

Ein Ansatz zur Identifikation flächendetaillierter Abflussmodelle für die Hochwasservorhersage

An approach to identifying spatially distributed runoff models for flood forecasting

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

Dieser Beitrag schlägt 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 wirklichkeitsnah 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: Parametereichung (Feinabstimmung); Schritt 4: Feinabstimmung der Modellstruktur; Schritt 5: Plausibilitätskontrolle der simulierten räumlichen Muster. Die Methode wird an Hand der Abflussmodellierung für die Hochwasservorhersage am Kamp beschrieben.

This paper proposes a method for identifying the parameters and the structure of spatially distributed runoff models for a particular catchment using patterns of process information. The aim is to accurately represent the runoff processes in every single pixel to maximise the accuracy of the flood forecasts for a range of hydrological situations. The proposed method consists of five steps: (1) setting *a priori* parameter values; (2) fine tuning of the spatial patterns by spectral unmixing; (3) parameter calibration (fine tuning); (4) fine tuning of the model structure; (5) plausibility check of the simulated spatial patterns. The feasibility of the method is demonstrated for runoff modelling in the context of developing a flood-forecasting system in the Kamp catchment, Austria.

1 Einleitung

Die enorme Zunahme der Leistungsfähigkeit von Computern führte in den letzten Jahren zum weit verbreiteten Einsatz komplexer Modelle in der Hydrologie. Während die flächendetaillierte Simulation der hydrologisch-hydraulischen Dynamik von Gebieten noch vor zwanzig Jahren Hochleistungsrechner erforderte, ist dies heute auf Standard PCs möglich. Die Anwendung flächendetaillierter Niederschlag-Abflussmodelle, etwa für die Hochwasservorhersage, bringt den Vorteil mit

sich, die räumliche Differenzierung von Niederschlag, Abflussbildung und Abflusskonzentration berücksichtigen zu können. Diese Differenzierung lässt erwarten, dass unterschiedliche Abflusssituationen im Hochwasserfall an den Prognosepegeln genauer beschrieben werden können, als dies mit konventionellen Blockmodellen möglich ist.

Flächendetaillierte Niederschlag-Abflussmodelle benötigen eine Fülle von Eingangsdaten. Zahlreiche räumliche Daten stehen heute für die Modellierung zur Verfügung, wie etwa

von Satellitendaten abgeleitete Landnutzungsdaten und genaue Digitale Geländemodelle. Durch die Analyse von Digitalen Geländemodellen ist es möglich, Abflussvorgänge an der Geländeoberfläche zu beschreiben. Mittels topographischer Bodenfeuchteindizes kann die Bodenfeuchteverteilung in geringmächtigen Böden abgeschätzt werden (WESTERN et al. 1999, GÜNTNER et al. 2004). Software für die flächendetailierte Modellierung steht zu verhältnismäßig günstigen Preisen oder als Shareware zur Verfügung (siehe MERZ & BLÖSCHL 2002, SINGH 1995). Alle diese Entwicklungen machen die flächendetailierte Niederschlag-Abfluss Modellierung zu einer attraktiven Methode für die Hochwasservorhersage.

Allerdings zeigen konkrete Anwendungen, dass zwar rechnerische Ergebnisse mit verhältnismäßig wenig Aufwand zu erzielen sind, die Genauigkeit aber für solche hydrologischen Systeme nicht zufriedenstellend ist, bei denen der Boden eine entscheidende Rolle bei der Abflussbildung spielt (siehe BEVEN 1989, GRAYSON & BLÖSCHL 2000). Dies ist vor allem darauf zurückzuführen, dass die hydrologischen Kenngrößen des Untergrundes nicht im Detail bekannt sind (BLÖSCHL 2005a). Bodenparameter variieren räumlich sehr stark. Messwerte der hydraulischen Leitfähigkeit des Boden beispielsweise können sich innerhalb von 100 m um Zehnerpotenzen unterscheiden, und auch andere Systemkenngrößen besitzen oft einen enormen Schwankungsbereich innerhalb eines Einzugsgebietes (WÖSTEN et al. 2001, WESTERN et al. 2002). Oft stehen Punktmessungen zur Verfügung, aber flächige Mittelwerte über ein Rechenelement werden im Modell benötigt, die sich von den Punktwerten erheblich unterscheiden können (BLÖSCHL 2005b). Auch der Abstand der Niederschlagsstationen ist generell wesentlich größer als die Rasterweite der Modelle. Aus diesen Gründen ist immer ein gewisses Maß an Eichung der Modellparameter sowie eine Adaptierung der Modellstruktur für ein konkretes Gebiet erforderlich. Diese Eichung ist notwendig, unabhängig davon, welcher Typ der Gleichungen für das Modell herangezogen wird.

Die Eichung der räumlich differenzierten Modellparameter an Abflussdaten ist allerdings wegen Problemen bei der Prozessidentifikation nicht eindeutig möglich (ISERMANN 1974). BECK (1987) schreibt im Zusammenhang mit Wasserqualitätsmodellen zum Problem der Identifizierbarkeit: „That the constituent hypotheses of these models cannot be effectively falsified can be stated alternatively as a lack of identifiability, as a case of over-parameterization, or that the model contains surplus content. The crux of the problem is that what one would like to know about the internal description of the system is of a substantially higher order than what can be observed about the external description of the system. [...] The problem of model identifiability is clearly undesirable. It implies an uncertain and ambiguous interpretation of past observed behaviour and, equally so, the possibility of ambiguous (and even contradictory) predictions from a given model.“ Für die flächendetailierte Niederschlag-Abfluss Modellierung bedeutet dies, dass die Modellparameter wegen der großen Anzahl der Elemente nicht aus der Eichung an Abflussdaten bestimmt werden können. Verschiedene Parameterkombinationen können zu sehr ähnlichen Abflussganglinien führen. BLÖSCHL et al. (1991) schlugen deshalb vor, Zusatzinformation für die Eichung und Verifizierung flächendetailierter Modelle zu verwenden. Insbesondere beobachtete räumliche Muster dynamischer hydrologischer Größen, wie Schneebedeckungsmuster oder Bodenfeuchtemuster, bieten sich dafür an. Musterinformationen wurden für die hydrologische Modellierung vor allem in Versuchseinzugsgebieten mit umfangreicher instrumenteller Ausstattung angewendet (GRAYSON & BLÖSCHL 2000, GRAYSON et al. 2002).

Bei der operationellen Abflussvorhersage stehen meist weit weniger Informationen zu Verfügung als in Versuchseinzugsgebieten. Dennoch ist für eine zuverlässige Identifikation der Parameter und der Struktur flächendetailierter Modelle das Heranziehen von Zusatzinformation unerlässlich. Geländedaten, Landbedeckung, Grundwasserdaten, Schneedaten, qualitative Informationen aus Begehungen und eine subjektive Experteneinschätzung der Landschaftseinheiten stehen in der Regel zur Verfügung oder können erhoben werden, aber es existiert bislang keine strukturierte Vorgangsweise wie diese sehr unterschiedlichen Informationen für die flächendetailierte Abflussmodellierung in geeigneter Weise genutzt werden können.

Dieser Beitrag schlägt eine Methode vor, die Parameter und Struktur flächendetailierter Abflussmodelle unter Verwendung unterschiedlicher Informationen für ein konkretes Einzugsgebiet zu bestimmen. Das Ziel ist dabei, die Prozesse in jedem einzelnen Pixel möglichst wirklichkeitsnah zu beschreiben, um eine größtmögliche Genauigkeit bei der Hochwasservorhersage bei unterschiedlichen Situationen zu erzielen. Die Methode wird an Hand der Abflussmodellierung für die Hochwasservorhersage am Kamp beschrieben.

2 Untersuchungsgebiet und Modellstruktur

2.1 Untersuchungsgebiet und Datenbasis

Der Große Kamp entspringt im niederösterreichischen Waldviertel, an der Grenze zu Oberösterreich, vereinigt sich mit dem Kleinen Kamp, der Zwettl und dem Purzelkamp zum eigentlichen Kamp-Fluss und fließt zuerst von West nach Ost und dann, nach Einmündung der Taffa, von Nord nach Süd, um dann rd. 50 km westlich von Wien in die Donau zu münden. Das gesamte Kamp Einzugsgebiet besitzt eine Fläche von 1550 km². Die westliche Hälfte des Gebietes entwässert in die Kraftwerkskette Kamp der EVN-AG mit den Kraftwerken Ottenstein, Dobra und Thurnberg, die das Hochwasserregime maßgeblich beeinflusst.

Die Seehöhe des Gebietes erstreckt sich von 300 m im Osten bis zu 1000 m im Westen. Typischerweise finden sich im Kampgebiet plateauartige Hochflächen- und Hügellandschaften, die durch Bäche und Rinnsale und den Kampfluss selbst teilweise tief eingeschnitten sind. Gänzlich unterschiedliche topographische Eigenschaften weist der östliche Teil des Einzugsgebietes auf. Hier erstreckt sich die Ebene des Horner Beckens.

Die mittleren Jahresniederschläge bewegen sich im östlichen Kampgebiet zwischen 500 und 800 mm und erreichen in den Gipfellen gegen Westen hin Werte um 1000 mm. Trotz relativ kalter Winter bleiben die Schneehöhen eher gering. Die Jahresabflusshöhe ist im Vergleich zum übrigen Österreich gering; sie beträgt in dieser Region im Mittel 200 bis 300 mm. Das Untersuchungsgebiet liegt geologisch im Bereich der Böhmisches Masse mit den typischen Erscheinungsformen des Granit und Gneis. Vor allem im Westen ist der Granit teilweise stark verwittert und zerklüftet. Aus dem Verwitterungsmaterial des Granit entstanden weitgehend sandig, grusige Böden mit großer Speicherkapazität. In diesem Teil des Einzugsgebietes treten in höheren Lagen seichtere Böden auf, die mit Gebirgsböden vergleichbar sind (Podzole). Aufgrund der örtlich eingelagerten wasserstauenden Schichten (kaolinisiertes Material als Verwitterungsprodukt des Granit) finden sich in dieser Region trotz großflächiger Entwässerungsmaßnahmen im letzten Jahrhundert immer noch viele sumpfige, moorige Flächen (Anmoore, Hochmoore, Auböden). Im östlichen Einzugsgebiet dominieren Gneisarten, die weniger verwitterungsanfällig sind als der Granit. Die Böden besitzen einen hohen Lehmanteil, wodurch die Versickerungs- und Spei-

cherfähigkeit deutlich geringer als im Westen ist. Die Kampregion wird heute hauptsächlich landwirtschaftlich (Acker- und Grasland) genutzt, und der Waldanteil ist hoch. Es herrscht Mischwald vor, wobei im Westen der Anteil der Nadelbäume größer ist als im Osten.

Für die Untersuchungen der vorliegenden Arbeit standen Abflussdaten seit 1977 an den folgenden Pegeln zur Verfügung: Neustift/Kamp (77 km²), Zwettl/Kamp (622 km²), Zwettl/Zwettl (269 km²), Kaltenbrunn/Purzelkamp (34 km²), Rastenberg/Purzelkamp (95 km²), Frauenhofen/Taffa (140 km²) und Stiefen/Kamp (1493 km²) sowie Angaben über den Zufluss zum Speicher Ottenstein (889 km²). Niederschlagsdaten standen an 12 Stationen mit einer zeitlichen Auflösung von 15 Minuten und an 35 Stationen mit einer zeitlichen Auflösung von einem Tag zur Verfügung.

