Dominante Prozesse und Ereignistypen zur Plausibilisierung flächendetaillierter Niederschlag-Abflussmodelle

Dominant processes and event types for checking the plausibility of spatially distributed runoff models

von Christian Reszler, Jürgen Komma, Günter Blöschl und Dieter Gutknecht

In dieser Arbeit wird eine Vorgangsweise zur Plausibilisierung eines detaillierten Niederschlag-Abflussmodells vorgestellt. Die Grundidee besteht darin, dass je nach Situation unterschiedliche Prozesse dominant werden und deshalb unterschiedliche Modellparameter wirksam werden. Zur Differenzierung der Situationen werden drei Ereignistypen unterschieden: Schneebeeinflusste Ereignisse, konvektive Ereignisse und advektive Ereignisse. Zusätzlich wird eine saisonale Analyse durchgeführt. Die Unterscheidung in dominante Prozesse erleichtert die Bestimmung der Modellparameter und erlaubt eine prozessorientierte Plausibilitätsprüfung.

Schlagwörter: Abfluss, Modellierung, Niederschlag, Schneeschmelze

This paper presents a strategy for checking the plausibility of a spatially distributed rainfall-runoff model. The basic idea is that, depending on the situation, different processes become dominant and hence different model parameters will control the system behaviour. To characterize the situations, three event types are examined: snowmelt-induced events, convective events, and advective events. In addition, the model simulations are analysed on a seasonal scale. This determination of dominant processes facilitates the identification and plausibility check of the model.

Keywords: Modelling, rainfall, runoff, snow melt

1 Einleitung

Für zahlreiche wasserwirtschaftliche Fragestellungen ist der Einsatz von hydrologischen Modellen erforderlich. Dazu zählen die Hochwasservorhersage, die Ermittlung von Bemessungshochwässern, die Abschätzung verfügbarer Wasserressourcen und Untersuchungen des Einflusses anthropogener Eingriffe auf das Abflussregime. Flächendetaillierte Modelle erlauben es, die ablaufenden Prozesse räumlich differenziert abzubilden. Die Parameter des Modells werden in der Regel aus der Systemantwort, den Abflussdaten, erschlossen. Dabei kommen oft automatische Methoden zur Anwendung. Diese minimieren eine Zielfunktion, die die Abweichungen zwischen der simulierten und der beobachteten Abflussganglinie enthält (z.B. Duan et al. 2006, Wagener & McIntyre 2005). Wegen der großen Anzahl der Parameter in detaillierten Modellen ist jedoch mit dieser Vorgangsweise die Bestimmung der Parameterwerte in der Regel nicht eindeutig möglich. Dies kann dazu führen, dass zwar die so ermittelten Parameterwerte die für die Eichung herangezogenen Abflussdaten optimal beschreiben, jedoch bei der Extrapolierbarkeit des Gebietsverhaltens und der Plausibilität der Prozessbeschreibungen Defizite auftreten. Dies ist für die meisten Modellanwendungen unerwünscht, da alle möglichen Situationen im jeweiligen Gebiet durch das Modell abgebildet werden sollen, auch solche, die nicht im Eichdatensatz vorhanden sind. Dies betrifft beispielsweise größere Ereignisse sowie Situationen bzw. Prozesstypen, die sich dem Charakter nach von den bisher beobachteten unterscheiden.

Reszler et al. (2006) schlagen eine Methode vor, die Parameter und die Struktur flächendetaillierter Abflussmodelle für ein konkretes Einzugsgebiet unter Verwendung prozessbezogener flächenspezifischer Informationen zu bestimmen. Das Ziel ist dabei, die Prozesse in jedem einzelnen Pixel möglichst wirklichkeitsnahe zu beschreiben, um eine größtmögliche Genauigkeit bei der Hochwasservorhersage bei unterschiedlichen Situationen zu erzielen. Die Methode sieht fünf Schritte vor: Schritt 1: Setzen von a priori Parameterwerten; Schritt 2: Feinabstimmung der räumlichen Muster durch spektrale Entmischung; Schritt 3: Plausibilitätskontrolle und Modifikation der Parameterwerte unter dem Aspekt der Anpassung an die in Schritt 2 aufgedeckte dynamische Struktur der Abflüsse; Schritt 4: Feinabstimmung der Modellstruktur und Parameterwerte; Schritt 5: Plausibilitätskontrolle der simulierten räumlichen Muster.

Um zu testen, in welchem Umfang ein mit dieser Methode identifiziertes Modell unterschiedliche Situationen beschreiben kann, ist es sinnvoll, aus der Bandbreite der hydrologischen Abläufe in einem Einzugsgebiet sich auf einzelne Prozesse zu konzentrieren. Diese differenzierte Sichtweise hat zwei Stoßrichtungen: Zum einen kann sie bei der Modell-

entwicklung bzw. Parameteridentifikation zur Anwendung gelangen. Zum anderen kann sie zur Plausibilisierung und zum Verstehen lernen des Modells in der Validierungsphase dienen. Diese Arbeit ist beiden Stoßrichtungen gewidmet. Die Analyse der unterschiedlichen Situationen und dominanten Prozesse wird anhand des in Reszler et al. (2006) beschriebenen Niederschlag-Abflussmodells für den Kamp in Österreich dargestellt.

2 Modell und Daten

Das Einzugsgebiet des Kamp liegt im niederösterreichischen Waldviertel und besitzt bei Zwettl eine Fläche von 622 km² (Abb. 1). Die Seehöhen liegen zwischen 520 und 1000 m, der mittlere Jahresniederschlag zwischen 600 und 1000 mm. Geologisch herrschen Granit und Gneis vor, aus denen weitgehend sandige, grusige Böden mit großer Speicherkapazität entstanden sind.

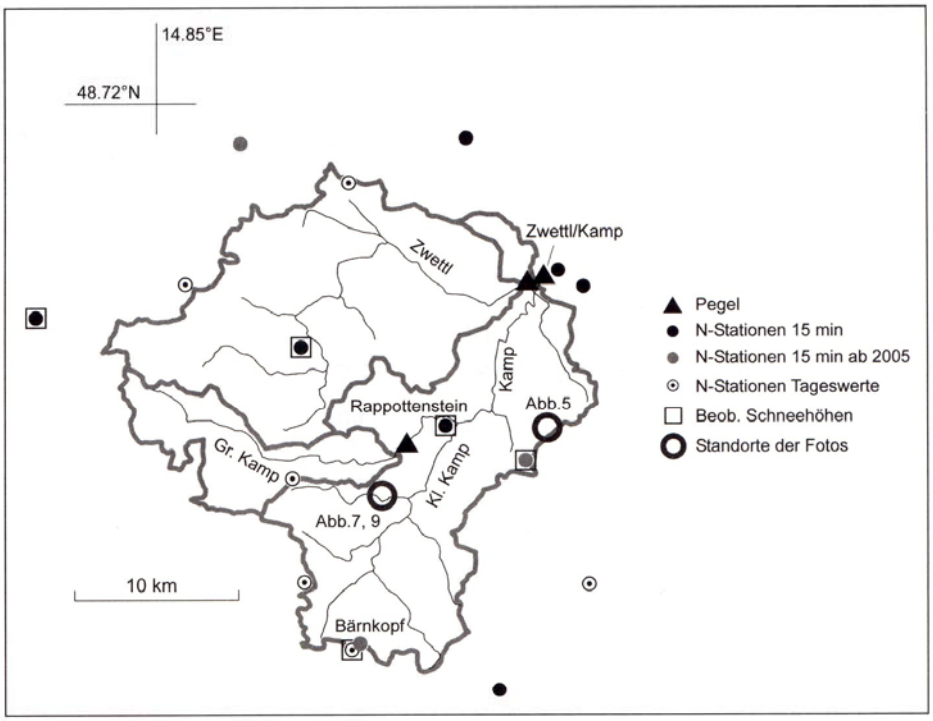

Abbildung 1
Einzugsgebiet des Pegels Zwettl/Kamp und Stationen sowie Standorte der Fotos
Catchment of the Zwettl/Kamp stream gauge, meteorological stations and locations of the photos

Das Abflussmodell für das Einzugsgebiet des Kamp besteht aus einem Niederschlag-Abflussmodell in den Kopf- und Zwischeneinzugsgebieten und einer Wellenablaufkomponente. Das Niederschlag-Abflussmodell ist ein kontinuierliches Wasserbilanzmodell auf Rasterbasis mit einer Auflösung von 1 km². Über ein Bodenfeuchtemodul wird die Änderung der Bodenfeuchte S_{bf} und die Abflussbildung erfasst. Dieses Modul enthält drei Parameter: die maximale Speicherkapazität des Bodens, *FC*; einen Parameter für die Bodenfeuchte, bei der die potenzielle Verdunstung erreicht wird, *LP*; und einen Parameter β zur Beschreibung der nichtlinearen Beziehung zwischen Bodenfeuchte und des zum Abfluss beitragenden Anteils von Regen und Schneeschmelze. Die Abflusskonzentration am Hang wird anhand eines oberen Bodenspeichers, eines tiefen Bodenspeichers und eines Grundwasserspeichers mit den Speicherinhalten S_1, S_2 und S_3 und den Speicherkonstanten k_1, k_2 und k_3 beschrieben. Der zum Abfluss beitragende Anteil von Regen und Schneeschmelze fließt in den oberen Bodenspeicher, welcher sich auf drei Wegen entleert: Erstens proportional zum Speicherinhalt in den Abfluss; zweitens, bei Überschreitung der kritischen Speicherfüllung L_1, mit einer schnellen Speicherkonstante k_0 in den Abfluss; drittens mit einer von der Bodenfeuchte abhängigen Perkolationsrate in den tiefen Bodenspeicher und den Grundwasserspeicher, wobei die Abhängigkeit durch einen Maximalwert L_{cperc} und eine Hochzahl γ beschrieben wird. Der tiefe Bodenspeicher und der Grundwasserspeicher entleeren sich in den Abfluss. Zusätzlich wird eine Bypass-Komponente eingeführt, der hydrologisch eine vertikale Wasserbewegung in Makroporen entspricht, welche die Matrix der obersten Bodenzone umgeht und einen Teil von Regen und Schneeschmelze (Anteil a_{by} und Maximum L_{by}) direkt in den tiefen Bodenspeicher leitet. Der Hangabfluss aus den drei Speichern wird danach zum Auslass jedes Teilgebietes transformiert und stellt den Teilgebietsabfluss bzw. direkten Zufluss zu einer Wellenablaufstrecke dar. Zur räumlichen Differenzierung werden die Hydrotope bebaute Flächen, Gräben unbewaldet, Gräben Wald, Hügelland unbewaldet, Hügelland Wald, Hochflächen und Sättigungsflächen unterschieden, für die je nach Teilgebiet unterschiedliche Modellparameter angesetzt werden. Die Vorgangsweise zur Bestimmung der Modellparameter ist in Reszler et al. (2006) beschrieben. Als Beispiel gibt Tabelle 1 die Modellparameter für ein Teilgebiet im Südwesten des Untersuchungsgebietes an. Die Modellstruktur ist im Detail in Blöschl et al. (2008) dargestellt.

