

Schlussbericht zum Projekt Nr. 2011.07

„Beurteilung der Hochwasserdisposition von Waldstandortstypen im Voralpenraum auf der Grundlage von hydrologischen Bodenparametern, der Durchwurzelung und dem Waldzustand“.

für die Zeitperiode vom 1.1. bis 31.10.2013

Referenz-Nr.: REF-1011-85140

1. Einleitung und Arbeitsablauf

Am 01.01.2013 wurde der Beschäftigungsgrad von Massimiliano Schwarz im Rahmen des Projektes wie geplant auf 80 % erhöht. Er hat sich hauptsächlich mit der Formulierung der Modellierungsansätze und dem Verfassen der geplanten Publikationen beschäftigt. Ein Projektabschluss erfolgte mit dem gut besuchten Marktstand zum Thema „Hochwasserschutzwald Gantrisch“ anlässlich des WSL Forum für Wissen am 5. November 2013, gemeinsam mit der Waldabt. 5 Bern-Gantrisch (Beilage 1, verfasst für den Tagungsband zum Forum).

2. Abschluss der Feld- und Laborarbeiten

Die Beprobung für die Bestimmung der Bodendichte konnte im Juli noch nachgeholt werden. Alle übrigen Feld- und Laborarbeiten wurden schon vorgängig erledigt.

3. Vernetzung mit anderen Projekten

Die Resultate und Erkenntnisse aus diesem Projekt bilden wichtige Grundlagen für die Formulierung von Ansätzen und Beurteilungen der Resultate des Projektes Bioprotect. Ein Austausch und Diskussionen sind anlässlich einer Besprechung am BAFU (4.7.) vollzogen worden.

4. Umsetzung: Begehungen, Exkursionen, Fachtagungen

- 7./8. Feb. Besuch der BGS Jahrestagung in Zürich Reckenholz (Poster vgl. Beilage 2)
- 7.-12. April Besuch der EGU Tagung in Wien (Poster vgl. Beilage 2)
- 4. Juli Eingeladene Präsentation am BAFU im Bereich Bioprotect anlässlich einer Sitzung (Beilage 3).
- 8.-12. Sept. Vortrag anlässlich der DBG Tagung in Rostock und Beitrag zum Tagungsband (Beilage 4).

5. Nov. Marktstand zum Thema „Hochwasserschutzwald Gantrisch“ anlässlich des WSL Forum für Wissen gemeinsam mit der Waldabt. 5 Bern-Gantrisch (Beilage 1, verfasst für den Tagungsband zum Forum).

5. Publikationen und Ausblick

Eine Publikation konnte abgeschlossen und eingereicht werden (Beilage 5).

Massimiliano Schwarz arbeitet an der HAFL in Zollikofen ist aber bis Ende Okt. 14 noch als Gast an der WSL registriert. Eine thematische Zusammenarbeit bzw. eine allfällige Weiterentwicklung der Modellierung wird angestrebt.

6. Finanzen (prov. Auszug 01.01. bis 30.10.13)

Ausgaben

Lohnkosten 2013 (M. Schwarz, 80 % Anstellung)	Fr. 71 146
inkl. Sozialabgaben und Spesen	

Total (inkl. Anteil 2012)	<u>Fr. 91 624</u>
----------------------------------	--------------------------

Einnahmen

W&HFFonds	Projektbeginn 2012	Fr. 18 000
	Zweiter Teilbetrag 2012	Fr. 18 000
	Dritter Teilbetrag 2013	Fr. <u>36 000</u>

Total bisher in Rechnung gestellt	Fr. 72 000
-----------------------------------	------------

Mit dem Schlussbericht im 4. Quartal 2013 wird der Restbetrag von Fr. 18 000 in Rechnung gestellt.

Total	<u>Fr. 90 000</u>
--------------	--------------------------

Der Fehlbetrag wird von der WSL übernommen.

7. Schlussbemerkung

Wir bedanken uns für die erfolgte Unterstützung dieses Projektes durch den Wald- und Holzforschungsfonds.

Birmensdorf, 19.11.13

Peter Lüscher

Massimiliano Schwarz

Beilagen

- 1** Beitrag zum Tagungsband Forum für Wissen 2013: S. 107-116
„Hochwasserschutzwald Gantrisch: der Wald zur quantitativen Methode für die Praxis“
Massimiliano Schwarz¹, Lukas Dämpfle¹, Peter Lüscher¹, Philipp Mösch², Jean-Jacques Thormann³

¹ Eidg. Forschungsanstalt WSL, Zürcherstrasse 111, CH-8903 Birmensdorf,
² Waldabteilung 5 - Gantrisch, Amt für Wald des Kantons Bern, Hintere Gasse 5
3132 Riggisberg
³ Hochschule für Agrar-, Forst- und Lebensmittelwissenschaft, Berner Fachhochschule,
Länggasse 85, CH-3052 Zollikofen
- 2** Poster zur Jahrestagung der Bodenkundlichen Gesellschaft der Schweiz (7./8.2.)
Poster zur EGU Tagung in Wien (7.-12.4.)
- 3** Präsentation am BAFU im Bereich Bioprotect anlässlich einer Sitzung am 4.7.
- 4** Vortrag Jahrestagung der DBG, 7.-12. September in Rostock.
Beitrag zur Jahrestagung der DBG: Böden - Lebensgrundlage und Verantwortung
(online Publikation: <http://www.dbges.de>)
„Ein neuer Ansatz zur Modellierung des lateralen präferentiellen Zwischenabflusses
in bewaldeten Hängen“
Schwarz, M. und Lüscher, P.
- 5** Schwarz, M., Lüscher, P., Germann, P., (2013)
A new framework for the quantification of the hydrological connectivity of vegetated
slopes.

Eingereicht: Ecohydrology (Wiley Verlag) im November 2013

Hochwasserschutzwald Gantrisch: der Weg zur quantitativen Methode für die Praxis

Massimiliano Schwarz¹, Lukas Dämpfle¹, Peter Lüscher¹, Philipp Mösch² und Jean-Jacques Thormann³

¹ WSL Eidg. Forschungsanstalt für Wald, Schnee und Landschaft, Zürcherstrasse 111, CH-8903 Birmensdorf, massimiliano.schwarz@wsl.ch

² Waldabteilung 5 Bern – Gantrisch, Amt für Wald des Kantons Bern, Hintere Gasse 5, CH-3132 Riggisberg

³ Hochschule für Agrar-, Forst- und Lebensmittelwissenschaft, Berner Fachhochschule, Länggasse 85, CH-3052 Zollikofen

Seit mehr als 150 Jahren ist die Bevölkerung in der Gantrischregion mit Hochwasserrisiken konfrontiert. Durch diesen Umstand wurde die Schutzfunktion des Waldes schon vor langer Zeit anerkannt und gepflegt, bereits 1840 erfolgten die ersten Aufforstungen im Gurnigelgebiet. Obwohl weltweit zahlreiche Studien die Wirkung des Waldes auf das Hochwassergeschehen untersucht haben, bleibt die Entwicklung quantitativer Methoden zur Abschätzung der Waldwirkung für das Risikomanagement in der Praxis eine Herausforderung. In diesem Artikel wird ein Überblick über die im Gantrischgebiet durchgeführten Projekte gegeben und diskutiert, wie die Resultate von Feldversuchen und Modellsimulationen den Weg zu einem quantitativen Ansatz für die Praxis ebnen können. Um derartige Ansätze in Kostenwirksamkeitsanalysen im Rahmen des Risikomanagements systematisch anwenden zu können, bleiben aber noch viele Wissenslücken, die zukünftige Studien ausfüllen sollten.

1 Einführung: Geschichte der Waldnutzung und Hochwassergefahr im Gantrischgebiet

1.1 Übersicht

Die Region Gantrisch (Kt. Bern) ist durch Wald und Wasser stark geprägt. In der ganzen Region graben wilde Bäche tiefe Einschnitte in den weichen Untergrund. Zum Schutze der Talbewohner mussten bereits in der Vergangenheit Bäche verbaut und viele Alpweiden aufgeforstet werden. Die Waldpflege und damit die Waldentwicklung wurden stark beeinflusst durch den Willen, die Hochwassergefahr im Tal zu verringern. Der Wald lieferte aber auch den wertvollen, nachwachsenden Rohstoff Holz. Dieser brachte viel Arbeit und Wertschöpfung in die ländliche Region. Auch heute ist der ökologisch wertvolle Baustoff und Energielieferant Holz ein wichtiges Produkt aus den Gantrischwäldern. Der Wald als naturnaher Raum beherbergt ausserdem zahlreiche seltene Pflanzen und Tiere und wird so für die Erhaltung der Artenvielfalt immer wichtiger. Zudem liefert der Wald Trinkwasser von hoher

Qualität, gliedert die Landschaft und dient der Bevölkerung als wichtiger Erlebnis- und Erholungsraum.

1.2 Hochwassergefahren

Starke Gewitterregen mit Hagel führen oft zu gefährlichen Wasserabflussspitzen. Der leicht erodierbare und rutschanfällige Untergrund aus Flysch

oder subalpiner Molasse liefert grosse Mengen an Erdmaterial, welches sich – transportiert durch die grossen Wassermassen – murgangartig in die Täler bewegen kann und dort Leid bei der Bevölkerung und die Zerstörung der Infrastruktur mit sich bringt. Die Bevölkerung der Region Gantrisch begann deshalb bereits früh mit einfachsten Verbauungsmassnahmen an den gefährlichen Bächen. An der Gürbe beispielsweise wurden ab 1858 mit Unterstützung des Kantons Bern die ersten Holzsperrern gebaut. Ab 1895 bis zum Ersten Weltkrieg kamen Bergamasker-Arbeitsgruppen aus Norditalien in den Gantrisch und bauten erste Steinblockmauern und Trockenmauerwerke. Erst ab der Mitte des 20. Jahrhunderts wurde mit grossen Betonsperrern der Gürbelauf systematisch verbaut. Die Verbauungen wurden im Laufe der Zeit mehrmals durch heftige Unwetter geprüft, teilweise beschädigt und sogar zerstört. Das letzte Grossereignis fand Ende Juli 1990 statt. Im



Abb. 1. Waldlandschaft Gantrisch

Einzugsgebiet fielen innerhalb von vier Stunden 270 mm Niederschlag, wodurch viele der alten Sperren zerstört wurden und die Gürbe am Kegelhals, im «Hohli», über die Dämme trat und das Dorf Wattenwil sowie Teile des tiefer gelegenen Gürbetals überflutete.

1.3 Aufforstungen und Waldpflege

Bereits ab 1840 erfolgten erste Aufforstungen im Gantrischgebiet, vor allem im Staatswald der Einzugsgebiete Sense und Schwarzwasser. Mit der damals neuen Bundesgesetzgebung von 1876 konnten dann Bundessubventionen für die Aufforstung von Hochwasserschutzwäldungen ausgelöst werden. Der damalige Oberförster Friedrich Nigst (im Amt: 1878 bis 1927) trieb die Aufforstungstätigkeit in der Region Gantrisch hartnäckig voran. In seiner Zeit wurden rund 1000 ha Weideland aufgeforstet. Diese Alpweiden mussten oft vorgängig durch aufwändige Verfahren erworben werden. Bis in die Mitte des letzten Jahrhunderts wurden über 2000 ha Wald im Gantrischgebiet neu aufgeforstet. In der zweiten Hälfte des letzten Jahrhunderts begann sich der Holztransport mit Lastkraftwagen durchzusetzen. Die Waldbesitzer mussten mit dem Forstdienst die Walder-schliessung neu planen und einrichten. Mit Holzprügellagen oder speziellen Kalkstabilisierungsmassnahmen – in Zusammenarbeit mit der ETH Zürich – wurde versucht, die schweren Lehm-böden in einen tragfähigen Untergrund zu verwandeln. Die Holzerei und Wald-



Abb. 3. Hochmontaner Waldbestand mit stufigem Aufbau.

pflege konzentrierte sich meist entlang der neugebauten Waldwege und die ausgedehnten Aufforstungsbestände wuchsen vielerorts zu dichten, finsternen Fichtenforsten heran. Meist fehlte in diesen Beständen die Bodenvegetation und eine natürliche Verjüngung war kaum auszumachen. Die ersten grossen Löcher riss 1982 ein Föhnsturm in die labilen Baumholzbestände. Nach dem Orkan Vivian 1990, wurden auf den geräumten Sturmflächen erste Rottent-pflanzungen durchgeführt. Der Orkan Lothar zerstörte Ende 1999 grosse Flächen in den Aufforstungsbeständen. In der Süftenen (Staatswald) fielte der Orkan den zehnfachen Hiebsatz, näm-

lich 30000 m³, innerhalb eines Tages. Erst nach dieser Katastrophe setzte sich die Meinung durch, dass in den aufgerissenen Aufforstungsbeständen eine vitale, ungleichaltrige Verjüngung die grösste Priorität erhalten muss.

In den ursprünglichen Waldbeständen wurde bereits früh mit der stufigen Ausformung begonnen. Mit den neuen Erkenntnissen und auch mit den Vorgaben durch NaiS (FREHNER *et al.* 2005), wird nun insbesondere die Weisstanne stark gefördert. Dies ist aber für den Waldbesitzer oft mit Zusatzaufwendungen oder Einbussen verbunden (Wildverbiss, gefährliche Tannentrieb-laus, tieferer Holzertrag, etc.).



Abb. 2. Alte (links) und neue Sperren (rechts).

1.4 Ausblick

Auf den gehemmt durchlässigen Böden hilft das Einbringen und Begünstigen von tiefwurzelnden Baumarten wie der Weisstanne und das Fördern von stufigen, eher jüngeren Waldbeständen, die Hochwasserabflussspitze zu vermindern. Der Revierförster kann heute im Rahmen seiner Beratungstätigkeit den Waldbesitzer mit Schutzwaldprojekten in diese Richtung lenken und mit Beiträgen unterstützen. Auf den verdichtungsanfälligen Böden muss das Befahren mit schweren Forstmaschinen eine Ausnahme bleiben und darf nur auf eingeplanten Rückegassen erfolgen, nach Möglichkeit ist der Seilkranbringung den Vorrang zu geben. Das Ziel, stufige Bestände mit verschiedenen tiefwurzelnden Baumarten durchzusetzen, kann aber langfristig nur erreicht werden, wenn die Waldeigentümer von deren Wirkung überzeugt sind, sie für die Umtriebe zumindest teilweise entschädigt werden und für das Holz einen angemessenen Erlös erhalten. Um die finanzielle und politische Bedeutung der Schutzwaldpflege zu bewerten, braucht es neben langjähriger Erfahrung auch quantitative Methoden, die eine systematische Analyse der Schutzwaldwirkung erlauben und damit einen nachvollziehbaren Einsatz der Ressourcen ermöglichen. Die Forschung ist in diesem Sinn gefragt, neue quantitative Methoden zu entwickeln.

2 Wald und Hochwasserge-schehen: Stand des Wissens

2.1 Waldwirkung gegen Hochwasser

Zahlreiche Studien weltweit haben die Wirkung des Waldes auf das Hochwassergeschehen mit verschiedensten Kombinationen von Einflussgrößen und auf unterschiedlichen Skalen analysiert und diskutiert (z.B. BADOUX *et al.* 2006). Diese Untersuchungen haben geholfen, verschiedene forsthydrologische Prozesse besser zu quantifizieren und deren Wirkung auf die Hochwasserintensität abzuschätzen. Dennoch sind die vom Wald beeinflussten Faktoren und Prozesse, wel-

che theoretisch zur Hochwasserminderung beitragen können, sehr schwierig zu charakterisieren und quantifizieren. Allgemein wird die hydrologische Wirkung des Waldes in direkte und indirekte Aspekte unterteilt. Zu den direkten Wirkungen zählen Prozesse wie die Interzeption, der Stammabfluss, die Evapotranspiration, der präferenzielle Abfluss entlang von Wurzeln/Wurzelkanälen, usw. Zu den indirekten Wirkungen zählen Prozesse wie der Einfluss der Streueinträge auf die biologische Aktivität im Boden sowie auf die physikalische und chemische Eigenschaften, zum Beispiel die Gefügebildung im Oberboden.

Die wichtigsten, durch den Wald beeinflussten Prozesse für die Minderung der Abflussspitze sind die Evapotranspiration und Interzeption (Regen und Schnee), welche die Vorfeuchte des Bodens über längere Zeit reduzieren können (je nach Standort und Jahreszeit) sowie die durch die Waldbehandlung beeinflusste Bodenstruktur, welche die Speicherkapazität und das Abflussgeschehen bestimmt. Interzeption (Regen) und Evapotranspiration spielen kurzfristig bei starken Niederschlägen, welche nur wenige Stunden dauern, selten eine bedeutende Rolle.

2.2 Beurteilung der Waldwirkung

In der Richtlinien von NaiS («Nachhaltigkeit im Schutzwald» [FREHNER *et al.* 2005]) wird angenommen, dass die Hochwasserschutzwirkung des Waldes in erster Linie durch eine Erhöhung der Wasserspeicherkapazität im durchwurzelten Boden erreicht wird. Diese Annahme basiert auf Feldbeobachtungen und berücksichtigt, wie die indirekte Wirkung des Waldbestandes die Bodeneigenschaften und deren Zustand in Kombination mit anderen Bodenbildungsfaktoren, wie Ausgangsgestein, Klima und Relief, beeinflussen kann. In den NaiS Richtlinien wird ein weiterer, wichtiger Grundsatz berücksichtigt: Nicht alle Wälder haben dieselbe Schutzwirkung. Dieses Konzept wurde von LÜSCHER und ZÜRCHER (2003) entwickelt und stützt sich auf die Idee, dass die Hochwasserschutzwirkung, insbesondere die Wasserspeicherkapazität, standortspezifisch, d.h. unter Berücksichtigung

des Waldzustandes (Baumartenzusammensetzung und Bestandesstruktur) beurteilt werden muss. Dabei ist auch der Bodenaufbau zu berücksichtigen.

Abbildung 4 zeigt beispielhaft den Übergang von einer Kuppe zu einer Mulde, welche durch eine starke Änderung der Vegetation verdeutlicht wird (*Vaccinium myrtillus* dominierte Krautschicht auf der Kuppe, *Caltha palustris* charakterisierte Gesellschaft in der Mulde). Die Änderung der Vegetation weist ebenfalls auf eine Änderung des Bodenaufbaus und des Bodentyps, sowie auf unterschiedliche hydrologische Eigenschaften des Standorts hin. Je nach Situation können verschiedene Baumarten je nach Bodeneigenschaften unterschiedlich wurzeln und entsprechend unterschiedlich gegen Hochwasser wirken. Abbildung 5 zeigt das umgeworfene Wurzelsystem einer Weisstanne (*Abies alba*) mit Pfahlwurzeln, welche zum Teil auch in vernässete Horizonte wachsen können. Aus diesem Grund wird diese Baumart an staunassen Standorten gegenüber flachwurzelnden Baumarten wie der Fichte (*Picea abies*) bevorzugt. Obwohl sich die Anwendung von NaiS in der Praxis bewährt hat, bleiben dennoch viele Fragen offen, um praxistaugliche Methoden nachvollziehbarer und fundierter zu formulieren.

