

GEMESSENE UND MODELLIERTE KOMPONENTEN DER WASSERBILANZ FÜR EIN STARK VERGLETSCHERTES ALPINES EINZUGSGEBIET

H. ESCHER-VETTER, T. ELLENRIEDER und M. SIEBERS

*Kommission für Glaziologie,
Bayerische Akademie der Wissenschaften
Deutschland*

1 EINLEITUNG

Die Bestimmung der Komponenten der Wasserbilanz für ein stark vergletschertes Einzugsgebiet mit großen Höhengradienten ist in der Regel mit großen Schwierigkeiten verbunden. Diese beginnen bei der Ermittlung des Gebietsniederschlags, setzen sich fort in der Abschätzung der Verdunstung und gipfeln in der Erfassung des Gebietsabflusses. Vor allem der Gebietsabfluss kann nur in Ausnahmefällen gemessen werden, da Schmelzwässer von Gletschern auf Grund der Vorfeldmorphologie meist schwer zu fassen sind.

Bei der von der Kommission für Glaziologie der Bayerischen Akademie der Wissenschaften betriebenen Abflussstation am Fuß des Vernagtferners, Ötztal, Österreich ist jedoch diese wesentliche Randbedingung gewährleistet, da die Messstelle auf einem Felsriegel positioniert ist, der den Gesamtabfluss des Gletschers sammelt. Seit dreißig Jahren wird an der Pegelstation Vernagtbach (2640 m NN) der Abfluss des Vernagtferners (2780 m NN – 3630 m NN) auf Stundenbasis registriert, wodurch eine wesentliche Komponente der Wasserhaushaltgleichung mit guter Genauigkeit und – angesichts einer doch recht exponierten Lage – mit nur wenigen Lücken vorliegt. Des weiteren wurden die jährlichen Massenbilanzwerte des Gletschers seit 1964/65 direkt glaziologisch bestimmt, wodurch eine zusätzliche Komponente bekannt ist, die für vergletscherte Einzugsgebiete berücksichtigt werden muss. Zusätzlich liefert die am Vernagtferner angewandte Massenbilanzmethode auch einen Teil des Gebietsniederschlags, nämlich den im Winter deponierten Schnee. Der sommerliche Anteil des Niederschlags basiert auf den Registrierungen an der Pegelstation, so dass mit Ausnahme der Verdunstung alle Komponenten auf der Basis von direkten Messungen ermittelt werden können.

Diese Daten werden im hier vorliegenden Beitrag den Ergebnissen einer Modellierung gegenüber gestellt, die auf dem konzeptionellen Niederschlags-Abfluss-Modell HBV3-ETH9 basiert. Die Datengrundlage umfasst die Massenbilanzjahre 1974/75 bis 2002/03. Die Modellergebnisse liegen zunächst auf Tagesbasis vor, der Vergleich mit den z.T. zeitlich höher (Abfluss, Sommerniederschlag), z.T. zeitlich deutlich niedriger aufgelösten Massenbilanz- und Winterniederschlagswerten erfolgt hier auf Jahresbasis.

Mit dieser Untersuchung wird die im Zeitraum 1973/74 bis 1984/85 bereits begonnene Wasserbilanzbestimmung dieses Einzugsgebietes (Moser *et al.*, 1986) fortgesetzt und für die inzwischen deutlich veränderten hydrologischen Bedingungen analysiert. Die Methodik wurde weitestgehend beibehalten, um die Vergleichbarkeit der Ergebnisse zu erleichtern. Gelegentliche Unstimmigkeiten in den früheren Daten wurden bereinigt.

2 ERFASSUNG DER KOMPONENTEN DER WASSERBILANZ AUF DER BASIS VON MESSUNGEN IM EINZUGSGEBIET

Im Abschnitt 2 werden die gemessenen, im Abschnitt 4 die modellierten Komponenten des Einzugsgebietes an Hand von Jahreswerten vorgestellt. Hierbei ist der Bilanzierungszeitraum jeweils das glaziologische Haushaltsjahr, das vom 1. Oktober bis zum 30. September läuft und als sogenanntes „Fixed-Date-System“ bezeichnet wird.

2.1 GEBIETSNIEDERSCHLAG

In einem hochalpinen, stark vergletscherten Einzugsgebiet wie dem der Pegelstation Vernagtbach spielt der Aggregatzustand des Niederschlags eine wichtige Rolle bei der Bestimmung seiner räumlichen Verteilung. Während im Winter der gesamte Niederschlag als Schnee fällt, variiert der Schneeanteil im Sommer erheblich. Die Trennung zwischen Schnee und Regen im Sommer erfolgt an Hand von Zusatzdaten, nämlich der Registrierung der Lufttemperatur an der Pegelstation Vernagtbach und den täglich zur Mittagszeit gemachten Photographien des Gletschers, welche die Niederschlagsart aus dem Vergleich zweier Bilder liefern. Deshalb wird der Gebietsniederschlag in dieser Untersuchung getrennt für den Winterabschnitt und den Sommer bestimmt.

Im Winter kann man davon ausgehen, dass der gesamte Niederschlag - bis auf zu vernachlässigende Verdunstungsverluste - in der Schneedecke gespeichert ist. Damit wird er bestimmt als das Wasseräquivalent der Schneedecke, das alljährlich zu Beginn des Monats Mai mit Hilfe von Schneeschächten (zur Dichtebestimmung) und Schneehöhensondierungen erfasst wird. Dabei geht man davon aus, dass das Maximum der Schneeakkumulation in der Regel zu diesem Zeitpunkt erreicht wird. Die Analyse erfolgt digital mit Hilfe von Schnee-Wasseräquivalentkarten, sie liefert in Schritten von 50 Höhenmetern die Höhenverteilung des Wasseräquivalents, wobei typischerweise das Maximum im mittleren Teil des Einzugsgebietes liegt. Für das Gletschervorfeld wird der Wasserwert der untersten Höhenstufe um 40% reduziert und einheitlich für den gesamten unvergletscherten Teil des Einzugsgebietes verwendet. Aus der Summe der Wasseräquivalente ergibt sich der gesamte Winterniederschlag im Einzugsgebiet.

