

# **Subsurface Stormflow – physikalische Grundlagen und Einflussfaktoren**

Hauptseminar Hydrologie  
Wintersemester 2006/2007  
Dozent: Dr. Christoph Külls  
Referent: Matthias Gaßmann

15. Dezember 2006

# Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung.....	3
1. Einleitung.....	4
1.1 Definitionen.....	4
1.2 Skalen und Testumgebungen.....	5
2. Subsurface Flow im ungesättigten Bereich.....	6
2.1 Matrixfluss - „Sloping Slab“ und „Lateral Flow“.....	6
2.1.1 Einfluss der Geologie.....	8
2.1.2 Fallbeispiel: Maimai Einzugsgebiet (McDonnell 1990).....	10
2.2 „Translateral Flow“ durch Druckwellen.....	12
2.3 Makroporenfluss und Soil Pipes.....	14
3. Subsurface Flow im gesättigten Bereich.....	17
3.1 Groundwater Ridging.....	17
3.2 Transmissivity Feedback.....	20
4. Fazit und Ausblick.....	22
Literatur.....	23

## Zusammenfassung

Ca. 75 % des gesamten bei Niederschlags- oder Schneeschmelzereignissen zum Abfluss kommenden Wassers ist altes Wasser, das bereits vor dem Ereignis im Boden gespeichert war. Dieses Wasser wird durch unterirdische Abflussbildungsprozesse dem Abfluss zugeführt.

„Subsurface Stormflow“ ist der Überbegriff für alle unterirdischen Abflussbildungsprozesse und ist ein Synonym für „Interflow“ und oder „Through Flow“.

Einige Konzepte, die die Abflussbildungsprozesse unter der Erdoberfläche erklären sollen, sind im Laufe der letzten 50-80 Jahre entwickelt worden. Dazu zählen zum einen Prozesse in der vor dem Ereignis ungesättigten Zone und Prozesse bei denen das Grundwasser mobilisiert wird.

Zu den Prozessen der ungesättigten Zone gehört der Matrixfluss durch den sehr schnell ein temporärer hängender Grundwasserspiegel gebildet werden kann. Dieses Wasser kann dann lateral an der Grenze zu einer relativ undurchlässigen Schicht im Boden abfließen. Dazu wird noch der Einfluss des anstehenden Gesteins untersucht und eine Fallstudie veranschaulicht die Bildung solch eines temporären Grundwasserspiegels. Ein weiterer Prozess ist das Auspressen von Wasser durch Druckwellen im ungesättigten Bereich. Letztendlich spielen auch der Makroporenfluss bzw. der Fluss in so genannten „Soil Pipes“, großen Makroporen, eine Rolle. Dies wird anhand eines Fallbeispiels erläutert.

Das Grundwasser wird bei Ereignissen durch die Prozesse „Groundwater Ridging“ und „Transmissivity Feedback“ mobilisiert. Beim Groundwater Ridging wird der Kapillarsaum bereits durch eine sehr kleine Menge an Infiltriertem Wasser sehr schnell in Grundwasser umgewandelt. Dadurch wird das hydraulische Potential erhöht und der Grundwasserabfluss beschleunigt. Das Transmissivity Feedback beschreibt ein Ansteigen des Grundwassers in höher durchlässige Bodenbereiche. Dort kann dann aufgrund der besseren Durchlässigkeit das Grundwasser schneller lateral abfließen.

Obwohl das Phänomen der Abflussbildung unter der Erdoberfläche schon seit Beginn des 20. Jahrhunderts bekannt ist, ist es bis heute noch nicht vollständig erforscht. Besonders bei den hauptsächlichen Steuergrößen ist noch Forschungsbedarf vorhanden. Neue technische Möglichkeiten wie Geomagnetik oder Bodenradar zusammen mit künstlichen und natürlichen Tracern können helfen die zeitliche und räumliche Verteilung des Subsurface Stormflow zu erforschen.

# 1. Einleitung

Seit dem die Ganglinienseparation anhand von Isotopen bekannt wurde, ist in vielen Einzugsgebieten der Welt festgestellt worden, dass ein großer Anteil des abfließenden Wassers nach oder während eines Niederschlags- oder Schneeschmelzereignisses so genanntes „Altes Wasser“ oder „Preevent Water“ ist. Das heißt, dass das Wasser bereits vor dem Ereignis im Boden gespeichert war. Weltweit wurde ein Anteil von durchschnittlich 75 % alten Wassers im Ereignisabfluss gefunden. (WEILER AND McDONNELL 2003).

Bereits 1912 befasste sich ENGLER in der Schweiz mit dem Phänomen Subsurface Stormflow. Durch Beobachtungen und Messungen fand er heraus, dass in seinem Testgebiet auch bei starken Niederschlägen kein Oberflächenabfluss auftrat. Seine Theorie war, dass Wasser vertikal infiltriert und durch unzählige Adern lateral hangabwärts fließt.

Erst 1941 konnte das von Engler beschriebene Phänomen durch HURSH UND BRATER quantifiziert werden. Sie zeigten, dass der Gerinneabfluss aus hauptsächlich zwei Komponenten besteht: Niederschlag der direkt in das Gerinne fällt und unterirdischem Ereignisabfluss.

Erst ab den sechziger Jahren des zwanzigsten Jahrhunderts begann das Prozessverständnis des Subsurface Stormflow zu wachsen. Bedeutende Arbeiten waren HEWLETT UND HIBBERT 1967 (Druckwellen im ungesättigten Bereich), FREEZE 1972 (Definitionen, Modellierung) WEYMAN 1973 (Ausbildung eines temporären Grundwasserkeils), SKLASH 1979 (Groundwater Ridging), GILLHAM 1984 (Reaktion des Kapillarsaums auf Infiltration) und BISHOP 1990 (Transmissivity Feedback). Neuere Arbeiten befassen sich damit die Konzepte durch Messungen zu testen (McDONNELL 1990, KENDALL ET AL 1999) oder verschiedene den Subsurface Flow beeinflussende Faktoren zu erforschen (FREER ET AL. 2002, ONDA ET AL 2006).

## 1.1 Definitionen

FREEZE (1972) gibt einige Definitionen im Bezug auf die Abflussbildung. Die für diese Arbeit wichtigen werden hier vorgestellt: „Der unterirdische Abfluss (Subsurface Runoff) ist der Teil des Abflusses, der sich durch den Boden bewegt um ein Gerinnebett zu erreichen und durch das Gerinne um den Gebietsauslaß zu erreichen.“

Der „Subsurface Stormflow“ ist ein Synonym für „Interflow“ oder „Through Flow“ und ist der Teil des lateralen Zuflusses zum Gerinne nach Niederschlag oder Schneeschmelze, der in den Boden infiltriert und sich durch die oberen Bodenhorizonte lateral zum Gerinne bewegt. Dies kann ungesättigt oder gesättigt oberhalb des Grundwasserspiegels geschehen. Dieser Mechanismus tritt vor allem in steilen Einzugsgebieten auf. FREEZE (1972) gibt als Voraussetzung einen wenig mächtigen Boden mit sehr guter Durchlässigkeit im Oberboden an.

NIEHOFF (2002) bezeichnet den „Subsurface Stormflow“ als Überbegriff für alle im Untergrund ablaufenden Abflussbildungsprozesse, die schnell auf Niederschlag reagieren und so zu Hochwasser beitragen können. Er erweitert die Definition von FREEZE (1972) dadurch, dass er auch hydraulische Reaktionen des Grundwassers mit einschließt. Dadurch kommt der Begriff „Groundwater Ridging“ ins Spiel.

## 1.2 Skalen und Testumgebungen

Die Testgebiete im Bereich des Subsurface Stormflow sind zumeist in humiden Gebieten angesiedelt, doch auch in semi-ariden Gebieten ist die unterirdische schnelle Abflussbildung von Bedeutung (NEWMAN ET AL. 1998). Des Weiteren sind beinahe alle Gebiete bewaldet, was die Infiltration fördert und den Oberflächenabfluss senkt. Bis auf den Prozess des Groundwater Ridging brauchen alle Studien relativ steile Hänge im Bereich von  $20^\circ - 35^\circ$ , da sonst das hydraulische Potential nicht ausreicht um einen genügend schnellen Fluss zu produzieren.

Die Größe der getesteten Einzugsgebiete liegt meist in einer Größenordnung von wenigen ha bis  $\text{km}^2$  (Abb. 1). Das mag zum einen daran liegen dass es leichter ist, kleine Einzugsgebiete zu testen, zum anderen dass solch steile Hänge meist nur im Bereich der Quelle eines Gerinnes zu finden sind, und so nur das kleine erste Teileinzugsgebiet abgedeckt wird. Oft werden die Studien sogar in Einzugsgebieten ohne Gerinne, das heißt in Einzugsgebieten von Quellen, gemacht.

Die Zeitskala des Subsurface Stormflow liegt im Bereich von einigen Stunden bis wenigen Tagen (Abb. 1). Nur während der Abflussspitze ist er von Bedeutung, oft nur solange der Niederschlags- oder Schneeschmelz- Input anhält. Danach kommt dann wieder der Basisabfluss zum tragen.

