Abschätzung der Bandbreiten von Fließgeschwindigkeiten des oberflächennahen Zwischenabflusses in alpinen Einzugsgebieten

Markart G. *, A. Römer**, G. Bieber**, H. Pirkl***, K. Klebinder*
C. Hörfarter**, A. Ahl**, A. Ita**, B. Jochum**, B. Kohl*, G. Meissl°,
K. Motschka**, D. Ottowitz**, I. Schattauer**, B. Sotier*, M. Strasser*,
K. Suntinger*, E. Winkler**

Endbericht 3. Projektjahr

* Institut für Naturgefahren
Bundesforschungs- und Ausbildungszentrum für Wald
Rennweg 1 – Hofburg, A-6020 Innsbruck

** Fachabteilung Geophysik
Geologische Bundesanstalt
Neulinggasse 38, A-1030 Wien

*** Büro für Geologie und Geoökologie
A-1180 Wien, Plenergasse 5

° Institut für Geographie, Universität Innsbruck
Innrain 52, 6020 Innsbruck

GeoÖko
Dr. Herbert Pirkl
Techn. Büro für Geologie

Im Auftrag der
**Österreichischen Akademie
der Wissenschaften (ÖAW)**
Nationalkomitee Hydrologie Österreichs (IHP)

März 2013

ISBN-Online: 978-3-7001-7392-2GeoÖko
doi:10.1553/Shallow

Titelbild: Längental (Tirol), Messstelle der TIWAG – Im Hangschutt oberhalb der Austrittsstelle der Quelle (roter Punkt) wurde Salztracer eingespeist und die Abstandsgeschwindigkeit an der Messstelle gemessen (blauer Punkt).

Inhaltsverzeichnis

Abbildungen	B
Tabellen	E
Abkürzungen	G
Dank	H
Kurzfassung	I
Abstract	I
1 Einleitung – Problemstellung	1
2 Methodik und Versuchsanordnung	3
2.1 Genereller methodischer Ansatz	3
2.2 Niederschlagssimulation	5
2.2.1 Starkregen	5
2.2.2 Dauerregen	6
2.2.3 Tracer	6
3 Ergebnisse	8
3.1 Messgebiet Bromberg	8
3.1.1 Gebietscharakteristika	8
3.1.2 Geologischer Rahmen des Untersuchungsgebietes	9
3.1.3 Ergebnisse der Berechnungen	9
3.1.4 Ergebnisse Geoelektrik Bromberg	14
3.1.5 Ergebnis Interpretation Geoelektrik	18
3.2 Messgebiet hinteres Wattental	19
3.2.1 Spezifische Arbeitsmethodik Wattental	19
3.2.2 Gebietsbeschreibung	22
3.2.3 Geologischer Rahmen des Untersuchungsgebietes	24
3.2.4 Angewandte Methoden	27
3.2.5 Ergebnisse der Berechnungen	27
3.2.6 Bodenphysikalische Kennwerte	28
3.2.7 Ergebnisse Geoelektrik Mölstal	29
3.2.8 Zusammenfassung der Versuchsflächen geoelektr. Monitoring/Berechnung	33
3.2.9 Ergebnis Interpretation Geoelektrik	41
3.2.10 Ergebnisse Aerogeophysik	42
3.2.11 Hydrogeologische Interpretation und Bewertung	46
3.2.12 Modellierung mit ZEMOKOST und Quantifizierung Beiträge des Interflow	49
3.3 Messgebiet Längental	52
3.3.1 Gebietsbeschreibung	52
3.3.2 Geologischer Rahmen des Untersuchungsgebietes	55
3.3.3 Versuchsanordnung	55
3.3.4 Ergebnisse Geoelektrik Längental	58
3.3.5 Geoelektrisches Monitoring Längental	60
3.3.6 Ergebnis Interpretation Geoelektrik	63
3.3.7 Modellierung mit ZEMOKOST und Quantifizierung der Beiträge des Interflows	64
3.4 Messgebiet Brixenbachtal	66
3.4.1 Gebietsbeschreibung	66
3.4.2 Versuchsanordnung	68

3.4.3	Geologischer Rahmen des Untersuchungsgebietes	69
3.4.4	Ergebnisse Bodenphysik.....	71
3.4.5	Ergebnisse Geoelektrik Brixenbachtal	72
3.4.6	Geoelektrisches Monitoring Brixenbachtal.....	75
3.4.7	Ergebnis Interpretation Geoelektrik	81
3.4.8	Auswertung Temperatur- und Leitfähigkeitsmessungen im Gerinne.....	82
3.4.9	Ergebnisse Aerogeophysik.....	83
3.4.10	Modellierung mit ZEMOKOST und Quantifizierung der Beiträge des Interflows	87
3.5	Messgebiet Ruggbach.....	90
3.5.1	Gebietsbeschreibung	90
3.5.2	Geologischer Rahmen des Untersuchungsgebietes	93
3.5.3	Prozessdiskussion	94
3.5.4	Versuchsanordnung und Methodik	97
3.5.5	Bodenphysikalische Kennwerte.....	102
3.5.6	Ergebnisse der Beregnungen	103
3.5.7	Ergebnisse der Durchfluss,- Temperatur- und Leitfähigkeitsmessungen	112
3.5.8	Modellierung mit ZEMOKOST und Quantifizierung der Beiträge des Interflows ...	113
4	Bandbreiten von Abstandsgeschwindigkeiten.....	115
5	Schlussfolgerungen - Methodenkritik	123
5.1	Analyse und Bewertung der gewählten Methodik.....	123
5.1.1	Punktuelle Tracereinspeisung mit Leitfähigkeits und Temperaturmessung.....	128
5.1.2	Geoelektrik und Tracer	128
5.1.3	Bodenfeuchtemessungen - TDR	129
5.2	Zwischenabfluss - Schlussfolgerungen	130
6	Weiterer Forschungsbedarf.....	134
7	Zusammenfassung	136
8	Literatur.....	138
9	Öffentlichkeitsarbeit, Publikationen	147
	Anhang 1: Methodik und Versuchsanordnung.....	151
	Anhang 2: Abbildungen Aerogeophysik.....	161

Abbildungen

Abbildung 1: Multidisziplinäres, methodisches Netzwerk zur Beschreibung von Wildbachsyst.	4
Abbildung 2: Interner, methodischer Aufbau des Forschungsprojekts, einschließlich Daten- und Erfahrungsfluss	4
Abbildung 3: Schema Düsenanordnung 100 m ² - Starkregenanlage.....	5
Abbildung 4: Versuchsanordnung Tracereinspeisung in Kombination mit Dauerberegnung am Beispiel Talkaser Niederleger.	6
Abbildung 5: Lage des Untersuchungsgebietes und der geoelektrischen Messprofile	8
Abbildung 6: Spuren von Oberflächenabfluss in der Umgebung der Testfläche Bromberg nach Niederschlägen im August 2012	13
Abbildung 7: Bodenphysikalische Kennwerte Bromberg	14
Abbildung 8: Ergebnis der Time-Lapse Inversion für das Geoelektrikprofil Bromberg Profil 2.....	16
Abbildung 9: Beispielgebiet Mölsbach / hinteres Wattental; konkrete Vorgangsweise und Datenverknüpfung	19

Abbildung 10: Hinteres Wattental- Lage des Untersuchungsgebietes, der Testflächen und weiterer Messpunkte	22
Abbildung 11: Legende Geologie, Ausschnitt Geofast 1:50.000 - 149 Lanersbach (Kreus, 2006)....	23
Abbildung 12: Schematisches lithostratigraphisches Profil nach H. Mostler 1982	25
Abbildung 13: Bodenphysikalische Charakteristika am Testhang Möls Hochleger.	28
Abbildung 14: Lage der geoelektrischen Übersichtsprofile/Übersichtskartierung hinteres Wattental	30
Abbildung 15: Ergebnisse der weiterführenden Geoelektrikprofile 2009/2010 Mölstal	32
Abbildung 16: Lage der geoelektrischen Monitoringprofile für die Testflächen Lizumer Böden, Mölstal/Hochleger, Mölstal/Niederleger	33
Abbildung 17: Time Lapse Inversion für Geoelektrik BF1 – Verdünnung des Salztracers (Auswaschung durch Beregnung)	34
Abbildung 18: Time Lapse Inversion für Geoelektrikprofil Profil 1, Möls Niederleger.	36
Abbildung 19: Versuchsaufbau des Beregnungsversuches Mölstal-Hochleger	38
Abbildung 20: Time Lapse Inversion für Geoelektrikprofil Profil 4, Möls Hochleger.....	40
Abbildung 21: Verteilung von Kalium [%] im Hubschraubermessgebiet Mölstal.....	43
Abbildung 22: Verteilung von Niederschlagsdaten aus INCA (ZAMG) und Bodenfeuchte [%] im Hubschraubermessgebiet Mölstal.....	45
Abbildung 23: Hinteres Wattental; Lage der Geländemessstellen an Quellen und Gerinnen, untergrundabhängige Abflusstypen	47
Abbildung 24: Hinteres Wattental; Geländemessungen an Quellen und Gerinnen im Zeitraum August-September 2011	48
Abbildung 25: Hinteres Wattental; Geländemessungen an Quellen und Gerinnen im Zeitraum Juli 2010 bis Juli 2011.....	49
Abbildung 26: Auswirkung des Zwischenabflusses auf die Abflussspitze im Mölstal.....	50
Abbildung 27: Auswirkung des Zwischenabflusses auf die Abflussspitze im Lizumer Boden	51
Abbildung 28: Legende Geologie, Ausschnitt Geofast 1:50.000 - 146 Ötz (Kreus 2011).....	52
Abbildung 29: Längental - Lage des Untersuchungsgebietes, der Testflächen und weiterer Messpunkte auf Geofast, 1:50.000 - 146 Ötz (Kreus 2011).	53
Abbildung 30: Lage der Geoelektrikprofile für die Untergrunderkundung (Übersichtskartierung) und Lage der Monitoringprofile für die Testflächen Längental.....	56
Abbildung 31: Ergebnisse der geoelektrischen Profile Längental mit geologisch/lithologischer Interpretation	59
Abbildung 32: Punktuelle Wassereinspeisung am Hang.....	60
Abbildung 33 Lage Einspeisepunkt am Hang (Pfeil).....	60
Abbildung 34: Ausgewählte Resultate der 4D Auswertung Längental Profil 1	61
Abbildung 35: geschätzter Fließweg, Lage Einspeisepunkt am Hang (Pfeil), gelbe Linie – Geoelektrikprofil	62
Abbildung 36: Auswirkung des Zwischenabflusses auf die Abflussspitze im Längental	65
Abbildung 37: Legende Geologie, Ausschnitt Geofast 1:50.000 - 121 Neukirchen a. G. Vendiger (Kreus 2008)	66
Abbildung 38: Brixenbachtal - Lage des Untersuchungsgebietes, der Testflächen und weiterer Messpunkte auf Geofast, 1:50.000 - 121 Neukirchen a. G. Vendiger (Kreus 2008).....	67
Abbildung 39: Stratigraphische Übersicht der Grauwackenzone.....	71
Abbildung 40: Bodenphysikalische Kennwerte Talkaser Niederleger	71
Abbildung 41: Bodenphysikalische Kennwerte Rechentalam BF3	72