Im Sommer wird nicht zwischen Vorfeld und Gletscherfläche unterschieden, dagegen, wie bereits angesprochen, zwischen Regen und Schnee. Als Basis der Analyse werden die Tagessummen des mit einer Belfort-Niederschlagswaage registrierten Niederschlags an der Pegelstation Vernagtbach verwendet. Da der Regen in der Regel durch konvektive Prozesse ausgelöst wird, werden diese Messwerte in unveränderter Form, also insbesondere ohne eine Höhenkorrektur für das Gesamtgebiet als gültig angesehen. Dagegen wird im Fall von Schnee eine pauschale Erhöhung der registrierten Summen um 20% vorgenommen; diese dient vor allem der Korrektur der i.d.R. zu kleinen Registrierungen bei Schneefall (Föhn, 1985). Dieser Wert liegt an der unteren Grenze einer möglichen Korrektur, die vor allem bei Schneefall in Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeit Erhöhungen nahezu bis zum Faktor 3 gegenüber der Punktregistrierung betragen kann (Fuchs *et al.*, 2001).

2.2 ABFLUSS

Im Gegensatz zum Gebietsniederschlag ist der Abfluss – zumindest im hier untersuchten Einzugsgebiet – eine etwas einfacher zu bestimmende Größe. Hierfür geht man von den Wasserstandregistrierungen an der Pegelstation aus, die mit mehreren unabhängigen Mess- und Registrierverfahren erfolgen (v. a. Schwimmerpegel, Ultraschallabtastung der Wasseroberfläche). Die Kalibrierung erfolgt über Flügelradmessungen und die Salzverdünnungsmethode, hiermit wird eine Wasserstands-Abfluss-Beziehung aufgestellt. Diese hängt vom Zustand des Gerinnes ab und wird mehrmals jährlich bei unterschiedlichen Wasserständen überprüft, um den gesamten Messbereich zu überdecken. Dieser variiert von 10 l/s im Winter bis zum Stundenmittel von nahezu 15000 l/s, die am 5. August 2003 erreicht wurden und das bisher höchste Stundenmittel der Messstelle darstellen. Eine ausführliche Diskussion der messtechnischen Gegebenheiten und Schwierigkeiten beim Betrieb einer derartigen hochalpinen Pegelstation ist in Reinwarth and Braun (1998) enthalten.

2.3 MASSENBILANZ

Die Bestimmung der jährlichen Massenbilanz erfolgt zum einen über den auf dem Gletscher während der Akkumulationsperiode (1. Okt. – 30. Apr.) deponierten festen Niederschlag; diese Analyse wurde bereits im Abschnitt 2.1 (Gebietsniederschlag) erläutert. Die sommerliche Abschmelzung wird mit Hilfe von Pegelstangen gemessen, die im Eis eingebohrt sind. Die Höhendifferenz zwischen dem 1. Oktober des Vorjahres und der Ablesung des aktuellen Jahres liefert die Abschmelzung am Ort der Pegelstange. Mit

empirischen Interpolationsmethoden, die insbesondere den Geländefaktoren Rechnung tragen, werden diese Werte auf die Fläche übertragen und damit die Flächenverteilung der sommerlichen Ablation in den gleichen Höhenintervallen wie die Winterakkumulation bestimmt. Mit dieser Vorgehensweise ist im Prinzip auch eine Berechnung der Sommerbilanz aus der Differenz zwischen Jahres- und Winterbilanz möglich.

2.4 VERDUNSTUNG

Die Gebietsverdunstung ist diejenige Komponente der Wasserbilanzgleichung, die der Messung am schwersten zugänglich ist. Für den Ort der Pegelstation, an dem Messdaten von Lufttemperatur, Luftfeuchte, Strahlung und Windgeschwindigkeit vorliegen, kann die örtliche Verdunstung mit der energetischen Methode berechnet werden. Die Gletscheroberfläche bietet zusätzlich den Vorteil der zeitlich weitestgehend konstanten Oberflächentemperatur von 0°C, was die Flussberechnung deutlich erleichtert. Deshalb wurde im Rahmen von Schmelzwassermodellierungen mit einem Energiebilanzansatz (Escher-Vetter, 1980) der latente Wärmestrom für die Gletscheroberfläche bestimmt. Als Mittelwert der Verdunstung ergab sich für die Jahre 1978-1985 ein Betrag von 157 mm mit einem Schwankungsbereich zwischen 124 mm und 186 mm (Moser *et al.*, 1986). Dem steht ein Wert von 180 mm \pm 70 mm gegenüber, der sich als Restglied aus der Wasserbilanzgleichung für den gleichen Zeitraum ergibt. Bei dieser Bestimmung sind allerdings die Fehler aller Komponenten in dieser Größe enthalten. Untersuchungen an anderen Gletschern liefern Verdunstungswerte für mäßig vergletscherte Einzugsgebiete zwischen 114 mm/a und 221 mm/a (Braun *et al.*, 1985). Im folgenden wird von einem Wert von 170 mm für alle Jahre ausgegangen. Dieser liegt etwas höher als der energetisch für die Gletscherfläche bestimmte, da durch die höhere Oberflächentemperatur im Vorfeld die Verdunstung dort entsprechend höher liegt.