Für die Modellentwicklung wurden Abflussdaten und Niederschlags- und Temperaturdaten aus den Jahren 1993 bis 2003 verwendet (Abb. 1) sowie Grundwasserganglinien und Schneehöhendaten. Zusätzliche Informationen über das hydrologische Verhalten des Untersuchungsgebietes wurden durch umfangreiche Begehungen bzw. Befahrungen und Gespräche mit Ortskundigen gewonnen. Im Mittelpunkt stand dabei die Erfassung der abflussbeitragenden Flächen bei den unterschiedlichen Ereignissen und der Schluss auf die dabei auftretenden hydrologischen Prozesse. Daher wurden die Begehungen wenn möglich während bzw. unmittelbar nach Ereignissen durchgeführt. Konkret wurden beispielsweise vernässte Flächen bzw. Sättigungsflächen aufgenommen, nach Spuren von oberflächlichem Abfluss gesucht, bei Bodenprofilen (Hanganschnitten) auf Hangwasseraustritte geachtet und Ausuferungsmarken erhoben (siehe auch Reszler et al. 2006). Die Gespräche mit den Ortskundigen wurden meist im Zuge der Begehungen durchgeführt und ergänzten die eigenen Einschätzungen. Aus den Beschreibungen konnte zusätzlich auf das Geschehen während des Ereignisses, z.B. Phasen der starken Anstiege in Gerinnen, erste Anzeichen von Oberflächenfließen an Flächen („von dort kam das Wasser" oder „diese Wiese stand unter Wasser") geschlossen werden. Zur Validierung wurde ein getrennter Datensatz aus den Jahren 2004 bis 2007 verwendet. Die Plausibilisierung des Modells wird in dieser Arbeit für unterschiedliche Situationen sowohl im Eich- als auch im Validierungszeitraum durchgeführt.

3 Dominante Prozesse – Konzept der Vorgangsweise

Grayson & Blöschl (2000) ziehen aus einer Reihe von Fallstudien den Schluss, dass aus der Vielzahl von Prozessen in einem Einzugsgebiet oft ein einziger Prozess als dominant angesehen werden kann. Sie definieren hierzu das „Dominant

Tabelle 1

Modellparameter im Teilgebiet des Kamp bis Rappottenstein

Model parameters of the Rappottenstein/Kamp sub-catchment

Parameter	Einheit	Bedeutung	Bebaute Flächen	Gräben unbewaldet	Gräben Wald	Hügelland unbewaldet	Hügelland Wald	Hochflächen	Sättigungsflächen
T_s	°C	untere Grenztemperatur (T < Ts → 100 % Schnee)	-2	-2	-2	-2	-2	-2	-2
T_Y	°C	obere Grenztemperatur (T > Tr → 100 % Regen)	3	3	3	3	3	3	3
T_m	°C	Schmelztemperatur	0	0	0	0	0	0	0
GTF	mm/d/K	Grad-Tag-Faktor	2.0	2.0	1.8	1.5	1.5	1.5	1.5
SKF	-	Korrekturfaktor bei Messfehler von Schneefall	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0
FC	mm	max. Speicherkapazität d. Boden	10	80	100	160	180	80	30
β	-	Nichtlinearitätsparameter	0.5	2.0	3.0	3.0	4.0	5.0	0.5
a_{by}	mm/d	Anteil am Niederschlag, der in den Bypass gelangt	0	0	0.1	0.2	0.2	0	0
L_{by}	mm	obere Grenze des Bypass-Flows	4.8	4.8	4.8	4.8	4.8	4.8	4.8
LP	mm	Bodenfeuchte, ab der Verdunstung maximal	7	56	70	112	126	56	21
k_0	h	Speicherkonstante des Oberflächenabflusses	0.5	5	5	10	10	20	1
k^*_1	h	Speicherkonstante des Zwischenabflusses	30	30	30	40	40	70	20
δ_1	-	Eichparameter für Erhöhung von k_1	2.0	2.0	2.0	1.5	1.5	0.5	0
k^*_2	h	Speicherkonstante des Bodenabflusses	150	150	150	170	170	400	400
δ_2	-	Eichparameter für Erhöhung von k_2	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	0.0	0.0
k_3	h	Speicherkonstante des Grundwasserabflusses	3000	3000	3000	3000	3000	3000	3000
L_1	mm	krit. Speicherfüllung für Oberflächenabfluss	1	6	12	50	50	30	20
L_{cperc}	mm/d	max. Perkolationsrate	1.0	2.0	2.0	3.5	3.5	2.0	1.0
γ	-	Dimension der Abh. der Perkolation von der Bodenfeuchte	2	2	2	2	2	2	2
a_{perc}	-	Anteil der Tiefenversickerung in das GW an der Perkolationsrate	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
f_3	-	Faktor, wenn GW-Strom am Pegel vorbeiführt	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0

Processes Concept" wie folgt: „Maybe instead of trying to capture everything when upscaling we should be developing methods to identify dominant processes that control hydrological response in different environments and scales, and then develop models to focus on these dominant processes [S. 366]." Die Idee dominanter Prozesse kann auf Hänge und Kleinsteinzugsgebiete angewendet werden. So weisen beispielsweise Peschke et al. (1999) Flächen mit Horton-Oberflächenabfluss, Sättigungsflächenabfluss, Zwischenabfluss, Versickerungsflächen und Speicherflächen aus, und Scherrer & Naef (2003) unterscheiden Flächen mit Horton-Oberflächenabfluss, Sättigungsflächenabfluss, unterirdischem lateralen Abfluss und unterirdischem vertikalen Abfluss. Beide Untersuchungen erfolgten auf Basis von Feldbegehungen bzw. Feldmessungen. Welcher Prozess dominant wird, hängt nicht nur von der Gebietsbeschaffenheit ab, sondern auch von den klimatischen und meteorologischen Bedingungen sowie von der aktuell vorherrschenden hydrologischen Situation im Einzugsgebiet. Bei verschiedenen Ereignissen und in verschiedenen Phasen eines Prozesses werden jeweils bestimmte Einflussfaktoren und Teilprozesse dominant, welche die dabei auftauchenden Phänomene in einer charakteristischen Weise prägen (Gutknecht 1994). Aus den vielfältigen Erscheinungsformen der Prozesse sind die dominanten Mechanismen und Teilprozesse nur dann differenzierbar, wenn sie sich in ihrer zeitlichen und räumlichen Dynamik genügend voneinander unterscheiden (Gutknecht 1993). Die Analyse erfordert daher eine gezielte Untersuchung der maßgebenden abflussauslösenden Bedingungen über eine Bandbreite von möglichst unterschiedlichen Situationen und Ereignisgrößen, bei denen jeweils andere Prozesse dominieren. Unterschiede in der räumlichen und zeitlichen Verteilung des Niederschlages können gänzlich unterschiedliche Abflussreaktionen hervorrufen (z.B. Loukas & Quick 1996, Syed et al. 2003). In Süddeutschland beispielsweise erzeugen Regen-auf-Schnee Ereignisse besonders hohe Abflüsse, wobei dies vor allem auf

die Sättigungsverhältnisse der Böden zurückzuführen ist (Sui & Koehler 2001). Merz & Blöschl (2003) unterscheiden Hochwässer zufolge langer Niederschläge, Hochwässer zufolge kurzer Niederschläge, Hochwässer ausgelöst von Gewittern, Regen-auf-Schnee Ereignisse und Schneeschmelzhochwässer. Die kleinsten Abflussbeiwerte traten dabei bei den Gewittern auf und die größten Abflussbeiwerte bei den Schneeschmelzereignissen (Merz et al. 2006). Es ist zu erwarten, dass je nach Situation unterschiedliche Modellparameter wirksam werden, nämlich jene, die den jeweils dominanten Prozess charakterisieren. Eine getrennte Betrachtung der Situationen kann dann die Identifikation der jeweils maßgebenden Parameter erleichtern.

In der vorliegenden Arbeit wird vorerst unterschieden nach der saisonalen Skale und der Ereignisskale. Die saisonale Skale ist wichtig, um für die Einzelereignisse geeignete Anfangsbedingungen des Gebietszustandes (Schnee, Bodenfeuchte, Speicherfüllstände) zu erhalten. Auf der Ereignisskale werden drei Ereignistypen unterschieden – von Schnee beeinflusste Ereignisse; konvektive Ereignisse; und advektive Ereignisse. Zur Übersichtlichkeit werden in dieser Arbeit sämtliche Darstellungen mit den Modellparametern gezeigt, die das Ergebnis der Modellidentifikation sind. Bei der Modellentwicklung wurden jedoch – in iterativer Weise – mehrere Zwischenergebnisse mit vorläufigen Parametern untersucht. Mithilfe des „Dominant Processes Concepts" kann die Anzahl der Versuchsläufe durch die strukturierte Vorgangsweise klein gehalten werden.

