgebiete

| | Bottnische Bucht | Bottnische See | Gesamte Ostsee |
|---------------------------------------|--|---|--|
| Fläche (beobachtet) | 261 000 km ² | 230 000 km ² | 1729 000 km ² |
| Abfluß (gemessen): 1950 - 1990 | 98 km ³ /Jahr 375 mm/Jahr | 90 km ³ /Jahr 391 mm/Jahr | 483 km ³ /Jahr 279 mm/Jahr |
| Abfluß (gemessen): 1979 - 1982 | 99 km ³ /Jahr 379 mm/Jahr | 91 km ³ /Jahr 396 mm/Jahr | 523 km ³ /Jahr 302 mm/Jahr |
| Naturalisierter Abfluß 1981 - 1991 | 105 km ³ /Jahr 402 mm/Jahr | 84 km ³ /Jahr 365 mm/Jahr | -- |

Wie zuvor erwähnt (s. Kap. 8.1.), werden für den Vergleich der Jahresgänge von simulierten und gemessenen Abfluß in die Ostsee die naturalisierten Abflüsse anstatt der beobachteten benutzt. Die naturalisierten Abfluß-Daten standen jedoch nur für die Jahre 1981-1991 zur Verfügung, in denen das Volumen des Abflusses sich etwas von dem Abfluß in den anderen Zeiträumen unterscheidet.

8.1.3. Atmosphärischer Modell-Output

Da die Einzugsgebiete im Einzugsgebietsdatensatz (Kap. 2.4.) auf dem regulären 0.5°-Gitter digitalisiert vorliegen, stimmen deren Flächen nicht exakt mit den realen Einzugsgebietsflächen überein, obwohl die Abweichungen relativ klein sind. Die Größe der digitalisierten

Flächen wird in Tabelle 9 angegeben. Der Wert der Flächenüberdeckung bezeichnet hierin den Quotienten aus digitalisierter Fläche und realer Fläche des jeweiligen Einzugsgebietes, wobei die realen Flächenangaben *Bergström und Carlsson (1993)* entnommen wurden.

Tabelle 9: Ausgabegrößen der atmosphärischen Modelle auf dem regulären 0.5°-Gitter

| | Bottnische Bucht | Bottnische See | Gesamte Ostsee |
|---|--|--|--|
| Fläche (0.5°-Datensatz) | 276 884 km ² | 234 748 km ² | 1777 757 km ² |
| ECH4: Runoff + Drainage = W_{RD} | 97 km ³ /Jahr 350 mm/Jahr | 92 km ³ /Jahr 392 mm/Jahr | 524 km ³ /Jahr 295 mm/Jahr |
| REMO-DWD: Runoff + Drainage = W_{RD} | 134 km ³ /Jahr 484 mm/Jahr | 105 km ³ /Jahr 447 mm/Jahr | 546 km ³ /Jahr 307 mm/Jahr |
| Flächenüberdeckung | 106% | 102% | 103% |
| ECH4 vgl. mit Abfluß von 1950-90 | 93% | 100% | 106% |
| REMO-DWD vgl. mit Abfluß von 1979-82 | 128% | 113% | 102% |

Falls nicht anders vermerkt, werden im folgenden die Vergleiche von simulierten Werten mit beobachteten Größen für ECH4 und REMO-DWD jeweils für deren entsprechende Zeiträume (siehe Kap. 8.1.2.) durchgeführt. Tabelle 9 zeigt, daß für ECH4 in den beiden bottnischen Teileinzugsgebieten das Volumen von W_{RD} relativ gut mit den beobachteten Abflüssen übereinstimmt, wohingegen im gesamten Ostsee-Einzugsgebiet das Volumen von W_{RD} etwas größer als beobachtet ist. Im Gegensatz hierzu erzeugt REMO-DWD zu viel W_{RD} in allen drei Einzugsgebieten. Speziell in der Bottnischen Bucht ist W_{RD} relativ groß, mit einer Überschätzung von 35% im Vergleich zum beobachteten Abfluß.

8.1.4. Simulierte Abflüsse

Im folgenden werden die Jahrgänge von W_{RD} und die korrespondierenden simulierten Abflüsse Q_{sim} mit den naturalisierten Abflüssen Q_{nat} für die beiden bottnischen Einzugsgebiete verglichen. Abb. 30 zeigt den entsprechenden Vergleich für ECH4. In der Bottnischen See wird das durch die Schneeschmelze induzierte Abflußmaximum im Frühling zu früh simuliert. Außerdem ist hier das Volumen des sommerlichen (Juli-Oktober) Abflusses zu niedrig, was nur teilweise auf die zu kleine Fläche des Modelleinzugsgebietes zurückzuführen ist (vgl. Kap. 8.1.). Der Abfluß in die Bottnische Bucht wird zufriedenstellend simuliert, wobei das Maximum im Frühling allerdings etwas zu spät erscheint. Prinzipiell mag eine unrealistische Simulation des Abflußmaximums auf einer fehlerhaften Behandlung der

Schneesmelze in ECH4 basieren oder auf einem falschen Transport des Wassers durch das HD-Modell.

Abb. 31 zeigt W_{RD} und Q_{sim} für REMO-DWD. Hier wird das Abflußmaximum im Frühling für die Bottnische Bucht zu spät simuliert. Für die Bottnische See dagegen stimmt das simulierte Abflußmaximum zeitlich mit dem gemessenen überein. Für die Bottnische See wird ebenso wie bei ECH4 zu wenig Abfluß im Sommer (August-Oktober) erzeugt. Wiederum mögen die Fehler im simulierten Abfluß auf Defiziten in REMO-DWD oder im HD-Modell beruhen.

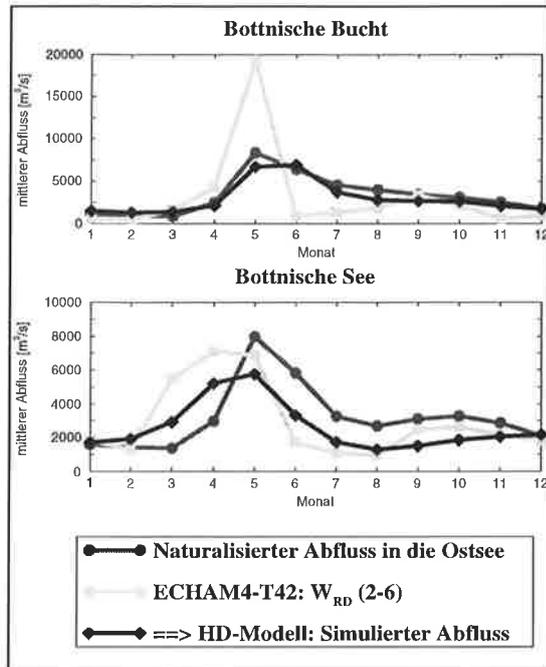


Abb. 30: Vergleich von W_{RD} und den simulierten Abflüssen für ECHAM4-T42 mit den naturalisierten Abflüssen.

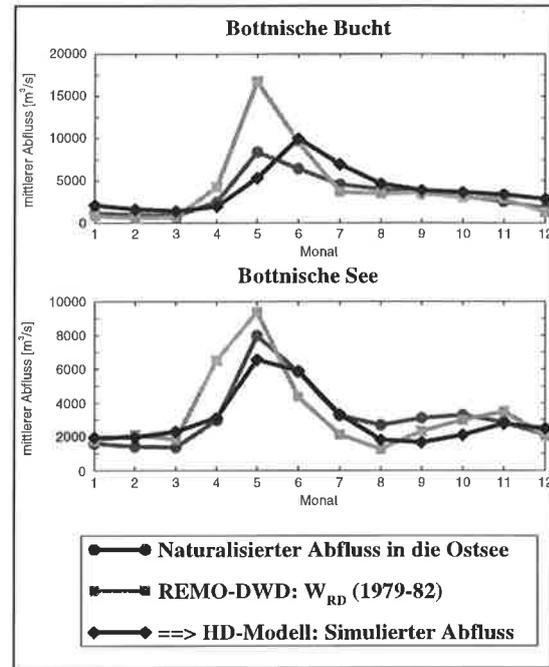


Abb. 31: Vergleich von W_{RD} und den simulierten Abflüssen für REMO-DWD mit den naturalisierten Abflüssen.

Sowohl in Abb. 30 als auch in Abb. 31 läßt sich sehr gut die Verzögerung des Wassers durch den lateralen Transport erkennen, wenn man jeweils die W_{RD} -Kurven mit den simulierten Abflüssen vergleicht. Auch die Höhe des maximalen monatlichen Abflusses wird hierdurch im Vergleich zu W_{RD} verringert. Die vergleichsweise starke Abschwächung in der Bottnischen Bucht beruht auf einem höheren Rückhaltevermögen, das durch einen größeren Anteil von Seen und Feuchtgebieten in diesem Einzugsgebiet verursacht wird.

In Abb. 32 werden die W_{RD} der beiden Klimasimulationen miteinander verglichen. In beiden bottnischen Einzugsgebieten weisen diese ein unterschiedliches Verhalten im Juni und Juli auf. In der Bottnischen See existieren außerdem Differenzen im März. Die Kurven von W_{RD} zeigen, daß für beide Regionen in ECH4 die Schneesmelze früher simuliert wird als in REMO-DWD. Die Differenz beträgt in der Bottnischen See ca. 1 Monat und in der Bottnischen Bucht ungefähr einen halben Monat. Diese zeitlichen Unterschiede werden im Vergleich der simulierten Abflüsse noch deutlicher sichtbar (Abb. 33).

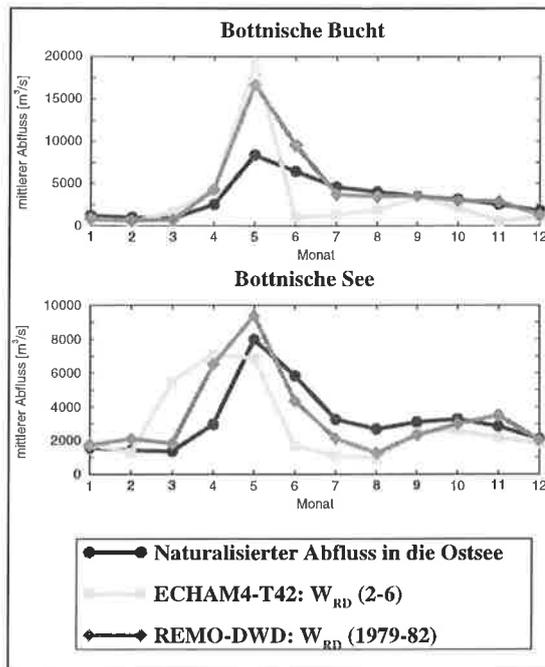


Abb. 32: Vergleich der W_{RD} von ECH4 und REMO-DWD

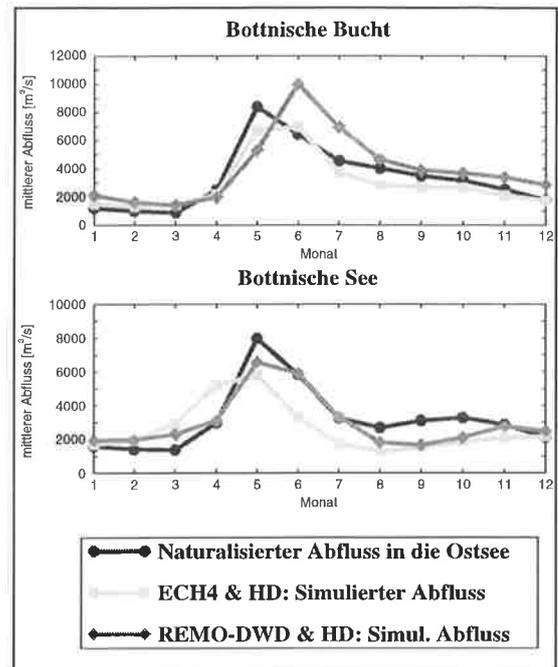


Abb. 33: Vergleich von simulierten und naturalisierten Abflüssen

8.1.5. Diskussion der simulierten Abflüsse

Die in Kap. 8.1.4. präsentierten Abflußkurven zeigen ein unterschiedliches Verhalten. Mögliche Mängel in den Parameterisierungen der atmosphärischen Modelle und des HD-Modells überlagern sich und können im simuliertem Abfluß sichtbar werden. Allein aus den Abflußkurven kann nicht entschieden werden, ob die zeitliche Verzögerung der Schneeschmelze im Frühling durch REMO verursacht wird oder durch das HD-Modell. Auf den ersten Blick sollte erwartet werden, daß REMO wegen seiner feineren räumlichen Auflösung das regionale Klima besser als ECHAM4 simulieren kann. Es ist aber zu berücksichtigen, daß die äußeren räumlichen Randbedingungen der REMO-Simulation durch ECHAM3 definiert wurden, so daß Fehler in diesen Randbedingungen in die Domäne des REMO-Gebietes hineintransportiert werden können. Um einen tieferen Einblick in das unterschiedliche Verhalten der Abflußkurven zu erhalten, müssen verschiedene simulierte hydrologische Größen mit Beobachtungen verglichen werden. Hier ist zu beachten, daß auch bei realistischen Simulationen leichte Differenzen zu den Beobachtungen auftreten können, da einige Beobachtungen für andere Zeiträume gemacht wurden als die entsprechenden Simulationen.

Abb. 34 zeigt beobachtete und simulierte Jahresgänge der akkumulierten Schneehöhe. Als beobachtete Schneehöhe werden SDC und die Schneehöhe verwendet, die mit dem HBV-Modell (Bergström et al., 1996) für die Jahre 1980-92 simuliert wurde und als Surrogatdatensatz angesehen werden kann. In der Bottnischen Bucht berechnen beide Klimamodelle

die Zeit der Schneeschmelze im Frühling später als in beiden Beobachtungen. Für REMO-DWD beträgt die Verzögerung ca. einen Monat, während für ECH4 diese Verzögerung nur ein Drittel hiervon ausmacht und dadurch eventuell kleiner als die Genauigkeit der beobachteten Daten ist. Diese Ergebnisse stimmen gut mit den Untersuchungen der simulierten Abflüsse (Kap. 8.1.4.) überein, und weisen daraufhin, daß das zu späte Abflußmaximum im Frühling jeweils auf Mängel in den atmosphärischen Simulationen für dieses Gebiet zurückzuführen ist.

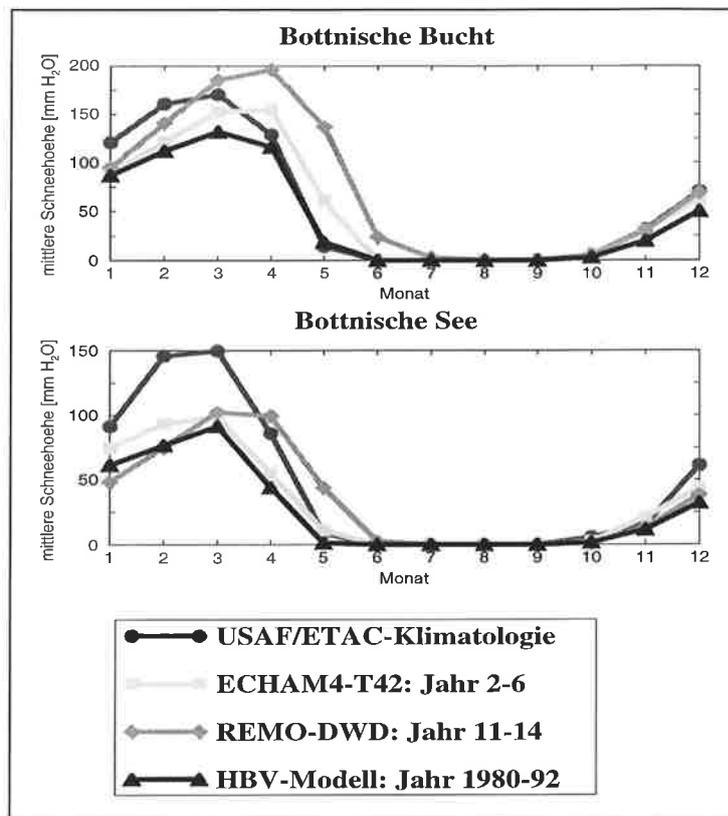


Abb. 34: Vergleich von simulierten und beobachteten akkumulierten Schneehöhen

In der Bottnischen See berechnet REMO-DWD den Zeitpunkt der Schneeschmelze ca. 10 Tage später als SDC und ca. einen Monat später als das HBV-Modell. In ECH4 dagegen wird dieser Zeitpunkt ungefähr einen halben Monat früher als SDC simuliert und geht mit dem HBV-Modell konform. Da dieser Zeitpunkt für das HBV-Modell mit dem von ECH4 übereinstimmt, scheint es, als ob das HBV-Modell ebenfalls kleine Defizite in diesem Gebiet aufweist. Wiederum stimmen diese Ergebnisse mit den Untersuchungen des simulierten Abflusses überein und belegen, daß in beiden Gebieten die zeitlichen Abweichungen des simulierten vom gemessenen Abfluß auf Mängel in ECH4 und REMO-DWD zurückzuführen sind.

Für REMO-DWD scheint hauptsächlich die zu kalte Simulation der 2m-Temperatur für die zu späte Schneeschmelze verantwortlich zu sein. Dies kann Abb. 35 entnommen werden, in der die simulierten 2m-Temperaturen mit synoptischen 2m-Temperaturen (Bergström et al., 1996) von 1980-92 und mit TLW verglichen werden. Im Frühling erreichen die simulierten Temperaturkurven von REMO-DWD in beiden Einzugsgebieten positive Temperaturen über dem Gefrierpunkt erst einen Monat später als die Beobachtungen. Außerdem wird die

Temperatur während des Großteils des Jahres zu kalt simuliert. Die 2m-Temperatur von ECH4 stimmt dagegen relativ gut mit beiden Beobachtungen überein.

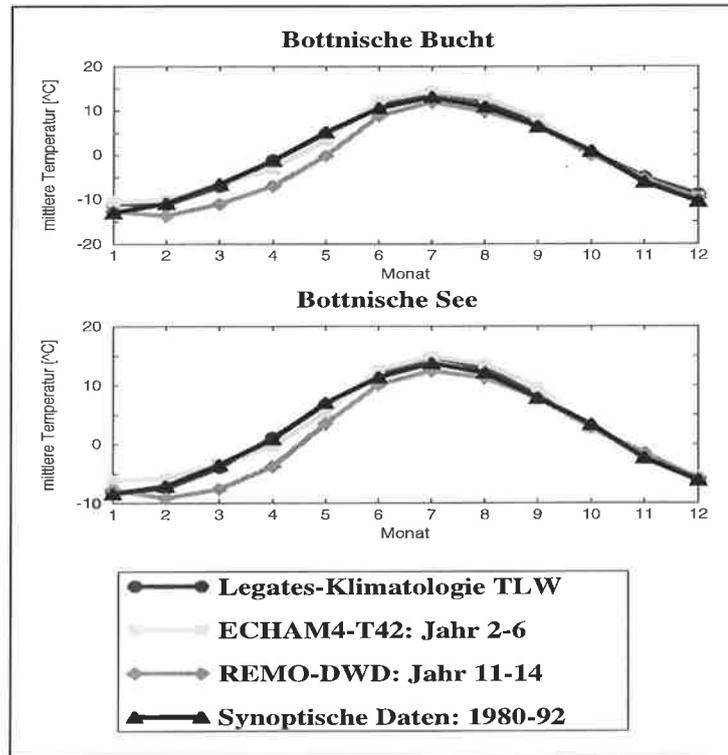


Abb. 35: Vergleich von simulierten und beobachteten 2m-Temperaturen

In Abb. 36 werden simulierte Niederschlagskurven mit synoptischen Niederschlagsdaten (Bergström et al., 1996) der Jahre 1980-92 und mit GPC verglichen. In beiden Einzugsgebieten hat ECH4 zu viel Niederschlag, außer im Sommer (Juli/August), wo zu wenig Niederschlag simuliert wird. In der Bottnischen Bucht simuliert REMO-DWD ebenfalls zu viel Niederschlag, speziell im Frühling (Mai/Juni), jedoch ist die Menge des Niederschlags in keinem Monat niedriger als in den Beobachtungen. In der Bottnischen See verhält sich REMO-DWD ähnlich, wobei im August allerdings erheblich weniger Niederschlag als in den Beobachtungen auftritt. Dieser ist sogar noch niedriger als der entsprechende Wert von ECH4. Für die Bottnische See haben die unterschätzten Niederschläge im Sommer in beiden atmosphärischen Simulationen eine deutliche Auswirkung auf den simulierten Abfluß (Abb. 33), der im Sommer dadurch ebenfalls zu niedrig ist.

Für eine bestimmte Region gilt an der Landoberfläche die Kontinuitätsgleichung:

$$\frac{dS}{dt} = P - E - W_{RD} \quad (51)$$

S ist das gesamte Volumen des Wassers, daß an der Landoberfläche gespeichert wird, P ist der Niederschlag und E ist die Evapotranspiration. Beobachtungen zeigen, daß für größere Flächen und längere Zeitperioden (wie z. B. ein Jahr) dS/dt klein gegenüber den anderen Termen ist

(Peixoto, 1993). In der Regel gilt daher im mehrjährigen Mittel für ein größeres Einzugsgebiet mit dem Abfluß Q :

$$P - E = W_{RD} = Q \quad (52)$$

Da die Jahresmittelwerte des Niederschlags in beiden atmosphärischen Simulationen überschätzt werden, wäre zu erwarten, daß die simulierten Abflüsse (s. W_{RD} in Tabelle 9) ebenfalls größer als die beobachteten Abflüsse sind. Dies ist der Fall für REMO-DWD, aber nicht für ECH4, wo die Volumina von W_{RD} relativ gut mit den Mengen der beobachteten Abflüsse übereinstimmen. Weil aber Gleichung 52 für die 5 Jahre von ECH4 gelten sollte, weist dies daraufhin, daß bei ECH4 in beiden Einzugsgebieten zuviel Evapotranspiration berechnet wird.

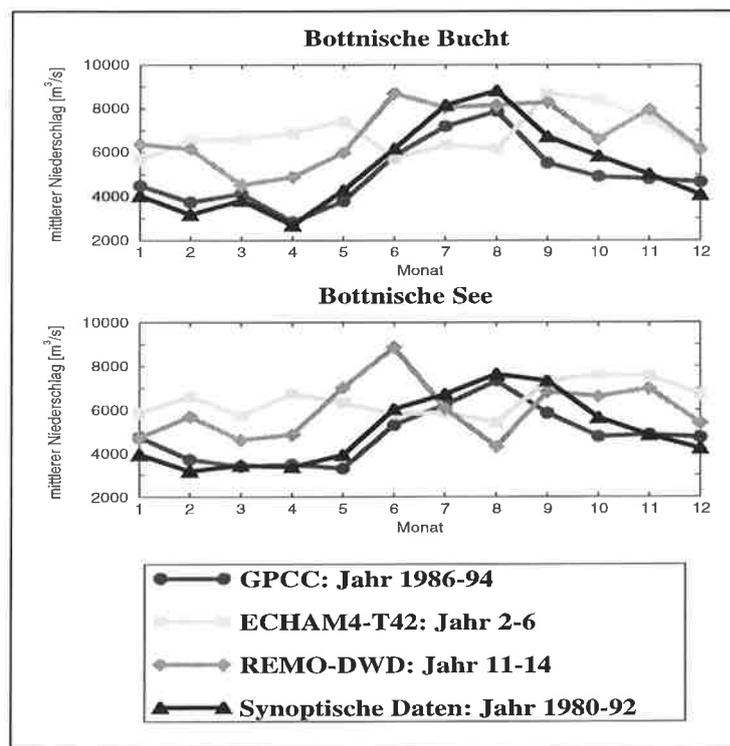


Abb. 36: Vergleich von simulierten und beobachteten Niederschlägen

Dieses Kapitel hat gezeigt, daß das HD-Modell den Abfluß adäquat für beide bottnischen Einzugsgebiete simulieren kann. Die Abweichungen des simulierten Abflusses vom gemessenen Abfluß konnten generell auf Mängel der atmosphärischen Simulationen ECH4 und REMO-DWD zurückgeführt werden. Um den Vergleich zwischen regionalem und globalem Klimamodell zu komplettieren, sollte das HD-Modell auf REMO mit der Physik-Parameterisierung von ECHAM4 angewendet werden, sobald hiervon langzeitige Klimasimulationen zur Verfügung stehen.

