

Sonderabdruck aus Jahrgang 48, Heft 5/6, 1996

ÖSTERREICHISCHE WASSER- UND ABFALLWIRTSCHAFT

Schriftleitung: O. Univ.-Prof. Dipl.-Ing. Dr. F. Kastanek, Em. O. Univ.-Prof. Dipl.-Ing. Dr. S. Radler, Em. O. Univ.-Prof. Dipl.-Ing. Dr. H. Supersperg
Springer-Verlag/Wien · New York

G. Blöschl:

Prozeßnahe Niederschlag-Abfluß-Modellierung

Process-oriented Rainfall Runoff Modelling

Prozeßnahe Niederschlag-Abfluß-Modellierung

Process-oriented Rainfall Runoff Modelling

Von G. Blöschl

Kurzfassung/Summary

Wegen der enormen räumlichen Variabilität hydrologischer Größen wird die prozeßnahe Modellierung der Niederschlag-Abfluß-Vorgänge mit zunehmender Einzugsgebietsgröße schwieriger. Diese Arbeit zeigt Methoden zur Modellbildung auf, die die Quantifizierung der Variabilität innerhalb eines Rechenelementes und zwischen den Elementen erlauben. Die Frage nach einer optimalen Elementgröße wird diskutiert. Schließlich wird gezeigt, daß räumliche Muster hydrologischer Variablen in besonderem Maße für die Evaluierung prozeßnaher Modelle geeignet sind.

Hydrological processes exhibit a stunning degree of spatial variability which complicates process-oriented rainfall runoff modelling at larger scales. This paper presents modelling strategies for quantifying subgrid variability and variability between model elements. The idea of an optimum element size is addressed. Finally, the potential of spatial patterns of hydrological variables for evaluating process-oriented models is demonstrated.

1. Einleitung

Die wasserwirtschaftlichen Aufgabenstellungen der Niederschlag-Abfluß-Modellierung wurden in den letzten Jahren vielfältig. Während

zuvor vor allem Fragen wie etwa „Betrieb“ (z. B. Abflußvorhersage für den Betrieb von Kraftwerksanlagen) und „Bemessung“ (z. B. Bemessung von Hochwasserentlastungsanlagen) im Mittelpunkt des Interesses standen, ist in den letzten Jahren ein

breites Spektrum weiterer Aufgaben hinzugetreten. Diese hängen einerseits mit einem gesteigerten Sicherheitsbedürfnis und andererseits mit der heute zentralen Bedeutung von Umweltfragen zusammen.

Ein diesen neuen Aufgabenstellungen gemeinsamer Aspekt ist die Extrapolation jenseits des beobachteten Datenmaterials. Bei der Modellierung von Extremsituationen (z. B. PMF – größtmögliches Hochwasser) ist dies eine Extrapolation in einen Bereich extremer Ereignisse, die wesentlich größer als die größten beobachteten Ereignisse sind (Gutknecht, 1994). Bei der Modellierung von Umweltänderungen (Klima, Landnutzung, ...) ist dies eine Extrapolation auf Bedingungen, die grundsätzlich anders als die während der Beobachtungsperiode sind. Bei der Modellierung von Transportvorgängen schließlich wird von beobachteten Abflüssen auf meist nicht beobachtete Konzentrationen extrapoliert. In allen Fällen stellt die Extrapolation eine besondere Herausforderung an die Niederschlag-Abfluß-Modellierung dar, da die Vorhersagen i. a. nicht verifiziert werden können.

Diese Arbeit widmet sich der Modellbildung bei derartigen Fragestellungen. Insbesondere kommen dafür prozeßnahe Niederschlag-Abfluß-Modelle in Frage. Die zutreffende Beschreibung der räumlichen Variabilität ist für zuverlässige Modellaussagen besonders wichtig und wird deshalb in dieser Arbeit vorrangig betrachtet.

2. Modellbildung

Die Modellbildung in der Hydrologie läuft meist in den folgenden Schritten ab:

- a) Datenerfassung und Analyse;
- b) Entwicklung eines Gedankenmodells der Vorgänge;
- c) Entwicklung eines mathematischen Modells aus dem Gedankenmodell;
- d) Eichung des mathematischen Modells mit einem Teil der Beobachtungsdaten (z. B. durch Justieren von Modellparametern);
- e) Validierung des Modells mit dem restlichen (unabhängigen) Teil der Beobachtungsdaten.

Ist die Validierung nicht zufriedenstellend, muß einer oder mehrere der vorhergehenden Schritte wiederholt werden. Ist die Validierung zu-

friedenstellend (d. h. sind Modellergebnis und Beobachtung genügend ähnlich), wird angenommen, daß das Modell auch im Vorhersagefall zuverlässig arbeiten wird. Dies ist eine bewährte Strategie, wenn die „Bedingungen“ bei Eichung und Vorhersage ähnlich sind (d. h. ähnliche Ereignisgröße/typ, ähnliche Klimabedingungen, ähnliche Daten-situation). Wenn die Bedingungen anders sind, kann nicht davon ausgegangen werden, daß die Modellergebnisse im Vorhersagefall zutreffen werden, denn das Modell und seine Eichparameter wurden auf diese „neue“ Situation nicht abgestimmt.

Die Modellbildung folgt in diesem Fall deshalb nur bedingt den Schritten a–e. Viel wichtiger ist es nun, die Prozesse in der Natur zu verstehen und zu beschreiben. Werden die Prozesse für beobachtete Ereignisse zutreffend beschrieben, so kann auf Basis physikalischer Überlegungen eine Extrapolation viel eher erfolgen. Im Falle prozeßnaher Modelle ist also die Modelleichung weniger bedeutend als bei Black Box- oder Konzeptmodellen, und das Vorwissen über Prozesse tritt in den Vordergrund (Tabelle 1). Das Prozeßverständnis tritt sozusagen an die Stelle der Eichung.

Je nach Aufgabenstellung ist ein unterschiedliches Maß an Prozeßverständnis erforderlich (Abb. 1). Für Abflußvorhersagen, beispielsweise, kann das Systemverhalten gut durch input/output-Beziehungen (Black Box-Modelle) oder einfache Konzeptmodelle beschrieben werden (Braun,



Abb. 1. Wasserwirtschaftliche Aufgabenstellungen der Niederschlag-Abfluß-Modellierung, Bezugsmaßstab und das für die Modellierung erforderliche Prozeßverständnis

Tabelle 1. Modelltypen für die Niederschlag-Abfluß-Modellierung

Modelltypen	Beispiele	Modellstruktur	Modellparameter	Erforderliches Prozeßverständnis
Black Box-Modelle	Regressionsmodelle, Unit Hydrograph	geeicht	geeicht	gering
Konzeptmodelle	Linearspeicher, Zeitflächendiagramm	vorgegeben	geeicht	mittel
Prozeßnahe Modelle	Prozesse in der Bodensäule, Hang, Einzugsgebiet	vorgegeben	vorgegeben	groß

1985). In diesem Fall ist deshalb kein detailliertes Verständnis der Prozesse innerhalb des Gebietes notwendig. Die Modellierung von Extremereignissen, Transportvorgängen u. ä. erfordert hingegen ein hohes Maß an Prozeßverständnis.