Abbildung 42: Bodenphysikalische Kennwerte Rechentalam BF4	72
Abbildung 43: Lage der Geoelektrikprofile für die Untergrunderkundung sowie Lage der Monitoringprofile für die Testflächen Brixenbachtal	73
Abbildung 44: Ergebnis des geoelektrischen Übersichtsprofils 1 Talkaser-Niederleger.....	74
Abbildung 45: Ergebnis des geoelektrischen Übersichtsprofils 4 Rechentalalm.....	75
Abbildung 46: Versuchsaufbau für geoelektrisches Monitoring am Talkaser-Niederleger2	76
Abbildung 47: 4D Inversionsergebnisse geoelektrisches Monitoring Talskaser Niederleger2, Darstellung der Differenzen der elektr. Widerstände	78
Abbildung 48: 4D Inversionsergebnisse geoelektrisches Monitoring Rechentalalm, Darstellung der Differenzen der elektr. Widerstände	80
Abbildung 49: Durchflussmessungen; Zusammenhänge zwischen Abflussspende, Temperatur und Leitfähigkeit	82
Abbildung 50:: Verteilung von Kalium [%] im Hubschraubermessgebiet Wörgl 2011	84
Abbildung 51: Verteilung von Niederschlagsdaten aus INCA (ZAMG) und Bodenfeuchte [%] im Untersuchungsgebiet Brixenbachtal.....	86
Abbildung 52: Brixenbach, Abflussbeiwertkarte	88
Abbildung 53: Brixenbach, beitragende Zwischenabflussflächen	89
Abbildung 54: Auswirkung des Zwischenabflusses auf die Abflussspitze im Brixenbach	90
Abbildung 55: Ruggbach - Lage des Untersuchungsgebietes, der Testflächen und weiterer Messpunkte.....	92
Abbildung 56: Ausschnitt aus der Geologischen Karte von Vorarlberg 1:100.000 (OBERHAUSER 2007); Lage des Ruggbach-Einzugsgebietes	93
Abbildung 57: Geologisch-lithologische Situation der Oberen Süßwassermolasse	93
Abbildung 58: Aufschluss in Sedimenten der Oberen Süßwassermolasse (nördlicher Abschnitt des Ruggbach-Einzugsgebietes)	94
Abbildung 59: Ruggbach-Einzugsgebiet; kombinierte GIS-basierte Darstellung geologisch-geomorphologischer Einheiten	95
Abbildung 60: Pegel Ruggbach/Lochau, Daten 1976 bis 2008; log-Wahrscheinlichkeitsplot für Abflussspende l/sec/km ²	97
Abbildung 61: Volumensanteile der Bodenkomponenten am Standort BF2.....	102
Abbildung 62: Ruggbach BF2, gesättigte Leitfähigkeit.....	102
Abbildung 63: Volumensanteile der Bodenkomponenten am Standort BF5.....	102
Abbildung 64: Ruggbach BF5, gesättigte Leitfähigkeit	102
Abbildung 65: Volumensanteile der Bodenkomponenten am Standort BF6.....	103
Abbildung 66: Ruggbach BF6, gesättigte Leitfähigkeit	103
Abbildung 67: Volumensanteile der Bodenkomponenten am Standort BF8 und BF9.....	103
Abbildung 68: Ruggbach BF8 und BF9, gesättigte Leitfähigkeit.....	103
Abbildung 69: Ruggbach BF2, Entwicklung des Zwischenabflusses	104
Abbildung 70: Ruggbach BF2, Bodenfeuchte	104
Abbildung 71: Ruggbach BF5, erster Versuch, Bodenfeuchte.....	105
Abbildung 72: Ruggbach BF5, Entwicklung des seichten Zwischenabflusses	105
Abbildung 73: Ruggbach BF5, Anstieg der elektr. Leitfähigkeit nach NaCl Beigabe	106
Abbildung 74: Oberflächenabfluss im ersten (links) und im zweiten (rechts) Beregnungsexperiment Ruggbach BF6	106
Abbildung 75: Ruggbach BF6, erster Versuch, Bodenfeuchte.....	107
Abbildung 76: Ruggbach BF6; Leitfähigkeitsmessung an der Geländekante	108

Abbildung 77: Ruggbach BF8, erste Beregnung, Zwischenabfluss	108
Abbildung 78: Oberflächliches linienförmiges Aufbringen von NaCl.....	109
Abbildung 79: Ruggbach BF8, zweite Beregnung, Zwischenabfluss	109
Abbildung 80: Ruggbach BF8, zweiter Versuch, Bodenfeuchte	110
Abbildung 81: Ruggbach BF9, Zwischenabfluss.....	110
Abbildung 82: Ruggbach BF9, Bodenfeuchte	111
Abbildung 83: Ruggbach BF9, Anstieg der elektr. Leitfähigkeit nach NaCl Eingabe	111
Abbildung 84: Ruggbach - Durchfluss-, Temperatur- und Leitfähigkeitsmessungen am 16.08.2012	112
Abbildung 85: Ruggbach - Durchfluss-, Temperatur- und Leitfähigkeitsmessungen am 22.08.2012	113
Abbildung 86: Abflussbeiwertkarte Ruggbach	113
Abbildung 87: Auswirkung des Zwischenabflusses auf die Abflussspitze im Ruggbach	114
Abbildung 88: best practice Versuchsaufbau für Interflow Monitoring mit Beregnungsanlagen und geoelektr. Monitoring	127
Abbildung 89: Posterbeitrag EGU 2012	148
Abbildung 90: Posterbeitrag AK-Hydrologie 2012.....	149
Abbildung 91: Beispiel für eine Anordnung der TDR-Sonden bei einer Dauerberegnung (Talkaser Niederleger, Brixenbachtal).....	151
Abbildung 92: Bohrloch für den Einbau der TDR-Bodenfeuchtesonden	152
Abbildung 93: Einbau-Tool mit dreipoliger SOILMOISTURE-TDR-Bodenfeuchtesonde	152
Abbildung 94: Nachbewässerung nach Salztracereinspeisung auf Hangschutt / Kolluvium im Längental P1, linksufrig.	153
Abbildung 95: Probennahme knapp außerhalb der Beregnungsfläche.....	154
Abbildung 96: Entnahmeschema für Zylinderproben und Lockermaterial	154
Abbildung 97: Profillage mit interpretierter Geoelektriksektion1 (Bsp. Mölstal, 2009).....	156
Abbildung 98: Geoelektrisches Monitoring Beispiel Wattener Lizum/Mölstal	157
Abbildung 99: Schematischer Versuchsaufbau für das geoelektrische Monitoring in Kombination mit künstlicher Beregnung.	158
Abbildung 100: Hubschrauber des österreichischen Bundesheeres im Einsatz für aerogeophysikalische Untersuchungen.	159
Abbildung 101: Verteilung von Thorium[ppm] im Hubschraubermessgebiet Mölstal.....	161
Abbildung 102: Elektromagnetik in 2m Tiefe im Hubschraubermessgebiet Mölstal	162
Abbildung 103: Elektromagnetik in 40m Tiefe im Hubschraubermessgebiet Mölstal e.....	163
Abbildung 104: Verteilung von Thorium[ppm] im Hubschraubermessgebiet Wörgl 2011	164
Abbildung 105: Elektromagnetik in 2m Tiefe im Hubschraubermessgebiet Wörgl 2011.....	165
Abbildung 106: Elektromagnetik in 40m Tiefe im Hubschraubermessgebiet Wörgl 2011.....	166

Tabellen

Tabelle 1: Bromberg Standortbeschreibung	9
Tabelle 2: Ergebnisse der in den verschiedenen Testgebieten durchgeführten Beregnungen	10
Tabelle 3: Ergebnis Interpretation Geoelektrik und abgeleitete Interflowcharakteristik für die untersuchten Substrate	18
Tabelle 4: Standortbeschreibung hinteres Wattental	23
Tabelle 5: Versuchsanordnung im Mölstal.....	27
Tabelle 6: Spezifikation der weiterführenden Geoelektrikprofile 2009/2010 Mölstal.....	29