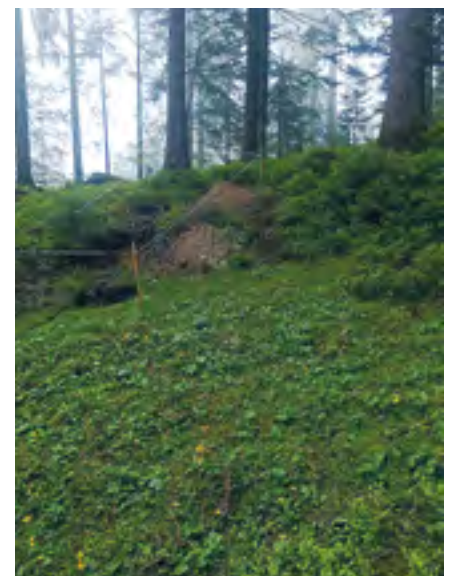


Abb. 4. Übergang von Kuppe zu Mulde mit deutlicher Änderung der Zusammensetzung der Krautschicht, welche auf eine Änderung des Bodenaufbaus beziehungsweise des Bodentyps hinweist. (Waldstandortstyp 46, Übergang zu 49).



Abb. 5. Umgeworfenes Wurzelsystem einer Weisstanne (*Abies alba*) mit 0.6 m langen Pfahlwurzeln unterhalb des Baumstamms.

3 Forschungsaktivitäten im Gantrischgebiet

Seit 2006 wurden verschiedene Forschungsprojekte der WSL in Zusammenarbeit mit der Uni Bern und der HAFL über die Hochwasserschutzwälder im Gantrischgebiet durchgeführt. Die Staffelung der verschiedenen Arbeiten während der letzten Jahre zeigt den generell verwendeten «bottom-up» Ansatz. In diesem Kapitel wird ein Überblick über die durchgeführten Projekte und die dadurch gewonnenen Erkenntnisse vermittelt.

3.1 Einfluss der Wurzeln auf die Infiltration/Speicherkapazität auf der Bodenprofilskala

Die erste Studie befasste sich mit dem Einfluss von Baumwurzeln auf die Infiltration (COST Aktion E38 «woody root processes», 2006–2010). Anhand von Beregnungsexperimenten in einem Heidelbeer Tannen-Fichtenwald (E&K 46, jeweils auf 1 m²) wurde gezeigt, dass die Wurzeldichte die Infiltrationskapazität nicht vernässter Oberbodenhorizonte sowie vernässter Horizonte erhöhen kann (LANGE *et al.* 2009). Es wurde auch gezeigt, dass in diesem Gebiet die Entwässerung des gesamten Bodens immer lateral erfolgt und dass der Abfluss zum Teil von der

Druckhöhe (wassergesättigter Profilhöhe) bestimmt wird. Als Schlussfolgerung dieser Untersuchung lässt sich vermuten, dass es «mittels forstlicher Massnahmen möglich sein wird, die Wurzelverteilungen in Wäldern zu beeinflussen und damit Infiltrations- und Speicherkapazitäten durch Artenzusammensetzung und Bestandesstruktur zu modifizieren» (LANGE *et al.* 2011).

HARTMANN (2008) konnte in demselben Gebiet zeigen, dass die Durchwurzelung der Vogelbeere stark durch vernässte Horizonte limitiert ist, wie es auch schon für die Fichte und die Buche (*Fagus sylvatica*) aus der Literatur bekannt ist. Es bleibt unklar, wie langfristig die Bodenstruktur des Oberbodens aufgrund der geänderten Zusammensetzung des Streumaterials und einer erhöhten biologischen Aktivität verbessert werden kann. Feldbeobachtungen haben bestätigt, dass die Tanne, in diesem Gebiet die am meisten verbreitete Baumart ist, da sie zum Teil gesättigte Bodenhorizonte ohne Limitierung durchwurzelt.

In einer Arbeit von GRUNAUER (2009) wurden hydrologische Reaktionen in sechs Bodenprofilen und der Einfluss unterschiedlich alter Wurzelstöcke auf die Infiltration untersucht. Diese Arbeit zeigte trotz eines begrenzten Stichprobenumfangs, dass sich der Abbau der Wurzelmasse unter teilweise anaeroben Bedingungen in hydromorphen Horizonten so langsam vollzieht, dass über 30 Jahre nach dem Absterben der Bäume noch annähernd alle Wurzeln vorhanden waren. Der Trend, dass sich eine höhere Wurzeldichte günstig auf die Infiltrationsgeschwindigkeit auswirkt, wurde bestätigt.

In einem weiteren Projekt (Wald und Klimawandel, 2010–2012) untersuchten LANGE *et al.* (2013) die potentiellen Auswirkungen der Klimaänderung auf die Hochwasserschutzwirkung. In der Annahme, dass die Durchwurzelung in Buchenbeständen tieferer Lagen für zukünftige Klimaszenarien in höheren Lagen repräsentativ sein wird (in denen heute Tannen-Fichtenbestände dominieren), schätzen die Autoren, dass die Hochwasserschutzwirkung auf Grund einer intensiveren Durchwurzelung und erhöhter Verzögerung des Wasserabflusses zukünftig in höheren Lagen verstärkt wird.

3.2 Einfluss der Wurzelverteilung auf die räumliche Heterogenität von Vernässungsmerkmalen auf der Transektsskala

Das Projekt COST FORMAN (Forest Management and Water Cycle, 2009–2012) strebte das Ziel an, den Wassergehalt und die Durchwurzelung in Abhängigkeit des Bestandesaufbaus zu charakterisieren. Das zentrale Thema dieser Arbeit war die Aufskalierung hydrologischer Prozesse vom Punkt zur Fläche unter Berücksichtigung der einzelnen Waldstandorte und deren Bewirtschaftung. In der ersten Phase des Projektes, wurde die Bodenhydrologie und die Durchwurzelungsintensität durch Transekte (etwa 6–8 m lange Bodenprofile zwischen zwei Bäumen) und ein flächendeckendes Raster von Messpunkten (Raster Netz 10×10 m) analysiert. Eine detaillierte Studie über die Aufnahmemethoden (HEBEISEN 2011) hat gezeigt, dass die erhobenen Daten und Werte für Horizontmerkmale (Go,r) und Wurzelverteilung vergleichbar sind, egal ob sie mit Rahmenbohrer, Humaxproben oder durch eine Profilsprache gewonnen werden. Allerdings ist die Variabilität je nach Aufnahmemethode im Fehlerbereich sehr unterschiedlich.

Die ersten Resultate dieser Studien wiesen darauf hin, dass die Reliefkomponente (Kuppe/Mulde) sowie der Baumabstand keine grosse Rolle bei Betrachtung der vertikalen Infiltration spielten (STIMM *et al.* 2009; ALLENSPACH *et al.* 2011). Weiter gab es Hinweise darauf, dass die Durchwurzelungsintensität der Feinwurzeln in einem gut strukturierten, geschlossenen Bestand keine Funktion des Baumabstandes ist (Abb. 6). Spätere Untersuchungen in der zweiten Phase des Projektes hingegen zeigten, dass der laterale Abfluss durch das Relief beeinflusst ist und die Wurzelverteilung (Fein- und Grobwurzeln) von der Waldstruktur abhängig ist (SCHWARZ *et al.* 2013).

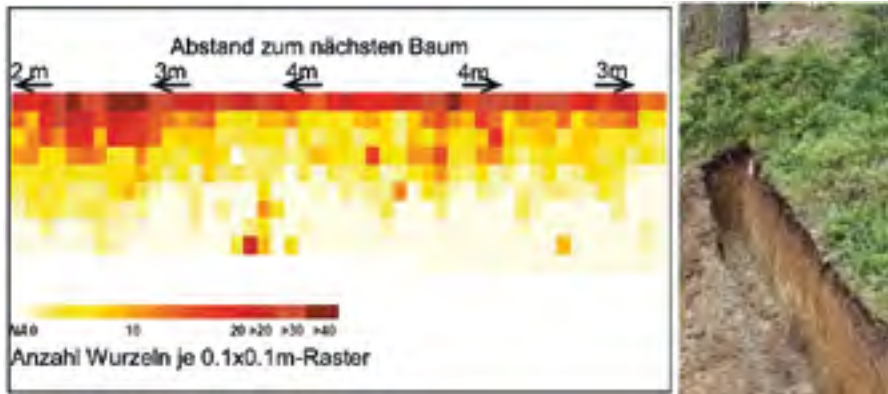


Abb. 6. Wurzelverteilung zwischen zwei Baumstämmen entlang eines Transekts aufgenommen durch Zählungen im 10×10 cm Raster

3.3 Zusammenhang zwischen Durchwurzelung, Bodenstruktur und lateralem Zwischenabfluss auf der Ebene der Bodenprofilskala

In einer späteren Phase des COST FORMAN Projekts wurden neue Beregnungsversuche mit regelmäßigen Abständen zu Baumstämmen durchgeführt (1,5, 3,5 und 5,5 m), um

den Zusammenhang zwischen Relief, Durchwurzelung, Wassergehalt und lateralem Abfluss zu untersuchen (SCHWARZ *et al.* 2013).

Jedes Profil wurde mit drei verschiedenen Intensitäten (70, 40, 100 mm/Std) beregnet, wobei jede Beregnung durch eine zweistündige Pause unterbrochen wurde (Sequenz Beregnung: erste Stunde 70 mm/Std, zwei Stunden ohne Beregnung, eine Stunde 40

mm/Std, und anschließend eine Stunde 100 mm/Std). In jedem beregneten Profil wurden Wurzelverteilung, Wassergehalt und lateraler Abfluss gemessen. Die Wurzelverteilung wurde bis 0,5 m Bodentiefe auf eine Breite von 0,5 m kartiert. Der Wassergehalt wurde an zehn verschiedenen Stellen (Messintervall 1 Min.) gemessen (Abb. 7), in den Tiefen von 0,075, 0,225 und 0,375 m. Der laterale Abfluss wurde in drei Tiefenbereichen (0–0,15, 0,16–0,3, 0,31–0,45 m) in 0,5 m breiten Metallrillen gesammelt und mit Kippwaagen (RainWiseInc) gemessen.

Aus den ersten qualitativen Beobachtungen im Feld hat sich bestätigt, dass am untersuchten Standort (E&K Nr. 49) das Kuppen-Mulden-Relief einen deutlichen Zusammenhang mit der räumlichen Verteilung des Bodenaufbaus beziehungsweise -typs zeigte (z.B. Lage reduzierter oder oxidierter bzw. wechselfeuchter Horizonte) und dadurch auch einen starken Einfluss auf den lateralen Abfluss hatte (Abb. 8). Weiter haben die Ansprachen der Bodenprofile ergeben, dass die Bodenverdichtung in der Nähe von

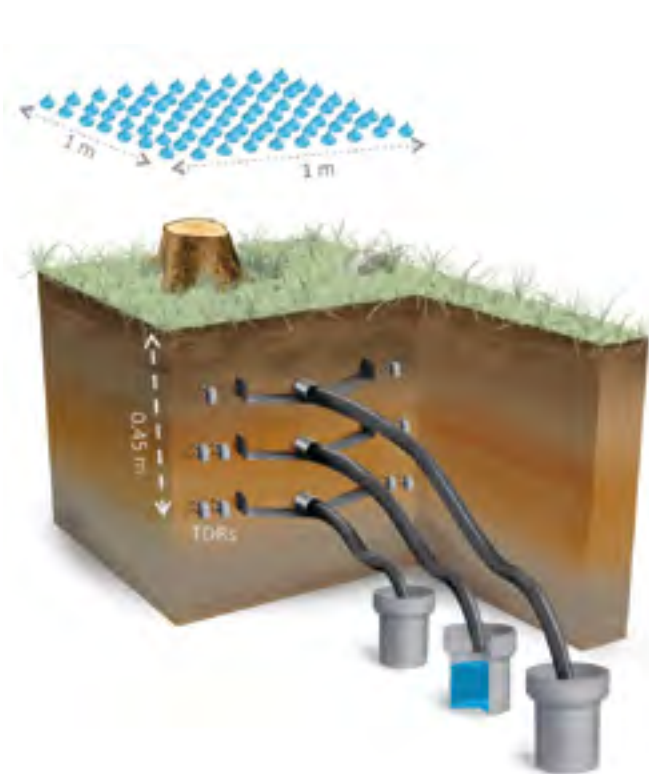


Abb. 7. Einrichtung der Feldexperimente für die Messung des lateralen Abflusses auf Bodenprofilskala.



Abb. 8. Serie von Bodenprofilen entlang eines Kuppen-Mulden-Gradienten in verschiedenen Abständen zu einem Baumstamm (1,5, 3,5, und 5,5 m). Innerhalb weniger Meter ist der Gr-Horizont zwischen 0,7 und 0,2 m Tiefe zu finden.

Baumstämmen und die Präsenz von Grobwurzeln den lateralen Abfluss innerhalb von nicht und wenig hydromorphen Horizonten (z.B. B oder SB) während extremer Niederschlagsereignisse fördern. In steileren Hangpartien erreichten gut durchwurzelte Horizonte eine Tiefe von 1 bis 1,5 m und wiesen eine subpolyedrische bis polyedrische Struktur auf. Solche mächtige und gut strukturierte Horizonte sind Voraussetzung für eine hohe Speicherkapazität und für eine bedeutende Verzögerung des lateralen Abflusses. In nicht bestockten Mulden oder flachen Hangpartien waren die Bodenprofile stark von Reduktionsmerkmalen geprägt und die Tiefe der rasch drainierenden Horizonte war auf die obersten 0,1 bis 0,2 m des Bodenprofils limitiert.

Von dreizehn durchgeführten Beregnungsversuchen wiesen acht einen lateralen Abfluss höher als 0,0017 Lt./sec (=0,1 Lt./min) innerhalb der ersten 0,45 m auf. Die resultierenden Abflusskoeffizienten schwankten zwischen 0 und 0,9, wobei nur bei zwei Experimenten der Abflusskoeffizient über 0,8 lag. Neun Beregnungen wurden bei Fichten und vier bei Tannen durchgeführt. Die untersuchten Bäume hatten einen BHD zwischen 0,3 und 0,4 m.

Abbildung 10 zeigt ein Beispiel für den gemessenen lateralen Abfluss für ein Profil (Abb. 9) in 1,5 m Abstand zu einer Tanne (BHD=0,38 m). Die

Resultate zeigen auf, dass der Großteil des lateralen Abflusses zwischen 0,16 und 0,3 m Bodentiefe stattgefunden hat und der maximale Abfluss proportional zur Niederschlagsintensität war. Eine quasi-konstante Wasserbilanz (input=output) wurde etwa 15 bis 20 Minuten nach Beregnungsbeginn erreicht. Die Messungen zeigen auch, dass der Abfluss typischerweise erst ab einem bestimmten Wassergehalt beginnt (durchschnittlich 0,36 [m³/m³]) und auch ungesättigte Horizonte zu lateralem Abfluss beitragen können. Des Weiteren kann vermutet werden, dass die Steigung des Abflusses stark durch die Dimensionen und Form der Makroporen beeinflusst wird und die Durchwurzelungssituation, sowie die biologische Aktivität eine wichtige Voraussetzung für eine Erhöhung der Wasserspeicherung (Einfluss auf Porosität und Bodenvorfeuchte) und damit auf die Abflussverzögerung hat.

3.4 Modellierungsansatz für die Charakterisierung des lateralen Zwischenabflusses und der präferenziellen Fließwege

In diesem Teilprojekt wurde ein neuer Modellierungsansatz entwickelt, um den präferenziellen Abfluss in durchwurzelten Böden zu quantifizieren. Die Grundkonzepte der Modellierung

basieren auf dem Ansatz von BEVEN und GERMANN (2013) für den präferenziellen lateralen Abfluss und wurden erweitert, um den Zusammenhang zwischen Wurzelverteilung, Abfluss und Wassergehalt besser abzubilden (SCHWARZ *et al.* 2013). Das Modell löst die Wasserbilanzgleichung unter Anwendung der Stokes Gleichung für die Berechnung der Wasserflüsse.

Die sensibelsten Modellparameter, welche mit den Resultaten aus den Beregnungsexperimenten kalibriert wurden, sind:

- Tiefe der rasch drainierten Bodenhorizonte (T [m]),
- Kontaktfläche der Makroporen (L [m²/m³]),
- Koeffizient der vertikalen Sickerung (cv [–]) und
- der sogenannte Faktor der Makroporen (gF [–]).

Eine detaillierte Beschreibung des Modells ist in SCHWARZ *et al.* (2013) zu finden.

Abbildung 11 zeigt den Vergleich zwischen dem gemessenen und simulierten Zeitverlauf des Wassergehaltes und des Abflusses von zwei Beregnungen bei sehr unterschiedlichen Verhältnissen. Das Bodenprofil der ersten Beregnung (Abb. 11A und 11C) wies einen stark vernässten Boden mit einem reduzierten Horizont schon ab 0,2 m Bodentiefe auf. Dadurch änderte sich der gesamte Wassergehalt im Profil während der Beregnung nicht, wobei aber der laterale Abfluss in kurzer Zeit stattfand. Das zweite Profil (Abb. 11B und 11D) zeigte eine grössere Schwankung des Wassergehaltes proportional zur Beregnungsintensität und praktisch keinen lateralen Abfluss innerhalb der ersten 0,45 m Bodentiefe, da in diesem Fall der reduzierte Horizont tiefer unten lag. Mit diesen Informationen und Daten konnten die Modellparameter kalibriert werden. Die Tiefe der rasch drainierten Bodenhorizonte (T [m]) im untersuchten Gebiet lag zwischen 0,15 und 1 m, die kalibrierte Kontaktfläche der Makroporen (L [m²/m³]) lag zwischen 50 und 2500 m²/m³. Der Koeffizient der vertikalen Versickerung (cv [–]) lag zwischen 0 und 1 und der sogenannte geometrische Faktor der Makroporen (gF [–]) wurde konstant bei 0,25 festgelegt.

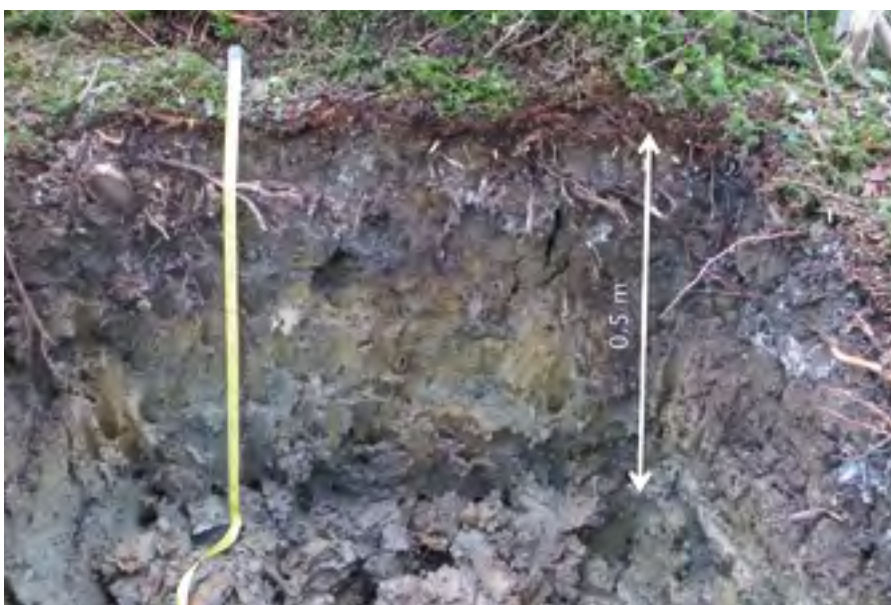


Abb. 9. Detail des Bodenprofils (T13_1.5) in 1,5 m Abstand zu einem Tannenstamm mit klarem Übergang von Ah Horizont mit Wurzeln und Rissen zu einem Go/r Horizont mit einer kompakten kohärenten Struktur (und deshalb weniger durchlässig) in 0,2 m Tiefe.

