

Schulze, K., Döll, P. (2004): Neue Ansätze zur Modellierung von Schneeakkumulation und -schmelze im globalen Wassermmodell WaterGAP.

In: Ludwig, R., Reichert, D. und Mauser, W. (Eds.): Tagungsband zum 7. Workshop zur großskaligen Modellierung in der Hydrologie. München, 27.-28. November 2003, S. 145-154, Kassel University Press, Kassel.

# Neue Ansätze zur Modellierung von Schneeakkumulation und –schmelze im globalen Wassermodell WaterGAP

Kerstin Schulze<sup>\*)</sup> und Petra Döll<sup>\*\*)</sup>

**Zusammenfassung:** Die Prozesse der Schneedynamik sind detailliert erforscht, müssen aber für die Verwendung in makroskaligen Modellen stark vereinfacht werden. Im hydrologischen Modell WGHM des globalen integrierten Wassermodells WaterGAP werden Schneeakkumulation und –schmelze durch ein Grad-Tag-Verfahren gesteuert. Als Eingangsparameter für den Schneecalgorithmus werden Temperatur- und Niederschlagszeitreihen mit Monatswerten verwendet. Der Algorithmus wird derzeit überarbeitet, um den Abfluss schneebeeinflusster Einzugsgebiete besser zu simulieren. Innerhalb jeder 0,5° Rasterzelle wird die Schneedynamik für 100 Teilzellen individuell berechnet, um räumliche Heterogenität der Schneedynamik aufgrund der Temperaturunterschiede in den verschiedenen Höhenlagen abzubilden. Des Weiteren werden stochastisch variierende Pseudo-Tageswerte der Temperatur generiert. Die Modellergebnisse werden anhand von Abflussmessungen und Satellitendaten der nördlichen Hemisphäre validiert. Durch die Modellerweiterungen konnte die Simulation des Abflusses in der Mehrzahl der untersuchten Einzugsgebiete verbessert werden. Auch die globale Ausdehnung der Schneedecke in der nördlichen Hemisphäre wird durch das Modell zufriedenstellend wiedergegeben.

**Abstract:** Snow dynamical processes have been analysed in-depth. In macro-scale models, however, the snow dynamics need to be simulated in a simplified manner. In the hydrological model WGHM of the global water model WaterGAP, snow accumulation and melt are modelled by using a degree-day method. Monthly time series of temperature and precipitation are used as input parameters. The snow algorithm has been revised to improve the modelling results of snow cover and the discharge of snow dominated basins. Each 0.5 degree grid is divided into 100 sub-grids with appropriate elevation and temperature. On each sub-grid the snow is modelled individually. In addition, varying pseudo-daily temperatures are stochastically generated. The model results have been validated using remote sensing and discharge data. The modifications of the snow algorithm lead to an improved simulation of the hydrograph dynamics. The extent of the global snow cover is simulated satisfactorily.

---

<sup>\*)</sup> Wissenschaftliches Zentrum für Umweltsystemforschung, Universität Kassel, Kurt-Wolters-Str. 3, 34125 Kassel, e-mail: [schulze@usf.uni-kassel.de](mailto:schulze@usf.uni-kassel.de)

<sup>\*\*)</sup> Institut für Physische Geographie, Universität Frankfurt, e-mail: [p.doell@em.uni-frankfurt.de](mailto:p.doell@em.uni-frankfurt.de)