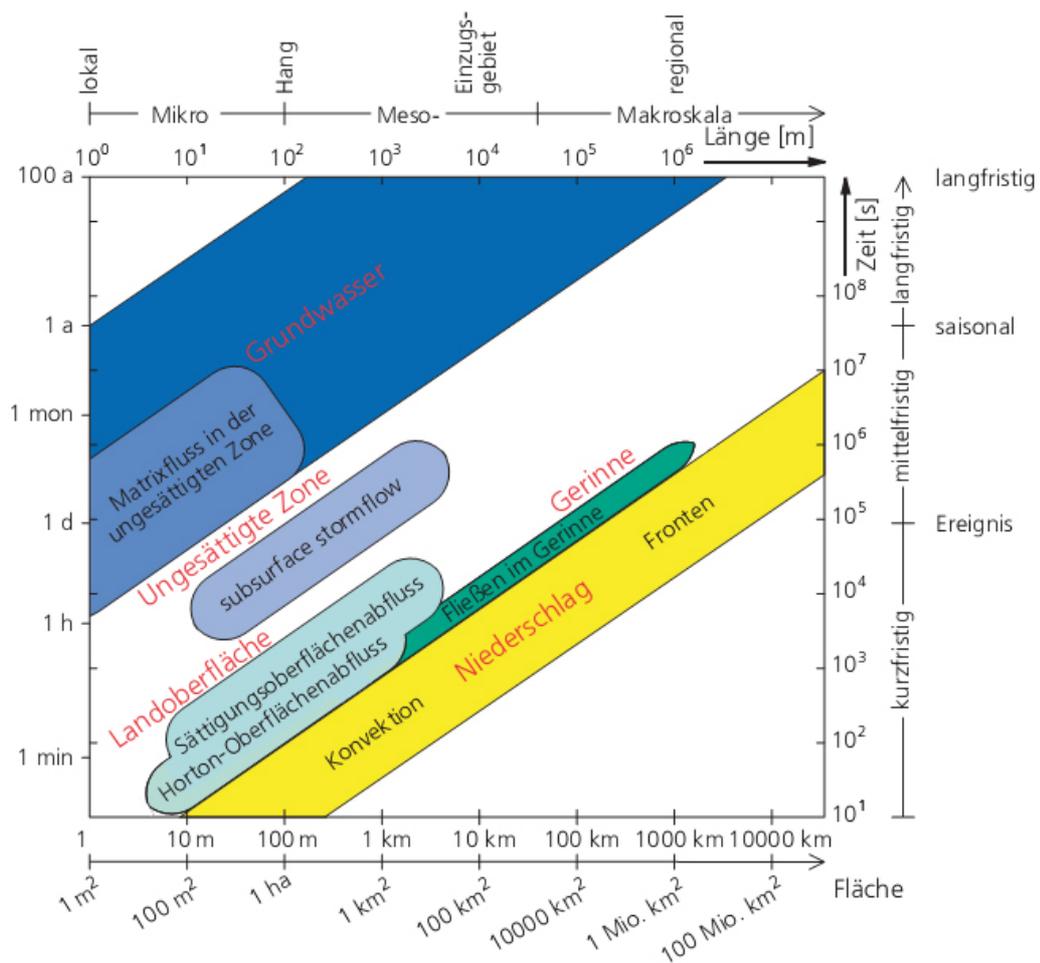


Abbildung 1: Raum- und Zeitskala des Subsurface Stormflow im Vergleich mit anderen hydrologischen Prozessen. (Niehoff, 2002)

## 2. Subsurface Flow im ungesättigten Bereich

Einige Studien beschreiben Subsurface Stormflow als rein ungesättigten Ereignis-Fluss, wobei die Meisten einen gesättigten oder beinahe gesättigten Fluss annehmen. In diesem Kapitel sollen die Mechanismen im ungesättigten Bereich dargestellt werden. Diese sind der Matrixfluss, der Makroporenfluss, sowie Translateral Flow durch Druckwellen im ungesättigten Bereich (Piston-Flow-Effekt).

### 2.1 Matrixfluss - „Sloping Slab“ und „Lateral Flow“

Da das Wasser in der ungesättigten Zone einer negativen Spannung und das Flußwasser einer positiven Spannung unterliegt, muss das Wasser der ungesättigten Zone entweder eine gesättigte Zone erreichen um dem Gerinne zuzufießen oder es muss gesättigte Bereiche im Boden bilden (DINGMAN 2001).

Der ungesättigte Matrixfluss, der dem Darcy-Gesetz folgt, reicht auch in sehr steilen Einzugsgebieten nicht aus um eine schnelle Reaktion im Flußbett auf ein Infiltrationsereignis zu erzeugen. Die typischen Fließgeschwindigkeiten liegen im Bereich von wenigen Zentimetern pro Stunde (DINGMAN 2001). So müsste das Wasser erst die Grundwasseroberfläche erreichen um eine größere Geschwindigkeit im gesättigten Bereich zu erreichen.

Jedoch haben viele Studien gezeigt, dass der Matrixfluss durchaus eine Hauptquelle des Eventabflusses in steilen Einzugsgebieten sein kann. Vor allem in Gebieten, in denen ein gut durchlässiger Bodenhorizont über einem relativ undurchlässigen liegt, oder ein gering mächtiger Boden auf dem anstehenden Gestein liegt, kann diese Situation auftreten. Dann kann wegen der geringen Bodenmächtigkeit das Wasser schnell bis zur undurchlässigen Schicht durchdringen und dort die (teil-) gesättigten Bereiche verbinden und einen temporären Grundwasserspiegel schaffen. Deshalb spielt die Vorfeuchte dabei eine große Rolle. Nur wenn schon eine große Vorfeuchte mit gesättigten oder beinahe gesättigten Bereichen im Boden besteht, kann dieser Prozess schnell ablaufen (WEILER ET AL 2005).

Da die Böden normalerweise eine mit der Tiefe abnehmende Porosität aufweisen, ist nur eine geringe Niederschlagsmenge nötig, um die (beinahe) gesättigten Bereiche zu verbinden und einen temporär vollständig gesättigten Bereich am Hang zu schaffen. Dieser temporäre Grundwasserspiegel nimmt dann der Schwerkraft folgend die in Abbildung 2 gezeigte keilartige Form ein. An der Grenze zur undurchlässigen Schicht setzt sogleich, als Reaktion auf die Erhöhung des hydraulischen Potentials, ein schneller lateraler Fluss hangabwärts ein. Dieser Fluss ist viel schneller als der „normale“ gesättigte Matrixfluss, da das hydraulische Potential zusätzlich zur Hangneigung erhöht wurde.

Wenn der Niederschlag aufhört, wandelt sich der positive Porendruck schnell wieder in negativen Druck (Spannung) um und das Wasser fließt wieder mit der sehr viel langsameren Geschwindigkeit des ungesättigten Flusses (WEILER UND McDONNELL 2004).

Die Zeit  $T_u$  bis solch ein System reagiert, kann anhand der Formel von Green & Ampt veranschaulicht werden (DINGMAN 2001):

$$T_u = \frac{(\theta_w - \theta_0) \cdot z_u}{(w \cdot \cos(\beta_s))} \quad (1)$$

Hier ist  $z_u$  die Mächtigkeit der als konstant angenommenen Bodenschicht mit dem

Anfangswassergehalt von  $\theta_0$ ,  $w$  die konstante Wasserzugaberate,  $\theta_w$  der Bodenwassergehalt, bei dem die hydraulische Leitfähigkeit gleich  $w$  ist und  $\beta_s$  die Hangneigung.

Diese Formel beschreibt allerdings nur die Bewegung einer Sättigungsfront durch den (geneigten) Boden, also die Zeit bis die Front die undurchlässige Schicht erreicht hat und beginnen kann lateral zu fließen. Jedoch kann sie trotzdem schon ein Gefühl vermitteln, wie stark die Vorgeuchte zu einer 'Sloping Slab'-Bildung beitragen kann. Die Herleitung der tatsächlichen Formeln für den 'Sloping Slab'-Fall, wie sie in der Modellierung benutzt wird, kann bei BEVEN (1982) nachgelesen werden.

Abbildung 3 veranschaulicht Formel 1. Die konstanten Werte sind  $z_u = 0,5$  m,  $w = 0,025$  m/h,  $\theta_w = 0,3$  und  $\beta_s = 22,9^\circ$ . Man kann erkennen, dass bei hoher Vorgeuchte bereits nach kurzer Zeit der Grund der ungesättigten Zone erreicht wird, das heißt, dass dann bereits die gesättigten Bereiche verbunden werden können und ein gesättigter Fluss dem Gefälle folgend entstehen kann.

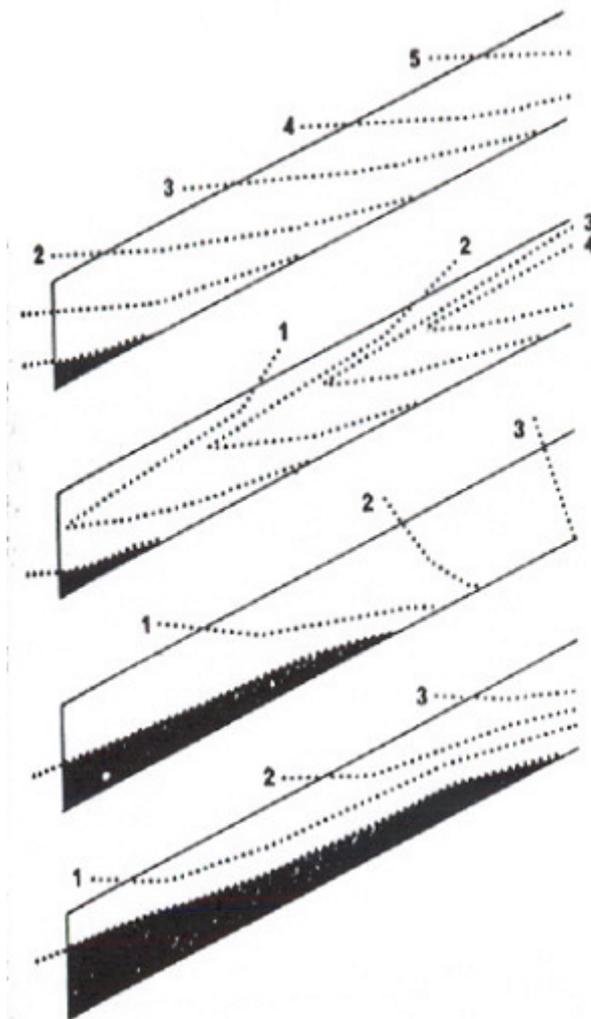


Abbildung 2: Bildung eines Sloping Slab (Weyman 1974)

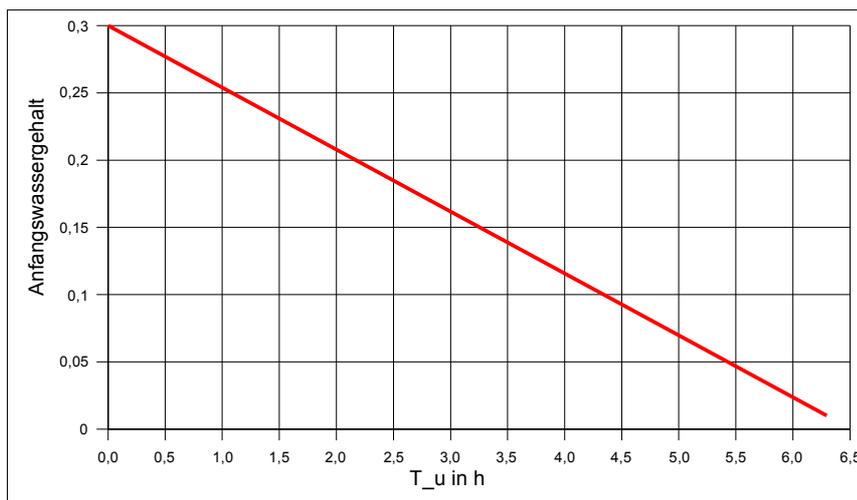


Abbildung 3: Zeit bis zum Erreichen der undurchlässigen Schicht  $T_u$  in h für  $z_u = 0,5$  m,  $w = 0,025$  m/h,  $\theta_w = 0,3$  und  $\beta_s = 22,9^\circ$ . (nach Dingman 2001)

Dieser Prozess wird in der Literatur oft 'translateral flow' oder 'lateral flow' genannt.

