

ABFLUSSBILDUNG WÄHREND SOMMERLICHER NIEDERSCHLÄGE IN EINEM KLEINEN EINZUGSGEBIET¹⁾ DER NÖRDLICHEN KALKALPEN

Mit 9 Abbildungen und 4 Tabellen

KARL-FRIEDRICH WETZEL

Summary: Run-off production during summer rainfall in a small catchment basin of the Northern Limestone Alps

During summer 1992 hydrological measurements were carried out in a small headwater catchment basin (1,540 m², local relief 59.3 m) near Benediktbeuern (Upper Bavaria) to get evidence about run-off production processes. The hydrological response of the research basin is closely related to precipitation. An average amount of rainfall of about 3.5 mm \pm 1.75 is the prerequisite for run-off. The time lag between the start of the precipitation event and rising run-off varies from 3 to 54 minutes and is a function of antecedent soil moisture conditions. If the soil moisture and the precipitation intensity is high, the rising branch of the hydrograph is steep and commences quickly. With increasing duration of the event, run-off coefficients for different segments of the hydrograph increase as well. A hydrograph separation into the surface and subsurface components was carried out on the basis of electric conductivity (EL) as an indicator of the geochemical tracers Ca⁺⁺ and Mg⁺⁺. The hydrograph separation shows that saturation excess overland flow dominates the rising limb. But if the absolute amount of precipitation is low, soil water with a high EL, which is generated quickly by displacement processes, reaches an increasing portion of total run-off. In these cases, plots of Q versus EL show an anticlockwise hysteresis. During a longterm precipitation event the portion of the subsurface flow component rises permanently. This is the result of a greater hydraulic conductivity of the soil matrix with increasing soil moisture conditions. Only if rainfall intensities are in excess of the hydraulic conductivity of the soil matrix, can a rising portion of overland flow be observed. The reason for the spontaneous hydrologic response of the catchment basin has to be seen in the different hydraulic conductivities of the soil strata series. A highly permeable calcaric regosol, with a thickness of about 40 cm, overlies an ice-compacted moraine sediment with a Kf of $<10^{-7}$ cm/s which inhibits deep seepage.

1 Einleitung

Ein Schwerpunkt hydrologischer Forschung beschäftigt sich mit der Vorhersage von Abflüssen aus Gebieten, die nicht mit Pegelstationen versehen sind. Seit Jahrzehnten werden Forschungen zu Abflußbildungsprozessen durchgeführt, dennoch ist das Pro-

blem vor allem für gebirgige Einzugsgebiete nicht befriedigend gelöst (HERRMANN 1992). Noch heute bilden Ansätze aus den 30er und 40er Jahren unseres Jahrhunderts die Grundlage vielfach verwendeter Vorhersagemodelle, so z. B. das Einheitsganglinienverfahren (Unit Hydrograph) von SHERMAN (1932). Bei diesem Modell ist Oberflächenabfluß als Folge mangelnder Infiltrationskapazität die dominierende Abflußkomponente. Die Grundlagen dieser Theorie der Abflußbildung wurden 1933 von HORTON publiziert. Neuere Forschungen, zusammengestellt von KIRKBY (1978) oder ANDERSON u. BURT (1990), belegen hingegen eine hohe zeitliche und räumliche Variabilität der Abflußbildung und der am Abfluß beteiligten Komponenten (Oberflächenabfluß, Zwischenabfluß und Basisabfluß). Der Abfluß in der Bodenmatrix (Zwischenabfluß) und der Beitrag des Grundwassers (Basisabfluß) zur Erzeugung einer Hochwasserwelle ist danach erheblich größer als von HORTON (1933) angenommen. Oberflächenabfluß als Infiltrationsüberschuß spielt bei der Abflußbildung nur auf schlecht wasserwegigen Substraten eine größere Rolle. Neu in diesen, als „Konzept der variablen Liefergebiete“ (*variable source area* bzw. *partial area concept*) bezeichneten Vorstellungen, ist auch der Oberflächenabfluß, der auf nassen Standorten als Sättigungsüberschuß auftritt und je nach Gebiet und Vorbedingungen (trocken/naß) einen wechselnden Beitrag zur Hochwasserwelle liefert (DYCK 1978).

Im Lainbachgebiet (Benediktbeuern/Obb.) wurden von 1988 bis 1990 Messungen zur Bodenerosion an natürlichen kleinen Einzugsgebieten vorgenommen (WETZEL 1992). Dabei wurden neben Feststofffrachten Niederschläge und Abflüsse der Einzugsgebiete in hoher zeitlicher Auflösung registriert. Es zeigte sich, daß unbewachsene und dicht bewachsene Gebiete ähnliche hydrologische Reaktionen bei Niederschlägen aufweisen. Obwohl auf den bewachsenen Flächen kein Oberflächenabfluß im Sinne einer flächenhaft abfließenden Wassermasse beobachtet werden konnte, weisen diese Flächen ebenso kurze Konzentrationszeiten und ähnliche Abflußbeiwerte auf wie unbewachsene Flächen (WETZEL 1992). Im Sommer 1992 wurden daher an einem bewachsenen kleinen Einzugsgebiet (1540 m²) hydrologische Messungen zu folgenden Fragestellungen vorgenommen:

¹⁾ Unter kleinen Einzugsgebieten werden hier Flächen der Dimension 10² bis 10³ m² verstanden.

getiefte Rinne entwässert. Die morphometrischen Kenndaten der Fläche sind in Tab. 1 aufgeführt. Der Untergrund der Versuchsfläche wird von den durch Eisdruck verdichteten pleistozänen Moränensedimenten gebildet. Mit Durchlässigkeitsbeiwerten von weniger als 10^{-7} cm/s wirken die unverwitterten Sedimente wasserstauend (GROTTENTHALER u. LAATSCH 1973).

Die Prozesse der Abflußbildung vollziehen sich in der ca. 40 cm mächtigen lockeren Verwitterungsdecke, die sich auf den anstehenden Moränensedimenten gebildet hat. Die Böden gehören der Entwicklungsreihe Lockersyrosem – Pararendzina – Parabraunerde auf kalkreichen Lockergesteinen an. Aufgrund des hohen Skelettanteils der Böden ließen sich bodenphysikalische Untersuchungen im Laboratorium nicht durchführen. Mit Doppelringinfiltrometern wurden jedoch Infiltrationsraten von über 200 mm/h erzielt (WACKER 1993). Diese Methode liefert zwar das zwei- bis zehnfache realer Infiltrationsraten (DUNNE u. LEOPOLD 1978), zeigt aber die gute Wasserwegigkeit des Substrates an. Damit ergibt sich ein zweischichtiger Profilaufbau mit lockeren, stabil aggregierten und gut dränenden Böden über einem extremen Wasserstauer. Dieser Profilaufbau ist auf der ganzen Versuchsfläche durchgehend anzutreffen.

3 Untersuchungsmethoden

Die Abflüsse von der Versuchsfläche wurden mit einem fest installierten 90° Thompson-Gerinne gemessen. Thompson-Wehre eignen sich nach DRACOS (1980) auch bei geringen Abflüssen sowie eventuell auftretender Feststoffführung und erreichen ein Höchstmaß an Meßgenauigkeit. Die Wasserstände im Gerinne wurden mittels einer elektronischen Drucksonde und einem Datenlogger (EcoTech) in 3-minütigen Intervallen registriert.

Mit demselben Datenlogger erfolgte in gleicher zeitlicher Auflösung die Aufzeichnung der elektrischen Leitfähigkeit des abfließenden Wassers. Die elektrische Leitfähigkeit diente als Indikator für geochemische Tracer bei der Separation von Abflußkomponenten. Im Bereich der pleistozänen Lockergesteine des Lainbachgebietes besteht eine hochsignifikante Korrelation von elektrischer Leitfähigkeit (EL) und Gesamthärte des Wassers. Dabei bestimmen Ca^{++} und Mg^{++} mit über 95% der Kationen die geochemische Signatur des Boden- und Grundwassers (BECHT et al. 1989), so daß hier die EL wie ein Tracer benutzt werden kann (WETZEL 1994). Kom-

Tabelle 1: Morphometrische Kennwerte und Vegetationsbedeckung der Versuchsfläche

Geomorphological data and vegetation cover of the research catchment basin

Größe	1540 m ²
rel. Relief	59,3 (900–960 m ü. NN)
mittl. Neigung	32,4 Grad
Exposition ges.	40 Grad
Bewuchs	moosreicher Buntreigrasrasen, einzelne Fichten und Grauerlen, Deckung > 90%

ponentenseparationen auf Basis der EL wurden bereits in anderen Gebieten erfolgreich vorgenommen (KOBAYASHI 1986, PILGRIM et al. 1979).

