

Mitteilungen

147

Abflussbildung bei Starkniederschlägen Identifikation von Abflussprozessen mittels künstlicher Niederschläge

Simon Scherrer

Zürich, 1997

Herausgeber: Prof. Dr. Dr.h.c. D. Vischer

Vorwort

Es ist eigentlich erstaunlich, dass die abflussbildenden Prozesse nicht besser bekannt sind. Aber es ist eben Tatsache. Dies macht sich insbesondere bei der Abschätzung möglicher Hochwasser unangenehm bemerkbar. Denn für die Voraussage von Überschwemmungen sowie für die Bemessung allfälliger Gegenmassnahmen wäre man auf zuverlässige Werte angewiesen. Zwar gibt es eine Fülle von Modellen, die einen Zusammenhang zwischen Starkniederschlägen und Abflüssen herzustellen suchen. Sie gehen aber von Voraussetzungen aus, welche die Reaktion der Einzugsgebiete nur unzulänglich beschreiben. Ja, manchmal scheint es, als würden sich die entsprechenden Modellhersteller und -benutzer überhaupt nicht um die dortigen Bodeneigenschaften kümmern.

Dass man sich in der hydrologischen Praxis aber genau um diese Eigenschaften kümmern muss, zeigt die vorliegende Mitteilung. Sie stellt das Ergebnis einer Forschungsarbeit dar, die Dr. Simon Scherrer unter der Leitung von Dr. Felix Naef durchgeführt hat. Im wesentlichen handelt es sich um die Auswertung von Bodenproben und Beregnungsversuchen an verschiedenen Hangstandorten der Schweiz. Beim Vergleich fällt auf, dass sich bei grossen Beregnungsintensitäten oftmals ein starker Oberflächenabfluss einstellt. In gewissen Fällen fliessen die Wassermengen aber eher lateral im Boden ab. Das führt zwangsläufig zur Frage nach den jeweils dominierenden Effekten. Der interessierte Fachmann kann hier einige weiterführende Antworten finden.

Die VAW dankt dem Schweizerischen Nationalfonds für die finanzielle Unterstützung der Forschungsarbeit. Ein weiterer Dank richtet sich an die Eidgenössische Forschungsanstalt für landwirtschaftlichen Pflanzenbau Zürich-Reckenholz für die Korngrössenbestimmung der Bodenproben sowie an Professor Dr. Peter Germann von der Universität Bern für die kritische Durchsicht des Manuskripts. Anerkennend sei auch erwähnt, dass die Beregnungsversuche ohne das Wohlwollen der betroffenen Landeigentümer, beziehungsweise Pächter nicht machbar gewesen wäre.

Prof. Dr. Dr. h.c. D. Vischer

Inhaltsverzeichnis.....	5
Zusammenfassung.....	8
Abstract.....	10
1. Einleitung.....	13
2. Ausgangspunkt dieser Untersuchung.....	15
2.1 Unterschiede bei der Hochwasserentstehung aufgezeigt an drei benachbarten Einzugsgebieten.....	15
2.2 Abflussbildung: Historischer Abriss und Stand der Forschung.....	19
2.2.1 Historischer Abriss.....	19
2.2.2 Stand der Forschung und aktuelle Fragen.....	21
2.3 Ziele und Leitfragen dieser Untersuchung	24
2.4 Konzept.....	25
3. Die Prozesse der Abflussbildung – Terminologie und theoretische Einführung.....	27
3.1 Oberflächenabfluss-Prozesse (<i>Overland Flow</i>).....	27
3.1.1 Hortonische Abflussprozesse.....	27
3.1.2 <i>Saturation Overland Flow</i> und <i>Return Flow</i>	29
3.2 Fliessprozesse im Boden (<i>Subsurface Flow</i>).....	30
3.3 Infiltrationsprozesse.....	32
4. Auswahl der Beregnungsstandorte, Messmethodik und ähnliche Untersuchungen.....	33
4.1 Auswahl der Beregnungsstandorte.....	33
4.2 Beregnungsanlage, Messmethodik und Instrumentierung.....	37
4.2.1 Beregnungsanlage.....	37
4.2.2 Messmethodik und Instrumentierung.....	37
4.3 Beregnungsversuche in der Literatur – ein Überblick	43
5. Resultate der Beregnungsversuche.....	45
5.1 Ausgelöste Abflussreaktionen.....	45
5.1.1 Zeitlicher Verlauf der Abflussbildung.....	45
5.1.2 Ausmass der Abflussbildung.....	52
5.2 Messbare und ableitbare Bodenparameter als Ursache der Abflussreaktions-Unterschiede.....	55
5.3 Hangneigung als Ursache der Abflussreaktions-Unterschiede.....	57

5.3.1	Oberflächenabfluss.....	57
5.3.2	Abfluss im Boden.....	59
5.4	Einfluss der Vorfeuchte auf die Abflussbildung.....	59
5.5	Vorläufige Zusammenfassung.....	60
6.	Identifikation der Abflussprozesse.....	61
6.1	Abflussprozess-Identifikation an ausgewählten Beregnungs- experimenten.....	62
6.1.1	Willerzell-Mulde, Nr. 47 (19. Oktober 1994).....	63
	Vernässte Hangmulde mit oberflächennahem Hangwasserspiegel: kolluvialer Buntley	
6.1.2	Willerzell- Hang, Nr. 42 (23. August 1994).....	73
	Gestreckter Unterhang in einem Steilhang: flachgründige Braunerde	
6.1.3	Spreitenbach-Wald, Nr. 30 (28. Mai 1994).....	78
	Kurzer Hang in Vorfluternähe mit Hangwasserspiegel bei -0.9 m: Braunerde	
6.1.4	Beregnungsversuchsserie Therwil und das Landregen- Ereignis.....	83
	Sandige Braunerde über stark verwittertem Sandstein	
6.1.4.1	Beregnungsversuch Therwil Nr. 24 (22. Mai 1995).....	85
6.1.4.2	Beregnungsversuch Therwil, Nr. 28 (10. August 1995).....	89
6.1.4.3	Landregenereignis vom 29. Mai bis 2. Juni 1995.....	93
6.1.5	Beregnungsversuch Heitersberg.....	95
	Verdichtete Braunerde auf Mähwiese	
6.1.6	Beregnungsversuchsserie Hospital.....	101
	Braunerde mit flachwurzelndem Rasen über Gneis	
6.1.6.1	Beregnungsversuch Hospital Nr. 13 (7. September 1994).....	103
6.1.6.2	Beregnungsversuch Hospital Nr. 16 (29. September 1994).....	106
6.2	Übersicht über die beobachteten Abflussprozesse bei allen Beregnungsversuchen.....	110
6.3	Mögliche Ursachen für die Dominanz einzelner Prozesse.....	113
7.	Diskussion und offene Fragen.....	119
7.1	Resultatvergleich mit anderen Beregnungsexperimenten.....	119
7.2	Forschungsergebnisse anderer Methoden im Vergleich zu den hier vorliegenden Resultaten.....	122
7.2.1	Prozessvariabilität.....	122
7.2.2	Voraussetzung für SSF.....	123

7.2.3	<i>SSF</i> als Folge von <i>Macropore Flow</i> , <i>Pipe Flow</i> und <i>Bypass</i> -Effekten.....	124
7.2.4	<i>SSF</i> -Anlaufzeiten.....	125
7.2.5	Hydrophobizität der Oberfläche.....	126
7.2.6	Hangneigung.....	127
7.2.7	Bodenfeuchten.....	128
7.2.8	Infiltrationsminderung durch Verschlammung.....	128
7.3	Offene Fragen.....	129
7.3.1	Fragnenkreis Makroporosität.....	130
7.3.2	Fragnenkreis Infiltrationshemmnisse.....	131
7.3.3	Reliefeinfluss.....	132
8.	Bedeutung der Forschungsergebnisse für die Einzugsgebietshydrologie und Umsetzung der Resultate	
8.1	Bedeutung der Forschungsergebnisse für die Einzugsgebietshydrologie.....	133
8.2	Die Grundlagen zweier aktueller Hochwasser-Abschätzverfahren im Vergleich zu den Resultaten der Beregnungsversuche.....	139
8.3	Umsetzung der Versuchsresultate: Hochwasserstudie Dorfbach Spreitenbach.....	143
9.	Schlussfolgerungen und Ausblick	151
Anhang		151
Literatur		177
Abkürzungen		183

Zusammenfassung

Wie Hochwasser entstehen ist, weitgehend ungeklärt. Dieses Forschungsdefizit war Ansporn, in der vorliegenden Arbeit die Abflussprozesse bei Starkniederschlägen zu untersuchen. Mit Hilfe einer Beregnungsanlage wurden 18 Hangparzellen von je 60 m² Fläche künstlichen Niederschlägen zwischen 50 und 100 mm/h ausgesetzt. Die auf der Bodenoberfläche und im Boden sich bildenden Abflüsse wurden beobachtet und gemessen. Beachtliche Unterschiede der Abflussbildung waren festzustellen. Einerseits variierten der Verlauf der Abflussbildung und die Abflussvolumina, andererseits konnten je nach Standort unterschiedliche Prozesse eruiert werden. Während an einigen Standorten das Wasser über mehrere Minuten oder gar Stunden in den Boden infiltrierte, ohne wesentlichen Abfluss zu bilden, floss an anderen Hängen innerhalb kürzester Zeit der grösste Teil des Niederschlags ab. Meistens dominierten die Oberflächenabflüsse die Abflussbildung, doch es gab auch Fälle, bei denen der grösste Teil des Wassers im Boden abfloss.

Mit Hilfe von Messgeräten (Bodenfeuchtesonden, Tensiometer und Piezometer), die über die Bodenfeuchteänderungen im Boden Auskunft geben, konnten die Benetzungs- und Entwässerungsvorgänge im Boden bei den meisten Beregnungsversuchen verfolgt werden. Dies erlaubte, die Abflussprozesse zu identifizieren, d.h. zu entscheiden, ob beispielsweise Oberflächenabfluss als Folge der Bodensättigung oder aufgrund von Infiltrationshemmnissen auftrat. In ungewissen Fällen lieferten die durch Faeh (1997) durchgeführten Nachrechnungen mit dem Abflussprozess-Modell QSOIL mehr Hinweise auf die involvierten Prozesse. Den verschiedenen Abflussprozessen konnten qualitative Kriterien zugeordnet werden, die die Rahmenbedingungen dieser Prozesse beschreiben.

An einigen Standorten fanden Wiederholungen von Versuchen bei unterschiedlichen Ausgangsbedingungen (Bodenfeuchteverhältnissen) statt. Dies zeigte, dass die Grösse der Abflussbildung vieler Böden feuchteabhängig ist. Einen geringeren Einfluss der Vorfeuchte auf die Abflussbildung wurde an Böden nachgewiesen, die schwach durchlässige Oberböden besitzen. Ebenfalls wenig feuchtesensiv hinsichtlich der Abflussbildung war ein steiler, flachgründiger und hochdurchlässiger Hangboden.

Die Grösse des Oberflächenabflusses liess sich weder durch die Bodenparameter Körnung, Lagerungsdichte oder Porosität des Oberbodens erklä-

ren, noch durch die Hangneigung. Hingegen zeigte sich, dass die Struktur der Böden – und da vor allem die Makroporen als bevorzugte Fliesswege – Infiltrations- und Abflussprozesse erheblich beeinflussen. Da sich Zahl und Verlauf von Makroporen für grössere Flächen noch nicht erfassen lassen, ist ihre jeweilige hydrologische Wirkung schwer einzuschätzen. Bodenverdichtungen und hydromorphe resp. hydrophobe Humusaufslagen konnten als Infiltrationshemmnisse identifiziert werden, als deren Folge dann extrem hohe Abflussreaktionen resultierten.

Grundlagen gängiger Hochwasserschätzverfahren wurden den Erkenntnissen der Beregnungsversuche gegenübergestellt. Es konnte gezeigt werden, dass die Annahmen solcher Schätzverfahren stark von den tatsächlich bei Hochwasser ablaufenden Vorgängen abweichen.

Bei Studien zur Abschätzung von Hochwassermengen wurden Beregnungsversuche einbezogen. Es liessen sich von Experimenten Hinweise über die massgebenden Abflussprozesse ableiten und so wichtige Informationen über die zu erwartende Abflussreaktion bei Starkniederschlägen gewinnen. Im Fall eines kleinen Einzugsgebiets mit heftiger Abflussbildung dienten zwei im Gebiet durchgeführte Versuche zusammen mit anlehnenden Untersuchungen der Abschätzung des 100jährlichen Hochwassers. Diese Vorgehensweise besitzt zwar noch keine Verfahrensreife, doch bieten Untersuchungen dieser Art brauchbare Ansätze für die Abschätzung grosser Hochwasser. Es sind weitere Felduntersuchungen (z.B. Beregnungsversuche, Umsetzung der Resultate) notwendig, um einerseits mehr Licht in das Wesen der Abflussprozesse zu bringen und andererseits Grundlagen für die praktische Nutzung der Erkenntnisse zu legen.

Abstract

Extreme flood formation is still widely unexplained. This deficiency provided the motivation to study runoff processes occurring under extreme precipitation. Artificial rainfall was simulated on eighteen hillslopes over plot areas of 60 m² with intensities between 50 and 100 mm/h. Surface runoff and subsurface flow was observed and measured. Considerable differences in runoff generation were obtained. Not only did timing and volumes of flow vary, but different flow processes were also identified. At some plots, water infiltrated into the soil for many tens of minutes or even hours without forming any runoff. At other sites however, the precipitation was almost immediately transformed to discharge. Runoff generation was mostly the result of overland flow, in some specific cases however, subsurface flow dominated.

The soil water changes were measured with various instruments (soil moisture probes, tensiometers and piezometers). The wetting and draining mechanisms of the soils could be monitored during most of the experiments. Based on the experimental observations the various runoff processes could be identified, e.g. whether overland flow occurred as a result of soil saturation or due to exceeding the soils infiltration capacity. At some sites more information on the flow processes was provided by the numerical simulation calculations conducted with the model QSOIL by Faeh (1997). For the different processes, qualitative criteria were isolated which serve to define the determining conditions for these occurrences.

At some plots, experiments were repeated with different antecedent soil moisture conditions. Thus, dependent on the soil characteristics, varying degrees of the sensitivity of runoff generation to soil moisture content could be demonstrated. For example soils with upper horizons of reduced permeability generally displayed less variability in their runoff generation characteristics. Likewise, a shallow, highly permeable soil on a steep slope was insensitive to moisture changes.

Overland flow magnitudes could neither be related to the parameters of the upper soil horizons nor to the slope angle. Soil structure and particularly macropores, which serve as preferential flow pathways, were found to influence infiltration and runoff processes considerably. Due to the difficulties entailed in obtaining quantitative descriptions of macropore networks, it is difficult to assess their hydrological significance. Soil com-

pactation, hydromorphic and hydrophobic properties were however identified to serve as infiltration barriers, and play an important role in the formation of large flood discharge.

The principles applied in practical flood estimation methods were compared with the results of the rainfall simulation experiments. It became apparent that the fundamental assumptions of the these commonly used methods differ strongly from the actual processes of flood formation.

The results of the rainfall simulation experiments were incorporated in studies of flood discharge estimation. The experiments provided information on the dominant flow processes, enabling runoff generation under extreme precipitation to be assessed. For a small catchment which displayed high discharge following intensive rainfall, two experiments were performed additionally to accompanying studies in order to estimate the 100 year flood. This procedure has yet to be proven, but appears to provide vital information for the estimation of extreme flood discharge. Further field investigation is required not only to fully understand the mechanisms of runoff generation, but also to gain more experience on the practical applicability of such experimental data.

1. Einleitung

Extreme Niederschläge – seien es Starkregen oder lange Dauerregen – treten gelegentlich auf. Solche Ereignisse finden üblicherweise wenig Beachtung. Bewirken die Niederschläge aber, dass Bäche und Flüsse über die Ufer treten und Schäden anrichten, nimmt das allgemeine Interesse stark zu. Auf früher unbebauten Flächen sind heute Sachwerte (Wohn-, Industrie- und Gewerbegebäude) und Infrastruktur (Strassen, Bahnlinien, etc.) mit grossem Schadenspotential entstanden. Damit Menschen, ihr Hab und Gut und ihre Siedlungen möglichst selten zu Schaden kommen, wird ein Schutz gegen seltene Hochwasserereignisse (50-, 100- oder gar 1'000jährliche Hochwasser) angestrebt.

Für die statistische Ermittlung der massgebenden Hochwassermenge sind umfangreiche Abfluss-Messreihen notwendig. Da solche Messreihen besonders für kleine Einzugsgebiete kaum verfügbar sind, wurden Hochwasser-Abschätzverfahren entwickelt. Diese von vereinfachten Vorstellungen und Erfahrungswerten ausgehenden Verfahren bilden in der Praxis oft die Grundlage für aufwendige und kostspielige Hochwasser-Schutzmassnahmen.

Die Umwandlung von Niederschlag zu Abfluss hat schon Generationen von Hydrologen beschäftigt. Trotzdem liegen auf der Ebene der Grundlagenforschung nur wenige Resultate in einer Form vor, die für die Grössenabschätzung von Hochwassern nutzbar wären. Als Gründe dafür sind die komplexe Wirkungsweise hydrologischer Systeme, das seltene Auftreten extremer Hochwasser, aber auch die Tatsache anzusehen, dass sich die Hydrologie in der Vergangenheit zuwenig intensiv mit den entscheidenden Fragen der Abflussbildung befasste. So ist nicht ausreichend untersucht, welche Prozesse bei Hochwasserverhältnissen in Einzugsgebieten tatsächlich ablaufen. Bis heute ist von einer bestimmten Niederschlagsmenge und deren Intensität nicht eindeutig abzuleiten, in welcher Grössenordnung die für ein gegebenes Einzugsgebiet zu erwartende Abflussmenge liegen wird.

Hochwasser sind als Resultat der Niederschlagsbildung in der Atmosphäre, der Abflussprozesse auf der Oberfläche und im Boden und den Vorgängen in den Gerinnen zu betrachten. In der vorliegenden Arbeit werden die bei der Hochwasserentstehung ablaufenden **Abflussprozesse** mittels künstlicher Niederschläge auf Hangflächen untersucht. Die wichtigen Vorgänge werden identifiziert und ihre Ursachen soweit als möglich eruiert. Dies ge-

schieht in der Absicht, die Kenntnisse über Abflussprozesse zu erweitern und für künftige Hochwasserabschätzungen nutzbar zu machen.

2. Ausgangspunkt dieser Untersuchung

In den folgenden Unterkapiteln werden die Unterschiede bei der Entstehung von Hochwassern an konkreten Beispielen dargestellt und der Stand der Forschung mit den offenen Fragen aufgezeigt. Daraus werden Ziele und Konzept der vorliegenden Arbeit formuliert.

2.1 Unterschiede bei der Hochwasserentstehung aufgezeigt an drei benachbarten Einzugsgebieten

Einzugsgebiete unterscheiden sich in Form, Grösse, Relief und landschaftlicher Ausstattung zum Teil beachtlich. Es leuchtet ein, dass beispielsweise ein hochalpines Einzugsgebiet mit Firn und Gletschern verglichen mit einem flachen, ackerbaulich genutzten Tiefland-Einzugsgebiet andere landschaftshaushaltliche Funktionsweisen besitzt. Unterschiede in der Abflussbildung sind daher zu erwarten.

Am Beispiel von drei benachbarten, alpinen Einzugsgebieten wird in Anlehnung an Naef et al. (1990) aufgezeigt, wie Unterschiede in der physiogeographischen Ausstattung sich in einer differierenden Abflussbildung äussern, obwohl die Einzugsgebiete – zumindest auf den ersten Blick – ähnlich sind (Fig. 1). Die drei Einzugsgebiete der Bäche *Ursé* (8.34 km²), *Pednal* (8.79 km²) und *Varuna* (4.46 km²) liegen im Val Poschiavo im Südosten der Schweiz. Die Gebiete von Pednal und Ursé sind zwar etwas stärker bewaldet als das der Varuna (Tab. 1), weisen aber auch wesentlich

	Pednal	Ursé	Varuna
Höhenbereich	1630 - 3202 m ü. M.	1500 - 3400 m ü. M.	1750 - 3453 m ü. M.
Fläche	8.79 km ²	8.34 km ²	4.46 km ²
Wald-Anteil	28%	20%	6%
Gletscher/Firn	19%	3%	2%
Geologie	Melenco-Serpentin, Glimmergneise, Moränen, Hangschutt- und Bergsturzmaterial	Glimmerschiefer, Granitgneise, Augen- und Schiefergneise, Hangschutt- und Bergsturzmaterial	Bergsturzmaterial, Sackungsmassen, Augengneise, Schiefer- und Granitgneise
Felsflächen	35%	37%	14%
Flächen mit Lockermaterial	46%	60%	84%

Tab. 1: Physiogeographische Daten der drei Einzugsgebiete Pednal, Ursé und Varuna.

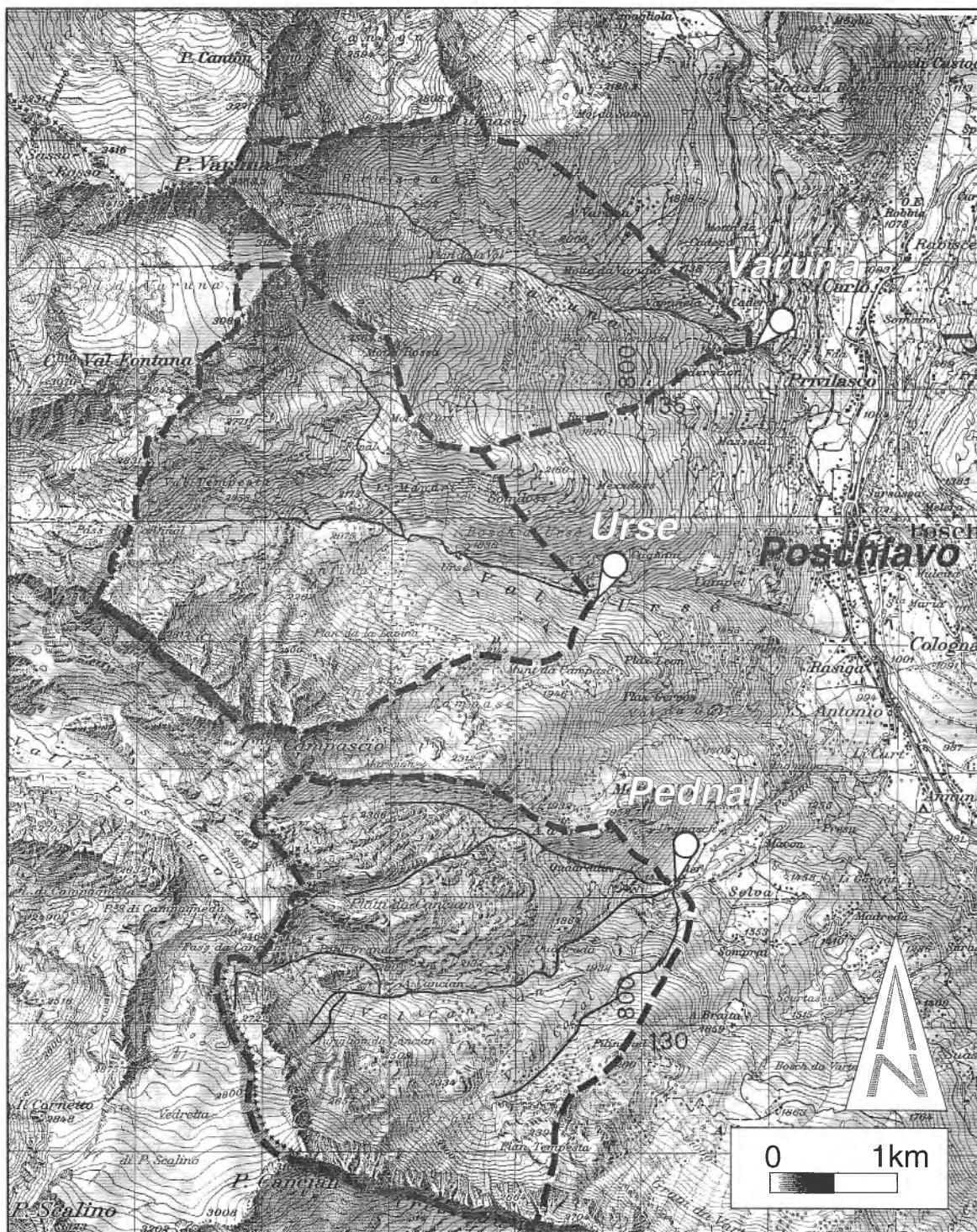


Fig. 1: Ausschnitt der Landeskarte 1:50'000 Blatt Bruiso mit den drei Einzugsgebieten Varuna, Pednal und Ursé.

Reproduziert mit Bewilligung des Bundesamtes für Landestopographie vom 13.3.1996.

grössere Gebiete mit Felspartien und schwacher Bodenbildung auf (35 bzw. 37% der Gebietsfläche). Bei der Varuna wird der oberflächennahe Untergrund weitgehend von grösseren Lockergesteinsmassen in Form von Sackungen, Schutt- und Schwemmkegeln bestimmt (84%).

Gemäss Naef et al. (1990) fielen anfangs Juni 1987 in dieser Region innerhalb von drei Tagen zwischen 93 mm (Station Robbia, 1078 m ü.M.) und 140 mm (Station Bernina Ospizio, 2307 m ü. M.) Niederschlag. Infolge hoher Nullgradgrenze regnete es am 7. und 8. Juni auf allen Höhenstufen. Es ist anzunehmen, dass aufgrund der Abkühlung am 9. und 10. Juni die Niederschläge in den Gebieten über 2000 m ü. M. in Schnee übergingen und damit eine Schneerücklage entstand. In der Figur 2 sind der Verlauf der spezifischen Abflüsse der drei Einzugsgebiete und der Niederschlagsverlauf an der Station Robbia aufgezeichnet.

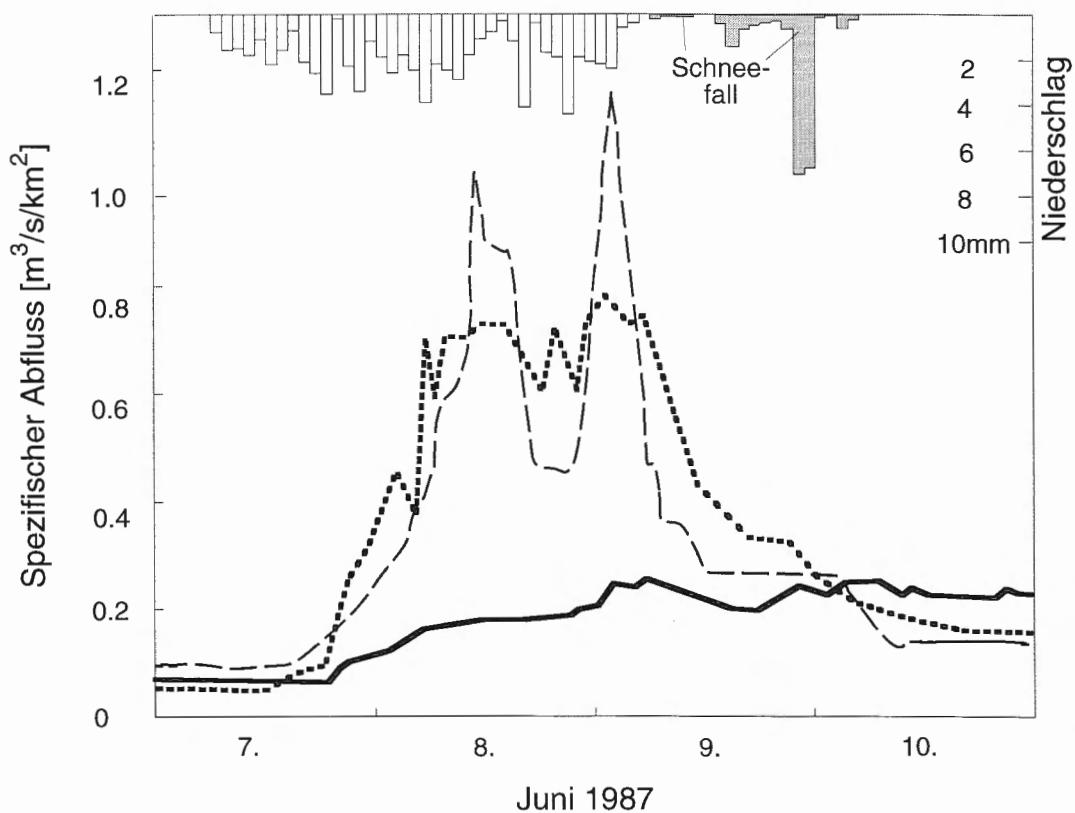


Fig. 2: Abflussganglinien der spezifischen Abflüsse von Varuna —, Pednal —— und Ursé ·····

Während im Gebiet des Ursé und des Pednal rasch Abfluss in Form von markanten, zweigipfligen Hochwasserwellen entstanden, reagierte das Ge-

biet der Varuna langsamer und gedämpfter auf den grossen Niederschlag, dafür über einen längeren Zeitraum. Trotz unmittelbarer Nachbarschaft sind in diesen drei Einzugsgebieten ausgeprägte Unterschiede der Abflussbereitschaft vorhanden. Die grossen Abflüsse von Ursé und Pednal mit den markanten Abflussspitzen stammen von wenig speicherfähigen Flächen mit Felsuntergrund und schwach entwickelten Böden. Dort spielen sich "schnell-wirksame" Abflussprozesse wie Oberflächenabflüsse und rasch auftretende Abflüsse im Boden ab.

Im Gebiet der Varuna hingegen infiltrierte ein Grossteil des Wassers in die mächtigen Schutt- und Sackungsmassen, wo es vorübergehend gespeichert wurde und nur sehr verzögert als Grund- oder Hangwasser dem Gerinne zufloss. Unterschiede der Abflussganglinien entstehen folglich als Resultat gebietsspezifischer **Abflussprozesse**. Die Analyse der 30jährigen Pegel- aufzeichnungen bestätigte, dass es im Gebiet der Varuna bisher nie zu grösseren Hochwassern gekommen war (Naef et al. 1990)¹. Wären diese Unterschiede der Abflussbildung auch ohne Abflussmessungen vorauszusagen?

Dieses Beispiel veranschaulicht, dass Bodenkörper und geologischer Untergrund die Abflussbildung entscheidend beeinflussen. Ein Grossteil der Abflussprozesse läuft da in einer Art "*black box*" ab, ohne dass die Vorgänge im Einzugsgebiet während des Ereignisses beobachtbar, geschweige denn messbar, sind. In einem Einzugsgebiet muss die Umwandlung von Niederschlag zum Gebietsabfluss daher als Summe vieler Prozesse verstanden werden. Wie stark einzelne Prozesse zu dieser Summe beitragen, ist auf den ersten Blick ungewiss. Erst wenn die massgebenden Prozesse im Gelände besser bestimmt werden können, lassen sich die grossen Unterschiede der Abflussbildung ganzer Einzugsgebiete genauer voraussagen.

1 Aus dem Einzugsgebiet der Varuna ergoss sich im selben Jahr ein grosser Murgang ins Haupttal des Puschlav, der viel Schutt und Schlamm mit sich führte und in der Ortschaft Poschiavo grosse Schäden anrichtete. Naef et al. (1990) schlossen daraus, dass steile Gebiete wie das der Varuna mit viel abgelagertem Lockermaterial imstande sind, viel Wasser zu speichern, und so die Bereitschaft, grosse Hochwasser zu bilden, mindern. Bei grösseren Niederschlägen besteht hingegen eine latente Gefahr, dass die sich aufgesättigenden Lockermassen instabil werden und zusammen mit einem Teil des infiltrierten Niederschlagswassers plötzlich als Murgang zu Tale kommen.

2.2 Abflussbildung: Historischer Abriss und Stand der Forschung

2.2.1 Historischer Abriss

Die hydrologische Forschung, die für den heutigen Forschungsstand bedeutend ist, begann in den Dreissigerjahren. Anderson und Burt (1990) listeten die einzelnen Schritte auf. Sherman (1932) entwickelte den ***Unit Hydrograph***, ein Blackbox-Modell, das erlaubt, einen Niederschlag in eine Abflussganglinie umzuformen. Etwa gleichzeitig stellte Horton (1933) seine Infiltrationstheorie auf, aus der der ***Infiltration-Excess Overland Flow*** hervorging. Sie besagt, dass die Infiltrationskapazität des Bodens darüber entscheidet, ob sich Oberflächenabfluss bildet oder nicht. Weiter folgte Horton, dass bei einem Niederschlagsereignis der Oberflächenabfluss dem Gerinneabfluss entspricht, und das infiltrierte Wasser den Basisabfluss darstellt. Diese beiden Theorien harmonierten gut miteinander und dominierten über Jahrzehnte die Hydrologie.

Hursh (1944), der sich mit Infiltration, der Wasserbewegung durch Böden und dem Einfluss der Vegetation auf den Abfluss beschäftigte, stellte fest, dass in bewaldeten Gebieten selten Oberflächenabfluss vorkommt und die Ideen Hortons dort meistens keine Gültigkeit haben.

Das ***Variable-Source-Area***-Konzept (Hewlett 1961) wurde massgeblich durch Hurshs Arbeiten inspiriert. Figur 3 zeigt die Ausdehnung der zum Abfluss beitragenden Flächen im Verlaufe eines Niederschlagsereignisses. In feuchten bis nassen Quellmulden entsteht zuerst Abfluss. Diese Flächen werden gemäss Dunne und Black (1970b) bald gesättigt, wodurch sich Oberflächenabfluss und *Return Flow* bildet. In leicht vernässten Gebieten entlang der Gerinne und auf flachgründigen Böden bildet sich ebenfalls verhältnismässig rasch Abfluss; gerinneferne Flächen mit durchlässigen, tiefgründigen Böden tragen aufgrund ihres grossen Speichervermögens kaum, oder erst sehr verzögert, zum Abfluss des Gebiets bei.

Dickinson und Whiteley (1970) sahen in der Idee des ***Variable-Source-Area***-Konzepts eine Interpretation des Abflusskoeffizienten (Anteil des abfliessenden Niederschlags), der sich mit zunehmender Niederschlagsdauer erhöht. Die Erhöhung des Abflusskoeffizienten ist mit der zunehmenden Ausdehnung der beitragenden Flächen während des Niederschlagsereignisses in der Figur 3 gut nachvollziehbar.

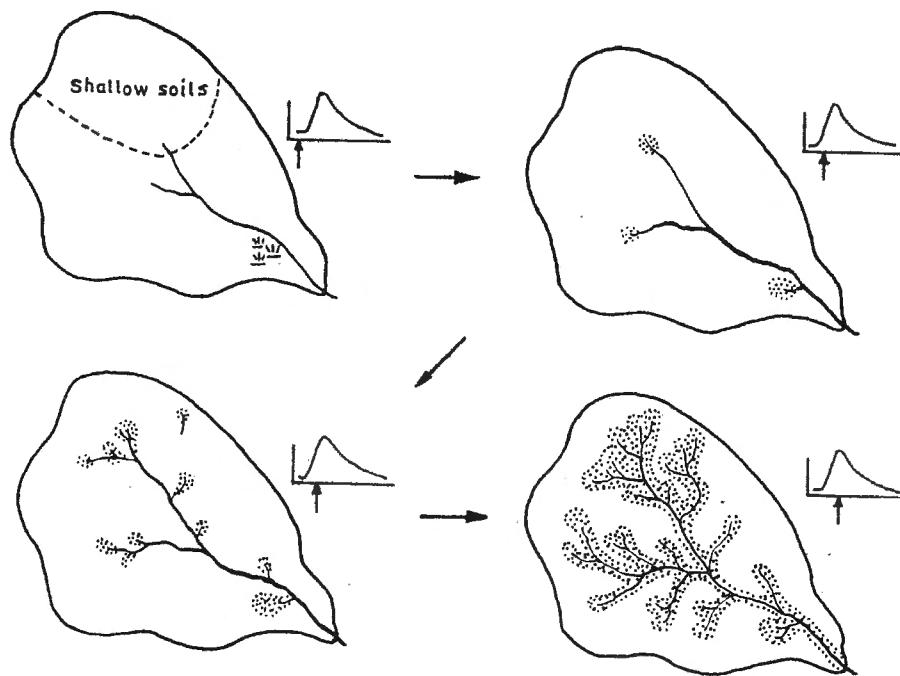


Fig. 3: Das Variable-Source-Area-Konzept [nach Hewlett und Nutter (1970) in Chorley (1978)]. Die zum Abfluss beitragenden Flächen werden im Verlaufe des Niederschlagsereignisses grösser.

Das **Partial-Area**-Konzept (Betson 1964) ging davon aus, dass *Infiltration-Excess Overland Flow* der massgebende Abflussprozess ist. Dieser Prozess soll aber nur auf sehr begrenzten Teilflächen vorkommen. Ab den Sechzigerjahren wurde die Forschung der Abflussbildung an Hängen stark intensiviert (Whipkey 1965, Dunne und Black 1970a, Weyman 1973 u.v.a.), woraus sich ein eigener Forschungszweig entwickelte, die **Hillslope Hydrology**. Aus dem gleichnamigen Werk (Kirkby 1978) geht hervor, dass die Identifikation und das Verständnis der physikalischen Abflussprozesse ein wichtiges Ziel dieser Forschungsrichtung war.

Die zunehmende Verfügbarkeit leistungsfähiger Computer liess die Zahl unterschiedlicher Modelle anwachsen. **Physically based distributed models** wurden in den Achtzigerjahren aus der *Hillslope Hydrology* entwickelt. Diese Modelle versuchen unter Einbezug von Einzugsgebiets-Eigenschaften Stoff- und Wasserflüsse nachzubilden. Der zunehmende Trend zur Modellierung hat zu einer Verminderung der prozessorientierten Feldforschung geführt, obwohl zuverlässige Daten über Abflussprozesse wichtige Grundlagen für diese Modelle bilden würden.

In den vergangenen fünfzehn Jahren wurde mit Hilfe von Isotopen (z.B. ^{18}O) als natürliche Markierstoffe (Tracer) versucht, von der Herkunft und dem Alter des Wassers auf die abgelaufenen Prozesse zu schliessen. Das Wasser wird in "neues", vom Regenereignis stammendes, und in "altes", von früheren Niederschlägen stammendes Wasser, unterteilt [Pearce et al. (1986), Buttle (1994), Bonell et al. (1990)].

2.2.2 Stand der Forschung und aktuelle Fragen

Die Abflussbildung ist also als Resultat verschiedener Prozesse zu betrachten. Anderson und Burt (1990) sowie Beven (1989) haben die Erkenntnisse über Abflussprozesse im Boden, Gerits et al. (1990) die des Oberflächenabflusses, zusammengestellt. Über die Abflussbildung und ihre Prozesse sind viele Feld-Untersuchungen ausgeführt worden. Wichtige Arbeiten zu diesem Thema sind in der Tabelle 2 aufgeführt.

Bei der Frage der Abflussbildung interessiert, wieviel Wasser in den Boden eindringen kann, und welche Fliesswege es benutzt. Grundsätzlich werden zwei verschiedene Fliessarten resp. Fliesswege unterschieden. Entweder bewegt sich das Wasser über die Poren der Bodenmatrix durch den Boden (vgl. Kap. 3), oder es folgt vorgegebenen Strukturen im Boden wie Rissen, Wurmröhren etc.

Beven und Germann (1982) betonten den grossen Einfluss bevorzugter Fliesswege im Boden auf Infiltration und Abflussbildung. Mosley (1982) und Wilson et al. (1990) konnten die Bedeutung von leistungsfähigen Fliesswegen auf den Abfluss im Boden (lateraler Fluss) bei ihren Feldexperimenten eindrücklich zeigen. Die Erhöhung der Infiltrationskapazität infolge bevorzugter Fliesswege wurde durch verschiedene Autoren beschrieben. Flury et al. (1994) verregneten Farbtracer auf Böden von unterschiedlicher Beschaffenheit. Beim Offenlegen der Bodenprofile verschiedener Standorte konnte eine Vielfalt von Fliessmustern beobachtet werden. Einige Muster deuteten auf die Wasserbewegung durch die Bodenmatrix hin, während andere als Resultat der Wasserbewegung entlang bevorzugter Fliesswege oder auf eine Kombination beider Mechanismen interpretiert werden konnten. Einfache Konzepte, die eine Einschätzung der Wirksamkeit bevorzugter Fliesswege auf Infiltration oder lateralen Abfluss für bestimmte Böden erlauben würden, sind noch keine verfügbar.

Autor(en)	Thematik	Erkenntnisse
Whipkey (1965) Weyman (1974) Chamberlain (1972) Arnett (1974)	Abfluss im Boden	Auf durchlässigen Böden mit Stauschicht fliesst der grösste Teil des Niederschlags im Boden zum Vorfluter.
Dunne u. Black (1970a)	Oberflächenabfluss und Abfluss im Boden	Abfluss im Boden scheint den Autoren nicht bedeutungsvoll. Oberflächenabfluss aufgrund gesättigter Böden scheint in ihrem Gebiet eher für raschen Abfluss wichtig.
Turton et al. (1992)	Abfluss im Boden	Kurz nach Einsetzen des Niederschlags entsteht Abfluss im Boden als Fluss in Makroporen.
Sklash u. Farvolden (1979)	Grundwasserspiegel-Anhebung	Rasche Infiltration über grosse Poren führt zur Anhebung des Grundwasserspiegels.
Tanaka et al. (1988)	Pipes (natürliche Röhren im Boden)	Über Pipes wird der Grundwasserkörper effizient entwässert.
Mosley (1982)	Fliessgeschwindigkeiten im Boden	Er stellt wesentlich höhere als durch die Matrix zu erwartende Fliessgeschwindigkeiten in einem bewaldeten Hangboden fest.
Beven u. Germann (1982) Germann (1990)	Übersicht über Wasserfluss in Makroporen	Makroporenfluss tritt auf, wenn sämtliche Verluste an Bodenkörper (Matrix) gedeckt werden können, d.h. die Niederschlagsintensität genügend gross ist.
Wilson et al. (1990)	Wasserfluss in Makroporen	Makroporenfluss bei feuchten, aber auch bei sehr trockenen Bodenverhältnissen.
Flury et al. (1994)	Tracerexperimente: Infiltrationswege des Wassers	Je nach Beschaffenheit des Bodens werden verschiedenste Infiltrationsmuster über Matrix oder / und Makroporen festgestellt.
Robinson et al. (1987) Hendriks (1993)	Makroporen	Makroporen werden periodisch gebildet.
Pilgrim et al. (1978) Woods et al. (unpubl.)	Abflussprozesse	Es werden verschiedenste Abflussprozesse auf kleinem Raum festgestellt.
Beven (1989)	Abflussprozesse	Vermutung, dass sämtliche bekannten Abflussprozesse auf verschiedenen Flächen eines Einzugsgebiets während eines Niederschlagsereignisses vorkommen können.
Moore et al. (1976) O'Loughlin (1986)	Beitragende Flächen	<ul style="list-style-type: none"> - Kriterien zur Ausscheidung beitragender Flächen (<i>CoA</i>). - Identifikation von <i>CoA</i> mit Hilfe topograph. Analysen. Bodendurchlässigkeit ist wichtiger Einflussfaktor. - Rückschluss vom Gebietsabfluss auf die Grösse der <i>CoA</i>. - Topmodell: basiert auf <i>CoA</i>, welche durch einen Relief-Index ermittelt werden.
Dickinson u. Whiteley (1970) Beven u. Kirkby (1979)		

Tab. 2: Eine Auswahl bedeutender Arbeiten der Abflussprozess-Forschung.
(*CoA* = Contributing Areas sind zum Abfluss beitragende Flächen).

Pilgrim (1978) beobachtete bei Beregnungsversuchen und Wood et al. (unveröffentlicht) bei natürlichen Niederschlägen verschiedene Abflussprozesse auf derselben Hangfläche. Diese Prozessvielfalt scheint in engem Zu-

sammenhang zu den Erkenntnissen sowohl von Mosley, Wilson et al., als auch von Flury et al. zu stehen. Sie kann als Folge des unterschiedlichen Leistungsvermögens von Infiltration und lateralen Wasserflüssen interpretiert werden. Treten verschiedene Prozesse gleichzeitig nebeneinander auf, so stellt sich aber die Frage, welcher Prozess die Abflussbildung dominiert, d.h. auf welche Art am meisten Wasser abfließt.

Anderson und Burt (1990) legten den Forschungsbedarf hinsichtlich der Abflussprozesse im Boden dar. Ihre Forderungen sind von allgemeiner Bedeutung und gelten daher auch für die Prozesse des Oberflächenabflusses. Es müssen:

- die Mechanismen der verschiedenen, sich im Boden abspielenden Abflussprozesse isoliert werden,
- die Schwellenwerte dieser Prozesse erkannt werden,
- die räumlichen Variabilität des Prozessgeschehens genauer untersucht werden.

Verschiedene Forscher schlagen vor, das Einzugsgebiet in zum Abfluss beitragende und nicht beitragende Flächen zu unterteilen. Beven und Kirkby (1979), O'Loughlin (1986), Moore et al. (1976) weisen daher dem Relief die Hauptrolle zu. Dies wird auf folgende Art begründet: da sich in Geländemulden das Bodenwasser sammelt, herrscht dort zwischen Niederschlagsereignissen ein geringeres Bodenfeuchtedefizit als auf den übrigen Flächen des Gebiets. Treffen Niederschläge ein, entsteht somit in Geländemulden rasch Abfluss.

Diese Beurteilung der Abflussbereitschaft von Einzugsgebieten kann aber nicht genügen, weil auf undurchlässigen oder flachgründigen Böden ebenfalls rasche Abflussbildung zu erwarten ist, ungeachtet ihrer Lage im Relief. Zudem haben verschiedene Forscher festgestellt, dass rasches Fließen im Boden entlang bevorzugter Fliesswege auftreten kann, ohne dass der Boden vollends gesättigt ist. Aus diesem Grund forderte Germann (1993) ein Umdenken bei der Kartierung von beitragenden Flächen.

Die Abflussbildungs-Prozesse sind zwar verschiedentlich schon beschrieben worden [z.B. Beven (1989)]. Soll jedoch für ein Gebiet und ein bestimmtes Regenereignis die Grösse des Abflusses und der daran beteiligten Prozesse bestimmt werden, sind nach wie vor erhebliche Unsicherheiten vorhanden. Zur Verbesserung dieser Situation sind deshalb weitere prozessorientierte Untersuchungen unumgänglich.

2.3 Ziele und Leitfragen dieser Untersuchung

Das vorangegangene Kapitel hat die beabsichtigte Forschungsrichtung anhand des heutigen Wissensstandes vorgestellt. Vertiefte Einsicht in die Wirkungsweise der Abflussprozesse zu erlangen, wurde als Hauptziel formuliert.

An der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der ETH Zürich (VAW) wurden bereits früher Abflussprozesse untersucht. E. Kölla und P. Zuidema haben in den 80er Jahren mit Hilfe künstlicher Be- regnungen die Abflussbildung untersucht. Auf ihren Erfahrungen stützte Kölla (1986) die Hochwasser-Schätzformel ab, und Zuidema (1985) baute darauf sein numerisches Modell einer Hangscheibe auf. Das Modell ist in der Lage, die meisten Abflussprozesse nachzubilden. Mit der hier vorliegenden Untersuchung und jener von Faeh (1997) wird der Anschluss an die Forschungsarbeiten von Kölla und Zuidema angestrebt. Die vorliegende, ebenfalls an der VAW durchgeführte Arbeit entstand als Bestandteil eines Forschungsprojekts mit der Fragestellung

"Die Auswirkungen des Rückhaltevermögens natürlicher Einzugsgebiete bei extremen Niederschlagsereignissen auf die Grösse extremer Hochwasser"

und war dem Grossprojekt des nationalen Forschungsprogrammes (NFP 31) "Klimaänderungen und Naturkatastrophen" angegliedert. Für Projekt und diese Dissertation wurden folgende Ziele formuliert:

Vertiefung des Verständnisses der bei der **Entstehung von Hochwasser entscheidenden Abflussprozesse und Retentionsmechanismen.**

Mit der Bearbeitung der folgenden Leitfragen wurde im Projekt versucht, diese Ziele zu erreichen:

- Welches sind die massgebenden, das Abflussgeschehen dominierende Prozesse bei unterschiedlich ausgestatteten Hängen?
- Unter welchen Bedingungen werden diese Prozesse in Gang gesetzt?
- Abfluss im Boden gilt im Wald unter bestimmten Voraussetzungen als hochwasserrelevant. Ist dieser Abflussprozess auch im Freiland für die Entstehung von Hochwassern von Bedeutung?

- Lässt die verbesserte Prozesskenntnis das Lokalisieren bestimmter Prozesse im Gelände zu?

Aus den oben formulierten Teilzielen ist das Konzept der vorliegenden Arbeit abgeleitet worden.

2.4 Konzept

Wie natürliche "Wasser-Rückhalte-Mechanismen" bei Starkregen funktionieren, ist auf der Skala von Einzugsgebieten kaum zu erforschen, weil der Gebietsabfluss die Summe vieler Teilprozesse ist. Auch treten grössere Hochwasser als Folge von Starkregen in einem bestimmten Gebiet selten auf, und so ist die Untersuchung solcher Extremereignisse in Natura so gut wie unmöglich. Deshalb sieht diese Untersuchung die **künstliche Berechnung möglichst vieler natürlicher Hangparzellen unterschiedlichen Aufbaus** vor. Diese Vorgehensweise erlaubt es, die Abflussbildung bei Starkregen eingehend zu studieren. Gemessen werden die Wasserflüsse auf und unter der Oberfläche sowie die Änderungen des Bodenwassergehalts, um die Abflussprozesse und ihre Ursachen bestimmen zu können.

Die Standardisierung der Versuche bezüglich berechneter Fläche und Niederschlagsintensität schafft eine wichtige Voraussetzung für die Vergleichbarkeit der Resultate. Der experimentelle Ansatz auf Kleinparzellen bietet zudem weitere Vorteile:

- dimensionsmässige Zwischenstellung des Forschungsgegenstandes (zwischen Bodensäule und Kleineinzugsgebiet),
- weitgehend homogene Bodenverhältnisse,
- Wiederholung der Berechnungsversuche bei unterschiedlichen Ausgangsbedingungen,
- Experimente in unterschiedlichen Gesteinslandschaften (mit unterschiedlichem Hangaufbau, Nutzungsart etc.) sind möglich.

Hohe Berechnungsintensitäten zwischen 50 und 100 mm/h wurden angestrebt. Die Versuchsdauer wurde auf eine bis mehrere Stunden veranschlagt. Für die Dauer einer Stunde entspricht dies für schweizerische Verhältnisse der Grössenordnung starker Gewitter mit einer Jährlichkeit von

ungefähr 100 Jahren. Verschiedene Ereignisse dieser Grösse wurden in der Schweiz schon gemessen. So brachte beispielsweise ein 90minütiger Starkregen am 1.7.1987 in Arth-Goldau 105-110 mm Niederschlag (Intensität von 70-73 mm/h). Ein noch seltenerer Starkniederschlag ereignete sich im Oberlauf der Gürbe, dem Gantrisch-Gurnigelgebiet. Dort fielen am 29.7.1990 während vier bis fünf Stunden 269 mm Niederschlag (Intensität von 54-67 mm/h) [Geiger et al. (1991)].

Die Feldversuche wurden gemeinsam mit Andrew Faeh durchgeführt. Er baute die Möglichkeiten des zweidimensionalen Finite-Elemente-Modell von Zuidema (1985) aus und rechnete damit verschiedene Beregnungsversuche nach. Das Modell (QSOIL) ist in der Lage, sämtliche Abflussprozesse nachzubilden. Die Zusammenarbeit mit A. Faeh hatte wichtige Synergieeffekte. Nebst der effizienten Abwicklung der Beregnungsversuche (Standortwahl, Versuchsaufbau und Durchführung) war es möglich, nicht eindeutig identifizierbare Prozesse oder vage Vorstellungen der Abflussbildung mittels Simulationsrechnung zu prüfen. Die Resultate dieser Berechnungen sind Andrew Faehs Dissertation zu entnehmen (Faeh 1997).

3. Die Prozesse der Abflussbildung – Terminologie und theoretische Einführung

3.1 Oberflächenabfluss-Prozesse (*Overland Flow*)

Für die Prozessbezeichnung werden die englischen den deutschen Begriffen vorgezogen, da z.T. adaequate deutsche Übersetzungen fehlen. Die aufgeführten Prozesse sind in Figur 4 dargestellt. Die *Overland Flow*-Prozesse werden nach ihrer Entstehung in fünf Typen unterschieden (a-e).

3.1.1 Hortonische Abflussprozesse

Diese Abflussprozesse wurden durch Horton (1933) als *Infiltration excess overland flow* beschrieben. Er ging davon aus, dass Oberflächenabfluss entsteht, wenn die Niederschlagsintensität die Infiltrationskapazität des Bodens übersteigt. Dies ist bei undurchlässigen Böden oder auf schwach durchlässigen Flächen der Fall.

a) Absolute Hortonian und b) Delayed Hortonian Overland Flow

Ist die Niederschlagsintensität hoch und der Boden wenig durchlässig, so

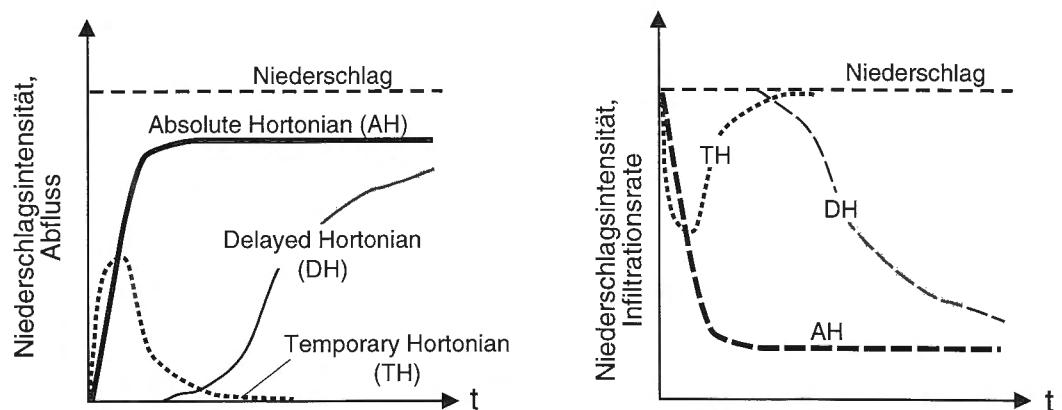


Fig. 5: Abflussganglinien der Hortonischen Abflussprozesse und die entsprechenden Infiltrationsraten im zeitlichen Verlauf.

dass bereits kurz nach Niederschlagsbeginn kaum mehr Wasser in den Boden infiltrieren kann, ergibt sich Oberflächenabfluss, der in dieser Arbeit als absolute Hortonian Overland Flow (AH) bezeichnet wird. Figur 5 stellt

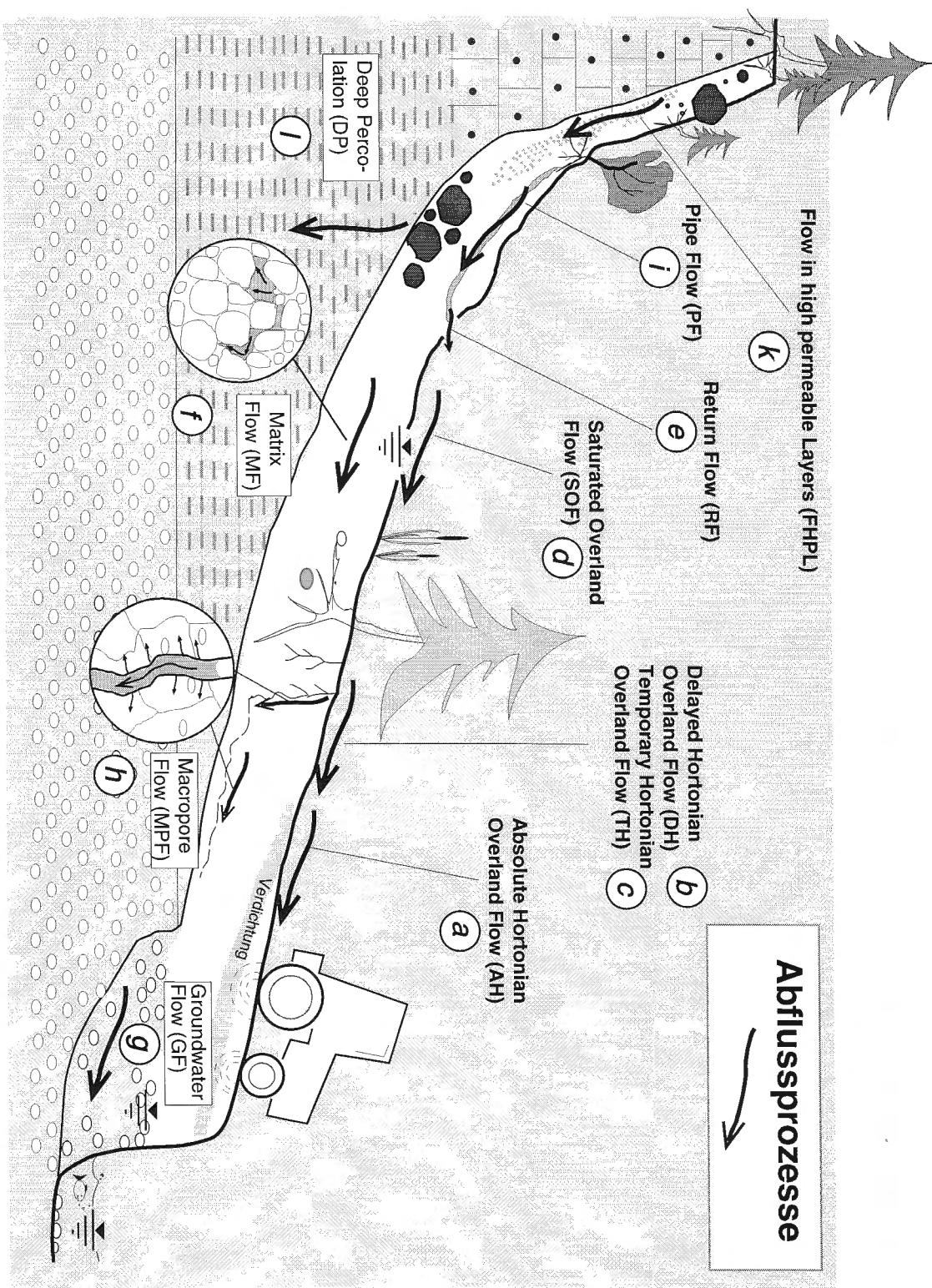


Fig. 4: Die Abflussprozesse dargestellt an einem Hangschnitt.

▼ Wasserspiegel

Abfluss und Infiltration bei den drei Hortonischen Abflussprozessen dar. Wenn die Niederschlagsintensität geringer oder der Boden durchlässiger ist, so kann der Boden vorerst noch sämtliches Wasser aufnehmen. Aufgrund der zunehmenden Befeuchtung des Bodens nimmt die Infiltrationsrate jedoch ab, und damit entsteht zeitlich verzögerter Oberflächenabfluss, der als *Delayed Hortonian Overland Flow (DH)* bezeichnet wird (Bergsma 1983).

c) *Temporary Hortonian Overland Flow (TH)*

Oberflächenabfluss, der aufgrund zeitweiliger, im Oberboden herrschender Infiltrationshemmnisse entsteht, wird in dieser Arbeit als *Temporary Hortonian Overland Flow* bezeichnet. Infiltrationshemmnisse können bei starker Austrocknung durch den Benetzungswiderstand der Bodenpartikel, aber auch beispielsweise durch chemische Substanzen, wie sie in hydrophoben Humusformen vorkommen, bewirkt werden [Burch et al. (1989), Holzhey (1969)].

3.1.2 *Saturation Overland Flow und Return Flow*

d) *Saturation Overland Flow (SOF)*, gesättigter Oberflächenabfluss

Diese Form des Abflusses entsteht, wenn nach der völligen Sättigung des Bodenprofils dessen Speicherkapazität erschöpft ist. Jede weitere Wasserzugabe fliesst unabhängig von der Niederschlagsintensität oberflächlich ab (Kirkby und Chorley 1967).

e) *Return Flow (RF)*

In den Boden infiltriertes Wasser, welches nach einer kurzen Fliessstrecke wieder an der Oberfläche erscheint, wird als *Return Flow* bezeichnet (Dunne et al. 1970b). Das Wasser kann konzentriert aus bevorzugten Fliesswegen wie *Pipes* oder Makroporen austreten, oder diffus als Folge von Gefällswechseln im Hang und Ausstreichen von Verdichtungshorizonten.

3.2 Fliessprozesse im Boden (*Subsurface Flow: SSF*)

Überwindet das Niederschlagswasser die Oberflächenschicht und dringt in den Boden ein, so kann das Wasser in der Matrix gebunden werden, oder es erfolgt Tiefensickerung bis zu einem allfällig vorhandenen Grundwasserkörper. Das Wasser kann sich entweder kapillar, in den Poren der Bodenmatrix bewegen [Mikro- oder Feinporen ($d < 0.2 \mu\text{m}$) und Mesoporen ($d = 0.2 - 10 \mu\text{m}$)], oder nichtkapillar über die grösseren Makroporen (Grobporen) in den Boden eindringen. Als Makroporen werden Hohlräume im Boden bezeichnet, die von abgestorbenen Pflanzenwurzeln, Schwundrissen, Tergängen wie Wurmöhren u.v.m. stammen. Böden bestehen aus verschiedenen Horizonten von unterschiedlicher Durchlässigkeit. So ist es möglich, dass in einem gut durchlässigen Bodenhorizont, welcher über einer weniger durchlässigen oder gar undurchlässigen Schicht liegt, lateraler Abfluss entstehen kann. Hier werden sechs verschiedene Formen des Wasserflusses im Boden unterschieden:

f) Matrix Flow (MF), Matrixfluss

Dieses Wasser bewegt sich kapillar durch die Mikro- und Mesoporen der Bodenmatrix gemäss herrschender Druckunterschiede (Kapillarspannung). Es werden gesättigter und ungesättigter *Matrix Flow* unterschieden. Die Geschwindigkeit der Wasserbewegung hängt von der Durchlässigkeit des Bodens ab, welche von Körnung und Porosität bestimmt wird. Bei feuchtem Boden ist die Durchlässigkeit höher als in trockenem Zustand.

g) Groundwater Flow (GF), Grundwasserabfluss

Das im Untergrund angesammelte, die Hohlräume der Lockersedimente und Gesteine füllende Grundwasser kann nur unter gewissen Umständen zum Hochwasserabfluss beitragen. Voraussetzung ist eine "ungehinderte" Verbindung zwischen Oberfläche, Grundwasser und Vorfluter.

Wasser kann sich entlang bevorzugter Fliesswege durch den Boden bewegen. Als bevorzugte Fliesswege gelten:

- Makroporen ($0.01 \text{ mm} < d < 10 \text{ mm}$)
- Röhren (*Pipes*) ($d > 10 \text{ mm}$)
- hochdurchlässige Schichten (*high permeable layers*)

h) Macropore Flow (MPF), Fluss durch Makroporen

Der *Macropore Flow* unterliegt nur der Schwerkraft und kann vertikal (Infiltration oder Tiefensickerung) oder lateral erfolgen. Dabei können sehr

hohe Fliessgeschwindigkeiten bis zu 2 cm/s auftreten (Mosley 1982). Die Geschwindigkeiten hängen stark vom Aufbau der Böden, ihrer Feuchte und der Beschaffenheit der Makroporen (Durchmesser, Kontinuität sowie Interaktion mit der umgebenden Matrix) ab. Wasserflüsse in Makroporen können im Gegensatz zu Wasserflüssen in der Bodenmatrix bedeutend zur Abflussspitze in Vorflutern beitragen [Wilson et al. (1990), Mosley (1979)].

i) Pipe Flow (PF), Fluss durch Bodenröhren

Konzentrierter Abfluss im Boden kann in natürlich entstandenen *Pipes* (Röhren) erfolgen. Die Entstehung solcher Hohlräume können auf Feinmaterial-Auswaschungen, auf abgestorbene und verwesete Wurzeln sowie auf Hohlräume, wie sie von Tieren (z.B. Mäusen) verursacht werden, zurückgehen. In dieser Arbeit wird von *Pipes* gesprochen, wenn ihr Durchmesser > 10 mm ist. Eine allgemein akzeptierte Grenze zwischen Makroporen und *Pipes* gibt es nicht; oft werden *Pipes* auch zu den Makroporen gezählt. Wasserflüsse in *Pipes* entstehen, wie bei Makroporen, wenn der Niederschlagsinput grösser als sämtliche Verluste an die Matrix ist. Ob *Pipe Flow* vorkommt, hängt von Feuchte und Durchlässigkeit der umgebenden Matrix sowie vom Input ab.

Oft tritt das Wasser von *Pipes* an Unterhängen, Gefällsknicken und Stellen, wo ein Wechsel der Bodeneigenschaften auftritt, wieder an die Oberfläche. Diese Erscheinung wird *Return Flow* (vgl. Kap. 3.1.2) genannt.

k) Flow in high permeable Layers (FHPL), Fluss in hochdurchlässigen Schichten

Über Fels oder schwach durchlässigen Substraten können durch Auswaschung von Feinmaterial hochdurchlässige Schichten entstehen. Bei seiner Untersuchung der *Subsurface Flow*-Fliessgeschwindigkeiten stellte Mosley (1982) solche Schichten in bewaldeten Hangböden fest. Im Zusammenwirken mit Hohlräumen verweseter Wurzeln vermögen diese gut durchlässigen Schichten das Wasser schnell durch den Boden zu leiten.

l) Deep Percolation (DP), Tiefensickerung

In den Boden infiltriertes Wasser kann, sofern eine durchlässige geologische Unterlage vorhanden ist, in diese weitersickern. Dieser Prozess kann sowohl als *Matrixflow* als auch *Flow along preferential pathways* erfolgen.

Sehr wirksamer *Pipe Flow*, *Macropore Flow* und *Flow in high permeable Layers* wird als *Subsurface Stormflow* bezeichnet.

