

Abflussmengenbestimmung mit dem Verdünnungsverfahren

Manfred Spreafico

Abstract

Determination of discharge by dilution methods

The conventional current meter method is not suitable to measure discharge in an appropriate way in many steep and turbulent torrents and rivers. Dilution methods can very often help in such situations. The dilution methods used by the Swiss National Hydrological and Geological Survey are briefly described and some conclusions pointed out. The experiences gained in Nepal show that these operational methods can be fully integrated into the operational hydrological surveys in developing countries.

Keywords: discharge measurement, dilution methods, application of tracer techniques

1 Einleitung

Die akkurate Abflussbestimmung in steilen, turbulenten Flüssen und Bächen ist schwierig. Komplexe Abflussverhältnisse und grobblockige, schwer zu vermessende Gerinne sowie vielfach schlechte Zugänglichkeit erschweren die Abflussmessung. Sedimenttransport und Schwimmstoffe bilden zusätzlich weitere Erschwernisse.

Die hydraulische Berechnung des Abflusses ist infolge der oftmals nur ungenau erfassbaren Gerinnedaten äusserst schwierig oder unmöglich. Von den heute zur Verfügung stehenden Messmethoden, -geräten und -einrichtungen wie Messüberfälle, Venturis, hydrometrischer Flügel, Jensstab, Ultraschallmessung und Verdünnungsverfahren ist vielfach nur letzteres mit Erfolg anzuwenden. Der Einbau von Messüberfällen und -kanälen oder von hydraulischen Konstruktionen zur Verbesserung der Strömungsverhältnisse ist teuer und schwer realisierbar. Der Einsatz von hydrometrischen Flügeln setzt die Bestimmbarkeit des Querprofils an der Messstelle und Brücken, Messstege oder Seilflügelanlagen voraus, da die Gewässer vielfach nicht mehr durchwaten werden können. Hohe Fliessgeschwindigkeiten und häufig starker Feststofftransport sind weitere Faktoren, welche den Einsatz der Flügelmessung einschränken. Deshalb sind auch dem Einsatz des Jensstabes schnell Grenzen gesetzt. Messmethoden basierend auf der Ultraschalltechnik sind nach wie vor teuer und ebenfalls schwer einzusetzen in gebirgigen Fliessgewässern. Für die Abflussmessung in solchen Fliessgewässern bietet sich die Verdünnungsmethode an, bei welcher der durchflossene Flussquerschnitt nicht bekannt sein muss und bei der keine beweglichen Teile ins Gewässer gebracht werden müssen.

2 Die Abflussmengenbestimmung mit dem Verdünnungsverfahren

Das Verfahren beruht auf der Bestimmung der Verdünnung einer bestimmten Menge eines Markierstoffes, den man ins Fliessgewässer einspeist. Bei der Messung wird wie folgt vorgegangen:

- Eine genau definierte Menge eines geeigneten Markierstoffes (Tracer) wird am Anfang einer Messstrecke mit turbulenter Strömung mit einem genau festgelegten Eingabeprozedere in das Gewässer eingespiessen.
- Am unteren Ende der Messstrecke wird die Konzentration des eingespiessenen Tracers gemessen und daraus die Verdünnung bestimmt. Mit Hilfe dieses Verdünnungswertes kann dann die Abflussmenge berechnet werden.

Beim Verdünnungsverfahren können zwei Methoden unterschieden werden:

a) *Methode der Momentaneinspeisung* (Integrationsmethode, Totale Rückgewinnungsmethode, slug injection)

Bei der Methode mit Momentaneinspeisung wird dem zu messenden Fließgewässer ein bestimmtes Volumen einer konzentrierten Markierlösung momentan beigegeben. Nach einer Fließstrecke, die lang genug ist, eine homogene Durchmischung zu gewährleisten, werden während dem ganzen Durchgang der Tracerwolke Messungen durchgeführt. Dabei muss die exakte Tracermenge bekannt sein, sodann muss die gesamte Masse des eingegebenen Tracers am Messquerschnitt vorbeifliessen und erfasst werden können. Bei der Methode der Momentaneinspeisung wird keine spezielle Einspeiseapparatur benötigt; der Tracer kann in einem Behälter gelöst und damit eingegeben werden. Die Lage des Messpunktes im Messquerschnitt spielt keine Rolle, da angenommen wird, dass bei vollständiger Durchmischung an jedem Punkt die gleiche Menge des Tracers vorbeifliesst.

Der Abfluss wird dabei wie folgt berechnet:

$$Q = \int_{t_A}^{t_E} \frac{M}{C(t)} \cdot dt \quad [1]$$

Q	: Abflussmenge	(l/s)
M	: Eingegebene Tracermenge	(g)
C(t)	: Gemessene Tracermenge	(g/l)
t _A	: Beginn des Tracerdurchganges im Messpunkt	
t _E	: Ende des Tracerdurchganges im Messpunkt	
t	: Zeit	(s)

b) *Methode mit zeitlich konstanter Einspeisemenge*

Bei der Methode mit zeitlich konstanter Einspeisung des Tracers wird während einer bestimmten Zeit eine genau dosierte Menge der Initiallösung der Konzentration C₁ eingespritzt. Die Einspeisezeit muss solange bemessen sein, dass während einer gewissen Zeit durch den ganzen Probenahmequerschnitt eine gleichmässig verdünnte Konzentration C₂ fliesst. Nach Erreichung dieser sogenannten Plateaukonzentration bleibt dieselbe erhalten solange der Abfluss und die Einspeisemenge konstant bleiben. Im Gegensatz zur Methode mit Momentaneinspeisung braucht bei dieser Methode nicht die ganze Tracerdurchgangskurve gemessen zu werden, sondern nur die Plateaukonzentration. Die Abflussmenge ist wie folgt zu bestimmen:

$$Q = q \cdot \frac{C_1}{C_2} \quad [2]$$

Q	: Abflussmenge	(l/s)
q	: Konstante Tracereinspeisemenge	(l/s)
C ₁	: Konzentration der Einspeiselösung	(g/l)
C ₂	: Tracerkonzentration im Entnahmequerschnitt	(g/l)

Für das Verdünnungsverfahren eignen sich insbesondere Salze und fluoreszierende Tracer.

An einen geeigneten Tracer für die Abflussmengenbestimmung werden folgende Anforderungen gestellt:

- Der Tracer sollte leicht und vollständig in Bachwasser löslich sein.
- Der Tracer sollte eine gute chemische Stabilität aufweisen.
- Es sollte weder eine Adsorption noch eine Desorption des Tracers an Sedimenten, Schwebstoffen, Wasserpflanzen oder organischen Inhaltsstoffen des Wassers stattfinden.
- Der Tracer soll in der verwendeten Konzentration weder die Wasserflora und -fauna noch den Menschen gefährden.
- Der Tracer soll lichtbeständig sein.
- Der Tracer soll möglichst pH-unabhängig sein.
- Die Eigenschaften des Tracers sollten temperaturunabhängig sein.
- Der Tracer sollte noch bei grosser Verdünnung nachweisbar sein.
- Der Tracer sollte billig sein.
- Der Tracer sollte im zu untersuchenden Gewässer überhaupt nicht, oder nur in sehr geringen Konzentrationen vorkommen.
- Die Auswertung der Proben sollte mit einfachen Mitteln durchgeführt werden können.

3 Die Methoden der Landeshydrologie und -geologie (LHG)

Die LHG benutzt sowohl die Methode der Momentaneinspeisung als auch die Methode mit konstanter Einspeisung.

3.1 Methode mit Momentaneinspeisung

Die LHG verwendet für diese Methode Kochsalz als Tracer (LHG 1994a). Eine bestimmte Menge Salz wird in einem Eimer gelöst und dem Gewässer möglichst schnell (Dirac'scher Stoss) vollständig beigegeben. Mit Hilfe eines Leitfähigkeitsmessgerätes wird am Ende der Durchmischungsstrecke der Verlauf der Salzkonzentration gemessen. Mittels eines Rechners erfolgt die Bestimmung der Abflussmenge direkt im Felde (Abb. 1, 2). Der hohe Salzbedarf von 2–5 kg pro m^3/s Abfluss, beschränkt die Anwendung der Methode auf Bäche mit Abflüssen bis zu etwa $5 \text{ m}^3/\text{s}$.

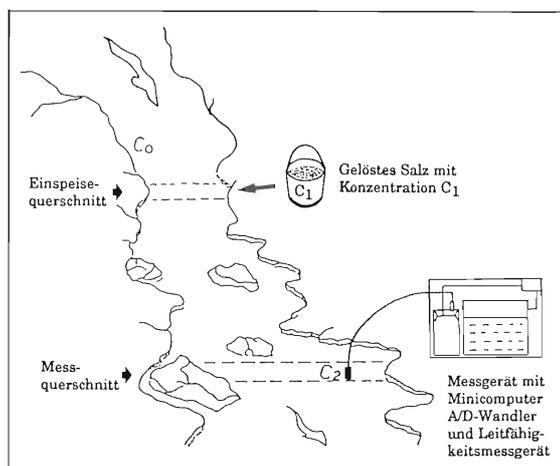


Abb. 1. Schema der Anwendung der Methode mit Momentaneinspeisung bei Verwendung von Salz als Tracer

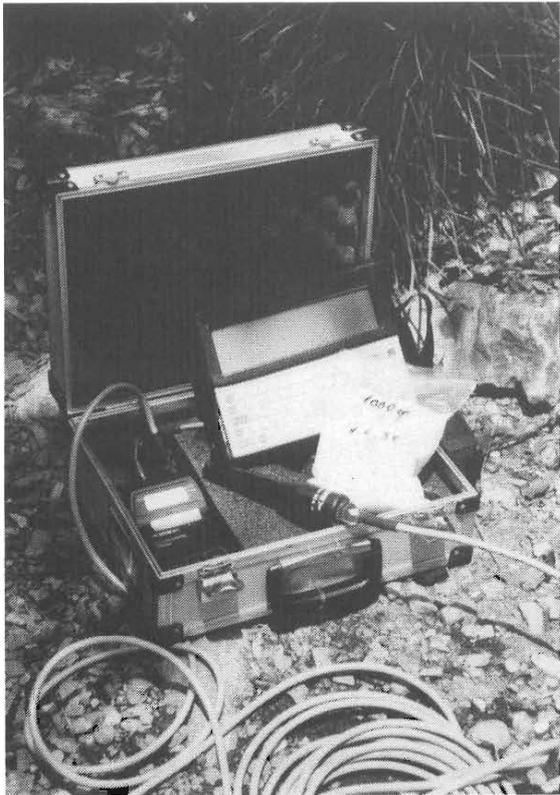


Abb. 2. Messausrüstung der LHG für die Methode der Momentaneinspeisung.

3.2 Methode mit konstanter Einspeisung

Die LHG benutzt diese Methode unter Verwendung von fluoreszierenden Tracern (LHG 1994b). Bei der konstanten Einspeisung wird während einer bestimmten Zeit eine genau dosierte Menge q einer Tracerinitiallösung der Konzentration C_1 mit Hilfe einer Mariott'schen Flasche oder eines Überlaufgefäßes dem Gewässer beigegeben (Abb. 3, 4). Die Einspeisezeit wird so festgelegt, dass sich am flussabwärts gelegenen Entnahmequerschnitt eine gleichbleibende

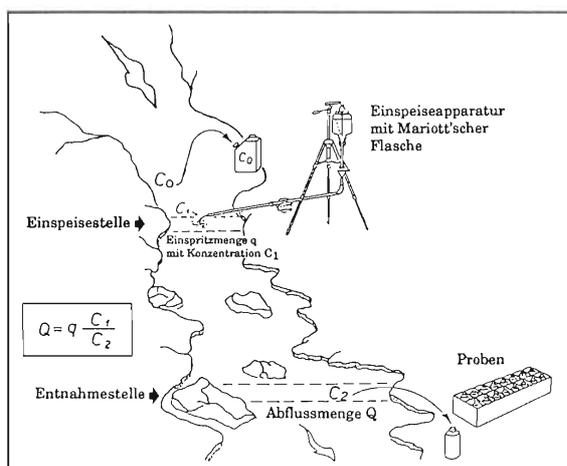


Abb. 3. Schema der Anwendung der Methode mit konstanter Einspritzung mit der Mariott'schen Flasche der LHG.

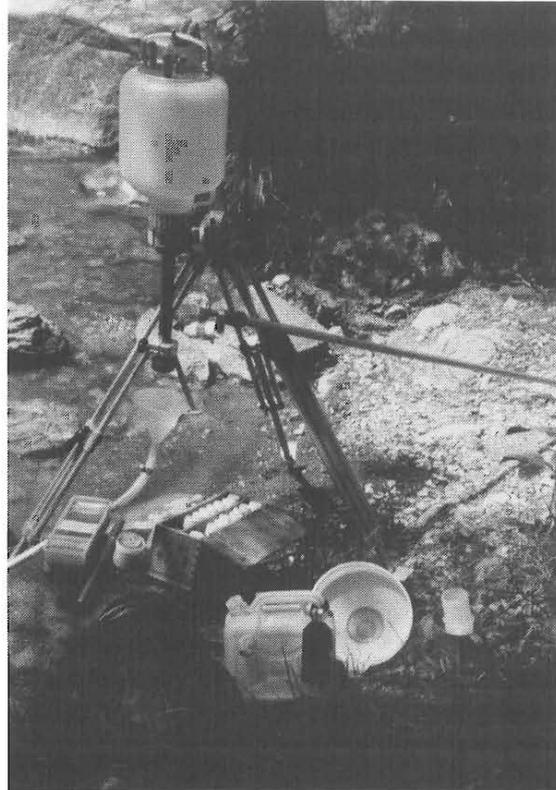


Abb. 4. Einspeiseausrüstung der LHG mit Mariott'scher Flasche.

verdünnte Konzentration C_2 (Plateaukonzentration) einstellt. Im Entnahmequerschnitt werden links- und rechtsufrig mit Probenahmeflaschen insgesamt 14 Wasserproben entnommen. Die Analyse der Proben und die Berechnung der Abflussmenge erfolgt dann im Labor der LHG (Abb. 5). Die LHG führt seit 60 Jahren Verdünnungsmessungen durch. Im Laufe der Zeit konnte das Gewicht der Apparaturen vermindert und die Menge der notwendigen Markierstoffe derart reduziert werden, dass heute Abflüsse bis etwa $100 \text{ m}^3/\text{s}$ mit handlichen Apparaturen gemessen werden können.

Als Tracer wurde zuerst Kochsalz, dann Natriumbichromat verwendet. Heute werden die Messungen vorwiegend mit Sulforhodamin G und Fluoreszein Natrium durchgeführt. Prinzipiell können aber auch andere fluoreszierende Tracer zum Einsatz gelangen.

Laborprotokoll für die Auswertung von Verdünnungsmessungen (LHG)

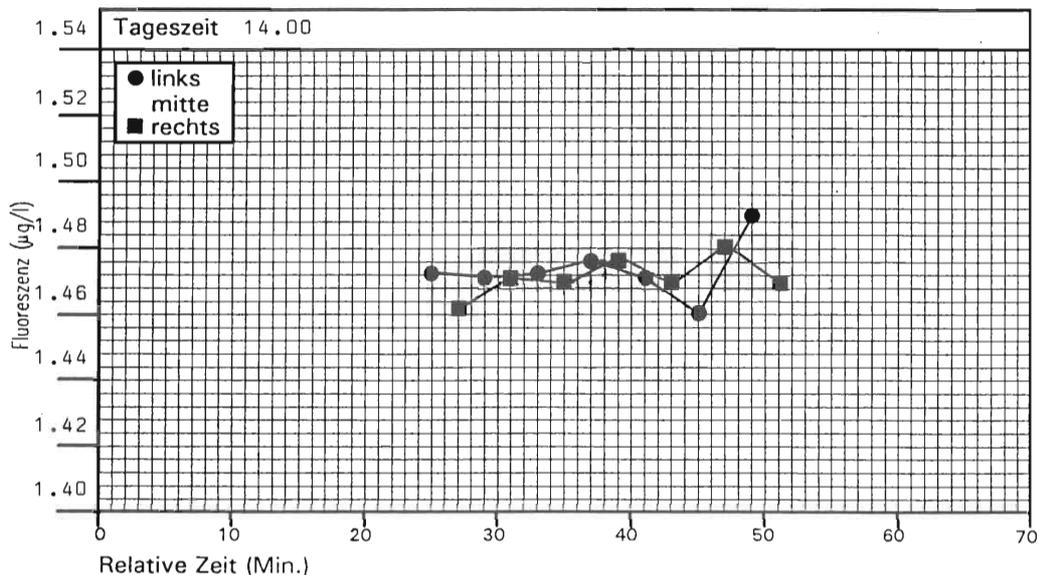
Wassermessung Nr. 73467 Gewässer: Allenbach
 Datum: 8.6.1994 LHG-Station: Adelnboden

Spektrofluorometer-Analyse

Tracer: Uranin 10 % Tracermenge: 20 [g] $Q_{(gesch)}$ 4.00 [m³/s]
 Bachwasserkanister Nr. 67042 Probenkistchen Nr. 71
 Mariott'sche Flasche Nr. 4 Blende: 1.5 [mm]
 Einspritzstelle 120 [m] fluss-abwärts-aufwärts des Pegels
 Entnahmestelle 140 [m] fluss-abwärts-aufwärts des Pegels

Probenanalyse				Analyse der Initiallösung	
Flaschennummer	links	Fluoreszenz der Proben mitte	rechts	Wiederh.	Fluoreszenz der Eichlösung...2. [µg/l]
1	1.4726				1. Probe [mm]
2			1.4672		2. Probe [mm]
3	1.4699				3. Probe [mm]
4			1.4759		Durchschn.
5	1.4770				AUTO CONC.(....)
6			1.4705		Verdünnung der Initiallösung(A+B)
7	1.4851				1. Verdünnungsfaktor ..400....
8			1.4802		2. Verdünnungsfaktor ..400....
9	1.4753				3. Verdünnungsfaktor
10			1.4737		$V_F = \dots\dots\dots = 160'000 \dots$
11	1.4645				Fluoreszenz der verdünnten Initiallösung
12			1.4813		1. Messung A=10.703 B=10.591 [µg/l]
13	1.4911				2. Messung A=10.719 B=10.600 [µg/l]
14			1.4764		3. Messung A=10.727 B=10.600 [µg/l]
					Durchschnitt $C_1 = \dots\dots\dots 10.66 \dots [µg/l]$
Summe	10.34		10.33		Kontrolle der eingespiessenen Tracermenge
Mittel C_2	1.48			 [g]

Fluoreszenz der Proben



Temperatur der Lösung: $T_{(Mittel)}$ 12 [°C] Einspritzrate q : 3.4791 [ml/s]
 $Abfluss Q = \frac{0.00348 \cdot 160'000 \cdot 10.66}{1.48 \cdot 1000} = 4.02 [m^3/s]$ Pegel 1297.995 [m, m ü.M.]

Bemerkungen:

Feldbeamter: H. Honzler Auswertung: Name: M. Diem Datum: 9.6.94 Visum: *[Signature]*
 Landeshydrologie und -geologie, 3003 Bern

Abb. 5. Auswertungsprotokoll der LHG-Verdünnungsmessung

4 Erfahrungen mit der LHG-Methode in Entwicklungsländern

Im Auftrag der Deutschen Gesellschaft für Technische Zusammenarbeit transferierte die LHG ihre Methode nach Nepal. Die Feld- und Laboreinrichtungen wurden dupliziert und geringfügig an die speziellen Bedingungen in Nepal angepasst. Zusammen mit den nepalesischen Fachbeamten wurde in Kathmandu das Tracerlabor eingerichtet. Mit Hilfe von theoretischen und praktischen Ausbildungskursen in Nepal und der Schweiz wurden die nepalesischen Hydrologen in die Anwendung des Verdünnungsverfahrens eingeführt (SPREAFICO und GRABS 1993).

Das Feldtraining umfasste die folgenden Themen:

- Auswahl von geeigneten Flussabschnitten für das Verdünnungsverfahren
- Verfahren für die Abflussschätzung
- Bestimmung der Länge der Mischstrecke
- Ausführung von Färbversuchen
- Kontrollverfahren für die Überprüfung der Eignung einer Flussstrecke für das Verdünnungsverfahren
- Vorbereitung der Feldausrüstung
- Bestimmung der notwendigen Tracermenge
- Bestimmung der Einspeisedauer
- Durchführung der Messung
- Messung bei speziellen Gegebenheiten, wie beispielsweise beim Vorhandensein von seitlichen Zuflüssen
- Vergleich der Resultate des Verdünnungsverfahrens mit denjenigen anderer Messmethoden.

Die Laborausbildung bestand aus:

- Einführung in die Tracerhydrologie und Fluoreszenz
- Einführung in die Spektrofluorometrie
- Ausbildung in der standby- und in der synchro-scan Methode
- Vorbereitung der Proben
- Analyse der Proben
- Ausfüllen des Laborprotokolles und Berechnung der Abflussmenge
- Interpretation der Resultate und Fehlerabschätzung
- Eichung der Geräte.

Für die Ausbildung wurde ein Anwendungsmanual in englischer Sprache erstellt.