8.2. ACSYS-Gebiet

Die Aussagen von Klimamodellen deuten generell daraufhin, daß globale Klimaveränderungen besonders große Auswirkungen auf die Arktis haben. Umgekehrt wird vermehrt davon ausgegangen, daß die Arktis eine entscheidende Rolle für die Kontrolle des globalen Klimas spielt, hauptsächlich durch ihren Einfluß auf die großskalige thermohaline Zirkulation des Ozeans und auf die globale Energiebilanz (WMO, 1994). Um das Wissen über diese Rolle und die zugrundeliegenden physikalischen Prozesse zu erweitern, wurde die 'Arctic Climate System Study' (ACSYS) ins Leben gerufen (WMO, 1994). Das hierin betrachtete Gebiet umfaßt die gesamte Arktis sowie deren komplettes Einzugsgebiet. In Abb. 37 ist dieses Einzugsgebiet (ACSYS-Gebiet) dargestellt, wobei dessen Darstellung auf der Kombination des schon erwähnten Einzugsgebietsdatensatzes (siehe Kap. 2.4.) mit Daten von Cogley (1987, 1991, 1994) basiert. Die gesamte Fläche des ACSYS-Gebietes beträgt ca. 16 Millionen km².

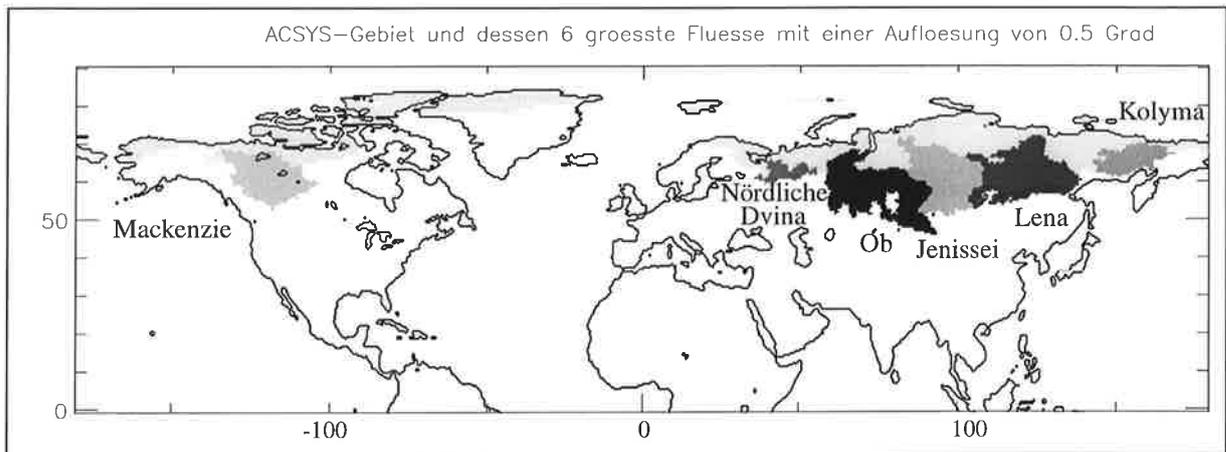


Abb. 37: Das ACSYS-Einzugsgebiet und die Einzugsgebiete der sechs größten Flüsse in diesem Gebiet.

Die 6 größten Flüsse des ACSYS-Gebietes können als repräsentativ für das gesamte Gebiet angesehen werden, da sie den Großteil des Abflusses in den Arktischen Ozean beitragen (s. Tabelle 10). Deren Einzugsgebiete sind in Abb. 37 gesondert hervorgehoben und deren gesamte Fläche wird im folgenden als AC6R-Gebiet bezeichnet. Die Fläche des AC6R-Gebietes beträgt ca. 65% des gesamten ACSYS-Gebietes.

Tabelle 10: Gemessene Abflüsse im ACSYS-Gebiet

| Daten des GRDC (1996) | Fläche | Abfluß |
|-------------------------|----------------------------|----------------------------|
| 6 größten ACSYS-Flüsse | 10 354 000 km ² | 1975 km ³ /Jahr |
| 12 größten ACSYS-Flüsse | 12 298 388 km ² | 2323 km ³ /Jahr |
| 35 größten ACSYS-Flüsse | 12 867 876 km ² | 2600 km ³ /Jahr |

Im ACSYS-Gebiet wird der Verlauf des Jahresgangs des Abflusses maßgeblich durch die Schneeschmelze im Frühling bestimmt. Im Winter stellt der Abfluß eine stetig fallende Kurve dar, weil dieser hier hauptsächlich durch den Grundwasserabfluß gespeist wird, der in dieser Zeit nahezu kein Wasser von der Landoberfläche bekommt. Im Frühling folgt dann generell mit Einsetzen der Schneeschmelze ein steiler Anstieg zum absoluten Maximum des Abflusses. Eine zufriedenstellende Simulation der Schneebedeckung und der Schneeschmelze durch das jeweilige atmosphärische Modell ist daher die Voraussetzung für eine sinnvolle Anwendung eines Abflußmodells im ACSYS-Gebiet. Da im ACSYS-Gebiet sowohl ERA (zu niedrige 2m-Temperatur, vgl. Kap. 7.2.) als auch NRA (zu hoher Niederschlag, vgl. Kap. 7.3.) nicht für eine Anwendung des SL-Schemas zur Erzeugung realistischer Schneebedeckungen geeignet sind, wurde in dieser Region der Abfluß nur für ECH4 simuliert.

Für das Einzugsgebiet des Jenissei im 0.5°-Datensatz (Kap. 2.4.) sowie für dessen Modell-einzugsgebiet wurde das Teileinzugsgebiet des Baikalsees nicht mitberücksichtigt, da eine große Talsperre am Ausgang des Baikalsees den natürlichen Ausfluß unterbindet. *Krupchatnikoff (persönliche Mitteilung, 1996)* empfiehlt daher, bei der Simulation des Abflusses den Baikalsee vom restlichen Jenissei-Einzugsgebiet abzutrennen. Dadurch ergeben sich auch Unterschiede in den Volumina von W_{RD} und des simulierten Abflusses zum gemessenen Abfluß. Außerdem gibt es Unterschiede zwischen den Flächen der Einzugsgebiete des 0.5°-Datensatzes und der zu den Abflußmeßstationen gehörenden Einzugsgebiete (vgl. Kap. 8.). Um diese Unterschiede zu berücksichtigen, wurde der Abfluß mit den jeweiligen Einzugsgebietsflächen normiert, und ein Abflußquotient β berechnet, der das normierte Verhältnis von W_{RD} zum gemessenen Abfluß angibt:

$$\beta = \frac{\text{simulierter Abfluß } (W_{RD})}{\text{Fläche des 0.5°-Einzugsgebietes}} \cdot \frac{\text{Fläche des realen Einzugsgebietes}}{\text{gemessener Abfluß}} \quad (53)$$

Tabelle 11: Beobachtete und simulierte Niederschläge im AC6R-Gebiet über den Flächen der jeweiligen 0.5°-Einzugsgebiete.

| Fluß | PLW [km ³ /Jahr] | GPC [km ³ /Jahr] | ECH4 [km ³ /Jahr] |
|-----------------|--------------------------------|--------------------------------|---------------------------------|
| Jenissei | 867 | 827 | 1079 |
| Kolyma | 247 | 184 | 297 |
| Lena | 879 | 782 | 1046 |
| Mackenzie | 592 | 622 | 936 |
| Nördliche Dvina | 225 | 222 | 241 |
| Ob | 1423 | 1211 | 1393 |
| Summe der 6 | 4233 | 3848 | 4991 |

Obwohl ECH4 im AC6R-Gebiet im Vergleich zu PLW und GPC zu viel Niederschlag aufweist

(Tabelle 11), stimmt das Gesamtvolumen von W_{RD} relativ gut mit den gemessenen Abflußwerten überein (Tabelle 12). Dies weist daraufhin hin, daß die Evapotranspiration von ECH4 im AC6R-Gebiet ebenfalls zu hoch ist. Regional kommt es für die verschiedenen Flüsse zu leichten Abweichungen von W_{RD} zum gemessenen Abfluß, für deren Größe jedoch keine signifikanten Auswirkungen auf die Form des Jahresgangs des simulierten Abflusses zu erwarten sind.

Tabelle 12: Einzugsgebietsflächen, gemessene Abflüsse und W_{RD} im AC6R-Gebiet.
Die reale Fläche und das Volumen des gemessenen Abflusses beziehen sich beide jeweils auf das Einzugsgebiet, das stromaufwärts der entsprechenden Abflußmeßstation liegt.

| Fluß | reale Fläche [km ²] | 0.5°-Fläche [km ²] | Gemessener Abfluß [km ³ /Jahr] | W_{RD} von ECH4 [km ³ /Jahr] | β |
|-----------------|---------------------------------|--------------------------------|---|---|---------|
| Jenissei | 2 440 000 | 1 929 076 | 558 | 425 | 96% |
| Kolyma | 526 000 | 701 998 | 102 | 160 | 118% |
| Lena | 2 430 000 | 2 232 702 | 525 | 421 | 87% |
| Mackenzie | 1 660 000 | 1 628 060 | 289 | 329 | 116% |
| Nördliche Dvina | 348 000 | 364 512 | 105 | 101 | 92% |
| Ob | 2 950 000 | 2 829 080 | 396 | 398 | 105% |
| Summe der 6 | 10 354 000 | 9 685 463 | 1975 | 1834 | 99% |

Im Vergleich der Jahresgänge (Abb. 38) von simuliertem und gemessenem Abfluß ist zu erkennen, daß das durch die Schneeschmelze im Frühling verursachte Maximum fast einen Monat zu spät simuliert wird. Dies wird bei einer korrekten Simulation des Abflusses aufgrund der fehlerhaften Berechnung der Schneeschmelze in ECHAM4 (vgl. Kap. 5.5.) auch erwartet. Abb. 39 zeigt die zeitliche Abweichung der Schneeschmelze in ECH4 von einem Monat im Vergleich zu SDC sehr deutlich.

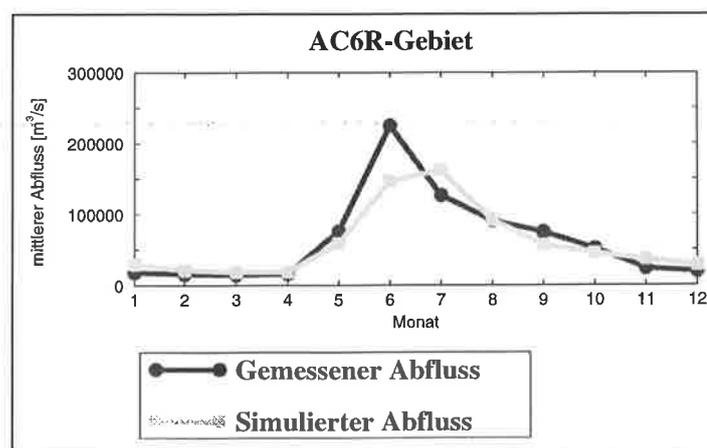


Abb. 38: Simulierter und beobachteter Abfluß für das gesamte AC6R-Gebiet.

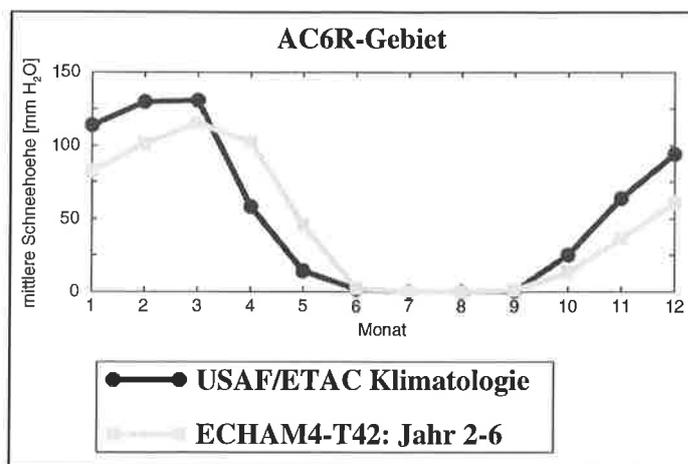


Abb. 39: Simulierte und beobachtete Schneehöhen für das gesamte AC6R-Gebiet.

Die Ursache für diese fehlerhafte Berechnung in ECHAM4 ist jedoch eine andere als es in Kap. 8.1.5. für REMO-DWD der Fall war. Vergleicht man den Jahresgang der 2m-Temperatur (siehe Abb. 40) von ECH4 mit TLW, so ist generell eine relativ gute Übereinstimmung der beiden Kurven zu erkennen, auch wenn ECHAM4 im Jahresdurchschnitt ca. 1.2° C kälter ist. Die Maximale Differenz ist im Mai vorhanden, wo ECH4 im Schnitt um 2.4° C kälter ist, bei einem Monatsmittelwert von 3.3° C. Dies mag einen Teil der Schneeschmelze verzögern, ist aber mit Sicherheit nicht der einzige Grund für deren zu späte Simulation. Andererseits kann diese Temperaturdifferenz auch aus der verzögerten Schneeschmelze resultieren, da durch den zu lange liegen bleibenden Schnee die Albedo zu groß ist (Arpe, persönliche Mitteilung, 1997). Möglicherweise trägt auch der zu hohe Niederschlag zur verzögerten Schneeschmelze bei, der im Vergleich zu GPC und PLW (Abb. 41) besonders in den Monaten März bis Juni und im Oktober überschätzt wird. Ein einfacher Rückschluss auf die Ursachen dieses Fehlers ist nicht möglich, da sich in ECH4 verschiedene Fehler überlagern. Auch ist die Formulierung der Schneeschmelze in ECHAM4 teilweise unrealistisch, und es gibt numerische Probleme bei der Berechnung des Wärmehaushalts im Bereich des Schneedecke (Schulz, persönliche Mitteilung, 1997). Weiterführende Untersuchungen lagen außerhalb des Rahmens dieser Arbeit.

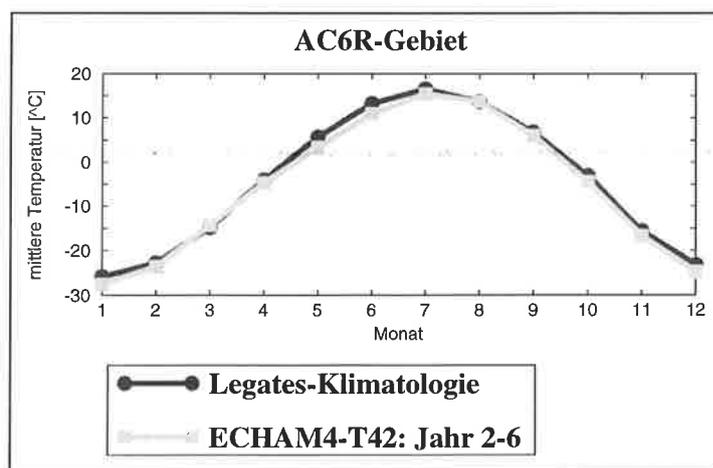


Abb. 40: Simulierte und beobachtete 2m-Temperaturen für das gesamte AC6R-Gebiet.

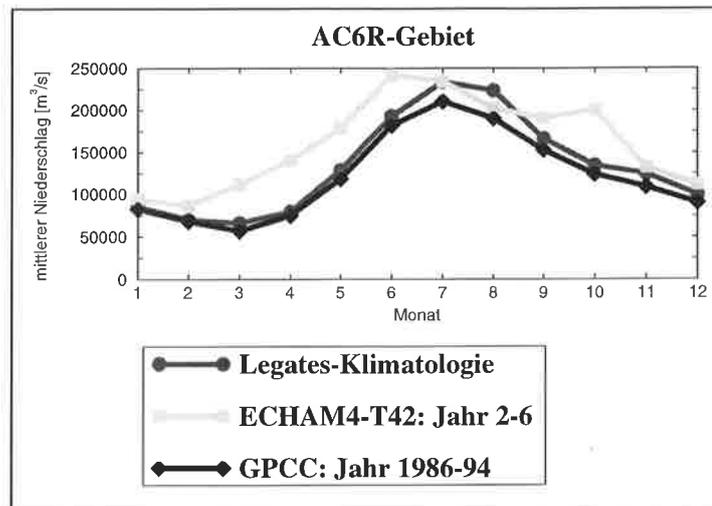


Abb. 41: Simulierte und beobachtete Niederschläge für das gesamte AC6R-Gebiet

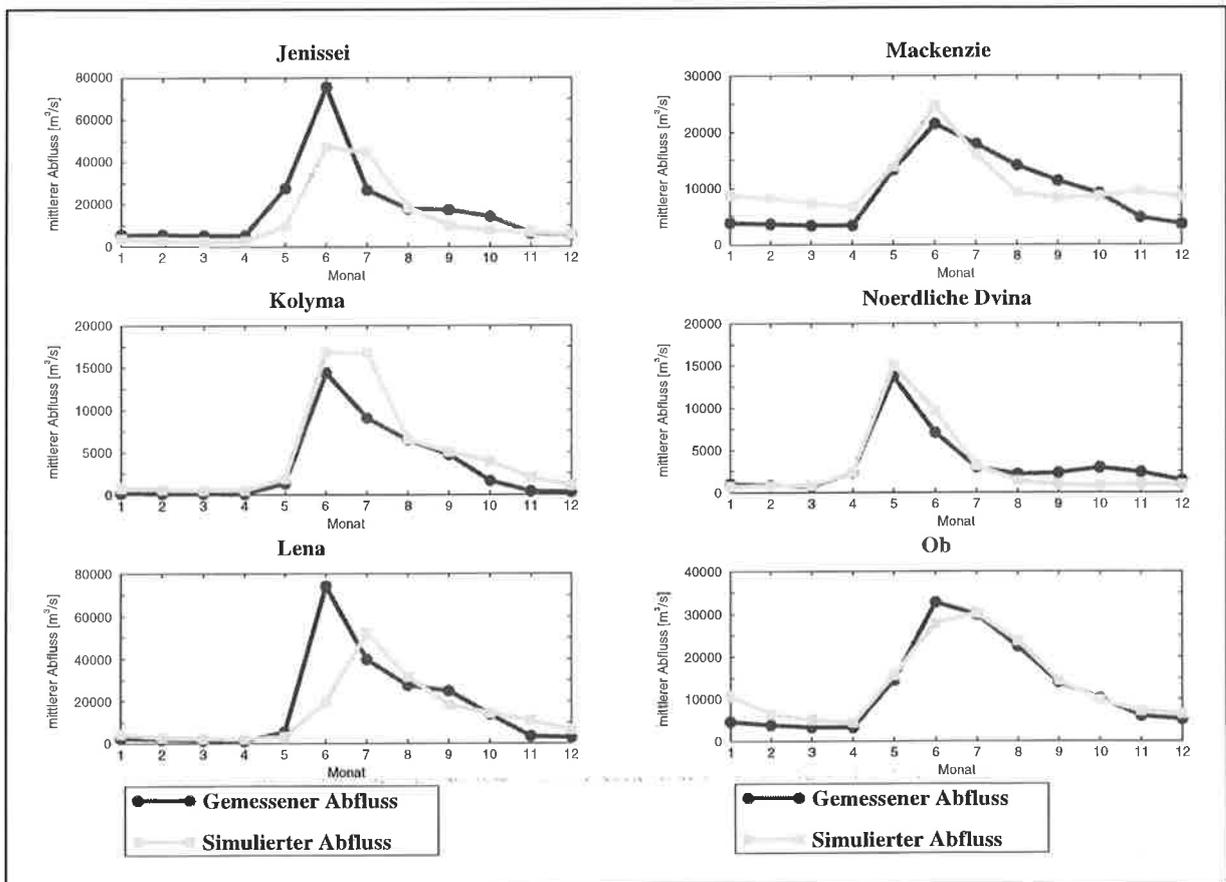


Abb. 42: Simulierte und gemessene Abflüsse der 6 Flüsse des AC6R-Gebietes

Bei der differenzierten Betrachtung der simulierten Abflüsse der 6 Flüsse des AC6R-Gebietes (Abb. 42) wird das durch die Schneeschmelze induzierte Maximum für die Flüsse Jenissei, Kolyma und Lena einen Monat zu spät simuliert, wie es bei einer adäquaten Simulation des Abflusses auch erwartet wird (s. oben). Beim Ob ist diese zeitliche Verschiebung geringer, was

aufgrund Abb. 43 auch realistisch ist. In Abb. 43 ist beim Vergleich der mittleren Schneehöhen von ECH4 und SDC zu erkennen, daß für den Ob die Schneeschmelze in ECH4 nur ca. einen halben Monat später als in SDC simuliert wird. Dieses unterschiedliche Verhalten beim Ob liegt vermutlich daran, daß dessen Einzugsgebiet weiter nach Süden reicht als die anderen Einzugsgebiete im ACSYS-Gebiet.

Für den Mackenzie und die Nördliche Dvina kommt bei der Simulation des Abflußmaximums keine zeitliche Abweichung vom gemessenen Abfluß vor (Abb. 42), obwohl diese aufgrund der fehlerhaften Schneeschmelze in ECH4 (nach Abb. 43) ebenfalls auftreten müßte. Für die Nördliche Dvina mag die zu grobe Auflösung des verwendeten 1°-Feuchtgebietedatensatzes (vgl. Kap. 6.1.3.) eine Ursache hierfür sein. In 58% der Gitterboxen des 0.5°-Einzugsgebietes ist der Feuchtgebieteanteil ungleich Null. Physische Übersichtskarten (Diercke, 1988, 1992) zeigen, daß die Feuchtgebiete vor allem in der Nähe der Hauptströme des Einzugsgebietes lokalisiert sind. Da sich Feuchtgebiete verzögernd auf den Abfluß auswirken, kann eine unrealistische Verteilung der Feuchtgebiete auf der 0.5°-Skala falsche Verzögerungszeiten bei der Simulation des Abflusses hervorrufen.