An der Versuchsfläche liegen für eine Separation von Abflußkomponenten vergleichsweise günstige Bedingungen vor. Wenige Tage nach sommerlichen Niederschlägen versiegt der Abfluß an der Versuchsfläche, so daß eine Grundwasserkomponente vernachlässigt werden kann und der gesamte Abfluß per Definition Direktabfluß ist (DIN 4049, Teil I). Es wurden daher bei der Auswertung nur die Abflußkomponenten Oberflächenabfluß und Zwischenabfluß unterschieden. Um die EL der beiden Abflußkomponenten zu bestimmen, wurden zwei Wege eingeschlagen (vgl. WETZEL 1994). Die Ganglinien der EL weisen im Regelfall zwei Extremwerte auf: Die minimale EL mit ca. 110–120 $\mu\text{S}/\text{cm}$ etwa zur Zeit des Abflußmaximums und die maximale EL (440–460 $\mu\text{S}/\text{cm}$) gegen Ende des Hydrographen. Dem Zwischenabfluß wurde die EL zugewiesen, die jeweils am Ende des Ereignisses aufgetreten ist. Aus dem Minimalwert der EL zur Abflußspitze läßt sich bestenfalls ein Maximalwert für den Oberflächenabfluß angeben. Es wurden daher mehrere Sammelrinnen direkt unter der Bodenoberfläche am Hang installiert, mit denen zwar kein Oberflächenabfluß im engeren Sinn, aber ein oberflächennaher Abfluß aufgefangen wurde, der EL zwischen 85 $\mu\text{S}/\text{cm}$ und 110 $\mu\text{S}/\text{cm}$ aufwies. Konservativ geschätzt hat der Oberflächenabfluß danach EL von ca. 100 $\mu\text{S}/\text{cm}$, wobei sicherlich geringe Anteile des seichten Zwischenabflusses zum Oberflächenabfluß subsumiert werden.

Die Niederschläge als hydrologische Eingangsgrößen wurden mit zwei elektronischen Kippwaagen und einem weiteren Datenlogger in unmittelbarer Nachbarschaft der Versuchsfläche ebenfalls in 3-minütigen Intervallen ermittelt. Bei jedem Auslesen der Speicher wurden die beiden Datenlogger zeitlich genau aufeinander abgestimmt, so daß die Abfluß- und EL-Datenreihen sowie die Niederschlagsdaten keinen zeitlichen Versatz aufweisen.

Tabelle 2: Meteorologische und hydrologische Daten der 22 im Sommer 1992 aufgezeichneten Ereignisse. Die Abkürzungen bei Typ bedeuten: R = andauernde Niederschläge, S = Schauer

Meteorological and hydrological data of the 22 floods recorded during summer 1992 (R = long duration rainfall, S = storm precipitation)

Datum	N mm	N-Dauer h min	Nmax mm/15min	Qmax l*s ⁻¹	Qsum mm	Beiwert Qsum/N*100	Typ
24. 6.	14,8	8 52	4,2	0,21	2,65	17,9	R
2. 7.	11,3	1 48	4,9	0,86	2,19	19,4	S
3. 7.	7,5	56	5,4	0,50	1,59	21,3	S
22. 7.	37,9	9 56	7,4	3,16	10,87	28,6	R
25. 7.	19,4	3 10	11,9	2,73	5,37	27,7	S
31. 7.	13,4	1 24	7,1	0,33	1,10	8,2	R
1. 8.	16,7	1 58	8,3	1,04	2,75	16,5	S
2. 8.	8,7	24	7,8	0,70	1,24	14,3	S
3. 8.	3,3	1 24	2,2	0,05	0,14	4,4	S
4. 8.	21,5	5 14	5,4	1,57	8,17	38,0	S
7. 8.	19,9	1 10	10,9	3,65	5,02	25,8	S
10. 8.	5,5	2 42	2,8	0,29	0,92	16,8	S
11. 8.	12,7	3 14	3,1	0,46	4,78	37,5	S
14. 8.	11,0	12 14	2,7	0,33	3,05	27,8	R
20. 8.	11,2	4 44	6,1	0,70	0,99	8,9	S
21. 8.	3,6	6 50	1,4	0,17	0,26	7,2	R
23. 8.	2,6	3 6	1,5	0,01	0,08	3,1	R
31. 8.	43,2	12 20	7,9	0,90	12,75	29,5	R
4. 9.	14,4	6 38	2,1	0,17	2,70	18,7	R
8. 9.	4,6	16 10	0,8	0,04	0,47	10,2	R
14. 9.	22,1	4 34	2,8	0,53	7,17	32,5	R
29. 9.	36,1	26 34	3,9	0,70	14,25	39,5	R

4 Ergebnisse

Während der Meßkampagne wurden die Daten von 22 Ereignissen aufgezeichnet (Tab. 2). Elf der im Untersuchungszeitraum erfaßten Ereignisse sind Schauerniederschläge (S) mit einem ausgeprägten Abflußsichel und anschließendem Rezessionsabschnitt. Die Hydrographen dieser Ereignisse verlaufen mit ihren steilen Konzentrationsabschnitten, den spitzen Scheitelbereichen und den sanft gegen Null gehenden Rezessionsästen lehrbuchartig. Bei den übrigen Ereignissen handelt es sich um andauernde Niederschläge (R), die stark schwankende Abflüsse erzeugten, wobei Änderungen der Niederschlagsintensität sofort im Hydrographen sichtbar werden (Abb. 6 u. 8).

4.1 Eingipfelige Ereignisse

Bei Schauerniederschlägen erfolgt die Abflußreaktion innerhalb kurzer Zeit. Niederschlagshöhen von im Mittel 3,5 mm \pm 1,75 reichen aus, um bei den 11 erfaßten Ereignissen Abfluß zu erzeugen. Die für eine Abflußbildung notwendige Niederschlagsmenge ist nach vorangegangener Trockenperiode erwar-

tungsgemäß höher (bis zu 5,6 mm) als bei feuchten Vorbedingungen (Abfluß im Extremfall schon nach 0,6 mm Niederschlag). Jedoch hängt die erforderliche Niederschlagsmenge nicht nur von den Vorbedingungen, sondern auch von den Niederschlagsintensitäten ab. Vor allem wird der Zeitraum zwischen Niederschlags- und Abflußbeginn von den Niederschlagsintensitäten bestimmt. Dadurch und durch die unterschiedlichen Vorbedingungen variiert dieser Zeitraum. Bei den 11 erfaßten Ereignissen schwankt die Zeit bis zum ersten Abfluß zwischen 3 und 54 Minuten. Kürzeste Konzentrationszeiten treten bei Schauern auf, die mit hohen Intensitäten bei gut durchfeuchtem Untergrund beginnen (vgl. 25. 7. 92, Tab. 2).