2.2 Modellstruktur

Das Abflussmodell KAMPUS ist eine Weiterentwicklung des HBV Modells (BERGSTRÖM 1976, PARAJKA et al. 2005ab). Die Abflussbildung am Hang wird auf Pixelbasis berechnet, der Wellenablauf im Gerinne wird durch lineare Wellenablaufstrecken beschrieben (Abb. 1). Der Vorteil dieses hybriden Ansatzes besteht darin, dass für die Berechnung der Abflussbildung flächendetaillierte Informationen (Niederschlag, Topographie, ..) genutzt werden können, der Wellenablauf hingegen durch wenige Kenngrößen beschrieben wird, die an den Pegeln geeicht werden können. Der vorliegende Artikel befasst sich schwerpunktmäßig mit der Abflussbildung und Abflusskonzentration auf der Pixelskala. Auf die anderen Modellkomponenten wird nur kurz eingegangen.

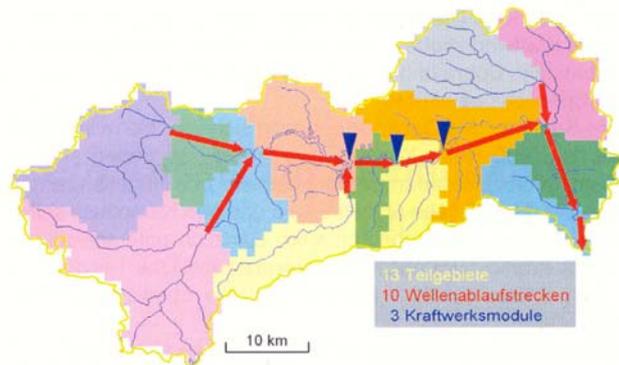


Abbildung 1 Räumliche Struktur des KAMPUS Modells für das Kampgebiet Spatial structure of the KAMPUS model in the Kamp catchment

Abflussbildung und Abflusskonzentration auf der Pixelskala

Als Rasterweite wird 1 x 1 km² gewählt. Demnach wird das Gebiet durch 1550 Pixel abgedeckt. Der Aggregatzustand des Niederschlages wird durch eine Grenztemperatur bestimmt. Schneeschmelze wird durch den Gradtagfaktor *GTF* beschrieben. Messfehler des Schneeniederschlags werden durch einen Schneekorrekturefaktor *SKF* berücksichtigt (siehe PARAJKA et al. 2005a).

Die Abflussbildung für jedes Pixel wird durch einen Bodenfeuchteansatz beschrieben. Die Bodenfeuchte *S_{bf}* ist definiert als Wassermenge in der obersten Bodenzone (Einheit Millimeter) und wird bilanziert:

$$S_{bf,i} = S_{bf,i-1} + N_r + N_m - E_a \tag{Gl. 1}$$

N_r steht für den flüssigen Niederschlag, *N_m* für die Schneeschmelze. *E_a* ist die aktuelle Gebietsverdunstung. Sie wird als

Funktion der potentiellen Verdunstung *E_p* und der Bodenfeuchte in der obersten Bodenzone berechnet:

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

$$E_a = E_p \quad \text{anderenfalls} \tag{Gl. 2}$$

wobei der Parameter *LP* diejenige Bodenfeuchte beschreibt, ab der die aktuelle Verdunstung gleich der potentiellen Verdunstung ist. Der zum Abfluss beitragende Teil *dQ* von Regen und Schneeschmelze ist eine nichtlineare Funktion von *S_{bf}*.

$$dQ = \left(\frac{S_{bf}}{FC} \right)^\beta \cdot (N_r + N_m) \tag{Gl. 3}$$

β und *FC* sind Modellparameter. β ist ein Maß für die Nichtlinearität der Abflussbildung. *FC* ist die maximale Speicherkapazität in der obersten Bodenzone und wird hier als Feldkapazität bezeichnet. Im Gegensatz zur bodenkundlichen Definition der Feldkapazität beschreibt dieser Parameter in dieser Arbeit das Sättigungsverhalten des Bodens und enthält die hydrologisch wirksame Bodenmächtigkeit. Dementsprechend ist die Einheit des hier gewählten Feldkapazitätsparameters Millimeter. 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 auch zur Erhöhung der Bodenfeuchte *S_{bf}* bei. Eine Verringerung von *S_{bf}* erfolgt nur durch Verdunstung.

Die Abflusstestehung am Hang wird durch Linearspeicher beschrieben (Abb. 2). Der zum Abfluss beitragende Teil *dQ* des Niederschlages und der Schmelze fließt in den Speicher der oberen Bodenzone. Der Speicherinhalt *S₁* entleert sich auf drei Wegen: mit einer konstanten Perkolationsrate *c_{perc}* in die untere Bodenzone bzw. das Grundwasser; proportional zum Speicherinhalt (Speicherkonstante *k₁*) in den Abfluss; und bei Überschreitung der Speicherfüllung *L₁* mit einer schnellen Speicherkonstante *k₀* in den Abfluss. Die untere Bodenzone entleert sich mit einer langsameren Speicherkonstante *k₂* in den Abfluss.

In der vorliegenden Untersuchung wird in Schritt 4 (Feinabstimmung der Modellstruktur) festgestellt, dass die sonst für Varianten des HBV übliche Modellstruktur (PARAJKA et al.

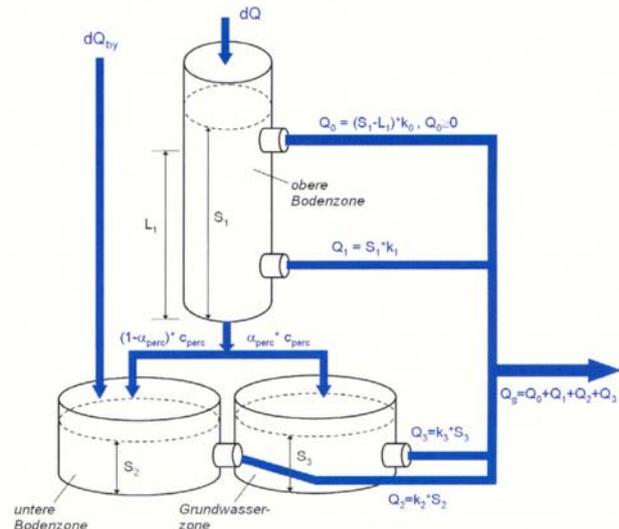


Abbildung 2 Struktur des Abflussmoduls auf der Pixelskala Structure of the runoff modul at pixel scale

2005a) für das Kampgebiet geändert werden muss. Es wird ein langsamer Grundwasserspeicher S_3 eingeführt. Die Speisung dieses Speichers erfolgt über einen prozentualen Anteil α_{perc} an der Perkolationsrate c_{perc} . Die vier Abflussanteile Q_0 , Q_1 , Q_2 und Q_3 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 langsame Abflussanteil aus den unteren Bodenschichten. Q_3 ist die langsame Grundwasserkomponente. Wie im Schritt 4 dieser Arbeit gezeigt wird, ist es sinnvoll, k_1 und k_2 als Funktion von S_{bf} anzusetzen. Es wird ein linearer Zusammenhang

$$k_1 = k_1^* \cdot \left(1 + \frac{\delta_1 \cdot S_{bf}}{FC} \right) \quad (Gl. 4)$$

gewählt, wobei δ_1 ein Eichparameter ist. Der Zusammenhang für k_2 ist analog. Außerdem wird in Schritt 4 festgestellt, dass für das Kampgebiet eine Bypass-Komponente dQ_{by} notwendig ist, die die Matrix der obersten Bodenschicht umgeht und einen Teil dQ_{by} des Niederschlages direkt in die untere Bodenschicht leitet:

$$dQ_{by} = \alpha_{by} \cdot (N_r + N_m) \quad (Gl. 5)$$

Schließlich wird die Perkolationsrate c_{perc} zwischen dem oberen und den unteren Speichern von der relativen Bodenfeuchte abhängig gemacht, um die in den Abflussdaten sichtbaren Nichtlinearitäten zu berücksichtigen:

$$c_{perc} = \left(\frac{S_{bf}}{FC} \right)^\gamma \cdot L_{cperc} \quad (Gl. 6)$$

wobei L_{cperc} die maximale Perkolationsrate darstellt und zusammen mit γ als Eichparameter dient.

Für Situationen, in denen der Pegel in einem Grundwassergebiet angeordnet ist, und ein Teil des im Gebiet gebildeten Grundwassers nicht am Pegel erfasst wird, wird die langsame Grundwasserkomponente für den Vergleich mit Pegelmessungen mit einem Faktor $f_{gw} < 1$ abgemindert.

Der gesamte Abfluss für ein Pixel setzt sich nun zusammen aus

$$Q_g = Q_0 + Q_1 + Q_2 + Q_3 \cdot f_{gw} \quad (Gl. 7)$$

Insgesamt liegen für jedes Pixel 20 Parameter vor; Schneeparameter: T_s, T_r, T_m, GTF, SKF ; Boden- bzw. Grundwasserparameter: $LP, FC, \beta, k_0, k_1^*, k_2^*, k_3, \delta_1, \delta_2, L_1, L_{cperc}, \gamma, \alpha_{perc}, \alpha_{by}, f_{gw}$. Es sind also insgesamt 31000 Parameterwerte für die Abflussbildung und Abflusskonzentration auf der Pixelskala festzulegen.

Abflusskonzentration auf der Gebietsskala, Wellenablauf und Kraftwerke

Der Abfluss Q_g der Pixel wird zum Auslass jedes Teilgebietes mittels einer im Zustandsraum formulierten Nash-Kaskade transformiert (KALININ & MILJUKOV 1958). Die Parameter sind die Anzahl der Speicher n_A und die Konstanten der einzelnen Speicher k_A , die für alle Pixel innerhalb eines Teilgebiets als konstant angesehen werden. Um die an den Abflussdaten erkennbaren Nichtlinearitäten in der Abflusskonzentration zu berücksichtigen, wird k_A ab einem Schwellenwert von Q_g verkleinert. Der Wellenablauf zwischen den Teileinzugsgebieten wird in ähnlicher Weise als nichtlineare Nash-Kaskade beschrieben, wobei ein linearer Zusammenhang zwischen der Speicherkonstante k_W und dem Zulauf zur Kaskade eingeführt wird. Der Kraftwerksbetrieb der Staukette wird durch Steuerungsregeln beschrieben, die das Verhalten des Betriebsführers (z.B. Öffnen der Hochwasserentlastung) als Funktion der Zustandsgrößen der Speicher und der Abfluss-

prognose emuliert. Das Kampgebiet wird in insgesamt 13 Teilgebiete, 10 Wellenablaufstrecken und 3 Kraftwerksmodule diskretisiert.

2.3 Aufbereitung der Eingangsdaten

Die Hochwasserprognosen werden an fünf Stellen innerhalb des Gebietes erstellt. Die Prognosefrist ist 48 Stunden mit einer zeitlichen Auflösung von 15 Minuten. Für die Hochwasserprognosen werden beobachtete Niederschläge, Radardaten und Niederschlagsprognosen sowie Lufttemperaturen verwendet. Der vorliegende Beitrag verwendet jedoch ausschließlich beobachtete Niederschläge und Lufttemperaturen. Die 15 Minuten Werte des Niederschlages für jedes Pixel werden durch Interpolation der Stationsniederschläge mit der Methode der inversen Abstandsquadrate bestimmt. Für jeden Tag werden vorerst die Tageswerte aller Stationen interpoliert. Dann werden für jedes 15 Minuten Zeitintervall die Werte der 15 Minuten Stationen interpoliert. Für diese wird die Tagessumme gebildet und jeder 15 Minuten Pixelwert wird mit dem Verhältnis der interpolierten Tageswerte zu den Tagessummen skaliert. Dadurch ist es möglich, das dichtere Stationsnetz der Tageswertstationen auch für die Interpolation der 15 Minuten Niederschläge heranzuziehen.