## 1 Einführung

Die Speicherung von Niederschlag als Schnee spielt eine wichtige Rolle im hydrologischen Kreislauf. Die Schneeschmelze führt im Frühjahr zu stark erhöhten Abflüssen die sich teilweise zu Hochwasserereignissen entwickeln. Seit den 60er Jahren ist ein Rückgang der Schneebedeckung der Nordhalbkugel um 10% beobachtet worden (IPCC 2001, S. 123), was auf den anthropogenen Klimawandel zurückzuführen ist. Die physikalischen Prozesse in der Schneedecke sind komplex und wurden in zahlreichen lokalen und regionalen Studien detailliert untersucht (Marsh 1999). Insbesondere im Hochgebirge sind die Eigenschaften der Schneedecke durch die topographischen Verhältnisse bereits auf lokaler Skala heterogen. Die hydrologischen Prozesse in schneedominierten Einzugsgebieten sollten jedoch auch in einem makroskaligen Modell möglichst gut wiedergegeben werden. Durch die eingeschränkte räumliche und zeitliche Auflösung, muss die Schneedynamik vereinfacht simuliert werden. Gleichzeitig sollen Abflussganglinien schneedominierter Einzugsgebiete, sowie die Ausbreitung der Schneedecke möglichst gut wiedergegeben werden. Dass dies möglich ist, wurde unter anderem in zahlreichen Anwendungen des konzeptionellen HBV-Modells nachgewiesen (Bergstöm 1992). Als wichtigste dynamische Eingangsparameter dienen Niederschlag und Temperatur. Sie sind zum einen als Standardgrößen historischer und aktueller Datensätzen zu finden, zum anderen werden sie von Global Circulation Models (GCM, z.B. ECHAM und HadCM) und anderen Klimamodellen berechnet, was für Szenarienmodellierung essentiell ist. Des Weiteren werden die geographische Höhe und die Landbedeckung bei der Schneemodellierung als statische Variablen berücksichtigt.

Zur globalen Modellierung des Wasserkreislaufs wird das integrierte Modell WaterGAP (**Water Global Assessment and Prognosis**) eingesetzt (Alcamo et al. 2003, Döll et al. 2003). Die aktuelle Modellversion (WaterGAP 2.1e) besteht aus einem Wassernutzungs- und einem hydrologischen Modell. Im Wassernutzungsmodell wird der Wasserverbrauch durch Landwirtschaft (Bewässerung, Viehbestand), Haushalte und Industrie simuliert. Im hydrologischen Modell WGHM wird der physikalische hydrologische Kreislauf modelliert, wobei die Wassernutzung berücksichtigt werden kann. Im Letzteren werden die nachfolgend beschriebenen Schneeprozesse modelliert. WaterGAP hat eine räumliche Auflösung von  $0,5^\circ$  und rechnet mit täglichen Zeitschritten, wobei die Klimadaten auf Monatsbasis vorliegen (Mitchell et al. 2003) und im Modell auf Tageswerte skaliert werden. Die relevanten Modellergebnisse sind in der Regel ebenfalls Monatswerte.

## 2 Methodik

In der Standardversion von WGHM werden Schneeprozesse durch ein einfaches Grad-Tag-Verfahren simuliert. Die Schneebedeckung ist innerhalb der  $0,5^\circ$  Rasterzellen homogen. Das führt typischerweise dazu, dass es zu wenig Abfluss im Winter gibt und während der Schneeschmelze ein stark erhöhter Abflusspeak auftritt, da in den Monaten mit mittleren Temperaturen unter Null Grad nur Schnee akkumuliert und keinerlei Schneeschmelze stattfindet. Tatsächlich schmilzt der Schnee auch in solchen Monaten an manchen Tagen und in einigen Teilgebieten der Zelle. Steigt die Zelltemperatur über  $0^\circ\text{C}$ , fängt in der Standardversion die gesamte Schneedecke der Rasterzelle an zu schmelzen, während in der Realität die Schneeschmelze in tiefer gelegenen Teilgebieten früher einsetzt als in hoch gelegenen. Daher wurde das Schneemodul der Standardversion derart modifiziert, dass nun feinere räumliche und zeitliche Skalen berücksichtigt werden.

