

# Regionale Wasserbilanzkomponenten für Österreich auf Tagesbasis

## Regional Water Balance Components in Austria on a Daily Basis

von J. PARAJKA, R. MERZ und G. BLÖSCHL

### KURZFASSUNG/SUMMARY

Ein Wasserbilanzmodell wird für 538 österreichische Pegel Einzugsgebiete aufgestellt. Das Modell wird gleichzeitig an Abfluss- und Schneedaten geeicht. Die Verifikation zeigt, dass das Modell die wesentlichen Eigenschaften der Dynamik der Wasserbilanz gut beschreibt. Mittlere Wasserbilanzgrößen für den Zeitraum 1. November 1976 bis 31. Oktober 1997, jeweils unterteilt in Frühling, Sommer, Herbst und Wintermonate, werden in Kartenform dargestellt. Die Wasserbilanzkomponenten sind der korrigierte Niederschlag, die aktuelle Verdunstung, die Abflusshöhe und der Schneewasserwert. Zusätzliche Kenngrößen, die in ähnlicher Form dargestellt werden, sind die Anzahl der Tage mit Schneeschmelze, der Q<sub>95</sub> Niederwasserdurchfluss, der Q<sub>5</sub> Hochwasserdurchfluss sowie die Anteile der Abflusskomponenten (Oberflächenabfluss, Interflow und Basisabfluss) am Gesamtabfluss. Abschließend werden die Wasserbilanzkomponenten für Pegel Einzugsgebiete der mittleren Seehöhe der Gebiete gegenübergestellt.

*A water balance model is set up for 538 gauged catchments in Austria. The model is simultaneously calibrated on stream flow and snow data. The verification indicates that the model represents well the main characteristics of the water balance dynamics. The mean water balance components for the period of November 1, 1976 to October 31, 1997, stratified by spring, summer, autumn and winter months, are presented as maps. The water balance components shown are corrected precipitation, actual evapotranspiration, runoff depth and snow water equivalent. Additional characteristics presented in similar maps are the Q<sub>95</sub> low flows, the Q<sub>5</sub> flood flows and the runoff components (surface runoff, interflow, base flow). The mean water balance components of gauged catchments are also analysed as a function of mean catchment altitude.*

### 1. EINLEITUNG

Die Kenntnis der Komponenten des Wasserkreislaufes in Einzugsgebieten ist eine Grundlage zur Lösung vielfältiger wasserwirtschaftlicher Aufgaben (GUTKNECHT, 1994). In einer einflussreichen Arbeit stellte KRESSER (1965) die mittlere Wasserbilanz für das gesamte österreichische Bundesgebiet auf. Später wurde diese Wasserbilanz für den Zeitraum 1961 bis 1990 aktualisiert (KRESSER, 1994). Für den gesamten Donauraum wurden im Rahmen des ICH Programms (Regional IHP-Cooperation of the Danube countries, 1988; BEHR, 1994) Karten der mittleren jährlichen Wasserbilanzgrößen publiziert. BAUMGARTNER et al. (1983) weist die mittleren jährlichen Komponenten für den gesamten Alpenraum mit besonderer Berücksichtigung der Höhenabhängigkeit aus. Derartige Wasserbilanzrechnungen gehen von der Wasserbilanzgleichung aus, bei der die Gebietsverdunstung als Restglied bei gegebenem Niederschlag und Abfluss ausgewiesen wird. Um die Änderung des Speichertums (Bodenfeuchte, Schnee), die nicht genau bekannt ist, vernachlässigen zu können, wird die Bilanz in erster Linie für mehrere Jahrzehnte angesetzt. Die Bilanzierung wird vorrangig für große Flussgebiete durchgeführt, für die lange Abflussreihen vorliegen.

Für zahlreiche aktuelle Fragestellungen ist jedoch die Kenntnis der Wasserbilanzgrößen in einer feineren

zeitlichen und räumlichen Auflösung wünschenswert. Auch die hohen und niedrigen Abflüsse, die Abflusskomponenten und die Rolle des Schnees im Wasserkreislauf ist räumlich detailliert von großem Interesse. Zur Bestimmung der Wasserbilanz mit feinerer Auflösung stehen eine Reihe von Modellen zur Verfügung (siehe z. B. SINGH, 1995), bei denen die Dynamik der Wasserbilanz in Einzugsgebieten beschrieben wird. Um genaue Ergebnisse zu erhalten, müssen die Parameter derartiger Wasserbilanzmodelle an beobachteten Abflüssen geeicht werden. Allerdings zeigten zahlreiche Arbeiten (z. B. BEVEN und BINLEY, 1992; MERZ und BLÖSCHL, 2004), dass die aus dem Abfluss bestimmten Modellparameter mit beträchtlichen Unsicherheiten behaftet sind. Diese Unsicherheiten kommen besonders dann zum Tragen, wenn Zustandsgrößen (z. B. Schnee) und andere interne Variablen (z. B. Abflusskomponenten) des Modells ausgewertet werden.

Eine Möglichkeit, die Parameterunsicherheit deutlich zu reduzieren, ist zusätzlich zum Abfluss weitere Beobachtungsdaten zur Eichung und zur Verifikation des Modells heranzuziehen (KUCZERA und MROCKOWSKI, 1998; GRAYSON und BLÖSCHL, 2000; GRAYSON et al., 2002). Für österreichische Verhältnisse bieten sich insbesondere Schneedaten für diesen Zweck an (BLÖSCHL et al., 2002). Ziel dieser Arbeit ist es nun, für

Österreich die Wasserbilanzgrößen mit hoher räumlicher und zeitlicher Auflösung auszuweisen, wobei die modellmäßige Beschreibung sowohl auf Abflussdaten als auch auf Schneedaten abgestützt ist.

### 2. METHODE

#### 2.1 Daten

Die in der vorliegenden Arbeit verwendeten Datensätze beziehen sich auf das gesamte österreichische Bundesgebiet für den Zeitraum 1976 bis 1997. Als Eingangsdaten in das Modell wurden Tageswerte des Niederschlages (1029 Stationen) und Tageswerte der Lufttemperatur (212 Stationen) herangezogen. Die täglichen Werte des Niederschlages wurden räumlich mittels External Drift Kriging (DEUTSCH und JOURNAL, 1997) mit der Seehöhe als Zusatzinformation interpoliert. Die Lufttemperatur wurde ebenfalls mit der Seehöhe als Zusatzinformation interpoliert, wobei jedoch Trendinterpolation auf Basis kleinster Quadrate (PEBESMA, 2001) zur Anwendung kam, da diese in der Kreuzvalidierung bessere Interpolationsergebnisse lieferte. Mit diesen Ansätzen war es möglich, die für Österreich wichtige Höhenabhängigkeit dieser Variablen einzubeziehen.

Zur Eichung und Verifikation des Wasserbilanzmodells wurden beobachtete Tagesabflüsse herangezogen. Alle Pegelreihen wurden in einem ers-

ten Schritt auf Datenfehler hin untersucht. In einem zweiten Schritt wurden alle Pegel mit signifikanten anthropogenen Beeinflussungen ausgeschlossen (PIOCK-ELLENA und BLÖSCHL, 1998). Als signifikante Beeinflussung wurde angesehen, wenn das Verhältnis von künstlichem Speichervolumen zu Gebietsfläche größer als 0,2 m gewesen ist oder die effektive Fläche von Zu- und Ableitungen 50 % der topographischen Einzugsgebietsfläche überschritten hat. In einem dritten Schritt wurden solche Gebiete ausgeschlossen, in denen die langjährige Wasserbilanz selbst näherungsweise nicht geschlossen werden konnte. Dies war in einigen Karstgebieten und in Gebieten mit einem markanten Grundwasserfluss über die topographischen Gebietsgrenzen hinweg der Fall. Die Anzahl der nach diesen Voruntersuchungen zur Verfügung stehenden Pegel mit zugehöriger Reihenzahl ist in Abb. 1 ausgewiesen (538 Pegel mit bis zu 22 Jahren). Diese sind die Basis für die weiteren Berechnungen. Die Einzugsgebietsflächen bewegen sich zwischen 10 und 25000 km<sup>2</sup> mit einem Median von 135 km<sup>2</sup>.

Zur Eichung und Verifikation des Wasserbilanzmodells wurden ferner tägliche gemessene Schneehöhen an 1029 Stationen herangezogen. Die Schneehöhen wurden visuell auf Datenfehler hin untersucht. Die Schneehöhen wurden sodann mittels External Drift Kriging für jeden Tag räumlich interpoliert.

## 2.2 Modell

Das hier verwendete Modell ist ein kontinuierliches Konzeptmodell (Soil

moisture accounting scheme) auf Tagesbasis (BERGSTROM, 1976; LINDSTRÖM et al., 1997). Es besteht aus einem Schneemodul, einem Modul zur Berechnung der Bodenfeuchte und einem Abflussmodul. Im Schneemodul wird der Aggregatzustand des Niederschlages als Funktion der mittleren täglichen Lufttemperatur  $T$  bestimmt:

$$N_s = x \cdot N \quad x = 0 \text{ wenn } T \geq T_r \quad x = 1 \text{ wenn } T \leq T_s \quad x = \frac{T_r - T}{T_r - T_s} \text{ wenn } T_s < T < T_r$$

$$N_r = (1 - x) \cdot N, \quad (1)$$

wobei  $N$  die tägliche Niederschlags-summe,  $N_s$  Schneefall und  $N_r$  Regen sind.  $T_s$  bzw.  $T_r$  sind die untere bzw. obere Grenztemperatur für festen bzw. flüssigen Niederschlag. Der im Modell akkumulierte Schnee schmilzt ab einer Temperatur  $T_m$ . Die tägliche Schmelzrate  $N_m$  wird mittels des Grad-Tag Faktor (GTF) Konzeptes berechnet:

$$N_m = (T - T_m) \cdot GTF \quad \text{wenn } T > T_m \text{ und } SWE > 0$$

$$N_m = 0 \quad \text{anderenfalls,} \quad (2)$$

wobei  $SWE$  das Schneewasseräquivalent (oder Schneewasserwert) ist. Systematische Messfehler des Schneeniederschlags werden durch einen Schneekorrekturfaktor  $SKF$  berücksichtigt. Der Schneekorrekturfaktor  $SKF$  wurde aus der Wasserbilanz für jedes Gebiet als Eichfaktor ermittelt. Ein Vorteil der Wasserbilanzmethode zur Bestimmung des Schneekorrekturfaktors gegenüber alternativen Methoden (z. B. SEVRUK, 1985) ist vor allem für alpine Gebiete gegeben, in denen die mittlere Jahresverdunstung im Vergleich zu den anderen Wasserbilanz-

komponenten klein ist, die Messung des Niederschlages ziemlich unsicher ist, aber die Messung des Abflusses vergleichsweise genau ist. Die Änderung des Schneewasseräquivalents von Tag  $i-1$  zu Tag  $i$  bei Schneefall berechnet sich dann zu:

$$SWE_i = SWE_{i-1} + (SKF \cdot N_s - N_m) \cdot \Delta t, \quad (3)$$

wobei  $\Delta t$  der Zeitschritt (1 Tag) ist.