Die Erfahrungen der letzten Jahre zeigen, dass die operationelle Methode der LHG fast problemlos in einem Entwicklungsland implementiert werden kann und die Fachkräfte des Landes nach der Ausbildung in der Lage sind gute Abflussmessungen auszuführen. Die LHG-Methode ermöglicht jetzt dem Hydrology Department in Nepal die Bestimmung des Abflusses an wichtigen Messstationen, an denen sie die Abflüsse bis heute nicht messen konnten.

5 Schlussfolgerungen

Da beim Verdünnungsverfahren die Abflussmenge über die Verdünnung eines Markierstoffes und nicht wie bei den meisten anderen Verfahren über die Messung der Fließgeschwindigkeit und den durchflossenen Querschnitt bestimmt wird, ist es für den Einsatz in Bächen und Flüssen mit steilem, rauhem, grobblockigem Gewässerbett und auf kürzester Distanz abrupt ändernder Gerinnegeometrie und Strömungsbild geeignet.

Das Verdünnungsverfahren leistet oft auch für die Erfassung ausgesuchter Teilbereiche des Abflusses an einer Messstation, beispielsweise bei der Bestimmung von Extremabflüssen, für die andere Messmethoden nicht erfolgreich eingesetzt werden können, wertvolle Hilfe.

Grundvoraussetzung für die Anwendung des Verdünnungsverfahrens ist die gute longitudinale, laterale und vertikale Dispersion des eingegebenen Markierstoffes. Die vollständige Durchmischung des Tracers mit dem Bachwasser soll auf relativ kurzer Strecke erfolgen, weil sonst die Fließzeiten sehr lang, die erforderlichen Anfangskonzentrationen zu gross und die Einspeisezeiten zu lang werden, und damit verbunden der Tracerbedarf zu gross wird. Deshalb eignet sich das Verdünnungsverfahren nicht für grosse Flüsse, da die Mischstrecken zu lang werden. Innerhalb der Mischstrecke ist eventuellen Seitenzuflüssen oder Ableitungen spezielle Aufmerksamkeit zu schenken; ihr Einfluss auf die Messung muss detailliert abgeklärt werden. Stillwasserzonen und Überflutungsgebiete sind möglichst zu meiden. Bei geeigneter Tracerwahl können auch Gewässer mit erheblicher Feststoffführung gemessen werden. Holz- und Schwimmstoff behindern die Messung nicht.

Die wichtigsten Voraussetzungen für eine erfolgreiche Anwendung des Verdünnungsverfahrens sind:

- Gute Kenntnisse über die zu messende Fließstrecke.
- Geeignete Wahl der Länge der Mischstrecke in Abhängigkeit der Abflussmenge.
- Vollständige Durchmischung des Tracers mit dem Bachwasser muss sichergestellt sein.
- Die Mischzeiten und -längen dürfen nicht zu lang sein.
- Die am Einspeisequerschnitt eingegebene Tracermenge soll vollständig auch am Entnahmequerschnitt vorbeifliessen. Allfällige Tracerverluste müssen vernachlässigbar klein sein.
- Aneignung von Erfahrungen mit beiden Messmethoden (Momentaneinspeisung, konstante Einspeisung), damit die für einen bestimmten Flussabschnitt besser geeignete Messmethode gewählt werden kann.
- Erfahrung bei der Auswahl der am besten geeigneten Tracerart in Abhängigkeit von der Zielsetzung, des Gewässertyps und den Abflussbedingungen.
- Absolut sorgfältiges Arbeiten im Felde wie im Labor (keine Kontaminierung mit Tracern).

6 Literatur

LHG (Landeshydrologie und -geologie) (Hrsg.) 1994a: Manual für die Abflussmessung nach dem Salzverdünnungsverfahren. Technischer Bericht Nr. 1994/1: 23 S.

LHG (Landeshydrologie und -geologie) (Hrsg.) 1994b: Handbuch für die Abflussbestimmung mittels Verdünnungsverfahren mit Fluoreszenztracern. Mitt. Landeshydr. -Geol. 20: 91 S.

SPREAFICO, M.; GRABS, W., 1993: Determination of Discharges with Fluorescence Tracers in the Nepal Himalayas. IAHS Publ. 218: 17-27.

Adresse des Autors:

Dr. Manfred Spreafico

Bundesamt für Umwelt, Wald und Landschaft

Landeshydrologie und -geologie

CH-3003 Bern

Modélisation hydrologique à base physique: Objectifs, réalités et perspectives

Ion Iorgulescu, André Musy, Daniel Devred, Jean-Pierre Jordan

Abstract

Physically based modelling: Objectives, realities and future

Basic theory, historic development and recent applications of physically based models, especially those used at the Soil and Water Management Institute of the Swiss Federal Institute of Technology in Lausanne, are briefly reviewed. Heterogeneity of catchment physical properties, especially that of hydraulic conductivity, is identified as the main cause of the sometimes disappointing results obtained with this type of model. Applications to large catchments without detailed knowledge of physical characteristics is unlikely to give meaningful results. The paper advocates a close feedback between field work and modelling. New mathematical methods are needed to relate model parameterization and field measurable variables. Associated uncertainties and the cost-benefit ratio should be carefully evaluated before physically based modelling is used for engineering applications. These evaluations can be better done on small research catchments, where work should concentrate. It is argued that research in physically based modelling should be intensified as, for a broad spectrum of problems, there is no alternative in the foreseeable future.

Keywords: physically based modelling, parameter estimation, field measurement, heterogeneity, space variability

1 Introduction

L'importance et parfois la gravité des problèmes environnementaux ont fait profondément évoluer les demandes de la société à la communauté hydrologique au cours de ces dernières décennies. On citera par exemple les besoins d'évaluation de l'impact des aménagements ou des changements climatiques. Une première et nécessaire réponse à cette demande a été l'intensification des études sur les bassins versants expérimentaux (KELLER 1987). Au fil des années, malgré les progrès réalisés dans la compréhension de la réponse des systèmes hydrologiques, il est devenu clair qu'il était très difficile de généraliser les résultats ainsi acquis à d'autres bassins versants de même type (McCULLOCH et ROBINSON 1993).

Dans ce contexte, la modélisation hydrologique à base physique offrait un concept intégrateur et unificateur. Beven et O'CONNELL (1982), ABBOTT *et al.* (1986) ont démontré que celle-ci offrait la réponse adéquate à la prédiction des crues extrêmes, à l'estimation des débits sur des bassins versants non jaugés ou à l'évaluation des impacts dus aux aménagements et aux changements climatiques. On a alors intensifié le développement de tels modèles comme SHE (ABBOTT *et al.* 1986), IHDM (BEVEN *et al.* 1987), KINEROS (WOOLHISER *et al.* 1990), THALES (GRAYSON *et al.* 1992) ou TOPOG (O'LOUGHLIN 1986; VERTESSY *et al.* 1993).

Certains chercheurs (STEPHENSON et FREEZE 1974; PHILIP 1975; LOAGUE et FREEZE 1985; BRUTSAERT 1986; BEVEN 1989; GRAYSON et MOORE 1992), ont émis toutefois des réserves sur l'utilisation de ces modèles, notamment sur les modalités de leur paramétrisation. La communauté scientifique s'est alors lancée dans un débat, critique mais constructif, touchant à l'évaluation de l'état actuel et aux perspectives de ce type de modélisation (BEVEN 1992; JENSEN et MANTOGLIOU 1992; SMITH *et al.* 1994; GRAYSON *et al.* 1994).

Cet article rappelle les principes de base de la modélisation à base physique en hydrologie et passe en revue quelques applications récentes, notamment celles réalisées à l'Institut d'Aménagements des Terres et des Eaux de l'École Polytechnique Fédérale de Lausanne. C'est sur cette base que seront analysés le potentiel de ces modèles et leur aptitude à répondre aux problèmes posés. Ceci nous paraît d'autant plus important que certains modèles, comme SHE ou TOPOG, ont dépassé le seuil des laboratoires de recherche et commencent à être disponibles pour des applications d'ingénierie.

2 Rappel de quelques principes et notions de base

Une modélisation à base physique est fondée sur des lois ou principes physiques reconnus et sur la compréhension des processus hydrologiques qui régissent la réponse des bassins versants. Il s'agit de la loi de Darcy pour l'écoulement en milieu saturé, de sa généralisation par RICHARDS (1931) pour les milieux à saturation variable, et de la loi de Saint Venant pour les écoulements à surface libre. Ces équations ont pour base les principes de conservation de la matière, de l'énergie et de la quantité de mouvement et s'expriment à l'aide d'équations différentielles aux dérivées partielles. Elles contiennent cependant des lois à caractère empirique ou semi-empirique telles les relations de Darcy-Weissbach pour l'expression des pertes de charge. Ces relations ont toutefois été vérifiées expérimentalement, ce qui leur confère la généralité d'une loi physique.

Aux lois précédentes, il faut ajouter, pour compléter la gamme des processus fondamentaux à prendre en compte en hydrologie, celles concernant les changements de phase de l'eau (ex. évaporation ou fonte de neige). On peut enfin coupler celles-ci à des équations de transport de sédiments ou de substances chimiques (KELLER et STROBEL 1982; BATHURST et O'CONNELL 1992).

Les équations différentielles non linéaires résultant de la combinaison de ces lois et principes n'ont pas de solution analytique, sauf pour des cas très simples de domaines d'écoulement ou de conditions initiales et aux limites. Leur résolution fait donc appel à des méthodes numériques, telles que les différences ou les éléments finis. Ces méthodes impliquent la discrétisation dans l'espace et dans le temps du domaine d'écoulement, en ramenant le problème initial à la résolution d'un système d'équations algébriques. Malgré l'extraordinaire développement de la puissance de calcul des ordinateurs modernes, les dimensions du domaine à traiter restent et resteront encore, à moyen terme, limitées.

Une possibilité de réduction des volumes de calcul est d'utiliser les formes incomplètes des équations de base. Un exemple classique est celui de l'onde cinématique pour l'écoulement à surface libre (WOODING 1965) tout comme pour la zone non saturée (SMITH et HEBBERT 1983). Une autre méthode consiste à réduire la dimension spatiale. Ainsi, il devient classique de prendre en compte la seule composante verticale de l'écoulement dans la zone non saturée (Modèles SHE, TOPOG entre autres), ou de suivre les «tubes de courant» déterminés par la géométrie de l'écoulement en surface et dans la zone saturée (MOORE *et al.* 1991).

Par rapport aux autres principes de modélisation (modèles type boîte noire ou modèles conceptuels), un avantage prépondérant des modèles à base physique réside dans leur structure basée sur des relations à domaine de validité connu. Ceci justifie ainsi l'utilisation de ce type de modèle pour aborder la problématique des crues extrêmes (BEVEN et O'CONNELL 1982; BÉROD 1994) ou des changements climatiques (HATTON *et al.* 1992). Un autre avantage majeur est que les paramètres peuvent être mesurés sur le terrain et ne sont donc pas dépendants de la structure du modèle. Ceci devrait permettre d'utiliser ces modèles pour la prédiction de la réponse hydrologique de bassins non jaugés ou à partir de très courtes séries de mesures.

L'évaluation de l'impact sur le milieu de certains aménagements est alors envisageable. Ceci n'est en effet pas possible pour d'autres principes de modélisation, notamment du type «conceptuel», puisque leurs paramètres ont peu ou n'ont aucune signification en dehors du domaine de calibration (NASH et SUTCLIFFE 1970; BEVEN 1985; ABBOTT *et al.* 1986; GAN et BURGESS 1990).

3 Bref historique

Le développement de la modélisation mathématique et en particulier celui de la modélisation à base physique reflète fidèlement l'évolution des connaissances en hydrologie. Les premiers modèles à base physique étaient axés sur la description hortonienne du processus d'infiltration (HORTON 1933) et de l'acheminement du ruissellement sur les versants et dans les cours d'eau (WOODING 1965; SMITH et WOOLHISER 1971). Cette approche continue à garder toute sa pertinence pour les crues extrêmes sur les bassins alpins ou sous les climats semi-arides (BÉROD 1994; GOODRICH 1990). Ce type de modélisation est représenté notamment par des modèles comme KINEROS (WOOLHISER *et al.* 1990) ou ORAGE (BÉROD 1994).

A partir du début des années soixante, les nouveaux concepts initiés par CAPPUS (CAPPUS 1960) et Hewlett et ses collaborateurs (HEWLETT 1961; HEWLETT et HIBBERT 1963, 1967), bouleversent la théorie hortonienne. Dans cette nouvelle approche basée principalement sur le concept de «surfaces contributives variables» (HEWLETT et HIBBERT 1967; DUNNE et BLACK 1970), l'écoulement dans le sol prend une place prépondérante; il commence à être reconnu comme un processus majeur de génération de crue, soit directement (HEWLETT et HIBBERT 1967; MOSLEY 1979; SKLASH et FARVOLDEN 1979, entre autres), soit par des contributions au ruissellement sur surfaces saturées appelées «écoulement de retour» ou «exfiltration» (DUNNE et BLACK 1970), soit encore par sa forte influence sur le développement des surfaces saturées (HEWLETT et HIBBERT 1967; KIRKBY et CHORLEY 1967) et sur le ruissellement généré par dépassement de la capacité d'infiltration (PANICONI et WOOD 1993). Il devient alors évident qu'une modélisation à base physique ne saurait se passer d'une composante décrivant l'écoulement dans le sol. Par ailleurs, l'approche par modélisation à base physique est aussi apte à intégrer des processus qui auraient pu paraître initialement contradictoires (SMITH et HEBBERT 1979; FREEZE 1980). Les premières esquisses d'une modélisation couplée de l'écoulement de surface et de subsurface sont attribuées à FREEZE et HARLAN (1969). Par la suite, Freeze développe un modèle numérique tridimensionnel par différences finies pour la description de l'écoulement de subsurface qu'il applique à des cas hypothétiques (FREEZE 1971, 1972a, 1972b). STEPHENSON et FREEZE (1974) utilisent une version de ce modèle pour décrire les écoulements sur un versant réel.

4 Quelques applications récentes

Pour cette présentation, nous commenterons en premier lieu une série d'articles qui présentent les applications des modèles SHE, IHDM et TOPMODEL (BATHURST 1986; BINLEY *et al.* 1991; QUINN et BEVEN 1993) sur les sous-bassins et bassin du Wye (Grande-Bretagne). Dans sa publication, Bathurst décrit l'application du modèle SHE sur cinq crues importantes. La première sert à la calibration des paramètres, les suivantes à leur validation. L'auteur précise toutefois que les conditions initiales ont été calibrées pour tous les événements. On peut toutefois se demander sur quel critère, puisque il ne s'agit en aucun cas du respect du débit initial dans la rivière. Il est utile de rappeler ici les réflexions de STEPHENSON et FREEZE (1974) qui estiment que la flexibilité qui résulte d'une calibration des conditions initiales et aux limites est suffisante

pour qu'une validation satisfaisante soit obtenue. Bathurst montre que la sensibilité du modèle aux variables «structurales» (pas de temps ou taille de maille) est comparable à celle des paramètres «physiques» comme la conductivité hydraulique à saturation.

Binley et al. utilisent le modèle IHDM (version 4) sur le Gwy, un des sous-bassins du Wye, antérieurement modélisé par BATHURST (1986). Quelques paramètres identifiées comme sensibles (y compris la valeur initiale du potentiel capillaire dans le sol) ont été calibrés sur 5 événements. La valeur moyenne (calée) de la conductivité hydraulique à saturation (0,86 m/h) est d'un ordre de grandeur plus élevé que celle de l'étude de Bathurst (0,042-0,1375 m/h selon le type de sol).

Quinn et Beven modélisent quant à eux le même bassin versant du Wye et ses sous-bassins avec TOPMODEL. Ils obtiennent une valeur calibrée de la transmissivité latérale à saturation de 8,27 m²/h pour une épaisseur moyenne du sol inférieure à 2 m (KNAPP 1970, cité par Bathurst), soit une conductivité hydraulique moyenne de 4,15 m/h.

Plusieurs versions du modèle IHDM ont été appliquées sur le bassin versant du Tanllwyth (Pays de Galles). Dans ce contexte, deux études (ROGERS *et al.* 1985; CALVER 1988), utilisant pratiquement les mêmes crues, aboutissent à des valeurs de la conductivité hydraulique à saturation avec plus de 3 ordres de grandeur d'écart (0,0005 m/h, respectivement 1 m/h). Les mécanismes dominants modélisés sont en conséquence différents (ruissellement par dépassement de la capacité d'infiltration pour l'un et ruissellement par saturation pour l'autre). La qualité de la simulation de l'hydrogramme de crue est cependant acceptable et proche dans les deux cas. Les études de sensibilité présentées dans chacun de ces deux articles montrent que la conductivité hydraulique à saturation est parmi les paramètres auxquels le modèle utilisé est le plus sensible. Ces applications prouvent que l'estimation des paramètres physiques du système et l'inférence des processus à partir des entrées et des sorties du système sont illusoire.

LOAGUE et FREEZE (1985) appliquent le modèle à base quasi-physique «QPBRM» sur 72 événements significatifs enregistrés sur un petit bassin versant en prairie naturelle de 9,8 ha aux Etats-Unis. Le modèle ne simule que le mécanisme de ruissellement par dépassement de la capacité d'infiltration processus considéré comme dominant sur le bassin étudié. Les auteurs utilisent en premier lieu les valeurs des capacités d'infiltration du sol mesurées par SHARMA *et al.* (1980) sur 26 sites dans ce bassin. Les résultats des simulations sont médiocres. En calibrant par la suite la conductivité hydraulique à saturation, ils constatent que la performance du modèle est très légèrement améliorée. LOAGUE (1990) reprend alors l'analyse de ce bassin avec le même modèle et les mêmes événements pluie-débit mais avec des nouvelles données de terrain. Un total de 247 mesures d'infiltration (anneau simple de 1 m de diamètre) ont servi à redéfinir les paramètres du modèle (LOAGUE and GANDER 1990). Les capacités d'infiltration moyennes pour les trois types de sol sont respectivement 25, 160 et 75% supérieures à celles de l'étude précédente. Ces différences ont eu un impact assez important, mais pas toujours positif, sur les résultats de simulation. Loague (1992a, 1992b) améliore enfin la représentation spatiale des caractéristiques géométriques et physiques du bassin, en augmentant le nombre d'éléments de discrétisation (de 22 à 145) et en prenant des valeurs distribuées issues des mesures de terrain pour la capacité d'infiltration et l'humidité initiale. Les résultats sont quelque peu améliorés mais restent tout de même peu probants. L'auteur doute que ces améliorations soient en rapport avec les efforts de terrain consentis.

Le même bassin est utilisé par WILCOX *et al.* (1990) pour tester un modèle basé sur l'équation d'infiltration de Green-Ampt. Le modèle est paramétrisé en utilisant des informations sur les sols et la végétation, sans calage sur les débits observés. Les résultats sont modestes, mais comparables à ceux obtenus par la méthode du CN du SCS (USDA, 1985). A la différence de la méthode CN, les auteurs notent que le modèle peut être utilisé pour l'évaluation de l'impact des pratiques de gestion sur l'écoulement.

GRAYSON *et al.* (1992) utilisent le modèle THALES sur deux petits bassins versants : Wagga en Australie à réponse dominée par le ruissellement sur surfaces saturées, et Lucky Hills aux

Etats-Unis d'Amérique où le ruissellement par dépassement de la capacité d'infiltration est dominant. Dans chaque cas, l'étude porte sur une séquence d'événements de durée inférieure à 24 h. L'application décrit finement la topographie (taille moyenne des éléments 39 m² respectivement 15 m²). Pour le Wagga les valeurs des paramètres ont été obtenues par une campagne de terrain intensive (plus d'une centaine de mesures de conductivité hydraulique). Pour le Lucky Hills, les auteurs ont utilisé, pour l'évaluation des paramètres, des estimations effectuées à partir d'informations sur la texture du sol et de valeurs issues d'une précédente application sur ce même bassin du modèle KINEROS (GOODRICH 1990). Dans les deux cas, les valeurs des paramètres (en particulier la conductivité hydraulique à saturation) ont dû être corrigées d'un facteur supérieur à 5 pour obtenir de bonnes simulations de la réponse observée! GRAYSON *et al.* (1992) montrent aussi que l'information disponible n'est pas suffisante pour avoir une représentation satisfaisante des processus à l'intérieur de ce bassin versant. En utilisant plusieurs valeurs de paramètres et différentes modalités de représentation du ruissellement sur les versants (en nappe, en rigole et leur combinaison), GRAYSON *et al.* obtiennent en effet des reproductions de même qualité de la réponse globale du bassin, mais avec des réponses distribuées complètement différentes.

Les travaux de Loague et ses collaborateurs ainsi que ceux de GRAYSON *et al.* montrent que, même sur des petits bassins versants de recherche, l'application des modèles à base physique rencontre des difficultés importantes. La compréhension des processus dominants, la paramétrisation du modèle par de nombreuses mesures in situ, visant à appréhender la variabilité spatiale des propriétés physiques et la description fine de la géométrie du bassin, n'ont pas suffi à la représentation satisfaisante de la réponse observée.