Abbildung 12 zeigt die Sensibilität des Modells relativ zum Parameter L (Kontaktfläche der Makroporen) und gibt einen Hinweis zur Bedeutung dieses Parameters auf den Ausschlag der Abflussspitze. Die Berechnungen wurden mit einer Vorfeuchte von $0,3 \text{ [m}^3/\text{m}^3]$, $T=0,5 \text{ m}$, $c=0$ und $gF=0,25$ durchgeführt. Die drei Regenintensitäten entsprachen 70-40-100 mm/Std wie bei den Feldexperimenten. Die Resultate zeigten, dass bei gleicher Speicherkapazität die unterschiedlichen Dimensionen der Makroporen, welche durch den Parameter L charakterisiert werden, eine grosse Bedeutung für die Minderung der Abflussspitze haben.

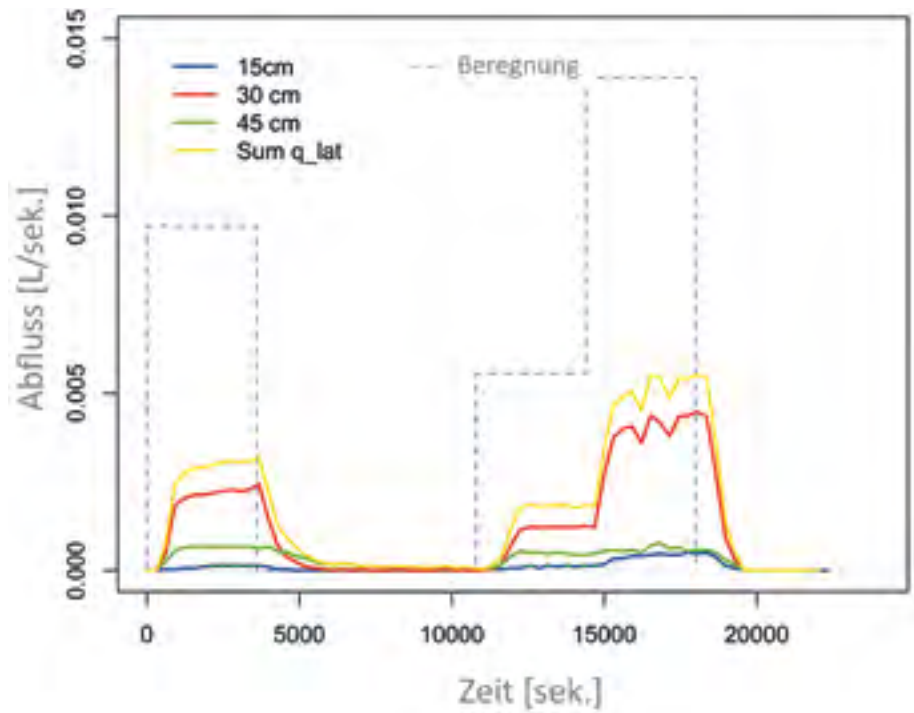


Abb. 10. Resultate des gemessenen lateralen Abflusses bei Profil T13_1.5.

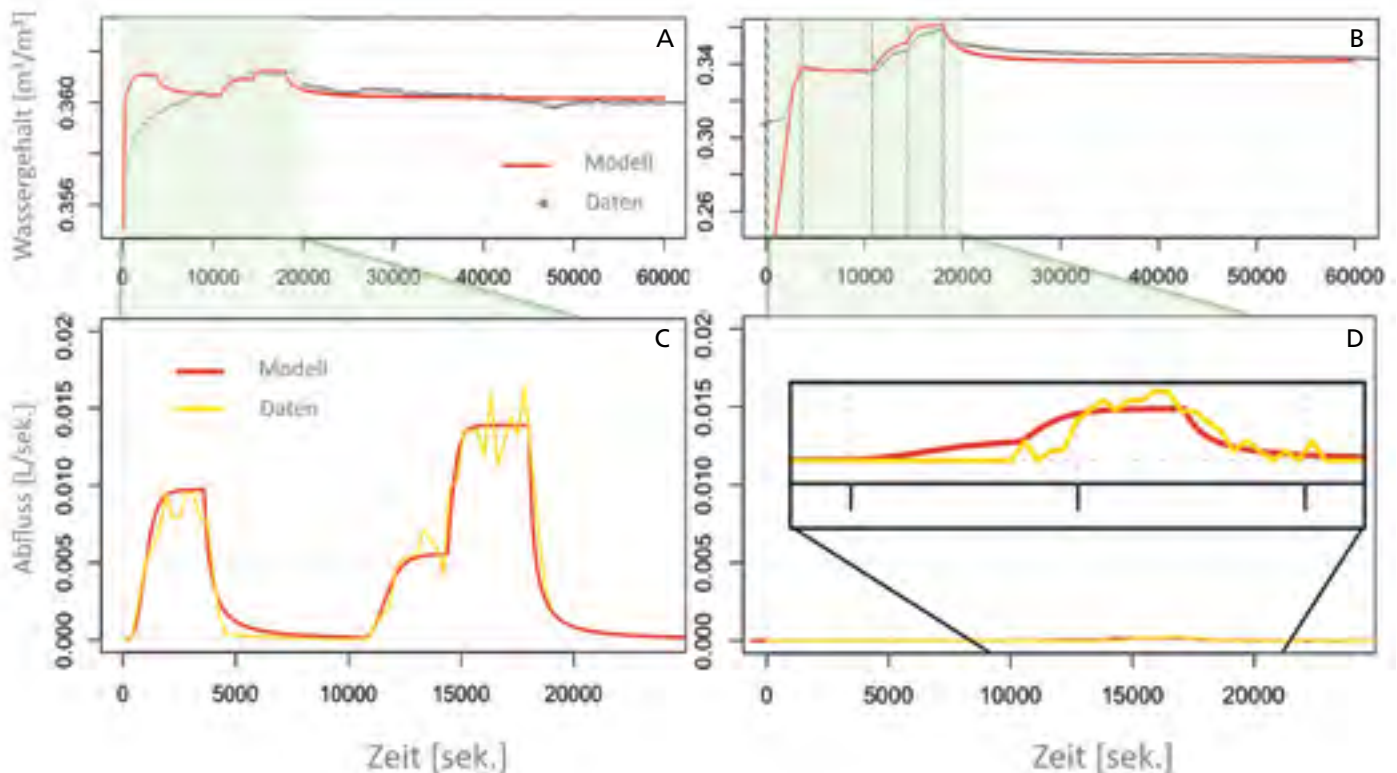


Abb. 11. Resultate der gemessenen und modellierten Änderung des Wassergehalts (A und B) und des lateralen Abflusses (C und D) bei zwei sehr unterschiedlichen Profilen (F10_5.5 [A und C] und F10_3.5 [B und D]).

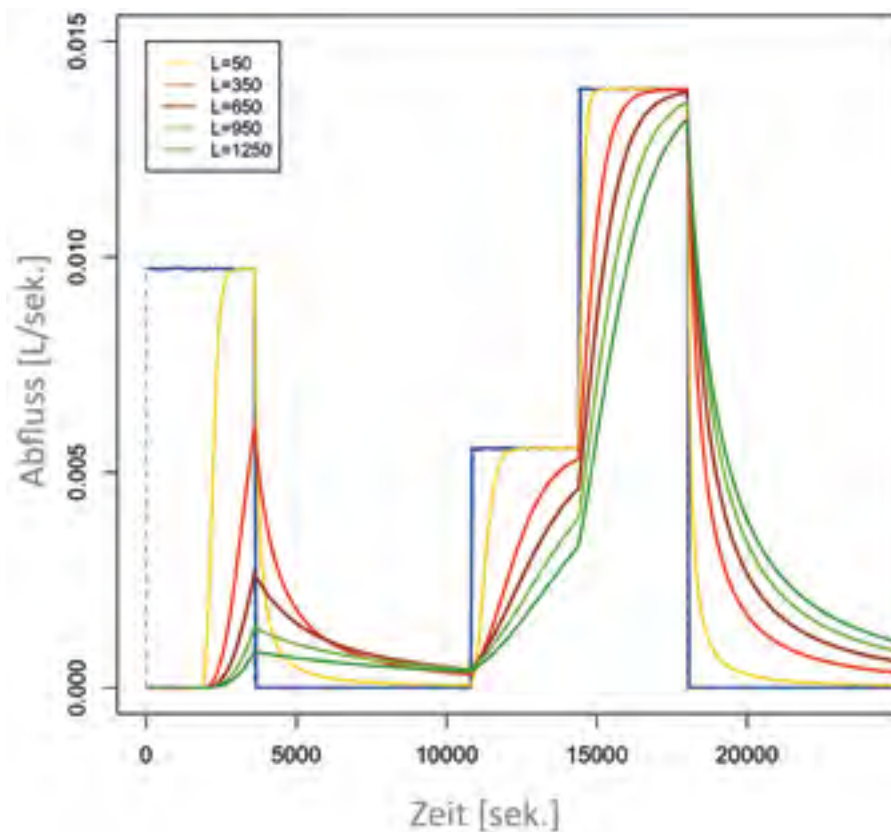


Abb. 12. Resultate der Sensibilitätsanalyse des Abflussmodells auf der Bodenprofilskala mit unterschiedlichen Werten des Parameters L (Kontaktfläche [m^2/m^3]).

3.5 Aufskalierung der Abflussprozesse und Einfluss der Durchwurzelung

Das kalibrierte Abflussmodell der Profilskala wurde dann in einem Abflussmodell für die Hangskala angewandt, um die Verhältnisse von unterschiedlich hydrologisch beitragenden Flächen während eines Niederschlags zu simulieren und zu analysieren.

Eine «random generating function» definiert in dem Modell die zufällige Normalverteilung der initialen Vorfeuchte ($0,3 \pm 0,03$) in jeder Simulation (2 bis 5 pro Vegetationsbedeckung).

Abbildung 13 zeigt die zeitliche Entwicklung der hydrologischen Benetzung des Hanges in Zusammenhang mit der Zunahme des Wassergehalts in jeder Zelle bis zu den Werten, bei welchen der laterale Abfluss beginnt (blaue Punkte).

Unter der Annahme, dass unterschiedliche Werte von T (hydrologische aktive Bodentiefe) und L (Kontaktfläche) charakteristisch für unter-

schiedliche Bedingungen bezüglich Vegetationsbedeckung (Wiese bis gut strukturierte Waldbestände) sind, ist es möglich, die Abflussverhältnisse eines Hanges für unterschiedliche Niederschlagsereignisse zu simulieren. Abbildung 14 zeigt den simulierten Abfluss eines Hanges mit vier verschiedenen

Vegetationsbedeckungen (Wiese = gelb, «schlechter» Wald = dunkelgrün, «minimaler» Wald = grün, «optimaler» Wald = hell grün) bei einem kurzen (1 Std. $\rightarrow$ 45 mm) und einem langen (24 Std. $\rightarrow$ 120 mm) hundertjährigen Niederschlagsereignis. Der Niederschlag wurde über die Zeit als normal verteilt angenommen und das Speichervermögen war für alle Kombinationen konstant. Die Resultate zeigten, dass bei einem kurzen Niederschlagsereignis, ein «optimaler» Waldbestand die Abflussspitze bis zu 30 Prozent reduzieren konnte, dank einer starken Verzögerung des Wasserabflusses. Bei einem langandauernden Regenereignis hingegen, schien der Wald keinen Einfluss bei solch kleinen Hängen (10×15 m) zu haben. Die simulierten Abflüsse begannen erst, als der Hang hydrologisch vernetzt war. Je mehr Wasser benötigt wurde, um den lateralen Abfluss zu initialisieren, desto stärker wurde die Abflussspitze reduziert.

4 Diskussion und Schlussfolgerungen

Für ein bestimmtes Niederschlagsereignis und ein bestimmtes Einzugsgebiet kann die Abflussspitze durch eine erhöhte Speicherkapazität des Bodens oder durch eine grössere Verzögerung des Wasserabflusses reduziert werden. In der Regel wirkt der Wald positiv auf diese beiden Prozesse (Speicherung und Verzögerung), aber in unterschied-

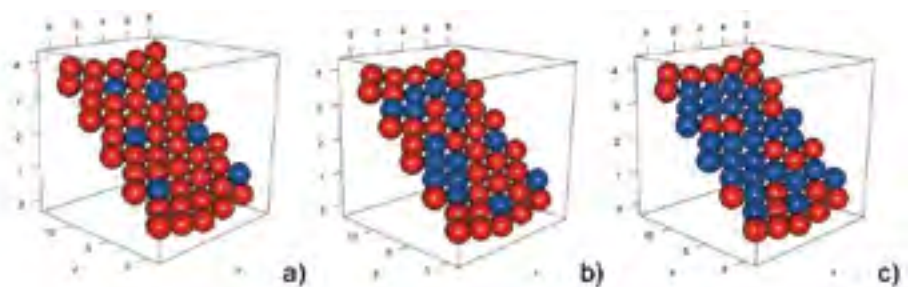


Abb. 13. Zeitliche Entwicklung der hydrologischen Benetzung des Hanges in Zusammenhang mit der Zunahme des Wassergehalts (a=60 Sek., b=600 Sek., c=1200 Sek.) während eines intensiven Niederschlags. Die roten Zellen weisen einen Wassergehalt kleiner als $\theta_{\min}$ auf und produzieren keinen lateralen Abfluss, während die blauen Zellen einen Wassergehalt grösser als $\theta_{\min}$ aufweisen und einen lateralen Abfluss proportional zu ihrem Sättigungsgrad produzieren.

lichem Ausmass je nach Situation. Die von der WSL durchgeführten Studien im Gantrischgebiet haben die Basis für eine quantitative Analyse der Waldwirkung in staunassen, vernässten Böden geschaffen und erlauben eine systematische Diskussion der komplexen Interaktionen und Prozesse, welche zu Hochwasserbildung führen.

Gemäss unserer Resultate und der Modellierung ist die Speicherkapazität des Bodens (definiert als die Kapazität des Bodens durch Kapillarkraft das Wasser festzuhalten und nicht fließen zu lassen) die wichtigste Einflussgrösse um die Abflussspitze zu reduzieren. Die Speicherkapazität hängt von der Art der Porosität des Bodens (z.B. Porengrösseverteilung, Konnektivität, Geometrie der Poren) und seiner Mächtigkeit ab (je tiefergründiger der Boden, desto mehr Wasser kann gespeichert werden). Tiefwurzelnende Baumarten, welche durch vernässte Bodenhorizonte nicht stark limitiert werden, sind waldbaulich zu bevorzugen, da diese Baumarten auch den tieferen Horizonten Wasser entziehen und so indirekt die Bodenstruktur dieser Horizonte verbessern. Aus diesem Grund erhöht die Präsenz von Wurzeln die Infiltration und die Speicherkapazität des Bodens. Im vorgeschlagenen Modellierungsansatz wird die Speicherkapazität durch die Parameter T , θ_{Beginn} (Vorfeuchte) und θ_{min} (Wassergehalt, bei welchem der laterale Abfluss beginnt) bestimmt. In ungünstigen Situationen kann die Speicherkapazität gleich Null sein, wenn beispielsweise während der Schneeschmelze die Bodenfeuchte sehr hoch ist. Aber auch wenn das Wasser in den Boden infiltriert, kann es, je nach Abflussbildungsprozess, rasch durch präferenzielle Fliesswege zum Abfluss beitragen. In bewaldeten Hängen ist der laterale Zwischenabfluss oft dominierend und die Geschwindigkeit des Abflusses hängt von der Dimension und Vernetzung der Makroporen ab. Die Resultate haben gezeigt, dass die Intensität des Zwischenabflusses durch die Kontaktflächenlänge charakterisiert werden kann. Dieser Parameter hat sich im Modell als zweitwichtigster für die Minderung der Abflussspitze herausgestellt.

Auf der Bodenprofilskala kann der Einfluss des Waldes über die indi-

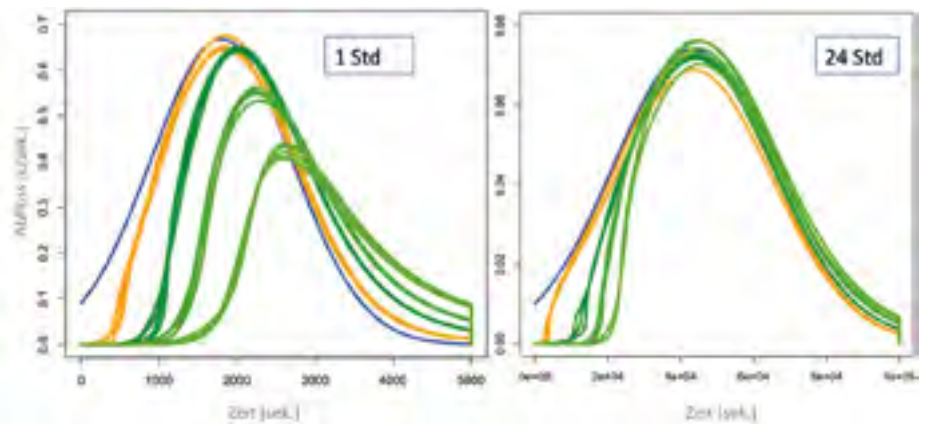


Abb. 14. Simulierter Abfluss eines Hanges mit vier verschiedenen Vegetationsbedeckungen (Wiese = gelb, «schlechter» Wald = dunkel grün, «minimaler» Wald = grün, «optimaler» Wald = hell grün) bei einem kurzen (1 Std. → 45 mm) und einem langen (24 Std. → 120 mm) hundertjährigen Niederschlagsereignis.

rekte Wirkung der Wurzelverteilung, durch die Parameter T , θ_{Beginn} , θ_{min} und L gut charakterisiert werden. Auf der Hangskala wirkt der Einfluss des Waldes durch die räumliche Heterogenität der oben genannten Parameter und dadurch auf die hydrologische Vernetzung des Hanges.

Die bis heute gewonnenen Resultate bilden eine solide Basis für die Analyse der Prozesse auf der Profilskala (Infiltration und lateraler Abfluss), aber auf der Hangskala bleiben die Ergebnisse nur eine numerische Extrapolation, welche mit weiteren Felddaten und Studien validiert werden muss. Die Analyse der Wurzelverteilung auf der Hangskala (STIMM *et al.* 2009; ALLENSPACH *et al.* 2011; HEBEISEN 2011; SCHWARZ *et al.* 2013) hat zwar ein besseres Bild des Zusammenhangs zwischen Waldstruktur und Wurzelverteilung ergeben, aber die hydrologischen Prozesse auf dieser Skala wurden noch nicht ausreichend charakterisiert. Zudem sind diesbezüglich nur wenige Studien in der Literatur vorhanden (z.B. KOHL *et al.* 2002). Dennoch lassen die numerischen Simulationen eine erste Schätzung der Waldwirkung zu. Zu den wichtigsten Rahmenbedingungen zählen die Intensität und Dauer eines Niederschlagsereignisses, das Relief, die Hanglänge und die Hangneigung. Die ersten Resultate haben gezeigt, dass bei einem gleichen Ereignis (z.B. 1 Std. Dauer mit einem Gesamtniederschlag von 45 mm), je nach Verteilung der Niederschläge über die Zeit (konstant, normalverteilt, oder unregelmäs-

sig), die Waldwirkung unterschiedlich sein kann.