Im Bodenfeuchtemodul (Abb. 2) wird die Bodenfeuchte in der obersten Bodenzone  $S_{bf}$  bilanziert:

$$S_{bf,i} = S_{bf,i-1} + N_r + N_m - E_a. \quad (4)$$

$E_a$  ist die aktuelle Gebietsverdunstung. Sie wird als Funktion der potenziellen Verdunstung  $E_p$  und der Bodenfeuchte in der obersten Bodenzone  $S_{bf}$  berechnet:

$$E_a = E_p \cdot \frac{S_{bf}}{LP} \quad \text{wenn } S_{bf} < LP$$

$$E_a = E_p \quad \text{anderenfalls,} \quad (5)$$

wobei der Parameter  $LP$  diejenige Bodenfeuchte beschreibt, ab der die aktuelle Verdunstung gleich der potenziellen Verdunstung ist. Die potenzielle Verdunstung wurde aus den täglichen Mittelwerten der Lufttemperatur und der potenziellen Sonnenscheindauer mittels des modifizierten Blaney-Criddle Verfahrens (DVWK, 1996) berechnet. Zur Verifikation wurden die hier ermittelten Werte mit zwei unabhängigen Ansätzen verglichen (PARAJKA et al., 2003). Ein Vergleich mit einer Karte der langjährigen mittleren potenziellen Verdunstung in DOBESCH (2003) zeigte für 75 % des Bundesgebietes eine Differenz kleiner als  $\pm 50$  mm und eine ähnliche Höhenabhängigkeit. Im Mittel für Österreich sind die hier verwendeten Werte allerdings etwas größer. Deshalb wurde für 41 Stationen mit Strahlungsdaten die Ergebnisse beider Ansätze mit der potenziellen Verdunstung berechnet nach PENMAN (DVWK, 1996) verglichen (Abb. 3). Die Werte auf Basis des Blaney-Criddle Ansatzes geben eine etwas bessere Übereinstimmung mit den Werten nach Penman als die in DOBESCH (2003) ausgewiesenen Werte. Die Unterschiede könnten nicht nur auf die unterschiedlichen Verfahren, sondern auch zum Teil auf die unterschiedliche Bezugsperiode (1961–1990 im Fall von DOBESCH, 2003) zurückzuführen sein. Eine zutreffende Einschätzung der potenziellen Verdunstung ist für die Wasserbilanzmodellierung insbesondere in den

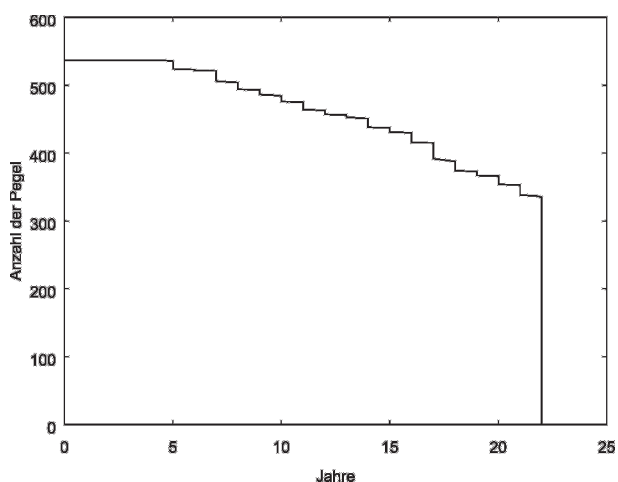


Abb. 1. Summenhäufigkeitsverteilung der Reihenzahl der Abflussdaten

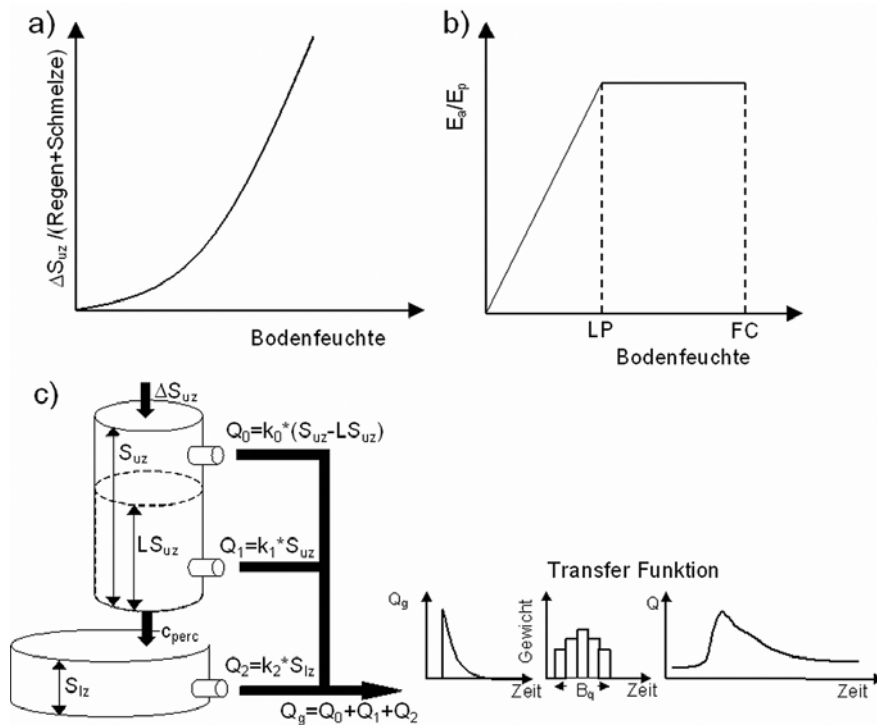


Abb. 2. Komponenten des Wasserbilanzmodells. a), b) Bodenfeuchtemodul; c) Abflussmodul

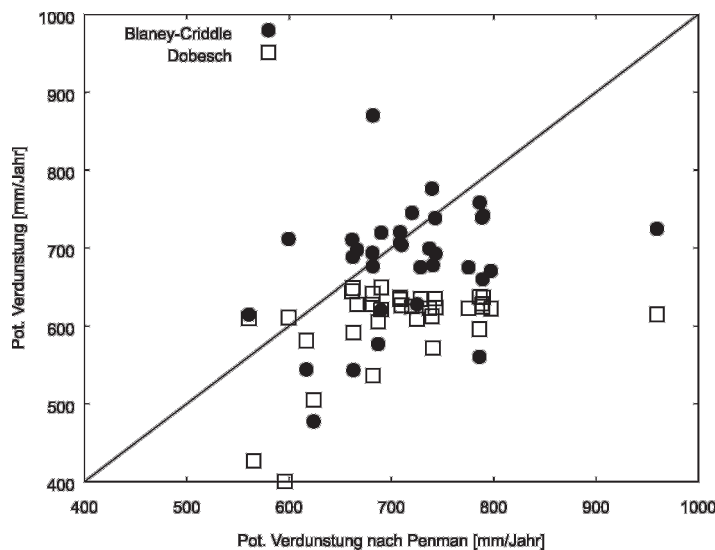


Abb. 3. Mittlere jährliche potenzielle Verdunstung berechnet nach dem Verfahren von BLANEY-CRIDDLE bzw. nach DOBESCH aufgetragen gegen die potenzielle Verdunstung berechnet nach dem Verfahren von PENMAN für 41 Klimastationen

Gebieten im Osten Österreichs, in denen die Verdunstung einen erheblichen Anteil an der jährlichen Wasserbilanz bestreitet, wichtig.

Der zum Abfluss beitragende Teil  $\Delta S_{uz}$  von Regen und Schneeschmelze ist eine nichtlineare Funktion von  $S_{bf}$ :

$$\Delta S_{uz} = \left( \frac{S_{bf}}{FC} \right)^\beta \cdot (N_r + N_m). \quad (6)$$

$FC$  und  $\beta$  sind Modellparameter.  $FC$  ist die maximale Speicherkapazität in der obersten Bodenzone,  $\beta$  ist ein

Maß für die Nichtlinearität der Abflussbildung. Bei vollständiger Sättigung der obersten Bodenzone ( $S_{bf} = FC$ ) trägt der gesamte Regen und die gesamte Schneeschmelze zum Abfluss bei. Bei nicht vollständiger Sättigung ( $S_{bf} < FC$ ) tragen Regen und Schneeschmelze zur Erhöhung von  $S_{bf}$  bei. Eine Verringerung von  $S_{bf}$  erfolgt nur durch Verdunstung.

Der Abflussmodul (Abb. 2) besteht aus zwei die unterschiedlichen Boden-zonen beschreibenden Speichern so-

wie einer Transferfunktion für die Abflusskonzentration im Vorfluter. Der zum Abfluss beitragende Teil  $\Delta S_{uz}$  des Niederschlages und der Schmelze fließt in die obere Bodenzone. Der Speicherinhalt der oberen Bodenzone  $S_{uz}$  entleert sich auf drei Wegen: mit einer konstanten Perkolationsrate  $c_{perc}$  in die untere Bodenzone; proportional zum Speicherinhalt (Speicherkonstante  $k_1$ ) in den Abfluss; und bei Überschreitung der Speicherfüllung  $LS_{uz}$  mit einer schnellen Speicherkonstante  $k_0$  in den Abfluss. Die untere Bodenzone entleert sich mit einer langsamen Speicherkonstante  $k_2$  in den Abfluss. Die drei Abflussanteile  $Q_0$ ,  $Q_1$  und  $Q_2$  können näherungsweise als Abflusskomponenten interpretiert werden.  $Q_0$  ist der schnellste Abflussanteil und steht für den Oberflächenabfluss.  $Q_1$  ist ein mittlerer Abflussanteil und steht für den Interflow.  $Q_2$  ist der langsamste Abflussanteil und steht für den Basisabfluss. Die Abflusskonzentration wird durch Faltung der Summe der Abflussanteile  $Q_g$  mit einer dreiecksförmigen Transferfunktion beschrieben. Die Basisdauer  $B_q$  der Transferfunktion

$$B_q = B_{\max} - c_{route} \cdot Q_g \quad \text{wenn } (B_{\max} - c_{route} \cdot Q_g) \geq 1$$

$$B_q = 1 \quad \text{anderenfalls} \quad (7)$$

ist selbst eine Funktion der Summe der Abflussanteile  $Q_g$  und damit nichtlinear.  $B_{\max}$  ist die Basisdauer bei Niederschlag und  $c_{route}$  ist ein freier Parameter.

Insgesamt besitzt das Modell in der vorliegenden Version 15 Parameter. Auf Basis von Sensitivitätsanalysen wurde ein Parameter als konstant angesetzt ( $B_{\max} = 10$  Tage). Die anderen 14 Parameter ( $T_s$ ,  $T_r$ ,  $T_m$ ,  $GTF$ ,  $SKE$ ,  $FC$ ,  $\beta$ ,  $LP$ ,  $c_{perc}$ ,  $LS_{uz}$ ,  $k_0$ ,  $k_1$ ,  $k_2$ ,  $c_{route}$ ) wurden aus der Eichung mittels Abflussdaten und Schneeedaten für jedes Pegel-einzugsgebiet bestimmt. Die Einzugsgebiete wurden in Höhenstreifen zu je 200 m Seehöhe unterteilt. Für die Höhenstreifen innerhalb eines Pegel-einzugsgebietes wurden unterschiedliche Eingangsdaten aber die gleichen Modellparameter angesetzt.

### 2.3 Parameterschätzung

Während hydrologische Modelle meist manuell durch einen Vergleich simulierter und beobachteter Abflussganglinien geeicht werden, war dies in der vorliegenden Arbeit wegen der großen Anzahl von Gebieten nicht möglich. Deshalb wurde ein automatisches Ver-

fahren herangezogen. Als Maße der Güte der Abflusssimulationen wurde die Modelleffizienz,  $ME$ , nach NASH und SUTCLIFFE (1970) sowie der Volumenfehler,  $VE$ , gewählt:

$$ME = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Q_{beob,i} - Q_{sim,i})^2}{\sum_{i=1}^n (Q_{beob,i} - \bar{Q}_{beob})^2}, \quad (8)$$

wobei  $Q_{beob,i}$  und  $Q_{sim,i}$  der beobachtete und simulierte Abfluss am Tag  $i$  und  $\bar{Q}_{beob}$  der mittlere beobachtete Abfluss der Eichperiode von  $n$  Tagen sind. Eine Modelleffizienz  $ME$  von 1 bedeutet eine perfekte Übereinstimmung der simulierten mit der beobachteten Abflussganglinie. Kleinere Werte bedeuten eine schlechtere Übereinstimmung. Der Volumenfehler  $VE$  ist die normierte Differenz zwischen beobachtetem und simuliertem Abfluss über die berechnete Periode:

$$VE = \frac{\sum_{i=1}^n Q_{sim,i} - \sum_{i=1}^n Q_{beob,i}}{\sum_{i=1}^n Q_{beob,i}}. \quad (9)$$

$VE = 0$  bedeutet, dass das Modell keinen systematischen Fehler aufweist, d. h. das berechnete Abflussvolumen mit dem beobachteten Abflussvolumen übereinstimmt. Positive Volumenfehler weisen auf eine Überschätzung der Abflüsse durch das Modell hin, negative Volumenfehler auf eine Unterschätzung. Diese beiden Maßzahlen wurden in einer Zielfunktion  $Z_{Abfluss}$  zur Parametereichung kombiniert:

$$Z_{Abfluss} = w_1 (1 - ME) + w_2 |VE| \quad (10)$$

Auf Basis von Testrechnungen und Literaturwerten (BERGSTRÖM, 1976) wurden die Gewichte zu  $w_1 = 1$  und  $w_2 = 0,1$  gewählt.