3.3 Infiltrationsprozesse

Der Infiltrationsprozess ist für die Art des Abflusses entscheidend. Dringt ein Grossteil des Wassers in den Boden ein, so ist eine wichtige Voraussetzung für vorübergehende Speicherung, für Grundwasserabfluss und für laterale Abflussprozesse gegeben. Kann wenig Wasser in den Boden infiltrieren, so werden Oberflächenabfluss-Prozesse in Gang gesetzt. Es sind dieselben Prozesse *Matrix Flow* und *Macropore Flow*, wie sie im Kapitel 3.2 (Fliessprozesse im Boden) vorgestellt wurden. Bevorzugte Fliesswege fördern die Infiltration, da sie die "aktive" Oberfläche wesentlich vergrössern.

4. Auswahl der Beregnungsstandorte, Messmethodik und ähnliche Untersuchungen

4.1 Auswahl der Beregnungsstandorte

Sehr unterschiedlich aufgebaute Hangböden nördlich des Alpenkammes wurden für Beregnungsversuche ausgewählt, um die Abflussreaktionen (Ausmass der Abflussbildung) zu untersuchen. Absicht war, ein möglichst breites Spektrum verschiedener Abflussreaktionen und Prozesse zu analysieren und gleichzeitig die sich einstellenden Abflüsse gut bilanzieren zu können.

Im Zusammenhang mit der Bodenerosionsforschung wurden von verschiedenen Forschungsgruppen zahlreiche Ackerlandstandorte beregnet (vgl. Kap. 4.3). Dabei zeigte sich, dass Bearbeitungsart, -zustand und -vorgeschichte der Parzelle sowie die Verschlämmbarkeit des Bodens einen wesentlichen Einfluss auf Infiltration, Bildung und Hydraulik des Oberflächenabflusses und damit auf die Bodenerosion ausüben (DVWK 1985). Die Abflussbildung auf ackerbaulich genutzten Arealen wurde hier aufgrund zahlreich vorhandener Studien nicht weiter untersucht. Dies stellt ein eigenes Forschungsgebiet dar. Bei der Suche nach geeigneten Versuchstandorten wurden deshalb Wiesen und Weiden bevorzugt.

Die Standortsuche war zeitintensiv, weil zuerst anhand von topographischen Karten potentiell geeignete Standorte evaluiert werden mussten. Begehungen gaben über die topographischen und geologischen Verhältnisse genauer Auskunft: Bodensondierungen, Prüfen des Wasserangebots und Verhandlungen mit Eigentümern und Pächtern schlossen die Vorabklärungen ab.

Einige Beregnungsversuche wurden über kompaktem Felsuntergrund ausgeführt, wenige über Moränen oder anderen gut durchlässigen geologischen Formationen. Das Schwergewicht wurde auf Freilandstandorte gelegt, da Waldböden bezüglich Durchlässigkeit (z.B. Baumwurzeln als präferentielle Infiltrationsstellen) sehr heterogen sind. Zudem besteht bei künstlichem Niederschlag im Wald eine gewisse "Naturuntreue" (vgl. Kap. 4.3). Beregnungsversuche im Wald fanden deshalb nur im Zusammenhang mit Hochwasser-Projektstudien statt (VAW 1994c, 1995).

Ob ideale Verhältnisse für die Bilanzierung (dichter Untergrund) wirklich vorlagen, zeigte oftmals erst die Versuchsdurchführung. Die Standortwahl hing selbstverständlich auch von der Zugänglichkeit und der Verfügbarkeit von Wasser ab (Wasserzapfsäule oder Gewässer mit ausreichendem Wasserangebot). Bei Beregnungsversuchen, welche im Zusammenhang mit Hochwasserstudien durchgeführt wurden, hatten optimale Versuchs voraussetzungen (Bilanzierbarkeit, Prozesse) in den Hintergrund zu treten. Prioritär wurden Hänge mit mässig tiefgründigen bis flachgründigen Böden ausgesucht, um Abflussprozesse im Boden untersuchen zu können.

Insgesamt wurden 48 Beregnungsversuche an 18 Standorten nördlich des Alpenkammes durchgeführt (vgl. Fig. 6).

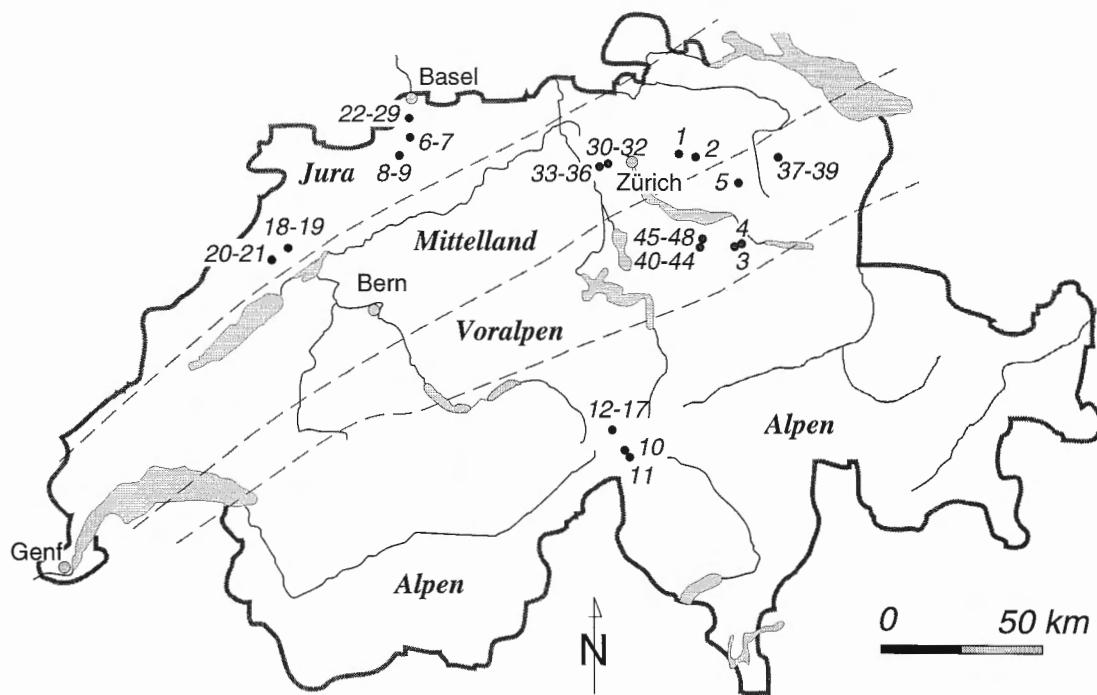


Fig. 6: Die 18 Standorte der insgesamt 48 Beregnungsversuche, die nördlich des Alpenkammes ausgeführt wurden.
[•21: Beregnungsstandort mit Versuchsnummer]

Die künstlichen Beregnungen dauerten bei Intensitäten von 50 bis 110 mm/h zwischen zwei und fünf Stunden. Auf jedem Plot wurde eine konstante Beregnungsintensität angestrebt, jedoch hatten Windeinwirkungen, technische Störungen der Pumpe, begrenzte Pumpenleistung, verstopfte Filter oder Netzschwankungen manchmal Unterbrechungen oder reduzierte Intensitäten zur Folge.

Beregnungsversuch	Ls.	Koordinaten	Bodenform	Ausgangsmaterial	Vegetation, Nutzung	Neigung
1. Hittnau	ML	705.670 248.120	Regosol- Braunerde	Würm- Moräne	Mähwiese	29%
2. Bauma	ML	708.075 245.900	Hanglehm- Braunerde	Hanglehm über Nagelfluh	Weide	29%
3. Bilten I	VA	717.000 221.990	Hanggley	Nagelfluh	lichter, jun- ger Erlen- wald	15%
4. Bilten II	VA	717.075 221.980	Hanggley	Nagelfluh und Bergsturz- material	lichter Erlen- und Fichten- Jungwald	31%
5. Schnebelhorn	VA	717.325 244.225	Lehm- Braunerde	Hl. über Nagelfluh	Mähwiese, Weide	48%
6./7. Nenzlingen	JU	608.940 254.950	Gehänge- schutt- Braunerde	Gs. über Korallenkalk	Weide	45%
8./9. Blauen	JU	606.300 254.625	Kalkschutt- Rendzina	Korallenkalk	Pferde- weide	35%
10. Alpe San Gottardo	AL	685.250 158.125	Podsol- Braunerde	Granit	extensive Weide-N.	41%
11. Gotthard- Pass	AL	686.000 156.900	Podsol- Regosol	Granit	extensive Weide-N.	38%
12.-17. Hospental	AL	686.675 164.050	sandige Braunerde	Gneis	Mähwiese	31%
18./19. St. Imier	JU	567.100 222.250	Hanglehm- Braunerde	Seekreide	Weide	36%
20./21. Sonvilier	JU	562.750 220.375	Hanglehm- Braunerde	Hl. und Rissmoräne	intensive Weide-N.	40%
22.-29. Therwil	OG	608.725 259.650	sandige Braunerde	Sandstein	extensive Weide- nutzung	23%
30.-32. Spreitenbach	ML	669.300 251.900	Braunerde	verrutschte Rissmoräne	Buchenwald Ahorn- Unterholz	44%
33.-36. Heitersberg	ML	668.500 251.750	lehmige Braunerde	Rissmoräne	Mähwiese	27%
37.-39. Ebersol	VA	728.625 245.350	Ranker- Braunerde	Nagelfluh	Weide	30%
40.-44. Willerzell- Hang	VA	703.500 221.325	sandige Braunerde	Sandstein	extensive Weide-N.	55%
45.-48. Willerzell- Mulde	VA	703.550 221.325	Kolluvialer Buntgley	Kolluvium ü. Sandstein	extensive Weiden-N.	36%

Tab. 3: Übersicht über die ausgeführten Beregnungsversuche mit Angaben zum Standort. (Ls= Landschaft, AL = Alpen, JU = Jura, ML = Mittelland, OG = Oberrhein-
graben, VA = Voralpen; Hl. = Hanglehm, Gs. = Gehängeschutt, N. = Nutzung).

Die Versuche lieferten ein umfangreiches Datenset, das aufgrund seiner weitgehenden Standardisierung gute Vergleichsmöglichkeiten bietet. Tabelle 3 gibt Auskunft über die örtlichen Verhältnisse bei den Versuchen (Lage, Bodentyp, Geologie, Hangneigung, Vegetation und Nutzung). Ausführliche Angaben über die einzelnen Beregnungsversuche sind im Anhang aufgeführt. 18 verschiedene Hangböden wurden untersucht: Ein Rendzinaboden, drei Gleyböden, zwei Podsolböden und zwölf Braunerdeböden wurden beregnet. Das Spektrum der Braunerden bewegte sich von sandigen bis lehmigen Erscheinungen.

Drei feuchte bis nasse Standorte wurden im Hinblick auf den *Saturation Overland Flow*-Prozess ausgewählt. An den einzelnen Standorten wurden ein bis maximal acht Beregnungen unter verschiedenen Anfangsbedingungen mit dem Ziel durchgeführt, den Zusammenhang zwischen Vorfeuchte und dominanten Abflussprozessen zu untersuchen. Die Neigungen der Hänge lagen zwischen 15 und 55%, wobei die Mehrzahl der Hänge stärker als 30% geneigt war.

4.2 Beregnungsanlage, Messmethodik und Instrumentierung

4.2.1 Beregnungsanlage

Die verwendete Beregnungsanlage (Fig. 7 und 8, Foto 1 und 2 S. 65) wurde von Zuidema und Kölla für den Einsatz im Felde geplant und bereitgestellt (Kölla 1989). Die Anlage wurde während dieser Untersuchung sukzessive verbessert. Eine Fläche von 60 m² (4 m Breite und 15 m Länge) kann beregnet werden. Die Anlage besteht aus drei Aluminiumrohr-Strängen von je 15 m Länge, einem Verteilstrang mit zwei Wasserfiltern, Durchlaufzählern, einer Wasseruhr, einem Feuerwehrschnlauch für die Zuleitung des Wassers und einer Motorpumpe. Damit die beregnete Fläche möglichst rechteckig ist, werden Rundumsprinkler auf dem mittleren Strang und Halbkreis- und Viertelkreis-Sprinkler an den äusseren Strängen montiert. Vergleichbare Beregnungsanlagen wurden von verschiedenen Forschern eingesetzt (vgl. Kap. 4.3).

4.2.2 Messmethodik und Instrumentierung

Die Niederschlagsintensität der künstlichen Beregnung ist vom erzeugten Wasserdruck der Motorpumpe abhängig. Da die Pumphöhe je nach Standort unterschiedlich war, gelang es nicht immer, die angestrebte Intensität von 100 mm/h zu erreichen. Im Gegensatz zur Erforschung der Bodenerosion, wo Grösse und Fallgeschwindigkeit der künstlichen Regentropfen die Resultate beeinflussen, spielen diese Faktoren bei unseren Versuchen auf bewachsenen Böden eine untergeordnete Rolle. Deshalb wurde auf die aufwendige Bestimmung des Tropfenspektrums verzichtet.

Die Beregnungsanlage wird an Hängen von 15-55% Neigung aufgestellt. Am Fuss der Beregnungsfläche wird ein 5 m langer Graben ausgehoben. In diesem Graben findet die Fassung der verschiedenen Abflüsse statt (Fig. 9). Der Oberflächenabfluss wird durch Aluminiumplatten gefasst, welche ca. 2-5 cm unterhalb der Bodenoberfläche horizontal ins Bodenprofil getrieben werden. Das Wasser wird dann in einer Rinne gesammelt und zur Messstelle geführt. Dort werden die Abflüsse je nach Grösse durch eine Kippschalenwippe oder einen Messkasten mit V-Überfall gemessen.

Das Wasser des Abflusses aus dem Boden wird aus dem Graben geleitet und mit einem Messgefäß in regelmässigen Abständen gemessen. Zwischen dem Augenblick, wo das Wasser an der Profilwand sichtbar wird und dem Eintreffen an der Messstelle bestehen zu Beginn Verzögerungen von einigen Minuten, die sich vor allem daraus ergeben, dass die Grabensohle zuerst benetzt und kleinere Unebenheiten mit Wasser aufgefüllt werden müssen, bis das Wasser zur Messstelle fliessen kann.

Eine leichte Spriessung verhindert, dass bei grösseren Wasseraustritten aus dem Profil die Grabenwände instabil werden und einstürzen (vgl. Fig. 9). Bei den ersten Beregnungsexperimenten wurden nur Niederschlag und Abflüsse gemessen. Da dies nicht ausreichte, die beteiligten Prozesse zu identifizieren, wurde die Messeinrichtung sukzessive mit TDR-Sonden (*Time Domain Reflectometry*) zur Messung der Bodenfeuchte, Tensiometer zur Registrierung der Saugspannungen im Boden und Grundwasserstandrohren (Piezometer) zur Messung allfälliger Hangwasserspiegel ergänzt. Die TDR-Sonden wurden teils auf der Parzelle vertikal in den Humus gesteckt, teils horizontal ins Grabenprofil eingeführt. Die Sonden sind auf eine Porosität von 40% geeicht.

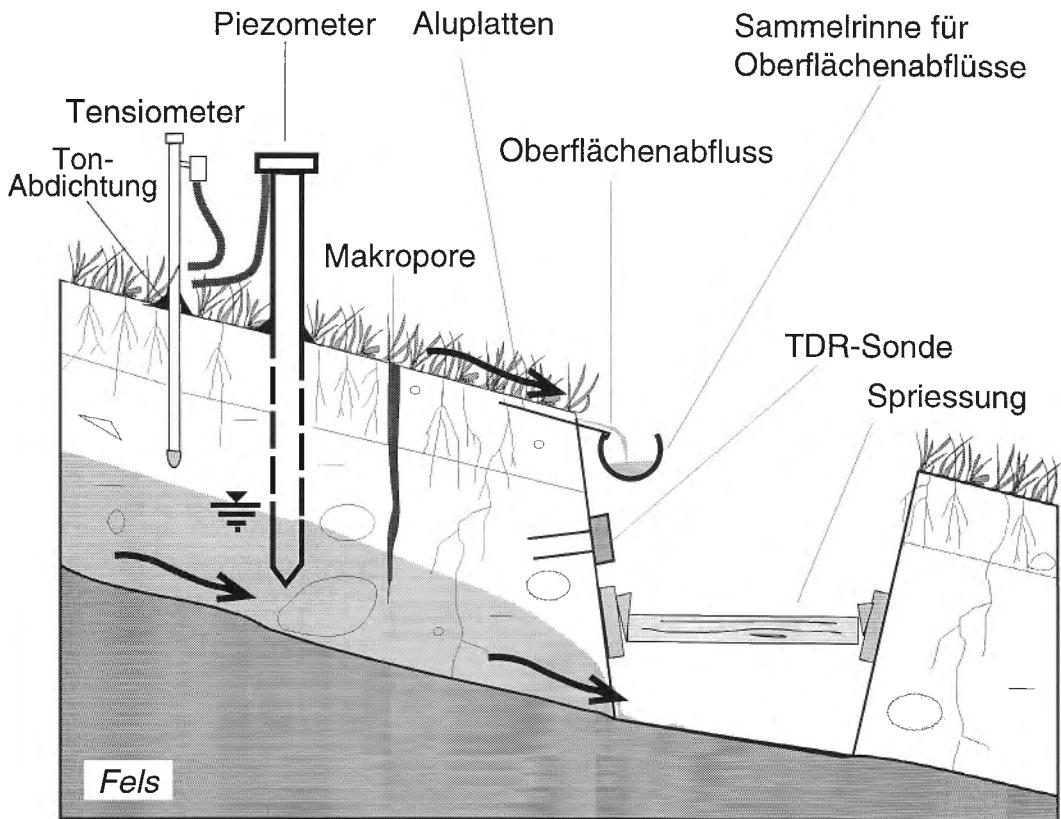


Fig. 9: Auffanggraben mit Spiessung und Messinstrumenten (Detailansicht).

☰ Wasserspiegel Wasserflüsse →

Da in erster Linie die Veränderung der Bodenfeuchte interessierte, wurde beim Standortwechsel keine Neueichung der Sonden vorgenommen. Die anfänglich eingesetzten Tensiometer mit Quecksilber-Manometern wurden später durch zuverlässigere und umweltfreundlichere Tensiometer mit *Current-Transducer* ersetzt. Im letzten Versuchsjahr wurden Tensiometer- und Piezometerwerte durch eine automatische Registriervorrichtung (Datalogger) gespeichert. Die Geräte sind in Tabelle 4 und ihre Einsatzzeit in Tabelle 5 aufgeführt.

Da die Beregnungsparzelle vom angrenzenden Terrain nicht abgetrennt ist, sind seitliche Weg- und Zuflüsse möglich. Um solche Randeffekte zu minimieren und homogene Abflussverhältnisse auf einer 4 m breiten und 15 m langen Fläche zu erlangen, wurde die effektiv beregnete Fläche seitlich je um 0.5 m verbreitert. Dies ergab eine Beregnungsfläche von 75 m² (5 m x 15 m). Die Abflüsse wurden hingegen nur von einer Fläche von

60 m² (4 m x 15 m) gemessen. Niederschlag, der ausserhalb der 75 m² fiel, wurde mit ausgelegten Plastikfolien aufgefangen, gemessen und vom Input abgezogen. Durch Multiplikation mit 0.8 wurde der Niederschlagsinput von 75 m² auf 60 m² Fläche umgerechnet. Die ausgelegten Plastikfolien erlaubten Intensitätsschwankungen als Folge des Windeinflusses zu erfassen. Windexponierte Standorte, beispielsweise im Gebirge, wurden nach Bedarf mit einem Schutzzaun von der Windeinwirkung abgeschirmt.

Die Bodenacidität wurde im Felde mit einem einfachen pH-Meter (Hellige Pehameter) bestimmt. Salzsäure wurde auf den Boden geträufelt und der Kalkgehalt anhand der Reaktion geschätzt.

Labormethoden:

Die Körnung und der organisch gebundene Kohlenstoff wurden nach den Referenzmethoden der Eidg. Forschungsanstalten (Bodenuntersuchung zur Düngeberatung, FAP 1995) bestimmt. [Ton d < 0.002 mm, Silt (Schluff) d = 0.002 bis 0.05 mm, Sand d = 0.05 bis 2.0 mm]. Porositäten und Lagerungsdichten wurden anhand von Stechzylinderproben von 100 cm³ Volumen, nach Trocknung bei 105° C während 24 Stunden und anschliessender Wägung, erhoben. Zur Bestimmung des Skelettgehaltes wurden aus einem Bezugsvolumen am Bodenprofil Kiese, Steine und Blöcke separiert und ihr Volumen bestimmt.

Gerät	Messung	Hersteller
TDR Trime FM P3 Time Domain Reflektometrie G-Sonden: 30 cm Länge K-Sonden: 16 cm Länge	Volumetrischer Wassergehalt im Boden	Imko-Micromodul-Technik GmbH, Ettlingen, Deutschland
Jet Fill Tensiometer mit Current Transducer	Saugspannung im Boden	Soilmoisture Equipment Corporation, Santa Barbara, USA
Piezometer (mit Drucksensor)	Hangwasserspiegel	Eigenbau (VAW-Elektroniklabor)
Datalogger CR10, 1 MB Speicher	Speicherung der Saugspannungswerte und Hangwasserspiegel	Campbell, Edmonton, Alberta, Kanada
Niederschlagsmesser 4570 Speicherwerte	Niederschlagsmessung durch Kippschalen	Eiykelkamp, Giesbeek, Holland

Tab. 4: Angaben über die verwendeten Geräte.

Berechnungs-versuche	1-9	10-11	12	13-17	18, 19	20, 21	22, 23	24-29	30-32	33-36	37-39	40-44	45-48
Wippe	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	
V-Überfall				●				●	●	●			●
TDR - Sonden	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
Tensiometer mit Quecksilber-Manometer(1-8)									●	●	●		
Tensiometer mit Current Transducer (1-8)				●				●				●	●
Tensiometer mit Current Transducer (9-16)								●					●
Piezometer (1-8)				●				●	●	●	●	●	●
Datalogger für Tensiometer und Piezometer								●					

Tab. 5: *Einsatz der Messgeräte bei den Berechnungsexperimenten.*
(Die Zahlen in Klammern beziehen sich auf die Gerätenummern).

4.3 Beregnungsversuche in der Literatur - ein Überblick

Die Literaturdurchsicht ergab einige Arbeiten zum Thema Beregnungsversuche. Tabelle 6 stellt eine Auswahl interessanter Arbeiten dar. Es zeigte sich, dass die Methode der künstlichen Beregnung oft bei Bodenerosionsuntersuchungen zum Einsatz gelangte.

Autor (-en)	H	B	Standort	Autor (-en)	H	B	Standort
Karl et al. (1985)	●	●	Wald, Äcker, Skipisten, Grünland [100 m ²]	Ahuja et al. (1976)	●		vegetationslose Flächen, [40 oder 85 m ²]
Schwarz (1985)	●	●	Wald u. Weide [100 m ²]	Yair u. Lavee (1974)	●		schuttbedeckte Hänge [100 m ²]
Lehnhardt (1985) *	●	●	Wald [100 m ²]	Whipkey (1965) *	●		Wald [41 m ²]
Mollenhauer et al. (1985)	●	●	Äcker, Weiden [100 m ²]	Kölla (1986)	●		Wiesen, Weiden [60 m ²]
Bork (1980)	●	●	Wald, Weide [1 m ²]	Dunne u. Black (1970) *	●		Weide [500 - 600 m ²]
Bork u. Bork (1981)	●	●	Weiden [1 m ²]	Lynch et al. (1977)	●		Wiese, Weide [8 ha]
Sokollek u. Süßmann (1981);	●	●	Wald, Weiden [100 m ²]	Worreschk (1985)	●		Wiese
Bunza (1984)	●	●	Wiesen, Weiden [100 m ²]	Hornberger et al. (1991) *	●		Wald [27 m ²]
Bunza (1978)	●	●	Weide, Wiesen [100 m ²]	Patric et al. (1968)	●		Kahlschlag
Bunza u. Schauer (1989)	●	●	Wald [100 m ²]	Tsuboyama et al. (1994) *	●		Wald
Emmet (1978)	●	●	Wiese [29 m ²]	Swartzendruber u. Hillel (1975)	●		Wiese [1 m ²]
Dunne u. Dietrich (1980)	●	●	Wiese [5 m ²]	Pilgrim et al. (1978) *	●		Wiese [900 m ²]
Schaub (1989)	●	●	Äcker [10 m ²]	Petrascheck (1973)	●		Wiese
Flügel u. Schwarz (1983) *	●	●	Wald [100 m ²]	Mikovari et al. (1995) *	●		Kahlschlag [66 u. 70 m ²]

Tab. 6: Ausgewählte Beregnungsversuche aus der Literatur; (Fragestellung hydrologisch (H) und Bodenerosion (B); [100 m²] = Beregnungsfläche; * Abflüsse im Boden gemessen).

Im deutschsprachigen Raum wurde meistens die Beregnungsanlage von Karl und Toldrian (1973) mit den Massen 5 m x 20 m eingesetzt. Wesentlich grössere Flächen (8 ha) aber auch kleinere Flächen (1 m²) wurden für wissenschaftliche Zwecke beregnet. Verschiedene Nutzungsarten wie Äcker, Weiden, Wiesen, Wald und sogar Skipisten (Bunza 1989) wurden künstlichen Niederschlägen ausgesetzt. Für die Untersuchung der Boden-

erosion lagen die Beregnungsintensitäten um 100 mm/h, für hydrologische Zwecke lagen sie teilweise tiefer.

Bei Beregnungsversuchen im Wald stellt sich das Problem, dass die Beregnung unter dem Kronendach zu erfolgen hat. Der Einfluss der Pflanzendecke (Interzeption, Kronentraufe und Stammabfluss), welche die Niederschlagscharakteristik im Wald verändert [z.B. Brechtel (1970)], wird dabei vernachlässigt.

Abflüsse im Boden wurden, wie die Tabelle 6 zeigt, verhältnismässig selten untersucht.

Zusammenfassend lässt sich feststellen, dass künstliche Beregnung eine gängige Methode ist, um Bodenerosion zu untersuchen. Zur Bearbeitung von rein hydrologischen Fragestellungen ist diese Methode weniger stark verbreitet. Beregnungsversuche auf Wies- oder Weideland, die auch Abflüsse im Boden berücksichtigen, sind kaum vorhanden.

5. Resultate der Beregnungsversuche

5.1 Ausgelöste Abflussreaktionen

Die bei den Versuchen beobachteten Unterschiede der Abflussbildung waren markant und äusserten sich:

- in der Zeit, die verging, bis Abfluss entstand (vgl. Kap. 5.1.1),
- im Ausmass der Abflussentstehung, dem Volumen-Abflusskoeffizienten (ψ) (vgl. Kap. 5.1.2),
- in den an der Abflussbildung beteiligten Prozesse (vgl. Kap. 6).

Die Figuren 10-14 geben einen Überblick über die Abflussbildung bei den 48 Versuchen.

5.1.1 Zeitlicher Verlauf der Abflussbildung

Die Zeit, die verstreicht, bis Abfluss entsteht, wird hier als **Anlaufzeit** bezeichnet. Voraussetzung für die Bildung von Oberflächenabfluss ist die ausreichende Benetzung der Oberfläche, die zumindest stellenweise (z.B. in Tiefenlinien des Mikroreliefs) die Ausbildung eines Wasserfilmes bis zur Sammelrinne erlaubt. Figur 15 zeigt die Anlaufzeiten des Oberflächenabflusses und des Abflusses im Boden, gegliedert in trockene, feuchte und nasse Vorbedingungen. Die Bedingungen sind anhand der kurz zuvor gefallenen Niederschlagsmengen und der Bodenfeuchtemessungen (Tensiometer und TDR-Sonden) eingeschätzt worden.

Bei feuchtem Bodenzustand am selben Standort sind die Anlaufzeiten kürzer als bei trockenen. Bei nassen Bedingungen dauert es bei einigen Standorten länger bis Oberflächenabfluss entsteht als bei anderen Standorten mit trockenen Verhältnissen. Neben den Vorfeuchten sind folglich noch weitere Standorteigenschaften verantwortlich für die Bildung eines durchgehenden Wasserfilmes bis zum Auffanggraben. Interessant sind die Versuche von Hospental, wo bei sehr trockenen Verhältnissen sogar kürzere Anlaufzeiten gemessen wurden als bei feuchten oder nassen Situationen. Hohe Saugspannungen im Oberboden verhinderten, dass sich der Boden rasch benetzte. So konnte das Wasser vorerst nicht infiltrieren, und es bil-

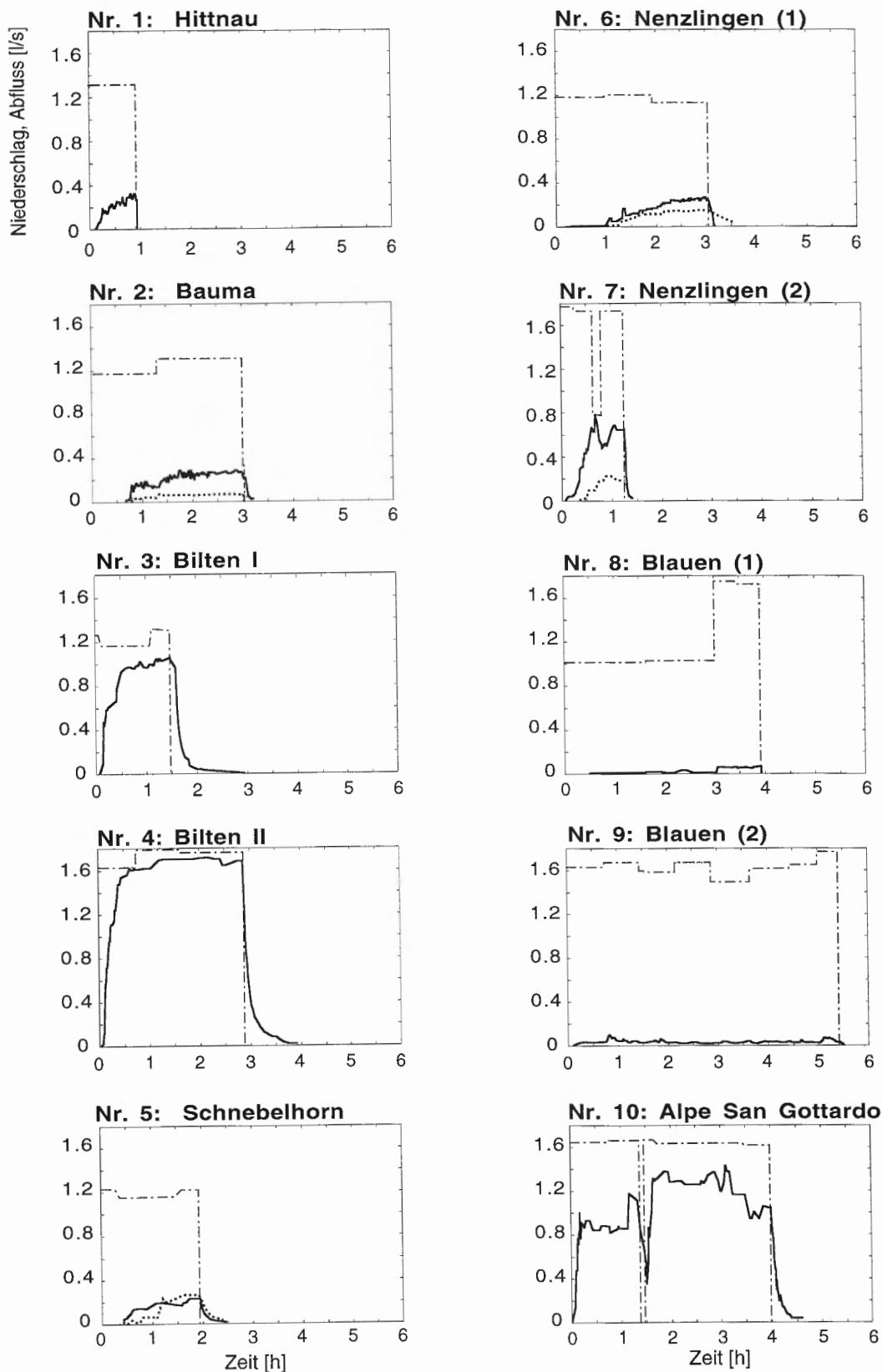


Fig.10: Beregnungsversuche 1-10: Abflussganglinien. — Oberflächenabfluss,
..... Abfluss im Boden, - - - Niederschlag.

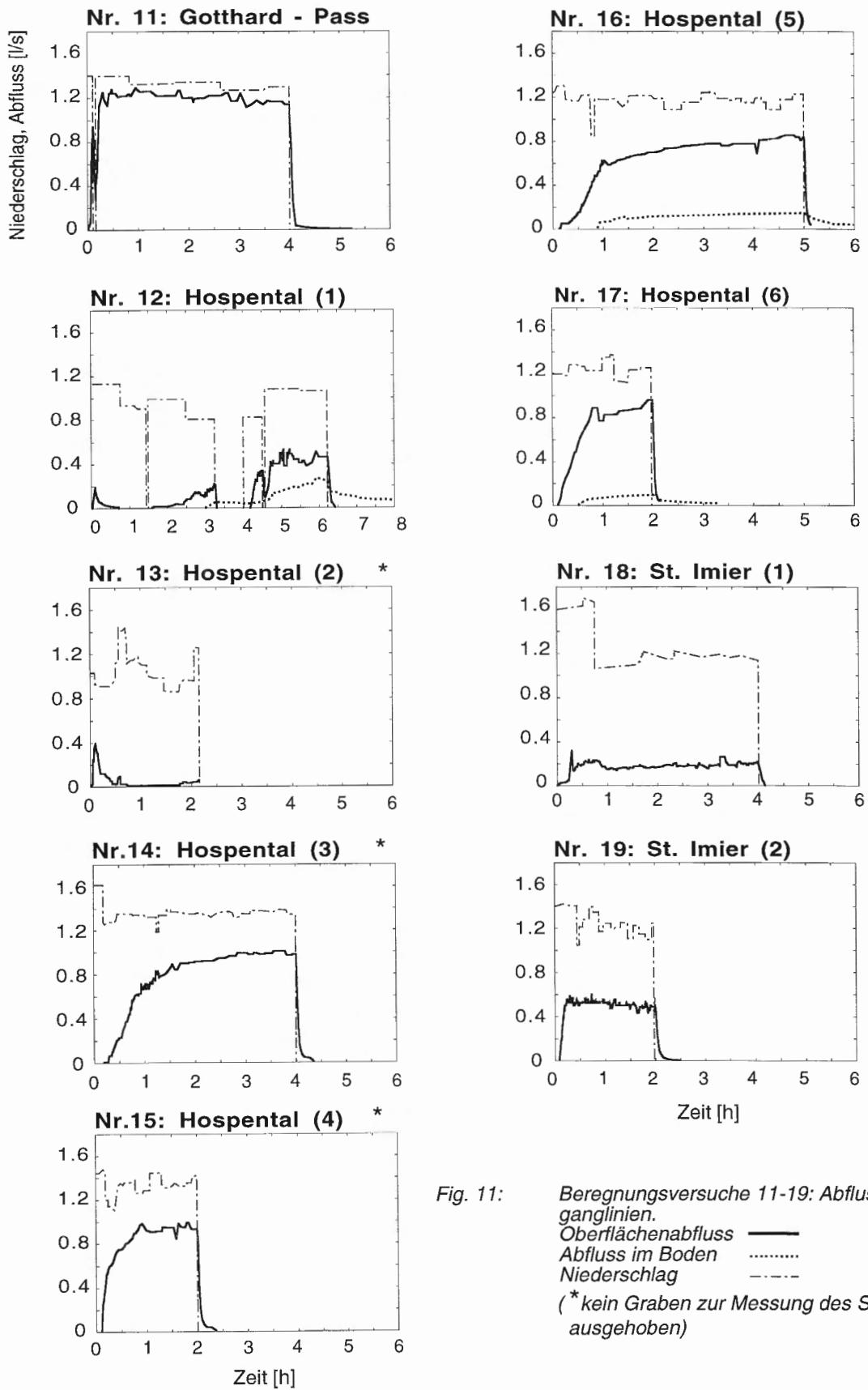


Fig. 11: Berechnungsversuche 11-19: Abflussganglinien.
 Oberflächenabfluss —
 Abfluss im Boden
 Niederschlag - - -
 (*kein Graben zur Messung des SSF ausgehoben)

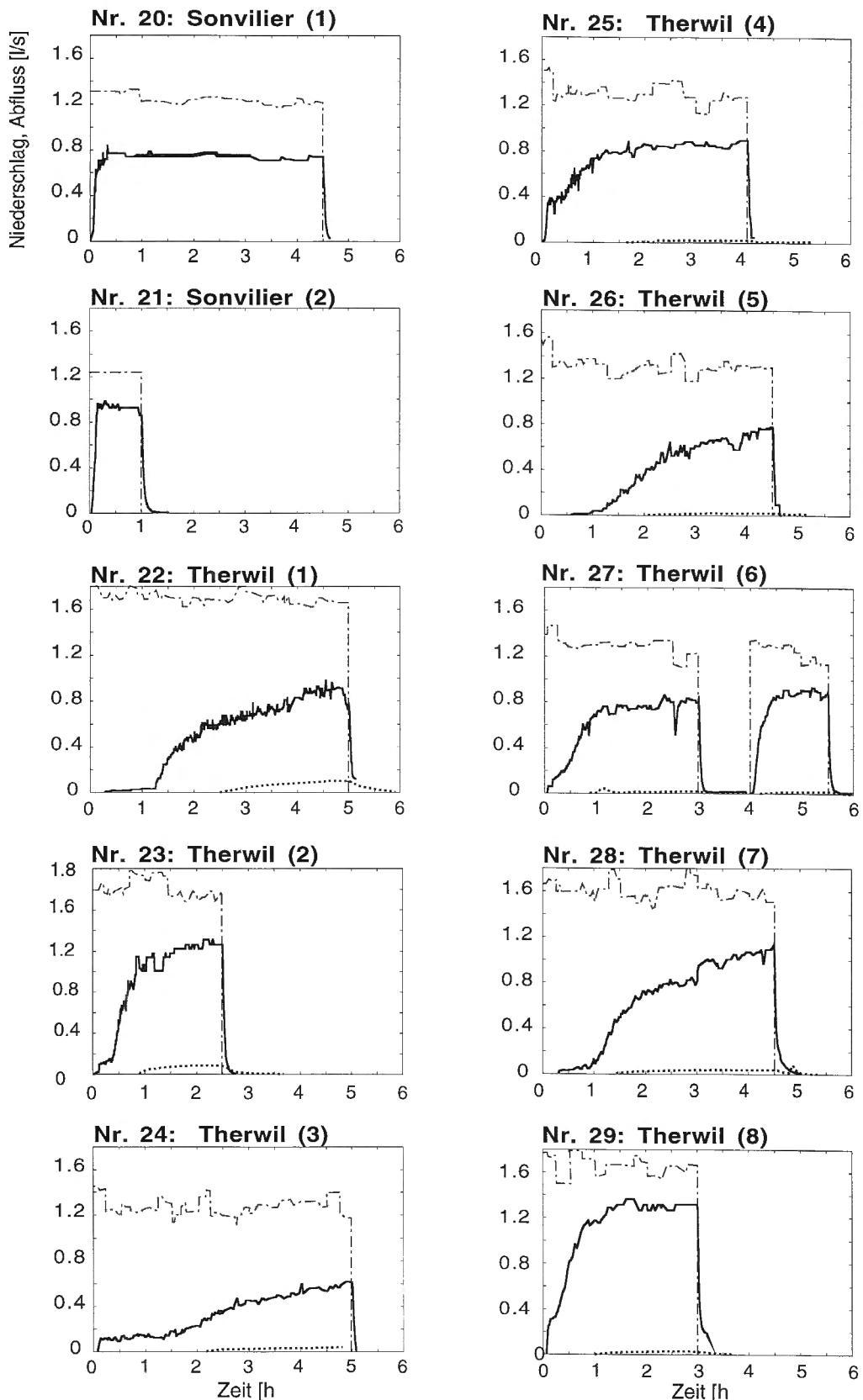


Fig. 12: Beregnungsversuche 20-29: Abflussganglinien.
 — Oberflächenabfluss, Abfluss im Boden
 - - - Niederschlag

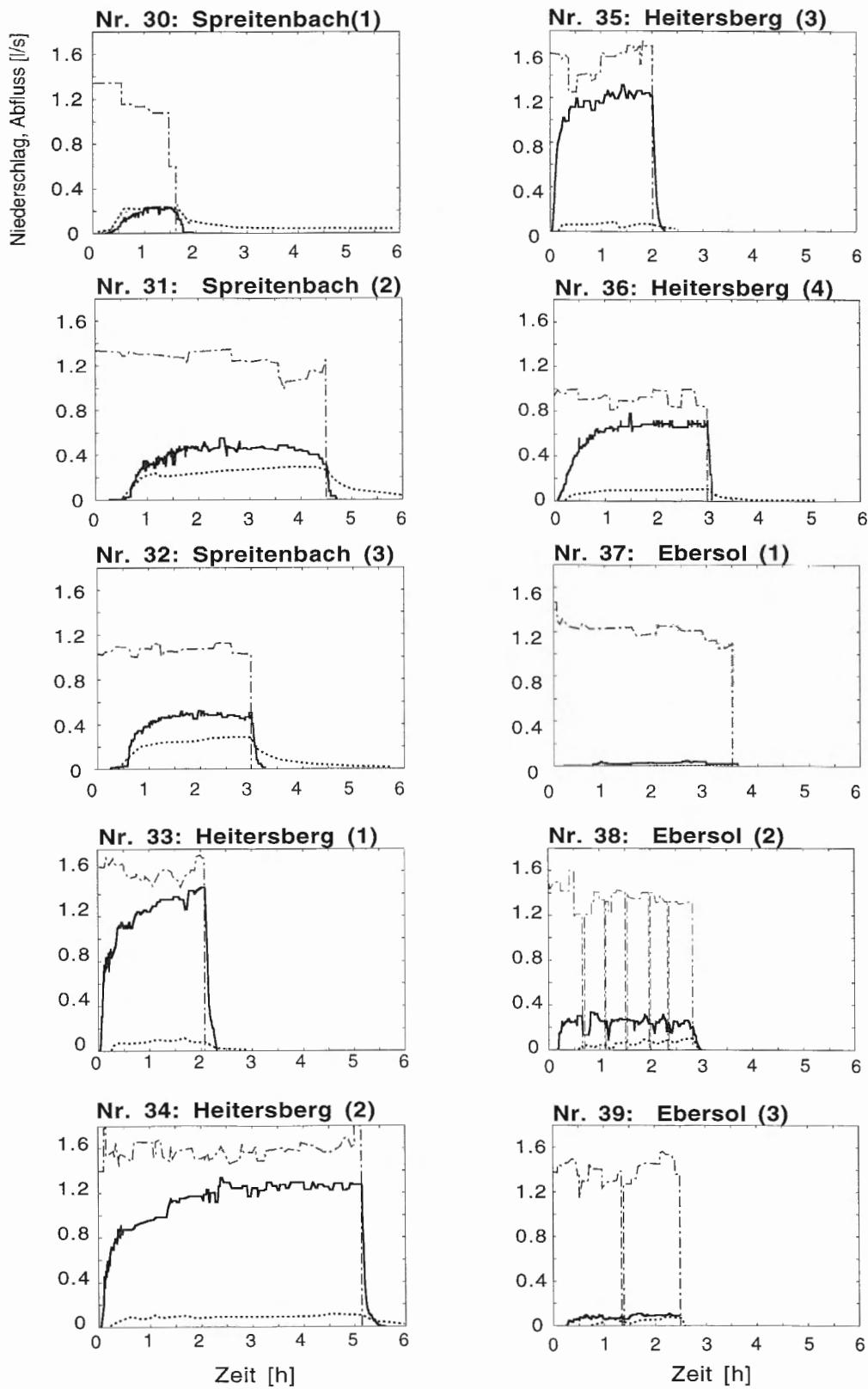


Fig. 13: Beregnungsversuche 30-39: Abflussganglinien.
 — Oberflächenabfluss, Abfluss im Boden
 - - - Niederschlag

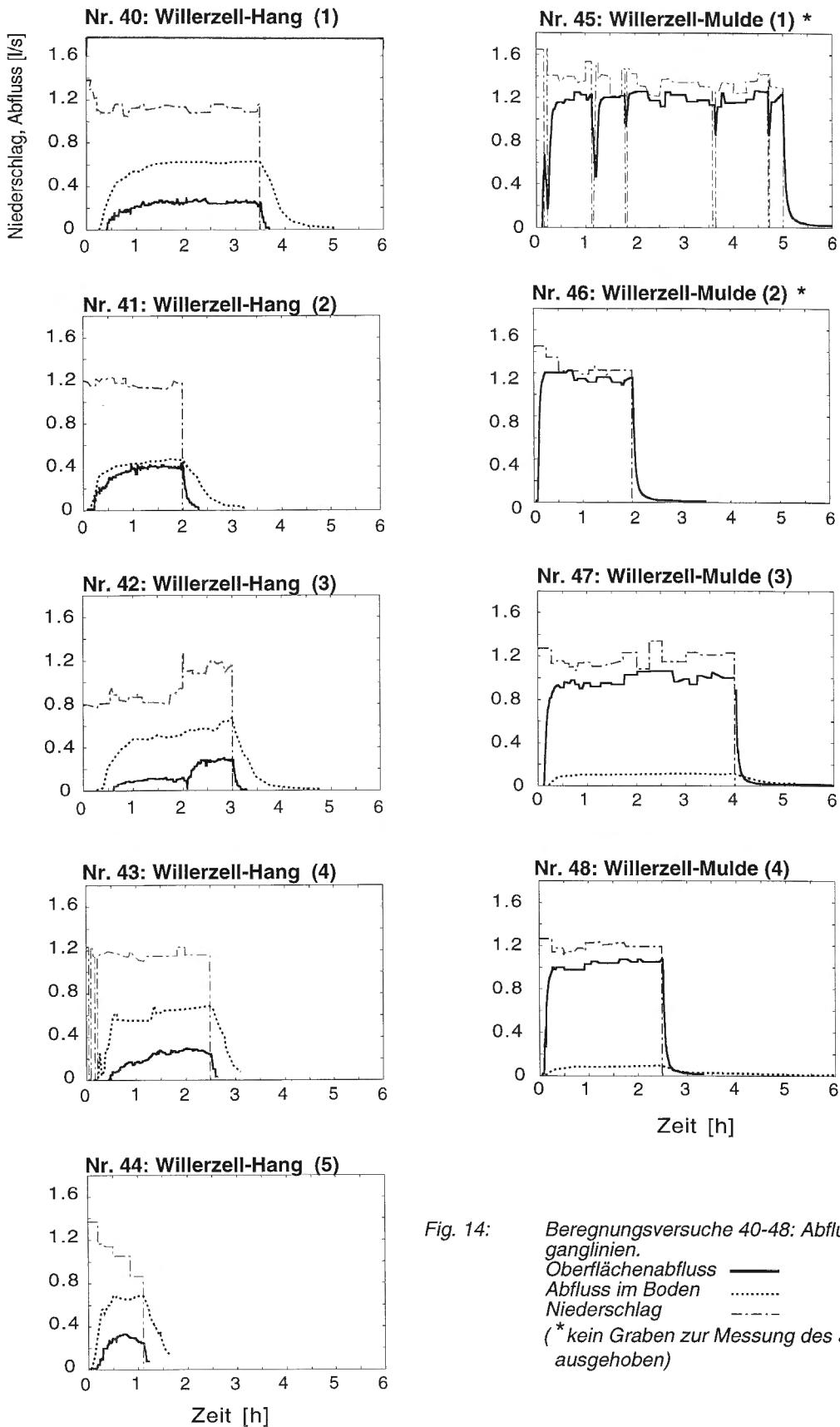


Fig. 14: Beregnungsversuche 40-48: Abflussganglinien.
 Oberflächenabfluss —
 Abfluss im Boden
 Niederschlag - - -
 (*kein Graben zur Messung des SSF ausgehoben)

dete sich sofortiger, aber rasch vorübergehender, Abfluss (vgl. Kap. 6.1.6.1).

Auf einigen Standorten sind lange Anlaufzeiten des Oberflächenabflusses gemessen worden. Dies bedeutet, dass selbst bei derart hohen Niederschlagsintensitäten die Infiltrationskapazität über längere Zeit nicht erschöpft war.

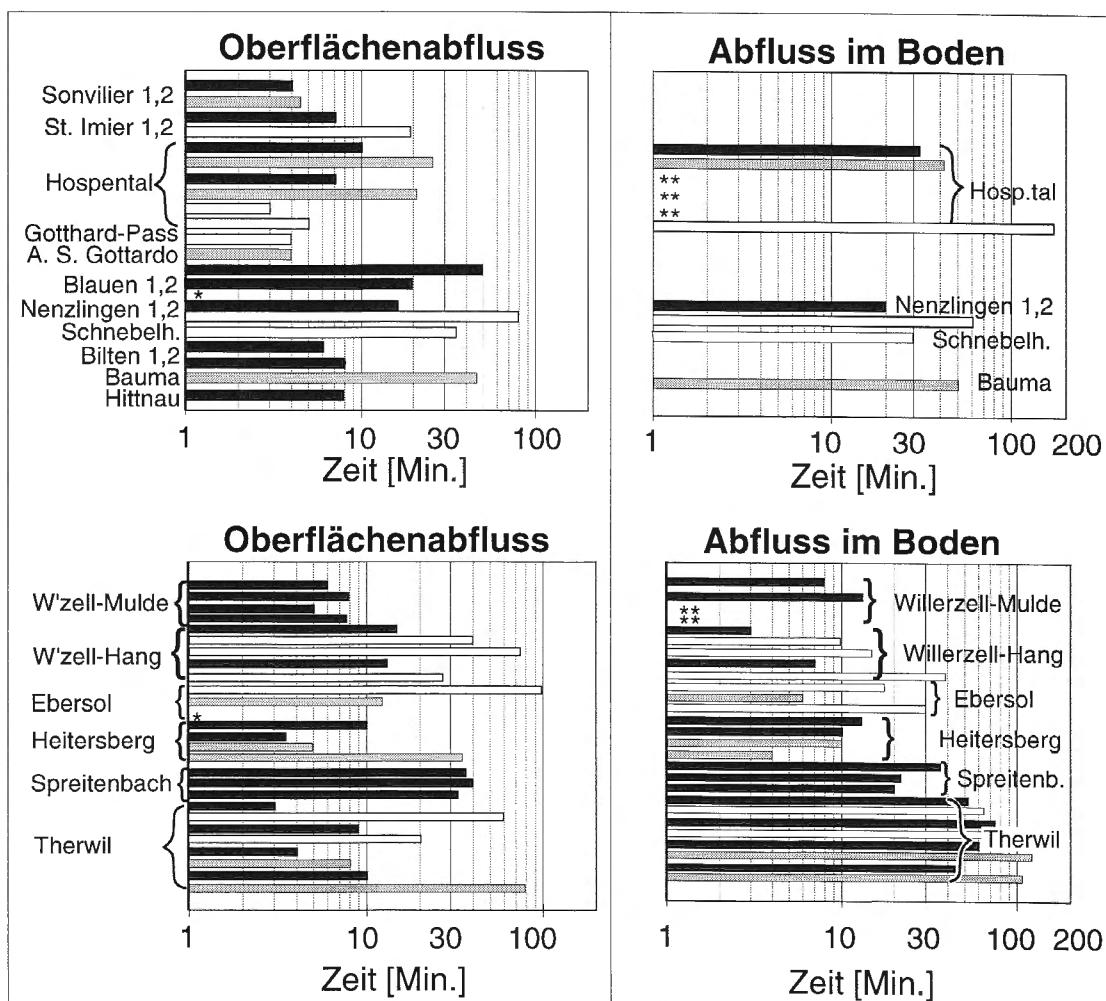


Fig. 15: Entstehungszeiten des Oberflächenabflusses (links) und des Abflusses im Boden (rechts) für trockene □; feuchte ▨; nasse Bodenverhältnisse ■. (Δt des Oberflächenabflusses wurde gemessen, wenn $Q > 0.1 \text{ l/s}$; der Abfluss im Boden ist aufgetragen, sobald am Bodenprofil sichtbar; * = kein Abfluss; ** = kein Graben ausgehoben).

Die Anlaufzeit des Oberflächenabflusses wurde bei $Q > 0.1 \text{ l/s}$ registriert. Abfluss im Boden (SSF) erreichte diesen Schwellenwert meistens nicht, daher ist beim SSF der Zeitpunkt des Austretens des Wassers aus dem Bodenprofil aufgeführt. Die Werte sind damit nur unter Vorbehalt mitein-

ander vergleichbar. Auf den meisten Standorten entstand Oberflächenabfluss vor Abfluss im Boden. In einigen Fällen aber setzte der Abfluss im Boden ähnlich rasch oder sogar schneller ein als der Oberflächenabfluss (z.B. Nenzlingen, Schnebelhorn, Spreitenbach, Willerzell-Hang). An diesen Standorten war *SSF* im Vergleich zum Oberflächenabfluss auch mengenmäßig bedeutsam.

5.1.2 Ausmass der Abflussbildung

Neben dem Zeitpunkt des Abflussbeginns interessiert der Anteil des abfließenden Niederschlags. Dieser Anteil lässt sich mit dem Volumen-Abflusskoeffizienten ψ ($\psi = \Sigma Q / \Sigma N$; Abflusssumme im Verhältnis zur Niederschlagssumme) ausdrücken. Dieser Koeffizient gibt summarisch über Infiltrations- und Speichervermögen eines Hangbodens Auskunft. In der Figur 16 wird der Verlauf des Abflusskoeffizienten von jedem ersten Beregnungsversuch der 18 Standorte dargestellt. Die Vorbedingungen sind nicht exakt dieselben.

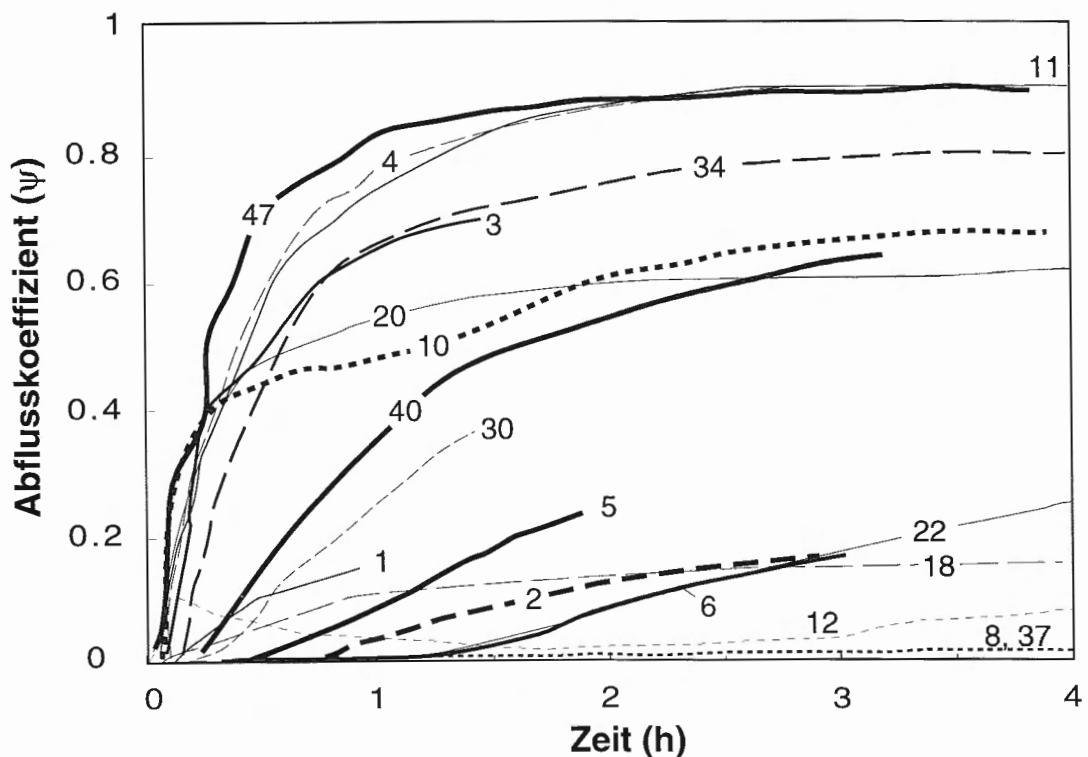


Fig. 16: Der Verlauf der Volumenabfluss-Koeffizienten ($\psi = \Sigma Q / \Sigma N$) der 18 Hangstandorte beim ersten Versuch. (Die Zahlen in Klammern entsprechen den Versuchsnummern).

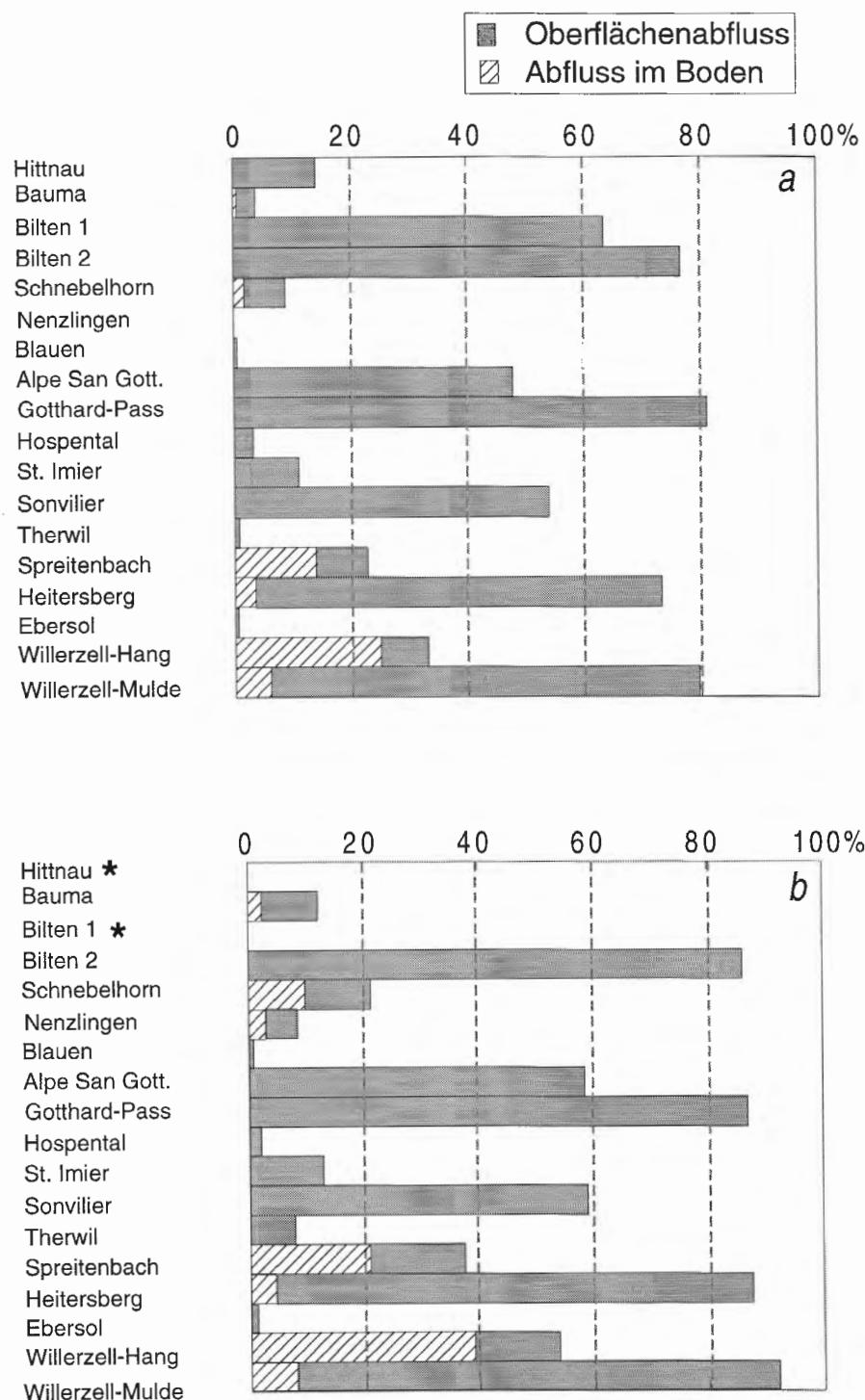


Fig. 17 a,b: Volumen-Abflusskoeffizienten der Beregnungsversuche aufgeteilt in Oberflächenabfluss und Abfluss im Boden nach einer Stunde (Fig. a), und zwei Stunden (Fig. b) beim ersten Versuch an jedem Standort (* vorzeitiger Abbruch).

Wie Figur 16 verdeutlicht, bestehen grosse Unterschiede im Zeitpunkt und im Mass der Abflussentstehung. (Die Versuchsnummern sind eingetragen und beziehen sich auf Tabelle 3). Während bei einigen Standorten binnen weniger Minuten Abfluss entstand und anschliessend stark zunahm, dauerte es an den meisten Standorten mehrere Minuten, teilweise Stunden, bis sich massgeblicher Abfluss bildete. Bei Bilten I und II (Nr. 3, 4), Gott-hard-Passhöhe (11) und Willerzell-Mulde (47) war bereits nach einer Stun-de ein Grossteil des aufgebrachten Niederschlags abgeflossen; weniger als 10% des Niederschlags wurde in Blauen (8) oder Hospental (12) in dersel-ben Zeitspanne zu Abfluss. Ausgeblieben war die Abflussbildung bis zu diesem Zeitpunkt bei Therwil (22). Extremfälle sind Blauen und Ebersol (37), wo der Abfluss über Stunden hinweg minimal blieb. Durchlässiger geologischer Untergrund und sehr durchlässige Böden waren Ursache für Infiltrationsraten von > 100 mm/h.

Die Aufteilung der Abflusskoeffizienten in Oberflächenabfluss und Ab-fluss im Boden veranschaulicht, dass der Oberflächenabfluss meistens do-minierte (Fig. 17 a und b). Es gibt hingegen auch Beregnungsversuche, bei denen ein Grossteil des Wassers im Boden abfloss, so Willerzell-Hang und Spreitenbach. Die dabei beobachteten Abflusskoeffizienten lagen nach zwei Stunden zwischen 30 und 40% und weisen darauf hin, dass gute Infiltrationseigenschaften von Hangböden nicht gleichbedeutend mit hohen Speicherkapazitäten sind.

An einigen Standorten war die Abflussbildung in den ersten beiden Be-regnungsstunden sehr moderat, indem die ψ -Werte unter 20% blieben. Ein Grossteil des Wassers infiltrierte und wurde im Boden gespeichert. Die Prozesse, die für derart grosse Unterschiede in der Abflussbildung sorgten, werden im Kapitel 6 vorgestellt.

5.2 Messbare und ableitbare Bodenparameter als Ursache der Abflussreaktions-Unterschiede

Lassen sich messbare oder zumindest gut schätzbare Steuergrößen finden, mit denen sich die grossen Unterschiede in der Abflussreaktion erklären lassen? Im folgenden wird gezeigt, ob die resultierende Abflussbildung (ψ) auf bestimmte Parameter zurückgeführt werden kann, und ob sich diese Parameter für die Herleitung der zu erwartenden Abflussbildung eignen. Die Beschaffenheit der Oberfläche und des Oberbodens entscheidet darüber, ob Wasser in den Boden eindringt oder oberflächlich abfließt. In den Figuren 18 a-d sind die bei den 18 Beregnungsversuchen nach einer Stunde gemessenen Abflusskoeffizienten in Abhängigkeit der Bodenkennwerte im Oberboden [Tongehalt (a), Lagerungsdichte (b), Porosität (c) und Durchlässigkeit (d)] dargestellt. Es handelt sich jeweils um den ersten Versuch pro Standort.

Figuren 18 a-d veranschaulichen, dass die Grösse des Abflusskoeffizienten nach 1 h in keinem erkennbaren Zusammenhang zu diesen vier Bodenparametern steht. Eigentlich würde man erwarten, dass mit zunehmenden Tongehalten, der Oberflächenabfluss wächst. Der Tonanteil variierte in den verschiedenen Oberböden zwischen 7 und 48%. In diesem Spektrum konnte keine Abhängigkeit festgestellt werden.

Bei den Böden mit geringer Lagerungsdichte würde man günstige Infiltrationsverhältnisse erwarten, bei hoher Lagerungsdichte hingegen gehemmte Infiltration mit Bildung von Oberflächenabfluss. Die Böden mit sehr geringer Lagerungsdichte (0.5 bis 0.7 g/cm³) waren jedoch vernässt und zeigten hohe organische Gehalte (Willerzell-Mulde, Bilten I+II). Die hohen organischen Gehalte führen zu diesen geringen Lagerungsdichten. Bei den Oberböden mit guten Infiltrationsbedingungen waren die Lagerungsdichten meist zwischen 1.1 und 1.2 g/cm³. Hohe Lagerungsdichten wiesen Heitersberg (1.35 g/cm³) und Therwil (1.43 g/cm³) auf. Standorte mit dichtgelagerten Oberböden können folglich sowohl gehemmte als auch günstige Infiltrationsverhältnisse aufweisen.

Der Vergleich zwischen Porositäten der Oberböden und Abflusskoeffizienten ist ebenfalls wenig aussagekräftig.

Die Durchlässigkeit (K_s) nach Rawls und Brakensiek (1985) lässt sich aus dem Sand- und Tongehalt und der Porosität des Bodens berechnen. Die entsprechende Regressionsgleichung ist im Anhang aufgeführt. Der Ver-

gleich zum Abflusskoeffizienten ergibt keinen erkennbaren Zusammenhang.