Tabelle 7: Spezifikation der geoelektrischen Monitoringprofile Mölstal Hochleger	37
Tabelle 8: Ergebnis Interpretation Geoelektrik und abgeleitete Interflowcharakteristik für die untersuchten Substrate	41
Tabelle 9: Längental_Standortbeschreibung.....	54
Tabelle 10: Längental Versuchsanordnung	56
Tabelle 11: Spezifikation der Geoelektrikprofile Längental	58
Tabelle 12: Ergebnis Interpretation Geoelektrik und abgeleitete Interflowcharakteristik für die untersuchten Substrate.....	63
Tabelle 13: Brixenbach Standortbeschreibung.....	68
Tabelle 14: Charakteristika der Dauerberechnung am Talkaser Niederleger	69
Tabelle 15: Charakteristika der Starkregensimulationen auf der Rechentalalm	69
Tabelle 16: Spezifikation der geoelektrischen Profile Brixenbachtal.....	75
Tabelle 17: Ergebnis Interpretation Geoelektrik und abgeleitete Interflowcharakteristik für die untersuchten Substrate	81
Tabelle 18: Gebietseigenschaften des Ruggbach Einzugsgebietes.....	91
Tabelle 19: Legende zur Kartendarstellung der geomorphologischen Einheiten	95
Tabelle 20: Ruggbach Versuchsanordnung	97
Tabelle 21: Standortparameter Ruggbach BF2.....	99
Tabelle 22: Standortparameter Ruggbach BF5.....	99
Tabelle 23: Standortparameter Ruggbach BF6.....	100
Tabelle 24: Standortparameter Ruggbach BF8.....	100
Tabelle 25: Bandbreiten von Geschwindigkeiten des Zwischenabflusses für verschiedene europäische Substrate aus Literaturlauswertungen	116
Tabelle 26: Bandbreiten von Geschwindigkeiten des Zwischenabflusses für verschiedene europäische Substrate aus gegenständlichem Projekt	117
Tabelle 27: Beispiele von Fließgeschwindigkeiten des raschen oberflächennahen Zwischenabflusses für europäische Testgebiete.....	132

Abkürzungen

A		Österreich
AEM		Aeromagnetik
AKL		Abflussbeiwertklasse (nach Markart et al. 2004)
BF1	=	Beregnungsfläche/Testfläche Nr. 1
Bu		Buche
c		Rauigkeitsbeiwert im N/A-Modell ZEMOKOST (Kohl 2011)
CH		Schweiz
D		Tag
D		Deutschland
EG		Einzugsgebiet
FD	=	Feststoffdichte
Fi		Fichte
GöP	=	Gröbstporen (> 50 µm Ø)
GP	=	Grobporen
H		Stunde
HL	=	Hochleger
iN	=	Intensität des Niederschlages in mm h-1
IT		Italien
L		lehmig
L		Lehm
LD	=	Lagerungsdichte
LF		Leitfähigkeit des Abflusses in µS bzw. mS
Lt		Liter
m		Meter
min	=	Minute
MP	=	Mittelporen
mS		Milli-Siemens
µS		Mykro-Siemens
N	=	Niederschlag
N/A		Niederschlag/Abfluss
NL	=	Niederleger
OA	=	Oberflächenabfluss
OS	=	Organische Substanz
org	=	organisch
P1, P2	=	Punkte mit punktueller Tracerbeigabe
PV	=	Porenvolumen
RKL		Rauigkeitsklasse (nach Markart et al. 2004)
s		sandig
S		Sand
sec	=	Sekunde
T	=	Ton
Ta		Tanne
TEG		Teileinzugsgebiet
TS	=	Tiefenstufe
Tüpl	=	Truppenübungsplatz
U		schluffig
U	=	Schluff
ZA		Zwischenabfluss
ε		Dielektrizitätskonstante
Ωm		elektr. Widerstand
ψconst	=	Abflusskoeffizient zum Zeitpunkt der Abflusskonstanz
ψges	=	Gesamtabflusskoeffizient, Verhältnis des gesamten Abflusses zur Gesamtauftragsmenge
Ø	=	Durchmesser

Dank

Das vorliegende Projekt wurde von der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, Kommission für Hydrologie gefördert. Zusätzlich brachten die beteiligten Forschungsanstalten BFW und GBA noch beträchtliche Eigenmittel in das Projekt ein.

Einige der untersuchten Testflächen liegen am Truppenübungsplatz Lizum / Walchen des Österreichischen Bundesheeres. Der frühere Kommandant des Tüpl, Oberst Thomas Knoll, sein Nachfolger, Oberst Johann Zagajsek MSD, und der stellvertretende Kommandant, Oberst Herbert Ostermann MSD, sowie das Kaderpersonal, hier insbesondere Vzlt Knab, Vzlt Fasching, Leutnant Trutschnig und Vzlt Sturm, ermöglichten die Unterbringung im Lager Walchen während der Aussenarbeiten, sicherten die Versuchsdurchführung im Gelände und unterstützten unsere Arbeiten großzügig. Das Österr Bundesheer machte auch die Durchführung aerogeophysikalischer Messungen durch die Bereitstellung eines Hubschraubers mit Besatzung möglich.

Die Fa. Swarovski stellte unbürokratisch projektrelevante Daten zur Verfügung. Dafür gilt Prok. Ing. Manfred Prantner MSc und Andreas Hinterseer aufrichtiger Dank.

Familie Stachl in Bromberg ermöglichte die Nutzung ihrer Fläche und ermöglichte nach Ausfall der Wasserentnahme aus dem Hydranten in Zusammenarbeit mit Herrn Ofner (Obmann der Wassergenossenschaft) sogar die Versorgung über ihre Hauswasserleitung.

Die Familien Gorbach und Bernhard in Eichenberg gestatteten unkompliziert die Nutzung ihrer Grundstücke für die Beregnungsexperimente im Ruggbach. Ausserdem danken wir der Gemeinde Eichenberg für die Unterstützung bei unseren Arbeiten.

Der Agrargemeinschaft Längentaler Alpe, insbesondere Herr Hubert Leitner, ermöglichte die Durchführung der Messungen auf ihren Flächen im Längental.

Die Tiroler Wasserkraftwerke AG (TIWAG) hat unsere Arbeiten im Längental durch Bereitstellung wichtiger Datengrundlagen sehr unterstützt, besonderer Dank gebührt in diesem Zusammenhang unserem direkten Ansprechpartner bei der TIWAG, Dr. Helmut Schönlaub.

Bedanken möchten wir uns bei Frau Dr. Gertraud Meissl, für die ausgezeichnete Zusammenarbeit und die unkomplizierte Nutzung von Synergieeffekten zum ACRP-Projekt Serac-CC (Sensitivities of Runoff in Small Alpine Catchments to Climate Change) gefördert vom österreichischen Klima- und Energiefonds. Wir bedanken uns bei Frau Judith Bornemissza, die im Rahmen ihrer Bachelor-Arbeit am Institut für Geographie der Universität Innsbruck ergänzende Salztracer- und Uranineinspeisungen an Schuttkegeln im hinteren Längental durchgeführt hat und deren Ergebnisse wir in diese Arbeit einfließen lassen konnten. Die Uranin-Messungen wurden Dank der Unterstützung durch Dr. Marc Löscher vom Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Innsbruck möglich.

Unverzichtbar und sehr wertvoll war die Unterstützung von Dipl.-Ing. Christoph Mayerhofer, Mag. Roland Löffler, Mag. Roland Luzian, Meinhard Pittracher, Mag. Romed Ruggenthaler und Rene Schader bei den arbeitsintensiven Feldarbeiten und diversen Recherchen.

Ein ganz besonderer Dank ergeht an die Österreichische Akademie der Wissenschaften, Kommission für Hydrologie, für die gewährte Förderung. Dadurch konnte ein essenzieller Schritt in der Erforschung des Themenkomplexes Zwischenabfluss in Österreich gesetzt werden.

Kurzfassung

Im Rahmen des Projektes „Shallow Interflow“ wurden in fünf Testgebieten (Bromberg – Bucklige Welt (NÖ), Brixentalbach (T), Truppenübungsplatz Wattener Lizum (T), Längental (T) und Ruggbach (Vlbg.) umfangreiche Untersuchungen zu folgenden Themenbereichen durchgeführt:

- Methodenerprobung und Erfassung konkreter Messdaten für seichten Zwischenabfluss – Ableitung von Bandbreiten von Abstandsgeschwindigkeiten für verschiedene Substrate (Literaturauswertung und Feldversuche)
- Skizzierung von Vorgangsweisen zur Umsetzung dieser Messdaten in Regionalisierung

Dazu waren Messungen auf der Plot- und der Hangskala an gebietsrepräsentativ ausgewählten Standorten notwendig. Zum Einsatz kamen dabei Beregnungen unterschiedlicher Intensitäten (100-600 m² Flächengröße), bodenphysikalische Analytik, geoelektrische Messungen zur Beschreibung der Untergrundstrukturen, sowie geoelektrisches Monitoring zur Verfolgung der Tracerausbreitung.

Die Übertragung der mit hohem Aufwand erfassten Punktinformationen in die Fläche erfolgte anhand hydrogeologischer Messdaten, geologischer oder geomorphologischer Karteninformationen, in zwei Gebieten unterstützt durch aerogeophysikalische Daten.

Aufgrund dieser Datengrundlage konnte das N/A-Modell ZEMOKOST mit reellen Koeffizienten parameterisiert werden, es wurden sehr plausible Abflussganglinien und –spitzen erzielt.

Die ermittelten Bandbreiten des Zwischenabflusses (Literaturauswertungen und Felddaten aus den Testgebieten) wurden tabellarisch zusammengefasst und in einer provisorischen Geländeanleitung einem größeren Nutzerkreis zugänglich gemacht. Die definitive Publikation der Geländeanleitung zur Abschätzung von Abflussbeiwerten (auf Deutsch und auf Englisch) ist für Ende 2013 vorgesehen.