4 Plausibilisierung auf der saisonalen Skale

Prozesse bzw. Parameter, die auf der saisonalen Skale den Abfluss beeinflussen, sind die Verdunstung (*LP*), vor allem im Sommer, der Bypass (a_{by}) und die Perkolation (L_{cperc}, γ), das Verhalten des tiefen Boden- und Grundwasserspeichers (k_2, k_3), sowie die Schneeakkumulation und -schmelze. Als Beispiel ist die Simulation für acht Monate aus dem Validierungszeitraum in Abbildung 2 dargestellt. Der simulierte Schneewasserwert (SWE) stimmt qualitativ gut mit den beobachteten Schneehöhen überein (Abb. 2a). Im saisonalen Verlauf der relativen Bodenfeuchte (Bodenfeuchte *Sbf* normiert mit der Speicherkapazität *FC* des Bodens, gemittelt über das Gebiet) in Abbildung 2b wird zunächst der Einfluss der Schneeschmelze auf die Bodenfeuchte deutlich. Der hohe Wert von ca. 80 % hält bis in den April hinein an. Erst Ende April führt die größer werdende Verdunstung zu einer Reduktion der Bodenfeuchte. Der hohe Wert der Bodenfeuchte im Frühjahr ist konsistent mit der aus den Gebietsbegehungen gewonnenen Einschätzung von annähernd gesättigten Böden während und längere Zeit nach der Schneeschmelze. Im Gebiet des Kamp kontrolliert vorrangig der Bodenfeuchtezustand den zum Abfluss kommenden Anteil des Niederschlages. Bei annähernd gesättigten Böden genügen schon geringe Niederschläge um die Pegel ansteigen zu lassen. Beispielsweise werden am Kamp im April und Mai (Abb. 2) auch bei wenig Niederschlagsinput größere Abflussspitzen sichtbar. Dies wird durch das Modell zutreffend beschrieben. In den Sommermonaten sind für ähnliche Abflussscheitel hingegen weit ergiebigere Niederschläge erforderlich. Im Sommer geht die Bodenfeuchte nach Ereignissen durch die hohe Verdunstung rasch zurück. Insgesamt erreicht die simulierte Gebietsverdunstung im dargestellten Zeitraum Jänner bis August 2005 in Summe ca. 400 mm. Zum Vergleich betrug die Gebietsniederschlagssumme in diesem Zeitraum ca. 650 mm. Dies ist ein Wert, der um den langfristigen Mittelwert liegt. Der Verlauf der Bodenfeuchte spiegelt sich auch in den Füllständen der Speicherstände S_1, S_2, S_3 des Untergrundes wider (Abb. 2c). Der hohe Anteil an Bodenabfluss zeigt sich an den hohen Füllständen der tiefen Bodenspeichers S_2 im Vergleich zu jenen des oberen Bodenspeichers S_1, aus welchem die rasche, oberflächennahe Abflusskomponente hervor geht. Der simulierte Füllstand des Grundwasserspeichers S_3 (Kluftgrundwasser) zeigt eine leichte Erhöhung durch die Speisung nach der Schneeschmelze Ende März und fällt dann im Laufe des Sommers gemäß den gewählten Rückgangszeiten (Speicherkonstante k_3) wieder ab. Im Abfluss (Abb. 2d) zeigt sich der relativ große Anteil an den langsamen Abflusskomponenten aus dem Bodenspeicher, die im Modell durch den Bypass, die hohe Perkolationsrate und das Auslaufverhalten des tieferen Boden- und Grundwasserspeichers beschrieben werden.

5 Plausibilisierung auf der Ereignisskale

Zur Plausibilisierung wurden Einzelereignisse ausgewählt, und diese wurden in die drei Ereignistypen (Schnee, konvektiv, advektiv) klassifiziert. Durch Schneeschmelze oder Schneefall beeinflusste Ereignisse ergaben sich durch eine

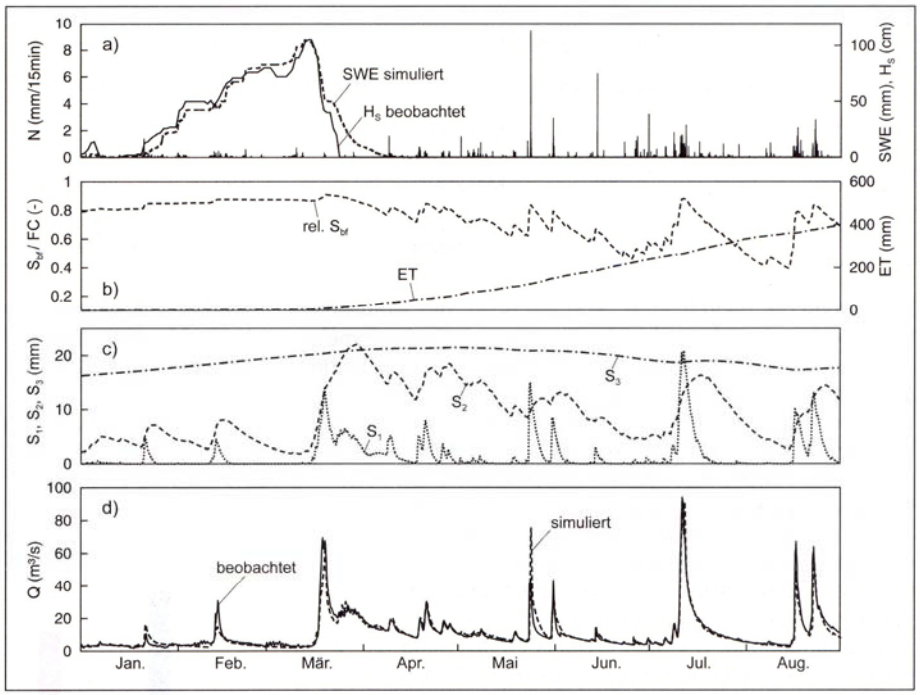

Abbildung 2

Simulierte und beobachtete hydrologische Größen im Jahr 2005 für das Gebiet des Pegels Zwettl/Kamp. (a) Niederschlag, simulierter mittlerer Schneewasserwert SWE und beobachtete Schneehöhen H_s in Bärnkopf; (b) simulierte Gebietsmittel der relativen Bodenfeuchte (S_{bf}/FC) und simulierte Summenlinie der Verdunstung (*ET*); (c) simulierte Gebietsmittel der Füllstände der Bodenspeicher (S_1, S_2, S_3); (d) simulierter und beobachteter Abfluss für die Pegelstelle.

Simulated and observed hydrological quantities of the catchment of the Zwettl/Kamp stream gauge in the year 2005. (a) Precipitation, simulated mean snow water equivalent (SWE) and observed snow depths H_s at the Bärnkopf station; (b) simulated mean relative soil moisture (S_{bf}/FC) and simulated cumulative evaporation (*ET*); (c) simulated mean storage depths of soil reservoirs (S_1, S_2, S_3); (d) simulated and observed runoff at the stream gauge.

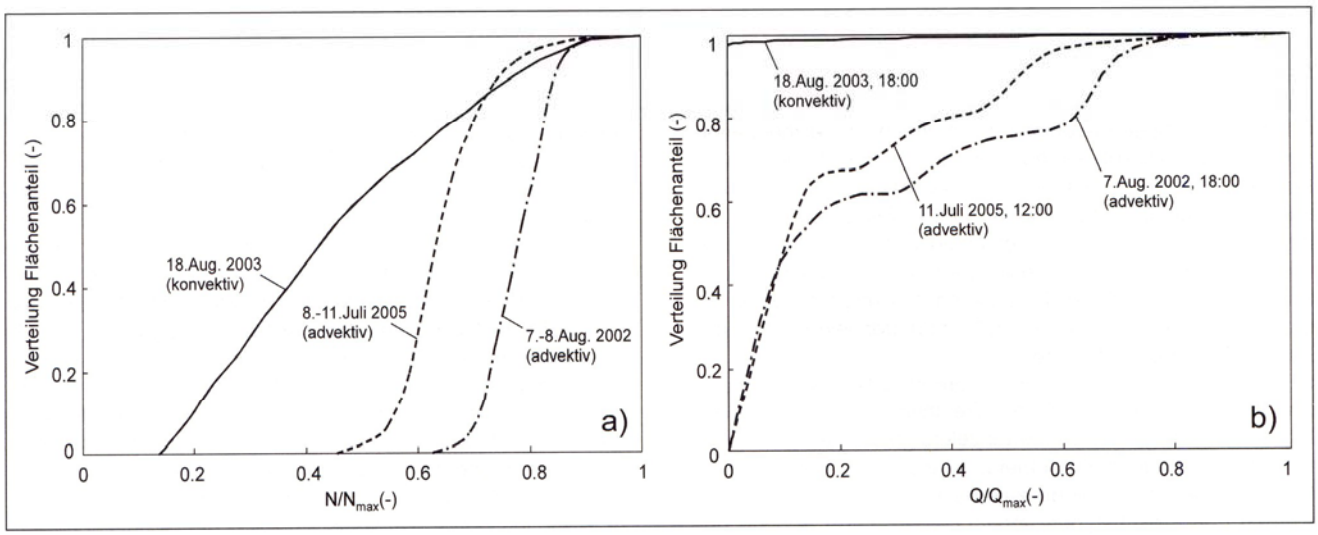

Abbildung 3

(a) Verteilungsfunktion der räumlichen Verteilung der Ereignisniederschlagshöhe (normiert mit der maximalen Ereignisniederschlagshöhe N_{max}) für das Gebiet des Pegels Zwettl/Kamp bei drei Ereignissen. (b) Zugehörige räumliche Verteilung des simulierten lokalen Abflusses zum Zeitpunkt des Scheitels (normiert mit dem maximalen lokalen Abfluss Q_{max}).

(a) Spatial distribution of event precipitation (scaled by the maximum event precipitation N_{max}) for three events in the Zwettl/Kamp catchment. (b) Associated spatial distribution of the simulated pixel runoff at the time of the hydrograph peak (scaled by the maximum pixel runoff).

Tabelle 2

Ereignistypen am Kamp und an der benachbarten Taffa für den Zeitraum 1993–2005. Q_{max} ist das Maximum der Abflussscheitel des jeweiligen Typs, und das Datum bezieht sich auf das Ereignis mit dem maximalen Scheitel.

Event types on the River Kamp and the neighbouring River Taffa during 1993–2005. Q_{max} is the maximum peak discharge of each type, the date corresponds to the event with the maximum peak discharge.