Für die Bestimmung der Rasterwerte der Lufttemperatur wird vorerst eine Regression zwischen Lufttemperatur und Seehöhe durchgeführt. Die Differenzen zwischen den Regressionswerten an den Stationen und den Messwerten an den Stationen werden räumlich interpoliert. Die potentielle Verdunstung wird mittels des modifizierten Blaney-Criddle Verfahrens in Abhängigkeit von der Lufttemperatur berechnet (DVWK 1996, PARAJKA et al. 2005ab).

3 Vorgeschlagene Vorgangsweise

Die vorgeschlagene Vorgangsweise zur Bestimmung der Parameter und Struktur flächendetaillierter Abflussmodelle besteht aus fünf Schritten:

1. Setzen von *a priori* Parameterwerten
2. Feinabstimmung der räumlichen Muster durch spektrale Entmischung
3. Parametereichung (Feinabstimmung)
4. Feinabstimmung der Modellstruktur
5. Plausibilitätskontrolle der simulierten räumlichen Muster

In jedem Schritt werden unterschiedliche Informationen herangezogen, um entweder die Modellparameter oder die Modellstruktur näher dem beobachteten Gebietsverhalten zu bringen. Es handelt sich also um eine inkrementelle, iterative Vorgangsweise.

Die Grundidee besteht in einer detaillierten hydrologischen Interpretation und Argumentation der Konzeptionen auf Basis sehr unterschiedlicher, relevanter Informationen. Dies steht im Gegensatz zur Eichung eines vorgegebenen Modells mittels zahlreicher Simulationen und Minimierung einer Zielfunktion, die für die Prozessidentifikation flächendetaillierter Niederschlag-Abfluss Modelle nicht zielführend ist. Bei der hier vorgeschlagenen Vorgangsweise geht die Modellidentifikation auf verschiedenartige je spezifisch wirksame Merkmale der Abflussprozesse ein. Diese Merkmale wurden als Grundphänomene hydrologischer Prozesse von GUTKNECHT (1993) diskutiert. Besondere Beachtung wird dabei der Abflussdynamik, also dem Zeitverhalten, der Prozesse geschenkt (GUTKNECHT 1996). Je nach Situation unterschiedlich wirksame Eigenschaften von Teilgebieten werden zur Wahl der Parameterwerte und Identifikation der Modellstruktur genutzt. Diese kann als Umsetzung des 'Dominant Processes Concept' (BLÖSCHL 2001) angesehen werden.

Das Konzept zur Modellidentifikation wird in diesem Beitrag am Beispiel der Abflussbildung und Abflusskonzentration im Kampgebiet vorgestellt. Es kann als Muster für andere Gebiete und andere Abflussprozesse dienen.

Schritt 1: Setzen von *a priori* Parameterwerten

Ausgangspunkt der Bestimmung der Parameter für einzelne Elemente eines flächendetaillierten Abflussmodells ist in der Regel das Hydrotopkonzept (FLÜGEL 1995), das seinen Ursprung in den Hydrological Response Units (LEAVESLEY 1973) besitzt. In diesem Konzept wird das Gebiet in Landschaftseinheiten (d.h. Hydrotope) unterteilt, für die ein jeweils ähnliches hydrologisches Verhalten zu erwarten ist. Die Anwendung des Konzeptes besteht aus zwei Teilen: (a) Definition der Lage der Hydrotope und (b) Festlegung der Modellparameter für jedes Hydrotop. Die Definition der Lage der Hydrotope erfolgt meist durch Verschneiden von Informationen wie Hangneigung, Bodentextur und Landnutzung mit Hilfe Geographischer Informationssysteme (GIS). Ein Hydrotop ist dann durch eine bestimmte Kombination von Hangneigung, Bodentextur und Landnutzung charakterisiert. Die Festlegung der Parameterwerte für jede Landschaftseinheit erfolgt meist auf Basis von tabellierten Werten bzw. empirischen Formeln aus der Literatur (BLÖSCHL 2005a).

Schritt 1 des vorgeschlagenen Verfahrens folgt vorerst dieser Vorgangsweise. Allerdings werden die Hydrotope nicht automatisch auf Basis von GIS Funktionalität und Zuordnungstabellen, sondern manuell festgelegt. Auch die Modellparameter werden für jedes Hydrotop in jedem der Teilgebiete (Abb. 1) manuell festgelegt. Beides erfolgt auf Basis von:

- Voranalysen der beobachteten Abflussganglinien und der Grundwasserganglinien;
- Feldbegehungen in Teilen des Einzugsgebietes und Gesprächen mit Ortskundigen;
- Digitalen Karten des Geländes, Landnutzung, Böden, Geologie;
- Parameterwerte in der Literatur (z.B. REIHAN & KOVALENKO 2001).

Die Modellelemente sind im vorliegenden Fall Pixel. Alle Pixel werden georeferenziert in der Landschaft definiert (Abb. 3). Die hier gewählten Hydrotope sind: Bebaute Flächen; Gräben; Hügelland; Hochflächen; Sättigungsflächen; Grundwasserleiter; Seeflächen. Die Unterteilung in diese Hydrotope orientiert sich an den zu erwartenden hydrologischen Reaktionen in diesen Teilbereichen. Diese Hydrotope sind nicht ausschließlich auf Basis der Oberflächeneigenschaften – wie sonst üblich – gewählt, sondern schließen den Untergrund ein. Neben der Landnutzung werden die geomorphologische Situation, Bodentyp, und Hydrogeologie herangezogen. Durch die manuelle, nicht formalisierte, Zuordnung kann die aus Feldbegehungen gewonnene Experteneinschätzung eingebracht werden. Im Folgenden werden die Umsetzung des Konzeptes und die damit verbundene Argumentation am Beispiel des Kampgebietes beschrieben:

Bebaute Flächen: Dabei handelt es sich um großteils versiegelte Flächen. Sie besitzen ein sehr geringes Speichervermögen (nur Muldenrückhalt). Dieser Eigenschaft wird mit einem sehr kleinen Wert für die Feldkapazität ($FC = 10 \text{ mm}$) Rechnung getragen. Der Niederschlag kommt fast zur Gänze zum Abfluss. Entsprechend wird β ebenfalls klein gewählt ($\beta < 1$). Weiters kann wegen des geringen Flächenanteils nicht versiegelter Flächen nur ein geringer Anteil des gefallenen Niederschlags in tiefere Bodenschichten versickern. L_{cperc} wird deshalb klein gewählt (ca. 1 mm/d). Der Hauptanteil des Abflusses findet an der Oberfläche statt. Daher wird L_1 klein gewählt. Ein sehr guter Anschluss an das Gewässernetz wird durch einen kleinen Speicherkoeffizienten $k_0 = 1 \text{ h}$ beschrieben.

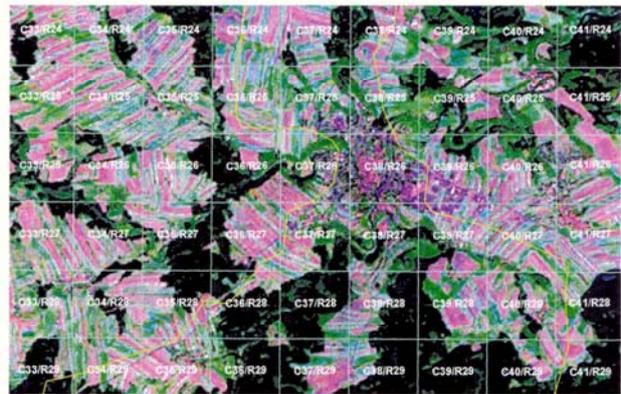


Abbildung 3
Landsataufnahme der Umgebung von Zwettl im Westen des Untersuchungsgebietes. Pixelraster (weiß) und Teileinzugsgebietsgrenzen (gelb) sind eingetragen.

Landsat image of the surroundings of the city of Zwettl in the western part of the study region. Grid of pixels (white) and boundaries of sub-catchments (yellow) are shown

Gräben: In diesen Pixeln finden sich großteils Gräben mit steilen Flanken und geringer Bodenmächtigkeit. Entsprechend wird FC relativ klein gewählt (ca. 100 mm). Wegen der Steilheit ist zu erwarten, dass die Abflussbildung mit einer nur kleinen Verzögerung erfolgt und der Abflussanteil rasch groß wird. β wird deshalb eher klein gewählt ($\beta = 2$). In den westlichen Teilgebieten der Kampregion ist, ebenfalls wegen der Steilheit und der geringen Bodenmächtigkeit, anzunehmen, dass der Interflow gering ist und es rasch zum Oberflächenfließen kommt. Entsprechend wird L_1 klein gewählt (L_1 ca. 10 mm). In den Mulden und Tälern sowie entlang der Gerinne ist der Lehm- und Gleyanteil höher (FINK et al. 1989), daher ist wenig Tiefenversickerung und eher oberflächlicher oder oberflächennaher Abfluss zu erwarten. L_{cperc} wird deshalb klein gewählt (L_{cperc} ca. 2 mm/d). Die geomorphologische Situation ergibt, dass die meisten Gräben hydraulisch gut an das Gewässernetz angeschlossen sind. Deshalb werden die Speicherkoeffizienten (k_0 , k_1^* , k_2^*) klein gewählt. Die Werte werden aus vorab durchgeführten Ganglinienanalysen des Bezugspegels (im vorliegenden Fall Zwettl/Kamp) abgeschätzt, der einen großen Anteil an Gräben besitzt. In den östlichen Teilgebieten der Kampregion ist der Anteil an lehmigen Böden größer als im Westen. Deshalb werden in den östlichen Teilgebieten L_1 noch kleiner und L_{cperc} nahe null gewählt. Die Fließwege sind im Osten kürzer, teilweise sind die Gerinne begradigt. Deswegen werden die Speicherkoeffizienten ebenfalls kleiner als im Westen gewählt.

Hügelland: Aus dem detaillierten digitalen Geländemodell ist abzulesen, dass die Landschaftsform im Südwesten der Kampregion kleinskali, größtenteils hügelig und wellig ist mit kleinen Gräben. Dies dient zur räumlichen Festlegung der Pixel zum Hydrotop Hügelland. In den westlichen Teilgebieten der Kampregion sind die Böden das sandig, grusige Verwitterungsprodukt des Weinsberger Granits. Der tiefere Untergrund besteht aus zerklüftetem Granit. FC wird deshalb hoch gewählt (FC ca. 200 mm). Die Böden sind hoch durchlässig, deshalb wird β auf ca. 4 gesetzt, entsprechend einem großen Anfangsverlust bei einem Ereignis. Beide Werte sind mit den Abflussdaten abgeleiteten Anfangsverlust konsistent (GUTKNECHT et al. 2002). Die große Speicherkapazität des Bodens in Verbindung mit der hügeligen Topographie lässt erwarten, dass die rasche Abflusskomponente erst nach einem hohen Schwellenwert auftritt. L_1 wird deshalb auf einen großen Wert ($L_1 = 50 \text{ mm}$) gesetzt. Wegen des zerklüfteten Felses werden

die Perkolationsraten hoch angesetzt ($c_{\text{perc}} = 4 \text{ mm/d}$). Die Topographie ist variabel (Gräben, Ebenen), und so ist sowohl rasche als auch langsame Abflusskonzentration auf den Hängen zu erwarten. Die Speicherkoeffizienten werden deshalb auf mittlere Werte gesetzt. In den östlichen Teilgebieten der Kampregion ist mit einer geringeren Speicherfähigkeit der Böden zu rechnen, da der Anteil an lehmigen Böden größer ist als im Westen. Der Gneisuntergrund ist weniger zerklüftet als der Granit im Westen. L_1 und L_{cperc} werden deshalb auf deutlich kleinere Werte als im Westen gesetzt.