Wie erwähnt kann es bei der Eichung eines Wasserbilanzmodells ausschließlich auf Basis von Abflussdaten zu erheblichen Unsicherheiten bei den Modellparametern und damit zu bedeutenden Fehleinschätzungen berechneter Schneekenngrößen, Abflusskomponenten u. ä. kommen. Deshalb wurden zusätzlich Schneedaten für die Eichung verwendet. Zur Quantifizierung der Güte der Schneesimulationen wurde ein Fehlermaß  $Z_{Schnee}$  herangezogen. Das Fehlermaß beschreibt die Anzahl der Tage mit nichtübereinstimmender Klassifikation der Schneebedeckung von Simulation und Daten:

$$Z_{Schnee} = \sum_{i=1}^n \text{Tage} |(\text{Schnee}_{beob} \neq \text{Schnee}_{sim})|. \quad (11)$$

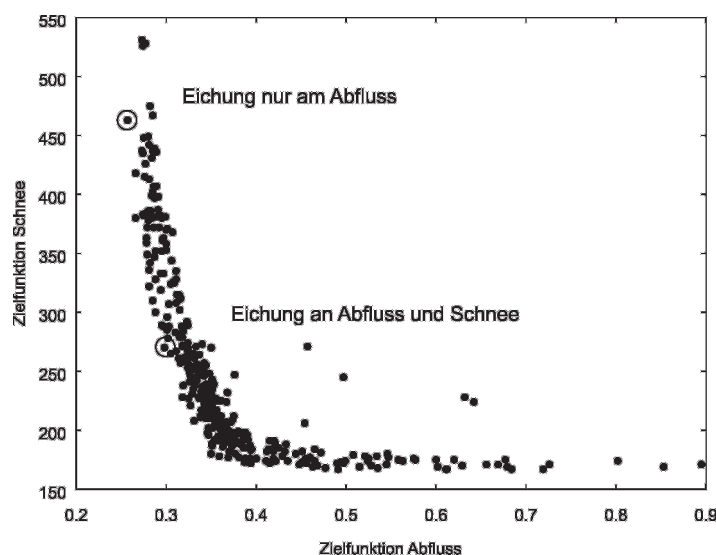


Abb. 4. Pareto-Zielfunktionen (Gl. (10) und (11)) für das Pegelinzugsgebiet Wienerbruck am Ötscherbach. Jeder Punkt entspricht einem Parametersatz

Bei der Beobachtung wurde ein Höhenstreifen eines Gebietes für einen bestimmten Tag als schneebedeckt klassifiziert, wenn die mittlere Schneehöhe, interpoliert aus den beobachteten Daten, größer als 0,5 mm war. Bei der Simulation wurde ein Höhenstreifen eines Gebietes für einen bestimmten Tag als schneebedeckt klassifiziert, wenn  $SWE > 0,1$  mm war. Als Nichtübereinstimmung der Schneebedeckung eines Gebietes wurde gewertet, wenn weniger als die Hälfte aller Höhenstreifen des Gebiets bei Simulation und Beobachtung die gleiche Schneebedeckungsklassifizierung aufwies.

Die beiden Zielfunktionen,  $Z_{Abfluss}$  und  $Z_{Schnee}$ , wurden nun mit Hilfe einer Pareto Funktion kombiniert, die das Abwägen des Einflusses der beiden Zielfunktionen auf die Eichung erlaubt. Der MOSCEM-Algorithmus (VRUGT et al., 2003) wurde dafür herangezogen. Der Algorithmus bestimmt für jedes Gebiet diejenigen Parameterkombinationen, die jede der beiden Zielfunktionen optimieren. In Abb. 4 ist als Beispiel die Pareto Funktion für das Gebiet Wienerbruck am Ötscherbach dargestellt. Horizontal ist die zu minimierende Zielfunktion für die Abflusssimulation aufgetragen, vertikal ist die zu minimierende Zielfunktion für die Schneesimulation aufgetragen. Jeder Punkt stellt einen möglichen Parametersatz dar. Wenn nur der Abfluss zur Eichung herangezogen wird, wird zwar  $Z_{Abfluss}$  minimiert, nicht jedoch  $Z_{Schnee}$ . Bei zusätzlicher Berücksichtigung der Schneedaten liegt zwar  $Z_{Abfluss}$  nicht mehr am

kleinsten Wert, die Schneesimulationen werden jedoch deutlich verbessert, ohne die Abflusssimulationen wesentlich zu verschlechtern. Die beiden Zielfunktionen wurden wie folgt kombiniert: Innerhalb eines Bereiches zwischen dem kleinsten Wert für  $Z_{Abfluss}$  und einem um 15 % erhöhten Wert für  $Z_{Abfluss}$  wurde der kleinste Wert für  $Z_{Schnee}$  gesucht und der entsprechende Parametersatz als optimales Eichergebnis angesehen. Damit werden die Abflusssimulationen im Vergleich zum Optimum nur geringfügig verschlechtert (maximal um 15 %), die Schneesimulationen werden aber deutlich verbessert. Mit Hilfe dieser Methode wurden für alle Pegelinzugsgebiete die Modellparameter unter Verwendung der Daten aus dem Zeitraum 1987 bis 1997 geeicht. Die erste 300 Tage wurden dabei als Anlaufphase (warm up period) angesehen und nicht in die Zielfunktionen einbezogen. Zur Überprüfung der Modellgüte wurde das Modell für einen unabhängigen Zeitraum (1976 bis 1986) mit einer entsprechenden Anlaufphase verifiziert.

Abbildung 5 zeigt eine Gegenüberstellung der Ergebnisse von Eichung und Verifikation. Jeder Punkt stellt ein Pegelinzugsgebiet dar. Links ist die Modelleffizienz  $ME$  nach NASH und SUTCLIFFE aufgetragen. Im Mittel über alle Pegelinzugsgebiete ist die  $ME$  Modelleffizienz 0,71 für die Eichperiode und 0,68 für die Verifikationsperiode. Sie liegt im Bereich der Werte der Literatur (z. B. SEIBERT, 1999) und ist etwas besser als die Werte anderer regionaler Auswertungen (z. B.



PERRIN et al., 2001; MERZ und BLÖSCHL, 2004). Die mittlere Abnahme der Modelleffizienz bei Übergang vom Eich- auf den Verifikationszeitraum ist gering, und deshalb ist anzunehmen, dass keine übermäßige Anpassung (overfitting) an die Daten vorliegt, die unerwünscht wäre.

Abbildung 5 Mitte zeigt die Volumenfehler des Abflusses, ausgedrückt als Prozent des beobachteten Abflusses. Im Mittel ist der Volumenfehler bei der Eichung null. Bei der Verifikation unterschätzt das Modell den Abfluss im Mittel geringfügig. Für die meisten Gebiete bewegt sich der Fehler im Bereich weniger Prozent, für manche Gebiete sind die Fehler allerdings größer. Abbildung 5 rechts zeigt das Fehlermaß für den Schnee (ausgedrückt als Tage bezogen auf den Eich- bzw. Verifikationszeitraum). Im Mittel über alle Pegelbezugsgebiete ist das Fehlermaß etwa 200 Tage. Das bedeutet, dass an ca. 5 % des Eich- bzw. Verifikationszeitraumes von 3715 Tagen die Schneebedeckung nicht richtig simuliert wird. Es treten bedeutende Unterschiede zwischen den Einzugsgebieten auf.

Generell streuen die Werte im Verifikationsfall stärker als im Eichfall. Bei der Modelleffizienz  $ME$  nach NASH und SUTCLIFFE für den Abfluss ist die Anzahl der Gebiete, für die sich z. B. ein Wert kleiner 0,4 ergibt, im Verifikationsfall deutlich größer als im Eichfall. Die größere Streuung dürfte auf zwei Effekte zurückzuführen sein. Ein Effekt dürften Datenungenauigkeiten in einer der beiden Perioden sein, die zwar im Eichfall durch die Modell-

eichung ausgeglichen werden, im Verifikationsfall jedoch zum Tragen kommen. Der zweite Effekt könnte auf das Vorherrschen unterschiedlicher hydrologischer Situationen in der Eich- bzw. Verifikationsperiode zurückzuführen sein, für die die Eichparameter nicht gleichermaßen optimal sind.

Abbildung 6 zeigt die räumliche Verteilung der Ergebnisse von Eichung und Verifikation. Im Westen Österreichs ist die Modelleffizienz des Abflusses (Abb. 6 oben) sowohl bei der Eichung als auch bei der Verifikation deutlich höher als im Osten Österreichs. Niederschlagsreiche Gebiete mit hohen Abflussspenden dürften generell genauer durch ein Wasserbilanzmodell beschreibbar sein als trockene Gebiete. In Abb. 6 Mitte sind die Volumenfehler des Abflusses dargestellt. In Teilen der nördlichen Kalkalpen unterschätzt das Modell die Abflüsse sogar bei der Eichung. Dies könnte auf Karsteinflüsse (unterirdischer Zufluss in die Pegelbezugsgebiete) zurückzuführen sein. In dieser Arbeit wurden topographische Einzugsgebietsflächen herangezogen. Bei detaillierteren Wasserbilanzuntersuchungen müsste auf das hydrologische Einzugsgebiet näher eingegangen werden. In der Steiermark und Kärnten überschätzt das Modell den Abfluss bei der Eichung in einigen Gebieten. Die Verifikation gibt generell deutlich größere Volumenfehler als die Eichung, wobei meist eine Unterschätzung des Abflusses auftritt. Das Fehlermaß für den Schnee (Abb. 6 Mitte) zeigt ebenfalls gewisse Muster. In den Bereichen Ötztal, Obere Isel, und in Teilen des niederösterrei-

chischen Alpenvorlandes und der Oststeiermark ist das Fehlermaß für den Schnee überdurchschnittlich groß. Dies könnte sowohl mit Unsicherheiten der Schneehöhenbeobachtungen als auch mit Unsicherheiten im Zusammenhang mit dem Schließen der Wasserbilanz zusammenhängen. In Salzburg ist das Fehlermaß für den Schnee hingegen deutlich kleiner als im übrigen Bundesgebiet. Die Fehler für den Verifikationszeitraum sind nur geringfügig größer als die Fehler des Eichzeitraumes. Dies ist als günstig für eine zutreffende Schätzung der Modellparameter anzusehen.

Aus Genauigkeitsgründen wurden die Abflussberechnungen für gesamte Pegelbezugsgebiete und nicht für Zwischeneinzugsgebiete durchgeführt. Deshalb sind die Flächen in der Nähe der Donau in Abb. 6 ausgespart. In ähnlicher Weise sind manche Grenzbereiche nicht durch die Simulationen abgedeckt, da keine zuverlässigen Pegelstände am Unterlieger zur Verfügung standen. Für große Pegelbezugsgebiete wurden die Werte für diejenigen Flächen dargestellt, die nicht durch die darin liegenden kleineren Pegelbezugsgebiete überdeckt wurden.