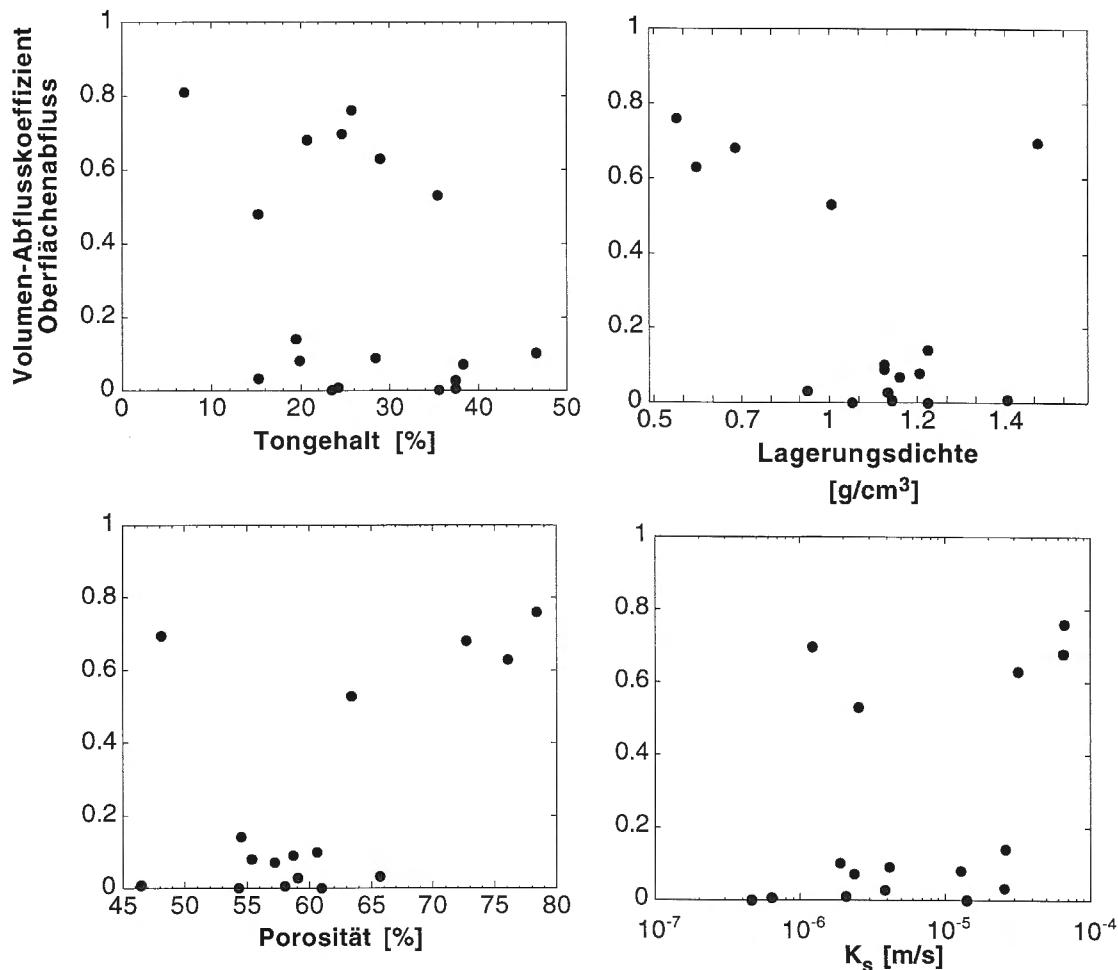


Fig. 18 a-d: Bodenparameter des Oberbodens im Vergleich zum Volumen-Abflusskoeffizienten des Oberflächenabflusses nach der Berechnungszeit von einer Stunde, a) Tongehalt, b) Lagerungsdichte, c) Porosität und d) gesättigte Leitfähigkeit K_s nach Rawls und Brakensiek (1985), (bei Fig. b, c und d fehlen die Werte von den Gotthard-Versuchen).

Vergleiche zwischen SSF und den erwähnten Bodenparametern haben keine starken Abhängigkeiten offenbart. Ein Zusammenhang zwischen Abflussrate und Bodenparametern wurde also nicht gefunden. Die Bodenparameter beschreiben nur die Matrix und nicht die Struktur des Bodens (wie Bodengefüge und Makroporen). Einzelne Parameter werden dem hydrologischen Wesen des Bodens folglich nicht gerecht.

Multiple Regressionsanalysen der selben Parameter brachten ebenfalls keine entscheidenden Fortschritte bei der Auswertung.

5.3 Hangneigung als Ursache der Abflussreaktions-Unterschiede

Relief und Schwerkraft beeinflussen die Abflussbildung. Mulden beispielsweise bewirken, dass sich Bodenwasser, aber auch oberflächliches Wasser, sammelt. Vernässte Bodenverhältnisse verkürzen die Zeit der Abflusstentstehung. Die Neigung des Geländes ist ein einfach bestimmbarer Ausdruck des Reliefs, die in reiner oder in abgewandelter Form im Zusammenhang mit räumlich differenzierten hydrologischen Modellen immer wieder Verwendung findet [z.B. Topmodell (Beven und Kirkby 1979), Tapes (Moore et al. 1988)].

Übt die Steilheit eines Hanges einen wesentlichen Einfluss auf das Ausmass der Abflussbildung aus? Zumindest wird meist angenommen, dass Oberflächenabfluss in steilem Gelände bevorzugt auftritt [Gerits et al. (1990)].

5.3.1 Oberflächenabfluss

Figur 19 zeigt die Volumen-Abflusskoeffizienten des Oberflächenabflusses nach einstündiger Beregnung in Abhängigkeit der Neigung. Die Grösse des Oberflächenabflusses scheint nicht unmittelbar von der Neigung abzuhängen.

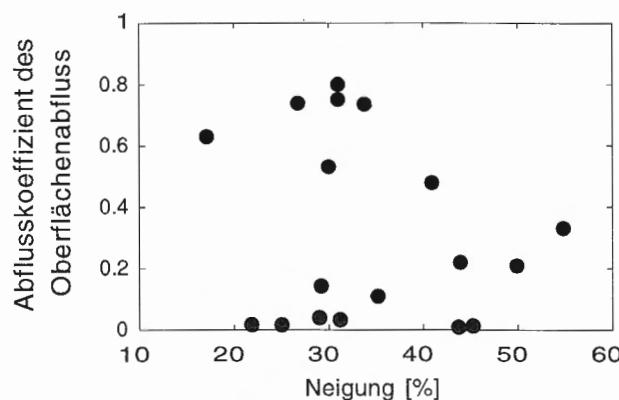


Fig. 19: Der Volumen-Abflusskoeffizient des Oberflächenabflusses nach einer Stunde in Abhängigkeit der Neigung.

Interessant ist, dass bei den Standorten mit der grössten Neigung nur kleine Abflusskoeffizienten nach 1 h beobachtet werden konnten.

5.3.2 Abfluss im Boden

Die Abflussentstehung im Boden dauert i.d.R. länger als an der Oberfläche. In Figur 20 sind aus diesem Grund die Volumen-Abflusskoeffizienten des SSF nach zwei Stunden aufgeführt.

Es ist eine leichte Zunahme des Abflusses in Böden mit grösserer Hangneigung ersichtlich. Laterale Durchlässigkeit und Drainagevermögen scheinen in steileren Hangböden grösser zu sein als in flacheren. Es handelte sich jedoch um eine kleine Stichprobe. Weitere Versuche sind für die Abstützung bzw. Widerlegung dieses Befunds nötig.

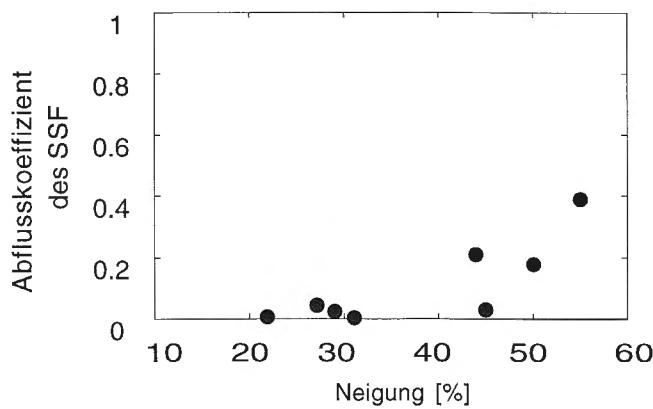


Fig. 20: *Der Volumen-Abflusskoeffizient des Abflusses im Boden nach zwei Stunden in Abhängigkeit der Neigung.*

5.4 Einfluss der Vorfeuchte auf die Abflussbildung

Die Abhängigkeit der Abflussbildung von der Vorfeuchte wurde bereits diskutiert (vgl. Kap. 5.1.2). Ausser bei den ersten Beregnungsversuchen dieser Untersuchung wurde meistens am Folgetag das Experiment am selben Standort wiederholt. Diese Wiederholung stellt einen Extremfall dar, indem der Starkniederschlag auf einen sehr nassen Boden fällt.

In den Figuren 21 a und b sind vier Beregnungsversuche mit Folgeversuch dargestellt. In Therwil und Hospental (Fig. a) ist die Abflussbildung beim Zweitversuch ein Vielfaches vom ersten, dagegen zeigen Willerzell-Hang und Heitersberg (Fig. b) nur eine mässige Zunahme.

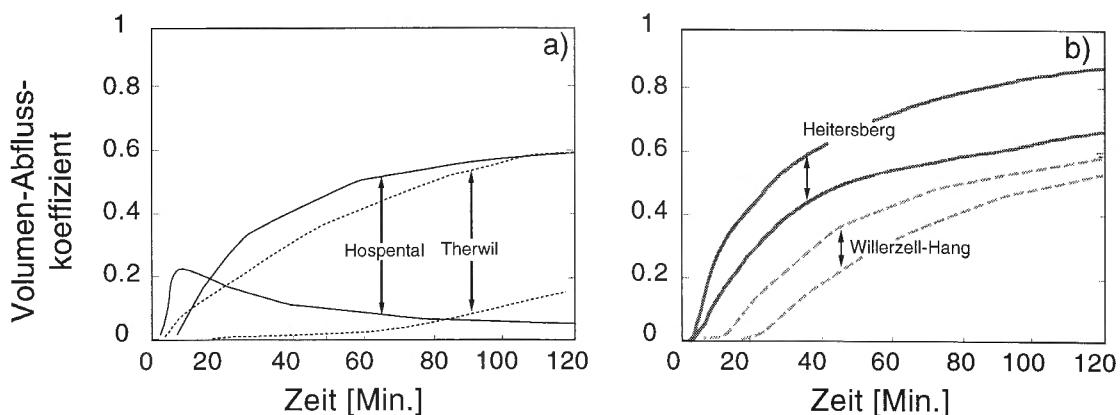


Fig. 21 a,b: Der Verlauf der Volumen-Abflusskoeffizienten von vier Standorten bei unterschiedlich feuchten Bodenzuständen.

Die Ausgangsbedingungen der beiden Versuche auf dem Heitersberg unterscheiden sich weniger als die der anderen drei Standorte. Therwil und Hospental (sehr sandige Böden) scheinen hinsichtlich der Abflussbildung sehr feuchtesensitiv zu sein, bei nassen Verhältnissen reagieren die Böden entschieden heftiger als bei trockenen Bedingungen. Bei Willerzell-Hang (gute Infiltration und hoher lateraler Abfluss) und Heitersberg (geringe Infiltration und viel Oberflächenabfluss) existieren nur geringe feuchtebedingte Abflussunterschiede.

5.5 Vorläufige Zusammenfassung

Die Erkenntnisse aus den Abschnitten 5.1-4 lassen sich in folgenden Punkten zusammenfassen:

- Die Anlaufzeiten des Oberflächenabflusses waren trotz hoher Niederschlagsintensitäten (zwischen 50 und 100 mm/h) meist lang. Die Infiltrationskapazitäten dieser Hangböden waren also sehr hoch.
- Messbarer Abfluss im Boden trat nicht an allen Standorten auf und spielte bei der Abflussbildung meist eine untergeordnete Rolle. Die Anlaufzeiten des *SSF* waren meistens länger als die des Oberflächenabflusses, es konnte aber auch Gegenteiliges beobachtet werden. An zwei der achtzehn Standorte war die Abflussbildung im Boden bedeutender als der Oberflächenabfluss.
- Feuchtere Vorbedingungen verkürzen die Abflussbildungszeit, einige Böden waren hinsichtlich der Abflussbildung feuchtesensitiver als andere. Es sind aber die Standorteigenschaften, die die Abflussbildung entscheidend prägen, was durch das grosse Spektrum der Abflussreaktionen veranschaulicht wird.
- Die Variation der Abflussbildung bei den 18 untersuchten Standorten war sehr gross, obwohl ähnliche Niederschlagsintensitäten appliziert wurden. Die Volumen-Abflusskoeffizienten nach zwei Stunden lagen im Bereich zwischen 2 und 90%.
- Bodenparameter, die alleine die Eigenschaften der Bodenmatrix beschreiben, sind nicht tauglich, um die Grösse der Abflussreaktion zu erklären.
- Zwischen Geländeneigung und der Entstehung von Oberflächenabfluss konnte kein unmittelbarer Zusammenhang festgestellt werden. An den Standorten mit Abfluss im Boden wurde bei grössterer Neigung eine Tendenz zu höheren bodenbürtigen Abflüssen festgestellt.

Aus diesen zusammenfassenden Aussagen geht hervor, dass mit einfachen Ansätzen die Abflussbildung an Hängen nicht zu erklären ist. Im folgenden Kapitel wird versucht, eine Identifikation der Abflussprozesse vorzunehmen und die Ursachen für die grossen Unterschiede aufzudecken.

6. Identifikation der Abflussprozesse

Die Standorteigenschaften spielen bei der Abflussbildung eine wichtige Rolle. In diesem Kapitel werden zuerst einige unterschiedlich aufgebaute Berechnungshänge mit ihren charakteristischen Abflusserscheinungen dargestellt. Es wird gezeigt, wie diese Abflusserscheinungen mittels der Messinstrumente auf bestimmte Abflussprozesse zurückgeführt werden können.

Signaturen	
	Sand (S)
	Silt (U)
	Ton (T)
	Lehm
	Würmer
	Wurzeln
	Blöcke (rund, kantig)
	Steine
	verwitterte Steine
	hydromorph
	deutliche Horizontgrenze
	diffuse Horizontgrenze
	Rostflecken
	Streu, lagig
	Streu, lose
	faserige, organische Substanz
	neutraler Humus
	saurer Humus
	chemische Reduktion
	örtlicher Wasseraustritt
	Verdichtung
	Wasserspiegel mit Datum
	oxidierte Wurzelgänge
	Bodenriss

Horizontbezeichnungen	
Ah	Organo-mineralischer Oberbodenhorizont, Humusstoffzone
Af	Organo-mineralischer Oberbodenhorizont, Vermoderungszone
Bg	Mittelboden-Horizont mit mässiger Rostfleckung
Bgg	Mittelboden-Horizont mit starker Rostfleckung
Bw	Mittelboden-Horizont, Verwitterungshorizont
Cr	Ausgangsmaterial, dauernd vernässt
Cz	verwittertes Ausgangsmaterial
Ol	organischer Auflagehorizont
R	Felsunterlage

Fig. 22: Legende zu den verwendeten Signaturen der Bodenprofile und Horizontbezeichnungen (nach FÄP1992).

Mit Hilfe von Wasserbilanzen wird versucht, die gemessenen Abflüsse auf einzelne Abflussprozesse aufzuteilen. Sämtliche Berechnungsversuche werden im Kapitel 6.2 nach Prozessen aufgeschlüsselt. Simulationsrechnungen

mit dem Modell QSOIL (Faeh 1997) geben in bestimmten Fällen wichtige ergänzende Hinweise auf die tatsächlich abgelaufenen Vorgänge.

Die Bodenklassierungen erfolgten nach den Richtlinien der Eidgenössischen Forschungsanstalt für landwirtschaftlichen Pflanzenbau (FAP 1992), und die Bodentextur ist nach dem Korngrössen-Dreieck des Soil Conservation Service (SCS 1975) eingeteilt. In der Figur 22 sind die für die Bodendarstellungen verwendeten Signaturen und Horizontbezeichnungen aufgeführt.

Die mit Tensiometer gemessenen Drücke des Bodenwassers werden in Zentimetern Wassersäule (cm WS) angegeben. Negative Werte bedeuten Unterdruck, also Saugspannungen im Boden, positive Werte stehen für hydrostatischen Druck. Die Wasserspiegel der Piezometermessungen sind als Flurabstand in Metern und die Bodenfeuchten der TDR-Sonden als Volumenprozente angegeben (vgl. Kap. 4.2.2).

6.1 Abflussprozess-Identifikation an ausgewählten Beregnungs-experimenten

In der ersten Feldsaison wurden ausser den TDR-Sonden keine Messgeräte eingesetzt, die über die Wassergehalts-Änderungen im Boden Auskunft gaben. Der Einsatz von Tensiometer und Piezometer in der zweiten und dritten Feldsaison brachte für die Prozessidentifikation entscheidende Fortschritte. In diesem Abschnitt werden Beregnungsversuche dargestellt, die eine optimale Instrumentierung aufwiesen. Die Fotos zu den Versuchen sind auf Seite 65 und 67 aufgeführt.

Ob *absolute Hortonian (AH)* und *delayed Hortonian Overland Flow (DH)* auftritt, ist abhängig von der applizierten Niederschlagsintensität. Da an einigen Standorten die angestrebte Intensität von 100 mm/h nicht erreicht wurde, ist es möglich, dass beispielsweise bei 60 mm/h *DH* vorkommt, während bei höherer Intensität von beispielsweise 100 mm/h *AH* aufgetreten wäre. Diese Unterscheidung hat also relationalen Charakter und bezieht sich immer auf die applizierte Niederschlagsintensität.

6.1.1 Willerzell-Mulde, Versuch Nr. 47 (19. Oktober 1994)

Vernässte Hangmulde mit oberflächennahem Hangwasserspiegel: kolluvialer Buntgley

Standortcharakterisierung:

Koordinaten:	703.540/221.325	Höhe über Meer:	920 m
Hangneigung:	26-37%	Exposition:	SSW
Hang:	kurze Hangmulde im Übergang zum Unterhang	Niederschlag:	1807 mm/a (Station Einsiedeln; 30j. Mittel)
Boden:	Kolluvialer Buntgley	Geologie:	Sandstein der Unteren Süsswasser- Molasse

Geologie: Die Sandsteine der Unteren Süsswasser-Molasse (Chattien) sind in der Mulde von fluvial und solifluidal verlagertem, vorwiegend sandigem Verwitterungsmaterial überdeckt. Dieses Lockermaterial beinhaltet silikatische Gerölle wahrscheinlich aus Überresten glazialer Ablagerungen. Aufgrund der uneinheitlichen Schichtung wurde diese Füllung als Kolluvium bezeichnet (vgl. Fig. 27). Der Einfallswinkel des gegen Süden einfallenden Molasse-Sandsteins beträgt ca. 27° (50%).

Boden: In der Figur 23 ist der kolluviale sandige Buntgley mit der Horizontfolge (Ah-ABg-Bgg-Cr) abgebildet. Bodenmächtigkeit und Horizontfolge variieren beträchtlich auf der Beregnungsparzelle. Der Ah-Horizont (0.0-0.15 m) besteht aus dunklem, sandig-tonigem Lehm sowie teilweise unzersetzttem organischen Material (8%). Die Humusform wurde als Moder bezeichnet, stellenweise liegt auch Mull vor. Darunter liegt der ABg-Horizont (0.15-0.25 m), der aus sandigem bis sandig-tonigem Lehm besteht. Viele Rostflecken und graue Flecken weisen auf wechselnde Oxidations- bzw. Reduktionsverhältnisse und damit auf schwankenden Hangwasserspiegel hin. Auf der linken Seite des Grabens ist dieser ABg-Horizont stärker ausgebildet und reicht bis in 0.35 m Tiefe. Der sandig-lehmige Bgg-Horizont enthält grosse Rostflecken, jedoch dominiert die Grautönung der Reduktion die Farbe der Bodenmatrix. Der Übergang zum Cr-Horizont ist fliessend, und die Rostflecken konzentrieren sich in der grauen Matrix nur noch entlang einzelner Pflanzenwurzeln. Trotz Pflanzenwurzeln ist die vertikale Durchlässigkeit dieses Bodens als mässig zu bezeichnen. Weder eine ausgeprägte, infiltrationsfördernde Bodenstruktur noch Spuren von bodenwühlenden Tieren oder Bodenrissen konnten festgestellt werden. Im Cr-Horizont wurden wenig

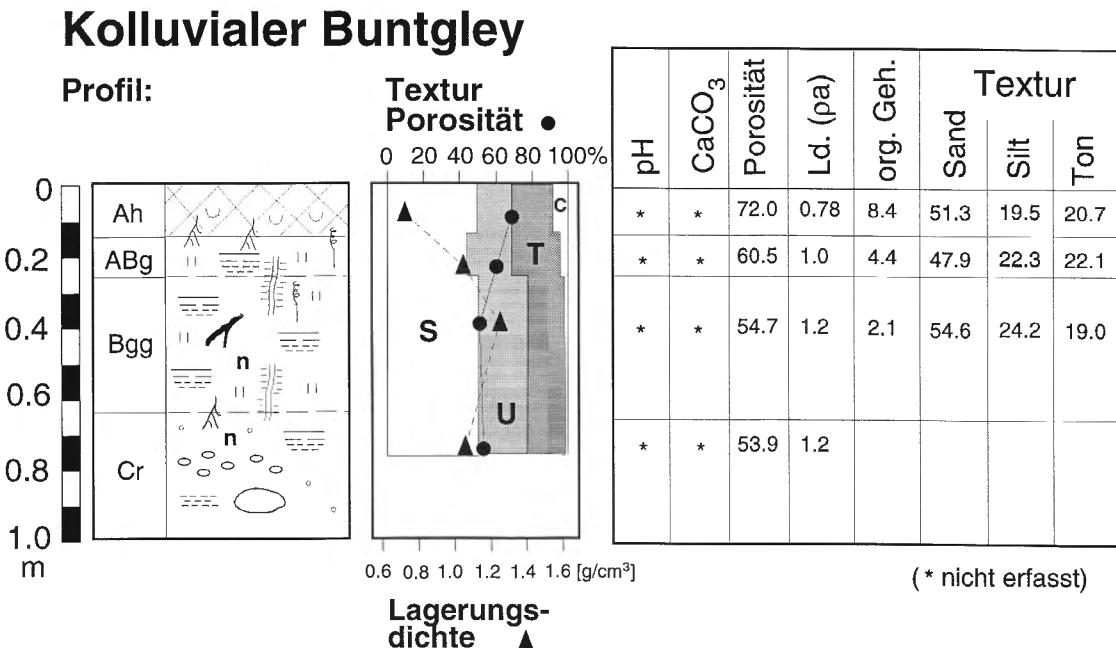


Fig. 23: Versuchsstandort Willerzell-Mulde: Bodenprofil mit den Bodenkennwerten (S = Sand, U = Silt, T = Ton, C = organischer Gehalt, $Ld.$ = Lagerungsdichte, CaCO_3 = Kalkgehalt).

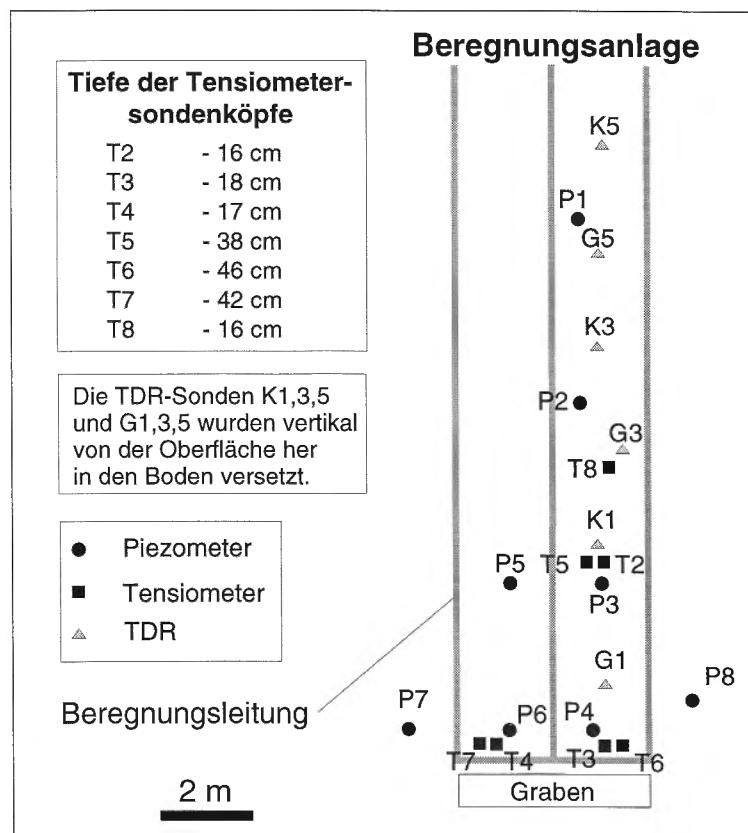


Fig. 24: Versuchsstandort Willerzell-Mulde: Lage der Messgeräte.



Foto 1: Beregnungsversuch Hospitaltal: Die Beregnungsanlage in Betrieb mit Piezometern (rot), Windschutzaun links oben (grün) und Graben-Schutzdach ebenfalls linker Bildrand (grün).



Foto 3: Beregnungsversuch Willerzell: Anlage in Willerzell-Mulde stehend. Pfeil zeigt den ehemaligen Graben des Standortes Willerzell-Hang.



Foto 5: Beregnungsversuch Willerzell-Hang: Nach ca. 30 Minuten trat das Wasser im Bodenprofil aus Makroporen aus. Der kleine Strahl (neben einer TDR-Sonde) zeigt, dass dieses Wurmloch unter starkem Druck steht.



Foto 2: Beregnungsversuch Hospitaltal von oberhalb gesehen: Die Beregnungsanlage in Betrieb. Anlage mit seitlich angrenzenden Plastikbahnen zur Verlustmessung, in der Bildmitte das Graben-Schutzdach.

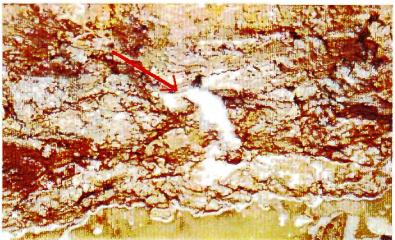


Foto 4: Beregnungsversuch Willerzell-Mulde: Schaum trat zu Beginn des Versuchs aus einer Makropore, später floss dann Wasser aus.



Foto 6: Beregnungsversuch Willerzell-Hang: Return Flow aus Mauslöchern konnte am Graben-rand und ca. 15 m unterhalb der Parzelle beobachtet werden.

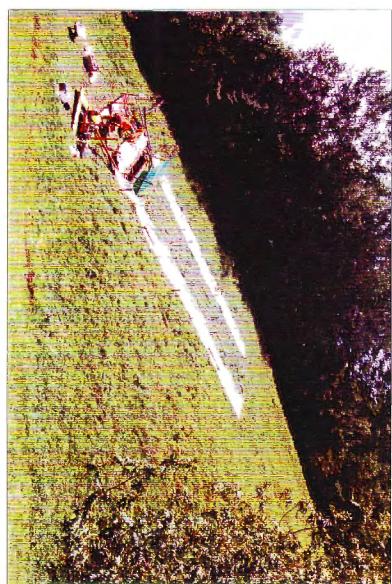


Fig. 8:

Beregnungsanlage: schematische Darstellung mit Versuchsanordnung und Messinstrumenten.

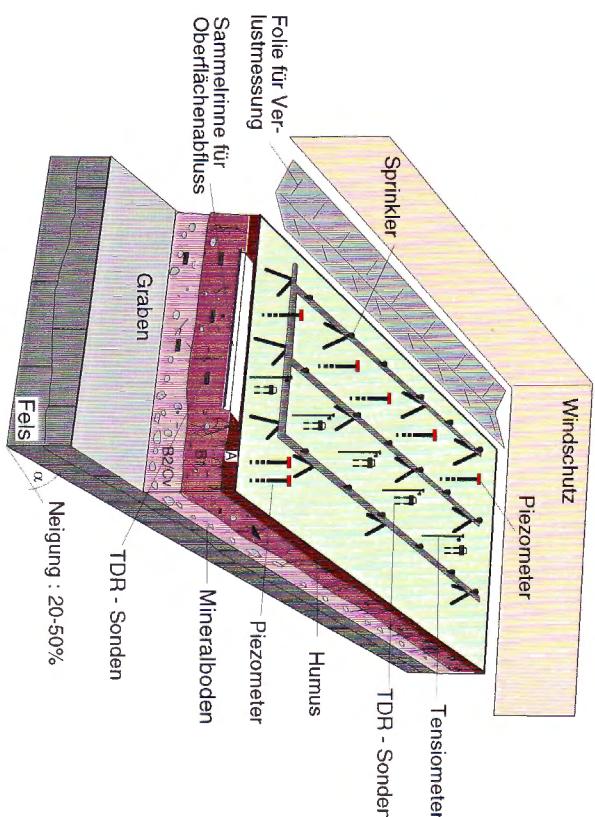




Foto 7: Beregnungsversuch Alpe San Gottardo: Der ausgetrocknete Auflagehumus mit hohem organischem Gehalt lässt sich kaum benetzen, ist also hydrophob. Das Wasser fliesst über den Boden hinweg ohne einzudringen.



Foto 9: Beregnungsversuch Hospital: Der ausgetrocknete Rasenfilz lässt sich während kurzer Zeit nicht benetzen (transiente Hydrophobizität). Erst nach einigen Minuten infiltriert das Wasser in den Boden, und es entsteht danach über Stunden kaum Abfluss.



Foto 11: Beregnungsversuch Ebersol: Das Wasser floss in Felsrinnen zum Vorfluter, ohne dass es im Graben gesammelt und gemessen werden konnte. Dargestellt ist der Versuch, diesen Abfluss am Vorfluter zu messen.



Foto 8: Beregnungsversuch Alpe San Gottardo: Da das Wasser nicht infiltrieren kann, stellt sich auf der Bodenoberfläche ein Wasserfilm ein, der als glänzende Fläche erkennbar ist (permanente Hydrophobizität).

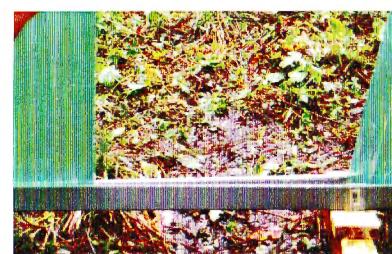


Foto 10: Beregnungsversuch Bilten I: Das Wasser tritt aus oberflächennahen Mauslochsystemen als Return Flow wieder an die Bodenoberfläche.



Foto 12: Blick in ein benachbartes Maisfeld am Standort Heitersberg. Ausgeprägte Bodenerosionserscheinungen dienen als Hinweis auf Oberflächenabfluss bei natürlichen Niederschlagsereignissen.

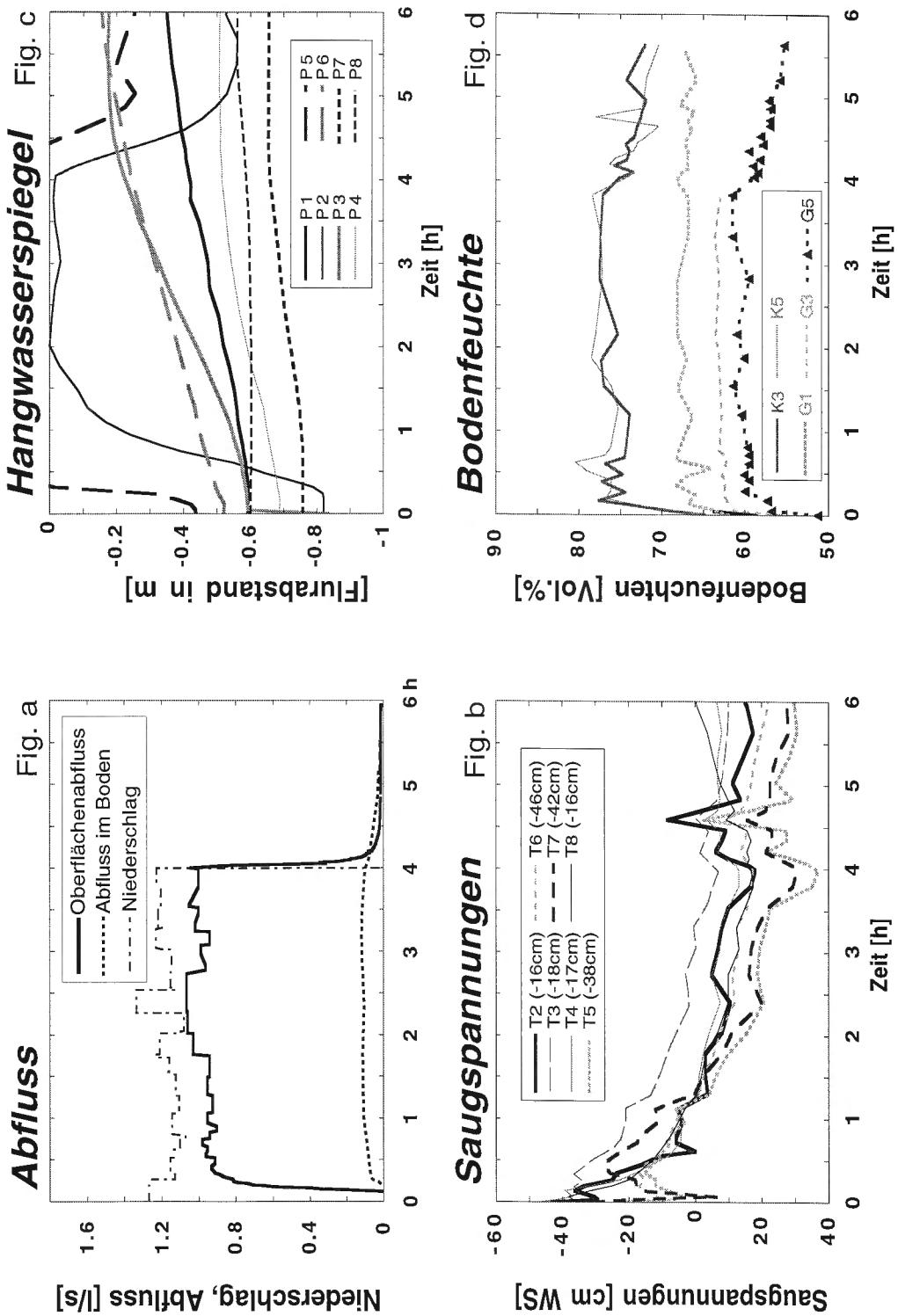


Fig. 25 a-d:

Beregnungsversuch Willerzell-Mulde: a) Abflussganglinie, b) Saugspannungen in unterschiedlichen Bodentiefen, c) Hangwasserspiegel, d) Bodenfeuchte (TDR)

über der Grabensohle zwei *Pipes* ($d = 1$ resp. $2-3$ cm) beobachtet, welche rötlich oxidierte Wandungen aufwiesen. Das Profil war im oberen Teil feucht, im unteren Teil nass und über die gesamte Tiefe locker gelagert (Lagerungsdichten $0.78-1.2$ g/cm 3).

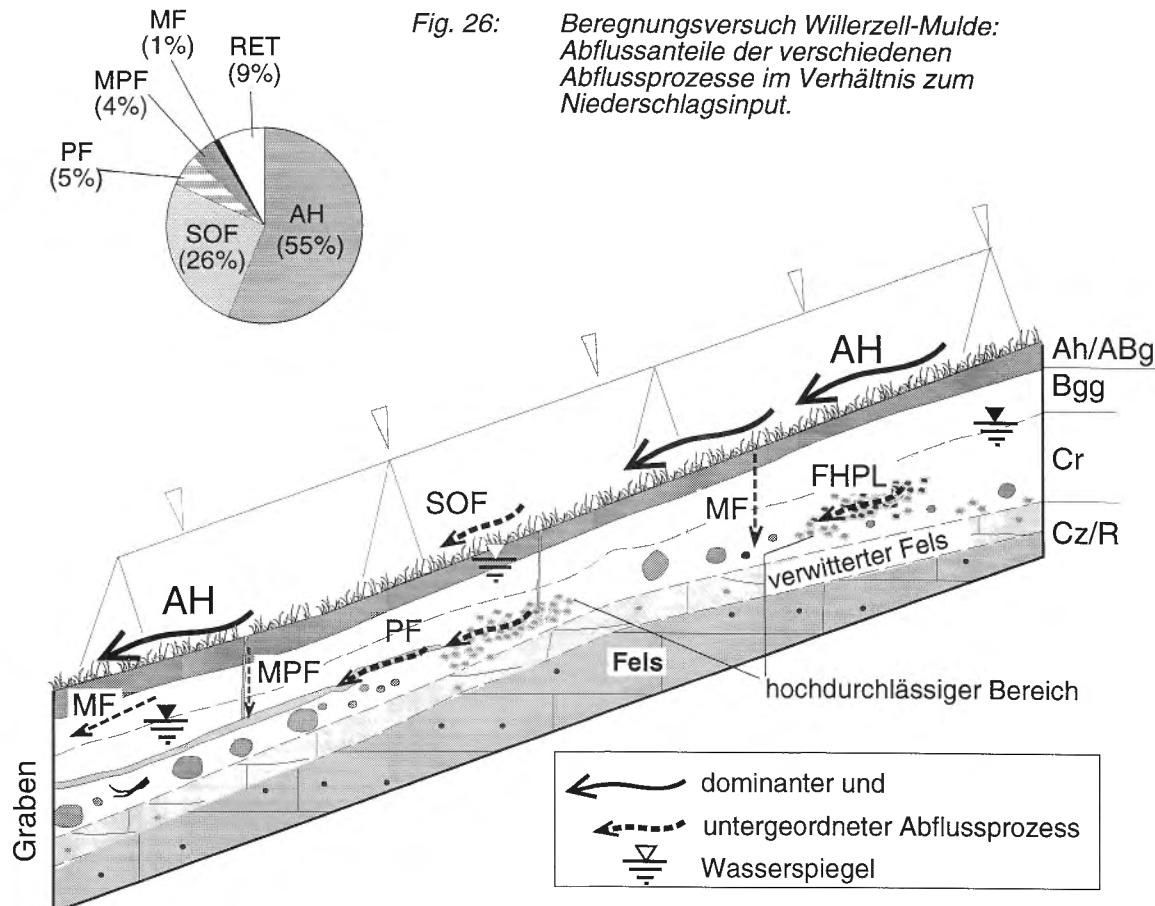
Üblicherweise wurde bei den Beregnungsversuchen eine Parzelle von 75 m 2 beregnet und die Abflüsse von 60 m 2 gemessen, um Randeffekten in ihrer Wirkung zu minimieren. Die Muldenlage und die schwache Infiltrationskapazität führte in diesem Fall jedoch dazu, dass der gemessene Abfluss von mehr als 60 m 2 stammte (~ 67.5 m 2). Diese Tatsache wurde berücksichtigt, indem der Niederschlagsinput rechnerisch um 12% erhöht wurde.

Messanordnung: Die Anordnung der Messinstrumente ist in der Figur 24 dargestellt und die Lage der Anlage ist aus Foto Nr. 3, S. 65 ersichtlich.

Ausgangsbedingungen: Vor dem Versuch lag der Wasserspiegel im Hang zwischen 0.35 und 0.8 m unter der Bodenoberfläche, und die Saugspannungen waren im Oberboden nahe der Sättigung (- 37 bis - 55 cm WS).

Versuchsverlauf: Die Beregnungsintensität betrug im Mittel 70 mm/h (1.18 l/s). Bereits nach 7 Min. bildete sich Oberflächenabfluss, der nach 20 Min. schon fast dem Niederschlag entsprach (Fig. 25 a). Nach 12 Min. floss auch Wasser aus dem Bodenprofil, wobei vorgängig und z.T. gleichzeitig gut sichtbare Luftblasen konzentriert aus wenigen Makroporen-Öffnungen entwichen (Foto Nr. 4, S. 65). Die Abflussmenge aus dem Boden nahm rasch einen konstanten Wert von ca. 0.1 l/s an und wurde v.a. durch eine Pipe, welche wenig über der Grabensohle austrat, und wenigen Makroporen gespeist. Trotz geringer Saugspannungen wurde der Boden erst nach Stunden der Beregnung gesättigt, und der Hangwasserspiegel hob sich zögernd an (Figur 25 b und c). Nur Piezometer P2 und P5 registrierten rasch ansteigenden Wasserstand, der in kurzer Zeit die Bodenoberfläche erreichte (die Werte von P5 wiesen sogar auf gespanntes Hangwasser hin).

Prozesse Die beobachteten Abflussprozesse sind aus der schematisierten Skizze in Figur 27, ihre Anteile am Niederschlagsvolumen aus der Figur 26, ersichtlich. Mit Hilfe einer Wasserbilanz wurden die Anteile der einzelnen Prozesse für die gesamte Versuchsdauer berechnet resp. geschätzt. Dazu dienten Messungen und Beobachtungen.



In dieser vernässsten Hangmulde dominierten erwartungsgemäss Oberflächenabfluss-Prozesse die Abflussbildung.

Punktuelle Sättigung des Bodens trat aber nur in wenigen Bereichen der Parzelle und z.T. erst nach Stunden der Beregnung auf. Die langsame Reaktion der Tensio- und Piezometer auf die Beregnung deuten auf eine schwache Infiltrationsrate hin; AH war also dominanter Prozess (grosse Prozesspfeile). Nur an den Stellen, wo der Wasserspiegel die Oberfläche erreichte, waren die Bedingungen für SOF gegeben. Danach floss rund die Hälfte des Niederschlagsinputs als AH ab, und ein Viertel stammte von Niederschlag, der auf eine gesättigte Fläche fiel und SOF bildete.

SSF ist eindeutig ein untergeordneter Prozess (kurze, strichlierte Prozesspfeile). Nur 10% des Niederschlagsinputs wurden durch SSF bestritten, wobei gemäss Beobachtung mehr-

heitlich *PF* und *MPF* (möglicherweise auch *FHPL*) auftrat. Das rasche Ansprechen der *Pipes* lässt sich durch *MP*-Verbindungen zwischen Oberfläche und *Pipe* erklären. Der geschätzte Anteil des durch die Matrix transportierten Wassers dürfte sehr klein sein (< 1%). 9% des Beregnungswassers wurden im Boden zurückgehalten. (Die Retention ist ebenfalls dargestellt, obwohl es sich nicht um einen Prozess handelt).

Fazit:

Dieser Beregnungsversuch wurde auf fast gesättigtem Boden durchgeführt. Das Sättigungsdefizit wurde aber aufgrund der schwachen Infiltrationskapazität nur ganz langsam und unvollständig ausgeglichen. Anstelle des erwarteten *SOF* liess die schwache Infiltration *AH* entstehen. Als Ursache für die geringe Infiltrationskapazität können die vernässten Verhältnisse, die sich ungünstig auf die Bodenentwicklung auswirken, betrachtet werden. Für die an der Strukturbildung beteiligten Bodenlebewesen liegen ungünstige Lebensbedingungen vor, so ist beispielsweise der mikrobielle Abbau der organischen Substanz bei zeitweise anaeroben Bedingungen erschwert. Dieser vernässte Standort dürfte hinsichtlich seiner Infiltrationshemmnisse kaum einen Einzelfall darstellen.

Trotz Vorhandensein von *Pipes* mit wahrscheinlich idealem Fliessumfeld (fast gesättigte Matrix) war der Abfluss im Boden gering. Modellrechnungen von Faeh (1997) haben gezeigt, dass ein Grossteil des Wassers über Makroporen in den Boden infiltrierte. Wäre demnach die Verbindung zwischen Bodenoberfläche und diesen *Pipes* über ein leistungsfähigeres System von bevorzugten Fliesswegen gegeben, so ist zu anzunehmen, dass wesentlich mehr Wasser dieser Mulde im Boden transportiert werden könnte.

Der Versuch wurde im Herbst durchgeführt. Im Frühling und Winter dürfte der Wasserspiegel noch oberflächennäher liegen, weil auf dieser Höhenstufe (920 m ü. M.) im Winterhalbjahr mehrmals Schneedecken aufgebaut und abgeschmolzen werden, und häufige Niederschläge sowie geringe Verdunstung den Wasserhaushalt bestimmen. Da der Boden langsam drainiert und dauernd vom Oberhang Wasser zufließt, dürften dann kleinere Niederschläge *SOF* erzeugen.

6.1.2 Willerzell-Hang, Versuch Nr. 42 (23. August 1994)

Gestreckter Unterhang in einem Steilhang: flachgründige Braunerde

Standortcharakterisierung:

Koordinaten:	703.500/221.300	Höhe über Meer:	925 m
Hangneigung:	55%	Exposition:	SSE
Hang:	gestreckter Steilhang im Übergang zum Unterhang	Niederschlag:	1807 mm/a (Station Einsiedeln; 30j. Mittel)
Boden:	flachgründige, sandige Braunerde	Geologie:	Sandstein der Unteren Süsswasser-Molasse

Geologie: Dieser Hang schliesst unmittelbar an den Standort Willerzell-Mulde an (vgl. Foto Nr. 3, S.65). Am Hang fehlt das Kolluvium, und der Einfallswinkel der Sandsteinschichten (Subalpine Molasse) ist etwa hangparallel (~50%).

Boden: Die sandige Braunerde (Ah-Bw-Cz-R) ist aufgrund der beträchtlichen Neigung des Geländes nicht tief entwickelt und weist unterschiedliche Profiltiefen von 0.5 bis 0.9 m auf (Figur 28). Der 0.1 m dicke, dunkelbraune Mull (Ah-Horizont) aus sandigem Lehm liegt über dem von vielen Wurm-röhren gekennzeichneten Bw-Horizont. Seine Mächtigkeit ist unterschiedlich (0 - 0.45 m). In einer Bohrung fehlte die sandig-lehmige Bw-Schicht, da schliesst der Cz-Horizont (verwitterter Sandstein) unmittelbar an den Ah-Horizont an. Der kompakte Sandsteinfels (R-Horizont) liegt maximal 0.9 m unter der Oberfläche. Sowohl im Bw- als auch im Cz-Horizont waren örtlich kleinere Rost- und Vergleyungsflecken sichtbar, was darauf hindeutet, dass dieser Boden regelmässig Hangzugswasser ausgesetzt ist. Oberhalb dieses Standorts schliesst ein Hang von ca. 400 m Länge an, von dem anzunehmen ist, dass er in die Beregnungsparzelle und von dort zum Talboden entwässert. Der Verwitterungshorizont (Cz) besteht teilweise aus Sandsteinplatten. Zwischen dem Fels und diesen Sandsteinplatten konnte stellenweise eine sandige, wahrscheinlich hochdurchlässige, Zwischenschicht beobachtet werden (Figur 32). Die Lagerung des Bodens ist normal und zeigt im Cz-Horizont höhere Dichte.

Ausgangsbedingungen: Fünf bzw. sechs Tage zuvor hatten zwei Versuche stattgefunden, bei denen 251 mm bzw. 111 mm Niederschlag verregnnet wurden. Da sich die Resultate des ersten und dritten Durchgangs kaum unterscheiden, wird der dritte Versuch dargestellt, von dem Messungen der Saugspannungen vorliegen. Der Oberboden war trotz vorgängiger Experimente

Sandige Braunerde

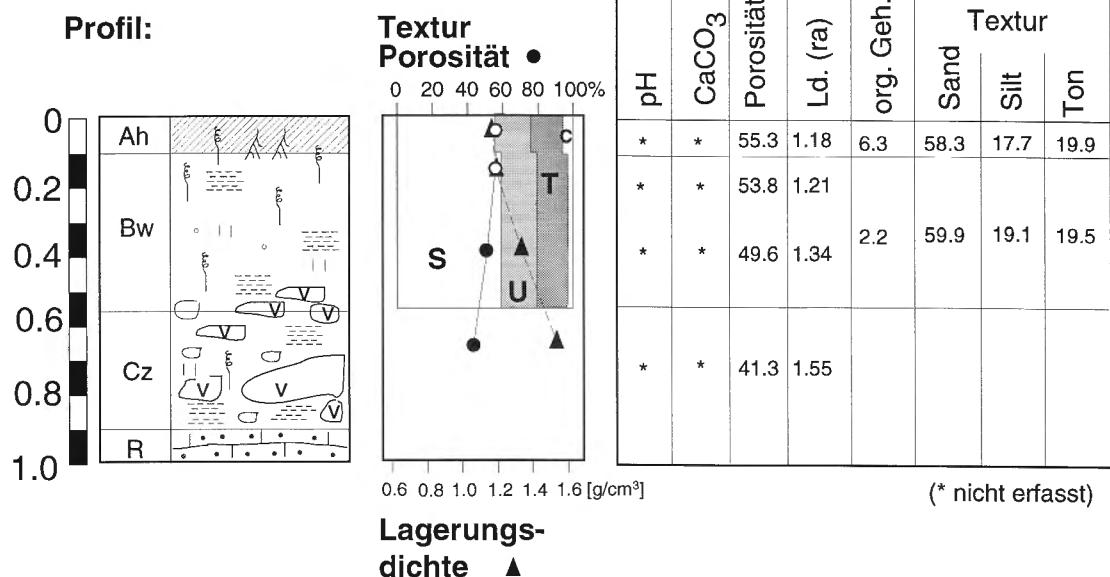


Fig. 28: Versuchsstandort Willerzell-Hang: Bodenprofil mit den Bodenkennwerten (S = Sand, U = Silt, T = Ton, C = organischer Gehalt, Ld. = Lagerungs-dichte, CaCO₃ = Kalkgehalt).

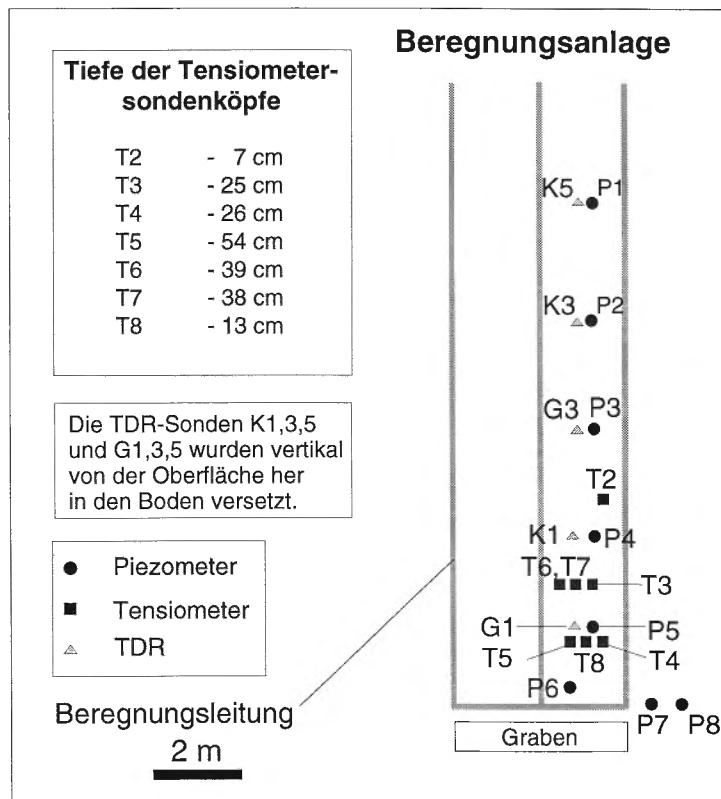


Fig. 29: Versuchsstandort Willerzell-Hang: Lage der Messgeräte.

ausgetrocknet, während der Unterboden ziemlich feucht war.
Die Lage der Messgeräte ist der Figur 29 zu entnehmen.

Versuchsverlauf: Variation der Beregnungsintensität:

Phase 1: (0-2 h): Intensität: 50 mm/h (0.83 l/s)

Phase 2: (2-3 h): Intensität: 68 mm/h (1.13 l/s)

Mit der Variierung der Niederschlagsintensität wurde ihr Einfluss auf das Zusammenspiel von Oberflächenabfluss und Abfluss im Boden untersucht. Bereits nach 9 Min. zeichnete sich *SSF* im Grabenprofil ab (Fig. 30a). Erst nach 37 Min. begann schwacher Oberflächenabfluss, der aber im Vergleich zum *SSF* bescheiden ausfiel. Nach ca. 1 h erreichte der Abfluss einen *Steady-State* (*SSF*: ~ 0.45 l/s, Oberflächenabfluss: ~0.1 l/s). Die Niederschlagserhöhung nach 2 h liess den *SSF* noch geringfügig ansteigen, während sich der Oberflächenabfluss auf ~0.3 l/s erhöhte. Allerdings stammte der Mehrabfluss zu einem Grossteil aus zwei nahe am Graben gelegenen Mauslöchern, aus denen von Erdmaterial getrübtes Wasser "sprudelte". Daher muss dieser Mehrabfluss eigentlich als *Return Flow (RF)* zum *SSF* gezählt werden (Foto Nr. 6, S. 65). Die Tensiometer zeigten bereits 20 bis 30 Min. nach Versuchsbeginn Sättigung an. Wasser drang schon aus der Profilwand (Foto Nr. 5, S. 65), als noch kein Wasserspiegel im Hang bestand. Nach 2 h wiesen die Piezometer einen uneinheitlichen Hangwasserspiegel nach (vgl. Fig. 30 c).

Prozesse:

SSF war der dominante Abflussprozess über die gesamte Versuchsdauer. 52% des Niederschlags floss als *MPF* und *FHPL* in der Cz-Schicht ab (Fig. 32). Mit der Intensitäts erhöhung vergrösserte *RF* aus Mauslöchern den Oberflächenabfluss (Foto Nr. 6, S. 65). Schätzungsweise 2% des gesamten Abflusses ging auf *RF* zurück (Fig. 31). Der Oberflächenabfluss (*DH* ohne *RF*) war mit 12% von untergeordneter Bedeutung. Rund ein Drittel des Niederschlags wurde im Boden als *Retention (RET)* zurückgehalten.

Eine Art "Kurzschluss" zwischen Tensiometer-Sondenkopf und Wasser führenden Makroporen erklärt die rasche Reaktion der Tensiometer. Das Wasser dringt so in die Nähe der Sonden und täuscht eine Sättigung des ganzen Bodenkörpers vor (*Bypass Flow*).

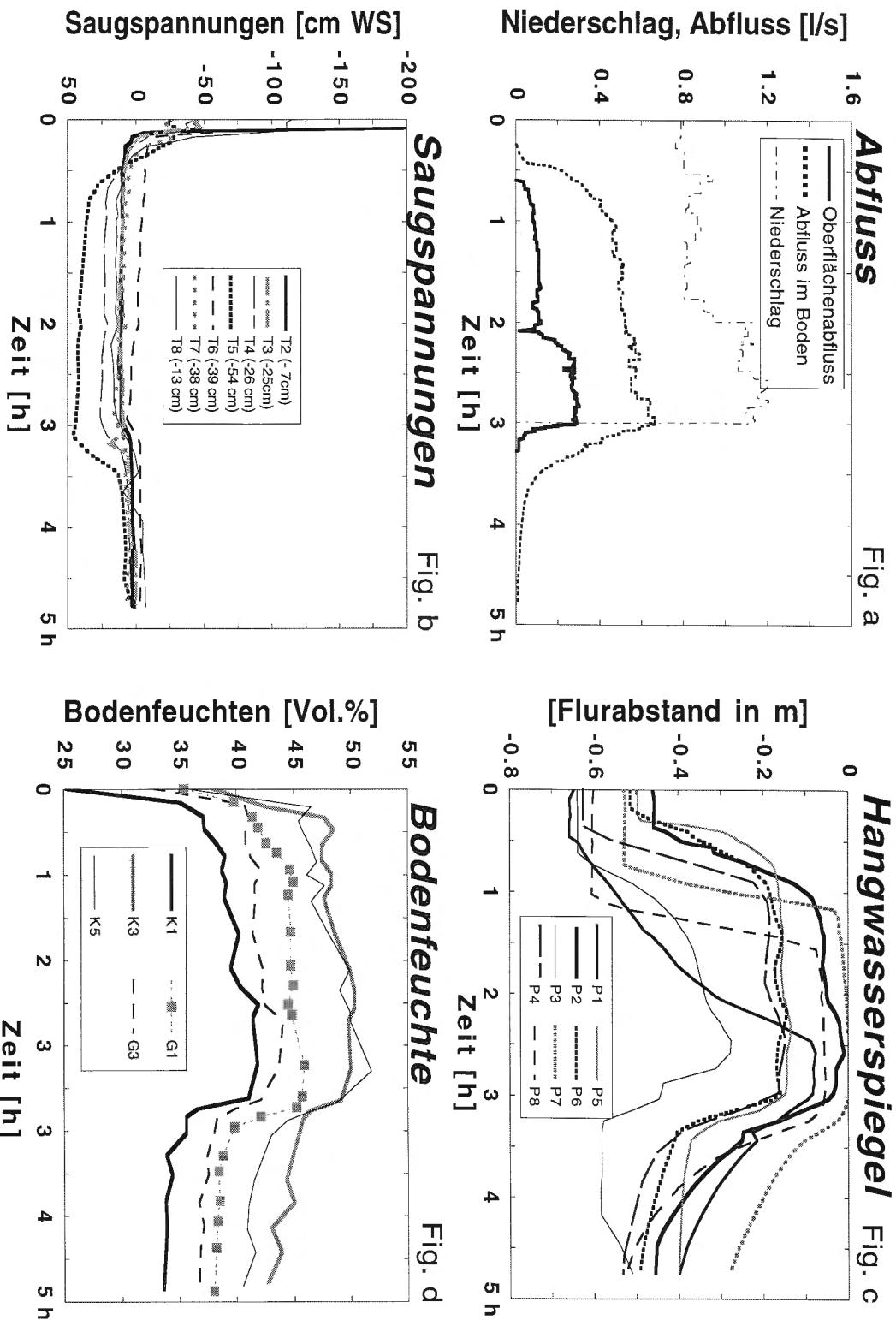
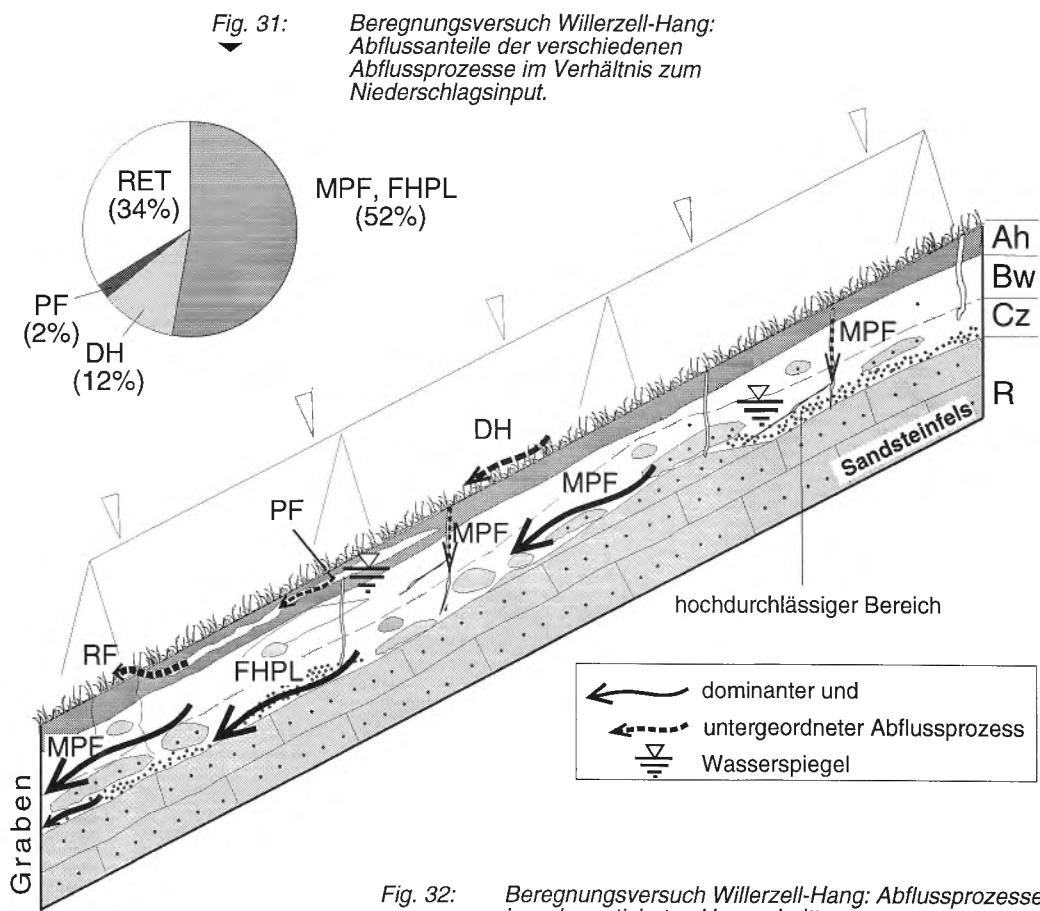


Fig. 30 a-d: Beregnungsversuch Willerzell-Hang: a) Abflussganglinie, b) Saugspannungen in unterschiedlichen Bodentiefen, c) Hangwasserspiegel, d) Bodenfeuchte (TDR).

Die TDR-Sonden zeigten nach 1.5 h noch immer leicht ansteigende Werte. Daher kann angenommen werden, dass der Hangboden auch nach Stunden der Berechnung noch immer



nicht vollständig gesättigt war. Die Unterschiede in den Wasserspiegelhöhen der Piezometer lassen sich auf die unterschiedliche Wirksamkeit lateraler Fliesswege zurückführen. So scheint beispielsweise P3 in der Nähe sehr wirksamer Fliesspfade zu liegen, die das Wasser so stark drainieren, dass ein weiteres Ansteigen des Wasserspiegels ausbleibt.

Fazit: Dank guter Infiltration und hoher lateraler Durchlässigkeit war *SSF* der dominante Prozess. Die hohe laterale Durchlässigkeit bewirkte eine rasche, kontinuierliche Drainage des Hanges, so dass der relativ flachgründige Boden nur an vereinzelten Stellen bis nahe an die Oberfläche gesättigt wurde; *SOF* trat deshalb nicht auf. Bei diesem Versuch überraschten die hohen vertikalen und lateralen Durchlässigkeiten, und damit die Erkenntnis, dass *SSF* die Hauptrolle spielte.

6.1.3 Spreitenbach-Wald, Nr. 30 (28. Mai 1994)

Kurzer Hang in Vorfluternähe mit Hangwasserspiegel bei -0.9 m: Braunerde

Standortcharakterisierung:

Koordinaten:	669.300/251.890	Höhe über Meer:	510 m
Hangneigung:	44%	Exposition:	ENE
Hang:	kurzer, gestreckter, bachnaher Hang	Niederschlag*:	1020 mm/a
Boden:	Braunerde		(* Station Dietikon; 30j. Mittel)
Vegetation:	Buchenmischwald (Altbestand) mit Ahornunterholz und Grasschicht	Geologie:	verrutschte Rissmoräne auf Sandstein der Unt. Süßwasser-Molasse

Geologie: Zwei Meter unter der Oberfläche wurde grünlicher Sandstein der Unterer Süßwasser-Molasse erbohrt (Fig. 37). Darüber liegen Moränenablagerungen der Risseiszeit, und etliche Erratiker sind im Umfeld der Parzelle zu sehen. Das wellige Relief der näheren Umgebung ist das Resultat von rezenten Hang-Versatzprozessen (Rutschungen).

Boden: Figur 33 zeigt den Aufbau der Braunerde (Ol-Af-Bw1-Bw2/Cz): Unter einer 2 bis 4 cm dicken Streuauflage aus halbabgebautem Laub liegt ein dunkelbrauner, tonig-lehmiger Moder, der ca. 0.1 bis 0.15 m dick und stark belebt ist (viele Würmer). Der Bw1-Horizont besteht aus ockerfarbenem, tonigem Lehm und ist ziemlich skelettreich (12%). Dieser Horizont geht dann fliessend in ca. 0.45 m Tiefe in den tonig-lehmigen Bw2/Cz-Horizont über, der durch den grösseren Skelettanteil der Moräne gekennzeichnet ist. Der Oberboden ist normal gelagert, während Bw1 und Bw2/Cz leicht verdichtete Horizonte sind.

Am 25. Mai 1994 wurde im Graben bei - 0.9 m unter Flur ein Hangwasserspiegel festgestellt, der aber nicht von permanenter Natur ist, sondern auf die intensive Niederschlagsperiode Mitte Mai zurückging. Damals wurden im benachbarten Dietikon innerhalb von sechs Tagen rund 160 mm Niederschlag gemessen.

Ausgangsbedingungen: Sehr feuchte bis nasse Frühlingsbedingungen herrschten zu Versuchsbeginn aufgrund der erwähnten Niederschläge. Der Boden war fast gesättigt, und der Hangwasserspiegel befand sich in der unteren Hälfte der Parzelle zwischen -0.4 und -0.6 m unter Flur (Fig. 35b). (Der tiefere Wasserspiegel im Bodenprofil röhrt von der drainierenden Wirkung des Grabens her).

Braunerde

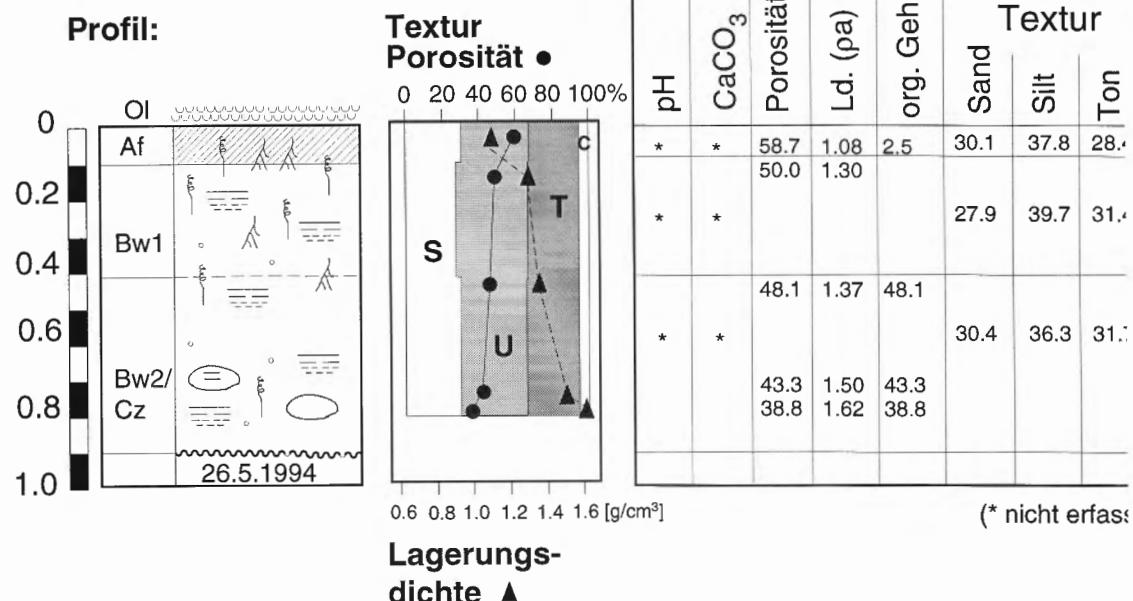


Fig. 33: Versuchsstandort Spreitenbach: Bodenprofil mit den Bodenkennwerten (S = Sand, U = Silt, T = Ton, C = organischer Gehalt, Ld. = Lagerungsdichte CaCO_3 = Kalkgehalt).