Für die prozeßnahe Modellierung ist der Bezugsmaßstab von entscheidender Bedeutung (Sivapalan und Blöschl, 1996). Der Bezugsmaßstab (z. B. ausgedrückt als charakteristische Länge L^*) beschreibt die Größenordnung der Längenausdehnung eines Phänomens oder Gebietes (Abb. 1). Die Bedeutung des Bezugsmaßstabes hängt unter anderem mit dem Datenmaterial zusammen, das typischerweise für die Modellierung zur Verfügung steht (Tabelle 2). Dies sind Labormessungen,

Tabelle 2. Prozeßverständnis, das aus hydrologischen Messungen gewonnen werden kann, und Bezugsmaßstab der Messungen

Messungen	Bezugsmaßstab L^*	Prozeßverständnis aus Messungen
Laborversuche	klein	groß
Versuchseinzugsgebiete	mittel	mittel
Standardmeßnetz	groß	gering

Daten aus Versuchseinzugsgebieten oder Daten aus dem Standardmeßnetz. Mit zunehmendem Bezugsmaßstab nimmt die Datendichte und damit das aus den Daten ableitbare Prozeßverständnis ab (Grayson et al., 1993). Während bei einem Säulenversuch ($L^* \approx 10^{-1}$ m) die Druck-, Feuchtigkeits- und Konzentrationsverteilung sehr genau gemessen werden kann, steht auf Einzugsgebietsebene ($L^* \approx 10^4$ m) nur der Abfluß als mittlerer Wert über ein Gebiet zur Verfügung. Die meisten Grundgleichungen und Theorien wurden deshalb auf der Maßstabsebene des Laborexperiments entwickelt. Beispiele sind das Darcy'sche Gesetz und die Richards-Gleichung. Für die Bodensäule (Standort) sind solche Grundgleichungen als zutreffend anzusehen, doch können sie nicht unmittelbar auf eine größere Maßstabsebene (Hang, Gebiet) übertragen werden (Tabelle 3). Die Maßstabsfrage in der Hydrologie (Englisch: „scale is-

sues“) befaßt sich mit der Übertragung von Information von kleinen auf größere Maßstabsebenen (Rodriguez-Iturbe und Gupta, 1983; und Gupta et al., 1986; Blöschl und Sivapalan, 1995).

Die Übertragung von Grundgleichungen auf größere Gebiete macht vor allem wegen der räumlichen Variabilität hydrologischer Größen Schwierigkeiten. Die räumliche Variabilität (z. B. von Bodenparametern und Niederschlag) ist nie im Detail bekannt. Deshalb führt eine mechanistische Anwendung der Laborgleichungen auf Gebiete selten zu zuverlässigen Aussagen. Ein Beispiel ist etwa die Anwendung von Laborgleichungen in jedem Rasterpunkt eines Digitalen Geländemodells (DEM) wie dies heute mit moderner GIS (Geographisches Informationssystem) Technologie rasch möglich ist. Damit produzierte flächendetaillierte Verteilungen haben nur dann Vorhersagekraft, wenn sie entsprechend verifiziert werden.

Die flächendetaillierte, prozeßnahe Niederschlag-Abfluß-Modellierung folgt deshalb heute zumeist einem differenzierteren Ansatz. Vorerst werden die Maßstabsebenen „Bodensäule“, „Hang“ und „Gebiet“ unterschieden und die Abflußmechanismen auf jeder dieser Ebenen beschrieben. Einen Überblick dazu geben Anderson und Burt (1990); Bowles und O'Connell (1991); Singh (1995) und Gutknecht (1996). Dafür wird das Gebiet in Rechenelemente unterteilt. Nun wird angenommen, daß die kleinräumige Variabilität (innerhalb eines Elementes) nicht im Detail bekannt ist und deshalb durch einen summarischen Parameter (z. B. Mittelwert oder topographischer Index) zu beschreiben ist. Die großräumige Variabilität wird hingegen explizit erfaßt durch unterschiedliche Werte in unterschiedlichen Elementen (Kirnbauer et al., 1994; Blöschl und Sivapalan, 1995). In Abb. 2 ist dieser Ansatz graphisch am Beispiel von Geländehöhen dargestellt. Die Abbildung zeigt die spektrale Varianz (d. h. die Varianz als Funktion der Wellenlänge) der Geländehöhen des Wagga Wagga-Gebietes in Australien. Die großräumigen Prozesse (niedrige Frequenz) weisen eine große Varianz auf und werden im Modell explizit durch

Tabelle 3. Prozeßnahe Gleichungen für die Niederschlag-Abfluß-Modellierung auf unterschiedlichen Maßstabsebenen. Auf größerer Maßstabsebene existieren solche Gleichungen nicht (markiert durch?)

	Bodensäule	Hang	Einzugsgebiet
Infiltration und Bodenfeuchtbewegung	Richards Gl., Green-Ampt	?	?
Evapotranspiration	Penman-Monteith, SiB, BATS	?	?
Schneeprozesse	Energiebilanz, Fourier Gl. Kinem. Welle	Kinem. Welle	?
Oberflächenfließen	—	St. Venant Gl. (Kinem. Welle, . . .)	?
Gesättigte Wasserbewegung	—	Darcy	Darcy
Gerinneströmung	—	—	St. Venant Gl. (Kinem. Welle, Diffusionswelle, . . .)

die unterschiedlichen Geländehöhen der Elemente beschrieben. Die kleinräumigen Prozesse (hohe Frequenz) weisen eine kleine Varianz auf und werden implizit durch einen summarischen Parameter beschrieben (d. h. parameterisiert). Die (kleinräumige) Variabilität innerhalb eines Elementes wird auch als Subgrid-Variabilität bezeichnet. Das Aufspalten der gesamten Varianz σ^2 in (großräumige) Variabilität zwischen den Elementen σ^2_{El} und (kleinräumige) Subgrid-Variabilität σ^2_{Sub} kann durch die folgende Beziehung beschrieben werden (Isaaks und Srivastava, 1989):

$$\sigma^2(a, c) = \sigma^2_{El}(b, c) + \sigma^2_{Sub}(a, b) \quad (1)$$

wobei a das Meßvolumen, b die Elementgröße und c die Gebietsgröße bedeuten. Im weiteren werden, diesem Ansatz folgend, die räumliche Diskretisierung und die Parameterisierung der Subgrid-Variabilität am Beispiel der Geländekonfiguration besprochen.