Die Niederschlagssummen und die Abflußbeiwerte der 11 erfaßten Schauer streuen stark, zeigen jedoch mit einem Korrelationskoeffizienten von $r = 0,68$ eine positive Tendenz an (Abb. 2). Der mittlere Abflußbeiwert beträgt 21,0% \pm 10,7 mit Extremwerten von 4,4% und 38,0%. Niedrige Beiwerte sind eine Folge von geringen Niederschlägen, hohe Niederschläge weisen jedoch nicht immer hohe Abflußbeiwerte auf. Unterschiedliche Vorbedingungen und differierende Niederschlagsstrukturen sind die Ursache für die

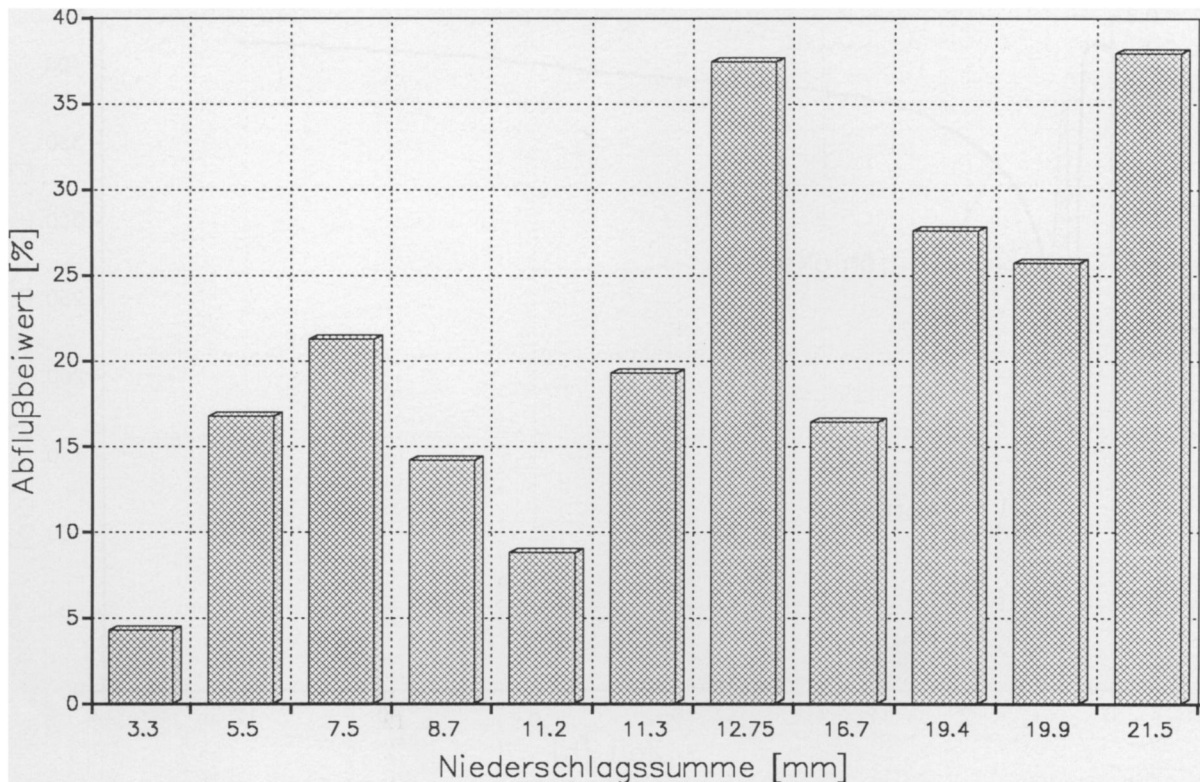


Abb. 2: Die Abflußbeiwerte der 11 Schauerniederschläge in Abhängigkeit von den Niederschlagssummen

Run-off coefficients of the 11 storms as a function of rainfall amount

Variabilität der Abflußbeiwerte. Die kausalen Zusammenhänge werden durch den Verlauf der elektrischen Leitfähigkeit (EL) verdeutlicht.

Bei allen eingipfeligen Ereignissen verhält sich die EL umgekehrt zum Hydrographen, das heißt, die vor Abflußbeginn hohe EL von ca. 420–430 $\mu\text{S}/\text{cm}$ wird durch das ionenarme Niederschlagswasser (20–30 $\mu\text{S}/\text{cm}$) rasch verringert und erreicht im Minimum Werte von ca. 100–110 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Mit fallendem Abfluß steigt die EL langsam wieder auf die Ausgangswerte an (Abb. 3). Die niedrigsten Leitfähigkeiten treten etwa zur Zeit des Abflußmaximums ein, da zu diesem Zeitpunkt der Anteil an direkt abfließendem ionenarmem Niederschlagswasser am höchsten ist. Der Korrelationskoeffizient von Spitzenabfluß und Minimum der Leitfähigkeit beträgt $r = -0,69$. Aber auch hier zeigt sich eine starke Streuung der Werte. Besser wird der Zusammenhang durch eine exponentielle Beziehung beschrieben, wie sie in Abb. 4 dargestellt ist.

Bei der graphischen Darstellung des Zusammenhanges von Abfluß und EL ergeben sich verschiedene Hysteresis-Schleifen (Abb. 5). Ein Teil der Schauerereignisse weist Hysteresis-Schleifen auf, die im Uhrzeigersinn verlaufen (Tab. 3). Im ansteigenden Ast

der Hochwasserwelle treten also niedrigere EL als im fallenden Ast bei gleichen Abflüssen auf. Bei 5 Ereignissen ist aber eine Hysteresis gegen den Uhr-

Tabelle 3: Niederschläge (N), Spitzenabflüsse (Q_{max}), Abflußbeiwerte (Beiwert) und minimale EL (ELmin) bei verschiedenen Hysteresis-Typen (RL = rechtslaufend, LL = linkslaufend)

Rainfall (N), peak discharge (Q_{max}), run-off coefficient (Beiwert) and minimum EL (ELmin) of different types of hysteresis (RL = clockwise, LL = anti-clockwise)

Datum	N mm	Q_{max} $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$	Beiwert %	ELmin $\mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$	Hy-Typ
2. 7.	11,3	0,86	19,4	174,4	RL
25. 7.	19,4	2,73	27,7	105,0	RL
1. 8.	16,7	1,04	16,5	136,4	RL
4. 8.	21,5	1,57	38,0	181,0	RL
7. 8.	19,9	3,65	25,8	106,6	RL
11. 8.	12,7	0,46	37,5	212,4	RL
3. 7.	7,5	0,50	21,3	199,2	LL
2. 8.	8,7	0,70	14,3	164,5	LL
3. 8.	3,3	0,06	4,4	334,8	LL
10. 8.	5,5	0,29	16,8	215,7	LL
20. 8.	11,2	0,70	8,9	129,8	LL