Da in einem typischen Hangbereich die im Untergrund gespeicherte Wassermenge verglichen mit dem Niederschlagswasser eines Events sehr viel größer ist, wird viel Vorereigniswasser in das Gerinne übertreten (WEILER ET AL. 2005).

### 2.1.1 Einfluss der Geologie

Einige Studien haben sich mit verschiedenen den Lateral Flow beeinflussenden Faktoren beschäftigt. Die Vorfeuchte sowie die Bodenmächtigkeit wurden bereits diskutiert. Nun soll noch die unter der Bodenaufgabe liegende Geologie angesprochen werden.

#### **Topographie des anstehenden Gesteins**

FREER ET AL (2002) haben in einer Studie den Einfluss der Topographie des anstehenden Gesteins untersucht. Abbildung 4 zeigt die Topographie des anstehenden Gesteins im Testgebiet. Es sind Hügel und Mulden zu erkennen. Bei der Studie wurde herausgefunden, dass sich sickernendes Wasser auf dem anstehenden Gestein sammelt und dort Mulden ausfüllt. Diese Mulden stellen eine Schwellenbedingung für die Bildung eines temporären Grundwasserspiegels dar. Erst wenn die Mulden überlaufen, kann sich ein zusammenhängender gesättigter Bereich bilden, der dann lateral zum Gerinne hin abfließt. Da Hangsysteme jedoch sehr oft schnell mit einer großen Menge an Vorereigniswasser auf Niederschlag reagieren, wurde folgendes Konzept entwickelt: Ab einer bestimmten Bodenfeuchte wird nur noch eine kleine Menge an versickerndem Wasser benötigt um die Mulden im Gestein zu füllen und dadurch den lateralen Fluss in Gang zu setzen. Dadurch kann dann auch altes in den Mulden sitzendes Wasser in Bewegung gesetzt werden.

Ganz allgemein gesehen lenkt natürlich das anstehende Gestein wie ein Gerinne das temporäre Grundwasser, sodass dadurch das räumliche Auftreten des Lateral Flow bestimmt werden kann.

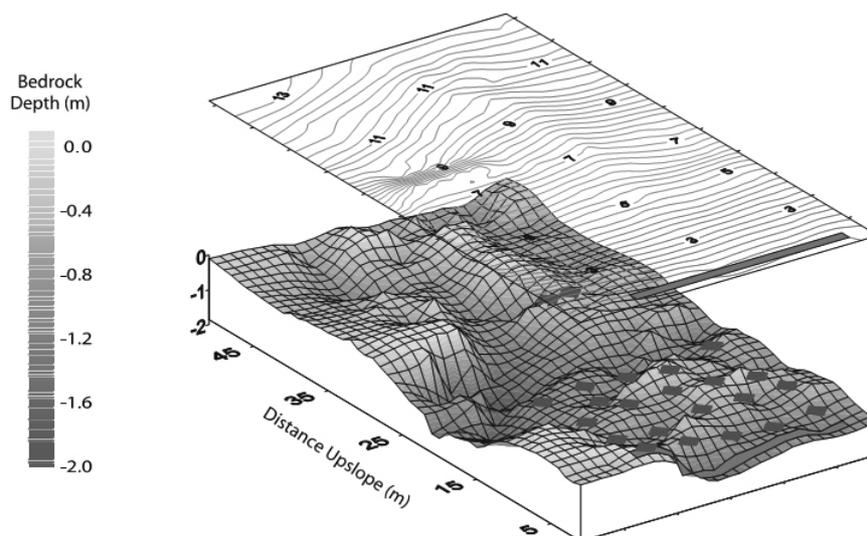


Abbildung 4: Topographie des anstehenden Gesteins im Testgebiet von FREER ET AL (2002).

Ebenso wurden statistische Zusammenhänge zwischen den Topographischen Indizes

nach Kirkby von Geländeoberfläche bzw. der Oberfläche des anstehenden Gesteins und den in einem Graben gemessenen unterirdischen Abflussmengen gefunden. Diese Korrelationen konnten belegen, dass die Topographie des anstehenden Gesteins einen größeren Einfluss auf die unterirdische Abflussmenge besitzt als die Topographie der Bodenoberfläche (FREER ET AL 2002).

### Art des Gesteins

ONDA ET AL (2006) beschäftigten sich mit der Art des anstehenden Gesteins. Sie untersuchten vier nahe beieinander liegende Einzugsgebiete, von denen jeweils zwei direkt benachbarte auf Granit und zwei auf Schiefer liegen.

In den Schiefer-Einzugsgebieten konnte auch bei starken Niederschlägen kein lateraler Fluss gefunden werden, was darauf hinweist, dass alles Wasser vertikal in das anstehende Gestein einsickert, das heißt es gibt dort keinen Interflow. Die Theorie der Versickerung wurde dadurch unterstützt, dass an den unteren Hängen aus dem Gestein kommende Quellen gefunden wurden. Ebenso wurde beobachtet, dass das eine Einzugsgebiet kaum Reaktion auf Niederschlag zeigt, das andere dagegen schon. Es wurde vermutet, dass es eine unterirdische Verbindung zwischen den beiden Einzugsgebieten gibt und das eine Gebiet in das andere unterirdisch entwässert (ONDA ET AL 2006).

Die vom Granit unterlegenen Gebiete zeigten dagegen deutlich lateralen Fluss auf dem anstehenden Gestein. Das lässt schließen, dass der Granit weniger durchlässig ist als der Schiefer. Jedoch wurden auch hier Quellen gefunden, was andeutet, dass zumindest ein Teil des Niederschlagswassers im Gestein versickert (ONDA ET AL 2006).

In Abbildung 5 sind die Zeitreihen der Abflussspenden der beiden größeren

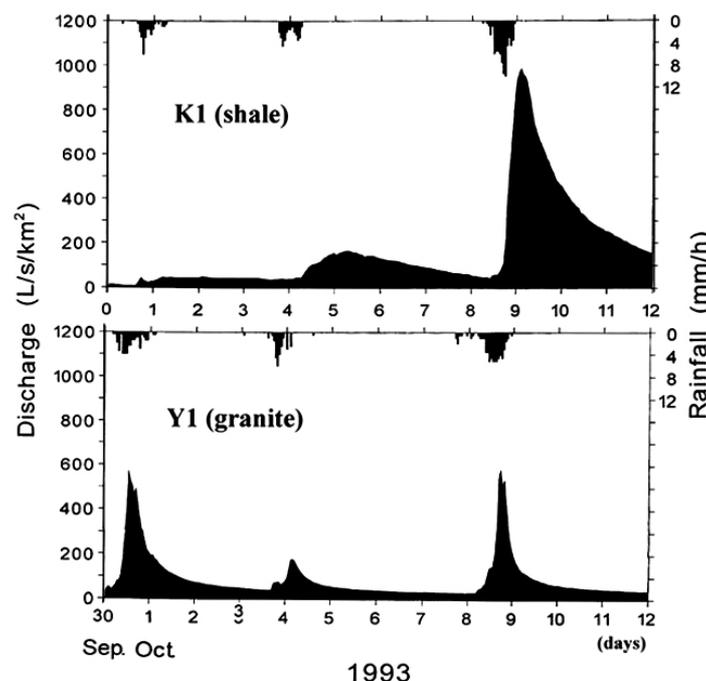


Abbildung 5: Zeitreihen der Abflussspenden in zwei Einzugsgebieten mit unterschiedlichem anstehendem Gestein (ONDA ET AL 2006).

Einzugsgebiete aufgetragen. Der Einfluss der Vorgeuchte wurde durch den  $API_{30}$  (Antecedent Precipitation Index) ausgedrückt. Er ist definiert als:

$$API_x = \sum_{i=1}^x \left( \frac{P_i}{i} \right) \quad (2)$$

Wobei  $x$  die Anzahl der zurückliegenden betrachteten Tage und  $P$  der Tagesniederschlag ist. Der  $API_{30}$  war 15.5 im Schiefer und 15.6 im Granit, das heißt die Vorgeuchte war in etwa gleich.

Der Hydrograph (Abb. 5) des Granit-Gebiets zeigt eine scharfe und kaum verzögerte Antwort auf den Niederschlagsinput. Anders sieht es im Schiefer aus. Hier gibt es zunächst kaum Reaktion auf den Niederschlag. Erst beim zweiten Ereignis zeigt sich ein leichter Peak, bis dann beim dritten Ereignis ein scharfer Peak mit ca. 12 Stunden Verzögerung auftritt (ONDA ET AL 2006).

Die Arbeiten von FREER ET AL (2002) und ONDA ET AL (2006) zeigen, dass man bei der Untersuchung der Abflussbildung eines Hanges den Einfluss der Geologie nicht vergessen darf. Wenn man sich nur darauf beschränkt das anstehende Gestein als undurchlässige Schicht zu betrachten und das nicht zum Abfluss kommende Niederschlagswasser dem Bodenspeicher zuschreibt, können große Fehler gemacht werden.