Typ	Zwettl/Kamp (622 km²)			Frauenhofen/Taffa (140 km²)		
	Anzahl	Q_{max} (m³/s)	Datum	Anzahl	Q_{max} (m³/s)	Datum
von Schnee beeinflusst	14	120	Mai 1996	7	38	Dez. 2002
konvektiv	7	50	Mai 2005	5	20	Juli 1994
advektiv	13	460	Aug. 2002 (1. Ereignis)	12	80	Aug. 2002 (1. Ereignis)

Beurteilung der beobachteten Schneehöhen, des simulierten Schneewasserwertes bzw. der simulierten Schneeschmelze einschließlich einer Analyse der Lufttemperaturen. Die beiden anderen Typen ergaben sich durch eine Typisierung der Niederschlagsverhältnisse. Dem konvektiven Typ wurden Ereignisse mit kleinräumiger Überregnung, hohen Niederschlagsintensitäten und kurzer Niederschlagsdauer zugewiesen, Gegenteiliges galt für den advektiven Typ. Abbildung 3a zeigt die räumliche Verteilung der Ereignisniederschlagshöhe für drei Ereignisse als Beispiel. Die beiden advektiven Ereignisse zeigen eine räumlich gleichförmige Überregnung. Bei dem Ereignis im Juli 2005 war der minimale Niederschlag im Gebiet 45 % des Maximalwertes, bei dem Ereignis im August 2002 war er sogar 63 % des Maximalwertes. Das konvektive Ereignis (August 2003) zeigt hingegen eine ungleichförmige, lokale Überregnung. Der minimale Niederschlag im Gebiet war nur 15 % des Maximalwertes. Diese Unterschiede in der räumlichen Überregnung bilden sich in der Abflussbildung ab. Die entsprechenden räumlichen Verteilungen des mit dem Modell simulierten Pixelabflusses (Abfluss am Hang) für die drei Ereignisse sind in Abbildung 3b dargestellt. Durch die räumlich unterschiedliche Abflussbereitschaft im Gebiet ist die räumliche Verteilung des Abflusses wesentlich heterogener als die des Niederschlags. Dies gilt besonders für das konvektive Ereignis, bei dem der gesamte Abfluss nur in etwa 3 % des Gebietes entsteht. Bei den advektiven Ereignissen entsteht der Abfluss im gesamten Gebiet, wenn auch mit sehr unterschiedlicher Intensität. In der stufenförmigen Gestalt der Verteilungen werden die unterschiedlich wirksam werdenden Hydrotope sichtbar.

Tabelle 2 zeigt eine Übersicht der derart klassifizierten Ereignisse sowie des Scheiteldurchflusses des größten Ereignisses jeden Typs. Zum Vergleich ist auch das Nachbareinzugsgebiet an der Taffa ausgewertet. Abbildung 4 zeigt die zeitliche Verteilung der Typen im Jahr. Von Schnee

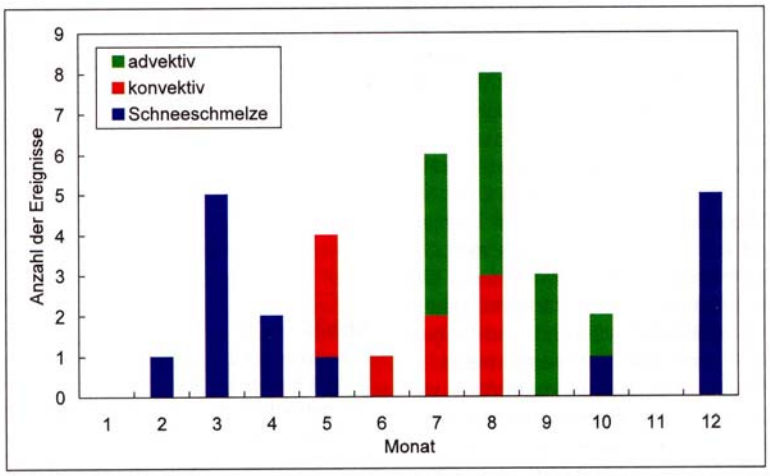

Abbildung 4

Saisonales Auftreten der ausgewerteten Ereignistypen in der Kampregion gemäß Tabelle 2

Seasonality of the events examined in the Kamp region according to Table 2

Abbildung 5

Hochfläche im Bereich Grafenschlag am Rand des Einzugsgebietes nach der Schneeschmelze

Tablelands in the region of Grafenschlag near the catchment boundary after snowmelt

beeinflusste Ereignisse, wie rein durch Schneeschmelze ausgelöste Ereignisse und Regen-auf-Schnee-Ereignisse, sind im nördlichen Österreich relativ häufig. Im Mai 1996 trat das größte Ereignis dieses Typs am Kamp im ausgewerteten Zeitraum auf. An der Taffa wurde dieses Hochwasser vom Ereignis im Dezember 2002 übertroffen. Konvektive Ereignisse, wie kurze Gewitter oder Schauer, sind in der Kampregion von Mai bis Oktober häufig zu beobachten. Allerdings sind von diesem Typ keine großen Hochwässer unter den Ereignissen. Das größte konvektive Ereignis am Kamp trat im Mai 2005 auf und besaß einen Scheiteldurchfluss von nur 50 m³/s. Die kleinen Durchflüsse unter diesen Bedingungen hängen mit der kleinräumigen Ausdehnung der Niederschlagszentren und mit der großen Durchlässigkeit der Böden zusammen. Große Niederschlagshöhen (und nicht so sehr große Niederschlagsintensitäten) sind deshalb notwendig, um große Abflüsse zu erzeugen. Lange, advektive Ereignisse, die vor allem in den Sommermonaten auftreten, erzeugen die größten Hochwässer im Gebiet des Kamp, darunter auch die beiden extremen Ereignisse im August 2002 mit einem maximalen Durchfluss von 460 m³/s.

5.1 Von Schnee beeinflusste Ereignisse

Ereignisse mit Schneeschmelzeinfluss zeichnen sich vor allem durch einen hohen Basisabfluss aus, der in der Regel aus der Schneeschmelze stammt. Wie sich in den Begehungen und Gesprächen mit Ortskundigen zeigte, sind während und nach der Schneeschmelze häufig über einen längeren Zeitraum im gesamten Gebiet vernässte Böden und großräumige Wasserflächen zu beobachten, vor allem auf den Hochflächen und den gerinnenahen Flächen. Abbildung 5 zeigt dazu die Situation in einer Phase nach der Schneeschmelze im April 2004 auf den typischen Hochflächen im Gebiet des oberen Kamp, auf denen die meist ebenen Wiesen und Felder schlecht an das Gewässernetz angeschlossen sind. Im Hintergrund sind Schneeflecken zu erkennen. Im Vordergrund sind völlig durchnässte Wiesenböden zu sehen. Dies lässt darauf schließen, dass die Böden in diesen Phasen großräumig aufgesättigt sind und ein Großteil des Einzugsgebietes zum Abfluss beiträgt (2)[1]. Wegen der kleinen Verdunstung in dieser Jahreszeit hält dieser Gebietszustand lange an. Dies zeigt sich auch daran, dass trotz der vergleichsweise kleinen Niederschlagsintensitäten und -summen bei Ereignissen in dieser Zeit hohe Abflussvolumina bzw. Abflussbeiwerte auftreten. Die Spitzenabflüsse sind jedoch wegen des durch die Energiebilanz bestimmten oberen Grenzwertes der Schneeschmelze begrenzt.

Abbildung 6 zeigt ein Beispiel für diesen Ereignistyp für die Zeit der Schneeschmelze im April 1996 vor dem Hochwasser Anfang Mai. Das Ereignis ist fast ausschließlich auf die Schneeschmelze zurückzuführen. In den Abflussdaten zeigt sich deutlich der typische Tagesgang infolge des Temperaturganges. Die beobachteten Abflussvolumina zeigen, dass in der dargestellten Periode beinahe die gesamte simulierte Schneeschmelze zum Abfluss

1 Die Zahlen in den Klammern beziehen sich auf die Auflistung in Tabelle 3.

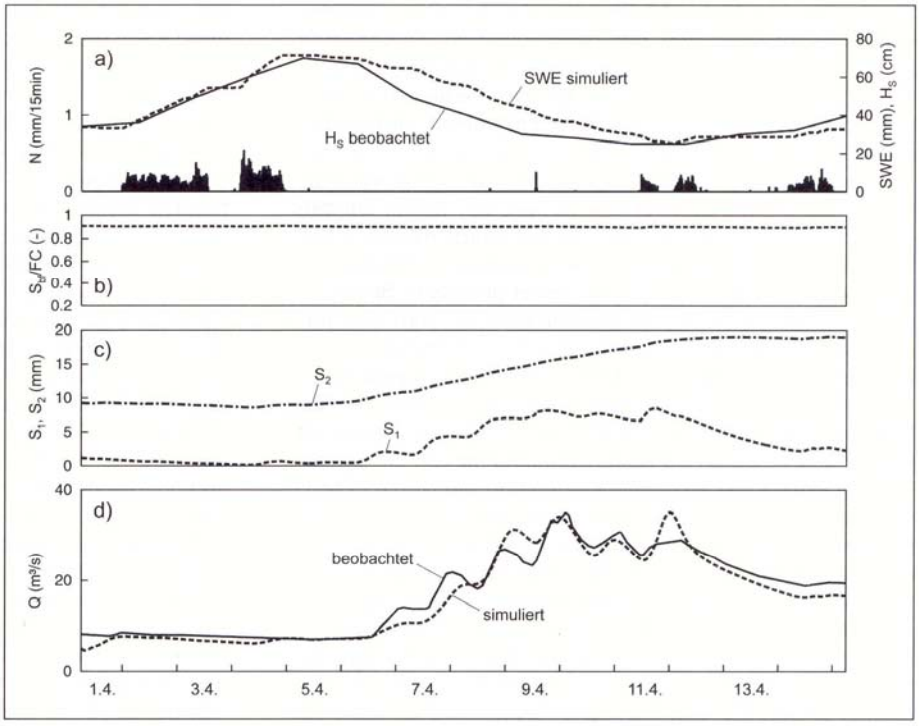

Abbildung 6

Schneeschmelzereignis im Gebiet des Pegels Zwettl/Kamp im April 1996. (a) Niederschlag, simulierter mittlerer Schneewasserwert SWE und beobachtete Schneehöhen H_s in Bärnkopf; (b) simulierte Gebietsmittel der relativen Bodenfeuchte (S_b/FC); (c) simulierte Gebietsmittel der Füllstände der Bodenspeicher (S_1, S_2); (d) simulierter und beobachteter Abfluss für die Pegelstelle.