3 MODELLIERUNG DER WASSERBILANZ

3.1 DAS HBV3-ETH9-MODELL

Zusätzlich zu den gemessenen Komponenten werden die Teilgrößen der hydrologischen Bilanz (Gebietsniederschlag, Gletschermassenbilanz, Verdunstung und Abfluss) mittels Modellierung bestimmt. Die Anwendungsmöglichkeiten verschiedener Modelle werden in einem alpinen Einzugsgebiet limitiert durch die begrenzte Anzahl der Eingabedaten.

An der Kommission für Glaziologie kommt hierfür das konzeptionelle Niederschlags-Abfluss-Modell HBV3-ETH9 zum Einsatz. Dieses Modell wurde ursprünglich am *Sveriges Meteorologiska och Hydrologiska Institut* (SMHI) entwickelt (Bergström, 1976, 1992). Für die Anwendung im alpinen und hochalpinen Bereich wurde es von Jensen und Braun durch die Integration einer Schmelzwasserroutine (Braun and Renner, 1992, Braun *et al.*, 1993) erweitert. Als Eingabedaten werden Temperaturmittelwerte und Niederschlagssummen in täglicher Auflösung benötigt, in seiner Eigenschaft als semidistributives Modell erfordert das HBV3-ETH9 darüber hinaus noch die Geländecharakteristika des Einzugsgebiets (Flächen-Höhenverteilung in Höhenbändern von 200 m Äquidistanz, Expositionsklassen, Vergletscherung).

Das Modell ist in drei Module unterteilt. In der *Schnee- und Gletscherroutine* wird der Gebietsniederschlag aus den Punktniederschlagsmessungen an der Pegelstation Vernagtbach auf das gesamte Einzugsgebiet extrapoliert. Hierfür stehen drei Kalibrierungsparameter zur Verfügung, mit Hilfe derer eine höhenbedingte Zunahme des Niederschlags simuliert sowie systematische Messfehler und die mangelnde Repräsentativität der Punktmessung für das Einzugsgebiet ausgeglichen werden können. Allerdings erfolgt dieser Ausgleich nicht basierend auf empirisch ermittelten Messfehlern (vgl. Kubat, 1972, Föhn, 1985), sondern während der Kalibrierungsphase durch den Vergleich der modellierten mit den gemessenen Abflussganglinien. Der Aggregatzustand des Niederschlags wird durch den Vergleich der aktuellen Temperatur mit einem frei bestimmbar Schwellenwert T_0 festgelegt. Die aktuelle Temperatur

wird für jedes Höhenband des Einzugsgebiets mittels eines Temperaturgradienten aus der meteorologischen Aufzeichnungsreihe berechnet.

Die Schnee- und Eisschmelze wird mittels der Grad-Tag-Methode (Braun and Renner, 1992) bestimmt, wobei der Grad-Tag-Faktor für jeden Tag des Jahres aus einer Sinusfunktion abgeleitet wird, die ihr Minimum am 21. Dezember, ihren Maximalwert am 21. Juni einnimmt. Die Unterscheidung zwischen Schmelzen und Wiedergefrieren erfolgt wieder mittels der Schwellentemperatur T_0 . Zur Ergänzung des Faktorengeflechts der Schmelzprozesse können mit Hilfe von Korrekturparametern der Einfluss der Geländeexposition auf den Schmelzprozess sowie die verstärkte Schmelze von Eis gegenüber Schnee simuliert werden. Diese Simulationsrechnungen werden für jedes Höhenband und jede Expositionsklasse durchgeführt. Aus der Summe der in der Schnee- und Gletscherroutine modellierten Größen Gebietsniederschlag und Schmelzwasser wird der Äquivalentniederschlag berechnet. Außerdem wird in diesem Modul die Gletschermassenbilanz ausgegeben.

Der Äquivalentniederschlag dient als Input für die anschließende *Bodenfeuchteroutine* des Modells. Hier wird, zusammengefasst über das gesamte Einzugsgebiet, ein Bodenfeuchtespeicher durch den Äquivalentniederschlag gefüllt und mittels Durchfluss wieder geleert. Die gebietsspezifische Verdunstung basiert auf dem Füllstand dieses Bodenfeuchtespeichers und wird mit einer über das Jahr sinusförmig verlaufenden potentiellen Evapotranspirationsfunktion simuliert (Maximum am 1. August, Minimum am 1. Februar).

Im dritten Teilbereich des Modells, der sog. *Antwortfunktion*, werden die Zuflüsse aus dem Bodenfeuchtespeicher über zwei lineare Speicher und vier Abflusskomponenten (Oberflächenabfluss, Perkolation, Interflow und Grundwasserabfluss) zeitlich verteilt und mittels einer Transformationsfunktion wieder zusammengesetzt.

Ausgegeben werden vom Modell Abflusswerte in täglicher Auflösung (m^3/s und mm/d) sowie die Teilgrößen der Wasserhaushaltsgleichung (Gebietsniederschlag, Gletschermassenbilanz, Schneedeckenspeicher, Bodenfeuchtespeicher, Verdunstung und Abflusshöhe) auf jährlicher Basis als gebietsspezifische Werte in mm Wasseräquivalent.

3.2 MODELLKALIBRIERUNG

Die Kalibrierung des Modells erfolgt mittels inverser Modellierung über gemessene Abflussganglinien auf Tagesschrittbasis. Hierfür wird als Gütemaß das Nash-Sutcliffe-Kriterium R^2 verwendet, welches sowohl die Variabilität des gemessenen Abflusses als auch die Summe der Abstandsquadrate zwischen gemessenem und berechnetem Abfluss integriert (Nash and Sutcliffe, 1970). Erschwerend kommt bei der Anwendung eines solchen Niederschlags-Abfluss-Modells in einem vergletscherten Einzugsgebiet hinzu, dass der Abfluss nicht monokausal aus dem Niederschlagseintrag generiert wird, sondern – vor allem in heißen, trockenen Sommern – zu einem großen Teil aus dem Schmelzwassereintrag von Schnee und Eis gespeist wird. Um diesen Schmelzwasseranteil bei der Modellierung zu berücksichtigen, wurde in die Kalibrierungs- und Validierungsprozesse der Vergleich zwischen modellierter und gemessener Gletschermassenbilanz miteinbezogen.