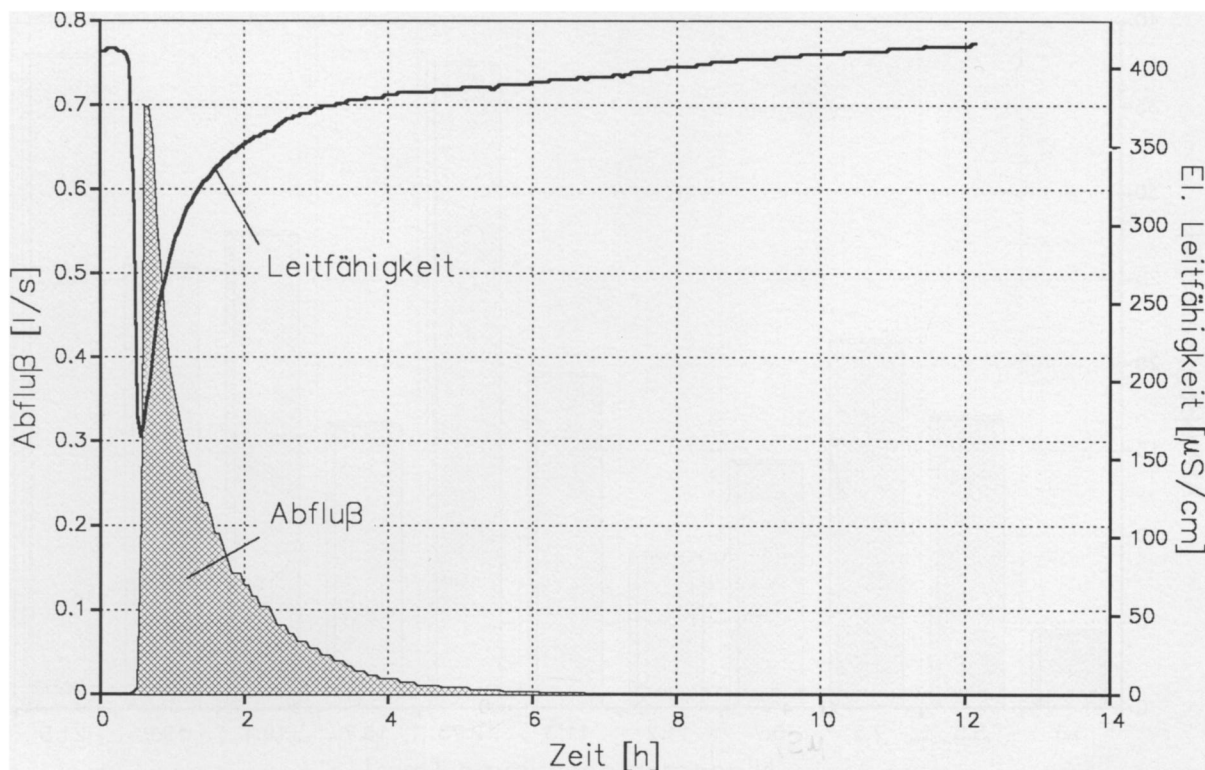


Abb. 3: Zusammenhang von elektrischer Leitfähigkeit (EL) und Abfluß (Q) am Beispiel des 2. 8. 92

The relationship of electric conductance (EL) and run-off (Q) during the event of 2. 8. 92

zeigersinn festzustellen (Tab. 3). Im Gegensatz zu Vorstellungen, die einen hohen Anteil Oberflächenabfluß mit nur geringer Ionenkonzentration im ansteigenden Ast der Hochwasserwelle erwarten lassen, treten bei diesen Ereignissen zu Beginn der Hochwasserwelle höhere Leitfähigkeiten auf als bei gleichen Abflüssen im fallenden Ast.

Für die unterschiedlich verlaufenden Hysteresis-Schleifen sind nicht sofort Ursachen ersichtlich. Beide Hysteresis-Typen treten sowohl nach vorangegangenen Trockenwetter als auch nach feuchten Vorbedingungen auf. Allerdings unterscheiden sich die Ereignisse, die zu den beiden Hysteresis-Typen führen, durch folgende Merkmale:

1. Ereignisse mit rechtslaufender Hysteresis weisen höhere Niederschläge auf.
2. Die Abflußbeiwerte und die Spitzenabflüsse von Ereignissen mit rechtslaufender Hysteresis sind i. d. R. höher.
3. Bei Ereignissen mit linksläufiger Hysteresis bleiben im Abflußscheitel die EL höher.

4.2 Mehrgipfelige Ereignisse

Andauernde Niederschläge weisen fortwährend Intensitätsschwankungen auf, die zu Abflußänderun-

gen führen, so daß die Hydrographen solcher Niederschläge wie eine Aneinanderreihung von mehreren Einzelniederschlägen aussehen (Abb. 6). Ist die Niederschlagshöhe ausreichend, folgen auf Intensitätsschwankungen die Signale der Abflußreaktion spontan binnen weniger Minuten (3–9 Min). Mit zunehmender Niederschlagshöhe verkürzen sich die Reaktionszeiten. Verschiebt man die Datenreihen von Niederschlag und Abfluß um 6–9 Minuten gegenein-

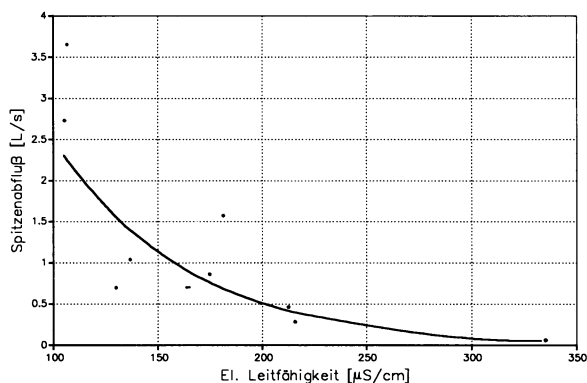


Abb. 4: Der Zusammenhang von minimaler EL und dem Spitzenabfluß eines Ereignisses

The relationship of minimum EL and peak discharge

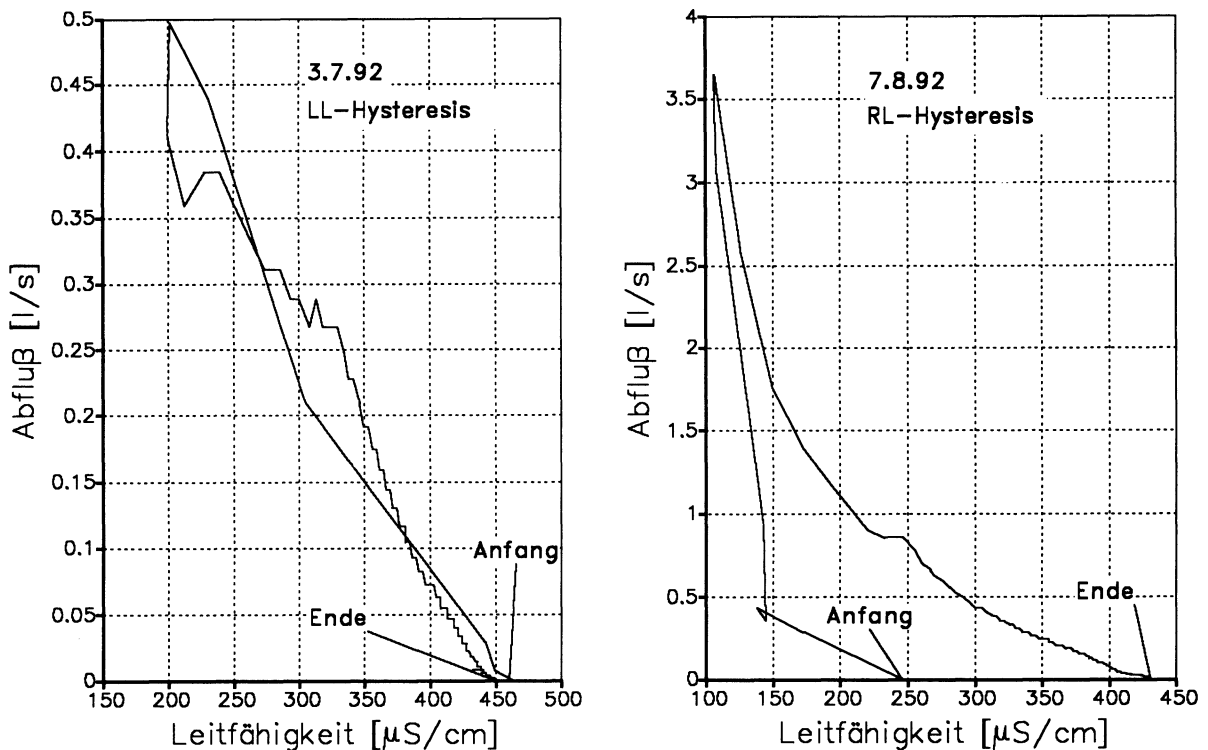


Abb. 5: Die zeitliche Entwicklung des Zusammenhanges Q und EL , unterteilt nach verschiedenen Hysteresis-Typen. (LL = linkslaufende Hysteresis, RL = rechtslaufende Hysteresis)

The temporal development of the relationship of Q and EL for different types of hysteresis. (LL = anticlockwise hysteresis, RL = clockwise hysteresis)

ander, ergeben sich zeitliche Kreuzkorrelationen mit Koeffizienten von $r > 0,8$ für einzelne Abschnitte der Hydrographen.

Gleiche Niederschlagshöhen erzeugen mit zunehmender Ereignisdauer höhere Abflüsse. Das gilt nicht nur für den Beginn eines Ereignisses, vielmehr kann eine stetige Abflußerhöhung auch bei einer zeitlich dichten Folge schauerartiger Niederschlagsabschnitte beobachtet werden (Tab. 4). Das bedeutet, daß die relativen Abflußbeiwerte im Laufe eines Ereignisses variabel sind und mit zunehmender Ereignisdauer ansteigen.