Dieses Projekt wurde von der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, Nationalkomitee Hydrologie Österreichs (IHP), gefördert.

Abstract

Five test beds have been investigated in the frame of the project „Shallow Interflow“ - Bromberg in the Bucklige Welt (Lower Austria), Brixentalbach (Tyrol), the military training area Wattener Lizum (Tyrol), Längental (Tyrol) and Ruggbach (Vlbg.). The investigations comprised following themes:

- Testing of methods and data sampling with the concern to deduce bandwidths of velocities of shallow interflow for different groups of substrata (based on literature analysis and field measurements)
- Testing of approaches allowing regionalization of these data

Therefore measurements at the plot scale and at the hillslope scale had to be done at representative sites comprising i) rain simulations at different intensities (100-600 m² plot size) ii) analysis of soil physical characteristics iii) measurement of soil water content for characterization of soil humidity boundary conditions during the rain simulation experiments iv) geoelectrical measurements to describe the structure of the underground situation and v) geoelectrical monitoring to document the propagation of the tracer.

The transfer of the “point data” derived with high effort to the catchment scale was done by use of hydrogeological data and information from geological and geomorphological maps (in two test beds supported by aerophysical data)

Due to this good data situation near process input data could be used for parameterization of the precipitation/runoff-model ZEMOKOST, plausible hydrographs and peak runoff values have been achieved.

Interflow values derived from the test beds and from literature analysis were compiled in tables and form part of a preliminary code of practice for assessment of runoff characteristics in alpine catchments. Final publication of this code of practice - in German and in English - is sheduled for the end of 2013.

This project has been funded by the Austrian Academy of Sciences, National Committee Austria (IHP).

1 Einleitung – Problemstellung

In größeren Einzugsgebieten spielen lang anhaltende advektive Niederschlagsereignisse bei der Hochwasserentstehung eine zentrale Rolle (Niehoff und Bronstert 2002). Solche Dauerregenereignisse waren in den letzten Jahren wiederholt Auslöser von Schadensereignissen, z.B. beim „Pfungsthochwasser“ 1999 in Westösterreich, Hochwässern in weiten Teilen Mitteleuropas im Jahr 2002 (ÖWAV 2003), dem Hochwasser 2005 in Zentral- und Westösterreich (BMLFUW 2006 a, b, c;), Schadensereignissen im Raum St. Lorenzen im Juli 2012 (BMLFUW 2013 a) oder am 5. November 2012 in Südkärnten (BMLFUW 2013 b). Bei solchen Niederschlagsereignissen geringer Intensität (fallweise überlagert durch regional begrenzte Starkregenzellen), aber langer Dauer, gewinnen Zwischenabflussprozesse in Relation zum Oberflächenabfluss stark an Bedeutung. So zeigen Auswertungen von Niederschlags-/Abflussereignissen von Reszler et al. (2008) am Kamp in Niederösterreich, dass bei advektiven Niederschlagsereignissen neben dem rasch reagierenden oberflächlichen und oberflächennahen Abfluss auch der Anteil an unterirdischem Abfluss bei genügend großer Vorbefeuchtung bzw. genügend langer Überregnung stark zunimmt. Auch die Analysen von Pirkl und Riedl (2006) für die Nachrechnung der Waldwirkung beim Hochwasser vom 22./23. August 2005 im Tiroler Paznauntal belegen, dass Zwischenabflussprozesse in großem Umfang zum Gebietsabfluss beigetragen haben.

Die Kenntnis über die hydrologischen Prozesse in kleinen Einzugsgebieten (Hrachowitz et al. 2011) und über die Abflussvorgänge im Zwischenflächenbereich ist nach wie vor ungenügend (Kendall et al. 2001, Nachtnebel et al. 2005, Kienzler und Naef 2008b, Sarkar und Dutta 2009, Gerke et al. 2010) bzw. werden die bei derartigen Ereignissen ablaufenden Abflussprozesse in alpinen Einzugsgebieten falsch eingeschätzt (Scherrer 2007). Rascher Zwischenabfluss wird seit Jahrzehnten gemessen (z.B. Dunne und Black 1970), doch Chiffard et al. (2008) halten im Zuge ihrer Untersuchungen an periglazialen Deckschichten in einem Kleineinzugsgebiet im Sauerland (D) fest, dass „bei vielen Untersuchungen unterschiedliche Fließwege für den lateralen Wassertransport identifiziert werden aber nur wenige Untersuchungen der Frage nachgehen, wie sich schneller Zwischenabfluss innerhalb der periglazialen Deckschichten auf das Abflussgeschehen in der Einzugsgebietsskala auswirkt“. Solche Untersuchungen haben z.B. Flügel (1993) und Körner (1996) durchgeführt.

Weltweit wurde in den letzten Jahren eine Vielzahl von Untersuchungen zum Thema Zwischenabflussbildung (Interflow) durchgeführt. Schon Tischendorf (1969) beobachtete in einem bewaldeten Einzugsgebiet in Georgia, USA, signifikante Beiträge des raschen Zwischenabflusses aus bevorzugten Fließwegen zum Gebietsabfluss. Neben vielen anderen konzentrierten sich Alaoui und Goetz (2008) oder Döhler (2011) auf die Analyse vertikaler Infiltrationsprozesse, Scherrer (1997), Weiler et al. (1998), Weiler (2001), Jost et al. (2003, 2012), Retter (2006), Kienzler (2007), Laule (2007), Tromp-van Meerveld und Weiler (2008) befassten sich mit der Zwischenabflussbildung auf der Plotebene bzw. Kleber und Schellenberger (1998), Bowden et al. (2001), Graham et al. (2010), Hümann et al. (2011) auf der Hang-Skala. Derartige Untersuchungen bringen jedoch nur schrittweise Licht in das Prozessverständnis, so beobachteten Weiler und Naef (2002) auf vergleichbaren Böden gänzlich unterschiedliche Abflussprozesse. Diese auf Testflächen ermittelten Ergebnisse können zudem häufig nicht oder nur mit starken Einschränkungen auf andere Einheiten und Naturräume übertragen werden (Bonnell 1998, Blöschl 2001, Cerdan et al. 2004, Chiffard et al. 2008, Tetzlaff et al. 2010).

Bei Hochwasserereignissen wird gerne pauschal eine volle Sättigung der Böden unterstellt, wie z.B. in Godina et al. (2005) bei den Schadensereignissen vom 22./23. August 2005 in Westösterreich. Diesbezügliche Ereignisanalysen von Markart et al. (2007) im Bregenzerwald (Vorarlberg) weisen jedoch auf viel differenziertere Abflussvorgänge hin. So erfolgte auf den noch aufnahmefähigen Böden unter Wald der Abfluss dominant als Sekundärporenabfluss (Subsurface Stormflow). Auf den umgebenden Almflächen gab es deutlich Hinweise auf eine Überlagerung von Interflow- und Oberflächenabflussprozessen. Auch Rieger und Disse (2013) halten fest, dass "das allgemein angenommene erhöhte Speicher- und Infiltrationspotenzial von Waldböden nicht im Matrixfluss, sondern in der organischen Auflage und in den durch Wurzelwerk und Bodenfauna erzeugten präferenziellen Fließwegen begründet ist".

Die realitätsnahe Abbildung von Zwischenabfluss-Prozessen bei advektiven Ereignissen mit gängigen praxistauglichen N/A-Modellen ist derzeit aus folgenden Gründen nicht möglich:

- a. Holländer et al. (2009), Bormann et al. (2010) verglichen zehn unterschiedliche konzeptionelle Modelle um den Abfluss eines künstlichen Einzugsgebietes (Chicken Creek) in Nord-Ost-Deutschland vorherzusagen. Keines der von ihnen angewandten Modelle war in der Lage den Wasserhaushalt korrekt nachzuvollziehen. Bodenparameter und Vorfeuchte erwiesen sich dabei als die kritischen Kenngrößen. Dies kann als Hinweis darauf gesehen werden, dass mit den vielfach verwendeten vereinfachten mathematischen Annahmen (Richards Gleichung, Linearspeicher, etc.) und Modellkonzepten (z.B. VSA - Variable Source Area Concept) die tatsächlichen Abflussvorgänge nicht Prozess nah beschrieben werden können (McDonnell 2003, Markart et al. 2004, Adams et al. 2010). Auch Casper (2002) kommt zum Schluss, dass mit Modellen, die die im Gelände beobachteten Prozesse realitätsnäher beschreiben, bessere Ergebnisse erzielt werden. Nach Blöschl und Grayson (2000) können Punktinformationen (z.B. hydraulische Leitfähigkeit) aufgrund der großen räumlichen Variabilität und der Komplexität der natürlichen Vorgänge nicht direkt in flächendetaillierter N/A-Modelle übernommen werden. Die gängigen Ansätze sind geeignet Durchflüsse am Gebietsauslass zu modellieren, sie sind jedoch nicht dazu geeignet im Einzugsgebiet ablaufende Prozesse abzubilden und zu erklären (Sidle 2006). Nach Plate et al. (2008) ist daher eine verbesserte Identifikation und Beschreibung von Strukturen, d.h. präferentieller Fließwege im Feld und eine verbesserte Abbildung dieser Strukturen in Modellen notwendig. Das setzt Versuche unter gut definierten Randbedingungen voraus.
- b. Es liegen Defizite in der Feldforschung vor. In Einzugsgebieten ohne Direktmessung fehlen spezifische Daten zur Kalibrierung hydrologischer Modelle. Kalibrierparameter werden bevorzugt von ähnlichen, gemessenen Einzugsgebieten auf ungemessene Gebiete in der gleichen Region übertragen (Blöschl 2005, Liebscher und Mendel 2010). Wie die umfangreiche Literaturrecherche zum gegenständlichen Projekt zeigt, sind mit Ausnahme der Karsthydrologie (z.B. Benischke et al. 1996 oder Rappl et al. 2010) nur wenige quantitative Angaben zu Bandbreiten von Abstandsgeschwindigkeiten von Substraten im zentraleuropäischen Raum vorhanden.