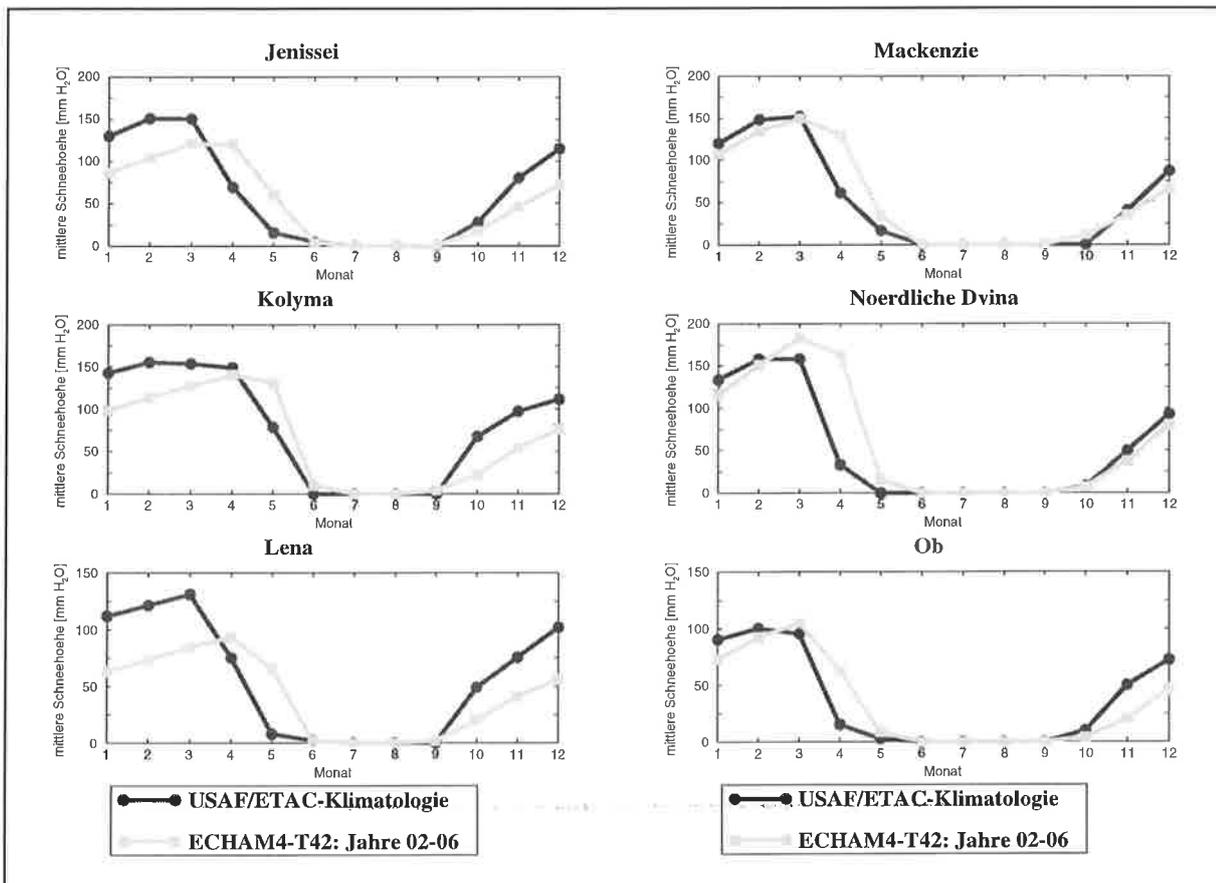


Abb. 43: Simulierte und beobachtete Schneehöhen (SDC) der 6 Teileinzugsgebiete des AC6R-Gebietes

Beim Mackenzie kann der zu schnelle Abfluß zum einen an einer unrealistischen Modelltopographie zu liegen. Hier mußte die Basistopographie sehr stark verändert werden, um eine akkurate Übereinstimmung des Modelleinzugsgebietes mit dem realen Einzugsgebiet zu erzeugen. Dies läßt vermuten, daß die realen Topographieverhältnisse im Mackenzie-

Einzugsgebiet sehr komplex sind, und mit den verwendeten Verfahren zur Erstellung der Modelltopographie auf dem 0.5°-Gitter nicht adäquat repräsentiert werden können. Zum anderen sind große Teile des Einzugsgebietes relativ flach, und es sind dort mehrere Seen und Feuchtgebiete vorhanden (Diercke, 1988, 1992), die möglicherweise in den entsprechenden 1°-Datensätzen nur unzureichend lokalisiert werden. Der zu hohe simulierte Abfluß des Mackenzie im Winter ist auf die Überschätzung des Niederschlags zurückzuführen. So verursacht das in den Beobachtungen nicht vorhandene lokale Maximum im simulierten Niederschlag im Oktober für ECH4 (Abb. 44) ein unrealistisches lokales Maximum des simulierten Abflusses im November (Abb. 42).

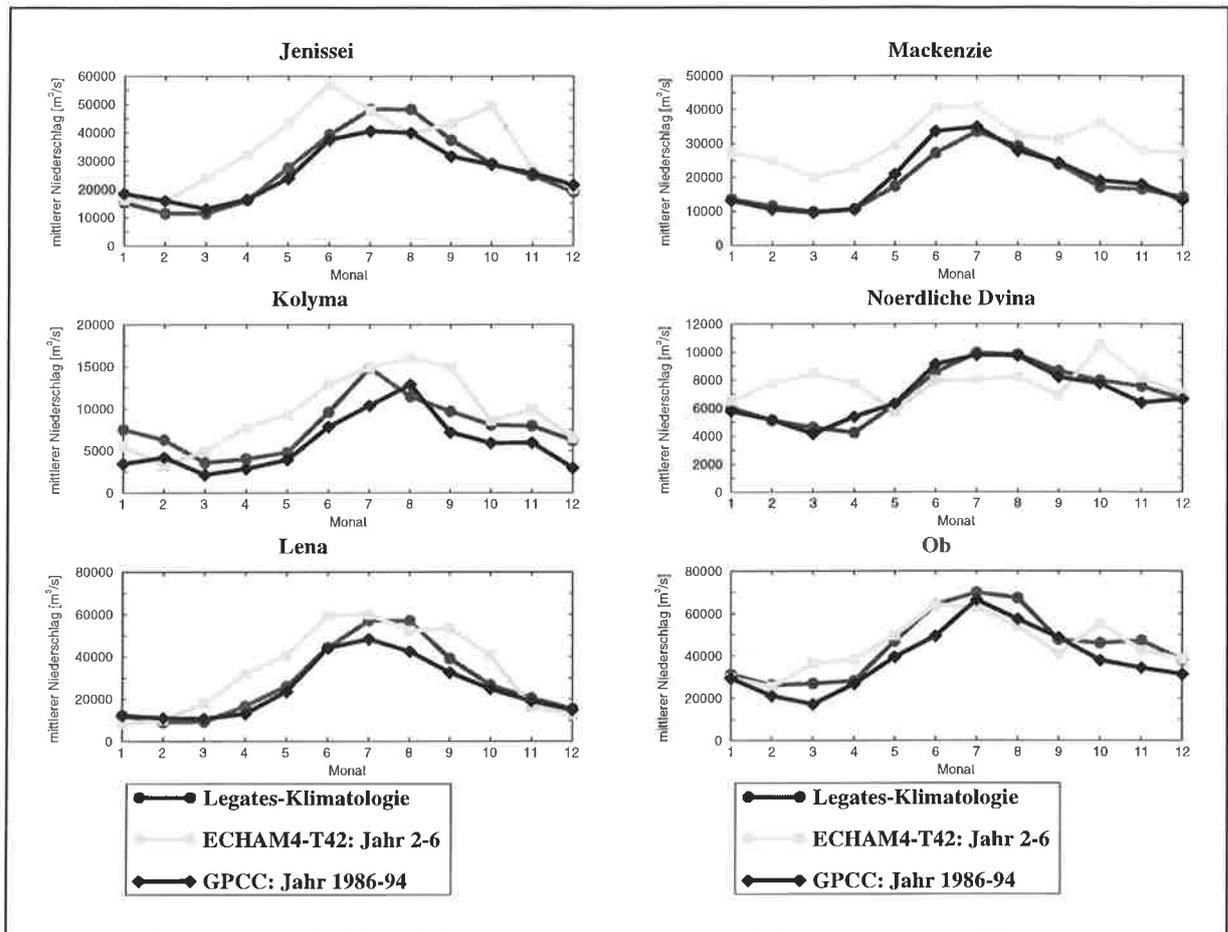


Abb. 44: Simulierte und beobachtete Niederschlägen der 6 Teileinzugsgebiete des AC6R-Gebietes

Das unrealistische lokale Maximum im Januar im simulierten Abfluß des Ob geht auf Probleme bei der Initialisierung der linearen Modellspeicher (vgl. Kap. 8.) zurück, die durch einen hohen Anteil an Feuchtgebieten im Einzugsgebiet hervorgerufen werden.

Für große Teile des ACSYS-Gebietes scheint das HD-Modell den Abfluß adäquat simulieren zu können. Die existierenden Probleme in den Einzugsgebieten der Nördlichen Dvina und des Mackenzie sind hauptsächlich auf regionale Mängel der verwendeten Datensätze zurückzuführen. Da im ACSYS-Gebiet nur ECH4 für die Simulation des Abflusses geeignet war, wäre es für zukünftige Arbeiten wünschenswert, das HD-Modell auf eine atmosphärische

Simulation anzuwenden; die den Zeitpunkt der Schneeschmelze im ACSYS-Gebiet korrekt berechnet.

8.3. Monsun-Region

Der Monsun ist die größte saisonale natürliche Klimaschwankung und damit ein sehr wichtiger Bestandteil der allgemeinen Zirkulation. Regionen, die vom Monsun betroffen sind, zeichnen sich durch äußerst regenreiche Sommer und sehr trockene Winter aus, sowie durch gegensätzliche Windrichtungen in diesen Jahreszeiten. Eine genauere Beschreibung der globalen und regionalen Charakteristiken des Monsuns ist bei *Webster (1987)* zu finden. Seit der Pionierarbeit von *Manabe et al. (1974)* über Studien des indischen Monsuns mit einem GCM, ist über Land die Simulation des Monsuns über Indien und Ostasien einer der zentralen Punkte der Monsunforschung. Es wurde u. a. festgestellt, daß die Simulation des Monsunregens über Indien besonders sensitiv gegenüber Unterschieden in physikalischen Parameterisierungen, Numerik und Modellauflösung ist (*Gadgil und Sajani, 1997; Bauer, persönliche Mitteilung, 1997*). Da Differenzen im Regenvolumen entscheidende Auswirkungen auf die Bewohner dieser Regionen haben können, wenn diese z. B. schwere Überschwemmungen verursachen, ist eine korrekte Niederschlagssimulation genauso wichtig wie eine adäquate Simulation des Abflusses.

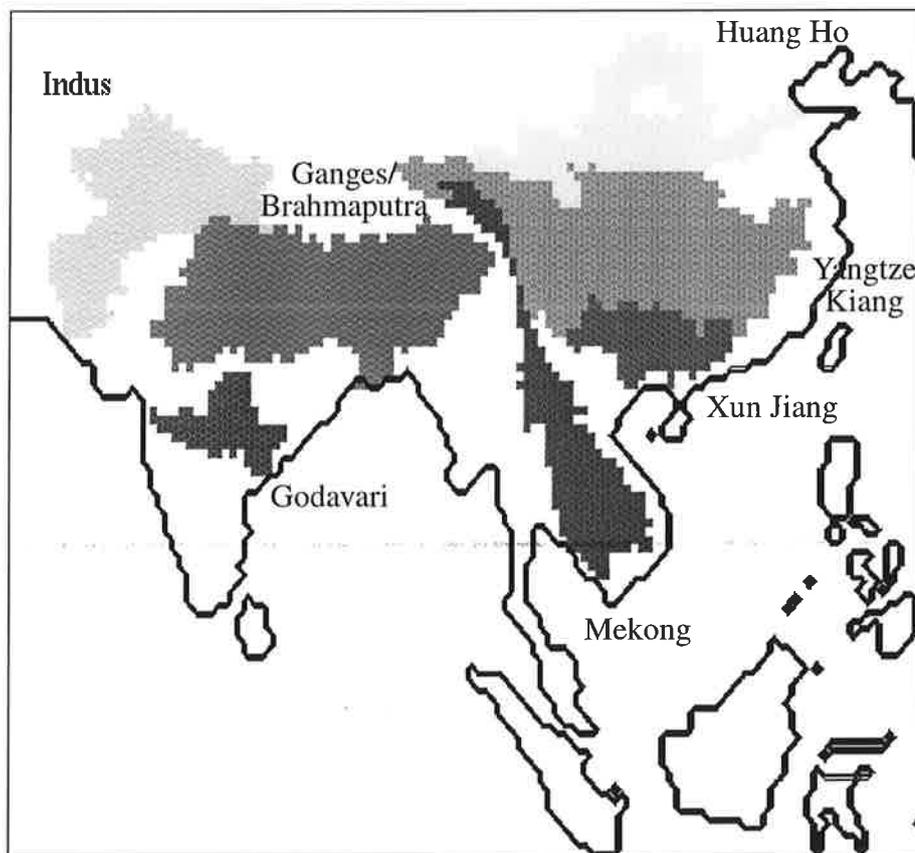


Abb. 45: Die 7 größten Einzugsgebiete in der Monsun-Region.

Tabelle 13: Einzugsgebietsflächen und Abflüsse der 7 größten Flüsse der Monsun-Region.
Die reale Fläche und die Menge des beobachteten Abflusses beziehen sich beide jeweils auf das Einzugsgebiet, das stromaufwärts der entsprechenden Abflußmeßstation liegt.

| Fluß | reale Fläche [km ²] | 0.5°-Fläche [km ²] | Gemessener Abfluß [km ³ /Jahr] |
|--------------------|------------------------------------|-----------------------------------|---|
| Ganges/Brahmaputra | 1 571 130 | 1 659 812 | 1056 |
| Godavari | 299 320 | 311 889 | 97 |
| Huang Ho | 730 036 | 847 407 | 46 |
| Indus | 832 418 | 974 757 | 71 |
| Mekong | 545 000 | 776 234 | 299 |
| Xun Jiang | 329 705 | 402 914 | 221 |
| Yangtze Kiang | 1 705 383 | 1 694 330 | 916 |

Abb. 45 zeigt die 7 größten Einzugsgebiete in Indien und Ostasien, deren beobachtete Einzugsgebietsflächen und gemessenen Jahresabflüsse in Tabelle 13 aufgelistet sind. Dieses gesamte Gebiet wird im folgenden mit Monsun-Region bezeichnet. Die Flüsse Ganges und Brahmaputra liefern den größten Teil des Abflusses in die relativ schmale Bucht von Bengalen, der das Verhalten des Ozeans hier entscheidend mitbestimmt (*Gadgil, persönliche Mitteilung, 1997*). Während niedriger Gezeiten kann es vorkommen, daß Brackwasser in bis zu 300 km Entfernung vom Festland auftritt (*Grabs et al., 1996*). Da sich die beiden Flüsse in ihrem großen Delta vermischen, wird in dieser Studie nur das vereinigte Einzugsgebiet beider Flüsse betrachtet, das im folgenden als Ganges-Einzugsgebiet bezeichnet wird.

Tabelle 14: Beobachteter und simulierter Niederschlag für die 7 größten Einzugsgebiete der Monsun-Region

| Fluß | PLW [km ³ /Jahr] | GPC [km ³ /Jahr] | ECH4 [km ³ /Jahr] | ERA [km ³ /Jahr] | NRA [km ³ /Jahr] |
|---------------|--------------------------------|--------------------------------|---------------------------------|--------------------------------|--------------------------------|
| Ganges/B. | 2325 | 1732 | 1339 | 2199 | 2150 |
| Godavari | 364 | 308 | 269 | 294 | 304 |
| Huang Ho | 402 | 365 | 555 | 389 | 591 |
| Indus | 451 | 375 | 304 | 495 | 606 |
| Mekong | 1249 | 1106 | 1193 | 1544 | 1708 |
| Xun Jiang | 599 | 543 | 541 | 626 | 882 |
| Yangtze Kiang | 1855 | 1739 | 2287 | 1766 | 2662 |

Tabelle 14 zeigt die Jahresmittelwerte der beobachteten (PLW, GPC) und simulierten (ECH4, ERA, NRA) Niederschläge für die 7 größten Einzugsgebiete der Monsun-Region. In Tabelle 15 sind die jeweiligen simulierten (ECH4, ERA-SL, NRA-SL) Mengen von W_{RD} aufgelistet, die mit diesen Niederschlägen einhergehen. Hierbei ist β wieder der nach Gleichung 53 berechnete Abflußquotient, der die unterschiedlichen Größen der Einzugsgebiete der Flüsse im 0.5°-Datensatz und der Abflußmeßstation berücksichtigt.

Tabelle 15: W_{RD} der 7 größten Einzugsgebiete der Monsun-Region für die drei betrachteten atmosphärischen Simulationen.

| Fluß | ECH4 [km ³ /Jahr] | β | ERA-SL [km ³ /Jahr] | β | NRA-SL [km ³ /Jahr] | β |
|---------------|---------------------------------|---------|-----------------------------------|---------|-----------------------------------|---------|
| Ganges/B. | 348 | 31% | 1333 | 119% | 1348 | 121% |
| Godavari | 25 | 25% | 112 | 111% | 128 | 127% |
| Huang Ho | 198 | 371% | 153 | 287% | 334 | 626% |
| Indus | 56 | 67% | 292 | 351% | 389 | 468% |
| Mekong | 298 | 70% | 861 | 202% | 985 | 231% |
| Xun Jiang | 188 | 70% | 314 | 116% | 567 | 210% |
| Yangtze Kiang | 1203 | 132% | 923 | 101% | 1742 | 191% |

Die simulierten Niederschläge von ECH4 variieren regional stark in ihrer Qualität. So werden die beobachteten Niederschläge in der westlichen Hälfte der Monsun-Region unterschätzt (Ganges, Godavari, Indus), während sie im Nordosten überschätzt (Huang Ho, Yangtze Kiang) werden. Nur im Südosten liegen die simulierten Volumina (Mekong, Xun Jiang) im Bereich der beobachteten Niederschläge. Dies führt zu einem ähnlichen Verhalten der simulierten Volumina von W_{RD} . Da die Abflüsse im Südosten auch etwas unterschätzt werden, scheint ECH4 hier zu viel Evapotranspiration zu simulieren. Für ERA sind die simulierten Niederschlagsvolumina generell vergleichbar mit den Beobachtungen, da der Niederschlag nur im Mekong- und im Indus-Gebiet überschätzt wird, was sich analog auf die simulierten Volumina von W_{RD} auswirkt. Eine Ausnahme bildet das Huang Ho-Gebiet, wo der simulierte Abfluß trotz des realistischen Niederschlagsvolumens stark überschätzt wird. Dies weist auf eine zu niedrige Evapotranspiration von ERA-SL in diesem Gebiet hin. Wie schon in Kap. 7.3. erwähnt, überschätzt NRA die Niederschläge in der gesamten nördlichen Hemisphäre ausgenommen über Indien (Ganges, Godavari), so daß sich die simulierten Mengen von W_{RD} auch nur dort im Bereich der gemessenen Abflüsse befinden.

Im Einzugsgebiet des Ganges erzeugen beide Reanalysen einen realistischen Jahresgang des Niederschlags, der zwischen den Beobachtungen von GPC und PLW liegt (Abb. 46). Deswegen ist hier die Beurteilung des HD-Modells sowohl mit Input von ERA-SL als auch von NRA-SL möglich. Abb. 47 zeigt, daß beide simulierte Abflüsse dem realen Verlauf folgen, mit der Ausnahme, daß der Rückgang des Abflusses im Herbst ca. einen Monat später auftritt als im gemessenen Abfluß. Ein Grund dafür mag eine Überschätzung des Niederschlags sein,

worauf auch das etwas zu große simulierte Abflußvolumens hinweist. Jedoch kann letzteres auch bedeuten, daß die Evapotranspiration im SL-Schema unterschätzt wird. Ersteres wäre ein Beleg dafür, daß PLW in diesem Gebiet deutlich schlechter als GPC ist.

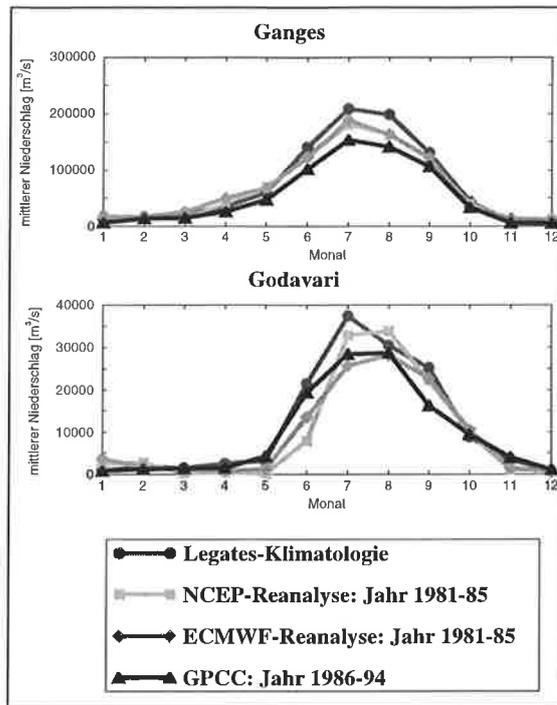


Abb. 46: Ganges/Brahmaputra und Godavari:
Simulierte und beobachtete Niederschläge

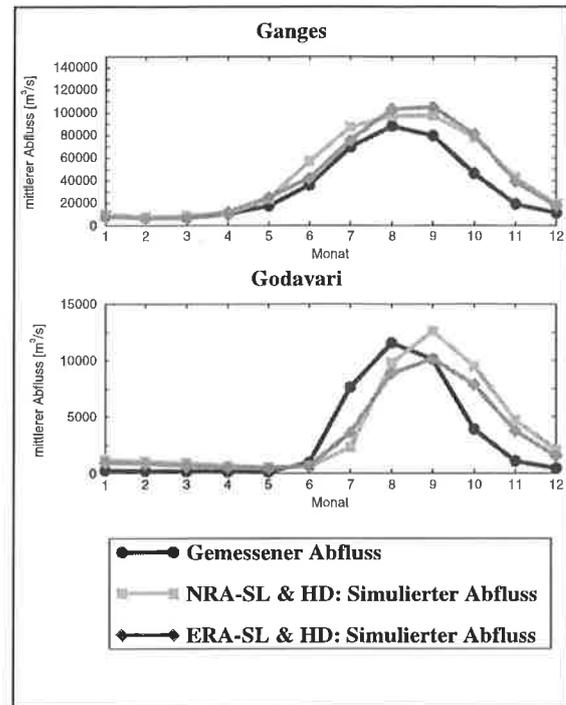


Abb. 47: Ganges/Brahmaputra und Godavari:
Simulierte und gemessene Abflüsse

Auch für den Godavari sind sowohl der Niederschlag von ERA als auch von NRA realistisch (Abb. 46), obwohl beide dessen Maximum einen Monat später als GPC erzeugen. Dieses Verhalten pflanzt sich für beide Reanalysen im simulierten Abfluß fort (Abb. 47), so daß dies wiederum den Umkehrschluß zuläßt, daß PLW in dieser Region fehlerhaft ist, weil auch hier zum Winter hin der Niederschlag einen Monat später als bei GPC abnimmt (Abb. 46).