Generell verläuft die EL bei mehrgipfeligen Ereignissen wie bei den Schauerniederschlägen: jedem Abflußanstieg entspricht eine Leitfähigkeitsabnahme und umgekehrt. Auch wenn EL und Abfluß bei diesem Ereignistyp weitgehend spiegelbildlich verlaufen (Abb. 7), gibt es kein konstantes Verhältnis von EL und Abfluß. Vielmehr ist mit zunehmender Ereignisdauer eine Zunahme der EL bei gleichen Abflüssen festzustellen.

Das Verhältnis von EL und Abfluß in einzelnen Abschnitten des Hydrographen kann während eines Ereignisses rechtslaufende und linkslaufende Hyste-

resis-Schleifen aufweisen (4.9., Abb. 7 u. Tab. 4). Zu Beginn des Ereignisses vom 4. 9. kommt es bei 4,4 mm Niederschlag zu einer rechtslaufenden Hysteresis-Schleife (Hys-1). Die folgenden Abschnitte (Hys-2 bis Hys-4) zeigen ausgeprägte Schleifen gegen den Uhrzeigersinn bei abnehmenden Niederschlägen. Der letzte Abschnitt mit 3 mm Niederschlag

Tabelle 4: Niederschläge, Abflußvolumina und relative Abflußbeiwerte verschiedener Abschnitte ausgewählter Ereignisse

Rainfall (Nsum), amount of run-off (Q_{sum}) and relative run-off coefficients for different segments of some events

Datum	Abschnitt Nr.	Nsum mm	Q_{sum} mm	Beiwert %
22. 7.	1	14,4	0,79	5,5
	2	17,1	8,53	49,9
31. 7.	1	8,3	0,18	2,2
	2	4,1	0,53	12,9
4. 9.	1	4,4	0,15	3,4
	2	3,4	0,41	12,0
	3	1,6	0,59	36,9
	4	1,3	0,29	22,3
	5	3,0	0,80	26,7

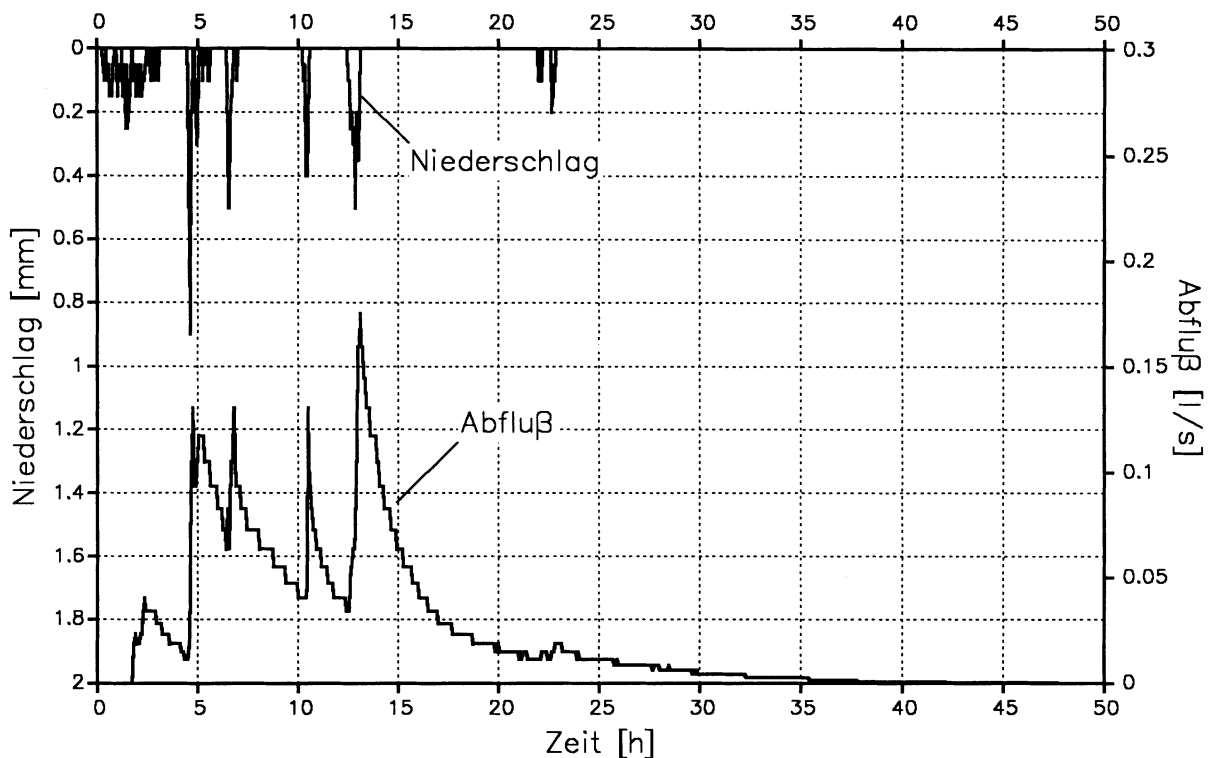


Abb. 6: Niederschlag und Abfluß während des Ereignisses vom 4. 9. 92

Rainfall and run-off during the event of 4. 9. 92

nähert sich dann wieder einer Hysteresis im Uhrzeigersinn an (Hys-5).

Als Beispiel für ein mehrgipfeliges Ereignis mit kräftigen Niederschlägen dient der 22. 7. 92 (vgl. Tab. 4). Im Abstand von ca. 4 Stunden gingen zwei kräftige Schauer nieder, die durch einen leichten Regen verknüpft sind. Beide Schauer zeigen eine Hysteresis im Uhrzeigersinn mit fast parallel verlaufenden fallenden Abschnitten. Bei annähernd gleichen Niederschlägen treten während des zweiten Schauers bei höheren Abflüssen nur geringfügig niedrigere EL auf.

Insgesamt wird damit das Bild bestätigt, das von den eingipfeligen Ereignissen bekannt ist. Bei ausreichender Niederschlagsmenge ist unabhängig von den Vorbedingungen ein Verlauf der Hysteresis von EL und Q im Uhrzeigersinn zu erwarten, während ein Verlauf gegen den Uhrzeigersinn die Folge von geringen Niederschlägen ist.

5 Diskussion der Ergebnisse

Die theoretische Grundlage für das Verständnis von Abflußbildungsprozessen bildet seit etwa 25 Jahren das Modell der variablen Liefergebiete (ANDER-

SON u. BURT 1990, DYCK 1978). Nach diesem Modell sind Hochwasserabflüsse nicht nur eine Folge von schnellem Oberflächenabfluß, der durch mangelnde Infiltration eintritt (*infiltration excess*), sondern auch von Oberflächenabfluß aufgrund von Übersättigung (*saturation excess*), von Zwischenabfluß in Makroporen und in der Bodenmatrix. Tritt bei einem Hochwasser Zwischenabfluß auf, so kann dieser durch Fluß im Bodenkörper entstehen, er kann aber auch eine Folge von Verdrängungsprozessen sein (SKLASH et al. 1986, DUNNE 1978). Verdrängungsprozesse laufen mit großer Geschwindigkeit ab und stellen rasch Wasser für den Abfluß bereit.