Die vorliegende Studie verfolgt daher folgende Ziele:

- a. Weiterentwicklung und Optimierung von Versuchsanordnungen zur Abschätzung möglicher Fließgeschwindigkeiten des oberflächennahen Interflow (Abflussprofiltyp 2 nach Pirkel et al. 2000 – bis ca. 5 m Tiefe, tiefer in sehr grobkörnigen Substraten) ausgehend von den in Nachtnebel et al. (2005) vorgestellten Ansätzen.

- b. Beginn der Erarbeitung einer Tabelle von Bandbreiten des oberflächennahen Interflow für Substratgruppen in einem inneralpinen Einzugsgebiet.
- c. Test einer Methodik für die Umsetzung der auf der Plot- bzw. der Hangskala erhobenen Messdaten in Regionalisierung.
- d. Abschätzung des möglichen Ausmaßes der Beiträge des Zwischenabflusses zum Ereignisabfluss über einfache praxistaugliche Modellansätze..
- e. Dokumentation des aktuellen Wissensstandes zum Thema „Zwischenabfluss-Prozesse, wobei dieses Unterfangen zwangsläufig unvollständig sein muss, da weltweit unzählige Prozessstudien auf der Plotskala durchgeführt wurden und am Laufen sind, aber in Relation dazu wenige Parameterstudien auf der Einzugsgebietsebene vorliegen. Darstellung der in Literaturrecherche und Feldmessungen erhobenen Angaben in praxistauglicher tabellarischer Form.

2 Methodik und Versuchsanordnung

Gemäß dem Vertrag mit der Österr. Akademie der Wissenschaften waren für das gegenständliche Projekt Untersuchungen in drei Testgebieten vorgesehen. Dieser Rahmen wurde auf fünf Gebiete erweitert um eine größere Anzahl an geologischen Substraten mit den Untersuchungen abdecken zu können.

2.1 Genereller methodischer Ansatz

Ein maßgeblicher Arbeitsschwerpunkt des Forschungsprojektes „Shallow Interflow – Abschätzung der Bandbreite von Fließgeschwindigkeiten des oberflächennahen Zwischenabflusses in alpinen Einzugsgebieten“ ist die Charakterisierung von Fließprozessen anhand lokaler Situationen. Hauptziel ist dabei die Quantifizierung dieser Fließprozesse im bodennahen Untergrund. Die hohe Komplexität und breite Streuung lokaler Strukturen und Situationen wurde schon bei der Gebietsauswahl berücksichtigt:

- Bromberg (Bucklige Welt, NÖ) - Hüllschiefer des zentralalpinen Grobgneiskomplexes (Mittel- und Unterostalpin)
- Brixenbach (T) – Grauwackenzone und Nördliche Kalkalpen
- Hinterer Wattenbach (T, Mölstal und Wattener Lizum) – Innsbrucker Quarzphyllit und Nordrahmenzone der Hohen Tauern
- Längentalbach (T) – hochalpines Einzugsgebiet im zentralalpinen Kristallin
- Ruggbach (Vlb.) – Molassezone am Nordwestrand der Ostalpen

Die in diesen Einzugsgebieten erhobenen Messdaten sollen in einem bottom up – Ansatz auf vergleichbare und größerflächige Situationen angewandt werden („Regionalisierung“).

Zur Absicherung der Zielerreichung – möglichst viele Daten zu Fließgeschwindigkeiten im bodennahen Untergrund, die typische hydrologische Einheiten beschreiben helfen – werden auf der Detailebene unterschiedliche Methoden eingesetzt. Gleichzeitig sind die Projektarbeiten aber auch methodischer Teil eines multidisziplinären Netzwerkes (siehe Abbildung 1).

Abbildung 1: Multidisziplinäres, methodisches Netzwerk zur Beschreibung von Wildbachsystemen

Zur Kompatibilität zwischen dem methodischen Gesamtanspruch (Abbildung 1) und der konkreten Projektdurchführung wurde im gegenständlichen Forschungsprojekt eine entsprechend breite Kooperation verschiedener Fachdisziplinen angestrebt – repräsentiert durch Hydrologie, Landschaftsökologie, Bodenphysik, Geophysik und Geologie.

Das multidisziplinäre Arbeitsteam beschränkt sich dabei nicht auf die lokale Arbeitsebene, sondern bringt ihre Erfahrungen und Grundlagen aus regionalen Vorarbeiten ein und setzt diese Erfahrungen gemeinsam bei der Regionalisierung der erarbeiteten Daten um. Dazu bringen die beiden institutionellen Hauptpartner (Bundesamt und Forschungszentrum Wald / BFW und Geologische Bundesanstalt / GBA) ihr Equipment und ihr Erfahrungswissen ein.

Abbildung 2: Interner, methodischer Aufbau des Forschungsprojekts, einschließlich Daten- und Erfahrungsfluss

In der konkreten Umsetzung stellte die Geologische Bundesanstalt einerseits Daten der Hubschraubergeophysik für die Testgebiete Brixenbach und Wattenbach zur Verfügung, andererseits wurden bei den vom BFW durchgeführten Starkregen und Dauerregensimulationen Tracerversuche in Kombination mit einem geoelektrischen Monitoring zur Abschätzung der Interflowgeschwindigkeiten und zur Charakterisierung der oberflächennahen Abflusswege angewendet. Teilaspekt in diesem Projekt war u.a. die Erarbeitung einer best-practice Methodik für die Kombination von Regensimulation und geoelektrischem Monitoring zur Analyse der Abfluss- und Infiltrationseigenschaften. Aus vorlaufenden Projekten waren Oberflächenabflussbeiwertkarten und Karten der untergrundabhängigen Abflusstypen verfügbar oder wurden diese Prozesskarten für die Testgebiete entsprechend ergänzt bzw. neu kartiert.

Diese Daten und Kartendarstellungen waren

- Planungsunterlagen für die Auswahl der konkreten Versuchsflächen und Messstellen, die Bewertung und Interpretation der dort erhobenen Messwerte.
- zusätzliche Inputparameter für die Regionalisierung der auf lokaler Ebene gewonnenen Daten.

Den spezifischen Arbeitsablauf, sowie den Datenfluss und den Rückfluss der Erfahrungen auf allen Arbeitsebenen verdeutlicht die Abbildung 2.

2.2 Niederschlagssimulation

2.2.1 Starkregen

In den ersten Versuchen, bei Wasserknappheit oder um Synergieeffekte mit Versuchen anderer Projekte, z.B. dem ACRP-Projekt SERAC-CC (Meißl et al. 2012) zu nutzen, wurde die Starkregenanlage des BFW verwendet, dabei wurden auf Flächen von ca. 100 m² Niederschlagsintensitäten zw. 20 und 40 mm h⁻¹ aufgebracht (Skizze siehe Abbildung 3, Beispiel Standort Möls Niederleger, am 14. und 15.7.2009. Über 18 Viertelkreisdüsen mit je 0,18 m³ h⁻¹ wurden 3,2 m³ h⁻¹ aufgebracht (entspricht 32 mm h⁻¹)).

Abbildung 3: Schema Düsenanordnung 100 m²- Starkregenanlage

2.2.2 Dauerregen

Die vom BFW für erste Dauerberegnungen entwickelte Anlage (Nachtnebel et al. 2005) wurde dabei mit der Starkregenanlage (50 m²) zur Tracereinspeisung kombiniert. Dabei wurde auf einer zentralen Fläche von 200 m² mit i_N um 10 bis 20 mm h⁻¹ beaufschlagt. Um Effekte seitlicher Drift des Wassers im Untergrund zu vermindern wurden die Außenseiten mit i_N zw. 5 und 10 mm h⁻¹ mitberegnet (Schema siehe Abbildung 4).

Abbildung 4: Versuchsanordnung Tracereinspeisung in Kombination mit Dauerberegnung am Beispiel Talkaser Niederleger.

Hellblaues Rechteck: Tracereinregnung auf 50 m²

Auf den beregneten Flächen wurden TDR-Bodenfeuchtesonden an mehreren Profilen in verschiedenen Tiefenstufen (Maximaltiefe abhängig vom Grobanteil) zur Dokumentation der Veränderung der Bodenfeuchte vor und während der Wasserapplikation installiert.

Zusätzlich wurden auf diesen Flächen Bodenproben für die physikalische Analyse entnommen. Die Entnahme erfolgte nach den Kriterien von Blum et al. (1996), die Analyse im Bodenlabor des BFW in Innsbruck weitgehend Ö-Norm konform. Ausführungen zu den angewandten Verfahren finden sich im Endbericht des 1. Projektjahres (Markart et al. 2010) bzw. im Anhang dieses Berichtes.

2.2.3 Tracer

Bei den ersten Beregnungen (Wattener Lizum, Bromberg, Möls Niederleger) wurde normales NaCl als Tracer verwendet. Es zeigte sich jedoch, dass NaCl in den schluffreichen Böden rasch sorbiert und nur langsam verlagert wird (Russel und Henry 1963). Daher kam in der Folge das leicht alkalische Metall Lithium als Lithiumchlorid (LiCl) zur Anwendung. Li-Ionen kommen in der Natur kaum vor, die Hintergrundkonzentrationen sind daher sehr gering bzw. nicht existent (Leibundgut et al. 2009). LiCl kann bei vorhandenen hohen Blindwerten (z.B. bereits vorhandenen hohen Cl-Konzentrationen) verwendet werden (ÖWAV 2007). Da es kationisch ist, zeigt es bei kleinen Konzentrationen im Porengrundwasser ungünstige Sorptionseigenschaften (Wernli 2009). Es ist daher ein geeigneter Tracer in porösen Aquiferen (Ptak et al. 2004), dort allerdings nur über kurze

Distanzen (< 200 m, Leibundgut et al. 2009). Diese Nichtsorption erwies sich für die gegenständliche Fragestellung (Verlagerung mit Interflow, Detektion über Geoelektrik) jedoch als ideal.