### 3. ERGEBNISSE

#### 3.1 Saisonale Wasserbilanzkomponenten

Abbildung 7 zeigt die räumlichen Muster der saisonalen Wasserbilanz für den Zeitraum 1. November 1976 bis 31. Oktober 1997. Für die unter Frühling angeordneten Muster wurden die Wasserbilanzgrößen der Tages-

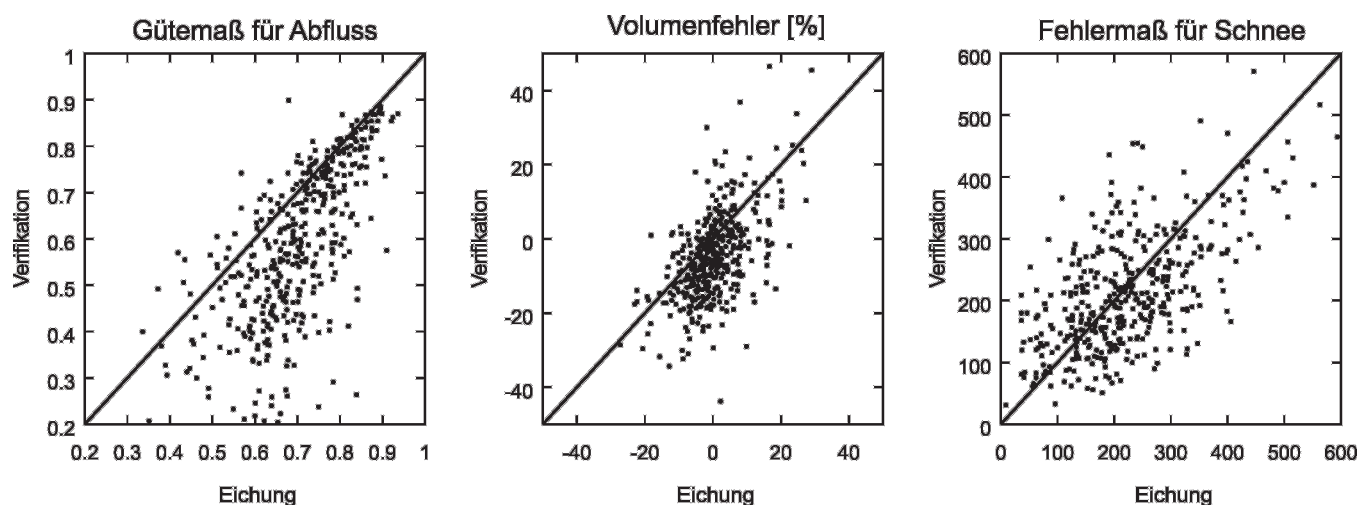


Abb. 5. Links: Modelleffizienz für den Abfluss (Gl. (8)). Mitte: Volumenfehler für den Abfluss (Gl. (9)). Rechts: Fehlermaß für den Schnee ausgedrückt als Tage bezogen auf den Eich- bzw. Verifikationszeitraum (Gl. (11)). Eichzeitraum: 1987–1997; Verifikationszeitraum 1976–1986. Jeder Punkt entspricht einem Pegelbezugsgebiet

werte der Monate März bis Mai zusammengefasst, jeweils über die 21 hydrologischen Jahre gemittelt. Sommer entspricht dem Mittelwert der Monate Juni bis August, Herbst entspricht den Monaten September bis November und Winter entspricht den Monaten Dezember bis Februar. Die oberste Reihe in Abb. 7 zeigt den gemessenen Niederschlag. Die größten Werte des Niederschlages treten im Sommer auf. Auch regional zeigen sich markante Unterschiede. Die höchsten Niederschlagsmengen fallen in den Staulagen am Alpennordrand, während im Osten aber auch im inneralpinen Bereich Österreichs geringere Niederschlagsmengen fallen. Deutlich ist der Einfluss der Topographie im alpinen Bereich zu erkennen. So sind die Niederschlagsmengen für die höheren Gebietsteile etwa doppelt so groß wie in den Tälern. Interessant ist der Unterschied zwischen unkorrigierten Niederschlägen (Abb. 7 oberste Reihe) und den mit dem Schneekorrekturfaktor *SKF* korrigierten Niederschlägen (Abb. 7 zweite Reihe von oben). Für die Wintermonate sind die korrigierten Niederschläge bis zu 30 % größer. In den anderen Monaten sind die Unterschiede geringer. Messfehler des Schneesniederschlages sind vor allem auf den Windeinfluss zurückzuführen. In dieser Arbeit wurde diese Korrektur auf Basis der beobachteten Abflüsse durchgeführt. Alternative Methoden auf Basis von Windmessungen (z. B. SEVRUK et al., 1998) geben Korrekturwerte, die in der gleichen Größenordnung, manchmal auch größer sind.

Die aktuelle Verdunstung (Abb. 7) zeigt ausgeprägtes saisonales Verhalten mit den größten Werten im Sommer und den kleinsten Werten im Winter. Dies ist auf die Unterschiede in der Verfügbarkeit von Energie für die Verdunstung zurückzuführen. Die größeren Verdunstungswerte im Frühling im Vergleich zum Herbst dürften jedoch vor allem auf das größere Wasserangebot in den Gebieten zufolge Schneeschmelze zurückzuführen sein.

Im Frühling ist die aktuelle Verdunstung näher der potenziellen Verdunstung als im Herbst. In den alpinen Gebieten ist die Verdunstung deutlich kleiner als in den niederen Gebieten im Osten Österreichs.

Abbildung 7 zeigt ferner den simulierten Abfluss ausgedrückt als mittlere Abflusshöhe (mm/Tag). Die simulierten Abflüsse können als Karte und nicht nur für gesamte Pegelbezugsgebiete dargestellt werden, da das Modell Höhenstufen unterscheidet. Die regionalen und saisonalen Muster der Abflüsse in Abb. 7 sind den Mustern des Niederschlages sehr ähnlich. Es sind die niederschlagsreichen und damit auch abflussreichen Staulagen am Alpennordrand zu erkennen, während die niederschlagsärmeren Gebiete im inneralpinen Bereich und im Osten geringere Abflusshöhen aufweisen. Der Einfluss der Topographie auf die Niederschlagsmengen ist auch deutlich an den Mustern der simulierten Abflusshöhen zu erkennen. Die saisonalen und regionalen Unterschiede im Niederschlag werden durch Schneerücklage und Schneeschmelze überprägt. Dies führt zu einer sehr markanten saisonalen Verteilung des Abflusses in alpinen Gewässern (siehe z. B. MERZ und BLÖSCHL, 2003b, 2003c).

Als unterste Reihe ist in Abb. 7 schließlich der simulierte Schneewasserwert dargestellt. Es handelt sich dabei um Tageswerte die über die Tage mit Schneedecke für jede Jahreszeit gemittelt wurden. Die Höhenabhängigkeit ist bei dieser Komponente der Wasserbilanz erwartungsgemäß besonders ausgeprägt. Im Frühling ergeben sich beispielsweise für die Höhenzonen < 200 m; 1000–1200 m; 2000–2200 m; und 3000–3200 m die folgenden mittleren Werte in Österreich: 11 mm; 106 mm; 423 mm; und 646 mm. Im Sommer zieht sich die Schneerücklage auf die höchsten Gebiete zurück. Im Herbst treten geringe Schneewasserwerte im gesamten Bundesgebiet auf. Diese sind auf Neuschneefälle zurückzuführen.

Für eine quantitative Einschätzung der hier ermittelten Wasserbilanzgrößen sind in Tabelle 1 die mittleren Werte für das gesamte Bundesgebiet angegeben. Um eine flächendeckende Auswertung für die gesamte Fläche Österreichs von 83 858 km<sup>2</sup> zu ermöglichen, wurden für diejenigen Flächen, für die in den Karten in Abb. 7 keine Werte vorlagen (z. B. in der Nähe der Donau) die Wasserbilanzgrößen durch räumliche Interpolation aus den Nachbargebieten gleicher Höhenlage bestimmt. Die ersten vier Spalten (Frühling, Sommer, Herbst, Winter) in Tabelle 1 entsprechen den vier Spalten in Abb. 7. Zusätzlich wurden die Jahreswerte ausgewiesen. Für den Zeitraum 1. November 1976 bis 31. Oktober 1997 ergibt sich im Mittel für Österreich ein beobachteter Niederschlag von 1075 mm/Jahr. Der korrigierte Niederschlag beträgt 1112 mm/Jahr. Das sind um 3,5 % mehr. Diese 1112 mm/Jahr teilen sich auf in eine mittlere aktuelle Verdunstung von 499 mm/Jahr und einen mittleren Abfluss von 604 mm/Jahr. Das entspricht einem Abflussverhältnis (Abfluss geteilt durch Niederschlag) von 0,54. Die Wasserbilanz für den Untersuchungszeitraum ist noch mit der Änderung der Speicherung zu schließen, die bezogen auf den gesamten Zeitraum 9 mm/Jahr beträgt. Diese Änderung teilt sich auf einen um 75 mm größeren Schneerückhalt und eine um 114 mm größere Bodenfeuchte am Ende der Periode im Vergleich zum Beginn der Periode auf. Die saisonale Verteilung der Wasserbilanzkomponenten wird in Tabelle 1 deutlich. Im Sommer fällt im Mittel mit 393 mm fast doppelt so viel Niederschlag wie im Winter mit 211 mm. Dabei beträgt die Korrektur des Niederschlages im Winter etwa 10 %, während im Sommer wegen des geringen Schneean-teiles fast keine Korrektur angebracht wird. Die Verdunstung beträgt im Sommer im Mittel 259 mm, während sie im Winter nur 8 mm beträgt. Das saisonale Verhalten des Abflusses mit

**Tabelle 1.** Mittlere Werte der Wasserbilanzkomponenten für den Zeitraum 1. November 1976 bis 31. Oktober 1997 für das gesamte Bundesgebiet von Österreich

|                      | Frühling<br>(März–Mai) | Sommer<br>(Juni–August) | Herbst<br>(September–November) | Winter<br>(Dezember–Februar) | Jahr    |
|----------------------|------------------------|-------------------------|--------------------------------|------------------------------|---------|
|                      | mm/3 Monate            | mm/3 Monate             | mm/3 Monate                    | mm/3 Monate                  | mm/Jahr |
| Niederschlag         | 247                    | 393                     | 245                            | 190                          | 1075    |
| Korr. Niederschlag   | 256                    | 393                     | 252                            | 211                          | 1112    |
| Aktuelle Verdunstung | 145                    | 259                     | 88                             | 8                            | 499     |
| Abfluss              | 178                    | 207                     | 126                            | 92                           | 604     |