Mit Hilfe der im Modell der variablen Liefergebiete zusammengefaßten Vorstellungen lassen sich die 22 aufgezeichneten Ereignisse hydrologisch interpretieren. Das rasche Einsetzen von Abflüssen bei Niederschlägen, deren Wassermasse ausreicht, um Abfluß zu erzeugen, ist vom Verlauf der Hydrographen her auf schnellen Oberflächenabfluß zurückzuführen. Aufgrund der hohen gemessenen Infiltrationsraten an der Versuchsfläche kommt Oberflächenabfluß als Infiltrationsüberschuß (Horton'scher Oberflächenabfluß) wahrscheinlich nicht vor. Oberflächenabfluß aufgrund von Übersättigung ist jedoch bei ausreichender Bodenfeuchte möglich. Liefergebiete für

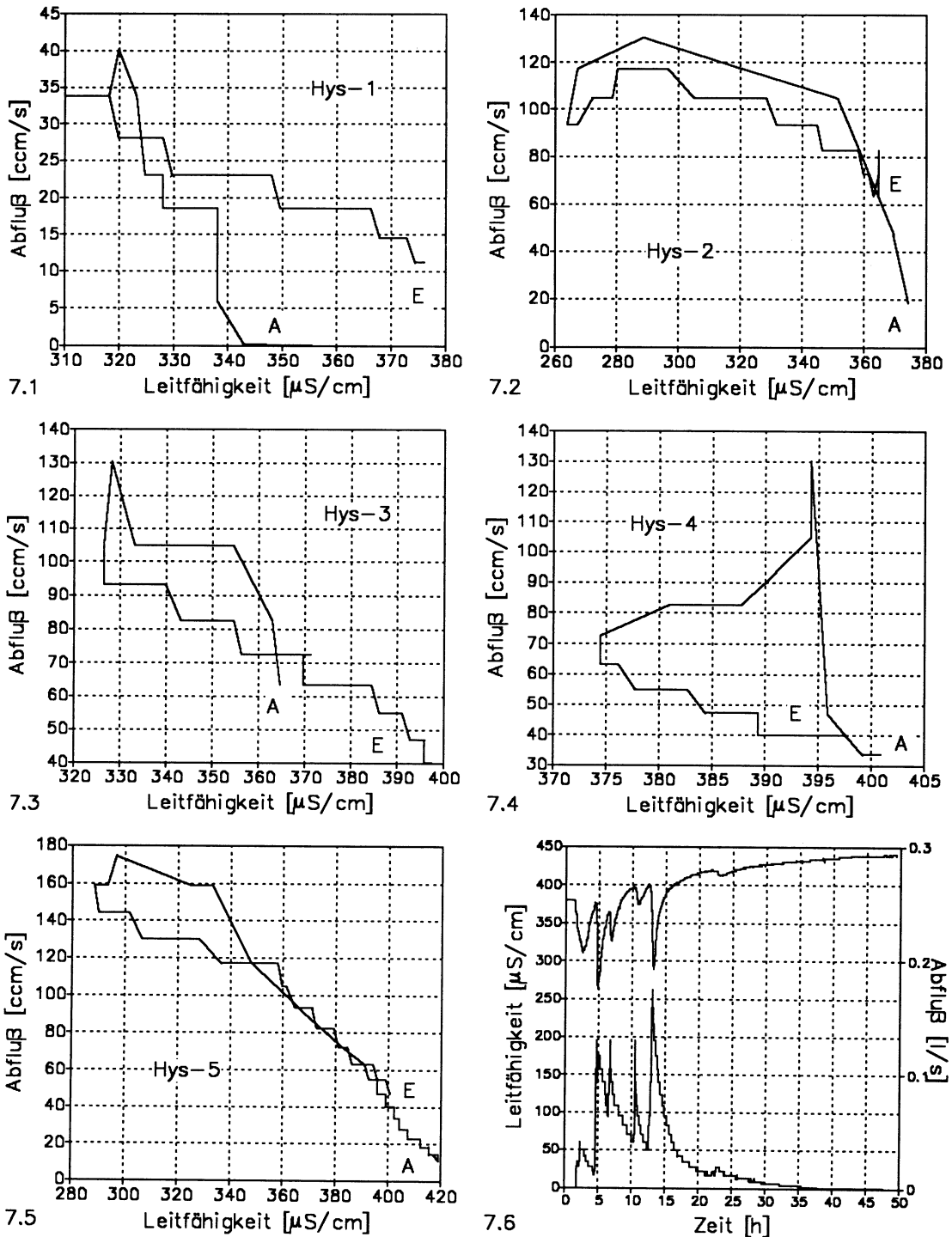


Abb. 7: Hysteresis-Schleifen verschiedener Abschnitte (7. 1-7. 5) und der Verlauf von EL und Q (7.6) während des Ereignisses vom 4. 9. 92

Hysteresis loops of different hydrograph segments (7. 1-7. 5) and the graphs of EL and Q (7. 6) during the event of 4. 9. 92

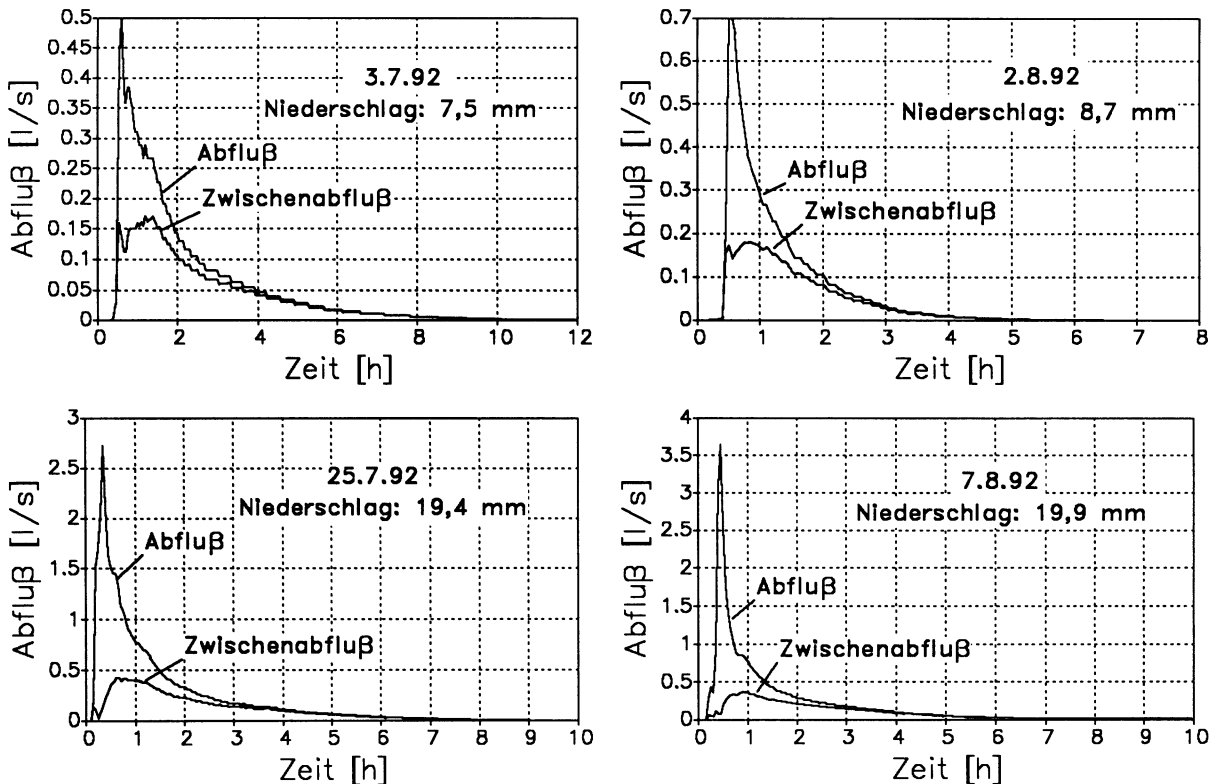


Abb. 8 Der Verlauf von Abfluß und Zwischenabfluß bei geringen (3. 7. und 2. 8. 92) und starken Niederschlägen (25. 7. und 7. 8. 92)

The hydrographs of total run-off and subsurface flow during low (3. 7. and 2. 8.) and heavy rainfall events (25. 7. and 7. 8. 92)

den Oberflächenabfluß sind an der Versuchsfläche die Abflußrinnen selbst und feuchte, zumeist unmittelbar daran angrenzende Areale. Die Ausdehnung der feuchten Areale ist von der Vorfeuchte abhängig. Bei feuchten Vorbedingungen ist daher mit einem schnell einsetzenden und intensiven Oberflächenabfluß zu rechnen. Wenn die Niederschläge ausreichen, wächst während eines Ereignisses die Ausdehnung dieser Liefergebiete weiter an, so daß immer größere Areale Oberflächenabfluß erzeugen (CHORLEY 1978).