### 2.1 Untersuchte Einzugsgebiete

Um die Änderungen am Modell validieren zu können, wurden 40 Einzugsgebiete ausgewählt. Sie sind auf allen Kontinenten der nördlichen Hemisphäre verteilt, schneedominiert und haben unterschiedliche Eigenschaften. Die Größen reichen von knapp  $0,011$  bis  $1,6$  Millionen  $\text{km}^2$ . Des Weiteren weisen sie unterschiedliche Reliefs auf, die von sehr flachen Regionen wie dem Pechora Einzugsgebiet (Westrussland) bis hin zu Einzugsgebieten im Hochgebirge (z.B. Rhone, schweizer und französische Alpen) reichen. Die untersuchten Gebiete sind in Abb. 1 dargestellt.

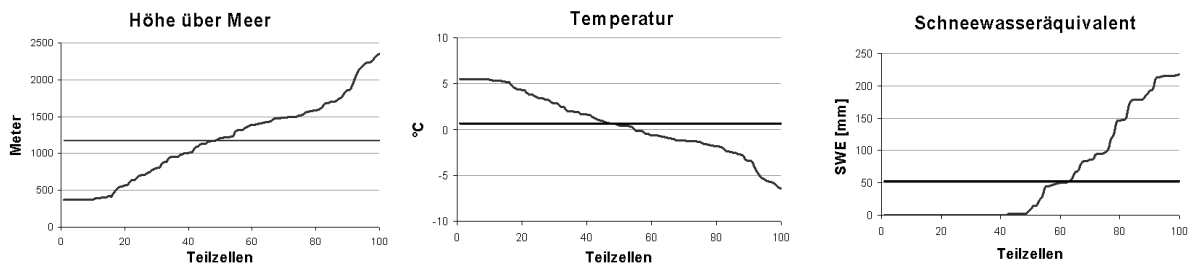


**Abb. 1:** Ausgewählte schneedominierte Einzugsgebiete.

## 2.2 Subskalige Modellierung

Die Schneebedeckung ist besonders in Regionen mit hoher Reliefenergie auf lokaler Skala heterogen, was bei homogenen  $0,5^\circ$  Rasterzellen nicht berücksichtigt wird. In Gebirgsregionen sind innerhalb einer Rasterzelle sehr unterschiedliche Höhenstufen vorhanden. Aufgrund der Temperaturabnahme mit der Höhe liegt oftmals in hohen Regionen Schnee, während es in tieferen Lagen weniger bzw. keinen Schnee gibt. Um die Schneeverteilung innerhalb der  $0,5^\circ$  Rasterzellen genauer wiedergeben zu können, wird jede Zelle in 100 Teilzellen unterteilt. Auf Grundlage der topographischen Karte GTOPO30, die 30 Bogensekunden Auflösung hat (USGS 2003), wurde für jede der 100 Teilzellen die mittlere Höhe berechnet. Die Teilzellen haben keinen Ortsbezug innerhalb der Rasterzelle. Die mittlere Temperatur der Zelle wird der mittleren Höhe zugeordnet, weil die Klimadaten unter Berücksichtigung der mittleren Höhe generiert wurden. Es wird eine adiabatische Temperaturabnahme von  $0,6^\circ\text{C}$  pro 100 m angenommen und für jeder Teilzelle die entsprechende Temperatur berechnet. Die unterschiedlichen Temperaturen bewirken eine differenzierte Schneeverteilung innerhalb der Rasterzelle (Abb. 2).

Die Modellierung der Schneeakkumulation und -schmelze wird für jede Teilzelle separat durchgeführt. Wenn die Berechnungen auf allen Teilzellen einer Zelle abgeschlossen sind, wird die mittlere Schneehöhe sowie der Gesamtabfluss der  $0,5^\circ$  Zelle gebildet.