Liegt das Augenmerk der Simulation weniger auf den Tagesabflüssen, sondern auf der Berechnung der Wasserbilanzkomponenten auf Jahresbasis im Vordergrund, so kann das Modell auch mit Hilfe langzeitlicher Gletschermassenbilanzen kalibriert werden (Ellenrieder *et al.*, 2002). Für die vorliegende Arbeit wurden beide Methoden kombiniert:

Zunächst wurde das Modell – insbesondere der Gebietsniederschlag – über die gemessenen Tagesabflüsse für die Jahre 1988/89 – 1992/93 kalibriert. Dieser Zeitabschnitt erscheint für den gesamten Untersuchungszeitraum mit moderat negativen bis stark negativen Gletschermassenbilanzen repräsentativ (vgl. Abb. 3). Analog zu den Ergebnissen von Moser *et al.* (1986), die im Einzugsgebiet der Pegelstation Vernagtbach keine signifikante höhenbedingte Zunahme des flüssigen Niederschlags feststellen konnten, wurde bei der Modellkalibrierung der Niederschlagsgradient vernachlässigt. Die im Winter beobachtete höhenbedingte Zunahme der Schneeakkumulation wird im Modell nicht berücksichtigt, da das Modell eine Trennung von Winter- und Sommerniederschlag nicht gestattet.

In einem zweiten Schritt wurde die geodätisch ermittelte, d.h. integrale Gletschermassenbilanz für die Periode 1969-1999 ermittelt und mit der kumulierten Massenbilanz des HBV3-ETH9-Modells im

gleichen Zeitabschnitt verglichen. Die weitere Anpassung des Modells erfolgte dann insbesondere über diejenigen Parameter, welche die Schmelzsimulation steuern.

Der Modellierungszeitraum für das Einzugsgebiet des Vernagtferners beginnt mit dem glaziologischen Jahr 1974/75, da ab diesem Zeitpunkt einerseits meteorologische Messreihen aus dem Einzugsgebiet vorliegen, andererseits auch die Abflussaufzeichnungen an der Pegelstation Vernagtbach zur Kalibrierung des Modells herangezogen werden können. Die Bestimmung des Nash-Sutcliffe-Koeffizienten ergab im Mittel über den gesamten Simulationszeitraum einen Wert von 0,896 bei einem Minimum von 0,840 und einem Maximum von 0,954. Der Vergleich zwischen gemessenen und modellierten Gletschermassenbilanzen ergab ein Bestimmtheitsmaß von 0,78.

4 ERGEBNISSE

4.1 GEMESSENE WASSERHAUSHALTSKOMPONENTEN

Die in Abb. 1 dargestellten Gebietsniederschläge wurden aus der Summe der Sommer- und Winterwerte berechnet. Betrachtet man diese beiden Komponenten getrennt (nicht im Bild dargestellt), so sieht man, dass die Winterwerte deutlich höher liegen (Mittelwert: 892 mm w.e.) als die Sommerniederschläge (489 mm w.e. im Mittel). Nur in den Jahren 1975/76 (Winter: 562 mm w.e., Sommer: 503 mm w.e.) und 1995/96 (Winter: 427 mm w.e., Sommer: 581 mm w.e.) liegt das Wasseräquivalent des Winterabschnitts