Die Resultate und Ansätze, welche in diesem Artikel präsentiert werden, dienen als wichtige Grundlagen für die Quantifizierung der Waldwirkung gegen Hochwasserrisiken. Als Beispiel können derartige Ansätze in Kostenwirksamkeitsanalysen im Rahmen des Risikomanagements angewendet werden, wobei die Waldwirkung je nach Wiederkehrdauer und Intensität der Niederschlagsereignisse, sowie je nach Waldzustand quantifiziert werden kann. In ähnlicher Weise hat SANDRI (2006) die Waldwirkung gegen Wildbach- und Hochwassergefahren in einem Intensitäts-Wahrscheinlichkeits-Diagramm qualitativ dargestellt. Abbildung 15 zeigt eine Konzept-Darstellung der möglichen Resultate aus numerischen Simulationen für die Quantifizierung der Waldwirkung je nach Wiederkehrdauer und Dauer eines Niederschlagsereignisses für ein bestimmtes Einzugsgebiet und einen bestimmten Waldzustand.

Die Wirkung des Waldes hängt vom Waldstandortstyp und vom Waldzustand ab, welcher wiederum oft von der Waldbewirtschaftung abhängig ist. Die sorgfältige Auswahl der Baumartenmischung und die Bildung einer heterogenen mehrstufigen Struktur sind in den in NaiS enthaltenen Vorgaben für eine optimale Schutzwirkung des Waldes Voraussetzungen. Diese Richtlinie basiert auf qualitativen Schätzungen. Eine Verbesserung ist im Moment nicht systematisch möglich, vor allem

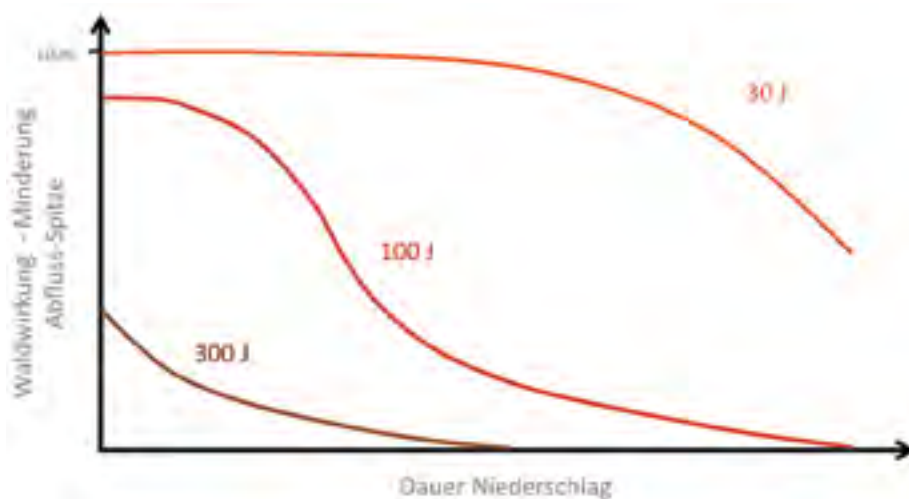


Abb. 15. Konzeptuelle Darstellung der möglichen Resultate für die Quantifizierung der Waldwirkung je nach Wiederkehrdauer und Dauer eines Niederschlagsereignisses.

auf Grund fehlender Felddaten. Die mittel- bis langfristigen Wirkungen von verschiedenen Baumarten und Waldstrukturen unter verschiedenen Bedingungen (Klima, Boden, etc.) sind nur für wenige Situationen schätzbar (LANGE *et al.* 2009; HARTMANN 2008). Weitere Projekte sollten diese Kenntnisse mithilfe neuer Felddaten erweitern. Für ein besseres Gesamtbild der Waldwirkungen gegen Hochwasser ist die langfristige Berücksichtigung der Walddynamik (Absterben und Wachstum der Bäume) ein sehr wichtiges Element, welches zusätzlich noch besser untersucht werden muss.

5 Literatur

- ALLENSPACH, A.; PECORONI, D.; STIMM E.-M.; LANGE, B.; ZÜRCHER, K.; LÜSCHER, P.; WEINGARTNER, R., 2011: Infiltrationsverhalten gehemmt durchlässiger Waldböden in Abhängigkeit der Durchwurzelung. In: Böden verstehen, Böden nutzen, Böden fit machen. Jahrestagung der DBG, Berlin, September 2011; (Berichte online).
- BADOUX, A.; WITZIG, J.; GERMANN, P.F.; KIENHOLZ, H.; LÜSCHER, P.; WEINGARTNER, R.; HEGG, C., 2006: Investigations on the runoff generation at the profile and plot scales, Swiss Emmental. *Hydrol. Process.* 20: 377–394.
- BEVEN, K.; GERMANN, P.F., 2013: Macropores and Water Flow in Soils Revisited. doi: 10.1002/wrcr.20156
- FREHNER, M.; WASSER, B.; SCHWITTER, R., 2005: Nachhaltigkeit und Erfolgskontrolle im Schutzwald: Wegleitung für Pflegemassnahmen in Wäldern mit Schutzfunktion. Bern, Bundesamt für Umwelt, BAFU.
- GRUNAUER, C., 2009: Bodenhydrologische Auswirkungen von Wurzeln abgestorbener Bäume nach 1, 6, 18, 36 und über 40 Jahren, Masterarbeit, Geogr. Institut der Universität Bern – GIUB, Bern.
- HARTMANN, O., 2008: Durchwurzelungssituation der Vogelbeere (*Sorbus aucuparia*) auf hydromorphen Böden und deren Einfluss auf hydrologische Bodeneigenschaften. Bachelor Thesis, Zürcher Hochschule für Angewandte Wissenschaften – ZHAW, Wädenswil.
- HEBEISEN, K., 2011: Untersuchung zum Einfluss der Waldbestandesstruktur auf die Durchwurzelung temporär vernässter Flyschböden im Unter Scheidwald (BE). Bachelor Thesis, Hochschule für Agrar-, Forst-, und Lebensmittelwissenschaften, Zollikofen.
- KOHL, B.; MARKART, G.; BAUER, W., 2002: Abflussmenge und Sedimentfracht unterschiedlich genutzter Boden-/Vegetationskomplexe bei Starkregen im Sölketal/Steiermark. *BFW-Ber.* 127: 5–15.
- LANGE, B.; LÜSCHER, P.; GERMANN, P.F., 2009: Significance of tree roots for preferential infiltration in stagnic soils. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 13: 1809–1821.
- LANGE, B.; GERMANN, P.F.; LÜSCHER, P., 2011: Runoff-generating processes in hydromorphic soils on a plot scale: free gravity-driven versus pressure-controlled flow. *Hydrol. Process.* 25: 873–885.
- LANGE, B.; GERMANN, P.F.; LÜSCHER, P., 2013: Greater abundance of *Fagus sylvatica* in coniferous flood protection forests due to climate change: impact of modified root densities on infiltration. *Eur. J. For. Res.* 132: 151–163.
- LÜSCHER, P.; ZÜRCHER, K., 2003: Waldwirkung und Hochwasserschutz: Eine differenzierte Betrachtungsweise ist angebracht. *LWF-Ber.* 40: 30–33.
- SANDRI, A., 2006: Vom Nutzen des Waldes. *Bull. angew. Geol.* 11, 2: 109–115.
- STIMM, E.-M.; LANGE, B.; ZÜRCHER, K.; LÜSCHER, P.; WEINGARTNER, R., 2009: Infiltrationsverhalten gehemmt durchlässiger Waldböden in Abhängigkeit der Durchwurzelungstiefe. In: Böden – eine endliche Ressource. Jahrestagung der DBG, Bonn, September 2009.
- SCHWARZ, M.; DÄMPFLE, L.; LÜSCHER, P., 2013 (in Vorbereitung): A new framework for the quantification of the hydrological connectivity of vegetated slopes. *Ecologyhydrology*.

Abstract

Gantrisch's flood-protection forest: developing quantitative methods for practical use

The population in the Gantrisch region has had to cope with the risk of floods for more than 150 years. The role of protection forests has therefore long been considered important, and extensive reforestation was already undertaken in the 1840s. Notwithstanding the numerous studies on the flood-mitigating effects of forests, quantitative methods for use in practice are still underdeveloped. In this work we present an overview of the research projects carried out in the Gantrisch region to quantify the protection function of the forest. We discuss how the results of field experiments and numerical modeling has led to the formulation of new quantitative approaches for use in practice. However, to implement such approaches systematically in cost-benefit analyses for risk management, several gaps in knowledge still need to be addressed in future research.

Keywords: flood risk, protection forests, Gantrisch region, lateral sub-surface flow, root distribution, numerical modeling.

Tagungsbeitrag zu: Jahrestagung der DBG
Titel der Tagung: Böden -
Lebensgrundlage und Verantwortung
Veranstalter: DBG, 7.-12. September 2013,
Rostock. Berichte der DBG (nicht
begutachtete online Publikation)
<http://www.dbges.de>

Ein neuer Ansatz zur Modellierung des lateralen präferentiellen Zwischenabflusses in bewaldeten Hängen

Schwarz M.¹, Lüscher, P.¹

Zusammenfassung

Schutzwälder können in der Minderung von Hochwasserrisiken eine wichtige Wirkung leisten. In dieser Arbeit wird ein neuer Ansatz zur Modellierung des lateraln präferentiellen Zwischenabflusses in bewaldeten Hängen beschrieben und in Zusammenhang mit der Pflege von Hochwasserschutzwäldern diskutiert. Der angewendete Ansatz kombiniert die Massenbilanz-Gleichung mit der Stokes-Gleichung für die Berechnung der Flüsse auf der Bodenprofilskala (1 m), und integriert einen stochastischen Ansatz für die Aufskalierung der hydrologischen Prozesse auf die Hangskala, mit Berücksichtigung der Waldstruktur. Die ersten Resultate der Simulationen zeigen die Bedeutung der Waldstruktur für die Zeitverzögerung des Zwischenabflusses und welche Bedeutung diese Verzögerung für die Wasserspeicherkapazität in Bezug auf den Hochwasserschutz hat.

Schlüsselworte: präferentieller
Zwischenabfluss, Hochwasser, Schutzwald

Einleitung

Wälder können eine unterschiedliche Wirkung auf das Hochwassergeschehen haben, je nach Standortfaktoren (Boden,

Topographie) und Niederschlagsereigniss (kurz - stark, lang - schwach) (LÜSCHER & ZÜRCHER 2003). Besonders auf Hängen, wo staunasse Böden vorkommen, kann die Wirkung des Waldes wichtig sein. Die geringere Speicherkapazität und die rasche Abflussbildung (oberflächlich oder mittels Zwischenabfluss) bei solchen Böden fördern eine rasche hydrologische Benetzung auf Einzugsgebietsskala und höhere Abflusskoeffizienten, welche zur Hochwasserspitze führen.

Die Steuerung der Baumartenmischung und der Waldstruktur durch waldbauliche Maßnahmen gilt als grundlegendes Prinzip in der schweizerischen Richtlinie für die Nachhaltige Schutzwaldpflege. Die Erfahrung aus der Praxis hat gezeigt, dass auf den gehemmt durchlässigen Böden das Einbringen und Begünstigen von tiefwurzelnden Baumarten, wie Weiss-tanne, hilft, die Hochwasserabflussspitze zu vermindern. Die wissenschaftliche Literatur weist darauf hin, dass die positive Wirkung des Waldes durch zwei Faktoren stattfindet: Erhöhung der Speicherkapazität des Bodens und Verzögerung des Wasserabflusses. Diese beiden Faktoren werden von dem Wald durch eine komplexe Interaktion von Prozessen (z.B. Durchwurzelung, biologische Aktivität) beeinflusst.

In dieser Arbeit präsentieren wir einen neuen Ansatz zur Modellierung des lateraln präferentiellen Zwischenabflusses in bewaldeten Hängen. Dieser neue Ansatz schafft es, den Rahmen zu bilden, um die Schutzwirkung des Waldes nachvollziehbar zu quantifizieren.

Material & Methoden

Die Grundkonzepte der Modellierung auf Bodenprofilskala (1 m) basieren auf dem Ansatz von BEVEN & GERMANN (2013) für den präferentiellen lateralen Abfluss und wurden erweitert, um den Zusammenhang zwischen Wurzelverteilung, Abfluss und Wassergehalt besser abzubilden. Das Modell löst eine Wasserbilanzgleichung mit der Anwendung von der Stokes Gleichung für die Berechnung des Wasserflusses.

¹ Eidgenössische Forschungsanstalt für Wald, Schnee und Landschaft WSL, Zürcherstr. 111, CH- 8903 Birmensdorf
massimiliano.schwarz@wsl.ch

Die sensibelsten Modellparameter sind:

- Tiefe der rasch drainierten Bodenhorizonte (T [m]),
- Kontaktfläche der Makroporen (L [m²/m³]),
- Koeffizient der vertikalen Sickerung (c_v [-]) und
- der geometrische Faktor der Makroporen (g_F [-]).

Das Abflussmodell an der Profilskala wurde dann in einem Abflussmodell für die Hangskala angewandt, um die Verhältnisse von unterschiedlichen hydrologisch beitragenden Flächen während eines Niederschlags zu simulieren und zu analysieren.

Eine "random generating function" definiert in dem Modell die zufällige Normalverteilung der initialen Vorfeuchte und des drainierbaren Wasservolumens in jeder Simulation. Abbildung 1 zeigt ein Beispiel eines simulierten Hangs, wo die Farben zeigen ob eine Hangpartei Wasser drainiert (blau) oder nicht (rot).

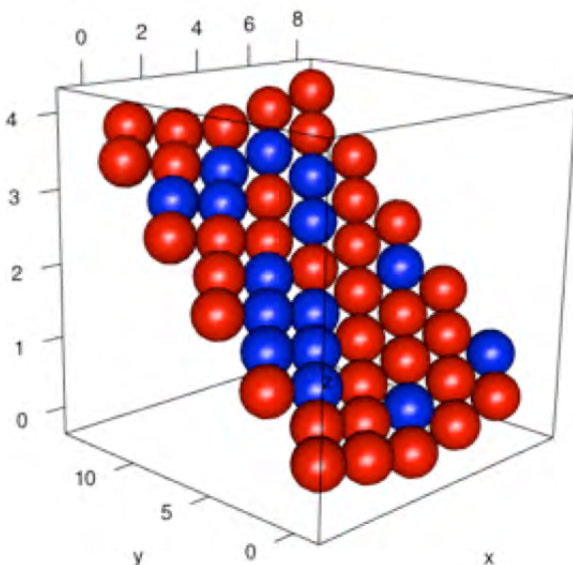


Abb. 1: Beispiel eines simulierten Hangs, diskretisiert in hexagonale Zellen. Die Farben zeigen, ob eine Hangpartei Wasser drainiert (blau) oder nicht (rot).

Ergebnisse & Diskussion

Unter der Annahme, dass unterschiedliche Werte von T (hydrologisch aktive Bodentiefe) und L (Kontaktfläche) charakteristisch für unterschiedliche Bedingungen bezüglich der Vegetationsbedeckung (Wiese bis gut strukturierte Waldbestände)

sind, ist es möglich, die Abflussverhältnisse eines Hanges für unterschiedliche Niederschlagsereignisse zu simulieren. Abbildung 2 zeigt den simulierten Abfluss eines Hanges mit vier verschiedenen Vegetationsbedeckungen (Wiese=gelb, "schlechter" Wald=dunkelgrün, "minimaler" Wald= grün, "optimaler" Wald= hell grün) bei einem 10 Std (tot = 100 mm) hundertjährigen Niederschlagsereignis. Der Niederschlag wurde über die Zeit als konstant angenommen und das Speichervermögen war für alle Kombinationen konstant, aber mit unterschiedlichen Vorfeuchten (Durchschnittswerte: dry=0.2, wet=0.3). Die Resultate zeigen, dass bei dem simulierten Niederschlagsereignis, ein "optimaler" Waldbestand die Abflussspitze bis zu 20% reduzieren kann, dank einer starken Verzögerung des Wasserabflusses.

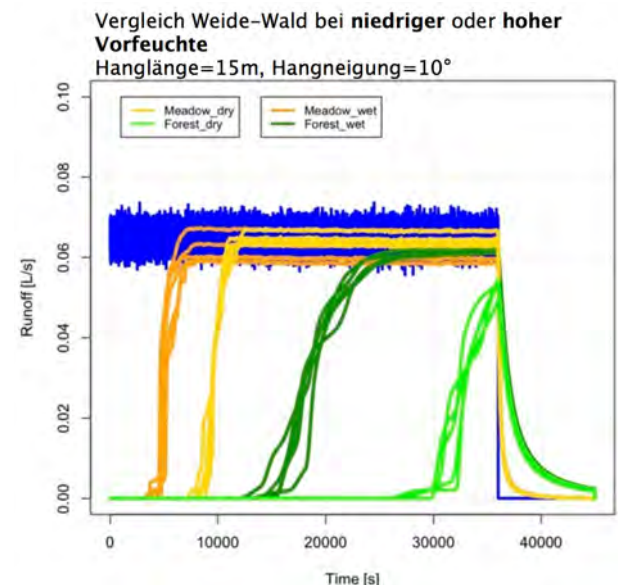


Abb. 2: Simulierter Abfluss für vier verschiedene Vegetationsbedeckungen (Wiese=gelb, "schlechter" Wald=dunkelgrün, "minimaler" Wald= grün, "optimaler" Wald= hell grün). Die blaue Linie ist der Input Niederschlag.

Die simulierten Abflüsse beginnen erst, wenn der Hang hydrologisch vernetzt ist und je mehr Wasser es braucht, um den lateralen Abfluss zu beginnen, desto stärker wird die Abflussspitze reduziert. Abbildung 3 zeigt die zeitliche Entwicklung der hydrologischen Benetzung des Hanges in Zusammenhang mit der Zunahme des Wassergehalts in jeder Zelle bis zu den Werten, bei welchen der laterale Abfluss₂

beginnt (blaue Punkte). Der gesamte Hang beginnt erst dann zu drainieren, wenn mehrere Hangparteien benetzt sind (z.B. $t=29500$ in Abb.3).

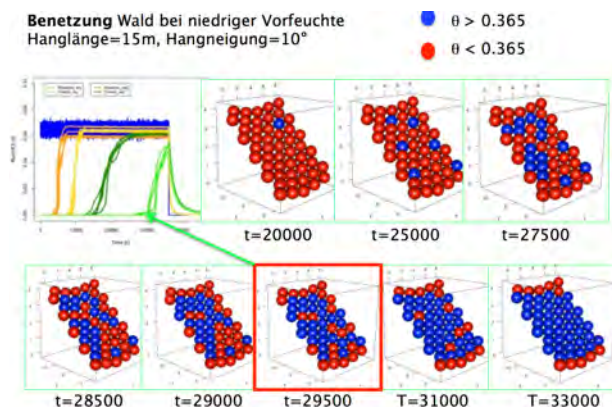


Abb. 3: Zeitliche Entwicklung der hydrologischen Benetzung des Hanges in Zusammenhang mit der Zunahme des Wassergehalts in einer Simulation ("Forest_dry").

Der Einfluss des Waldes über die indirekte Wirkung der Wurzelverteilung kann durch die Parameter T (hydrologische aktive Bodentiefe) und L (Kontaktfläche) gut charakterisiert werden. Auf der Hangskala wirkt der Einfluss des Waldes durch die räumliche Heterogenität der oben genannten Parameter und dadurch auf die hydrologische Vernetzung des Hanges.