Meßergebnisse, nach denen die notwendige Niederschlagsmenge für eine Abflußentstehung bei feuchten Vorbedingungen abnimmt (vgl. Abschn. 4.1 u. Tab. 4), stimmen gut mit den Modellvorstellungen überein. Ebenso lassen sich die kurzen Konzentrationszeiten bei angefeuchtetem Untergrund mit dem Modell erklären (Abschn. 4.1). Mit der EL als Indikator für den geochemischen Tracer, der bei der Passage des Bodenkörpers in das ionenarme Niederschlagswasser gelangt, kann ionenreiches Bodenwasser von oberflächlich bzw. oberflächennah abfließendem

ionenarmem Niederschlagswasser abgetrennt werden (WETZEL 1994). Geochemische Tracer verdeutlichen die Wege des Niederschlagswassers durch das System, bis es als Abfluß an der Meßstelle auftritt (WELS et al. 1991).

Versucht man den oben skizzierten Vorgang der Abflußbildung mit dem Traceransatz nachzuvollziehen, verkompliziert sich das Bild erheblich. Es zeigt sich nämlich, daß auch bei Hydrographen mit kurzen Konzentrationszeiten Oberflächenabfluß nicht immer dominierend ist. So sind z. B. die Konzentrationsabschnitte am 3. 7. und am 2. 8. zunächst durch ionenreiches Bodenwasser gekennzeichnet (Abb. 8). Erst kurz vor Erreichen des Abflußscheitels dominiert dann der Oberflächenabfluß mit einem Anteil von über 70%. Besonders deutlich ist bei diesen beiden Ereignissen ein Vorgipfel des Zwischenabflusses abgesetzt. Da der Fluß von Wasser im Boden gegenüber Oberflächenabfluß um mindestens eine Zehnerpotenz langsamer verläuft (DUNNE 1978), lassen sich die Vorgipfel nur durch Druckübertragung und Verdrängung von altem Bodenwasser inter-

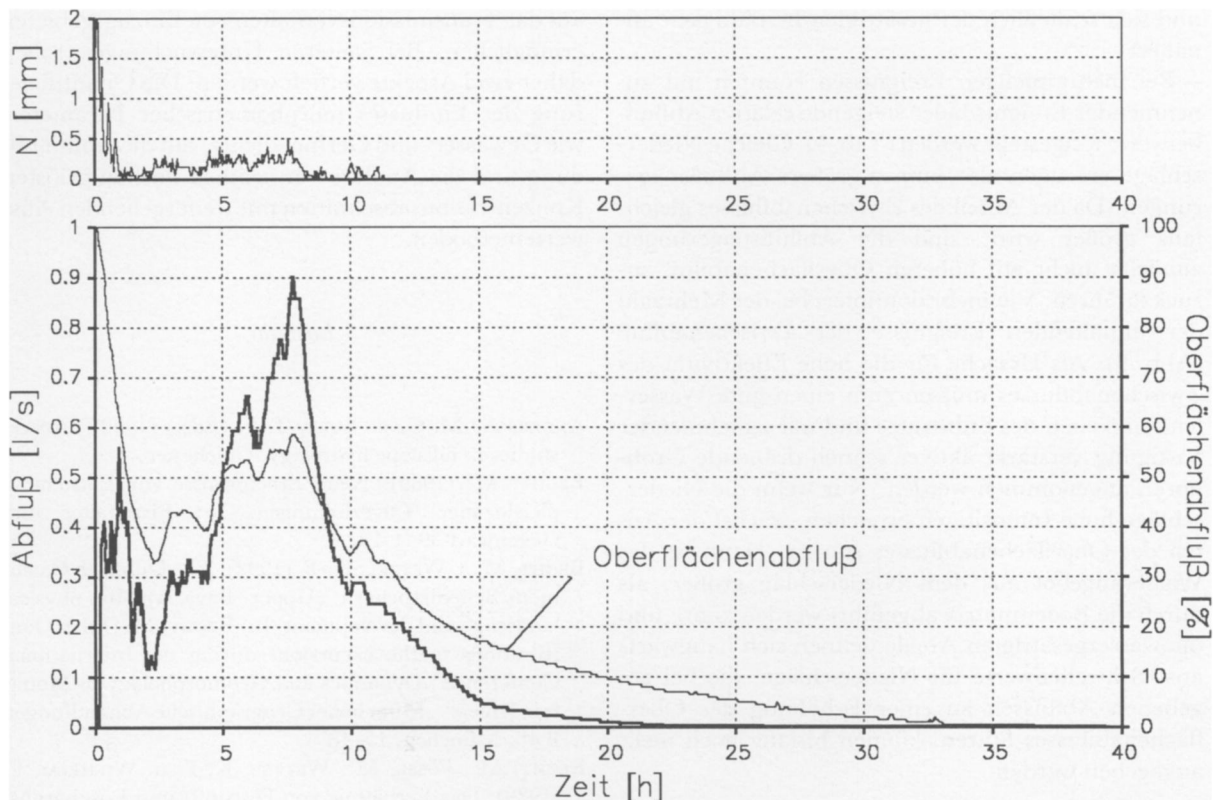


Abb. 9: Die Ganglinien von Niederschlag, Abfluß und Oberflächenabfluß, ausgedrückt in Prozent des Abflusses am 31. 8. 92

Rainfall and the hydrographs of total run-off and surface flow as a percentage of total run-off during the event of 31. 8. 92

pretieren. Eine Abtrennung dieses „alten“ Bodenwassers von „neuem“ Niederschlagswasser durch isotopenchemische Methoden erfolgte bislang nicht.

Vorgipfel im Hydrographen des Zwischenabflusses lassen sich bei fast allen registrierten Ereignissen feststellen. Wenn die Niederschläge geringer werden (z. B. 3. 8., 3. 7. und 2. 8.), dominiert der Vorgipfel zunehmend den Gesamtabfluß. Umgekehrt verliert der Vorgipfel bei höheren Niederschlägen an Bedeutung. Beispiele dafür sind die Ereignisse vom 11. 8., 25. 7. und 7. 8. 92 (Abb. 8). Berechnet man das Abflußvolumen der Vorgipfel, so liegen Werte der sehr unterschiedlichen Ereignisse dicht zusammen. Das mittlere Abflußvolumen beträgt 67 ± 24 l mit den Extremen 102 l und 40 l bei 6 untersuchten Ereignissen. Die Konstanz des Abflußvolumens ist offenbar das Resultat einer nahezu feststehenden Menge verdrängten Wassers.

Der relative Anteil des Zwischenabflusses im Konzentrationsabschnitt des Hydrographen ist somit vor allem durch die Niederschlagshöhe determiniert. Aus diesem Zusammenhang leiten sich die beobachteten

Hysteresis-Schleifen ab. Ereignisse, die eine linksdrehende Hysteresis aufweisen, setzen wie alle übrigen Ereignisse mit dem Zulauf von ionenreichem Verdrängungswasser ein. Der Niederschlag, der direkt in das Gerinne fällt und dort Oberflächenabfluß erzeugt, reicht nicht aus, um das ionenreiche Verdrängungswasser zu verdünnen. Sind die Niederschläge stärker, liefern Gerinne und gerinnenahere Bereiche genügend ionenarmen Abfluß, um den Vorgipfel zu unterdrücken. Da der Zulauf an Verdrängungswasser nahezu konstant ist, wird der Anteil des Oberflächenabflusses zu Beginn der Hochwasserwelle um so größer je intensiver die Niederschläge sind.

Bei Ereignissen mit rechtsdrehender Hysteresis-Schleife wird schon im Konzentrationsabschnitt das zuströmende Verdrängungswasser durch das Volumen von Gerinneniederschlag und Oberflächenabfluß der gerinnenahen Bereiche übertroffen. Mit abnehmendem Niederschlag dominiert dann der Zwischenabfluß mit ionenreichem Wasser, da die Wasserleitfähigkeit des Bodens mit zunehmender Feuchte größer wird

und sich schließlich der gesättigten Leitfähigkeit annähert.