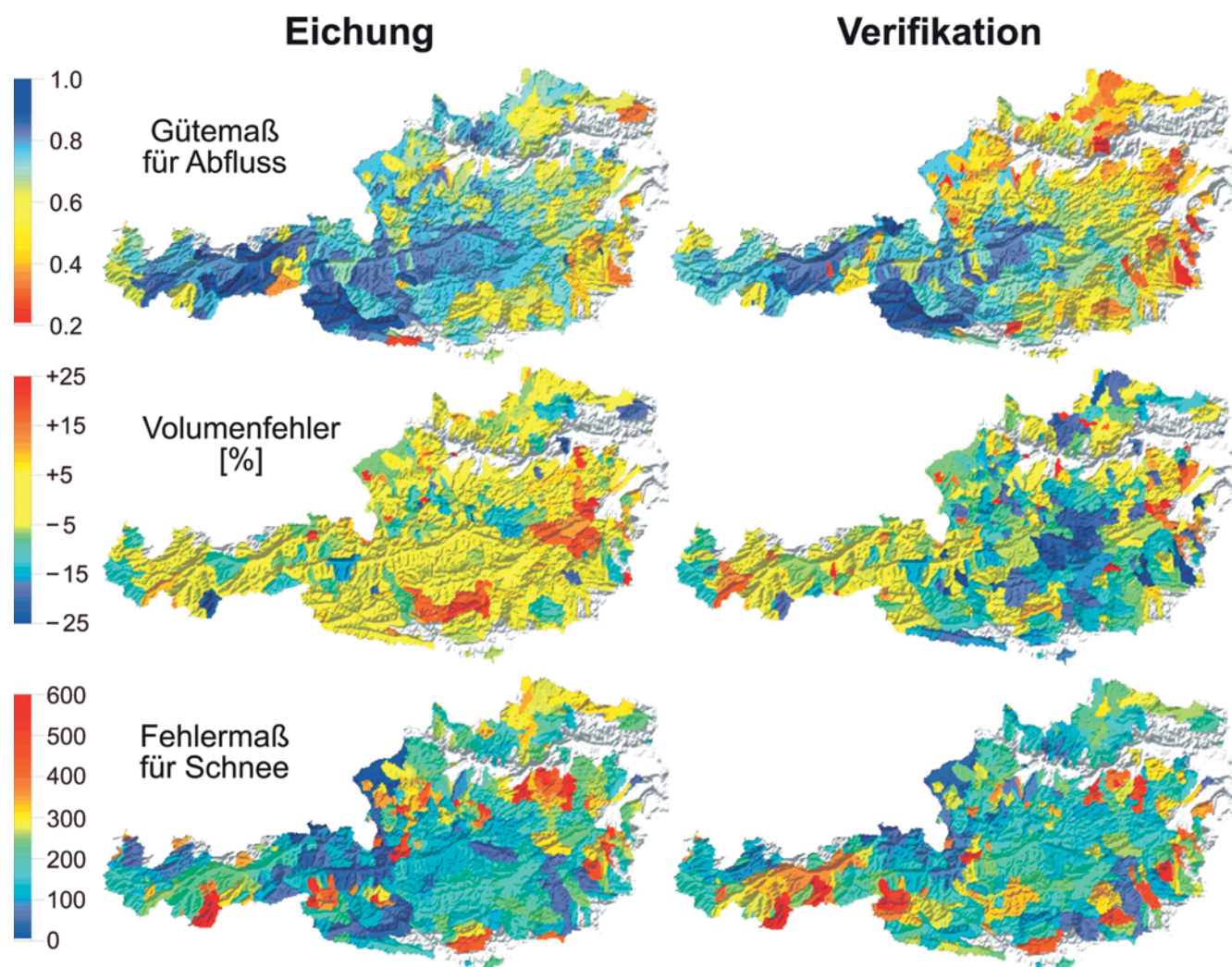


Abb. 6. Räumliche Muster der Modelleffizienz für den Abfluss (Gl. (8)), der Volumenfehler für den Abfluss (Gl. (9)) und des Fehlermaßes für den Schnee ausgedrückt als Tage bezogen auf den Eich- bzw. Verifikationszeitraum (Gl. (11)). Eichzeitraum: 1987–1997; Verifikationszeitraum 1976–1986

207 mm im Sommer und 92 mm im Winter ist ebenfalls stark ausgeprägt, wenn auch nicht im gleichen Maße wie die Verdunstung.

Es ist nun interessant, die Werte in Tabelle 1 mit Angaben aus der Literatur für das gesamte Bundesgebiet zu vergleichen. Für den Zeitraum 1961–1990 gibt KRESSER (1994) einen mittleren Jahresniederschlag von 1170 mm an, eine mittlere Verdunstung von 516 mm und einen mittleren Abfluss von 654 mm. Das entspricht einem Abflussverhältnis von 0,56. Dieses Abflussverhältnis ist nahezu gleich dem hier ermittelten Wert von 0,54. Die Bilanzgrößen selbst sind jedoch bei KRESSER um etwa 5 % größer. Dieser Unterschied kann leicht auf die unterschiedliche hydrologische Beschaffenheit der beiden Bezugsperioden zurückgeführt werden. In Österreich war das Jahrzehnt 1960–1969 ausgesprochen nass, während das Jahrzehnt 1990–1999 eher trocken war. Dies lässt

sich sehr gut aus der Langfristedynamik der Grundwasserstände als Indikator für die Langfristedynamik der Wasserbilanz von Einzugsgebieten ablesen (BLASCHKE, 2003). Für den Zeitraum 1941–1970 gibt Regional IHP-Cooperation of the Danube countries (1988) einen mittleren Jahresniederschlag von 1098 mm an, eine mittlere Verdunstung von 508 mm und einen mittleren Abfluss von 600 mm. Das entspricht einem Abflussverhältnis von 0,55, das ebenfalls nahezu gleich dem hier ermittelten Wert ist.

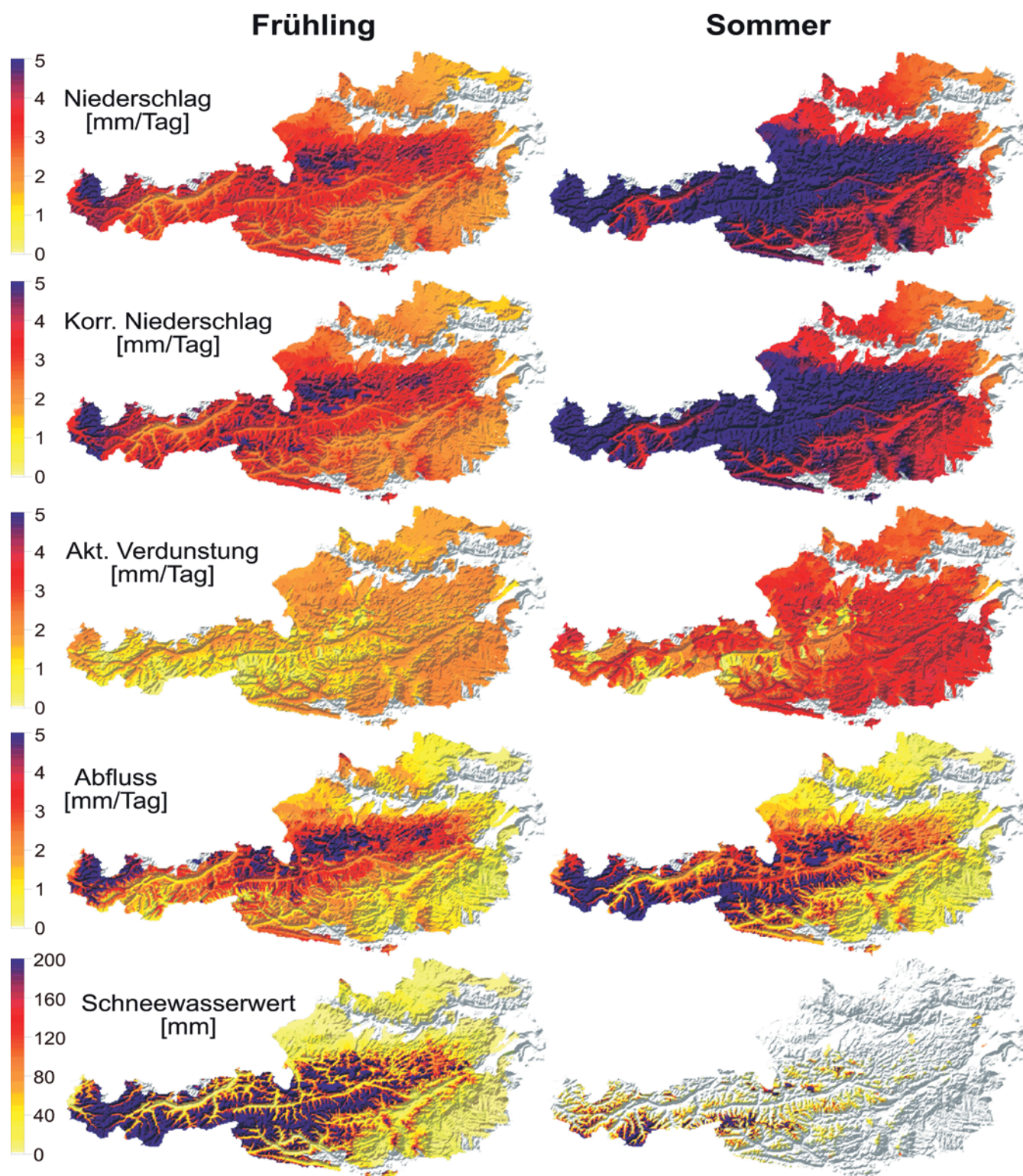
### 3.2 Weitere Kenngrößen der Wasserbilanz

Einer der Vorteile der Verwendung eines Wasserbilanzmodells ist, dass zusätzlich zu den Bilanzgrößen weitere für den Wasserhaushalt wichtige Kenngrößen analysiert werden können. Eine Auswahl solcher Kenngrößen zeigt Abb. 8. Die Jahreszeiten und der Bezugszeitraum entsprechen de-

nen in Abb. 7. In der obersten Reihe in Abb. 8 sind die Anzahl der Tage mit Schneeschmelze dargestellt. Im Frühling sind in den niederen Gebieten im Norden und Osten Österreichs und in den Tälern weniger als 20 Tage mit Schneeschmelze zu erkennen. In den höhergelegenen Gebieten wurden bis zu 40 Tage mit Schneeschmelze simuliert, während in Gebietsteilen am Alpennordrand und im Süden über 50 Tage mit Schneeschmelze ermittelt wurden. Im Sommer tritt nur in den Gebietsteilen großer Seehöhe Schneeschmelze auf. Im Herbst sind die Tage mit Schneeschmelze regional sehr ausgeglichen während im Winter die Schneeschmelze vor allem im Norden und Osten Österreichs auftritt.

Die zweite Reihe in Abb. 8 zeigt die Niederwasserdurchflüsse  $Q_{95}$  ausgedrückt als Abflusshöhe. Es handelt sich dabei um jenen Durchfluss der an 95 % der Tage überschritten wird. In den alpinen Gebieten sind die Nieder-





**Abb. 7.** Räumliche Muster der mittleren Wasserbilanz vom 1. November 1976 bis 31. Oktober 1997, jeweils unterschieden nach Jahreszeiten (Frühling: März–Mai; Sommer: Juni–August; Herbst: September–November; Winter: Dezember–Februar). Niederschlag; korrigierter Niederschlag; Aktuelle Evapotranspiration; simulierter Abfluss; mittlerer Schneewasserwert bezogen auf die Tage mit Schneebedeckung – siehe auch folgende Seite Herbst/Winter →

wässer im Winter wesentlich kleiner als im Sommer. Das heißt, dass hier Niederwässer bevorzugt im Winter auftreten. In den niederen Gebieten Österreichs, v. a. nördlich der Donau und im östlichsten Teil Österreichs, sind die Sommer- und Herbstniederwässer et-

was kleiner als die Winterniederwässer. Das bedeutet, dass hier die Niederwässer eher im Sommer und im Herbst auftreten. Die für Zwischeneinzugsgebiete von Pegeln ausgewertete Niederschlagsdurchflüsse von LAAHA (2003) bzw. LAAHA und BLÖSCHL (2003)

zeigen ein ähnliches Muster, wobei die saisonalen Unterschiede sowohl als Verhältnis von Sommer- zu Winterniederwasser als auch als mittlerer Auftretenszeitpunkt ausgedrückt wurden. Die Winterniederwässer sind vor allem auf den Schneerückhalt und das Frie-