Snowmelt event in the catchment of the Zwettl/Kamp stream gauge in April 1996. (a) Precipitation, simulated mean snow water equivalent (SWE) and observed snow depths H_s at the Bärnkopf station; (b) simulated mean relative soil moisture (S_b/FC); (c) simulated mean storage depths of the soil reservoirs (S_1, S_2); (d) simulated and observed runoff at the stream gauge.

kommt. Dies entspricht einer fast vollständigen Bodensättigung von S_{bf} / FC = 0,9 (3). Derartige Situationen eignen sich deshalb zur Bestimmung und Plausibilisierung der Schneeschmelzparameter. Die Grenztemperaturen zwischen Schnee und Regen werden daran getestet, ob bei Auftreten eines Niederschlages gleichzeitig auch ein Anstieg am Pegel auftritt. Die simulierte Schmelze wird anhand einer entsprechenden Wiedergabe des typischen Tagesgangs bzw. der Abfolge von Tagesgängen in den beobachteten Abflussdaten getestet. Zusätzlich werden auch Beobachtungen von Schneehöhen im Gebiet herangezogen (Abb. 6a). Die Grenztemperatur T_s ist im Anstieg der Ganglinien signifikant; die Schmelztemperatur T_m ist für den Zeitpunkt des Beginns des Rückgangs und der Grad-Tag-Faktor GTF in Phasen starker Schmelze bzw. hoher Schmelzraten maßgebend. Falls der Rückgang der simulierten Schneewasserwerte gut mit den beobachteten Schneehöhen übereinstimmt, aber der Ausaperungszeitpunkt nicht, wird die Auswirkung einer Variation des Schneekorrekturfaktors und der Grenz- und Schmelztemperatur analysiert. Zusätzlich wird die räumliche Verteilung der simulierten Schneewasserwerte mit den räumlich interpolierten Stationsdaten verglichen, sowie mit der bei Befahrungen gewonnenen Gebietseinschätzung (1).

Die täglichen Abflussspitzen (Abb. 6) treten in den späten Abend- bzw. Nachtstunden auf. Dies lässt Rückschlüsse auf die rascheste Abflusskomponente zu. In den Begehungen wurde festgestellt, dass sich vor allem auf den ebenen, schlecht angeschlossenen Flächen sehr viel Wasser sammelt und oberflächlich abläuft. Es handelt sich dabei um einen großen Gebietsteil, woraus gefolgert wird, dass der Beitrag von diesen Flächen die am Pegel beobachtete rasche Abflusskomponente dominiert. Geht man davon aus, dass der Höhepunkt der Schneeschmelze in den frühen Nachmittagsstunden auftritt, sind Verzögerungszeiten am Pegel Zwettl/Kamp von etwa 10 bis 12 Stunden ableitbar. Diese werden den Speicherkonstanten der oberflächlichen Komponente (k_0 = 5 – 15 h) aus großen Gebietsteilen, wie den schlecht angeschlossenen Flächen sowie den vom Pegel entfernteren Gräben zugeordnet (7). Im Modell wird in einem Pixel Oberflächenabfluss errechnet, wenn der Speicherstand S_1 über dem kritischen Speicherstand L_1 liegt. Relativ niedrige Werte wurden für die Gräben gewählt (6 – 12 mm, vgl. Tab.1); auf den schlecht angeschlossenen Hochflächen wurde ein etwas höherer Wert L_1 = 30 mm gewählt. Beim Beispiel in Abbildung 6 ergeben sich über das gesamte Gebiet gemittelte Speicherstände S_1 von ca. 9 mm, mit Maxima bis zu 20 mm. Hier tragen also nur die Gräben zum Oberflächenabfluss bei.

Der Hauptteil des Abflusses dürfte bei diesem Typ jedoch unterirdisch erfolgen wie aus dem langsamen Auslauf der Abflussganglinie nach Ende der Schneeschmelze erkennbar ist (Abb. 2 und 6). Durch die Bodensättigung dürften die unterirdischen Hohlräume aufgefüllt werden und die tieferen Fließwege angeschlossen bzw. aktiviert werden (5). Die sandig-grusigen Böden besitzen ein großes Speichervermögen, aber auch die Klüfte und Risse des verwitterten Granit-Untergrundes sind in der Lage, sehr viel Wasser zu halten (vgl. Onda et al. 2001). Unter diesen Bedingungen sind daher große Volumina verfügbar, die über die entsprechend langen Entleerungszeiten für die über das Jahr hohen Basisabflüsse (vgl. Abb. 2) sorgen. Es lässt sich daher erwarten, dass auch bei kurzen Regenereignissen in der Schneeschmelzperiode – neben dem hohen Anteil an oberflächlich abfließenden Wasser – auch Teile des im Boden gespeicherten Wassers aktiviert werden können, sodass diese zusätzlich zum Direktabfluss beitragen. Im Modell werden diese Vorgänge durch die Parameter für die Perkolationsraten (L_{cperc}), dem Bypass-Flow (α_{by}) und durch die Speicherkonstanten in den einzelnen Abflusskomponenten (k_0, k_1, k_2 und k_3) beschrieben. Speziell liegt bei diesem Typ der Fokus auf der Sensitivität dieser Parameter in Situationen starker Bodendurchfeuchtung, wie sie während und nach der Schneeschmelze vorherrschen. Mehr Abfluss aus dem Boden bei feuchtem Gebietszustand heißt auch mehr Versickerung in tiefere Bodenschichten, und daher größere Perkolations- und Bypassraten (Parameter L_{cperc} und α_{by}). In den simulierten Füllständen der Bodenspeicher (Abb. 6c) zeigt sich der stete Anstieg des langsam ausfließenden tiefgründigen Speichers S_2, gespeist – gemäß der Modellvorstellung – durch die hohen Perkolations- und Bypassraten (4), sowie die generelle Dominanz des Speichers S_2 gegenüber dem oberen Speicher S_1. Am Ende der dargestellten Schmelzphase erreicht der simulierte Füllstand S_2 Werte von an die 20 mm, während der Speicher S_1 ein Maximum von 8 mm in der Zeit der stärksten Schmelze erreicht. Im Abfluss zeigt sich allerdings auf dieser Skale nur der Einfluss des rascher reagierenden Speichers S_1 durch die ähnliche Dynamik, entsprechend dem Input – in diesem Fall hauptsächlich Schmelze – und dem Ausflussverhalten (Speicherkonstanten k_0 und k_1). Um den Einfluss des sehr langsam auslaufenden tiefgründigen Speichers S_2 auf den Abfluss (Speicherkonstanten k_2 ca. 300 h) zu erkennen, muss eine Periode von mehreren Wochen betrachtet werden (6). Der Einfluss des Grundwasserspeichers S_3 zeigt sich erst im Frühsommer und Sommer anhand der erhöhten Basisabflüsse. Die Analysen auf Ereignisskale und saisonaler Skale greifen hier ineinander (vgl. Abb. 2).

5.2 Konvektive Ereignisse

Konvektive Ereignisse wie kurze Gewitter oder Schauer zeichnen sich durch kurze Niederschlagsdauer und hohe Intensitäten aus. Es handelt sich hierbei entweder um lokal entstehende Gewitter oder – häufiger – um Gewitterfronten, die in Form von schmalen Bändern rasch über das Gebiet ziehen. Die räumliche Ausdehnung der Niederschlagszentren ist meist klein, die Abflussbeiwerte gering. Für die hydrologische Situation im Einzugsgebiet bedeutet das, dass nur ein geringer Gebietsteil zum Abfluss beiträgt (8). Die Wellen sind meist steil. Dies deutet darauf hin, dass die an der Oberfläche oder oberflächennah ablaufenden Abflussprozesse bei diesem Ereignistyp dominieren. Im Gegensatz zu den schneebeeinflussten Ereignissen ist nur ein geringer Abflussbeitrag aus den tiefgründigeren Bodenschichten zu erwarten (10). Bestätigt wird diese Vorstellung durch die Begehungen, bei denen nach konvektiven Ereignissen stellenweise deutliche Spuren von Oberflächenabfluss zu erkennen waren. Bei der Untersuchung von Bodenprofilen fiel jedoch auf, dass der Bereich unmittelbar unterhalb der Grasnarbe trocken war. Das bedeutet, dass die Durchfeuchtung nach dem Ereignis nicht sehr stark ist. Als Flächen, die direkt zum Abfluss beitragen, bleiben daher jene Flächen, an denen der Anteil an Oberflächen- und oberflächennahem Anteil dominiert. Das sind versiegelte Flächen in den Ortschaften, steile Gräben sowie gewässernahe Flächen, die gesättigt sind (8). Abbildung 7 zeigt ein Beispiel für den Ausuferungsbereich am Lohnbach, einem Zubringer zum Kleinen Kamp. Im Hintergrund liegt das Hauptgerinne, im Vordergrund liegt eine Feuchtzone. Fällt Niederschlag auf derartige Flächen, kommt er unmittelbar und sehr rasch zum Abfluss.

Von der Lage der Niederschlagszentren im Gebiet hängt es nun ab, welche Form der Abflusswelle an den Pegeln zu beobachten ist. Liegt das Zentrum des Niederschlages in den Gebietsteilen nahe des Pegels, so zeigen sich am Pegel steile Anstiege und kurze Abflussspitzen. Die Anlaufphase beträgt mitunter weniger als eine Stunde. Beim Pegel Zwettl/Kamp verstärkt sich dieser Effekt aufgrund der versiegelten Flächen und steilen Topographie in Gerinnenähe. Häufig ist zu beobachten, dass die versiegelten Flächen im pegelnahen Bereich

Abbildung 7

Sättigungs- und Ausuferungsflächen am Lohnbach, ein Zubringer zum Kleinen Kamp im Süden des Gebietes

Saturation and inundation areas on the River Lohnbach, a southern tributary to the River Kamp

unmittelbar auf den Niederschlag reagieren und kurze Spitzen erzeugen, und erst einige Zeit später eine „nachlaufende" Welle aus dem hinteren Einzugsgebiet den Pegel erreicht (vgl. Abb. 5a in Reszler et al. 2006). Befindet sich der Schwerpunkt der Überregnung in vom Pegel weiter entfernten Gebietsteilen, so ergibt sich am Pegel eine ausgerundete Ganglinienform. Aus den Ganglinien am Pegel Zwettl/Kamp gehen in diesem Fall Speicherkonstanten k_0 zwischen 15 und 30 Stunden hervor. Diese Prozessanalysen zeigen, dass bei diesem Ereignistyp hauptsächlich die räumliche Verteilung der direkt abflussbeitragenden Flächen (bebaute Flächen und Sättigungsflächen) sowie die Parameter der oberflächennahen Abflusskonzentration im Gebiet (Speicherkonstanten k_0 und k_1) signifikant sind (11).