PANICONI et WOOD (1993) utilisent un modèle tridimensionnel sur un bassin versant de 24 ha et pour une période de vingt-six jours consécutifs. L'utilisation de paramètres issus d'une étude de terrain (conductivité hydraulique homogène latéralement, avec décroissance exponentielle en fonction de la profondeur) aboutit à des simulations irréalistes. Une augmentation d'un ordre de grandeur des conductivités à saturation à la surface du sol a été nécessaire pour simuler d'une manière satisfaisante l'hydrogramme observé pour l'événement le plus important de cette période. Pour un deuxième événement, la simulation a toutefois été mauvaise; les vitesses (calées) de l'écoulement de surface de 0,4–4,0 m/h semblent peu réalistes. Les auteurs concluent qu'il est important de tenir compte de la variabilité spatiale des caractéristiques du sol, notamment de la conductivité hydraulique à saturation. L'article présente aussi quelques éléments intéressants pour l'évaluation des performances de calcul du logiciel utilisé. Sur un Cray Y-MP, les simulations nécessitent 1 à 2 ms/pas de temps/noeud. Une discrétisation avec 300 000 noeuds dépasse ainsi la capacité de mémoire de l'ordinateur!

VERTESSY *et al.* (1993) présentent le modèle TOPOG-Yield et l'appliquent sur le bassin forestier australien Myrtle II de 24 ha pour modéliser le bilan de l'eau sur de longues périodes. Les sols sont profonds avec des conductivités hydrauliques importantes et la part de l'écoulement rapide de crue est faible. Les paramètres du modèle ne sont pas calibrés et sont obtenus par des mesures de terrain ou tirés de la littérature. Le pas de temps est d'un jour. Les résultats obtenus sont assez prometteurs puisque le bilan calculé reproduit de manière satisfaisante le comportement majeur de l'écoulement. Les auteurs imputent la relativement mauvaise simulation des crues au pas de temps et à la mauvaise résolution spatiale de la topographie dans les zones contributives (taille moyenne de l'élément de calcul: 490 m²).

BINLEY *et al.* (1989) utilisent un modèle tridimensionnel et recherchent, par expérimentation numérique, l'existence d'un paramètre «effectif» pour la conductivité hydraulique à saturation. Par paramètre effectif, on entend un paramètre constant, capable de préserver (partiellement du moins) le même comportement du système qu'un paramètre variable spatialement. Le domaine fictif modélisé 150 x 100 x 1 m³ (discrétisé par 336 noeuds en projection horizontale et 9 noeuds par verticale) correspond à une maille proche de celle de BATHURST (1986). Les auteurs montrent que l'on peut trouver des paramètres effectifs si la réponse du versant est

dominée par l'écoulement de subsurface et le ruissellement sur surfaces saturées. Ces paramètres ne peuvent cependant pas être déterminés a priori à partir de la distribution statistique de la conductivité hydraulique. Pour les cas où le ruissellement par dépassement de la capacité d'infiltration domine, les auteurs n'ont pas pu trouver de paramètres effectifs. Ce dernier résultat est confirmé aussi bien par des considérations d'ordre théorique (DOOGE 1986; SMITH *et al.* 1994; PHILIP 1975) que par les études décrites précédemment (LOAGUE 1990; PANICONI et WOOD 1993).

GAN et BURGESS (1990) construisent un prototype mathématique de bassin versant en se basant sur un modèle à base physique. L'originalité de l'approche consiste à modéliser par la suite ce prototype avec un modèle mathématique de type «conceptuel» (modèle du modèle). La principale conclusion de l'étude est la mise en évidence de l'absence de lien entre les paramètres du modèle «à base physique» et ceux du modèle «conceptuel» (notamment la capacité de stockage dans le sol). Les paramètres du modèle conceptuel sont en outre dépendants des caractéristiques des séries utilisées pour le calage. Ils concluent que le modèle simplifié (modèle conceptuel) n'est pas adéquat pour la prédiction des conséquences des changements climatiques et de la réponse hydrologique sous des conditions extrêmes. Ce dernier exemple est utilisé pour illustrer le potentiel des modèles à base physique comme outil «d'expérimentation numérique» et pour mettre une fois de plus en évidence les insuffisances de la modélisation dite «conceptuelle». Ceci devrait encourager les hydrologues à poursuivre leurs efforts dans la recherche d'une modélisation réaliste des processus de génération de l'écoulement.

5 L'expérience de l'IATE/EPFL

Peu de temps après la première publication du modèle SHE, JORDAN *et al.* (1987) l'appliquent sur le bassin de la Mentue (105 km²) et sur son sous-bassin, la Haute-Mentue (12,5 km²). L'esprit de l'étude est similaire à celle de Bathurst. Les performances (0,004 s/pas de temps/noeud) obtenues avec l'ordinateur Cray 1S de l'EPFL (un des plus puissants ordinateurs existant en Suisse au moment de l'étude) n'a permis qu'une discrétisation spatio-temporelle assez grossière du bassin (maille 500 x 1000 m², pas de temps de 0,1 h). Pour obtenir de bonnes simulations du débit, les paramètres du modèle ont dû être calés, les estimations initiales des paramètres n'ayant pas donné satisfaction. Une étude menée sur le sous-bassin de la Haute-Mentue (mailles de 500 x 1000 m² et de 250 x 500 m², pas de temps de 0,1 et 0,4 h) a confirmé les observations de Bathurst par rapport à l'importante sensibilité du modèle aux variables structurales. La description géométrique du bassin et la résolution spatio-temporelle des données de base a été jugée insuffisante pour lever les incertitudes sur la paramétrisation du modèle. Des hypothèses ont dû en conséquence être élaborées sur le fonctionnement du système (augmentation de la conductivité hydraulique sur les mailles forestières et mailles quasi imperméables aux abords du cours d'eau).

Il est apparu nécessaire de mener de front l'effort de modélisation et celui de l'identification des processus. Suite à un important effort de terrain et d'interprétation, JORDAN (1992, 1994a) a proposé un schéma de fonctionnement hydrologique du bassin, en identifiant les processus dominants et les facteurs physiques qui les contrôlent. JORDAN (1992 et 1994b) réévalue les résultats obtenus avec le SHE, en mettant en évidence l'apport essentiel des études de terrain pour la compréhension du fonctionnement du bassin et pour la validation de la modélisation à base physique. A la différence du SHE, qui simulait l'écoulement rapide de crue par le mécanisme de ruissellement par dépassement de la capacité d'infiltration, c'est le ruissellement sur surfaces saturées qui devient le processus dominant lors de fortes crues. L'écoulement sub-superficiel n'est essentiel que lors de crues de moindre importance mais il représente tout de même une proportion significative, surtout en volume, lors des crues majeures. Les observations

mettent en évidence de fortes variations du niveau des nappes et une grande extension des surfaces saturées lors d'événements importants. Les enregistrements piézométriques en continu montrent que les nappes réagissent très rapidement et de manière très significative aux précipitations. Dans les résultats de simulation, les nappes varient cependant dans des proportions très faibles et aucune zone saturée n'est simulée. Par ailleurs, la paramétrisation du modèle SHE est souvent basée en grande partie sur l'occupation du sol (ex. BATHURST et O'CONNELL 1992). En s'appuyant sur plus de quatre années de mesures sur trois bassins à occupation des sols très différente (100, 80 et 55% de forêt), JORDAN (1992) met en doute cette hypothèse, ces bassins versants ayant des réponses hydrologiques très similaires.

Le modèle TOPMODEL (BEVEN et KIRKBY 1979) correspond aux mécanismes dominants de génération de crue observés par JORDAN *et al.* sur le terrain. Ce modèle est basé sur des hypothèses à caractère physique et comprend un nombre restreint de paramètres qui peuvent être, dans certains cas, mesurés au champ (ex. BEVEN *et al.* 1984). TOPMODEL a été appliqué sur la Haute-Mentue, ainsi que sur deux de ses sous-bassins, la Corbassière (185 ha) et Les Alloux (3,6 ha) (IORGULESCU 1991; JORDAN 1992; IORGULESCU et JORDAN 1994). Les simulations utilisent les paramètres estimés à partir de mesures de terrain (en particulier la conductivité hydraulique à saturation) mais n'aboutissent pas à des résultats satisfaisants (efficacité de Nash inférieure à 0,00). Par calibration des paramètres, les résultats numériques ont été nettement améliorés (efficacité de 0,84) et la validation a correctement reproduit les données. En période de validation, les simulations ont été aussi jugées satisfaisantes du point de vue de la reproduction des débits. Pour la Haute-Mentue, les résultats montrent que la réponse hydrologique aux mêmes événements est simulée de manière satisfaisante par des mécanismes totalement différents: ruissellement par dépassement de la capacité d'infiltration pour le SHE, ruissellement par saturation pour le TOPMODEL. En outre la localisation des surfaces contributives modélisées est complètement différente dans les deux cas.

Les résultats de terrain ont contribué à affiner le jugement sur la validité des simulations du modèle. La valeur de la transmissivité latérale à saturation a été considérée comme peu réaliste (plusieurs ordres de grandeur supérieure aux valeurs estimées au champ). L'extension et la localisation des surfaces contributives est bien définie par les mesures piézométriques et les traçages isotopiques identifient la part respective des mécanismes superficiels et subsuperficiels. Malgré cet apport, l'écoulement subsuperficiel est assez mal simulé et la capacité du modèle à prédire l'extension et la localisation des surfaces saturées est modeste. Pour l'événement majeur de la période étudiée sur les Alloux, le modèle prédit une extension maximale des surfaces saturées de 30%, alors que, dans trois quarts des vingt-neuf piézomètres installés, la nappe était à la surface ou très proche de celle-ci.

Des travaux récents indiquent cependant que la topographie est un facteur physique essentiel. Cette conclusion se base sur une étude fine de quatre sous-bassins avec couverture végétale, géologie et sols similaires mais de caractéristiques topographiques différentes. TOPMODEL a pu alors expliquer une importante variabilité spatiale et temporelle de la réponse hydrologique par les seuls facteurs topographiques. Dans la modélisation, les paramètres caractérisant le sol ont été calibrés, mais maintenus à des valeurs constantes pour les quatre sous-bassins. Ceci a été justifié par des conditions géologiques et d'occupation du sol similaires pour ces bassins qui sont situés dans un cercle de rayon inférieur à 2 km. Cette approche permet également d'extraire la partie de la variance de la réponse qui peut être expliquée par la topographie. Ces résultats, même s'ils sont prometteurs, ne signifient pas pour autant que tous les problèmes sont résolus. Les valeurs calibrées de la transmissivité latérale sont beaucoup trop importantes pour qu'on puisse espérer les relier à des mesures de terrain et l'écoulement subsuperficiel est largement sous-estimé par rapport aux résultats du traçage environnemental. Un suivi de six piézomètres en continu a montré que la couche supérieure (≈ 30 cm) du sol était très active du point de vue hydrologique, permettant la transmission latérale de volumes équivalents à 30–40 mm d'eau en 1 ou 2 jours. Ces observations constituent matière à réflexion pour des recherches futures.

6 Discussion

L'analyse effectuée, importante mais non exhaustive, relève un nombre relativement faible d'applications de modèles à base physique sur des bassins versants réels, eu égard aux avantages qu'ils sont susceptibles d'apporter. L'information disponible dans la littérature ne suffit pas à dégager des conclusions définitives sur leur utilité. Ces modèles sont certainement essentiels pour approfondir nos connaissances sur les processus mais il existe une distance significative entre les objectifs affichés par ce type de modélisation et les résultats obtenus jusqu'à ce jour sur des bassins versants naturels. L'utilisation des paramètres, mesurés au champ ou tirés de la littérature, aboutit à des résultats trop modestes et font douter de la disponibilité effective d'un «modèle» du système réel. Les résultats de simulations s'améliorent avec des paramètres calibrés mais ceux-ci perdent leur signification physique. Aucune garantie n'est apportée quant à la représentativité réelle des processus observés (BEVEN 1989; JAIN *et al.* 1992; JORDAN 1992; GRAYSON *et al.* 1992; BONELL 1993; IORGULESCU et JORDAN 1994). Des modèles nettement plus simples à comprendre et à utiliser donnent des résultats comparables. De nombreux utilisateurs de ces modèles à base physique (LOAGUE 1990; GRAYSON *et al.* 1992; JORDAN 1992; MICHAUD et SOROOSHIAN 1994, entre autres) partagent le point de vue que l'amélioration des résultats n'a pas de commune mesure avec l'investissement nécessaire pour leur mise en oeuvre.

La grande majorité des chercheurs, aussi bien les pourfendeurs que les adeptes de la modélisation à base physique, s'accordent à expliquer ces difficultés par la grande variabilité spatiale (et temporelle) de certaines propriétés physiques et la complexité géométrique des bassins versants naturels. La conductivité hydraulique à saturation est le meilleur exemple pour illustrer les implications de l'hétérogénéité puisque sa variabilité est très importante et se manifeste à plusieurs échelles spatiales (GELHAR 1993). En même temps, la plupart des études montrent que la conductivité hydraulique est le paramètre auquel le résultat des modèles à base physique est le plus sensible. Poursuivons l'analyse en faisant la distinction entre hétérogénéité à l'intérieur d'une unité de discrétisation du modèle (maille, élément) et hétérogénéité entre les unités de discrétisation.

L'hétérogénéité spatiale à l'intérieur de l'unité de discrétisation pose des problèmes de nature théorique qui n'ont pas encore trouvé de réponse (BEVEN 1989; JENSEN et MANTOGLU 1992). Sachant que la loi de Richards a été développée et validée sur des systèmes homogènes à grande échelle, quelle erreur commet-on en décrivant le comportement «moyen» d'un système hétérogène à petite échelle avec les mêmes équations? Comment relier ces deux échelles? Des études analytiques (GELHAR 1993) ou par simulation numérique (BINLEY *et al.* 1989) essaient de fournir des réponses à ces problèmes. Les difficultés liées à ces approches sont si importantes que certains chercheurs (DOOGE 1986; KLEMES 1983; GRAYSON *et al.* 1992) pensent que la solution réside dans la recherche de méthodes de mesure et d'équations adaptées aux systèmes à petite échelle. Comme le soulignent SMITH *et al.* (1994), la manière ou le moment où ces questions trouveront réponse ne sont pas encore connus.

Pour résoudre le problème de la variabilité spatiale entre les éléments de discrétisation, deux approches sont envisageables. La première consiste à paramétrer le modèle avec les propriétés, mesurées au champ, de chaque élément de discrétisation (le problème direct). Le volume extraordinaire de mesures rend cette approche impraticable (NAEF 1981; JENSEN et MANTOGLU 1992). Pour cette raison, BATHURST et O'CONNELL (1992), VERTESSY *et al.* (1993), entre autres, suggèrent une stratégie de mesure qui est basée sur le découpage du bassin en unités homogènes du point de vue du sol et de la végétation. Pour chacune de celles-ci, on obtient, par la «combinaison» des mesures ponctuelles (cf. ci-dessus), une valeur représentative ou «effective» du paramètre à évaluer. La faisabilité de cette méthode reste encore à prouver.

La télédétection, par sa capacité à fournir de l'information spatialisée, et les SIG (Systèmes d'Informations Géographiques), par leur capacité à gérer plusieurs niveaux d'information, ont été longtemps et sont encore perçus comme étant potentiellement les sources principales

d'information pour les modèles à base physique (ABBOTT *et al.* 1986). A cause de nombreuses difficultés d'ordre théorique et pratique, seules les MNA (Modèles Numériques d'Altitude) ont trouvé à ce jour une utilisation courante. Leur précision reste, à certains égards, insuffisante pour une représentation spatiale correcte des processus (ex. JORDAN 1992), ou pour la paramétrisation des modèles hydrologiques (ex. IORGULESCU et JORDAN 1994). Les SIG sont quant à eux très utiles pour le pré et post-traitement des données. Certains chercheurs (ex. GRAYSON *et al.* 1992) estiment que leur utilisation présente aussi un danger accru de mauvaise interprétation des résultats, par la fausse impression de rigueur scientifique et de précision qui peut se dégager de leur utilisation.

La seconde approche consiste à utiliser des données d'entrée et de sortie des écoulements (pluie-débit) pour l'identification des paramètres du système (le problème inverse). Les propriétés physiques étant variables dans l'espace, ce problème devient, du point de vue mathématique, «mal-posé»: il y existe une infinité de combinaisons de valeurs du paramètre distribué qui peuvent reproduire la réponse observée. On est alors contraint d'estimer des paramètres «effectifs» à l'échelle du bassin versant ou pour un nombre restreint d'unités considérées comme homogènes. Même dans ce cas, très simplifié par rapport à la complexité du système réel, de sérieux problèmes d'identification des paramètres peuvent apparaître à cause de leur interdépendance (BEVEN 1989). Par le principe même de la méthode des paramètres effectifs, le fait que la réponse du bassin, en terme de débit à l'exutoire, soit respectée ne signifie en aucun cas que d'autres propriétés, et en particulier le fonctionnement, distribué à l'intérieur du bassin, soit préservé. On peut ainsi émettre quelques réserves sur cette méthode, surtout quand l'intérêt de la modélisation est de déterminer la réponse distribuée à l'intérieur du bassin ou quand les valeurs des paramètres présentent un intérêt en tant que telles (dans le cas des études d'impact par exemple).

L'approche par essai numérique avec des modèles à base physique et son utilisation comme point de départ d'une modélisation à haut degré de conceptualité de systèmes hydrologiques semble prometteuse. L'expérimentation «physique» est extrêmement coûteuse en hydrologie et on est presque toujours limité, pour des questions d'ordre financier, à une expérimentation in situ très réduite, sans moyen d'intervention efficace sur les conditions expérimentales (détermination des caractéristiques et des entrées du système). Les directions à suivre sont la recherche de structures simplifiées de modèles quasi-physiques (TROCH *et al.* 1993) ou l'identification des facteurs qui dominent la réponse hydrologique (FREEZE 1980; SMITH et HERBERT 1979). Néanmoins, la généralisation des conclusions ainsi obtenues pour les bassins versants naturels suppose implicitement que les équations des modèles à base physique simulent d'une manière acceptable les systèmes réels. Afin de le démontrer, des tests approfondis sur quelques bassins versants réels, dont le fonctionnement est bien connu, sont indispensables.

Malgré les développements foudroyants relatifs à la capacité et rapidité des ordinateurs, la puissance de calcul continue à être un frein dans l'application des modèles à base physique. Elle impose des contraintes sur les périodes de temps modélisées (ce qui empêche une initialisation réaliste des modèles), sur le pas de temps utilisé, sur la discrétisation spatiale retenue et sur les procédures d'estimation des paramètres. Certes, cette question paraît moins importante que d'autres soulevées dans cette communication. Les progrès seront plus rapides dans ce domaine que dans celui de l'acquisition des données, mais ce problème peut encore affecter pendant un certain temps les conclusions de l'évaluation des modèles à base physique.

7 Conclusions et perspectives

Malgré les quelques réserves mentionnées dans cet article, la recherche dans le domaine de la modélisation à base physique doit non seulement continuer, mais être intensifiée. La raison en est simple. Pour donner des réponses à caractère scientifique à un nombre et à une variété croissante de problèmes d'ordre hydrologiques auxquels nous sommes et serons de plus en plus confrontés, aucune autre alternative n'est entrevue (BEVEN 1992; VERTESSY *et al.* 1993; SMITH *et al.* 1994; REFSGAARD 1994). Il serait faux d'affirmer que la modélisation à base physique est, dans l'état actuel de nos connaissances, en mesure de donner les réponses nécessaires aux questions posées sur le comportement hydrologique des systèmes réels. Le moment du transfert de la modélisation à base physique vers les applications courantes d'ingénierie ne semble pas encore venu car les incertitudes liées à cette approche sont encore trop importantes. Les études citées ont été réalisées par des chercheurs experts (souvent ceux qui ont développé le modèle utilisé) sur des bassins qui, pour la plupart, sont des bassins de recherche comportant une base de données d'une quantité et d'une qualité peu communes. L'analyse et l'interprétation des résultats doit aussi se faire avec beaucoup de précaution. Des modèles beaucoup plus simples et nettement plus faciles à maîtriser, basés sur des indices (notamment topographiques) et appuyés par quelques mesures (débits, même sur une courte période), peuvent donner des résultats avec le même ordre de précision que ceux issus de modèles beaucoup plus complexes.

La modélisation à base physique des milieux naturels est encore récente. Le développement de modèles et leurs applications ont permis d'identifier les principaux problèmes. Ceci nous permet dès lors de concentrer nos efforts sur leur résolution. Un consensus semble se dégager sur le problème essentiel de l'appréhension de l'hétérogénéité spatiale et de ses effets sur la paramétrisation des modèles. La modélisation de certains processus est également loin d'être résolue même à grande échelle comme par exemple les écoulements préférentiels dans le sol (GERMANN 1990). Ce dernier processus, directement lié à l'hétérogénéité des sols, apparaît essentiel pour une bonne description des milieux naturels.