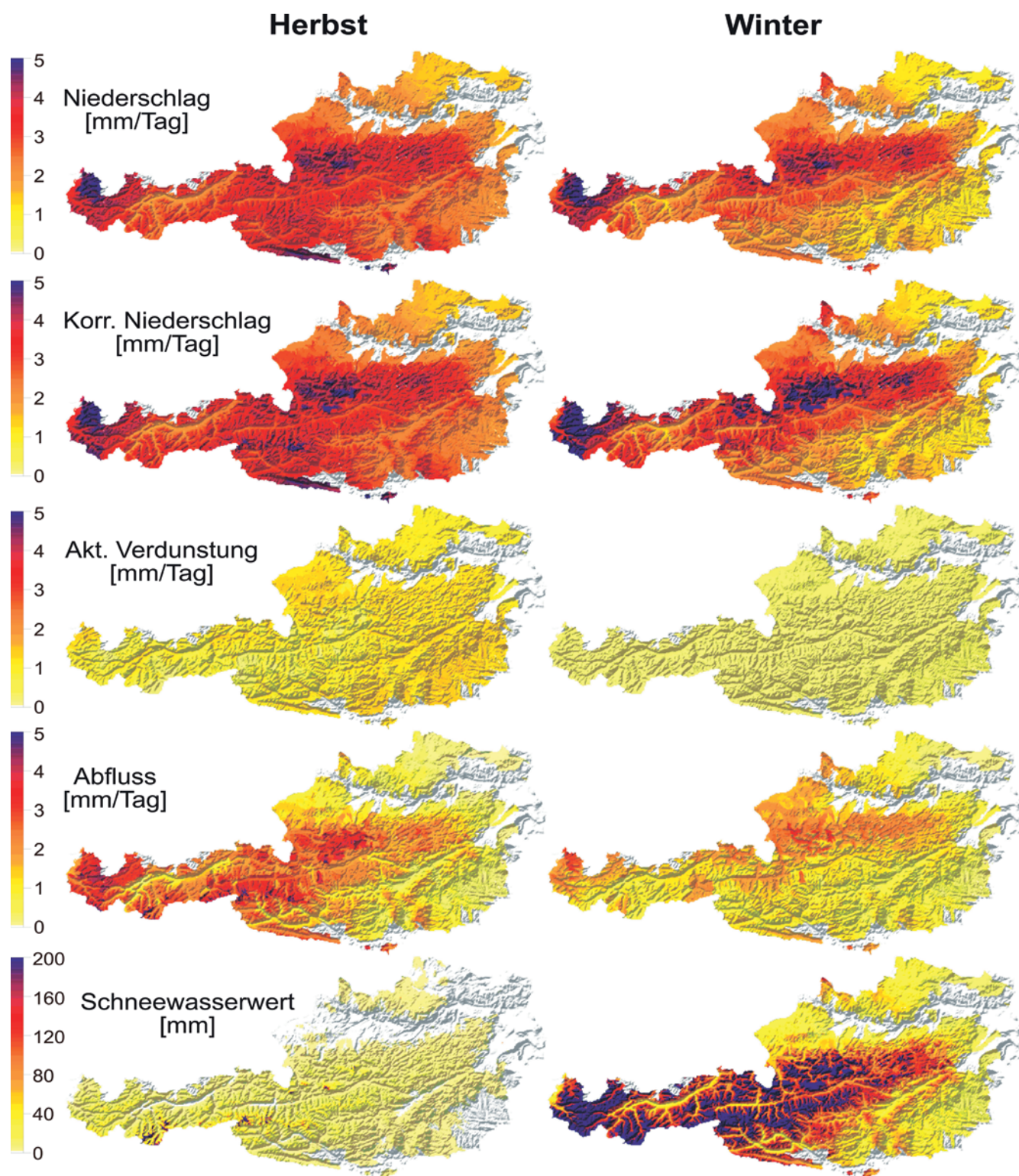


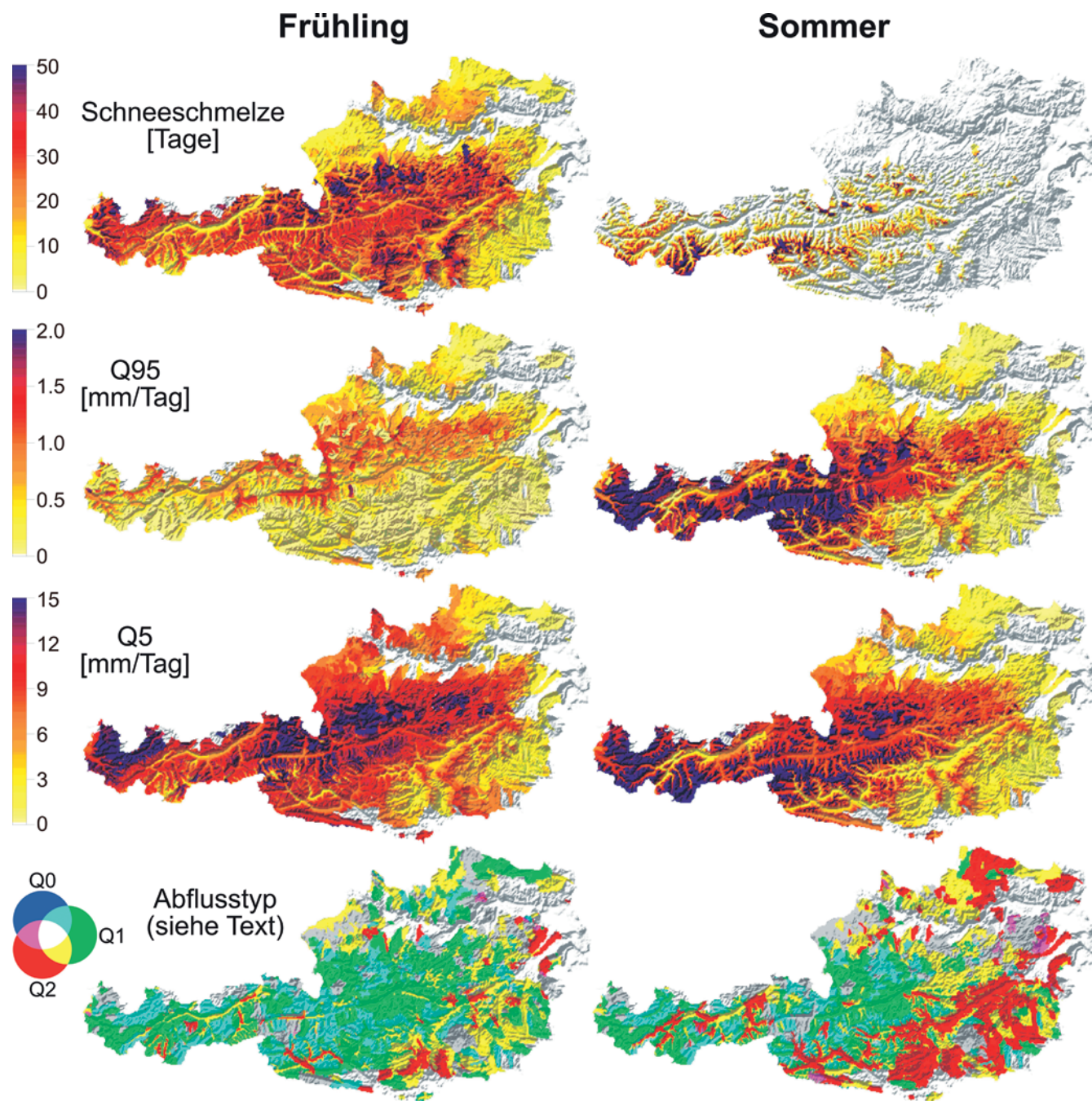
Abb. 7. (Fortsetzung)

ren des Bodens im Winter zurückzuführen. Die Sommersaisonalität der Niederwässer im Nordosten und Osten Österreichs spiegelt den Einfluss des pannonischen Klimas (trockene, warme Sommer) wider, bei dem ein großer Teil des Niederschlages durch Verdunstung aufgebraucht wird.

Abbildung 8 zeigt in der dritten Reihe den Durchfluss (ausgedrückt als Abflusshöhe), der nur an 5 % der Tage überschritten wird. Dies ist ein Index für den Durchfluss bei stark erhöhter Wasserführung. Am Alpennordrand tritt die stark erhöhte Wasserführung vor allem im Frühling auf. Der Herbst

zeigt ein räumlich ausgeglicheneres Bild mit etwas höheren Abflussspenden in den Zentralalpen sowie in den Karawanken. Letztere sind auf Herbstniederschläge zurückzuführen, die zu meist von atmosphärischer Feuchtezufuhr aus dem Süden ausgelöst werden (TSCHADA, 1968; siehe auch die Hy-





**Abb. 8.** Räumliche Muster ausgewählter Kenngrößen der Wasserbilanz vom 1. November 1976 bis 31. Oktober 1997, jeweils unterschieden nach Jahreszeiten (Frühling: März–Mai; Sommer: Juni–August; Herbst: September–November; Winter: Dezember–Februar). Anzahl der Tage mit Schneeschmelze, Niederwasserdurchflüsse Q95, Hochwasserdurchflüsse Q5, sowie Abflussanteile (Rot: Basisabfluss dominiert; Grün: Interflow dominiert; Cyan: Mischung aus Oberflächenabfluss und Interflow dominiert; siehe Text) – siehe auch folgende Seite Herbst/Winter →

drographie-Abschnitte der Bänder des Wasserkraftkatasters für die verschiedenen Flüsse). Im Winter sind die Abflussspenden eher klein. Die größten Spenden zeigen sich im nördlichen Alpenvorland und im Mühlviertel. Wie MERZ und BLÖSCHL (2003a) zeigt, dürfte Regen auf Schnee in diesen Gebieten bei der Hochwasserentstehung eine wesentliche Rolle spielen. Es ist darauf hinzuweisen, dass hier mittlere Tageswerte des Abflusses ausgewiesen

wurden. Hochwasserereignisse, die auf lokale Starkregen zurückzuführen sind und meist einen sehr kurzen Scheitelpunkt aufweisen, werden dadurch nicht vollständig erfasst. Derartige Ereignisse treten häufig in Südostösterreich im Sommer auf (MERZ und BLÖSCHL, 2003a), sind aber in Abb. 8 nicht abzulesen.

Die unterste Reihe in Abb. 8 zeigt schließlich die Abflussanteile. Wie erwähnt können die drei im Modell si-

mulierten Abflussanteile Q0, Q1 und Q2 näherungsweise als Abflusskomponenten interpretiert werden. Q0 ist der schnellste Abflussanteil und steht für den Oberflächenabfluss. Q1 ist ein mittlerer Abflussanteil und steht für den Interflow. Q2 ist der langsamste Abflussanteil und steht für den Basisabfluss. Es wurde nun die folgende Darstellungsart gewählt. Wenn der langsame Abflussanteil Q2 im Mittel mehr als 90 % des Gesamtabflusses be-



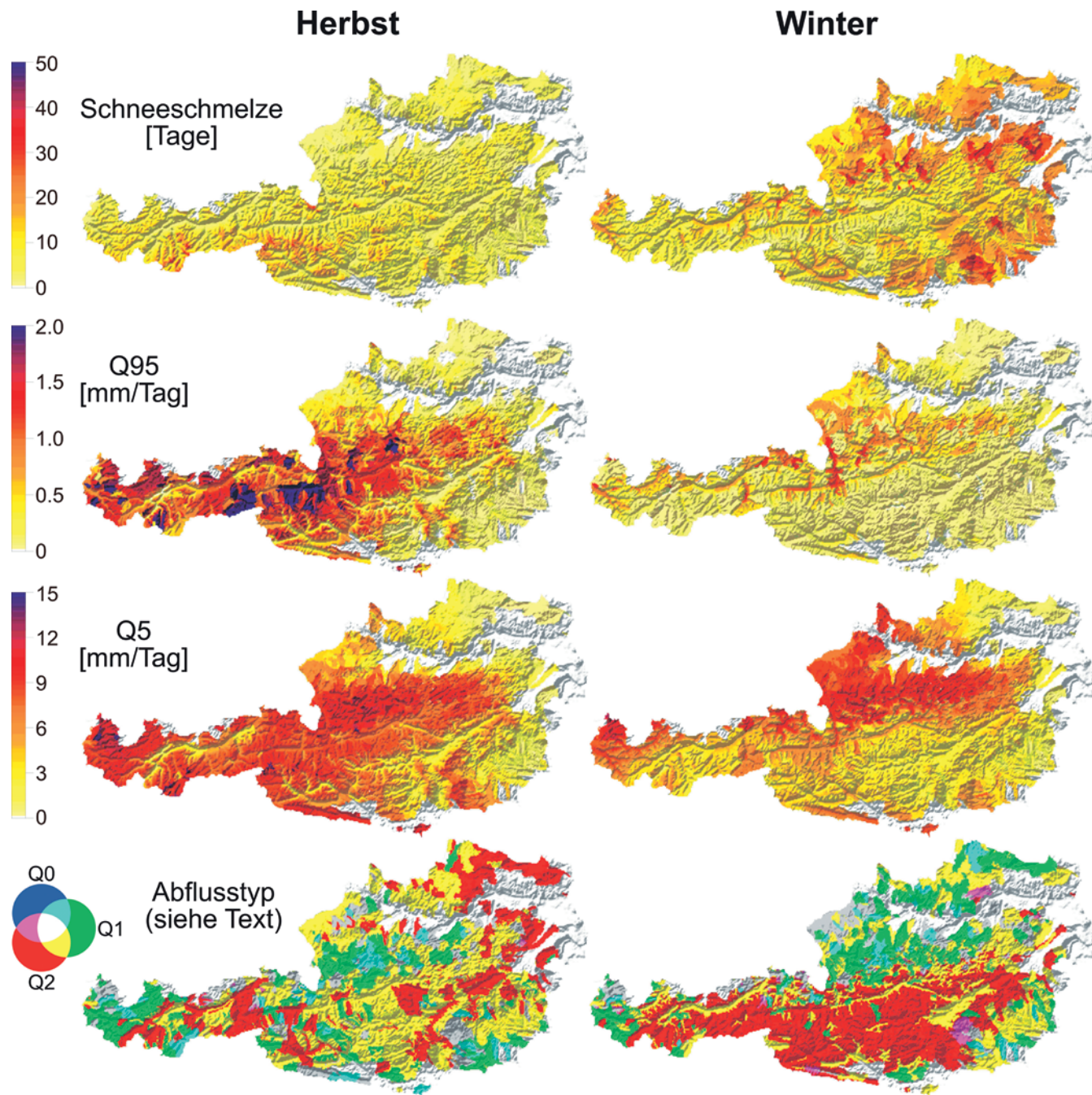


Abb. 8. (Fortsetzung)