### 2.1.2 Fallbeispiel: Maimai Einzugsgebiet (McDONNELL 1990)

Das Maimai Einzugsgebiet in Neuseeland ist wohl im Bezug auf Abflussbildung bei Unwettern, eines der meist untersuchten Einzugsgebiete der Welt. Es reicht von 275 bis

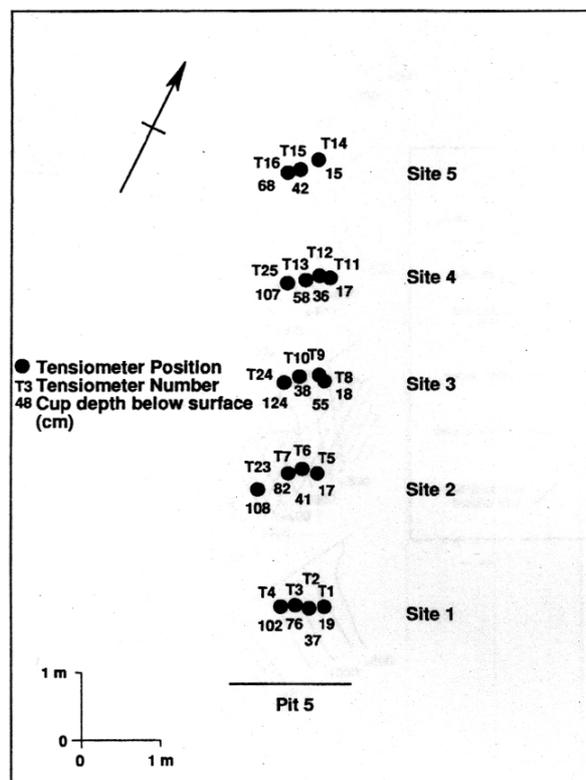


Abbildung 6: Lage der Tensiometer - Nester und Lager unter der Geländeoberkante (McDONNELL 1990)

345 m ü. NN. Eine aus dem Gestein entstandene Bodenschicht von 0,2 – 1,8 m (im Mittel 0,6 m) liegt hier auf einer sehr undurchlässigen Schicht von Konglomeraten. Auf dem Mineralboden liegt eine im Mittel 17 cm mächtige Schicht sehr humusreichen Bodens.

McDONNELL hat 1987 im Maimai-Einzugsgebiet Tensiometeruntersuchungen während Unwetterereignissen durchgeführt, um die Abflussbildung genauer zu untersuchen. Die hier vorgestellten Teile des Projekts befinden sich in einer Höhe von 300 m ü. NN, also im mittleren Hangbereich.

Der Aufbau der Messapparate war wie folgt. Es wurden fünf Tensionmeter-„Nester“ mit 3 (Nest 5) oder 4 Tensiometern in unterschiedlichen Tiefen, wie in Abbildung 6 zu sehen ist, eingerichtet. Der Hang steigt von Standort 1 zu Standort 5 an. Dazu wurde der Durchfluss durch eine nahegelegene Grube (Pit A) gemessen. Leider wurde der Durchfluss der unterhalb der Tensiometer gelegenen Grube (Pit 5) nicht gemessen, jedoch die Reaktion der Grube beobachtet. Abbildung 7 zeigt den Verlauf der Matrixpotentiale, des Durchflusses durch Pit A und des Niederschlags eines gemessenen Ereignisses.

Es ist zu sehen, dass am Standort 5 lediglich das tiefstgelegene Tensiometer nahezu Sättigung ( $Matrixpotential \geq 0$ ) anzeigt. Weiter hangabwärts sehen wir die tiefsten Tensiometer T25 (Site 4, 107 cm), T9 (Site 3, 55 cm), T23 (Site 2, 108 cm) und T4 (Site 1, 102 cm) im gesättigten Bereich. Einen Ausreißer bildet T8 (Site 3, 18 cm) mit einer relativ gleich bleibenden (nahezu-) Sättigung.

Alle Standorte reagierten sehr schnell auf das Ereignis. Die meisten erreichten ein positives Matrixpotential innerhalb von 8 Stunden nach Beginn des Ereignisses. Im Vergleich zu Pit A gab es keine zeitliche Verzögerung des höchsten Matrixpotentials zum höchsten Durchfluss. Sowohl der steile Anstieg als auch der steile Abfall des Hydrographen sind ebenso im Matrixpotential zu sehen. Daraus schloss McDONNELL, dass sich zur Zeit des höchsten Durchflusses temporär hängendes Grundwasser am Hang gebildet hat und dass der Fluss hangabwärts äußerst effizient war.

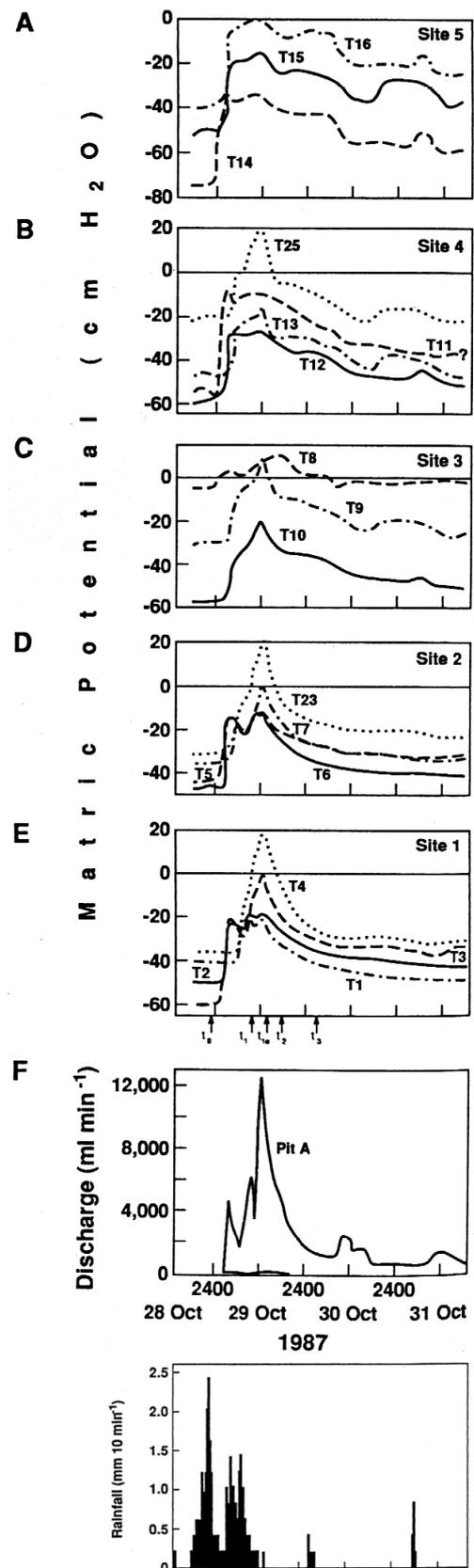


Abbildung 7: Zeitlicher Verlauf des Matrixpotentials der Tensiometer aus Abbildung X und Durchfluss durch eine benachbarte Grube (McDonnell 1990).

In Abbildung 8 wurde versucht aus den Tensiometerdaten einen Querschnitt des Hanges mit eingetragenen Gesamtpotentialen und dem temporären Grundwasserspiegel zu zeigen. Es wurden die Zeitpunkte  $t_0 = 28.10., 23:30$  Uhr,  $t_1 = 29.10., 8:30$  Uhr,  $t_2 = 29.10., 17:00$  Uhr und  $t_3 = 30.10., 2:30$  Uhr gewählt. Man kann erkennen dass sich bei  $t_2$ , der Abflussspitze, ein temporärer Grundwasserspiegel gebildet hat

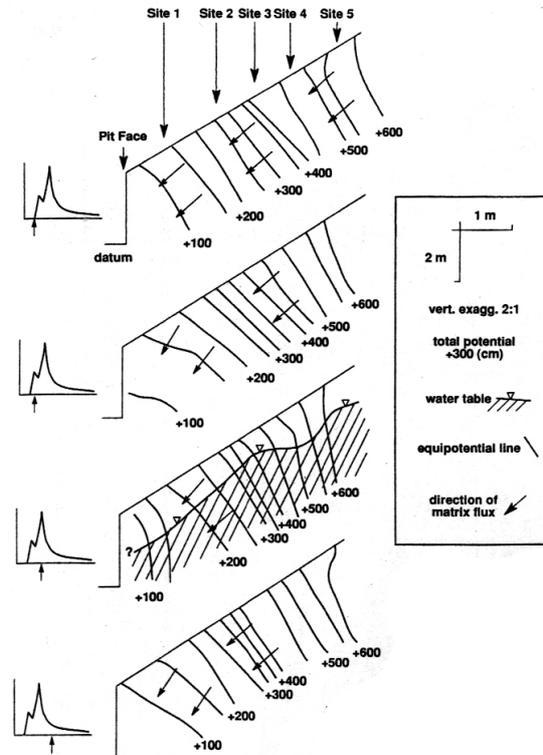


Abbildung 8: Profil des Testgebietes mit eingetragenen Gesamtpotentialen und dem Grundwasserspiegel zu den Zeitpunkten  $t_0 = 28.10., 23:30$  Uhr,  $t_1 = 29.10., 8:30$  Uhr,  $t_2 = 29.10., 17:00$  Uhr und  $t_3 = 30.10., 2:30$  Uhr (McDONNELL 1990)

## 2.2 „Translateral Flow“ durch Druckwellen

Beim Translateral Flow durch Druckwellen, auch Piston-Flow-Effekt genannt, wird Wasser durch eine Druckübertragung bewegt. Dies kann im Labor einfach veranschaulicht werden, indem man eine Bodensäule auf Feldkapazität drainieren lässt und dann langsam Wasser auf die Oberfläche gibt. Es wird am Boden der Säule sofort Wasser austreten, welches nicht das oben zugegebene ist. Dabei wird von oben her das bereits im Boden gespeicherte Wasser ersetzt und das unterste heraus gepresst. Dies hat Horton bereits 1965 anhand von Bodensäulenexperimenten mit Tritium als künstlichem Tracer gezeigt. Bezogen auf ein Einzugsgebiet, wird dabei also „altes“ Wasser mobilisiert und bewegt sich dann hangabwärts zum Gerinne hin. Jedoch funktioniert der Prozess nur bei Feldkapazität oder größerer Sättigung (HEWLETT AND HIBBERT 1967). Eine Theorie über die Ausbreitung dieser Wellen ist, dass sie sich durch einen kontinuierlichen Wasserfilm oder durch eingeschlossene Luft bewegen (TORRES ET AL 1998). Eine etwas andere Theorie spricht nur

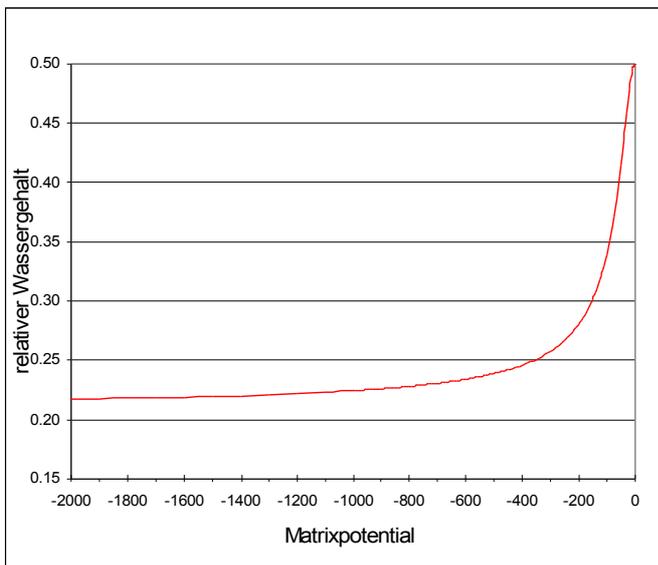


Abbildung 10: Beispielhafte Saugspannungskurve mit ein sehr steilen Anstieg nahe der Null-Saugspannung nach Van Genuchten