Aufgrund der hohen Kosten des LiCl-Tracers wurde für die punktuelle Tracereinpeisung in Hangschutt (z.B. Längental) in Kombination mit Leitfähigkeit und Temperaturmessung am Vorfluter ohne begleitende geoelektrische Messungen weiterhin NaCl in Form handelsüblichen Industriesalzes verwendet. Aufgrund der hohen Nachweisgrenze und des natürlichen Messuntergrundes sind bei NaCl jedoch um ein Vielfaches höhere Eingabemengen notwendig als z.B. bei anderen Tracern (Wernli 2009).

Die Leitfähigkeitsmessungen an Vorflutern bzw. Quellen erfolgten mit Geräten der Fa. WTW, Typen Cond.

Tabelle 1: Bromberg Standortbeschreibung

Vegetation	bachbegleitend laubholzreiche Mischbestände darüber Fichtenreiche Bestände
Landnutzung	Ackerwirtschaft (Mais, Getreide, Kartoffel); Brachen und Mähwiesen, häufig mit Herbstweide - eng verzahnt mit Grünflächen im Siedlungsraum bzw. Streuwiesen und Hutweiden im Nahbereich der Gehöfte; Forstwirtschaft
Boden (Schneider et al 2001)	(Fels)Braunerden auf Verwitterungsschutt in tieferen Lagen übergehend in Pararendzinen
Geologie/Lithologie (Geologische Bundesanstalt 2002)	Glimmerschiefer, untergeordnet um Paragneis, aber auch um phyllitische Glimmerschiefer und Phyllite mit schluffig-lehmiger Verwitterung
Geomorphologie	intensive fluviatile Erosion durch Randlage zum Wiener Becken flachgründige, komplex ineinander greifende Massenbewegungen
Hydrogeologie	„alte“ verwitterte tertiäre Landoberfläche mit feinkörniger Verwitterungsschwarte (hoher Matrixanteil) bedingt hohen Oberflächenabfluss; untergeordnet verzögerter Zwischenabfluß bis hin zum Basisabfluß im Kluftaquifer

3.1.2 Geologischer Rahmen des Untersuchungsgebietes

Die Versuchsfläche in der Buckligen Welt befindet sich im Ausstrichbereich der Hüllschiefer des zentralalpiner Grobgneiskomplexes (Mittel- und Unterostalpin). Es handelt sich dabei um Glimmerschiefer, untergeordnet um Paragneis, aber auch um phyllitische Glimmerschiefer und Phyllite (Abbildung 5). Diese Festgesteine neigen entsprechend der lithologischen Zusammensetzungen und in Abhängigkeit von der Reliefposition zu mehr oder weniger schluffig-lehmigen Verwitterungsschwarten. Aus morphologischer Sicht könnten diese partiell/bereichsweise sehr verlehnten Lockergesteinsauflagen auch als Relikt der ehemaligen tertiären Landoberfläche angesehen werden.

3.1.3 Ergebnisse der Beregnungen

Eine detaillierte Darstellung der Bromberg erzielten Ergebnisse finden sich im Endbericht des ersten Projektjahres (Markart et al 2010).

Tabelle 2 enthält eine Zusammenfassung auf dem Testhang in Bromberg durchgeführten Beregnungen. In insgesamt 13,5 Stunden, verteilt auf drei Tage wurden 31,1 m³ Wasser mit Intensitäten zw. 16 und 34 mm h⁻¹ aufgebracht. Die unterschiedlichen Intensitäten haben ihre Ursachen

- in der Wasserqualität. Weil die ursprünglich vereinbarte Versorgung über einen Hydranten nicht möglich war, musste Bachwasser, das mit einem gereinigten Güllefass antransportiert wurde, verwendet werden. Dieses enthielt einen hohen Schwebstoffanteil, wodurch immer wieder die Filter verlegt und dadurch die Intensitäten gedrückt wurden.
- im hohen Oberflächenabflusspotenzial des Standortes. Um möglichst viel Wasser in den Boden zu bekommen und um die Anzahl der Wassertransporte zu reduzieren, wurde am 2 Tag mit einer geringeren Intensität gefahren.

Tabelle 2: Ergebnisse der in den verschiedenen Testgebieten durchgeführten Berechnungen

Ort, Fläche Nr.	Teilversuch Nr.	Datum	Anlagentyp	Fläche [m ²]	Berechnungsdauer [h]	Wassermenge gesamt [m ³]	Wassermenge Starkregenanlage innen [mm]	Wassermenge Dauerregenanlage innen (200 m ²) [mm]	Wassermenge Dauerregenanlage außen (400 m ²) [mm]	Intensität (Mittelwert) [mm h ⁻¹]	Intensität innen [mm h ⁻¹]	Intensität außen [mm h ⁻¹]	Abflussbeiwert (ges.)	Abflussbeiwert (const.)	Abflussbeiwert Interflow (ges.)	Abflussbeiwert Interflow (const.)
Tüpl Lizum / Walchen																
Lizumer Boden BF1	Vorberechnung	22.07.2008	Starkregenanlage	100	6,25	20,68				33,1			0,43	0,65		
	Tracereingabe *	24.07.2008	Starkregenanlage	100	1,04	2,87				28,7				0,65		
	Nachberechnung	24.07.2008	Starkregenanlage	100	2,5											
Summe Auftragsmengen						23,55	*Tracereinregnung auf 100 m ²									
Bromberg	Vorberechnung**	20.10.09	Starkregenanlage	100	1,1	2,0				18,9			0,40	0,71		
	Nachberechnung	20.10.09	Starkregenanlage	100	1,8	5,9				34,0			0,38	0,46		
	Nachberechnung	21.10.09	Starkregenanlage	100	7,3	12,0				16,4			0,37	0,63		
	Nachberechnung	22.10.09	Starkregenanlage	100	3,3	11,1				33,4			0,56	0,83		
Summe Auftragsmengen					13,5	31,1	** Danach Traceringabe über ca. 4 m breiten Bodenschlitz im oberen Drittel der Testfläche									

Tüpl Lizum / Walchen																
Mölstal Niederleger	Vorberegnung**	14.06.2009	Starkregenanlage	100	6,6	20,9				37,4			0,16	0,25		
	Nachberegnung	15.06.2009	Starkregenanlage	100	2,6	9,3				36,0			0,19	0,25		
Summe Auftragsmengen					9,2	30,1	** Danach Traceringabe über ca. 4 m breiten Bodenschlitz im oberen Drittel der Testfläche									
Mölstal Hochleger	Vorberegnung	06.07.2010	Dauerregenanlage	600	4,3	16,0		40,0	20,0	6,2	9,3	4,7	0	0		
	Vorberegnung	07.07.2010	Dauerregenanlage	600	12,5	56,2		140,5	70,3	7,5	11,2	5,6	0	0		
	Vorberegnung	08.07.2010	Dauerregenanlage	600	7,5	33,4		83,5	41,8	7,4	11,1	5,6	0	0		
	Tracereingabe***	08.07.2010	Starkregenanlage	50	1,9	2,6				27,8			0	0		
	Nachberegnung	09.07.2010	Dauerregenanlage	600	8,4	38,3		95,8	47,9	7,6	11,4	5,7	0	0		
	Nachberegnung	10.07.2010	Dauerregenanlage	600	9,3	44,5		111,2	55,6	8,0	12,0	6,0	0	0		
Summe Auftragsmengen					43,9	191,0	471,0	235,5	*** Einregnung auf Fläche von 50 m²							
Brixenbach																
Talkaser Niederleger BF1	Vorberegnung	28.06.2011	Dauerregenanlage	600	4,7	34,3		85,7	42,8	12,1	18,2	9,1	0	0		
	Vorberegnung	29.06.2011	Dauerregenanlage	600	7,6	43,8		109,4	54,7	9,7	14,5	7,2	0	0		
	Tracereingabe***	30.06.2011	Starkregenanlage	50	2,4	4,0				16,9			0	0		
	Nachberegnung	30.06.2011	Dauerregenanlage	600	4,7	27,3		68,3	34,1	9,6	14,4	7,2	0	0		
	Nachberegnung	01.07.2011	Dauerregenanlage	600	8	40,9		102,4	51,2	8,6	12,9	6,4	0	0		
	Nachberegnung	02.07.2011	Dauerregenanlage	600	8,1	43,0		107,5	53,8	8,8	13,2	6,6	0	0		
Summe Auftragsmengen					35,5	193,3	473,2	236,6	*** Einregnung auf Fläche von 50 m²							
Rechentalalm																
BF3	Einzelversuch	06.07.2011	Starkregenanlage	50	1	5,14	102,9			102,9			0	0		
BF4	Einzelversuch	06.07.2011	Starkregenanlage	40	1	4,09	102,3			102,3			0,26	0,33		