La complexité des problèmes exposés montre clairement que les données dont nous disposons sont insuffisantes du point de vue quantitatif et qualitatif pour tenter de les résoudre. Sans une réévaluation du travail d'acquisition des données (qui nourrit l'effort de conceptualisation et de modélisation), il est peu probable que des progrès significatifs puissent être faits dans ce domaine. Des appels de plus en plus pressants se font entendre pour la réalisation d'une synergie croissante entre modélisation et approche expérimentale (DECOURSEY 1991; O'CONNELL 1991; BONNEL 1993; SMITH *et al.* 1994; GRAYSON *et al.* 1994; JORDAN 1994b). Dans un premier temps, le coût prohibitif des mesures nécessaires incite à concentrer les efforts, dans le temps et l'espace, sur des petits bassins de recherche, dans le cadre d'expérimentations bien définies. Une telle application, utilisant le modèle TOPOG (VERTESSY *et al.* 1993) est actuellement en cours à l'IATE de l'EPFL. Elle concerne le sous-bassin des Alloux pour lequel une telle approche a le plus de chances de succès, compte tenu de la compréhension acquise sur son fonctionnement, des données disponibles et des possibilités de les compléter.

Pour mener à bien ces efforts, de nouveaux instruments d'ordre mathématique sont nécessaires pour réaliser une meilleure liaison entre la modélisation et l'acquisition des données. Ces instruments sont notamment appelés à évaluer l'incertitude liée aux prédictions des modèles, à estimer l'influence d'une information (d'une donnée) sur cette incertitude et à combiner de façon cohérente plusieurs sources d'information. Les procédures de type bayésien (PETERKA 1981; TARANTOLA 1987) pourraient apporter des réponses à ces questions. Beven et ses collaborateurs (BEVEN et BINLEY 1992) ont développé une telle procédure appelée GLUE (Generalized Likelihood Uncertainty Estimation). Ces développements vont permettre une meilleure évaluation du potentiel de la modélisation à base physique, notamment de son rapport coût/bénéfice, et faciliter les progrès à réaliser encore en modélisation hydrologique.

8 Résumé

La théorie de base, le développement historique et les applications récentes des modèles à base physique, notamment ceux utilisés par l'Institut d'Aménagement des Terres et des Eaux de l'École Polytechnique Fédérale de Lausanne, sont brièvement présentés dans cet article. L'hétérogénéité des caractéristiques physiques du bassin versant, en particulier celle de la conductivité hydraulique, est la cause principale des résultats, souvent décevants, obtenus à la suite de l'application de ces modèles. Les connaissances lacunaires des caractéristiques physiques détaillées des grands bassins versants ne permettent pas de garantir une bonne fiabilité des résultats. De ce fait, cet article souligne le besoin d'une forte synergie entre les travaux de terrain et les exercices de modélisation. De nouvelles méthodes mathématiques sont requises pour relier les paramètres des modèles aux variables mesurées sur le terrain. Les incertitudes ainsi que les bénéfices reliés à l'application des modèles à base physique, doivent être évalués convenablement, en particulier pour des problèmes courants d'ingénierie. Ces analyses ne peuvent aboutir que dans des bassins expérimentaux de petite taille. La recherche en modélisation à base physique doit être intensifiée puisque, pour un large éventail de problèmes, elle constitue, pour le moment, la seule alternative possible.

9 Références

- ABBOTT, M.B.; BATHURST, J.C.; CUNGE, J.A.; O'CONNELL, P.E.; RASMUSSEN, J., 1986: An introduction to the European Hydrological System – Système Hydrologique Européen, 'SHE', 1. History and philosophy of a physically-based, distributed modelling system. *J. hydrol.* 87: 61–77.
- BATHURST, J.C., 1986: Physically-based distributed modelling of an upland catchment using Système Hydrologique Européen. *J. hydrol.* 87: 79–102.
- BATHURST, J.C.; O'CONNELL, P.E., 1992: Future of distributed modelling: the Système Hydrologique Européen. *Hydrol. Process.* 6: 265–277.
- BÉROD, D., 1994: Contribution à la détermination de la crue extrême à l'aide de méthodes déterministes. Thèse en préparation, Département de Génie Rural, Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne.
- BEVEN, K.J., 1985: Distributed models. In: ANDERSON, M.G.; BURT, T.P. (eds). *Hydrological Forecasting*. Chichester, Wiley. S. 405–435.
- BEVEN, K.J., 1989: Changing ideas in hydrology – The case of physically-based models. *J. hydrol.* 105: 157–172.
- BEVEN, K.J., 1992 (Editorial): Future of distributed Modelling. *Hydrol. Process.* 6: 253–254.
- BEVEN, K.; BINLEY, A.M., 1992: The future of Distributed Models: Model Calibration and Uncertainty Prediction. *Hydrol. Process.* 6: 279–298.
- BEVEN, K.J.; CALVER, Ann; MORRIS, E.M., 1987: The Institute of Hydrology Distributed Model. *Inst. Hydrol., Wallingford. Rep. No. 98.*
- BEVEN, K.J.; KIRKBY, M.J., 1979: A physically-based variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrol. Sci. Bull.* 24: 43–69.
- BEVEN, K.J.; KIRKBY, M.J.; SCHOFIELD, N.; TAGG, A.F., 1984: Testing a physically-based flood forecasting model (TOPMODEL) for three U.K. catchments. *J. hydrol.* 69: 119–143.
- BEVEN, K.J.; O'CONNELL, P.E., 1982: On the role of physically based distributed modelling in hydrology. *Inst. Hydrol., Wallingford. Rep. No. 81.*
- BINLEY, A.; EGLY, J.; BEVEN, K.J., 1989: A physically-based model of heterogeneous hillslopes, 1. Runoff production, 2. Effective Hydraulic Conductivities. *Water resour. res.* 25: 1219–1233.
- BINLEY, A.M.; BEVEN, K.J.; CALVER, Ann; WATTS, L.G., 1991: Changing responses in hydrology: Assessing the uncertainty in physically based model predictions. *Water resour. res.* 27: 1253–1261.
- BONELL, M., 1993: Progress in the understanding of runoff generation dynamics in forests. *J. hydrol.* 150: 217–275.
- BRUTSAERT, W., 1986: Catchment-Scale Evaporation and the Atmospheric Boundary Layer. *Water resour. res.* 22: 39–45.
- CALVER, Ann, 1988: Calibration, sensitivity and validation of a physically-based rainfall-runoff model. *J. hydrol.* 103: 103–115.
- CAPPUS, P., 1960: Etude des lois de l'écoulement. Application au calcul et à la prévision des débits. *Houille blanche A. S.* 493–518.

- DECOURSEY, D.G., 1991: Mathematical models: research tools for experimental catchments. In: BOWLES, D.S.; O'CONNELL, P.E. (eds) *Recent advances in the modeling of hydrologic systems*. NATO ASI Series C, Kluwer, Dordrecht 345: 205–240.
- DOOGE, J.C.I., 1986: Looking for hydrologic laws. *Water resour. res.* 22: 46–58.
- DUNNE, T.; BLACK, R.D., 1970: Partial area contributions to storm runoff in a small New England watershed. *Water resour. res.* 6: 1296–1311.
- FREEZE, R.A., 1971: Three-dimensional, transient, saturated-unsaturated flow in a groundwater basin. *Water resour. res.* 7: 347–366.
- FREEZE, R.A., 1972a: Role of subsurface flow in generating surface runoff, 1. Baseflow contributions to channel flow. *Water resour. res.* 8: 609–623.
- FREEZE, R.A., 1972b: Role of subsurface flow in generating surface runoff, 2. Upstream source areas. *Water Resour. Res.* 8: 1271–1283.
- FREEZE, R.A., 1980: A stochastic-conceptual analysis of rainfall-runoff processes on a hillslope. *Water resour. res.* 16: 391–408.
- FREEZE, R.A.; HARLAN, R.L., 1969: Blueprint for a physically-based digitally simulated, hydrologic-response model. *J. hydrol.* 9: 237–258.
- GAN, T.Y.; BURGESS, S.J., 1990: An assessment of a conceptual rainfall-runoff model's ability to represent the dynamics of small hypothetical catchments, 1. Models, model properties and experimental design, 2. Hydrologic responses for normal and extreme rainfall. *Water resour. res.* 26: 1595–1619.
- GEHLAR, L.W., 1993: *Stochastic subsurface hydrology*. New Jersey, Prentice Hall, Englewood Cliffs. 390 S.
- GERMANN, P.F., 1990: Macropores and hydrologic hillslope processes. In: ANDERSON, M.G.; BURT, T.P. (eds) *Process studies in hillslope hydrology*. Wiley, Chichester. S. 327–363.
- GOODRICH, D.C., 1990: Geometric simplification of a distributed rainfall-runoff model over a large range of basin scales. Ph.D. thesis, University of Arizona, Tucson. 361 S.
- GRAYSON, R.B.; MOORE, I.D.; McMAHON, T.A., 1992: Physically based hydrologic modeling., 1. A terrain-based model for investigative purposes., 2. Is the concept realistic. *Water resour. res.* 28: 2639–2666.
- GRAYSON, R.B.; MOORE, I.D.; McMAHON, T.A., 1994: Reply on Comment by SMITH, R.E.; GOODRICH, D.C.; WOOLHISER, D.A.; SIMANTON, J.R. *Water resour. res.* 30: 855–856.
- HATTON, T.J.; WALKER, J.; DAWES, W.R.; DUNIN, F.X., 1992: Simulations of hydroecological responses to elevated CO₂ at the catchment scale. *Aust. j. bot.* 40: 679–696.
- HEWLETT, J.D. 1961: Watershed management. In: Report for 1961 Southeastern Forest Experiment Station. U.S. For. Serv., Asheville, N.C.
- HEWLETT, J.D.; HIBBERT, A.R., 1963: Moisture and energy conditions within a sloping mass during drainage. *J. geophys. res.* 68: 1081–1087.
- HEWLETT, J.D.; HIBBERT, A.R., 1967: Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humid area. In: SOPPER, W.E.; LULL, H.W. (eds) *Proc. Int. Symp. on Forest Hydrology*. Oxford, Pergamon. S. 275–290.
- HORTON, R.E., 1933. The role of infiltration in the hydrological cycle. *Trans. Am. geophys. union* 14: 479–482.
- IORGULESCU, I., 1991: Validation des concepts de TOPMODEL sur un bassin versant du Plateau Suisse.
- IORGULESCU, I.; JORDAN, J.P., 1994: Validation of TOPMODEL on a small Swiss catchment. *J. hydrol.* (in press).
- IORGULESCU, I.; MUSY, A., (manuscript): An assessment of spatial and temporal variability of processes on the Haute-Mentue research catchment (Switzerland). Présenté à la: Conference on assessment of hydrological temporal variability and changes, Fifth ERB General Assembly, Barcelona, September 26–30, 1994. A paraître dans: *Acta Geologica Hispanica*.
- JAIN, S.K.; STORM, B.; BATHURST, J.C.; REFSGAARD, J.C.; SINGH, R.D., 1992: Application of the SHE to catchments in India. Part 2. Field experiments and simulation studies within the SHE on the Kolar subcatchment of the Narmada River. *J. hydrol.* 140: 25–47.
- JENSEN, K.H.; MANTOGLU, A., 1992: Future of distributed modelling. *Hydrol. Process.* 6: 255–264.
- JORDAN, J.-P., 1992: Identification et modélisation des processus de génération des crues. Thèse no 1014 présentée au Département de Génie Rural, Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne pour l'obtention du titre de docteur ès sciences techniques, Lausanne, 318 S.
- JORDAN, J.P., 1994a: Spatial and temporal variability of stormflow generation processes on a Swiss rural catchment. *J. hydrol.* 153: 357–382.
- JORDAN, J.P., 1994b: Bassin de recherche et modélisation des processus de formation des crues, proposition d'une approche couplée. *La houille Blanche*, 3: 15–22.
- JORDAN, J.P.; BATHURST, J.C.; MUSY, A., 1987: Modélisation à base physique sur un bassin versant rural en climat tempéré. Présentation à la conférence IAHS de Vancouver. IATE, EPFL, Lausanne.
- KELLER, H.M., 1987: European experiences in long-term forest hydrology research. In: SWANK, W.T.; CROSSLEY, D.A. (eds). *Forest hydrology and ecology at Coweeta*. New-York, Springer. 66: 407–424.

- KELLER, H.M.; STROBEL, T., 1982: Water Balance and Nutrient Budgets in Subalpine Basins of Different Forest Cover. In: Hydrological research basins and their use in water resources planning; proceedings of the International Symposium held in Berne, Switzerland, September 21–23 1982. Bern, Bundesamt für Umweltschutz, Landeshydrologie. 3: 683–694.
- KIRKBY, M.J.; CHORLEY, R.J., 1967: Throughflow, overland flow and erosion. *Bull. Int. Assoc. Sci. Hydrol.* 10, 3: 5–21.
- KLEMES, V., 1983: Conceptualization and scale in hydrology. *J. hydrol.* 65: 1–23.
- KNAPP, B.J., 1970: Patterns of water movement on a steep upland hillside, Plynlimon, Central Wales. Unpubl. Ph. D. Thesis, University of Reading.
- LOAGUE, K., 1990: R-5 revisited, 2, Reevaluation of a quasi-physically based rainfall-runoff model with supplemental information. *Water resour. res.* 26: 973–987.
- LOAGUE, K., 1992a: Impact of overland flow plane characterization on event simulations with a quasi-physically based rainfall-runoff model. *Water resour. res.* 28: 2541–2545.
- LOAGUE, K., 1992b: Soil water content at R-5. Part 2. Impact of antecedent conditions on rainfall-runoff simulations. *J. hydrol.* 139: 253–261.
- LOAGUE, K.M.; FREEZE, R.A., 1985: A comparison of rainfall-runoff modeling techniques on small upland catchments. *Water resour. res.* 21: 229–248.
- 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.
- MCCULLOCH, J.S.G.; ROBINSON, M., 1993: History of forest hydrology. *J. hydrol.* 150: 189–216.
- MICHAUD, Jene; SOROOSHIAN, S., 1994: Comparison of simple versus complex distributed runoff models on a mid-sized semiarid watershed. *Water resour. res.* 30: 593–605.
- MOORE, I.D.; GRAYSON, R.B.; LADSON, A.R., 1991: Digital terrain modelling: A review of hydrological, geomorphological and biological applications. *Hydrol. Process.* 5: 3–30.
- MOSLEY, M.P., 1979: Streamflow generation in a forested watershed, New Zealand. *Water resour. res.* 15: 795–806.
- NAEF, F., 1981: Can we model the rainfall-runoff process today? *Hydrol. Sci. Bull.* 26: 281–289.
- NASH, J.E.; SUTCLIFFE, J.V., 1970: River flow forecasting through conceptual models. Part 1 – a discussion of principles. *J. hydrol.* 10: 282–290.
- O'CONNELL, P.E., 1991: A historical perspective. *Mathematical models: research tools for experimental catchments.* In: BOWLES, D.S.; O'CONNELL, P.E. (eds) Recent advances in the modeling of hydrologic systems. NATO ASI Series C, Kluwer, Dordrecht, 345: 667 S.
- O'LOUGHLIN, E.M., 1986: Prediction of surface saturation zones in natural catchments and their relations to soil and topography. *Water resour. res.* 22: 794–804.
- PANICONI, C.; WOOD, E.F., 1993: A detailed model for simulation of catchment scale subsurface hydrologic processes. *Water resour. res.* 29: 1601–1620.
- PETERKA, V., 1981: Bayesian system identification. *Automatica* 17: 41–53.
- PHILIP, J.R., 1975: Some remarks on science and catchment prediction. In: CHAPMAN, T.G.; DUNIN, F.X. (eds), Prediction in catchment hydrology, Australian Academy of Science, Canberra, A.C.T., S. 23–30.
- QUINN, P.F.; BEVEN, K.J., 1993: Spatial and temporal predictions of soil moisture dynamics, runoff, variable source areas and evapotranspiration for Plynlimon, Mid-Wales. *Hydrol. Process.* 7: 425–448.
- REFSGAARD, J.C., 1994: Présentation à la XIXème Assemblée Générale de L'EGS, Grenoble, 25–29 avril 1994. Sommaire en *Annales Geophysicae*, Supplement au Volume 12: 343.
- RICHARDS, L.A., 1931: Capillary conduction of liquids through porous mediums. *J. phys.* 1: 318–333.
- ROGERS, C.C.M.; BEVEN, K.J.; MORRIS, E.M.; ANDERSON, M.G., 1985: Sensitivity analysis, calibration and predictive uncertainty of the Institute of Hydrology Distributed Model. *J. hydrol.* 81: 179–191.
- SHARMA, M.L.; GANDER, G.A.; HUNT, C.G., 1980: Spatial variability of infiltration in a watershed. *J. hydrol.* 45: 101–122.
- SKLASH, M.G.; FARVOLDEN, R.N., 1979: The role of groundwater in storm runoff. *J. hydrol.* 43: 45–56.
- SMITH, R.E.; WOOLHISER D.A., 1971: Overland flow on an infiltration surface. *Water resour. res.* 7: 899–913.
- SMITH, R.E.; HEBBERT, R.H.B., 1979: A Monte-Carlo analysis of the hydrologic effects of spatial variability of infiltration. *Water resour. res.* 15: 419–429.
- SMITH, R.E.; HEBBERT, R.H.B., 1983: Mathematical simulation of interdependent surface and subsurface hydrologic processes. *Water resour. res.* 19: 987–1001.
- SMITH, R.E.; GOODRICH, D.R.; WOOLHISER, D.A.; SIMANTON, J.R., 1994: Comment on «Physically based hydrologic modeling, 2. Is the concept realistic». *Water resour. res.* 30: 851–854.
- STEPHENSON, G.R.; FREEZE, R.A., 1974: Mathematical simulation of subsurface flow contributions to snowmelt and runoff, Reynolds Creek Watershed, Idaho. *Water resour. res.* 10: 284–294.
- TARANTOLA, A., 1987: Inverse problem theory. Amsterdam, Elsevier. 613 S.

- TROCH, P.A.; MANCINI, M.; PANICONI, C.; WOOD, E.F., 1993: Evaluation of a distributed catchment scale water balance model. *Water resour. res.* 29: 1805–1817.
- USDA, Soil Conservation Service, 1985: National Engineering Handbook, Washington D.C. Hydrology 4: 7–10.
- VERTESSY, R.A.; HATTON, T.J.; O'SHAUGHNESSY, P.J.; JAYASURIYA, M.D.A., 1993: Predicting water yield from a mountain ash forest catchment using a terrain analysis based catchment model. *J. hydrol.* 150: 665–700.
- WILCOX, B.P.; RAWLS, W.J.; BRAKENSIEK, D.L.; WIGHT, J.R., 1990: Predicting runoff from rangeland catchments: A comparison of two models. *Water resour. res.* 26: 2401–2410.
- WOODING, R.A., 1965: A hydraulic model for the catchment-stream problem, 1. Kinematic wave theory. *J. hydrol.* 3: 254–267.
- WOOLHISER, D.A.; SMITH, R.E.; GOODRICH, D.C., 1990: KINEROS, a kinematic runoff erosion model: Documentation and user manual. Washington, D.C., Agric. Res. Serv., U.S. Dep. of Agric. 77: 103.

Adresses des auteurs:

Ion Iorgulescu
Prof. André Musy
Dr. Daniel Devred
Institut d'Aménagements des Terres et des Eaux (IATE)
École Polytechnique Fédérale de Lausanne (EPFL)
CH-1015 Lausanne
Suisse

Dr. Jean-Pierre Jordan
Office Fédéral de l'Économie des Eaux (OFEE)
31 Effingerstrasse
CH-3001 Berne
Suisse

Die Simulation hydrologischer Prozesse mit dem Modell BROOK – eine Analyse

Felix Forster

Abstract

The simulation of hydrologic processes by the model BROOK – an analysis

The water-yield model BROOK was used to predict the soil water content in Alptal (Canton Schwyz), as well as the build-up and the melting of the seasonal snowcover. The simulated soil water content was compared with lysimetric data and field measurements. The accuracy of the snow modelling was tested by comparing the simulated snow water equivalents with the monitored snow water equivalents at four measurement points – two forested and two in the open land. In addition, the simulated meltwater runoff of the whole catchment was compared with the measured runoff at the gauging station.

Keywords: forest hydrology, simulation model, soil water balance, water conductivity, snow water equivalent, snow interception, snow melting

1 Einleitung

Mit der Instrumentierung der Einzugsgebiete im Alptal (SZ) Ende der sechziger Jahre durch Hans M. Keller wurde die langjährige forsthydrologische Tradition an der Eidgenössischen Anstalt für das forstliche Versuchswesen (EAFV) wieder neu belebt. Im dreigliedrigen Forschungskonzept von Hans M. Keller stellte die Anwendung von Simulationsmodellen neben der Gebietshydrologie und den Prozessstudien ein Standbein dar.

Die langjährigen Messreihen aus dem Alptal boten ideale Voraussetzungen zum Testen des Wasserhaushaltsmodelles BROOK (FEDERER und LASH 1983). Es folgten Modellrechnungen in anderen schweizerischen Einzugsgebieten, die sich in Geologie, Bodeneigenschaften, Bodenbedeckung und Klima vom Alptal unterschieden (FORSTER 1992). Das Modell wurde nicht nur in den USA, sondern auch in Belgien (DEVILLEZ und LAUDELOUT 1986), Deutschland (KENNEL 1985) und Oesterreich (STEIDL *et al.* 1993) getestet.