Bei mehrgipfeligen Ereignissen konnten mit zunehmender Ereignisdauer steigende relative Abflußbeiwerte festgestellt werden (Tab. 4). Gleiche Niederschläge erzeugen also immer größere Abflußsteigerungen. Da der Anteil des Zwischenabflusses gleichfalls größer wird, sind die Abflußsteigerungen zunächst nicht auf höheren Oberflächenabfluß zurückzuführen. Vielmehr dominiert bei der Mehrzahl der anhaltenden Ereignisse der Zwischenabfluß (Abb. 9). Als Ursache für die hohe Effektivität des Zwischenabflusses müssen zum einen gute Wasserleitfähigkeiten des Substrates und mit zunehmender Sättigung verstärkt aktive, schnell dränende Grobporen angenommen werden. Nur wenn die Niederschläge hohe Intensitäten erreichen, wächst der Anteil des Oberflächenabflusses stärker. Dann ist das Wasserangebot aus dem Niederschlag größer, als durch die Bodenmatrix abgeführt werden kann, und die wassergesättigten Areale dehnen sich hangwärts aus. Schwellenwerte für Niederschläge, die bei gegebenen Abflüssen zu einer Erhöhung des Oberflächenabflusses führen, können bislang noch nicht angegeben werden.

6 Schlußbemerkungen

Die Untersuchungen zeigen, daß offenbar nur kleine Areale zur Erzeugung von Abflußspitzen beitragen. Der am Auslaß der Fläche ermittelte Abfluß ist also kein Produkt der ganzen Fläche, wie es beispielsweise bei der Berechnung von Abflußspenden impliziert wird. Vielmehr konzentriert sich die Abflußbildung vor allem auf den Bereich von Tiefenlinien, die dann zu Abflußbahnen werden. Ihre potentielle Verbreitung und Dichte ist wiederum eine Funktion der Effektivität von Abflußbildungsprozessen. Morphometrische Einzugsgebietsparameter haben daher in empirisch-statistischen Modellen für die Prognose von Hydrographen eine große Bedeutung (SCHMIDT 1992).

Die zeitliche und räumliche Variabilität der Abflußbildung führt während eines Niederschlags zu immer rascheren und umfangreicheren Wasserumsetzungen. Dies schlägt sich im Konzentrationsabschnitt eines Ereignisses in einem Trend der Niederschlags/Abfluß-Beziehung nieder, der bestimmt werden kann, wenn die zeitliche Auflösung der Daten größer als die Reaktionszeit des Systems ist. Eine Quantifizierung dieses Trends mag weitere Hinweise

auf das Transmissionsverhalten von Einzugsgebieten ermöglichen. Bei weiteren Untersuchungen sollen daher zwei Aspekte vertieft werden: Die Quantifizierung des Einflusses morphometrischer Parameter, wie Gewässer- und Gerinnetichte, auf die Abflußbildung und die Analyse von zeitlich hochaufgelösten Konzentrationsabschnitten mit weitergehenden Auswertemethoden.

Literatur

- ANDERSON, M. G. a. BURT, T. P. (Eds.) (1990): Process studies in hillslope hydrology. Chichester.
- BECHT, M. (1989): Neue Erkenntnisse zur Entstehung pleistozäner Talverfüllungen. In: Eiszeitalter und Gegenwart 39, 1-19.
- BECHT, M. a. WETZEL, K.-F. (1992): The Lainbach Catchment/Benediktbeuern (Upper Bavaria): Its physical landscape and development. In: BECHT, M. (Ed.): Contributions to the excursions during the International Conference „Dynamics and Geomorphology of Mountain Rivers“. Münchener Geographische Abhandlungen B 16, München, 15-48.
- BECHT, M., FÜSSL, M., WETZEL, K.-F. u. WILHELM, F. (1989): Das Verhältnis von Feststoff- und Lösungsaustrag aus Einzugsgebieten mit carbonatreichen pleistozänen Lockergesteinen der Bayerischen Kalkvoralpen. In: Göttinger Geographische Abhandlungen 86, Göttingen, 33-43.
- CHORLEY, R. J. (1978): The hillslope hydrological cycle. In: KIRKBY, M. J. (Ed.): Hillslope hydrology. Chichester, 1-42.
- DRACOS, TH. (1980): Hydrologie. Eine Einführung für Ingenieure. Wien/New York.
- DUNNE, T. (1978): Field studies of hillslope flow processes. In: KIRKBY, M. J. (Ed.): Hillslope hydrology. Chichester, 227-294.
- DUNNE, T. a. LEOPOLD, L. B. (1978): Water in environmental planning. San Francisco.
- DYCK, S. (Hrsg.) (1980): Angewandte Hydrologie. Teil 2: Der Wasserhaushalt der Flußgebiete. Berlin/München.
- FELIX, R., PRIESMEIER, K., WAGNER, O., VOGT, H. u. WILHELM, F. (Hrsg.) (1988): Abfluß in Wildbächen. Untersuchungen im Einzugsgebiet des Lainbaches bei Benediktbeuern/Oberbayern. In: Münchener Geographische Abhandlungen B 6, München, 69-280.
- GROTTENTHALER, W. u. LAATSCH, W. (1973): Untersuchungen über den Hangabtrag im Lainbachtal bei Benediktbeuern. In: Fortwirtschaftl. Centralblatt 92, 1-19.
- HERRMANN, A. (1992): Regionalisierung von Gebietsparametern in Wasserhaushaltsmodellen. In: KLEEGERG, H.-B. (Hrsg.): Regionalisierung in der Hydrologie. Ergebnisse von Rundgesprächen der DFG. Mitteilung XI der Senatskommission für Wasserforschung, Weinheim, 291-303.

- HORTON, R. E. (1933): The role of infiltration in the hydrological cycle. In: Transactions of the American Geophysical Union 14, 446–460.
- KIRKBY, M. J. (Ed.) (1978): Hillslope hydrology. Chichester.
- KOBAYASHI, D. (1986): Separation of a snowmelt hydrograph by stream conductance. In: Journal of Hydrology 84, 157–165.
- PILGRIM, D., HUFF, D. a. STEELE, T. (1979): Use of specific conductance and contact time relations for separating flow components in storm run-off. In: Water Resources Research 15, 329–339.
- SCHMIDT, K.-H. (1992): Regionalisierung mit Hilfe morphometrischer Parameter. In: KLEEBERG, H.-B. (Hrsg.): Regionalisierung in der Hydrologie. Ergebnisse von Rundgesprächen der DFG. Mitteilung XI der Senatskommission für Wasserforschung, Weinheim, 317–324.
- SHERMAN, L. K. (1932): Streamflow from rainfall by the unitgraph method. In: Engineering News Record 108, 501–505.
- SKLASH, M. G., STEWART, M. K. a. PEARCE, A. J. (1986): Storm run-off generation in humid headwater catchments 2. A case study of hillslope and low-order stream response. In: Water Resources Research 22, 1273–1282.
- WELS, C., CORNETT, R. J. a. LAZERTE, B. D. (1991): Hydrograph separation: A comparison of geochemical and isotopic tracers. In: Journal of Hydrology 122, 253–274.
- WACKER, H. (1993): Wasserumsetzungen im oberflächennahen Bereich von Lockersedimenten und Böden auf unterschiedlichen Standorten im Lainbachgebiet. Dipl.-Arbeit am Institut für Geographie der LMU München (unveröffentlicht).
- WETZEL, K.-F. (1992): Abtragsprozesse an Hängen und Feststoffführung der Gewässer. Dargestellt am Beispiel der pleistozänen Lockergesteine des Lainbachgebietes (Benediktbeuern/Obb.). Münchener Geographische Abhandlungen B 17, München.
- (1994): Separation von Abflußkomponenten mit graphischen und geochemischen Methoden in einem Kleinst-einzugsgebiet der nördlichen Kalkvoralpen. In: Die Erde (in Druck).