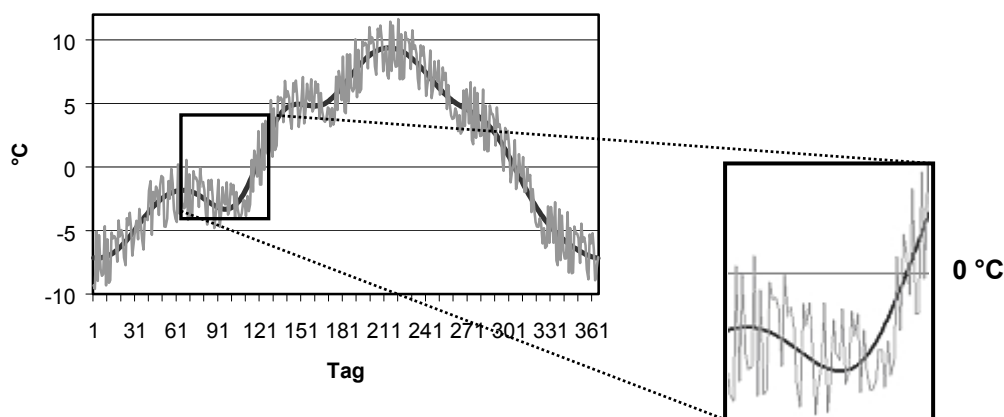
**Abb. 2:** Höhen-, Temperatur- und Schneewasseräquivalentverteilung innerhalb einer Rasterzelle in der WGHM-Standardversion (durchgezogene Linie) bzw. in der modifizierten Version mit Teilzellen.

## 2.3 Dynamik täglicher Temperaturwerte

In WaterGAP werden monatliche Klimadaten als Inputparameter verwendet. Um nicht für jeden Monat eine einheitliche Temperatur zu verwenden, wird in der Standardversion zwischen den Monatsmitteln, die der Monatsmitte zugeordnet sind, mit einer Cubic-Spline-Funktion interpoliert. In vielen Regionen, in denen es zu Schneefall kommt, wird der Gefrierpunkt im Jahresgang folglich erst unter- dann überschritten.

Bei der Interpolation zwischen den Monatsmitteln findet dieser Übergang innerhalb eines Tages statt. Ab diesem Zeitpunkt fällt entweder sofort aller Niederschlag als Schnee oder der Schnee fängt plötzlich an zu schmelzen. Bekanntlich gibt es in der Realität, vor allem in den gemäßigten Breiten, immer wieder Tage mit Temperaturen über bzw. unter dem Gefrierpunkt. Das bedeutet es fällt Schnee, er schmilzt wieder ganz oder teilweise, bleibt wieder liegen usw..

Um dieses Phänomen im Modell vereinfacht nachzubilden, wurde eine künstliche Variabilität der Temperatur implementiert. Die Tagestemperatur variiert zufallsverteilt im Bereich  $\pm 2,5^\circ\text{C}$  um ihren ursprünglichen Wert (Abb. 3). Die Summe der Abweichungen innerhalb eines Monats ist Null, so dass die mittlere Monatstemperatur unverändert bleibt. Durch die künstliche Dynamik der Tagestemperaturen wird neben der Schneeakkumulation bzw. -schmelze vor allem die Verdunstung beeinflusst. Durch die Nichtlinearität der Verdunstungsberechnung werden die Monatsmittel geringfügig verändert.



**Abb. 3:** Exemplarische Temperaturverteilung einer Rasterzelle im oberen Rhone-Einzugsgebiet im Jahr 1990. Die dunkle Linie stellt die Cubic-Spline-Interpolation von Monatswerten in der Standardversion von WGHM dar. Die helle Linie beschreibt die zufallsverteilten Tageswerte in der modifizierten Modellversion.

## 2.4 Schneeakkumulation und -schmelze

Schneeakkumulation findet statt, sobald die Temperatur niedriger oder gleich  $0^\circ\text{C}$  ist. Es wird angenommen, dass als Schnee gefallener Niederschlag liegen bleibt, solange die Temperatur unter dem Gefrierpunkt liegt. Massenverluste finden lediglich durch Sublimation statt.