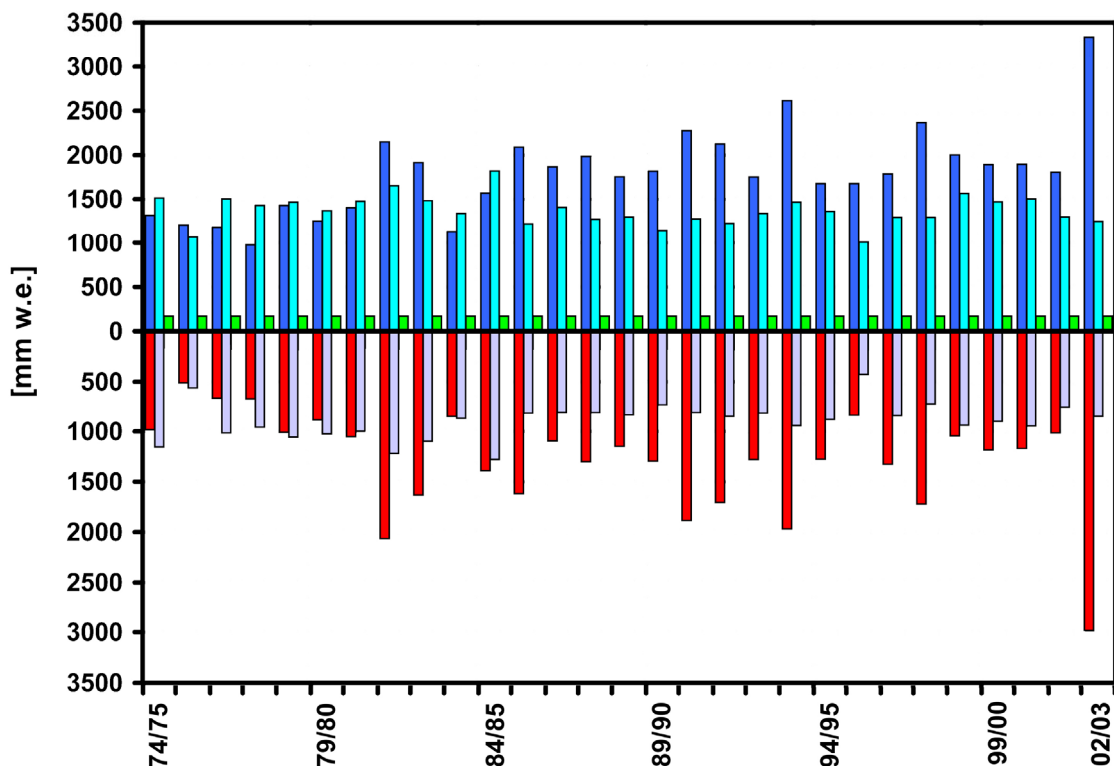


Abbildung 1: Gemessene Komponenten der Wasserbilanz im Einzugsgebiet Pegelstation Vernagtbach (11,44 km², 75% vergletschert): Abfluss (blau), Niederschlag (türkis), Verdunstung (grün), Nettoablation (rot) und Nettoakkumulation (grau).

nahezu gleich oder unter dem des Sommers. Wichtig ist in diesem Zusammenhang, dass weder Winter- noch Sommerniederschlag einen deutlichen Trend aufweisen. Auffällig ist jedoch, dass im Zeitraum 1974/75 bis 1984/85 (Mittelwert 1021 mm) die Winterwerte über denjenigen der Jahre 1985/86 bis 2002/03 (813 mm) liegen.

Dagegen zeigt die Abflussregistrierung nahezu eine Verdopplung der Jahressummen in den letzten dreißig Jahren. Bis 1992 wurde kein einziges Stundenmittel über $10 \text{ m}^3/\text{s}$ registriert (Escher-Vetter and Reinwarth, 1994), dagegen lagen im Jahr 2003 135 Stundenmittel an 37 Tagen über diesem bei der Planung der Pegelstation als maximalem Grenzwert abgeschätzten Abflussbetrag. Die Jahressumme der Abflussspende betrug in diesem Ausnahmejahr über 3300 mm w.e. und war damit um 22% höher als in dem bis dahin abflussstärksten Jahr 1993/94 (2600 mm w.e.).

Dieser Anstieg der Abflusswerte war in erster Linie eine Folge der immer stärker negativen Massenbilanzen des Gletschers (unterer Teil der Abbildung). Während im Zeitraum 1964/65 bis 1979/80 12 von 16 Jahren Massengewinne für den Gletscher aufwiesen (hier erst ab 1974/75 dargestellt, roter Balken kürzer als grauer), sind seit 1980/81 nur drei Haushaltsjahre mit ausgeglichenen bis schwach negativen Massenbilanzen aufgetreten, den absolut höchsten Verlust weist wieder das Jahr 2002/03 mit 2133 mm w.e. auf. Die extremsten Werte dieses letzten Haushaltsjahres lagen mit 5200 mm w.e. Verlust im Höhenbereich 2750-2800 m, d.h. dass der Gletscher im untersten Höhenintervall einen Dickenverlust von 5,8 m in einem einzigen Jahr erlitt (Dichte des Eises $0.9 \text{ kg}/\text{m}^3$).

4.2 VERGLEICH DER GEMESSENEN UND MODELLIERTEN WASSERBILANZKOMPONENTEN

Der Gebietsniederschlag wird vom Modell in 25 Jahren (86% des Gesamtzeitraums) im Vergleich zur Messung überschätzt. Die mittlere Abweichung des Modells liegt über den Gesamtzeitraum gemittelt bei 11% der Registrierung. Da das Modell die Punktregistrierungen des Niederschlags an der Pegelstation mittels zweier unterschiedlicher Korrekturfaktoren für Regen und Schnee auf das Einzugsgebiet extrapoliert, dürfte hauptsächlich der Anteil des Schnees während des Sommers die

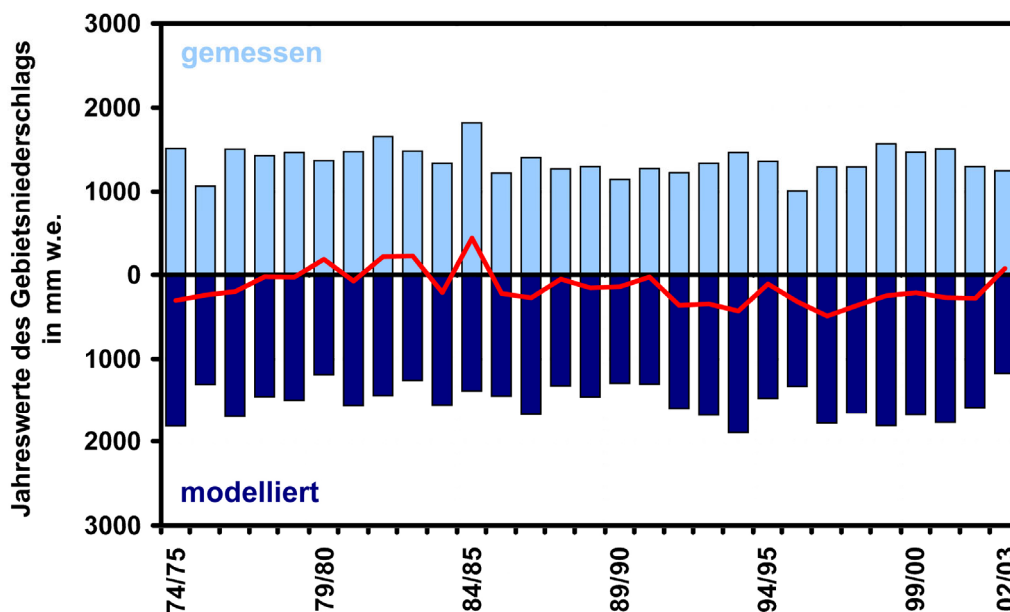


Abbildung 2: Vergleich zwischen gemessenem (hellblau) und modelliertem (dunkelblau) Gebietsniederschlag. Die rote Linie stellt den Betrag der Differenz zwischen gemessenem und modelliertem Wert dar.