Die präsentierten Resultate bleiben eine numerische Extrapolation, welche mit weiteren Felddaten und Studien validiert werden müssen. Dennoch lassen die numerischen Simulationen eine erste Schätzung der Waldwirkung zu. Zu den wichtigsten Rahmenbedingungen zählen die Intensität/Dauer eines Niederschlagsereignisses, das Relief, die Hanglänge und die Hangneigung.

Die Resultate und Ansätze, welche in diesem Artikel präsentiert werden, dienen als wichtige Grundlagen für die Quantifizierung der Waldwirkung gegen Hochwasserrisiken.

Literatur

BEVEN, K., GERMANN, P. (2013): Macropores and Water Flow in Soils Revisited doi: 10.1002/wrcr.20156

LÜSCHER, P., ZÜRCHER K. (2003): Waldwirkung und Hochwasserschutz: Eine differenzierte Betrachtungsweise ist angebracht. LWF-Bericht. 40:30-33.

A new framework for the quantification of the hydrological connectivity of vegetated slopes

Schwarz M., Lüscher P., Germann P.

1 Introduction

In Switzerland protection forests are considered important in mitigating flood risks. Long praxis experience suggests that forests have mitigation effects, but the quantification of these processes is far well understood. Protection forests in switzerland, as in other countries, are subject to national management programs and their flood-mitigation effects are recognized in the national guidelines (NaiS), which consider both soil types and stand characteristics as important criteria for the estimation of the effective protective effects of forests. However, the guidelines include only the water storage capacity as physical parameter, while methods for an holistic quantification of the forest's protective function are poorly developed and frequently subject of controversy.

1.1 hydrological processes, forests effects and flooding

Sufficient literature data suggest that processes such as interception and ET may be positively influenced by the presence of vegetation. However, the contribution of these effects for the mitigation of floods during short and intense rainfalls is relative low. In contrast, the influence of vegetation on the interception and ET in the long term may have considerable influence in determining the pre-event conditions and thus the hydrological response of a watershed. The effects of vegetation on infiltration, retention capacity, percolation and drainage are strongly related to the characteristics of soil type and vadose-zone biological activity (including root network dynamics). Previous studies have shown that infiltration is increased by root density (Lange et al., 2012), and water retention capacity of soil is increased by reforestation (Wahren et al., 2013). Moreover, percolation and drainage of rooted soil is influenced by the spatial distribution of preferential flow paths (Sidle et al., 2001; Bogner et al., 2010). The above listed quantity of vegetation effects on hydrological processes may be put in the context considering extreme rainfall events with a return time of 100 years; for instance, in the swiss alps, such events have 45-90 mm precipitations in 1 hour, or 120-300 mm in 24 hours.

On forested hillslope, lateral preferential flow is considered a dominant process contribution to runoff during intense rainfall events. Recent studies and field observations indicate that roots increase the hydrological efficiency of preferential-flow path networks, directly and indirectly (Lin, 2012). This leads to the hypothesis that root spatial distributions at hillslopes, controlled principally by the structure of vegetation cover and the species composition, strongly influence the network of preferential flow paths, and ultimately the water fluxes and drainage efficiency of vegetated slopes.

The objective of this work is to analyze the influence of root distribution at the soil profile scale on lateral preferential flow, and conceptualize the documented runoff beha-

40 vior in a numerical model to quantify and upscale the impact of preferential-flow paths
41 connectivity on the hydrological response of vegetated hillslopes.

2 Material and Methods

2.1 Study area

The study area is situated in the northern foothills of the Swiss alps (canton of Bern) in the Gantrisch region at an elevation of 1220 m.a.s.l., on a N-W exposed hillslope (N 46° 45.241 / E 7° 22.216). The climate is atlantic, the mean annual precipitation is between 1100 and 2000 mm/year, and the mean annual temperature are between 7 and 5.5 °C. The geology is dominated by molasse in the deeper layers and by flysch-schist in the upper geological layers. The pedological characteristics of each soil profile were described following a standard procedure. Soil bulk density was measured collecting three undisturbed soil sample per soil horizons in each profile. The volume of the cylinders used to collect the soil samples have 1 liter volume and 0.1 m height. Soil samples were dried for 48 h at 105°C. The pH range between 3 in the upper part of the profiles and 5 in the deeper reduced horizons of the profiles. The texture of soil sample was characterized using the pipette method. Soil texture is characterized by an high content of clay (see figure 1) and almost no skeleton is present in the upper layers of soils. Based on the texture composition, the fine fraction of the soil matrix can be classified as a clay-loam (CL) or a clay (CH), with increasing clay content as function of soil depth.

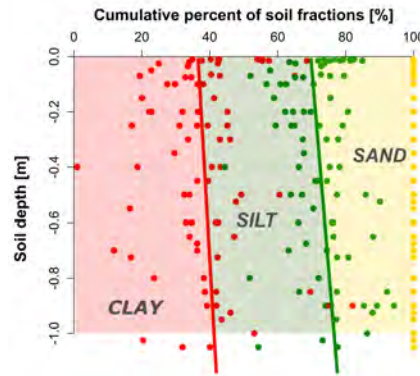


Figure 1: Measured texture fractions of soil samples at different soil depth.

The distribution of soil types in the area is heterogeneous and vary in short distances between Gleys, stagnic Cambisols and Cambisols. Beneath soil depths of 0.1-0.6 m hydromorphic attributes such as iron and manganese concretions are found. The layering of the soil horizons is heterogeneously distributed and varies locally in relation to the micro-topography and vegetation (see figure 2). In order to compare the distribution of soil diagnostic horizons between soil profiles, horizons type were grouped in 4 classes: *class 1* - superficial layers, Ah; *class 2* not hydromorphic mineral subsoil, B, Bt, (A)B, AB; *class 3* - hydromorphic mineral subsoil, Bcn, BSw, BSd, SB, B(Sw), BGo, ABcn,

68 GoB, BGo; *class 4* - wet or permanent saturated subsoil, Go, Gor, Gr(o), Sd, Sw, Gr.



Figure 2: Three analysed soil profiles showing a considerable variation of soil profile characteristics within a short distance. Distance between profiles is 2 m and length of the meter in the lower profile is about 0.6 m.

69 The mean inclination of the hillslope is about 15° , but the complex micro-topography
70 is characterized by a continuous succession of small hollows and ridges. The dominating
71 vegetation cover is composed of spruce (*Picea abies*) and fir (*Abies alba*) with a mean
72 height of 25 m. The cover ration reaches about 90 %. The phytological community is
73 classified as a *Vaccinio myrtillii* – *Abieti* – *Piceetum typicum*. Prior to the 20th
74 century, most part of the watershed was covered with meadows and pastures that in
75 context with a reforestation campaign in the middle of the 19th century were extensively
76 afforested with spruce (*Picea abies*).

77 2.2 Modeling framework

78 2.2.1 Preferential flow modeling at the soil profile scale

79 In this study we present the building elements of a framework for the upscaling of pref-
80 erential runoff modeling in forest soils. Previous studies (Lange et al., 2012) have shown
81 that vertical preferential flow in rooted soils can be quantified at the soil profile scale
82 using a dual porosity models (Simunek et al., 2003). In this work we combine the stokes
83 flow approach (Beven and Germann, 2013) for vertical and lateral fluxes, and the mass
84 balance equation in order to couple information about root distribution, variation of soil
85 water content, and runoff behaviors. In the Stoke flow approach, gravity is considered
86 the driving force that has to be balanced by the effect of viscosity in dissipating mo-

87 momentum within water films moving between a solid-water interface (Germann, 1990).
 88 This approach results as a solution of the Navier-Stokes equation for simplified flow re-
 89 gimes, as discussed in Or and Tuller (2000). Preferential flow paths are considered all
 90 the meso-, macro-pores or pipes networks that are directly or indirectly influenced by
 91 the presence of roots and bioactivity. Previous studies reviewed in Sidle et al. (2001)
 92 suggest that lateral preferential flow along forested hillslopes is largely determined by
 93 flow in mesopores (0.5-2 mm diameter), since macro-pores and soil pipes rarely results
 94 hydrologically connected over significant distances (> 1 m). Similar observation were
 95 done during the experiments in our study area. In the present modeling approach it is
 96 distinguished between a immobile (θ_{fin} [m^3/m^3]) and mobile (w [m^3/m^3]) part of the
 97 water content (θ [m^3/m^3]) where

$$\theta = \theta_{fin} + w \quad \text{if } \theta > \theta_{fin}. \quad (1)$$

98

99

100 The immobile water is composed either by water in the soil matrix, where capillarity
 101 force are dominating, or by water stored in disconnected pore's features (i.e. blind
 102 cracks) at atmospheric pressure. On the other side, in the mobile water, viscous forces
 103 are dominating. In accord to other studies (Beven and Germann, 2013; Or, 2008; Or and
 104 Tuller, 2000) the application of the stokes flow approach can be considered appropriate
 105 only for slow laminar flow characterized by capillary numbers in the range of 10^{-6} to
 106 10^{-8} , bond numbers larger than 0.05, Reynolds number < 3 , and characteristic lengths
 107 larger than 10^{-6} m. Under these conditions it is assumed that equilibrium liquid-vapor
 108 interfaces remain stable under relatively slow and laminar flow conditions.

109 During the wetting phase of a soil profile, the flux of water from macropores and
 110 mesopores (mobile water) to the surrounding soil matrix (immobile water) due to a
 111 gradient of matrix potential is implemented as a sink term, similar to Di Pietro et al.
 112 (2003), using the following equation

$$\theta_{fin}(t) = \theta_{fc,0} + \frac{\Delta\theta_{fc,tot}}{e^{\xi/t}} \quad (2)$$

113

114 where $\Delta\theta_{fc,tot}$ is the maximal increment of immobile water in a defined time interval, ξ
 115 is an empirical shape factor, and t is the time.

116 Using the Stoke flow formulation it is possible to define the mobile water as

$$w = L F \quad (3)$$

117

118

119 where L is the unit area of momentum dissipation per unit volume ($[\text{m}^2/\text{m}^3]$) and F
 120 ($[\text{m}]$) is the thickness of the moving water film.

121 In this approach L is assume to be constant and directly linked to root distribution and
 122 soil structure. In each calculation step, the values of F is derived form eq. 3, assuming

123 a "*geometrical factor*" (gf) in order to consider the effect due to the tortuosity and
 124 morphology of the pores's surfaces.

125 The total volume flux density, q_{tot} ($[s^{-1}]$), of mobile water is derived from the force
 126 balance and Newton's shear hypothesis, and it is considered to results from the addition
 127 of two vectorial component: a vertical flux (q_v) and a lateral (q_{lat}) within the soil profile.

$$q_{tot} = q_v + q_{lat} \quad \text{if } \theta_{fin} < \theta < \theta_{max} \quad (4)$$

128

129

130 defining

$$q_v = c \frac{g}{3\mu} L F^3 \quad (5)$$

131

132

133 and

$$q_{lat} = \frac{\sin(\alpha) g}{3\mu} L F^3 \quad (6)$$

134

135

136 yield to

$$q_{tot} = (c + \sin(\alpha)) \frac{g}{3\mu} L F^3 \quad (7)$$

137

138 where g [$m s^{-2}$] is the acceleration due to gravity, μ ($= 10^{-6}$) [$m s^{-1}$] is the kinematic
 139 viscosity of water, and α [$^\circ$] is the local slope inclination. Because, the vertical water
 140 flux can be limited by low permeable soil layer in the bottom part of a soil profile, such
 141 as reduced horizons in stagnic soils, a coefficient c is introduced in order to control the
 142 variability of this conditions.

143 In the case where water content reaches saturation, θ_{max} , a term for the saturated
 144 overland flow is considered in the form

$$q_{SOF} = a_{SOF} * (\theta - \theta_{max})^{b_{SOF}} \sin(\alpha) \quad (8)$$

145

146 where a_{SOF} and b_{SOF} are empirically estimated coefficients.

147 The equation of water flux can be used to solve the mass balance equation in the form

$$\frac{d\theta}{dt} = q_{input} - q_{tot} \quad (9)$$

148

149

150 where the previous definition of q_{tot} implicates a two-dimensional solution (parallel to
 151 gravity field and parallel to slope). The sum of the inputs in the system q_{input} is composed
 152 by lateral incoming lateral flow q_{in} and rainfall input r . A time step discretization,

indicated by time t [s], is used for the temporal solution of the system of equations in form of a fully explicit finite difference approximation. The temporal evolution of the water content θ_t is expressed as

$$\theta_t = \theta_{fin} + w_t \quad \text{if } \theta > \theta_{fin} \quad (10)$$

with

$$w_t = w_{t-1} + r_{t-1} + q_{in,t-1} - q_{at,t-1} - q_{v,t-1} \quad (11)$$

or

$$\theta_t = \theta_{t-1} + r_{t-1} + q_{in,t-1} \quad \text{if } \theta < \theta_{fin} \quad (12)$$

assuming that for $\theta < \theta_{fin}$, there is no water fluxes.

The mobile water flux is assumed to be constantly exposed only to pressures that are at least atmospheric.

Field data provide the parametrical characterization of probability distribution of variables such as:

- Initial volumetric water content, θ_0 .
- Final volumetric water content, that corresponds to the immobile water content, θ_{fin} .
- Coefficient of vertical water flux, c .

2.2.2 Upscaling approach at the hillslope scale

The modeling approach at the soil profile scale (ca. 1 m) presented in the previous section, is used as building module in an upscaling framework at the hillslope scale. This framework, called the W² model, is characterized by explicitly consider the spatial variability of the hydrological parameters of soil due to vegetation patterns. In particular the framework focus on the implementation of informations regarding the structure and the species composition of a forest cover in the estimation of punctual root distribution, and from that derives relevant hydrological parameters at the soil profile scale.

The hillslope can be discretised in rectangle or hexagonal grids, where each cell is connected to neighbors cells by "hydrological bonds". The water flow between to neighbor cells is considered to follow the direction with the highest slope gradient. The water flow in each bond is quantified using the Stokes flow equation shown in the previous section.

A validated root-distribution model is used to characterize the spatial distribution of root (Schwarz et al., 2012), from which networks of preferential flow paths are inferred at the scale of the forest stand. The spatial distributions of roots is linked to the distribution of unit area of momentum dissipation per unit volume L through empirical relationships. The results of previous studies suggest a plausible relation between this two parameter (Lange et al., 2012). The estimated spatial distribution of L implemented in the W²

189 model quantifies the hydrological connectivity of vegetated hillslopes of various forest
 190 structures and soil conditions (figure 3).

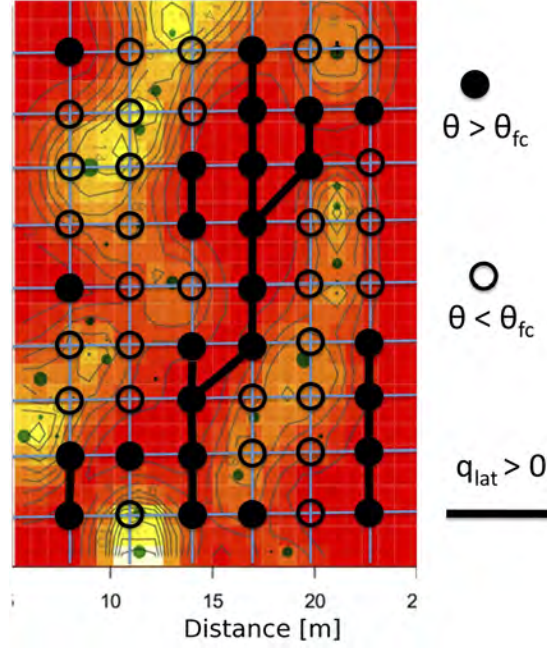


Figure 3: Example of the visualization of the upscaling approach at the hillslope scale. Spatial distribution of roots depend on the forest structure. Red colors indicate low density of roots and yellow colors indicate high density of roots. Green dots indicate position and dimensions of trees. Root distribution is linked to the unit area of momentum dissipation per unit volume L .

191 Connectivity at the hillslope scale is characterised by a percolation theory approach,
 192 where occupation probability is assigned stochastically as spatial distribution of initial
 193 water content and vertical water flux coefficient. The threshold for the initiation of lateral
 194 flow in each cell is given by the condition where

$$\theta > \theta_{fin} \quad (13)$$

195 For natural rainfall conditions, canopy and litter interception are implemented in the
 196 framework within the values of initial water content, assuming a direct relation between
 197 canopy/litter interception capacity distribution and the root distribution.

198 2.3 Field experiments

199 In this study we analyze two series of sprinkling experiments. The first series of "long"
 200 experiments was conduct between 2009 and 2011, focusing on the variation of water
 201 content during repeated constant rainfall pulses during three days. In the second series

202 of "short" experiments, conducted in summer 2012, water content and lateral runoff were
203 measured during rainfall pulses of different intensity within 8 hours.

204 2.3.1 "Long" sprinkling experiments

205 The "long" sprinkling experiments aimed to characterize the influence of root distribution
206 on the water content variation within single FDR probes at different soil depth. Previous
207 studies (Lange et al., 2012) used the same type of experiments in order to quantify the
208 influence of root distribution on the infiltration of water analyzing the migration of the
209 wetting fronts between FDR probes at different depths. In these experiments each pro-
210 files is irrigated three times at 23 h interval with an intensity of 70 mm/h and a duration
211 of 1 h. These experiments are numerate from P1 to P18.

212 *Water content.*

213 The method used to measure the variation of volumetric water content was similar to
214 the procedure applied by Lange et al. (2012). The variation of volumetric water content
215 at different time, t , and soil depth Z , was measured using 5 to 10 sensors (10HS) of the
216 Decagon device (Pullman, USA), with a collecting frequency of 0.017 Hz (1/60). Dielec-
217 tric permittivity was converted to volumetric water content using the transfer function
218 of Topp et al. (1980). The position of the sensors within the soil profile was chosen
219 in function of the layering of the genetic horizons, and the wave guides were installed
220 horizontally in the middle of each horizons. The sprinkler device consisted of an alu-
221 minum plate (1 x 1 m) perforated with 100 holes in a 0.1x0.1 m square pattern. Detailed
222 information about the spindling device can be found in Lange et al. (2012). Figure 4
223 shows and example of measured water content at three different soil depth in a soil profile
224 during the three days. The lateral inset of the figure show the parameters extrapolated
225 from the third sprinkling experiment in order to characterize the hydrological properties
226 of each soil sample.

227 *Root distribution*

228 Soil cores for the analysis of the root distribution were collected using a HUMAX soil
229 corer (diameter 0.1 m) from the position where the FDR probes where installed. The
230 cores were 0.25 m long and the soil was left undisturbed. Roots were sorted out and
231 washed in a 1 mm sieve with tap water. The sorted roots were scanned and analyzed
232 with the software WinRHIZO (V4.1c; Regent Instruments Inc., Quebec, Canada).