Im Osten der Monsun-Region (Huang Ho, Yangtze Kiang, Xun Jiang) erweist sich neben NRA auch ECH4 für die Beurteilung des HD-Modells als ungeeignet, da die Jahresgänge des simulierten Niederschlags zu unrealistisch sind. Bei ECH4 wird im Vergleich (Abb. 48) mit GPC und PLW der Niederschlag im Frühling stark überschätzt, während im Sommer zu wenig Niederschlag simuliert wird. Letzteres gilt für die gesamte Monsun-Region (*Gadgil und Sajani, 1997*). Die Niederschläge von ERA liegen relativ dicht an den beiden beobachteten Klimatologien. Für den Huang Ho wird das Volumen des Abflusses jedoch durch W_{RD} von ERA-SL (vgl. Tabelle 15) stark überschätzt, was auf eine zu niedrige Evapotranspiration in ERA-SL hinweist. Daher ist auch ERA-SL nicht zur Beurteilung des simulierten Abflusses für den Huang Ho geeignet.

Für den Yangtze Kiang ergibt eine Simulation des Abflusses mit Input von ERA-SL (Abb. 49) eine relativ gute Übereinstimmung mit dem gemessenen Abfluß, wobei jedoch das Maximum

im Sommer, das durch den Monsun-Regen verursacht wird, ungefähr einen Monat zu spät auftritt. Dies ist aber auch beim Niederschlag von ERA im Vergleich (Abb. 48) zu GPC und PLW der Fall, so daß das zu spät simulierte Abflußmaximum auf Defizite im Niederschlag von ERA zurückzuführen ist.

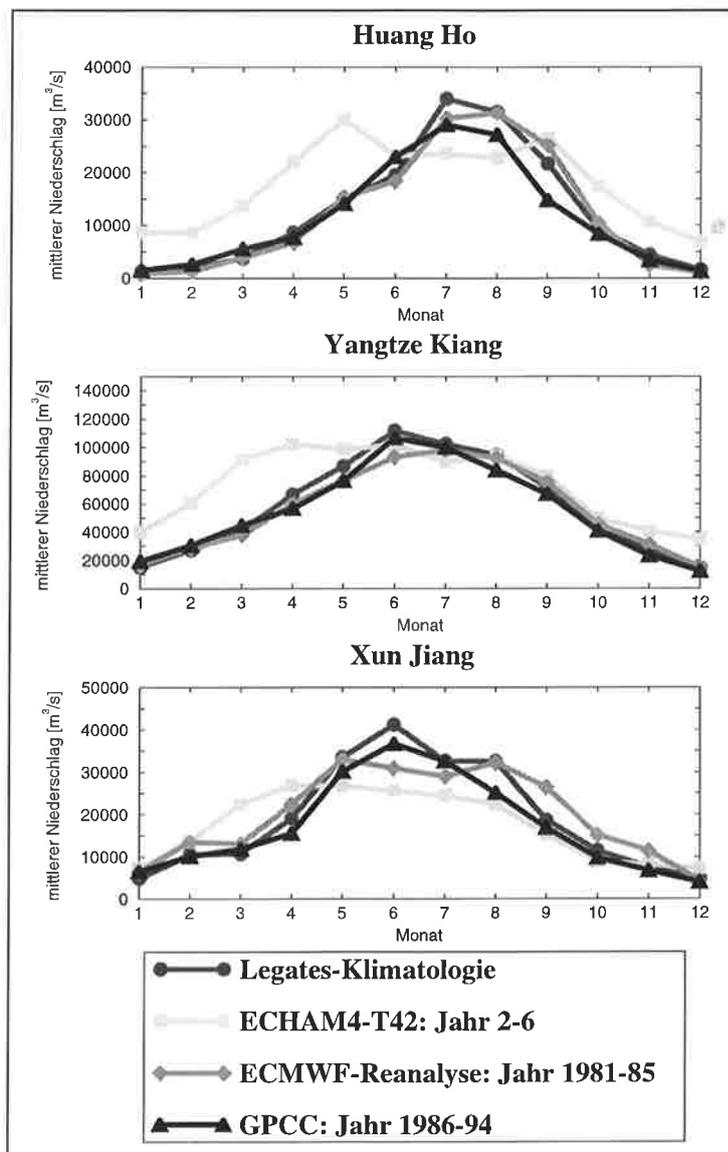


Abb. 48: Huang Ho, Yangtze Kiang und Xun Jiang: Simulierte und beobachtete Niederschläge

Für den Xun Jiang (Abb. 49) dagegen ergeben sich größere Abweichungen zwischen simuliertem und gemessenem Abfluß. Diese sind auf die ungenügende Übereinstimmung des Modelleinzugsgebietes mit dem realen Einzugsgebiet zurückzuführen. In den Regionen, wo diese sich unterscheiden, kommt es zu hohen Niederschlägen im Sommer, so daß die eher kleinen Flächendifferenzen zu großen Unterschieden zwischen den Niederschlägen im realen und im Modelleinzugsgebiet führen. Die Unterrepräsentation der Fläche des realen Einzugsgebietes um 18% führt zu einer Verringerung des Niederschlags im Modelleinzugsgebiet um 28%.

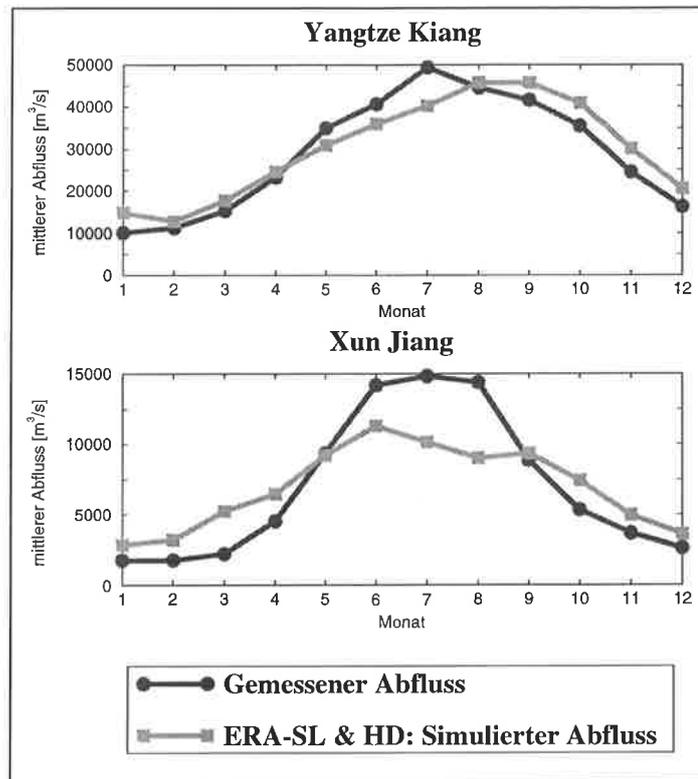


Abb. 49: Yangtze Kiang und Xun Jiang: Simulierte und gemessene Abflüsse

Für den Mekong verläuft nur der Niederschlag (Abb. 50) von ECH4 einigermaßen konform mit GPC und PLW. Hierbei ist die Güte des beobachteten Niederschlags relativ unsicher, da GPC und PLW im Sommer größere Differenzen aufweisen. Außerdem muß in diesem Gebiet damit gerechnet werden, daß die Beobachtungen den Niederschlag unterschätzen, da die Messungen in den Tälern gemacht wurden, der Großteil des Niederschlags aber in den Bergen fällt (*Arpe, persönliche Mitteilung, 1997*). Aus möglichen Defiziten im simulierten Niederschlag allein ist jedoch der um einen Monat zu spät simulierte Verlauf des Abflusses (Abb. 51) nicht zu erklären. Schaut man dagegen auf ERA, so erkennt man, daß der Niederschlag nicht nur überschätzt wird, sondern dessen Rückgang im Herbst auch einen Monat später als in ECH4 erfolgt. Trotzdem wird für ERA-SL das Maximum des Abflusses ebenfalls wie für ECH4 nur einen Monat zu spät simuliert. Hier jedoch basiert diese Verzögerung auf Defiziten des Niederschlags von ERA. Dies weist daraufhin, daß entweder die regionale Verteilung des Niederschlags in ECH4 von der tatsächlichen Verteilung abweicht oder die Defizite im Niederschlag von ERA durch eine nicht-repräsentative Modelltopographie des Mekong-Gebietes kompensiert werden. Letzteres liegt möglicherweise in der Tatsache begründet, daß der Mekong für eine Abflußsimulation auf einem 0.5° -Gitter eher ungeeignet ist. Dessen Einzugsgebiet ist im oberen Teil des Flusses relativ schmal, so daß die Auflösung von 0.5° durchaus zu grob sein kann. Hier wären regionale Studien mit einer höheren Auflösung sinnvoll.

Im Nordwesten von Indien weist der Niederschlag während der Monsunzeit einen hohen Gradienten auf, so daß in dieser Region der simulierte Niederschlag sehr sensitiv gegenüber Fehlern in den atmosphärischen Modellen ist (*Gadgil und Sajani, 1997*). Hier liefern weder NRA noch ECH4 eine realistische Niederschlagsverteilung für das Einzugsgebiet des Indus.

Betrachtet man ERA, so weichen die Jahrgänge der Niederschlags (Abb. 50) und der Temperatur nicht allzusehr von den beobachteten Werten aus GPC und PLW bzw. TLW ab. Da aber das gemessene Abflußvolumen des Indus durch ERA-SL erheblich überschätzt wird (siehe Tabelle 15), ist keine der betrachteten atmosphärischen Simulationen für die Beurteilung der Güte des HD-Modells im Indus-Gebiet qualitativ gut genug.

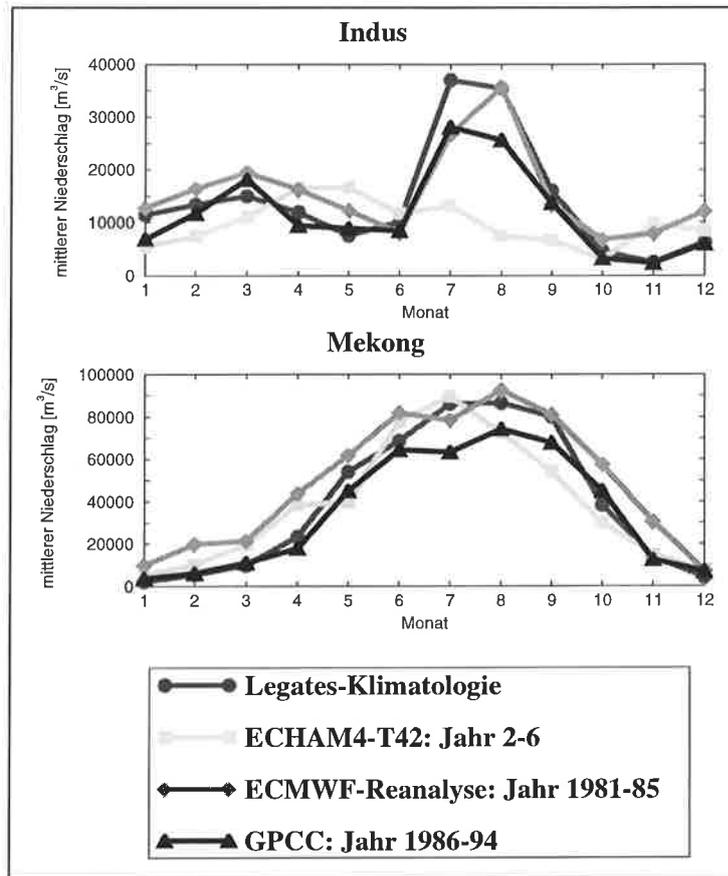


Abb. 50: Indus und Mekong: Simulierte und beobachtete Niederschläge

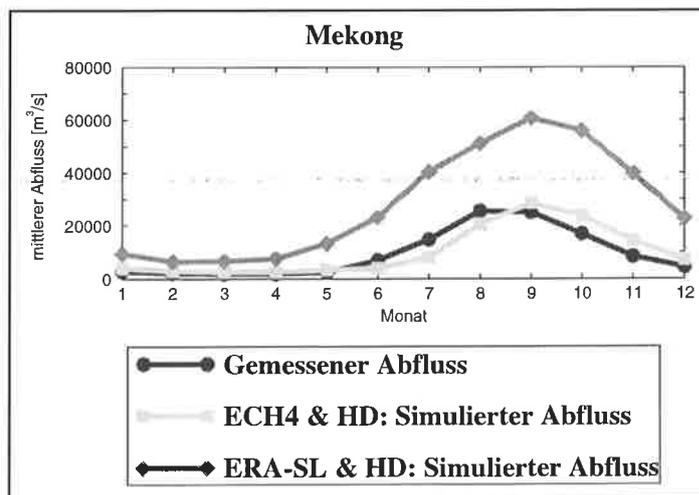


Abb. 51: Mekong: Simulierte und gemessene Abflüsse

Außer für die Flüsse Huang Ho, Indus und Mekong konnte in der Monsun-Region festgestellt werden, daß das HD-Modell hier in der Lage ist, den Abfluß adäquat zu simulieren. Während für den Huang Ho und den Indus keine geeigneten atmosphärischen Inputwerte zur Verfügung standen, scheint für den Mekong die Grobheit der 0.5°-Auflösung die Qualität des simulierten Abflusses zu begrenzen. Möglicherweise kann der simulierte Abfluß durch eine manuelle Optimierung der Modelltopographie verbessert werden. Eine Korrektur der Modelltopographie ist außerdem auch für den Xun Jiang erforderlich.

8.4. Afrika

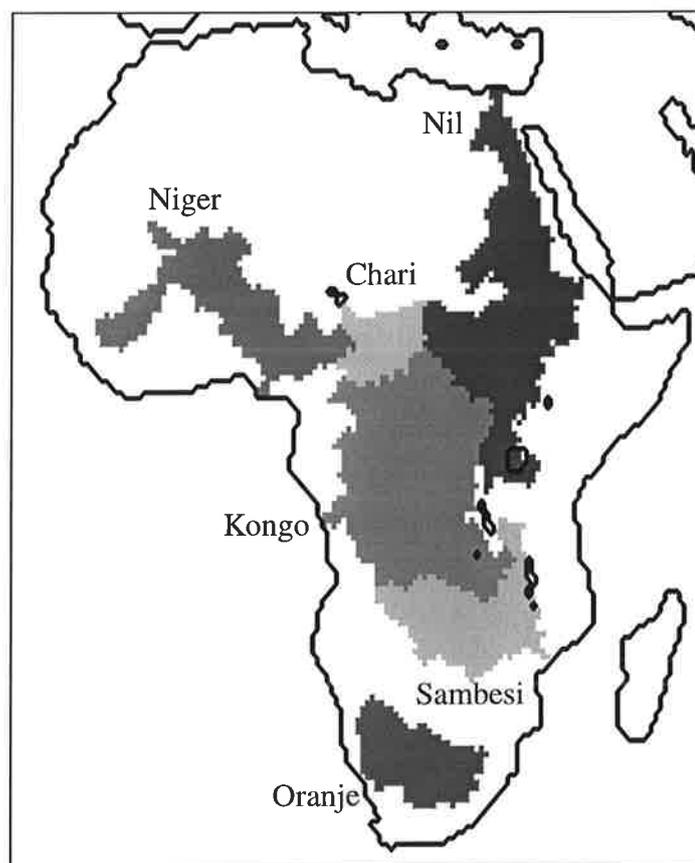


Abb. 52: Die 6 größten Einzugsgebiete Afrikas

Im Rahmen von GEWEX (WMO, 1988) gibt es verschiedene kontinentale Hydrologie-Projekte: BALTEX in Europa, GCIP und MAGS in Nordamerika, LBA in Südamerika und GAME in Asien (Raschke, 1995). Für Afrika existiert jedoch kein derartiges Projekt, da hier nur wenige hydrologische und meteorologische Beobachtungsdaten verfügbar sind. Die meisten meteorologischen Stationen, die zu Beginn dieses Jahrhunderts in Afrika existierten, sind heutzutage verrottet, gestohlen oder von deren Betreibern verlassen worden, da sich viele Länder in Afrika den Kostenaufwand für deren Instandhaltung nicht leisten können. Zur Zeit

kümmern sich nur ca. 6-7 reichere Länder um meteorologische Daten. Hierzu gehören neben Libyen vor allem Länder im Süden von Afrika (u. a. Namibia, Simbabwe, Südafrika und Tansania), was auf den Einfluß von Südafrika zurückzuführen ist (*Graßl, persönliche Mitteilung*, 1995). Daher würde der für ein kontinentales Hydrologie-Projekt nötige Neuaufbau von Beobachtungsstationen über 100 Millionen US-Dollar kosten (*Graßl, persönliche Mitteilung*, 1995). Zudem gibt es in vielen Teilen Afrikas politische Probleme zwischen den Ländern, so daß die Zusammenarbeit auf größeren Flächen nahezu unmöglich ist, wie u. a. das Beispiel Sudan und Ägypten zeigt. Aus diesen Gründen ist die Qualität der vorhandenen Beobachtungsdaten für Afrika sehr unsicher, so daß die Daten mit besonderer Vorsicht zu betrachten sind.

Tabelle 16: Einzugsgebietsflächen und Abflüsse der 6 größten Flüsse Afrikas.
Die reale Fläche und die Menge des beobachteten Abflusses beziehen sich beide jeweils auf das Einzugsgebiet, das stromaufwärts der entsprechenden Abflußmeßstation liegt.

| Fluß | reale Fläche [km ²] | 0.5°-Fläche [km ²] | Gemessener Abfluß [km ³ /Jahr] |
|---------------|------------------------------------|-----------------------------------|---|
| Chari | 600 000 | 564 007 | 33 |
| Kongo (Zaire) | 3 475 000 | 3 371 900 | 1270 |
| Niger | 1 000 000 | 1 696 757 | 33 |
| Nil | 1 900 000 | 2 865 607 | 93 |
| Oranje | 850 530 | 884 872 | 5 |
| Sambesi | 940 000 | 1 350 735 | 105 |

Abb. 52 zeigt die größten Einzugsgebiete in Afrika, deren Eigenschaften in Tabelle 16 aufgelistet sind. Für den Nil sind die genauen Grenzen des realen Einzugsgebietes mit einer hohen Unsicherheit behaftet. Im Katalog des GRDC (z. B. *Dümenil et al.*, 1993) fehlt die Angabe der Einzugsgebietsfläche für die Abflußmeßstation am Assuan-Staudamm. Die in Tabelle 16 angegebene reale Fläche des Nil-Einzugsgebietes bezieht sich auf die Station el Ekhsase (*Grabs et al.*, 1996), die 1.6° westlich der Assuan-Meßstation liegt. (Hierbei ist anzumerken, daß für den Mittelwert des gemessenen Abfluß nur die Jahre bis 1963 vor Fertigstellung des Assuan-Staudammes betrachtet werden.)

Tabelle 17 zeigt Jahresmittelwerte von beobachteten (PLW, GPC) und simulierten (ECH4, ERA, NRA) Niederschlägen für die 6 größten Einzugsgebiete Afrikas. Hierbei ist der simulierte Niederschlag von ECH4 im allgemeinen nicht all zu sehr von den Werten der Niederschlagsklimatologien entfernt, abgesehen vom Oranje, wo der Niederschlag stark überschätzt wird. Von ERA wird der Niederschlag in Afrika außer im Süden generell überschätzt (*Stendel und Arpe*, 1997). Im Sambesi-Gebiet liegt die Niederschlagsmenge relativ dicht an den Beobachtungen und im Oranje-Gebiet werden diese sogar unterschätzt. Für NRA sind die simulierten Niederschlagsmengen nicht generell zu bewerten, da sowohl starke Unterschätzungen (Oranje, Niger) als auch Überschätzungen (Kongo, Nil) vorkommen.

Tabelle 17: Beobachteter und simulierter Niederschlag für die 6 größten Einzugsgebiete Afrikas

| Fluß | PLW [km ³ /Jahr] | GPC [km ³ /Jahr] | ECH4 [km ³ /Jahr] | ERA [km ³ /Jahr] | NRA [km ³ /Jahr] |
|---------------|--------------------------------|--------------------------------|---------------------------------|--------------------------------|--------------------------------|
| Chari | 618 | 526 | 674 | 1155 | 577 |
| Kongo (Zaire) | 5515 | 4705 | 4758 | 6575 | 5922 |
| Niger | 1605 | 1425 | 1784 | 1809 | 1058 |
| Nil | 2106 | 1845 | 2300 | 3293 | 2603 |
| Oranje | 327 | 298 | 553 | 192 | 88 |
| Sambesi | 1373 | 1134 | 1595 | 1397 | 1091 |

Vergleicht man nun dagegen für ECH4, ERA-SL und NRA-SL die simulierten Mengen von W_{RD} mit den beobachteten Abflußvolumina (Tabelle 18), so fällt auf, daß außer beim Kongo die Mengen des Abflusses extrem von den Beobachtungen abweichen. In Tabelle 18 ist β wieder der nach Gleichung 53 berechnete Abflußquotient. Die Überschätzung der Abflußvolumina ist so stark, daß eine Beurteilung der Güte der Simulation des HD-Modells in den betroffenen Einzugsgebieten nicht möglich ist.

Tabelle 18: W_{RD} der 6 größten Einzugsgebiete Afrikas für die drei betrachteten atmosphärischen Simulationen.

| Fluß | ECH4 [km ³ /Jahr] | β | ERA-SL [km ³ /Jahr] | β | NRA-SL [km ³ /Jahr] | β |
|---------------|---------------------------------|---------|-----------------------------------|---------|-----------------------------------|---------|
| Chari | 247 | 796% | 646 | 2083% | 196 | 632% |
| Kongo (Zaire) | 1149 | 93% | 3364 | 273% | 2776 | 225% |
| Niger | 704 | 1257% | 932 | 1664% | 439 | 784% |
| Nil | 521 | 371% | 1760 | 1255% | 1191 | 849% |
| Oranje | 63 | 1211% | 29 | 557% | 18 | 364% |
| Sambesi | 473 | 313% | 630 | 418% | 420 | 278% |

Für den Kongo sind die überschätzten Abflußvolumina für ERA und NRA (Tabelle 18) teilweise auf die höheren Niederschläge im Vergleich zu GPC und PLW zurückzuführen. Der generelle Verlauf der simulierten Niederschläge (Abb. 53) folgt den beiden Beobachtungen, wobei ERA zur Jahreswende (November-Januar) ein unrealistisches Maximum aufweist. Dadurch wird auch im simulierten Abfluß (Abb. 54) ein falsches Maximum zu Beginn des Jahres (Februar) erzeugt. Abgesehen davon folgt die generelle Form der simulierten Jahrgänge des Abflusses für ERA-SL und NRA-SL dem Verlauf des gemessenen Abflusses.

Eine genauere Aussage läßt sich aufgrund der überschätzten Abfluvolumina von ERA-SL und NRA-SL nicht treffen.