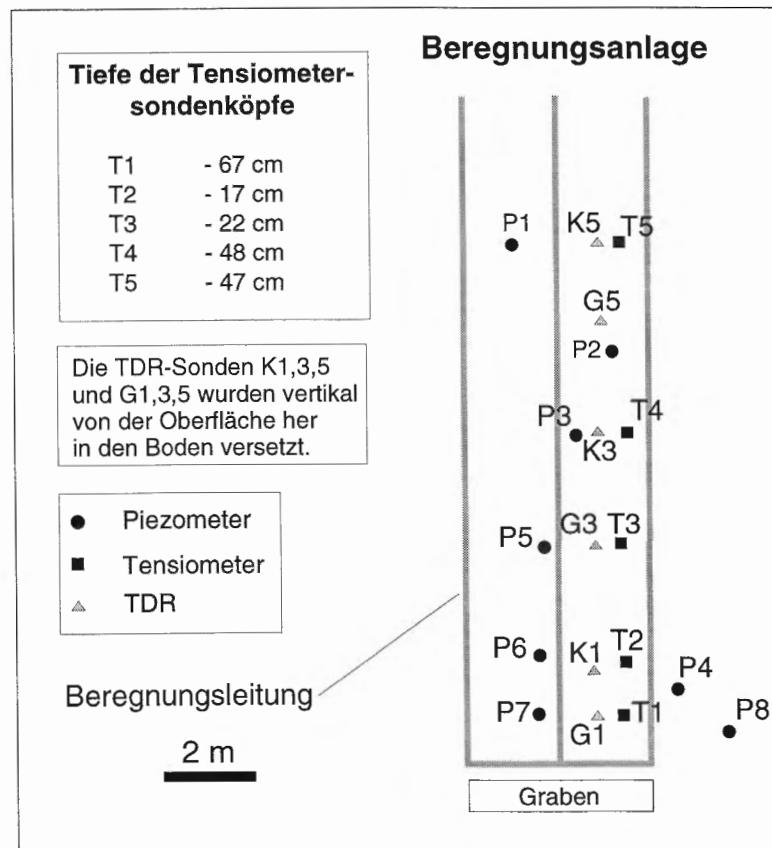


Fig. 34: Versuchsstandort Spreitenbach: Lage der Messgeräte.

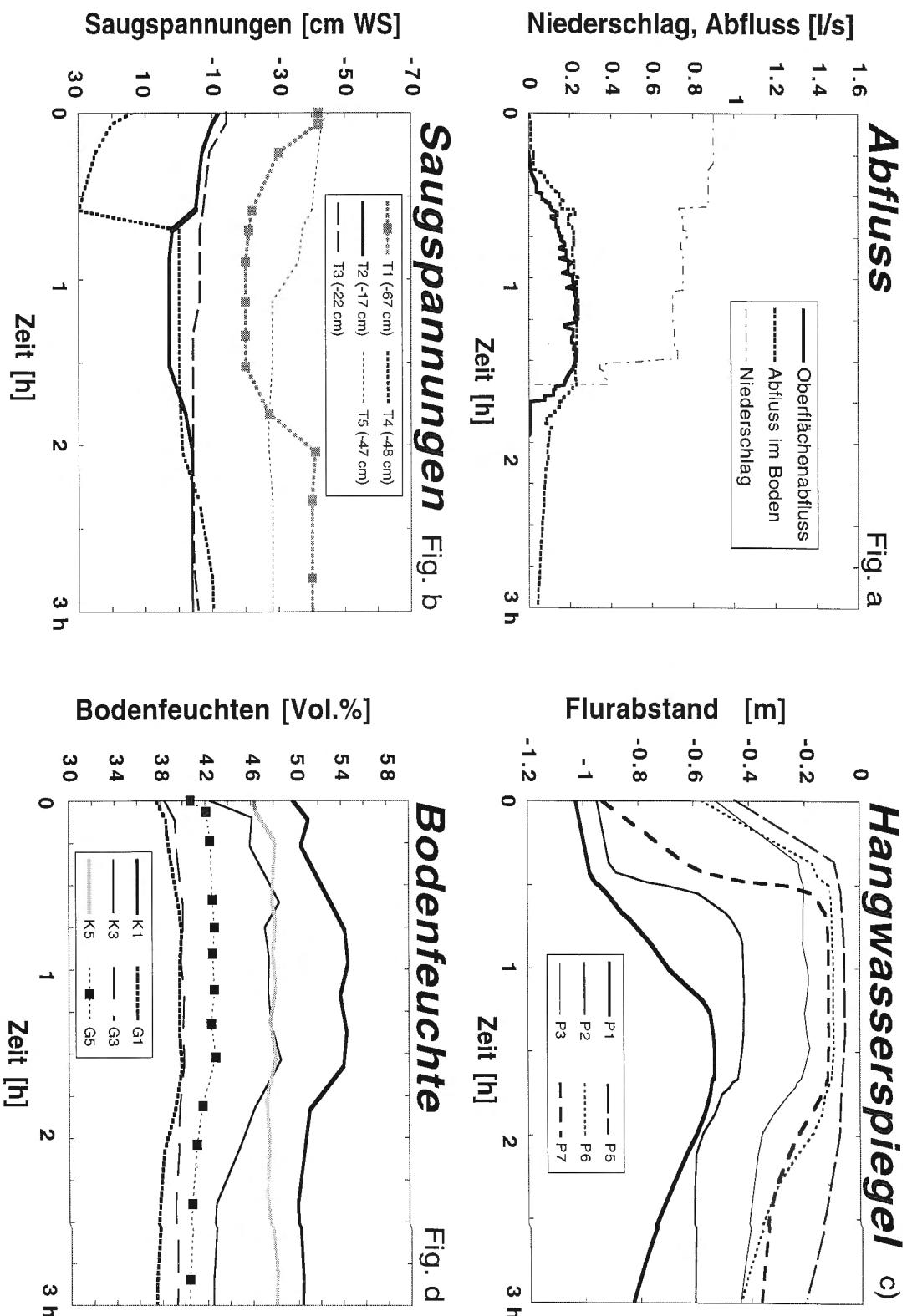
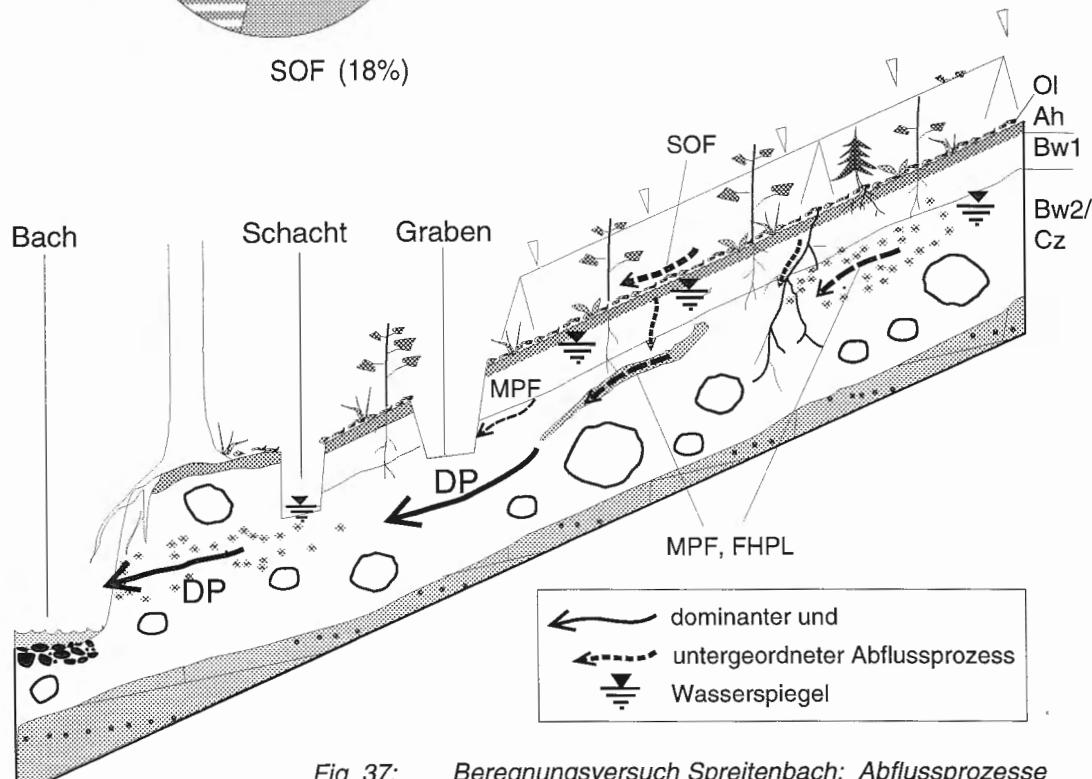
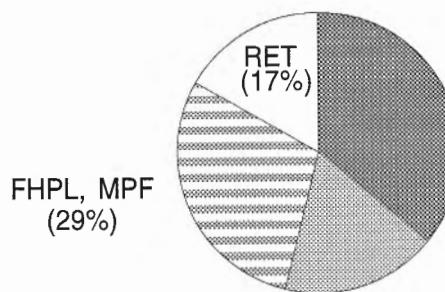


Fig. 35 a-d: Beregnungsversuch Spreitenbach: a) Abflussganglinie, b) Saugspannungen in verschiedenen Bodentiefen, c) Hangwasserspiegel, d) Bodenfeuchte (TDR).

Versuchsverlauf: Die Beregnungsintensität betrug zu Beginn des Versuchs 50 mm/h (0.83 l/s) und am Ende ca. 21 mm/h (0.35 l/s).

Die durchschnittliche Beregnungsintensität lag bei 45 mm/h. Es wurde trübes, schwebstoffreiches Bachwasser zur Beregnung verwendet, das die Filter der Anlage zunehmend verstopfte und eine Abnahme der Beregnungsintensität bewirkte.

Fig. 36: Beregnungsversuch Spreitenbach-Wald: Abflussanteile der verschiedenen Abflussprozesse im Verhältnis zum Niederschlagsinput.



Nach 20 Min. entstand zuerst *SSF*, dann Oberflächenabfluss (Fig. 35a). Der *SSF* kam zuerst aus dem sehr skeletthaltigen (gut durchlässigen) *Bw2/Cz*- und später aus dem *Bw1*-Horizont. Bereits nach 1 h waren die Maximalwerte des Abflusses

erreicht. Oberflächenabfluss wurde nur vereinzelt gesichtet, da dieser im Ol- und möglicherweise auch im Af-Horizont abfloss. Der Hangwasserspiegel wurde in der unteren Hälfte des Hanges innerhalb von 30 Min. bis wenige Zentimeter unter die Oberfläche angehoben (Fig. 35c).

Prozesse:

Als lateraler Fluss in der Rissmoräne wurde der Graben unterströmt. Da dieser Fluss nicht gemessen werden konnte, wird er hier als Tiefensickerung behandelt (*DP*). Mit 36% des Niederschlagsinputs war somit *DP* dominanter Abflussprozess (Fig. 36 und 37)². Die *SSF*-Abflussmenge, wahrscheinlich mehrheitlich *MPF* (29%), war etwas grösser als die des Oberflächenabflusses (18%). Mit dem Oberflächenabfluss wurde möglicherweise auch noch oberflächennahes, lateral abfliessendes Wasser gefasst. In der unteren Hälfte des Hanges, wo der Wasserspiegel bis wenige Zentimeter unter die Oberfläche reichte, ergab sich *SOF*. Die Wasserbilanz zeigte, dass der Niederschlag auf diesen gesättigten Bereich ausreichte, um den gemessenen Oberflächenabfluss zu erzeugen. *Return Flow (RF)* wurde nicht beobachtet, ist aber, angesichts des hohen Hangwasserspiegels, nicht auszuschliessen. Die Retention wurde für diese äusserst nassen Verhältnisse auf rund 17% geschätzt.

Fazit:

Sämtliche Versuche in Spreitenbach wurden bei ungewöhnlich nassen Vorbedingungen ausgeführt. Diese Bedingungen dürften aber nur sporadisch nach sehr grossen Niederschlägen an diesem Standort vorkommen, denn im Bodenprofil ergaben sich keine Hinweise auf Staunässeverhältnisse. Aufgrund der festgestellten idealen Infiltrationsbedingungen dürfte bei trockenen Bedingungen wesentlich mehr Zeit verstreichen bis der Bodenkörper und die darunterliegende Moräne zumindest teilweise gesättigt sind und lateraler Abfluss entstehen kann.

2 Mit Hilfe zusätzlicher Wasserstandsmessungen (in Bohrlöchern und in einem Schacht) zwischen Graben und Bach sowie Ausflussmessungen an der Bachböschung wurde bei den Folgeversuchen diese Schätzung bestätigt.

6.1.4 Beregnungsversuchsserie Therwil und das Landregen-Ereignis

Sandige Braunerde über stark verwittertem Sandstein

In Therwil wurden am selben Standort insgesamt acht Beregnungsversuche durchgeführt (1993 zwei und 1995 sechs Versuche). Dieses Datenset erlaubt Analysen der Reaktionsweisen bei unterschiedlichen Ausgangsbedingungen. Es werden hier zwei künstliche Beregnungen und ein natürlicher Landregen dargestellt.

Standortcharakterisierung:

Koordinaten:	608.725/259.650	Höhe über Meer:	345 m ü.M.
Hangneigung:	23%	Exposition:	SSW
Hang:	gestreckter Hang	Niederschlag*:	956 mm/a
Boden:	tiefgründige, sandige Braunerde	Geologie:	(* Station Therwil; 30j. Mittel)
Vegetation:	Extensiv genutzte Pferdeweide		Untere Elsässer Molasse Sandstein (Cyrenenmergel)

Geologie: Im Gebiet zwischen Therwil und Ettingen liegen tertiäre Ablagerungen der Elsässer Molasse. Am Ort der Parzelle bilden Cyrenenmergel den Untergrund. Cyrenenmergel sind geprägt durch Wechsellagerungen von Sandsteinen, Glimmersanden und Mergeln. Am Beregnungshang wurde gelber bis leicht olivfarbener Sandstein erbohrt. Der horizontal liegende Sandstein ist schichtenweise hart und gut zementiert oder auch verwittert und als loser Sand ausgebildet. Am Oberhang befindet sich der anstehende Fels in etwa 1 m Tiefe, am Unterhang konnte der Fels nicht aufgeschlossen werden.

Boden: Durch einen meliorativen Eingriff ist der obere Teil der Beregnungsparzelle ausgeflacht worden. Der Zeitpunkt der Terrainveränderung konnte nicht bestimmt werden, sie dürfte aber mehr als 30 Jahre zurückliegen. Der Boden wurde als sandige Braunerde bezeichnet und zeigt Tendenz zu einer Parabraunerde ; die Gründigkeit ist unterschiedlich (Fig. 38). Die Horizontfolge (Ah-Bw-(Bw/Cz)-Cz) zeigt unter einem 20-30 cm dicken, dunkelbraunen, lehmigen Mull einen hellbraun-ockerfarbenen, sandig-tonigen Lehm, den Bw-Horizont. Seine Mächtigkeit beträgt im Oberhang nur etwa 20 cm, gegen den unteren Teil des Hanges nimmt der Bw-Horizont an Dicke zu. Die Abgrenzung zum Verwitterungshorizont ist diffus, so dass in einzelnen Bohrungen ein Bw/Cz-Horizont (sandiger Lehm) ausgeschieden wurde.

Sandige Braunerde

Profile:

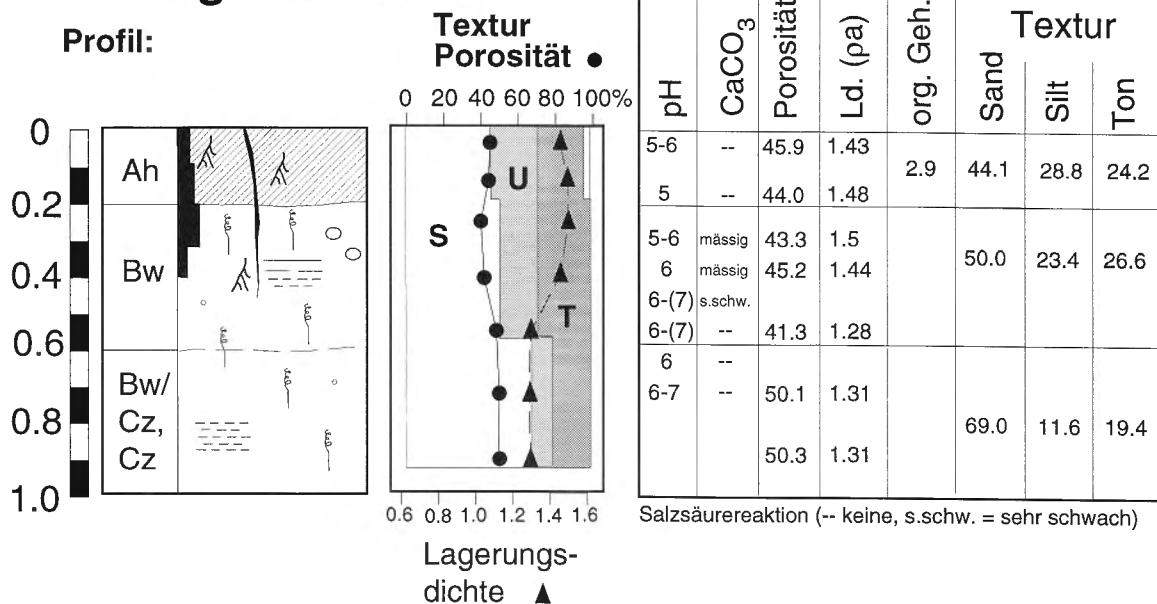


Fig. 38: Versuchsstandort Therwil: Bodenprofil mit den Bodenkennwerten (S = Sand, U = Silt, T = Ton, C = organischer Gehalt, Ld. = Lagerungsdichte, CaCO_3 = Kalkgehalt).

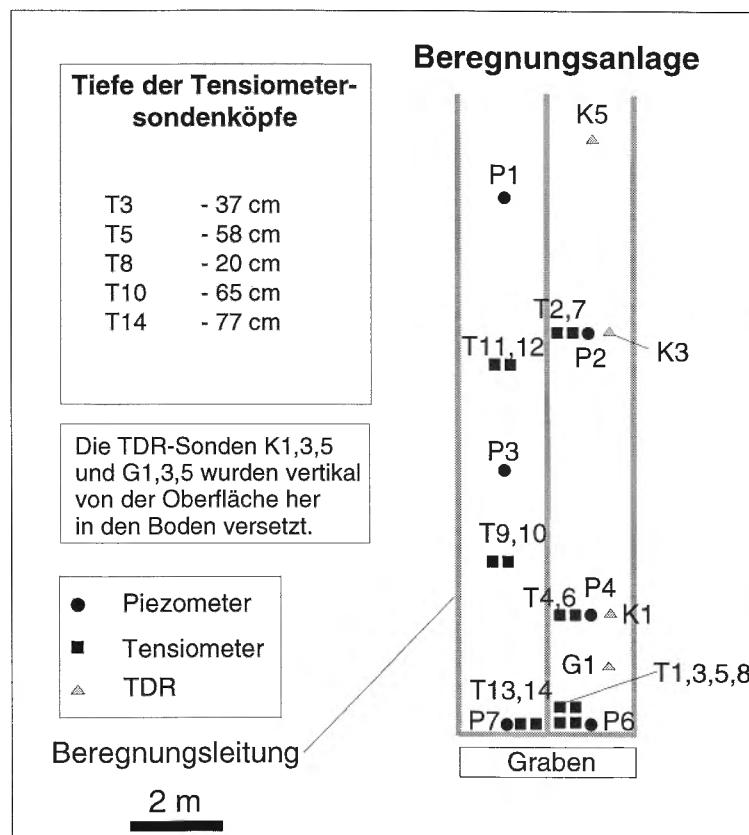


Fig. 39: Beregnungsversuch Therwil: Lage der Messgeräte.

Die Lagerungsdichten sind mit 1.42 g/cm^3 im Oberboden relativ hoch und nehmen zum Unterboden hin geringfügig ab. Der Boden weist v.a. im Sommerhalbjahr vom Oberboden bis weit in den Unterboden reichende Risse (und Wurmlöcher) auf. Einzelne ältere Risse sind mit dunkelbraunem Oberbodenmaterial ausgefüllt.

Messanordnung: Die Messanordnung ist in der Figur 39 dargestellt.

Witterungsverlauf: Figur 40 stellt den Niederschlagsverlauf an der Station Therwil des Lufthygieneamtes beider Basel vom 1. Mai bis 10. August 1995 und die Zeitpunkte der verschiedenen Beregnungsversuche dar. Während beim Versuch Nr. 24 verhältnismässig feuchte Vorbedingungen vorlagen, fanden die nachfolgenden Versuche bei trockenen Bodenverhältnissen statt.

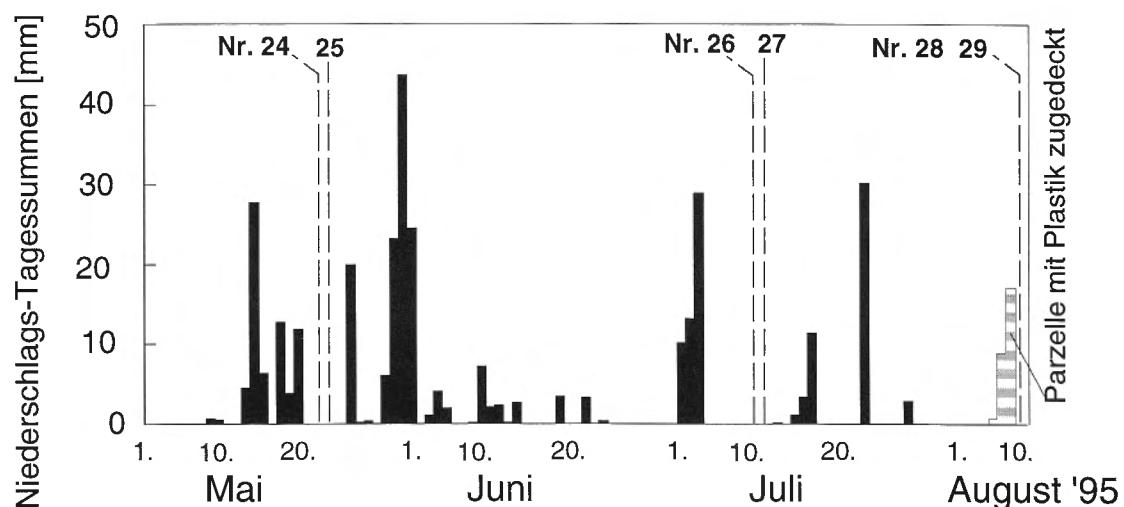


Fig. 40: Beregnungsserie in Therwil (Anfang Mai bis 10. August 1995): Die Niederschlags-Tagessummen an der Station Therwil während der Periode mit den Daten der Versuche.

6.1.4.1 Beregnungsversuch Therwil Nr. 24 (22. Mai 1995)

Ausgangsbedingungen: Schon vor dem Versuch herrschten ziemlich feuchte Bedingungen mit Saugspannungen von - 20 bis - 70 cm WS im Oberboden und 0 bis - 70 cm WS im Unterboden.

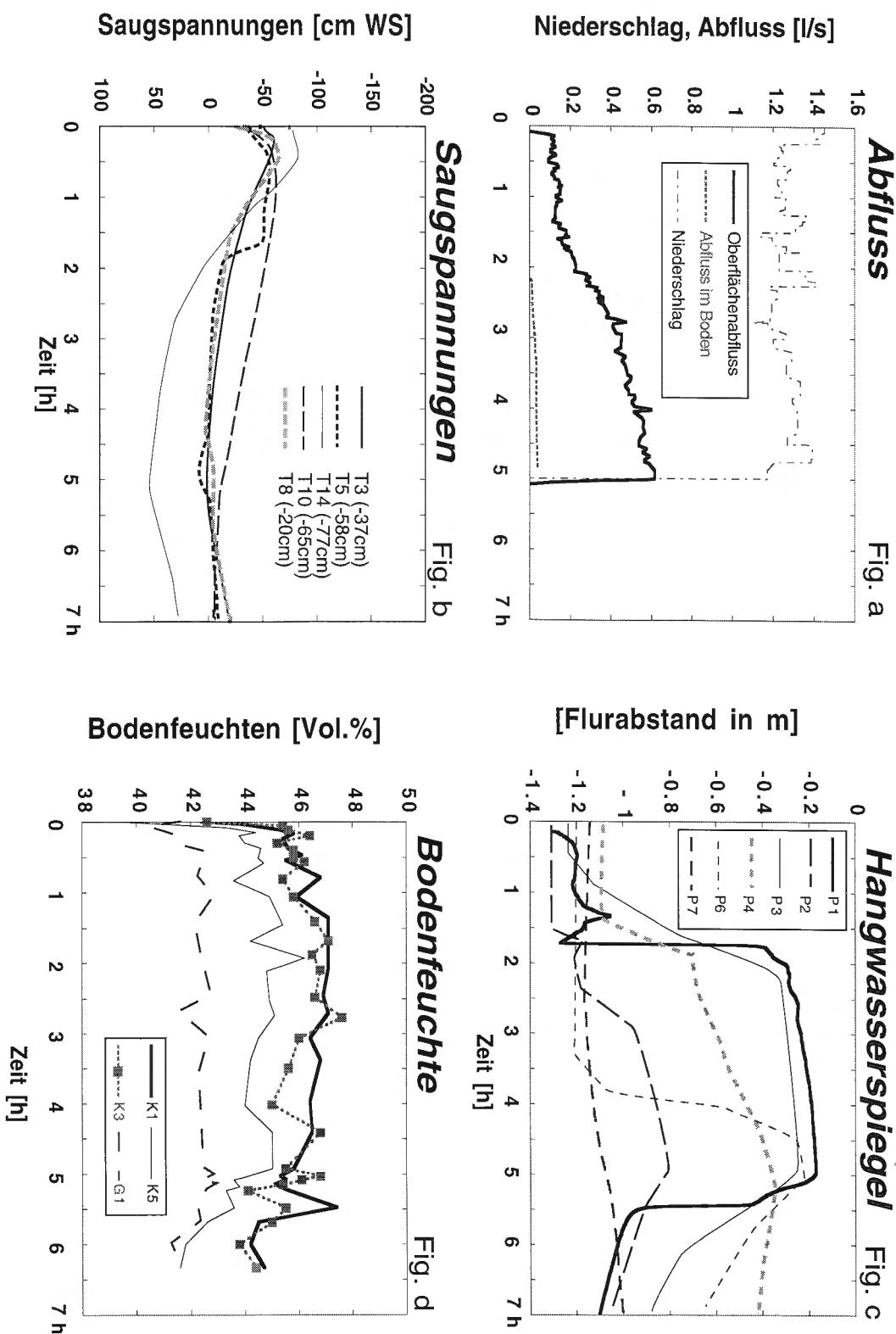


Fig. 41a-d:

Beregnungsversuch Therwil (Nr. 24): a) Abflussganglinie, b) Saugspannungen in unterschiedlichen Bodentiefen, c) Hangwasserspiegel, d) Bodenfeuchte (TDR).

Versuchsverlauf: Die durchschnittliche Niederschlagsintensität betrug 76 mm/h (1.27 l/s). Schon nach 4 Min. entstand Oberflächenabfluss, der nach kurzer Zeit 0.12 - 0.15 l/s erreichte und dann über knapp 1 h 30 Min. konstant blieb (Fig. 41a). Danach nahm der Oberflächenabfluss leicht zu, ohne dass sich ein *Steady-State* einstellte. Der Abfluss im Boden setzte erst nach 2 h ein und spielte mengenmäßig nur eine marginale Rolle. Die Saugspannungen im Oberboden und im Unterboden nahmen langsam ab. Die Piezometerwerte sind hier mit Unsicherheiten behaftet. Die im Messrohr befindlichen Drucksonden wurden z.T. durch eingeschwemmte Feinerde kolmatiert³.

Prozesse:

Auf weniger durchlässigen Teilen der Parzelle bildete sich sofort Oberflächenabfluss (*AH*). Von Anfang an übertraf die Niederschlagsintensität die Infiltrationskapazität des Bodens (Fig. 41a). Nach 1 h 40 Min. nahm der Oberflächenabfluss, der auf *DH* zurückgeht, weiter zu. Die Zunahme des Oberflächenabflusses geschah etwa gleichzeitig mit Erreichen der durch Tensiometer angezeigten Sättigung (Fig. 41b). Trotz der Sättigung erreichte der durch Piezometer gemessene Wasserspiegel die Oberfläche nie, somit kann *SOF* als Abflussprozess ausgeschlossen werden. Der stagnierende Wasserspiegel während des Versuchs und das rasche Absinken nach Versuchsende sind Hinweise auf die starke Tiefensickerung (*DP*) in den verwitterten Sandstein hinein. *DP* ist dominanter Abflussprozess und verdankt seine Effizienz den Makroporen.

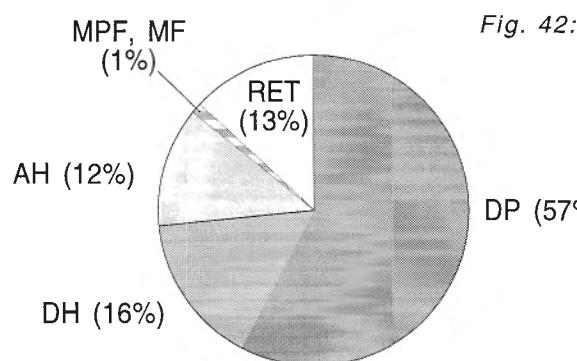


Fig. 42: Beregnungsversuch Therwil (Nr. 24): Abflussanteile der verschiedenen Abflussprozesse im Verhältnis zum Niederschlagsinput.

3 Nach dem ersten Versuch wurden die Drucksonden in den Piezometern mit Gewebe eingehüllt, um die Kolmatierung derselben zu verhindern.

Lateraler Fluss war durch das Fehlen einer Stauschicht von sehr untergeordneter Bedeutung. Gemäss Beobachtungen am Grabenprofil entwickelte er sich in einem diffusen Makroporen-Matrix-System.

Die Abschätzung der Abflussanteile: Wasser, das nicht in der 1 m dicken Bodenschicht zurückgehalten wird und weiter in die Tiefe sickert, wird als *DP* bezeichnet (Fig. 42). Die Grösse von *DP* wurde hier anhand der Piezometerreaktion und der Abflussmengen abgeschätzt. Dieses Wasser dürfte bei einem Starkniederschlag kaum an der raschen Abflussbildung im Einzugsgebiet beteiligt sein und wird deshalb als Retention in geologischen Schichten betrachtet. Etwa 13% des Niederschlags konnten als Retention im Boden bezeichnet werden, was etwa 50 mm Niederschlag entspricht. Auf die Prozesse *DH* und *AH* entfielen 16 bzw. 12%.

6.1.4.2 Beregnungsversuch Therwil, Nr. 28 (10. August 1995)

Ausgangsbedingungen: Die zwei Wochen vor dem Versuch waren bis auf zwei Tage trocken (Fig. 40). Um trockene Ausgangsbedingungen sicherzustellen, wurde die Parzelle vier Tage vor dem Versuch mit einer Plastikfolie vor Niederschlägen geschützt. Die Saugspannungen im Oberboden waren mit - 250 bis - 700 cm WS sehr hoch. An der Bodenoberfläche waren ausgeprägte Risserscheinungen ($d = 0.5$ bis 1 cm) zu sehen, die teilweise bis in den Unterboden hinein reichten. Im Unterboden lagen die Saugspannungen zwischen - 130 und - 180 cm WS.

Versuchsverlauf: Die durchschnittliche Niederschlagsintensität betrug 92 mm/h (1.6 l/s). Nach 16 Min. entstand schwacher Oberflächenabfluss, der bis ca. 50 Min. kaum zunahm (Fig. 43a). Danach stieg die Oberflächenabflussmenge stark, und nach 2 h nur noch leicht, an. Geringfügiger Abfluss im Boden entstand nach 1 h, der kaum messbar war und nur wenig zunahm. Das Wasser floss schwach, jedoch gut sichtbar, am Grabenprofil aus einigen Makroporen und wahrscheinlich auch aus ihrem Matrixumfeld.

Während die durch TDR-Sonden gemessenen Bodenfeuchten zwischen 8 und 10% einheitlich zunahmen, reagierten die Saugspannungen und Wasserspiegel unterschiedlich. Das Ansprechen der Tensiometer lässt sich in zwei Gruppen unterteilen: Während die einen nach 30 und 60 Min. Sättigung anzeigen, erreichten andere diesen Status erst nach 2 h. Bei einigen Piezometern stieg der Wasserstand schon nach einer Stunde bis zur Oberfläche an, bei anderen war dieses Niveau erst nach 2 h oder mehr erreicht.

Bei der Bodengründigkeit in Therwil und angesichts des ausgetrockneten Zustands kann eine vollständige Sättigung nach einer Stunde jedoch ausgeschlossen werden. Die rasche Reaktion der Piezo- resp. Tensiometer röhrt wahrscheinlich daher, dass diese Sonden unmittelbar neben oder in der Nähe von Bodenrissen positioniert waren (T5, T8 und T14, P3, P4, P6 und P7). Diese Geräte zeichneten deshalb den Zustand des Rissystems und der nahegelegenen Matrix auf. Im Gegensatz dazu repräsentieren die langsamer reagierenden Sonden (T3, T9 und T10) den Zustand der von Rissen weniger beeinflussten Matrix.

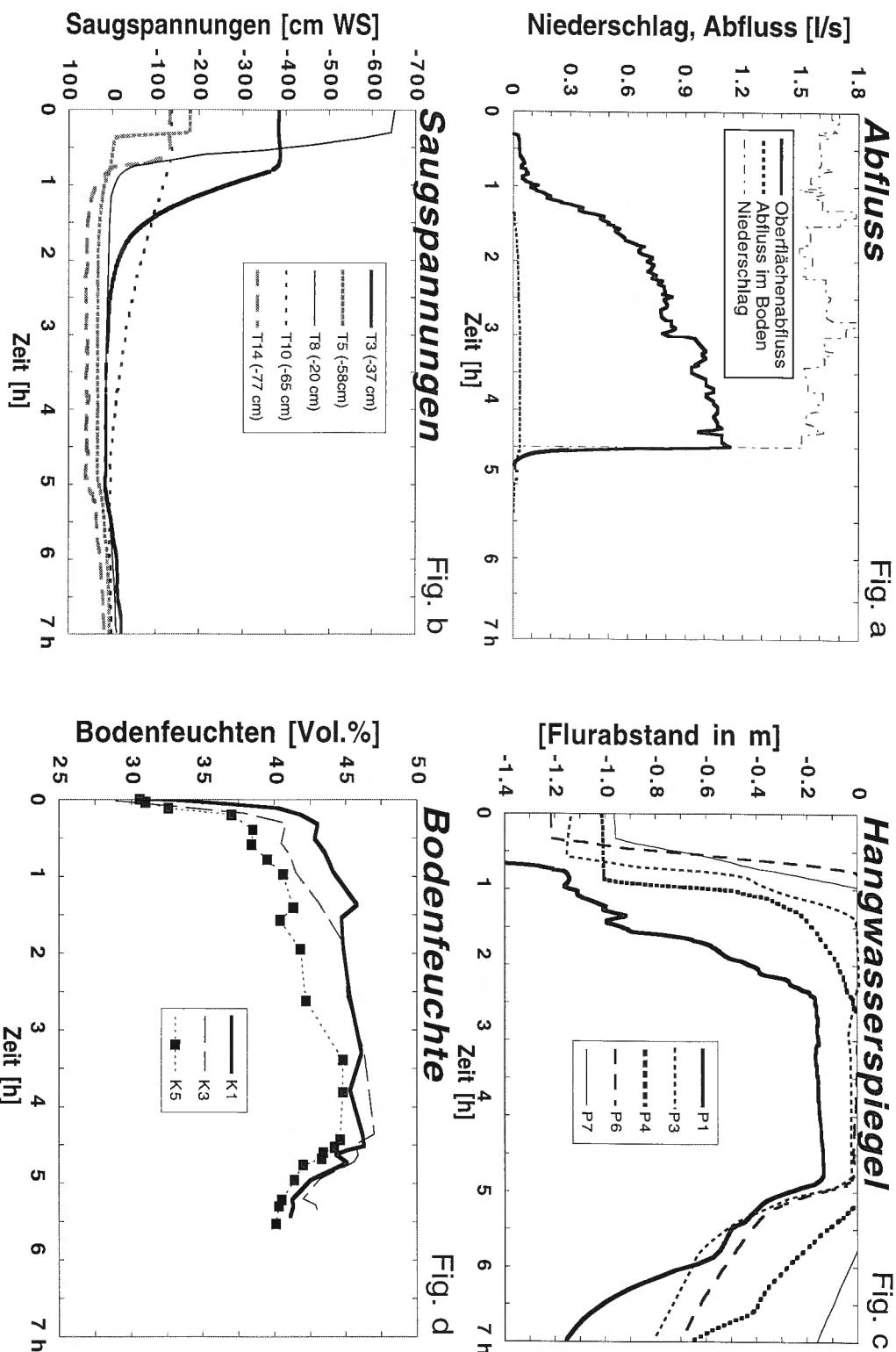


Fig. 43 a-d: Beregnungsversuch Therwil (Nr. 28): a) Abflussganglinie, b) Saugspannungen in unterschiedlichen Bodentiefen, c) Hangwasserspiegel, d) Bodenfeuchte (TDR).

Prozesse: Die wahrscheinlich auftretenden Infiltrationsprozesse werden anhand der schematischen Darstellung (Figuren 44a-d) erläutert.

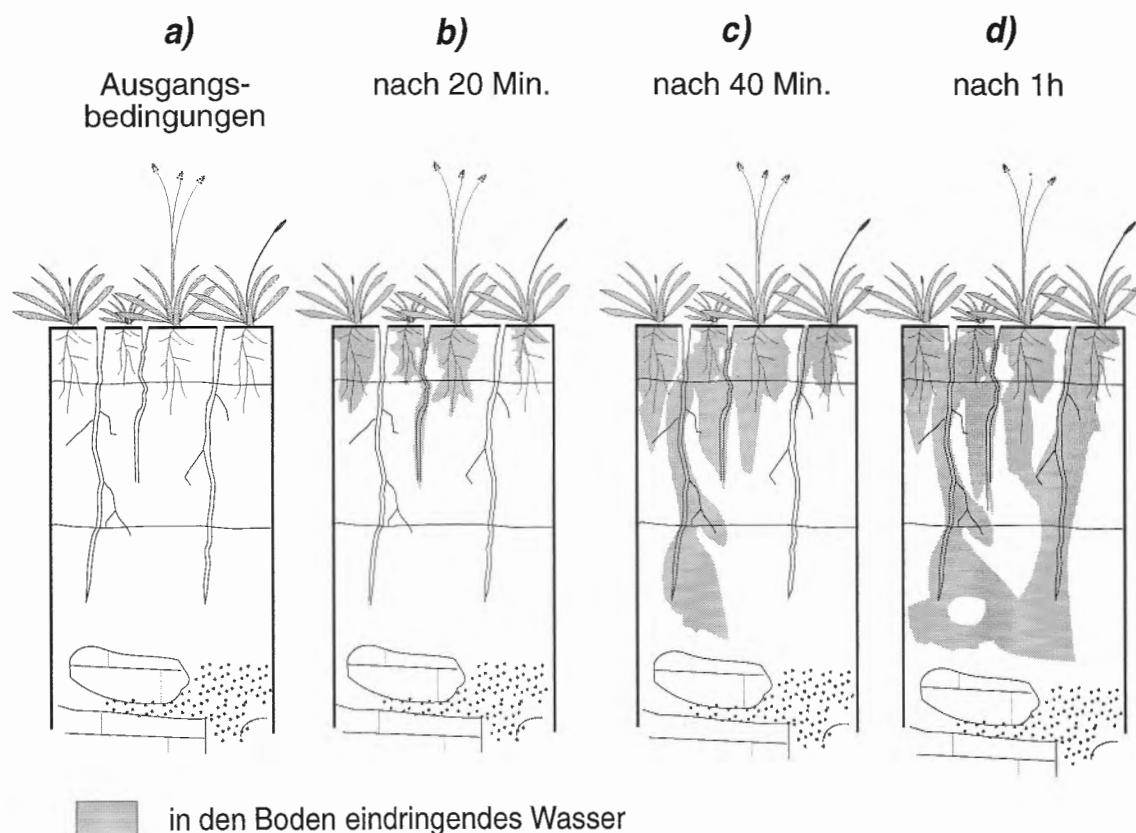
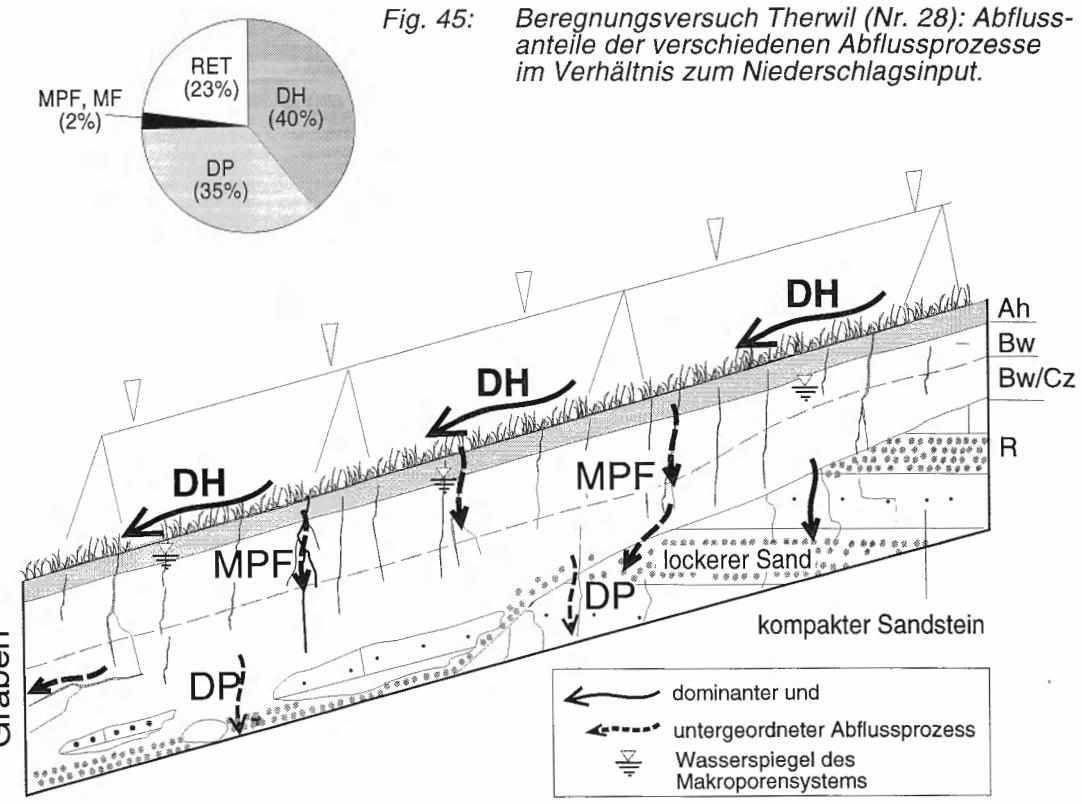


Fig. 44 a-d: Beregnungsversuch Therwil (Nr. 28): mutmasslicher Verlauf der Infiltrationsprozesse

Figur 44a) zeigt das Bodenprofil mit durchwurzeltem Oberboden sowie Rissen und Wurmröhren. Nach etwa 20 Min. (Fig. 44b) waren die mit TDR-Sonden gemessenen Bodenwassergehalte im Oberboden stark angestiegen. Obwohl die Bodenmatrix noch nicht gesättigt war, drang Wasser schnell als *Bypass Flow* in grössere Tiefen vor. So reagierten beispielsweise Tensiometer T5 in 58 cm und T14 in 77 cm Tiefe innerhalb von 40 Min. und erreichten rasch Sättigung. Nach 40 Min. (Fig. 44c) benetzte das infiltrierende Wasser zunehmend vom Oberboden her und entlang der Makroporen die Matrix. Nach 1 h (Fig. 44d) waren die leicht sättigbaren

Bereiche entlang der Makroporen und durchlässigeren Matrixbereiche zumeist gesättigt, während ein beachtlicher Teil der Matrix ohne Wasserkontakt blieb.

Abflussprozesse: Die hohen Wasserstände der Piezometer nach 1 h repräsentieren die Druckverhältnisse im Makroporenensystem. Das rasche Abfallen der Piezometerwerte nach dem Versuch ($\phi 0.95$ m in 4 h) weist darauf hin, dass viel Beregnungswasser (entlang von Makroporen) in den tieferen Untergrund sickerte (Fig. 46). Nur durch dauernden Nachschub von Beregnungswasser während des Versuchs blieb dieser Wasserstand stabil. *DP* wurde aus den stark abfallenden Absinkkurven der Piezometer auf 35% geschätzt. *DH* wurde nach 1 h zum dominanten Abflussprozess (40%). Die Retention in der Bodenschicht von einem Meter Mächtigkeit wurde auf 23% veranschlagt. Gemessener Abfluss am Bodenprofil aus Makroporen und Matrix betrug dagegen nur etwa 2%.



Ein Grossteil des Wassers wurde also im Boden und im verwitterten Sandstein gespeichert, was zu einem effektiven Rückhalt von über 50% führte. Böden auf derart durchlässigem Untergrund spielen also bei Starkniederschlägen eine sehr wichtige, abflussdämpfende Rolle.

6.1.4.3 Landregen vom 29. Mai bis 2. Juni 1995

1993 und 1994 wurden die Bodenwasserverhältnisse nur während der Dauer der Beregnungsversuche gemessen. Um Entwässerungsvorgänge des Bodens nach den Versuchen genauer analysieren zu können, wurde 1995 ein Datenspeichergerät angeschafft. Die über 3.5 Monate dauernde Aufzeichnung der Tensiometer- und Piezometerwerte in Therwil lieferte, abgesehen vom Einblick in Entwässerungsvorgänge, auch Hinweise über die Bodenreaktion bei natürlichen Niederschlägen. Kurz nach den Beregnungsversuchen 24 und 25 kam es Ende Mai zu einem grösseren, mehrtagigen Landregen, bei dem 105 mm Regen fiel.

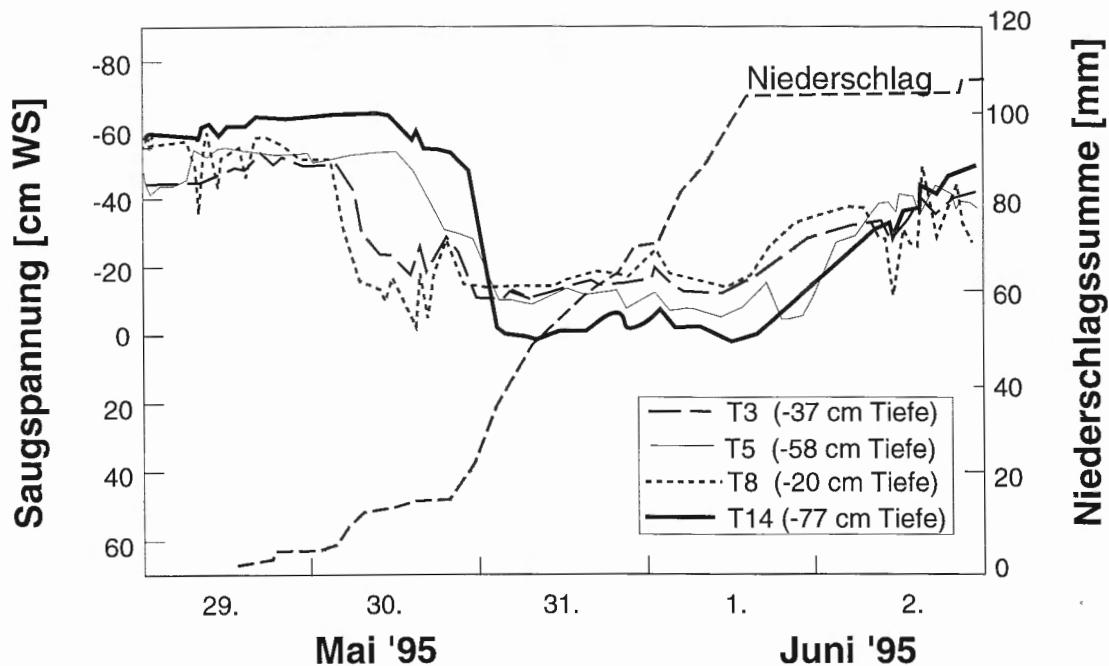


Fig. 47: Landregen-Ereignis Therwil (Mai/Juni 1995): Niederschlags-Summenkurve und Saugspannungen in verschiedenen Bodentiefen.

Aus der Fig. 47 lässt sich ableiten, dass die Niederschlagsintensität gering war. Sie lag mit Ausnahme von wenigen Spitzen um 9 mm/h bei einem Mittel von 2.5 mm/h (Niederschlagspausen nicht einberechnet). In Therwil, Teilen der Nordwestschweiz und dem nahem Elsass führten diese Niederschläge zu Hochwasser in Bächen und Flüssen und zu grösseren Überschwemmungen.

Nach einer Niederschlagssumme von weniger als 20 mm reagierten die Tensiometer. Figur 47 zeigt, dass die Werte der Tensiometer T3 und T8 (Oberboden) dabei zuerst fielen, erst später senkten sich diejenigen von T5 und T14 (Unterboden). Die Piezometer reagierten erst gegen Ereignisende, nachdem etwa 100 mm Niederschlag gefallen war. Die tiefenabhängige Reaktionsweise der Saugspannungen veranschaulicht, dass bei den niedrigen Niederschlagsintensitäten das Wasser vermehrt über die Matrix infiltrierte und eine Sickerfront bildete.

Mit den zur Verfügung stehenden Messinstrumenten war es nicht möglich, Abflüsse automatisch aufzuzeichnen. Auf der Grundlage der Erkenntnisse der Versuche kann angenommen werden, dass kein nennenswerter Abfluss auf der Hangparzelle auftrat.

Vergleich Landregenereignis - Beregnungsversuche Nr. 24 und 28

Die Ausgangsbedingungen beim Landregenereignis und Beregnungsversuch 24 waren ähnlich. Die Saugspannungen waren sehr gering. Während beim Naturereignis nach etwa 100 mm Niederschlag Saugspannungen und Piezometer ihre Minimal- resp. Maximalwerte erreicht hatten, waren sie beim Versuch 24 nach 100 mm (Beregnungsdauer 1 h 20 Min.) erst wenig verändert (vgl. Kap. 6.1.4.1). Im Gegensatz dazu reagierten die Saugspannungen und Piezometer beim Versuch 28 infolge starker Austrocknung und Rissbildung sehr rasch (vgl. Kap. 6.1.4.2). Nach 100 mm (Beregnungsdauer 1 h 5 Min.) waren die Werte minimal resp. maximal, da das Wasser sehr schnell über Makroporen zu den Sonden bzw. in deren Nähe geleitet wurde, ohne dass der Boden jedoch vollständig gesättigt war.

Aus dem Vergleich Landregenereignis und Versuch 24 zeigt sich einerseits, dass Makroporenfluss eher bei grossen Regenintensitäten als bei niedrigen Landregen-Intensitäten auftritt. Andererseits legt der Vergleich zwischen Versuch 24 und 28 dar, dass bei trockenen Bedingungen (und möglicherweise auch höheren Intensitäten) der Fluss in Makroporen ein grösseres Gewicht erhält, indem das Wasser als *Bypass Flow* sehr schnell und tief in den Boden geleitet werden kann.

6.1.5 Beregnungsversuch Heitersberg Nr. 33 (8. Juni 1994)

Verdichtete Braunerde auf Mähwiese

Standortcharakterisierung:

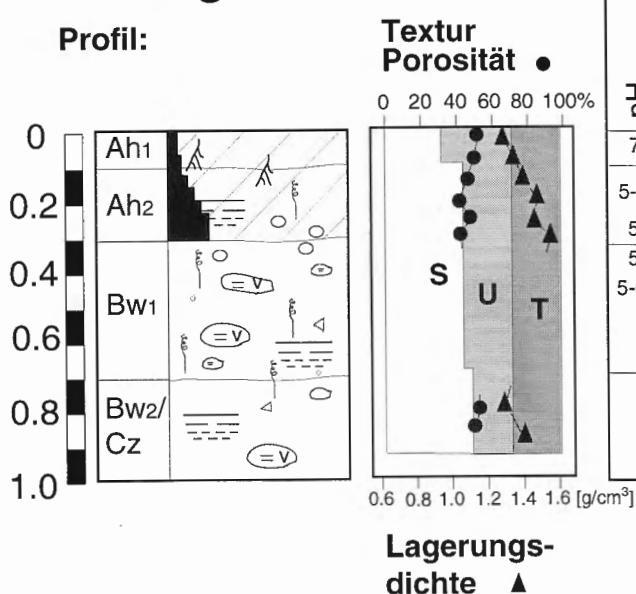
Koordinaten:	668.500/251.750	Höhe über Meer:	650 m ü.M.
Hangneigung:	27%	Exposition:	E
Hang:	gestreckter Hang	Niederschlagssumme:	1020 mm/a (Station Dietikon; 30j. Mittel)
Boden:	mässig tiefgründige, lehmige Braunerde	Geologie:	Moräne der Risseiszeit
		Vegetation:	Mähwiese

Geologie: Der geologische Untergrund wird durch die Moräne der Risseiszeit gebildet, die sowohl silikatische wie auch kalkige Komponenten beinhaltet. In der jüngsten Eiszeit (Würm) reichten die Gletscher im Limmattal zwar bis Killwangen, der Hügelzug des Heitersbergs blieb hingegen eisfrei. Der tiefere Untergrund besteht aus Sandsteinschichten der Unteren Süsswasser-Molasse.

Boden: Die lehmige Braunerde zeigt die Horizontierung Ah1-Ah2-Bw1-Bw2/Cz (Fig. 48). Der Humus (Ah1) besteht aus dunkelbraunem, lehmigem Mull, der gut durchwurzelt ist. Der Oberboden ist mässig dicht bis dicht gelagert (1.37 g/cm^3). Im Ah2-Horizont nimmt die Durchwurzelung ab und der Skelettgehalt gegen unten bis 10 Vol.% zu. Gleichzeitig vergrössert sich die Lagerungsdichte bis auf knapp 1.6 g/cm^3 . Die Bodenmatrix ist also in den oberen 30 cm ziemlich verdichtet und für Pflanzenwurzeln schlecht durchwurzelbar. Der braune Bw1-Horizont ist lehmig mit einem Skelettgehalt von 20 Vol.%. Das Skelett besteht aus kantigen Kiesen mit Komponenten in Blockgrösse. Im Bw2-Horizont nimmt der Skelettgehalt eher wieder ab (Schätzwert 10-15 Vol.%), und der Unterboden ist nicht mehr so dicht gelagert. Über die gesamte Profiltiefe sind Regenwurmtröhren zu finden. Das ganze Bodenprofil ist entkalkt. Die obersten 10 cm sind neutral, darunter sind die pH-Werte zwischen 5 und 6. Aufgrund der Profilansprache ist dem Boden eine gewisse Gefügelabilität zu attestieren (30% Silt, geringer CaCO_3 -Gehalt, niedriger pH-Wert, geringer organischer Gehalt). Bodenerosions-Erscheinungen im benachbarten Maisfeld in Form von tiefen Rinnen und verschlämmten Oberflächen stützen diesen Befund.

Lehmige Braunerde

Profil:



pH	CaCO ₃	Porosität	Ld. (pa)	Skelettgeh.	Textur		
					Sand	Silt	Ton
7	--	51.3	1.35	0.3	35.3	37.8	24.6
5-6	--	43.5	1.52	1.8			
5	--	41.5	1.55	9.0			
5-6	--			21.6			
					42.8	30.0	26.1
					50.2	1.39	
					47.8	1.38	
					47.2	22.7	25.4
					-- keine Reaktion		

Fig. 48: Versuchsstandort Heitersberg: Bodenprofil mit Bodenkennwerten (S = Sand, U = Silt, T = Ton, C = organischer Gehalt, Ld. = Lagerungsdichte, CaCO₃ = Kalkgehalt).

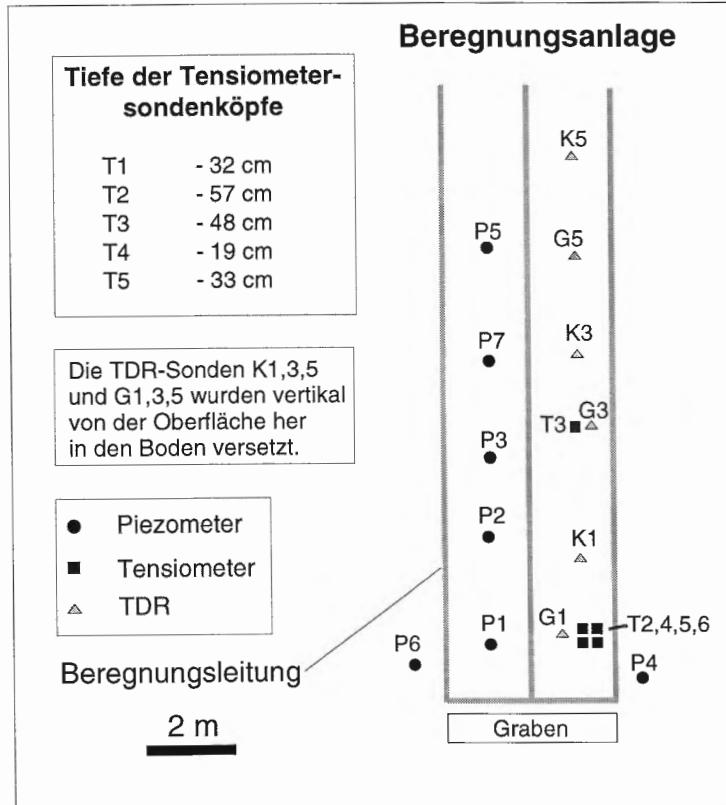


Fig. 49: Versuchsstandort Heitersberg: Lage der Messgeräte.

Ausgangsbedingungen: In den sieben Tagen vor dem Versuch waren 23 mm Niederschlag in kleineren Mengen gefallen. Die Vorbedingungen waren mit Saugspannungen zwischen - 15 bis - 80 cm WS ziemlich feucht.

Versuchsverlauf: Die Instrumentierung ist aus der Figur 49 und der Versuchsverlauf aus den Figuren 50 a-d ersichtlich. Die Versuchsfläche wurde mit einer Intensität von durchschnittlich 95 mm/h (1.59 l/s) beregnet. Nach 3 Min. entstand erster Oberflächenabfluss, der in der Folge stark zunahm. Nach 1 h 30 Min. entsprach der Abfluss fast dem Niederschlagsinput. Der Abfluss im Boden konnte nach ca. 15 Min. beobachtet werden und stieg rasch auf den Wert von 0.1 l/s an. Im Verlaufe des Versuchs blieb der Abfluss im Boden konstant. Die Saugspannungen sanken sehr langsam ab. Diese Tendenz hielt bei zwei Tensiometern auch nach dem Versuchsende an. Die Bodenfeuchte im Oberboden, welche durch die TDR gemessen wurde, stieg schnell, aber nur wenige Prozente, an. Ein Hangwasserspiegel entwickelte sich sehr langsam und stieg auch nach Versuchsende noch an. Nur das unterste Piezometer P1 war schon nach einer Stunde 0.2 m unter Flur.

Prozesse:

Es entstand sofort Oberflächenabfluss, was einerseits an den feuchten bis nassen Vorbedingungen lag, andererseits daran, dass sich der Oberboden ziemlich undurchlässig zeigte. Es handelte sich also um AH (Fig. 52). Die langsame Reaktion von Tensiometern und Piezometern auf die Benetzung demonstriert eindrücklich, dass nur wenig Wasser in den Boden infiltrieren konnte. Zwar entstand nach kurzer Zeit Abfluss im Boden, doch dieses Wasser sickerte in Grabennähe wahrscheinlich durch Wurmröhren rasch zum Grabenprofil. Diese Wurmröhren verbesserten die Infiltrationskapazität über die gesamte Parzelle gesehen nicht wesentlich. Ob die geringe Infiltration über einigen Makroporen lief oder über die Matrix, kann anhand der Messwerte nicht mit Bestimmtheit beurteilt werden. Die Simulationsrechnungen von Faeh (1997) haben ergeben, dass die Infiltration hauptsächlich über Makroporen erfolgte.

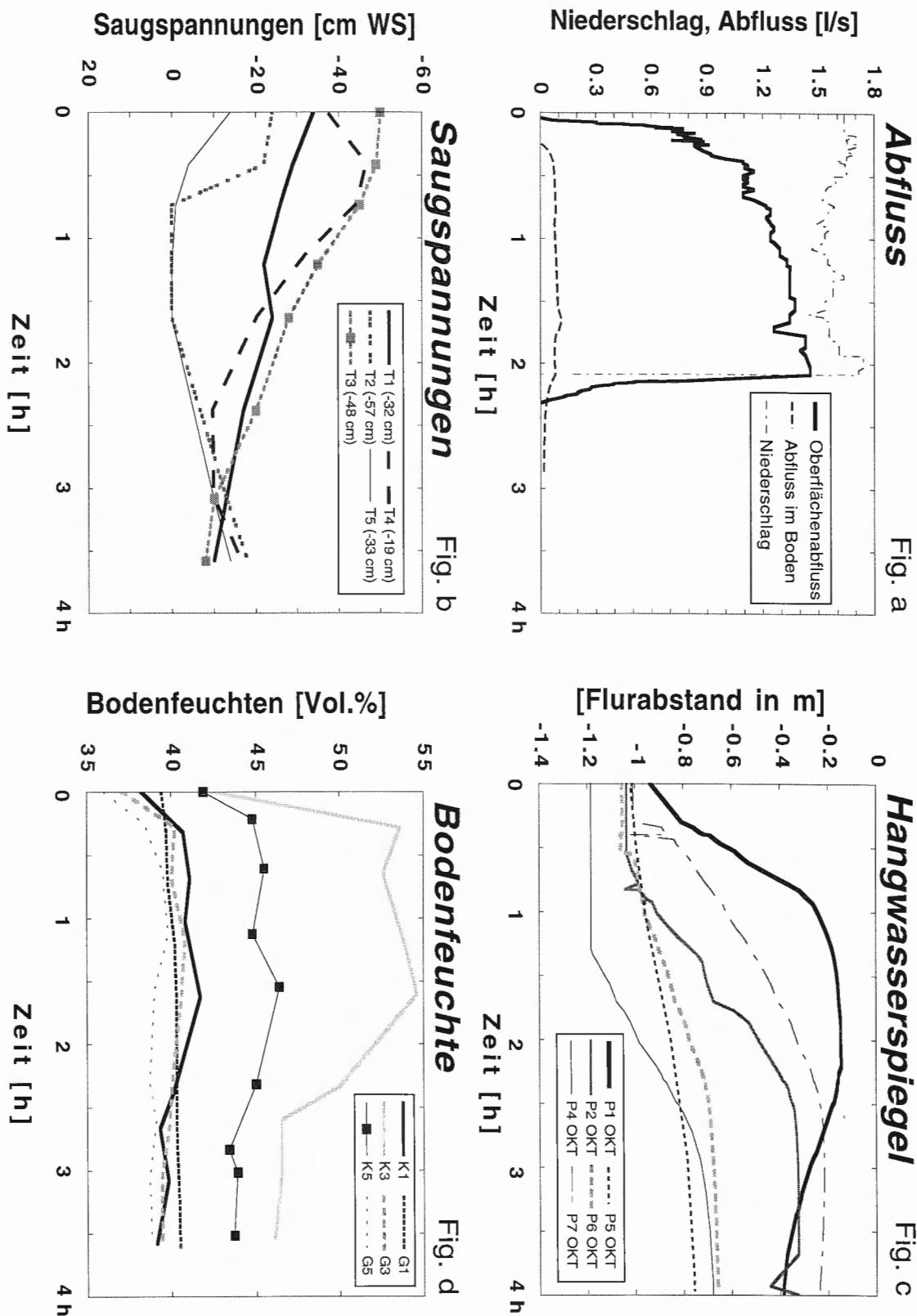


Fig. 50 a-d: Beregnungsversuch Heitersberg: a) Abflussganglinie, b) Saugspannungen in verschiedenen Bodentiefen, c) Hangwasserspiegel, d) Bodenfeuchte (TDR).

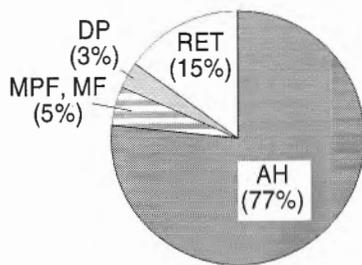


Fig. 51:

Beregnungsversuch Heitersberg: Abflussanteile der verschiedenen Abflussprozesse im Verhältnis zum Niederschlagsinput.