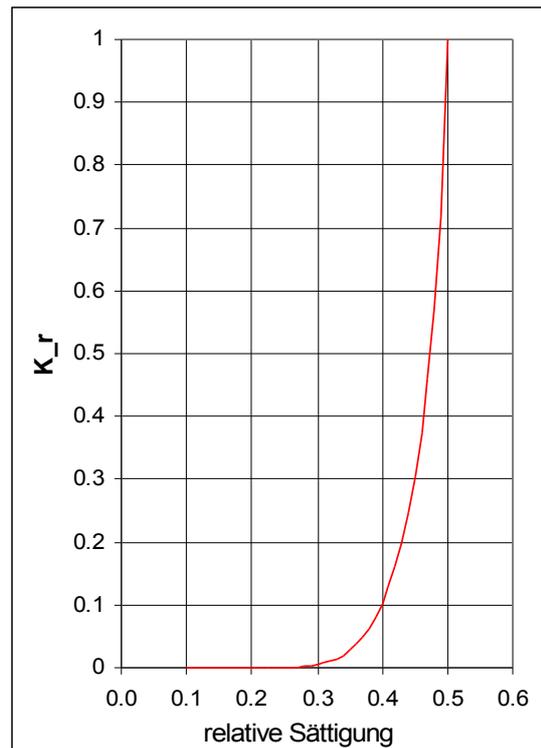


Abbildung 9: Beispielhafter Zusammenhang zwischen der relativen Sättigung und dem Anteil der ungesättigten hydraulischen Leitfähigkeit an der gesättigten nach Mualem.

von einer Verdickung des Wasserfilms, der die Bodenpartikel umgibt, im ungesättigten Bereich (HEWLETT AND HIBBERT 1967).

Böden, die eine steile Saugspannungskurve in der Nähe von pF-Null haben sind favorisiert für die Bildung von Druckwellen (TORRES ET AL 1998). Abbildung 10 zeigt beispielhaft eine Saugspannungskurve eines solchen Bodens. Befindet sich nun ein Boden im Bereich nahe Null, kann ein Niederschlagsereignis durch ein leichtes Ansteigen des Matrixpotentials ein großes Ansteigen der hydraulischen Leitfähigkeit bedeuten. Dies kann durch die Mualem-Van Genuchten-Gleichung beschrieben werden. Abbildung 11 zeigt den Zusammenhang zwischen der relativen Sättigung und dem Anteil der ungesättigten hydraulischen Leitfähigkeit an der gesättigten. Man sieht, dass hier zwischen der relativen Sättigung von 0,3 – 0,47 (nahe Sättigung) lediglich ein Anstieg im Matrixpotential von 120 cm liegt (Abb. 10), jedoch einen Anstieg im Anteil der ungesättigten an der gesättigten hydraulischen Leitfähigkeit von 5% auf 58% bewirkt (Abb. 11). Dies bedeutet, dass der Boden dadurch sehr schnell sehr viel leitfähiger wird. Dadurch wird sehr schnell altes Wasser mobilisiert, während die Welle durch den Boden wandert. Diese Mobilisierung bewirkt dann einen Zufluss von Wasser zum Grundwasser und dadurch einen Grundwasserabfluss durch ein erhöhtes hydraulisches Potential (TORRES ET AL 1998).

Diese Druckwelle bewegt sich mit einer viel größeren Geschwindigkeit durch den Boden als der normale Wasserfluss, bzw. eine Sättigungsfront. TORRES ET AL (1998) fanden bei einem Beregnungsversuch eine Reaktion der Tensiometer, die 15 mal schneller auftrat, als sie vorher für die Geschwindigkeiten des infiltrierenden Wassers und der Sättigungsfront abgeschätzt hatten. Sie schlossen, dass die schnelle Reaktion von einer sich durch den Boden bewegendem Druckwelle ausgelöst wurde.

TORRES ET AL (1998) schließen, dass der Prozess der Druckwellen ein guter

Erklärungsansatz für die Verbindung zwischen der gesättigten Zone und Böden, die nahe der Sättigung sind, sein kann.

### 2.3 Makroporenfluss und Soil Pipes

In vielen Gegenden sind Makroporen die hauptsächlichen lateralen Fließwege bei „Subsurface Flow“-Prozessen. Ihr Durchmesser beträgt typischerweise zwischen 3 und 100 mm. Das Wasser kann dort wesentlich schneller fließen als beim Darcy-Matrix-Fluss. Die positiven Studien dazu erstrecken sich von subarktischen Feuchtgebieten über borealen Nadelwald und tropischen Regenwald bis hin zu semiariden Gebieten (WEILER ET AL. 2005). Diese Makroporen, die vor allem von Wurzeln, Bodentieren oder durch Trockenrisse erzeugt werden, werden bei guter lateraler Vernetzung und entsprechender Größe allgemein als „Soil Pipes“ bezeichnet. Der Makroporenfluss wird dann entsprechend „Pipeflow“ genannt. Studien haben gezeigt, dass mehr als 60 % der Makroporen in den oberen 15 cm des Bodens sind, wobei mehr als 70 % einen kleineren Durchmesser als 20 mm haben.

Abbildung 11 zeigt ein Geflecht von Soil Pipes mit noch lebenden und schon verrotteten Wurzeln in einem Bodenmonolith mit einem Kubikmeter.

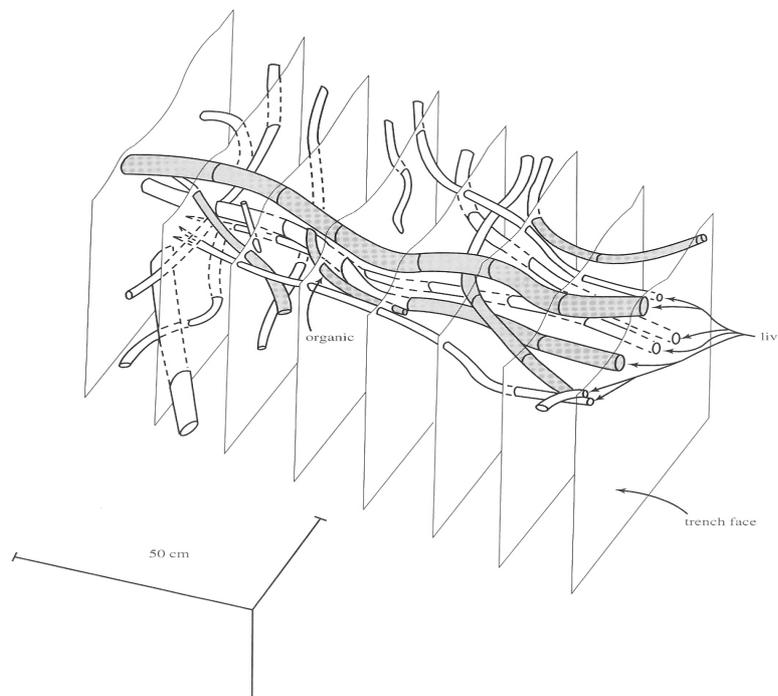


Abbildung 11: Makroporen und Soil Pipes (DINGMAN 2001)

Eine Studie von UCHIDA ET AL (1999) befasst sich mit den Auswirkungen der Soil Pipes auf die Abflussbildung in einem kleinen steilen humiden Einzugsgebiet ohne Gerinne. Es wurden zwei Soil Pipes in Höhen von 6 m (A) und 10 m (B) über dem Gebietsauslaß und Durchmessern von je 5 cm gefasst und der Durchfluss wurde gemessen.

Es wurde festgestellt, dass nicht alle Regenereignisse einen Durchfluss durch die Soil Pipes verursachten, lediglich Ereignisse mit mehr ab 12 mm/h Niederschlag für Pipe A und mit größer 20 mm/h für Pipe B. Bei den Ereignissen mit Pipeflow wurde ein größerer Spitzenabfluss im unten liegenden Gerinne beobachtet, als bei den Ereignissen ohne Pipeflow (Abb. 12).

Ein weiteres Interessantes Ereignis war, dass Pipe B in einer Periode mit starken Niederschügen große Mengen an Sediment ausgeschwemmt hat. Danach erhöhte sich der Spitzenabfluss von von Pipe B 0.07 l/s auf 0.18 l/s und die Reaktion auf Ereignisse war stärker.

Um den Einfluss der Vorfeuchte zu Untersuchen, wurde wieder der „Antecedent Precipitation Index API (siehe Formel 2) benutzt. Abbildung 13 zeigt die Graphen Spitzen-1h-Niederschlag gegen  $API_{10, Peak}$ . Man kann daraus deutlich sehen, dass bei hoher Vorfeuchte und größerer Niederschlagsintensität die Pipes eher anspringen. Ausserdem kann man erkennen, dass Pipe B 1993 wesentlich schneller anspringt als 1995/96. Das wiederum zeigt die Hohe Variabilität solcher Makroporen.