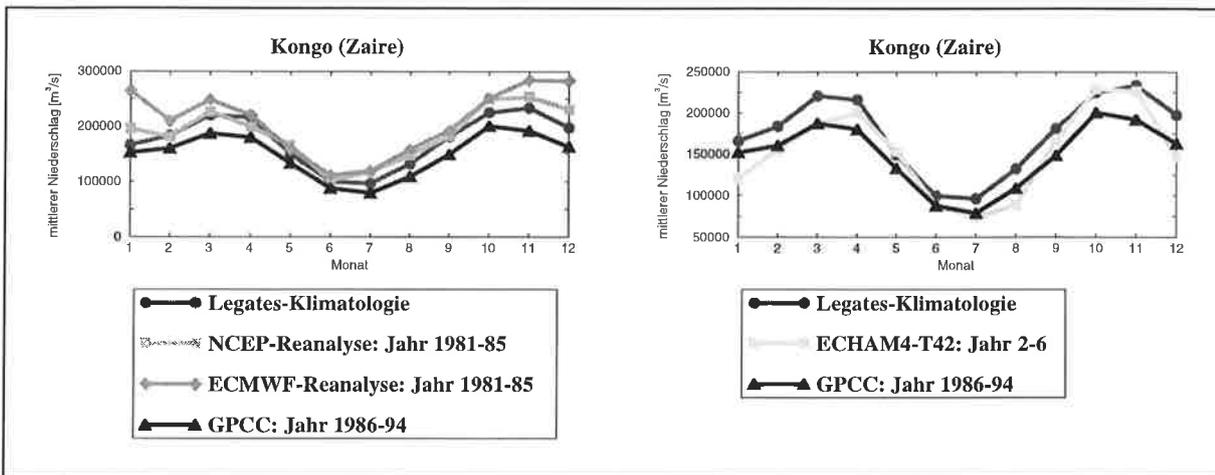


Abb. 53: Vergleich von simulierten und beobachteten Niederschlägen im Kongo-Einzugsgebiet

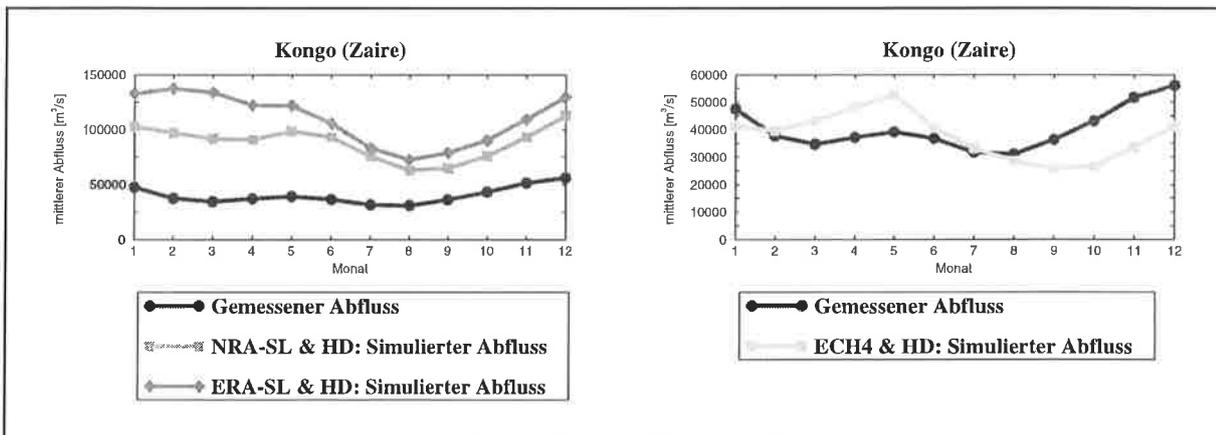


Abb. 54: Vergleich von simulierten und gemessenen Abflüssen im Kongo-Einzugsgebiet

Obwohl der simulierte Jahresgang des Niederschlags von ECH4 im Kongo-Einzugsgebiet keine allzu großen Unterschiede zu GPC und PLW aufweist (Abb. 53), gibt es große Abweichungen des simulierten vom gemessenen Abfluß (Abb. 54). Dies ist vermutlich auf Fehler in der simulierten Evapotranspiration zurückzuführen, die sich auch in einer zu hohen Simulation der 2m-Temperatur äußern. Im Vergleich zu TLW (Abb. 55) weist die simulierte 2m-Temperatur von ECH4 große Differenzen im Jahresgang auf, die im Sommer (Juli-September) zwischen 2.5°C und 3.5°C betragen.

Die verfügbare Abflußmeßstation des Nigers ist nicht repräsentativ für das gesamte Niger-Einzugsgebiet, da diese den sehr niederschlagsreichen Ostteil des Einzugsgebietes nicht mit erfaßt. Deswegen wurde der simulierte Abfluß aus einer Gitterbox in der Nähe dieser Station betrachtet (Fläche des zugehörigen Modelleinzugsgebietes: 1 076 727 km²). Auch wenn sich hier deutlich niedrigere simulierte Abflüsse ergeben, wird das Volumen des Abflusses für alle

drei atmosphärischen Simulationen weiterhin stark überschätzt (ECH4: $\beta = 974\%$, ERA-SL: $\beta = 875\%$, NRA-SL: $\beta = 478\%$).

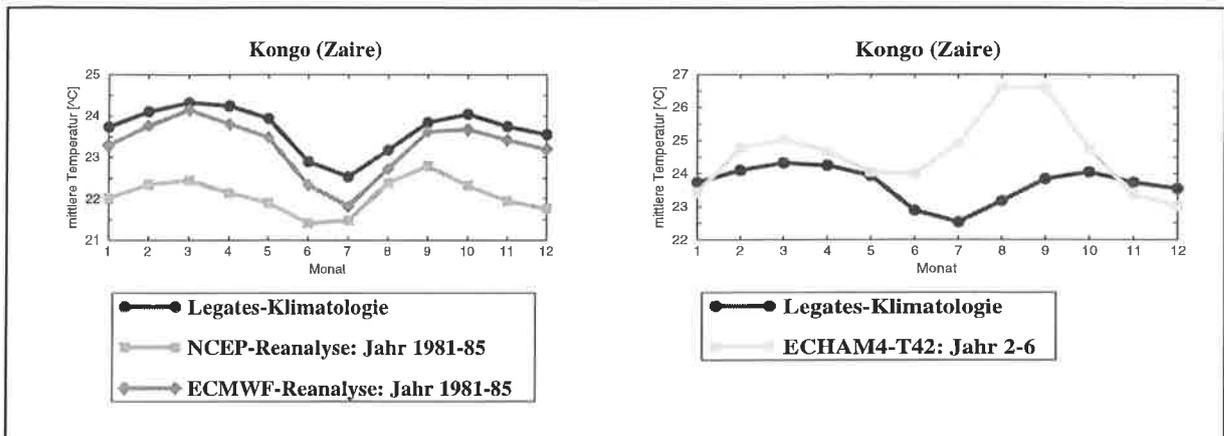


Abb. 55: Vergleich von simulierten und beobachteten 2m-Temperaturen im Kongo-Einzugsgebiet

Die Gründe für die starke Überschätzung der Abflußvolumina in Afrika liegen vermutlich in einer signifikanten Unterschätzung der Evapotranspiration. Zum einen ist dies auf eine fehlerhafte Berechnung durch die atmosphärischen Modelle zurückzuführen. Dies mag zu einem Teil an den verwendeten Feldkapazitäts-Datensätzen (*Patterson, 1990*) liegen, die sowohl in den Bodenparameterisierungen von ECHAM4 als auch des SL-Schemas benutzt werden (Die Feldkapazität ist ein Parameter, der die Wasserspeicherfähigkeit des Bodens bis zur Wurzeltiefe charakterisiert.). *Kleidon und Heimann (1997)* weisen daraufhin, daß die realen Feldkapazitäten in Afrika erheblich größer sind als in den verwendeten Datensätzen. Größere Feldkapazitäten würden bei der Simulation der Evapotranspiration zu höheren Werten führen.

Zum anderen ist bekannt, daß den Flüssen in Afrika viel Wasser durch Bewässerungsanlagen entzogen wird, welches dann wieder an der Landoberfläche für Evapotranspiration und Infiltration zur Verfügung steht. Da das Wasser dem Gerinnenetz entzogen wird, müßte für eine wirklichkeitsgetreue Repräsentation in den Regionen, in denen die Bewässerung eine wesentliche Größenordnung annimmt, eine beidseitige Kopplung zwischen dem vertikalen und dem horizontalen Teil des hydrologischen Kreislaufs durchgeführt werden. Eine derartige Kopplung war, analog wie in Kap. 6. für die Seen und Feuchtgebiete angeführt, im Rahmen dieser Arbeit nicht möglich. Es kommt hinzu, daß über die Eigenschaften (z. B. Bewässerungsvolumen pro Zeitraum) und die räumliche Verteilung der Bewässerungsanlagen nur wenig bis gar keine Informationen verfügbar sind (vgl. Kap. 2.4.).

Da die Evapotranspiration der Reanalysen konsistent mit den jeweiligen Niederschlägen und 2m-Temperaturen in den Reanalysen erzeugt wurde, wäre zu vermuten gewesen, daß diese realistischer als die Evapotranspiration des SL-Schemas ist. Deshalb wurde eine spezielle Anwendung des SL-Schemas betrachtet, bei der das Feld der Evapotranspiration der jeweiligen Reanalyse entnommen wird, um damit möglicherweise realistischere Mengen von W_{RD} zu simulieren. Diese Art der Anwendung des SL-Schemas wird im folgenden als *spezielle* Anwendung bezeichnet. Hierzu mußten jedoch zuerst die simulierten Differenzen von Niederschlag und Evapotranspiration (P-E) überprüft werden, da eine derartige Anwendung nur für realistische Werte von P-E sinnvoll ist. Hierzu wurden die Jahres-

mittelwerte von P-E mit den beobachteten Abflußvolumina verglichen. In Tabelle 19 sind diese für ERA und NRA angegeben und es wurde der flächenbereinigte Abflußquotient β mit P-E anstelle von W_{RD} ausgerechnet (vgl. Gleichung 53, Kap. 8.2.). Für NRA wurde die Evapotranspiration hierbei aus den latenten Wärmeflüssen abgeleitet.

Tabelle 19: P-E der 6 größten Einzugsgebiete Afrikas für die beiden Reanalysen.

| Fluß | ERA [km ³ /Jahr] | β | NRA [km ³ /Jahr] | β |
|---------------|--------------------------------|---------|--------------------------------|---------|
| Chari | 580 | 1870% | 1 | 3% |
| Kongo (Zaire) | 2622 | 213% | 897 | 73% |
| Niger | 537 | 959% | -117 | -209% |
| Nil | 1274 | 908% | 538 | 384% |
| Oranje | -203 | -3902% | -36 | -692% |
| Sambesi | 125 | 83% | -20 | -13% |

Für ERA folgen die Abweichungen von P-E zum gemessenen Abfluß den Abweichungen des simulierten Niederschlags zum beobachteten (siehe oben). Abgesehen vom südlichen Teil Afrikas wird P-E generell überschätzt. Im Oranje-Gebiet dagegen tritt ein sehr hoher negativer Wert von P-E auf, der eine nicht geschlossene, fehlerhafte Wasserbilanz von ERA in diesem Gebiet offenlegt. Durch dieser Mängel macht eine spezielle Anwendung des SL-Schemas mit ERA in den meisten Gebieten Afrikas keinen Sinn. Nur für den Sambesi stimmt der Wert von P-E einigermaßen gut mit dem beobachteten Abfluß überein. Bei der speziellen Anwendung des SL-Schemas existieren jedoch Gitterboxen, in denen an bestimmten Tagen Verdunstung auftritt, obwohl der Bodenspeicher leer ist. Dies liegt u. a. daran, daß die Evapotranspiration von ERA auf einer anderen Repräsentation des Bodens beruht als im SL-Schema. Da eine negative Bodenfeuchte nicht realistisch ist, wurde der korrespondierende Verdunstungswert während der Simulation nicht weiter berücksichtigt. Dadurch wird die gesamte Bilanz des hydrologischen Zyklusses verändert, was im Sambesi-Gebiet zu einer Erhöhung von W_{RD} auf 229% des Wertes von P-E führte, so daß die spezielle Anwendung auch in diesem Gebiet nicht zu realistischen Werten von W_{RD} führt.

NRA weist negative Werte von P-E für mehrere Einzugsgebiete (Niger, Oranje, Sambesi) auf, und für den Chari ist P-E fast Null. Dies zeigt, daß die Wasserbilanz in diesen Gebieten fehlerhaft und nicht geschlossen ist. Für den Nil dagegen wird P-E stark überschätzt. Aufgrund dieser Mängel im hydrologischen Zyklus von NRA wurde auf die spezielle Anwendung des SL-Schemas in diesen Gebieten verzichtet. Nur für den Kongo liegt der Wert von P-E vergleichsweise dicht am Volumen des gemessenen Abflusses. Die spezielle Anwendung des SL-Schemas auf NRA ergibt hier eine einigermaßen zufriedenstellende Simulation des Abflusses mit einer deutlichen Unterschätzung des Abflußvolumens in den letzten vier Monaten des Jahres. Diese Unterschätzung ist nicht auf den NRA-Niederschlag zurückzuführen, da dieser während des gesamten Jahres größer als bei GPC ist und mit PLW relativ gut übereinstimmt. Es scheint, daß der Jahresgang im simulierten Abfluß um einen Monat nach

hinten verschoben ist. Aufgrund der unsicheren Datenlage und des schlechten Verhaltens von NRA bei P-E in Afrika lassen sich keine verlässlichen Aussagen über die Ursache dieser scheinbaren Verzögerung treffen.

Mängel in den betrachteten atmosphärischen Simulationen und eine unsichere Qualität der verfügbaren Beobachtungsdaten verhindern eine Beurteilung der Güte des HD-Modells in Afrika. Die einzige Ausnahme ist das Kongo-Einzugsgebiet, wo das HD-Modell zufriedenstellend zu funktionieren scheint. Es sollte daher ein Ziel der Klimaforschung sein, sowohl die Datenlage als auch die Qualität der atmosphärischen Modelle für Afrika zu verbessern, auch wenn ersteres aufgrund der damit verbundenen hohen Kosten nur schwer zu verwirklichen ist.

8.5. Südamerika



Abb. 56: Die vier größten Einzugsgebiete Südamerikas

Südamerika und speziell das Amazonas-Becken sind von großer Bedeutung für das Klimasystem der Erde. Das Amazonas-Becken enthält fast die Hälfte des ungestörten tropischen Regenwaldes und ist verantwortlich für ca. 10 Prozent der terrestrischen Nettoprimärproduktion (Netto-Kohlenstoffaufnahme der Vegetation; *LBA*, 1995). Diese Eigenschaften beeinflussen sowohl das regionale als auch das globale Klima. Seit den

sechziger Jahren ist die Region starken Veränderungen der Landflächenbedeckung und -Nutzung unterworfen, deren Auswirkungen bedeutend für das Klima sein können. Daher stehen besonders die Folgen des anthropogenen Einflusses durch Abholzung und Brandrodung der Wälder im Mittelpunkt diverser Klimaszenarien. Außerdem wurde im Rahmen von GEWEX das 'Large Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia' (LBA) eingerichtet, um die dort ablaufenden Prozesse und deren Wechselwirkungen mit dem globalen Klima besser zu verstehen.

Tabelle 20: Einzugsgebietsflächen und gemessene Abflüsse der 4 größten Flüsse Südamerikas. Die reale Fläche und die Menge des beobachteten Abflusses beziehen sich beide jeweils auf das Einzugsgebiet, das stromaufwärts der entsprechenden Abflußmeßstation liegt.

| Fluß | reale Fläche [km ²] | 0.5°-Fläche [km ²] | Gemessener Abfluß [km ³ /Jahr] |
|---------------|------------------------------------|-----------------------------------|---|
| Amazonas | 4 640 300 | 5 985 776 | 4886 |
| Orinoco | 836 000 | 971 480 | 983 |
| Parana | 1 950 000 | 2 732 488 | 522 |
| Sao Francisco | 510 800 | 615 437 | 89 |

Abb. 56 zeigt die vier größten Einzugsgebiete Südamerikas, deren Eigenschaften in Tabelle 20 aufgelistet sind. Hierbei besitzt der Amazonas sowohl das großflächigste Einzugsgebiet der Erde als auch den größten Jahresabfluß, der ca. 17% des globalen Abflusses ausmacht.

Tabelle 21: Beobachteter und simulierter Niederschlag für die 4 größten Einzugsgebiete Südamerikas

| Fluß | PLW [km ³ /Jahr] | GPC [km ³ /Jahr] | ECH4 [km ³ /Jahr] | ERA [km ³ /Jahr] | NRA [km ³ /Jahr] |
|---------------|--------------------------------|--------------------------------|---------------------------------|--------------------------------|--------------------------------|
| Amazonas | 12998 | 10953 | 11310 | 11642 | 13801 |
| Orinoco | 2323 | 1877 | 2036 | 2390 | 2517 |
| Parana | 3307 | 3235 | 3741 | 3654 | 3863 |
| Sao Francisco | 748 | 599 | 726 | 980 | 921 |

Tabelle 21 zeigt die Jahresmittelwerte der beobachteten (PLW, GPC) und simulierten (ECH4, ERA, NRA) Niederschläge für die 4 größten Einzugsgebiete Südamerikas. Hierbei liegt der simulierte Niederschlag von ECH4 generell zwischen den Werten von GPC und PLW, außer im Parana-Gebiet, wo der Niederschlag überschätzt wird. NRA dagegen überschätzt den Niederschlag in allen 4 Einzugsgebieten. Ähnliches ist auch für ERA festzustellen, abgesehen

vom Amazonas, wo der simulierte Niederschlag zwischen GPC und PLW liegt.

Tabelle 22: W_{RD} der 4 größten Einzugsgebiete Südamerikas für die drei betrachteten atmosphärischen Simulationen

| Fluß | ECH4 [km ³ /Jahr] | β | ERA-SL [km ³ /Jahr] | β | NRA-SL [km ³ /Jahr] | β |
|---------------|---------------------------------|---------|-----------------------------------|---------|-----------------------------------|---------|
| Amazonas | 3758 | 60% | 6761 | 107% | 7601 | 121% |
| Orinoco | 830 | 73% | 1429 | 125% | 1491 | 131% |
| Parana | 926 | 127% | 1462 | 200% | 1792 | 245% |
| Sao Francisco | 225 | 210% | 469 | 437% | 433 | 404% |

Vergleicht man nun dagegen die simulierten Mengen von W_{RD} mit beobachteten Abflußvolumina (Tabelle 22), so führen die zu hohen Niederschlagsvolumina der beiden Reanalysen zu analogen Überschätzungen des Abflusses, die für die Flüsse Parana und Sao Francisco besonders hoch sind. Auch ECH4 überschätzt den Abfluß des Sao Francisco, was entweder auf eine zu niedrige Evapotranspiration oder auf einen zu hohen Niederschlag zurückzuführen ist. Letzteres würde bedeuten, daß auch PLW in diesem Einzugsgebiet fehlerhaft ist. Für ECH4 fällt außerdem auf, daß die Abflüsse des Amazonas und des Orinoco unterschätzt werden, obwohl die simulierten Niederschlagsmengen eine realistische Größe im Vergleich mit GPC und PLW besitzen. Dies deutet auf eine zu hohe Evapotranspiration von ECH4 in der nördlichen Hälfte Südamerikas hin.

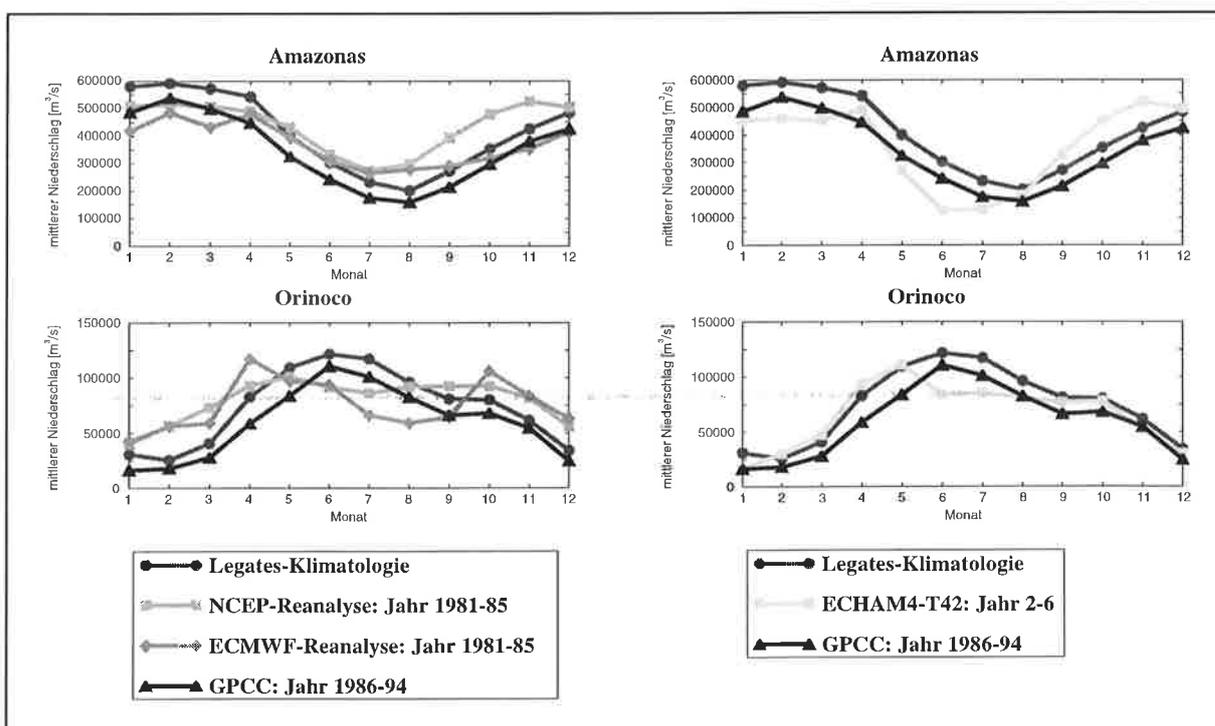


Abb. 57: Amazonas und Orinoco: Simulierte und beobachtete Niederschläge

Für den Amazonas weisen ECH4 und NRA im Jahresgang des Niederschlags (Abb. 57) größere Abweichungen zu GPC und PLW auf. Da bei diesen sehr hohen Wassermengen die genauen Auswirkungen unrealistisch simulierter Niederschläge auf den Abfluß nicht eindeutig zu bestimmen sind, lassen sich hier die simulierten Abflüsse für ECH4 und NRA nicht für die Beurteilung der Qualität der Abflußsimulation des HD-Modells verwenden. Für ERA dagegen folgt der Jahresgang des Niederschlags den beiden Beobachtungen, wobei dessen Minimum im August überschätzt wird. Auch ist der Niederschlagsanstieg gegen Ende des Jahres schwächer als in den Beobachtungen. Die Abweichungen des simulierten vom gemessenen Abfluß (Abb. 58) scheinen den Differenzen des simulierten Niederschlags zu den beiden Klimatologien zu folgen. Hierbei ist der simulierte Abfluß durchweg höher als der gemessene Abfluß. Dies liegt hauptsächlich an der Tatsache, daß das Modelleinzugsgebiet (5 716 317 km²) um 23% größer ist als das zur Abflußmeßstation gehörende. Möglicherweise ist auch die vom SL-Schema berechnete Evapotranspiration etwas zu niedrig. Eine spezielle Anwendung (s. Kap. 8.4.) des SL-Schemas mit der ERA-Evapotranspiration ergab eine Unterschätzung des simulierten Abflusses ($W_{RD} = 4875 \text{ km}^3/\text{Jahr}$, $\beta=77\%$). Diese Unterschätzung des Abflusses ist ca. dreimal größer als die korrespondierende Überschätzung durch ERA-SL, so daß im Amazonas-Gebiet die Evapotranspiration in ERA-SL realistischer ist als in ERA selbst.