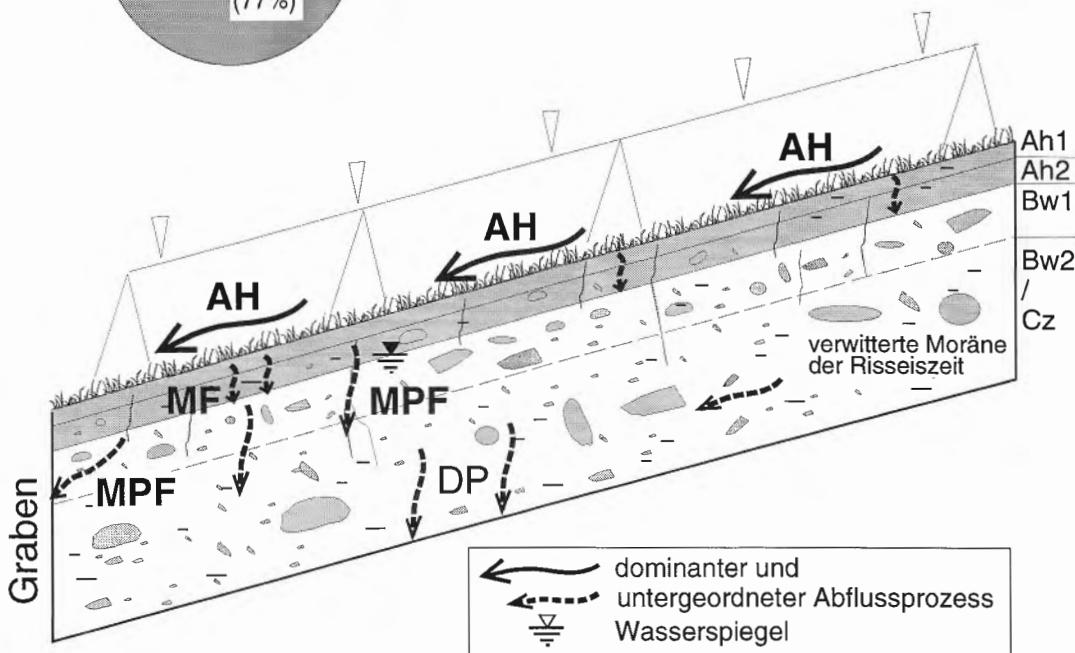


Fig. 52: Beregnungsversuch Heitersberg: Abflussprozesse im schematisierten Hangschnitt.

Über 80% des Niederschlags floss in den beiden Versuchsstunden ab, dabei spielte AH mit 77% die dominante Rolle. SSF (MPF und MF) wurde auf 5%, Retention im Boden auf 15% und Tiefensickerung (DP) auf 3% geschätzt. Das rasche Ansprechen des SSF weist aber darauf hin, dass MF nur wenig zum SSF beitrug.

Fazit:

Trotz tiefgründigem Boden, der auf den ersten Blick auch bevorzugte Fliessstrukturen in Form von Regenwurmröhren aufwies, war die Infiltration beim Beregnungsversuch sehr schwach. Der relativ dicht gelagerte Oberboden, der unter bestimmten Bedingungen (Regentropfeneinwirkung bei Vegetationslosigkeit) auch zu Verschlammung neigt, bestimmt das Abflussgeschehen. Das potentielle Speichervermögen

des Unterbodens und der darunterliegenden Rissmoränenab-
lagerung wurden wegen der "Infiltrationssperre" im Ober-
boden bedeutungslos.

Bei Starkniederschlägen erfolgt auf Böden dieser Art rasche
und starke Abflussbildung.

6.1.6 Beregnungsversuchsserie Hospitaltal

Braunerde mit flachwurzelndem Rasen über Gneis

Standortcharakterisierung:

Koordinaten:	686.675/164.050	Höhe über Meer:	1460 m ü.M.
Hangneigung:	29-33%	Exposition:	SSE
Hang:	gestreckter, kurzer Hang	Niederschlag:	2000-2400 mm/a
Boden:	sandige Braunerde auf Gneis		* Landeshydrologie (1992)
Vegetation:	Mähwiese, dichte Grasnarbe	Geologie:	Gneis

Auf den zur Furka-Reuss abfallenden Rundhöckern wurden 1993 ein Versuch und 1994 fünf Versuche durchgeführt (Fotos Nr.1 und 2, S. 65).

Geologie: Geologisch gesehen liegt der Standort in der Urserenmulde zwischen Aare- und Gotthardmassiv. Den Untergrund bilden Gneise der Randzone des Aaremassivs. Die Gesteinsoberfläche ist verwittert und lässt sich teilweise gut vom kompakten Fels abschälen.

Boden: Der Boden wurde als saure, sandige Braunerde angesprochen (Fig. 53). Die Mächtigkeit des Bodens variiert zwischen 0.55 und 0.85 m und nimmt unterhalb der Beregnungsparzelle wesentlich zu. Der Boden wird in die Horizonte Ah-Bw-Cz-R unterteilt. Der Ah-Horizont (0-0.1 m) ist ein brauner, stark durchwurzelter, lehmiger Mull. Die Pflanzenwurzeln bilden stellenweise eine Art Filz, der für den organischen Gehalt von über 9% verantwortlich ist. Sandiger Lehm dominiert den Bw-Horizont (0.1-0.7 m). Etliche Wurmröhren weisen auf starke Wühlaktivität hin. Bis in 0.4 m Tiefe ist kein Skelett vorhanden, darunter nimmt der Skelettgehalt allmählich zu. Der Cz-Horizont (0.7-0.9 m), bestehend aus unterschiedlich verwittertem Gestein, Grus und Sand, bildet den Übergang zum kompakten Fels. Die Mächtigkeit von Bw- und Cz-Horizont ändert stark auf dieser Hangparzelle. An einigen Stellen war der Bw-Horizont schwächer ausgebildet als der Cz. Die Lagerungsdichten sind im Ah-Horizont mit 0.9 g/cm³ gering, darunter nehmen sie geringfügig bis 1.1 g/cm³ zu. Die Porositäten liegen im Oberboden um 65%, im Unterboden um 55-58%. Die Bodenansprache ergab in allen Bodenhorizonten eine saure Bodenacidität zwischen pH 4 und 5.

Messanordnung: Die Versuche Nr. 13 - 15 wurden, im Gegensatz zu den Versuchen 16 und 17, ohne Wassersammel-Graben ausgeführt, um dessen Einfluss auf die Versuchsergebnisse abzu-

Sandige Braunerde

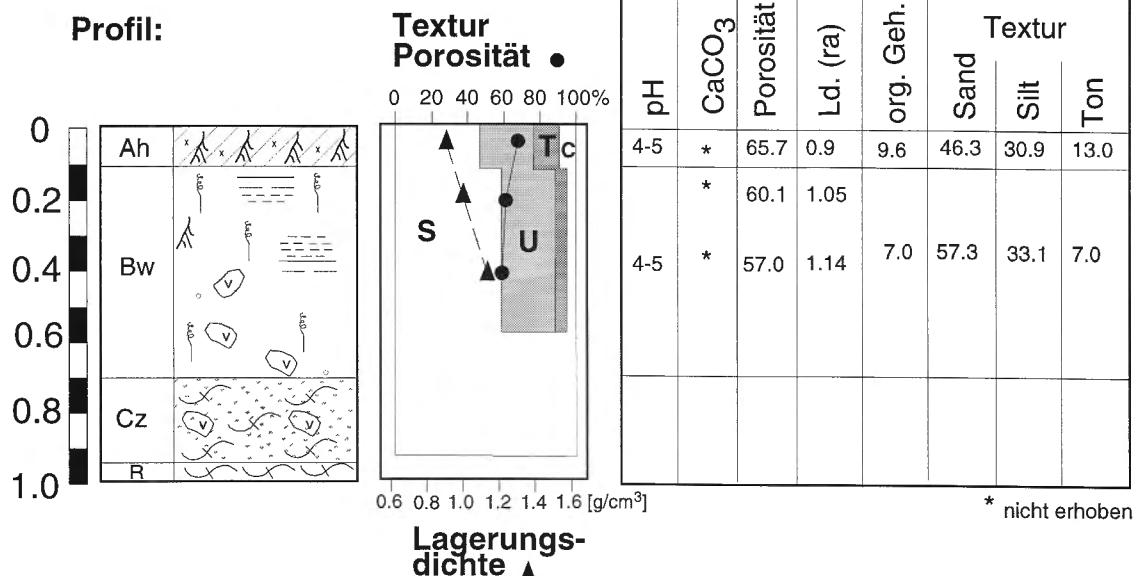


Fig. 53: Versuchstandort Hospental: Bodenprofil mit Bodenkennwerten (S = Sand, U = Silt, T = Ton, C = organischer Gehalt, Ld. = Lagerungsdichte, CaCO₃ = Kalkgehalt).

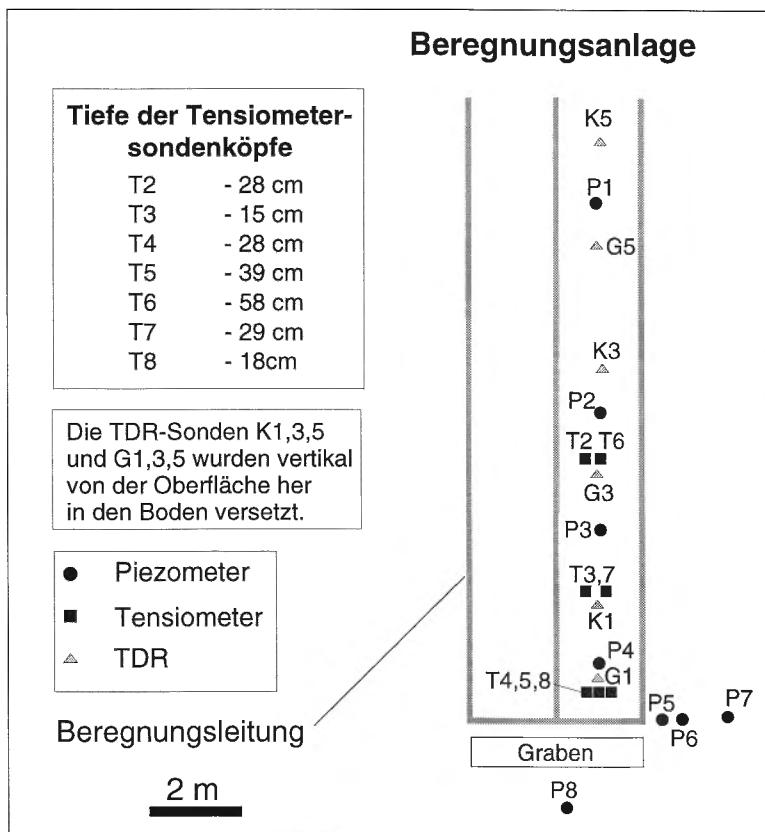


Fig. 54: Versuchsstandort Hospental: Lage der Messgeräte.

schätzen. Die Messgeräte wurden gemäss Figur 54 auf der Parzelle versetzt.

Witterungsverlauf: Der Monat August 1994 war mit 112 mm Niederschlag trockener als der September mit 179 mm Niederschlag. Die Durchnittstemperatur war im August mit 14.1°C sommerlich und nahm im September auf tiefe 10°C ab. Der Verlauf der Niederschlag-Tagessummen und Temperatur-Tagesmittel ist aus der Figur 55 ersichtlich.

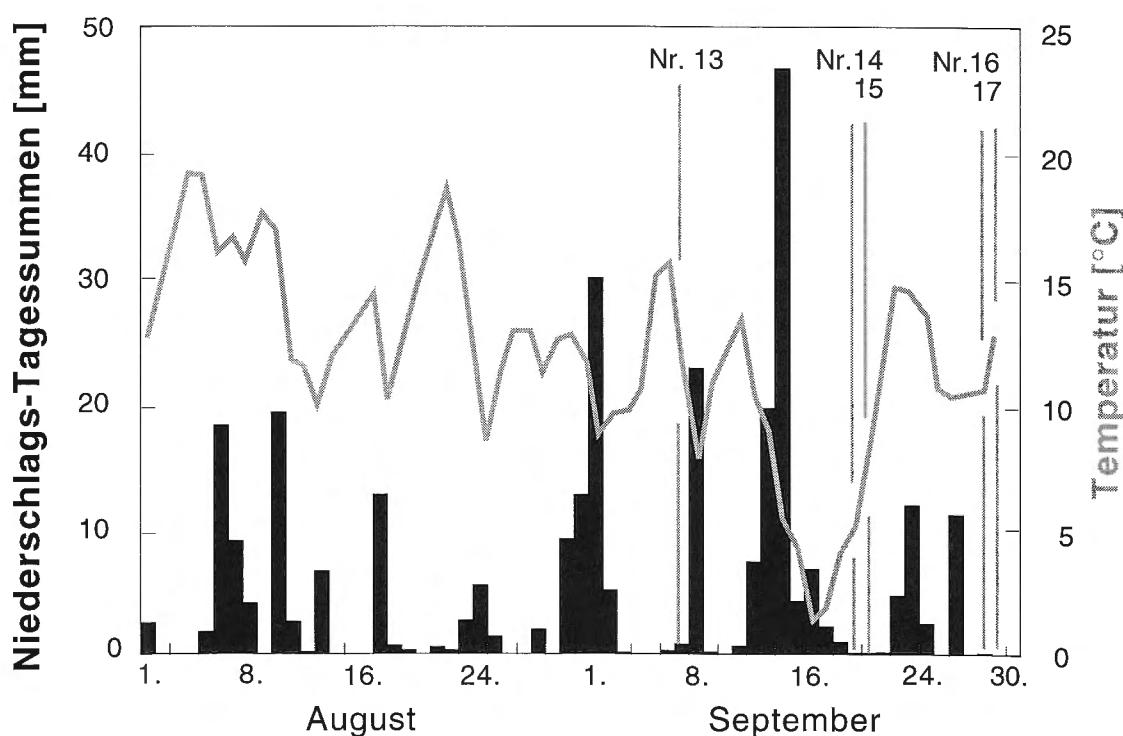


Fig. 55: Beregnungsserie Hospital (Anfang August bis Ende September 1994): Niederschlags-Tagessummen, Verlauf der mittleren Temperatur und Daten der Beregnungsversuche.

6.1.6.1 Beregnungsversuch Hospital Nr. 13 (7. September 1994)

Vorbedingungen: Aus dem Witterungsverlauf ist ersichtlich, dass dieser Versuch nach einigen warmen, trockenen Tagen stattfand. Die Saugspannungen im Boden lagen zwischen - 270 und - 500 cm WS.

Versuchsverlauf: Im September ein Jahr zuvor wurde bereits ein Versuch bei ebenfalls trockenen Vorbedingungen ausgeführt. Bei je-

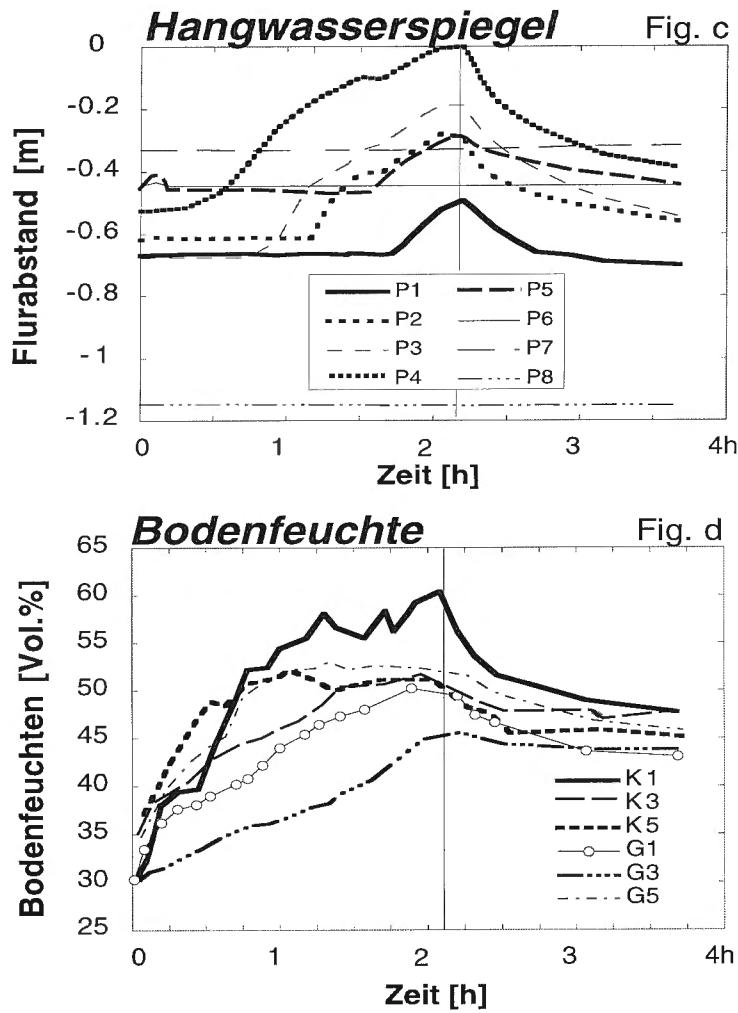
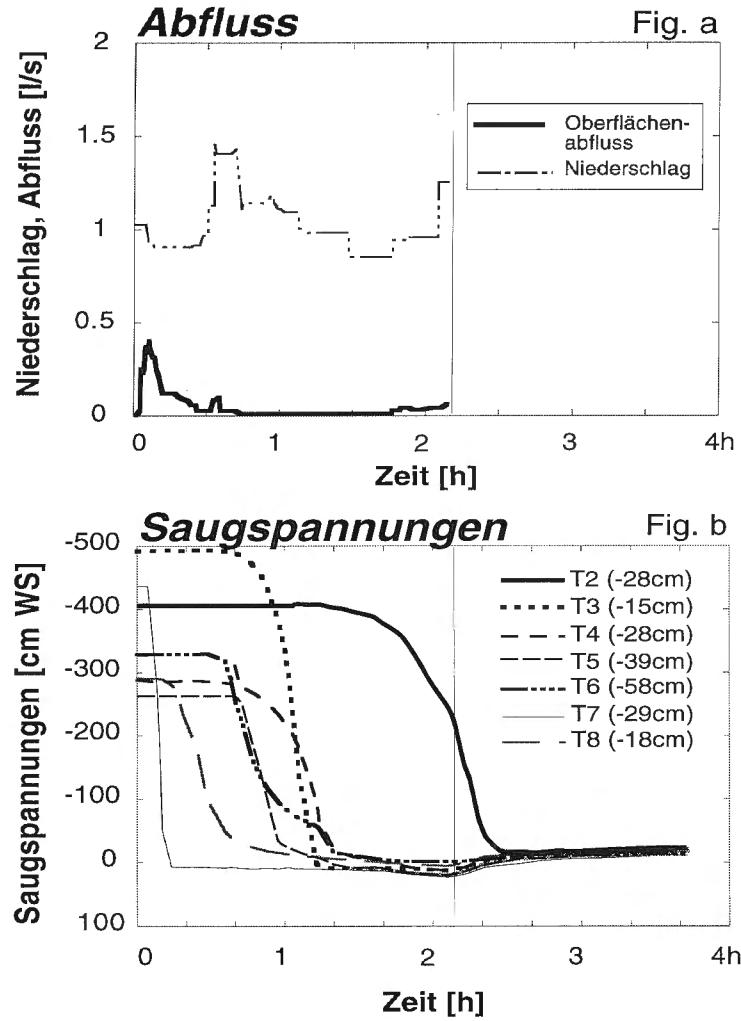


Fig. 56 a-d: Beregnungsversuch Hospitaltal (Nr. 13): a) Abflussganglinie, b) Saugspannungen in unterschiedlichen Bodentiefen, c) Hangwasserspiegel, d) Bodenfeuchten (TDR).

nem Versuch hatte es eine kleine Abflussspitze zu Versuchsbeginn gegeben, die sich rasch zurückbildete (vgl. Fig. 11). Danach gab es während 2 h keine nennenswerte Abflussbildung mehr. Es stellte sich die Frage, ob sich dieser Effekt bei ähnlichen Vorbedingungen wiederholen würde.

Die Niederschlagsintensität war 61 mm/h (1.02 l/s). Sofort entstand Oberflächenabfluss mit maximal 0.4 l/s, der aber nach 15 Min. wieder versiegte (Fig. 56a). Die Saugspannungen fielen unterschiedlich schnell ab, so dass man drei Gruppen von Tensiometern unterscheiden kann. Die Saugspannungen der Tensiometer 7 und 8 im Oberboden nahmen rasch ab. Tensiometer 3 - 6, die im Ober- und Unterboden plaziert waren, reagierten nach 40 Min. etwas verhaltener. Markant langsamer nahm die Saugspannung von T2 (Oberboden) ab. Der Wasserspiegel im Hang entwickelte sich nach ca. 1 h, nur Piezometer P2 zeigte bereits nach 30 Min. einen Wasserstand, der vor Versuchsabbruch die Oberfläche erreichte. Im strikten Gegensatz zur Dynamik der Saugspannungen und Wasserspiegel stehen die im Oberboden installierten TDR-Sonden. Die TDR-Werte nahmen sehr langsam zu und erreichten nach 1 resp. 2 h ihre Maximalwerte. Nach 2 h begann der Oberflächenabfluss wieder geringfügig anzusteigen. Zu diesem Zeitpunkt setzte ein Leitungsbruch infolge Windeinwirkung dem Versuch ein abruptes Ende.

Prozesse:

Aufgrund der starken Austrocknung des Oberbodens und des vorhandenen Wurzelfilzes, der im Humus ein Geflecht bildete, wurde der Oberflächenabfluss als *TH (Temporary Hortonian)* angesprochen (3%). Kurz vor Versuchsende nahm *DH* zu (2%). Da kein Graben ausgehoben wurde, konnte kein *SSF* festgestellt werden. *SSF* dürfte gemäss Versuch Nr. 12 (1993) innerhalb der ersten beiden Stunden keine Rolle spielen.

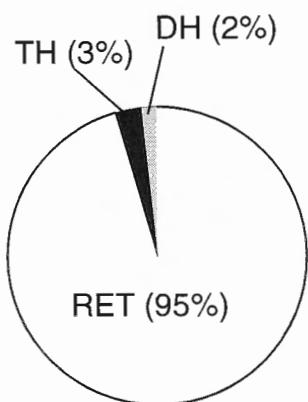


Fig. 57: Beregnungsversuch Hospital (Nr. 13): Abflussanteile der verschiedenen Abflussprozesse im Verhältnis zum Niederschlagsinput

Die Infiltrationsprozesse wurden stark von der Austrocknung des Oberbodens beeinflusst. Die langsam ansteigenden TDR-Sonden sowie die rasch reagierenden Tensiometer belegen, dass das Wasser in den Boden infiltrierte, ohne dass der Oberboden vollständig gesättigt war. Die Infiltration erfolgte demnach präferentiell durch den hydrophoben Oberboden hindurch in den Unterboden. Auch dort dürfte die Wasserbewegung auf bevorzugten Fliessbahnen, beispielsweise entlang der vielen am Grabenprofil beobachteten Wurmrohren, erfolgt sein. Gewisse Teile der Matrix wurden also als *Bypass Flow* umgangen, was die unterschiedlichen Tensiometer- und Piezometerreaktionen erklärt.

6.1.6.2 Beregnungsversuch Hospital Nr.16 (29. September 1994)

Vorbedingungen: Seit dem Versuch 13 waren noch zwei weitere Beregnungsversuche ausgeführt worden und zusätzlich noch 80 mm natürlicher Niederschlag gefallen (vgl. Fig. 55). Temperatur und Verdunstung waren im September geringer als im August, so dass der Boden vor Versuch Nr. 16 ziemlich feucht war. Die schwachen Saugspannungen im Boden lagen durchwegs zwischen - 20 und - 60 cm WS.

Versuchsverlauf: Die Beregnungsintensität war mit 71 mm/h (1.17 l/s) etwas höher als beim Versuch Nr. 13. Nach wenigen Minuten entstand bereits Oberflächenabfluss, der nach ca. 30 Min. erheblich und nach 1 h nur noch mässig zunahm (Fig. 58a). Nach weniger als einer halben Stunde wurde Ausfluss aus dem Boden messbar, erreichte schnell einen Wert um 0.1 l/s und stieg dann nicht mehr weiter an. Die Feuchte des Oberbodens (TDR-Sonden) war bereits nach 30 Min. maximal. Die schwachen Saugspannungen fielen innerhalb der ersten Stunde in den Bereich der Sättigung ab, und der Wasserspiegel im Boden wurde ähnlich schnell aufgebaut.

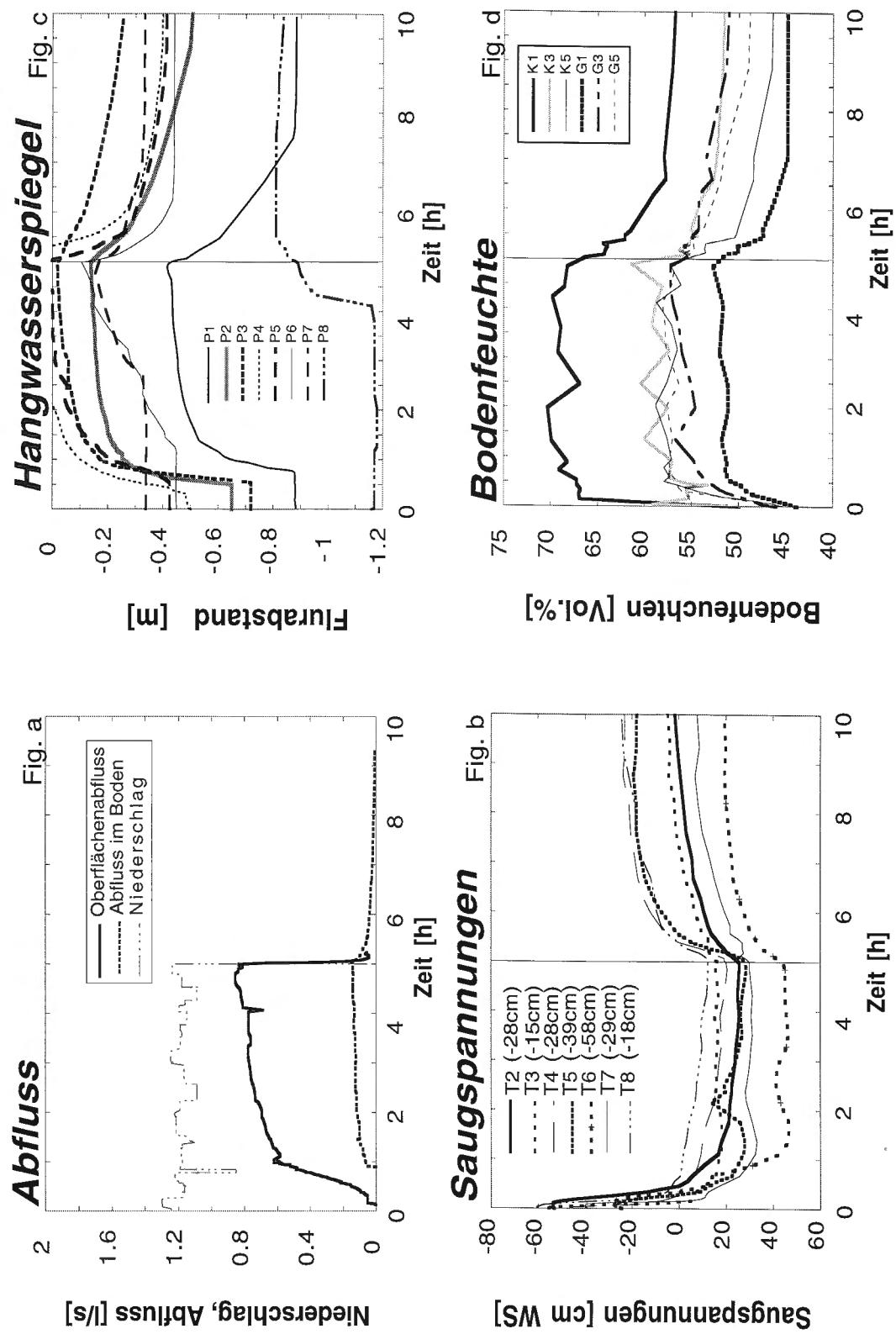


Fig. 58 a-d: Beregnungsversuch Hospital (Nr. 16): a) Abflussganglinie, b) Saugspannungen in verschiedenen Bodentiefen, c) Hangwasserspiegel, d) Bodenfeuchte (TDR).

Prozesse:

Beim Oberflächenabfluss handelt es sich um *DH*, der über den ganzen Versuch 35% ausmachte (Fig. 59 und 60)⁴. Während der dritten, vierten und fünften Versuchsstunde nahmen die gesättigten Bereiche auf der Parzelle wesentlich zu. Die Wasserstände von Piezometer 3 und 4 näherten sich in dieser Zeitspanne zusehends der Oberfläche. *SOF* nahm langsam auf Kosten des *DH* zu. Der Anteil des *SOF* wurde auf 20% geschätzt. *SSF* (*MPF* und *MF*) hielt auch nach dem Versuch noch mehrere Stunden an und ergab insgesamt 11%.

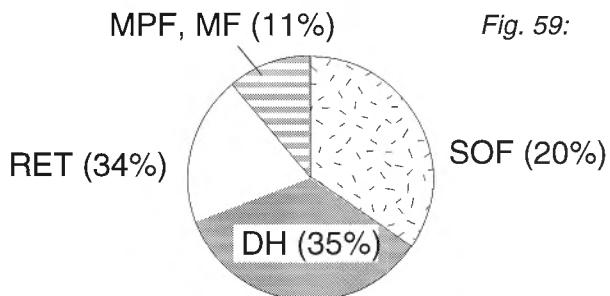


Fig. 59: Beregnungsversuch Hospental (Nr. 16): Abflussanteile der verschiedenen Abflussprozesse im Verhältnis zum Niederschlagsinput.

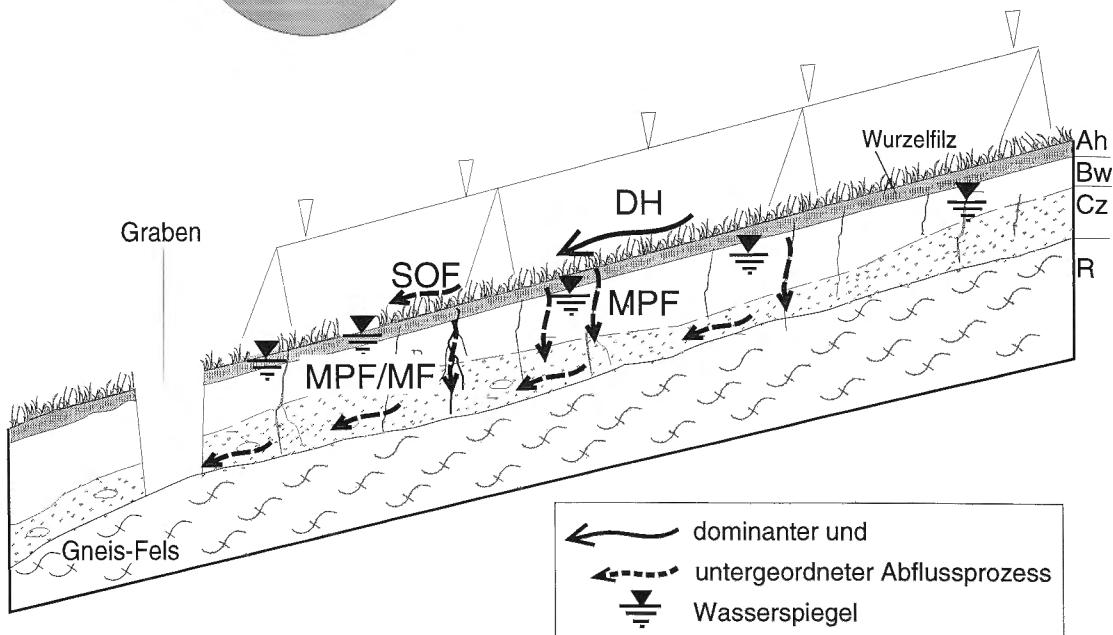


Fig. 60: Beregnungsversuch Hospental: Abflussprozesse im schematisierten Hangschnitt.

4 Figuren 57 und 59 sind nur bedingt vergleichbar, da der Versuch 13 abgebrochen wurde.

Rund ein Drittel des Niederschlagswassers wurde im Boden als Retention zurückgehalten.

Fazit:

Die beiden Versuche in Hospental belegen, dass je nach Feuchtezustand des Bodens erhebliche Unterschiede bei der Abflussreaktion erfolgen. Während im trockenen Zustand, abgesehen vom Anfangspeak (*TH*), über Stunden kein wesentlicher Abfluss entsteht, reagiert der Boden bei feuchten Ausgangsbedingungen rasch mit Oberflächenabfluss. Die Infiltration scheint bei trockenem Boden als *Bypass Flow* abzulaufen, bei feuchten Bedingungen dürfte jedoch die Bodenmatrix stärker bei der Infiltration des Niederschlagswassers involviert sein.

6.2 Übersicht über die beobachteten Abflussprozesse bei allen Beregnungsversuchen

In Kapitel 6.1 wurde eine Auswahl von Beregnungsversuchen an verschiedenen aufgebauten Hängen vorgestellt. Eine beachtliche Vielfalt von Abflussreaktionen und beteiligten Prozessen wurde dabei ersichtlich. Im folgenden werden die Prozesse sämtlicher Beregnungsversuche diskutiert und – soweit möglich – die prozessauslösenden Ursachen eruiert (Kap. 6.3). Da am selben Beregnungsstandort verschiedene Abflussprozesse gleichzeitig auftreten können, wird zwischen dominanten (massgebenden) und untergeordneten Prozessen unterschieden.

Tabelle 7 zeigt die beobachteten Abflussprozesse sämtlicher Beregnungsversuche. Es werden Oberflächenabfluss- und SSF-Prozesse unterschieden. Die von der Abflussmenge her dominanten Prozesse sind mit ausgefüllten Kreisen bezeichnet, während mengenmässig untergeordnete Prozesse mit einem leeren Kreis markiert sind.

Bei den Versuchen von 1993 war die Prozessidentifikation erschwert, weil wichtige Angaben über den Bodenwasserhaushalt wie Saugspannungen, Hangwasserspiegel und z.T. Bodenfeuchte fehlten.

Oberflächenabfluss-Prozesse sind mehrheitlich dominant. *DH* (sechs Standorte) und *AH* (sieben Standorte) wurden am häufigsten als dominante Abflussprozesse bezeichnet. *AH* dominierte auf den podsolierten Böden des Gotthards, auf Rissmoränenböden (Sonvilier und Heitersberg) sowie in der vernässten Mulde von Willerzell. *DH* spielte auf den durchlässigen Böden von Hittnau, Bauma, Schnebelhorn, Nenzlingen, Hospental und Therwil die Hauptrolle im Prozessgeschehen.

Die Unterscheidung zwischen *SOF* und *AH* als dominante Abflussprozesse konnte an zwei Standorten (Bilten I und II) aufgrund fehlender Bodenwassermessungen nicht mit Sicherheit erfolgen. *SOF* war nur in Spreitenbach in Folgeversuchen dominant, nachdem das Bodenprofil beim ersten Versuch nahezu gesättigt worden war. Ein Hangwasserspiegel hatte sich zumindest auf einem Teil der Parzelle ausbilden können, und ein Grossteil des Wassers floss oberflächlich über den gesättigten Boden hinweg. In Therwil wurde bei trockenen Bedingungen rasch der Teil des Bodenwasserspeichers aufgefüllt, der durch Makroporen gut erschlossen war. Der durchlässige, geologische Untergrund verhinderte jedoch, dass der Wasserspiegel bis an die Oberfläche ansteigen konnte. Aufgrund der unvollstän-

Nr.	Ort des Beregnungs-versuches	Oberflächenabfluss-Prozesse				Abflussprozesse im Boden (SSF)				
		Tempo- rary Hortonian Overland Flow TH	Absolute Hortonian Overland Flow AH	Delayed Hortonian Overland Flow DH	Satura- ted Over- land Flow SOF	Return Flow RF	Matrix Flow MF	Flow in Macro- pores MP, FHPL	Pipe Flow PF	Deep Percola- tion DP
1	Hittnau *4			●						○
2	Bauma			●			○	○		
3	Bilten 1		●?		●?	○ *1			○ *1	
4	Bilten 2		●?		●?					
5	Schnebelhorn *4			●			○	○		
6	Nenzlingen			●				○		○
7	Nenzlingen (1)			●				○		○
8	Blauen									●
9	Blauen (1)									●
10	Alpe San Gottardo	○	●							
11	Gotthard Pass	○	●							
12	Hospital	○					○	○		
13	Hospital (370)*4	●					-	*3		
14	Hospital (382)						-	*3		
15	Hospital (383)			●	○		-	-		
16	Hospital (392)			●	○		○	○		
17	Hospital (393)			●	○		○	○		
18	St. Imier		○							●
19	St. Imier (1)		○							●
20	Sonvilier		●							○
21	Sonvilier (1)		●							○
22	Therwil			●			○	○		○
23	Therwil (1)			●	○?		○	○		○
24	Therwil (566)		○	○	○?		○	○		●
25	Therwil (567)		○	●	○?		○	○		○
26	Therwil (615)			●	○		○	○		○
27	Therwil (616)			●	○		○	○		○
28	Therwil (646)			●	○		○	○		○
29	Therwil (647)			○	●		○	○		○
30	Spreitenbach *4			○	○			●		● *2
31	Spreitenbach (4)			○	●			○		○ *2
32	Spreitenbach (6)			○	●			○		○ *2
33	Heitersberg		●				○	○		
34	Heitersberg (6)		●		○		○	○		
35	Heitersberg (7)		●		○		○	○		
36	Heitersberg (9)		●		○		○	○		
37	Ebersol			○				○	● *2	● *2
38	Ebersol (1)			○				○	● *2	● *2
39	Ebersol (15)			○				○	● *2	● *2
40	Willerzell-H.			○		○ *1	○	●		
41	Willerzell-H. (1)			○		○ *1	○	●		
42	Willerzell-H. (6)			○		○ *1	○	●		
43	Willerzell-H. (14)			○		○ *1	○	●		
44	Willerzell-H. (16)			○		○ *1	○	●		
45	Willerzell-M.			●		-	-	*3		-
46	Willerzell-M. (1)			●		-	-	*3		-
47	Willerzell-M. (5)			●				○	○	
48	Willerzell-M. (6)			●				○	○	

Tab. 7: Die beobachteten Abflussprozesse unterteilt in dominante ● und untergeordnete Abflussprozesse ○. Die Zahl in Klammer hinter dem Versuchsstandort weist auf die Anzahl Tage nach dem ersten Beregnungs-versuch hin.
 [*1 Return Flow in Form von Pipe Flow; *2: Pipe Flow, der aber nicht in den Auffanggraben entwässerte;
 *3: Versuch ohne Graben; *4: Versuch vorzeitig abgebrochen].

digen Sättigung des Bodens wurde der sich entwickelnde Oberflächenabfluss als *DH* bezeichnet. *Temporary Hortonian Overland Flow (TH)* war nur am Standort in Hospental auf trockenem Boden dominant. Leider wurde dieser Versuch nach zwei Stunden durch eine technischen Panne beendet. Die Panne ereignete sich gerade zum Zeitpunkt, als sich *DH* zu bilden begann. Im Vorjahr trat *TH* zwar zu Beginn auf, aber nach 1.5 h bestimmte *DH* die Abflussbildung.

Dominante *Subsurface Flow*-Prozesse waren auf den meist als Weide- und Wiesland genutzten Standorten selten. Nur in Willerzell-Hang war der Abfluss auf bevorzugten Fliesswegen eindeutig dominant und dies bei allen angetroffenen Vorbedingungen⁵. Dabei zirkulierte das Wasser nicht nur in Makroporen, sondern auch in eigentlichen hochdurchlässigen Schichten. In Spreitenbach, einem Waldstandort, war beim ersten von drei Versuchen *DP* in Form von *SSF* dominant. Der Graben wurde um- resp. unterströmt. Makroporen (halbzerstörte Wurzeln, Wurmlöcher und andere bioturbative Strukturen) und (hoch-) durchlässige, ausgewaschene, feinmaterialarme Schichten dürften für den wirkungsvollen Wassertransport im Boden verantwortlich gewesen sein.

In Ebersol konnte nur wenig *SSF* im Graben gemessen werden. Dafür war am nahe gelegenen Bach austretendes Beregnungswasser zu beobachten. In 10 bis 30 cm tiefen und 2 bis 25 cm breiten Rinnen im Fels floss das Wasser zum Bach. Diese *pipeartigen* Fliesswege waren wahrscheinlich ausgewaschen und derart effizient, dass sich auf der Parzelle kein einheitlicher Hangwasserspiegel bilden konnte, und die vollständige Sättigung des Bodens und damit *SOF* ausblieb.

In Blauen, bei den Gotthard-Versuchen, in St. Imier und Sonvilier traten keine lateralen Abflussprozesse im Boden auf. In Blauen entstand auf der Rendzina über durchlässigem Malmkalk kaum Abfluss, weder oberflächlich noch lateral. Auch beim Versuch am Folgetag, nachdem über 220 mm Niederschlag vereignet worden war, sickerte das Wasser als *DP* in die Tiefe. Bei den Gotthardversuchen auf rund 2000 m ü. M. registrierten die TDR-Sonden zwar einen raschen Feuchteanstieg im Oberboden, doch konnte das Wasser nicht in tiefere Bodenschichten vordringen. Ein vergleichbarer Fall lag in Sonvilier vor, wo nur wenig Wasser in den Boden infiltrierte.

5 In Spreitenbach konnte der Graben nicht bis zum anstehenden Fels abgeteuft werden, womit ein Grossteil des *SSF* nicht erfasst werden konnte und deshalb als *DP* bezeichnet wurde. Wasseraustrittstellen am Bach wiesen grosse Schüttung auf.

Laterale Fliessprozesse im Boden waren meist von untergeordneter Bedeutung. Geringfügiger *SSF* in Form von *MPF* oder *MPF/MF* entstand z.B. in Hospental, Therwil, Heitersberg und Willerzell-Mulde. Wurm-röhren und Risse waren wichtige Fliesspfade. Oft liess jedoch erst das austretende Wasser die unscheinbaren Fliessstrukturen an der Profilwand erkennen. Etwas grössere *SSF*-Anteile waren bei Nenzlingen und Schnebelhorn zu verzeichnen. Bei Nenzlingen fanden diese Flüsse in Makroporen und hochdurchlässigen Schichten des heterogen aufgebauten Hanges statt. In der tonig-kiesigen Matrix des Standorts Schnebelhorn waren Makroporen in Form von Wurm-röhren und Rissen für den Abfluss im Boden verantwortlich.

Oberflächennahe Mausloch-Systeme lösten bei Biltten I (Foto 10, S. 67) und Willerzell-Hang (Foto 6, S. 65) *Pipe Flow* aus. In beiden Fällen drang das Beregnungswasser auf der Parzelle wieder an die Oberfläche und kann daher als *Return Flow* bezeichnet werden. Auf dem Standort Willerzell-Mulde wurden *Pipes* im vernässten Unterboden lokalisiert, die nicht von wühlenden Bodentieren stammten, sondern auf fluviale Erosionerscheinungen zurückgehen. Bevorzugte Fliesswege zwischen Oberfläche und *Pipe* dürften beim Versuch zu der kurzen Ansprechzeit geführt haben. Wegen des ständig nassen Unterbodens ist anzunehmen, dass diese *Pipe* auch bei kleineren Niederschlägen Wasser führen dürfte.

6.3 Mögliche Ursachen für die Dominanz einzelner Prozesse

Es stellt sich nun die Frage, ob einzelne, definierbare Bedingungen einen bestimmten Prozess auslösen, oder ob es Kombinationen von Faktoren sind, die als Auslöser von Prozessen in Frage kommen. Deshalb werden hier die Ursachen der bei den Beregnungsversuchen beobachteten Abflussprozesse soweit als möglich qualitativ aufgelistet. Anschliessend wird der Versuch unternommen, allgemeingültige Kriterien für bestimmte Abflussprozesse abzuleiten.

Die Tabellen 8-13 geben die Ursachen der dominanten Abflussprozesse wieder.

Die Ursachen der dominanten Prozesse sind im nachfolgenden Kriterienkatalog zusammengefasst. Die Aussagen gelten für Starkregen, wie sie hier künstlich erzeugt wurden, und für Hänge in der Größenordnung unserer Beregnungsparzelle.

Absolute Hortonian Overland Flow (AH)

Nr.	Beregnungsversuch	Ursache	Andere Prozesse von Bedeutung
3	Bilten I	Schwach durchlässiger, infolge Vernässung makroporenärmer Boden.	PF (RF) in oberflächennahen Mausgängen
4	Bilten II	Mangelhafte Durchlüftung führt zur Anhäufung organischen Materials und schwacher Strukturbildung	
10	Alpe San Gottardo	Auflagehumus ist wahrscheinlich permanent hydrophob. Geringes Bodenleben infolge klimatisch ungünstiger Bedingungen führt zur Akkumulation organischen Materials, das die Durchlässigkeit reduziert und damit die Infiltration hemmt. Wenig Makroporen.	-
11	Gotthard Pass		
20	Sonvilier	Rissmoränenboden mit hohem Siltgehalt zeigt Strukturschwäche. Leichte Verdichtung durch Viehtritt und Verschlämung der Oberfläche führen zu gehemmter Infiltration.	-
33	Heitersberg	Rissmoränenboden, verdichtet und strukturschwach, erschwert die Infiltration. Trotz Makroporen geringe Infiltration.	MPF

Tab. 8: Beregnungsversuche mit AH als dominanter Abflussprozess.

Saturation Overland Flow (SOF)

Nr.	Beregnungsversuch	Ursache	Andere Prozesse von Bedeutung
(31)	Spreitenbach (Folgeversuch)	Teilweise Aufsättigung der Hangparzelle durch vorangegangenen Versuch und Niederschläge in den Wochen zuvor. Ausbildung eines Hangwasserspiegels auf einem Teil der Parzelle dank schwachdurchlässigem Felsuntergrund.	FHPL/MPF

Tab. 9: Beregnungsversuch mit SOF als dominanter Abflussprozess.

Subsurface Flow (MPF, PF, FHPL)

Nr.	Beregnungs-versuch	Ursache	Andere Prozesse von Bedeutung
37	Ebersol	flachgründiger, sehr durchlässiger Boden mit ausgeprägtem Fließsystem (Felsrinnen) in der Felsoberfläche führt zu PF.	DH
30	Spreitenbach	Tiefgründiger, fast gesättigter durchlässiger Waldboden mit bevorzugten Fließwegen in Form von Makroporen, hochdurchlässigen Schichten führt zu starkem SSF.	DH, SOF, DP
40	Willerzell-Hang	Flachgründiger, sehr durchlässiger Boden mit Makroporensystem und hochdurchlässigen Schichten über dem kompakten Fels führt zu starkem SSF.	DH, (RF, PF)

Tab. 10: Beregnungsversuch mit SSF als dominanter Abflussprozess.

Delayed Hortonian Overland Flow (DH)

Nr.	Beregnungs-versuch	Ursache	Andere Prozesse von Bedeutung
1	Hittnau	Gut ausgeprägtes Makroporensystem und gut durchlässige Matrix ermöglichen gute Infiltration trotz hoher Lagerungsdichte im Oberboden.	-
2	Bauma	Trotz lehmig-toniger Matrix gelangt das Wasser v.a. bevorzugt über Wurmrohren in den Boden.	MPF, MF
5	Schnebelhorn	Trotz lehmig-toniger Matrix gelangt das Wasser v.a. bevorzugt über Wurmrohren in den Boden.	MPF
6	Nenzlingen	Makroporenreicher Boden (Risse und Wurmrohren) lässt das Wasser gut in den durchlässigen Unterboden eindringen.	MPF, FHPL
14-17	Hospital	Makroporen und eine gut durchlässige, sandige Matrix lassen während Stunden viel Wasser infiltrieren.	MPF/MF
22	Therwil	Relativ dicht gelagerter Oberboden, der aber von einem leistungsfähigen Makroporensystem aufgelockert ist, lässt viel Wasser in den gut durchlässigen, sandigen, speicherfähigen Unterboden infiltrieren.	MPF/MF

Tab. 11: Beregnungsversuche mit DH als dominanter Abflussprozess.

Temporary Hortonian Overland Flow (TH)

Nr.	Beregnungs-versuch	Ursache	Andere Prozesse von Bedeutung
13	Hospital	Wurzelfilz im Oberboden und starke Austrocknung desselben lassen das Wasser nur auf bevorzugten Eintrittsstellen in den Boden. Dies führt zum vorübergehenden Oberflächen-abfluss.	DH

Tab. 12: Beregnungsversuch mit TH als dominanter Abflussprozess.

Deep Percolation (DP)

Nr.	Beregnungs-versuch	Ursache	Andere Prozesse von Bedeutung
8	Blauen	Makroporenreicher Rendzina-Boden mit guter Struktur und verkarsteter Korallenkalk als Untergrund sorgen für grosse Tiefensickerung	
18	St. Imier	Trotz verhältnismässig dichtem Unterboden fliesst ein Grossteil des Wassers entlang bevorzugter Fließwege in den tieferen Untergrund	AH

Tab. 13: Beregnungsversuche mit DP als dominanter Abflussprozess.

Kriterienkatalog:

Oberflächenabflussprozesse:

Absolute Hortonian Overland Flow (AH)

Dieser Abflussprozess tritt auf, wenn bereits zu Beginn eines (Stark-) Niederschlags die Infiltrationskapazität des Bodens nicht ausreicht, dass sämtliches Wasser versickern kann. Diese Verhältnisse sind gemäss den vorliegenden Resultaten unter folgenden Bedingungen zu erwarten:

- Siltige, strukturschwache Böden, die zu Verschlämzung neigen,
- leicht verdichtbare Böden, (z.B. Böden auf Ablagerungen der Rissmoräne),
- grundnasse oder staunasse Böden mit unzureichender Belüftung und Belebung des Oberbodens,
- schwach belebter hydrophober Auflagehumus im hochalpinen Raum ohne Makroporen (ohne grosse Pflanzenwurzeln von Sträuchern oder Bäumen, die diesen schwach durchlässigen Oberboden durchdringen).

Die Gründigkeit der Böden spielt eine zweitrangige Rolle, da hydrologisch gesehen die Bodenoberfläche und der Oberboden das Abflussgeschehen bestimmen.

Delayed Hortonian Overland Flow (DH)

Nachdem bei einem Starkniederschlagsereignis aufgrund idealer Infiltrationsverhältnisse ein Grossteil des Niederschlags versickern konnte, tritt *DH* auf.

Auf mittel- bis tiefgründigen Böden tritt *DH* unter folgenden Bedingungen auf:

- Gut durchlässige, beispielsweise sehr sandige Böden,
- Böden, die infolge stabiler Struktur und Belebung des Oberbodens präferentielle Infiltrationswege aufweisen und deshalb gut durchlässig sind,
- Böden mit relativ mässig durchlässiger Matrix, deren Retentionsvolumen dank Makroporen (Wurmühlen, Risse, Pflanzenwurzeln etc.) nutzbar wird. Dies führt zu einer mässigen bis grossen Abflussverzögerung.

Die Gründigkeit der Böden, das Fehlen einer Stauschicht und darunterliegende, speicherfähige geologische Formationen können Abflussverzögerung und Retention vergrössern. In flach- und mittelgründigen Böden dieser Eigenschaften, die eine Stauschicht aufweisen, lösen leistungsfähige laterale Fliesswege *SSF* aus (vgl. unten).

Temporary Hortonian Overland Flow (TH)

TH ist Oberflächenabfluss, der zu Beginn eines Niederschlagsereignisses auftritt und anschliessend wieder versiegt.

- Oberböden, die unabgebaute Streu mit hohem organischem Gehalt aufweisen, können bei starker Austrocknung den eintreffenden Regen einen grossen, vorübergehenden Benetzungswiderstand entgegensetzen.

Saturation Overland Flow (SOF)

Dieser Prozess wurde nur bei Folgeversuchen beobachtet. *SOF* tritt auf, wenn das ganze Bodenprofil gesättigt ist und jeder weitere Niederschlag oberflächlich abfliest. Das Fehlen lateral wirksamer Fliessstrukturen verhindert, dass das Hangwasser drainiert. Dies tritt auf:

- An Hängen mit an der Oberfläche liegendem Wasserspiegel (z.B. in Gerinnenähe)
- an Hängen mit oberflächennahem Hangwasserspiegel, wo der Niederschlag ungehindert in den gut durchlässigen Oberboden infiltrieren kann und leistungsfähige laterale Fliessstrukturen jedoch fehlen, ist die Anhebung des Wasserspiegels bis zur Oberfläche gewährleistet.

Abflussprozesse im Boden:

Grundvoraussetzung für wirksamen lateralen Fluss sind Makroporen und eine gut durchlässige Matrix des Oberbodens, die es dem Wasser ermöglichen, in den Boden einzudringen.

Flow along preferential Pathways (MPF, FHPL, PF)

Das Vorhandensein wirksamer Fliessstrukturen im Boden (*Pipes*, hochdurchlässigen Schichten und Makroporen) ist eine wichtige Voraussetzung für die Entstehung von massgebendem *SSF*. Weitere Bedingungen sind:

- Flachgründige, geneigte bis steile Hangböden mit schwach- bis undurchlässigem Untergrund, gut drainierend und durchlässig,
- mittel- bis tiefgründige Hangböden mit hohem aber nicht permanent ausgebildetem Wasserspiegel.

Die Gründigkeit des Bodens, Stauschichten (z.B. undurchlässiger Unterböden oder Geologie) und die Hangneigung sind nach Whipkey und Kirkby (1978) entscheidende Bedingungen für das Vorkommen von *SSF*. Nimmt die Gründigkeit des Bodens oder die Durchlässigkeit der darunterliegenden Geologie zu, beispielsweise durch das Ausflachen des Hanges oder Fazieswechsel, so kann dies dazu führen, dass anstelle von lateralen Prozessen *DP* oder *DH* tritt.

Einzelne Kriterien sind kaum verantwortlich für das Auftreten von Abflussprozessen. Meistens ist es eine Faktorenkombination, die erfüllt sein muss, damit ein bestimmter Prozess ausgelöst wird.

Diese "Prozesskriterien" können unter gewissen Voraussetzungen in der Einzugsgebietshydrologie zur Einschätzung der Gebiets-Abflussreaktion auf Starkniederschläge genutzt werden. Dabei stellt sich die Frage, inwieweit die Prozesse anhand dieser Kriterien im Gelände identifizierbar sind, und ob die davon ausgehende Abflussreaktion (in ihrer Größenordnung) zu quantifizieren ist. Diese Fragen werden im Kapitel 8 angesprochen.

7. Diskussion und offene Fragen

Eine grosse Zahl von Feldexperimenten mit simulierten Starkregen ist in den letzten 50 Jahren durchgeführt worden. Die Feldversuche standen meistens im Zusammenhang mit der Bodenerosionsforschung. Indessen existieren kaum gut dokumentierte Untersuchungen mit künstlichen Niederschlägen, die ausschliesslich der Erforschung der Abflussprozesse dienen.

Zuerst werden nun die Resultate der vorliegenden Studie vergleichbaren Arbeiten, d.h. Beregnungsversuchen, die Abflussmessungen im Boden einschliessen, gegenübergestellt. Grundlage dazu sind Arbeiten, die bereits im Kapitel 4.3 beschrieben worden sind. Im Kapitel 7.2 werden dann Forschungsresultate, die auf anderen Methoden beruhen, mit den vorliegenden Erkenntnissen verglichen. Abschliessend werden die offenen Fragen aufgeführt.

7.1 Resultatvergleich mit anderen Beregnungsexperimenten

In der Tabelle 14 sind die anschliessend diskutierten Beregnungsexperimente aufgeführt, welche auch quantitative Vergleiche erlauben.

Der Tabelle ist zu entnehmen, dass das Abflussgeschehen bei künstlichen Niederschlägen im Wald meistens von *SSF* dominiert wird. Whipkey (1965) beobachtete ähnliche Abflussprozesse und -koeffizienten sowohl bei nassen als auch bei trockenen Vorbedingungen. Die kurzen Beregnungen mit Tracer-Zugaben von Hornberger et al. (1991) brachten rasch viel Abfluss durch Abflussvorgänge im Boden. Die Autoren betrachteten den gemessenen, zweigipfligen Tracerpuls als Hinweis auf ein dualporöses System, in dem schnelles Fliessen in Makroporen, langsameres durch die Matrix erfolgt. *SSF* dominierte auch auf dem Spreitenbacher Waldstandort (vgl. Kap. 6.1.3).

Im Gegensatz dazu zeigte Lehnhardt (1985) Oberflächenabfluss-Prozesse auf Waldböden. Auf einer siltig-lehmigen Pseudogley-Parabraunerde beispielsweise kam *DH* vor. Der weniger durchlässige, oberflächennahe Ton-Einwaschungshorizont der Parabraunerde sorgte periodisch für Staunässe.

Autoren	Ort	Hänge (Fläche, Neigung)	Boden	Niederschlag (Menge, Intensität, Dauer)	$\Sigma Q / \Sigma N$	Prozesse (Anteil an $\Sigma Q / \Sigma N$)	Bemerkungen
Dunne Th., Black R.D. (1970)	Sleepers River, Vermont, USA Weide	A: 12.4 ha J: ø ~14%	brown podsolic sandy loam	43.6 mm 21.8 mm/h 2 h	27%	Return Flow + SOF: (60%) SSF: (40%)	Durchlässigkeit d. Bodens zw. 0.3 m u. 0.7 m Tiefe stark abnehmend. Vegetation: Weide, früher Wald Ausgangsbedingung: nass
		A: 6.4 ha J: ø-16%	brown forest sandy loam	49.2 mm 24.6 mm/h 2 h	2%	SSF: 100%	Durchlässigkeit mit der Tiefe abnehmend. Vegetation: Weide, früher Wald Ausgangsbedingung: nass
Whipkey R.Z. (1965)	Allegheny Plateau, Ohio Wald Nr. 22	A: 41 m ² J: 28%	DeKalb, Oberboden: sL Unterboden: sL	81 mm 32 mm/h 2.5 h	16%	Ao: 1% SSF: 99%	Vorbedingungen: nass Grösster Anteil des SSF aus 56 - 90 cm Tiefe
	Nr.23 (gleicher Standort)	A: 41 m ² J: 28%	DeKalb, Oberboden: sL Unterboden: sL	102 mm 51 mm/h 2 h	10%	Ao: 3% SSF: 97%	Vorbedingungen: trocken Grösster Anteil des SSF aus 56 - 90 cm Tiefe
Hornberger G., Germann P., Beven K. (1991)	Bear Brook Watershed, Maine, USA Wald	A: 27 m ² J: 20%	Haplorthods Oberboden: sL Unterboden: sL	2 nd Run: 25 mm, 50 mm/h 0.5 h	85%	Ao: 0% SSF: 100%	Vorbedingungen: keine Angaben Grösster Teil des SSF aus 0 - 0.5 m Tiefe; tiefer als 0.5 m kein Abfluss zweigipfliger Tracerpuls deutet auf dualporöses System hin
				3 rd Run: 33 mm 100 mm/h 0.33 h	92%	Ao: wenig SSF: nahezu 100%	Vorbedingungen: keine Angaben
Flügel A.W. Schwarz O. (1983)	Schönbuch, D Wald 20.10.1980	A: 100 m ² J: ~ ?	Braunerde-Pelosol Oberboden: uL Unterboden: T	58.9 mm 93 mm/h 0.63 h	51%	Ao: 0% SSF: 100%	Herbst: Trockenrisse verbessern u. beschleunigen Infiltration (Bypass Flow) und fördern Interflow (SSF)
	gleicher Standort 22.4.1981	A: 100 m ²	Braunerde-Pelosol Oberboden: uL Unterboden: T	88 mm 99.6 mm/h 0.92 h	51%	DH: 43.5% SSF: 56.5%	Frühling: Infiltrationskapazität ist limitiert und führt zu DH.
Lehnhardt F. (1985)	Krofdorf, D Buchenwald Frühjahr (23)	A: 100 m ² J: 13%	Erodierte Para- braunerde Oberboden: uL Unterboden: uL	226 mm 100 mm/h 2.27 h	51%	SSF: 100%	Frühjahr: Hohe Bodenfeuchte bringt sehr grossen SSF ohne Oberflächenabfluss.
	Buchenwald Frühjahr (24)	A: 100 m ² J: 25%	Erodierte Pseudo- gley-Parabraunerde Oberboden: uL Unterboden: stL	115 mm 135 mm/h 1.15 h	56%	DH: 81% SSF: 19%	Frühjahr mit hoher Bodenfeuchte bringt viel Oberflächenabfluss und weniger SSF
	Buchenwald Frühjahr (27)	A: 100 m ² J: 22%	Erodierte Parabraunerde Oberboden: - Unterboden: -	200 mm 95 mm/h 2.1 h	45%	DH: 53% SSF: 47%	Frühjahr mit hoher Bodenfeuchte bringt Oberflächenabfluss und Abfluss im Boden zu ähnlichen Anteilen.

Übersicht vergleichbarer Berechnungsversuche aus der Literatur. [Berechnungs-
fläche (A), Neigung (J), Volumen-Abflusskoeffizient ($\Sigma Q / \Sigma N$)],
Oberflächenabfluss (Ao), Abfluss im Boden (SSF), S, s = Sand, sandig,
U, u = Silt, silzig; T, t = Ton, tonig, L = Lehm].

Tab. 14:

Auf erodierten Waldböden ohne Staunässe-Einfluss beobachtete Lehnhardt hingegen gute Infiltration mit viel *SSF*.

Saturation Overland Flow (SOF) konnte bei der vorliegenden Untersuchung (ausser bei Folgeversuchen) kaum festgestellt werden, obwohl sehr grosse Niederschlagsvolumen verregnnet wurden. Selbst in Willerzell-Mulde, wo sehr feuchte Bodenverhältnisse mit einem oberflächennahen Hangwasserspiegel vorlagen, erschien nur wenig *SOF*. Von Anfang an floss fast alles Wasser als *AH* ab, ohne dass das Bodenprofil völlig gesättigt war. Das Wasser floss also ab, weil die Infiltration beeinträchtigt war. Als Gründe für die gehemmte Infiltration werden die feuchten bis nassen Verhältnisse angesehen, die sich negativ auf die Entwicklung und Strukturbildung des Bodens auswirken. Aufgrund zeitweiser anaerober Bedingungen im Oberboden ist sowohl die Aktivität der Bodenfauna als auch der Abbau des abgestorbenen Pflanzenmaterials eingeschränkt und die Bildung bevorzugter strukturelle Fliesswege wie Tieregänge, Risse etc. bleibt weitgehend aus. Während sich beim benachbarten Standort Willerzell-Hang ein dichtes Netz von Makroporen im Humus und Unterboden bildete, erfolgte diese Entwicklung im feuchten Muldenstandort nicht. Auch auf dem vergleichbaren Boden von Bilten II schien das Profil nicht völlig gesättigt, und doch floss kurz nach Beginn sämtliches Beregnungswasser ab.

Viele Autoren beschrieben feuchte oder vernässte Gebiete als prädestiniert für *SSF* oder *SOF* [Moore et al. (1976), O'Loughlin (1986) u.a.]. Sie gehen davon aus, dass bei einem grösseren Niederschlag zuerst der Wasserspiegel bis zur Oberfläche angehoben wird und dann *SOF* entsteht [Moore, Dunne und Taylor (1976)]. Der oben erläuterte Fall von Willerzell-Mulde zeigt aber, dass diese Vorstellung nicht von allgemeiner Gültigkeit ist.

Jahreszeitliche Unterschiede der Abflussbildung beobachteten Flügel et al. (1983) an einem Tonboden im Wald. Im Frühjahr entstand Oberflächenabfluss in Form von *DH*. Im Herbst vermochte ein gut entwickeltes System von BodenrisSEN sämtliches Wasser aufzunehmen, und es bildete sich viel *SSF*. Ähnliche Beobachtungen wurden bei den Beregnungen in Therwil gemacht, wo der jahreszeitlich bedingte Ausbildungsgrad des Makroporensystems über die Grösse der Infiltrationskapazität entschied (vgl. Kap. 6.1.4).

Bei denjenigen Beregnungsversuchen der vorliegenden Untersuchung, wo *SSF* keine besondere Bedeutung hatte, lagen die Anlaufzeiten dafür meistens höher als die der Oberflächenabflüsse. Auch Dunne und Black (1970a), die kleine *SSF*-Volumina beobachteten, stellten *SSF*-Anlaufzeiten

in der Größenordnung fest, wie sie hier beobachtet wurden. Unsere Messungen zeigen, dass der *SSF* nach seinem Einsetzen bald konstante Größe annimmt. Dieser *steady-state* dürfte meistens der "lateralen Abflusskapazität" entsprechen.

7.2 Forschungsergebnisse anderer Methoden im Vergleich zu den hier vorliegenden Resultaten

In diesem Abschnitt werden die hier vorliegenden Resultate einigen Forschungsergebnissen aus der Literatur gegenübergestellt, die mit Hilfe anderer Methoden gewonnen wurden. Verschiedene Phänomene der Abflussbildung werden in einen grösseren Zusammenhang gebracht und diskutiert.

7.2.1 Prozessvariabilität

Prozessvielfalt auf engstem Raum wurde an den meisten Standorten festgestellt (vgl. Tab. 7). Dieses Phänomen beschreiben auch Pilgrim et al. (1978), die auf ihrer Untersuchungsparzelle gleichzeitig *SOF*, *RF*, *SSF* und *AH* beobachteten. Worin sind die Ursachen für kleinräumige Prozessvariabilität zu sehen?

Einen Erklärungsansatz für die Prozessvariabilität liefert die Arbeit von Russo (1993). Er beschrieb bei einem 20 m langen und 2.5 m tiefen Bodenprofil die Variabilität der gesättigten Durchlässigkeit. Die Flächen gleicher Durchlässigkeit bildeten an seinem Grabenprofil eine Art Mosaik. Die Werte differierten im Bereich von wenigen Zentimetern um Faktor 10 bis 1'000.