Abweichungen erklären. So wurden in 14 der 25 Jahre mit zu gering modelliertem Gebietsniederschlag (56%) unterdurchschnittliche sommerliche Schneeniederschläge beobachtet. Ein systematischer Zusammenhang der Abweichungen zwischen Modell und Messung ist nicht erkennbar, da der Aggregatzustand des Niederschlags im Modell mittels eines Parameters (T_0 , vgl. Kap. 3.1) bestimmt wird, der über die Massenbilanz kalibriert wurde und somit unabhängig vom gemessenen Schneeanteil des Sommerniederschlags ist.

Der Kumulativwert der Gletschermassenbilanz über den gesamten Zeitraum 1974/75-2002/03 wurde im Modell zur Kalibrierung verwendet. Dieser Schritt ist notwendig, da im HBV3-ETH9-Modell insbesondere die Schneeakkumulation und -verlagerung nur unzureichend erfasst wird. Ohne die Kalibrierung über die kumulierte Massenbilanz wird der Gletscherhaushalt des Modells deutlich unterschätzt. Die Tendenzen der Massenbilanz werden in 26 Jahren (90% des Gesamtzeitraums) korrekt wiedergegeben, d.h. ein gemessener Massenverlust wird auch als negative Bilanz vom Modell

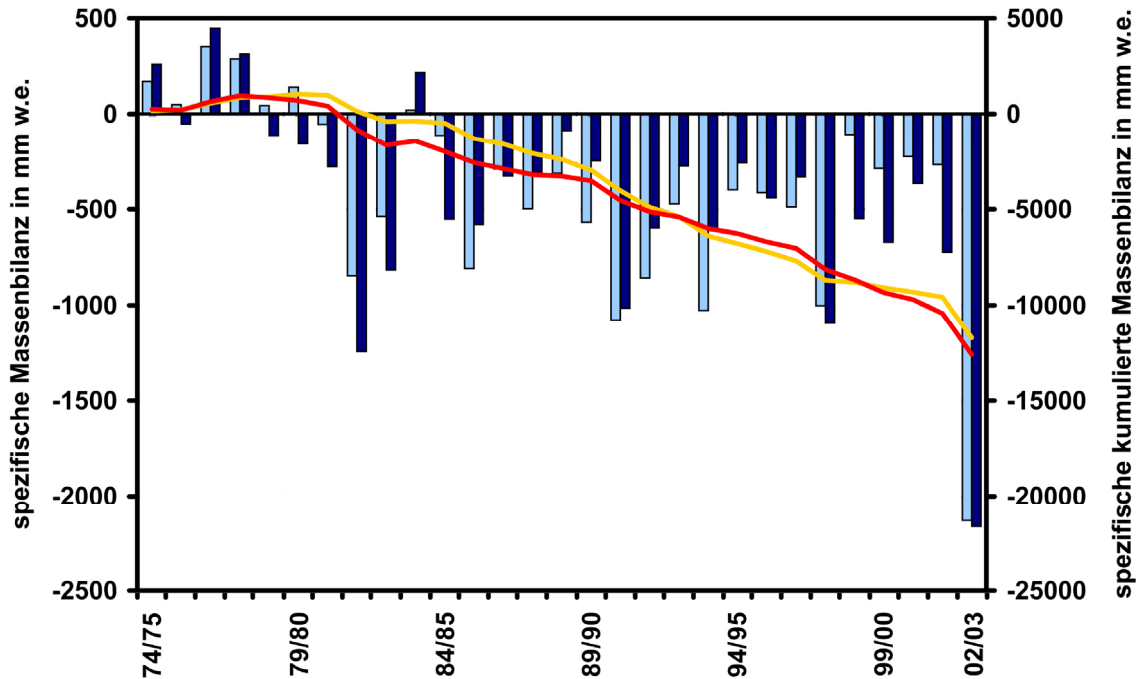


Abbildung 3: Vergleich zwischen gemessener (hellblau) und modellierter (dunkelblau) Massenbilanz. Die orange Linie gibt die kumulative Massenbilanz der Messreihe wieder, die rote diejenige der Modellierung.

ausgewiesen. In den drei Jahren, die laut Modell Massenverluste, nach der Messung aber Massengewinne aufweisen, liegen beide Werte im Genauigkeitsbereich der jeweiligen Methode und dürfen deshalb nicht überinterpretiert werden. Die zum Teil großen Unterschiede in den Jahreswerten zwischen Modell und Messung werden durch modellinterne Berechnungsalgorithmen verursacht und können deshalb nicht systematisch erklärt werden. Insgesamt wird 78% der jährlichen gemessenen Varianz vom Modell wiedergegeben. Die Mittelwerte (Messung = -400 mm w.e., Modell = -434 mm w.e.) sowie die Standardabweichung (Messung = 504 mm w.e., Modell = 514 mm w.e.) sind ebenfalls sehr ähnlich. Wie in Abb. 4 ersichtlich, wird die jährliche Abflusssumme vom Modell in 17 Jahren unterschätzt. Die absoluten Abweichungen zwischen den gemessenen und den berechneten Jahresabflüssen liegen im Mittel bei 10% der gemessenen Abflüsse. Da in den Abfluss als integrales Ergebnis des Modellierungsprozesses sowohl Gebietsniederschlag als auch Gletschermassenbilanz und deren jeweilige Simulationsalgorithmen eingehen, besteht die Gefahr, dass sich Modellierungsfehler aus den vorhergehenden Schritten weitervererben, verstärken oder auch kompensieren. Damit können die Abweichungen des Jahresabflusses nicht monokausal entweder aus Abweichungen in der modellierten Gletschermassenbilanz oder im Modellniederschlag erklärt werden. Auffällig erscheint jedoch, dass in