Abbildung 8 zeigt ein Beispiel für ein konvektives Ereignis am Pegel Zwettl/Kamp im August 2003. In diesem Fall wurde als Folge eines kurzen Gewitters am Pegel in Zwettl eine steile, kurze Abflussspitze beobachtet, die nur wenige Stunden nach der größten Niederschlagsintensität auftrat. Am Beginn des Ereignisses herrschten sehr trockene Bedingungen; dies zeigt sich in der simulierten relativen Bodenfeuchte von nur 25 %. Auch während des Ereignisses steigt dieser Wert wegen des kleinen Niederschlagvolumens von nur 27 mm kaum an; nur ein geringer Gebietsteil wird stark überregnet (siehe Abb. 3) (9). Die Intensitäten sind allerdings lokal hoch. An der Station Rappottenstein wurden beispielsweise knapp 20 mm in 15 Minuten gemessen. Die simulierten Füllstände der Bodenspeicher zeigen das der Modellvorstellung entsprechende Bild. Der die oberen Bodenschichten charakterisierende Speicher S_1 steigt rasch an. Diese Reaktion ist das Resultat der auf den rasch reagierenden Flächen (bebaute Flächen und Sättigungsflächen) klein gesetzten Werte für FC und β sowie die sehr kleinen Speicherkoeffizienten k_0 und k_1. Im Gegensatz zum Typ der Schneeschmelze in Abbildung 6 zeigt sich die Dominanz des oberen Speichers S_1 gegenüber dem Speicher S_2, wenngleich die über das Gebiet gemittelten Werte von S_1 wesentlich geringer sind als in Abbildung 6 (12). Die tieferen Bodenschichten bleiben vom Ereignis nahezu unbeeinflusst; der Parameter L_{cperc} zur Beschreibung der Perkolationsraten ist auf diesen Flächen sehr klein gewählt, und der Bypass Fluss (α_{by}) wurde auf diesen Flächen auf Null gesetzt (10).

In den simulierten Abflussganglinien wird der Anstieg am Pegel mit dem Modell gut wiedergegeben (Abb. 8). Die Spitze wird leicht unterschätzt. Mögliche Gründe dafür liegen in Unsicherheiten betreffend die räumliche Interpolation der hohen Niederschlagsintensitäten. Aus einer Unterschätzung der Niederschläge würde folgen, dass die simulierten Speicherstände S_1 als geringfügig zu klein einzuschätzen sind. Aber auch durch den im Modell vereinfacht formulierten Ansatz zur Abflusskonzentration innerhalb des Teilgebietes werden Unsicherheiten eingetragen.

5.3 Advektive Ereignisse

Lange, advektive Ereignisse in den Sommermonaten erzeugen die größten Hochwässer im Gebiet des Kamp. Darunter befinden sich die beiden Ereignisse im August 2002. Das erste Ereignis zeichnete sich darüber hinaus durch eingelagerte

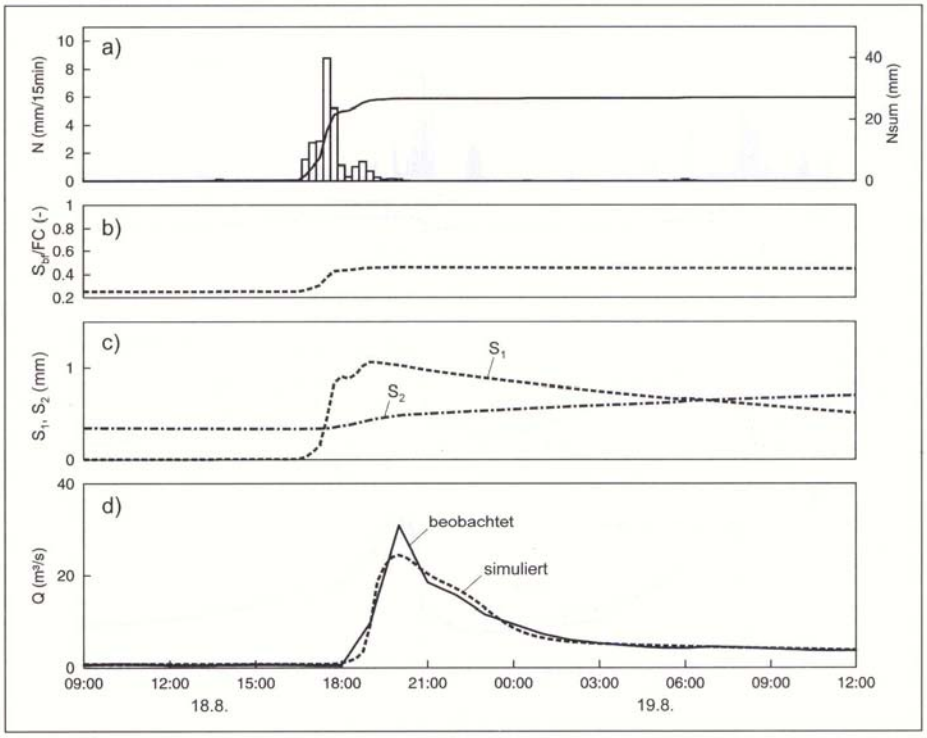

Abbildung 8

Konvektives Ereignis im Gebiet des Pegels Zwettl/Kamp im August 2003. (a) Niederschlag und Niederschlagssummenlinie; (b) simulierte Gebietsmittel der relativen Bodenfeuchte (S_{bf}/FC); (c) simulierte Gebietsmittel der Füllstände der Bodenspeicher (S_1, S_2); (d) simulierter und beobachteter Abfluss für die Pegelstelle.

Convective event in the catchment of the Zwettl/Kamp stream gauge in August 2003. (a) Precipitation and cumulative precipitation; (b) simulated mean relative soil moisture (S_{bf}/FC); (c) simulated mean storage depths of the soil reservoirs (S_1, S_2); (d) simulated and observed runoff at the stream gauge.

Abbildung 9

Oberflächiger Abfluss über Rinnen in bewaldeten Gräben im Bereich des Lohnbachfalles am Ende eines advektiven Ereignisses im Juli 2005 (mittleres Hochwasser, ca. HQ5)

Surface runoff on the steep forested slopes of the Lohnbach Falls after an advective event in July 2005 (approximately a five year flood)

Konvektivität aus, wodurch sich die Anstiege in den Abflussganglinien abschnittsweise verschärften. Sandige Böden mit großer Durchlässigkeit führen zu hohen Anfangsverlusten, z B. 60 mm beim ersten Ereignis im August 2002 (GUTKNECHT et al. 2002). Bei anhaltendem Niederschlag ist zu erwarten, dass zunehmend größere Flächen gesättigt werden. Dies gilt für die Gräben und das Hügelland. Bei ausreichend langen Niederschlägen kommt es auch auf hoch durchlässigen Waldböden zu Oberflächenfließen. Ein Beispiel zeigt Abbildung 9 für einen Wald im Bereich des Lohnbachfalles. Das Foto wurde im Juli 2005 unmittelbar nach Niederschlägen von insgesamt ca. 120 mm aufgenommen.

Abbildung 10 zeigt ein Beispiel für zwei advektive Ereignisse aus dem Validierungszeitraum. Am Beginn des ersten Ereignisses herrschten relativ trockene Bedingungen, was sich auch in der eher geringen simulierten Bodenfeuchte von 45 % widerspiegelt. Relativ kleine Gebietsteile dürften in dieser Phase zum Abfluss beitragen (15). Die Anfangsverluste sind groß (ca. 50 mm). Dieser Wert liegt ungefähr in der Größenordnung des mittleren maximalen jährlichen Tagesniederschlages in diesem Gebiet (13). Durch die lange und großräumige Überregnung werden die Böden jedoch großflächig aufgesättigt, wodurch immer größere Gebietsteile zum Abfluss beitragen, was sich in der Zunahme der mittleren Bodenfeuchte zeigt (14). In den simulierten Füllständen der Bodenspeicher zeigt sich in dieser Phase die Dominanz des oberen Speichers S_1 gegenüber des tiefgründigen Speichers S_2 (16). Beim zweiten Ereignis erfolgt ein steiler Anstieg des Abflusses. Dies deutet auf eine gewisse Nichtlinearität in der Abflussentstehung am Kamp hin. Die hohen Anfangsverluste werden der Modellvorstellung nach den Gebietsteilen mit sehr speicherfähigem Untergrund (sandig-grusige Böden und geklüfteter Granit) im Westen zugeordnet. Da dieser Gebietsteil den größten Flächenanteil im Gebiet des Kamp besitzt, ist es denkbar, dass die in den Ereignisphasen nach Aufsättigung der Böden stark ansteigenden Abflussbeiwerte im Gebiet auf einen starken Anstieg an Oberflächenabfluss aus diesen Gebietsteilen zurück gehen. Die Abflussverluste und die Dynamik der Aufsättigung werden im Modell durch den nichtlinearen Ansatz im Bodenfeuchtemodul (Parameter FC, β) beschrieben, und durch den Schwellenwert, ab welchem in den einzelnen Pixeln die rasche Abflusskomponente (Oberflächenabfluss) auftritt (L_1). Der Fokus liegt hierbei auf den Parametern der großen Gebietsteile im Westen des Gebietes (Hydrotop „Hügelland") mit sehr speicherfähigem Untergrund. Als Orientierung zur Wahl des Parameters L_1 dient der abgeschätzte Anfangsverlust bei derartigen Ereignissen.

Die Ganglinien zeigen weiters, dass neben dem rasch reagierenden oberflächlichen und oberflächennahen Abfluss auch der Anteil an unterirdischem Abfluss bei genügend großer Vorbefeuchtung bzw. genügend langer Überregnung stark zunimmt. Ähnlich wie nach der Schneeschmelze werden die Fließwege in den tieferen Bodenschichten aktiviert. Bei diesem Ereignistyp

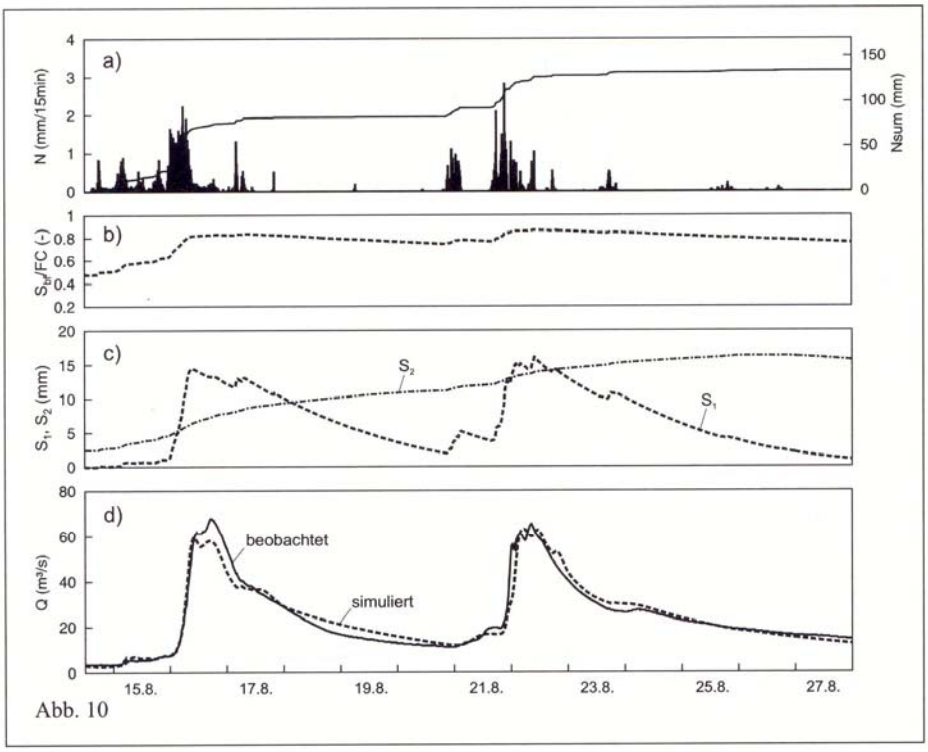

Abb. 10

Abbildung 10

Zwei advektive Ereignisse im Gebiet des Pegels Zwettl/Kamp im August 2005. (a) Niederschlag und Niederschlagssummenlinie; (b) simulierte Gebietsmittel der relativen Bodenfeuchte (S_{bf}/FC); (c) simulierte Gebietsmittel der Füllstände der Bodenspeicher (S_1, S_2) in mm; (d) simulierter und beobachteter Abfluss für die Pegelstelle.