Der Abfluss aus einem Einzugsgebiet ist das Resultat, sozusagen der integrierte Summenwert der verschiedensten hydrologischen Prozesse. Bildet nun ein Modell diesen Gebietsabfluss plausibel nach, bietet dies noch keine Gewähr für eine zutreffende Modellierung der verschiedenen hydrologischen Teilprozesse.

Das Herzstück eines hydrologischen Modelles besteht im Nachvollziehen der Vorgänge im Boden. Auf der einen Seite beeinflusst die Wasserverfügbarkeit im Boden wichtige Verdunstungsprozesse, auf der anderen Seite steuert der Bodenwasserhaushalt die massgebenden Abflussprozesse und ist somit auch im Hinblick auf eine kurzzeitige, ereignisbezogene Abflusssimulation von besonderer Bedeutung.

Der Auf- und Abbau der Schneedecke beeinflusst das Abflussregime in voralpinen und alpinen Gebieten ganz entscheidend. Die Abflusssimulation kann nur bei geeigneter Berücksichtigung der Schneedeckenentwicklung plausible Resultate liefern.

Im Rahmen dieses Beitrages sollen deshalb der Prozess des Bodenwasserhaushaltes sowie speziell auch der Prozess der Schneedeckenentwicklung durch das Modell BROOK untersucht werden.

2 Methoden und Untersuchungsgebiet

2.1 Das Wasserhaushalts-Simulationsmodell BROOK

Kurzbeschreibung

Das Modell BROOK wurde von Federer und Lash (1978) am Water Resource Research Center der Universität von New Hampshire in Durham (USA) entwickelt und in den Einzugsgebieten von Hubbard Brook und Coweeta getestet und geeicht. Das primäre Ziel bestand darin, die Auswirkungen von forstlichen Nutzungseingriffen auf das Abflussverhalten zu studieren. Das Modell BROOK stellt ein mögliches Arbeitsinstrument dar, um die Wasserbilanz-Komponenten in kleinen, unterschiedlich bewaldeten Einzugsgebieten ohne langjährige Abflussmessdaten abzuschätzen.

Das Modell bildet die wichtigsten hydrologischen Prozesse ab (Abb.1) und steuert sie durch möglichst physikalisch messbare Gebietskennwerte, sowie durch Witterungsdaten. Bei den erforderlichen Witterungsdaten handelt es sich um den Tagesniederschlag und die Tagesmitteltemperatur. Das Modell berechnet die täglichen Werte der verschiedenen Komponenten der Wasserbilanz (Abfluss, Evapotranspiration).

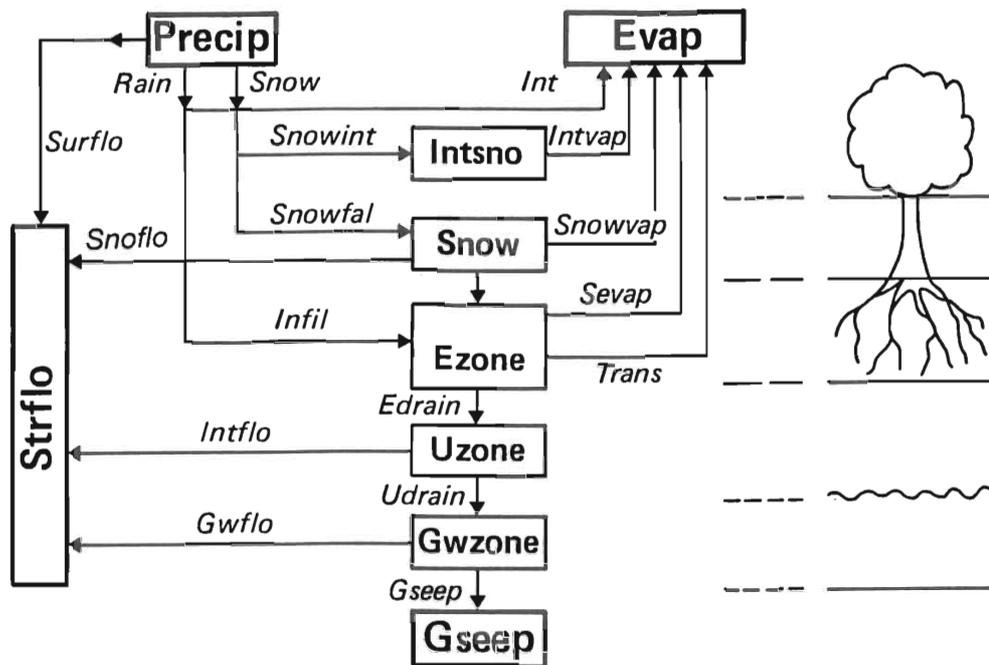


Abb. 1. Block-Diagramm des BROOK-Modelles. Das Modell besteht im wesentlichen aus 5 Speicherelementen: Interzeptierter Schnee (INTSNO), Schneedecke (SNOW), Wasser in der Wurzelzone (EZONE), Wasser in der ungesättigten Zone unterhalb der Wurzelzone (UZONE) und Grundwasser (GWZONE). Die Evapotranspiration (EVAP) ist in 5 Komponenten unterteilt: Regen- und Schnee-Interzeptionsverdunstung (INT, INTVAP), Schneedecken-Verdunstung (SNOVAP), Bodenverdunstung (SEVAP) und Transpiration (TRANS). Der Gerinneabfluss (STRFLO) wird durch 4 Elemente gespeist: Oberflächen- bzw. Direktabfluss infolge Regen bzw. Schneeschmelze (SURFLO, SNOFLO), Abfluss aus dem ungesättigten Boden (INTFLO) und Abfluss aus dem Grundwasser (GWFLO). Die Tiefensickerung (GSEEP) stellt den Wasserverlust des Einzugsgebietes in den Untergrund dar.

Bodenwasserhaushalt

Die Sickerrate q am unteren Rand des betrachteten Bodenspeichers hängt vom mittleren Wassergehalt des entsprechenden Bodenkompartmentes ab: je feuchter der Boden, desto grösser die Sickerrate. Die Beschreibung der vertikalen Sickerung ist aus der allgemeinen

Wassertransportgleichung für eindimensionalen, stationären Fluss (Darcy) abgeleitet. Unter der vereinfachenden Annahme, dass in einem Einzugsgebiet alle Wasserpotentiale mit Ausnahme der Gravitation vernachlässigt werden können, lautet der BROOK-Ansatz wie folgt:

$$q = k(\Theta)$$

q Wasserfluss aus dem Speicher heraus [mm/Tag]

k entsprechende Wasserleitfähigkeit [mm/Tag]

Θ Wassergehalt [mm/mm]

Die Abhängigkeit der Wasserleitfähigkeit k vom vorhandenen Wassergehalt kann im Modell als Exponentialansatz oder direkt in Form von entsprechenden Wertepaaren (Θ, k) eingegeben werden.

Schneedeckenaufbau und -abbau

- *Schnee-/Regenausscheidung*: Der Schneeanteil wird im Modell aufgrund einer Grenztemperatur von +1 °C festgelegt. In Einzugsgebieten mit grossen Höhendifferenzen geschieht der Übergang zwischen Schnee und Regen fließend. Das Modell ermöglicht die Berücksichtigung von Mischniederschlägen in Abhängigkeit der maximalen Höhendifferenz.
- *Schmelze*: Wenn keine Strahlungs-, Luftfeuchtigkeits- und Winddaten zur Verfügung stehen, kann die Schmelzenergie proportional zur positiven Tagesmitteltemperatur bestimmt werden. Die tägliche Abschmelzrate wird nach einem Temperatur-Index-Verfahren berechnet. Die tägliche Schmelzrate wird als Produkt aus der positiven mittleren Tagestemperatur, einem Schmelzfaktor, einem Abschirmfaktor und einem Besonnungsfaktor ermittelt. Der Schmelzfaktor gibt an, wieviele Millimeter Schnee pro Tag und Grad geschmolzen werden. Er ist saisonabhängig (ANDERSON 1976) und könnte dahingehend erklärt werden, dass die älter werdende Schneedecke ein kleineres Albedo (MARTINEC und RANGO 1986) und gleichzeitig ein höheres Wärmeleitvermögen aufweist, was bei gleicher Temperatur mit fortschreitender Jahreszeit eine grössere Schmelzrate bedeutet. Der Abschirmfaktor berücksichtigt die Strahlungsabschirmung durch die Vegetation in Abhängigkeit des Blattflächenindex, und der Besonnungsfaktor korrigiert die infolge von Topographie und Exposition variierende Sonneneinstrahlung.
- *Interzeption*: Der von der Vegetation zurückgehaltene Niederschlag wird in Funktion des Blattflächenindex berechnet. Das Modell setzt voraus, dass die gesamten interzeptierten Regen- und Schneemengen verdunsten, d.h. der abtropfende und abrutschende Niederschlag bleibt unberücksichtigt.

2.2 Untersuchungsstandorte und Testperioden

Ein Modelltest erfolgte in der Grosslysimeteranlage der ETH Zürich in Sellenbüren (Kt. Zürich). Die übrigen prozessbezogenen Tests konnten alle im forsthydrologischen Untersuchungsgebiet des Erlenbaches (Alptal, Kt. Schwyz), mit seinen vielfältigen Messeinrichtungen, durchgeführt werden. Eine ausführliche Beschreibung der Alptaler Versuchsgebiete ist bei BURCH (1994) zu finden.

Bodenwasserhaushalt

Test 1: Im Rahmen des Nationalen Forschungsprogrammes NFP14+ wurden auf einer Versuchsfläche im Einzugsgebiet des Erlenbaches, beim Messturm, Bodenwasserhaushalts-Untersuchungen gemacht. Beim dortigen Boden handelt es sich um einen Hanggley mit Anmoor-Humus- oder Rohhumus-Auflagen. Die visuelle Profilansprache zeigte eine grosse Ähnlichkeit mit der Lokalform «Chnoden» nach RICHARD *et al.* (1978). Bodenproben ergaben Kornvertei-

lungen, welche diese Verwandtschaft bestätigten. Die notwendigen Modellparameter zur Beschreibung des Bodens wurden deshalb von der Lokalform «Chnoden» übernommen. An zwei Messlinien wurden die Saugspannungen in unterschiedlichen Tiefen gemessen. Daraus wurde mit Hilfe der Desorptionskurve (Lokalform «Chnoden») der Wassergehalt in der Wurzelzone geschätzt. Diese gemittelten Punktschätzungen wurden mit dem simulierten Bodenwassergehalt für das gesamte Gebiet verglichen.

Der Fachbereich für Bodenphysik an der ETH Zürich stellte uns Messdaten von Juni 1986 bis Ende Dezember 1987 zur Verfügung.

Test 2: Durch die Installation eines automatischen Grundwasserpegelschreibers bei der Klimastation Erlenhöhe im Herbst 1992 ergab sich eine weitere Möglichkeit, die Bodenwassermodellierung zu überprüfen. Auch diese Bodenverhältnisse wurden mit Hilfe der Lokalform «Chnoden» parametrisiert. Der Modelltest erfolgte für die Periode zwischen Juni 93 und Mai 94.

Test 3: In den Grosslysimetern der ETH Zürich erfolgten 1989 und 1990 Messungen im Rahmen eines Nationalfonds-Projektes des Fachbereiches Bodenphysik der ETH zur Schätzung von bodenphysikalischen Parametern. Bei den vier in Sellenbüren vorhandenen Lysimetern handelt es sich um bodeneben eingebaute, mit Boden gefüllte und bepflanzen, zylindrische Betonbecken von 2,10 m Tiefe und 10 m Durchmesser (KÄPPELI und SCHULIN 1988). Die eingebaute Messeinrichtung erlaubt die Bestimmung von kurzfristigen Wasserbilanzen und die Schätzung von pflanzenunabhängigen Bodeneigenschaften. Beim eingebauten Boden handelt es sich um Material aus der unmittelbaren Umgebung der von RICHARD und LÜSCHER (1983) beschriebenen Lokalform «Winzlerboden» (Parabraunerde über Schotter). Das Sickerwasser eines jeden Beckens wird mit einem Ausflussrohr gesammelt und gemessen. Die Höhe der Ausflussöffnung ist verstellbar, dadurch kann der Wasserspiegel im Lysimeter reguliert werden. Die untersuchten Lysimeter waren 1989 mit etwa achtjährigen Fichten bepflanzt. Die hier ausgewerteten Messungen erfolgten zwischen Januar und März 1989.

Im Lysimeter bot sich eine ideale Gelegenheit, die Modellierung der Bodenwassergehaltsveränderungen unter kontrollierten Bedingungen, losgelöst von möglichen ausgleichenden Gebietseffekten zu testen. Durch die Randbedingungen eines Lysimeters, welches laterale Zu- und Abflüsse unterbindet, lässt sich die vom BROOK-Modell gewählte Formulierung der vertikalen Wasserbewegung kontrollieren.

Durch Absenkung des Wasserspiegels wurde ein voll gesättigtes Lysimeter schrittweise entwässert. Nach jedem Absenkschritt wurde die Gleichgewichtslage abgewartet. Während der Entwässerung wurden Wassergehalts- und Saugspannungsveränderungen an drei verschiedenen Tiefenprofilen aufgezeichnet. In der gewählten Jahreszeit kann von einer geringen Pflanzenaktivität ausgegangen werden. Die erhobenen Daten lassen sich zur Abschätzung der bodenhydraulischen Parameter verwenden.

Zur Modell-Überprüfung wurden die Daten von zwei Lysimetern verwendet. Mit Hilfe von Messdaten des ersten Lysimeters wurden zwei unterschiedliche Parameterschätzverfahren (Analogieverfahren und Feldmethode) getestet. Der eigentliche Modelltest erfolgte im zweiten Lysimeter, indem die Parameter (Wasserleitfähigkeit k und Wassergehalt Θ) aus dem ersten Lysimeter zur Simulation eines Absenkversuches im zweiten Lysimeter verwendet wurden. Folgende Parametrisierungsansätze wurden überprüft:

- *Analogieverfahren:* Der im Lysimeter eingebaute Boden ist aufgrund seiner Herkunft der Lokalform «Winzlerboden» sehr ähnlich. Die bodenphysikalischen Parameter (k -Werte in Abhängigkeit des Wassergehaltes Θ) wurden deshalb von der Lokalform «Winzlerboden» übernommen.
- *Direkte Feldmethode:* Die Abhängigkeit des k -Wertes vom Wassergehalt wurde aufgrund einer Vielzahl von Wassergehaltsmessungen während der Absenkversuche im Lysimeter,

mit Hilfe einer nicht-linearen Regression bestimmt. Der k-Wert ergab sich aufgrund der Wassergehaltsabnahmen zwischen zwei Messintervallen. Diese Auswertung erfolgte im ersten Lysimeter über mehrere Absenkschritte.

Schneedecke

Die Qualität der Schneedeckensimulation kann indirekt über den Vergleich von gemessenen und simulierten Abflusswerten während der Schneedeckenperiode beurteilt werden. Direkt ist die Überprüfung einer modellierten Schneedecke nur durch Vergleich mit entsprechenden Messungen möglich. Das Alptal als voralpine Region bietet insofern interessante Voraussetzungen für einen Test der Schneedeckensimulation, als sich im Laufe des Winters meist verschiedene, mehrtägige Phasen mit Temperaturen über Null Grad ergeben (Abb. 4).

Die langjährigen Schneedeckenmessungen wurden seit dem Winter 1991/92 durch eine Waldmessstrecke, in deren Nähe auch die Lufttemperatur gemessen wird, ergänzt. Beobachtet wird im Einzugsgebiet des Erlenbaches auf etwa 1200 m ü.M. eine Freiland- und eine Waldmessstrecke mit zugehöriger Lufttemperaturmessung und im oberen Teil des Einzugsgebietes, auf etwa 1400 m ü.M., je eine weitere Freiland- und eine Waldmessstrecke (Tab. 1). Die massgebenden Temperaturen für die beiden oberen Messstrecken wurden mit Hilfe eines mittleren feuchtadiabatischen Temperaturkoeffizienten von den entsprechenden unteren Stationen extrapoliert.

Tab. 1. Die für den Modelltest verwendeten Schneemessstrecken im Einzugsgebiet des Erlenbaches.

Bezeichnung	Nummer	Meereshöhe [m ü.M.]	Exposition	Neigung [%]
Freiland, unten	1011	1210	W	20
Wald, unten	1012	1190	W	12
Freiland, oben	1031	1430	W	5
Wald, oben	1032	1420	WNW	15

Der mittlere Bewaldungsgrad im Erlenbach beträgt 40%. Die Bewaldung besteht im wesentlichen aus einem subalpinen Fichtenwald. Bei den beiden untersuchten Waldbeständen handelt es sich um einen eher lockeren Fichtenwald (*Sphagnum Picetum typicum*). Die Bäume tragen nur in seltenen Fällen Äste bis zum Boden. Diese Waldbestände sind recht typisch für das Gebiet des Erlenbaches. Im Vergleich zu einem dichten und optimal benadelten Fichtenwald wurde der Blattflächenindex für beide Waldmessstrecken im Modell zu 65% angenommen.

Im folgenden wird der modellierte Schneedeckenverlauf des Winters 1993/94 mit den Messwerten verglichen. Dieser Winter war insofern interessant, als nach dem 1. April nochmals ein Wintereinbruch erfolgte, nachdem der untere Teil des Einzugsgebietes bereits in der zweiten Märzhälfte ausgeapert war. Während der rund siebenmonatigen Schneedeckenperiode, zwischen Mitte Oktober und Mitte Mai, sind 1200 mm Niederschlag gefallen, davon 650 mm in Form von Schnee.

2.3 Schneemessung

Die periodischen Schneemessungen auf den verschiedenen Messstrecken erfolgen immer nach dem gleichen Schema. Die Schneedecke wird entlang von meist 30 m langen Schneemessstrecken gemessen. Die Schneedeckenhöhe wird 30 mal, die Schneedichte der Gesamtedecke 5 mal ermittelt. Die Dichtebestimmung erfolgt mittels Wägung einer ausgestochenen Schneesäule.

3 Resultate

3.1 Bodenwasserhaushalt

Test 1: Bei der Gegenüberstellung der gemittelten Punktschätzungen für den Bodenwassergehalt mit dem simulierten Bodenwassergehalt für das gesamte Einzugsgebiet handelt es sich um einen sehr groben Vergleich, indem zwei Punktwerte mit einem Gebietswert verglichen werden. Das Ziel bestand vor allem darin, die Grössenordnung eines möglichen Fehlers aufzudecken. Der Vergleich zeigt, dass das Modell den im Gelände gemessenen Schwankungsbereich des Bodenwassergehaltes in seiner Grössenordnung und Tendenz richtig nachzubilden vermag (FORSTER 1992).

Test 2: Im Vergleich zum Test 1 wurde nicht ein direkt gemessener Bodenwassergehalt mit dem modellierten verglichen, sondern der gemessene Grund- beziehungsweise Hangwasserpegelverlauf. Die Schwankungen eines Grund- bzw. Hangwasserpegels geben, insbesondere im Falle von flachgründigen, zu Staunässe neigenden Böden, eine gute Information über die Variation des Wassergehaltes in der Wurzelzone. Zudem ist der Grund- bzw. Hangwasserpegel nicht nur als reine Punktmessung zu verstehen, sondern er integriert die Bodenwasserverhältnisse der näheren Umgebung.

Die beiden Kurven in Abbildung 2 verlaufen, mit wenigen Ausnahmen, während kurzen Schmelzphasen über ein ganzes Jahr gleichsinnig. Der Grund dafür, dass der Grundwasserpegel kaum über 10–15 cm steigt, dürfte bei Tiergängen liegen, die im ersten Winter nach Inbetriebnahme des Pegels gegraben wurden.

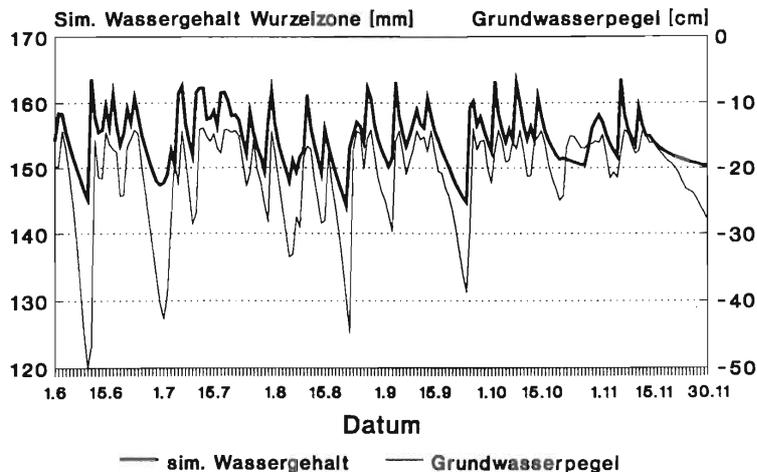


Abb. 2. Vergleich des simulierten Bodenwassergehaltes in der Wurzelzone mit dem Verlauf des Grundwasserpegels bei der Klimastation Erlenhöhe von Juni bis November 1993.