Der Schnee im Modell fängt an zu schmelzen, sobald die Temperatur über 0 °C liegt. Er schmilzt abhängig von der aktuellen Temperatur und der Landbedeckung.

$$\text{Schneesmelze} = C_{\text{melt}} \cdot (T_{\text{akt}} - T_{\text{schmelz}}) \text{ [mm]}$$

mit:  $C_{\text{melt}}$  Grad-Tag-Faktor  
 $T_{\text{akt}}$  aktuelle Temperatur  
 $T_{\text{schmelz}}$  Schmelztemperatur (0 °C)

Es wird berücksichtigt, dass Schnee unter einer geschlossenen Landbedeckung, beispielsweise im Wald, langsamer schmilzt als auf offenen Flächen.  $C_{\text{melt}}$  liegt für geschlossene Waldflächen bei  $2 \text{ mm} \cdot (\text{°C} \cdot \text{Tag})^{-1}$ , freien Flächen wird ein Faktor von  $4 \text{ mm} \cdot (\text{°C} \cdot \text{Tag})^{-1}$  zugeordnet. Werte in diesem Bereich werden auch von Semádeni-Davies (1997) und SMHI (1996) angegeben. Die Schmelzgeschwindigkeit steigt mit zunehmender Differenz zwischen der aktuellen Temperatur und der Schmelztemperatur. Es wird angenommen, dass Regen, der auf die Schneedecke fällt, durch die Schneedecke hindurch in den Boden sickert. Der Schmelzvorgang wird dadurch nicht beeinflusst.

### 3 Ergebnisse

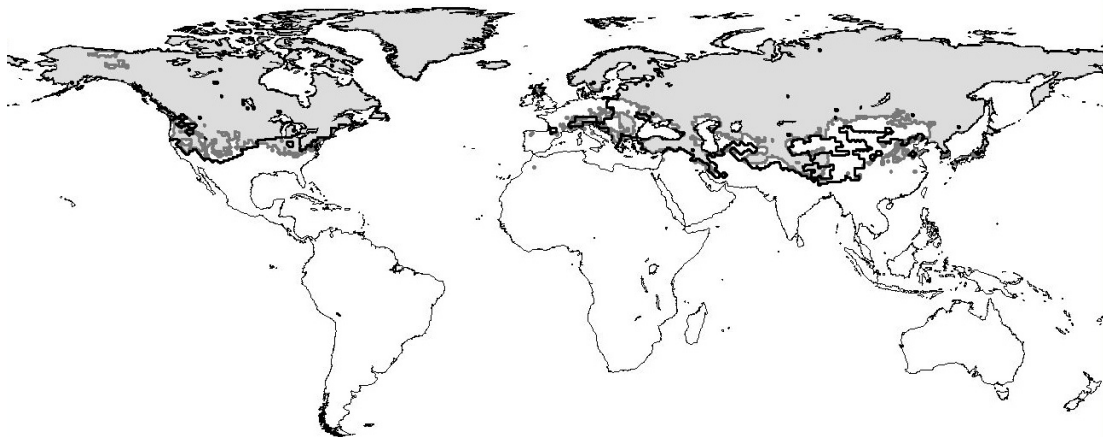
#### 3.1 Effekt der Teilzellen

In Abb. 2 ist der Effekt der Teilzellen auf das Schneewasseräquivalent exemplarisch für eine Zelle in den westlichen Alpen für den 30. Januar 1990 dargestellt. Die 100 Teilzellen sind der Höhe nach geordnet. Man sieht, dass die Temperatur linear mit zunehmender Höhe abnimmt. Gleichzeitig nimmt die Schneehöhe mit zunehmender Höhe über dem Meer zu. In Sommermonaten ist nur noch auf einigen hoch gelegenen Teilzellen Schnee zu finden.