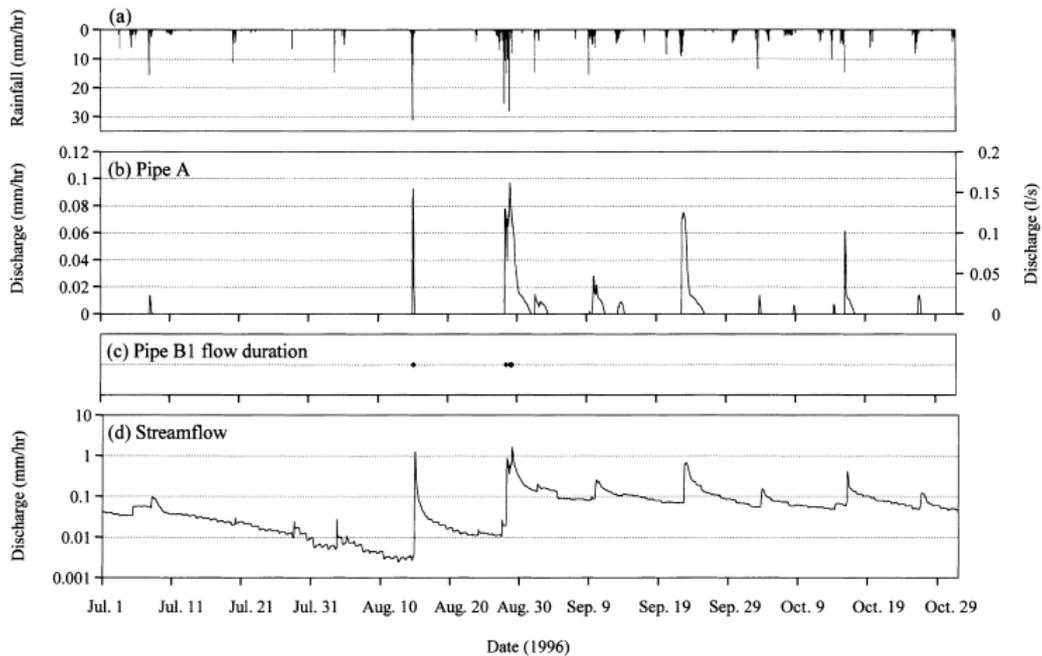


Abbildung 12: Hydrographen der Soil Pipes und des Gerinnes und Niederschlag (UCHIDA ET AL, 1999)

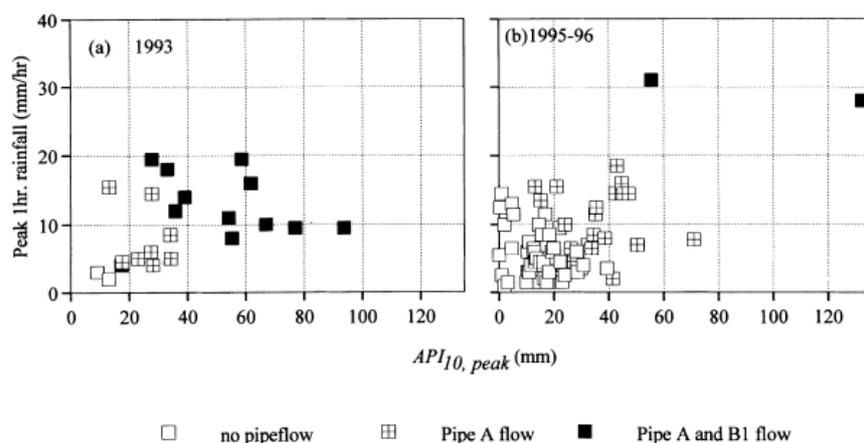


Abbildung 13: Zusammenhang zwischen 1h-Niederschlag und API für zwei verschiedene Jahre (UCHIDA ET AL 1999).

Ein weitere Form der Makroporen ist das sogenannte „Soil Cracking“, Trockenrisse in vor allem tonreichen Böden. Diese Trockenrisse können, wie bei McDONNELL (1990) zu lesen ist, durch die gesamte Bodenaufgabe bis zum anstehenden Gestein reichen und einige Millimeter breit werden. So kann Niederschlagswasser sehr schnell infiltrieren, bzw. je nach Ausrichtung auch in den Rissen nur unter dem Einfluss der Schwerkraft hangabwärts fließen. Dieser Sonderfall tritt im Gegensatz zu den Soil Pipes vor allem bei sehr geringer Vorfeuchte auf.

Es ist noch zu erwähnen, dass durch Soil Pipes transportiertes Wasser im Allgemeinen nicht Vorereignis-Wasser ist, jedoch kann dabei altes Wasser das sich in den Makroporen befindet, mobilisiert werden.

### 3. Subsurface Flow im gesättigten Bereich

Die populäreren Prozesse der unterirdischen Abflussbildung finden im Bereich der vollständigen Sättigung des Bodens statt. Es werden die Konzepte des Groundwater Ridging und des Transmissivity Feedback vorgestellt.

#### 3.1 Groundwater Ridging

Ein Prozess, der oft nicht zum „Subsurface Stormflow“ gezählt wird, ist das Groundwater Ridging. Er hebt sich etwas heraus, da er nicht wie alle anderen Prozesse in sehr steilen kleinen Einzugsgebieten auftritt, sondern vor allem in relativ flachen Talauen.

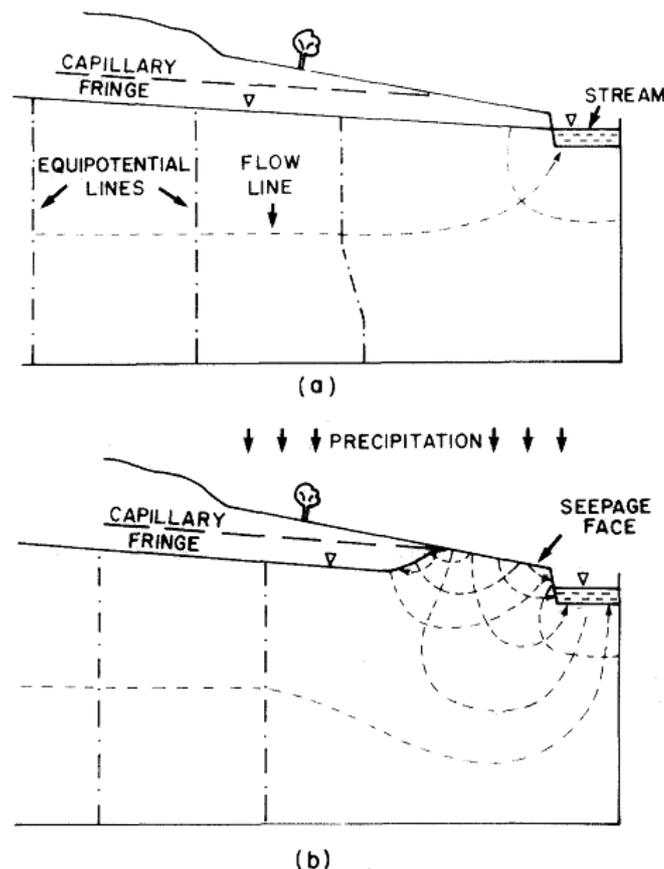


Abbildung 14: Schematische Darstellung des Groundwater Ridging (Gillham 1984)

1979 beschreiben SKLASH UND FARVOLEN, dass, wie ebenfalls bei einigen anderen Autoren beschrieben, in ihrem Testgebiet das Grundwasser den Abfluss dominiert. Aus den Ergebnissen ihrer Studie und den Ergebnissen von RAGAN (1968) postulierten sie folgende Theorie (vgl. Abb. 14):

Entlang eines Querschnitts durch eine Uferzone liegt der Grundwasserspiegel und sein Kapillarsaum sehr Nahe an der Oberfläche (Abb. 14 a). Durch ein Infiltrationsereignis wird der oberflächennahe (gesättigte) Kappilarsaum mit negativem Potential schnell in eine gesättigte Zone mit positiver Saugspannung oder Grundwasser-Hügel (Groundwater Ridge) umgewandelt (Abb. 14 b). Diese Erhöhung des hydraulischen Potential bewirkt nicht nur das Ersetzen von Grundwasser durch Ereigniswasser, sondern vergrößert auch die Grundwasserabfluss-Fläche. Die Größe der Abflussfläche ist (nach dem Gesetz von

Darcy) für die Erzeugung von großen Mengen an Grundwasserabfluss ebenso entscheidend wie die Erhöhung des Grundwasserspiegels. Der Abflussanteil von flussfernerem Grundwasser kann später entscheidend werden, hat aber auf den schnellen Abfluss wenig Einfluss. Das Grundwasser kann entweder unterirdisch durch die Uferzone dem Gerinne zufließen oder oberirdisch durch Sättigungsflächenabfluss im Uferbereich (Abb. 14) (SKLASH UND FARVOLEN 1979). So kann wesentlich mehr Wasser aus dem Grundwasser in das Gerinne abfließen, als durch die Infiltration hinzugekommen war (CLOKE ET AL 2006). Ergänzend kann noch angemerkt werden, dass auch auf die gesättigten Flächen fallender Niederschlag direkt oberirdisch abfließen kann (Horton'scher Oberflächenabfluss).

Erst fünf Jahre später wird dieser Effekt physikalisch durch GILLHAM (1984) erklärt und durch ein Experiment außerhalb des Labors belegt. Er untersuchte nicht primär die Abflussbildung, sondern das Groundwater Ridging als Prozess des Bodenwassers:

Betrachtet man Saugspannungskurven, so kann man feststellen, dass es Bereiche gibt, die zwar noch eine negative Spannung aufweisen, jedoch schon vollständig gesättigt sind (Abb. 16). Das ist der Bereich den man Kapillarsaum nennt. Er erstreckt sich über dem Grundwasserspiegel in die ungesättigte Zone und wird durch Kapillarkräfte erzeugt.

Starten wir bei Position I der Abbildung 15 und betrachten dazu dann die zugehörigen Abbildungen 16 und 17. Position I bedeutet einen Wasserüberstau, der Boden ist vollständig gesättigt. Bei Position II befinden wir uns an der Grundwasseroberfläche, die Poren sind ebenfalls vollständig gesättigt, es herrscht der Druck Null. Weiter zu Position III und IV, nimmt die Saugspannung zu, kann aber nur die Oberfläche krümmen (Abb. 17), nicht aber die Poren entleeren. Der Boden ist immer noch zu 100 % gesättigt. Dies wird durch die Kapillarkräfte gewährleistet. Erst bei einer Saugspannung größer als Position IV (Position V) werden die Poren entleert, da der Grundwasserspiegel dann weiter unter der Oberfläche ist als der Kapillarsaum mächtig

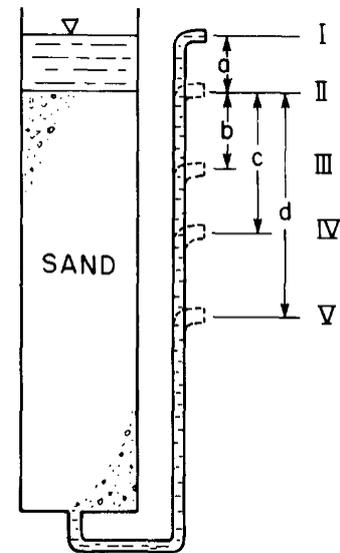


Abbildung 15: Sandsäule bei verschiedenen Positionen der Standrohrspiegelhöhe (GILLHAM 1984).