Hochflächen: Die Lage der den Hochflächen zuzuordnenden Pixel wird sowohl aus der Befahrung als auch aus der im digitalen Geländemodell ersichtlichen Landschaftsform abgeleitet. Die Hochflächen bestehen aus meist ebenen Flächen, vor allem Feldern, die nicht direkt an das Gewässernetz angeschlossen sind. In den westlichen Teilgebieten der Kampregion besteht die Geologie der Hochflächen vorwiegend aus Glimmergneis, der weniger verwitterungsanfällig als der Granit ist. Die Böden sind Braunerde mit mittleren Durchlässigkeitseigenschaften. Bei der Begehung fiel auf, dass nach der Schneeschmelze auf den Feldern der Hochflächen großflächig Wasser stand. Dies weist auf wasserstauende Schichten relativ knapp unter der Oberfläche hin. Für FC sind daher eher kleine Werte zu erwarten und so wird FC auf $FC = 80 \text{ mm}$ gesetzt. L_{cperc} wird aus dem gleichen Grund geringer als im Hügelland gewählt. Wegen der dichten Bodeneigenschaften wird L_1 eher klein gewählt ($L_1 = 20 \text{ mm}$). Dies entspricht einem großen Anteil an Oberflächenabfluss. Wegen des schlechten Anschlusses an das Gewässernetz wird β groß gewählt ($\beta = 3$), und die Speicherkoeffizienten werden wesentlich größer als in den anderen Gebieten gewählt. Die großen Speicherkoeffizienten sind auch aus den beobachteten Abflussganglinien der Schneeschmelzereignisse abzulesen, bei denen diese Flächen sehr stark zum Abfluss beitragen. Eine lokal hohe Verdunstung ist wegen der Wasserflächen vor allem im Frühjahr zu erwarten, deshalb wird ein kleiner Wert für LP gewählt. In den östlichen Teilgebieten der Kampregion deuten Abflussganglinienanalysen darauf hin, dass aus den Hochflächen ein sehr geringer Abflussbeitrag kommt. Die Versickerung ist größer. Dementsprechend werden FC und L_1 wesentlich größer als im Westen gewählt. Teile der Hochflächen im Osten sind an einen Porengrundwasserleiter angeschlossen, wie durch Wasserbilanzuntersuchungen belegt ist. L_{cperc} wird deshalb höher als im Westen angesetzt. Die Speicherkoeffizienten werden entsprechend einem großen Grundwasseranteil hoch gewählt.

Sättigungsflächen: Entlang der Gerinne an der Zwetl im Nordwesten des Gebietes und auf kurzen Strecken am Kamp sind vernässte Flächen zu finden. Es handelt sich dabei um vergleyte Böden, Auböden und Anmoore (FINK et al. 1989), die ständig gesättigt sind. Diese Bodeneigenschaften deuten auf eine hohe Abflussbereitschaft und sehr rasche Abflussreaktion hin. FC und β sowie L_{cperc} werden deshalb klein gesetzt. Wegen der ebenen Topographie ist allerdings durch Muldenrückhalt eine gewisse Verzögerung in der Abflussreaktion zu erwarten. Deshalb wird L_1 eher groß gewählt (L_1 ca. 20 mm). Die Lage der Flächen ist unmittelbar am Gewässer, deshalb werden die Speicherkoeffizienten klein gesetzt. k_0 wird sehr klein gesetzt und entspricht dem sehr schnellen Abfluss aus diesen Flächen in das Gerinne. Das Gebiet ist ständig gesättigt, die Verdunstung ist lokal hoch, daher wird ein kleiner Wert für LP gewählt.

Grundwasserleiter: Ein spezielles Hydrotop wird notwendig, wenn sich im Untergrund ein Porengrundwasserleiter befindet. Auch hier wird die Modellidentifikation auf die verschiedenartigen je spezifisch wirksamen Merkmale abgestimmt. In

diesem Fall wird vor allem die Dynamik der beobachteten Grundwasserganglinien herangezogen (REFSGAARD 2000). Im Kampgebiet befindet sich im Osten das Horner Becken, das von einem Porengrundwasserleiter durchströmt wird. Dieser Grundwasserleiter biegt nach Süden ab und exfiltriert über eine große Strecke in den Unterlauf des Kamp. Der in diesem Bereich fallende Niederschlag kommt nicht während eines Ereignisses zum Abfluss, sondern trägt zur Grundwasserneubildung und damit, in Abhängigkeit vom Grundwasserstand, zur Niederwasseraufhöhung bei. Dies wird durch einen Vergleich der beobachteten Grundwasserstände mit den beobachteten Wasserständen der Taffa belegt. Der wichtigste Parameter ist L_{cperc} , der entsprechend der hohen Grundwasserneubildung sehr groß gewählt wird ($L_{\text{cperc}} = 6 \text{ mm/d}$). Wegen des großen Wertes von L_{cperc} sind die anderen Parameterwerte der Abflussbildung von untergeordneter Bedeutung. Die Abflusskonzentration läuft im Untergrund ab, weshalb die Wahl der Speicherkonstanten in den unteren Bodenschichten von Bedeutung ist. Zur Bestimmung der Parameter der Grundwasserspeicher im Modell werden die Grundwasserganglinien der Messstellen im Gebiet aufgetragen und mit dem Auslaufverhalten eines Linearspeichers verglichen (Abb. 4a). Es zeigt sich eine Nichtlinearität in der Dynamik der Grundwasserstände. Bei höheren Grundwasserständen ist die Zeitkonstante etwa 70 Tage, bei geringen Grundwasserständen etwa 120 Tage. Diese Information wird im Modell durch Setzen der Speicherkonstanten auf $k_1^* = 70$, $k_2^* = 120$ und $k_3 = 300$ Tage verwendet. Abbildung 4b zeigt den Vergleich der beobachteten Wasserstände der Taffa und der beobachteten Grundwasserstände in der Nähe der Taffa mit den simulierten Speicherständen des tiefen Bodenspeichers (S_2) und des Grundwasserspeichers (S_3). Die Dynamik der simulierten Speicherstände ist ähnlich der beobachteten Grundwasserdynamik. Interessant in Abbildung 4b ist auch die Grundwasseranreicherung beim Hochwasserereignis 1996, dem eine starke Schneeschmelze vorangegangen ist.

Seeflächen: Einige wenige Pixel liegen auf den Speicherseen im Kamptal (in Summe ca. 6 km^2). Für diese Pixel wird der Niederschlag als unmittelbar zum Abfluss kommend angesehen.

Für nicht erwähnte Parameter werden mittlere Werte gewählt. Das Ergebnis des ersten Schrittes ist eine vorläufige Zuordnung jedes Pixels zu einem Hydrotop sowie vorläufige Modellparameter für jedes Pixel.

Schritt 2: Feinabstimmung der räumlichen Muster durch spektrale Entmischung

Im zweiten Schritt werden mit den zuvor bestimmten Modellparametern Abflusssimulationen durchgeführt und mit den beobachteten Abflussganglinien verglichen. Da die Modellparameter in Schritt 1 nicht an den Abflussdaten geeicht werden, sind Abweichungen zwischen simulierten und beobachteten Abflussganglinien zu erwarten. Im Folgenden wird angenommen, dass die Differenzen zwischen Beobachtung und Simulation vor allem auf die relativen Flächenanteile der Hydrotope in jedem Einzugsgebiet zurückzuführen sind. Um eine Übereinstimmung zwischen Beobachtung und Simulation zu erzielen, werden nun einzelne Pixel einem anderen Hydrotop zugeordnet, bis die gewünschten Flächenanteile erreicht sind. Der gewünschte Flächenanteil wird mittels einer Vorgangsweise bestimmt, die in Analogie zur Methode der spektralen Entmischung gewählt wurde. Die Methode der spektralen Entmischung ist der Fernerkundung entlehnt. Die Reflexionswerte einzelner Pixel werden dort als Mischsignale verstanden, die sich aus den spektralen Informationen der im Mischpixel vorkommenden Oberflächen-Materialien zusammensetzen.

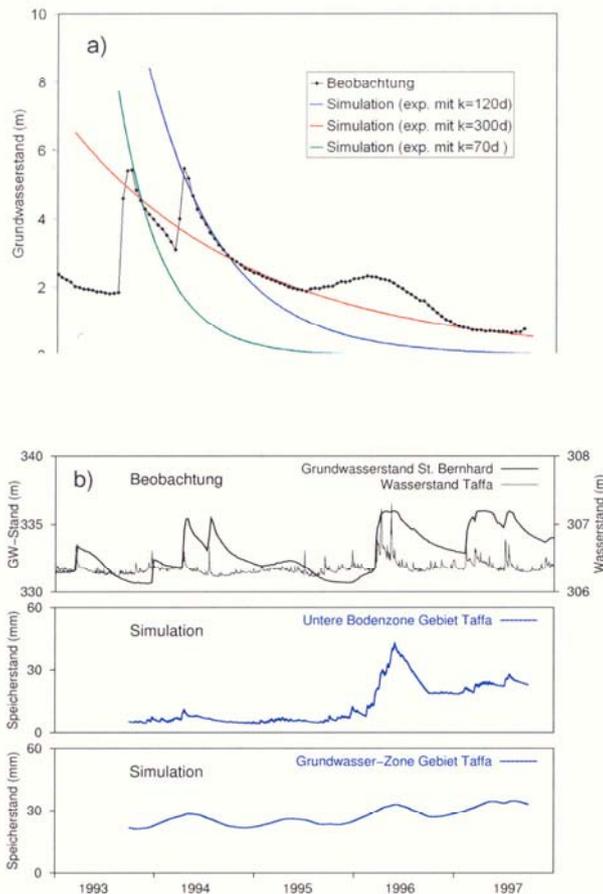


Abbildung 4

Setzen von a priori Parameterwerten: (a) Analyse der Grundwasserndynamik in der Nähe der Tafta 1994/95. (b) Vergleich beobachteter und simulierter Grundwasserstände im Gebiet der Tafta.

Setting a priori parameter values: (a) Analysis of the groundwater dynamics in the vicinity of the Tafta stream 1994/95. (b) Comparison of observed and simulated groundwater levels in the Tafta catchment.

Mittels spektraler Entmischung können die Flächenanteile der Oberflächen-Materialien in jedem Pixel rückgerechnet werden (z.B. VIKHAMAR & SOLBERG 2003).