Die räumliche Variabilität von Matrixdurchlässigkeit und Makroporosität sind Gründe für unterschiedliche Infiltrationswege und -raten. Flury et al. (1994) zeigten bei ihren Infiltrationsexperimenten mit Tracern solche Inhomogenitäten beispielhaft. An Hängen werden die lateralen Fliessprozesse im Boden durch solche Inhomogenitäten beeinflusst (resp. ermöglicht), was zu kleinräumiger Prozessvielfalt führen muss.

Die Zahl der an der Abflussbildung an einem Hang beteiligten Prozesse ist zwar interessant, für praktische Belange hingegen sind Kenntnisse über die dominanten Prozesse wichtig.

Randeffekte am Beregnungshang können Ursache für unterschiedliche Prozesse sein. Die Begrenztheit der Beregnungsfläche (60 m^2) und der Auffanggraben bewirken, dass in den Randgebieten meist ein weniger ausgeprägter Hangwasserspiegel auftritt als in der Parzellenmitte. *SOF* beispielsweise ist dort weniger wahrscheinlich.

7.2.2 Voraussetzungen für *SSF*

Nach Mosley (1982), Weyman (1973), Freeze (1972) und Whipkey (1965) wird als Voraussetzung für Abfluss im Boden eine scharfe Abnahme der vertikalen Durchlässigkeit mit zunehmender Tiefe angesehen. Auch Flügel und Schwarz (1983) nannten eine Stauschicht im Unterboden als Grund für den grossen beobachteten *SSF*. Dies bestätigte sich bei unseren Versuchen Willerzell-Hang und Therwil, wo zwei ähnliche Braunerdeböden beregnet wurden, die sich im wesentlichen nur in Gründigkeit und Steilheit unterschieden. Das Fehlen einer Stauschicht lässt in Therwil nur sehr geringen lateralen Abfluss zu, es entsteht dafür v.a. Tiefensickerung. Im Fall von Willerzell-Hang ist der Boden aufgrund seiner Flachgründigkeit, hoher Durchlässigkeit und vor allem wegen der vorhandenen Stauschicht sehr abflussproduktiv durch *SSF*.

Bei Standorten wie Spreitenbach mit einer Stauschicht im Unterboden entscheidet die Wirksamkeit der lateralen Fliesswege darüber, ob das Wasser im Boden abfliesst, oder ob das Bodenprofil völlig gesättigt wird und schliesslich *SOF* entsteht. Die Existenz effizienter Fliesswege über einer Stauschicht (oder einer Schicht mit stark abnehmender Durchlässigkeit mit zunehmender Tiefe) können als Hauptkriterien für *SSF* betrachtet werden.

In Therwil wurde der Einfluss der Niederschlagsintensität auf die Infiltrationswege des Wassers offenkundig. Während bei geringer Intensität des Landregenereignisses die Infiltration durch die Matrix erfolgte, dominierte bei den wesentlich höheren Beregnungsintensitäten der *Makropore Flow* die Infiltration. Diese Unterschiede konnte Faeh (1997) mit dem Modell QSOIL nachweisen. Bootink und Bouma (1993) sahen neben Saugspannungen und Matrixdurchlässigkeit die Niederschlagsintensität als entschei-

dend darüber an, ob die Infiltration entlang von Makroporen oder durch die Matrix erfolgt.

7.2.3 SSF als Folge von *Macropore Flow*, *Pipe Flow* und von *Bypass-Effekten*

Beim Austrocknen neigen Böden im allgemeinen und Tonböden im besonderen zur Bildung von Schrumpfrissen. Fallen Starkregen auf Tonböden mit vertikalen Bodenrissen, kommt es zu *Bypass Flow*. Das Wasser dringt entlang der Risse ein und umgeht die wenig durchlässige Matrix (Bouma 1991). Dunne und Dietrich (1980) untersuchten die Infiltration an tropischen Tonböden. Sie beurteilten die infiltrationsfördernde Wirkung solcher Risse als vorübergehend. Die Risse vergrössern zwar die aktive Matrixoberfläche, die geringe Durchlässigkeit der Matrix erlaubt aber nur eine kleine Interaktion (Wasseraustausch) zwischen Makropore und Matrix. Sind keine Fliesswege vorhanden, die dieses Wasser abführen könnten, werden die Risse gefüllt und anschliessend fliesst das Wasser oberflächlich ab.

Geringe Interaktion zwischen Makroporen und Matrix kann den Abfluss im Boden beschleunigen. Schwarz (1985) konnte beispielsweise an einem Tonboden im Wald die Wirkung von eingeschränkter Interaktion zeigen. Bei seinem Beregnungsversuch im Herbst infiltrierte sämtliches Wasser in die zahlreichen Trockenrisse, während sich die Saugspannungen in der Matrix kaum veränderten. Der weitere Verlauf dieses Experiments brachte grosse SSF-Volumen.

In etwas eingeschränkter Form stellten sich ähnliche Effekte auch in Therwil auf der sandigen Braunerde ein. Im Hochsommer zeigte der Boden hohe Infiltrationsraten dank zahlreicher Bodenrisse. Die Saugspannungen der Tensiometer, die die Matrix repräsentierten, gingen nur langsam zurück. Geringe Interaktion zwischen Makroporen und Matrix bewirkte, dass das Beregnungswasser rasch in grössere Tiefen floss. Im Gegensatz dazu war im Frühling bei feuchtem Boden das Rissystem weniger ausgeprägt und die Interaktion zwischen Makroporen und Matrix grösser als im Hochsommer, und es entstand schneller Oberflächenabfluss. Dieses Beispiel veranschaulicht, dass der jahreszeitlich variierende Ausbildungsgrad des Makroporensystems auch bei sandigen Böden die Abflussbildung beeinflussen kann.

Rasche Anhebung des Grundwasserspiegels verursacht durch *Bypass Flow* beschrieb McDonell (1991). Entlang von Makroporen drang das Wasser in den Unterboden und zum Grundwasser, ohne dass die Matrix des Oberbodens stark benetzt wurde. Durch *Pipes* wurde das Grundwasser effizient zum Vorfluter entwässert. Ähnliche Entwässerungsvorgänge stellten Tanaka et al. (1988) fest. In einem bewaldeten Einzugsgebiet mit flachem Talboden stammte 90% des Abflusses aus dem Grundwasser, das durch *Pipes* dem Vorfluter zugeführt wurde. Bei den Beregnungsversuchen auf der flachgründigen Braunerde von Ebersol wurde ein ähnlicher Effekt beobachtet. Der Hangwasserspiegel stieg weniger als erwartet an, da das Wasser in Rinnen im oberflächennahen Fels dauernd zum nahen Vorfluter floss (Foto Nr. 11, S. 67). Die Leistungsfähigkeit des vertikalen und lateralen Fliessystems bewirkte, dass keine Sättigung des Bodenprofils mit Anhebung des Wasserspiegels bis an die Oberfläche erfolgen konnte, und somit *SOF* und *RF* ausblieben.

7.2.4 SSF-Anlaufzeiten

Eine Grundsatzfrage beschäftigte die Hydrologie in den 60er- und 70er-Jahren. Erreicht *SSF* genügend rasch das Gerinne, um überhaupt zur Abflussspitze beizutragen? Anlass zur Diskussion gaben einerseits Hortons Ideen (1933), die besagen, dass infiltriertes Wasser als Basisabfluss verzögert zum Vorfluter gelangt. Andererseits waren es Forschungsarbeiten verschiedener Autoren, die bei natürlichen Niederschlägen stark voneinander abweichende *SSF*-Anlaufzeiten beobachteten. Hursh und Hoover (1941), Whipkey (1965) und Weyman (1973) stellten kurze Anlaufzeiten fest. Weyman vermutete, dass *SSF* ein verbreitetes Phänomen ist und auch zum Gerinneabfluss beitragen kann, vor allem wenn bevorzugte Fliesswege existieren. Dunne et al. (1970a) bezweifelten diese Ansicht, weil sie in ihrem Kleinsteinzungsbereich mit podsolisierten, verbraunten Lehmböden lange Anlaufzeiten und nur geringe *SSF*-Anteile gemessen hatten. Erst seit grossen Fliessgeschwindigkeiten in Böden nachgewiesen wurden, beispielsweise durch Mosley (1982), scheint diese Grundsatzfrage entschieden.

Die bei der vorliegenden Untersuchung gemessenen *SSF*-Anlaufzeiten waren unterschiedlich. In den Fällen, wo der *SSF* bedeutungsvoll war (Willerzell-Hang, Spreitenbach), lagen die Anlaufzeiten unter 20 Min. Bei den übrigen Versuchen variierten die Anlaufzeiten zwischen 4 und 174 Min. Beasley (1976) ermittelte von 36 natürlichen Niederschlagsereignissen die *SSF*-Anlaufzeiten. Bei rund einem Drittel seiner Messungen ver-

gingen weniger als 20 Min, bis *SSF* auf seiner Waldparzelle entstand, obwohl die natürlichen Niederschlagsintensitäten verhältnismässig gering waren. Beasleys Anlaufzeiten sind nur durch Makroporen unterstützten *SSF* zu erklären.

Auf drei kleinen, bewaldeten *Plots* (64, 72 und 75 m²) untersuchten Turton et al. (1992) die Abflussbildung im Boden. Sie beobachteten in einer Periode von fünf Monaten 32 Niederschlagsereignisse. Abfluss im Boden entstand bei 11 dieser Ereignisse, die alle Niederschlagsmengen von mehr als 30 mm aufwiesen. Die Anlaufzeiten des *SSF* lagen zwischen 10 und 180 Min. Turton et al. (1992) betrachteten die kurzen Anlaufzeiten als Hinweis für lateral sehr wirksame Makroporen. Niederschlagssumme und Vorfeuchte erklärten das *SSF*-Volumen am besten.

Weyman (1974) [zitiert in Whipkey und Kirkby (1978)] zeigte den Zusammenhang zwischen dem Vorregen (5 Tage) und dem *SSF*-Volumens resp. der *SSF*-Anlaufzeit bei drei grösseren Regenereignissen (53 - 57 mm). Je grösser die Vorregen waren, desto kürzer waren die *SSF*-Anlaufzeiten resp. desto grösser die Abflussvolumina. Bei feuchten Bodenverhältnissen am selben Standort erzeugten die vorliegenden Beregnungsversuche schneller *SSF* als bei trockenem Boden, die Unterschiede sind in einzelnen Fällen jedoch minimal. Die kleinen Zeitunterschiede sprechen dafür, dass je nach Beschaffenheit der Makroporen und ihres Umfeldes feuchte oder nasse Bodenverhältnisse nicht unbedingt nötig sind, damit schnelle Fließvorgänge auftreten.

7.2.5 Hydrophobizität der Oberfläche

Die Bodenoberfläche nimmt bei der Abflussbildung eine Schlüsselstellung ein. Sie entscheidet, ob das Wasser infiltriert oder Oberflächenabfluss entsteht (Hortonsches Prinzip). Besondere Verhältnisse liegen vor, wenn die Bodenoberfläche wasserabstossend (hydrophob) ist, und somit die Benetzung erschwert ist. Hydrophobe Effekte können als Folge starker Austrocknung, durch das Vorhandensein wasserabstossender Pflanzenmaterialien (bestimmte Gräser, Pilze, Algen, Tannennadeln, Blätter etc.), oder als Kombination dieser Faktoren auftreten. Eine ausführliche Darstellung wasserabstossender Böden gab Holzhey (1969).

Ein hydrophobes Phänomen wurde in Hospital bei den Versuchen Nr. 12 und 13 beobachtet (Foto Nr. 9, S. 67), wo sehr trockene Bedingungen und

ein oberflächennaher Wurzelfilz die Infiltration vorübergehend hemmten und zu TH führten.

Ausgeprägte wasserabstossende Effekte scheinen auf australischen Waldböden aufzutreten [Burch et al. (1989), Crockford et al. (1991)]. Das Laub von Eukalyptusbäumen und Zitrussträuchern besitzt auf der Oberfläche eine Wachsschicht. Als Streu auf der Bodenoberfläche oder als freigesetztes Exudat als "coatings" an Bodenpartikeln können diese Substanzen die Benetzung des Bodens erschweren. Burch et al. (1989) beobachteten bei Niederschlagsereignissen im australischen Einzugsgebiet *Punckapunyal*, dass natürliche, wasserabstossende Oberflächen vorübergehend eine Erhöhung des Abflusses von 5-15% bewirkten. Zudem sahen sie die hydrophobe Matrix als Ursache dafür, dass die Infiltration bevorzugt über Makroporen erfolgte.

Barrett und Slaymaker (1989) stellten an subalpinen Böden sehr geringe Infiltrationsraten von nur 2 mm/Tag fest. Bei den Beregnungsversuchen im Gebiet des Gotthard-Passes wurden derartige Effekte auf podsolisierten Böden beobachtet. Einerseits war v.a. bei Versuch Nr. 10 kurz nach Beregnungsbeginn Oberflächenabfluss sichtbar, der die Bodenoberfläche nur teilweise zu benetzen schien (transiente Hydrophobizität), andererseits hielt die geringe Infiltrationsrate bei beiden Versuchen (Nr. 10 und 11, Foto 7 und 8, S. 67) über Stunden an (permanente Hydrophobizität). Auf diesen sandigen, flachgründigen Böden war somit weder nennenswerte Infiltration noch lateraler Abfluss im Boden zu verzeichnen.

Während starke Austrocknung des Bodens hydrophobe Bedingungen vorübergehender (transienter) Natur schafft, scheinen makroporenarme, modrige bis moorartige Humusformen diesem Phänomen Persistenz zu verleihen. Solche Erscheinungen entscheiden darüber, ob ein Boden als Speicherkörper nutzbar wird. In der Schweiz sind hydrophobe Böden im Alpenraum anzutreffen; ihre zuverlässige Identifikation wäre für Hochwasserabschätzungen in den Alpen wichtig.

7.2.6 Hangneigung

Vergleiche zwischen den Abflusskoeffizienten des Oberflächenabflusses und der Hangneigung haben bei den vorliegenden Versuchen ergeben, dass die Neigung nicht unmittelbar die Grösse der Abflussbildung beeinflusst. Nassif und Wilson (1975) haben unterschiedlich geneigte Laborböden (mit

und ohne Bewuchs, Gründigkeit 0.22 m) hohen künstlichen Niederschlägen ausgesetzt. Sie stellten fest, dass mit zunehmender Neigung mehr und schneller Abfluss entstand. Unsere Untersuchungen auf natürlichen Hangstandorten haben aber ergeben, dass der Bodenaufbau (Textur, Struktur, Makroporen, Gründigkeit und Bewuchs) die Infiltration massgeblich beeinflusst und in den meisten Fällen nur verzögert Oberflächenabfluss entsteht. Die Neigung der Oberfläche spielt erst dann eine Rolle, wenn das Wasser nicht mehr imstande ist, in den Boden zu infiltrieren.

Die Messungen ergaben aber grössere *SSF*-Mengen mit zunehmender Neigung. Aufgrund der kleinen Stichprobe stellt sich die Frage, ob dies ein generelles Phänomen ist, oder ob dieser Zusammenhang zufällig ist.

7.2.7 Bodenfeuchten

Lynch et al. (1977) stellten bei ihren Berechnungen von Kleinst-Einzugsgebieten höhere Abflüsse bei feuchteren Bedingungen fest. Für die hier vorliegenden Versuche traf dies auch zu. Es gab Standorte mit nur wenig höheren Abflüssen bei feuchteren Verhältnissen (Heitersberg, Willerzell-Hang). Diese zeichneten sich durch generell hohe Abflüsse aus. Im ersten Fall war die Infiltrationskapazität gering; im zweiten Fall war die Infiltrationskapazität zwar gross, aber ein flachgründiger Boden mit leistungsfähigen lateralen Fliesswegen lag vor. An Standorten mit guter Infiltrationskapazität und gutem Speichervermögen (z.B. Hospental, Therwil) waren massive Abflussunterschiede zwischen trockenen und nassen Bedingungen zu beobachten.

In Therwil zeigten sich extreme Unterschiede der Abflussreaktion zwischen dem ersten Versuch auf trockenem Boden und dem Folgeversuch am nächsten Tag auf nassem Boden. Als Ursache für die markant höheren Abflüsse der Folgeversuche in Therwil (Nr. 23, 25, 27, 29) kommt aber nicht alleine die grössere Bodenfeuchte in Frage, denn der Boden drainierte über Nacht rasch und der Wasserspiegel fiel stark ab. Mit den Ansätzen von Van den Berg und Ullersma (1991) lässt sich die markant grössere Abflussreaktion erklären: Bei den raschen Entwässerungsvorgängen im Boden nach dem ersten Versuch wurden die feinsandigen Wände der Bodenrisse instabil und stürzten teilweise ein. Eingestürztes, verschlammtes Bodenmaterial behinderte beim Folgeversuch den Wasserfluss in den Makroporen; die Infiltrationsrate war damit geringer und der Oberflächenabfluss markant grösser als beim Versuch mit trockenen Bedin-

gungen. Beim Experiment Nr. 29 wurde versucht, mit einer kurzen Unterbrechung von einer Stunde eine erneute Abflusserhöhung herbeiführen. Beim Wiederbeginn wurde aber nur noch eine geringfügige Erhöhung des Oberflächenabflusses festgestellt.

7.2.8 Infiltrationsminderung durch Verschlämmung

Zu Verschlämmung neigen vor allem siltreiche Böden, die vegetationslos oder spärlich bewachsen sind und nicht oder ungenügend vor der Aufprallwirkung der Regentropfen geschützt sind. Die Bodenaggregate werden durch die Wucht der Tropfen zerschlagen (*Splash*-Wirkung), und es entsteht Feinmaterial, das in Grobporen eingewaschen wird. Diese Erscheinungen reduzieren die Infiltrationskapazität und erhöhen den Oberflächenabfluss.

Bei unseren Versuchen auf Weiden oder Wiesen war stets eine Grasnarbe vorhanden. Nur in Sonvilier war die Dichte der Vegetation infolge starken Viehtritts beeinträchtigt. Verschlämmungstendenzen waren zwischen den Grasbüscheln sichtbar und die gemessenen Oberflächenabflüsse waren gross. Bunza (1989) beobachtete bei einem Beregnungsversuch auf einer Parzelle im alpinen Raum mit lückenhafter Grasnarbe verschlammte Bodenoberflächen, reduzierte Infiltrationskapazität und grosse Oberflächenabflüsse. Als Ursache des "Porenverschlusses" sah er die mechanische Einwirkung des intensiven Skibetriebs, durch welchen in der Vegetation Lücken entstanden und so den Boden stellenweise offenlegte. Bunzas Vergleichsmessungen auf Flächen mit intakter Grasnarbe ergaben geringere Abflüsse.

7.3 Offene Fragen

Grosse Unsicherheiten bestehen bei der Beinflussung von Infiltration und lateralem Abfluss durch bevorzugte Fliessstrukturen wie Makroporen u.a. Ein weiterer Problemkreis bilden Infiltrationshemmnisse, die auf bodenmorphologische Ursachen wie oberflächliche oder oberflächennahe Bodenverdichtungen, Verschlämungen und hydrophobe Bodenhorizonte zurückgehen.

7.3.1 Fragenkreis Makroporosität

Verschiedene Arbeiten veranschaulichen das grosse Spektrum der möglicher Fließwege im Boden. Von kaum sichtbaren Aggregatsgrenzflächen (Hosang 1995) bis zu mehrere Zentimeter messenden Hohlräumen (abgestorbene Pflanzenwurzeln, Tiergänge, Risse etc.) reicht die Spannweite. Die ungelösten Probleme, die im Zusammenhang mit Makroporen in dieser Arbeit aufgeworfen wurden, sind in Figur 61 abgebildet.

Mangelnde Einsehbarkeit in den Bodenkörper und die Vielzahl verschieden gearteter Makroporen erschweren die Erhebung (I) und damit die Beurteilung des Einflusses dieser Strukturen auf die Abflussbildung. Offene Fragen bezüglich Interaktion (II) (Wasseraustausch) zwischen Makroporen und Matrix waren beispielsweise beim Standort Willerzell-Hang offensichtlich:

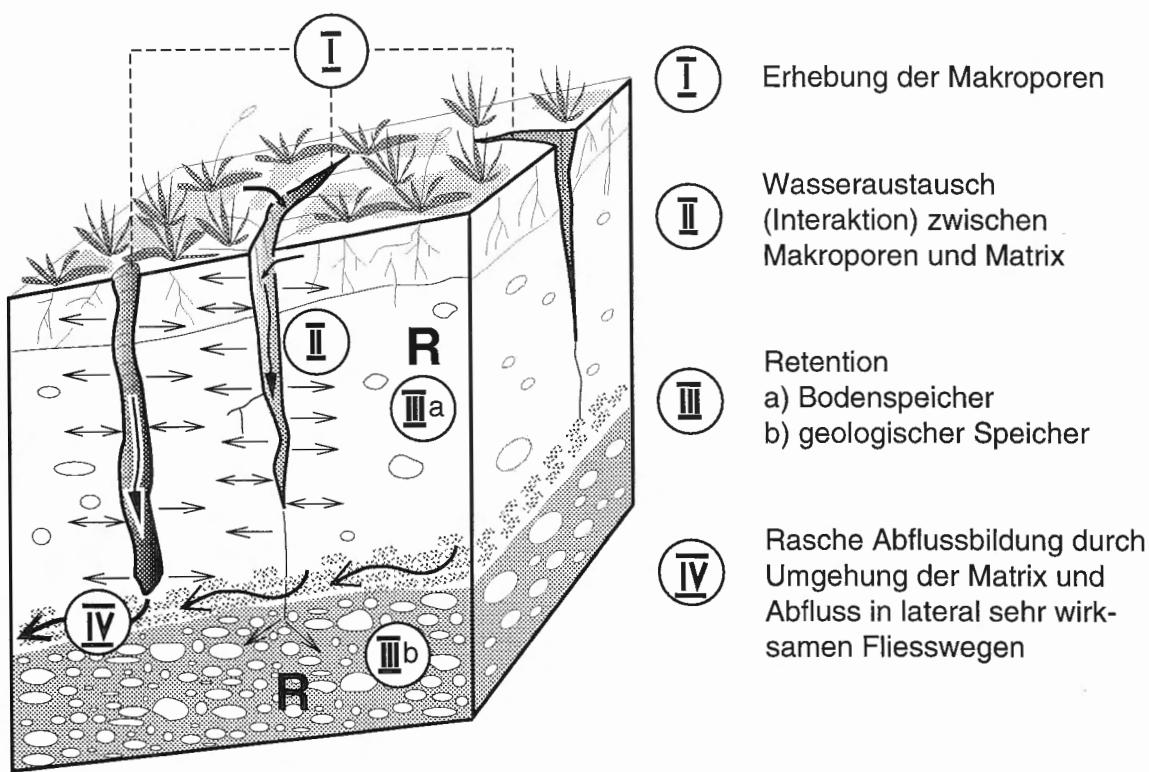


Fig. 61: Offene Fragen: Einfluss der Makroporen auf die Abflussbildung, (R = Retention).

- Wie erreicht das Niederschlagswasser eine Makropore, wenn kein durchgehender Wasserfilm an der Bodenoberfläche zu beobachten ist?
- Makroporenfluss trat auf, ohne dass der Boden gesättigt war. Wie gelangt das Wasser in einer Makropore durch eine ungesättigte oder teilgesättigte Matrix?

Bevorzugte Fliesswege lassen das Wasser einerseits rasch zu den Speichern vordringen (Bodenspeicher IIIa und geologische Speicher IIIb). Andererseits kommt es zu einer schnelleren Abflussbildung, wenn die Bodenmatrix auf bevorzugten Fliesswegen umgangen wird und lateral wirkende Fliesswege (IV) in kurzer Zeit erreicht werden. Speicherkapazität (III) und Verkürzung der Zeit bis Abfluss entsteht (IV) stehen in engem Zusammenhang zu den Teilfragen I (Erhebung der Makroporen) und II (Interaktion). Der Fragenkreis Makroporosität und Interaktion wird von Faeh (1997) ausführlich behandelt.

7.3.2 Fragenkreis Infiltrationshemmnisse

Die Intensität der künstlichen Starkregen (50-110 mm/h) war verschiedentlich grösser als die Infiltrationsraten der Böden. Infiltrationshemmende Erscheinungen im Oberboden führen jedoch dazu, dass potentielle Retentionseigenschaften von Böden oder von geologischen Ablagerungen bei Starkniederschlägen ungenutzt bleiben. Bodenverdichtungen, die infiltrationshemmend sind, werden bei mässigen Intensitäten von Landregen im Gelände selten augenfällig. Während extreme Verdichtungen sich durch Staunässe-Kennzeichen zu erkennen geben, sind leichtere Verdichtungen nicht ohne weiteres zu eruieren (vgl. Heitersberg).

- Wie lassen sich solche mässig verdichtete Böden verlässlich karterieren und daraus die Abflussreaktion ableiten?

Verschlämungen der Bodenoberfläche kann Oberflächenabfluss verursachen. Siltreiche Ackerböden, die aufgrund spärlicher oder nicht vorhandener Vegetation unzureichend vor den aufprallenden Regentropfen geschützt sind, gelten als besonders gefährdet. Inwiefern siltreiche Böden, die als Wiese oder Weide genutzt werden und Vegetationslücken aufweisen, ebenfalls zur Verschlämung neigen, ist eine offene Frage.

Bei unseren Versuchen im Hochgebirge wurden transiente (vorübergehende) und permanente Hydrophobizität beobachtet. Während transiente Beisetzungswiderstände allenfalls bei kurzen Gewittern eine Rolle bei der Abflussbildung spielen dürften, wird die permanente Hydrophobizität, je nach Ausprägung, auch bei länger dauernden, weniger intensiven Niederschlägen für den Abflusshergang bedeutungsvoll. Fragen, die durch weiterführende Untersuchungen zu klären wären, sind:

- Lassen sich solche hydrophobe, infiltrationshemmende Böden im Gelände ausscheiden?
- Sind solche Flächen genügend gross, um einen Einfluss auf die Hochwasserentstehung auszuüben?
- Inwieweit treten solche Phänomene im Buschland oder Wald durch den Einfluss von Makroporen in den Hintergrund?

7.3.3 Reliefeinfluss

Bei unseren Untersuchungen hat sich bei Standorten mit guter Infiltration ein Zusammenhang zwischen Geländeneigung und *SSF*-Anteil gezeigt. Lässt sich dieses Ergebnis mit einem grösseren Stichprobenkollektiv bestätigen?

8. Bedeutung der Forschungsergebnisse für die Einzugsgebiets-Hydrologie und Umsetzung der Resultate

Wie unterschiedlich drei benachbarte Einzugsgebiete auf Starkniederschläge reagierten, wurde in Kapitel 2.1.1 beschrieben. Inwiefern unterschiedlich reagierende Teileinzugsgebietsflächen die Gebietsreaktion prägen können, wird hier an einem theoretischen Beispiel dargestellt. Anschliessend werden die Grundlagen aktueller Hochwasserschätzverfahren den Resultaten der Beregnungsversuche gegenübergestellt. Zum Schluss wird an der Hochwasserstudie des Spreitenbacher Dorfbaches gezeigt, inwieweit die hier gewonnenen Erkenntnisse für die Abschätzung von Hochwassermengen genutzt werden können.

8.1 Bedeutung der Forschungsergebnisse für die Einzugsgebiets-Hydrologie

Obwohl hier hinsichtlich Nutzung und Steilheit ähnliche Hänge untersucht worden sind, offenbarte sich eine grosse Vielfalt von Abflussreaktionen. Die Spannweite der Reaktionsweisen reichte von vollständiger Speicherung des Wassers im Boden oder im geologischen Untergrund bis zu fast 100prozentigem Abfluss. Nicht nur die Abflussreaktion variierte, auch die Kombination der an der Abflussbildung beteiligten Prozesse war unterschiedlich. Beispielhaft repräsentieren die Beregnungsversuche von Willerzell-Hang und -Mulde Reaktionsunterschiede zweier benachbarter, unterschiedlich entwickelter Böden. Im vernässten Muldenstandort bildete sich schnell Oberflächenabfluss, am Standort Hang hingegen vergingen 20 Minuten, bis Abfluss im Boden und später geringer Oberflächenabfluss entstand. Abflussreaktionen und beteiligte Prozesse differierten im Einzugsgebiet Spreitenbach (Standort Spreitenbach und Heitersberg) deutlich. Diese Unterschiede konnten hauptsächlich auf den unterschiedlichen Bodenaufbau zurückgeführt werden.

Je nach Kombination der Bodenbildungsfaktoren (Geologie, Relief, Fauna, Flora, Klima und Wasser) entsteht in einem Einzugsgebiet ein Mosaik aus verschiedenen Böden. Gemäss ihrem Bodenaufbau bildet jede Fläche

Abfluss, der sich mehr oder weniger stark von demjenigen der Umgebung unterscheidet. Es ist daher denkbar, dass die meisten der 18 Beregnungsstandorte in einem einzigen Einzugsgebiet vorkommen könnten. Die Summe der Abflussreaktionen dieser Teilflächen ergibt dann die Einzugsgebietsreaktion.

Liegen langjährige Abflussmessungen vor, lässt sich die Reaktionsweise eines Einzugsgebiets anhand der Messwerte einstufen. Sind keine Messungen vorhanden, so muss die Reaktion abgeschätzt werden. Die Unterteilung des Gebietes in Flächen mit rascher Abflussbildung und Flächen mit speicherfähigen Böden hilft in diesem Fall weiter. Ist der Flächenanteil der rasch bis sehr rasch reagierenden Flächen gross, ist mit einer starken Gebietsreaktion zu rechnen. Dominieren speicherfähige Böden das Gebiet und sind abflussproduktive Gebiete nur sehr begrenzt vorhanden, fällt die Gebietsreaktion bescheiden aus. An einem theoretischen Rechenbeispiel wird gezeigt, wie sich der Anteil unterschiedlich speicherfähiger Flächen auf die Gebietsreaktion auswirkt.

Rechenbeispiel

Es werden vier Einzugsgebiete A-D von je 4 km^2 Grösse bei einem grösseren Starkniederschlag untersucht. Die Gebiete besitzen alle Sandsteinuntergrund und sind je aus 4 verschiedenen ausgestatteten Teilflächen mit unterschiedlich aufgebauten Böden zusammengesetzt (Fig. 62). Es wird angenommen, dass jede der vier Teilflächen eine charakteristische Abflussbildung aufweist, die hier als **Abflusstyp** bezeichnet wird.

Die Einzugsgebiete A-D bestehen gemäss Tabelle 15 aus folgenden Landschaftselementen resp. Abflusstypen:

- gerinnennahe, vernässte Flächen und vernässte Mulden (Abflusstyp 1),
- steile Hangpartien (Abflusstyp 2),
- flachere Abdachungsflächen (Abflusstyp 3),
- flachere Abdachungsflächen mit Moränenauflage (Abflusstyp 4).

Jedem Abflusstyp wird die Abflussreaktion eines bestimmten Beregnungsversuchs zugeordnet (Tab. 15). Es sind die Standorte Willerzell-Mulde (Abflusstyp 1), Willerzell-Hang (Abflusstyp 2) und Therwil (Abflusstyp 3), die alle über Sandstein liegen und bei den Beregnungsversuchen sehr verschiedene Abflussreaktionen zeigten (vgl. Fig. 63). Abflusstyp 4 entspricht dem Versuch in Blauen (Nr. 8).

Einzugsgebiet (4 km²) auf Sandstein

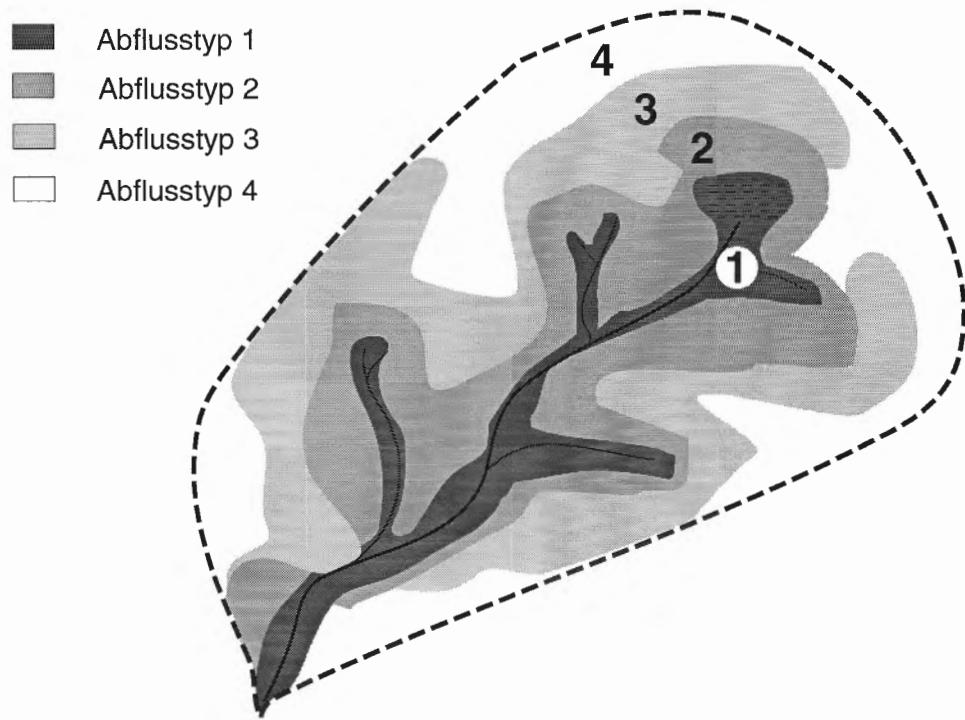


Fig. 62: Fiktives Einzugsgebiet auf Sandstein-Geologie mit der räumlichen Verbreitung der Abflusstypen 1 - 4.

Abflusstyp	Teilflächen	Böden	Beregnungsversuchs-Referenz
1. sehr rasch reagierende Flächen, geringe Retention	vernässte, bachnahe und steile vernässte Mulden ohne Gerinne	Buntgleye	Willerzell-Mulde (Nr. 47)
2. mässig rasch reagierende Flächen, mässige Retention	steile Hanggebiete	flachründige Braunerden und Ranker	Willerzell-Hang (Nr. 40)
3. verzögert reagierende Flächen, grosse Retention	Hanggebiete der Abdachung	tiefgründige Braunerde	Therwil (Nr. 22)
4. sehr verzögert reagierende Flächen, sehr grosse Retention	flachere Hanggebiete der Abdachung	tiefgründige Braunerde mit Moränenunterlage	Blauen (Nr. 8)

Tab. 15: Fiktives Einzugsgebiet: Teilflächen, Böden und Beregnungsversuchs-Referenz.

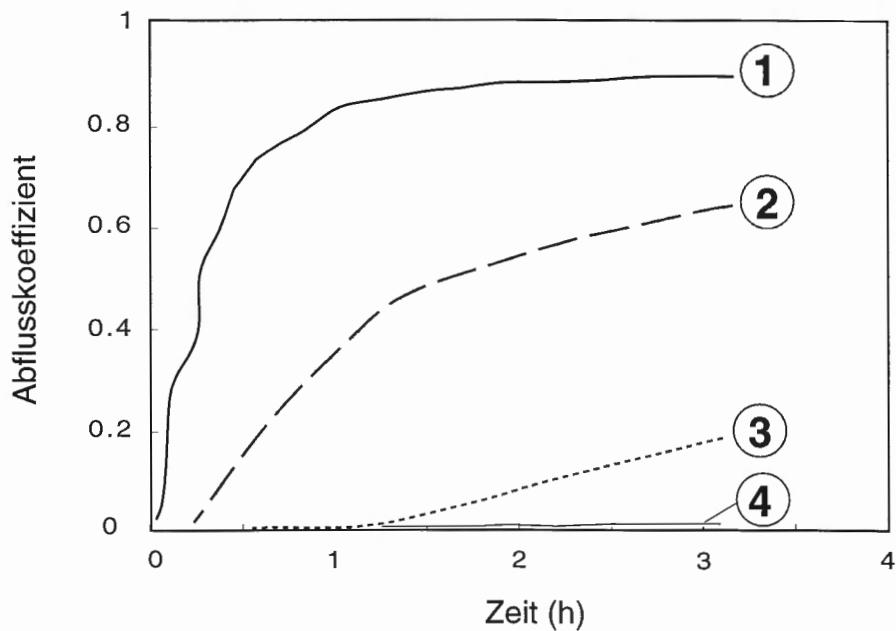


Fig. 63: Der Verlauf der Volumenabfluss-Koeffizienten der Abflusstypen 1-4.

Die Fliessprozesse im Gerinne benötigen im Gegensatz zur Abflussbildung im und auf dem Boden sehr wenig Zeit und können daher bei dieser Betrachtung vernachlässigt werden. Die Gebietsreaktion wird als Abflusssumme in Abhängigkeit der verregneten Niederschlagsmenge beschrieben (Fig. 64a-d). Ebenfalls aufgetragen ist die flächengewichtete Reaktion der Abflusstypen (1-4).

- Im **Einzugsgebiet A** sind die Flächen mit Abflusstyp 1-4 alle gleich gross sind; nach 100 mm Niederschlag beträgt die Gebietsreaktion 32 mm Abfluss ($\psi = 0.32$).
- Im **Einzugsgebiet B** sind die stärker beitragenden Abflusstypen kleiner, das Gebiet reagiert mit 17 mm Abfluss wesentlich gedämpfter ($\psi = 0.17$).
- Werden im Gegensatz dazu die Flächen rasch reagierender Abflusstypen 1 und 2 gross gewählt (**Einzugsgebiet C**), so ist der Abfluss über 50 mm ($\psi = 0.5$) und somit etwa dreimal grösser als im Gebiet B.
- Trotz unterschiedlicher Flächenverteilung in den Gebieten A und D ist der Abfluss nach 100 mm Niederschlag sehr ähnlich, da sich die Effekte der rasch und -verzögert abflussbildenden Flächen gegenseitig ausgleichen.

Abfluss-Typ	A	B	C	D
1	1	0.5	2	0.5
2	1	0.5	1	2
3	1	2	0.5	1
4	1	1	0.5	0.5
Summe	4	4	4	4

Tab. 16: Flächenanteil (km^2) der verschiedenen Abflussarten (1-4) an der Gebietsfläche für verschiedene Einzugsgebiete (A-D).

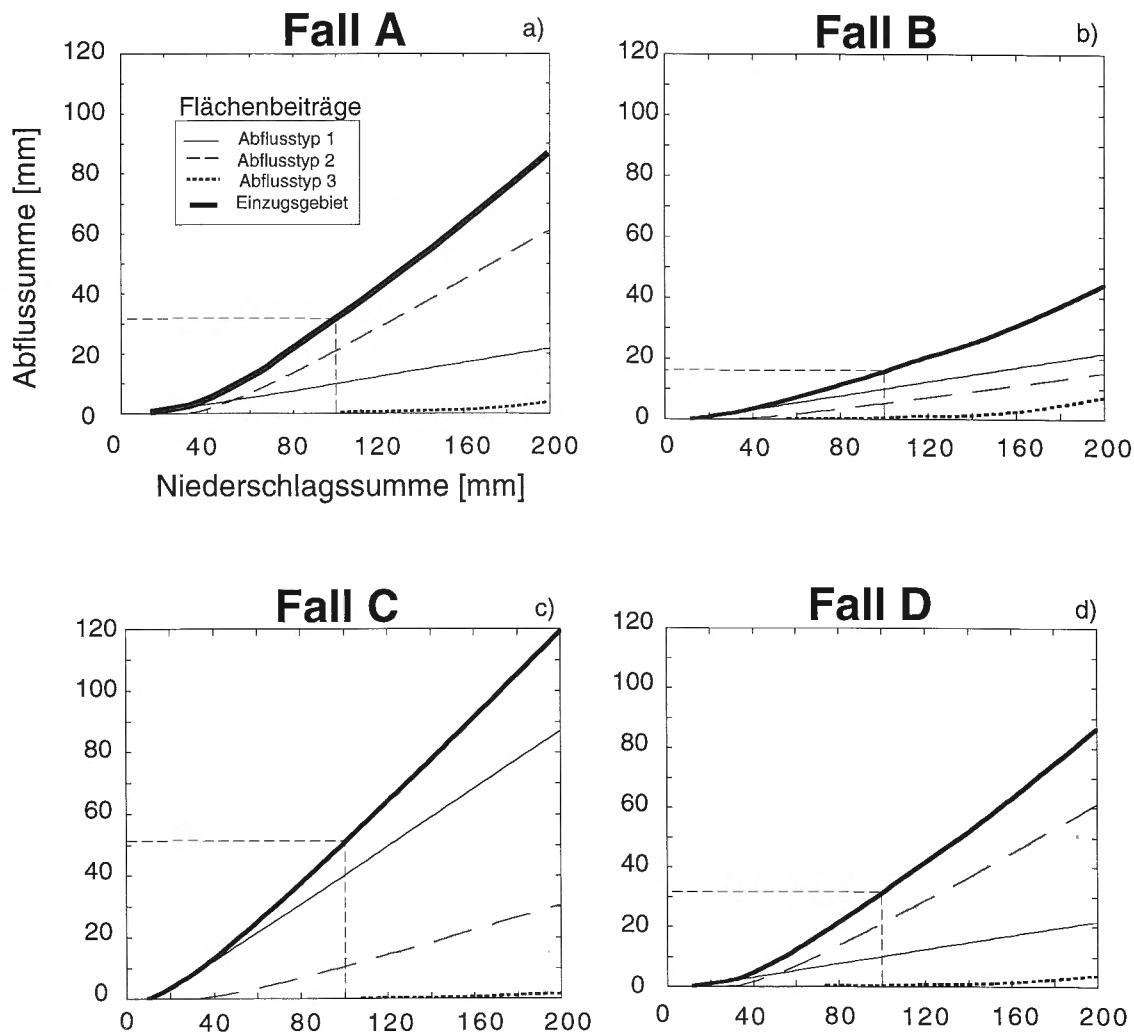


Fig. 64 a-d: Die Gebiets-Abflussvolumen als Summe der Flächenbeiträge von Abflussart 1-4 in Abhängigkeit der Niederschlagssumme. Es werden gemäss Tabelle 16 vier verschiedene Einzugsgebiete (A-D) dargestellt.

Dieses theoretische Beispiel veranschaulicht die Rolle abflussbereiter und abflussdämpfender Flächen auf den Gebietsabfluss von vier ähnlichen Einzugsgebieten. Bei ungleicher Verteilung dieser Flächen können benachbarte Einzugsgebiete also völlig verschiedene Reaktionsweisen aufweisen. Je nach Kombination sind aber auch sehr ähnliche Abflussreaktionen möglich. Wenn Hochwasser-Abflussmengen unbesehen von einem Einzugsgebiet auf ein benachbartes übertragen werden, sind erhebliche Fehler möglich. Dies ist eine Erklärung für die Schwierigkeiten bei der Regionalisierung von Hochwasserabflüssen.

Bedeutung für die Einzugsgebiets-Hydrologie

Aus dem Rechenbeispiel lassen sich einige Schlüsse ziehen:

- rasch reagierende Böden sind auch bei verhältnismässig kleinem Flächenanteil für die Abflussbildung des Gebietes wichtig.
- Flächen mit gutem Speichervermögen können bei grossem Anteil am Gebiet die Abflussreaktion erheblich dämpfen.
- Benachbarte Einzugsgebiete können je nach ihren Anteil an rasch resp. verhalten reagierenden Flächen ausgeprägte Unterschiede der Gebietsreaktionen aufweisen.
- Die Abflussreaktion eines Einzugsgebiet lässt sich nur dann auf ein anderes übertragen, wenn ähnliche Abflusstypen in ähnlicher flächenmässiger Verteilung vorliegen, d.h. die Übertragung ist nur dann möglich, wenn fundierte Gebietskenntnisse vorliegen.
- Die Regionalisierung von Hochwasserabflüssen ist ohne genaue Kenntnisse der Gebietseigenheiten im Sinne der Abflussprozesse nicht erfolgversprechend.

Gelingt es, die unterschiedlichen Abflussprozesse zuverlässig zu kartieren und ihre Abflussreaktion einzuschätzen, kann die Grössenordnung der Gebietsreaktion auch ohne Abflussmessungen abgeschätzt werden.

8.2 Die Grundlagen zweier aktueller Hochwasser-Abschätzverfahren im Vergleich zu den Resultaten der Beregnungsversuche

Laufzeitverfahren und SCS-Verfahren sind zwei in der Schweiz gängige Methoden, um Hochwasser-Abflussmengen abzuschätzen. Ihre Grundlagen werden hier in Anlehnung an Naef et al. (1994) den Beobachtungen gegenübergestellt, die bei Beregnungsversuchen gemacht wurden.

Das **Laufzeitverfahren** wurde für die Abschätzung des Abflusses von versiegelten Flächen entwickelt, wird aber heute auch in natürlichen Gebieten eingesetzt (SNV 1970 und Zeller 1981). Das Verfahren setzt voraus, dass bei einem Niederschlagsereignis zuerst die untersten Teile des Einzugsgebiets beitragen, mit zunehmender Dauer auch vom Auslass weiter entfernte Gebiete, bis schliesslich das ganze Gebiet beiträgt. Der maximale Abfluss ergibt sich dann, wenn die Niederschlagsdauer der Zeit entspricht, die ein Wassertropfen benötigt, um vom entferntesten Punkt im Einzugsgebiet zum massgebenden Gerinne-Querschnitt zu gelangen. Die massgebende Regendauer setzt sich aus der Anlaufzeit⁶ (Zeit, die verstreicht bis sich maximaler Oberflächenabfluss bildet, und dieser das nächste Gerinne erreicht) und der Gerinnelaufzeit zusammen. Je kürzer diese Zeitspanne ist, um so grösser ist die massgebende Niederschlagsintensität.

Die Anlaufzeit wird für das Laufzeitverfahren nach der Formel von Izzard (1946), zitiert in Zeller (1981), berechnet. Die zu berechnende Anlaufzeit t_{ob} [Min.] hängt vom schwer bestimmbar Volumen-Abflusskoeffizienten ψ [-] ab, der anhand von Formeln und Tabellen geschätzt werden muss.

$$t_{ob} = \frac{527 \cdot c \cdot L_{ob}^{1/3}}{J_{ob}^{1/3} \cdot (\psi \cdot i_T)^{2/3}}$$

Der Wasserabfluss-Koeffizient c beschreibt die Abflusseigenschaften der Bodenoberfläche (Rauhigkeit) [-], L_{ob} [m] ist die Weglänge des gerinnelosen Abflusses (geländeparallel gemessen), i_T die mittlere Regenintensität

6 Der bisher in dieser Arbeit verwendete Begriff der Anlaufzeit (Zeit bis Abfluss entsteht) ist nicht identisch mit der im Laufzeitverfahren verwendeten Anlaufzeit (Zeit bis maximaler Oberflächenabfluss auftritt).

der betreffenden Wiederkehrperiode [mm/h] und J_{ob} ist die mittlere Hangneigung [-].

In Figur 65 sind die nach Izzard berechneten Anlaufzeiten als Funktion des Spitzenabflusskoeffizienten den bei den Versuchen gemessenen Anlaufzeiten gegenübergestellt. Die beobachteten Zeiten sind entschieden länger als die nach Izzard für diese Verhältnisse berechneten Zeiten (gerasterter Bereich).

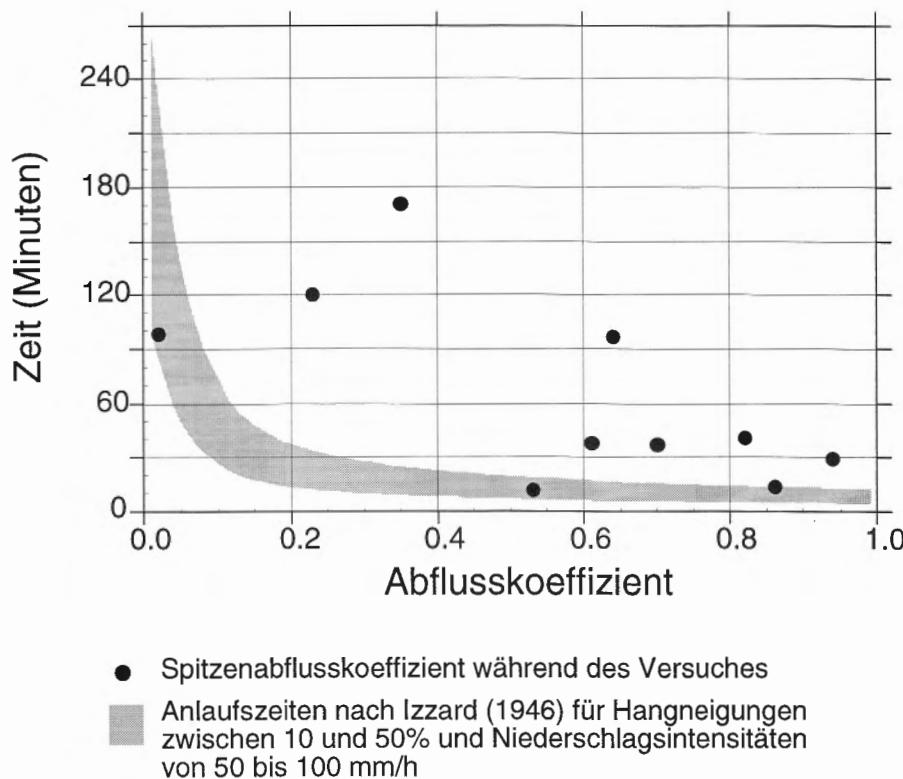


Fig. 65: Die bei den Beregnungsversuchen gemessenen Anlaufzeiten in Abhängigkeit der ebenfalls gemessenen Spitzenabflusskoeffizienten und die nach Izzard (1946) berechneten Werte. Die Formel von Izzard wird oft zur Abschätzung der Anlaufzeit beim Laufzeitverfahren verwendet (Figur nach Naef, Scherrer und Faeh 1994, leicht verändert).

Längere Anlaufzeiten haben einen wesentlichen Einfluss auf den berechneten Abfluss. Verlängert sich die Fliesszeit, so verringert sich die Grösse des massgebenden Niederschlags entscheidend, denn mit zunehmender Niederschlagsdauer nimmt die Intensität ab. Mit dem Laufzeitverfahren werden daher die Abflüsse aus natürlichen Gebieten zumeist überschätzt.

Das **SCS-Verfahren** wurde vom *US Soil Conservation Service (SCS)* zur Berechnung des Oberflächenabflusses entwickelt. Schulz (1982) hat dieses Verfahren ausführlich beschrieben. Der Boden wird als Wasserspeicher mit begrenzter Kapazität angesehen; die Infiltrationsrate ist umgekehrt proportional zur momentanen Füllung dieses Speichers. Die Speichergrösse wird mit dem *CN-Wert (Curve Number)* festgelegt, der anhand der Kriterien Bewuchs, Bodenart und Vorfeuchte bestimmt wird. Die Abflussreaktionen von vier Beregnungsversuchen werden in Figur 66 den Berechnungen des SCS-Verfahrens gegenübergestellt. Aufgrund von Bodenart und Bewuchs weisen die Flächen Gotthard und Blauen CN-Werte zwischen 79 und 86, Spreitenbach zwischen 60 und 73 und Therwil zwischen 30 und 58 auf. Es bestehen augenfällige Unterschiede zu den Naturmessungen (Fig. 66).

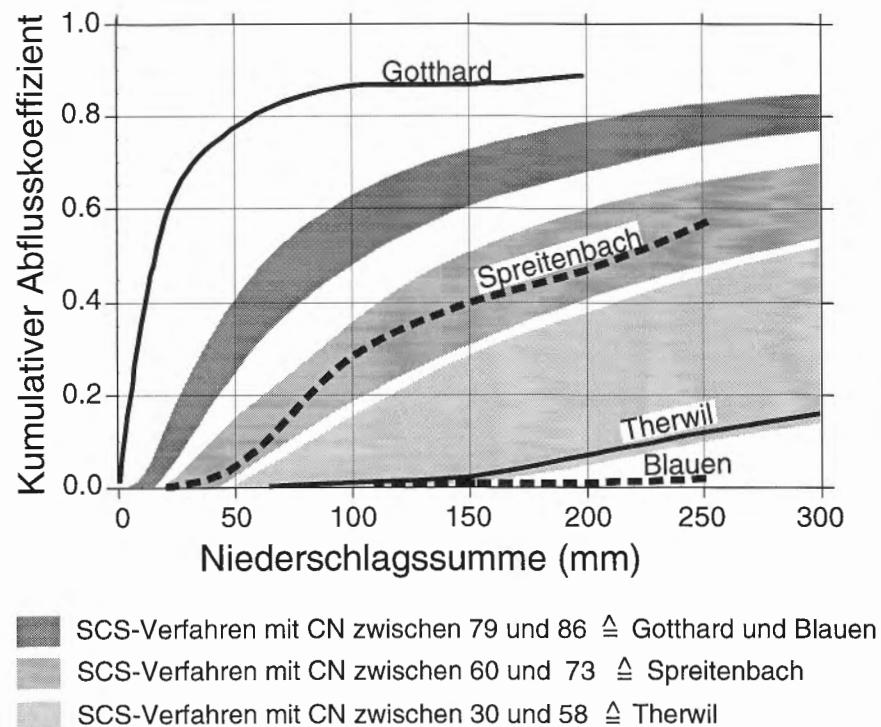


Fig. 66: Der Verlauf des Abflusskoeffizienten in Abhängigkeit des aufgebrachten Niederschlags bei den Versuchen Gotthard, Spreitenbach, Therwil und Blauen. Aufgrund der Bodenart und des Bewuchses weisen die Flächen Gotthard und Blauen CN-Werte zwischen 79 und 86, Spreitenbach zwischen 60 und 73 und Therwil zwischen 30 und 58 auf (Figur nach Naef, Scherrer und Faeh 1994, leicht verändert).

Während z.B. für Spreitenbach die gemessene Abflussreaktion gut erfasst wird, liegt Therwil am Rand des CN-Bereiches. Gemäss SCS-Verfahren

haben Blauen und Gotthard ähnliche *CN*-Kurven, die tatsächlichen Abflussreaktionen der Beregnungsversuche sind völlig verschieden und weichen beträchtlich vom *CN*-Bereich ab.

Angesichts der bedeutenden Unterschiede zwischen Messungen und Berechnungen resp. Bewertung der Flächen ist die Verlässlichkeit dieser Verfahren ernsthaft in Frage gestellt. Neue Ansätze für eine zuverlässigere Abschätzung von Hochwassern sind gefordert.

8.3 Umsetzung der Versuchsresultate: Hochwasserstudie Dorfbach Spreitenbach

Im folgenden Abschnitt wird am Beispiel einer Hochwasserstudie gezeigt, wie Beregnungsversuche zur Lösung praktischer Probleme beitragen können. Die Gruppe für Ingenieurhydrologie der VAW hat diese Studie durchgeführt (VAW 1994c).

Das Hochwasser vom 16. Juli 1993

Das Einzugsgebiet des Spreitenbacher Dorfbaches liegt im Schweizerischen Mittelland rund 10 km nordwestlich von Zürich. Das 2.1 km^2 grosse Gebiet ist hügelig und zu zwei Dritteln bewaldet. Im Juli 1993 führte nach einer nassen Witterungsphase ein Gewitter zu einem grossen Hochwasser. Der Dorfbach trat über die Ufer, wodurch ein Mann den Tod fand und beträchtliche Sachschäden entstanden.

Da weder Abfluss- noch Niederschlags-Messstationen im Gebiet existieren, mussten Abflussspitze und zeitlicher Verlauf des Hochwassers anhand von Hochwasserspuren, Videoaufnahmen und Fotos rekonstruiert werden. Zwischen 09.10 und 10.50 Uhr des 16. Juli regnete es gemäss RadARBilder und Daten der Niederschlagsstation Dietikon im Einzugsgebiet 38 mm, wobei zwischen 10.00 und 10.20 Uhr die heftigsten Niederschläge mit einer Intensität von 55 mm/h fielen. Dieser Niederschlag erzeugte ein Hochwasser mit einen spezifischen Abfluss von 4 bis $6 \text{ m}^3/\text{s}/\text{km}^2$.

Im Auftrag des Tiefbauamtes des Kantons Aargau mussten für die Dimensionierung von Hochwasserschutz-Massnahmen zwei Fragen untersucht werden:

- Wiederkehrperiode des 1993-Hochwassers
- Grösse des 100jährlichen Hochwassers

Mit künstlichen Beregnungen und Kartierungen sollten Kenntnisse über die Abflussentstehung im Einzugsgebiet gewonnen werden. Auf der Grundlage dieses Wissens sollte die Grösse des 100jährlichen Hochwassers abgeschätzt werden.

Einzugsgebiet des Dorfbaches

Das Einzugsgebiet des Dorfbaches ist in Figur 67 dargestellt. Es besteht aus den flachen Hängen des Heiterbergs (Heitersberger Abdachung) und einer steileren, weitgehend bewaldeten Hangmulde. Die Abdachung wird etwa zur Hälfte landwirtschaftlich genutzt. Weitere Angaben sind in der Tabelle 17 aufgeführt.

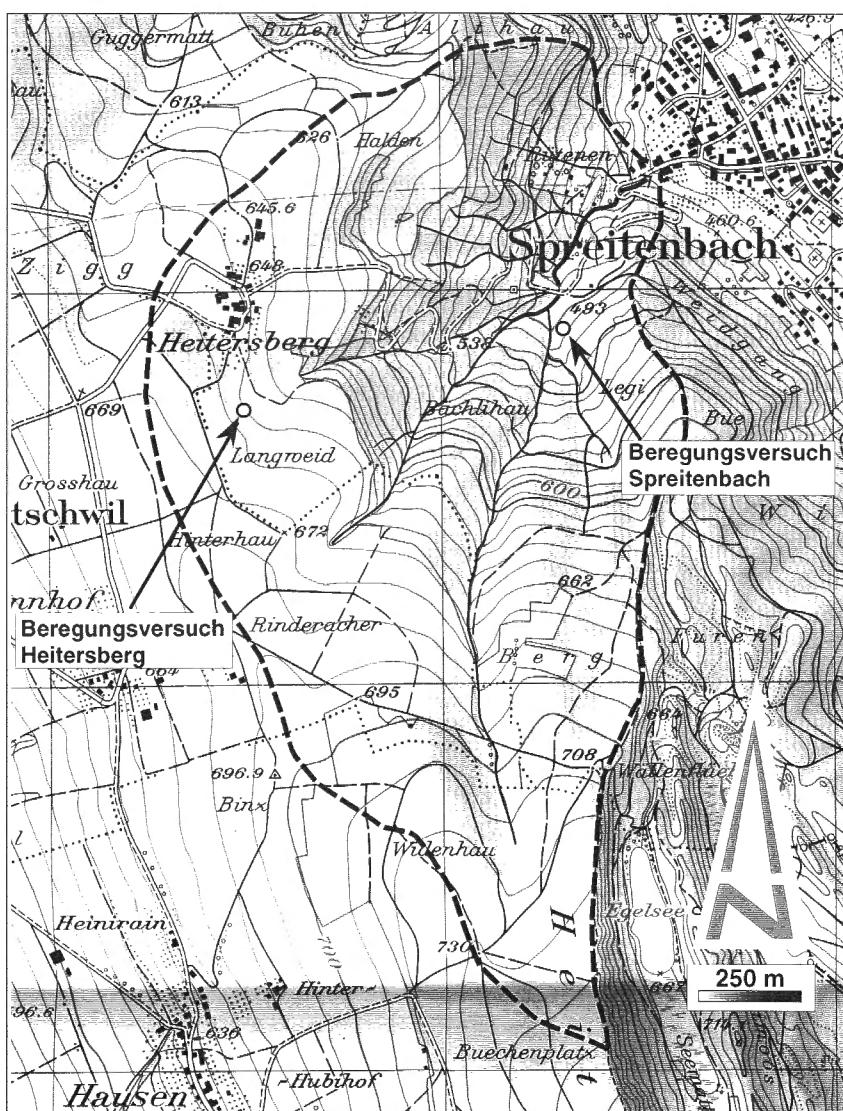


Fig. 67: Landeskartenausschnitt mit dem Einzugsgebiet des Dorfbaches von Spreitenbach und der Lage der Beregnungsversuche. Blatt 1090 (Wohlen).

Reproduziert mit der Bewilligung des Bundesamtes für Landestopographie vom 13. 3. 1996.

	Heitersberg-Abdachung	Bewaldete Hangmulde
Geologie:	Sandsteine und Mergel der oberen Süsswasser-Molasse, von risseiszeitlichen Moränenablagerungen überdeckt.	Sandsteine und Mergel der oberen Süsswasser-Molasse, von risseiszeitlichen, teilweise stark verrutschten Moränenablagerungen überdeckt.
Böden:	Braunerden und Parabraunerden (z.T. verdichtet), teilweise schwach gleyig; in bewaldeten Mulden stau-nasse Böden (Gleye).	<u>Bachnähe</u> : flachgründige bis mässig tiefgründige Braunerden, teilweise vergleyt; <u>Pseudogleye</u> <u>Kreten</u> : flachgründige bis mässig tiefgründige Braunerden und Parabraunerden
Hydrographie:	<u>Gerinnenetz</u> : Die Gerinne im Landwirtschaftsgebiet wurden beseitigt und teilweise durch Drainagen ersetzt. <u>Vernässte Flächen</u> : kleinere Flächen im Bereich von Quellmulden	<u>Gerinnenetz</u> : Gerinne beginnen am Gefällsknick an der Grenze zwischen Abdachung und Hangmulde; sehr dichtes und stark eingetieftes Gerinnenetz. <u>Vernässte Flächen</u> : wenige kleine Quellmulden
Landnutzung:	Wald: ~50%; Mähwiese: ~25%; Ackerland: ~25%	Wald: ~90% Weide und Mähwiese: ~10%

Tab. 17: *Physiogeographische Angaben zum Einzugsgebiet des Spreitenbacher Dorfbachs.*

Beregnungsversuche

Im Gebiet wurden zwei Standorte für Beregnungsversuche ausgewählt, einer in Bachnähe im Wald (Versuche Nr. 30-32, Spreitenbach) und der andere auf dem Heitersberg auf Wiesland (Versuche Nr. 33-36, Heitersberg). Aus den Feldversuchen wurden Antworten auf folgende Fragen erwartet:

- Welche Abflussprozesse sind in diesem Einzugsgebiet massgebend?
- In welcher Größenordnung liegen die Abflussreaktionen resp. das Speichervermögen dieser Böden?

Details zu den Beregnungsversuchen geben Kap. 6.1.3 und Kap. 6.1.5.

Die Abflussganglinien der Figuren 68 a und c unterscheiden sich erheblich. Der Standort Heitersberg reagiert wesentlich heftiger als der Waldstandort. Die Speicherfähigkeit des Bodens auf dem Heitersberg wurde trotz grosser Bodenmächtigkeit als gering bis sehr gering eingestuft. Bodenverdichtungen schränken bei Starkregen die Infiltration stark ein; sie bewirken die rasche und starke Abflussreaktion mit viel Oberflächenabfluss.