#### 3.2 Globale Schneebedeckung

Die globale Schneebedeckung wird durch Satelliten beobachtet und aufgezeichnet. Für den Zeitraum von 1986 – 1995 wird vom National Snow and Ice Data Center ein Datensatz der monatlichen Schneebedeckung der nördlichen Hemisphäre in  $0,5^\circ$  Auflösung zur Verfügung gestellt (NSIDC 2003). Im Datensatz gelten Raster als schneebedeckt, wenn sie mindestens an einem Tag des Monats zur Hälfte mit Schnee bedeckt sind. Um die modellierte Schneebedeckung mit den Satellitendaten vergleichen zu können, wurde in beiden Fällen dieselbe Definition verwendet. Als Beispiel ist in

Abb. 4 die globale Schneebedeckung der modifizierten Modellversion und der Satellitendaten im Januar 1990 dargestellt. Die räumliche Verbreitung der Schneebedeckung wird ganzjährig zufriedenstellend simuliert. Dies trifft vor allem auf weite Gebiete Nordamerikas und Russlands zu. In Europa ist die Schneebedeckung im Winter sowohl im Datensatz als auch im Modell verhältnismäßig heterogen. Hier treten stellenweise Unterschiede auf, wobei die grobe räumliche Verteilung übereinstimmt. Generell wird die Schneegrenze in flachen Regionen besser wiedergegeben, als in Gebirgsregionen. Im Herbst dringt die modellierte Schneedecke von Norden etwas schneller vor, als im Datensatz dargestellt wird. Die Unterschiede zwischen der modellierten globalen Schneebedeckung der Standardversion und dem Ergebnis der modifizierten Version sind marginal. Dies liegt daran, dass die mittleren Zelltemperaturen nicht verändert wurden. Nur in einigen Zellen mit mittlerer Temperatur um Null °C sind Unterschiede festzustellen.



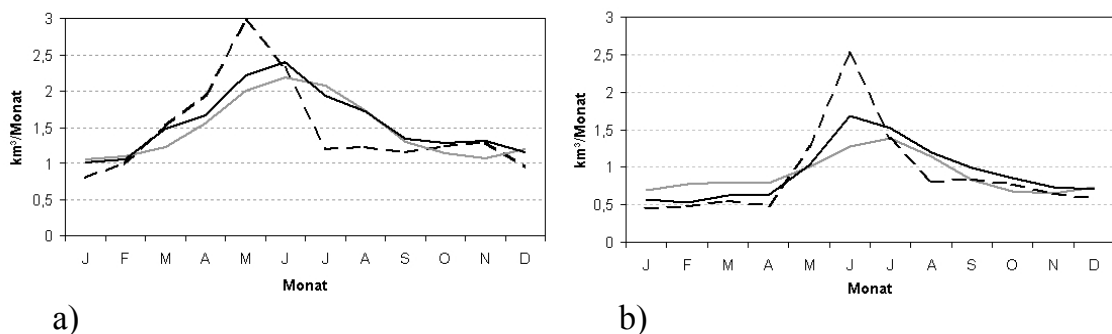
**Abb. 4:** Globale Schneebedeckung im Januar 1990. Die graue Linie kennzeichnet die Schneegrenze des Modells, die schwarze Linie die beobachtete Schneegrenze (NSIDC, 2003).

### 3.3 Abfluss in schneedominierten Einzugsgebieten

Die Unterteilung der Rasterzellen in Teilzellen bewirkt insbesondere in Regionen mit starkem Relief einen flacheren Abflusspeak im Frühjahr. Der Schnee fängt in den untern Teilzellen früher an zu schmelzen als in hoch gelegenen. In der Standardversion schmilzt bei Überschreitung der Schmelztemperatur der Schnee in der gesamten Rasterzelle, was häufig einen zu steilen Abflusspeak zur Folge hat. In den Sommermonaten wird mehr Abfluss gebildet als vom Standard-WGHM simuliert. Dies ist auf Schneeschmelze in hoch gelegenen Teilzellen zurückzuführen, die bis in den Sommer hinein schneebedeckt sind. In flachen Regionen machen sich die Modelländerungen