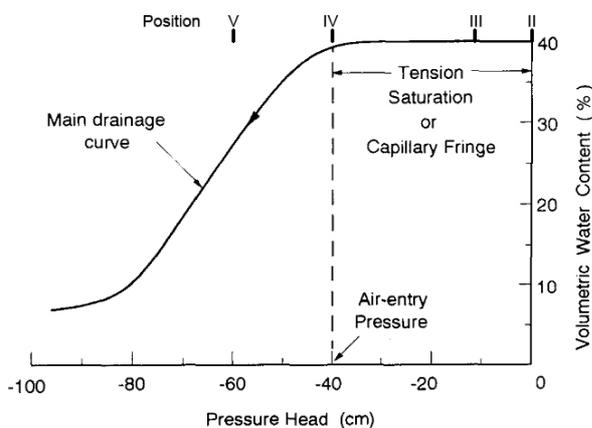


Abbildung 16: Saugspannungskurve eines mittelfeinen Sandes mit Ausweisung des Bereichs des Kapillarsaums (verändert nach JAYATILAKA UND GILLHAM 1996)

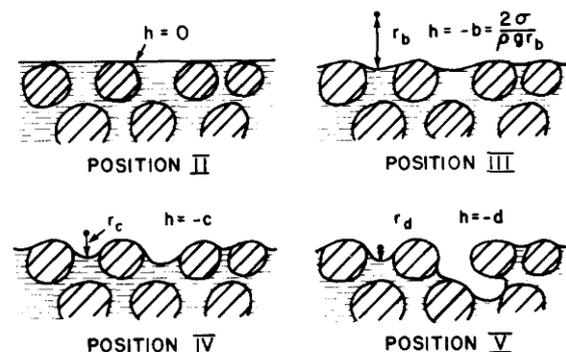


Abbildung 17: Schema der Luft - Wasser - Grenze für verschiedene Positionen auf der Saugspannungskurve von Abbildung 16 (GILLHAM 1984).

ist. Das Entleeren geschieht dann relativ schnell.

Die Mächtigkeit des Kapillarsaums ist stark von der Porengrößenverteilung und dem Gefüge des Bodens abhängig und bildet sich nicht immer so mächtig aus, dass er eine Rolle für die Abflussbildung spielt. Wenn man noch einmal Abbildung 17 betrachtet, kann man sehen, dass nur eine äußerst geringe Wassermenge notwendig ist um von Position IV zu einem ebenen Wasserspiegel in Position II zu kommen. Es reichen dafür Mengen in der Größenordnung von einem Millimeter Wasser aus. Die Reaktion des Systems geschieht dann entsprechend sehr schnell (GILLHAM 1984).

Um diese Theorie zu belegen wurde versucht sie in einer flachen sandigen Umgebung nachzustellen. In der Testumgebung wurde ein Anfangsgrundwasserstand von 40 cm unter der Geländeoberkante gemessen. Der Boden war aber bis zur Oberkante beinahe gesättigt, was jedoch nur durch eine Fingerprobe gefunden wurde. Die Saugspannungskurve wurde nicht erstellt. Es wurden zwei Tensiometer in Tiefen von 3 (Tensiometer A) und 43 (Tensiometer B) cm installiert. Dann wurden 3 mm Wasser auf die Testfläche gegeben. Nach ca. einer Minute wurde der höchste Wert in der Saugspannung erreicht (Abb. 18). Aus diesen Werten wurde dann linear der Gradient der Saugspannung mit der Tiefe berechnet und eine maximale Grundwasserspiegelhöhe von 11 cm unter der Geländeoberkante gefunden. Das heißt, dass der Grundwasserspiegel nach der Zugabe von 3 mm Wasser auf den Boden innerhalb einer Minute um ca. 30 cm stieg. Dadurch sah Gillham seine Theorie über die schnelle Umwandlung des Kapillarsaums in Grundwasser bestätigt.

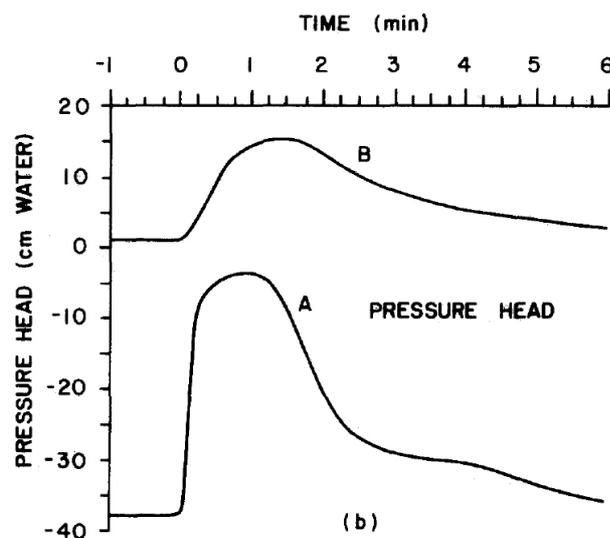


Abbildung 18: Reaktion in der Saugspannung nach der Bewässerung von 3 mm (GILLHAM 1984)

So erhielt das Groundwater Ridging-Konzept breite Akzeptanz als Mechanismus für das schnelle Freigeben von Vorereigniswasser bei Niederschlag oder Schneeschmelze. Jedoch gibt es auch Studien, die den Mechanismus anzweifeln. So fand McDonnell (1990) alle Anzeichen für Groundwater Ridging, jedoch war in den Saugspannungskurven kein Anzeichen für einen Kapillarsaum zu sehen. Ebenso wurden Groundwater Ridges gefunden, aber kaum Vorereigniswasser im Abfluss beobachtet (CLOKE ET AL 2006).

Ein Paradoxon des Prozesses ist folgendes: Die kapillare Steighöhe ist umgekehrt proportional zur hydraulischen Durchlässigkeit. Daraus kann man folgern: Je eher ein Boden dazu neigt einen ausgeprägten Kapillarsaum zu bilden, desto kleiner ist, trotz des

erhöhten hydraulischen Gradienten, die Fließgeschwindigkeit nach dem Gesetz von Darcy (CLOKE ET AL 2006).

### 3.2 Transmissivity Feedback

Ein weiterer Prozess der Abflussbildung im Untergrund wird von BISHOP ET AL 1990 beschrieben. Es wurden unter anderem Messungen des Grundwasserflurabstandes bei zwei Niederschlagsereignissen durchgeführt. Durch Ganglinienseparation wurde herausgefunden, dass im untersuchten Einzugsgebiet in den zwei beobachteten Ereignissen 60 % (Abb. 19) bzw. 80 % Vorereigniswasser im Abfluss auftraten. Infiltrationsmessungen mit Doppelringinfiltrometern ergaben einen Anstieg der hydraulischen Leitfähigkeit von zwei Größenordnungen in den obersten 20 cm des Bodens. Die Beobachtungen der Grundwasserspiegelhöhen ergaben, dass der Grundwasserspiegel im Verlauf eines Ereignisses in die höher durchlässige Schicht der obersten 20 cm stieg. Der Abfluss im Gerinne stieg, wie in Abbildung 19 zu sehen ist, bei einem Ereignis um zwei Größenordnungen. Da sich jedoch der hydraulische Gradient im Grundwasser lediglich um 45 % erhöhte, muss nach Betrachtung mit der Darcy - Gleichung noch ein anderer Prozess an der Abflussbildung beteiligt sein.

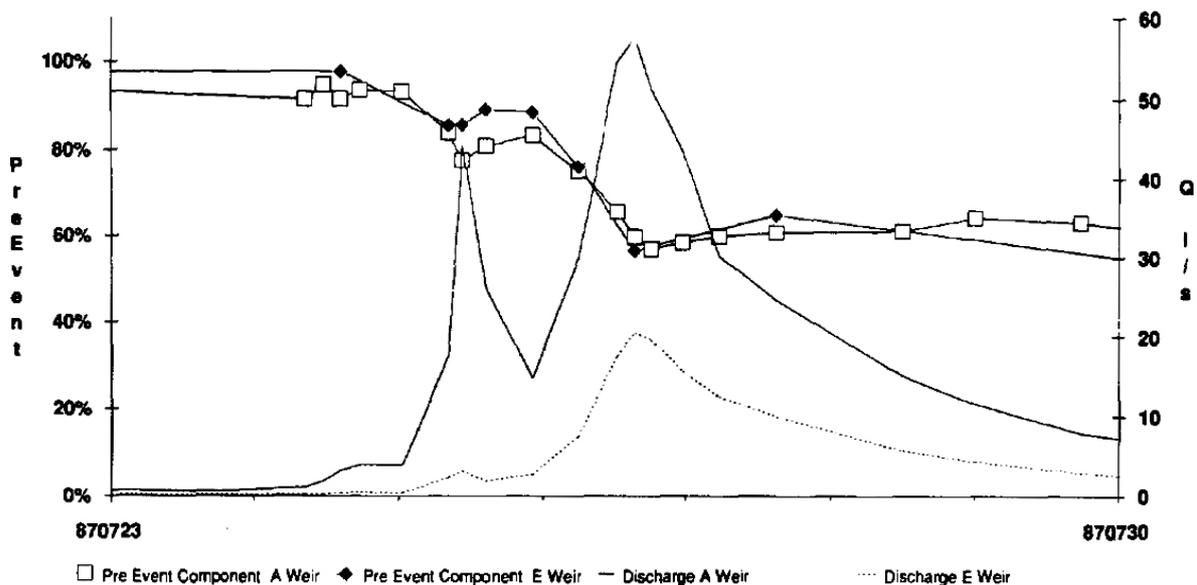


Abbildung 19: Vorereigniswasseranteil und Ganglinie eines beobachteten Ereignisses (BISHOP ET AL 1990)

Dieser Prozess ist das so genannte „Transmissivity Feedback“, wie es bei KENDALL ET AL (1999) beschrieben wird:

Die Theorie basiert darauf, dass die hydraulische Leitfähigkeit eines Bodens mit der Tiefe abnimmt, bzw. darauf, dass sich über dem Grundwasserspiegel eine sehr viel besser leitende Schicht befindet (Abbildung 20 1). Dies ist z.B. in glazialen Böden der Fall. Wenn nun bei einem Niederschlagsereignis der Grundwasserspiegel durch infiltrierendes Wasser steigt, kommt er irgendwann in die besser durchlässigen Bodenbereiche. Dort kann sich das mit dem Grundwasser vermischte Ereigniswasser dann viel schneller hangabwärts bewegen (Abbildung 20 2). Wegen der größeren hydraulischen Durchlässigkeit steigt der Grundwasserspiegel dann nicht mehr so schnell an. Da das im

Boden gespeicherte Wasser ein sehr viel größeres Volumen hat als das Ereigniswasser, tritt anteilig fast nur Vorereigniswasser in das Gerinne über.