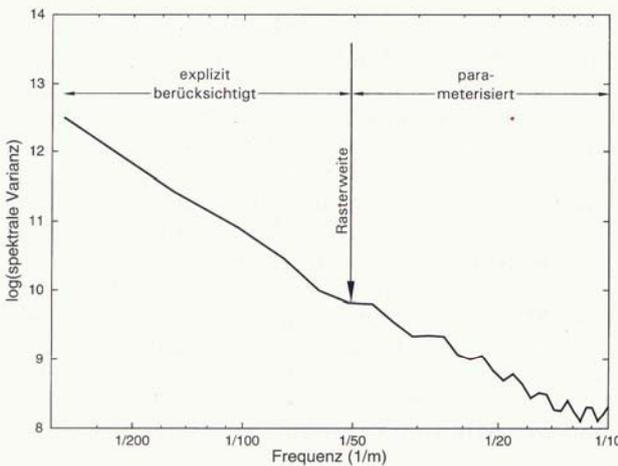


Abb. 2. Spektrum der Geländehöhen des Wagga Wagga-Gebietes in Australien (7 ha) und Aufspalten der gesamten Varianz in großräumigen und kleinräumigen Anteil nach Gl. (1)

3. Räumliche Diskretisierung

Für die räumliche Diskretisierung des Geländes im Einzugsgebiet (d. h. die Quantifizierung der großräumigen Komponente der Variabilität der Topographie) werden hier vier Modelle auf Basis unterschiedlicher Ansätze verglichen: Quadratraster (DISTFW, Willgoose und Kuczera, 1995); Dreieckselemente (SHIFT, Cuevas und Palacios, 1989); Hangelemente (KINEROS, Woolhiser et al., 1990) und Höhengschichtenlinien (THALES, Grayson et al., 1995). Alle Modelle sind quasi zweidimensional, d. h. sie zerlegen die komplexe Geländekonfiguration, auf unterschiedliche Art, in eindimensionale Längenschnitte. Im Falle des Quadratrasters erfolgt dies durch die Wasserbewegung von einem Rasterelement, entsprechend dem steilsten Gradienten, in eines der acht benachbarten Rasterelemente. Im Falle der Dreieckselemente wird das Element

durch ein äquivalentes eindimensionales Element ersetzt und der Durchfluß flächengewichtet den beiden unteren Rändern zugeordnet. Im Falle der Hangelemente folgt das Wasser einer Kaskade von eindimensionalen Hangflächen bzw. Gerinneelementen, die vom Benutzer festzulegen sind. Im Falle der Höhengschichtenlinien werden die Elemente durch den Verschnitt von Höhengschichtenlinien und Stromröhren bestimmt. In diesem Modell erfolgt die Wasserbewegung zum unterliegenden Nachbarn und ist damit am klarsten definiert.

Die hydrologisch/hydraulischen Ansätze in den vier Modellen sind ähnlich: Oberflächenfließen und Gerinneabfluß werden durch die Kontinuitätsgleichung (2), die kinematische Näherung für die Impulsgleichung (3) sowie den Reibungsansatz nach Manning-Strickler (4) beschrieben:

$$\frac{\partial Q(A)}{\partial s} + \frac{\partial A}{\partial t} = q(t) \quad (2)$$

$$S_o = S_f \quad (3)$$

$$Q = S_f^{1/2} k_s R^{2/3} A \quad (4)$$

wobei Q der Durchfluß, A die durchflossene Querschnittsfläche, s die Entfernung in Hangrichtung, t die Zeit, q die seitlichen Zutritte, S_o die Geländeneigung, S_f das Reibungsgefälle, k_s den Rauigkeitsbeiwert nach Strickler und R den hydraulischen Radius bedeuten. Für den Modellvergleich wurde das Einzugsgebiet als undurchlässig angesehen (keine Infiltration). Vorerst wurden die vier Modelle auf einen *eindimensionalen* Hangschnitt angewendet. Die Abflußreaktion zufolge eines Regenblocks ist in Abb. 3 a dargestellt. Alle vier Modelle geben sehr ähnliche Abflußwellen, die mit der analytischen Lösung gut übereinstimmen. Dies bedeutet, daß die numerische Implementierung der Gln. (2–4), durch Differenzenverfahren, für diese Parameterkombination zufriedenstellend ist. Sodann wurden die Modelle auf ein 9 ha großes Einzugsgebiet in Oklahoma angewendet. Das Gebiet ist in Loague und Gander (1990) beschrieben. Die Unterschiede zwischen den berechneten Abflußwellen (Abb. 3 b) sind in diesem Fall ziemlich groß (bis zu 30 % für den Scheiteldurchfluß und bis zu 37 % für die Zeit bis zum Scheitel). Die schnellste Reaktion wird mit dem Höhengschichtenlinienmodell berechnet, da der Wassertropfen dem kürzesten Weg hangabwärts (Fallinie) folgt. Die langsamste Reaktion wird durch das Rastermodell berechnet, da der Wassertropfen nicht der Fallinie, sondern einem „Umweg“ zu einem der acht Nachbarelemente folgt. Über den Modellvergleich wird in Kürze ausführlich berichtet (Goodrich et al., 1996).

Insgesamt zeigt der Modellvergleich in Abb. 3, daß die Struktur der räumlichen Diskretisierung die berechneten Abflüsse stark beeinflusst. Würde man die Modellparameter in den vier Modellen (z. B. den Rauigkeitsbeiwert k_s) auf Basis beobachteter Abflußganglinien eichen, so ergäben sich

für jedes der Modelle unterschiedliche Werte. Das Rastermodell erfordert etwa ein größeres k_s , als das Höhengschichtenlinienmodell, um eine ähnliche Welle zu erzeugen. Es wird also deutlich, daß ge-eichte Modellparameter auch in prozeßnahen Modellen stark von der Modellstruktur abhängig sind und sozusagen die Modellstruktur implizit enthalten.

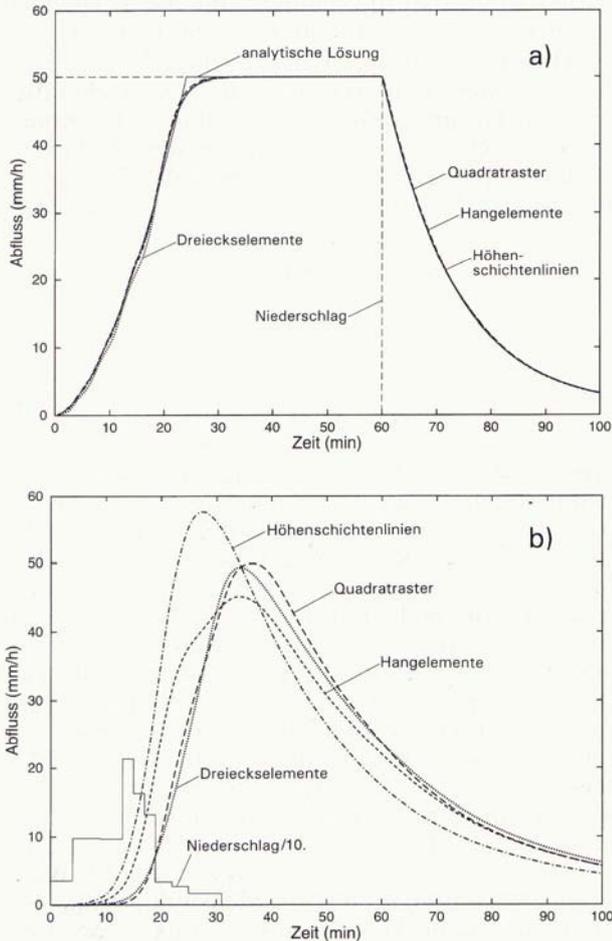


Abb. 3. Abflußreaktion berechnet mit vier unterschiedlichen Modellen: **a** Eindimensionaler Hangschnitt (106 m Länge; 10 % Neigung; Rauigkeit $k_s = 3,16 \text{ m}^{1/3} \text{ s}^{-1}$; Niederschlag 50 mm über 1 Stunde). **b** R-5 Gebiet in Oklahoma, U.S.A. (9 ha Fläche; Rauigkeit $k_s = 4 \text{ m}^{1/3} \text{ s}^{-1}$ für Hänge und Gerinne; beobachteter Niederschlag)