234 2.3.2 "Short" sprinkling experiments

235 "Short" sprinkling experiments simulating extreme rainfall events with variable intensity
236 were used to characterize the relationship between preferential lateral subsurface flow
237 and root distributions at soil profile scale (0.5 m large and 0.45 m deep) (figure 4).
238 Sprinkling experiments were performed using the same setup as used for the "long"
239 sprinkling experiments. Three levels of rainfall intensity (70, 40, and 100 [mm/hr]) were
240 applied in order to analyze the response of the soil under different hydrological inputs.
241 The "short" sprinkling were performed systematically at two different distances from tree

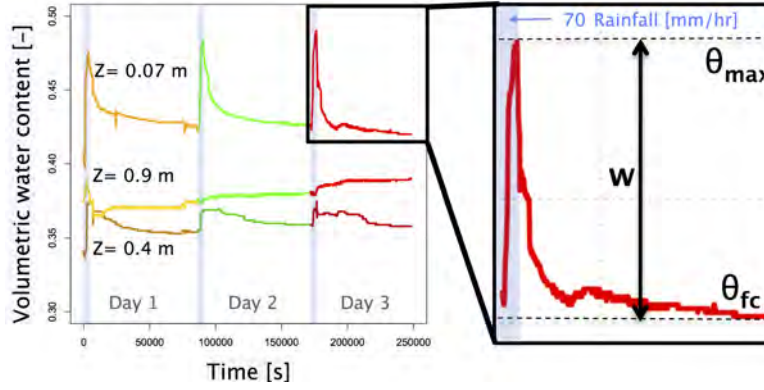


Figure 4: Example of results obtained by long sprinkling experiments. The data show the variation of volumetric water content of three TDR probes at (0.07, 0.4, and 0.9 m depth) positioned in a Ah, BS, and Gr horizons, respectively. The three different color indicate the beginning and the end of each consecutive rainfall pulse (1=yellow, 2=green, 3=red). The lateral inset shows the parameter values obtained from these data.

stem (1.5 and 3.5/5.5 m). These experiments are numerate from P19 to P27. Figure 5 shows the setup of the experiments for the measurement of volumetric water content variation and lateral runoff.

Water content

Volumetric water content was measured with the same method illustrated for the "long" sprinkling experiments. The main difference is that the FDR probes were placed at regular soil depth (0.15, 0.3, and 0.45 m). For each experiment 10 FDR probes were used (2 at 0.15 m, 4 at 0.3, and 4 at 0.45 soil depth) with a minimal distance of 0.1 m between each other. For each experiment the mean value of water content was calculated in order to represent the behavior of the entire volume of considered soil (0.5 x 0.5 x 1 m). From the water content dataset characteristic parameters such as initial water content and final water content were extrapolated as shown in figure 6.

Runoff

Lateral flow from the soil profile was collected at three different soil depth (0.15, 0.3, and 0.45 m) with horizontal metal rills inserted slightly inclined in the soil profile. The flow is concentrated to a drainage hole in the middle of the rill, that is connected to tipping bucket rain gauges by PVC tubes. The tubes were 0.5 to 1 m long and were "hydrologically connected" before every experiments applying water. The tipping bucket rain gauges collected the runoff data with 5 min interval. The datasets of runoff measurements are used to calibrate the parameter c and L of the model.

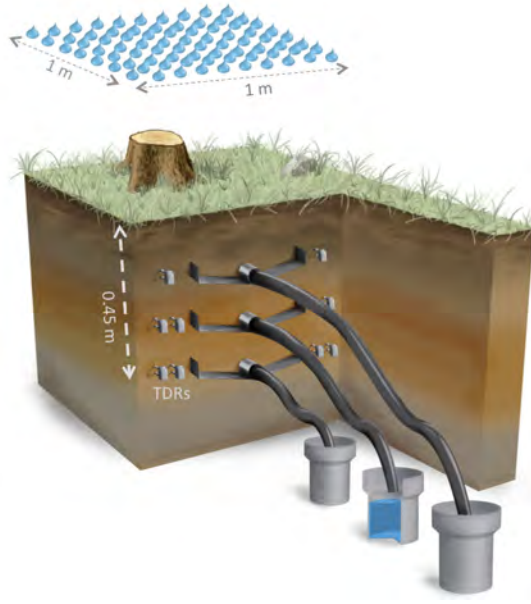


Figure 5: Field setup for the "short" sprinkling experiments.

Root distribution

Root distributions are analyzed in terms of root frequencies per root diameter class. The trees for the collection of the data were chosen based on their diameter (DBH), social position within the stand, and aspect. Near each tree, three soil profiles were excavated at three distances from stem (0.5, 1.5, and 2.5 m) (Schwarz et al., 2012). The soil profiles were 0.5 m width and 0.5 m deep. The direction where the soil profiles were excavated was chosen minimizing the possible concurrence effects of neighbor trees. Death roots could be distinguished from the live roots on the base of the consistence of the root phloem/xylem and the cortex. Moreover, the species of the roots was determinate based on the bark color/morphology, as well as on root topology. For each soil profile, the diameter (with root cortex) of each root was measured and noted as root frequency vs. root diameter classes. Roots were defined as fine roots with diameter lower or equal than 1.5 mm, and as coarse roots with diameter larger than 1.5 mm. Coarse roots were classified in 1 mm diameter classes.

2.4 Fitting model parameters

Only the "long" sprinkling experiments showing mobile water higher than 0.01, and "short" sprinkling experiments with a significant (> 0.001 L/s) lateral flow (or with a calculated water film thickness (F) larger than 0.5 mm) were further analyzed for the calibration of the W^2 model parameters. Data from the "long" sprinkling experiments (P1-P18) were used to calibrate the model within single FDR probes considering a rep-

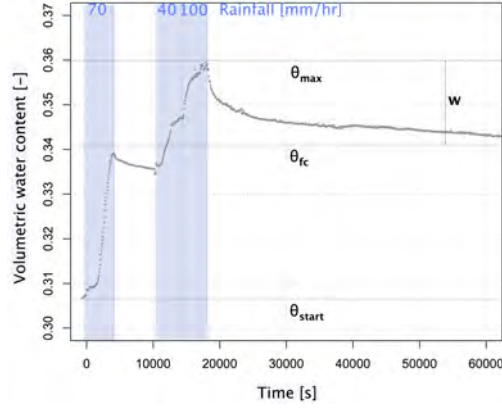


Figure 6: Example of measured changes in volumetric water content during "short" sprinkling experiments.

representative volume of 1 liter. For each dataset a straight-forward calibration approach was used assuming starting uniform distribution of values for the variable L (contact surface) and gf (geometrical factor). The best combination of values that fits data were defined minimizing the sum of squared error and maximizing the Nash index. Dotty plots were used to visualize and check the gradient of model performance for each combination of parameter values. 10^4 simulations for each dataset fitting were used. A similar approach was used to calibrate the W^2 model using the runoff data of the "short" sprinkling experiments (figure 7). In this case runoff data were used to calibrate the value of L . Model fitting with time series of data, such as runoff and water content data, is challenging due to issues of autocorrelation and heteroscedasticity. In the following paragraph the method for the analysis of autocorrelation is summarized.

The general approach used for the calibration follow these steps: 1. Set input rainfall input (rainfall intensity and duration, same as for the sprinkling experiments).

2. Set the values of assumed constant parameters of the model, measured during the experiment, such as initial water content, and residual water content.

3. Run simulation with a range of aspected values of L and gf (10^4 times).

4. Calculate residuals (model-observation), and use an Autoregressive Model of the first order ($AR(1)$) to consider autocorrelation in the dataset.

5. Autocorrelation is analyzed based on the partial autocorrelation function (PACF) of the residuals and on the Ljung-Box values (a small value is evidence that there is autocorrelation). The appropriate time lag for the autoregressive model is determined with an extended ARIMA model (ARIMA package of the R.project software).

6. Asses the best fitting value of L using the ordinary least squared approach (OLS).

7. The presence of heteroscedacity in the residuals is analyzed by plotting errors (autocorrelation corrected or not) against the magnitude of the fitted data (in this case runoff). The R-squared of the linear regression is used as index of heteroscedacity.

8. The performance of the model is evaluated using the Nash index, considering both

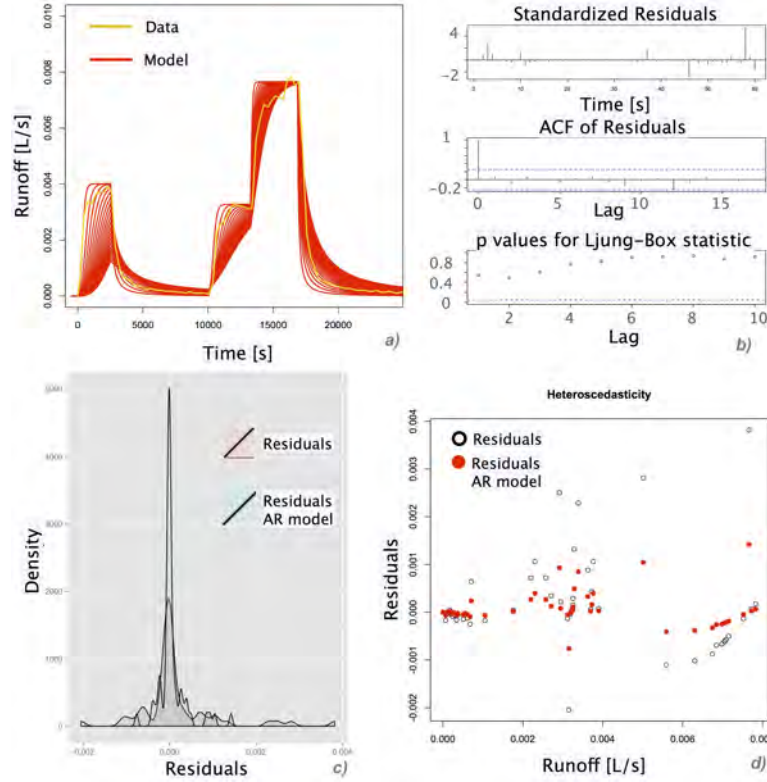


Figure 7: Results of fitting method for profile Fi-11-35, which shows autocorrelation of the first order. a) Runoff data (gold line) compared to model results (red lines) with values of L between 50 and 1000 [$\text{m}^2 \text{m}^{-3}$]. b) results of the ARIMA model. c) Probability density function of the residuals considering autocorrelation correction or not. d) Plot for the analysis of heteroscedasticity with autocorrelation-corrected (red dots) and not corrected (black circles) values of residuals.

autocorrelated-corrected residuals or not corrected residuals.

For the application of a likelihood approach in the estimation of the model incertitude, a generalized Gaussian distribution (GGD) shows in most cases the best fit to the residuals.

3 Results

3.1 Soil density

Dry bulk density is an important soil characteristic linked to the hydrological behaviors of a soil profile. Figure 8 shows the soil density distribution in function of soil depth for 183 soil samples analyzed in the study area. Values range between 0.4 and 1.18 [g cm^{-3}] within the first 0.2 m soil depth, with a mean value of 0.75 [g cm^{-3}]. Soil density increases

325 with increasing soil depth down to about 0.6 m where the values stabilized with a mean
 326 value of $1.37 \text{ [g cm}^{-3}\text{]}$ with a standard deviation of 0.2. The maximum measured value
 327 is $1.77 \text{ [g cm}^{-3}\text{]}$ at 0.85 m soil depth. The results obtained to the first measurements
 328 campaign (P1-18) overlap those obtained from the second campaign (P19-P27).

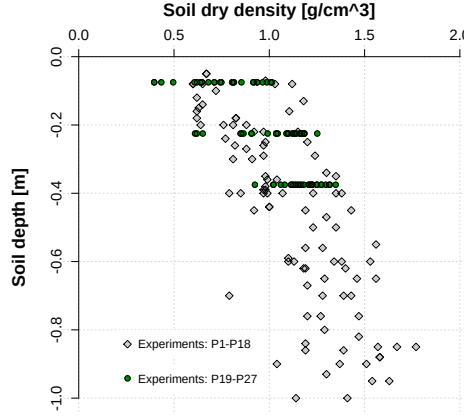
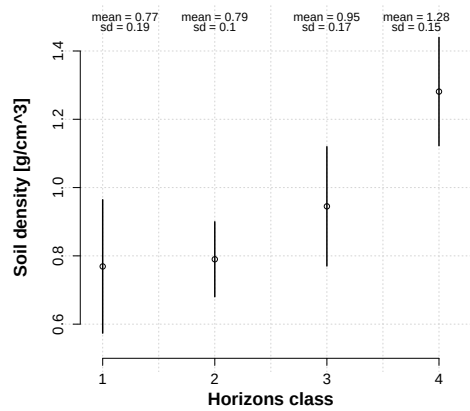
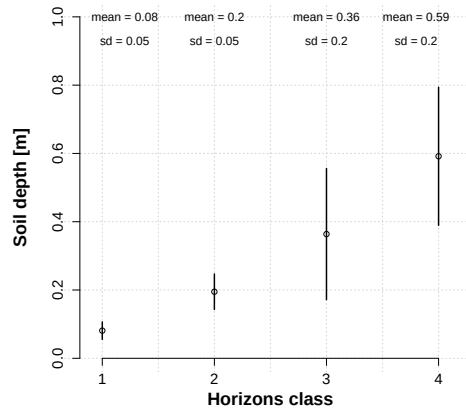


Figure 8: Soil dry bulk density distribution as function of the soil depth.

329 Figure 9 shows the mean values and standard deviation of measured soil density (a)
 330 and soil depth (b) for the 4 defined classes of diagnostic horizons. The highest values of
 331 soil density are found in wet or permanent saturated subsoils (horizons class 4) and are
 332 significantly different than the other horizons classes. The horizons of class 4 are found
 333 at a mean soil depth of about 0.6 m ($sd = 0.2$) and is considered in the study area as
 334 the low permeable layer that constrain lateral subsurface flow in the shallow layers of the
 335 vadose zone.



a)



b)

Figure 9: Mean values and standard deviation of soil bulk density and soil depth of each diagnostic horizon class (1 to 4).

3.2 Root distribution

The root distribution was analyzed for 102 HUMAX probes in term of fine roots length per unit of soil volume for the data of P1 to P18. Manual count of fine roots frequency was collected for a total of 9 soil profiles with distances from stem ranging from 0.5 to 5.5 m for the data of P19 to P27. The DBH of tree stems range between 0.14 and 0.49 m. Figure 10 shows the distribution of fine roots in function of distance from tree stem (a) and soil depth (b). The results of the HUMAX probes are shown as total length of fine roots per unit of soil volume, whereas the frequency of the fine roots counted manually is given as number of fine roots per width of soil profile. The mean values of fine roots frequency was 13, 18, 19, 12, and 10 [N°/m] at the distance of 0.5, 1.5, 2.5, 3.5, and 5.5 m with a standard deviation of 13, 17.5, 22.3, 15.9, and 11.5 respectively. The frequency of fine roots and total fine roots length decrease with increasing soil depth with similar non-linear behavior. More than 90% of fine roots result to be constrained in the first 0.6 m of soil profile.

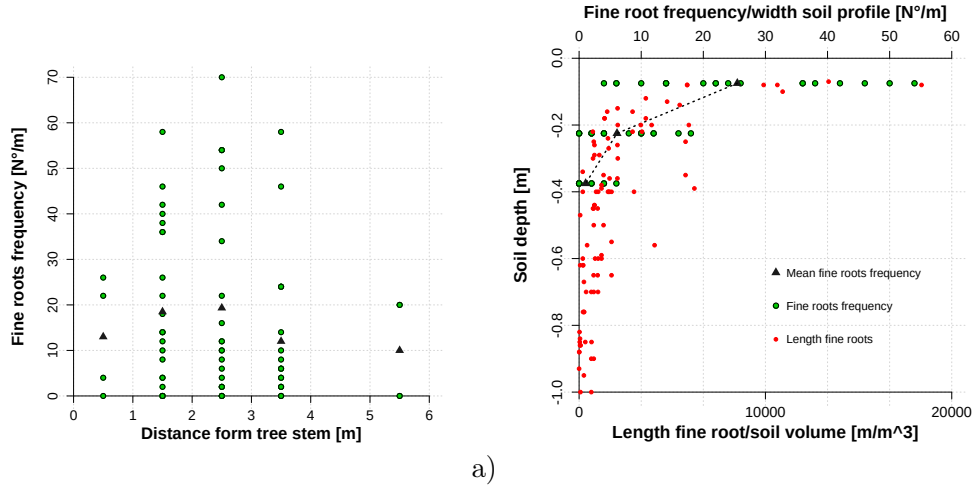


Figure 10: Distribution of measured fine roots (number of fine roots and total length of fine roots) in function of distance from stem and soil depth.

3.3 Water content: "long" experiments

Overall, we recorded 102 time series of water content from 18 "long" sprinkling experiments. The analysis of water content and mobile water content for each single FDR probe from experiment P1 to P18 show an high heterogeneity of behaviors. The data from the third sprinkling of each experiment is considered the most important to study the hydrological behavior of small soil volume (about 1 liter), because the variation of mobile water is less influenced by capillarity gradient between meso-pores and soil matrix (Lange et al., 2012).

Figure 11 shows the measured mobile water for all the "long" experiment during the third sprinkling as function of soil depth. Although the data show a trend of a decreasing mobile water with increasing soil depth, the variability within the same soil depth is large. Considering that the application of stokes flow is limited to relative quick hydrological response (within few hours) with volumetric water content variation of at least 0.01 (Lange et al., 2012), it results that most of the soil volume showing preferential flow is concentrated in the first 0.5-0.6 m soil depth, with few exceptions.

For modeling purposes, the final water content is an important information that define the condition of volumetric water content for which preferential flow becomes the principal runoff mechanism. Figure 12 shows the distribution of measured mobile water and final volumetric water content in different classes of diagnostic soil horizons. The data show a decreasing trend of values from superficial horizons (class 1) to generally more deeper seated horizons (class 4). However, the median values of mobile water range between 0.01 and 0.05, whereas mean values of final water content range between 0.39 and 0.43 with standard deviations between 0.03 and 0.05.

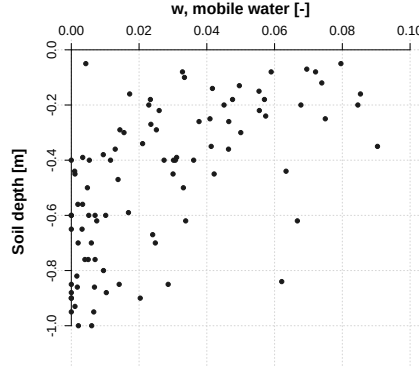


Figure 11: Measured amplitude of mobile water in function of soil depth.

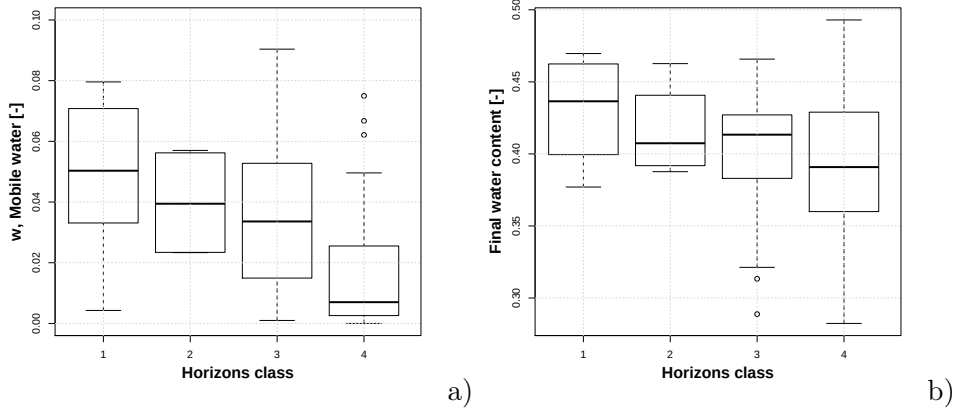


Figure 12: Distribution of measured final water content for each horizons class.