trug, wurde eine rote Farbe gewählt. Wenn der mittlere Abflussanteil Q1 im Mittel mehr als 30 % des Gesamtabflusses betrug, wurde eine grüne Farbe gewählt. Wenn der schnelle Abflussanteil Q0 im Mittel mehr als 2 % des Gesamtabflusses betrug, wurde eine blaue Farbe gewählt. Trafen zwei dieser Kriterien zu, wurden die entsprechenden additiven Mischfarbe gewählt (gelb, cyan, magenta). Trafen alle drei Kriterien zu, wurden die entsprechenden Flächen grau angelegt. Die roten Flächen in Abb. 8 unten sind also diejenigen Gebiete, in denen in einer be-

stimmten Jahreszeit der Basisabfluss dominiert. Im Frühling sind dies einige Tal- und Beckenlandschaften, im Sommer zusätzlich der Osten Österreichs, im Herbst ist das räumliche Muster weniger ausgeprägt und im Winter dominiert der Basisabfluss klar in den alpinen Gebieten. Die grünen Flächen sind die Gebiete, in denen Interflow dominiert. Vor allem im Frühling sind das große Teile Österreichs, im Winter das nördliche Alpenvorland. Gelb zeigt eine Mischung von Basisabfluss und Interflow an. Cyan weist auf die schnellsten Abflusskomponen-

ten die hier simuliert werden hin. Es ist dies eine Mischung von Oberflächenabfluss und Interflow und tritt im Frühling und Sommer in manchen Gebieten Westösterreichs auf, in den anderen Jahreszeiten auch vereinzelt im Rest Österreichs.

### 3.3 Höhenabhängigkeit der Wasserbilanzkomponenten

Als abschließende Auswertung wurden die mittleren Wasserbilanzkomponenten für Pegelbezugsgebiete kleiner als 1000 km<sup>2</sup> der mittleren Seehöhe der Gebiete gegenübergestellt (Abb. 9).



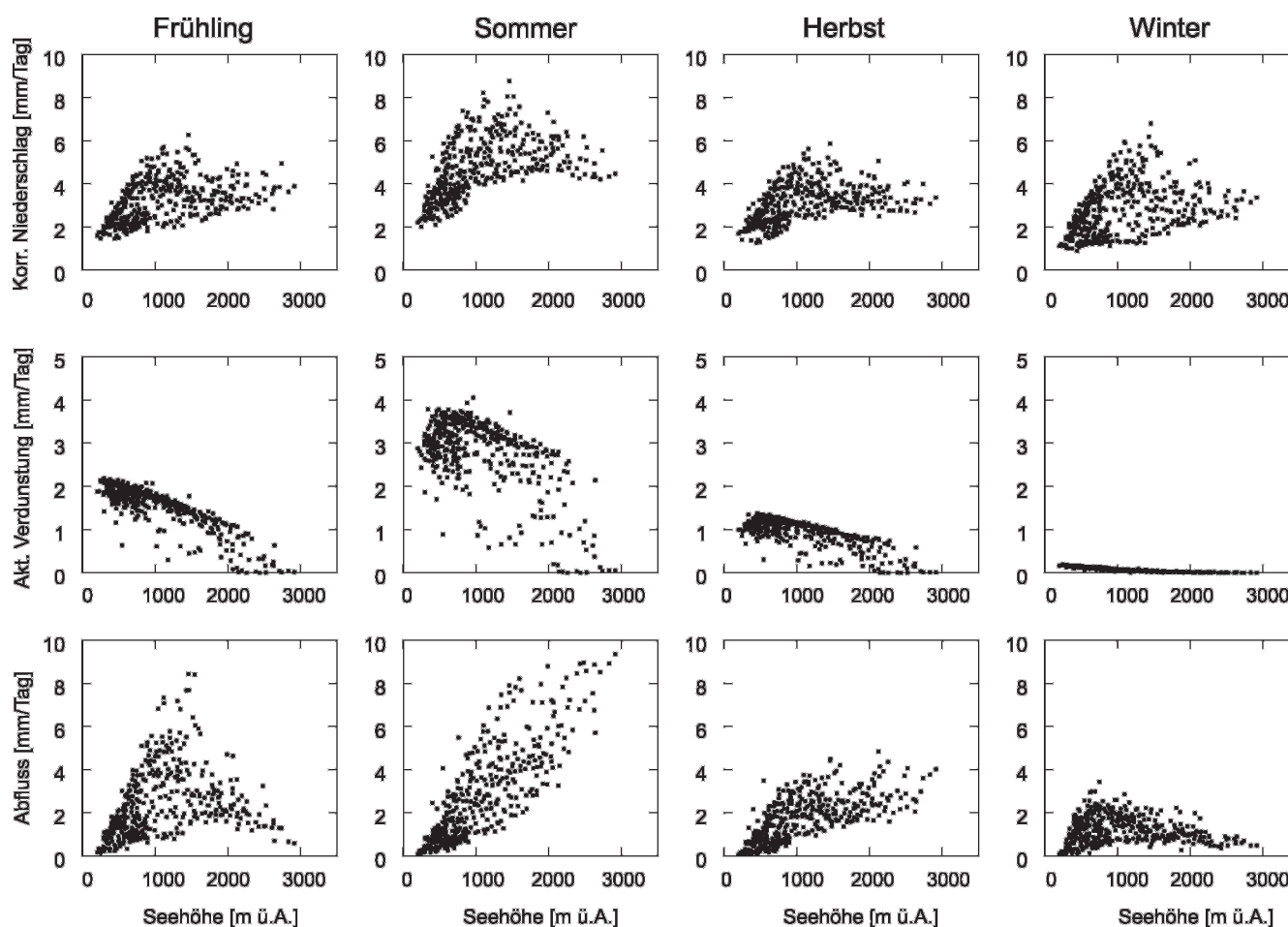


Abb. 9. Mittlere Wasserbilanzkomponenten für Pegelinzugsgebiete kleiner als 1000 km<sup>2</sup> aufgetragen gegen die mittlere Seehöhe der Gebiete. Bezugszeitraum: 1. November 1976 bis 31. Oktober 1997. Korrigierter Niederschlag, aktuelle Evapotranspiration und simulierter Abfluss

Die Jahreszeiten und der Bezugszeitraum entsprechen wieder denen in Abb. 7. Der korrigierte Niederschlag nimmt für alle Jahreszeiten im Mittel mit der Seehöhe zu. Die Zunahme ist im Sommer leicht verstärkt. Die größten Niederschläge sind jedoch in den Gebieten mit einer mittleren Seehöhe von 1000 bis 2000 m anzutreffen. Dies sind vor allem die Gebiete in den Staulagen am Nordrand der Alpen. Gebiete mit einer Seehöhe über 2000 m sind vor allem die inneralpinen Gebiete, LAUSCHER (1976).

Die aktuelle Verdunstung nimmt mit der Gebietshöhe in allen Jahreszeiten ab. Insgesamt ist die Verdunstung im Sommer jedoch wesentlich größer als im Winter. Die obere Grenze bei der Verdunstung in Abb. 9 dürfte durch diejenige Gebiete gebildet werden, bei denen die aktuelle Verdunstung nahe der potenziellen Verdunstung ist, d. h. solche Gebiete bei denen die Verdunstung durch die Verfügbarkeit von Energie (und nicht Wasser) limitiert ist. Besonders im Sommer und Herbst ist der Streubereich der Verdunstung

für eine bestimmte Gebietshöhe groß. In manchen Gebieten mit einer mittleren Gebietshöhe von mehr als 2000 m sind die berechneten Verdunstungsmengen sehr klein. Messwerte der Verdunstung im Sommer in der Schweiz auf 2000 m Seehöhe geben Werte von zwischen 1 und 4 mm/Tag (z. B. DE JONG et al., 2002). Rechenwerte der Verdunstung nach verschiedenen Methoden in der Schweiz für die gleiche Seehöhe bewegen sich zwischen 100 und 200 mm pro Jahr (MENZEL et al., 1999; ZAPPA, 2002). Lysimetermessungen der Verdunstung von Gletschern in den österreichischen Alpen (KASER, 1982) ergeben ebenfalls Verdunstungen, die einem Jahreswert von 100–200 mm entsprechen (KUHN, 1994). Die vergleichsweise kleinen Werte der vorliegenden Berechnungen in einigen Gebieten könnten auf zwei Gründe zurückzuführen sein: Zum einen könnte der Schneekorrekturfaktor (SKF) nicht vollständig den systematischen Messfehler des Niederschlags abdecken, wodurch die Verdunstung unterschätzt wird, zum anderen

könnten die kleinen Werte auch auf Änderungen in der Massenbilanz der Gletscher (meist insgesamt ein Abschmelzen im Untersuchungszeitraum, PATZELT, 2004), die im vorliegenden Modell nicht wiedergegeben wurden, zurückzuführen sein.

Für den Abfluss ist in Abb. 9 eine Zunahme mit der Gebietshöhe zu erkennen, die besonders im Sommer markant ist. Im Winter und teilweise im Frühling ist eine deutliche Abnahme des Abflusses für Gebiete über 1500 Meter Seehöhe festzustellen. Der Vergleich mit dem Niederschlag lässt erkennen, dass dies auf Schneespeicherung zurückzuführen ist. Interessant ist auch, dass in den niedrigsten Gebieten Österreichs während des gesamten Jahres fast der gesamte Niederschlag durch Verdunstung aufgebraucht wird und nur ein sehr geringer Anteil zum Abfluss gelangt.

#### 4. ZUSAMMENFASSUNG UND AUSBLICK

In dieser Arbeit wurden Wasserbilanzgrößen für Österreich mit hoher räumlicher und zeitlicher Auflösung

berechnet. Zu diesem Zweck wurde ein Wasserbilanzmodell aufgestellt und an Abfluss- und Schneedaten geeicht. Die Verifikation zeigte, dass das Modell die wesentlichen Eigenschaften der Wasserbilanz gut beschreibt. Insbesondere die gleichzeitige Verwendung von Abflussdaten und Schneedaten erwies sich als günstig. Mittlere Wasserbilanzgrößen für den Zeitraum 1. November 1976 bis 31. Oktober 1997, jeweils unterteilt in Frühling, Sommer, Herbst und Wintermonate wurden dargestellt. Der systematische Messfehler des Niederschlages ließ sich auf Basis des Vergleiches mit Abflussdaten zumindest zum Teil korrigieren. Für die Wintermonate beträgt die Korrektur im Mittel 10 %, für das gesamte Jahr 3,5 %. Außerdem wurden Karten der aktuellen Verdunstung, der Abflusshöhen und des Schneewasserwertes für jede der Jahreszeiten ausgewiesen. In der mittleren jährlichen Wasserbilanz steht einem Niederschlag von 1112 mm/Jahr eine mittlere aktuelle Verdunstung von 499 mm/Jahr und ein mittlerer Abfluss von 604 mm/Jahr gegenüber. Das entspricht einem Abflussverhältnis (Abfluss geteilt durch Niederschlag) von 0,54. Dieser Wert ist nahezu gleich den Werten aus früheren Arbeiten, die allerdings für unterschiedliche Bezugsperioden gewonnen

wurden. Die Anwendung eines Wasserbilanzmodells erlaubte die Analyse zusätzlicher Kenngrößen, die für die Wasserbilanz von Bedeutung sind. Ausgewiesen wurden Karten mit Anzahl der Tage mit Schneeschmelze, Q95 Niederwasserdurchfluss, Q5 Hochwasserdurchfluss sowie Abflussanteile (Oberflächenabfluss, Interflow, Basisabfluss), jeweils unterschieden nach den Jahreszeiten. Abschließend wurden die mittleren Wasserbilanzkomponenten für Pegelinzugsgebiete den mittleren Seehöhen der Gebiete gegenübergestellt.