4. Subgrid-Variabilität

Während der vorhergehende Abschnitt die großräumige Variabilität betraf, wird in diesem Abschnitt die kleinräumige Variabilität (innerhalb eines Flächenelementes) betrachtet. Es gibt im wesentlichen drei Ansätze, die Subgrid-Variabilität zu beschreiben:

4.1 Effektive Parameter

Im ersten Ansatz wird das Element als homogene Einheit angesehen und die tatsächliche Variabilität durch mittlere Parameter ersetzt. Solche Pa-

rameter werden auch als effektive Parameter bezeichnet, da sie den Effekt der kleinräumigen Variabilität summarisch wiedergeben sollen. Wenn beispielsweise hangparalleler unterirdischer Abfluß sowohl durch die Bodenmatrix als auch durch Makroporen erfolgt, so kann als effektive hydraulische Durchlässigkeit ein Wert angenommen werden, der zwischen der geringen Durchlässigkeit der Bodenmatrix und der hohen Durchlässigkeit der Makroporen liegt. Effektive Parameter werden i. a. durch Eichung bestimmt.

4.2 Parameterisierung

Im zweiten Ansatz wird das Element nicht als homogene Einheit angesehen, die Variabilität wird vielmehr durch eine eigene Beziehung beschrieben (d. h. parameterisiert). Im Fall des Oberflächenfließens, beispielsweise, ist die kleinräumige Variabilität das Mikrorelief. Dieses wird in diesem Ansatz nicht explizit (durch zahlreiche Höhenkoten), sondern summarisch in Form einer Beziehung wie etwa Gl. (5) beschrieben.

$$R = \zeta A^m \tag{5}$$

Dabei ist R der hydraulische Radius, A die durchflossene Querschnittsfläche und ζ und m sind Parameter (Moore und Burch, 1986). Die detaillierte Information über die Mikrotopographie wird also durch die beiden Parameter ζ und m ersetzt. Für Oberflächenfließen als Film ist $m = 1$, für dreiecksförmige Rillen ist $m = 0,5$ und für eine natürliche Mikrotopographie ist $0,5 < m < 1$ (Abb. 4). ζ und m können bestimmt werden, indem die natürliche Mikrotopographie auf einer kleinen Fläche vermessen wird und R gegen A gemäß (5) aufgetragen wird (Willgoose und Kuczera, 1995). Die Beziehung (5) kann dann für alle Gebiete mit ähnlicher Mikrotopographie verwendet werden.

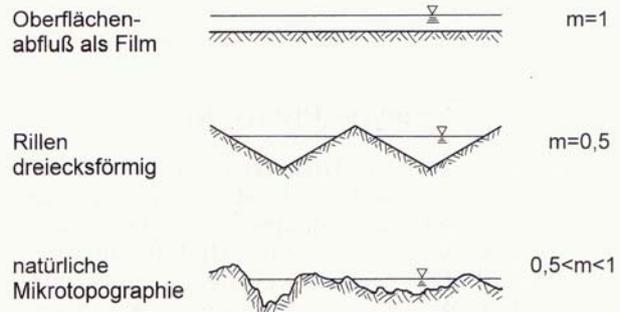


Abb. 4. Parameterisierung des Oberflächenfließens über Mikrotopographie nach Gl. (5)

4.3 Perturbationsansatz

Im dritten Ansatz werden die Variablen und Parameter als Zufallsgrößen angesehen und in Mittelwert und Fluktuation getrennt, etwa

$$\ln K = F + f; \quad \phi = H + h \tag{6}$$

wobei K die hydraulische Durchlässigkeit, F der Mittelwert von $\ln K$, f die Fluktuation von $\ln K$;

ϕ das hydraulische Potential, H dessen Mittelwert und h dessen Fluktuation sind. Die Fluktuation (oder Perturbation) ist also eine kleine Schwankung um den Mittelwert. Einsetzen von Gl. (6), etwa in die Strömungsgleichung

$$\frac{\partial^2 \phi}{\partial x^2} + \frac{\partial \ln K}{\partial x} \frac{\partial \phi}{\partial x} = 0 \quad (7)$$

ergibt nach Ausmultiplizieren der Terme und Mittelbildung eine Gleichung für das mittlere Strömungsverhalten, die eine ähnliche Form wie Gl. (7) annimmt, jedoch einen zusätzlichen Term aufweist (Gelhar, 1993):

$$\frac{\partial^2 H}{\partial x^2} + \frac{\partial F}{\partial x} \frac{\partial H}{\partial x} + E \left[\frac{\partial f}{\partial x} \frac{\partial h}{\partial x} \right] = 0 \quad (8)$$

Dieser Term ist der Kreuzkorrelationsterm zwischen den Gradienten von f und h , der auch als Schließungsterm bezeichnet wird. Derartige Perturbationsansätze werden beispielsweise zur Beschreibung turbulenter Vorgänge verwendet (siehe z. B. Stull, 1988).

Für die Anwendung des Perturbationsansatzes auf die prozeßnahe Niederschlag-Abfluß-Modellierung ergeben sich allerdings drei offene Probleme:

1. Welche Gleichung (statt (7)) ist zur Beschreibung der Abflußmechanismen (z. B. Sättigungsflächenabfluß, Überschreiten der Infiltrationskapazität, gesättigter Bodenwasserabfluß mit/

ohne Makroporen; siehe Gutknecht, 1996) zu verwenden?

2. Wie sind die entsprechenden Kreuzkorrelationssterme (ähnlich dem in Gl. (8)) zu parameterisieren? (Siehe Stull, 1988, für den Fall atmosphärischer Turbulenz.)
3. Wie läßt sich die Struktur hydrologischer Größen (z. B. die Konvergenz vom Hang zum Gerinne) beschreiben?

Als Beispiel des strukturierten Verhaltens hydrologischer Größen ist in Abb. 5 die räumliche Verteilung der Bodenfeuchte in einem 10 ha großen Einzugsgebiet in Victoria, Australien, wiedergegeben. Es lassen sich zwei Aspekte erkennen. Zum einen zeigt sich ein räumlich ungeordnetes (zufälliges) Verhalten in manchen Teilen. Zum anderen zeigt sich auch Struktur mit größerer Feuchte in den Senken. Die Beschreibung einer solchen Struktur müßte über Ansätze auf Basis des Spektrums hinausgehen, die etwa für Grundwasserprozesse abgeleitet wurden (Gelhar, 1993).