Ruggbach																
BF2	Einzelversuch	24.08.2011	Starkregenanlage	60	2,72	17,36	289,3			106,5	106,5	0	0	0		0,63°
BF5	erster Versuch	03.07.2012	Starkregenanlage	80	1	7,71	96,4			96,4	96,4	0	0	0		
	zweiter Versuch	03.07.2012	Starkregenanlage	80	1,96	21,39	267,4			136,5	136,5	0	0	0	0,13°	0,18°
Summe Auftragsmengen					2,96	29,1	363,75									
BF6	erster Versuch	04.07.2012	Starkregenanlage	60	1,04	4,61	76,8			73,8	73,8	0	0,12	0,06		0,09°
	zweiter Versuch	04.07.2012	Starkregenanlage	60	1,58	6,07	101,2			64,3	64,3	0	0,14	0,25		0,11° /0,17°
Summe Auftragsmengen					2,62	10,68	178									
BF8	erster Versuch	10.09.2012	Starkregenanlage	80	3,02	12,89	161,1			53,4	53,4	0	0	0		1,02°
	zweiter Versuch	11.09.2012	Starkregenanlage	80	1,98	8,65	108,1			55,6	55,6	0	0	0		0,90°
Summe Auftragsmengen					5	21,54	269,2 5									
BF9	Einzelversuch	11.09.2012	Starkregenanlage	80	2,66	11,8	147,5			55,7	55,7	0	0	0		1,06°

° Interflow gesamt

°° Interflow nur aus Bodenschlitz

In Abhängigkeit von der Intensität ergaben sich sehr hohe Abflussbeiwerte (bis $\Psi_{\text{const}} > 0,8$ bei $i_N = 35 \text{ mm}$). Diese hohe Abflussdisposition ist unter Anwendung der Beurteilungskriterien von Markart et al. (2004) für derartige Einheiten (Brache bzw. Mähwiese auf schluffreichem Substrat, nach Herbstweide, reduzierte Bodendeckung) realistisch und nachvollziehbar. Abbildung 6 zeigt deutlich die hohe Oberflächenabflussdisposition dieser Einheiten, insbesondere bei reduzierter Bodendeckung und stärkerer Neigung.

Abbildung 6: Spuren von Oberflächenabfluss in der Umgebung der Testfläche Bromberg nach Niederschlägen im August 2012

(Quelle: Google earth 2013). Die im Oktober 2009 als Grünland berechnete Testfläche ist im August 2009 als Getreideacker genutzt.

Ein im nächstgelegenen Vorfluter, in ca. 50 m Entfernung unterhalb der Beregnungsfläche am Austrittsrohr einer Drainage installiertes Leitfähigkeitsmessgerät zeigte während der Versuchsdurchführung keine Reaktion. Der aufgebrachte Salztracer und die applizierte Wassermenge dürften zu gering gewesen sein, um präferenziellen Fluss auf diese Strecke auszulösen.

Bodenphysikalische Kennwerte

Abbildung 7 gibt die wichtigsten physikalischen Eigenschaften des Beregnungsstandortes Bromberg wieder.

Der Skelettanteil nimmt mit der Bodentiefe von 5 Vol% in 0-10 cm auf 35 Vol% in 30-50 cm Tiefe zu. Mangelnde Bodendeckung, hoher Schluffanteil (> 12 Vol%) und reduzierter Gröbstoporenanteil in der obersten Bodenschicht dürften maßgeblichen Faktoren für die hohe Verschlammungsneigung, die reduzierte Infiltrationsleistung und die hohe Abflussdisposition bei Starkregen sein (vgl. auch Abbildung 7). Die Laboranalysen geben für die gesättigte Leitfähigkeit in der obersten Bodenschicht (0-10 cm) ein differenziertes Bild: Eine Zylinderprobe gibt Hinweise auf ein stark leitfähiges Substratum, die anderen beiden Proben indizieren, bedingt durch die mechanische Belastung (Beweidung, wiederholtes Befahren mit schwerem Gerät), eine eher geringe Leitfähigkeit. Den Ergebnissen der Beregnungen und der Geoelektrik zu Folge sind die beiden geringer leitfähigen Proben eher als repräsentativ für den Standort anzusehen. Die etwas höhere Leitfähigkeit in den tieferen Bodenschichten kommt aufgrund des „Flaschenhalses“ in der obersten Schicht nur bei Dauerregenereignissen, nicht jedoch bei Starkregen zum Tragen.

Abbildung 7: Bodenphysikalische Kennwerte Bromberg

Linkes Bild Volumsgerechte Verteilung der Festschubstanz und der Porenvolumens über die Bodentiefe. Rechtes Bild: Gesättigte Wasserleitfähigkeit in versch. Bodentiefen.

3.1.4 Ergebnisse Geoelektrik Bromberg

Im Wesentlichen ist in den geoelektrischen Profilen eine Zweiteilung der Widerstandsverteilung vorhanden. Hochohmige (500 bis 2000 Ωm) Widerstandskörper mit einer lateral vertikal unterschiedlichen Ausdehnung stellen zumeist das Hangende dar oder grenzen lateral niedrigohmige (< 300 Ωm) Bereiche ab. Das in diesen Profilen angetroffene Widerstandsmuster wird daher einem unterschiedlich verwitterten Grobgneiskomplex (Glimmerschiefer, Paragneis) und oder unterschiedlich verlehnten Lockergesteinsauflagen zugeordnet. Höherohmige Widerstandskörper werden als Bereiche mit einem höheren Anteil von grobklastischen Komponenten interpretiert. Durch die Heterogenität und die unterschiedliche Verwitterungscharakteristik des Glimmerschiefers ist eine Grenzziehung zum Anstehenden nicht exakt möglich. Aus mehreren (tieferen) Profilen im erweiterten Umkreis ist eine Bandbreite von 300-1000 Ωm für den Glimmerschiefer anzunehmen.

Das Ergebnis des geoelektrischen Monitorings beim Beregnungsversuch liegt als time-lapse Inversion vor. Dabei ist sowohl bei Profil 1 als auch bei Profil 2 (Abbildung 8) die

Ausbreitungsdynamik des Niederschlagsereignisses als interflow im Beregnungsfeld sehr gut ersichtlich. Die time lapse Inversion zeigt, dass bereits nach einer Stunde Beregnung (20.10.2009; 14:44 Uhr) der interflow (Erhöhung der elektr. Leitfähigkeit in% - roter Farbton), noch vor der Salzeinbringung, einsetzt. Die Einbringung des Salztracers bewirkt, dass die Dynamik des Zwischenabfluss sehr deutlich über das ganze Beregnungsfeld zu verfolgen ist. Mit dem Ende der Beregnung nimmt der Zwischenabfluss wieder deutlich ab. Dies ist v.a. im Zeitraum vom 20.10.2009, 17:32 Uhr bis 21.10.2009, 09:10 Uhr, ersichtlich. Ab der neuerlichen Regensimulation (21.10.2009, 10:30 Uhr) wiederholt sich dieser Vorgang. Ebenso am dritten Tag (22.10.2009) des Beregnungsversuches. Mit zunehmender Beregnungsintensität und -dauer reicht der Zwischenabfluss weit über das Beregnungsfeld, bis zum Ende des Profils 2 (Abbildung 8). Am Ende des Beregnungsfeldes breitet sich dann der simulierte Niederschlag als Interflow (in einer Tiefe von 1,5 bis 2 Meter) in Form eines schmalen Bandes weiter aus. Dies wird von Eluatuntersuchungen an teufenspezifischen Sedimentproben in diesem Bereich bestätigt. Es scheint so zu sein, dass hier im Beregnungsfeld höherohmige Strukturen eine bevorzugte Wasserwegigkeit aufweisen. Im Gegensatz dazu fungiert der niedrigohmigere Widerstandskörper im Liegenden als relativer Stauer. An einer Unstetigkeitsfläche, knapp oberhalb der Auffangrinne, dringt der Niederschlag in tiefere Bereiche vor und fließt als Interflow entlang des niederohmigeren Stauers ab.

Abbildung 8: Ergebnis der Time-Lapse Inversion für das Geoelektrikprofil Bromberg Profil 2

Die aus den geoelektrischen Monitoring abgeleiteten Ergebnisse zeigt Tabelle 3. Hier werden die für die geologisch/lithologischen Einheiten charakteristischen elektrischen Widerständen und deren hydrogeophysikalischer Bedeutung und die abgeschätzten Interflowgeschwindigkeiten (und Tiefgang) zusammengefasst.

Schätzt man für den Standort Bromberg die laterale Ausbreitung des Zwischenabflusses anhand der Verteilung der Leitfähigkeitsdifferenz am Geoelektrik-Profil 2 so ergibt sich eine minimale Ausbreitungsgeschwindigkeit von 15 Meter in 2 Tagen (Beregnungsbeginn ab Auffangrinne / letzte Messung Geoelektrik). Nimmt man das erste deutliche Signal der time lapse Inversion vom 21.10.2009, 09:26 Uhr für die Fließstrecke des Zwischenabflusses (Beregnungsbeginn ab Auffangrinne - 20.10.2009, 13:40) so ergibt sich eine angeschätzte Ausbreitungsgeschwindigkeit von 15 Meter in 20 Stunden. Umfangreichere Ausführungen zu den auf der Testfläche in Bromberg erzielten Ergebnissen sind im Endbericht des ersten Projektjahres (Markart et al. 2010) enthalten.

3.1.5 Ergebnis Interpretation Geoelektrik und abgeleitete Interflowcharakteristik für die untersuchten Substrate

Tabelle 3 fasst die Ergebnisse der Geoelektrik im Messgebiet Bromberg zusammen.