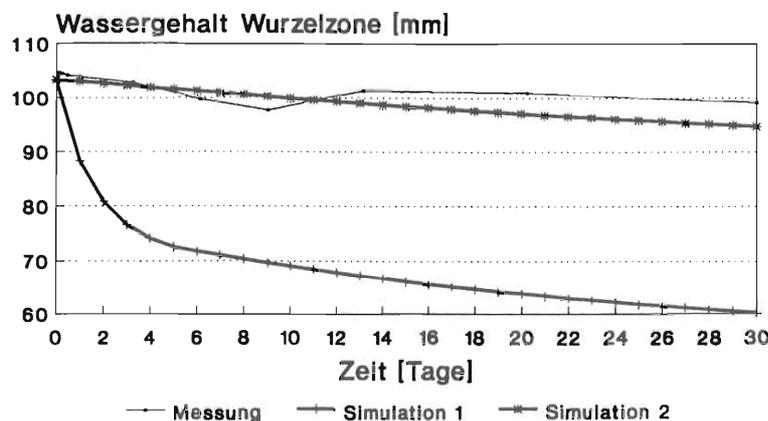


Abb. 3. Vergleich des gemessenen Wassergehaltes während eines Absenkversuches (80–140 cm) im Lysimeter mit den für zwei unterschiedliche Parametrisierungsansätze simulierten. Im einen Fall lagen die Daten eines vergleichbaren Bodenprofils (Lokalform «Winzlerboden») zugrunde (Simulation 1) und im anderen standen Wassergehaltsmessungen zur Verfügung (Simulation 2).

Test 3: Im Lysimeter fallen die Simulationsergebnisse für die beiden gewählten Parameterschätzverfahren sehr unterschiedlich aus (Abb. 3).

Für das Analogieverfahren ergibt die Simulation des Absenkschrittes 80–140 cm eine deutliche Unterschätzung des Wassergehaltes. Die direkte Feldmethode führt zu plausiblen Simulationsergebnissen. Obwohl das Bodenmaterial in den Lysimetern aus der Umgebung der in RICHARD und LÜSCHER (1983) beschriebenen Lokalform «Winzlerboden» stammt, liefert das Analogieverfahren in diesem Fall keine guten Resultate. Offensichtlich konnte die ursprüngliche Dichte und Porengrößenverteilung beim Wiedereinbringen der einzelnen Bodenschichten nicht mehr erreicht werden.

3.2 Schneedecke

Vergleich der Gebietsschneedecke mit der Abflussganglinie

Im Vorwinter, bis zum 10. Dezember 1993, apert das Gebiet nach zweimaligem Einschneien wieder aus. Dann beginnt die Einwinterung, die aber immer wieder von Regenfällen und Schmelzphasen unterbrochen wird (Abb. 4). Im Laufe der Schneedeckenphase steigt die Tagesmittel-Temperatur im Einzugsgebiet des Erlenbaches während etwa 9 mehrtägigen Phasen über die Nullgradgrenze.

Mit wenigen Ausnahmen (z.B. Jahresbeginn 1994), bei denen es sich um kritische Temperaturen um Null Grad herum handelt, reagiert der simulierte Abfluss meist in Übereinstimmung

Abb. 4. Die bei der Klimastation Erlenhöhe (1200 m ü.M.) gemessenen täglichen Niederschläge und Tagesmitteltemperaturen, sowie die simulierte Gebietsschneedecke für das Einzugsgebiet des Erlenbaches im Winter 1993/94.

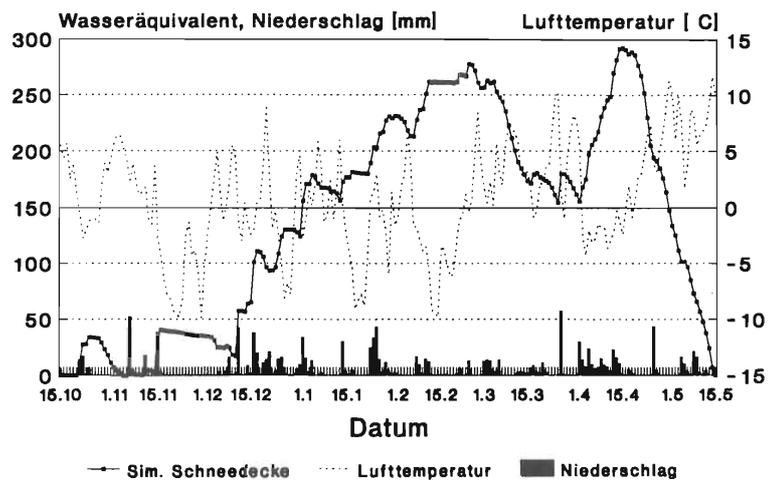
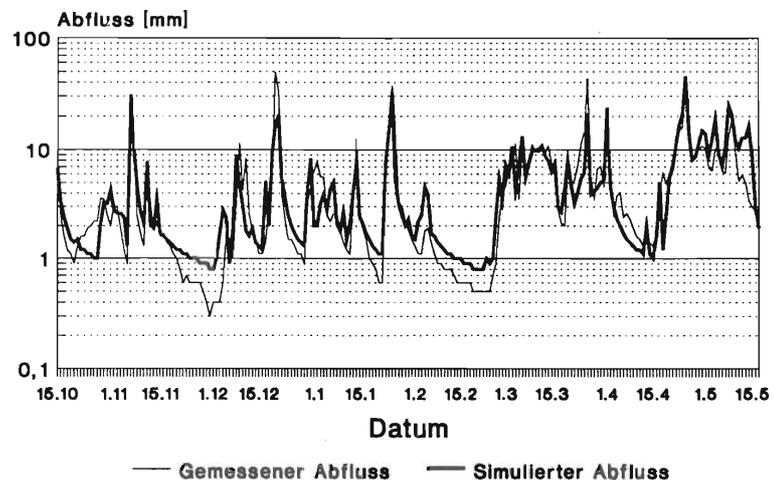


Abb. 5. Gemessener und simulierter Tagesabfluss im Erlenbach während der Schneedeckenperiode 1993/94.



mit dem gemessenen (Abb. 5). Während der ersten Hauptschmelze in der ersten Hälfte des Monats März verlaufen der gemessene und der simulierte Abfluss schön gleichsinnig und manchmal sogar fast deckungsgleich. In der zweiten Hauptschmelze, nach dem 20. April, fällt auf, dass die simulierten Tagesabflüsse konsequent um etwa 30–50% höher sind als die gemessenen. Vom 10. Mai bis zum Schmelzende um den 15. Mai sind die simulierten Tagesabflüsse etwa 3–4 mal grösser als die gemessenen Schmelzabflüsse.

Dies dürfte ein Hinweis darauf sein, dass die simulierte Gebietsschneedecke zu hoch veranschlagt war. Der Zeitpunkt der Ausaperung wurde vom Modell dennoch recht gut bestimmt, denn die gemessene Abflussganglinie (10-Min.-Intervall) weist zwischen dem 15. bis 17. Mai nur noch minimalste nachmittägliche Schmelzabflüsse auf. Nach dem 17. Mai verschwinden sie ganz.

Überprüfung der Schneedeckenmodellierung an 4 Messstandorten

Der Vergleich des simulierten Schneedeckenverlaufes mit den periodischen Messwerten zeigt für die untere Freilandmessstrecke eine erstaunlich gute Übereinstimmung (Abb. 6). Die entsprechende Darstellung für die benachbarte Waldmessstrecke zeigt ein deutlich schlechteres Bild (Abb. 7).

Die täglich simulierten Wasseräquivalente der Schneedecke im Wald ergeben Werte, die 2 bis 4 mal grösser sind als die entsprechenden, gemessenen Werte. Die simulierten Schneedecken im Freiland und im Wald weichen erstaunlicherweise nur geringfügig voneinander ab.

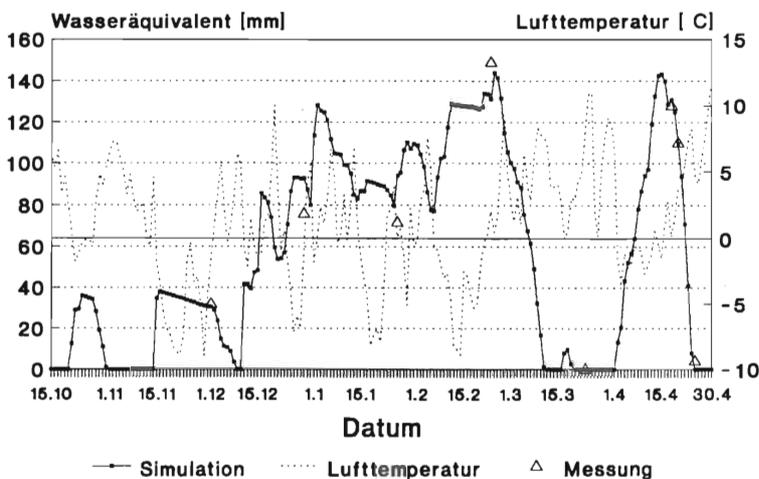


Abb. 6. Vergleich des simulierten und des periodisch gemessenen Schneewasseräquivalentes auf der unteren Freilandmessstrecke bei der Klimastation Erlenhöhe (1200 m ü.M.), wo auch die Tagesmitteltemperaturen gemessen wurden.

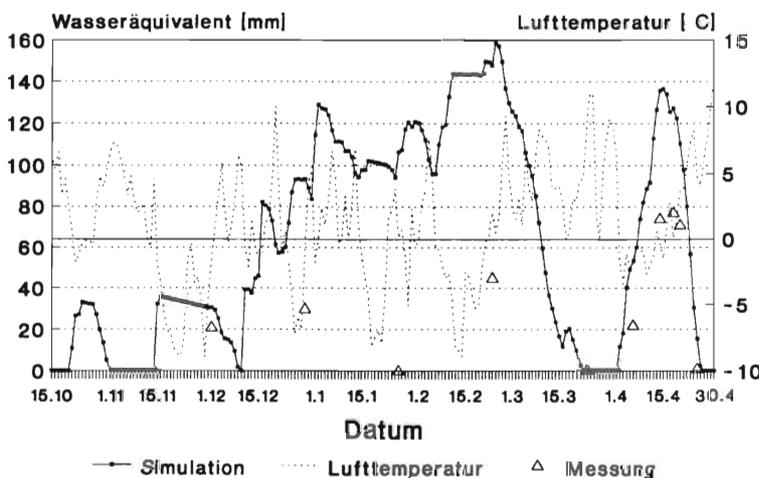


Abb. 7. Vergleich des simulierten und des periodisch gemessenen Schneewasseräquivalentes auf der unteren Waldmessstrecke beim Meteo-Messturm im Erlenbach, wo auch die Tagesmitteltemperaturen gemessen wurden.

Abb. 8. Vergleich des simulierten und des periodisch gemessenen Schneewasseräquivalentes auf der oberen Freilandmessstrecke. Die Tagesmitteltemperaturen wurden mit Hilfe eines mittleren Temperaturgradienten von der Klimastation Erlenhöhe her extrapoliert.

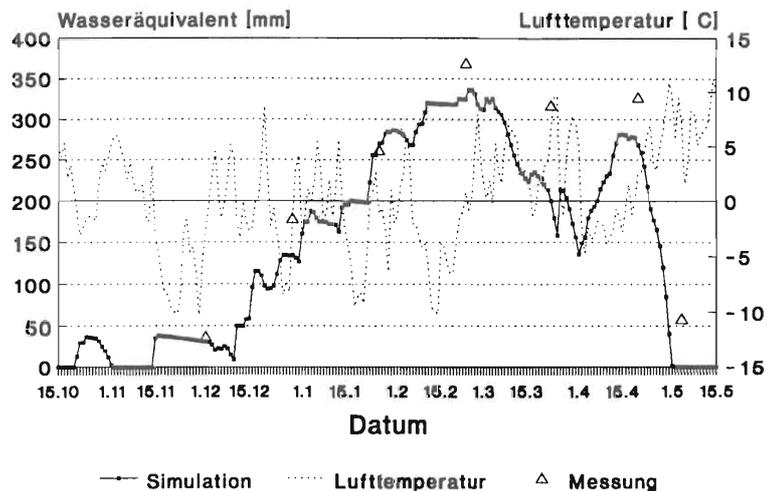
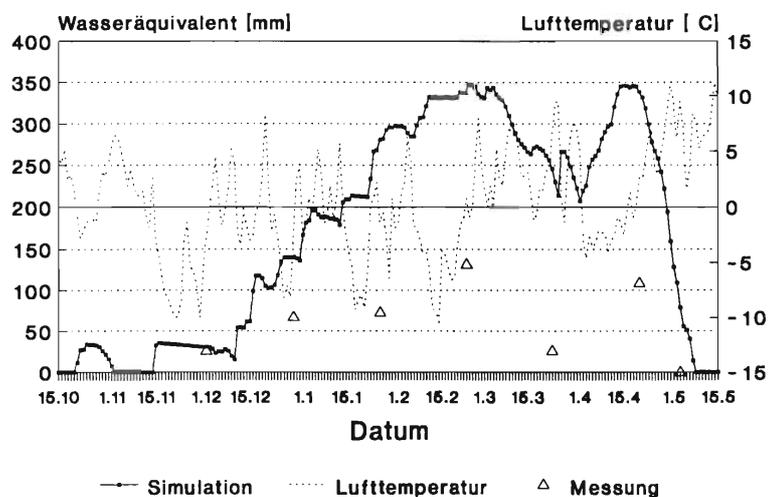


Abb. 9. Vergleich des simulierten und des periodisch gemessenen Schneewasseräquivalentes auf der oberen Waldmessstrecke. Die Tagesmitteltemperaturen wurden mit Hilfe eines mittleren Temperaturgradienten vom Meteo-Messturm her extrapoliert.



Die gegenüber dem Freiland durch die Abschirmwirkung verringerte Abschmelzrate führt unter den herrschenden Witterungsverhältnissen mit häufigen Schmelzperioden sogar dazu, dass das Modell im Wald eher höhere Schneewasserwerte ausweist als im Freiland.

Die Auswertung des erneuten Wintereinbruches nach dem 1. April deutet darauf hin, dass es sich um einen Effekt handeln könnte, der sich im Laufe des Winters durch Kumulation aus den einzelnen Schmelzphasen ergibt. Die Abweichung zwischen der gemessenen und der simulierten Frühlingsschneedecke ist in dieser durch keine Schmelzphase unterbrochenen Periode bedeutend kleiner als im Hochwinter.

Ein sehr ähnliches Bild zeigt der Vergleich der simulierten und der gemessenen Schneedecken im oberen Teil des Einzugsgebietes. Auf der oberen Freilandmessstrecke (Abb. 8) ist die Übereinstimmung zwischen berechneten und gemessenen Schneewasserwerten zwar nicht mehr ganz so gut wie unten; die Simulation unterschätzt die tatsächliche Schneedecke.

Für die obere Waldmessstrecke überschätzt das Modell die gemessenen Schneewasserwerte im gleichen Masse wie auf der unteren Messstrecke (Abb. 9). Hier ergibt sich auch für den erneuten Wintereinbruch nach dem 1. April kein besseres Ergebnis, da auf dieser Höhe vor diesem Datum keine Ausaperung erfolgte.

Auch auf den oberen beiden Vergleichsstandorten sind sich die simulierten Schneewasseräquivalente im Freiland und im Wald sehr ähnlich. Das entsprechende Wasseräquivalent im Wald liegt etwas höher als auf der Wiese. Hier wird der Unterschied im Vergleich zu unten noch durch eine leicht abweichende Exposition der beiden Strecken mitbestimmt (Tab. 1).

Einfluss der Temperatur

Die Temperatur spielt bei der Schneedeckenentwicklung in voralpinen Gebieten eine wichtige Rolle. Insbesondere dann, wenn sich die Temperatur im Laufe der Schneedeckenperiode hin und wieder über die Nullgradgrenze hinaus bewegt.

Interessanterweise verlaufen die Tagesmitteltemperaturen im Freiland und im Wald über das ganze Jahr praktisch deckungsgleich. Die Temperaturverläufe der beiden Standorte zeigen auch über einen einzelnen Schmelztag nur geringe Unterschiede (Abb. 10). An beiden Standorten erfolgte die Messung mit einem ventilierten Thermometer, 2 m über dem Boden.

Ein Testlauf mit einer während der Schneedeckenperiode um 0,5 °C angehobenen Tagesmitteltemperatur ergab eine Reduktion der berechneten Schneewasserwerte von mehr als 25%. Diesen Aspekt gilt es in der untersuchten Höhenlage im Auge zu behalten, insbesondere auch bei der Beurteilung der Modellergebnisse der beiden oberen Messstrecken, wo die Temperatur über einen mittleren Temperaturgradienten von den unteren Messstrecken her extrapoliert wurde.

Einfluss der Topographie

In unmittelbarer Nachbarschaft der unteren Waldmessstrecke wird u.a. der Abfluss in zwei Experimentalflächen (Fläche etwa 1000 m²) gemessen. Die eine Fläche (N1) ist WNW exponiert und die andere (N2) WSW. In Abbildung 10 sind die beiden Abflussganglinien für den 23. April 1994, einen ausgesprochenen Schmelztag, aufgezeichnet.

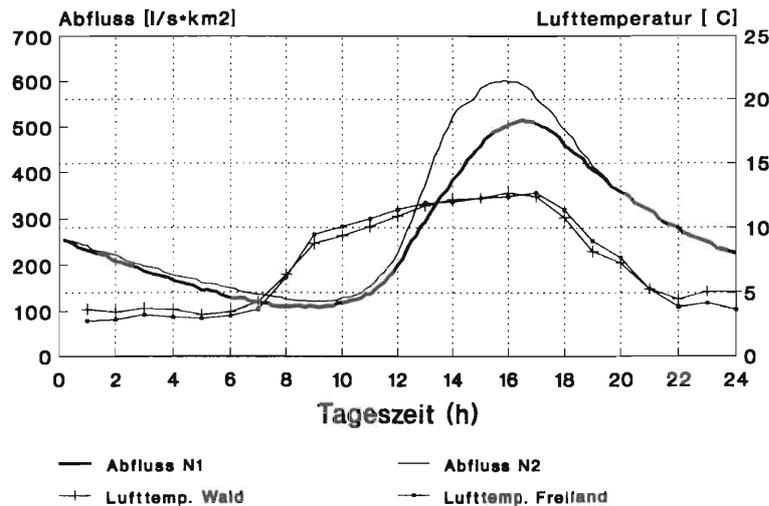


Abb. 10. Abflussganglinien von zwei Experimentalflächen, in unmittelbarer Nachbarschaft der unteren Waldmessstrecke während eines typischen Schmelztages am 23. 4. 1994. Die beiden Flächen unterscheiden sich in ihrer Exposition (WNW: N1, WSW: N2). Die Lufttemperaturen im Freiland bei der Klimastation und im Wald beim Messturm unterscheiden sich weder im Tagesmittel noch im Tagesverlauf.

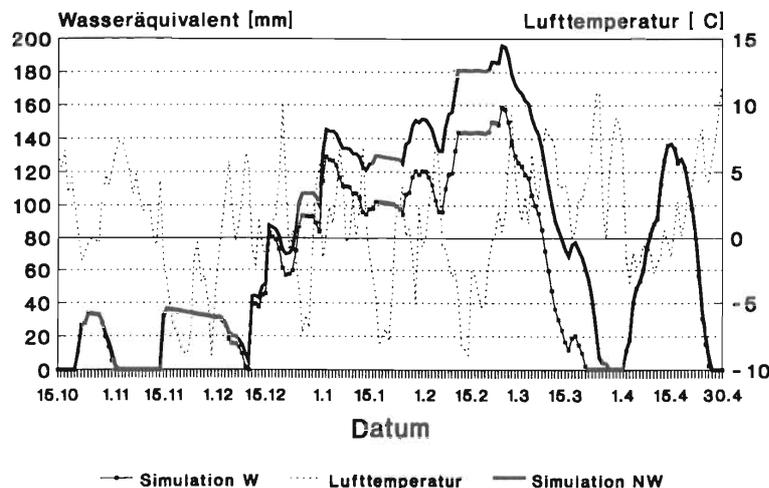


Abb. 11. Vergleich von zwei simulierten Schneedecken auf zwei Standorten, die sich nur in ihrer Exposition unterscheiden (W, NW). Der Temperaturverlauf wurde für beide Simulationen gleich angenommen.

Die WSW exponierte Fläche N2 erreicht ihr Abflussmaximum etwa 1 Stunde früher als die WNW ausgerichtete Fläche. Mit der Interpretation des höheren Abflusses auf der Fläche N2 ist so lange Vorsicht am Platze, bis die beiden Flächen exakt vermessen sind. Wie weit die unterschiedliche Exposition möglicherweise auch die Temperaturverhältnisse der beiden Standorte beeinflusst, kann mit der heutigen Messausstattung nicht beurteilt werden.

Das modellmässige Nachvollziehen dieser Expositionsunterschiede, unter Annahme gleicher Temperaturen, ergab in der immer wieder durch Schmelzphasen unterbrochenen Schneedeckenperiode deutliche Unterschiede, die mit dem Alter der Schneedeckendauer zunahm (Abb. 11). Für drei kurze, einphasige Schneedeckenperioden verliefen die beiden berechneten Schneedeckenverläufe deckungsgleich.