Insgesamt läßt sich feststellen, daß derzeit für die prozeßnahe Niederschlag-Abfluß-Modellierung am häufigsten der Ansatz der effektiven Parameter verwendet wird. Eine Parameterisierung der Subgrid-Variabilität ist allerdings vorzuziehen, da sie auch in der Lage ist, nichtlineare Vorgänge zu beschreiben. Solche Parameterisierungen wurden erst für wenige Prozesse entwickelt (5). Perturbationsansätze sind derzeit für die Niederschlag-Abfluß-Modellierung noch nicht einsatzfähig, doch ist deren Weiterentwicklung anzustreben.

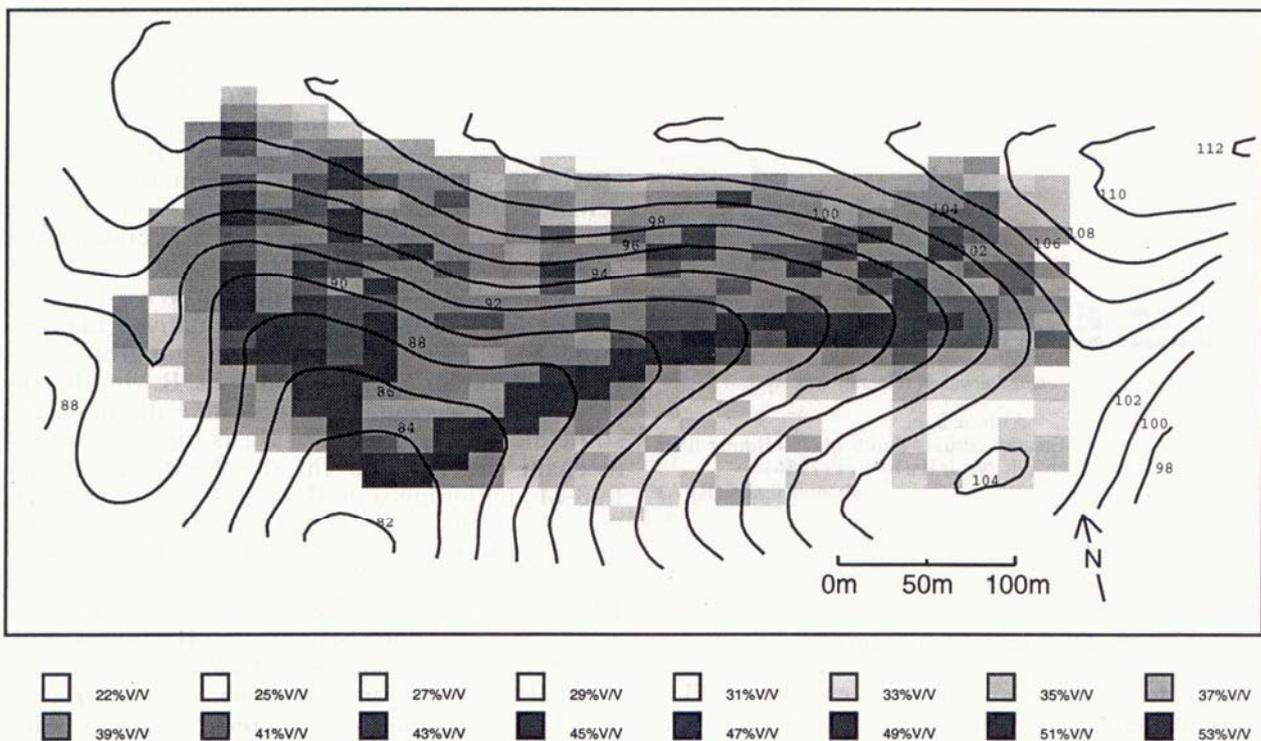


Abb. 5. Gemessene Bodenfeuchteverteilung im Tarrawarra-Gebiet, Australien, 25. bis 27. September 1995. TDR-Messungen der obersten 30 cm des Bodenprofils im Raster 10 x 20 m. Abstand der Höhenschichtenlinien: 2 m. Aus Western et al. (1996)

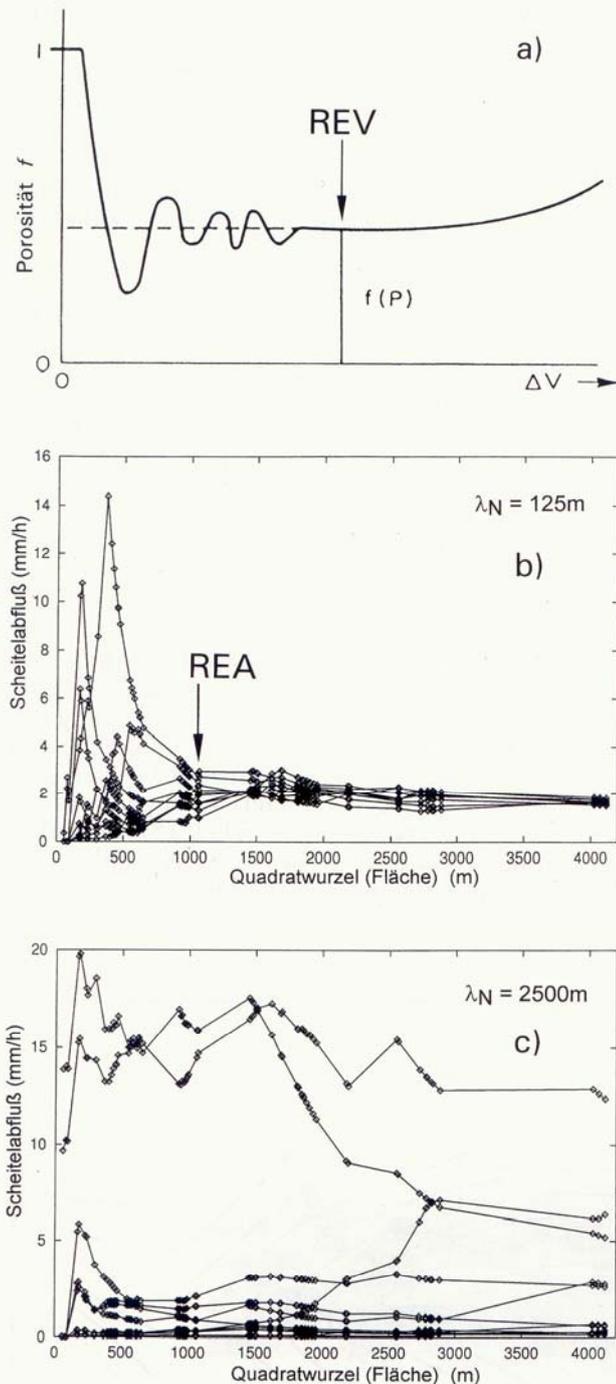


Abb. 6. a–c.