In der vorliegenden Studie besitzen die verschiedenen Hydrotope eine stark unterschiedliche Abflussdynamik. Versiegelte Flächen reagieren sehr rasch. Die Hochflächen reagieren sehr gedämpft, da sie hydrologisch nicht direkt an die Gewässer angeschlossen sind. Die anderen Hydrotope liegen in der Art der Abflussreaktion dazwischen. Die Reaktion auf unterschiedlich große Niederschläge ist auch unterschiedlich. Die versiegelten Flächen reagieren schon bei kleinen Niederschlägen deutlich, die Hochflächen erst bei größeren Niederschlägen. Das Hügelland zeichnet sich durch besonders große Anfangsverluste aus. Durch die geeignete Wahl des jedem Hydrotop zuzuordnenden Flächenanteils kann die Charakteristik der beobachteten Abflussganglinien angenähert werden. Die Sättigungsflächen besitzen nur einen sehr kleinen Flächenanteil. Die Grundwasserflächen beeinflussen vor allem das saisonale Abflussregime, aber kaum die Ereignisse. Deshalb werden diese beiden Hydrotope aus der spektralen Entmischung ausgeklammert.

Da die spektrale Entmischung auf Basis von Einzelereignissen nicht eindeutig lösbar ist, werden unterschiedliche Ereignistypen herangezogen: lange (synoptische) Ereignisse; kurze Ereignisse konvektiven Ursprungs; und Ereignisse, bei denen Schneeschmelze eine wesentliche Rolle spielt. Für jedes

dieser Ereignisse soll Übereinstimmung im Charakter der Abflussreaktion erzielt werden. Die Idee ist dabei, dass bei diesen sich unterscheidenden Ereignissen auch die Hydrotope eine anders gewichtete Rolle spielen. Im Kampfeinzugsgebiet sind die hydrologischen Unterschiede dieser Ereignistypen markant. Die langen synoptischen Ereignisse erzeugen die größten Hochwässer und es ist zu erwarten, dass bei diesem Ereignistyp das Hügelland wesentlich zum Direktabfluss beiträgt. Die Flächenanteile sind groß, aber erst bei den langen Niederschlägen werden die Anfangsverluste überwunden. Bei den kurzen konvektiven Ereignissen werden vor allem die schnell reagierenden und gut angeschlossenen Flächen (Gräben, versiegelte Flächen) abflusswirksam. Frühjahrereignisse treten meist bei großer Vorbefeuchtung auf, die auf vorhergehende Schneeschmelze zurückzuführen ist. Wegen der hohen Vorbefeuchtung ist der Anteil des unterirdischen Abflusses größer als im Sommer und vor allem das Hügelland und die Hochflächen werden abflusswirksam.

Im Gegensatz zu einer meist automatischen Anwendung der spektralen Entmischung in der Fernerkundung wird in der vorliegenden Arbeit eine manuelle Vorgangsweise gewählt. Dabei wird für die untersuchten Ereignisse für jedes Hydrotop die Abflussganglinie berechnet und mit einem Flächenfaktor multipliziert. Die Abflussanteile aus den Hydrotopen werden nun zum Gebietsabfluss überlagert und die simulierte Struktur der Ganglinie mit der beobachteten Struktur verglichen. Der Flächenfaktor wird variiert bis die simulierte mit der beobachteten Struktur übereinstimmt. Die Strategie ist dabei, die gut identifizierbaren Anteile zuerst zu bestimmen, und dann die weniger leicht identifizierbaren Anteile. Im vorliegenden Fall wird zuerst die rasche Reaktion der versiegelten Flächen betrachtet. Sodann wird die sehr langsame Reaktion des Basisabflusses während des Ereignisses betrachtet, die besonders im Westen wesentlich zum Ereignis beiträgt. Dieser langsame Anteil ist allerdings nicht eindeutig dem Entstehungsgebiet zuzuordnen. Er kann aus dem oberflächennahen Abfluss des schlecht an das Gewässernetz angeschlossenen Hochlandes oder aus dem tiefergründigen Abfluss aus dem Hügelland bzw. den Gräben stammen. Diese Mehrdeutigkeit wird durch den Vergleich unterschiedlicher Ereignisse aufgelöst. Bei den kleinen konvektiven Ereignissen trägt das Hügelland nur zum Basisabfluss bei, bei großen synoptischen Ereignissen bzw. bei den schneebeeinflussten Ereignissen mit großer Vorbefeuchtung auch zum Direktabfluss. Aus den Gräben ist auch bei kleineren Ereignissen ein Direktabflussbeitrag zu erwarten. Die Hochflächen tragen nur nach der Schneeschmelze zum Abfluss bei, und das durch die Topographie verzögert. Ein Beispiel für ein kleines konvektives Ereignis im August 1996 zeigt Abbildung 5a. Deutlich sind die unterschiedlichen Frequenzen – rasche bzw. gedämpfte Reaktionen – der unterschiedlichen Teilflächen zu erkennen. Die Anpassung an die beobachtete Ganglinie ist zwar nicht perfekt, doch liegt in diesem Schritt das Hauptaugenmerk darauf, die spektrale Charakteristik der beobachteten Ganglinie – rasch bzw. gedämpft – in den verschiedenen Teilen der Ganglinie wiederzugeben. Die raschen Fluktuationen am Beginn des Ereignisses sind offensichtlich auf die versiegelten Flächen im Gebiet zurückzuführen. Bei einem größeren Ereignis (August 2002, Abb. 5b) verschieben sich die Beiträge der Flächenanteile. Während die versiegelten Flächen beim kleinen Ereignis in Abbildung 5a wesentlich zur Charakteristik der Gesamtganglinie beitragen, dominiert bei dem großen Ereignis das Hydrotop Hügelland. Dieses Hydrotop nimmt flächenmäßig den größten Anteil in diesem Teilgebiet ein, wird aber erst bei großen Niederschlagshöhen in vollem Umfang aktiviert.

Abschließend werden einzelne Pixel einem anderen als dem ursprünglich gewählten Hydrotop zugeordnet, um die in die

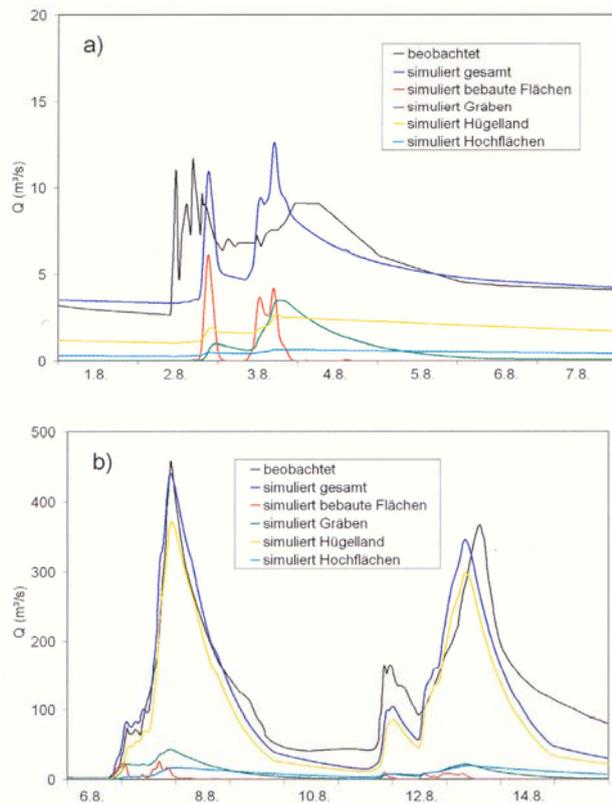


Abbildung 5
Spektrale Entmischung: (a) Kleines konvektives Ereignis im August 1996. (b) Großes synoptisches Ereignis im August 2002. Pegel Zwettl/Kamp.
 Spectral unmixing: (a) Small convective event in August 1996. (b) Large synoptic event in August 2002. Zwettl/Kamp stream gauge.

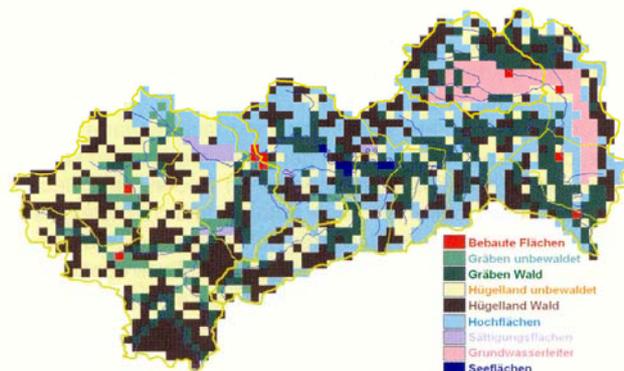


Abbildung 6
Angepasste Hydrotope im Kampgebiet.
 Adjusted hydrological response units in the Kamp catchment.

sem Schritt bestimmten Flächenanteile der Hydrotope zu erhalten. Die Auswahl der Pixel erfolgt durch eine Reinterpretation der Information der Karten und der Gebietskenntnis. Sie werden manuell zugeordnet. Die Anzahl der neu zugeordneten Pixel ist 5 bis 10 % in jedem Teilgebiet. Das Ergebnis des zweiten Schrittes ist die adjustierte Zuordnung jedes Pixels zu einem Hydrotop. Abbildung 6 zeigt diese Zuordnung.

Schritt 3: Parametereichung (Feinabstimmung)

Im dritten Schritt werden die Modellparameter jedes Hydrotops innerhalb plausibler Grenzen variiert, um eine Feinadjus-

tierung der simulierten Abflussganglinien an die Beobachtungen zu erzielen. Die Hydrotope Gräben und Hügelland werden jeweils in Waldgebiete und Freiland unterteilt. In Waldgebieten ist wegen der Streuauflage ein größerer Rückhalt als im Freiland zu erwarten. Deshalb werden in den Waldgebieten die Feldkapazität FC und der Nichtlinearitätsparameter etwas größer als im Freiland angenommen. Der Vergleich der simulierten mit der beobachteten Abflussganglinie erfolgt vor allem auf Ereignisbasis. Nur die Feinadjustierung der Verdunstungsparameter (LP) und der Perkulationsparameter (c_{perc}) erfolgt auch saisonal. Beobachtete und simulierte Ganglinien werden visuell verglichen, wobei auf die Wiedergabe der folgenden Kenngrößen geachtet wird: (i) Ereignisabflussvolumina (bestimmt durch die Parameter FC und β); (ii) Aufteilung in raschen, oberflächennahen Abfluss und Bodenabfluss, d.h. die Form der Welle (bestimmt durch die Parameter L_1 und c_{perc}). Die Speicherkoeffizienten werden nicht mehr markant verändert. Wenn vor einem Ereignis über einen längeren Zeitraum der simulierte und beobachtete Basisabfluss nicht übereinstimmt, werden diese Unterschiede den Anfangsbedingungen zugeordnet. Diese Ereignisse werden dann mit geänderten Anfangsbedingungen, bei denen die simulierten und beobachteten Abflüsse zu Beginn des Ereignisses übereinstimmen, nochmals gerechnet. Die Ereignisparameter werden dann für diese Rechnung adjustiert. Damit wird verhindert, Einflüsse der Parameter auf saisonaler Skala und Ereignisskala zu vermischen.

Es ist anzunehmen, dass beim *a priori* Setzen der Parameterwerte (Schritt 1) die relative Einschätzung der Parameter zwischen den Gebieten (d.h. die Unterschiede zwischen den Gebieten) zuverlässiger ist als die Absolutwerte der Parameter. Deshalb wird bei Änderungen der Parameter im Zuge des manuellen Eichvorganges im Schritt 3 darauf Bedacht genommen, die Unterschiede der Parameter zwischen den Hydrotopen nicht zu verändern. Beispielsweise wird angenommen, dass die *a priori* gewählte Differenz der Feldkapazität FC zwischen den Gräben (stark abflussbeitragende Flächen) und dem Hügelland (gedämpft abflussbeitragende Flächen) bei der Feinabstimmung der Modellparameter erhalten bleibt. In diesem Fall beträgt die *a priori* gewählte Differenz der Feldkapazität FC etwa 100 mm. Die kalibrierten Werte werden schließlich mit Werten aus der Literatur (z.B. REIHAN & KOVALENKO 2001) verglichen.