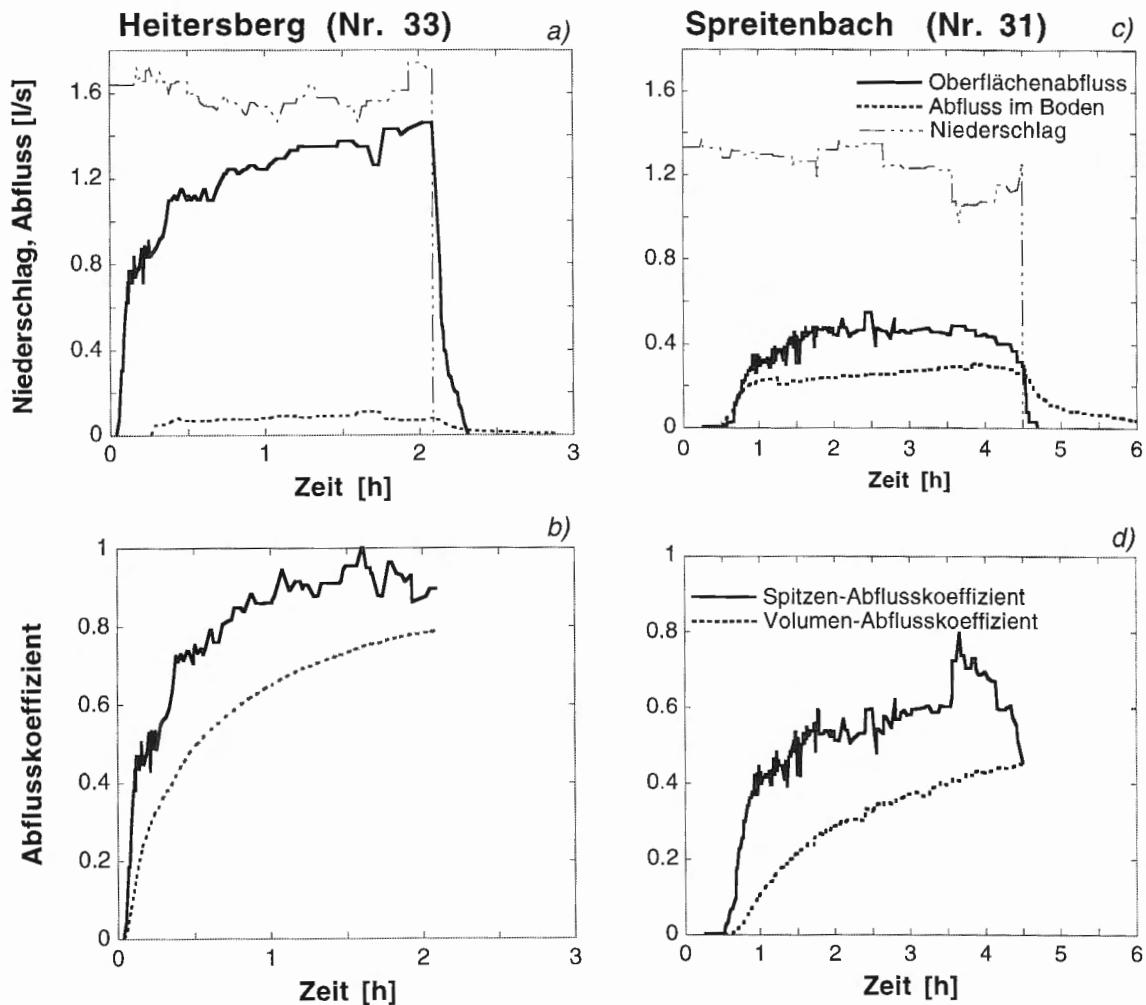
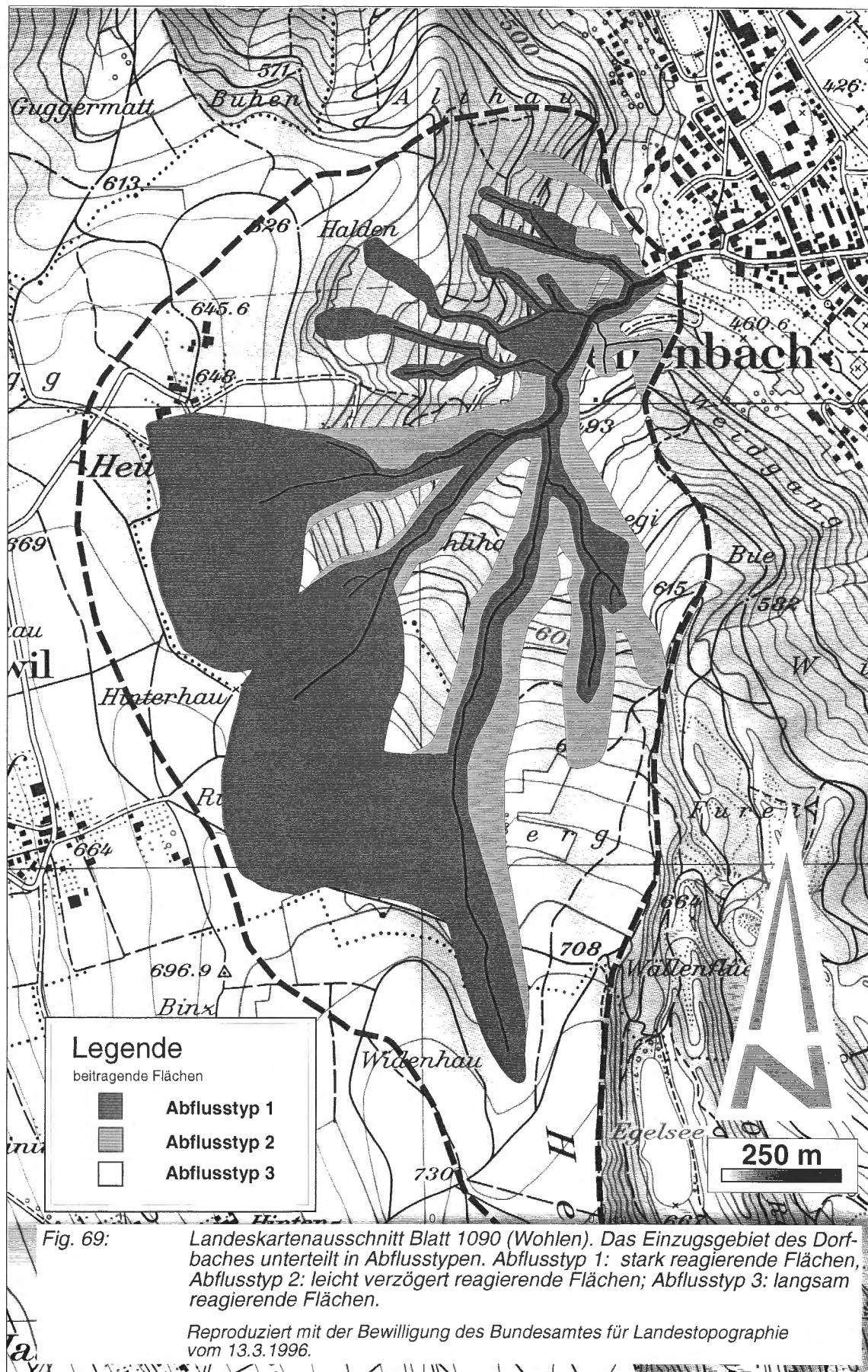


Fig. 68 a-d: Beregnungsversuche auf dem Heitersberg (Nr. 33) und im Spreitenbacher Wald (Nr. 31): Abflussganglinien und Verlauf der Abflusskoeffizienten.

Als Folge der nassen Witterung bestand auf der Waldparzelle (Spreitenbach) ein Wasserspiegel, der beim künstlichen Niederschlag für eine rasche Abflussbildung sorgte. Die Retention des Waldbodens wurde, gemessen an seiner Mächtigkeit, als mittel eingeschätzt. Bei weniger extremen Vorfeuchten ist eine wesentlich verhaltenere Abflussreaktion zu erwarten.

Massgebende Abflussprozesse und beitragende Flächen

Die Beregnungsversuche gaben punktuelle Hinweise auf die Abflussbildung im Einzugsgebiet. Bodenkundliche, geomorphologische Untersuchungen lieferten weitere Grundlagen zur Bestimmung der massgebenden Abflussprozesse und Reaktionen in den Teileinzugsgebieten.



Danach ist auf Ackerland- und Grünlandflächen der Heitersberger Abdachung Oberflächenabfluss (*AH*) massgebender Abflussprozess. Foto Nr. 12, S. 67 zeigt durch Oberflächenabfluss bewirkte Erosionsspuren in einem Maisfeld. Abfluss im Boden (*SSF*) spielt eine untergeordnete Rolle. Im Wald ist in flacheren Gebieten mit guter Infiltration zu rechnen; in bewaldeten Mulden sind die Bedingungen für *SOF* oder *PF* ideal. In den etwas stärker geneigten, bewaldeten Gebieten der Hochfläche dürfte schwacher *SSF* auftreten.

In Gerinnenähe der bewaldeten Hangmulde, wo flachgründige und verrotschte Böden die steilen Hänge bedecken, ist mit mässigem bis starkem *SSF* zu rechnen. Starker *SOF* tritt nur auf den wenigen, dauernd vernässten, Stellen auf. An längeren, flacheren Hängen hingegen dürfte sich *SSF* erst verzögert nach sehr ergiebigen Niederschlägen einstellen.

Aus diesen Erkenntnissen wurde eine Karte der beitragenden Flächen abgeleitet (vgl. Fig. 69). Flächen mit Prozessen ähnlicher Abflussreaktion wurden zu Abflusstypen zusammengefasst. Drei Abflusstypen wurden unterschieden:

Abflusstyp	Fläche	Beschreibung
Abflusstyp 1 rasch abflussbildende Flächen mit kleiner Retention	0.66 km ²	<i>AH</i> : landwirtschaftlich genutzte Flächen auf dem Heitersberg mit geringer Infiltration ; starker <i>SSF</i> , <i>SOF</i> : auf vernässten Flächen, verrutschten Steilhängen und in Mulden entlang der Gerinne
Abflusstyp 2 leicht verzögert reagierende Flächen mit mässiger Retention	0.27 km ²	<i>SSF</i> : im Wald (an Abflusstyp 1 anschliessend)
Abflusstyp 3 langsam reagierende Flächen mit mässiger bis grosser Retention	1.17 km ²	übrige Flächen mit guter Infiltration und Retention

Tab. 18 Räumliche Ausdehnung der Abflusstypen.

Abfluss-Simulation und Hochwasserabschätzung

Für die Nachbildung des Hochwassers von 1993 und die Abschätzung des 100jährlichen Hochwassers wurde ein einfaches Niederschlag-Abflussmodell entwickelt, das auf den Abflusstypen 1-3 basierte. Die drei Abflusstypen wurden mit Abflussreaktionskurven beschrieben, die den Abflusskoeffizienten in Abhängigkeit der Niederschlagssumme darstellen (vgl. Kap. 8.1). Die Fliesszeiten und die Überlagerungen von Abflusswellen aus

unterschiedlichen Teileinzugsgebieten wurden nicht detailliert berücksichtigt.

Der Beregnungsversuch Heitersberg (Nr. 33) diente als Grundlage für die Definition von Abflusstyp 1; Abflusstyp 2 wurde vom Versuch Spreitenbach (Nr. 31) abgeleitet. Für den Abflusstyp 3 wurde von Beregnungsversuchen aus anderen Gebieten eine Abflussreaktionskurve mit einem maximalen Abflusskoeffizienten von 0.15 übernommen. Die Vorbedingungen gehen in die Berechnung ein, indem der Vorregen den Ausgangspunkt auf den Abflussreaktionskurven bestimmte.

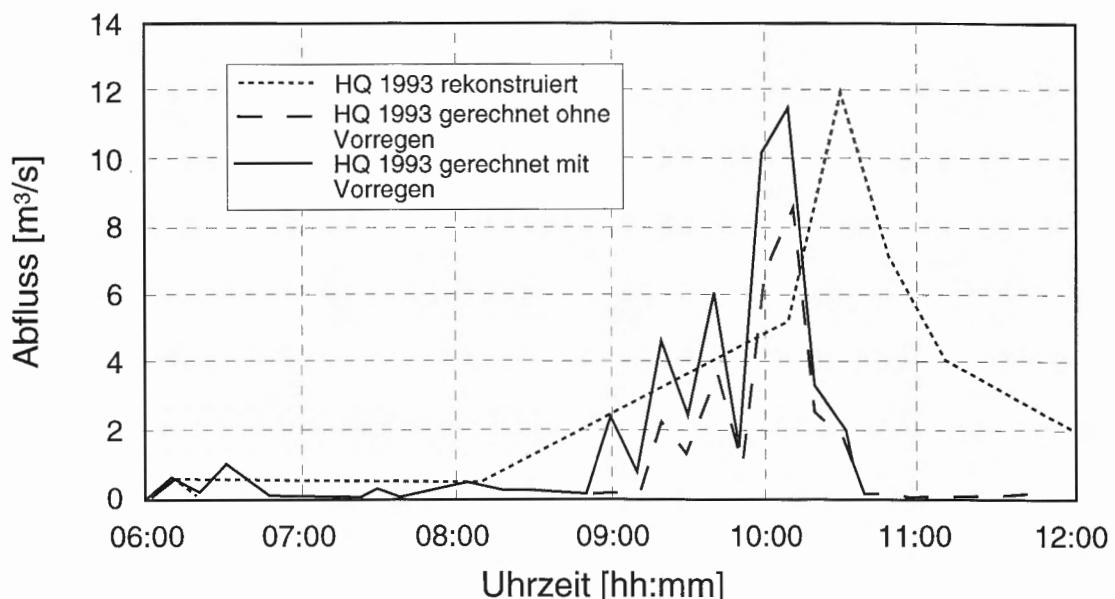


Fig. 70: Nachrechnung des Hochwassers 1993 mit dem Niederschlag-Abflussmodell (VAW 1994c, leicht verändert).

Die Nachrechnung des Hochwassers ist in der Figur 70 abgebildet und zeigt – gemessen an der Güte der Grundlagen – gute Ergebnisse. Die Modellierung ohne Vorregen ergibt einen zu kleinen Wert. Mit der Berücksichtigung des Vorregens kann die rekonstruierte Abflussspitze angenähert werden.

Für die Abschätzung des 100jährlichen Hochwassers wurde ein Niederschlag von 58 mm mit einer Intensität von 35 mm/h verwendet. Ohne Vorregen liegt das 100jährige Hochwasser bei $16 \text{ m}^3/\text{s}$, mit Vorregen bei $19 \text{ m}^3/\text{s}$. Diese Werte liessen sich in die Auswertungen historischer Hochwasser gut einordnen.

Gemessen an Hochwasserabflüssen von Mittelland-Einzugsgebieten liegen die berechneten Werte sehr hoch. Die heftige Gebietsreaktion ist auf die grosse Ausdehnung sehr stark beitragender Flächen (verdichtete Böden auf dem Heitersberg), die von Gerinnen gut erschlossen sind, zurückzuführen.

Beregnungsversuche geben also wichtige Hinweise auf die Gebietsreaktion und erlauben die Abschätzung der Grösse seltener Abflüsse. Bei den Hochwasserstudien der Schüss im Jura (VAW 1994a) und des Dorfbachs von Biltens (VAW 1995) wurden ebenfalls Beregnungsversuche ausgeführt, um Hinweise auf die Gebietsreaktion zu erhalten. Im Fall von Biltens stellte sich heraus, dass vernässte Hangparzellen langsamer als erwartet reagieren.

Nach dem Katastrophen-Hochwasser an der Saltina [Brig (Wallis), September 1993] wurden für die Studie Resultate von Beregnungsversuchen, die nicht im Gebiet stattfanden, übertragen (VAW 1994b). Daraus ging die Extrapolation des 100jährlichen Hochwassers hervor. In ähnlicher Weise wurde bei der Hochwasserabschätzung für den Dorfbach in Zofingen vorgegangen (VAW / BH 1994). Gut durchlässige, sandige Böden mit teilweise durchlässiger Geologie, ähnlich derjenigen von Therwil, sorgten in diesem Einzugsgebiet für grosse Retention und mässigen Abfluss.

Die hier vorgestellte Vorgehensweise hat noch nicht Verfahrensreife. Damit ist aber eine Möglichkeit aufgezeigt, wie über die Identifikation der massgebenden Abflussprozesse die Gebietsreaktion und schliesslich die Grösse seltener Hochwasser abgeschätzt werden kann.

9. Schlussfolgerungen und Ausblick

Mit den Beregnungsversuchen konnten die Verhältnisse bei Starkniederschlägen nachgeahmt und die Abflussprozesse studiert werden. Bei den meisten Versuchen war es möglich, die Infiltrations- und die Abflussprozesse zu identifizieren. In einzelnen Fällen ergab erst die Nachrechnung der Experimente mit dem zweidimensionalen Abflussprozess-Modell QSOIL (Faeh 1997) ein klares Bild der abgelaufenen Prozesse. Die Randbedingungen, die das Umfeld der dominanten Prozesse bildeten, konnten qualitativ beschrieben werden. Grösse und Verlauf der Abflussbildung (Abflussreaktionen) sowie die beteiligten Prozesse variierten stark von Standort zu Standort.

Bei Beregnungsintensitäten zwischen 50 und 100 mm/h waren Horton'sche Oberflächenabflüsse (Niederschlagsintensität > Infiltrationsrate) auf den Hangparzellen häufig anzutreffen, erschienen aber meistens nicht sofort, sondern erst mit etlicher Verzögerung. Die Grösse des Oberflächenabflusses war dabei unabhängig von der Neigung. Gesättigter Oberflächenabfluss wurde kaum beobachtet. Die beobachteten Prozesse, die langen Anlaufzeiten des Oberflächenabflusses und die z.T. moderaten Abflussreaktionen stellten die Grundlagen von gängigen Modellvorstellungen und Hochwasserabschätzverfahren, die von mehr oder weniger sofortigem Oberflächenabfluss bei Starkniederschlägen ausgehen, in Frage. Sofortiger Oberflächenabfluss wurde hingegen auf verdichteten Böden oder auf Böden mit wasserabweisenden oder makroporenarmen Humusauflagen festgestellt.

Laterale Abflüsse im Boden traten teilweise auf, waren aber gemessen an den Oberflächenabflüssen nur in einzelnen Fällen von Bedeutung für die Abflussbildung. Etliche Randbedingungen müssen erfüllt sein, damit Abfluss im Boden im grösseren Umfang auftreten kann (Stauschicht im Unterboden oder undurchlässiger, oberflächennaher Fels, gute vertikale und laterale Durchlässigkeit meist dank präferentieller Fliesswege). Weder die aufgetretenen Abflussprozesse noch die Grösse der Abflussbildung liessen sich mittels gängiger Boden- oder Geländeparameter herleiten.

Grosse Infiltrationsraten und schnelle vertikale und laterale Wasserflüsse im Boden hoben die Bedeutung der Wasserflüsse entlang bevorzugter Fliesswege und ihre Wasseraustauschvorgänge mit der umgebenden Matrix. Die Unmöglichkeit bevorzugte Fliesswege in Zahl und Grösse räumlich zu erfassen und ihre Wirksamkeit abzuschätzen, sind nach wie vor

ungelöste Probleme. Weitere Beregnungsversuche in Kombination mit Tracerzugaben wie dies bereits Mikovari et al. (1995), Hornberger et al. (1991) vorgezeigt haben, sind nötig, um mehr Licht in die Frage der Funktionsweise von präferentiellen Fliesswegen zu bringen.

Anlässlich praktischer Untersuchungen der Grössenabschätzung seltener Hochwasser für die Dimensionierung von Schutzbauten für die Dorfbäche von Spreitenbach, Bilten und Zofingen sowie der Saltina bei Brig wurden Erfahrungen mit der Kartierung von Abflussprozessen im Gelände gewonnen. Die Tatsache, dass Abflussprozesse nicht von einzelnen Parametern abhängen, sondern von verschiedenen Faktoren beeinflusste Vorgänge sind, zwingt zu einer umfassenden Betrachtungsweise. Die Beschaffenheit der Böden (Aufbau, Textur, Porosität Struktur, Mächtigkeit) nimmt hier eine zentrale Rolle ein. Begleitende Untersuchungen zur Geologie, Geomorphologie, Vegetation, Nutzung und Hochwassergeschichte der Einzugsgebiete müssen die Beurteilung nach Prozessen abrunden. Diese Art der Prozessbeurteilung lässt dem Bearbeiter einigen (subjektiven) Spielraum und birgt Unsicherheiten in sich. Ein Teil dieser Unsicherheiten kann ausgeräumt werden, indem die auf Abflussprozessen beruhende Vorstellung der Abflussbildung eines bestimmten Einzugsgebiets mit einem Niederschlagsabfluss-Modell geprüft wird.

Umsetzungen der vorliegenden Resultate und Erfahrungen bei Hochwasserstudien repräsentieren noch keine bewährte, allgemein anwendbare Vorgehensweise. Weitere Untersuchungen, die sich den Fragen des *Upscaling* (Verwenbarkeit der Resultate auf grösseren Hangflächen) und der Prozesskartierung mit Hilfe der vorgelegten Kriterien in der Dimension von Einzugsgebieten befassen, sollen dazu beitragen, den prozessorientierten Ansatz für Hochwasserstudien weiterzuentwickeln. Ziel ist die Entwicklung eines Leitfadens, der vorzeigt, wie durch Starkniederschlägen ausgelöste Abflussprozesse kartiert und die resultierende Grössenordnung der Abflussbildung abgeschätzt werden kann. Entscheidend ist dabei, dass sich Hochwasserbemessungen vermehrt an den effektiv bei Hochwasser ablaufenden Prozessen orientieren als dies üblicherweise der Fall ist.

Literatur

Ahuja L.R., Dangler E.W., El-Swaify S.A. (1976): Prediction runoff initiation times under field conditions in tropical (Hawaii) soils. *SSSAJ*. 40, 777-779

Anderson M.G., Burt T.P. (1990): Process studies in hillslope hydrology: an overview. In: *Process studies in hillslope hydrology*. J. Wiley & Sons, Chichester, 1-8.

Barret G., Slaymaker O. (1989): Identification, characterisation, and hydrological implications of water repellency in mountain soils, Southern British Columbia. In: *Catena*, 16, 477-489.

Beasley R.S. (1976): Contribution of subsurface flow from the upper slopes of a forested watershed to channel flow. *SSSAJ*, 40, 955-957.

Bergsma E. (1983): Rainfall erosion surveys for conservation planning. *ITC Journal*, 2, 166-174.

Betson R. P. (1964): What is watershed runoff? *Journal of Geophysical Research*, 69, 1541-1552.

Beven K. (1989): Interflow. In: *Unsaturated Flow in Hydrologic Modelling. Theory and Practice*. H.J. Morel-Seytoux (ed.), 191-219.

Beven K.J., Kirkby M.J. (1979): A physically-based variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrological Science Journal*, 24 (1), 43-69.

Beven K., Germann P. (1982): Macropores and water flow in soils. *WRR* 18, (5), 1311-1325.

Bonell M., Pearce A.J., Stewart M.K. (1990): The identification of runoff-production mechanisms using environmental isotopes in a Tussoc grassland catchment, eastern Otago, New Zealand. *HP*, 4, 15-34.

Booltink H.W.G., Bouma J. (1993): Sensivity analysis on processes affecting bypass flow. *Hydrological Processes*, 34-43.

Bork H.R. (1980): Oberflächenabfluss und Infiltration. Qualitative und quantitative Analysen von 50 Starkregen-Simulationen in der Südeide. In: *Landschaftsgenese und Landschaftsökologie*, Cremlingen-Destsdet, 6.

Bork H.R., Bork H. (1981): Oberflächenabfluss und Infiltration. Ergebnisse von 100 Starkregensimulationen im Einzugsgebiet der Rambla del Campo Santo (SE-Spanien). In: *Landschaftsgenese und Landschaftsökologie*, Cremlingen-Destsdet, 8.

Bouma J., Belmans C.F.M., Dekker L.W. (1982): Water infiltration and redistribution in a silt loam with vertical worm channels. *SSSAJ*, Vol. 46, 917-921.

Bouma J. (1991): Influence of macroporosity on environmental quality. In: *Advances in Agronomy*, 46, 1-37.

Booltink H.W.G., Bouma J.: Sensivity analysis on processes affecting bypass flow. *HP*.34-43.

Brechtele H. (1970): Wald und Retention – Einfache Methoden zur Bestimmung der lokalen Bedeutung des Waldes für die Hochwasserdämpfung. In: *Deutsche Gewässerkundl. Mitteilungen* 70, (4), 91-103.

Bunza. G. (1978): Vergleichende Messungen von Oberflächenabfluss und Bodenabtrag auf Almflächen des Stubnerkogels im Gasteiner

Bunza G. (1989): Tal. In: Veröff. des österreichischen MaB-Hochgebigs-Programmes Hohe Tauern. Cernusca A. (Ed.); Bd. 2, 315-334. Oberflächenabfluss und Bodenabtrag in der alpinen Grassheide der hohen Tauern an der Grossglockner-Hochalpenstrasse. In: Veröffentlichungen des österreichischen MaB-Programmes. Cernusca A. (Ed.), Bd. 13. 155-199.

Bunza G., Schauer T. (1989): Der Einfluss von Vegetation, Geologie und Nutzung auf den Oberflächenabfluss bei künstlichen Starkregen in Wildbachgebieten der Bayrischen Alpen. In: Informationsbericht 2/89 des Bayrischen Landesamtes für Wasserwirtschaft, München 1989, 127-150.

Burch G.J., Moore I.D., J. Burns (1989): Soil hydrophobic effects on infiltration and catchment runoff. *HP*, 3, 211-222.

Buttle J.M. (1994): Isotope hydrograph separations and rapid delivery of pre-event water from drainage basins. *Progress in Physical Geography*, 18, (1), p.16-41.

Chamberlain T.W. (1972): Interflow in the mountainous forest soils of coastal British Columbia. In: Mountain Geomorphology . H.O. Slaymaker and H.J. McPherson (eds.), Tantalus Research, Vancouver, 1212-1228.

Chorley R.J. (1978): The hillslope hydrologic cycle. In: Hillslope Hydrology, Kirkby M.J. (ed.), J. Wiley & Sons, Chichester, 1-42.

Crockford H., Topalidis S., Richardson D.P. (1991): Water repellency in a dry sclerophyll eucalypt forest - measurements and processes. *HP* 5, 405-420.

Dickinson W.T., Whiteley H. (1970): Watershed Areas contributing to runoff. IAHS Publication No. 96; Symposium on results on representative experimental basins, 12-24.

Dunne T., Black R.D. (1970a): An experimental investigation of runoff prediction in permeable soils. *WRR*. 6 (2), 478-490.

Dunne T., Black R.D. (1970b): Partial area contributions to storm runoff in a small New England watershed. *WRR*. 6 (?), 1296-1311.

Dunne T., Dietrich W.E. (1980): Experimental investigation of Horton overland flow on tropical hillslopes. *Zeitschrift für Geomorphologie*, Suppl. Bd. 35, 40-59.

DVWK (1985): Beiträge zu Oberflächenabfluss und Stoffabtrag bei künstlichen Starkniederschlägen.

Emmet W.W. (1978): Overland flow. In: Hillslope Hydrology. M.J. Kirkby (ed.), 145-169.

FAP (1992): Klassifikation der Böden der Schweiz.

FAP (1995): Schweizerische Referenzmethoden der Eidg. landwirtschaftlichen Forschungsanstalten. Bodenuntersuchung zur Düngberatung.

Faeh A.O. (1997): The identification and quantification of flood forming processes on hillslopes under extreme precipitation using a numerical simulation model. = Diss. ETH Zürich (in Vorbereitung).

Flügel W.A., Schwarz O. (1983): Oberflächenabfluss und Interflow auf einem Braunerde-Pelosol-Standort im Schönbuch; Ergebnisse eines Beregnungsversuchs. *Allg. Forst und Jagdzeitung*; 154, Jg. 3, 59-64.

Flury M., Flühler H., Jury W.A., Leuenberger J. (1994): Susceptibility of soils to preferential flow of water: A field study. *WRR*. 30, (7), 1945-1954.

Freeze R.A. (1972): Role subsurface flow in generating surface runoff. 2. Upstream source areas. *WRR*. 8, (5), 1272-1283.

Geiger H., Zeller J., Röthlisberger G. (1991): Starkniederschläge des Schweizerischen Alpen- und Alpenrandgebiets. Bd. 7, *WSL* (Ed.)

Gerits J.J.P., Lima J.L.M.P., Van Den Broek T.M.W. (1990): Overland flow and erosion. In: *Process studies in hillslope hydrology*, Anderson M.G., T.P. Burt (eds.), 173-214.

Germann P. (1990): Macropores and hydrologic hillslope processes. In: *Process studies in hillslope hydrology*. M.G. Anderson and T.P. Burt (eds.), J. Wiley & Sons, Chichester, 327-363.

Germann P. (1993): Ein schicksalhaftes Hochwasser. In: *Aktuelle Aspekte der Hydrologie. Zürcher Geographische Schriften*, H. 53, 185-192.

Hendriks M.R. (1993): Effects of lithology and land use on storm run-off in East Luxembourg. *HP*, 7, 213-226.

Hewlett J. (1961): Watershed Management, Rep. for 1961, South Eastern Forest Experimental Station, US. Forest Service, Ashvill, North Carolina.

Hewlett J., Nutter W.L. (1960): Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humid areas. Proc. Int. Symp. Forest Hydrology (1965). Pennsylvania State University, Pergamon, 275-290.

Holzhey C.S. (1969): Soil morphological relationships and water repellence. In: *Water repellent soils*. Proc. Symp. Water repellent Soils. Univ. California, Riverside, May 6-10, 1968, 281-288.

Hornberger G.M., Germann P.F., Beven K.J. (1991): Throughflow and solute transport in an isolated sloping soil block in a forested catchment. *JH*. 124, 81-99.

Horton R.E. (1933): The role of infiltration in the hydrologic circle. *Trans. Amer. Geophys. Union*, 14, 446-460.

Hosang J. (1995): Wasser- und Stoffhaushalt von Lössböden im niederen Sundgau (Region Basel). = Diss. Geographisches Institut der Universität Basel. In: *Physiographica*, Bd. 19.

Hursh C.R. (1944): Subsurface flow. *Trans. Amer. Geophys. Union*, 25, 743-746.

Hursh C.R., Hoover M.D. (1941): Soil profile characteristics pertinent to hydrologic studies in the Southern Appalachians. Proc. Soil Science Society America, 6, 414-422.

Izzard C.F. (1946): Hydraulics of runoff from developed surfaces. Proceeding of Highway Research Board, 26, 129-150.

Karl J., Toldrian H. (1973): Eine transportable Beregnungsanlage für die Messung von Oberflächenabfluss und Bodenabtrag. *Wasser und Boden*, 25, 63-65.

Karl J., Porzelt M., Bunza G. (1985): Oberflächenabfluss und Bodenerosion bei künstlichen Starkniederschlägen. In: DVWK 71, 37-100.

Kirkby M.J. (1978): *Hillslope Hydrology* (Ed.), J. Wiley & Sons, Chichester.

Kirkby M.J. (1988): Hillslope runoff processes and models. *JH*. 100, 315-339.

Kirkby M.J., Chorley R.J. (1967): Throughflow, overland flow and erosion. *Bull. intern. Assoc. Sci. Hydrology*, 12, 5-21.

Kölla E. (1986): Zur Abschätzung von Hochwassern in Fliessgewässern an Stellen ohne Direktmessungen. Mitteilung Nr. 87, VAW-ETH Zürich.

Kölla E. (1989): Vom Regen in den Bach. Künstliche Simulation natürlicher Abflussvorgänge. In: *Die Geowissenschaften*, 7. Jg. 1989, Nr. 2, 38-43.

Landeshydrologie und Geologie (1992): Hydrologischer Atlas der Schweiz. Blatt 2.2.

Lehnhardt F. (1985): Einfluss morpho-pedologischer Eigenschaften auf Infiltration und Abflussverhalten von Waldstandorten. In: *DVWK-Schriften*, H. 71, 231-259.

Lynch A.J., Corbett E.S., Sopper W.E. (1977): Effects of antecedent soil moisture on stormflow volumes and timing. Surface and Subsurface hydrology. Fort Collins. 3rd. int. Symp. theoretical Hydrology. Water Res. Publ., 89-111.

McDonell J.J. (1991): A rationale for old water discharge through macropores in a steep, humid catchment. *WRR*. 26, (11), 2821-2832.

Mikovari A., Peter C., Leibundgut C. (1995): Investigation of preferential flow using tracer techniques. Tracer Studies for hydrological Systems. IAHS Publ. no. 229 (Proceeding of Boulder Symposium, July 1995), 87-97.

Mollenhauer K., Müller S., Wohlrab B. (1985): Oberflächenabfluss und Stoffabtrag von landwirtschaftlich genutzten Flächen – Untersuchungsergebnisse aus dem Einzugsgebiet einer Trinkwassertalsperre. In: *DVWK* 71, 103-129.

Moore T.R., Dunne T., Tayler C.H. (1976): Mapping runoff producing zones in humid regions. *Journal of water conservation* 31, (4), 160-164.

Moore I. D., O'Loughlin E.M., Burch G.J. (1988): A contour based topographic model for hydrological and ecological applications. *Earth Surface Processes and Landforms*, 13 (4), 305-320.

Mosley P.M. (1979): Streamflow generation in a forested watershed, New Zealand. *WRR*, 15, (4), 795-806.

Mosley P.M. (1982): Subsurface flow velocities through selected forest soils, South Island, New Zealand. *JH*. 52, 321-335.

Naef F., Horat P., Milnes A.G., Hoen E. (1990): Anomalous hydrological behaviour of an Alpine stream (Varuna, Poschiavo, Southern Switzerland) and its interpretation in terms of the geology of the catchment. IAHS Publ. No. 194, 347-354.

Naef F., Scherrer S., Faeh A. (1994): Wie reagiert ein Einzugsgebiet auf extreme Niederschläge? Alte und neue Ideen und Experimente. In: *Beiträge zur Hydrologie der Schweiz*, Nr. 35, Gedenkschrift Hans Keller, 111-119.

Nassif S.H., Wilson E.M. (1975): The Influence of Slope and Rain Intensity on Runoff and Infiltration. In: *Hydrological Science Bulletin*, XX, 539-553.

O'Loughlin E.M. (1986): Prediction of surface saturation zones. *WRR*. 22, (5), 794-804.

Patric J.H. , Swanston D.N. (1968): Hydrology of a slide-prone glacial till soil in Southeast Alaska. *Journal of Forestry*, January 1968, Vol. 66, 62-66.

Pearce A.J., Stewart M.K. Sklash M.G. (1986): Storm runoff generation in humid headwater catchments. 1. Where does the water come from? *WRR*, 22, (8), 1263-1272.

Petraschek A. (1973): Über die Wirkung systematischer Entwässerungen an Hängen. = Diss. ETH Zürich

Pilgrim D.H., Huff D.D., Steele T.D. (1978): A field evaluation of subsurface and surface runoff. II. Processes. *JH*. 38, 319-341.

Rawls W.J., Brakensiek D.L. (1985): Prediction of soil water properties for hydrologic modeling. In: *Watershed management in the eighties*. E.B. Jones & T.J. Ward (eds.), 293-299.

Robinson M., Mulqueen J., Burke W. (1987): On flows from a clay soil - seasonal changes and the effect of mole drainage. *JH*, 91, 339-350.

Russo D. (1993): Analysis of solute transport in partially saturated heterogeneous soils. In: *Water flow and solute transport in soils. Developments and applications*. Russo D., Dagan G. (eds.) 61-81.

Schaub D. (1989): Die Bodenerosion im Lössgebiet des Hochrheintales (Möhliner Feld/Schweiz) als Faktor des Landschaftshaushaltes und der Landwirtschaft. = Diss. Universität Basel. In: *Physiogeographica*, Bd. 13.

Schulz R. (1982): Generalizing the use of the SCS stormflow model by soil moisture budgeting. Proc. Symp. Hydrolog. Research Basins. Sonderheft der Landeshydrologie, Bern, 971-982.

Schwarz O. (1985): Direktabfluss, Versickerung und Bodenabtrag in Waldbeständen. Messungen mit einer transportablen Beregnungsanlage in Baden-Württemberg. In: *DVWK*, H 71, 185-230.

SCS (1975): Soil Taxonomy, Soil Survey Staff, USDA Agriculture Handbook No. 436.

Sherman, L.K. (1932): Streamflow from rainfall by the Unitgraph-Method. Eng. News-Rec. 108, 501-505.

Sklash G.M., Farvolden R.N. (1979): The role of groundwater in storm runoff. *JH*. 43, 45-65.

SNV 640351a (1970): Oberflächenentwässerung von Strassen, Anlaufzeit. Schw. Normenvereinigung.

Sokollek V., Süssmann W. (1981): Einfluss von Bodennutzung und Standorteigenschaften auf Oberflächenabfluss, Bodenabtrag und Stoffaustausch bei simulierten Starkregen. *Mitt. deutsche Bodenkundl. Gesellschaft*, 30, 361-378.

Swartzendruber D., Hillel D. (1975): Infiltration and runoff for small field plots under constant intensity rainfall. *WRR*. 11, (3), 445-451.

Tanaka T., Yasuhara M., Sakai H., Marui A. (1988): The Hachioji experimental basin study - storm runoff processes and the mechanism of its generation. *JH*. 102, 139-164.

Tsuboyama Y., Sidle R.C., Noguchi S., Hosoda I. (1994): Flow and solute transport through the soil matrix and macropores of a hillslope segment. *WRR*. 30, (4), 879-890.

Turton D.J., Haan C.T., Miller E.L. (1992): Subsurface Flow responses of a small forested catchment in the Ouachita mountains. *HP*. 6, 111-125.

Van den Berg J.A., Ullersma P. (1991): Stability status of a macropore channel under conditions of ponded and non-ponded infiltration. Proc. of the Vienna symposium, August 1991. IAHS Publ. no. 202, 1991. 163-172.

VAW (1994a): Die massgebenden abflussbildenden Prozesse im Einzugsgebiet der Schüss und ihr Einfluss auf das 100jährliche Hochwasser. Bericht 4071-10.

VAW (1994b): Die Grösse extremer Hochwasser der Saltina. Hydrologische Untersuchungen nach der Hochwasserkatastrophe in Brig vom 24.9.1993. Bericht 4080.

VAW (1994c): Das Hochwasser vom 16.7.1993 in Spreitenbach. Rekonstruktion des Ereignisses, Abschätzung der Wiederkehrperiode, Vergleich mit dem 100jährlichen Hochwasser. Bericht 4071/50.

VAW (1995): Abschätzung der 100jährlichen Hochwasserabflüsse der Biltener Bäche. Bericht Nr. 4021/93b.

VAW/BH (1994): Hochwasserentlastung und Bachrenaturierung Zofingen/Offingen. Beurteilung des Dimensionierungshochwassers. Bericht 4071-29.

Weyman D.R. (1973): Measurements of the downslope flow of water in a soil. *JH*. 20, 267-288.

Weyman D.R. (1974): Runoff process, contributing area and stream flow in a small upland catchment. *Inst. Brit. Geographers. Special Publ.* No. 6, 33-43.

Wilson G.V., Jardine P.M., Luxmoore R.J., Jones J.R. (1990): Hydrology of a forested hillslope during storm events. *Geoderma* 46, 119-138.

Whipkey R.Z. (1965): Subsurface Stormflow from forested slopes. In: *Bull. of IASH* X, No. 1, 74-85.

Whipkey R.Z., Kirkby M.J. (1978): Flow within the soil. In: *Hillslope Hydrology*. M.J. Kirkby (ed.), 121-144.

Woods R., Rowe L.: Consistent temporal changes in spatial variability of subsurface flow across a hillside (unveröffentlicht).

Worreschk B. (1985): Beitrag zur Berechnung der Abflussbildung in landwirtschaftlich genutzten Einzugsgebieten. = Diss. TU Braunschweig, 161 S.

Yair A., Lavee H. (1974): Areal contribution to runoff on scree slopes in an extreme environment – a simulated rainstorm experiment. *Zeitschrift für Geomorphologie*. Suppl. Bd. 21, 106-121.

Zeller J. (1981): Starkniederschläge und ihr Einfluss auf Hochwasserereignisse. Bericht EAFV Nr. 126, 2.Auflage.

Zuidema P. (1985): Die Hydraulik der Abflussbildung bei Starkniederschlägen. Eine Untersuchung mit Hilfe numerischer Modelle unter Verwendung plausibler Bodenkennwerte. Mitteilung Nr.79, VAW-ETH, Zürich.

Abkürzungsverzeichnis

Abkürzungen im Literaturverzeichnis:

BH	Basler & Hoffmann, Beratende Ingenieure AG, Zürch.
DVWK	Schriften Deutscher Verband für Wasserwirtschaft und Kulturbau, Paul Parey, Hamburg-Berlin.
EAFV	Eidgenössische Astalt für das forstliche Versuchswesen, Birmensdorf.
FAP	Eidgenössische Forschungsanstalt für landwirtschaftlichen Pflanzenbau, Zürich-Reckenholz
HP.	Hydrological Processes
IASH	International Association of Scientific Hydrology
JH.	Journal of Hydrology
SCS	Soil Conservation Service
SNV	Schweizerische Normenvereinigung
SSSAJ	Soil ScienceSociety of America Journal
VAW	Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der ETH Zürich
WRR.	Water Resource Research

Allgemeine Abkürzungen:

AH	<i>Absolute Hortonian Overland Flow</i>
c	Wasserverlust-Koeffizient im Laufzeitverfahren
CN	<i>Curve Number (SCS-Verfahren)</i>
DH	<i>Delayed Hortonian Overland Flow</i>
DP	<i>Deep Percolation</i>
d	Durchmesser
FHPL	<i>Flow in high permeable Layers</i>
GF	<i>Groundwater Flow</i>
J	Geländeneigung
K _s	gesättigte Leitfähigkeit des Bodens
L	Weglänge des Gerinnelosen Abflusses im Laufzeitverfahren
MF	<i>Matrix Flow</i>
MPF	<i>Macropore Flow</i>
¹⁸ O	Sauerstoff-Isotop
P	Piezometer
PF	<i>Pipe Flow</i>
QSOIL	Abflussprozess-Modell (Faeh 1996)
RET	Retention
RF	<i>Return Flow</i>
SOF	<i>Saturation Overland Flow</i>
SSF	<i>Subsurface Flow</i>
T	Tensiometer
t	Zeit
t _{ob}	Anlaufzeit im Laufzeitverfahren
TDR	<i>Time Domain Reflectometry</i>
TH	<i>Temporary Hortonian Overland Flow</i>
WS	Wassersäule (Angabe der Saugspannungen)
ψ	Abflusskoeffizient

Dank

Zwischen Januar 1993 und Juni 1996 ist die vorliegende Arbeit an der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der Eidg. Technischen Hochschule in Zürich unter der Leitung von Prof. Dr. D. Vischer und der Betreuung von Dr. Felix Naef entstanden. Verschiedene Personen und Institutionen haben zum Zustandekommen dieser Dissertation massgeblich beigetragen, wofür ich ihnen danken möchte:

- Der Schweizerische Nationalfonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung hat diese Arbeit finanziell ermöglicht.
- Die aufwendigen Beregnungsversuche wurden gemeinsam mit Andrew Faeh durchgeführt und sind Grundlage unserer beider Dissertationen. Für die konstruktive, kameradschaftliche Zusammenarbeit und die erspriesslichen fachlichen Diskussionen möchte ich ihm herzlich danken. Fachgespräche in der Gruppe für Ingenieurhydrologie förderten den Fortgang der Arbeit. Zudem war es möglich, neu gewonnene Erfahrungen und Erkenntnisse in Hochwasserstudien einzubringen. Dies liess diese Arbeit in "Praxisnähe" entstehen, wofür ich Prof. Dr. D. Vischer und Dr. F. Naef danken möchte.
- Die Praktikanten Marco Paschinelli, Petra Fackel und Markus Weiler und weitere Helfer unterstützten uns mit viel Einsatz und Geduld bei der Abwicklung der Beregnungsversuche.
- Ohne den Goodwill von Landeigentümern resp. Pächtern wären diese Beregnungsversuche nicht möglich gewesen. Hr. Vogler (Hittnau), Hr. Hässig (Bauma), Fam. Brändle (Schnebelhorn), Gemeinde Bilten (Bilten), Hr. Guthäuser (Nenzlingen), Fam. Borruat (Blauen), Firma Longines SA (St. Imier), Hr. Hohermuth (Sonvilier), Fam. Christen (Hospental), Hr. Gschwind (Therwil), Hr. Näf (Ebersol), Gemeinde Spreitenbach (Spreitenbach), Hr. Töngi (Heitersberg) und Hr. Bisig (Willerzell) sei an dieser Stelle gedankt.
- Herrn Dr. Jäckli von der Eidg. Forschungsanstalt für landwirtschaftlichen Pflanzenbau Zürich-Reckenholz möchte ich für die Korngrößenbestimmung der Bodenproben danken.
- Dr. F. Naef und Prof. P. Germann danke ich für die kritische Durchsicht des Manuskripts und ihre fachlichen Anregungen. Peter Horat, Thomas Hünerwadel und Dorothe Kienast sahen das Manuskript durch und halfen mit, es in eine gut lesbare Form zu bringen.
- Meiner Mutter sei für die Ermöglichung meines Studiums gedankt. Besonderer Dank gilt meiner Freundin Karin für ihre Aufmunterungen vor allem in schwierigen Phasen dieser Arbeit.

Anhang:

Signaturen

	Sand (S)		Rostflecken
	Silt (U)		Streu, lagig
	Ton (T)		Streu, lose
	Lehm		faserige, organische Substanz
	Würmer		neutraler Humus
	Wurzeln		saurer Humus
	Blöcke (rund, kantig)		chemische Reduktion
	Steine		örtlicher Wasseraustritt
	verwitterte Steine		Verdichtung
	hydromorph		Wasserspiegel mit Datum
	deutliche Horizontgrenze		oxidierte Wurzelgänge
	diffuse Horizontgrenze		
	Eisenfreilegung		
	Rostflecken		Bodenriss

Horizontbezeichnungen

Ah	Organomineralischer Oberbodenhorizont, Humusstoffzone
Af	Organomineralischer Oberbodenhorizont, Vermoderungszone
Bg	Mittelboden-Horizont mit mässiger Rostfleckung
Bgg	Mittelboden-Horizont mit starker Rostfleckung
Bw	Mittelboden-Horizont, Verwitterungshorizont
E	Auswaschungshorizont
Ife	Einwaschungshorizont
Cr	Ausgangsmaterial, dauernd vernässt
Cz	verwittertes Ausgangsmaterial
Ol	organischer Auflagehorizont
R	Felsunterlage

Kartenausschnitte:

Reproduziert mit Bewilligung des Bundesamtes für Landestopographie vom 13.3.1996.

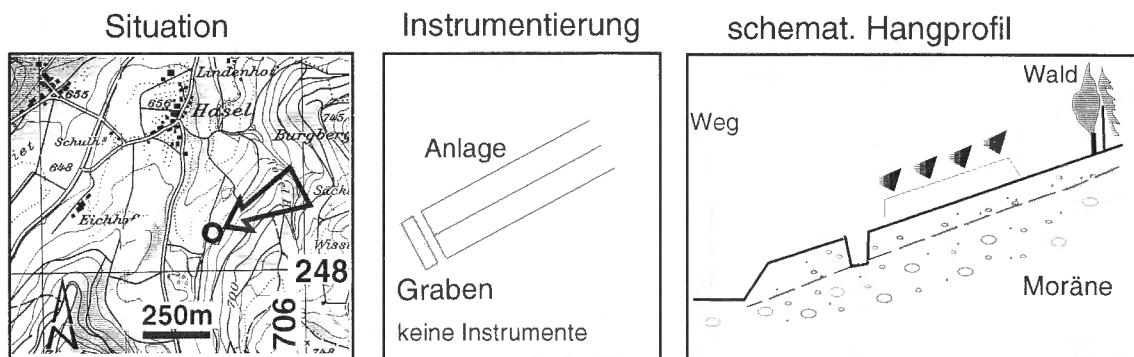
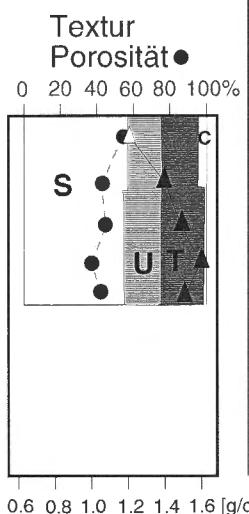
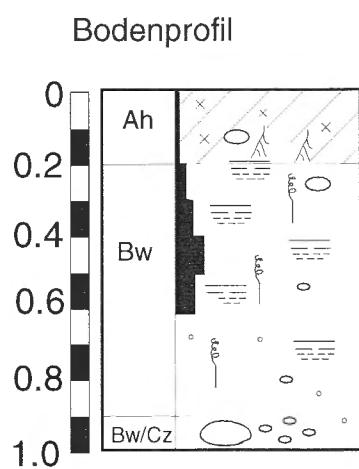
Gesättigte Leitfähigkeit K_s nach Rawls und Brakensiek (1985):

$$K_s \text{ (cm/h)} = e[19.52348 (E) - 8.96847 - 0.028212 (T) + 0.00018107 (S)^2 - 0.0094125 (T^2) - 8.395215 (E^2) + 0.077718 (S) (E) - 0.00298 (S^2) (E^2) - 0.019492 (C^2) (E^2) + 0.0000173 (S^2) (C) + 0.02733 (C^2) (E) + 0.001434 (S^2) (E) - 0.0000035 (C^2) (S)]$$

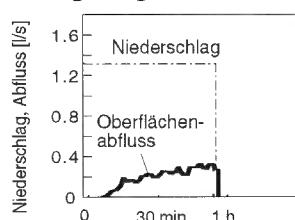
E = Porosität; T = Tongehalt; S = Sandgehalt (alle in Prozent)

Hittnau**Nr. 1****Standortkennzeichen:**

Lage: 705.670/248.120; 670 m ü. Meer
 Neigung, Exposition: 29%, ESE
 Topograph. Situation: flacher Unterhang in der Nähe des Hangfusses
 Geologie: Würmmoräne
 Bodentyp: Regosol-Braunerde, sandig, sauer
 Vegetation, Nutzung: Fettwiese, Mähwiese, Herbstweide
 Jährlicher Niederschlag**: 1200-1400 mm/a
 Versuchsdatum: 22.4.1993

Topographische Situation:**Regosol-Braunerde**

pH	CaCO ₃	Porosität	Ld. (pa)	org. Geh.	Textur		
					Sand	Silt	Ton
4-5	-	54.6	1.2	3.2	57.4	19.9	19.5
5	-	43.5	1.4				
5-6	-	43.1	1.48				
5	-	39.5	1.6	1.0	53.5	24.9	20.5
5-6	-	43.0	1.5				

Lagerungs-dichte**Beregnungsversuch:****Prozesse:**

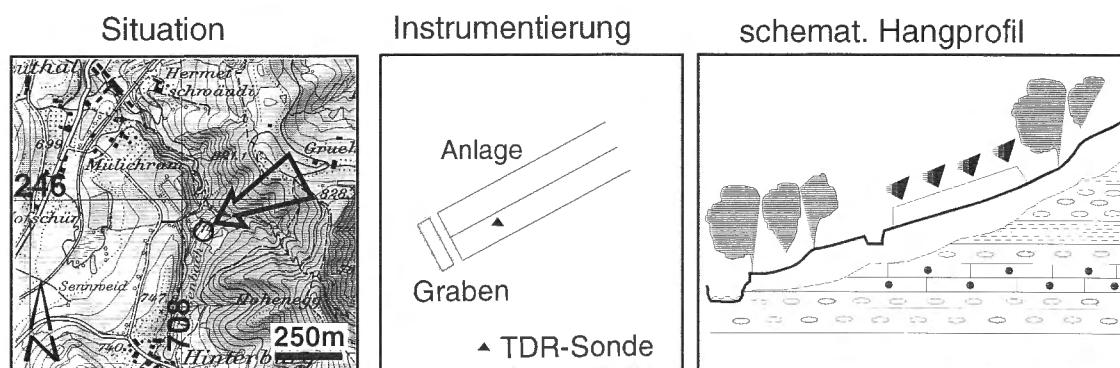
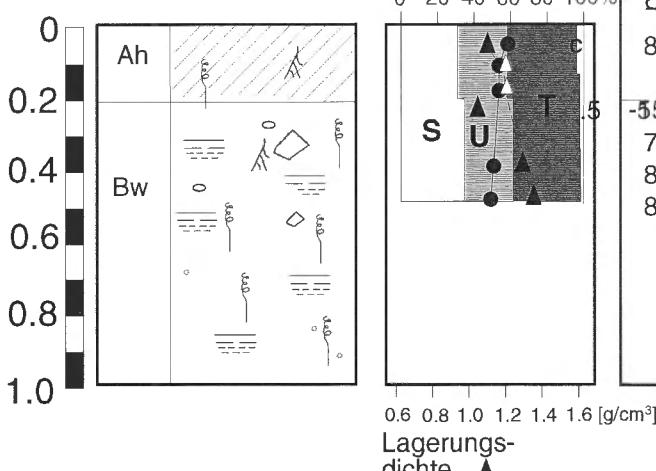
Delayed Hortonian Overland Flow
Deep Percolation

Nach rund 50 Min. Beendigung des Versuchs
infolge Grabeneinsturzes.

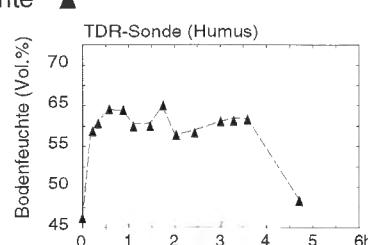
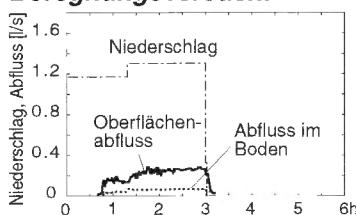
[** Hydrologischer Atlas der Schweiz]

Bauma**Nr. 2****Standortkennzeichen:**

Lage: 708.075/245.900; 725 m ü.Meer
 Topograph. Situation: Unterhang unterhalb Waldrand, Bachnähe
 Geologie: Gehängelehme über Süßw.-Molasse; Nagelfluh mit trennenden Mergel- und Sandsteinschichten
 Bodentyp: Hanglehm-Braunerde
 Vegetation, Nutzung: Jungtierweide, Grasnarbe geschlossen
 Neigung, Exposition: 29%, ENE
 Jährlicher Niederschlag**: 1200-1400 mm/a
 Versuchsdatum: 6.5.1993

Topographische Situation:**Hanglehm-Braunerde****Bodenprofil**

pH	CaCO ₃	Porosität	Ld. (pa)	org. Geh.	Textur		
					Sand	Silt	Ton
8	-	59.1	1.1	3.1	31.1	28.0	37.4
7	-	54.9	1.2				
8	starke Reaktion	50.6	1.3	1.0	32.4	29.3	36.1

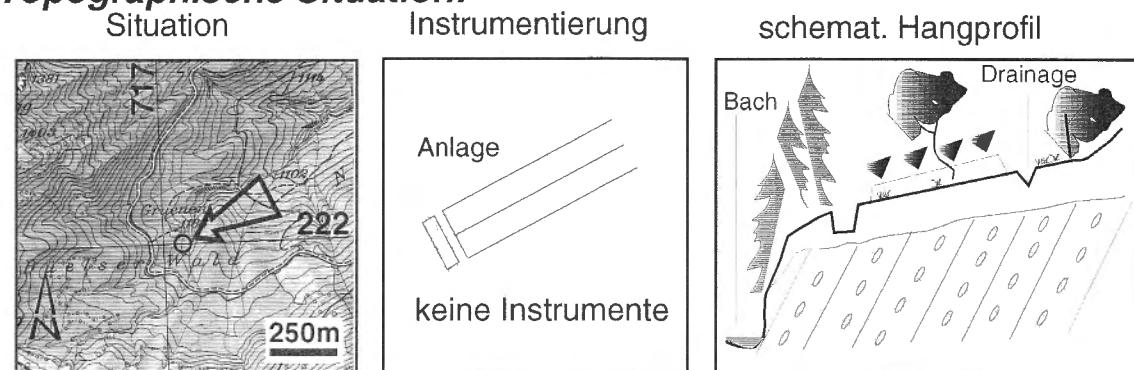
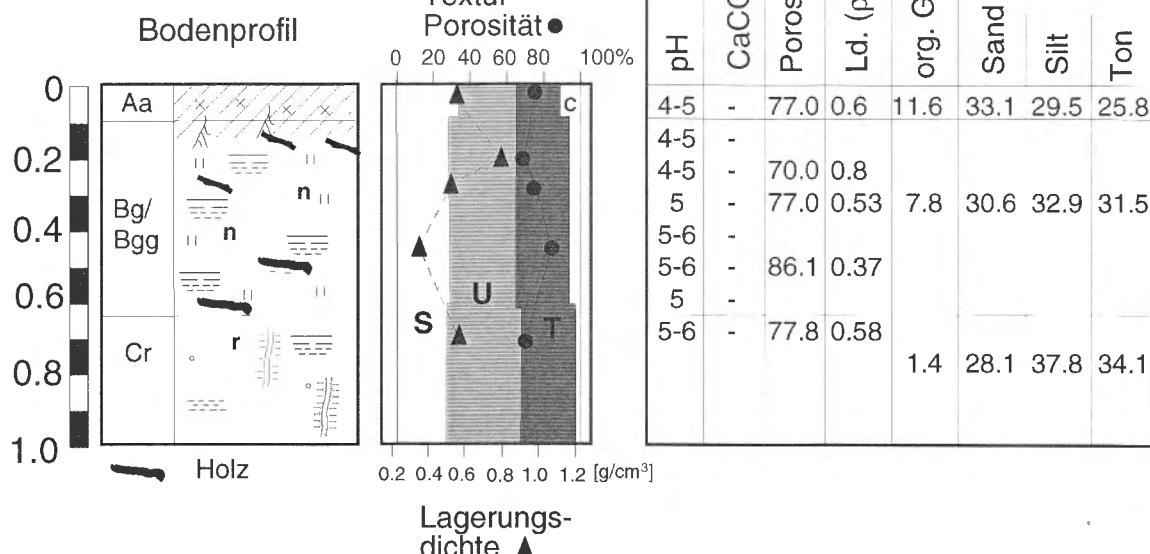
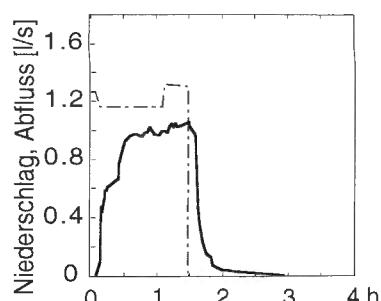
Beregnungsversuch:**Prozesse:**

Delayed Hortonian Overland Flow ist dominant, Matrix Flow, Macropore Flow sind von untergeordneter Bedeutung.

[** Hydrologischer Atlas der Schweiz]

Bilten I**Nr. 3****Standortkennzeichen:**

Lage: 717.000/221.990; 1180 m ü.Meer
 Topograph. Situation: Unterhang oberhalb Bacheinschnitt
 Geologie: Nagelfluh
 Bodentyp: Hanggley
 Vegetation, Nutzung: Waldlichtung mit lichtem jungen Erlenwald
 Neigung, Exposition: 15%, NE
 Jährlicher Niederschlag**: 2000-2400 mm/a
 Versuchsdatum: 11.5.1993

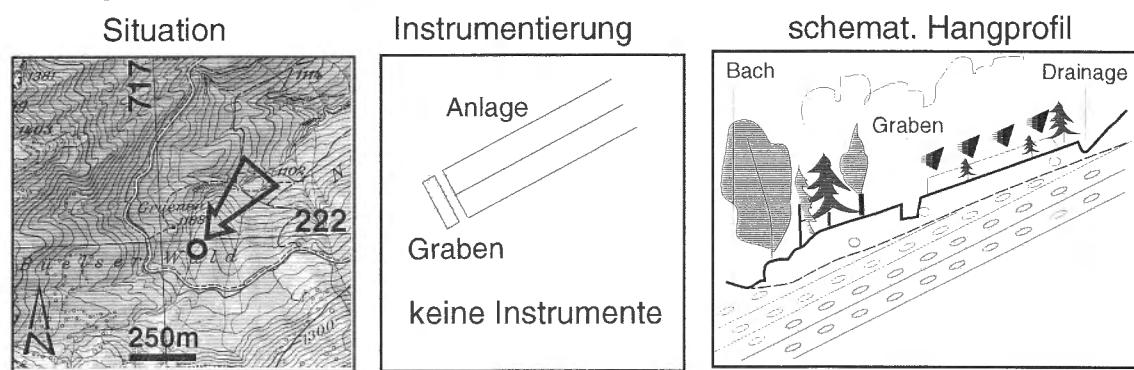
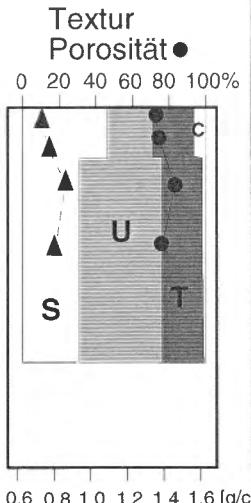
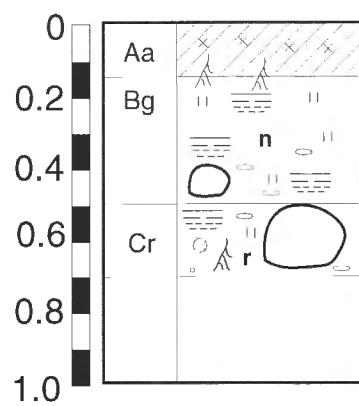
Topographische Situation:**Hanggley****Beregnungsversuch****Prozesse:**

Absolute Hortonian Overland Flow wahrscheinlicher als Saturated Overland Flow, Pipe Flow (Return Flow) aus verschiedenen Mauslöchern.

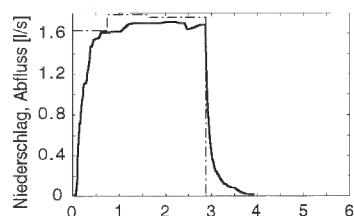
[** Hydrologischer Atlas der Schweiz]

Bilten II**Nr. 4****Standortkennzeichen:**

Lage: 717.075/221.980; 1180m ü.Meer
 Topograph. Situation: Unterhang in Bachnähe
 Geologie: Kalknagelfluh der subalpinen Molasse
 Bodentyp: Hanglehm-Pseudogley
 Vegetation, Nutzung: lichter junger Erlenwald
 Neigung, Exposition: 15%, ENE
 Jährlicher Niederschlag**: 2000-2400 mm/a
 Versuchsdatum: 18.5.1993

Topographische Situation:**Hanggley****Bodenprofil**

pH	CaCO ₃	Porosität	Ld. (pa)	org. Geh.	Textur	Sand	Silt	Ton
6-7	-	75.0	0.75	5.7	46.2	24.0	24.3	
6-7	-	77.0	0.6					
6-7	1	85.0	0.37					
6-7	5	79.0	0.53	0.2	33.7	43.8	22.3	
6-7	5							

Lagerungs-
dichte ▲**Beregnungsversuch:****Prozesse:**

Absolute Hortonian Overland Flow ist wahrscheinlicher als Saturation Overland Flow.

[** Hydrologischer Atlas der Schweiz]

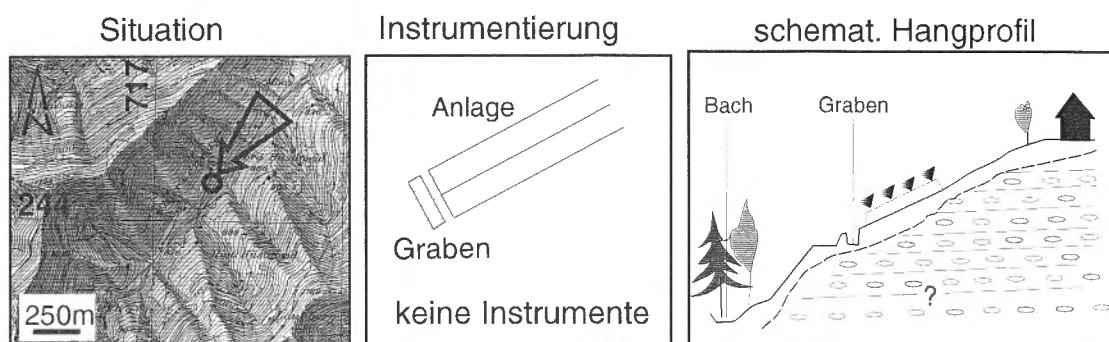
Schnebelhorn

Nr. 5

Standortkennzeichen:

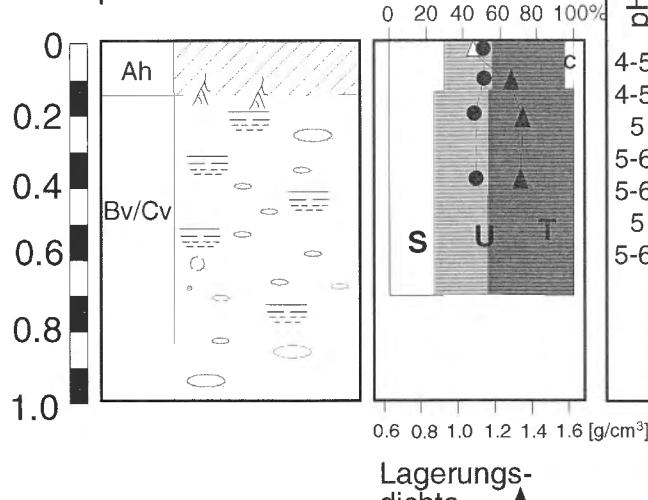
Lage:	717.325/244.225; 820 m ü.Meer
Topograph. Situation:	Mittelhang
Geologie:	Nagelfluh
Bodentyp:	Lehm-Braunerde
Vegetation, Nutzung:	steile Wiese, Herbstweide
Neigung, Exposition:	48%, SE
Jährlicher Niederschlag:	1600 - 2000 mm/a
Versuchsdatum:	7.6.1993

Topographische Situation:



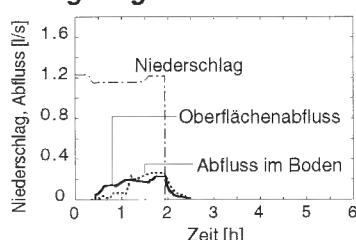
Lehm-Braunerde

Bodenprofil



pH	CaCO ₃	Porosität	Ld. (pa)	org. Geh.	Textur	
					Sand	Silt
						Ton
4-5	-	50.0	1.1	5.2	28.8	29.8
4-5	-	50.5	1.3			36.4
5	-	48.9	1.35			
5-6	-					
5-6	-	49.7	1.33	-	23.0	33.8
5	-					43.2
5-6	-					

Berechnungsversuch:

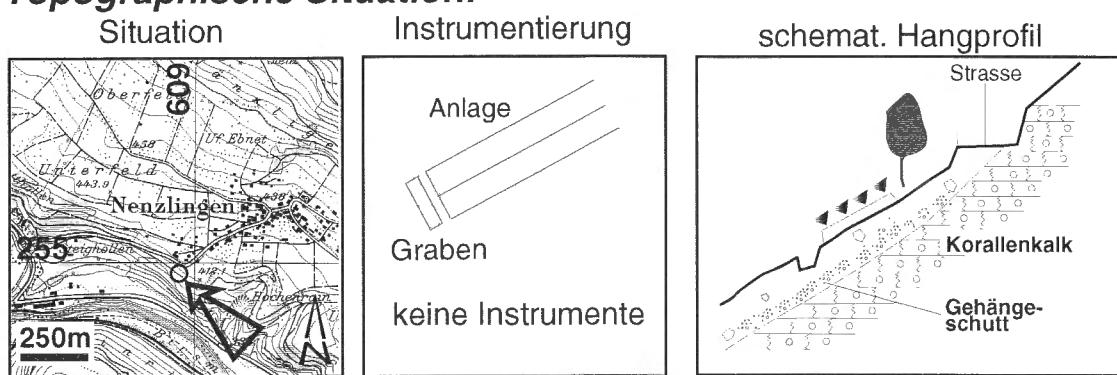
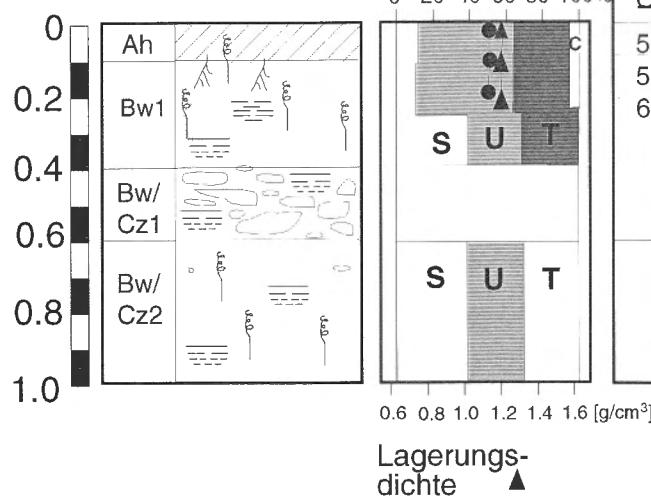


Prozesse:

Delayed Hortonian Overland Flow,
Matrix Flow, Macropore Flow.
Versuchabbruch infolge defekter Pumpe.