- a. Definition eines Ersatzmediums durch Mittelbildung über ein Volumen ΔV . Nach Hubbert (1956)
 b. Bestimmung einer Repräsentativen Elementarfläche (REA) durch Modellrechnungen. Zehn Realisationen eines konvektiven Niederschlagsereignisses (Korrelationslänge $\lambda_N = 125$ m).
 c. Zehn Realisationen eines synoptischen Niederschlagsereignisses (Korrelationslänge $\lambda_N = 2500$ m)

5. Optimale Elementgröße

Bei der räumlichen Diskretisierung von Einzugsgebieten stellt sich weiters die Frage: Wie groß soll ein Element gewählt werden? Werden wenige große Elemente verwendet, ist es zwar einfacher, die Variabilität zwischen den Elementen zu

beschreiben, doch ist dafür der Anteil der Subgrid-Variabilität größer und entsprechend schwieriger zu erfassen. Umgekehrt ist es bei vielen kleinen Elementen schwieriger, die Variabilität zwischen den Elementen zu beschreiben (siehe Gl. (1) und Abb. 2). Dazu gibt es zwei Aspekte:

- Für eine konkrete Aufgabenstellung ist die Elementgröße oft durch die vom Rechenergebnis geforderte Auflösung bestimmt. Beispielsweise ist für Erosionsberechnungen eine wesentlich höhere Auflösung (kleinere Elemente) notwendig als etwa für die Landkomponente eines Globalen Zirkulationsmodells (GCM, siehe Abb. 1).
- Auf mehr grundsätzlicher Ebene kann gefragt werden, ob eine Elementgröße *generell* besser geeignet ist als eine andere. Insbesondere ist eine Elementgröße vorteilhaft, bei der sich der mittlere Wert über das Element mit der Größe des Elements nur wenig ändert, da hier der Diskretisierungsfehler klein ist.

Einer der ersten, die sich mit der generellen Frage beschäftigten, war Hubbert (1956) im Zusammenhang mit der Entwicklung kontinuumsmechanischer Konzepte für Porengrundwasserleiter. Da Eigenschaften wie die Porosität nicht kontinuierlich an jedem Punkt definiert sind, führte Hubbert ein Ersatzmedium (mit mittlerer Porosität f) durch Mittelbildung über ein bestimmtes Volumen ΔV ein. Hubbert betrachtete nun die Porosität

$$f = \Delta V_f / \Delta V \quad (9)$$

als Funktion der Größe des Volumens, wobei ΔV_f das Porenvolumen bedeutet. Ist das Volumen im Vergleich zur Korngröße groß genug, ändert sich f bei Änderung von ΔV nur wenig, d. h. bei einem bestimmten Volumen wird ein stabiler Wert für f erreicht. Dieses Volumen wurde von Bear (1972) als Repräsentatives Elementarvolumen (REV) bezeichnet und bildet die konzeptuelle Grundlage für die kontinuumsmechanische Beschreibung der Grundwasserbewegung (z. B. Gl. (7)).

In direkter Analogie prägte Wood et al. (1988) den Begriff einer Repräsentativen Elementarfläche (REA), also eine Fläche, die groß genug ist, die kleinräumige Variabilität (z. B. von Bodenparametern) auszumitteln. Wie im Falle des REV sollte dies die konzeptuelle Basis für kontinuumsmechanische Ansätze für die Niederschlag-Abfluß-Modellierung sein. Blöschl et al. (1995) untersuchten auf Basis von Modellrechnungen mit einem prozeßnahen Niederschlag-Abfluß-Modell (Grayson et al., 1995), wie groß die Fläche des REA für verschiedene Situationen ist. In Analogie zu Hubbert (1956) betrachteten Blöschl et al. (1995), wie sehr sich die Variabilität im Abflussscheitel (entsprechend f in Abb. 6 a) bei zunehmend größerer Fläche (entsprechend ΔV in Abb. 6 a) ändert. Für die räumliche Variabilität von Niederschlag, Bodenparametern und Gerinneparametern wurden unterschiedliche Annahmen getrof-

fen. Insgesamt ergab die Studie, daß die Größe einer Repräsentativen Elementarfläche (REA) entscheidend von der Art und Ausprägung der hydrologischen Prozesse abhängt. In anderen Worten läßt sich nicht ein einziger generell gültiger Wert für das REA angeben, sondern unterschiedliche Werte je nach Bedingungen des Einzugsgebietes, Klimas usw. In Abb. 6 bc wird dies anhand von zwei Beispielen verdeutlicht. Im ersten Beispiel (Abb. 6 b) wurde der berechnete Scheitelabfluß (als Funktion zunehmender Gebietsgröße) für zehn Realisationen eines konvektiven Niederschlagsereignisses ermittelt. Die kleinräumige Variabilität (Bodenparameter, Niederschlag, Topographie) mittelt sich bei einer Fläche von etwa 1 km^2 aus ($\text{REA} \approx 1 \text{ km}^2$). Im zweiten Beispiel (Abb. 6 c) wurden ähnliche Berechnungen für synoptischen Niederschlag durchgeführt. Da in diesem Fall die Variabilität großräumiger ist, mittelt sie sich selbst bei der größten betrachteten Fläche von 17 km^2 nicht aus ($\text{REA} > 17 \text{ km}^2$).

Für konkrete Anwendungen prozeßnaher Niederschlag-Abfluß-Modelle ist die Frage nach einer optimalen Elementgröße also in Verbindung mit den vorherrschenden Prozessen und deren Parameterisierung (insbesondere der Subgrid-Variabilität) zu sehen.

6. Modelleichung und Evaluierung

Wie anfangs erwähnt, tritt bei prozeßnahen Niederschlag-Abfluß-Modellen, im Vergleich zu Konzeptmodellen, das Vorwissen über Prozesse an die Stelle der Eichung. Bei der Berechnung von Abflüssen mit ungeeichten Modellen zeigt es sich oft, daß die beobachteten Abflüsse nicht sehr genau wiedergegeben werden können. Deshalb

werden manchmal auch die Parameter von prozeßnahen Modellen auf Basis des Abflusses geeicht. Dabei ist allerdings größte Vorsicht geboten, da die Gefahr besteht, daß das geeichte Modell zwar das mittlere Verhalten des Gebietsabflusses gut wiedergibt, die Prozeßbeschreibung innerhalb des Gebietes jedoch unzutreffend ist (Grayson et al., 1992; Blöschl et al., 1994). Das prozeßnahe Modell wird in diesem Fall quasi zu einem Konzeptmodell und ist für Anwendungen wie Transportmodellierung (Abb. 1) nicht besser geeignet als ein wesentlich einfacheres Konzeptmodell (Beven, 1989).