Um die berechneten Wasserbilanzgrößen in Österreich zu verfeinern, wären eine Reihe von Erweiterungen der hier vorgestellten Arbeiten wünschenswert. Vorerst ist die Bezugsperiode von 21 hydrologischen Jahren für Vergleiche mit anderen Studien relativ kurz. Sobald längere Reihen vorliegen, könnte diese Periode verlängert werden. Die Berücksichtigung einer weiteren gemessenen hydrologischen Größe bei der Eichung könnte die Modellunsicherheit weiter reduzieren. Dafür kommt vor allem die Bodenfeuchte in Betracht. Allerdings sind Messwerte der Bodenfeuchte nicht leicht auf große Gebiete übertragbar (WESTERN et al., 2002). Eine Möglichkeit wäre die Anwendung von Fernerkun-

dungsdaten zur Ableitung eines Bodenfeuchteindizes. Um auf lokale Besonderheiten, wie Quellsuflüsse, Karst, Gletscher und Eingriffe auf das Abflussgeschehen durch Zu- und Ableitungen oder Speicherungen eingehen zu können, müssten einzelne Gebiete einer detaillierteren Analyse unterzogen werden. Als Hilfestellung bei der Modellierung könnte ein Übertragung der Modellparameter auf Gebiete ohne Abflussmessung dienen, wie sie in MERZ und BLÖSCHL (2004) durchgeführt wurde. Damit könnten auch gesicherte Aussagen für die in dieser Arbeit ausgesparten Teilflächen im Grenzbereich Österreichs und für die in der Nähe der Donau gelegenen Gebiete getroffen werden.

## 5. DANKSAGUNG

Für finanzielle Unterstützung wird dem Fonds zur Förderung der Wissenschaftlichen Forschung (Projekt Nr. P14478-TEC), der Österreichischen Akademie der Wissenschaften (Projekt Nr. HOE 18) und der Marie Curie Fellowship der Europäischen Gemeinschaft Programm HUMAN POTENTIAL (Projekt Nr. HPMF-CT-2002-01872) gedankt. Dem Hydrographischen Zentralbüro wird für die Bereitstellung der hydrologischen Basisdaten gedankt. Die Autoren sind o. Univ.-Prof. Dipl.-Ing. Dr. techn. Dr. h. c. GUTKNECHT und em. o. Univ.-Prof. Dipl.-Ing. Dr. techn. Dr. h. c. KRESSER für wertvolle Hinweise zu Dank verpflichtet. ○

## LITERATUR

- BAUMGARTNER, A., REICHEL, E., WEBER, G. (1983): Der Wasserhaushalt der Alpen. Oldenbourg, München, 344 S.
- BEHR, O. (1994): Aktualisierung der Wasserbilanz des Donauinzugsgebiets, Endbericht Projekt 5.3, Regionale Zusammenarbeit der Donauländer im Rahmen des IHP der UNESCO. Inst. f. Hydraulik, Gewässerkunde und Wasserwirtschaft, TU Wien.
- BERGSTRÖM, S. (1976): Development and application of a conceptual runoff model for Scandinavian catchments. Dept. of Water Resour. Engineering, Lund Inst. of Technology/Univ. of Lund Bull. Ser. A No. 52, 134 pp.
- BEVEN, K. J., BINLEY, A. (1992): The future of distributed models: model calibration and uncertainty prediction. Hydrol. Processes 6, 279–298.
- BLASCHKE, A. P. (2003): Langzeitentwicklung der Grundwasserstände. Karte 6.3, Hydrologischer Atlas Österreich. Österreichischer Kunst und Kulturverlag und Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft, Wien.
- BLÖSCHL, G., KIRNBAUER, R., JANSKA, J., KRAUS, K., KUSCHNIG, G., GUTKNECHT, D., RESZLER, CH. (2002): Einsatz von Fernerkundungsmethoden zur Eichung und Verifikation eines flächendetaillierten Schneemodells. Österr. Wasser- und Abfallwirtschaft 54 (H. 1/2), 1–16.
- DE JONG, C., LIST, F. K., ERGENZINGER, P. (2002): Experimental hydrological analyses in the Dismas based on daily and seasonal evaporation. Nordic Hydrol. 33 (1), 1–14.
- DEUTSCH, C. V., JOURNAL, A. G. (1997): GSLIB, Geostatistical Software Library and User's Guide. Oxford University Press, Oxford, 384 pp.
- DOBESCH, H. (2003): Mittlere potenzielle Jahresverdunstung, Karte 3.2, Hydrologischer Atlas Österreichs (HAÖ). Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft, Wien.
- DVWK (1996) Ermittlung der Verdunstung von Land- und Wasserflächen, DVWK-Merkblätter, H. 238, Bonn.
- GRAYSON, R. B., BLÖSCHL, G. (eds) (2000): Spatial patterns in catchment hydrology: observations and modelling. Cambridge University Press, Cambridge, UK, 404 pp.
- GRAYSON, R., BLÖSCHL, G., WESTERN, A., MCMAHON, T. (2002): Advances in the use of observed spatial patterns of catchment hydrological response. Adv. Water Resour. 25, 1313–1334.
- GUTKNECHT, D. (1994): Wassernutzung – Ansprüche, Möglichkeiten Konflikte. In: MORAWETZ, W. (Hrsg.): Ökologische Grundwerte in Österreich – Modell für Europa? Biosystematics and Ecology Series Suppl., Österr. Akademie d. Wissenschaften, 226–272.
- KASER, G. (1982): Measurement of evaporation from snow. Arch. Met. Geophys. Biokl. B 30, 333–340.
- KRESSER, W. (1965): Österreichs Wasserbilanz. Österr. Wasserwirtschaft 17 (9/10), 213–221.
- KRESSER, W. (1994): Wasserbilanz für das Österreichische Bundesgebiet 1961–90. Mitt. Hydrograph. Dienst Österr. 72, 1–3.
- KUCZERA, G., MROCKOWSKI, M. (1998): Assessment of hydrologic parameter uncertainty and the worth of data. Water Resour. Res. 34, 1481–1489.
- KUHN, M. (1994): Schnee und Eis im Wasserkreislauf Österreichs. Österr. Wasser u. Abfallwirtschaft 46, 76–83.
- LAAHA, G. (2003): Process based regionalisation of low flows. Dissertation Fak. f. Bauingenieurwesen, TU Wien.
- LAAHA, G., BLÖSCHL, G. (2003): Saisonalität der Niederwasserspanden in Österreich, Mitt. Hydrograph. Dienst Österr. 82, 59–68.



- LINDSTRÖM, G., JOHANSSON, B., PERSSON, M., GARDELIN, M., BERGSTRÖM, S. (1997): Development and test of the distributed HBV-96 hydrological model. *J. Hydrol.* 201, 272–288.
- MENZEL, L., LANG H., ROHMANN, M. (1999): Mean annual actual evaporation 1973–1992. Plate 4.1 Hydrological Atlas of Switzerland.
- MERZ, R., BLÖSCHL, G. (2003a): A process typology of regional floods. *Water Resour. Res.* 39 (12), 1340, doi:10.1029/2002WR001952.
- MERZ, R., BLÖSCHL, G. (2003b): Saisonalität hydrologischer Größen in Österreich. *Mitt. Hydrograph. Dienst Österr.* 82, 41–58.
- MERZ, R., BLÖSCHL, G. (2003c): Saisonalität von Niederschlag und Abfluss. Karte 5.3, Hydrologischer Atlas Österreich. Österreichischer Kunst und Kulturverlag und Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft, Wien.
- MERZ, R., BLÖSCHL, G. (2004): Regionalisation of catchment model parameters. *J. Hydrol.* 287 (1–4), 95–123.
- NASH, J. E., SUTCLIFFE, J. V. (1970): River flow forecasting through conceptual models. Part I – A discussion of principles. *J. Hydrol.* 10, 282–290.
- PARAJKA, J., MERZ, R., BLÖSCHL, G. (2003): Estimation of daily potential evapotranspiration for regional water balance modeling in Austria. In: 11th. International Poster Day and Institute of Hydrology Open Day “Transport of Water, Chemicals and Energy in the Soil – Crop Canopy – Atmosphere System”, 20. November 2003, Bratislava, Slovakia. Published on CD-ROM, Slovak Academy of Sciences, ISBN 80-89139-02-7, 299–306.
- PATZELT, G. (2004): Gletscherbericht 2002/2003 Alpen – Magazin des Österreichischen Alpenvereins H. 1, 8–10.
- PEBESMA, E. J. (2001): *gstat user's manual*. Dept. of Physical Geography, Utrecht University. Utrecht, The Netherlands.
- PERRIN, C., MICHEL, C., ANDRÉASSIAN, V. (2001): Does a large number of parameters enhance model performance? Comparative assessment of common catchment model structures on 429 catchments. *J. Hydrol.* 242, 275–301.
- PIOCK-ELLEN, U., BLÖSCHL, G. (1998): Abflusstypen-Klassifizierung als Basis für die Regionalisierung von Hochwässern. Technischer Bericht an die Österreichische Akademie der Wissenschaften (HÖ-12/97), Institut für Hydraulik, Gewässerkunde und Wasserwirtschaft TU Wien.
- Regional IHP-Cooperation of the Danube countries (1988): *Hydrology of the river Danube*. Publishing House Piroda, Bratislava. 272 S.
- SEIBERT, J. (1999): Regionalisation of parameters for a conceptual rainfall-runoff model, *Agric. Forest Meteorol.* 98–99, 279–293.
- SEVRUK, B. (1985): Systematischer Niederschlagsmeßfehler in der Schweiz. In: SEVRUK, B. (Hrsg.) *Der Niederschlag in der Schweiz. Beiträge zur Geologie der Schweiz – Hydrologie*. G. Verlag Kümmerly + Frey, Bern, 65–75.
- SEVRUK, B., PAULAIS, M., ROULET, Y.-A. (1998): Correction of precipitation measurement using fresh snow as reference. *Proc. WMO Technical Conference on Meteorological and Environmental Instruments and Methods of Observation, TECO-98*. WMO/TD-No. 877, 349–352, Geneva, Switzerland.
- SINGH, V. P. (ed.) (1995): *Computer models of watershed hydrology*. Water Resources Publications, Highlands Ranch, Colorado, 1130 pp.
- TSCHADA, F. (1968): *Hydrologie der Gailhochwässer*. Bericht im Auftrag des BMLF, Wien.
- VRUGT, J. A., GUPTA, H. V., BASTIDAS, L. A., BOUTON, W., SOROOSHIAN, S. (2003): Effective and efficient algorithm for multiobjective optimization of hydrologic models, *Water Resour. Res.* 39 (8), 1214, doi:10.1029/2002WR001746.
- WESTERN, A., GRAYSON, R., BLÖSCHL, G. (2002): Scaling of soil moisture: a hydrologic perspective. *Ann. Rev. Earth Planetary Sci.* 30, 149–180.
- ZAPPA, M. (2002): Multiple-response verification of a distributed hydrological model at different spatial scales. Diss. ETH No. 14895. Eidgenössische Technische Hochschule, Zürich.
- Anschrift der Verfasser: Dipl.-Ing. Dr. Juraj PARAJKA, Dipl.-Ing. Dr. Ralf MERZ, ao. Univ.-Prof. Dr. Günter BLÖSCHL, Institut für Wasserbau und Ingenieurhydrologie, Technische Universität Wien, Karlsplatz 13/223, 1040 Wien, Österreich; E-Mail: bloeschl@hydro.tuwien.ac.at; <http://www.hydro.tuwien.ac.at/>