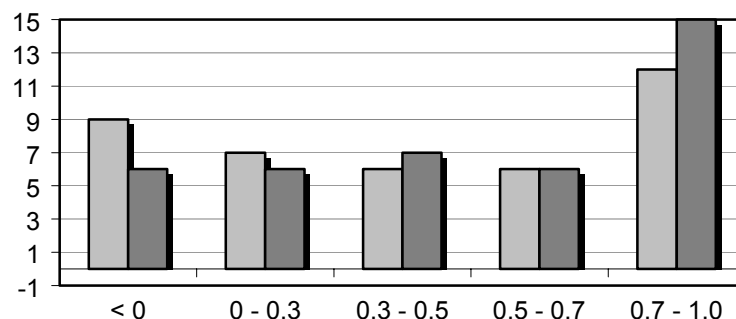


weniger stark bemerkbar. Die modellierten Abflüsse werden mit Abflussmessungen des GRDC (GRDC 1999) verglichen. In Abb. 5 ist die typische Auswirkung der Modelländerungen auf den mittleren langjährigen Monatsabfluss sowie der gemessene Abfluss dargestellt. An der Messstation der Aare in Untersiggenthal (Abb. 5a) wurde die Modelleffizienz (Nash-Sutcliffe-Koeffizient) der Monatsabflüsse von  $-0,12$  auf  $0,52$  verbessert, bei gemessenem Abfluss in Chancy an der Rhone (Abb. 5b) von  $-1,62$  auf  $0,12$ . Anhand der Abbildungen ist zu erkennen, dass in Hochgebirgseinzugsgebieten der Abfluss zwar besser, aber noch nicht optimal simuliert wird.



**Abb. 5.** Der gemessene Abfluss (grau) im Vergleich zu den Modellergebnissen vor (gestrichelt) und nach der Erneuerung (schwarz) des Schnealgorithmus. Darstellung des langjährigen mittleren Monatsabfluss a) der Aare in Untersiggenthal (1961 – 1990) und b) der Rhone in Chancy (1961 - 1978).

Der Nash-Sutcliffe-Koeffizient der Monatsabflüsse wurde bei 70 % der 40 untersuchten Einzugsgebiete verbessert oder blieb unverändert. Die Verteilung des Koeffizienten vor und nach der Modellverbesserung ist in Abb. 6 dargestellt. Der Durchschnittswert des monatlichen Nash-Sutcliffe-Koeffizienten steigt von  $0,26$  auf  $0,42$  an.



**Abb. 6:** Nash-Sutcliffe-Koeffizienten der monatlichen Abflüsse der untersuchten Einzugsgebiete vor (heller Balken) und nach (dunkler Balken) der Überarbeitung des Schneemoduls.

## 4 Diskussion

Die Implementierung von Teilzellen und zufallsverteilter Temperatur-Tageswerte hat die Modellergebnisse in den meisten schneedominierten Einzugsgebieten verbessert. Die stärksten Verbesserungen treten aufgrund der räumlichen Disaggregation in Gebirgsregionen auf. Durch die zufallsverteilten Temperatur-Tageswerte werden die schneeschnmelzbedingten Abflusspeaks einiger Einzugsgebiete besser wiedergegeben. In Hochgebirgsregionen und in Gebieten mit großen natürlichen oder künstlichen Seen treten jedoch auch Schwierigkeiten auf. Um die Schneedecke und den Abfluss in Hochgebirgsregionen optimal zu simulieren, sind zeitlich und räumlich höher aufgelöste Modelle erforderlich. Bei der Schneedynamik im Gebirge spielt die Exposition und der Strahlungshaushalt eine Rolle. Diese Parameter werden in WGHM derzeit nicht berücksichtigt. In hohen Lagen der Alpen wird in WGHM Schnee über Jahre hinweg akkumuliert. Die Temperatur in Teilzellen ab ca. 3000 m ist ganzjährig so niedrig, dass mehr Schnee akkumuliert als schmilzt. Es findet quasi in einigen Teilzellen eine unrealistische „Gletscherbildung“ statt. Auch Wasserstandsregulierungen der Flüsse werden im Modell nicht berücksichtigt. Hier wären detaillierte Informationen über Größe und Bewirtschaftung der Stauseen notwendig. In Regionen mit großen Seen, wie in Finnland oder Schweden, haben die Änderungen am Schnealgorithmus kaum Verbesserungen bewirken können, da der ausgleichende Einfluss der Seen auf die Abflussganglinie die Auswirkungen der Schneeakkumulation und –schmelze überlagern. In vielen untersuchten Einzugsgebieten werden im Winter nach wie vor zu niedrige Abflüsse simuliert. Das ist auf die Verwendung von Niederschlagsdaten zurückzuführen, die nicht bezüglich ihrer Messfehler korrigiert sind und daher schneeförmigen Niederschlag stark unterschätzen.