Es ist deshalb anzustreben, einen differenzierteren Zugang zu Modelleichung und Evaluierung zu wählen. Wegen der Bedeutung der räumlichen Variabilität ist insbesondere eine Evaluierung auf Basis von räumlichen Mustern hydrologischer Größen zielführend. Die räumliche Verteilung der Bodenfeuchte in Abb. 4 könnte beispielsweise ausgezeichnet für die Evaluierung eines prozeßnahen Modells verwendet werden. Ein weiteres Beispiel ist in Abb. 7 wiedergegeben, in dem Schneebedeckungsmuster zur Evaluierung eines prozeßnahen Schneeschmelzmodells verwendet wurden (Blöschl et al., 1991; Blöschl und Kirnbauer, 1992). In einem 10 km^2 großen Einzugsgebiet in Tirol wurden die Schneedeckenprozesse in 15 000 Rasterpunkten über eine Periode von zwei Monaten simuliert. Die Rechenergebnisse wurden sodann mit den Luftaufnahmen am Ende der Simulationsperiode verglichen (Abb. 7). Dadurch lassen sich unterschiedliche Prozesse ansprechen. Während sich insgesamt eine gute Übereinstimmung ergibt (z. B. apertn Südhänge in Natur und in der Rechnung früher als Nordhänge aus) wird beispielsweise die Schneelage am Fuße des Steilhanges in Bildmitte unterschätzt. Dies ist

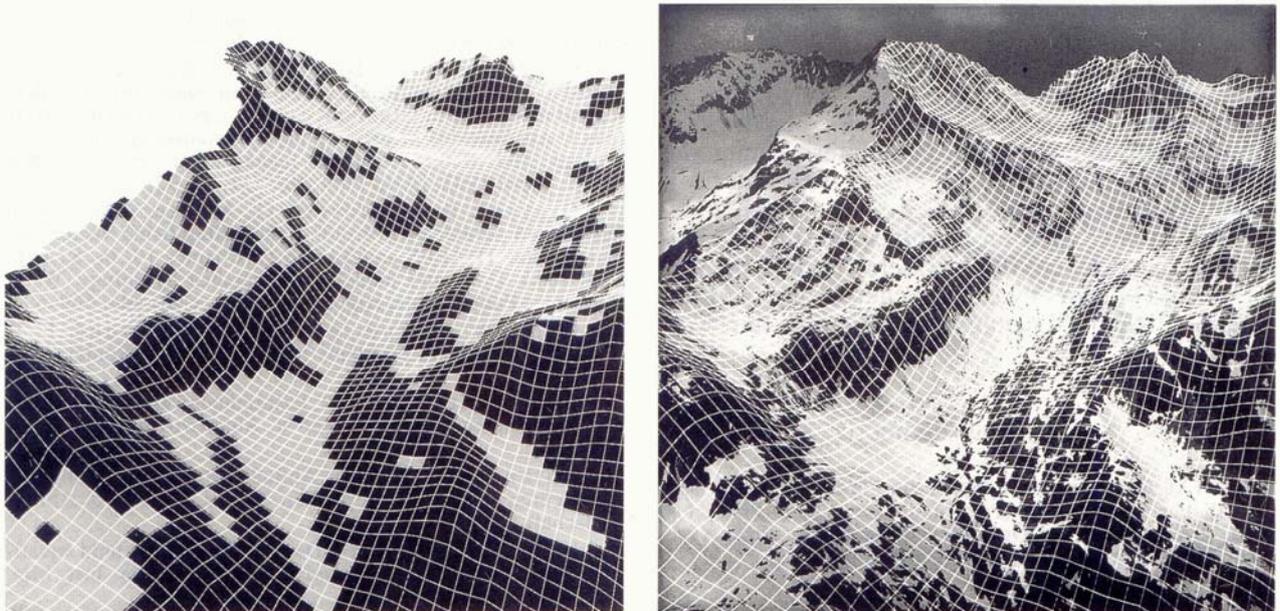


Abb. 7. Simulierte (links) und beobachtete (rechts) Ausaperungsmuster am 26. Juni 1989 im Längental, Tirol. Blick nach Westen. (Freigeig. BMfLV, Zl. 13.088/502-1.6/89). Nach Blöschl et al. (1991)

darauf zurückzuführen, daß Schneeverfrachtung zufolge Schwerkraft ein Prozeß ist, der nicht im Modell berücksichtigt wurde. Derartige Aussagen über die Wiedergabe einzelner Prozesse ließen sich aus einem Vergleich von beobachtetem und berechnetem Gebietsabfluß klarerweise nicht treffen. Dem Beispiel von Blöschl et al. (1991) folgend, wurden in jüngster Zeit Schneebedeckungsmuster häufig zur Evaluierung prozeßnaher Schneeschmelz-Abfluß-Modelle verwendet (z. B. Wigmosta et al., 1994; Bacchi et al., 1994; Davis et al., 1995; siehe auch Wagner et al., 1995).

7. Zusammenfassung und Ausblick

Prozeßnahe Modelle werden in den letzten Jahren vermehrt für wasserwirtschaftlich-hydrologische Fragestellungen notwendig. Allerdings wird die prozeßnahe Modellierung der Niederschlag-Abfluß-Vorgänge mit zunehmender Einzugsgebietsgröße schwieriger. Dies ist vor allem auf die enorme räumliche Variabilität der hydrologischen Größen und die Datensituation (geringere Datendichte bei größeren Gebieten) zurückzuführen (Blöschl und Sivapalan, 1995). Die räumliche Variabilität ist deshalb bei der Modellbildung in besonderem Maße zu berücksichtigen. Dieser Beitrag zeigt am Beispiel der Geländekonfiguration Methoden zur Modellbildung auf, die die Quantifizierung der Variabilität innerhalb eines Rechenelementes (Subgrid-Variabilität) und zwischen den Elementen erlauben. Untersuchungen zur Frage einer generell optimalen Elementgröße zeigen, daß diese je nach vorherrschenden hydrologischen Prozessen unterschiedlich sein dürfte. Schließlich wird gezeigt, daß für die Evaluierung prozeßnaher Modelle räumliche Muster hydrologischer Variablen (Bodenfeuchtemuster, Schneebedeckungsmuster) besser geeignet sind als der Gebietsabfluß.

Es ist klar, daß bei der Weiterentwicklung prozeßnaher Modelle die räumliche Variabilität im Mittelpunkt stehen muß. Einerseits betrifft dies die Modellbildung (z. B. Parameterisierung der Subgrid-Variabilität; Beschreibung des unterirdischen Abflusses, siehe Gutknecht, 1996), andererseits ist aber auch im Hinblick auf die Datensituation anzustreben, daß vermehrt räumliche Verteilungen (Muster) hydrologischer Größen auf unterschiedlichen Maßstabebenen gemessen werden.

8. Danksagung

Der Verfasser dankt dem Fonds zur Förderung der Wissenschaftlichen Forschung (Projektnummer J0699-PHY und M00298-TEC) und der Österreichischen Nationalbank (Projektnummer 5309) für finanzielle Unterstützung.

Literatur

Anderson, M. G., Burt, T. P. (Eds.) (1990): Process studies in hillslope hydrology, Wiley, Chichester, 539 pp.