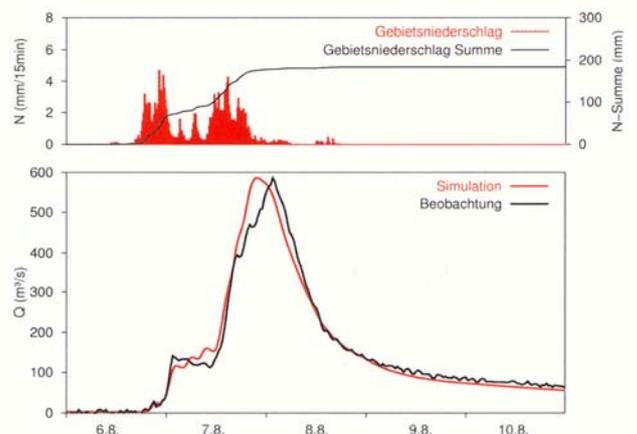


Abbildung 7
Parametereichung (Feinabstimmung) für das Extremhochwasser im August 2002. Zufluss zum Speicher Ottenstein (889 km² Einzugsgebietsfläche).
 Parameter calibration (fine tuning) for the extreme flood in August 2002. Inflow to the Ottenstein reservoir (889 km² catchment area).

Alle Parameterwerte werden nur innerhalb solcher Grenzen variiert, die hydrologisch für das jeweilige Hydrotop als plausibel angesehen werden. Ein Beispiel der Feinabstimmung zeigt Abbildung 7 für den Zufluss zum Speicher Ottenstein. Das Ergebnis des dritten Schrittes sind adjustierte Modellparameter für jedes Pixel.

Schritt 4: Feinabstimmung der Modellstruktur

Für die Abflussbildung und Abflusskonzentration in jedem Pixel wird eine Modellstruktur herangezogen, die an das HBV Modell angelehnt ist, das für schwedische Verhältnisse entwickelt wurde. Es ist anzunehmen, dass für andere Klimaregionen die Struktur eine gewisse Adaptierung erfordert, um die jeweiligen hydrologischen Prozesse möglichst wirklichkeitsnah zu beschreiben. Um Hinweise auf notwendige Änderungen der Modellstruktur zu erhalten, werden wiederum simulierte und beobachtete Abflussganglinien verglichen. Der erste Vergleich betrachtet die saisonale Skala. Aus dem Vergleich wird geschlossen, ob die Wasserbilanz innerhalb des Jahres zutreffend durch das Modell beschrieben wird. Dies testet insbesondere die Parameter der langsamen Abflusskomponente (Grundwasser) und die Struktur des Verdunstungsansatzes. Der saisonale Vergleich der Abflussganglinien zeigt, dass die an den Pegeln beobachteten Abflüsse, vor allem nach einem feuchten Frühjahr, durch ein hohes Niveau über mehrere Monate im Sommer (auch in trockenen Sommern) geprägt sind, das durch die Simulation vorerst nicht erreicht werden kann. Die Ursache für diese Diskrepanz wird darin gesehen, dass die saisonale Retention durch Grundwasser nicht richtig wieder gegeben wird, weshalb neben den ursprünglich zwei Speichern ein dritter, sehr langsamer, unterirdischer Speicher als notwendig erachtet wird. Dies wird für alle Hydrotope als notwendig angesehen, nicht nur für das Hydrotop Grundwasserleiter. Dieser dritte Speicher wird auf Grund der Einschätzung des Untergrundverhaltens bei Kluftgrundwasser in den westlichen Gebietsteilen mit einer Speicherkonstanten von etwa 120 Tagen und für die Porengrundwasserleiter der östlichen Gebietsteile mit einer Speicherkonstanten von 300 Tagen angesetzt. Der letztere Wert ergibt sich aus der Analyse von Grundwasserganglinien (Abb. 4a). In Abbildung 2 ist die bereits adaptierte Modellstruktur dargestellt.

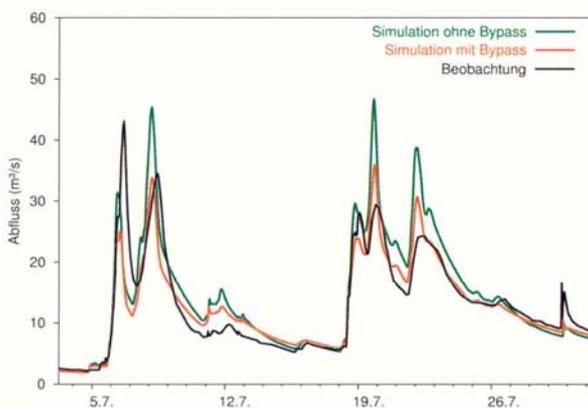


Abbildung 8
Feinabstimmung der Modellstruktur: Vergleich der simulierten Abflussganglinie mit und ohne Bypass mit der Beobachtung am Pegel Zwetl/Kamp für den Juli 1997.

Fine tuning of the model structure: Comparison of the simulated hydrographs with and without bypass and the hydrograph observed at the Zwetl/Kamp stream gauge during July 1997.

Ein zweiter Vergleich betrachtet Einzelereignisse, wobei wiederum nach den Ereignistypen (synoptisch, konvektiv, Schneeschmelze) und Ereignisgröße unterschieden wird. Die Feinabstimmung der Modellstruktur erfolgt auf Basis einer hydrologischen Argumentation und der in den Feldbegehungen gewonnenen Vorstellung über die Fließvorgänge im Gebiet. In der ursprünglichen Modellstruktur wird die Feuchte in der obersten Bodenschicht nur durch Verdunstung reduziert. Nicht berücksichtigt ist dabei die Möglichkeit einer schnellen Entwässerung der obersten Bodenschicht während eines Ereignisses zufolge Perkolations in den geklüfteten Fels. Abhilfe ist die Einführung eines Bypasses im Modell, der hydrologisch einer vertikalen Wasserbewegung in Makroporen entspricht, die die Matrix der Bodenzone rasch überbrückt und einen Teil des Niederschlages unmittelbar dem geklüfteten Fels zuführt. Der Bypass-Abfluss führt zu einer deutlichen Änderung in der simulierten Abflussdynamik (Abb. 8). Für mehrere Einzelereignisse rückt der Bypass die Simulationen näher an die Abflussbeobachtungen. Hervorzuheben ist, dass es sich bei dieser Änderung der Modellstruktur nicht um eine Kurvenanpassung handelt. Die Motivation der Änderung ist die hydrologische Argumentation. Die Abflussbeobachtungen dienen zur Überprüfung, ob diese Argumentation mit den Abflussdaten konsistent ist. Die Gebietskenntnis deutet darauf hin, dass das in vielen Teilen des Kampgebietes ein wichtiger Prozess ist.

Aus der unterschiedlichen Dynamik der beobachteten Abflussganglinien, sowohl bei Betrachtung der saisonalen Skala als auch bei der Analyse der Einzelereignisse, wird auch augenscheinlich, dass bei unterschiedlichem Feuchtezustand im Gebiet der Austausch zwischen oberer und unterer Bodenzone variiert. Aus der Analyse der Abflussganglinien geht hervor, dass der unterirdische Abfluss mit zunehmender Bodenfeuchte größer wird, dass also mehr Wasser versickert. Ebenso wie der Bypass ist die Perkolations im trockenen Gebietszustand gering bzw. nicht vorhanden. Erst wenn genügend Wasser im Boden vorhanden ist, werden die unterirdischen Fließwege aktiviert bzw. angeschlossen. Die Perkolationsrate L_{perc} zwischen oberem und unterem Speicher wird daher ähnlich wie der zum Abfluss beitragende Teil des Niederschlages von der relativen Bodenfeuchte abhängig gemacht. Das unterschiedliche Versickerungsverhalten des Gebietes bei unterschiedlichem Feuchtezustand lässt erwarten, dass es auch zu einer Veränderung der Abflussreaktionen kommt, wenn sich die Abflusskomponenten im Boden verschieben. Dies wird auch beim Vergleich unterschiedlicher Ereignistypen im Rahmen der Analyse der Abflussganglinien sichtbar: Speicher 1 und 2 (Zwischenabfluss bzw. Abfluss aus tieferen Bodenschichten) beschreiben bei kurzen Starkregen im Sommer im trockenen Gebietszustand die Abflussreaktion auf Flächen mit längeren Oberflächen- oder oberflächennahen Abflüssen (Größenordnung der Speicherkoeffizienten 15 bis 30 h). Viele Flächen zeichnen sich durch geringe Hangneigungen aus oder sind schlecht an das Gewässernetz angeschlossen. Der Abflussbeitrag aus dem Boden muss klein sein. Mit zunehmendem Feuchtezustand im Gebiet, vor allem während und nach der Schneeschmelze, verändert sich die Abflussreaktion. Die Auslaufzeiten werden flacher, d.h. die Abflusskomponenten verlagern sich hin zur langsameren Komponente. Die Größenordnung der Speicherkoeffizienten für den Zwischenabfluss bewegt sich bei diesen Ereignissen zwischen 60 bis 100 h. Diese hohen Koeffizienten weisen darauf hin, dass der maßgebliche Abflussbeitrag aus den tieferen Bodenschichten stammt (tiefere Fließwege, Aktivierung des Bodenspeichers bis in den Frühsommer bei hinreichend langen Ereignissen). Im vorliegenden Gebiet werden in Schritt 5 des

halb die Speicherkoeffizienten als Funktion der Bodenfeuchte angesetzt (Gleichung 4). Das Ergebnis des vierten Schrittes ist die adaptierte Modellstruktur für das gesamte Gebiet.

Schritt 5: Plausibilitätskontrolle der simulierten räumlichen Muster

Im fünften und letzten Schritt wird die Plausibilität des Modells getestet. Insbesondere liegt dabei das Schwergewicht auf der Wiedergabe der räumlichen Verteilung der hydrologischen Prozesse. Zur Plausibilitätskontrolle werden deshalb räumliche Muster hydrologischer Größen simuliert. Im Idealfall sollten diese mit räumlich verteilten Messungen verglichen werden (GRAYSON & BLÖSCHL 2000). Bei der Entwicklung eines Hochwasservorhersagemodells liegen allerdings in der Regel für die meisten Variablen keine quantitativen Messungen vor. Deshalb werden die simulierten Muster visuell überprüft, ob sie mit der Experteneinschätzung im Einklang sind. Eine für die Hochwasservorhersage wichtige Variable ist der Oberflächenabfluss, der die rasche Reaktion der Gebiete bestimmt. Abbildung 9 zeigt Karten des simulierten Oberflächenabflusses zu Beginn eines großen Ereignisses und während des selben Ereignisses (siehe GUTKNECHT et al. 2002). Am Beginn des Ereignisses tragen vor allem die versiegelten Flächen und die gewässernahen Flächen im Nordosten des Gebietes zum Oberflächenabfluss bei, während im restlichen Gebiet der Oberflächenabfluss sehr klein ist. Im Laufe des Ereignisses verschiebt sich die räumliche Verteilung. 18 Stunden später sind die Niederschlagsintensitäten etwas geringer. Dementsprechend ist der Oberflächenabfluss auf den versiegelten Flächen geringer. Zusätzliche Flächen tragen aber jetzt zum Oberflächenabfluss bei, vor allem die Gräben und bei fortwährendem Ereignis auch das Hügelland im Westen. Das Verschieben der Abflussmuster während des Ereignisses entspricht der Vorstellung über das Abflussverhalten, das aus den Feldbegehungen gewonnen wurde.