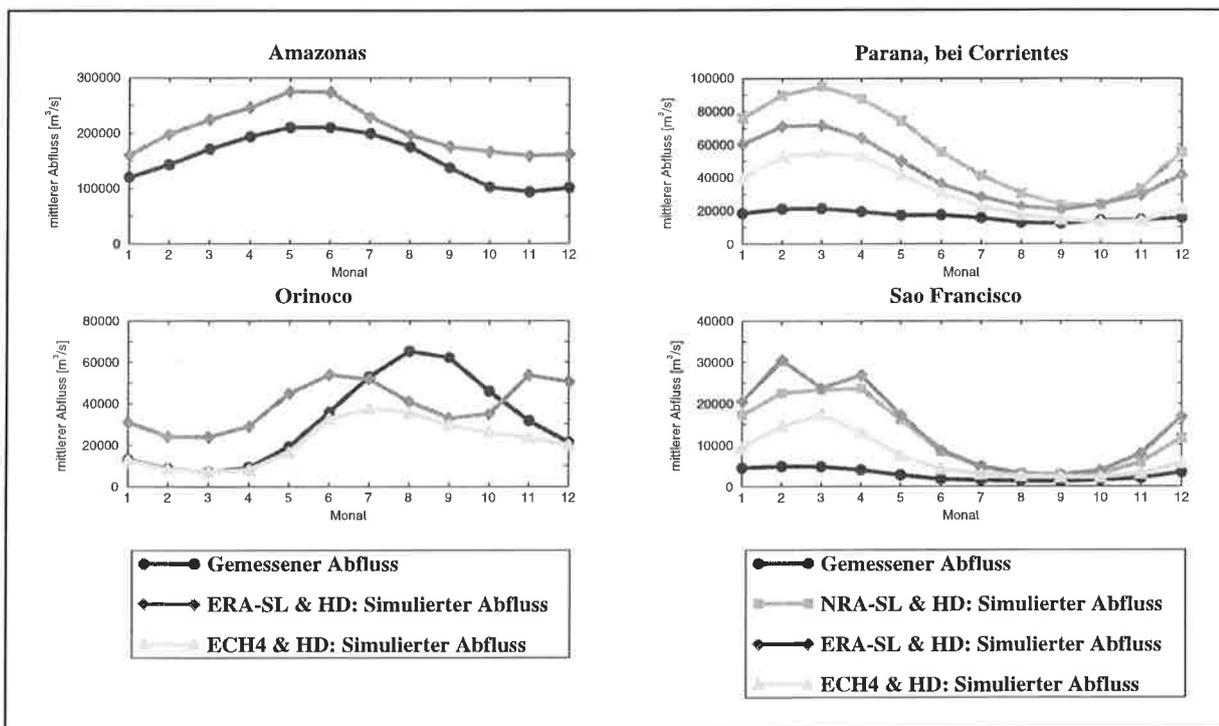


Abb. 58: Südamerika: Simulierte und gemessene Abflüsse

Im Orinoco-Gebiet ist der Niederschlag (Abb. 57) von NRA im Jahresgang nicht besonders variabel, was im Vergleich zu GPC und PLW unrealistisch ist. Dadurch wird auch der simulierte Abfluß (Abb. 58) unrealistisch. ECH4 und ERA berechnen das sommerliche Niederschlagsmaximum (Abb. 57) zu früh, ECH4 um einen und ERA um zwei Monate. Die gleichen zeitlichen Differenzen zum Auftreten des gemessenen Abflußmaximums (Abb. 58) zeigen sich auch im jeweiligen simulierten Abfluß. Die Höhe des sommerlichen Abflußmaximums kann nicht nachgebildet werden, da beide atmosphärische Simulationen den

Niederschlag im Sommer deutlich unterschätzen. Das unrealistische lokale Maximum des simulierten Abflusses für ERA-SL im November ist auf das in den Beobachtungen nicht vorhandene lokale Niederschlagsmaximum von ERA im Oktober zurückzuführen.

Die verfügbare Abflußmeßstation des Parana (bei Corrientes) ist nicht repräsentativ für das gesamte Parana-Einzugsgebiet, da diese den gesamten Süden des Einzugsgebietes nicht mit erfaßt. Deswegen wurde der simulierte Abfluß aus einer Gitterbox in der Nähe dieser Station betrachtet (Fläche des zugehörigen Modelleinzugsgebietes: 2 469 797 km²). Hierbei ergeben sich etwas höhere Überschätzungen des Abflusses (ECH4: $\beta = 147\%$, ERA-SL: $\beta = 206\%$, NRA-SL: $\beta = 272\%$).

Im gesamten Parana-Einzugsgebiet liegt für alle drei betrachteten atmosphärischen Simulationen das Niederschlagsmaximum (Abb. 59) wie bei GPC und PLW im Januar, wobei dieses von allen drei Simulationen überschätzt wird. Diese Überschätzung resultiert in einer extrem hohen Überschätzung des Abflußmaximums im März (Abb. 58), das aber für alle drei atmosphärischen Modelle vom HD-Modell zeitlich korrekt simuliert wird. Die enorme Überschätzung des Abflußmaximums ist neben den zu hohen Niederschlägen vor allem auf eine Unterschätzung der Evapotranspiration zurückzuführen. Im Parana-Gebiet existieren diverse geographische Begebenheiten, die in der Realität eine hohe Verdunstungsrate aufweisen, wie z. B. die Sümpfe am Paraguay (Pantanal, s. Kap. 6.) und die Wasserfälle von Iguazu (Wüest, persönliche Mitteilung, 1996). Diese werden in keiner der atmosphärischen Simulationen explizit berücksichtigt. Ein weiterer Fehler wird durch Abweichungen des Modelleinzugsgebietes vom realen Einzugsgebiet an der nördlichen Grenze beigetragen, die nicht ohne großen Zeitaufwand zu beseitigen sind.

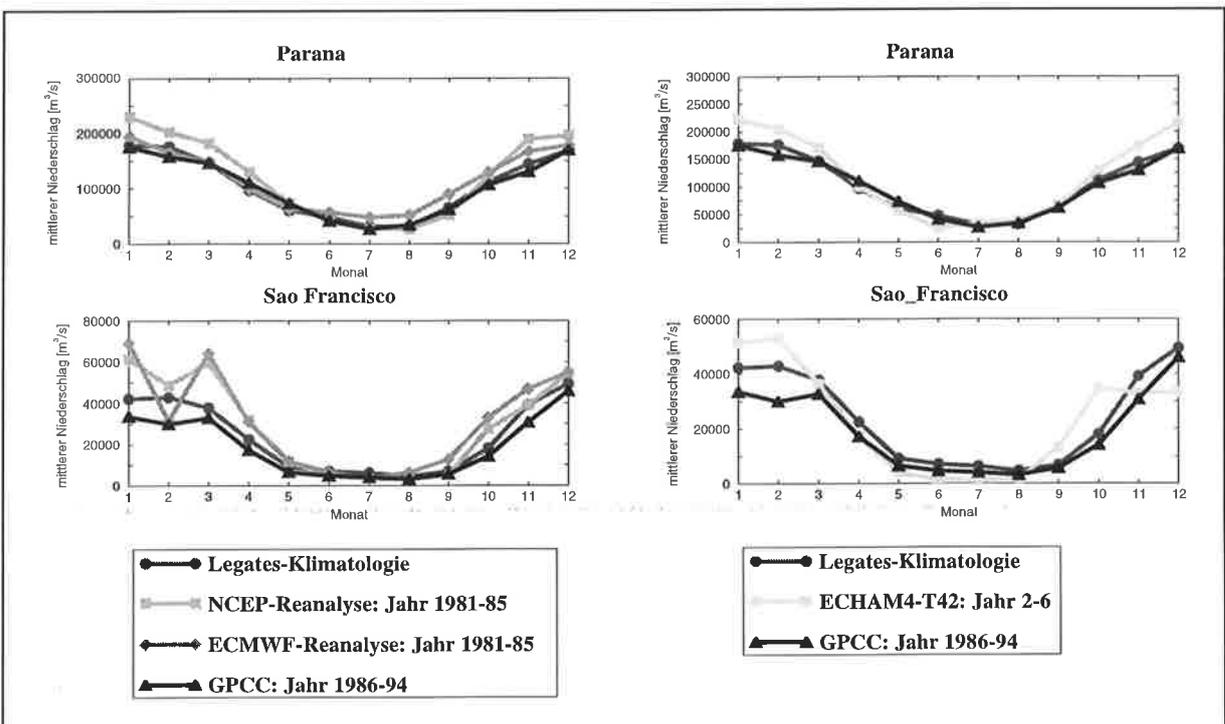


Abb. 59: Parana und Sao Francisco: Simulierte und beobachtete Niederschläge

Für den Sao Francisco sind alle simulierten Jahresgänge des Niederschlags (Abb. 59) unrealistisch. Jede der drei atmosphärischen Simulationen überschätzt den Niederschlag zu Beginn des Jahres deutlich im Vergleich zu GPC. Weil der simulierte Abfluß deswegen ebenfalls das Abflußmaximum extrem überschätzt (Abb. 58), scheint PLW in diesem Gebiet fehlerhaft zu sein, da auch hier das Niederschlagsmaximum höher als bei GPC ist. Für beide Beobachtungen dauert die niederschlagsreiche Phase von November bis März, wobei das absolute Maximum im Dezember auftritt, das wiederum für GPC deutlicher ausfällt als für PLW. Diese deutliche Ausprägung eines einzigen Niederschlagsmaximum ist weder bei ERA noch bei NRA zu finden, da beide Reanalysen zwei Niederschlagsmaxima im Januar und im März simulieren. Auch der Jahresgang des Niederschlags in ECH4 unterscheidet sich in der Zeit vom Oktober bis zum Februar deutlich von beiden Beobachtungen. Da der Verlauf des beobachteten Niederschlags nicht eindeutig genug ist, kann von den Abweichungen des simulierten zum gemessenen Abfluß nicht auf bestimmte Differenzen des simulierten Niederschlags zu GPC und PLW zurückgeschlossen werden.

Das HD-Modell scheint den Abfluß in Südamerika im Prinzip zufriedenstellend simulieren zu können. Die Ergebnisse dieses Kapitels sind aber wegen der hohen Niederschlags- und Abflußvolumina mit größeren Unsicherheiten behaftet, da hier prozentual kleine Wertedifferenzen hohen absoluten Unterschieden in den Volumina entsprechen. Hinzu kommen die erhebliche Überschätzung der Abflußmaxima des Parana und des Sao Francisco, die vor allem durch die atmosphärischen Simulationen erzeugt werden. Im nördlichen Abschnitt des Parana-Einzugsgebietes ist möglicherweise eine Korrektur der Modelltopographie erforderlich.

8.6. Der Rest der Welt

In diesem Kapitel werden drei Flüsse näher betrachtet, die aus verschiedenen Gründen von Interesse waren und in den vorigen Kapiteln noch nicht behandelt wurden. Kap. 8.6.1. beschäftigt sich mit dem Mississippi, der das zentrale Einzugsgebiet in Nordamerika ist. Hier kann untersucht werden, wie sich Charakteristiken des Abflusses in zwei seiner Teileinzugsgebiete auf den Gesamtabfluß des Mississippi auswirken können. In Kap. 8.6.2. wird ein kurzer Blick auf Australien und dessen größten Fluß geworfen. Schließlich befaßt sich Kap. 8.6.3. mit einer besonderen Anwendung des HD-Modells, indem es zur Simulation des katastrophalen Oderhochwassers im Sommer 1997 benutzt wird.

8.6.1. Mississippi, Nordamerika

Das Einzugsgebiet des Mississippi ist das größte Einzugsgebiet Nordamerikas und das drittgrößte der Erde. Es überdeckt eine ganze Reihe verschiedenster Klimate, Bodenfeuchtebedingungen, Vegetationstypen und Oberflächentopographien. Zudem existiert hier eine große Menge hydrologischer und meteorologischer Beobachtungsdaten. Dadurch stellt das Mississippi-Gebiet ein ideales Testgebiet für die Untersuchung der Eigenschaften

kontinentaler Wasser- und Energiekreisläufe dar, so daß hier das 'GEWEX Continental-Scale International Project' (GCIP) als erstes kontinentales Hydrologie-Projekt im Rahmen von GEWEX eingerichtet wurde (WMO, 1992). Abb. 60 zeigt das gesamte Mississippi-Einzugsgebiet und zwei seiner Teileinzugsgebiete, (Missouri und Ohio), die in diesem Kapitel näher betrachtet werden. Tabelle 23 listet die Einzugsgebietsflächen, die gemessenen Jahresabflüsse, W_{RD} von ECH4 und den zugehörigen Abflußquotienten β für die drei betrachteten Flüsse auf.

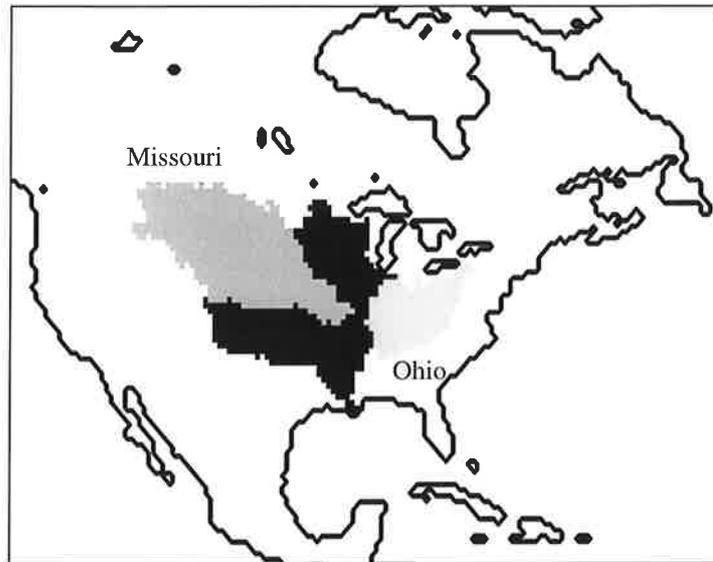


Abb. 60: Der Mississippi und zwei seiner Teileinzugsgebiete

Tabelle 23: Einzugsgebietsflächen, gemessene Abflüsse und W_{RD} im Mississippi-Einzugsgebiet. Die reale Fläche und die Menge des beobachteten Abflusses beziehen sich beide jeweils auf das Einzugsgebiet, das stromaufwärts der entsprechenden Abflußmeßstation liegt.

| Fluß | reale Fläche [km ²] | 0.5°-Fläche [km ²] | Gemessener Abfluß [km ³ /Jahr] | W_{RD} von ECH4 [km ³ /Jahr] | β |
|-------------|------------------------------------|-----------------------------------|---|---|---------|
| Mississippi | 3 923 799 | 3 174 845 | 466 | 587 | 156% |
| Missouri | 1 357 677 | 1 332 150 | 73 | 148 | 207% |
| Ohio | 525 770 | 498 398 | 234 | 197 | 89% |

Da die Schneeschmelze im Frühjahr den Verlauf des Abflusses des Mississippi maßgeblich beeinflusst, ist hier wie in Kap. 8.2. nur ECH4 für die Anwendung des HD-Modells geeignet. Tabelle 24 zeigt, daß ECH4 die Menge des Niederschlags im Vergleich zu PLW und GPC generell für alle drei Mississippi-Einzugsgebiete überschätzt, wobei diese Überschätzung für den Ohio relativ klein ist. Die Überschätzung des Niederschlags resultiert in einer Überschätzung des Abflusses (s. W_{RD} von ECH4 in Tabelle 23) für den Missouri und den Mississippi. Der Abfluß des Ohio wird dagegen unterschätzt, was auf eine zu hohe Evapotranspiration hinweist.

Tabelle 24: Beobachteter und simulierter Niederschlag im Mississippi-Einzugsgebiet

| Fluß | PLW [km ³ /Jahr] | GPC [km ³ /Jahr] | ECH4 [km ³ /Jahr] |
|-------------|--------------------------------|--------------------------------|---------------------------------|
| Mississippi | 2720 | 2369 | 3049 |
| Missouri | 754 | 631 | 1022 |
| Ohio | 615 | 540 | 618 |

Aus dem Vergleich der Jahrgänge der simulierten mit den beobachteten Niederschlägen (Abb. 61) geht hervor, daß der simulierte Niederschlag generell überschätzt wird, abgesehen von den letzten vier Monaten. Speziell im März tritt hierbei ein unrealistisches lokales Niederschlagsmaximum auf. Außerdem ist bei allen drei Flüssen ein starker Rückgang des simulierten Niederschlags im September zu erkennen, der in den Beobachtungen nicht vorhanden ist. Dieser liegt für den Ohio sogar deutlich unter dem beobachteten Niederschlag. Für den Ohio und den gesamten Mississippi geht der simulierte Niederschlag mit PLW und GPC in den letzten drei Monaten konform. Für den Missouri dagegen wird dieser dann wieder deutlich überschätzt.

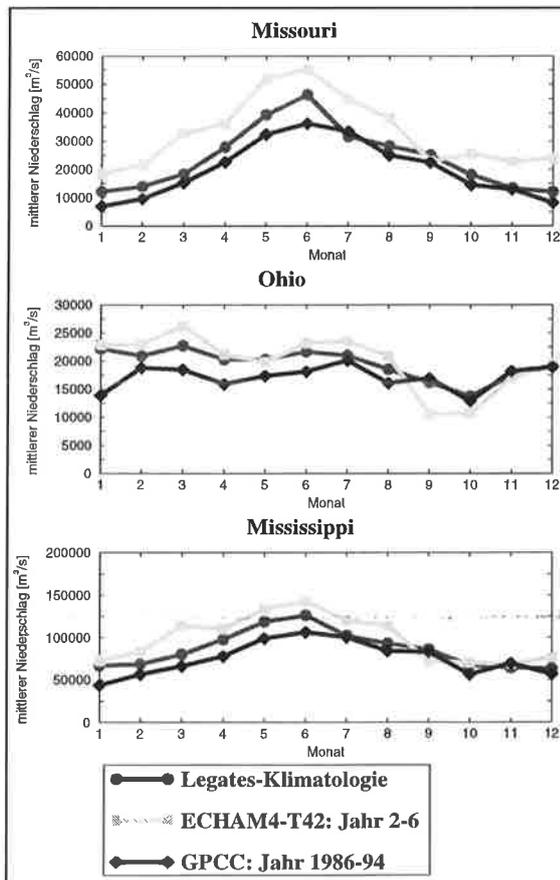


Abb. 61: Simulierte und beobachtete Niederschläge im Mississippi-Einzugsgebiet

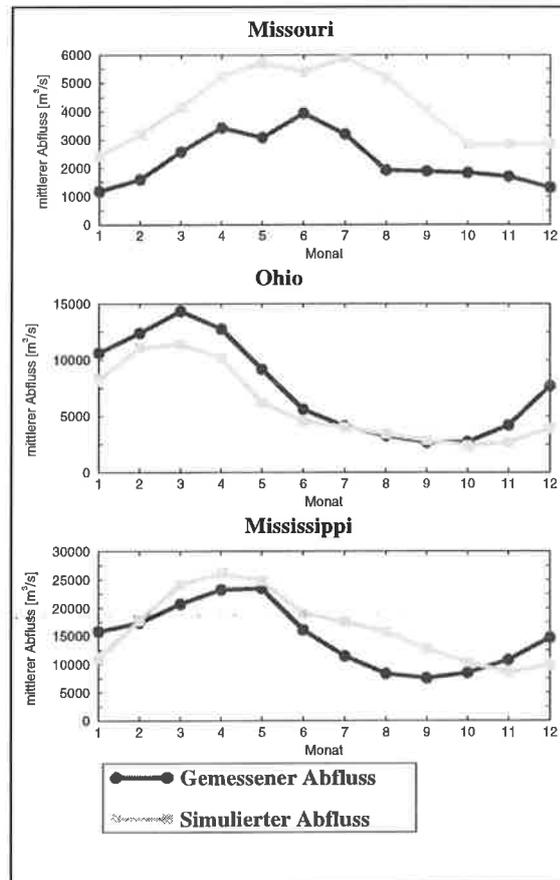


Abb. 62: Simulierte und gemessene Abflüsse im Mississippi-Einzugsgebiet

Die Unterschiede im Jahresgang des Missouri und die hohe Überschätzung des Abflußvolumens führen zu einem unrealistischen Verlauf des simulierten Abflusses (Abb. 62). Außerdem wird der Abfluß auch dadurch ein wenig verfälscht, daß die Schneeschmelze in ECH4 etwas später simuliert wird als in SDC (Abb. 63). Aufgrund der unzureichenden Qualität von ECH4 lassen sich für den Missouri keine präziseren Schlüsse bezüglich des simulierten Abflusses ziehen.

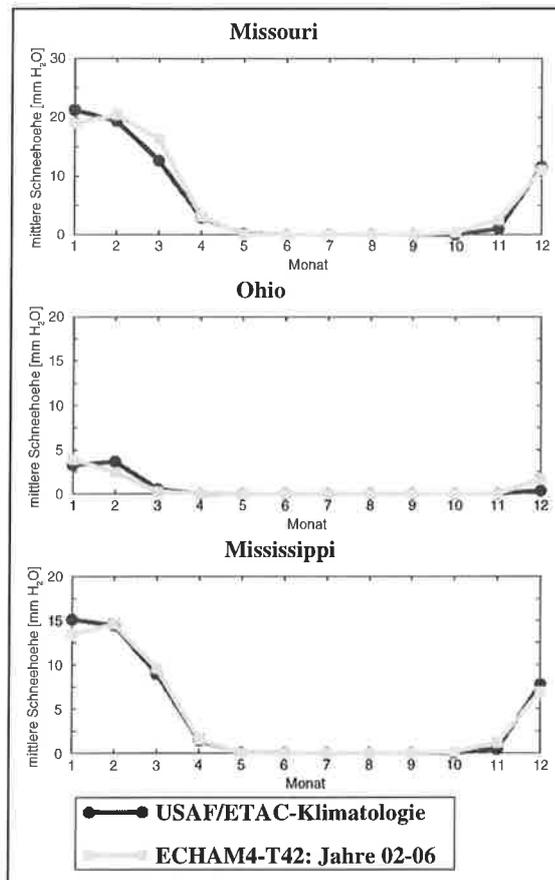


Abb. 63: Simulierte und beobachtete Schneehöhen im Mississippi-Einzugsgebiet

Für den Ohio und den Mississippi folgt der simulierte Abfluß (Abb. 62) weitgehend dem Verlauf des gemessenen Abflusses. So wird der gemessene Abflußverlauf im Frühling (März-Juni) zufriedenstellend nachgebildet. Auffällig ist die jahreszeitlich unterschiedliche Simulation der Abflußmengen, die im Sommer (Juli-September) vergleichsweise höher als im Frühling sind. Dies ist vermutlich darauf zurückzuführen, daß der Niederschlag im Winter nicht überschätzt wird, anders als im restlichen Verlauf des Jahres.

Am Beispiel des Mississippi läßt sich erkennen, wie sich Merkmale der simulierten Abflüsse der beiden Teileinzugsgebiete auf dessen Gesamtabfluß auswirken. Der Missouri steuert zum Mississippi 16% des gemessenen Abflusses und 25% des simulierten Abflusses für ECH4 bei, der Ohio 50% bzw. 34%. Dies beruht auf einer regional unterschiedlichen Güte des Niederschlags in ECH4. Die generelle Überschätzung des Missouri-Abflusses findet sich im simulierten Mississippi-Abfluß wieder, speziell im Sommer. Der unterschätzte Ohio-Abfluß trägt dazu bei, daß der simulierte Mississippi-Abfluß im Frühling näher zu den gemessenen

Werten liegt und diese zur Jahreswende sogar unterschätzt.