373 The time series of volumetric water content variation for each FDR probes were used to
 374 calibrate the parameters of the stokes flow model. Figure 12 shows the relation between
 375 the estimated values of contact area (L) and water film thickness (F) for all the time
 376 series showing a value of mobile water higher than 0.01. More than 90 % of fitted values
 377 of water film thickness are higher than the lower limit (10^{-6} m) for the dominance of
 378 viscous over capillary flow, and all the values are lower than the upper limit (10^{-4} m)
 379 for non turbulent flow. The definition of the mentioned limits for the application of
 380 the stokes flow are based on the values of water film thickness reviewed in Beven and
 381 Germann (2013).

382 Previous studies have found a relation between the estimated contact length in func-
 383 tion total root length of fine roots (< 2 mm diameter) per soil volume (Lange et al.,
 384 2012). Figure 13 shows the relation between contact area and fine roots length per soil

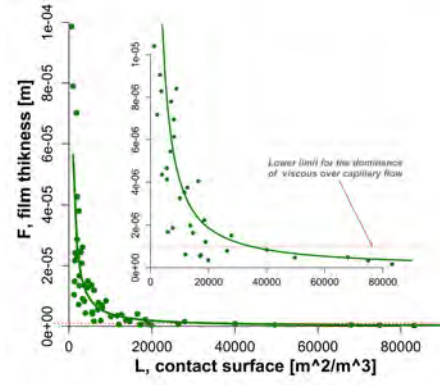


Figure 13: Fitted values of contact area and water film thickness for all time series with mobile water higher than 0.01. The p value of the non linear regression ($F = 0.14 L^{-1.13}$) results lower than 0.001.

385 volume found in this study. No significant linear regression was found, for this and other
 386 measured root parameters. The data points are concentrated in the lower range of fine
 387 roots length and contact area in relation to other studies (Lange et al., 2012).

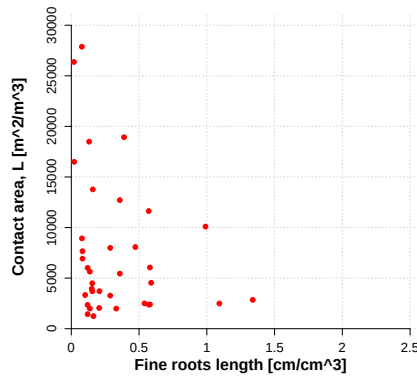


Figure 14: Distribution of measured mobile water and final water content for each horizons class.

3.4 Water content: "short" experiments

Overall, we recorded 120 time series of water content from 12 profiles. Only 8 profiles showed significant (> 0.001 [L/s]) lateral flow within the first 0.45 m of soil depth, and were used for calibration of the W^2 model.

Water content is an important parameter for the characterization of water flow conditions in the soil. The most important values considered from the modeling point of view are the initial water content and the final (residual) water content. Figure 15 shows the distribution of initial water content at different distances from tree stems. Most part of the water content values measured range between 0.25 and 0.35 within the 3.5 m distances from tree stems (independently from the dimension of the trees), whereas after the sprinkling experiments values range between 0.3 and 0.4. For the single measurement at 5.5 distance from the stem, higher values of water content before and after the sprinkling were observed. The mean values of increased immobile water ($\theta_{fin} - \theta_{start}$) measured during the experiments for the first 0.45 m of soil profile range between 0 and 0.1.

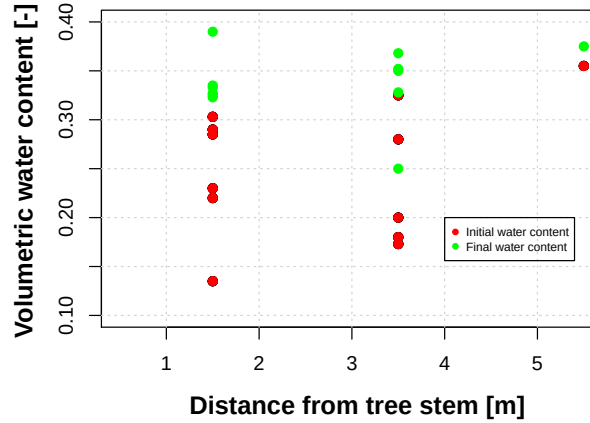


Figure 15: Distribution of initial and final volumetric water content as function of distance from stem. Each point represents the mean value of 10 FDR measurements for each soil profile.

3.5 Runoff: calibration at soil profile scale

Lateral runoff is a fundamental information in order to understand the processes involved in the flux and mass balance of water within a soil volume at the pedon scale. The lateral runoff data within the first 0.45 m of soil depth obtained by the field experiments are use to calibrate two important parameters of the runoff model: the vertical percolation coefficient c and the unit area of momentum dissipation per unit volume L . Figure 16 gives an overview of the experiment results and the fitted model results obtained minimizing the sum of squared errors considering autocorrelation. During the first hour of the experiment (70 mm/h rainfall intensity), in 2 of 8 experiments, no lateral runoff was recorded within the first 0.45 m soil depth. In the experiments where lateral runoff took place during the first sprinkling, only 2 reached quasi steady state conditions. During the third sprinkling experiment, 6 profiles show a quasi steady state runoff. Overall, quasi steady state conditions of lateral runoff results to be proportional to the rainfall intensity.

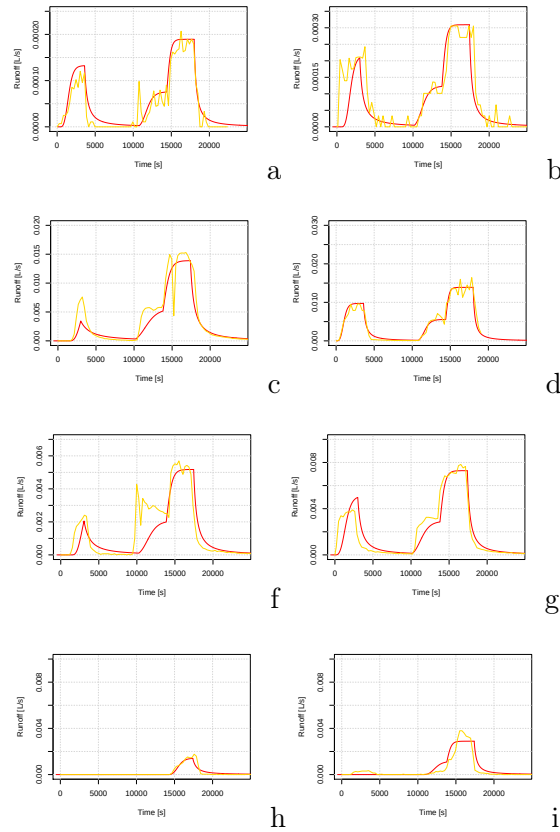


Figure 16: Measured (yellow) and modeled (red) lateral runoff [L/s] of experiment near spruce trees. Plots a-c-f-h are from profiles at 1.5 m distance, plots b-g-i are from 3.5 distance, and plot d from 5.5 distance from stem.

416 Fine roots frequency per soil profile width was found to give the best fit to the calib-
 417 rated values of L . Figure 17 shows the linear and non-linear relation between total fine
 418 roots frequency and the calibrated values of L . The values of L range between 150 and
 419 1950 $[m^2/m^3]$.
 420

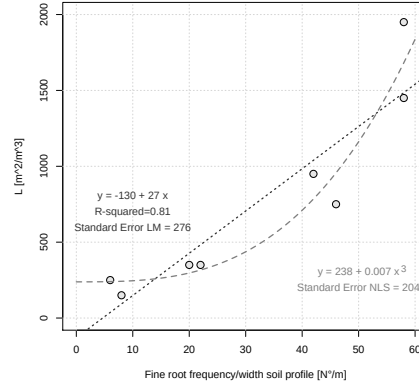


Figure 17: Relation between L and sum of root circumferences for spruce trees.

421 The values of the vertical percolation coefficient c have high variability and can range
 422 between 0 to almost 1. No significant relationships were found between c and other
 423 parameters such as root distribution or distance from tree stem. The geometric factor
 424 gf , has a high variability as well, with values ranging between 0 and 1. The values
 425 of gf tend to increase linearly ($R^2=0.74$, $p<0.001$) with increasing values of estimated
 426 maximum water film thickness F .

427 The unit area of momentum dissipation per unit volume L is the most sensible para-
 428 meter of the model related to the hydrological properties of soil and root distribution.
 429 A sensitivity analysis of the model to this parameter for the same sprinkling conditions
 430 used during the field experiments is shown in figure 18. Assuming $c=0$, $\theta_0=0.273$, and
 431 $\theta_{fin}=0.35$ it results that increasing values of L , lead to a delayed response of the runoff.
 432 The consequence of this delayed response is a lower increase of runoff during short rain-
 433 fall and a longer persistence of runoff after the end of the rainfall. For short and intense
 434 rainfall, the increase of L values, may implicates a considerable reduction of runoff peak
 435 values, whereas during longer rainfall when steady state conditions tend to be reached,
 436 the magnitude of peak runoff is only related to rainfall intensity and on to L .

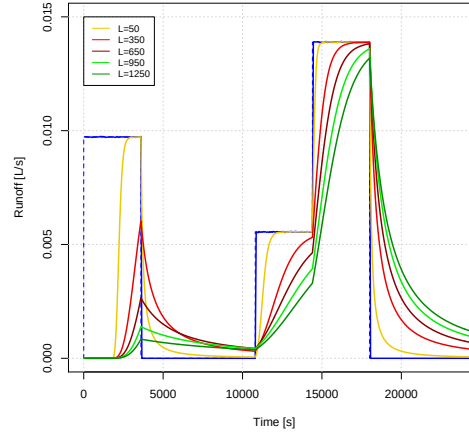


Figure 18: Example of sensitivity of the lateral preferential flow model as function of the parameter L . Other parameter are keep constant: $c=0$, $\theta_0=0.273$, and $\theta_{fin}=0.35$. The blue line represents the rainfall input. Modified from Schwarz et al. (2013).

3.6 Runoff: theoretical upscaling

Lateral runoff is a fundamental information in order to understand the processes involved in the fluxes at the hillslope scale. Within the aim of this study, the analysis of the effects that the spatial variation of L has on the hydrological behavior of a vegetated hillslope is of particular interest. In this section we report preliminary results of numerical simulation of runoff behavior of a hillslope considering two different type of vegetation cover structures. Assuming that the major influence of vegetation pattern is related to a different spatial distribution of L , and that L can be derived as illustrated in the method section for the position and dimension of the trees, realistic values of L are estimated based on the field experiment results shown in this study. Figure 19 shows an example of preliminary results obtained with the W^2 model where tree distribution (figure 20a and 20b in a heterogeneous and homogeneous forest stand, respectively) are linked to the estimated spatial distribution of L (figure 20c and 20d in a heterogeneous and homogeneous forest stand, respectively), and finally implemented in the numerical calculation for the quantification of runoff behaviors during a short and intense rainfall event considering wet (figure 20d) and dry (figure 20e) pre-event conditions. The rainfall event is assumed to be normal distributed during 1 hour and have a total precipitation of 70 mm. This simple example shows how the presence of higher values of L , due to high frequencies of fine roots, considerably delay the hydrological response of a hillslope and how this delay may have considerable consequences on the magnitude and timing of peak runoff, depending on the pre-event moisture conditions. The partial runoff coefficient is assumed to be in all cases equal to 1 (no vertical percolation), in order to emphasise the role of moment dissipation and storage capacity on the runoff behavior. It is important

460 to notice that the reduction of peak flow due to the delayed hydrological response may
 461 be present only for short and intense rainfall, whereas during the long rainfall event this
 462 effect may go lost. Moreover, preliminary analysis show that the time distribution of
 463 rainfall (constant, normally distributed or random) may generate completely different
 464 type of hydrological response on the same hillslope.

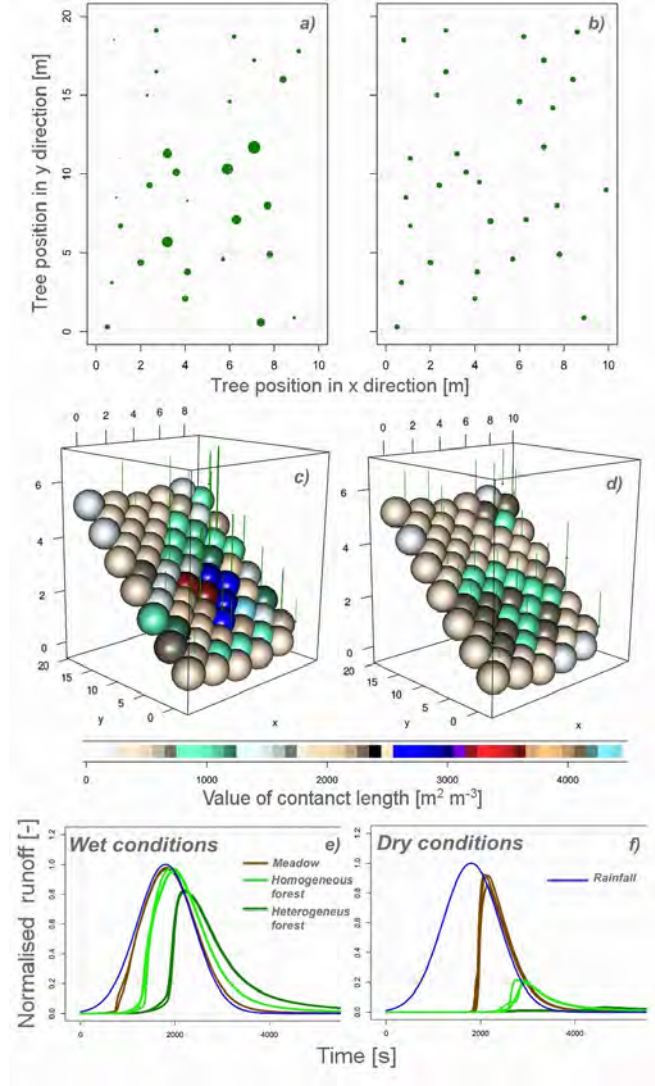


Figure 19: Results of numerical experiment for the characterization of the runoff behaviors at the hillslope scale.

4 Discussion

4.1 Soil horizons, soil density, root distribution and hydromorphic attributes

The distribution of soil horizons classes, soil density, and root distribution in function of soil depth suggest that the soil depth of 0.4-0.6 m represent for all these soil properties a commune threshold in the chosen study area. The local variability of each those soil properties could possibly be explain by topography and root distribution, as found in other studies (Lin et al., 2008; Lin, 2012). In particular the presence of roots may accentuate the spatial heterogeneity of soil physical properties such as soil density and water retention capacity (Wahren et al., 2012; Milleret et al., 2009). The results indicate that the qualitative evaluation of soil properties based on the classification of diagnostic horizons, as intended in hydropedology, is a useful approach for a first estimation of soil hydrological properties during field survey and modeling purpose. For instance, soil structure and hydromorphic attributes could be considered good indicators for the estimation of quantitative parameters such as soil density and mobile water (w) in the field. In the following section we discuss the possibility to use the characterization of diagnostic horizons as indicator for other important parameters such as percolation coefficient (c) and contact area (L), implemented with a stochastic approach.

The distribution of fine roots in the horizontal and vertical sense are in agreement with the results of previous studies (Arp et al., 1992; Lange et al., 2012), confirming the high heterogeneity of root distribution at the hillslope scale and its relation to forest structure (in term of position and dimensions of trees). The possibility to derive the spatial distribution of roots from remote sensed data, represents a key point for the development of models in several scientific area, that explicitly want implement vegetation effects quantitatively (Schwarz et al., 2012). In the analysis of the root distribution of the "long" sprinkling experiments no distinction between different tree species was done. As discussed in Germann et al. (2012), distribution of horizons groups reflect the vertical distribution of root distribution as consequence of a dynamic iterative interaction between soil processes and root growth. In view of a holistic concept of soil architecture, the analysis of hydrological and pedological data in this study show quantitatively the link between pedological properties and flow processes.

4.2 Single probes hydrological behavior - water content variation

The values of soil water content measured during the "long" field experiments in each FDR probe are comparable with the data of other studies under similar simulation conditions (Lange et al., 2009). In particular, the values of soil water content before and after the experiments are similar to other literature values for similar soils under vegetation cover (Scherrer et al., 2007).

The vertical distribution of mobile water within the soil profiles and the related estimated values of water film thickness (figure 11 and 12) indicate that water fluxes during intense rainfall is dominated by preferential flow, especially in the upper 0.6 m of soil depth. Overall, it is important to notice that the amount of mobile water results in most

cases a small part compared to the total water contained in a small soil volume (1 to 10 %), whereas values of water content before and after a rainfall event are considerably larger (from 10% up to 50%). Moreover, the time gap between beginning of rainfall and the appearance of preferential runoff, support the hypothesis that a complex range of water mixing issues occur from plot-scale vertical infiltration to lateral flow at the hillslope scale (Klaus et al., 2013), in which biological activity (i.e. earthworms and fungi) play an important role. The hypothesis of the mixing processes are a possible explication of "old water paradox". Kienzler and Neaf (2008) conclude in their work that the fraction of pre-event water in the subsurface flow differs between sites, and they explain those differences by the quick or delayed hydrological responses of the hillslope. In the context of this study, it is plausible to assume that the magnitude of the mixing effect of old and irrigation water could, nearby other mechanisms (McGlynn et al., 2002), be related to the contact area of momentum dissipation L , that also determinate the timing of the hydrological response of a hillslope. We found a strong correlation between measured value of mobile water (w) and the estimated values of L and F for a irrigation intensity of 70 [mm/h]. Calculation of the volume flux density in this study, in agreement with Germann et al. (2012), suggest that preferential lateral flow is characterized by values of L lower than 10^4 for gf near to 1. For values of gf lower than 1, meaning an efficient draining network of pores (not tortuous, continuously connected and cylindrical cross section), the value of L for preferential flow may reach values of $4 - 5 \cdot 10^4$. The relation found in figure 13 suggest that L not only can be considered as indicator of the soil porosity, but also it could be an indicator of mean pore dimension and geometry. The estimated value of L and F shown in figure 12 result to be consistent with the assumption of the stoke-flow approach, as discussed in Beven and Germann (2013). The application of the model at limit conditions for the stokes flow assumptions may be considered tolerable in view of the modeled processes. In fact, high values of L result in low volume flux that is neglectable in term of subsurface flow, enhancing saturated overland flow or approaching the equivalent value of k_s in the case of vertical infiltration. On the other hand, effect of turbulences for low value of L and high values of F lead to conservative estimation of runoff.

The non correlation of root distribution with hydrological parameter (such as L) shown in figure 14, could be explained by a scale discontinuity of processes. We observed that within the same soil horizons fine root distribution and preferential runoff features are highly heterogeneous and not directly correlated. Only funneling effects due to coarse roots were evident, in some cases. At the scale of single FDR probe, the spatial variation of fine roots is not related to the spatial variation of hydrological characteristics because the complex interaction of processes that take place over larger scales (> 0.1 m).