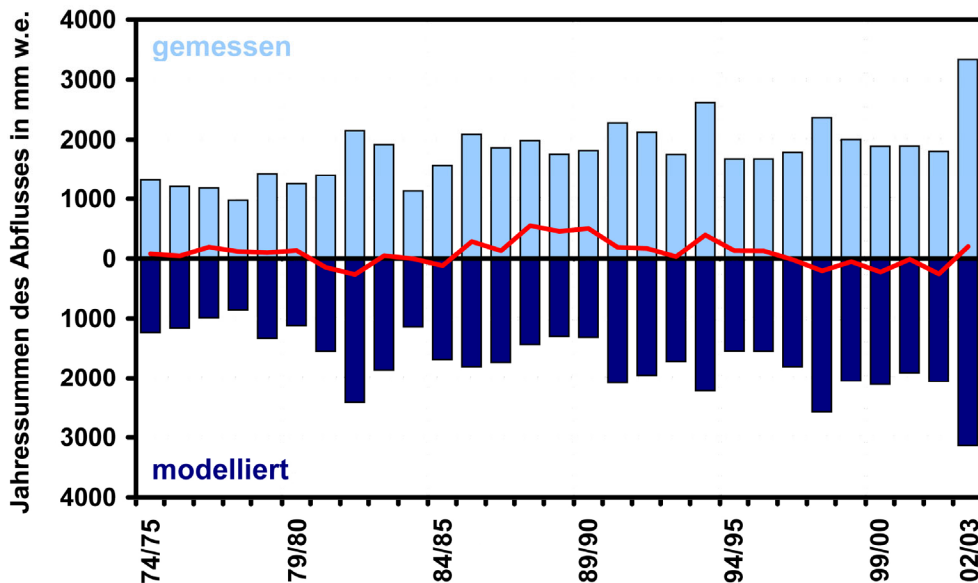


Abbildung 4: Vergleich zwischen gemessenem (hellblau) und modelliertem (dunkelblau) Abfluss. Die rote Linie stellt den Betrag der Differenz zwischen gemessenem und modelliertem Wert dar.

19 Jahren (66% des Gesamtzeitraums) eine modellierte Unterschätzung der Gletschermassenbilanz (also eine höhere Schmelzwasserspense) eine Überschätzung des Abflusses verursacht und umgekehrt. Dagegen führt eine modellinterne Unterschätzung des Gebietsniederschlags nur in 14 Jahren (48%) zu einer Unterschätzung des Abflusses. Ein Zusammentreffen beider Faktoren (Unterschätzung der Massenbilanz und Überschätzung des Gebietsniederschlags) führt nur in 10 Jahren (34%) zu einer Überschätzung des Abflusses und umgekehrt.

Neben Gletscherspense und Gebietsniederschlag wird im Modell zur Simulation des Jahreabflusses auch noch die Verdunstung modelliert. Im Gegensatz zu dem in der Bilanzierung der Messresultate verwendeten konstanten Wert von 170 mm zeigt das Modell bei dieser Komponente deutliche interannuelle Variationen sowie einen positiven Trend über den Untersuchungszeitraum. Der in Tab. 1 angegebene Mittelwert von 179 mm wird ab Beginn der neunziger Jahre bis auf eine Ausnahme stets überschritten, in den Jahren davor liegt die Verdunstung teilweise deutlich darunter. Auf Grund der Modellierungsmethodik ist dieser Trend allerdings direkt an die im selben Zeitraum ansteigenden Lufttemperaturen gekoppelt.

5 ZUSAMMENFASSUNG UND AUSBLICK

Die Komponenten der Wasserbilanz für das Einzugsgebiet des Vernagtferners sind als Mittelwerte für den Zeitraum 1974/75 bis 2002/03 in Tabelle 1 zusammengestellt. Sie zeigt, dass die Bilanz der gemessenen Komponenten einen Fehlbetrag von rund 200 mm aufweist. Da jede einzelne Komponente mit einer Unsicherheit von etwa der gleichen Größenordnung behaftet ist, kann man die gemessene Bilanz als hinreichend geschlossen bezeichnen. Dies zeigt auch der Vergleich zwischen Messung und Modellierung der einzelnen Komponenten. Die Übereinstimmung der Werte des festen Gebietsniederschlag AP_{sol} ist sehr gut, wobei der Messwert die Summe aus Winterniederschlag und dem im Sommer gefallenen Schnee enthält, da das Modell keine Unterscheidung zwischen diesen beiden Werten zulässt. Die Differenz zwischen gemessenem und modellierten flüssigen Niederschlag dürfte zumindest teilweise auf Verdunstungsverluste bei der Messung zurückzuführen sein, daneben kann bei beiden Werten die Grenztemperatur zwischen festem und flüssigem Niederschlag zu unterschiedlichen Abgrenzungen führen. Mittlerer Abfluss und mittlere Speicheränderung des Gletschers stimmen in

Modell wie auch Messung befriedigend überein, die durchschnittlichen Abweichungen liegen im Rahmen der Messgenauigkeit.