Nenzlingen**Nr. 6, 7****Standortkennzeichen:**

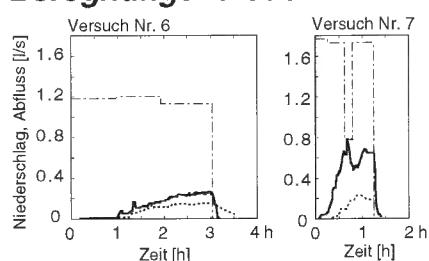
Lage: 608.940/254.950; 400 m ü.Meer
 Topograph. Situation: Mittelhang
 Geologie: Korallenkalk überlagert von Solifluktionsmaterial und Gehängeschutt
 Bodentyp: Gehängeschutt-Braunerde
 Vegetation, Nutzung: Anzeichen zu Trockenrasen/Weide
 Neigung, Exposition: 45%, SW
 Jährlicher Niederschlag**: 1000-1200 mm/a
 Versuchsdatum: 18.6.1993

Topographische Situation:**Lehm-Braunerde****Bodenprofil**

pH	CaCO ₃	Porosität	Ld. (pa)	Textur		
				Sand	Silt	Ton
5	-	54.9	1.2	3.6	13.1	49.1
5	-	53.7	1.2			
6	-	54.6	1.2	3.0	10.2	51.7
						35.4
						39.5
						42.0
						18.5

Skelettgehalt: 0-0.2m: -

0.2-0.3m: 15%

Beregnungsversuch:**Prozesse:**

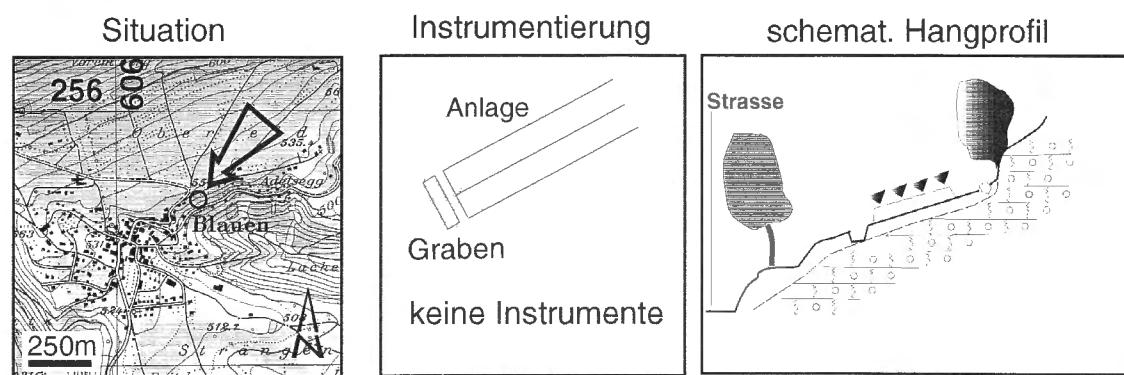
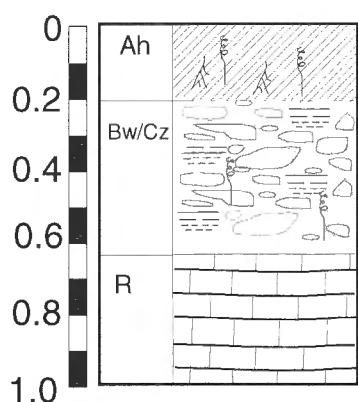
Bei beiden Versuchen fanden Delayed Hortonian Overland Flow, Macropore Flow und Flow in high permeable Layers sowie Deep Percolation statt.

Beim 2. Versuch stellte der mittlere Beregnungsstrang für kurze Zeit ab, was zu Abflussrückgang führte

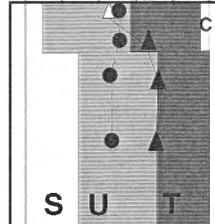
[** Hydrologischer Atlas der Schweiz]

Blauen**Nr. 8, 9****Standortkennzeichen:**

Lage: 606.300/254.625; 530 m ü.Meer
 Topograph. Situation: Oberhang
 Geologie: klüftiger Korallenkalk
 Bodentyp: Kalkschutt-Rendzina
 Vegetation, Nutzung: Trockenrasen, Weide
 Neigung, Exposition: 35%, SSE
 Jährlicher Niederschlag**: 1000-1200 mm/a
 Versuchsdaten: 30.6., 1.7.1993

Topographische Situation:**Kalkschutt-Rendzina****Bodenprofil**

Textur
Porosität ●
0 20 40 60 80 100%

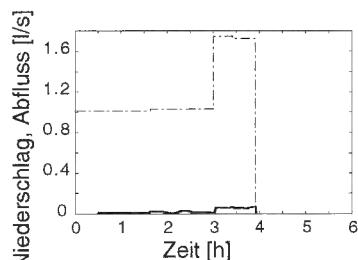


pH	CaCO ₃	Porosität	Ld. (pa)	org. Geh.	Textur		
					Sand	Silt	Ton
5-6	3	56.2	1.15	4.4	8.2	51.6	35.8
7	3	56.6	1.15				
7	3			-	26.0	48.2	25.8
7	5						

Lagerungs-
dichte ▲

Skelettgehalt: 0.1-0.15 m Tiefe: 8%

0.15-0.35 m Tiefe: 8%

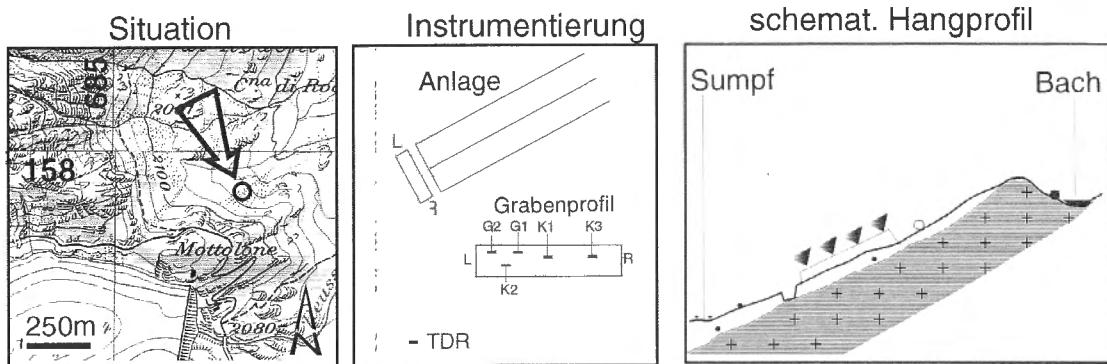
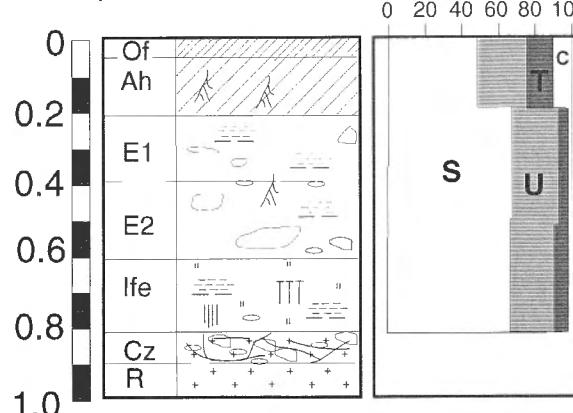
Beregnungsversuch:**Prozesse:**

Geringfügiger Delayed Hortonian Overland Flow, Deep Percolation war der dominante Prozess bei beiden Versuchen.
 Die Abflussganglinie des 2. Versuchs war identisch mit der des ersten Versuchs.

[** Hydrologischer Atlas der Schweiz]

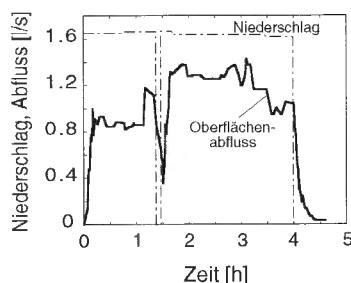
Alpe San Gottardo**Nr. 10****Standortkennzeichen:**

Lage: 685.250/158.125; 2020 m ü.Meer
 Topograph. Situation: Oberhang
 Geologie: Granit
 Bodentyp: Podsol-Braunerde
 Vegetation, Nutzung: alpiner Rasen, extensive Weidenutzung
 Neigung, Exposition: 41%, E
 Jährlicher Niederschlag**: 2400 mm/a
 Versuchsdatum: 12.8.1993

Topographische Situation:**Podsol-Braunerde****Bodenprofil**

	pH	CaCO ₃	Porosität	Ld. (pa)	org. Geh.	Textur
Of	4-5	*	*	*	10.8	Sand
Ah					47.5	Silt
E1	4-5	*	*	*	28.3	Ton
E2						
Ife	4-5	*	*	*	4.9	
Cz						
R	4-5	*	*	*	1.1	
					68.2	
					24.5	
					6.2	

* = Werte nicht bestimmt

Beregnungsversuch:**Prozesse:**

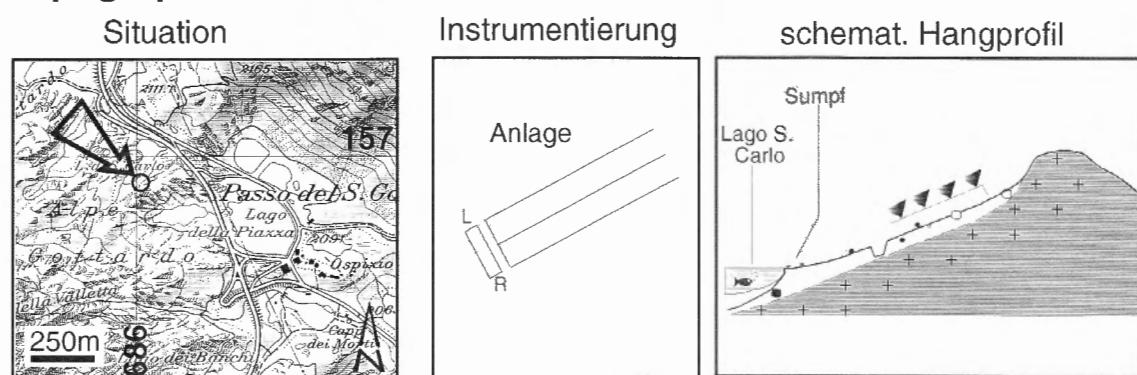
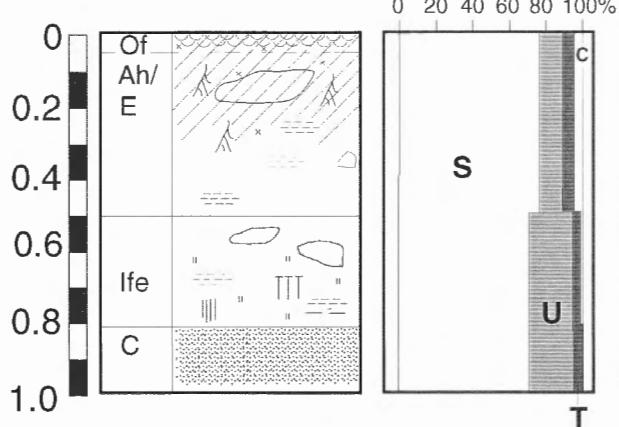
Absolute Hortonian Overland Flow infolge hydrophober Humusaufgabe. Zu Beginn gut sichtbare Benetzungswiderstände.

Starker Windeinfluss beeinträchtigte den Versuchsablauf (kein Windschutzaun).

[** Hydrologischer Atlas der Schweiz]

Gotthard-Pass**Nr. 11****Standortkennzeichen:**

Lage: 686.000/156.900; 2100 m ü.Meer
 Topograph. Situation: Kurzer Hang am Lago di San Carlo
 Geologie: Granit mit Feinschuttauflage
 Bodentyp: Podsol-Regosol
 Vegetation, Nutzung: extensive Weidenutzung, Armee-Schiessgelände
 Neigung, Exposition: 38%, NW
 Jährlicher Niederschlag**: 2400 mm/a
 Versuchsdatum: 19.8.1993

Topographische Situation:**Podsol-Regosol****Bodenprofil**

T	S	U	C	Ah/E	Of	Textur						
						ph	CaCO ₃	Porosität	Ld. (pa)	org. Geh.	Sand	
						4-5	*	*	*	10.8	47.5	28.3
						4-5	*	*	*	1.0	69.1	24.9
						4-5	*	*	*	1.1	68.2	24.5
												6.2

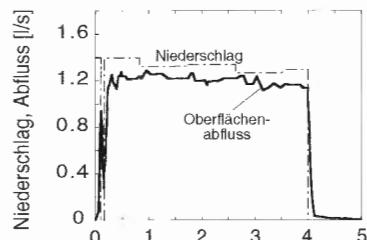
* = Werte nicht erhoben

Beregnungsversuch:**Prozesse:**

Absolute Hortonian Overland Flow infolge hydrophober Humusaufgabe.

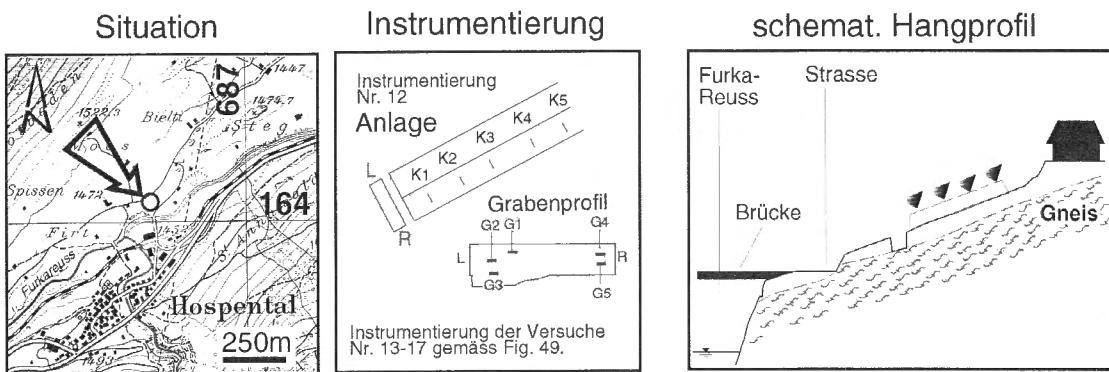
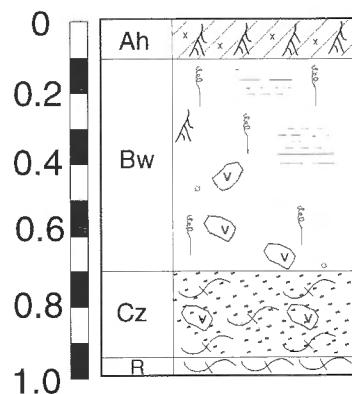
Anfangs Probleme mit der Pumpe aufgrund der grossen Höhe.

[** Hydrologischer Atlas der Schweiz]

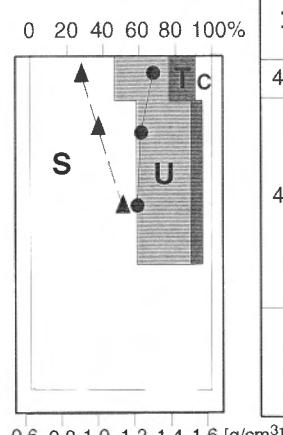


Hospental**Nr. 12-17****Standortkennzeichen:**

Lage: 686.675/164.050; 1450 m ü.Meer
 Topograph. Situation: Hang an Rundhöcker, die zur Furka-Reuss abfallen
 Geologie: Gneis, Randzone Aare-Gotthardmassiv
 Bodentyp: (saure) sandige Braunerde
 Vegetation, Nutzung: Mähwiese, sporadisch beweidet
 Neigung, Exposition: 31%, SE
 Jährlicher Niederschlag**: 2000-2400 mm/a
 Versuchdaten: Nr. 12: 2.9.1993; Nr. 13: 7.9.94, Nr. 14: 19.9.;
 Nr. 15: 20.9.; Nr. 16: 29.9.; Nr. 17: 30.9.94

Topographische Situation:**Sandige Braunerde:****Bodenprofil:**

Textur
Porosität



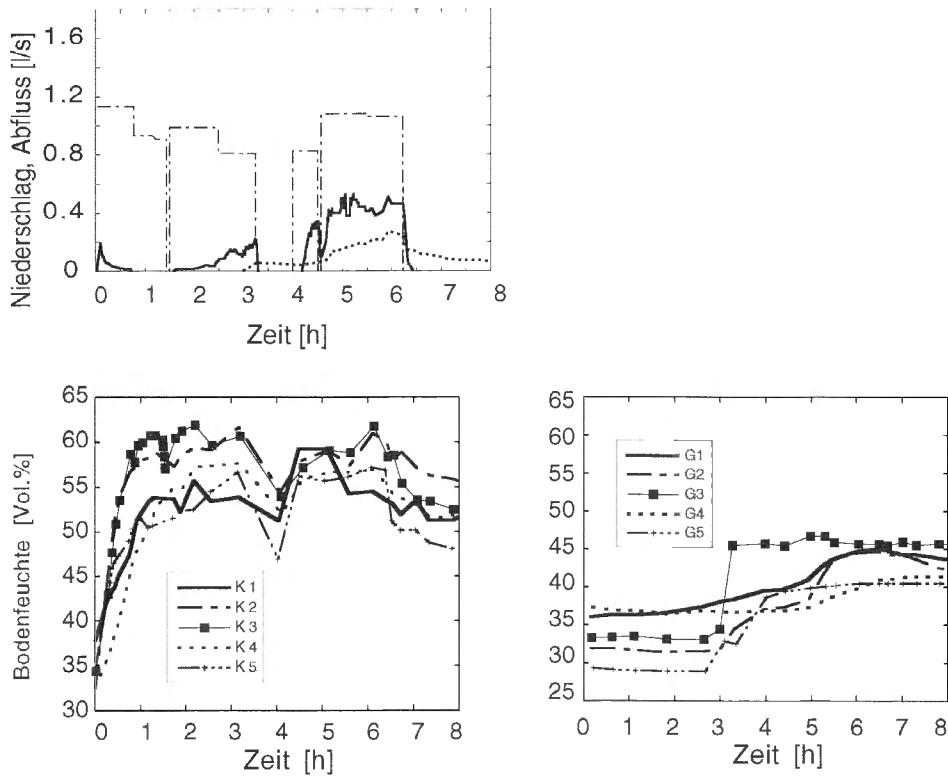
pH	CaCO ₃	Porosität	Ld. (ra)	Textur		
				org. Geh.	Sand	Silt
4-5	*	65.7	0.9	9.6	46.3	30.9
4-5	*	60.1	1.05			
	*	57.0	1.14	7.0	57.3	33.1
						7.0

* nicht bestimmt

Lagerungs-
dichte ▲

[** Hydrologischer Atlas der Schweiz]

Beregnungsversuch 12:

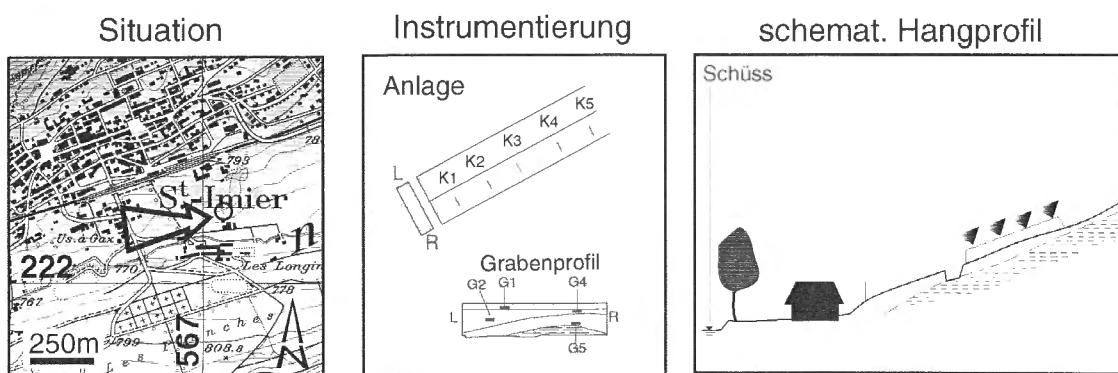
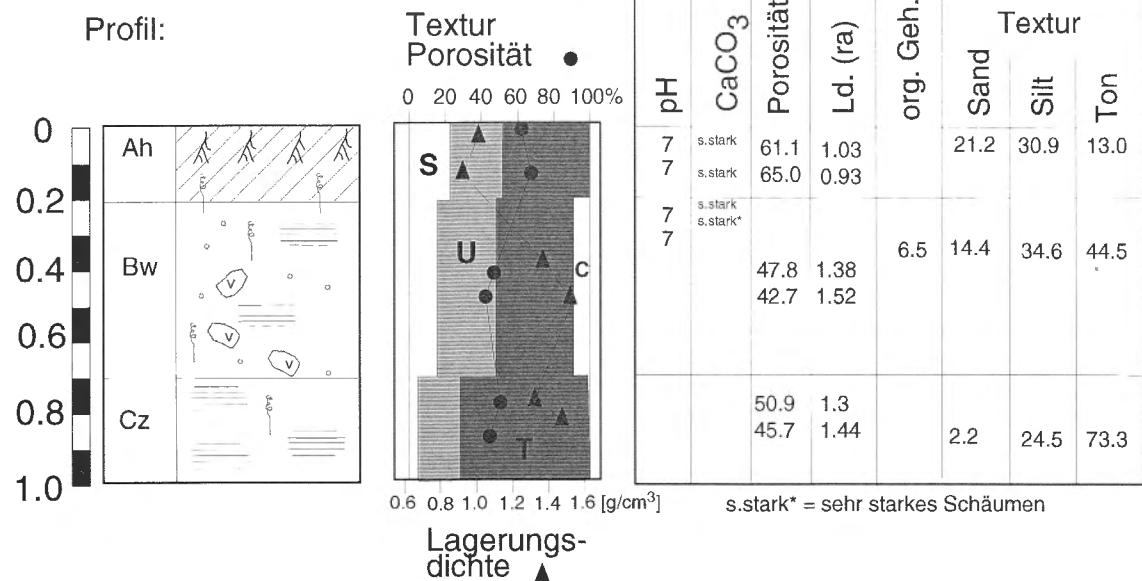


Prozesse:

Zuerst Temporary Hortonian, dann Delayed Hortonian Overland Flow.
 Abfluss im Boden: Matrix Flow und Macropore Flow. Ein Teil des SSF
 dürfte auf undichte Oberflächenabfluss-Sammeleinrichtung zurückgehen.
 Probleme mit Pumpe (diverse Unterbrüche in der Berechnung).

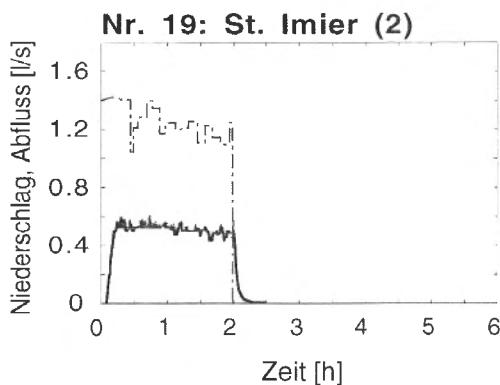
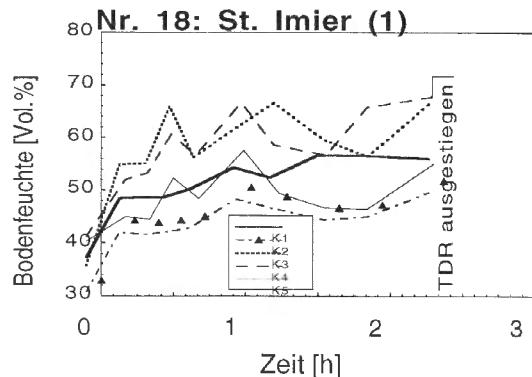
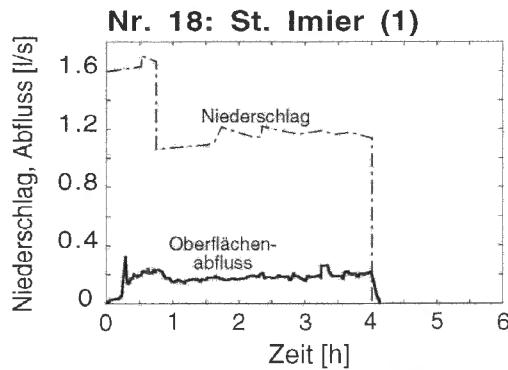
St. Imier**Nr. 18, 19****Standortkennzeichen:**

Lage: 567.100/222.250; 770 m ü.Meer
 Topograph. Situation: Talflanke des Vallon de St. Imier, ca. 15 m über dem Talboden.
 Geologie: Seekreide
 Bodentyp: Hanglehm-Braunerde
 Vegetation, Nutzung: Fettwiese, Weide
 Neigung, Exposition: 31%, SE
 Jährlicher Niederschlag**: 1353 mm/a (Station Courtelary)
 Versuchsdaten: 21.9.; 22.9.1993

Topographische Situation:**Hanglehm - Braunerde:**

[** Hydrologischer Atlas der Schweiz]

Beregnungsversuche:

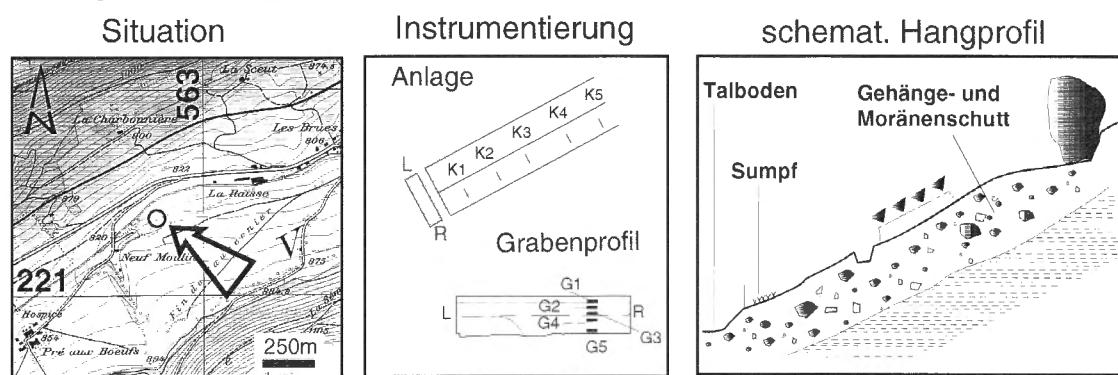


Prozesse:

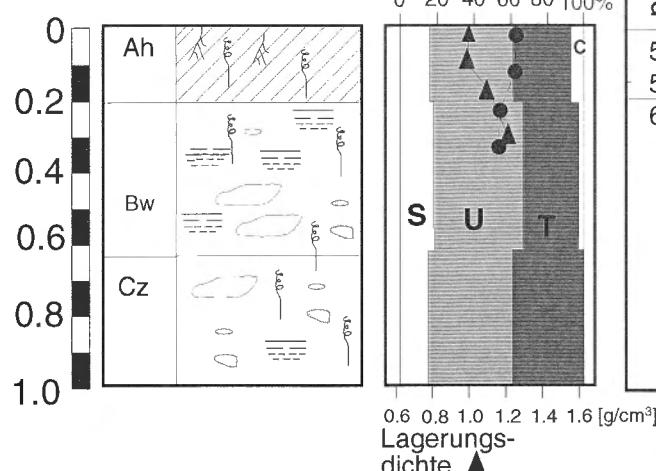
Dominant war in beiden Versuchen die Deep Percolation. Absolute Hortonian trat auf, nahm bald konstante Rate an und stieg im Verlaufe der Zeit nicht mehr weiter an. TDR-Sonden während des ersten Versuchs ausgestiegen.

Sonvilier**Nr. 20, 21****Standortkennzeichen:**

Lage: 562.750/220.375; 830 m ü.Meer
 Topograph. Situation: Unterhang
 Geologie: Rissmoräne und Gehängeschutt über Mergel
 Bodentyp: Hanglehm-Braunerde
 Vegetation, Nutzung: Fettwiese, Weide (übernutzt, Trittschäden)
 Neigung, Exposition: 43%, N
 Jährlicher Niederschlag**: 1353 mm/a (Station Courtelary)
 Versuchsdaten: 30.9.; 1.10.93

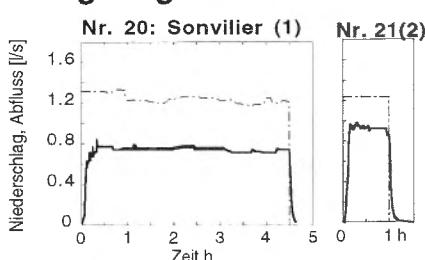
Topographische Situation:

TDR installiert, aber es sind Messprobleme aufgetreten.

Hanglehm-Braunerde**Bodenprofil**

pH	CaCO ₃	Porosität	Textur		
			Ld. (pa)	org. Geh.	Sand
5	-	61.2	1.0	5.4	16.1
5	-	61.4	0.96		45.0
6	-	56.9	1.1		33.5
	-	55.4	1.2		
				2.6	19.0
					44.9
					33.4
					16.4
					41.0
					42.6
					31.4*
					39.0*
					29.6*

* linke Grabenseite

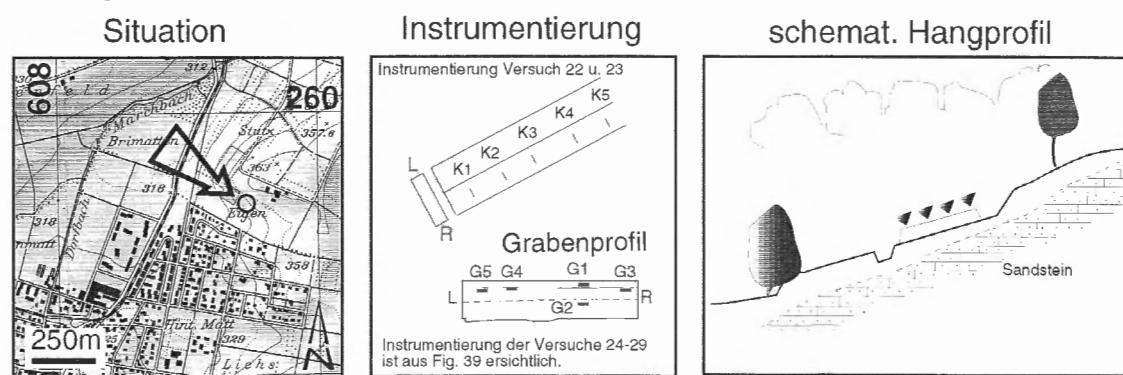
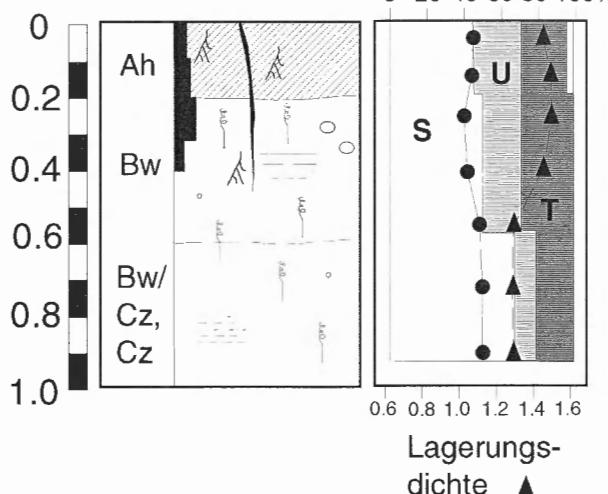
Beregnungsversuch:**Prozesse:**

Absolute Hortonian Overland Flow ist dominant, Deep Percolation scheint eine Rolle zu spielen, da der Oberflächenabfluss im Verlaufe der Versuche nicht weiter ansteigt. Verschlämmlungerscheinungen waren auf der Oberfläche sichtbar, die erst durch die Zerstörung der Grasnarbe möglich wurden.

[** Hydrologischer Atlas]

Therwil**Nr. 22-29****Standortkennzeichen:**

Lage: 608.725/259.650; 350 m ü.Meer
 Topograph. Situation: Mittelhang zwischen zwei Geländekorrekturen
 Geologie: Sandstein der Elsässer Molasse
 Bodentyp: sandige Braunerde
 Vegetation, Nutzung: Fettwiese, Pferdeweide
 Neigung, Exposition: 23%, S
 Jährlicher Niederschlag**: 956 mm/a (Station Therwil)
 Versuchsdaten: Nr. 22: 2.11.; Nr. 23: 3.11.1993; Nr. 24: 22.5.1995
 Nr. 25: 23.5.; Nr. 26: 10.7.; Nr. 27: 11.7.;
 Nr. 28: 10.8.; Nr. 29: 11.8.1995

Topographische Situation:**sandige Braunerde****Bodenprofil:**

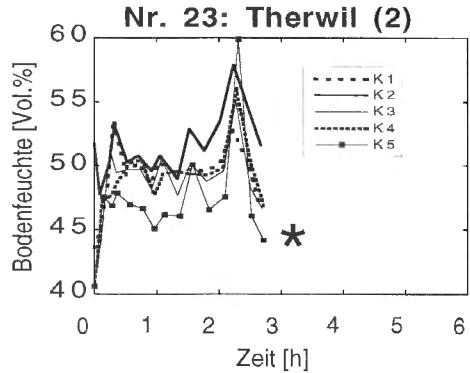
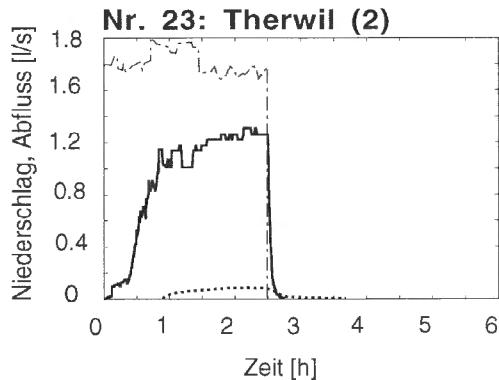
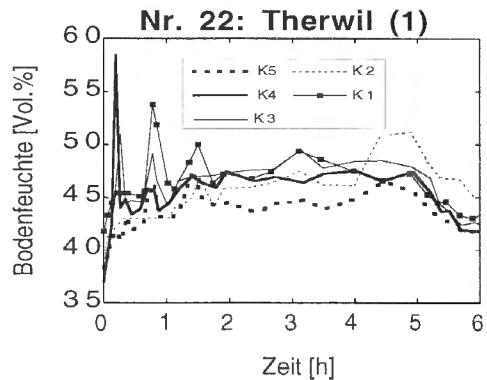
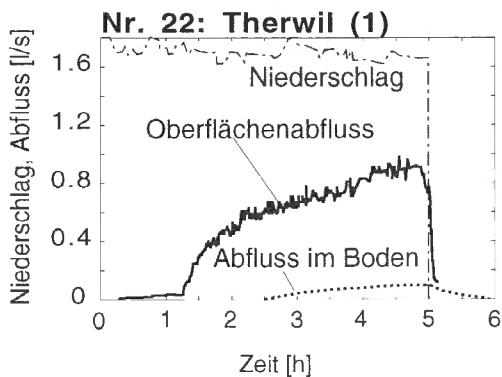
pH	CaCO ₃	Porosität	Ld. (pa)	org. Geh.	Textur		
					Sand	Silt	Ton
5-6	--	45.9	1.43	2.9	44.1	28.8	24.2
5	--	44.0	1.48				
5-6	mässig	43.3	1.5				
6	mässig	45.2	1.44		50.0	23.4	26.6
6-(7)	s.schw.						
6-(7)	--	41.3	1.28				
6	--						
6-7	--	50.1	1.31		69.0	11.6	19.4
		50.3	1.31				

Salzsäurereaktion (- keine, s.schw. = sehr schwach)

Lagerungs-
dichte ▲

[** Hydrologischer Atlas der Schweiz]

Beregnungsversuch:



★ TDR ausgefallen

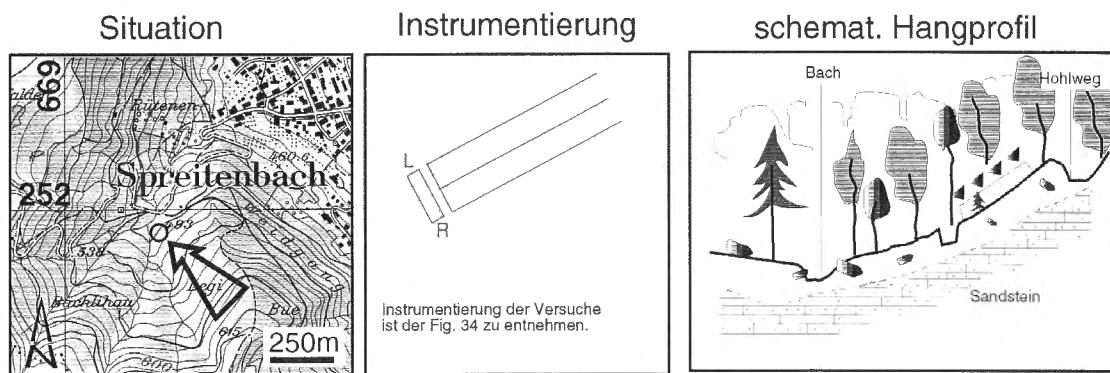
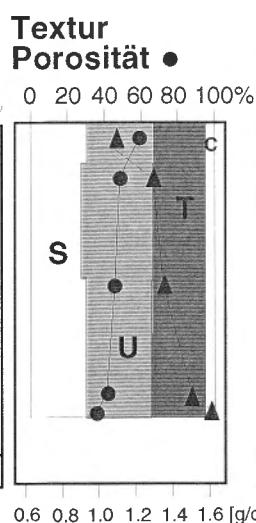
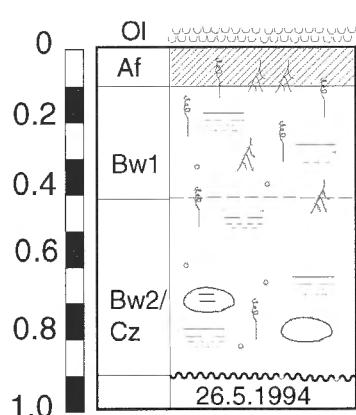
Prozesse:

Delayed Overland Flow ist dominant bei beiden Versuchen (22, 23). Flow in Macropores und Deep Percolation spielen ebenfalls eine wichtige Rolle. Die in der Arbeit dargestellten Versuche mit Saugspannungs- und Wasserspiegel-messungen zeigten, dass Saturation Overland Flow auf diesem Standort nicht vorkommt.

[Ein Teil des SSF könnte auf undichte Oberflächenabfluss-Sammelrinnen zurückgehen].

Spreitenbach**Nr. 30-32****Standortkennzeichen:**

Lage: 669.300/251.900; 500 m ü.Meer
 Topograph. Situation: kurzer Hang in Bachnähe
 Geologie: verrutschte Rissmoräne über Sandstein
 (Süsswasser Molasse)
 Bodentyp: Braunerde
 Vegetation, Nutzung: Buchen-Altbestand mit Ahornunterholz
 Neigung, Exposition: 44%, NW
 Jährlicher Niederschlag**: 1000-1400 mm/a
 Versuchsdaten: Nr. 30: 28. 5.; Nr. 31: 1.6.; Nr. 32: 3.6.1994

Topographische Situation:**Braunerde****Bodenprofil:**

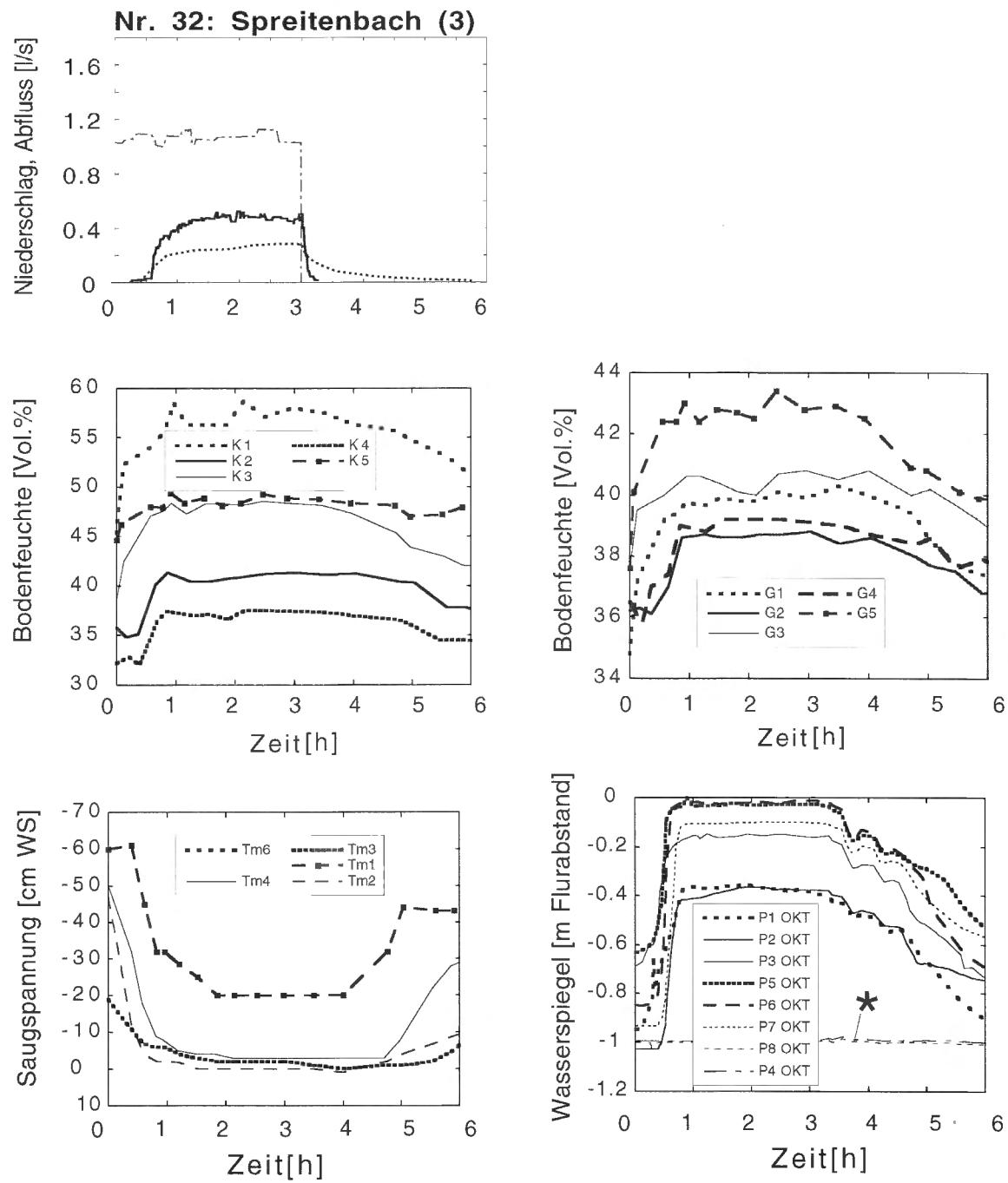
pH	CaCO ₃	Porosität	Ld. (pa)	org. Geh.	Textur		
					Sand	Silt	Ton
*	*	58.7	1.08	2.5	30.1	37.8	28.4
		50.0	1.30				
*	*				27.9	39.7	31.4
*	*	48.1	1.37	48.1			
*	*	43.3	1.50	43.3			
		38.8	1.62	38.8			

(* nicht erfasst)

Lagerungs-dichte ▲

[** Hydrologischer Atlas der Schweiz]

Beregnungsversuche:



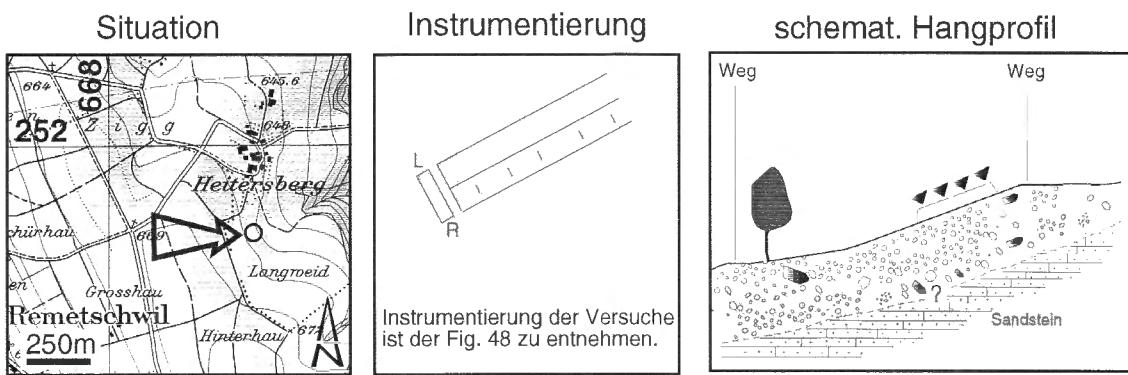
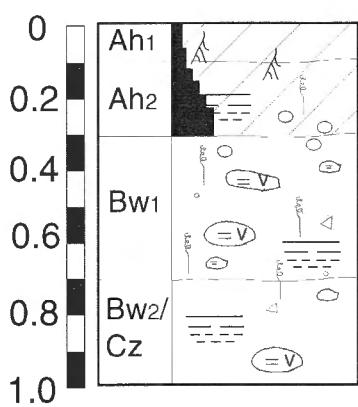
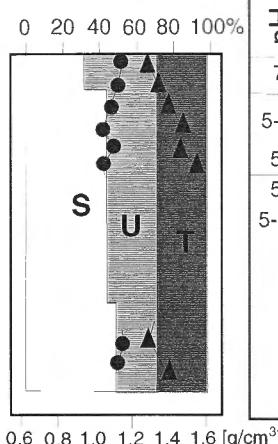
★ neben der Parzelle installierte Piezometer

Prozesse:

Der untere Teil der Parzelle wurde rasch gesättigt und Saturation Overland Flow wurde dominant. Ein Grossteil des Wasser floss im Boden ab, unterströmte teilweise als Deep Percolation den Graben und drang weiter unten aus der Bachböschung.

Heitersberg**Nr. 33-36****Standortkennzeichen:**

Lage: 668.500/251.750; 780 m ü.Meer
 Topograph. Situation: Oberhang
 Geologie: Rissmoräne
 Bodentyp: lehmige Braunerde, teilweise verdichtet
 Vegetation, Nutzung: Fettwiese, Mähwiese mit sporadischer Beweidung
 Neigung, Exposition: 27%, E
 Jährlicher Niederschlag**: 1000-1200 mm/a
 Versuchsdaten: Nr. 33: 8.6; Nr. 34: 14.6.; Nr. 35: 15.6.;

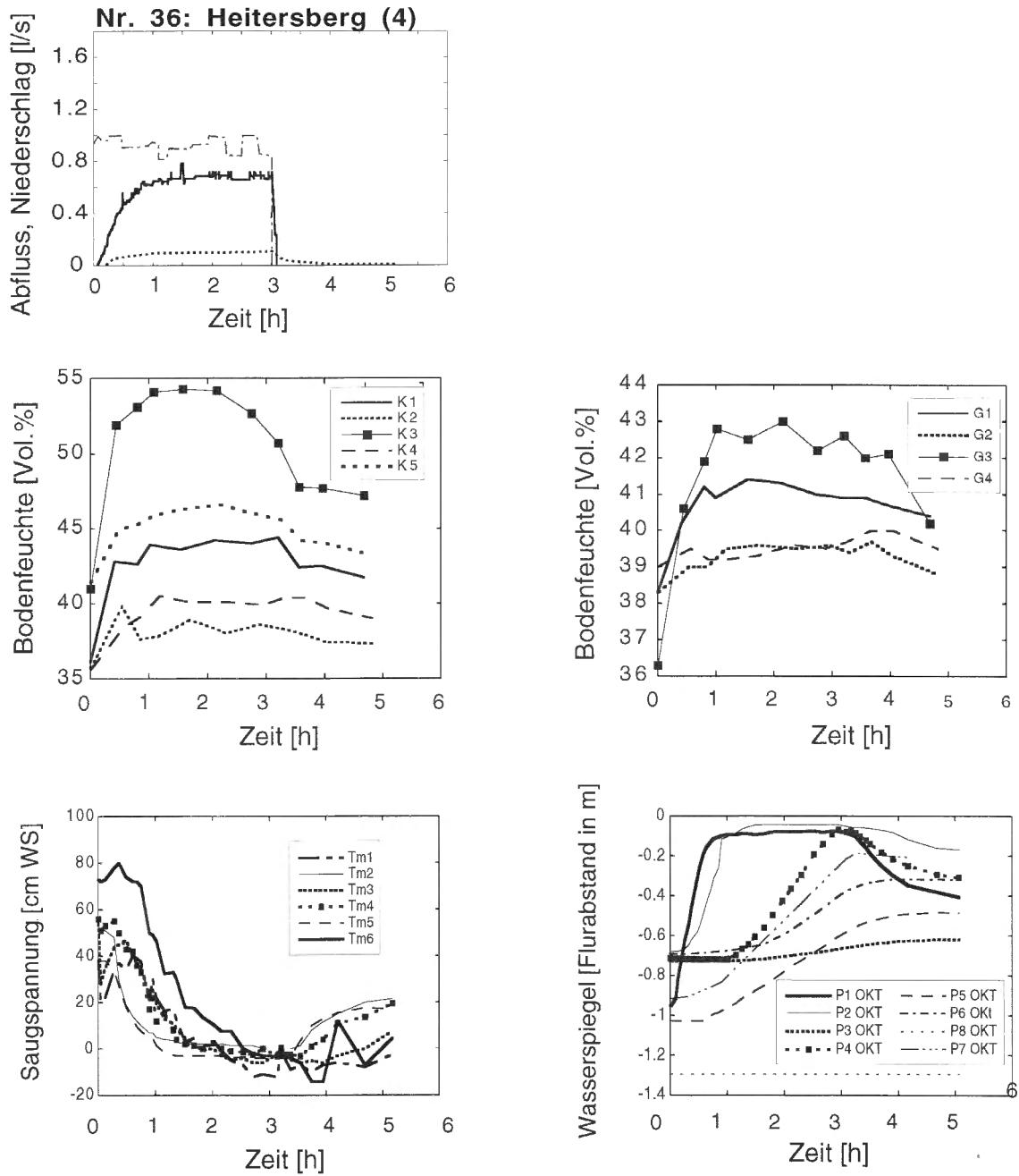
Topographische Situation:**Lehmige Braunerde****Bodenprofil:****Textur
Porosität ●**

pH	CaCO ₃	Porosität	Ld. (pa)	Skelettgeh.	Textur		
					Sand	Silt	Ton
7	--	51.3	1.35	0.3	35.3	37.8	24.6
5-6	--	43.5	1.52	1.8			
5	--	41.5	1.55	9.0			
	--			21.6			
5	--				42.8	30.0	26.1
5-6	--						
					50.2	1.39	
					47.8	1.38	
						47.2	22.7
							25.4
-- keine Reaktion							

**Lagerungs-
dichte ▲**

[** hydrologischer Atlas der Schweiz]

Beregnungsversuche:

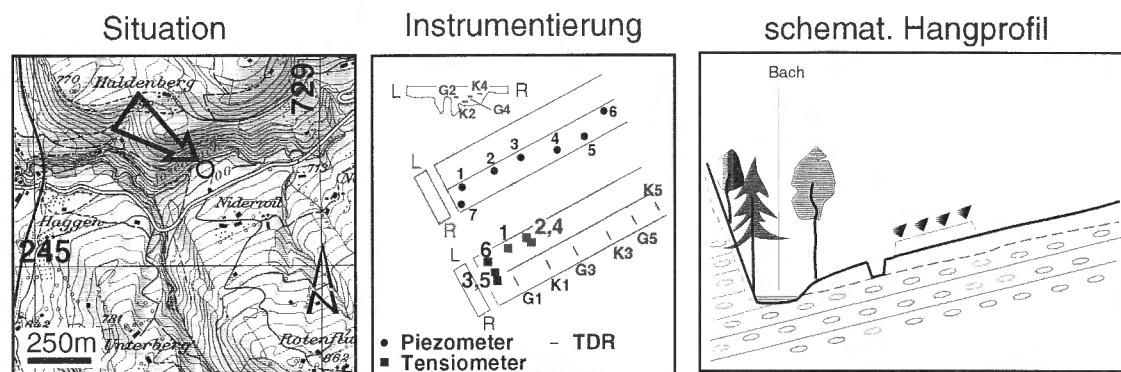
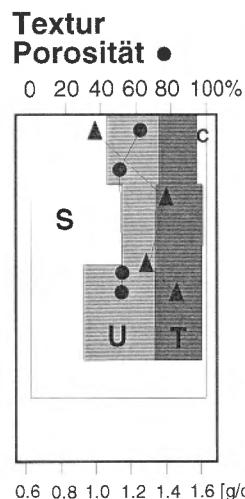
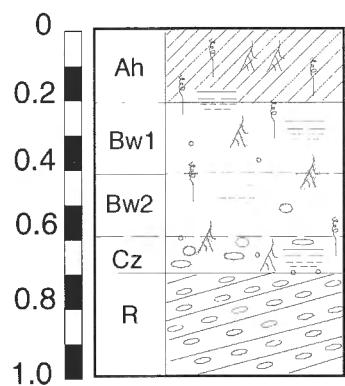


Prozesse:

Mit einer geringeren Intensität von ca. 55 mm/h wurde dieser Versuch durchgeführt. Anteilmässig war Absolute Hortonian aber immer noch der dominierende Prozess. Saturation Overland Flow, Matrix und Macropore Flow waren von untergeordneter Bedeutung.

Ebersol**Nr. 37-39****Standortkennzeichen:**

Lage: 728.625/245.350; 690 m ü.Meer
 Topograph. Situation: Hangfuss am Bach
 Geologie: Nagelfluh (Süsswasser Molasse)
 Bodentyp: Ranker-Braunerde
 Vegetation, Nutzung: Fettwiese, sporadisch als Weide genutzt
 Neigung, Exposition: 30%, NW
 Jährlicher Niederschlag**: 1400-1600 mm/a
 Versuchsdaten: Nr. 37: 6.7.; Nr. 38: 7.7.; Nr. 39: 21.7.1994

Topographische Situation:**Braunerde****Bodenprofil:**

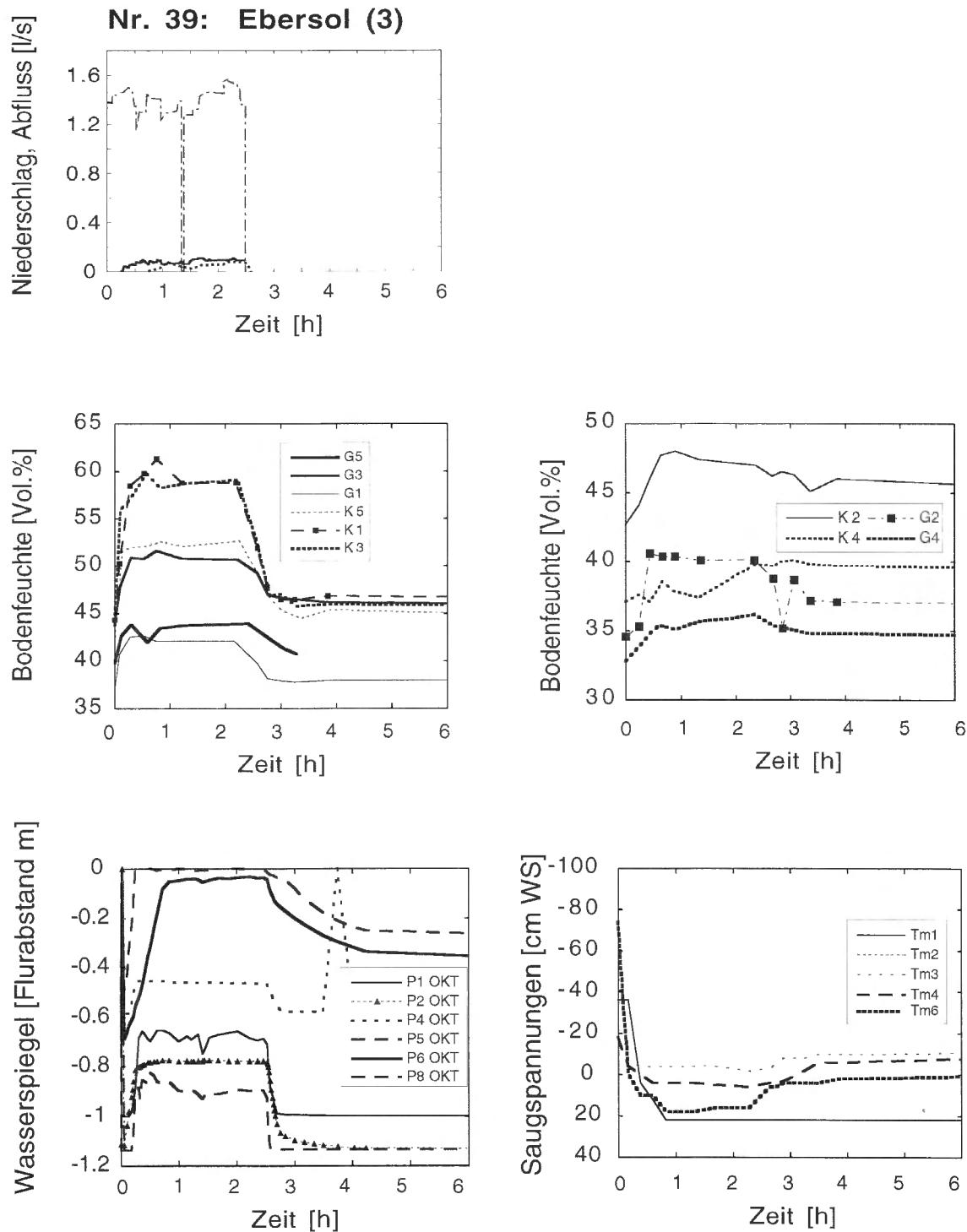
pH	CaCO ₃	Porosität	Ld. (pa)	org. Geh.	Textur			Skelettgeh.
					Sand	Silt	Ton	
6	*	61.8	1.01	3.8	41.5	31.2	23.4	0.35
6-7	*	48.7	1.41	1.4	47.1	28.4	23.0	2.8
7	*	49.2 44.8	1.34 1.46		49.3	25.8	23.8	7.4 17.7

(* nicht erfasst)

**Lagerungs-
dichte ▲**

[** Hydrologischer Atlas der Schweiz]

Beregnungsversuch:

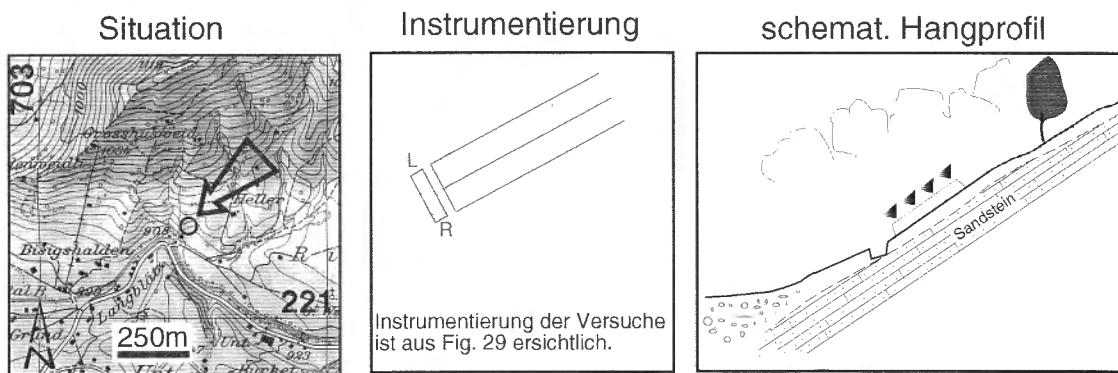
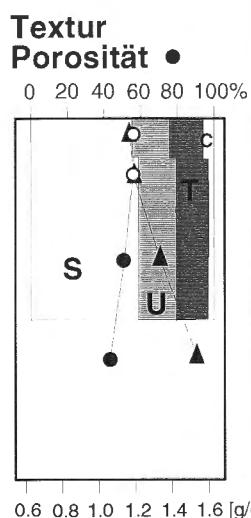
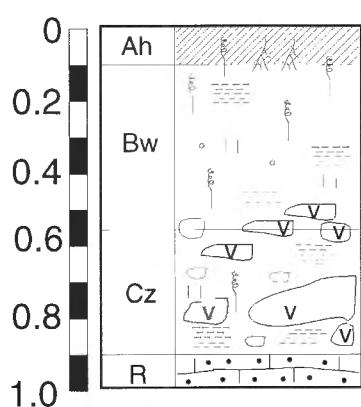


Prozesse:

Ein Grossteil des Wassers floss in Felsrinnen ab und konnte im Graben nicht gemessen werden (Pipe Flow und Deep Percolation).

Willerzell-Hang**Nr. 40-44****Standortkennzeichen:**

Lage: 703.500/221.325; 930 m ü.Meer
 Topograph. Situation: Mittelhang in der Nähe des Hangfusses
 Geologie: Sandstein (Subalpine Molasse)
 Bodentyp: flachgründige, sandige Braunerde
 Vegetation, Nutzung: Fettwiese, kaum geschnitten, sporadisch beweidet
 Neigung, Exposition: 55%, S
 Jährlicher Niederschlag**: 1807mm/a (Station Einsiedeln)
 Beregnungsdaten: Nr. 40: 17.8.; Nr. 41: 18.8.; Nr. 42: 23.8;

Topographische Situation:**Sandige Braunerde****Bodenprofil:**

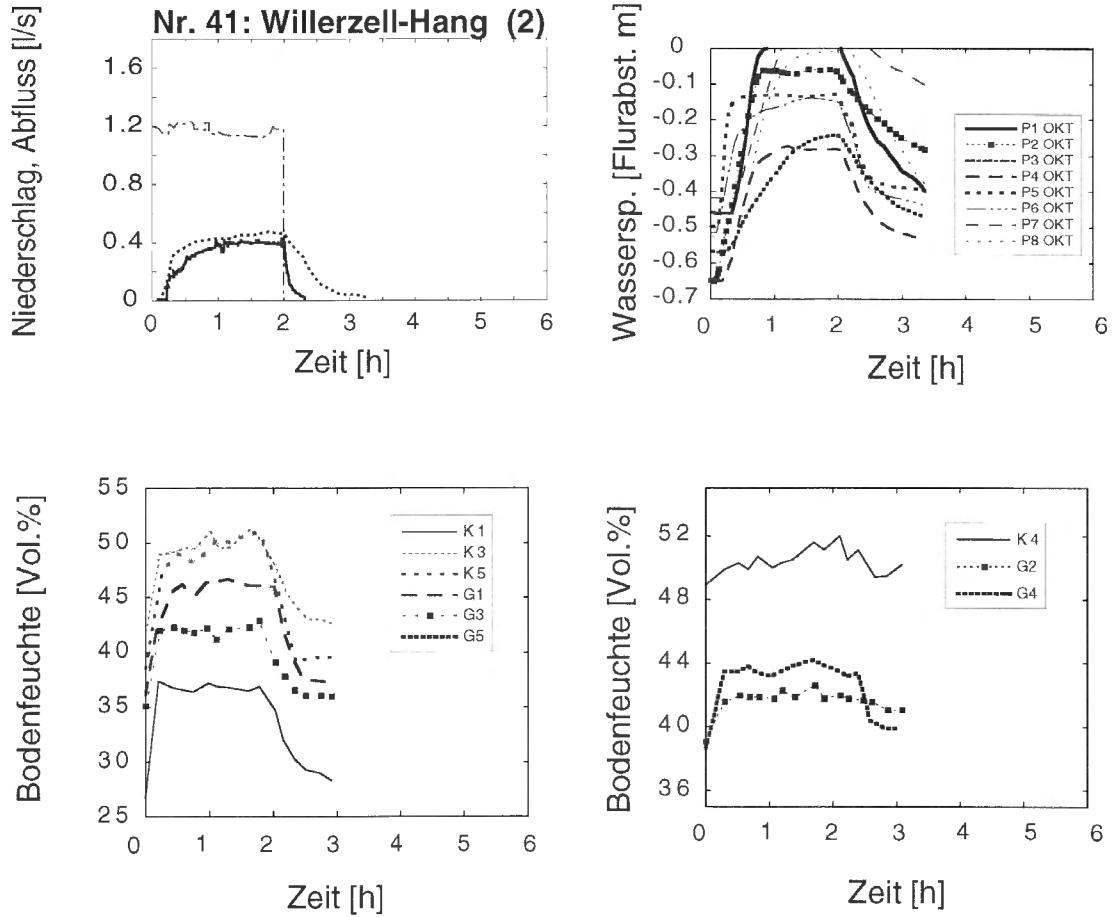
pH	CaCO ₃	Porosität	Ld. (ra)	org. Geh.	Textur		
					Sand	Silt	Ton
*	*	55.3	1.18	6.3	58.3	17.7	19.9
*	*	53.8	1.21				
*	*	49.6	1.34	2.2	59.9	19.1	19.5
*	*	41.3	1.55				

(* nicht erfasst)

Lagerungs-dichte ▲

[** hydrologischer Atlas der Schweiz]

Beregnungsversuch:



Prozesse:

Folgeversuch einen Tag nach Versuch 40. Abfluss im Boden ist dominant, wobei der Oberflächenabfluss anteilmässig grösser war als am Tag zuvor. Ein Grossteil dieses Wasser stammte aber von Return Flow, welcher wenig oberhalb des Grabens aus zwei Mauslöchern (Pipes) sprudelte.