Two advective events in the catchment of the Zwettl/Kamp stream gauge in August 2005. (a) Precipitation and cumulative precipitation; (b) simulated mean relative soil moisture (S_{bf}/FC); (c) simulated mean storage depths of the soil reservoirs (S_1, S_2); (d) simulated and observed runoff at the stream gauge.

sind also die Einflüsse sowohl der oberflächennahen als auch der tiefgründigeren Abflussprozesse signifikant. Die simulierten mittleren Füllstände der Bodenspeicher S_1 und S_2 sind in der gleichen Größenordnung. Am Ereignisende dominiert der tiefgründige Speicher S_2, da er über eine lange Zeit gespeist wird und nur langsam ausläuft. Die Sensitivitätsanalyse umfasst daher die gesamte Bandbreite der Parameter zur Beschreibung der Abflussbildung auf der Pixelskale (Aufsättigung der Böden, Tiefenperkolation und Bypass) (17).

Die ausgezeichnete Wiedergabe dieses Ereignistyps aus einem nicht in die Modellentwicklung einbezogenen Datensatzes zeigt die hohe Modellgüte bei diesem für große Hochwässer maßgebenden Typs am Kamp. Die räumliche und zeitliche Variabilität der Niederschläge ist bei diesem Typ geringer als bei den konvektiven Ereignissen, wodurch mit geringeren Unsicherheiten betreffend der Interpolation der Niederschlagswerte zwischen den Stationen zu rechnen ist. Dies wirkt sich positiv auf die Belegführung im Zuge der Modellentwicklung aus, da die dominanten Abflussprozesse besser identifiziert werden können.

6 Diskussion

Auf der Ereignisskale werden je nach Durchfeuchtung der Böden unterschiedliche Abflussmechanismen wirksam und deshalb unterschiedliche Parameter maßgebend. Wenn die Böden aufgesättigt werden, ist oft in den Abflussganglinien eine Verschiebung der Abflusskomponenten hin zu den langsamen Komponenten zu beobachten. Dies ist besonders bei von Schneeschmelze beeinflussten Ereignissen der Fall. Es tragen zwar große Teile des Gebietes zum Abfluss bei, jedoch dominieren die langsameren Abflusskomponenten aus den tieferen Bodenschichten (siehe Abb. 5, 6). In der Simulation zeigt sich das dadurch, dass die langsame Speicherkomponente des Bodens S_2 größer als die rasche Speicherkomponente S_1 ist. In diesem Fall sind die Parameter zur Beschreibung der Perkolation und des Ausflusses aus den tiefen Bodenschichten wirksam. Bei trockenen Verhältnissen können die Anfangsverluste sehr groß sein. Treten in diesen Phasen kurze Gewitter auf, reagiert nur ein kleiner Teil des Gebietes (siehe Abb. 7, 8). Der Fokus liegt daher bei diesem Typ auf den Teilflächen mit geringen Speichereigenschaften, wie die versiegelten Flächen, steilen Gräben oder Sättigungsflächen und die Bestimmung der Parameter dieser Hydrotope. Die raschen Abflusskomponenten dominieren bei diesem Ereignistyp. In der Simulation zeigt sich das dadurch, dass die langsame Speicherkomponente des Bodens S_2 wesentlich kleiner als die rasche Speicherkomponente S_1 ist. Die bei diesem Typ wirksamen Parameter sind jene, welche die rasche, oberflächliche bzw. oberflächennahe Abflusskonzentration beschreiben (speziell k_0 und Schwellenwert L_1). Eine großräu-

Tabelle 3

Zusammenstellung der dominanten Prozesse und wirksamen Parameter für die Ereignistypen. (a), (b), (c) und (d) beziehen sich auf die jeweiligen Teilabbildungen bei den Ereignissimulationen. Die Nummern beziehen sich auf die Erwähnung im Text.

Summary of the dominant processes and relevant parameters of the event types. (a), (b), (c) and (d) correspond to the panels in the event simulation plots. The numbers refer to the main text and indicate where the processes are mentioned.

Typ	Abb.	dominante Prozesse / Charakteristik	Parameter	Nr.
Schneeschmelze	5, 6	Schneeakkumulation und -schmelze (a) + (d)	Grenztemperaturen (T_s und T_r), Schmelztemperatur (T_m), Grad-Tag-Faktor (*GTF*)	(1)
		Abflussbeiwerte groß (a) + (d)	Abflussbeitrag aus gesamten Gebiet (*FC*, β)	(2)
		hoher Bodenfeuchtegrad zu Beginn ($S_{bf} \approx FC$) (b)	Abflussbildung bei gesättigtem Zustand (speziell *FC*)	(3)
		Speisung des tiefgründigen Bodenspeichers (Anstieg S_2) (c)	Perkolation (L_{cperc}), Bypass (α_{by})	(4)
		Speicherkonstanten der langsamen Komponenten (Bodenabfluss) (d)	k_1 und k_2	(5)
		Dominanz des tiefgründigen Speichers S_2 (c)	speziell k_2 (Rückschlüsse über saisonale Analyse, auch k_3)	(6)
		Tagesgang (Spitze am Pegel um Mitternacht): Verzögerung im Mittel ca. 10 h (d)	k_0 in gesamten Gebiet	(7)
Konvektiv	7, 8	Abflussbeiwerte gering (a) + (d)	Abflussbeitrag von Flächen mit kleinem *FC* und β	(8)
		trockene Anfangsbedingungen (S_{bf} klein) (b)	Aufsättigungsverhalten (FC und β)	(9)
		kein Speisen des tiefgründigen Speichers (c)	$L_{cperc} \approx 0$; $Q_{by} \approx 0$	(10)
		Speicherkonstanten der raschen Komponenten (Oberflächenabfluss) (d)	k_0 und k_1	(11)
		Dominanz des oberen Speichers S_1 (c)	speziell k_0 und Schwellenwert L_1	(12)
Advektiv	9, 10	Anfangsverluste, Zunahme der Abflussbeiwerte über das Ereignis (a) + (d)	Abflussbeitrag der je nach Ereignisphase unterschiedlich reagierenden Teilflächen, v.a. Fokus auf Flächen mit großem *FC*, β	(13)
		zeitliche Dynamik der Bodenfeuchte (b)	Aufsättigungsverhalten (*FC* und β)	(14)
		Am Ereignisbeginn: Oberflächenabfluss nur auf rasch reagierenden Flächen, sonst Basisabfluss (d)	k_0, k_1 auf Flächen mit geringem *FC* und β, sonst k_2	(15)
		In Ereignismitte: Oberflächenabfluss auch auf durchlässigen Böden (d); Dominanz des oberen Speichers S_1, oft sprunghafter Anstieg (c)	Schwellenwert L_1 und k_0, k_1 im gesamten Gebiet	(16)
		Am Ereignisende (d), steter Anstieg von S_2 (c)	k_1, k_2 im gesamten Gebiet Perkolation (L_{cperc} und γ Bypass (α_{by})	(17)

mige Aufsättigung der Böden erfolgt bei Ereignissen mit advektivem, frontalem Charakter. In der Simulation zeigt sich das an der steten Zunahme des Speicherstandes S_2 (Wasser im Boden) über lang anhaltende Ereignisse oder bei Doppelereignissen. Bei vielen Ereignissen zeigt sich, dass die Füllstände des langsam auslaufenden Bodenspeichers S_2 in der gleichen Größenordnung wie jene des rascher reagierenden Bodenspeichers S_1 liegen. Je nach Ereignisphase tragen hier unterschiedliche Teilflächen zum Abfluss bei, und unterschiedliche Parameter werden wirksam. Am Beginn bestimmen die Aufsättigung der Böden und die hohen Anfangsverluste die Abflussentstehung; regnet es nach Aufsättigung der Böden weiter, kommt es zu einem sprunghaften Anstieg in den Abflussbeiwerten und Abflussganglinien (siehe Abb. 9, 10). Im Modell wird diese Nichtlinearität durch die Parameter β im Bodenfeuchtemodul und den Schwellenwert L_1, ab welchem Oberflächenabfluss entsteht, beschrieben. Tabelle 3 zeigt einen zusammenfassenden Überblick über die beim jeweiligen Analyseschritt bzw. Ereignistyp wirksamen und daher speziell betrachteten Modellparameter.