Tabelle 1: Mittlere spezifische Jahresbeträge der gemessenen und mit dem HBV3-ETH9-Modell berechneten Wasserbilanzkomponenten in mm w.e. (Periode 1974/75 – 2002/03)

	Gebietsniederschlag		Verdunstung	Speicheränderung		Abfluss
	AP_{sol}	AP_{liq}	E	$B_{Gletscher}$	B_{sonst}	Q
<i>gemessen</i>	1100	270	170	-400	-	1800
<i>modelliert</i>	1061	459	179	-434	63	1712

Mit:

AP_{so} = fester Gebietsniederschlag

l

AP_{liq} = flüssiger Gebietsniederschlag

B_{sonst} = sonstige, modellspezifische Speicher (Schnee, Grundwasser)

In dieser Arbeit konnte gezeigt werden, dass die Resultate des HBV3-ETH9-Modells über längere Zeiträume eine befriedigende Übereinstimmung mit den gemessenen Komponenten der Wasserhaushaltsgleichung zeigen. Diese Erkenntnis, zusammen mit der geringen Datenmenge, die für einen erfolgreichen Modelllauf benötigt werden, lässt das Modell auch für Szenariorechnungen geeignet erscheinen. Braun *et al.* (2000) geben für ein Szenario mit einer Verdopplung des CO_2 -Gehalts erste Ergebnisse für verschiedene Einzugsgebiete mit unterschiedlichem Vergletscherungsgrad an.

DANKSAGUNGEN

Langjährige Feldarbeiten im Hochgebirge erfordern eine Vielzahl von Helfern; stellvertretend für alle danken wir hier Ossi Reinwarth, dem früheren wissenschaftlichen Leiter der Kommission für Glaziologie, seinem Nachfolger Ludwig Braun, unserem Logistiker Erich Heucke, und den stets hilfsbereiten und einsatzfreudigen Diplomanden und Studenten Matthias Schulz, Julia Jaenicke und Tini Plattner. Ohne Markus W. Weber und Hermann Rentsch würden wichtige Grundlagen zu dieser Untersuchung nicht vorliegen.

LITERATUR

Bergström, S. (1976). Development and application of a conceptual runoff model for Scandinavian catchments. *Bulletin Series A*, 52.

Bergström, S. (1992). The HBV model – its structure and its applications. *SMHI RH No. 4*, April 1999.

Braun, L.N. and Renner, C. (1992). Application of a conceptual runoff model in different physiographic regions of Switzerland. *Hydrol. Sciences J.*, 37, 3, 6/1992, 217-231.

Braun, L.N., Grabs, W. and Rana, B. (1993). Application of a conceptual precipitation-runoff model in the Langtang Khola Basin, Nepal Himalaya. *IAHS Publ.* 218, 221-237.

- Braun, L.N., Aellen, M., Funk, M., Hock, R., Rohrer, M.B., Steinegger, U., Kappenberger, G., Müller-Lemans, H. (1994). Measurement and simulation of high alpine water balance components in the Linth-Limmern head watershed (North-Eastern Switzerland). *Zeitschr. f. Gletscherkd. und Glazialgeol.*, Bd. 30, 161-185.
- Braun, L.N., Weber, M., and Schulz, M. (2000). Consequences of climate change for runoff from Alpine regions. *Annals of Glaciology* 31, 19-25.
- Escher-Vetter, H. (1980). Der Strahlungshaushalt des Vernagtferners als Basis der Energiehaushaltsberechnungen zur Bestimmung der Schmelzwasserproduktion eines Alpengletschers. *Wiss. Mitt. Met. Inst. München*, Nr. 39, 115 S.
- Escher-Vetter, H., and Reinwarth, O. (1994). Two decades of runoff measurements (1974 to 1993) at the Pegelstation Vernagtbach/Oetztal Alps. *Zeitschr. f. Gletscherkd. und Glazialgeol.*, Bd. 30, 53-98.
- Ellenrieder, T., Braun, L.N., and Weber, M. (2002). Reconstruction of mass balance and runoff of Vernagtferner (Oetztal Alps) from 1895 to 1915. *Zeitschr. f. Gletscherkd. und Glazialgeol.*, Bd. 38(2), 165-178.
- Föhn, P.M.B. (1985). Besonderheiten des Schneeniederschlags. Der Niederschlag in der Schweiz. *Beiträge zur Geologie der Schweiz-Hydrologie* Nr. 31, 87-96.
- Fuchs, T., Rapp, J., Rubel, F., and Rudolf, B. (2001). Correction of synoptic precipitation observations due to systematic measuring errors with special regard to precipitation phases. *Physics and Chemistry of the Earth series C (Solar, Terrestrial and Planetary Science)* 26 (9), 689-693.
- Kubat, O. (1972). Die Niederschlagsverteilung in den Alpen mit besonderer Berücksichtigung der jahreszeitlichen Verteilung. *Veröff. d. Univ. Innsbruck 73, Alpenkundliche Studien 10*. Kommissionsverlag der Österreichischen Kommissionsbuchhandlung Innsbruck, Innsbruck
- Moser, H., Escher-Vetter, H., Oerter, H., Reinwarth, O., und Zunke, D. (1986). Abfluß in und von Gletschern. *GSF-Bericht 41/86, Teil I*, 408 S.
- Nash, J.E. and Sutcliffe, J.V. (1970). River flow forecasting through conceptual models. Part 1: A discussion of principles. *J. Hydrol.* 10 (3), 282-290
- Reinwarth, O., and Braun, L.N. (1998). Structural adaptation of a high-alpine gauging station (Vernagtbach, Oetztal Alps/Austria) to greatly enhanced glacial discharge. *Proceedings of the Intern. Conf. On Ecohydrology of High Mountain Areas*, Kathmandu, Nepal, 24-28 march, 1996, Eds. Chalise, S.R. et al., ICIMOD, Kathmandu, pp. 199-205.