Das Beispiel der beiden Experimentalflächen zeigt auf jeden Fall, dass bereits geringfügige topographische Unterschiede das Schmelzverhalten und damit den Schneedeckenaufbau bzw. -abbau massgeblich beeinflussen können.

Einfluss des Schmelzfaktors

Im ursprünglichen Modellansatz wurde eine lineare Veränderung des Schmelzfaktors über das Jahr angenommen. Die daraus resultierenden hochwinterlichen Abschmelzraten fielen zu gross aus, und die Differenz zwischen der simulierten und der gemessenen Schneedecke vergrösserte sich mit zunehmender Schneedeckendauer. In einem neuen Ansatz wurde die lineare Veränderung durch eine sinusförmige, die dem natürlichen Jahresverlauf besser entspricht, ersetzt. Die spätwinterliche Schneedecke konnte damit bedeutend besser simuliert werden (Abb. 12).

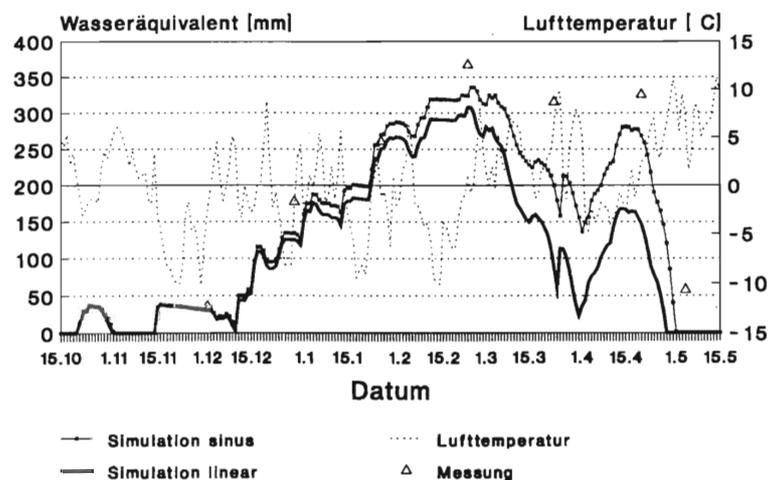


Abb. 12. Zwei, mit unterschiedlichen Schmelzfaktor-Verläufen (linear und sinusförmig) simulierte Schneedecken auf der oberen Freilandmessstrecke im Vergleich mit den periodisch gemessenen Schneewasseräquivalenten. Der Temperaturverlauf wurde für beide Simulationen gleich angenommen.

4 Diskussion und Schlussfolgerungen

4.1 Bodenwasserhaushalt

Der exponentielle Ansatz im Modell BROOK ist dazu geeignet, die Bodenwasserverhältnisse auf einem untersuchten Standort zu simulieren. Für die Nachbildung des Bodenwasserhaushaltes an einem bestimmten Standort ist die Parameterschätzung im Analogieverfahren sehr heikel. Um gute Simulationsergebnisse zu erzielen, kommt man für die Parametrisierung kaum ohne Bodenwassergehaltsmessungen aus. Für eine qualitative Beschreibung des Bodenwasserhaushaltes in einem Einzugsgebiet hingegen, scheint die Parameterschätzung im Analo-

gieverfahren geeignet. Für quantitative Aussagen sind für das Analogieverfahren jedoch gewisse Vorbehalte angebracht. Ganze Einzugsgebiete weisen im Normalfall eine bedeutend grössere Bodenvariabilität auf als ein Lysimeter. Wenn dem Analogieverfahren Bodenprofile zugrundeliegen, die an morphologisch unterschiedlichen und für das Gebiet repräsentativen Standorten gegraben wurden, ist es durchaus möglich, dass das Modell für ein ganzes Einzugsgebiet plausible Simulationsergebnisse liefert.

Der Überprüfung des Bodenwasserhaushaltes kommt im Hinblick auf die Simulation von einzelnen Niederschlagsereignissen erhöhte Bedeutung zu. Der Bodenwasserhaushalt spielt bei der Entstehung von Hochwasserabflüssen eine massgebliche Rolle. Im Modell ist der Bodenwassergehalt sozusagen die Schaltstelle bei der Bildung des für Hochwasserabflüsse massgebenden oberflächennahen Abflusses.

4.2 Schneedecke

Der Vergleich der gemessenen und der berechneten winterlichen Tagesabflussganglinie mit dem Verlauf der Gebietsschneedecke liess bereits eine gewisse Überschätzung der simulierten Schneedecke vermuten. Die Differenzen zwischen berechneten und gemessenen Schneewasserwerten vergrössern sich an den vier Messstandorten mit zunehmender Höhe und fortschreitendem Alter der Schneedecke. Im Freiland wird die Schneedecke vom Modell unterschätzt und im Wald massiv überschätzt und zwar so deutlich, dass einen die geringfügigen Unterschiede zwischen berechneter und gemessener Abflussganglinie während der Schmelzphase in einem zu 40% bewaldeten Einzugsgebiet geradezu erstaunen.

Im Freiland stimmen die berechneten Abschmelzraten mit den gemessenen recht gut überein, im Wald hingegen sind die berechneten Abschmelzraten deutlich zu hoch.

Für die grossen Differenzen zwischen simuliertem und gemessenem Schneewasseräquivalent sehe ich zwei Hauptgründe:

- a) Die Bestimmung des Schneewasseräquivalentes im Wald auf einer einzelnen Strecke zwischen zwei Bäumen ergibt beim angewendeten Verfahren zu kleine Werte (Kap. 2.4). Die Schneedecke im Wald ist nicht so homogen wie im Freiland. Durch den von der Krone abrutschenden Schnee ergibt sich eine veränderte Schneedichte im Traufbereich. Diese natürliche Variabilität kann mit den 5 pro Messstrecke durchgeführten Schneedichtemessungen zu wenig genau erfasst werden. Durch eine flächenhafte Erfassung der Schneedichte oder durch die Verwendung eines Schneekissens dürften bessere Messergebnisse erreicht werden.
- b) Der Interzeptionsansatz im Modell geht von einem maximalen Schneeinterzeptionsspeicher von etwa 4 mm aus. Der gesamte im Interzeptionsspeicher zurückgehaltene Schnee wird verdunstet. Es gelangt also kein interzeptierter Niederschlag mehr auf den Boden. In Wirklichkeit ist aber der Schneeinterzeptionsspeicher in Fichtenwäldern bedeutend grösser. STROBEL (1979) weist je nach Bestand und Niederschlagsereignis Speicherwerte zwischen 20 bis 30 mm aus. Ein Teil dieses interzeptierten Schnees rutscht wieder ab und gelangt so zurück in die Schneedecke. Dank der kleinen Albedo von Nadeloberflächen wird ein Teil der Strahlungsenergie in langwellige Strahlung umgesetzt und zum Schmelzen dieses interzeptierten Schnees verwendet. Dieser abtropfende Schnee kann nur z.T. in der Schneedecke zurückbehalten werden. Bei etwa 4–5% Wassergehalt sickert das Wasser relativ schnell durch die Schneedecke und versickert im Boden. Deshalb ist der vom Modell über den gesamten Winter ausgewiesene Schneeinterzeptionsverlust von 50 bis 60 mm auf der unteren bzw. oberen bewaldeten Messstrecke zu gering ausgefallen.

Mit der Erhöhung des Schneeinterzeptions-Parameters wird das Problem noch nicht gelöst. Das Teilmodell «Schneeinterzeption» muss überarbeitet werden, da ein grosser Teil des abtropfenden Schnees direkt auf die Bodenoberfläche zurückgeleitet werden muss.

5 Zusammenfassung und Ausblick

Im vorliegenden Beitrag ist der für die Abflussbildung massgebende Bodenwasserhaushalt, sowie der Prozess der Schneedeckenmodellierung mit dem Wasserhaushaltsmodell BROOK genauer untersucht worden.

Das Modell BROOK bildet die Bodenwasserverhältnisse plausibel ab, falls die massgebenden Bodenmächtigkeiten und ein, den tatsächlichen Bodenverhältnissen entsprechender Zusammenhang zwischen Wassergehalt und Wasserleitfähigkeit bekannt ist. Zur bodenphysikalischen Parametrisierung von ganzen Einzugsgebieten ist die Aufnahme von repräsentativen Bodenprofilen unerlässlich. Über Analogieschlüsse können dann vergleichbare Lokalformen nach RICHARD *et al.* (1978) und RICHARD und LÜSCHER (1983) bestimmt werden und die entsprechenden bodenphysikalischen Parameter festgelegt werden. Falls Aussagen an einem bestimmten Standort verlangt sind, sind Bodenwassergehaltsmessungen kaum zu umgehen. Die plausible Nachbildung des Bodenwasserhaushaltes ist vor allem dann wichtig, wenn Abflussganglinien von Hochwasserereignissen im Hinblick auf die Abschätzung der Geschiebeführung in Wildbächen modelliert werden sollen (RICKENMANN und DUPASQUIER 1994).

Der Vergleich der simulierten und gemessenen Tagesabflüsse während der Schneedeckenzeit deutet im Verlauf der Hauptschmelzphase im Erlenbach (Alptal, Kt. SZ) einzig darauf hin, dass das Modell die Gebietsschneedecke etwas überschätzt. Der modellierte Ausaperungszeitpunkt stimmt mit dem beobachteten Schmelzende recht gut überein.

Die Modellierung der Schneedecke je auf zwei bewaldeten und unbewaldeten Standorten zeigt ein etwas differenzierteres Bild. Werden die beiden Freiland-Schneedecken mit einem Trend hin zur Unterschätzung noch einigermaßen gut nachgebildet, so überschätzt das Modell die Schneedecke auf den bewaldeten Standorten ganz beträchtlich.

Die simulierte Gebietsschneedecke gibt keinen Hinweis auf derart grosse Abweichungen. Eine genauere Abklärung ergab, dass der Interzeptionsprozess im Wald die tatsächlichen Vorgänge zu stark vereinfacht abbildet und, dass die im Wald erhobenen Messwerte unterschätzt werden.

Auf verschiedene Parameter, wie z.B. die Exposition und in voralpinen Gebieten speziell auch die Temperatur und den Verlauf des Schmelzfaktors in Abhängigkeit der Jahreszeit, reagiert die Schneedeckenentwicklung ganz empfindlich.

Die Anwendung und Weiterentwicklung von hydrologischen Simulationsmodellen waren Hans M. Keller stets ein grosses Anliegen. Den Simulationsmodellen werden wir auch in unseren zukünftigen Arbeitsschwerpunkten einen hohen Stellenwert beimessen.

6 Literaturverzeichnis

- ANDERSON, E.A., 1976: A point energy and mass balance model of snow cover. Washington, National Oceanic Atmospheric Administration, U.S. Department of Commerce. 150 S.
- BURCH, H., 1994: Ein Rückblick auf die hydrologische Forschung der WSL im Alptal. Beitr. Geol. Schweiz: Hydrol. 35: 18–33.
- DEVILLEZ, F.; LAUDELOUT, H., 1986: Application d'un modèle hydrologique a un bassin versant forestière de Wallonie. Ann. sci. for. 43: 475–504.
- FEDERER, C.A.; LASH, D., 1983: BROOK: A Hydrologic Simulation Model for Eastern Forests. Durham, New Hampshire, Water Resource Research Center, University of New Hampshire. 93 S.
- FORSTER, F., 1992: Anwendungen und Erfahrungen mit dem Simulationsmodell BROOK. Interner Hydrologie-Bericht B349.1, Birmensdorf, Eidgenössische Forschungsanstalt für Wald, Schnee und Landschaft. 60 S. (unveröffentlicht)
- KÄPPELI, T.; SCHULIN, R., 1988: Lysimeteruntersuchungen zur Wasserbilanz von Pappel, Weisslerle, Fichte und Gras auf einem sandigen Boden über Schotter. Schweiz. Z. Forstwes. 139, 2: 129–143.

- KENNEL, M., 1985: Validierung, Anpassung und Modifizierung des forsthydrologischen Modelles BROOK zur Simulation des Wasserhaushaltes im Einzugsgebiet «Grosse Ohe». In: Nationalpark Bayrischer Wald, Wasserhaushalt und Stoffbilanzen im naturnahen Einzugsgebiet «Grosse Ohe», Nr. 3, Grafenau (BRD). 177 S.
- MARTINEC, J.; RANGO, A., 1986: Parameter values for snowmelt runoff modelling. J. hydrol. 84: 197–219.
- RICHARD, F.; LÜSCHER P.; STROBEL T., 1978: Physikalische Eigenschaften von Böden der Schweiz. Bd. 1. Birmensdorf, Eidg. Anstalt für das forstliche Versuchswesen.
- RICHARD, F.; LÜSCHER P., 1983: Physikalische Eigenschaften von Böden der Schweiz. Bd. 3. Birmensdorf, Eidg. Anstalt für das forstliche Versuchswesen.
- RICKENMANN, D.; DUPASQUIER, P., 1994: Messung des Feststofftransportes im Erlenbach. Beitr. Geol. Schweiz: Hydrol. 35: 134–144.
- STEIDL, R.; HAAS, P.; KIRNBAUER, R., 1993: Abflussmechanismen: Beobachtung und Modellierung. Bericht der Technische Universität Wien, Inst. für Hydraulik, Gewässerkunde und Wasserwirtschaft. 69 S.
- STROBEL, T., 1979: Schneeeinterzeption in Fichtenbeständen in den Voralpen des Kantons Schwyz. In: Mountain forests and avalanches. Proceedings of the Davos seminar, September 25–28, 1978, Berne, EDMZ. 63–79 S.

Dank

Die Überprüfung des Bodenwasserhaushaltes war nur dank der unkomplizierten Zusammenarbeit mit den Mitarbeitern Thomas Käppeli und Andreas Papritz des Fachbereiches Bodenphysik der ETH Zürich möglich. Ich möchte ihnen an dieser Stelle herzlich danken.

In den Dank eingeschlossen sind auch alle Mitarbeiter der Sektion Forstliche Hydrologie an der WSL, die durch ihren Einsatz die zuverlässigen Messdaten für diesen Modelltest überhaupt erst ermöglicht haben.

Adresse des Autors:

Felix Forster

Eidg. Forschungsanstalt für Wald, Schnee und Landschaft (WSL)

Zürcherstrasse 111

CH-8903 Birmensdorf

Verzeichnis der Publikationen von Hans M. Keller, 1961–1993

- KELLER, H.M., 1961: Vom Rotkern der Buche. Schweiz. Z. Forstwes. 112, 8: 498–502.
- KELLER, H.M., 1961: Versuche zur Bestimmung des permanenten Welkepunktes an Weiss- und Schwarzerle im Vergleich zur Sonnenblume. Schweiz. Z. Forstwes. 112, 9: 575–583.
- KELLER, H.M., 1964: Wald und Wasserwirtschaft. HESPA, Mitt. 14, 3: 1–23.
- KELLER, H.M., 1965: Hydrologische Beobachtungen im Flyschgebiet beim Schwarzsee (Kt. Freiburg). Mitt. Eidgenöss. Forsch.anst. Wald Schnee Landsch. 41, 2: 21–60.
- KELLER, H.M., 1967: Forstliches aus Neuseeland. Schweiz. Z. Forstwes. 118, 7: 471–475.
- KELLER, H.M., 1967: Sources of streamflow in a small high country catchment in Canterbury, New Zealand. J. hydrol., New Zealand 6, 1: 2–19.
- KELLER, H.M., 1967: Water Quality to Characterize Runoff from Small Watersheds. 14. IUFRO-Kongress, München. I: 264–280.
- KELLER, H.M., 1968: Der heutige Stand der Forschung über den Einfluss des Waldes auf den Wasserhaushalt. Schweiz. Z. Forstwes. 119, 4/5: 364–379.
- KELLER, H.M., 1968: Zur Frage des Einflusses von Wald auf das Niederwasser. Schweiz. Z. Forstwes. 119, 10: 750–751.
- KELLER, H.M., 1969: Bericht über die deutsche gewässerkundliche Tagung in Wiesbaden, vom 24. bis 28. Juni 1968. Schweiz. Z. Forstwes. 120, 1: 52–54.
- KELLER, H.M., 1970: Der Chemismus kleiner Bäche in teilweise bewaldeten Einzugsgebieten in der Flyschzone eines Voralpentales. Mitt. Eidgenöss. Forsch.anst. Wald Schnee Landsch. 46, 3: 111–155.
- KELLER, H.M., 1970: Factors Affecting Water Quality of Small Mountain Catchments. J. hydrol., New Zealand. 9, 2: 133–141.
- KELLER, H.M., 1971: Der Einfluss des Waldes auf den Kreislauf des Wassers. Schweiz. Z. Forstwes. 122, 10: 453–466.
- KELLER, H.M., 1971: Messung und Bedeutung der elektrischen Leitfähigkeit kleiner Gebirgsbäche. Besondere Mitteilungen zum Deutschen Gewässerkundlichen Jahrbuch, Nr. 35 (Symposium Hydrometrie Koblenz 1970). S. 415–424.
- KELLER, H.M.; MEIMAN, J.R., 1971: Der Einfluss der Topographie auf die Schneeverteilung in zwei kleinen voralpinen Einzugsgebieten. Annalen der Meteorologie, N.F. 5: 253–257.
- MEIMAN, J.R.; REMMENG, E.; KELLER, H.M., 1971: Snow distribution in relation to solar radiation on two Swiss Prealp Watersheds. Water resour. res. 7, 6: 1636–1640.
- KELLER, H.M., 1972: Torrent control in the Alps. Proceedings of the joint FAO/USSR international symposium on forest influences and watershed management, Moscow, 1970. Rome, FAO. p. 296–308.
- KELLER, H.M., 1972: Abflussregime und Transport gelöster Stoffe in kleinen voralpinen Einzugsgebieten. Verh. Schweiz. nat.forsch. Ges., 152. Jahresversammlung, Luzern. S. 236–242.
- KELLER, H.M., 1972: Factors affecting the estimate of areal average summer and winter precipitation in a small catchment of the Swiss Prealps. Distribution of precipitation in mountainous areas (Geilo Symposium 1972). Geneva, WMO. 326: 484–496.
- KELLER, H.M., 1973: Land use, water quality and streamflow from small catchments in the Prealps of central Switzerland. Réunion OMM/UNESCO sur les problèmes d'hydrologie en Europe, Bern, 22–27 août 1973. Birmensdorf, Institut fédéral de recherches forestières. 15 pp. (Polycopie)
- KELLER, H.M., 1973: Measurement and significance of electrical conductivity in small mountain streams. IAHS Publ. 99, 2: 588–595.
- KELLER, H.M., 1974: Über den Chemismus kleiner Bäche in den Flyschvoralpen der Schweiz. Mitteilungen des Arbeitskreises Wald und Wasser 6: 29–42.
- KELLER, H.M., 1975: Die Qualität des Wassers aus Waldgebieten. Allg. Forst Z. 29, 49: 1074–1076.
- KELLER, H.M., 1975: Ruslovyie potoki v Alpach [Bachbette in den Alpen]. (V): Nauka i celovecestvo [Wissenschaft und Menschheit] 1975: 111–125.
- KELLER, H.M., 1975: Simulationsmodell – ein Werkzeug hydrologischer Forschung. Mitt. Eidgenöss. Forsch.anst. Wald Schnee Landsch. 51, 1: 133–139.
- KELLER, H.M., 1975: Watershed simulation studies of water quality in small streams. Corvallis, Oregon State University, School of forestry. 10 pp.
- PEREIRA, L.A.S.; KELLER, H.M., 1975: Le calcul des débits moyens journaliers dans les bassins expérimentaux de l'Alptal. Birmensdorf, Eidg. Anstalt für das forstliche Versuchswesen. 25 pp.
- KELLER, H.M., 1976: Der Wald im Kreislauf des Wassers. Wald Holz 57, 7/8: 262–264.
- KELLER, H.M.; STROBEL, T., 1977: Predicting snow accumulation under subalpine forest stands. In: Joint scientific meeting on mountain meteorology and biometeorology, AMS, SGBB, SSG, Interlaken, Switzerland, June 10–14, 1976. Proceedings. Genève, Blanc et Wittwer. p. 87–104.