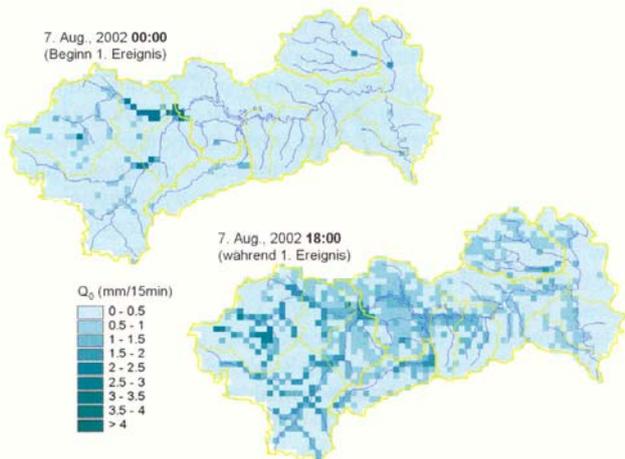


Abbildung 9
Plausibilitätskontrolle der simulierten Muster: Oberflächenabfluss Q_0 an zwei Zeitpunkten für den Vergleich mit qualitativen Feldbeobachtungen.

Plausibility check of the simulated spatial patterns: surface runoff Q_0 at two points in time for comparison with qualitative field observations.

Abbildung 10 zeigt die Verteilung der Bodenfeuchte in der obersten Bodenzone für das gleiche Ereignis. Die Bodenfeuchte ist eine Schlüsselvariable, die den Anteil des Direktabflusses bestimmt. Wie zu erwarten, ist die Bodenfeuchte während des Ereignisses wesentlich höher als zu dessen Beginn. Die relativ hohe Bodenfeuchte zu Beginn im mittleren Teil des Gebietes ist auf ein Vorereignis mit Zentrum nördlich

des Untersuchungsgebietes zurückzuführen. Die geringe Bodenfeuchte im Osten (Taffagebiet) ist eine Folge des hochdurchlässigen Untergrundes im Bereich des Porengrundwasserleiters. Die Grundwasserneubildung ist hier hoch, die Bodenfeuchte entsprechend klein wegen der hohen Perkolationsraten. Diese Verteilung ist als durchaus plausibel einzustufen.

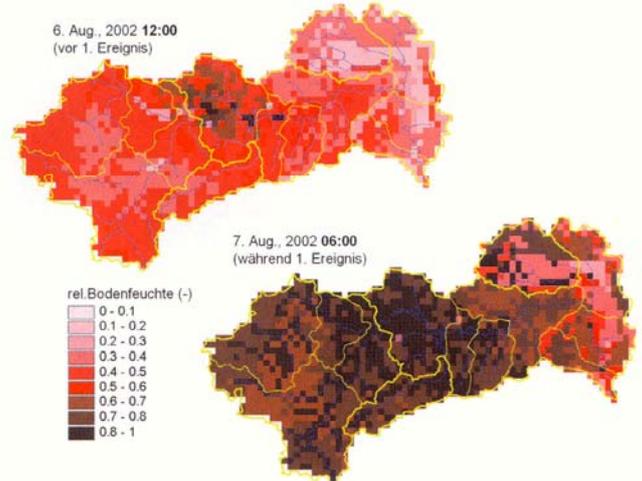


Abbildung 10
Plausibilitätskontrolle der simulierten Muster: Bodenfeuchte S_{br} an zwei Zeitpunkten für den Vergleich mit der Gebietseinschätzung.

Plausibility check of the simulated spatial patterns: soil moisture S_{br} at two points in time for comparison with expert judgement.

Ein weiterer, naheliegender Vergleich lässt sich mit simulierten und beobachteten Schneemustern durchführen. Informationen über beobachtete Schneehöhen liegen, wenn auch in größerer räumlicher und zeitlicher Auflösung, vor. Für den 8. April 1996, vor dem Hochwasserereignis 1996, zeigt Abbildung 11 das simulierte Schneewasseräquivalent sowie die Verteilung der Schneehöhen, die aus der Interpolation zwischen den Beobachtungen an mehreren Stationen gewonnen wurde. Die Schneedichte ist in diesem Fall nicht bekannt, und die Punktmessungen der Schneehöhe sind wegen der starken räumlichen Variabilität des Schnees nicht unbedingt repräsentativ für das Gebiet. Deshalb wird dieser Mustervergleich qualitativ durchgeführt. Der Zweck ist also nicht, eine möglichst gute punktuelle Übereinstimmung zu erzielen, sondern zu prüfen, ob bei unterschiedlichen meteorologischen und hydrologischen Situationen das grundsätzliche Verhalten des Aufbaus und des Abschmelzens der Schneedecke richtig wiedergegeben wird. Im Beispiel in Abbildung 11 wird das Ausapern im Osten und die größere Schneerücklage in den höheren Gebietsteilen im Westen richtig wiedergegeben. Bei Annahme einer typischen Schneedichte erscheint das simulierte Schneewasseräquivalent im Vergleich zu den interpolierten Schneehöhendaten im Westen des Gebietes zwar etwas hoch, doch können solche Unterschiede auch durch Unsicherheiten bei der Messung und Interpolation der Schneehöhen verursacht sein. Vergleiche wie in Abbildung 11 deuten darauf hin, dass die simulierten Schneemuster tendenziell ein zu spätes Ausapern ergeben. Deshalb wird der Gradtagfaktor GTF in diesem Schritt geringfügig erhöht. Der Mustervergleich erlaubt also auch eine Feinabstimmung dieses Modellparameters. Zur Verifikation der modellierten Schneeschmelze dienen jedoch in erster Linie die beobachteten Abflussganglinien.

In Schritt 5 werden auch die Modellparameter selbst räumlich aufgetragen und mit der Gebietseinschätzung verglichen. Ab-

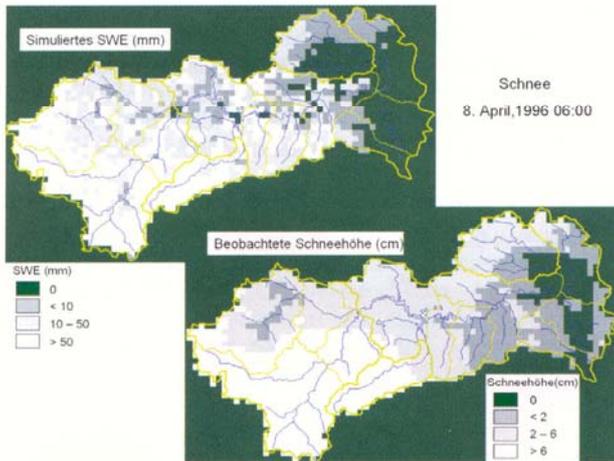


Abbildung 11
Plausibilitätskontrolle der simulierten Muster: Simulierte Schneeverteilung (Schneewasseräquivalent SWE), und aus Punktdaten interpolierte Schneehöhenverteilung am 8. April 1996, 6:00.

Plausibility check of the simulated spatial patterns: simulated snow distribution (snow water equivalent SWE), and distribution of snow depths estimated from point data on 8 April 1996, 6:00.

Abbildung 12 zeigt die Feldkapazität und den Nichtlinearitätsparameter. Im Taffagebiet im Osten sind die Werte der Feldkapazität am größten, da hier die hochdurchlässige oberste Schicht des Untergrundes bis zum Grundwasserleiter reicht. Kleine Werte der Feldkapazität ergeben sich im Nordosten des Gebietes, da in diesen Gebietsteilen die Speicherfähigkeit des Untergrundes aufgrund des höheren Lehmannteiles der Böden und des weniger durchlässigen Gneises geringer ist als in anderen Gebietsteilen. Der Nichtlinearitätsparameter ist auf den versiegelten Flächen klein und auf den Hochflächen groß. Auch das ist plausibel und stimmt mit der Einschätzung der Landschaftseinheiten überein. Die versiegelten Gebiete zeigen die schnellste Reaktion und die Hochflächen besitzen die längsten Fließwege.

Nach dem Plausibilitätstest des Schrittes 5 ist anzunehmen, dass das Modell die wesentlichen Abflussprozesse auch räumlich differenziert zutreffend beschreibt.

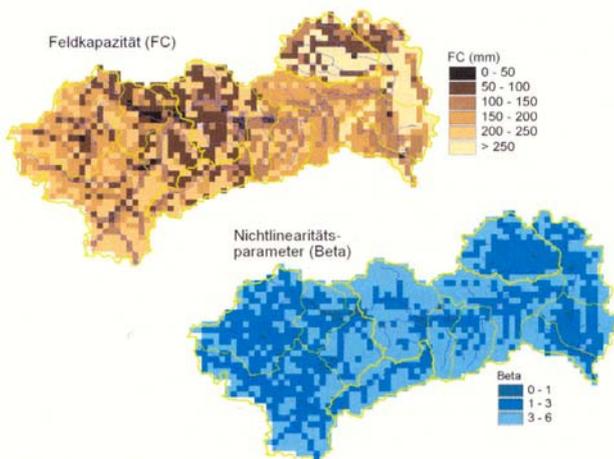


Abbildung 12
Räumliche Verteilung zweier Modellparameter als Ergebnis der vorgeschlagenen Vorgangsweise: Feldkapazität FC und Nichtlinearitätsparameter.

Spatial patterns of two model parameters as a result of the proposed approach: field capacity FC and non-linearity parameter.

Zusammenfassung

Nach diesen fünf Schritten wird der Modellteil der Abflussbildung und Abflusskonzentration auf der Pixelskala als für die operationelle Abflussvorhersage einsetzbar angesehen. Im Kampgebiet ist es besonders wichtig, die Abflussbildung zutreffend zu beschreiben, da der zum Abfluss kommende Anteil des Niederschlags zwischen den Ereignissen stark schwanken kann. Bei manchen Ereignissen kommen weniger als 10 % des Niederschlags zum Abfluss, beim Ereignis vom 12. und 13. August 2002 waren es am Pegel Zwettl/Kamp hingegen 60 %.

Für den Wellenablauf in den Flussabschnitten werden die Modellstruktur und die Modellparameter in ähnlicher Weise bestimmt. Die dafür zur Verfügung stehende Information sind Abflussdaten, die die Verformung der Abflusswelle entlang der Gewässer beschreiben; Ergebnisse hydraulischer Simulationen, die für größere als beobachtete Hochwässer die Wellenablaufdynamik beschreiben; sowie Angaben über den Beginn der Ausuferung in verschiedenen Abschnitten des Gewässers auf Basis von Feldbegehungen.

Einen Vergleich der simulierten und beobachteten Abflussganglinien mit dem Gesamtmodell zeigt Abbildung 13. Dieses Ereignis trat erst nach Abschluss der Arbeiten der fünf Schritte auf. Es handelt sich also um ein echtes Verifikationsereignis, da es in keiner Weise für die Modellentwicklung verwendet wurde. Das Testbeispiel in Abbildung 13 zeigt, dass nicht nur insgesamt die Größe und Form der beobachteten Welle gut getroffen wird. Für den Test ist besonders interessant, dass die Struktur der Welle, d.h. die Änderungen des Durchflusses in den verschiedenen Teilen der Abflusswelle, gut durch das Abflussmodell beschrieben wird.