Im Mississippi-Einzugsgebiet scheint das HD-Modell den Abfluß zufriedenstellend simulieren zu können. Analog wie in Kap. 8.2. wäre es wünschenswert, bessere Inputdaten für das HD-Modell zu erlangen, damit eine genauere Beurteilung des simulierten Abflusses möglich wird. Eventuell ließen sich hierfür stündliche Niederschlagsdaten des Arkansas-Red-Einzugsgebietes (ein Teileinzugsgebiet des Mississippi im Südwesten) mit einer Auflösung von ca. 17 km verwenden, die *Burton (persönliche Mitteilung, 1997)* für 2,5 Jahre aus Daten des 'Arkansas-Red Basin River Forecast Center' (1997) erstellt hat. Zusammen mit geeigneten Messungen der 2m-Temperatur wäre die Generierung von realistischen Feldern von Runoff und Drainage mit dem SL-Schema möglich.

8.6.2. Murray, Australien

Für Australien waren am MPI nur Abflußmessungen des Murray (Fläche des Einzugsgebietes: 991 000 km², gemessener Abfluß: 8 km³/Jahr) verfügbar, dem größten Fluß in Australien. Die Niederschläge von GPC und PLW (Abb. 64) sind in dessen Einzugsgebiet jedoch genauso verschieden wie die Niederschläge der drei atmosphärischen Simulationen (Abb. 64), so daß weder eine der Klimatologien noch eine der atmosphärischen Simulationen als realistisch eingestuft werden kann. Daher ist für den Murray keine sinnvolle Grundlage zur Bewertung eines simulierten Abflusses vorhanden.

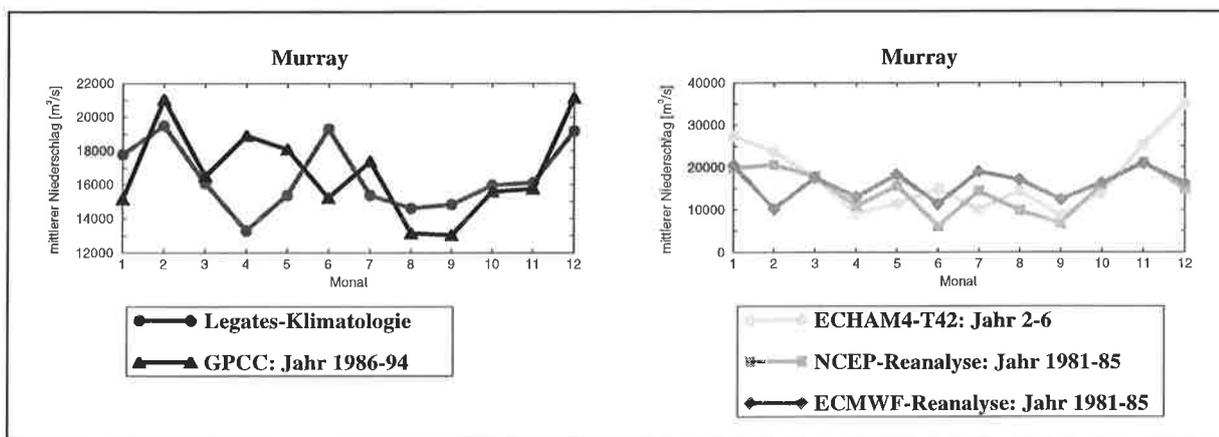


Abb. 64: Beobachtete und simulierte Niederschläge im Murray-Einzugsgebiet

8.6.3. Oder, Europa

Eine besondere Anwendung des HD-Modells fand im Gebiet der Oder statt. Ziel dieser Anwendung war es, festzustellen, inwiefern das HD-Modell das katastrophale Hochwasser der Oder im Sommer 1997 nachbilden kann. Hierbei ist anzumerken, daß das HD-Modell primär

dazu in der Lage sein sollte, den Abfluß großer Einzugsgebiete mit einer zeitlichen Genauigkeit von einigen Tagen zu simulieren. Die tagesgenaue Simulation des Abflusses in vergleichsweise kleinen Einzugsgebieten zählte nicht zu den primären Zielsetzungen bei der Entwicklung des globalen Abflußmodells.

Es wurden zwei atmosphärische Simulationen betrachtet. Bei der Anwendung des HD-Modells auf die NCEP-Reanalyse (mit SL-Schema) wurde untersucht, ob der tatsächliche Zeitpunkt des absoluten Hochwassermaximums simuliert werden kann. Bei der Anwendung mit REMO sollte festgestellt werden, ob hiermit auch die Simulation der Höhe des Hochwassermaximums möglich ist.

Zuerst wurde das HD-Modell auf tägliche Runoff- und Drainagefelder angewendet, die mit dem SL-Schema aus der NCEP-Reanalyse (vgl. Kap. 7.3.) für die Zeit vom 1.1. - 30.9.1997 berechnet wurden. Hierbei ist anzumerken, daß die exakte Höhe des Abflußmaximums mit diesen Inputwerten nicht nachgebildet werden kann, da die T62-Auflösung (ca. 1.9°) der NCEP-Reanalyse zu grob ist, um die hohen regionalen Niederschlagsmaxima im Sommer 1997 genau repräsentieren zu können. Der maximale Abfluß an der Odermündung wurde am 3. August 1997 simuliert. Das *Landesumweltamt Brandenburg* (1997a) datiert den Höchststand des Pegels Gartz auf den 2. August 1997. Beachtet man nun, daß der Pegel Gartz ca. 80 km im Landesinneren liegt, so bedeutet der simulierte Höchststand am 3. August, daß die tatsächlichen Abflußbegebenheiten des gesamten Einzugsgebietes der Oder gut wiedergegeben werden.

Für die Simulation des Abflusses mit Inputfeldern des regionalen Klimamodells REMO wurde eine REMO-Version verwendet, welche die Physik-Parameterisierung des DWD enthält und auf einem rotierten 1/6°-Gitter rechnet (vgl. Kap. 8.1.1.). Die äußeren Randbedingungen an der Grenze des regionalen Modellgitters wurden durch Analysen des DWD vorgegeben. Es stand jedoch nur eine Klimasimulation vom 01.06. - 30.07.1997 zur Verfügung, so daß das Abflußmaximum nicht für die Odermündung simuliert werden konnte, da dieses hier erst im August auftrat (s. oben). Um dies zu berücksichtigen, wurde der simulierte Abfluß für eine Gitterbox weiter im Landesinneren betrachtet.

Ein weiteres Problem stellte die Initialisierung der Modellspeicher dar (vgl. Kap. 5.4.), da zwei Monate zu kurz für das Einschwingen der Grundwasserspeicher der verschiedenen Gitterboxen sind. (Bei der oben beschriebenen Anwendung auf die NCEP-Reanalyse war dieses Problem vernachlässigbar, da hier das erste Halbjahr 1997 als Einschwingphase ausreichte.) Es wurden daher Initialisierungsdatensätze aus der Abflußsimulation mit REMO-DWD erstellt, die in Kap. 8.1. verwendet wurde. Die Speicherinhalte vom 31. Mai der Jahre 1979-82 dieser Abflußsimulation dienten als Startfelder, mit denen dann der Abfluß für die oben angegebenen 2-Monate simuliert wurde. Hieraus ergaben sich vier verschiedene Werte des Abflußmaximums, die zwischen 2500 und 2600 m³/s liegen. Da das *Landesumweltamt Brandenburg* (1997b) für den Pegel Hohensaaten-Finow einen Wert von 2700-3000 m³/s angibt, weist dies daraufhin, daß die betrachtete REMO-Simulation eine realistische Niederschlagsverteilung im Einzugsgebiet der Oder besitzt. Der Höchststand dieses Pegels wurde am 31.07.97 beobachtet. Für die betrachtete Gitterbox wurde das Maximum am 28.07.97 simuliert. Da die Modelleinzugsgebiete des HD-Modells nur für das gesamte Einzugsgebiet optimiert worden sind, nicht aber auf exakten Teilflächen innerhalb des Einzugsgebietes, ist eine genauere zeitliche Übereinstimmung mit dem gemessenen Abflußmaximum in Hohensaaten-Finow nicht zu erwarten. Detailliertere Abflußmessungen, die weitere Untersuchungen gestatten würden, waren derzeit nicht verfügbar.

Alles in allem ist es möglich, das Oderhochwasser des Sommers 1997 mit REMO und dem HD-Modell innerhalb gewisser Grenzen adäquat nachzubilden. Dies weist daraufhin, daß das HD-Modell das Potential für weitergehende Anwendungen birgt, für die es ursprünglich gar nicht entwickelt wurde. So wäre eine regionale Anwendung mit einer höheren Auflösung interessant, z. B. mit REMO auf dem $1/6^\circ$ -Gitter. Die Voraussetzung hierfür ist allerdings, daß die im HD-Modell benötigten Gebietseigenschaften ebenfalls in der betreffenden Region mit dieser höheren Auflösung zur Verfügung stehen. In einigen Regionen (besonders in Europa) ist die regionale Anwendung, sofern sie nur bestimmte Einzugsgebiete betrifft, allerdings nicht nötig, da hier einzugsgebietspezifische Abflußmodelle zur Verfügung stehen, die speziell für das jeweilige Einzugsgebiet entwickelt und getestet wurden. Sinnvoll wäre diese Anwendung zum einen in Regionen, für die nur wenig Informationen vorhanden sind, so daß die akkurate Entwicklung eines einzugsgebietspezifischen Abflußmodells bisher nicht möglich war. Zum anderen käme diese Anwendung in Regionen in Frage, die aus mehreren Einzugsgebieten bestehen, so daß für eine Simulation des Gesamtabflusses der Region die Ergebnisse der verschiedenen einzugsgebietspezifischen Abflußmodelle kombiniert werden müßten. Hier wäre eventuell die regionale Anwendung des HD-Modells mit erheblich weniger Aufwand verbunden.

9. Zusammenfassung und Ausblick

In dieser Arbeit wurde ein laterales Abflußmodell (HD-Modell) auf der globalen Skala entwickelt, das die lateralen Wasserflüsse in Abhängigkeit von Gebietseigenschaften der 0.5°-Rasterflächen simuliert. Die Entwicklung der Struktur des Abflußmodells wurde auf der Basis von Modellvergleichen und Parameteroptimierungen in zwei Testeinzugsgebieten durchgeführt. Hierbei zeigte sich, daß für eine gute Abflußsimulation eine Separation der Abflußprozesse notwendig ist, so daß im HD-Modell Oberflächenabfluß, Grundwasserabfluß und Gerinneabfluß betrachtet werden. Im Prinzip ist für die Simulation des Oberflächen- und des Gerinneabflusses in 0.5°-Gitterboxen die Verwendung von 2-Parameter-Modellen erforderlich, so daß hierfür jeweils die Parameterisierung der Kaskade aus n linearen Speichern angesetzt wurde. Untersuchungen im Torneälven/Kalixälven-Einzugsgebiet deuteten jedoch daraufhin, daß für Einzugsgebiete auf der globalen Skala, die aus vielen 0.5°-Gitterboxen bestehen, die Verwendung eines einzigen linearen Speichers für den Oberflächenabfluß ausreichend ist. Für den Grundwasserabfluß wird ebenfalls die Parameterisierung des linearen Speichers benutzt. Als Input benötigt das HD-Modell Felder von Runoff und Drainage, die vom jeweils betrachteten atmosphärischen Modell erzeugt und von dessen Auflösung auf das 0.5°-Gitter interpoliert werden müssen.

Der wichtigste Einflußfaktor bei einer Abflußsimulation auf der globalen Skala ist eine geeignete Modelltopographie. Ist eine weitgehende Übereinstimmung vom Modell- und realen Einzugsgebieten nicht gegeben, so ist die erreichbare Qualität einer Abflußsimulation stark eingeschränkt, unabhängig davon wie gut die Parameterisierungen des Modells bezüglich Gitterboxeigenschaften sind. Es wurden verschiedene Methoden entwickelt, die es ermöglichen, aus einem Topographie-Datensatz eine passende Modelltopographie zu erstellen.

Die Anwendung eines ersten globalen Parameterisierungsansatzes bezüglich Gitterbox-Eigenschaften auf Inputdaten, die mit ECHAM4-T42 erstellt wurden, belegt, daß das neue HD-Modell eine starke Verbesserung gegenüber dem alten Modell von Sausen et al. (1994) darstellt. Damit in den gekoppelten Atmosphäre/Ozean-Modellen des MPI der Abfluß realistischer simuliert werden kann, ist es notwendig, das alte Modell durch das HD-Modell zu ersetzen. Das verbesserte Volumen des simulierten Abflusses steht im direkten Zusammenhang mit der realistischeren Definition der Modelleinzugsgebiete. Der verbesserte zeitliche Verlauf des Abflusses basiert vor allem auf der Separation der Abflußprozesse.

Weitere Tests der Parameterisierungen des HD-Modells mit anderen Formulierungen ergaben keine nennenswerten Verbesserungen des simulierten Abflusses. Es scheint, daß die gewählte Abhängigkeit der Parameter des HD-Modells von der Topographie und der Gitterboxlänge wesentlich wichtiger für dessen Güte ist als funktionale Abhängigkeiten von anderen Gitterboxeigenschaften. Eine Ausnahme hiervon bilden Gitterboxen, in denen ein hoher Anteil von Seen oder Feuchtgebieten vorhanden ist. Diese haben, je nach Anteil in einer Gitterbox, aufgrund ihres hohen Rückhaltevermögens einen beträchtlichen Einfluß auf das Abflußverhalten. Um diesen Einfluß der Seen und Feuchtgebiete im HD-Modell zu repräsentieren, wurde hierfür ein konzeptioneller Parameterisierungsansatz entwickelt, der in vielen der betroffenen Einzugsgebiete den simulierten Abfluß deutlich verbesserte.

Eine *direkte* globale Validierung des HD-Modells ist aufgrund der unzureichenden Datenlage nicht möglich. Dies liegt zum einen am Fehlen globaler Beobachtungsdaten von Runoff und

Drainage. Zum anderen sind weder die Daten der ECMWF-Reanalyse noch der NCEP-Reanalyse für die Bereitstellung eines globalen Surrogatdatensatzes täglicher Runoff- und Drainagefelder geeignet.

Regional konnte das HD-Modell jedoch für verschiedene große Einzugsgebiete der Erde validiert werden. Hierbei wurde deutlich, daß das HD-Modell generell den monatlichen Jahresgang realistisch simulieren kann. Defizite im simulierten Abfluß wurden vor allem durch den atmosphärischen Input hervorgerufen. Für bestimmte Einzugsgebiete erwiesen sich Modelleinzugsgebiet und Modelltopographie als Fehlerquelle. Diese Fehler können, falls in bestimmten Gebieten erforderlich, zwar relativ leicht verringert werden, sie stellen jedoch ein sehr zeitintensives Problem dar. Daher wurden im Rahmen dieser Arbeit nur Modelleinzugsgebiete korrigiert, die offensichtliche Mängel aufwiesen.

Für Afrika und Australien konnte die Güte des HD-Modells aufgrund der unrealistischen atmosphärischen Simulationen und der unsicheren und teilweise schlechten Qualität der Beobachtungsdaten nicht beurteilt werden. Da besonders die atmosphärischen Modelle große Defizite bei der Simulation des hydrologischen Zyklusses in Afrika aufweisen, ist eine intensivere Forschung in diesem Gebiet sinnvoll. Dies gilt sowohl für die Erstellung von Meßwerten als auch für die Verbesserung der Landoberflächen-Parameterisierungen der atmosphärischen Modelle.

Im Verlauf dieser Arbeit wurden verschiedene Möglichkeiten der Anwendung des HD-Modells vorgestellt. Der Vergleich zweier atmosphärischer Simulationen des GCMs ECHAM4 und des regionalen Klimamodells REMO hat gezeigt, daß das HD-Modell als Werkzeug zur Validierung der Simulation des hydrologischen Kreislaufs eines atmosphärischen Modells geeignet ist.

Eine besondere Anwendung stellt die Verwendung des HD-Modells zum Vergleich globaler Gebietseigenschafts-Datensätze dar. Es wurde gezeigt, wie diese mit einem globalen Abflußmodell verglichen und beurteilt werden können, sofern die betrachteten Gebietseigenschaften in den Parameterisierungen des Modells verwendet werden. Beim Vergleich der Feuchtgebietedatensätze von *Matthews und Fung* (1987) und von *Cogley* (1987, 1991, 1994) wurde festgestellt, daß ersterer besser zur Verwendung in der globalen Modellierung des Klimas oder von hydrologischen Prozesse geeignet ist.

Die erfolgreiche Simulation des katastrophalen Oderhochwassers im Sommer 1997 belegt, daß das HD-Modell das Potential für weitergehende Anwendungen in sich birgt, für die es ursprünglich gar nicht entwickelt wurde. So erscheint für bestimmte Gebiete auch eine regionale Anwendung mit einer höheren Auflösung sinnvoll (z. B. zusammen mit REMO), sofern die im HD-Modell benötigten Gebietseigenschaften ebenfalls in der betreffenden Region mit dieser höheren Auflösung zur Verfügung stehen.

Als Nebenprodukt wurde ein vereinfachtes Landoberflächen-Schema (SL-Schema) entwickelt, mit dem es möglich ist, aus täglichen Zeitreihen von Niederschlag und 2m-Temperatur verschiedene vertikale hydrologische Prozesse an der Landoberfläche zu berechnen. Hierzu zählen u. a. Runoff, Drainage, Evapotranspiration, Schneebedeckung und Bodenfeuchte. Schwächen des SL-Schemas scheinen vor allem in Afrika zu liegen, wo die Evapotranspiration in vielen Gebieten unterschätzt wird. Trotzdem scheint diese hier realistischer zu sein als die Evapotranspiration der Reanalysen des ECMWF und des NCEP.

Das SL-Schema kann zur Generierung globaler Klimatologien der berechneten hydrologischen Größen verwendet werden, wie z. B. für die Evapotranspiration. Voraussetzung hierfür ist die Verfügbarkeit geeigneter Zeitreihen von 2m-Temperatur und Niederschlag. Weder ERA wegen unrealistischer 2m-Temperaturen noch NRA wegen unrealistischer Niederschläge erfüllen diese Voraussetzung. Beide Reanalysen sind aber dazu geeignet, regionale Klimatologien von einigen dieser hydrologischen Größen zu erstellen.

Verbesserungen des HD-Modells sind in verschiedenen Bereichen denkbar. So können die Parameterisierungen verbessert oder erweitert werden, wenn neue oder verbesserte globale Datensätze mit einer Auflösung von 0.5° verfügbar werden. Dies gilt besonders in bezug auf Datensätze, die den Anteil von Seen oder Feuchtgebieten in einer Gitterbox beschreiben. Eine Erweiterung der Parameterisierungen wäre eventuell angebracht, wenn die anthropogenen Einflüsse auf die Abflußprozesse (z. B. Bewässerungsanlagen, Flußregulierungen) in einem globalen Datensatz quantifiziert zur Verfügung stehen würden. Verbesserungen der Modelltopographie und der Fließrichtungsverteilung können durchgeführt werden, wenn dieses für bestimmte Anwendungen, z. B. regionale Studien eines bestimmten Gebietes, notwendig sein sollte.

Das HD-Modell schließt den hydrologischen Zyklus in einem gekoppelten Atmosphäre/Ozean-Modell. Da dieses eine starke Verbesserung gegenüber dem Modell von *Sausen et al.* (1994) darstellt, wird letzteres in den gekoppelten Modellen des MPI durch das HD-Modell ersetzt werden.

Diese Arbeit hat gezeigt, daß das HD-Modell ein nützliches Werkzeug bei der Beurteilung des hydrologischen Kreislaufs in atmosphärischen Modellen darstellt. Daher ist es z. B. auch dazu in der Lage, mögliche Verbesserungen oder Verschlechterung im simulierten Abfluß zu untersuchen, welche durch Änderung von Formulierungen in den atmosphärischen Modellen, insbesondere in ECHAM4, hervorgerufen werden. Voraussetzung hierbei ist, daß das jeweils betrachtete atmosphärische Modell den benötigten Input des HD-Modells zur Verfügung stellen kann. So ist u. a. die Verwendung des HD-Modells in einer Studie geplant, in der festgestellt werden soll, wie sich Änderungen der Wurzeltiefen (*Kleidon, persönliche Mitteilung*, 1997) und damit der Feldkapazitäten auf den hydrologischen Zyklus in ECHAM4-T42 speziell in Afrika und Südamerika auswirken.

Um den Vergleich zwischen regionalem und globalem Klimamodell im BALTEX-Gebiet zu komplettieren, soll das HD-Modell auf REMO mit der Physik-Parameterisierung von ECHAM4 angewendet werden, sobald hiervon langzeitige Klimasimulationen zur Verfügung stehen.

In Studien der globalen Klimaveränderung kann das HD-Modell dazu verwendet werden, die Auswirkungen von bestimmten Klimaänderungen auf das Abflußverhalten von großen Flüssen zu untersuchen. Dies ist von speziellem Interesse in Gebieten, wo Änderungen des Abflußverhalten sozio-ökonomische Effekte haben können. So kann z. B. das eventuelle Austrocknen eines Flusses dafür sorgen, daß der Fluß für bestimmte Schiffe nicht mehr befahrbar wird, was wiederum Auswirkungen auf Wirtschaftszweige hat, die von dem Schiffsverkehr abhängig sind. Andererseits kann das Anschwellen von Flußläufen überschwemmte Landflächen und dadurch die Umsiedlung von Menschen zur Folge haben.

Danksagung

Mein besonderer Dank gilt Dr. Lydia Dümenil, die durch Ihre Betreuung wesentlich zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen hat. Ich danke Herrn Prof. Dr. Lennart Bengtsson dafür, daß er es mir ermöglichte, diese Arbeit am MPI durchführen zu können, und für sein Interesse an meiner Arbeit. Herrn Prof. Dr. Hartmut Graßl danke ich für sein Interesse und die Bereitschaft, diese Arbeit als erster Gutachter zu bewerten.

Herrn Dr. Klaus Arpe und Dr. Martin Stendel danke ich für die Vermittlung der Reanalyse-Daten. Die Beobachtungsdaten für die beiden Vindelälven-Einzugsgebiete und das Torneälven/Kalixälven-Einzugsgebiet sowie die hydrologischen Daten, die sich auf das Ostseegebiet beziehen, wurden mir freundlicherweise von Bengt Carlsson vom 'Swedish Meteorological and Hydrological Institute' zur Verfügung gestellt.

Mein Dank gilt außerdem Dr. Daniela Jacob und Martin Windelband vom MPI sowie Ralf Podzun vom deutschen Klimarechenzentrum für die Bereitstellung der REMO-Modelldaten. Ich danke Uwe Schulzweida vom MPI für seine technische Unterstützung. Ich bedanke mich bei Renke Schwerdtfeger vom Meteorologischen Institut der Universität Hamburg für seine technische Unterstützung und für fruchtbare Diskussionen während der Entwicklung des Flußprägungs-Programmes. Ferner danke ich allen Mitarbeitern am MPI, die mir im Verlauf dieser Arbeit mit Rat und Tat zur Seite gestanden haben, insbesondere Stefan Bauer, Reinhard Budich, Dr. Marco Giorgetta, Axel Kleidon, Kornelia Müller, Karin Niedl, Markus Olk, Jan-Peter Schulz, Carsten Thieswald und Bernadette Walter.

Für die Hilfe beim Korrekturlesen dieses Manuskriptes danke ich Tobias Albrecht, Dr. Klaus Arpe und Dr. Daniela Jacob.