- KELLER, H.M., 1978: Der anorganische Stickstoffgehalt im Niederschlag eines Voralpengebietes. In: 15. Internationale Tagung für alpine Meteorologie, Grindelwald, 19.–23. Sept. 1978. Veröffentlichungen der Schweizerischen meteorologischen Zentralanstalt 40: 276–280.
- KELLER, H.M., 1978: Die Bestimmung der Evapotranspiration von Waldbeständen aus forsthydrologischer Sicht. Beitr. Geol. Schweiz: Hydrol. 25: 49–52.
- KELLER, H.M., 1978: Snow cover in forest stands. In: Mountain forests and avalanches (International seminar); Proceedings of the Davos seminar, September 25–28, 1978. Berne, EDMZ. p. 17–29.
- KELLER, H.M., 1979: Die Berechnung der gelösten Kalzium-Fracht aus einem kleinen Einzugsgebiet. Universität München, Meteorologisches Institut, Wissenschaftliche Mitteilung 35: 105–109.
- KELLER, H.M., 1979: Model comparison to estimate consumptive use. In: HALLDIN, S. (ed) Comparison of forest water and energy exchange models. Vaerløse, International Society of ecological modelling. p. 225–235.
- KELLER, H.M., 1979: The Estimate of ionic discharge during high flows in small torrent catchments. In: Surface and subsurface hydrology. Proceedings of the (3rd) Fort Collins International hydrology symposium, 1977, Littleton – Colo. Water res. publ. p. 703–710.
- KELLER, H.M., 1979: Über den Wert hydrologischer Beobachtungen in Einzugsgebieten. Mitt. Vers.anst. Wasserbau Hydrol. Glaziol. Eidgenöss. Tech. Hochsch. Zür. 41: 145–154.
- KELLER, H.M., 1979: Über die Ermittlung gebietsspezifischer Grössen des Wasser- und Stoffhaushaltes kleiner voralpiner Einzugsgebiete. Schr.reihe Bayer. Staatsminist. Ernähr. Landwirtsch. Forsten 1: 84–92.
- KELLER, H.M.; STORRER, A., 1979: Automatische Wasserprobe. Entnahme für die Bestimmung von Hochwasserspitzen nach dem Verdünnungsverfahren. Wasser energ. luft 71, 10: 217–220.
- PIERCE, R.S.; KELLER, H.M., 1980: Forest land use impacts on upstream water sources. In: DUNCAN, N.; RZOSKA, J. (eds) Land use impacts on lake and reservoir ecosystems, May 26 – June 2, 1978, Warsaw, Poland. Proceedings MAB Project 5 Workshop. Wien, Facultas. p. 112–128.
- KELLER, H.M., 1982: Forschungsergebnisse und die Lösung forsthydrologischer Fragen. Beitr. Hydrol., Sonderheft 4: 319–329.
- KELLER, H.M., 1982: Nutrient and sediment budget, meltwater, runoff. In: Hydrological research basins and their use in water resources planning. Proceedings of the International symposium held in Berne, Switzerland, September 21–23, 1982. Bern, Bundesamt für Umweltschutz, Landeshydrologie. 3: 821–830.
- KELLER, H.M.; STROBEL, T., 1982: Water and nutrient discharge during snowmelt in subalpine areas. IAHS Publ. 138: 331–341.
- KELLER, H.M.; STROBEL, T., 1982: Water balance and nutrient budgets in subalpine basins of different forest cover. In: Hydrological research basins and their use in water resources planning. Proceedings of the International symposium held in Berne, Switzerland, September 21–23, 1982. Bern, Bundesamt für Umweltschutz, Landeshydrologie. 3: 683–694.
- PEREIRA, L.A.S.; KELLER, H.M., 1982: Factors affecting recession parameters and flow components in eleven small Pre-Alp basins. IAHS Publ. 138: 233–242.
- PEREIRA, L.A.S.; KELLER, H.M., 1982: Recession characterization of small mountain basins, derivation of master recession curves and optimization of recession parameters. IAHS Publ. 138: 243–255.
- KELLER, H.M., 1983: La qualità delle acque nei bacini forestali. Linea ecol.: Econ. mont. 15, 5: 3–7.
- KELLER, H.M., 1983: The Export of Nutrients from Forested Lands, a Literature Review. In: JOLANKAI, G.; ROBERTS, G. (eds) Land use impacts on aquatic systems, October 10–14, 1983, Budapest, Hungary. Proceedings MAB, Project 5 Workshop. p. 35–50.
- DAVIS, Joan S.; KELLER, H.M., 1983: Dissolved loads in streams and rivers – discharge and seasonally related variations. IAHS Publ. 141: 79–89.
- KELLER, H.M., 1984: The Effect of Flow Rate on the Export Rate of Nutrients from small Subalpine Basins. In: JOLANKAI, G.; ROBERTS, G. (eds) Land use impacts on aquatic systems, October 10–14, 1983; Budapest, Hungary. Proceedings MAB, Project 5 Workshop. p. 148–160.
- DAVIS, Joan S.; KELLER, H.M., 1984: Biogeochemical Parameters of Streams and Rivers Discharge and Seasonal Related Fluctuations. Physio-Géo. 9: 75–84.
- KELLER, H.M.; STROBEL, T.; FORSTER, F., 1984: Der Gehalt gelöster Stoffe in der Schneedecke eines schweizerischen Voralpental. In: Schneehydrologische Forschung in Mitteleuropa. Workshop 12.–15. März 1984, Hann. Münden (BRD). DVWK-Mitteilungen Nr. 7.
- KELLER, H.M.; STROBEL, T.; FORSTER, F., 1984: Die räumliche und zeitliche Variabilität der Schneedecke in einem schweizerischen Voralpental. In: Schneehydrologische Forschung in Mitteleuropa. Workshop 12.–15. März 1984, Hann. Münden (BRD). DVWK-Mitteilungen Nr. 7.
- KELLER, H.M.; WEIBEL, P., 1984: Die Veränderlichkeit des Stoffaustrages eines Wildbachgebietes. In: Wald und Wasser. Symposium 2.–5. September 1984, Grafenau, Bayr. Wald (BRD). Tagungsberichte, Nationalpark Bayerischer Wald, Nr. 5.
- KELLER, H.M., 1985: Die hydrologische Forschung an der EAFV seit 1889. Mitt. Eidgenöss. Forsch.anst. Wald Schnee Landsch. 61, 2: 886–904.

- ZELLER, J.; GEIGER H.; KELLER H.M., 1985: Die Abteilung 9: Verbauwesen und Hydrologie. Mitt. Eidgenöss. Forsch.anst. Wald Schnee Landsch. 61, 2: 746–756.
- KELLER, H.M., 1986: Results of research and its use by the decision maker: The issue of water quality from forest lands. In: LAUGA, J.; DECAMPS, H.; HOLLAND, M.M. (eds) Land use impacts on aquatic ecosystems. The use of scientific information. Proceedings of the workshop (Toulouse 1986 04). Toulouse, Académie de Toulouse. p. 9–20.
- KELLER, H.M.; FORSTER, F.; WEIBEL, P., 1986: Factors affecting stream water quality: results of a 15-year monitoring study in the Swiss prealps. IAHS Publ. 157: 215–225.
- KELLER, H.M., 1987: Ricerche sulle deposizioni acide con particolare riferimento ai boschi in Svizzera. In: MOSELLO; DE MARGARITIS (eds) Atti del Simposio «Deposizioni acide: un Problema per Acque e Foreste». Documenta Ist. Ital. Idrobiol. 14: 215–227.
- KELLER, H.M.; KLÖTI, P.; FORSTER, F., 1987: Event studies and the interpretation of water quality in forested basins. Proceedings International Symposium on acidification and water pathways, Bolkesjo, Norway, May 1987. p. 237–248.
- WEBB, B.W.; DAVIS, Joan S.; KELLER, H.M., 1987: Hysteresis in stream solute behaviour. In: GARDINER, V. (ed) International Geomorphology 1986 Part I. p. 767–782.
- KELLER, H.M., 1988: European experiences in long-term forest hydrology research. In: SWANK, W.T.; CROSSLEY, D.A. (eds) Forest hydrology and ecology at Coweeta. Ecol. stud. 66: 407–414.
- KELLER, H.M.; HÄSLER, R.; KLÖTI, P., 1988: Waldforschung am Lägern Südhang. Badener Neujahrsblätter 1988: 37–48.
- KELLER, H.M., 1989: Seasonal characteristics of flow regime and water quality in small mountainous basins. Conference on Headwater Control. Proceedings IUFRO and World Association of Soil and Water Conservation, Prag, Nov. 1989. 1: 122–129.
- KELLER, H.M., 1989: Über die hydrologischen Auswirkungen von Waldschäden. Was kann die Forschung dazu beitragen? In: Schutz vor Wildbächen und Lawinen – Auswirkungen von Waldschäden. Tagungsbericht. München, Bayrisches Landesamt für Wasserwirtschaft. Informationsbericht 4/89: 65–79.
- KELLER, H.M.; BURCH, H.; GUECHEVA, M., 1989: The variability of water quality in a small mountainous region. IAHS Publ. 182: 305–312.
- KLÖTI, P.; KELLER, H.M.; GUECHEVA, M., 1989: Deposition of atmospheric constituents at the Alpine region of Davos; two different approaches. In: JOHANNESSEN, M.; MOSELLO, R.; BARTH, H. (eds) Air Pollution Report 20: Acidification processes in remote mountain lakes. Proceedings of a workshop organised by the Commission of the European' Environment R & D Programme, Brussels, at Pallanza, Italy, 20–22 June 1989. p. 173–178.
- KLÖTI, P.; KELLER, H.M.; GUECHEVA, M., 1989: Effects of Forest Canopy on Throughfall Precipitation Chemistry. IAHS Publ. 179: 203–209.
- KELLER, H.M., 1990: Der Wald als Wasserspeicher. Schweizer Hotel Journal Winter 1990: 36–38.
- KELLER, H.M., 1990: Extrem conditions of streamwater chemistry in a partly forested mountainous region. In: Hydrology in Mountainous Regions I – Hydrological Measurements, the Water Cycle. Proceedings of the two Lausanne Symposia, August 1990. IAHS Publ. 193: 477–485.
- KELLER, H.M., 1990: Monitoring Water and Nutrient Budgets in small Mountain Basins: Collecting Data and/or Understanding Processes? TNO Committee on Hydrological Research Information No. 44, The Hague 1990 (Proceedings of the International Conference on Hydrological Research Basins and the Environment, 24.–28.9.90 at Wageningen). p. 225–233.
- KELLER, H.M., 1991: Hydrologie und Waldwirkungen. In: Umweltschutz in der Schweiz, Bulletin des BUWAL 4/ 91: 46–49.
- KELLER, H.M.; FORSTER, F., 1991: Simulating soil moisture and runoff components to estimate variability of streamflow chemistry. IAHS Publ. 202: 143–151.
- KELLER, H.M.; WEIBEL, P., 1991: Suspended Sediments in streamwater – indicators of erosion and bed load transport in mountainous basins. IAHS Publ. 203: 53–61.
- KELLER, H.M., 1992: Hydrologie und Waldwirkungen. Dtsch. gewässerkdl. Mitt. 36, 56: 169–170.
- RÖTHLISBERGER, G.; KELLER, H.M., 1992: Historische Hochwasser in der Schweiz – Ursachen und jahreszeitliche Verteilung. Historic floods in Switzerland – Causes and seasonal distribution. In: Internationales Symposium Interpraevent 1992, Bern. Schutz des Lebensraumes vor Hochwasser, Muren und Lawinen. Tagungspublikation, Band 1. Klagenfurt, Forschungsgesellschaft für vorbeugende Hochwasserbekämpfung. S. 105–116.
- FORSTER, F.; KELLER, H.M.; RICKENMANN, D.; RÖTHLISBERGER, G., 1993: Hochwasser. Forum für Wissen 1993: Naturgefahren. 23–32.

Beiträge zur Hydrologie der Schweiz

(bis Nummer 34: Beiträge zur Geologie der Schweiz – Hydrologie)

Zu beziehen bei: Geographisches Institut ETH, Bibliothek, Winterthurerstrasse 190, CH-8057 Zürich

- Nr. 1 HUG, J.; BEILICK, A., 1934: Die Grundwasserverhältnisse des Kantons Zürich, mit Karte der Grundwasserströme des Kantons Zürich. Herausgegeben gemeinsam mit der Baudirektion des Kantons Zürich. XX + 328 Seiten, 146 Figuren und Karte 1:100 000. 5.–
- Nr. 2 EUGSTER, E., 1938: Schneestudien im Oberwallis und ihre Anwendung auf den Lawinenverbau. VIII + 84 Seiten, 42 Textfiguren und 7 Tafeln. 6.–
- Nr. 3 BADER, H.; HAEFELI, R.; BUCHER, E.; NEHER, J.; ECKEL, O.; THAMS, Ch. (Einführung von P. NIGGLI) 1939: Der Schnee und seine Metamorphose. Erste Ergebnisse und Anwendungen einer systematischen Untersuchung der alpinen Winterschneedecke, durchgeführt von der Station Weissfluhjoch-Davos der Schweiz. Lawinenforschungskommission. 1934–1938. XXIII + 340 Seiten, 18 Tafeln, 154 Figuren, 18 Tabellen. vergriffen
- Nr. 4 LÜTSCHG-LOETSCHER, O.: Zum Wasserhaushalt des Schweizer Hochgebirges.
1945: I. Band, 1. Teil, Erste Abteilung, Kapitel 1–3 (Mitarbeiter *Rudolf Böhner*): Heutiger Stand der Niederschlagsforschung. Heutiger Stand der Abflussforschung. Zusammenhänge zwischen Niederschlag und Abfluss. Mit Tabellenwerk: Ergebnisse der Niederschlagsforschungen. VI + 60 Seiten, 9 Karten, 10 Textfiguren, 17 Tabellen. 12.–
1944: I. Band, 1. Teil, Zweite Abteilung, Kapitel 4, 5: Vorratsänderungen im Wasserhaushalt der Gletscher. Verhalten des vorstossenden Obern Grindelwaldgletschers. VII + 34 Seiten, 10 Tafeln, 21 Figuren und 6 Tabellen. 8.–
1949: I. Band, 1. Teil, Dritte Abteilung, Kapitel 6–8 (Mitarbeiter *Rudolf Böhner*), mit einem Beitrag von *Hans Burger*. Boden und Vegetation im Wasserhaushalt des Hochgebirges. Die Bedeutung des Schneetransportes durch den Wind. Die Bedeutung der Nebel-, Tau- und Reifbildungen. VIII + 68 Seiten, 4 Textfiguren, 4 Fototafeln. 10.–
1950: I. Band, 2. Teil, Kapitel 9 (Mitarbeiter *Rudolf Böhner*), mit Beiträgen von *H. Huber*, *P. Huber*, *F. de Quervain*. Zur Hydrologie, Chemie und Geologie der winterlichen Gletscherabflüsse der Schweizer Alpen. VI + 121 Seiten, 26 Textfiguren, 6 Falztafeln. 14.–
1954: I. Band, 3. Teil, Kapitel 10 (Mitarbeiter: *Theophil Hauck*, *Rudolf Böhner*). Die Eis- und Schnee-verhältnisse der Oberengadiner Seen, insbesondere des St. Moritzer Sees. Beitrag zur Gewässer- und Klimakunde des Oberengadins. VI + 173 Seiten, 54 Textfiguren, 8 Tafeln, 48 Tabellen. 20.–
1944: II. Band, 3. Teil (mit Beiträgen von *Rudolf Böhner* und *Walter Dietz*). Zur Hydrologie der Landschaft Davos. XLIV + 490 Seiten, 2 Karten, 9 Tafeln, 146 Textfiguren, 173 Tabellen. 60.–
1948: III. Band, Forschungsgebiet Nr. 16, F. GYGAX. Niederschlag und Abfluss im Einzugsgebiet der Magliasina. 100 Seiten, zahlreiche Textfiguren und Tafeln. 14.–
- Nr. 5 EUGSTER, H.P., 1952: Beitrag zu einer Gefügeanalyse des Schnees. 64 Seiten, 42 Textfiguren, 1 Falztafel, 1 Fototafel. 12.–
- Nr. 6 BUCHER, E., 1948: Beitrag zu den theoretischen Grundlagen des Lawinenverbau. Herausgegeben gemeinsam mit der Schweizerischen Schnee- und Lawinenforschungskommission. 113 Seiten, 67 Textfiguren. 20.–
- Nr. 7 HOFER, F., 1952: Über die Energieverhältnisse des Brienzersees. 95 Seiten, 4 Textfiguren, 8 Tafeln, 3 Kunstdrucktafeln. 14.–
- Nr. 8 HOECK, E., 1952: Der Einfluss der Strahlung und der Temperatur auf den Schmelzprozess der Schneedecke. 36 Seiten, 22 Tafeln, 22 Tabellen. 14.–
- Nr. 9 NYDEGGER, P., 1957: Vergleichende limnologische Untersuchungen an sieben Schweizerseen. 80 Seiten, 57 Figuren, 24 Tabellen. 20.–
- Nr. 10 STEINEMANN, S., 1958: Experimentelle Untersuchungen zur Plastizität von Eis. 72 Seiten, 91 Textfiguren. 20.–
- Nr. 11 REIST, M., 1960: Beiträge zur Morphologie und Hydrologie des Bavonatales. 65 Seiten, 44 Figuren. HIRSBRUNNER, G. Beiträge zur Morphologie und Hydrologie der Rovonataler. 79 Seiten, 18 Figuren, 26 Fotografien. 20.–
- Nr. 12 BINGGELI, V., 1961: Zur Morphologie und Hydrologie der Valle del Lucomagno. 124 Seiten, 30 Tabellen, 64 Figuren, 9 Fototafeln. 20.–

Nr. 13	ZELLER, G., 1964: Morphologische Untersuchungen in den östlichen Seitentälern des Val Blenio. 111 Seiten, 64 Textfiguren, 2 Tafeln.	20.–
Nr. 14	NIKLAUS, M., 1967: Geomorphologische und limnologische Untersuchungen am Öschinensee. 116 Seiten, 26 Textfiguren, 1 Tafel.	28.–
Nr. 15	GRÜTTER, E., 1967: Beiträge zur Morphologie und Hydrologie des Val Verzasca. 92 Seiten, 9 Karten, 36 Figuren, 27 Abbildungen, 33 Tabellen.	28.–
Nr. 16	NYDEGGER, P., 1967: Untersuchungen über Feinststofftransport in Flüssen und Seen, über Entstehung von Trübungshorizonten und zuflussbedingten Strömungen im Brienersee und einigen Vergleichsseen. 92 Seiten, 58 Abbildungen, 6 Tafeln, 29 Tabellen.	28.–
Nr. 17	SCHWEIZER, H.U., 1970: Beiträge zur Hydrologie der Ajoie (Berner Jura). 221 Seiten.	28.–
Nr. 18	JAGGI, Ch., 1970: Hydrologische Untersuchungen in verschiedenen Tessinertälern. 167 Seiten.	28.–
Nr. 19	KASSER, P.; SCHRAM, Karin; THAMS, J.C., 1970: Die Strahlungsverhältnisse im Gebiet der Baye de Montreux. 46 Seiten.	10.–
Nr. 20	FÖHN, P., 1971: Methoden der Massenbilanzmessung bei grossen Schneehöhen, untersucht im Firnggebiet des Grossen Aletschgletschers. 111 Seiten.	28.–
Nr. 21	TRIPET, J.P., 1973: Etude hydrogéologique du bassin de la source de l'Areuse (Jura neuchâtelois). 183 pages.	28.–
Nr. 22	BINGGELI, V., 1974: Hydrologische Studien im zentralen schweizerischen Alpenvorland, insbesondere im Gebiet der Langete. 163 Seiten.	30.–
Nr. 23	LEIBUNDGUT, Ch., 1976: Zum Wasserhaushalt des Oberaargaus und zur hydrologischen Bedeutung des landwirtschaftlichen Wiesenbewässerungssystems im Langetental. 107 Seiten.	30.–
Nr. 24	1978: Die Rheinwasserstrasse. – Technische und wirtschaftliche Aspekte, hydrologische Aspekte, Abflussprognosen. 48 Seiten.	10.–
Nr. 25	1978: Die Verdunstung in der Schweiz. – Stand der Kenntnisse, Methoden, Anregungen zur weiteren Erforschung. 95 Seiten.	24.–
Nr. 26	HOEHN, E., 1979: Hydrogeologische Untersuchungen im Gebiet westlich von Frick (Aargauer Tafeljura). 67 Seiten.	30.–
Nr. 27	WILDBERGER, A., 1981: Zur Hydrogeologie des Karstes im Rawil-Gebiet. 175 Seiten.	30.–
Nr. 28	1982: Tracermethoden in der Hydrologie. – Tagungsbericht des 4. SUWT – Internationale Fachtagung über die Anwendung von Tracermethoden in der Hydrologie, Bern, 1981. Teile I und II. 552 Seiten.	65.–
Nr. 29	VUATAZ, F.D., 1982: Hydrogéologie, géochimie et géothermie des eaux thermales de Suisse et des régions alpines limitrophes. XIV + 174 pages.	38.–
Nr. 30	JAQUET, J.-M.; RAPIN, F.; DAVAUD, E.; VERNET, J.-P., 1983: Géochimie des sédiments du Léman. 70 pages.	20.–
Nr. 31	1985: Der Niederschlag in der Schweiz. Bericht der Arbeitsgruppe «Niederschlag» der Hydrologischen Kommission der SNG. 278 Seiten.	40.–
Nr. 32	BOSSHART, U., 1985: Einfluss der Stickstoffdüngung und der landwirtschaftlichen Bewirtschaftungsweise auf die Nitratauswaschung ins Grundwasser (am Beispiel Naturlabor Buechberg SH). 107 Seiten.	25.–
Nr. 33	1986: Abschätzung der Abflüsse in Fliessgewässern an Stellen ohne Direktmessung. – Bericht zum Teilprojekt C des Nationalen Forschungsprogrammes Nr. 2 «Grundlegende Probleme des schweizerischen Wasserhaushaltes». 233 Seiten.	55.–
Nr. 34	1989: Niederwasser: Bestimmung, Nutzung und Erhaltung. Hydrologietagung, ETH Zürich, 13. April 1989. 132 Seiten.	30.–