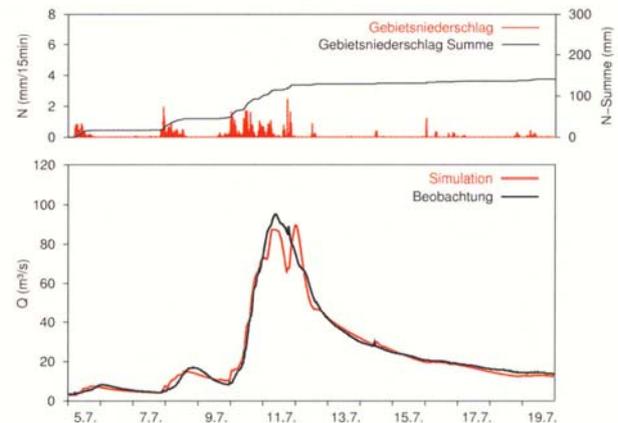


Abbildung 13
Verifikation der Abflusssimulationen für ein Ereignis im Juli 2005, das nicht zur Bestimmung der Struktur und Parameter des Modells herangezogen wurde.

Verification of the runoff simulations for an event in July 2005 that was not used for identifying the structure and the parameters of the model.

Die hier vorgeschlagene Vorgangsweise zur Modellidentifikation nützt sehr unterschiedliche, relevante Informationen für die Wahl der Struktur und der Parameter eines flächendetaillierten Abflussmodells in einem konkreten Gebiet. Es sind aber nur solche Informationen erforderlich, wie sie typischerweise bei der Entwicklung eines Hochwasservorhersagemodells zur Verfügung stehen. Die Umsetzung dieses Konzeptes zur Modellidentifikation wurde am Beispiel der Abflussbildung für das Kampgebiet beispielhaft vorgestellt. Es kann als Muster für andere Gebiete und andere Abflussprozesse dienen.

Allerdings erfordert die Vorgangsweise einen großen Arbeitsaufwand. Dieser Arbeitsaufwand besteht nicht in der Durchführung zahlreicher Simulationen und Minimierung einer Zielfunktion, sondern in einer detaillierten hydrologischen Interpretation und Argumentation der Konzeptionen. Vorwissen über die Eigenschaften hydrologischer Prozesse ist dafür Voraussetzung. Dieser Einsatz wird als notwendig erachtet, um die Modellstruktur und Modellparameter in einer plausiblen Weise zu identifizieren. Wegen der unterschiedlichen, auch räumlich differenzierten, Informationen und der hydrologischen Überlegungen, die in die Modellidentifikation einfließen, ist zu erwarten, dass das so definierte Modell im Vergleich zur herkömmlichen Eichung die Abflussprozesse im Gebiet genauer beschreibt und deshalb zuverlässigere Abflussprognosen liefert.

Summary

After performing the proposed five steps (cf. short introduction at the beginning of this paper), the model component of runoff generation and concentration on the pixel scale is considered to be applicable for operational forecasting. In the catchment of the River Kamp it is essential to represent runoff generation correctly, because the portion of precipitation that contributes to runoff may vary widely from one event to another. In some cases, less than 10 % of precipitation appear as streamflow, while, for instance, for the event from 12 to 13 August 2002 the figure was 60 % at the gauge Zwettl/Kamp.

For flood routing in the river reaches the model structure and the model parameters are determined in a similar way. The available information consists of streamflow data that describe the deformation of the flood wave along the river, of hydraulic-simulation results that describe the dynamics of floodflow for floods greater than the recorded ones, and of field-observations of beginning bank-overtopping on some river reaches.

A comparison of simulated and observed streamflow hydrographs with the complete model is shown in Figure 13. This event had happened only after the completion of the five work-steps, so that is a genuine verification event as it had not been used in any way in model development. The test example in Figure 13 shows that not only the size and shape of the observed hydrograph were well simulated, but what is especially interesting for the test is the fact that the structure of the hydrograph, i.e. the variation of streamflow in different parts of the hydrograph, is well described by the model.

The proposed approach to model identification uses a wide variety of relevant information for choosing the structure and parameters of a spatially distributed runoff model in a specific area. Nevertheless, only such information is required that is typically available for developing a flood-forecasting model. The implementation of this model-identification concept was demonstrated at the example of runoff generation in the Kamp catchment, and it may be taken as a guideline for other river basins and other runoff processes.

However, this approach is very labour intensive – not in terms of performing numerous simulation runs and the minimization of an objective function, but in terms of a detailed hydrological interpretation and reasoning. To apply the strategy, expert knowledge about the characteristics of hydrological processes is a precondition. These efforts are considered as necessary to identify the model structure and the model parameters in a plausible way. Because of the diverse, and often spatially differentiated information and the hydrological expert knowledge that enter into the model identification process, one can expect that the model thus identified can represent the runoff processes in the catchment more accurately and will provide more reliable streamflow forecasts than models resulting from conventional calibration.

Anschrift der Verfasser:

Dipl.-Ing. C. Reszler
Dipl.-Ing. J. Komma
A.o.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

- BECK, M.B. (1987): Water quality modeling: a review of the analysis of uncertainty. – *Water Resources Research* 23(8):1393-1442
- BERGSTRÖM, S. (1976): Development and application of a conceptual runoff model for Scandinavian catchments. – Dept. of Water Resour. Engineering, Lund Inst of Technol./Univ. of Lund, Bull. Ser. A, No. 52. 134pp.
- BEVEN, K. (1989): Changing ideas in hydrology – the case of physically based models. – *J. Hydrol.*, 105, 157-172
- BLÖSCHL, G. (2001): Scaling in hydrology. – *Hydrological Processes*, 15, pp. 709-711
- BLÖSCHL, G. (2005a): Rainfall-runoff modeling of ungauged catchments. Article 133 in: *Encyclopedia of Hydrological Sciences*, M.G. Anderson (Managing Editor). – J. Wiley & Sons, Chichester, pp. 2061-2080
- BLÖSCHL, G. (2005b): Statistical upscaling and downscaling in hydrology. Article 9 in: *Encyclopedia of Hydrological Sciences*, M.G. Anderson (Managing Editor). – J. Wiley & Sons, Chichester, pp. 135-154
- BLÖSCHL, G. & R. GRAYSON (2000): Spatial observations and interpolation. Chapter 2 in: R. Grayson and G. Blöschl (Eds.) *Spatial Patterns in Catchment Hydrology: Observations and Modelling*. – Cambridge University Press, Cambridge, UK, pp. 17-50
- BLÖSCHL, G., R. KIRNBAUER & D. GUTKNECHT (1991): Distributed snow-melt simulations in an Alpine catchment. 1. Model evaluation on the basis of snow cover patterns. – *Water Resources Research*, 27 (12), 3171-3179
- DVWK (1996): Ermittlung der Verdunstung von Land- und Wasserflächen. – DVWK-Merkblätter, Heft 238, Bonn
- FINK, M.H., F.M. GRÜNWEIS & T. WRBKA (1989): Kartierung ausgewählter Kulturlandschaften Österreichs. – Monographien des Umweltbundesamtes Bd. 11. Umweltbundesamt, Wien
- FLÜGEL, W.-A. (1995): Delineating hydrological response units by geographical information system analyses for regional hydrological modelling using PRMS/MMS in the drainage basin of the River Bröl, Germany. – *Hydrological Processes*, 9, 423-436
- GRAYSON, R.B. & G. BLÖSCHL (Eds) (2000): *Spatial Patterns in Catchment Hydrology: Observations and Modelling*. – Cambridge University Press, Cambridge, UK, 404 pp.
- GRAYSON, R., G. BLÖSCHL, A. WESTERN & T. McMAHON (2002): Advances in the use of observed spatial patterns of catchment hydrological response. – *Advances in Water Resources* 25, 1313-1334
- GÜNTNER, A., J. SEIBERT & S. UHLENBROOK (2004): Modeling spatial patterns of saturated areas: An evaluation of different terrain indices. – *Water Resour. Res.*, 40, W05114, doi:10.1029/2003WR002864
- GUTKNECHT, D. (1993): Grundphänomene hydrologischer Prozesse. – *Zürcher Geographische Schriften*, 53, ETH Zürich, pp. 25-38
- GUTKNECHT, D. (1996): Abflüßentstehung an Hängen – Beobachtungen und Konzeptionen. – *Österr. Wasser- und Abfallwirtschaft*, 48, 134-144
- 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
- ISERMANN, R. (1974): *Prozeßidentifikation*. – Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg-New York, 188 pp.
- KALININ, G.P. & P.I. MILJUKOV (1958): Approximate methods of computing unsteady movement of water masses. – *Trans. Central Forecasting Inst.*, 68
- LEAVESLEY, G.H. (1973): *A Mountain Watershed Simulation Model*: Fort Collins, Colorado. – Colorado State University, Ph. D. dissertation, 174 pp.

- MERZ, R. & G. BLÖSCHL (2002): Marktüberblick und Beispiele – Software für die NA-Modellierung. – Wiener Mitteilungen, Wasser-Abwasser-Gewässer, Band 164. Niederschlag-Abfluss Modellierung – Simulation und Prognose, Institut für Hydraulik, TU Wien, pp. 223-242
- PARAJKA, J., R. MERZ & G. BLÖSCHL (2005a): Regionale Wasserbilanzkomponenten für Österreich auf Tagesbasis. – Österreichische Wasser- und Abfallwirtschaft, 57, H 3/4, 43-56
- PARAJKA, J., R. MERZ & G. BLÖSCHL (2005b): A comparison of regionalisation methods for catchment model parameters. – Hydrology and Earth Systems Sciences, Vol 9, 157-171. SRef-ID: 1607-7938/hess/2005-9-157
- REFSGAARD, J. Ch. (2000): Towards a Formal Approach to Calibration and Validation of Models Using Spatial Data. Chapter 13 in: R. Grayson and G. Blöschl (Eds.) Spatial Patterns in Catchment Hydrology: Observations and Modelling. – Cambridge University Press, Cambridge, UK, pp. 329-354
- REIHAN, A. & O. KOVALENKO (2001): Experience of an application of the HBV model for runoff computation in Estonia. In Environmental Impact and Water Management in a Catchment Area Perspective. Proceedings of the Symposium dedicated to the 40th Anniversary of Institute of Environmental Engineering at Tallinn Technical University, Estonia, Tallinn, 24-26 September. Tallinn, p. 126-134
- SINGH, V.P. (Ed.) (1995): Computer Models of Watershed Hydrology. – Water Resources Publications, Highlands Ranch, Colorado, 1130 pp.
- VIKHAMAR, D. & R. SOLBERG (2003): Snow-cover mapping in forests by constrained linear spectral unmixing of MODIS data. – Remote Sensing of Environment, 88 (3), 309-323
- WESTERN, A.W., R.B. GRAYSON, G. BLÖSCHL, G.R. WILLGOOSE and T.A. MCMAHON (1999): Observed spatial organisation of soil moisture and its relation to terrain indices. – Water Resources Research, 35(3), 797-810
- WESTERN, A., R. GRAYSON & G. BLÖSCHL (2002): Scaling of soil moisture: a hydrologic perspective. – Ann. Rev. Earth and Planetary Sci., 30, 149-180
- WÖSTEN, J.H.M., Ya.A. PACHEPSKY & W.J. RAWLS (2001): Pedotransfer functions: bridging the gap between available basic soil data and missing soil hydraulic characteristics. – Journal of Hydrology, Vol. 251, Issues 3-4, 123-150