Bacchi, B., Ranzi, R., Grossi, G., Rosso, R. (1994): Modelling the variability of the snowpack in an alpine catchment (abstract). EGS Grenoble Ass., Annales Geophys. 12 (Suppl. II), C419.

Bear, J. (1972): Dynamics of fluids in porous media, Elsevier, New York, 764 pp.

Beven, K. (1989): Changing ideas in hydrology – the case of physically based models. J. Hydrol. 105, 157–172.

Blöschl, G., Kirnbauer, R. (1992): Flächendetaillierte Modellierung der Schneeschmelze in einem alpinen Einzugsgebiet. Intern. Symp. Interpraevent 1992, Bern, Bd. 1, 161–179.

Blöschl, G., Sivapalan, M. (1995): Scale issues in hydrological modelling: a review. Hydrol. Proc. 9, 251–290.

Blöschl, G., Kirnbauer, R., Gutknecht, D., (1991): Distributed snowmelt simulations in an Alpine catchment. 1. Model evaluation on the basis of snow cover patterns. Water Resour. Res. 27, 3171–3179.

Blöschl, G., Gutknecht, D., Kirnbauer, R. (1994): On the evaluation of distributed hydrologic models. In: Rosso, R. et al. (eds.), Advances in distributed hydrology, Water Resources Publications, Highlands Ranch, Colorado, 397–412.

Blöschl, G., Grayson, R. B., Sivapalan, M. (1995): On the representative elementary area (REA) concept and its utility for distributed rainfall-runoff modelling. Hydrol. Proc. 9, 313–330.

Bowles, D. S., O'Connell, P. E. (Eds.) (1991): Recent advances in the modeling of hydrologic systems, Kluwer, Dordrecht.

Braun, L. N. (1985): Simulation of snowmelt-runoff in lowland and lower alpine regions of Switzerland. Zürcher Geographische Schriften 21, Geographisches Institut der ETH Zürich, 166 pp.

Cuevas, B., Palacios, O. L. (1989): SHIFT: A distributed runoff model using irregular triangular facets (abstract). Eos Trans. AGU 70 (43), 1094.

Davis, R. E., McKenzie, J. C., Jordan, R. (1995): Distributed snow process modelling: an image processing approach. Hydrol. Proc. 9, 865–875.

Gelhar, L. W. (1993): Stochastic subsurface hydrology, Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, 390 pp.

Goodrich, D. C., Palacios-Velez, O. L., Grayson, R., Blöschl, G., Keefer, T. O., Willgoose, G. R., Woolhiser, D. A. (1996): Topographic representation impacts on surface routing. To be submitted to Wat. Resour. Res.

Grayson, R. B., Moore, I. D., McMahon, T. A. (1992): Physically-based hydrologic modelling. 2. Is the concept realistic? Water Resour. Res. 26, 2659–2666.

Grayson, R. B., Blöschl, G., Barling, R. D., Moore, I. D. (1993): Process, scale and constraints to hydrological modelling in GIS. In: Kovar, K., Nachtnebel, H. P. (eds.), Applications of geographic information systems in hydrology and water resources management. Proc., Vienna Symp., April 1993, IAHS Publ. No. 211, 83–92.

Grayson, R. B., Blöschl, G., Moore, I. D. (1995): Distributed parameter hydrologic modelling using vector elevation data: THALES and TAPES-C. Chapter 19. In: Singh, V. P. (ed.), Computer models of watershed hydrology. Water Resources Publications, Highlands Ranch, Colorado, 669–696.

Gupta, V. K., Rodríguez-Iturbe, I., Wood, E. F. (Eds.) (1986): Scale problems in hydrology, D. Reidel, Dordrecht, 246 pp.

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

Gutknecht, D. (1996): Abflußentstehung an Hängen – Beobachtungen und Konzeptionen. Österr. Wasser- u. Abfallwirtschaft 48 (5/6).

Hubbert, M. K. (1956): Darcy's law and the field equations of the flow of underground fluids. Trans. Am. Inst. Min. Met. Engng. 207, 222–239.

Isaaks, E. H., Srivastava, R. M. (1989): An introduction to applied geostatistics, Oxford University Press, New York, 561 pp.

- Kirnbauer, R., Blöschl, G., Gutknecht, D. (1994): Entering the era of distributed snow models. *Nordic Hydrology* 25, 1–24.
- Loague, K., Gander, G. A. (1990): R-5 revisited, 1. Spatial variability of infiltration on a small rangeland catchment. *Water Resour. Res.* 26, 957–971.
- Moore, I. D., Burch, G. J. (1986): Sediment transport capacity of sheet and rill flow: Application of unit stream power theory. *Water Resour. Res.* 22, 1350–1360.
- Rodríguez-Iturbe, I., Gupta, V. K. (Eds.) (1983): Scale problems in hydrology. *J. Hydrol.* 65 (special issue).
- Singh, V. P. (Ed.) (1995): Computer models of watershed hydrology. Water Resources Publications, Highlands Ranch, Colorado, 1130 pp.
- Sivapalan, M., Blöschl, G. (1996): An overview of large scale hydrological modelling. *Math. Comp. Simul. J.* (in press).
- Stull, R. B. (1988): An introduction to boundary layer meteorology, Kluwer, Dordrecht, 666 pp.
- Wagner, W., Sindhuber, A., Kraus, K. (1995): Bestimmung der räumlichen Verteilung des Wasseräquivalents einer alpinen Schneedecke. Machbarkeitsstudie. Institut für Photogrammetrie und Fernerkundung, Technische Universität Wien, 30 pp.
- Western, A. W., Blöschl, G., Willgoose, G. R., Mc Mahon, T. A., Grayson, R. B. (1996): Field investigations of spatial organisation of soil moisture in a small catchment. In: Hydrology and Water Resources Symposium, May 1996, Hobart, Australien (in press).
- Wigmosta, M. S., Lettenmaier, D. P., Vail, L. W. (1994): A distributed hydrology-vegetation model for mountainous catchments. In: Rosso, R. et al. (eds.), Advances in distributed hydrology, Water Resources Publications, Highlands Ranch, Colorado, 359–378.
- Willgoose, G., Kuczera, G. (1995): Estimation of sub-grid scale kinematic wave parameters for hillslopes. *Hydrol. Proc.* 9, 469–482.
- Wood, E. F., Sivapalan, M., Beven, K., Band, L. (1988): Effects of spatial variability and scale with implications to hydrologic modeling. *J. Hydrol.* 102, 29–47.
- Woolhiser, D. A., Smith, R. E., Goodrich, D. C. (1990): KINEROS, A kinematic runoff and erosion model: Documentation and user manual. Rep. ARS-77, U.S. Dep. of Agriculture, Washington, D.C., 130 pp.
- Anschrift des Verfassers: Dipl.-Ing. Dr. Günter Blöschl, Institut für Hydraulik, Gewässerkunde und Wasserwirtschaft, Technische Universität Wien, Karlsplatz 13/223, A-1040 Wien.