Die globale Verbreitung der Schneedecke wird mit WaterGAP ebenfalls gut modelliert. In Gebieten, in denen die Dichte der Klimamessstationen relativ hoch ist und demzufolge die verwendeten Klimadaten (Mitchell et al. 2003) entsprechend gut sind, wird die Schneedecke am besten simuliert. Dies ist vor allem in Nordamerika und Europa der Fall. Auch in großräumig flachen Regionen, wie Nordrussland stimmen die Modellergebnisse gut mit den Satellitendaten überein. In heterogenen Gebieten mit verhältnismäßig ungenauen Klimadaten wie der Hindukusch-Himalaya Region, treten die größten Diskrepanzen zwischen Modell und Daten auf. Auch in anderen Gebirgsregionen kommt es zu Diskrepanzen zwischen Modellergebnis und Datensatz.

Schneehöhen können von WGHM nicht wiedergegeben werden, da nur das Schnee-

wasseräquivalent modelliert wird. Die Umrechnung in reale Schneehöhen ist, zu komplex um mit einem globalen Modell wiedergegeben werden zu können.

Es ist geplant, das WGHM weiter zu verbessern. Zunächst soll die unrealistische „Gletscherbildung“, die in einigen hohen Teilzellen stattfindet, korrigiert werden. Möglicherweise kann in diesem Zusammenhang ein Ansatz zur Modellierung von realen Gletschern ins Modell integriert werden. Auch die Generierung der Niederschlags- und Temperaturtageswerte wird weiter überarbeitet.

## Literatur

- Alcamo, J., P. Döll, T. Henrichs, F. Kaspar, B. Lehner, T. Rösch, S. Siebert (2003): Development and testing of the WaterGAP2 global model of water use and availability. *Hydrological Sciences*, 48(3), S. 317-337.
- Bergström, S. (1992): The HBV Modell – its structure and applications, SMHI Reports Hydrology, No. 4, April 1992.
- Döll, P., F. Kaspar, B. Lehner (2003): A global hydrological model for deriving water availability indicators: model tuning and validation. *Journal of Hydrology*, 270, S. 105 - 134.
- GRDC (Global Runoff Data Centre) (1999): GRDC Station Catalog. Erhältlich unter <http://www.bafg.de/html/internat/grdc/download.html> (10.01.2003).
- IPCC (2001): *Climate Change 2001: The Scientific Basis*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2001.
- Marsh, P. (1999): Snowcover formation and melt: recent advances and future prospects. *Hydrological Processes*, 13, 2117-2134.
- Mitchell, T.D., T.R. Carter, P.D. Jones, M. Hulme, M. New (2003): A comprehensive set of high-resolution grids of monthly climate for Europe and the globe: the observed record (1901-2000) and 16 scenarios (2001-2100). *Journal of Climate*: submitted.
- NSIDC (2003): Northern Hemisphere Monthly Snow Cover Extent. International Satellite Land Surface Climatology Project (ISLSCP) Initiative II Data Collection. <http://nsidc.org/data/snow.html> (04.11.2003).
- SMHI (1996): *IHMS – Integrated Hydrological Modelling System, Version 4.0, Manual*. Swedish Meteorological and Hydrological Institute, Norrköpping, Schweden, 1996.

U.S. Geological Survey, EROS Data Center (2003): GTOPO30 Digital Elevation Model. <http://edcdaac.usgs.gov/topo30/topo30.html> (10.01.2003).