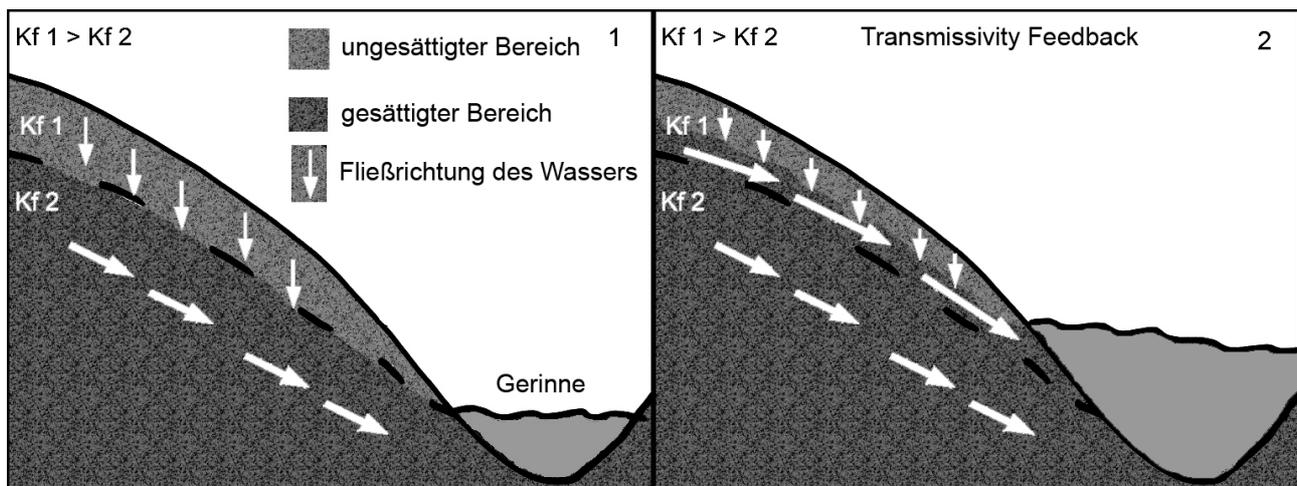


Abbildung 20: Konzept des Transmissivity Feedback. Wenn der Grundwasserspiegel durch Infiltrierendes Wasser den besser durchlässigen Bereich erreicht, kann das Wasser schneller zu Gerinne hin abfließen (2).

Ganz typisch für Transmissivity Feedback ist ein Schwellenwert des Grundwasserstandes, ab dem der Gerinneabfluss stark ansteigt. Das ist der Wert ab welchem die besser durchlässige Bodenschicht erreicht ist. Daher wird dann auch der höchste Abfluss in etwa zur Zeit des höchsten Wasserstandes sein, wie KENDALL ET AL (1999) beobachteten.

## 4. Fazit und Ausblick

Im Laufe der Jahre kristallisierten sich die oben beschriebenen Konzepte als hauptsächliche Prozesse bei der unterirdischen Abflussbildung heraus. Im vor dem Ereignis ungesättigten Bereich sind diese die Ausbildung eines temporären hängenden Grundwasserspiegels in Form eines Keils der an der nach unten hin dichtenden Schicht hangabwärts fließen kann, das „Ausdrücken“ alten Wassers durch Druckübertragungen im ungesättigten Bereich und der Makroporenfluss mit Preferential Flow und Pipe Flow.

Die Prozesse, an denen das Grundwasser aktiv beteiligt ist, sind das Groundwater Ridging, bei dem durch die schnelle Umwandlung des Kapillarsaums in Grundwasser der hydraulische Gradient sehr schnell erhöht wird, und das Transmissivity Feedback, bei dem das Grundwasser in besser durchlässige Bereiche ansteigt und schneller abfließen kann.

Fast alle Prozesse resultieren im Freigeben von großen Mengen Vorereigniswasser mit nur kleinem Ereigniswasseranteil. Nur der Pipe-Flow kann auch größere Mengen an Ereigniswasser transportieren, allerdings nur in sehr kleinen Einzugsgebieten.

Viele Studien belegen diese Prozesse, wobei auch einige deren Existenz anzweifeln. So schreibt FREEZE 1972 über den Subsurface Stormflow mit Matrixfluss: „What is in doubt is whether it can deliver sufficient water to provide significant contributions to storm runoff.“

Obwohl der Subsurface Stormflow in all seinen Facetten der hauptsächliche Abflussbildungsmechanismus auf der Welt ist, sind seine Prozesse nach über 80 Jahren noch immer nicht richtig verstanden. Bis heute ist es schwierig geblieben hydrologische Grundsätze aus den zahlreichen Studien abzuleiten (WEILER ET AL 2005). Zwar wurden einige Prozesse in mehreren Testgebieten gefunden, jedoch sind die hauptsächlichen Kontroll- und Einflussfaktoren, wie Boden und Geologie, noch nicht genügend erforscht.

WEILER ET AL schreiben weiter, dass es zunächst nötig ist weitere intensive Untersuchungen von Einzugsgebieten durchzuführen, um ein besseres Prozessverständnis zu erlangen. Neue Messgeräte wie das Bodenradar oder Geomagnetik können helfen die Abläufe im Einzugsgebiet besser zu verstehen. Ebenso können künstliche wie natürliche Tracer zusammen mit detaillierter Hydrometrie dabei helfen, sowohl die räumliche als auch die zeitliche Verteilung des Subsurface Stormflow zu erfassen.

## Literatur

- BEVEN, KEITH J. (1982): „On Subsurface Stormflow: Predictions With Simple Kinematic Theory for Saturated and Unsaturated Flows.“ *Water Resources Research*, Vol. 18, No. 6, Pages 1627 – 1633
- BISHOP, K. H., GRIP, H. AND O'NEILL, A. (1990): „The origins of acid runoff in a hillslope during storm events.“ *Journal of Hydrology* 116 (1990), Pages 35-61.
- CLOKE, H.L., ANDERSON M.G., McDONNELL, J.J., RENAUD J.-P. (2006): „Using numerical modelling to evaluate the capillary fringe groundwater ridging hypothesis of streamflow generation.“ *Journal of Hydrology* 316 (2006), Pages 141–162.
- DINGMAN, S. LAWRENCE (2001): „Physical Hydrology.“, Prentice Hall.
- ENGLER A. (1919): „Untersuchungen über den Einfluss des Waldes auf den Stand der Gewässer.“ 12. Kommissionsverlag von Beer Q15 & Cie, •Zürich, p. 626.
- FREEZE, A. (1972): „Role of subsurface Flow in Generating Surface Runoff 2. Upstream Source Areas.“ *Water Resources Research*, Vol. 8, No. 5, Pages 1272-1283.
- FREER ET AL. (2002): „The role of bedrock topography on subsurface storm flow.“ *Water Resources Research*, Vol. 38, No. 12, Pages 5-1 – 5-16.
- GILHAM, R.W. (1984): „The capillary fringe and its effect on a water-table response.“ *Journal of Hydrology* 67 (1984), Pages 307-324.
- HEWLETT, JOHN D. AND HIBBERT, ALDEN R. (1967): „Factors Affecting the Response of Small Watersheds to Precipitation in Humid Areas.“ *International Symposium on Forest Hydrology*. Pergamon Press, 275-290. 1967.
- HURSH C.R. AND BRATER E.F. (1941): „Separating storm-hydrographs from small drainage-areas into surface- and subsurface-flow.“ *Transactions of the American Geophysical Union*, 3, 863–871.
- JAYATILAKA C.J. UND GILLHAM R.W. (1996): „A deterministic-empirical model of the effect of the capillary fringe on near-stream area runoff. 1. Description of the model.“ *Journal of Hydrology* 184 (1996) 299-315.
- KENDALL, K.A., SHANELY, J.B., McDONNELL, J.J. (1999): „A hydrometric and geochemical approach to test the transmissivity feedback hypothesis during snowmelt.“ *Journal of Hydrology* 219 (1999), Pages 188-205.
- McDONNELL J. J. (1990): „A rationale for old water discharge through macropores in a steep, humid catchment.“ *Water Resources Research*, Vol. 26, No. 11, Pages 2821-2832.
- NEWMAN, B.D., CAMPBELL A.R., WILCOX, B.P. (1998): „Lateral subsurface flow pathways in a semiarid ponderosa pine hillslope.“ *Water Resources Research*, Vol. 34, No. 12, Pages 3485–3496.
- NIEHOFF, DANIEL (2002): „Modellierung des Einflusses der Landnutzung auf die Hochwasserentstehung in der Mesoskala.“, Brandenburgischen Umwelt Berichte Heft 11, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Fakultät der Universität Potsdam.
- ONDA, Y., TSUJIMURA, M.I, FUJIHARA, J., ITO, J. (2006): „Runoff generation mechanisms in high-relief mountainous watersheds with different underlying geology.“ *Journal of Hydrology*

(2006), doi:10.1016/j.jhydrol.2006.06.009.

TORRES, R. ET AL (1998): „Unsaturated zone processes and the hydrologic response of a steep, unchanneled catchment.“, *Water Resources Research*, Vol. 34, No. 8, Pages 1865–1879.

RAGAN, R.M. (1968): „An experimental investigation of partial area contribution.“ *Int. Assoc. Sci. Hydrol., Publ.*, 76: 241—249.

SKLASH, MICHAEL G. AND FARVOLDEN, ROBERT N. (1979): „The Role of Groundwater in Storm runoff.“ *Journal of Hydrology* 43 (1979) 45-65.

UCHIDA, T., KOSUGI, K., MIZUYAMA, T. (1999): “Runoff characteristics of pipeflow and effects of pipeflow on rainfall-runoff phenomena in a mountainous watershed.” *Journal of Hydrology* 222 (1999) 18–36.

WEILER, M., McDONNELL, J., TROMP-VAN MEERFELD, I., UCHIDA, T. (2005): „123: Subsurface Stormflow.“ *Encyclopedia of hydrological Sciences*. Edited by M. Andersen. John Wiley & Sons, Ltd. <http://faculty.forestry.ubc.ca/weiler/pdfs/hsa119.pdf>

WEILER, M., McDONNELL, J. (2003): „Virtual experiments: a new approach for improving process conceptualization in hillslope hydrology.“, *Journal of Hydrology* 285 (2004) 3–18.

WEYMAN, D.R. (1973): „Measurements of the downslope flow of water in a soil.“ *Journal of Hydrology* 20 (1973) 267-288.