Schließlich danke ich meinen Freunden und meiner Familie, die mir in dieser Zeit zur Seite standen und mich mit der nötigen Portion Ablenkung und Spaß versehen haben.

Abkürzungen und Nomenklatur

| | |
|-----------|---|
| AC6R | 6 größten Flüsse des ACSYS-Gebietes |
| ACSYS | Arctic Climate System Study |
| DWD | Deutscher Wetter-Dienst |
| ECH4 | Kontrollsimulation von ECHAM4-T42 für die Jahre 2-6, die mit klimatologischer SST angetrieben wurde. |
| ECMWF | European Centre for Medium-Range Weather Forecast |
| ERA | Reanalyse-Daten des ECMWF für die Jahre 1981-85 (<i>Gibson et al.</i> , 1997) |
| ERA-SL | Mit dem SL-Schema aus ERA berechnete Landoberflächengrößen |
| GAME | GEWEX Asian Monsoon Experiment |
| GCIP | GEWEX Continental-Scale International Project |
| GCM | Globales Modells der allgemeinen atmosphärischen Zirkulation |
| GEWEX | Global Energy and Water Cycle Experiment |
| GPC | Globale Niederschlags-Klimatologie des GPCC (<i>Rudolf et al.</i> , 1996) |
| GPCC | Global Precipitation Climatology Centre |
| GRDC | Global Runoff Data Centre |
| HD-Modell | das neue Abflußmodell (Hydrological Discharge Model) |
| ISLSCP | International Satellite Land Surface Climatology Project |
| LBA | Large Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia |
| MAGS | Mackenzie-River GEWEX Study |
| MPI | Max-Planck-Institut für Meteorologie |
| NCEP | National Centers for Environmental Prediction |
| NRA | Reanalyse-Daten des NCEP für die Jahre 1981-85 (<i>Kalnay et al.</i> , 1996) |
| NRA-SL | Mit dem SL-Schema aus NRA berechnete Landoberflächengrößen |
| PLW | Globale Niederschlags-Klimatologie von <i>Legates und Willmott</i> (1990a) |
| RDF | Globaler Datensatz der Fließrichtungen |
| REMO-DWD | Regionale Klimasimulation von REMO mit der Physik-Parameterisierung des DWD für die Jahre 1979-82 auf dem rotierten 0.5°-Gitter |
| SDC | Globale Schneehöhen-Klimatologie des USAF/ETAC (<i>Foster und Davy</i> , 1988) |
| SL-Schema | Vereinfachtes Landoberflächen-Schema (Simplified Land Surface Scheme) |
| SST | Meeres-Oberflächen-Temperatur (Sea Surface Temperature) |
| TLW | Globale 2m-Temperatur-Klimatologie von <i>Legates und Willmott</i> (1990b) |
| USAF/ETAC | US Air Force Environmental Technical Applications Center |

| | |
|-----------------|--|
| A | Fläche eines Einzugsgebietes |
| β | Abflußquotient nach Gleichung 53, Kap. 8.2. |
| C | Translationsgeschwindigkeit einer Abflußwelle |
| c_1, c_2, c_3 | Einzugsgebietsspezifische Konstanten |
| c_o, c_r | Hilfsvariablen |
| D | Diffusionskoeffizient |
| d_0 | typischer Durchmesser einer 0.5°-Gitterbox = 50 km |
| Δh | Topographiegradient |
| Δx | Gitterboxlänge |
| δ | Gerinnenetzdichte |
| δx | Flußlänge |

| | |
|------------|--|
| E | Evapotranspiration |
| f | Muskingum-Formfaktor |
| f_L | Verzögerungsfaktor, der den Einfluß von Seen repräsentiert |
| f_W | Verzögerungsfaktor, der den Einfluß von Feuchtgebieten repräsentiert |
| g | Index für den Grundwasserabfluß |
| $h(t)$ | Systemfunktion |
| $I(t)$ | beliebiger Input oder Zufluß eines Systems |
| i | allgemeiner Index (häufig mit $i \in \{o, r\}$) |
| K | Muskingum-Koeffizient |
| k | Retentionszeit eines linearen Speichers |
| k_g | Retentionszeit des linearen Speicher des Grundwasserabflusses |
| k_o | Retentionszeit der linearen Speicher der Kaskade des Oberflächenabflusses |
| k_r | Retentionszeit der linearen Speicher der Kaskade des Gerinneabflusses |
| n | Anzahl der linearen Speicher einer Kaskade |
| n_o | Anzahl der linearen Speicher der Kaskade des Oberflächenabflusses |
| n_r | Anzahl der linearen Speicher der Kaskade des Gerinneabflusses |
| $O(t)$ | beliebiger Output eines Systems |
| o | Index für den Oberflächenabfluß |
| P | Niederschlag |
| p_c | Schwellenwert von p_L bzw. $p_W = 50\%$ |
| p_L | Flächenanteil von Seen in einer Gitterbox |
| p_W | Flächenanteil von Feuchtgebieten in einer Gitterbox |
| Q | Abfluß |
| r | Index für den Gerinneabfluß |
| S | Inhalt eines Speichers |
| s | Gefälle |
| φ | mittleres Gefälle in einer Gitterbox |
| t | Zeit |
| t_g | typische Retentionszeit des Grundwasserabflusses (0.5°-Skala) = 300 Tage |
| τ | Lagzeit eines Systems |
| τ_C | Konzentrationszeit = $1.417 * \tau_L$ (nach <i>Singh</i> , 1988) |
| τ_L | Lagzeit |
| τ_o | Lagzeit des Oberflächenabflusses |
| τ_r | Lagzeit des Gerinneabflusses |
| τ_S | Lagzeit des alten Modells (<i>Sausen et al.</i> , 1994) |
| $v_{0, o}$ | Fließgeschwindigkeit des Oberflächenabflusses ohne Berücksichtigung von Seen bzw. Feuchtgebieten |
| $v_{0, r}$ | Fließgeschwindigkeit des Gerinneabflusses ohne Berücksichtigung von Seen bzw. Feuchtgebieten |
| v_L | Fließgeschwindigkeit des Gerinneabflusses bei 100% Flächenanteil von Seen in einer Gitterbox |
| v_W | Fließgeschwindigkeit des Gerinneabflusses bei 100% Flächenanteil von Feuchtgebieten in einer Gitterbox |
| W_{RD} | Summe aus Runoff und Drainage |
| x | Wegstrecke |

Literaturverzeichnis

- Arkansas-Red Basin River Forecast Center, 1997
ABRFC Radar Derived Precipitation Products
<http://info.abrfc.noaa.gov/>
- Arpe, K., H. Behr und L. Dümenil, 1997
Validation of the ECHAM4 climate model and re-analyses data in the Arctic region
Proceedings of the Workshop on the Implementation of the Arctic Precipitation Data Archive (APDA) at the Global Precipitation Climatology Centre (GPCC), WCRP-98, WMO/TD No. 804, Offenbach, Germany, 31-40
- Aselmann, I., und P.J. Crutzen, 1989
Global distribution of natural freshwater wetlands and rice paddies, their net primary productivity, seasonality and possible methane emissions
J. Atmos. Chem. 8, 307-358
- BALTEX, 1995
Baltic sea experiment, BALTEX. Initial implementation plan.
International BALTEX Secretariat, Publ. No. 2, Geesthacht
- Bergström, S., 1992
The HBV model - its structure and applications
Swedish Meteorological and Hydrological Institute Report No. 4
- Bergström, S., und B. Carlsson, 1993
Hydrology of the Baltic basin
Swedish Meteorological and Hydrological Institute Report No. 7
- Bergström, S., B. Carlsson und L.P. Graham, 1996
Modeling the water balance of the Baltic basin - preliminary results
XIX Nordic Hydrological Conference - Akureyri, August 1996
- Bronstein, I.N., und K.A. Samedjajew, 1983
Taschenbuch der Mathematik
Verlag Nauka, Moskau & BSB B.B. Teubner Verlagsgesellschaft, Leipzig
- Buchholz, O., 1989
Einfluß der Gehölzvegetation am Ufer auf die Dämpfung einer Hochwasserwelle und die Bedeutung dieses Vorganges für ökologische Fragestellungen, dargestellt an einem Gewässerabschnitt des Pleisbaches
Diplomarbeit am Lehrstuhl für Landschaftsökologie und Landschaftsgestaltung der Rheinisch-Westfälischen Technischen Hochschule Aachen
- Carter, R.W., 1961
Magnitude and frequency of floods in suburban areas
U.S. Geological Survey Professional Paper 424-B, U.S. Dept. of Interior, Washington, D.C.
- Charbonneau, R., J.-P. Fortin und G. Morin, 1977
The CEQEAU model: description and examples of its use in problems related to water resource management
Hydrol. Sci. Bull. 22, 193-202
- Chebotaiev, A.I., 1977
Compendium of meteorology vol. II: Part 1 - general hydrology
WMO-No. 364
- Chen, T. H., A. Henderson-Sellers, P. C. D. Milly, A. J. Pitman, A. C. M. Beljaars, J. Polcher, F. Abramopoulos, A. Boone, S. Chang, F. Chen, Y. Dai, C. E. Desborough, R. E. Dickinson, L. Dümenil, M. Ek, J. R. Garratt, N. Gedney, Y. M. Gusev, J. Kim, R. Koster,

- E. A. Kowalczyk, K. Laval, J. Lean, D. Lettenmaier, X. Liang, J.-F. Mahfouf, H.-T. Mengelkamp, K. Mitchell, O. N. Nasonova, J. Noilhan, A. Robock, C. Rosenzweig, J. Schaake, C. A. Schlosser, J.-P. Schulz, Y. Shao, A. B. Shmakin, D. L. Verseghy, P. Wetzel, E. F. Wood, Y. Xue, Z.-L. Yang und Q. Zeng, 1997:
Cabauw experimental results from the project for intercomparison of land-surface parameterization schemes
J. Climate 10, 1194-1215.
- CIA, 1992
CIA World Data Bank II
Public domain dataset
- Coe, M.T., und G.B. Bonan, 1997
Feedbacks between climate and surface water in Northern Africa during the middle holocene
J. Geophys. Res., accepted for publication
- J.G. Cogley, 1987, 1991, 1994
GGHYDRO - Global Hydrographic Data, Release 2.1
Department of Geography, Trent University, Peterborough, Ontario, Canada
- Cunge, J.A., F.M. Holly-Jr. und A. Verwey, 1980
Practical aspects of computational hydraulics
Pitman Publishing Limited, London
- Diercke, 1988, 1992
Weltatlas
Westermann Schulbuchverlag GmbH, Braunschweig
- Dooge, J.C.I., 1956
Synthetic unit hydrographs based on triangular inflow
M.S. thesis, University of Iowa, Iowa City
- Dooge, J.C.I., 1977
Problems and methods of rainfall - runoff modelling
Mathematical Models for Surface Water Hydrology, Proceedings of the Workshop held at the IBM Scientific Center, Pisa, Italy, John Wiley & Sons
- Dümenil, L., und E. Todini, 1992
A rainfall-runoff scheme for use in the Hamburg climate model
Ed.: J.P. Kane: Advances in Theoretical Hydrology - a Tribute to James Dooge, Elsevier Science Publishers, 129-157
- Dümenil, L., K. Isele, H.J. Liebscher, U. Schröder, M. Schumacher und K. Wilke, 1993
Discharge data from 50 selected rivers for GCM validation
Max-Planck-Institut für Meteorologie Report No. 100, Hamburg
- Edwards, M.O., 1989
Global gridded elevation and bathymetry (ETOPO5). Digital raster data on a 5-minute geographic (lat/long) 2160*4320 (centroid-registered) grid.
NOAA National Geophysical Data Center, Boulder, Colorado
- Federal Aviation Agency, 1970
Advisory circular on airport drainage
Report A/C 150-5320-58, U.S. Department of Transportation, Washington, D.C.
- Foster, D.J., und R.D. Davy, 1988
Global Snow Depth Climatology
USAFETAC/TN-88/006, Scott Air Force Base, Illinois
- Foster, J., G. Liston, R. Koster, R. Essery, H. Behr, L. Dümenil, D. Verseghy, S. Thompson, D. Pollard und J. Cohen, 1996
Snow cover and snow mass intercomparisons of general circulation models and remotely

- sensed datasets
J. Climate 9, 409-426
- Gadgil, S., S. Sajani und Participating Modelling Groups of AMIP, 1997
 Monsoon precipitation in the AMIP runs (Draft report of results from an AMIP diagnostic subproject)
 Centre for Atmospheric and Oceanic Sciences, Indian Institute of Science, Bangalore
- Gibson, J.K., P. Kållberg, S. Uppala, A. Hernandez, A. Nomura und E. Serrano, 1997
 Era description
 ECMWF Re-Analysis Project Report Series No. 1
- Grabs, W., T. de Couet und J. Pauler, 1996
 Freshwater fluxes from continents into world oceans based on data of the global runoff data base
 Global Runoff Data Centre Report No. 10, Koblenz
- GRDC, 1996
 Second interim report on the Arctic river database for the Arctic Climate System Study (ACSYS)
 Global Runoff Data Centre Report No. 12, Koblenz
- Hein, R., P.J. Crutzen und M. Heimann, 1997
 An inverse modeling approach to investigate the global atmospheric methane cycle
Global Biogeochem. Cycles 11, 43-76
- Hickok, R.B., R.V. Keppel und B.R. Rafferty, 1959
 Hydrograph synthesis
Agric. Engineering 40, 608-615
- Horton, R.E., 1945
 Erosional development of streams and their drainage basins: Hydrophysical approach to quantitative morphology
Bull. Geol. Soc. Am. 38, No. 40, 275-370
- Jacob, D., und R. Podzun, 1997
 Sensitivity studies with the regional climate model REMO
Meteorology and Atmospheric Physics 63, 119-129
- Johnstone, D., und W.P. Cross, 1949
Elements of Applied Hydrology, New York: Ronald Press.
- Kalnay, E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K.C. Mo, C. Ropelewski, J. Wang, A. Leetmaa, R. Reynolds, R. Jenne und D. Joseph, 1996
 The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project
Bull. Am. Met. Soc. 77, 437-471
- Kattan, Z., J.Y. Gac und J.L. Probst, 1987
 Suspended sediment load and mechanical erosion in the Senegal basin - estimation of the surface runoff concentration and relative contributions of channel and slope erosion
J. Hydrol. 92, 59-76
- Kennedy, R.J., und W.E. Watt, 1997
 The relationship between lag time and the physical characteristics of drainage basins in Southern Ontario
 Int. Association of Scientific Hydrology Publication 85, 866-874
- Kerby, W.S., 1959
 Time of concentration of overland flow
Civil Engineering 60, 174
- Kirpich, T.P., 1940
 Time of concentration of small agricultural watersheds

- Civil Engineering* 10 (6), New York, 362
- Kleidon, A. und M. Heimann, 1997
Optimised rooting depth and its impacts on the simulated climate of an Atmospheric General Circulation Model
Geophysical Research Letters, submitted
- Landesumweltamt Brandenburg, 1997a
Hochwasser: Pegelstand
Brandenburg Online, <http://www.brandenburg.de/land/mi/aktuell/wasser.htm>
- Landesumweltamt Brandenburg, 1997b
Zwischenbericht zum Oderhochwasser vom 28.8.97
- LBA, 1995
The ecological component of an integrated amazon study
Report of the 1995 Manaus LBA Ecology Workshop
<http://www.hq.nasa.gov/office/mtpe/nra97mtpe02/amazon.htm>
- Legates, D.R., und C.J. Willmott, 1990a
Mean seasonal and spatial variability in gauge-corrected, global precipitation
Int. J. Climatol. 10, 111-127
- Legates, D.R., und C.J. Willmott, 1990b
Mean seasonal and spatial variability in global surface air temperature
Theor. Appl. Climatol. 41, 11-21
- Liston, G.E., Y.C. Sud und E.F. Wood, 1994
Evaluating GCM land surface hydrology parametrizations by computing river discharges using a runoff routing model: application to the Mississippi basin
J. Appl. Meteor. 33, 394-405
- Lohmann, D., R. Nolte-Holube und E. Raschke, 1996
A large-scale horizontal routing model to be coupled to land surface parameterization schemes
Tellus 48A, 708-721
- Loth, B., und H.F. Graf, 1997
Modelling the Snow Cover for Climate Studies
Part I: Long-Term Integrations under Different Climatic Conditions Using a Multi-Layered Snow-Cover Model
Part II: The Sensitivity to Internal Snow Parameters and Interface Processes
Journal of Geophysical Research, in press
- Majewski, D., und R. Schrodin, 1994
Short description of the Europa-Modell (EM) and Deutschland-Modell (DM) of the DWD
Quarterly Bulletin
- Manabe, S., D.G. Hahn und J. Holloway, 1974
The seasonal variation of tropical circulation as simulated by a global model of atmosphere
J. Atmos. sci. 32, 43-83
- Matthews, E., und I. Fung, 1987
Methane emissions from natural wetlands: Global distribution, area, and environmental characteristics of sources
Global Biogeochem. Cycles 1, 61-86
- Meeson, B.W., F.E. Corprew, J.M.P. McManus, D.M. Myers, J.W. Closs, K.-J. Sun, D.J. Sunday und P.J. Sellers, 1995
ISLSCP initiative I - global data sets for land-atmosphere models, 1987-1988
Volumes 1-5. Published on CD by NASA

- Mesa, O.J., und E.R. Miffin, 1986
 On the relative role of hillslope and network geometry in hydrologic response
 Ed.: V.K. Gupta, I. Rodriguez-Iturbe und E.F. Wood: Scale Problems in Hydrology,
 Reidel, Dordrecht
- Miller, J.R., G.L. Russell und G. Caliri, 1994
 Continental scale river flow in climate models
J. Climate 7, 914-928
- Mitsch, W.J., und J.G. Gosselink, 1993
 Wetlands. Second edition
 Van Nostrand Reinhold, New York
- NAG, 1987
 Fortran library manual mark 12
 Numerical Algorithm Group Limited, Oxford, UK
- Nash, J.E, 1960
 A unit hydrograph study, with particular reference to British catchments
Proceedings of the Institution of Civil Engineers 17, London, 249-282
- Patterson, K.A., 1990
 Global distributions of total and total-available soil water-holding capacities
 Master's thesis, University of Delaware, Newark, DE
- Peixoto, J.P., 1993
 Atmospheric energetics and the water cycle
 Ed.: E. Raschke und D. Jacob: Energy and Water Cycles un the Climate System
 NATO ASI Series, Vol. I 5, Springer-Verlag Berlin Heidelberg
- Plate, E., 1980
 Hydrologische Planungsgrundlagen
 Lehrgangsskript des Institutes für Hydrologie und Wasserwirtschaft, Karlsruhe
- Press, W.H., S.A. Teukolsky, W.T. Vetterling und B.P. Flannery, 1989
 Numerical recipes (FORTRAN)
 Cambridge University Press 1986, 1989
- Raschke, E., 1995
 BALTEX - a regional component of GEWEX
 Proceedings of the first study conference on BALTEX at Visby, 28.8-1.9.1995
 International BALTEX Secretariat, Publ. No. 3, Geesthacht
- Roeckner, E. , K. Arpe, L. Bengtsson, S. Brinkop, L. Dümenil, M. Esch, E. Kirk, F. Lunkeit,
 M. Ponater, B. Rockel, R. Sausen, U. Schlese, S. Schubert und M. Windelband, 1992
 Simulation of the present-day climate with the ECHAM Model: Impact of model physics
 and resolution
 Max-Planck-Institut für Meteorologie Report No. 93, Hamburg
- Roeckner, E., K. Arpe, L. Bengtsson, M. Christoph, M. Claussen, L. Dümenil, M. Esch, M.
 Giorgetta, U. Schlese und U. Schulzweida, 1996
 The atmospheric general circulation model ECHAM-4: model description and
 simulation of present-day climate
 Max-Planck-Institut für Meteorologie Report No. 218, Hamburg
- Rudolf, B., 1995
 Die Bestimmung der zeitlich-räumlichen Struktur des globalen Niederschlags
 Berichte des Deutschen Wetterdienstes, Nr. 196, Offenbach a. M.
- Rudolf, B., H. Hauschild, W. Rüth und U. Schneider, 1996
 Comparison of raingauge analyses, satellite-based precipitation estimates and forecast
 model results
Adv. Space. Res. 7, 53-62

- Sausen, R., S. Schubert und L. Dümenil, 1994
A model of the river runoff for use in coupled atmosphere-ocean models
J. Hydrol. 155, 337-352
- Schiller, A., U. Mikolajewicz und R. Voss, 1996
The stability of the thermohaline circulation in a coupled ocean-atmosphere general circulation model
Max-Planck-Institut für Meteorologie Report No. 188, Hamburg
- Singh, V.P., 1988
Hydrologic systems vol. 1: Rainfall-runoff modeling
Prentice Hall
- Singh, V.P., 1989
Hydrologic systems vol. 2: Watershed modeling
Prentice Hall
- Stendel, M., und K. Arpe, 1997
Evaluation of the hydrological cycle in reanalyses and observations
Max-Planck-Institut für Meteorologie Report No. 228, Hamburg
- Stigebrandt, A., 1995
The large-scale vertical circulation of the Baltic Sea
Proceedings of the first study conference on BALTEX at Visby, 28.8-1.9.1995
International BALTEX Secretariat, Publ. No. 3, Geesthacht
- Strahler, A.N., 1957
Quantitative analysis of watershed geomorphology
Eos Trans. AGU 38, 913-920
- US Army Corps of Engineers, Construction Engineering Research Laboratory, ca. 1992
Global grass II - fifty global coverage maps
CD-ROM, Remote Sensing Center at Rutgers University
- Vörösmarty, C.J., B. Moore III, A.L. Grace, M.P. Gildea, J.M. Melillo, B.J. Peterson, E.B. Rastetter und P.A. Steudler, 1989
Continental-scale models of water balance and fluvial transport: an application to South-America
Global Biogeochem. Cycles 3, 241-265
- Walter, B.P., M. Heimann, R.D. Shannon und J.R. White, 1996
A process-based model to derive methane emissions from natural wetlands
Geophys. Res. Lett. 23, 3731-3734
- Weatherly, J.W., und J.E. Walsh, 1996
The effects of precipitation and river runoff in a coupled ice-ocean model of the Arctic
Clim. Dyn. 12, 785-798
- Webster, P.W., 1987
The elementary monsoon
Ed.: J.S. Fein, P.L. Stephens: *Monsoons*
Wiley Intersciences Publications, New York, 3-32
- Wigmosta, M.S., L. Vail und D.P. Lettenmaier, 1994
A distributed hydrology-vegetation model for complex terrain
Water Resour. Res. 30, 1665-1679
- Williams, G.B., 1922
Flood discharges and the dimensions of spillways in India
Engineering 194, London, 134-321
- WMO (World Meteorological Organization), 1988
Concept of the Global Energy and Water Cycle Experiment
Technical report, WCRP-5, WMO/TD No. 215, Genf, Schweiz

- WMO (World Meteorological Organization), 1992
Scientific plan for the GEWEX Continental-Scale International Project (GCIP)
WCRP-67, WMO/TD No. 461
- WMO (World Meteorological Organization), 1994
Arctic climate system study (ACSYS) - Initial implementation plan
WCRP-85, WMO/TD No. 627
- Wu, I.P., 1963
Design hydrographs for small watersheds in Indiana
J. of the Hydraulic Division, Proceedings of the American Society of Civil Engineers,
Vol. 89 (HY6), 35-66