Die Vorgangsweise der Differenzierung in dominante Prozesse bzw. Situationen kam einerseits bei der Modellentwicklung bzw. Parameteridentifikation und andererseits zur Plausibilisierung und zum Verstehen lernen des Modells in der Validierungsphase zur Anwendung. Im ersteren Fall ist es Teil der in Reszler et al. (2006) beschriebenen Vorgangsweise zur Parameteridentifikation mittels fünf Schritten. Die dominanten Prozesse geben Hinweise über das je nach Ereignistyp und Situation unterschiedliche Wirksamwerden von Mechanismen und Teilprozessen. Für den Schritt 2 der „spektralen Entmischung" ergeben sich beispielsweise Aufschlüsse über die abflussbeitragenden Flächen, die sich bei verschiedenen Situationen und Ereignisgrößen in unterschiedlichen Abflussbeiwerten und unterschiedlicher Dynamik zeigen. Nach Aufsättigung der Böden (z.B. Schneeschmelze, oder bei genügend langem Vorregen) trägt das gesamte Gebiet bei, hingegen tragen beim konvektiven Typ nur kleine, jedoch rasch reagierende Gebietsteile bei, wodurch die Abflussreaktion, je nach Typ, den einzelnen Gebietsteilen bzw. Hydrotopen zugeordnet werden kann. In Schritt 3 erfolgt die Plausibilitätsprüfung und Feinabstimmung der Parameter. Durch Unterteilung in Ereignistypen werden jeweils unterschiedliche Parameter maßgebend für die Nachbildung der Pegelabflüsse. Zum Beispiel ist in der Zeit nach der Schneeschmelze, bei fast gesättigtem Gebietszustand, der Einfluss des Parameters *FC*, der im Modell die maximale Speicherkapazität charakterisiert und daher maßgeblich den zum Abfluss kommenden Niederschlag bestimmt, für alle Gebietsteile sehr hoch. Hingegen ist beim konvektiven Typ dieser Parameter nur für die rasch reagierenden Flächen (versiegelte Flächen, Sättigungsflächen) signifikant. Das gesamte Spektrum des Aufsättigungsverhaltens (*FC* und β) wird bei lang andauernder, großräumiger Überregnung in den einzelnen Phasen des Ereignisses analysierbar. Für den Schritt 4 der Feinabstimmung der Modellstruktur ist vor allem die Verschiebung der Abflusskomponenten im Boden bei den unterschiedlichen Typen von Ereignissen interessant. Die Analyse zeigte, dass bei starker Durchfeuchtung der Böden der Beitrag aus den tieferen Bodenschichten (langsame Abflusskomponente) signifikant höher ist als bei trockenen Verhältnissen. Die ursprüngliche Modellstruktur wurde daraufhin verändert, indem die Parameter für die Perkolation und den Bypass sowie die Speicherkonstanten k_1 und k_2 von der aktuellen Bodenfeuchte abhängig gemacht wurden (Reszler et al. 2006).

Die hier vorgestellte Analyse erfolgte anhand der Modellsimulationen und einer Überprüfung der Plausibilität der Konzepte bzw. Vorstellung über die ablaufenden Vorgänge im Gebiet. Der Schwerpunkt liegt hier nicht auf einer guten Anpassung von simulierten und beobachteten Abflussganglinien, sondern auf einer hydrologischen Interpretation der simulierten Zustandsgrößen anhand eines Vergleichs mit der Gebietskenntnis sowie mit qualitativer Zusatzinformation. Der Arbeitsaufwand bei einer derartigen situationsbezogenen Analyse ist größer als bei der automatischen Eichung eines Modells. Dieser Einsatz wird allerdings als notwendig erachtet, um die Modellstruktur und Modellparameter in einer plausiblen Weise zu identifizieren und das Vertrauen in das Modell zu stärken, dass es für unterschiedliche Situationen zuverlässige Abflussprognosen liefert. Dies trifft besonders auf Situationen zu, die sich von dem in der Modellentwicklung zur Verfügung stehenden Datensatz unterscheiden.

Zusammenfassung

Ziel dieser Arbeit ist die Plausibilisierung der Parameter und Struktur eines flächendetaillierten Abflussmodells. Die Grundidee besteht darin, dass je nach Situation unterschiedliche Prozesse dominant werden und deshalb unterschiedliche Modellparameter wirksam werden. Zur Differenzierung der Situationen werden drei Ereignistypen unterschieden: Ereignisse, in denen Schnee eine entscheidende Rolle spielt (reine Schneeschmelze, Regen auf Schnee, Regen nach erfolgter Schneeschmelze); konvektive Ereignisse, wie lokale Gewitter und Gewitterfronten, die sich durch kleinräumige und kurze Niederschläge mit hohen Intensitäten auszeichnen und advektive Ereignisse mit großräumiger Überregnung von längerer Dauer und meist geringeren Intensitäten. Die drei Typen unterscheiden sich wesentlich durch den Bodenfeuchtezustand, insbesondere durch das Zusammenspiel des raschen Bodenspeichers S_1 und des langsamen Bodenspeichers S_2: bei von Schnee beeinflussten Ereignissen ist $S_2 > S_1$, bei konvektiven Ereignissen ist $S_2 < S_1$ und bei advektiven Ereignissen ist $S_2 \sim S_1$. Die Ereignistypen unterscheiden sich auch durch zahlreiche andere Eigenschaften, die sich in dem unterschiedlichen Wirksamwerden von Parametern ausdrücken. Die Analysen dieser Arbeit zeigen, dass aus der Vielzahl von in einem Einzugsgebiet ablaufenden Prozesse dominante Teilprozesse bzw. Mechanismen der Abflussentstehung bei Betrachtung unterschiedlicher Situationen erkennbar werden und dies genutzt werden kann, die Struktur und Parameter von flächendetaillierten Abflussmodellen zu identifizieren und zu plausibilisieren. Die Ergebnisse zeigen nicht nur eine gute Übereinstimmung simulierter und beobachteter Abflüsse, sie lassen auch eine Aussage über die Plausibilität der gewählten Modellstruktur und Parameter sowie die Extrapolierbarkeit des Modells auf unterschiedliche Situationen zu.

Summary

This paper presents a strategy for checking the plausibility of a spatially distributed rainfall runoff model. The basic idea is that, depending on the situation, different processes become dominant, and hence different model parameters will control the system behaviour. To stratify the situations, three event types are examined: snow melt induced events (snowmelt events, rain on snow, rain after snowmelt), convective events such as local thunderstorms and thundery fronts associated with local and short rainfall, and advective events associated with large scale rainfall. The three event types differ in the soil moisture conditions which control runoff generation and the interplay between the rapidly responding shallow soil storage S_1 and the more slowly responding deeper soil storage S_2: For snow melt induced events $S_2 > S_1$, for convective events $S_2 < S_1$ and for advective events $S_2 \sim S_1$. The analyses presented in this paper indicate that, out of a multitude of processes in a catchment, dominant sub-processes and mechanisms of runoff formation can be identified by examining different situations which helps in identifying the model structure and the model parameters as well as with checking their plausibility.

The procedure also assists in assessing the ability of the model to extrapolate to situations and events that may differ from those in the data set available for developing the model.

Anschrift der Verfasser:

Dr. Ch. Reszler
Dipl.-Ing. J. Komma
Univ.Prof. Dr. G. Blöschl
O.Univ.Prof. Dr. D. Gutknecht
Institut für Wasserbau und Ingenieurhydrologie
Technische Universität Wien
Karlsplatz 13/222, A-1040 Wien
email: reszler@hydro.tuwien.ac.at

Literaturverzeichnis

Blöschl, G., Ch. Reszler & J. Komma (2008): A spatially distributed flash flood forecasting model. – Environmental Modelling & Software, 23, 464-478, doi: 10.1016/j.envsoft.2007.06.010.

Duan, Q., J. Schaake, V. Andréassian, S. Franks, G. Goteti, H.V. Gupta, Y.M. Gusev, F. Habets, A. Hall, L. Hay, T. Hogue, M. Huang, G. Leavesley, X. Liang, O.N. Nasonova, J. Noilhan, L. Oudin, S. Sorooshian, T. Wagener & E.F. Wood (2006): Model Parameter Experiment (MOPEX). An overview of science strategy and major results from the second and third workshops. – J. Hydrology 320(1-2), Special Issue

Grayson, R.B. & G. Blöschl (2000): Summary of Pattern Comparison and Concluding Remarks. Chapter 14. In: R. Grayson and G. Blöschl (Eds.) Spatial Patterns in Catchment Hydrology: Observations and Modelling. – Cambridge University Press, Cambridge, UK, 355-367

Gutknecht, D., Ch. Reszler & G. Blöschl (2002): Das Katastrophenhochwasser vom 7. August 2002 am Kamp – eine erste Einschätzung. – Elektrotechnik und Informationstechnik 119(12), 411-413

Gutknecht, D. (1993): Grundphänomene hydrologischer Prozesse. – Zürcher Geographische Schriften 53, ETH Zürich, 25-38

Gutknecht, D. (1994): Extremhochwässer in kleinen Einzugsgebieten. – Österr. Wasser- und Abfallwirtschaft 46, Heft 3/4, 50-57

Loukas, A. & M.C. Quick (1996): Spatial and temporal distribution of storm precipitation in southwestern British Columbia. – J. Hydrology 174, 37-56

Merz, R., G. Blöschl & J. Parajka (2006): Raum-zeitliche Variabilität von Ereignisabflussbeiwerten in Österreich. – Hydrologie und Wasserbewirtschaftung 50, H. 1, 2-6

Merz, R. & G. Blöschl (2003): A process typology of regional floods. – Water Resources Research 39(12), 1340. doi:10.1029/2002WR001952,2003

Onda, Y., Y. Komatsu, M. Tsujimura & J.-I. Fujihara (2001):The role of subsurface runoff through bedrock on storm flow generation. – Hydrological Processes 15, 1693-1706. doi: 10.1002/hyp.234

Peschke, G., C. Etzenberg, G. Müller, J. Töpfer & S. Zimmermann (1999): Das wissensbasierte System FLAB – Ein Instrument zur rechnergestützten Bestimmung von Landschaftseinheiten mit gleicher Abflussbildung. – IHI-Schr. 10, Int. Hochschulinstitut Zittau, Deutschland

Reszler, Ch., J. Komma, G. Blöschl & D. Gutknecht (2006): Ein Ansatz zur Identifikation flächendetaillierter Abflussmodelle für die Hochwasservorhersage. – Hydrologie und Wasserbewirtschaftung 50, H. 5, 220-232

Scherrer, S. & F. Naef (2003): A decision scheme to indicate dominant hydrological flow processes on temperate grassland. – Hydrological Processes 17, 391-401. doi: 10.1002/hyp.1131

Sui, J. & G. Koehler (2001): Rain-on-snow induced flood events in Southern Germany. – J. Hydrology 252, 205-220

Syed, H.K., D. Goodrich, D. Myers & S. Sorooshian (2003): Spatial characteristics of thunderstorm rainfall fields and their relation to runoff. – J. Hydrology 271, 1-21

Wagener, T. & N. McIntyre (2005): Identification of rainfall-runoff models for operational applications. – Hydrological Sciences Journal 50(5), 735-751