4.3 Soil profile hydrological behavior - water content and runoff behaviors

The results of the runoff experiment show an high variability in term of total lateral vs. vertical runoff and on the temporal delay of the runoff curve. The results are comparable with previous studies where lateral runoff was dominated by overland flow or subsurface preferential flow (Scherrer et al., 2007; Kohl et al., 2002). Since this

type of results are unique in our knowledge, it is difficult to make comparison with previous studies. Most part of the studies on lateral runoff were conducted at the hillslope scale (Jost et al., 2012), mostly considering only overland flow (Kohl et al., 2002). The values of final water content θ_{fin} measured during the "short" sprinkling experiments are comparable to the values measured during the "long" sprinkling experiments, indicating that the final condition for lateral preferential flow are comparable between the two type of experiments. In contrast, the values of L estimated for the entire profile using the "short" sprinkling experiments result lower than the values of figure 13, indicating enhanced preferential flow. This values of L and F are difficult to compare to previous studies (Lange et al., 2012) because different approaches and datasets were used for calibration.

The temporal variation of measured water content and runoff during the "short" sprinkling experiments suggest a linear dependency to sprinkling intensity (70, 40, and 100 mm/h). This observation suggests that soil saturation was never reach, and that mobile water content is dependent to rainfall intensity under unsaturated condition even if runoff reached in some cases steady state at a constant sprinkling intensity. The capability of the model to depict this dependency is an indication that the physical concepts adopted in the framework are plausible for these type of study sides. During the first hour of the "short" experiments (70 mm/h intensity), rarely runoff steady state was reached. This fact may be explained by two major controlling factors: 1) pre-event moisture condition influencing storage capacity, and 2) momentum dissipation of flow due to L . While the first factor is more discussed in literature (Uchida et al., 2005), the second one is usually less commented and represents one of the main outcome of this study. In particular, the delaying effect that momentum dissipation has on the runoff due to the contact area L plays a potential important role in reducing flood peaks in small catchments, depending on the timing and distribution of rainfall. The sensitivity analysis of the model shown in figure 18 emphasize this aspect. This modeling approach allows a coherent framework for the analysis of data showing this mechanisms at the hillslope scale (Kohl et al., 2002; Jost et al., 2012)

A limitation of the used field setup was the possibility to measure runoff only within the first 0.45 m depth. On one side, the fixed setup allows for a better comparison of results between the different data and ensure the characterization of the hydrological behavior of the rooting zone, but on the other side it was not possible to pick up lateral runoff that could may occurred (as observed in same cases) just few centimeter below the lower collecting rill. For those last cases of experiment the data could not be used for the calibration of the model.

From the field observation during the sprinkling experiments, we found that preferential flow took place in both physically (shrinking cracking) and biologically (earthworms burrows, roots channels, fungi-aggregates complex) formed features. Filed observations also suggest that macro pores storage within cracks in clay dominated horizons with low biological activity have a high dynamics of hydrological responses switching between delayed runoff in dry condition to quick superficial runoff in wet condition, as observed by others in similar conditions (Jost et al., 2012); whereas well aggregated horizons due to the presence of roots, fungi and microorganisms have a more stable structure that

ensure similar hydrological responses of an horizons for a wide range of soil moisture conditions. As suggested by Brandy and Weil (2008), soils with stable granular structure conduct water much more rapidly than do those with unstable structural units, which break down upon being wetted and may lead to excess overland flow.

The relation found between the fine root distribution of spruce (*Picea abies*) and the fitted values of L at the soil profile scale represent one of the major experimental results of this paper. This result in part support the assumptions of the modeling framework presented in this study. Although, we had the possibility to fit the values of only 8 experiments, the results suggest that this is a feasible approach to characterize the link between ecology, pedology and hydrology in a quantitative way, which create a good base for such a critical issue that is the upscaling eco-hydrological processes from the soil profile scale to the hillslope scale.

The modeled values of volumetric water content result to do not pick up really well the mean measured behavior of the measured VWC variation. In fact, the magnitude of the mobile water measured and the shape of the draining front behavior suggest that the type of processes taking place nearby the runoff collecting rills are quite different that those in the central part of the profile. In a way it is plausible to argue that the data on lateral runoff should be considered more representative of the hydrological behavior of the soil profile within the first 0.45 m depth, since this is the results of the integrated hydrological response, where as the measurement of the FDR probes are representative only for small soil volumes positioned on the side of the collecting rills. Thus, boundary condition may have influenced these measurements. The total surface monitored by the FRD corresponds to circa 0.1 [m²] compared to the runoff collecting area of 0.225 [m²] over a total analysed profile surface of 0.5 [m²]. We did not insert the FDR probes within the runoff collected area in order to avoid alteration of preferential flow due to the funneling effects.

4.4 Modeling approach

We started from a physical based model, the stokes flow, to derive a conceptual-empirical framework that quantitatively link the variation of water content and root distribution with the runoff behavior of a vegetated slope. The empirical parameter that was introduced to resume the complexity of preferential flow characteristic at the pore scale (pores shapes, pore tortuosity, pore connectivity) is the empirical estimated geometrical factor gf . The introduction of this coefficient is adopted in order to combine the measured runoff behaviors with the measured variation of volumetric water content. Preliminary analysis show that the value of gf results directly proportional to volumetric water content with values ranging between 0.1 and 1. This relation is plausible assuming a non-self-similar complexity of a mes/macro pore cross section (increasing complexity with decreasing spatial scale). The increase of water content and thus of water film thickness induces an increase of the momentum dissipation effect on the laminar flow. The strong simplification introducing the geometrical factor has different physical meaning, but is in our view is the best compromise between an over-parametrisation of the model and practicability of the model.

In fact, the physical concepts adopted in this work (laminar flow on an inclined plane calculated with the stokes equation), are a strong simplification of complex real soil structures and this aspect need to be taken in account. In view of the results of this work, we think that the application of the stoke's approach gives in first instance the possibility, with a minimum of parametrization, to link first order pedological and ecological characteristics of the a soil profile to its hydrological properties. Although, in the model is assumed that L its constant and F increase with increasing soil water content, it must be considered that in the reality a more complicated interaction of these two factors determine the runoff behavior. For instance, in some cases the increase of water content lead to the activation of new preferential flow paths (and thus theoretical to an increase of the L), whereas in other cases, during the welding of cracks, the value of L may decrease. The results of the runoff measurements suggest that the assumption of a constant value of L pick up the dominating processes resulting in a good agreement between relative changes in water content and variation of runoff, also between different rainfall intensities.

In the case of hydrological properties related to the shrinking and welding of cracks in clay unstable horizons, we may considered that in certain conditions these features are continuously connected only superficial and thus work more as "crack storage" than preferential lateral flow paths, and we can assume that the estimation of L is not influenced by such features, vice versa have more influence on the threshold value of θ_{fin} .

The relation of fine root distribution and L is the most important link between vegetation patterns and hydrological properties present in the W^2 model. Even if the results of figure 17 suggest a exponential increase of L with increasing values of fine root density, it should be considered that in same cases root density may reach a maximum threshold determined by physiological limits (Schwarz et al, 2010).

The balance between vertical percolation and lateral subsurface flow in the presented model is defined by a coefficient c which is related to the vertical saturated permeability of the soil profile. Because local variation on vertical soil permeability have a considerable impact on the modeling results, it may be spatially high heterogeneous, and it is more difficult to be characterized than other parameters in the field. This coefficient seem to be one of the model parameters in which spatial and temporal variability could be implemented in the model using a stochastic approach (Beven, 2012).

4.5 Upscaling framework

The modeling framework and the data presented in this study try to link the hydrological behavior of forest soil to root distribution at different scale ranging form the single FDR probe (0.1 m) to soil profile scale (1 m), exploring numerically the behaviors at the hillslope scale (10-100 m). The plausibility of numerical simulation results at the hillslope scale are supported by data as reported by Kohl et al., (2002) and Jost et al. (2012), that clearly show the difference in increase of runoff quantity depending on the vegetation cover. The results of the present work can explain such experimental results as the effect of the spatial variability of fine roots distribution linked to the contact area of momentum dissipation L , as shown in figure 19.

676 As mentioned in Germann et al. (2012), thin F and large L means dispersed flow in
677 a great number of diffusive voids as in a well structured A horizon. In contrast, thick
678 F and short L indicate relatively few flow paths along distinct channels (i.e. funneling
679 effect). In the W^2 model, funneling effects due to big roots, as documented by Schärzel
680 et al. (2012), are comparable locally to shallow subsurface preferential flow (SSF1). Big
681 roots, pipes, and Macropores are rarely connected for long distances (couple of dm), and
682 the regime of preferential flow in forest soils seems to be dictated by the characteristics
683 of mesopores (0.05-2 mm) geometry and connectivity. This observation is in agreement
684 with other studies where preferential flow seems to occur even when macropores are not
685 directly connected (Nieber and Sidle, 2010).

686 The proposed upscaling framework combines quantitative methods for the spatial char-
687 acterization of hydrological parameters related to vegetation patterns with stochastic
688 parametrization of processes within a percolation theory concept. In particular, the
689 present study shows how the characterization of vegetation and micro-topography (quan-
690 tifiable with remote sensing methods such as LiDAR or stereo-analysis), can be used to
691 link and extrapolate underground pedological and hydrological parameters which are
692 otherwise difficult to be systematically quantified at small spatial and temporal scales.

693 The preliminary results of the numerical simulation at the hillslope scale suggest that
694 pre-event soil moisture, hydrological connectivity and flow momentum dissipation are
695 important aspect in controlling hillslope runoff during intense rainfall. The sensitivity
696 analysis of the calibrated model, considering realistic boundary conditions, shows that
697 variations of the unit area of momentum dissipation per unit volume L lead to important
698 changes in the runoff behavior of a soil profile (figure 12). In particular, without changes
699 in soil moisture storage capacity it is shown how time delaying effects due to the viscous
700 dissipation of forces along the contact area between the liquid and solid phase reduce
701 the peaks of runoff under different conditions of rainfall intensity and initial conditions
702 of soil water content. Thus, at the single profile scale, it can be concluded that even
703 without any changes of water storage capacity, an increased density of roots lead to a
704 mitigation of runoff peak. The magnitude of this effect, however, depends on the initial
705 condition of soil water content and rainfall(-input) intensity. Upscaling these mechanisms
706 from the soil profile scale to the hillslope scale implicate the characterization of the slope
707 hydrological connectivity in space and time. The model condition for which initiation of
708 lateral preferential flow is threshold dependent controlled by total rainfall amount and the
709 pre-event soil moisture is in agreement with the runoff behavior of other instrumented
710 sites (Uchida et al., 2005; Kohl et al., 2002). Further studies are needed to validate
711 the proposed upscaling framework and test the sensitivity of the model by numerical
712 experiments (Hopp et al., 2009). If the validity of the model is confirmed, the capability
713 of the model to pick up considerable difference in hydrological responses due to different
714 vegetation patterns (as shown in figure 19) could have important application for the
715 optimization of protection forest managements. Further extension of the framework
716 should consider self-organization mechanisms of the slope depending on contributing
717 area and topography (Bachmair and Weiler, 2011).

5 Conclusions

The experimental and theoretical investigations presented in this study shed light on the impact of root distribution on runoff behavior of forested soil profiles. The investigations' goal is to present a numerical framework for the quantitative exploration of relationships between silvicultural interventions on one side and the modifications of the hydrological network on the other side, due the modification of root distribution and soil properties in function of time. Of main interest is to study how the preferential flow mechanisms influence the dynamics of the areas contributing to runoff during rainfall events and thus the magnitude of peak-flow. The preliminary results presented in this paper indicate that the increasing of root distribution (in this case quantified as fine root frequency of spruce trees (*Picea abies*) would lead to an increase of the unit area of momentum dissipation per unit volume of soil, thus leading to an attenuation of the runoff peak at the 1 m scale due to runoff delay. It is important to notice that even if the total amount of runoff would not be influenced by vegetation, the smoothing effect on the runoff curve due to the presence of root is related only on the viscous dissipation of forces and thus through the reduction of flow velocity. On top of the idea of hydropedology (Lin et al., 2008), the analysis of vegetation patterns may increase the potential of using remote sensing information to quantitatively characterize the surface and subsurface runoff processes of vegetated hillslopes. The proposed framework aim to explicitly characterize an element of the landscape heterogeneity (vegetation patterns) in numerical models, and in this way consider processes complexity, in agreement with the vision of McDonnell et al. (2007) about interdisciplinary watershed hydrology.

The first results suggest the plausibility of the proposed approach, but further focused research at both soil profile and hillslope scale are needed to confirm the applicability of the model and its possible use for the quantification of the influence of silvicultural measures on hydrological processes within the aim of flood protection. However, we emphasize the discussion on the importance that momentum dissipation may have on the mitigation of flood peaks. In view of previous studies at the hillslope scale that show this type of effect (Kohl et al., 2002; Jost et al., 2012), the assumption made in the presented modeling framework seems to pick up this type of first order mechanisms and factors. Further laboratory and field experiments should be able to strength quantitatively the applicability of the model and asses the incertitude related to the model parametrization.

In view of the present results, the discussion on the protective function of forest against flood should focus on the quantitative differentiation of effects in function of soil type, rainfall duration-intensity, and seasonality (wet or dry rainfall antecedent conditions); as consequence of this conclusion, it is recommended to quantify the protective benefit of the different type of forests with a integral probabilistic approach that considers the cumulative effects on single rainfall events (in term of duration-intensity and return time) on a long term period, as conceptualized in Schwarz et al. (2013).

6 Acknowledgments

We thanks L. Dämpfle and M. Walser for the immense support during the field work, as well as K. Allenspach and E. Stimm for the data shearing of the "long" sprinkling experiments.

7 References

Arp PA, Yin X. 1992. Predicting water fluxes through forests from monthly precipitation and mean monthly air temperature records. *Canadian Journal of Forest Research* 22 : 864-877.

Bachmair S, Weiler M. 2011. New Dimensions of Hillslope Hydrology. In: *Forest Hydrology and Biogeochemistry. Ecological Studies* 216 : 455-481.

Beven K, Germann PL. 2013. Macropores and Water Flow in Soils Revisited. DOI: 10.1002/wrcr.20156.

Beven K. 2012. *Rainfall-Runoff Modelling: the primer*. Wiley-Blackwell editor, Oxford, 457 p.

Bogner C, Gaul D, Kolb A, Schmiedinger I, Huwe B. 2010. Investigating flow mechanisms in a forest soil by mixed-effects modelling. *European Journal of Soil Science* 61 : 1079-1090.

Bronstert A. 1999. Capabilities and limitation of detailed hillslope hydrological modeling. *Hydrol. Process.* 13 : 21-48.

Germann PL, Lange B, Lüsher P. 2012. Preferential flow dynamics and plant rooting systems. In: *Lyn H. Hydropedology: synergistic integration of soil science and hydrology*, Elsevier.

Germann PF. 1990. Preferential flow and the generation of runoff: 1. Boundary layer flow theory. *Water Resour. Res.* 26 : 3055-3063.

Jost G, Schume H, Hager H, Kohl G, Kohl B. 2012. A hillslope scale comparison of tree species influence on soil moisture dynamics and runoff processes during intense rainfall. *Journal of Hydrology* 420-421 : 112-124. DOI:10.1016/j.jhydrol.2011.11.057

Kienzler PM, Neaf F. 2008. Subsurface storm flow formation at different hillslopes and implications for the "old water paradox". *Hydrological Processes* 22 : 104-116. DOI: 10.1002/hyp.6687.

Klaus J, Zehe E, Elsner M, Kills C, McDonnell JJ. 2013. Macropore flow of old water revisited: experimental insights from a tile-drained hillslope. Hydrol. Earth Syst. Sci. 17 : 103-118. DOI:10.5194/hess-17-103-2013.

Kohl B, Markart G, Bauer W. 2002. Abflussmenge und Sedimentfracht unterschiedlich genutzter Boden-/Vegetations-komplexe bei Starkregen im Sölketal/Steiermark. BFW-Ber. 127 : 5-15.

Lange B, Germann PF, Lüscher P. 2012. Greater abundance of *Fagus sylvatica* in coniferous flood protection forests due to climate change: impact of modified root densities on infiltration. Eur. J. Forest Res. DOI: 10.1007/s10342-012-0664-z.

Lange B, Lüscher P, Germann PF. 2009. Significance of tree roots for preferential infiltration in stagnic soils. Hydrol. Earth Syst. Sci. 13 : 1809-1821.

Lin H. 2012. Understanding Soil Architecture and its functional Manifestation across scales. In: Lyn H. Hydropedology: synergistic integration of soil science and hydrology, Elsevier.

Lin H, Brooks E, McDaniel P, Boll J. 2008. Hydropedology and Surface/Subsurface Runoff Processes. Encyclopedia of Hydrological Sciences. In M. G. Anderson (Editor-in-Chief) Encyclopedia of Hydrologic Sciences. John Wiley & Sons, Ltd. DOI: 10.1002/0470848944.hsa306.

McDonnell JJ, Silvapalan M, Vache K, Dunn S, Grant G, Haggerty R, Hinz C, Hooper R, Kirchner J, Roderick ML, Selker J, Weiler M. 2007. Moving beyond heterogeneity and process complexity: A new vision for watershed hydrology. Water Resour. Res. 43: W07301. doi:10.1029/2006WR005467.

McGlynn BL, McDonnell JJ, Brammer DD. 2002. A review of the evolving perceptual model of hillslope flow paths at the Maimai catchments, New Zealand. Journal of Hydrology 257 : 1-26.

Milleret R, Le Bayon R-C, Gobat J-M. 2009. Root, mycorrhiza and earthworm interactions: their effects on soil structuring processes, plant and soil nutrient concentration and plant biomass. Plant and Soil 316 : 1-12. doi: 10.1007/s11104-008-9753-7.

Nieber JL, Sidle RC. 2010. How do disconnected macropores in sloping soils facilitate preferential flow?. Hydrological Processes 24 : 1582-1594.

Or D, Tuller M. 2000. Flow in unsaturated fractured porous media: Hydraulic conductivity of rough surfaces. Water Resources Research 36(5) : 1165-1177. DOI: 10.1029/2000WR900020.

841 Scherrer S, Naef F, Faeh AO, Cordery I. 2007. Formation of runoff at the hillslope
842 scale during intense precipitation. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 11 : 907-922.

843

844 Schwarz M, Lehmann P, Or D. 2010. Quantifying lateral root reinforcement in steep
845 slopes ? from a bundle of roots to tree stands. *Earth Surf. Process. Landforms* 35(3) :
846 354-367. DOI: 10.1002/esp.1927

847

848 Schwarz M, Cohen D, Or D. 2012. Spatial characterization of root reinforcement at
849 stand scale: Theory and case study. *Geomorphology* 171-172 : 190-200.

850

851 Schwarz M, Dämpfle L, Lüscher P, Mösch P, Tormann J-J. 2013. Hochwasserschutzwald
852 Gantrisch: der Weg zur quantitativen Methode für die Praxis. Proceedings of "Forum
853 für Wissen", Birmensdorf (CH), 5.11.2013, 107-116.

854

855 Schwärzel K, Ebermann S, Schalling N. 2012. Evidence of double-funneling effect of
856 beech trees by visualization of flow pathways using dye tracer. *Journal of Hydrology*
857 470-471 : 184-192.

858

859 Uchida T, Tromp-van Meerveld I, McDonnell JJ. 2005. The role of lateral pipe flow in
860 hillslope runoff response: an inter comparison of non-linear hillslope responses. *Journal*
861 *of Hydrology* 311 : 117-133

862

863 Wahren A, Schwärzel K, Feger K-H. 2012. Potentials and limitations of natural flood
864 retention by forested land in headwater catchments: evidence from experimental and
865 model studies. *Journal of flood risk management* 5 : 321-335.

866

867 Weiler M, McDonnell JJ. 2004. Virtual experiments: a new approach for improving
868 process conceptualization in hillslope hydrology. *Journal of Hydrology* 285 : 3-18.

869