Tabelle 3: Ergebnis Interpretation Geoelektrik und abgeleitete Interflowcharakteristik für die untersuchten Substrate

Geologische / morphologische	elektr. Wider- stand	Mächtig- keiten	Interflow	Interflow	Charakteristik	Tiefgang Tracer	Hydrogeophysi- k
<i>lithologische Einheit</i>	Ωm	<i>m</i>	$m \text{ sec}^{-1}$	$m \text{ h}^{-1}$	<i>Interflow</i>	<i>m</i>	<i>Interpretation</i>
verwitterter Glimmerschiefer	500 - 2000	wenige m bis einige m	1,50E-04	0,5	rasche Reaktion	2-5	Zwischenabflus- s
geringer Matrixanteil		10-er m			auf Niederschlag		
verwitterter Glimmerschiefer	< 300	wenige m bis einige m					relativer Stauer
höherer Matrixanteil		10-er m					
Glimmerschiefer	300- 1000						relativer Stauer

3.2 Messgebiet hinteres Wattental

3.2.1 Spezifische Arbeitsmethodik Wattental

In der Einleitung wurde die Einbindung des gegenständlichen Forschungsansatzes in ein multidisziplinäres Netzwerk zur Risiko-Charakterisierung von Wildbacheinzugsgebieten kurz vorgestellt. An Hand des Beispielgebietes Mölsbach (linker Zubringer des Wattenbaches), dabei handelt es sich um das am besten erkundete Einzugsgebiet des gegenständlichen Projektes, kann die konkrete Vorgangsweise näher erläutert werden (siehe Abbildung 9). Gleichzeitig werden auch die arbeitstechnischen und methodischen Erfahrungen daran zusammengefasst.

Abbildung 9: Beispielgebiet Mölsbach / hinteres Wattental; konkrete Vorgangsweise und Datenverknüpfung

Die roten Umrandungen und roten Verknüpfungen verweisen auf den eigentlichen Arbeitsschwerpunkt des Forschungsprojekts „Shallow Interflow“.

Das Forschungsprojekt „Shallow Interflow“ kann im Bereich des Mölstales bereits auf regionalen und kleinregionalen Kartierungen und/oder Messdaten aufbauen.

- Die Karten der Oberflächenabflussbeiwerte und der untergrundabhängigen Abflusstypen wurden bereits im Rahmen des Projekts „Hochwasser Tirol“ (Kohl 2010, Pirkl 2010) flächendeckend für das Einzugsgebiet des Wattenbaches er- und für das vorliegende Projekt überarbeitet.
- In Ergänzung zum gegenständlichen Forschungsprojekt fanden im Bereich des Hinteren Wattentales aerogeophysikalische Messungen durch die Geologische Bundesanstalt statt.
- Aus Eigenforschungsmitteln des BFW (Aufbau und Betreuung eines hydrologischen Mustereinzugsgebietes) wurden geomorphologische und hydrogeologische Kartierungen (Schuh 2008) sowie Bodenkartierungen (Gild und Hastik 2008) im Mölsstal und der Wattener Lizum ausgeführt. An die hydrogeologische Kartierung schlossen mehrjährige Wiederholungsmessungen an ausgewählten Quellen und Quellbächen an. Trocken- und

Feuchtwettermessungen an repräsentativ ausgewählten Quellen und Gewässerknotenpunkten ermöglichen die Differenzierung unterschiedlicher Abflusskomponenten, wie z.B. Untersuchungen von Seeger (1990) im Buntsandstein des Nordschwarzwaldes zeigen.

Diese Datengrundlagen auf der regionalen und kleinregionalen Ebene waren eine Basis für die Auswahl der Testflächen und Testsituationen auf der lokalen Ebene. Die spezifische Auswahl der Beregnungsflächen und der Einspeisepunkte für Tracerversuche beruhte dabei hauptsächlich auf geomorphologischen Parametern und der Lageverteilung von Quellen und Feuchtflächen. Die vorhandenen Vorinformationen ermöglichten somit eine rasche und ökonomische Versuchsplanung.

Hubschrauber-geophysikalische Messflüge erlauben eine rasche und ökonomische Datenerhebung in alpinen Einzugsgebieten. Voraussetzung für die Erfassung interpretierbarer Daten ist freilich eine nicht allzu schroffe Morphologie. Im Wattental waren diese Voraussetzungen weitgehend gegeben. In Routine werden gemessen: Magnetik, Elektromagnetik, Radiometrie und Bodenfeuchte. Bei zu schwierigen Flugbedingungen wird ohne den Elektromagnetik-Bird geflogen.

- Bodenfeuchte: Direktmessung, die nach einer Vegetationskorrektur in Volums-% Wassergehalt angegeben wird. Große Flächen des Mölstaales wiesen zum Messzeitpunkt eine sehr niedrige Bodenfeuchte auf; größere Feuchtflächen finden sich im Talschluss und entlang der Kammbereiche. Für einen größeren Flächenanteil sind die Aussagen der Bodenfeuchte vom Hubschrauber logisch mit Aussagen anderer Kartierungen verknüpfbar. Da aber einige Fragen nicht kompatibler Messergebnisse offen blieben, wurde auch die Möglichkeit der Zusammenhänge Bodenfeuchte/kurzfristige Niederschlagsverteilung geprüft. Dazu wurden die Niederschlagssummen aus dem INCA-Datensatz der letzten drei Tage vor dem Hubschraubermessflug herangezogen.
- Radiometrie – Direktmessungen der radioaktiven Strahlung in spezifischen Messkanälen für Kalium und Thorium. Ebenfalls gemessen werden Uran und Cäsium, die aber hier nicht zur Auswertung herangezogen werden. Die Thoriumgehalte (in ppm) lassen sich direkt in Hinweise auf bestimmte Untergrundlithologien interpretieren. Höhere Kalium-Konzentrationen (in %) können direkt oder indirekt interpretiert werden – einerseits als direkte Hinweise auf Gehalte von Hellglimmer oder (K-)Feldspäten, sowie andererseits als indirekter Hinweis auf das Potential ton- oder lehmreicher Böden (Tonmineralgehalte). Bei der Auswertung der Radiometrie-Daten ist freilich auf Dämpfungseffekte von Feuchtflächen oder dichter Vegetation zu achten. Geschlossene Waldflächen werden daher meist aus der Auswertung ausgenommen.
- Elektromagnetik – Moderne Modellrechnungen unterstützen die Auswertung und Interpretation der EM-Messdaten. Berechnete Mehrschichtfälle können sowohl im GIS integriert dargestellt werden oder durch frei wählbare Schnitte verdeutlicht werden. EM-Daten ersetzen natürlich keine Boden-Geoelektrik; unterstützen aber die Ergebnisse bodenphysikalischer (Profil-)Messungen in die Fläche weiter zu interpolieren.

Im vorliegenden Fall wurden die Hubschrauber-geophysikalischen Daten zur Untersuchungsplanung verwendet. Die ebenfalls vom Projektteam ausgeführten fachlichen Diskussionen an Hand der Messdaten im Wattenbachtal sind darüber hinaus notwendige Basis, hubschrauber-geophysikalische Messdaten auch in unbeobachteten Wildbacheinzugsgebieten verwenden zu können.

Kern und Arbeitsschwerpunkt des Forschungsprojekts „Shallow Interflow“ war freilich die Quantifizierung von Abflussprozessen und Fließvorgängen im bodennahen Untergrund. Dazu wurde auf die langjährigen Erfahrungen mit Beregnungen – sowohl zur Simulation kurzzeitiger Starkniederschläge (Bunza und Schauer 1989, Bunza et al. 1996, Markart et al. 1997, Markart et al. 2004, 2008b) als auch längerzeitiger Dauerregen (Nachtnebel et al. 2004, 2005) – zurückgegriffen. Die Versuchsanordnungen wurden jedoch ergänzt und adaptiert, um auch den bodennahen Zwischenabfluss erfassen und quantifizieren zu können. Daneben wurde die Messmethodik und das entsprechende Equipment für bodengeoelektrische Messungen systematisch in die Versuchsanordnung integriert. Die Geoelektrik sollte dabei zwei Anforderungen abdecken:

- die Erfassung der Untergrundstrukturen im Bereich und im Umfeld der Beregnungsfläche.
- das Durchfluss- und Ausbreitungs-Monitoring des Salztracers, der im Zuge der Beregnung eingebracht wird.

Auch ohne Beregnungen wurde die Bodengeoelektrik zum Monitoring von Salztracer eingesetzt, wenn nur punktuelle Einspeisung möglich war, oder sich die Testsituationen nicht für Beregnungsflächen eigneten. Zur Ergänzung der Versuchsanordnung (z.B. zur Erweiterung der beobachteten Abflussstrecken) wurden Leitfähigkeitsmessgeräte an Quellen oder ausgewählten Punkten im Vorfluter eingesetzt, um den Durchgang der Tracerwolke auch in größerem Abstand zum Einspeisepunkt nachweisen zu können.

Alle diese adaptierten oder neu im Projekt entwickelten Versuchsanordnungen erlaubten, das Ziel der Quantifizierung seichtgründiger Zwischenabflussprozesse zu erreichen, und erbrachten in Summe eine größere Anzahl konkreter Messwerte.

Zur Regionalisierung dieser konkreten Messwerte kann in einem ersten Schritt auf die regionalen Kartierungen (Oberflächenabflussbeiwerte, untergrundabhängige Abflusstypen und Geomorphologie) zurückgegriffen werden. Eine weitere Unterstützung bietet die hydrogeologische Kartierung.

Die Plausibilisierung der Regionalisierung kann über N/A-Modellierung erfolgen, im konkreten Fall mit dem Niederschlag-/Abflussmodell ZEMOKOST.

Die abschließende Auswertung aller vorliegenden Daten für das Mölstal bestätigt den gewählten Ansatz, die Top-Down- und Bottom-Up-Vorgangsweisen zu verknüpfen. Einerseits werden damit regionale Datenerhebungen und Kartierungen für Detailfragestellungen aufbereitet, andererseits wird es damit möglich, Erkenntnisse und Messdaten von der Detailebene mit hoher fachlicher und inhaltlicher Sicherheit auf die mittlere bzw. regionale Maßstabsebene zu transportieren und dort zu interpolieren.

Die erarbeiteten Datensätze sind durch entsprechende Messprogramme für unterschiedliche morphologische, geologische und hydrologische Situationen zu untermauern und zu erweitern. Die dazu notwendige Arbeitsmethodik wurde im gegenständlichen Projekt ausführlich getestet und bis zu einem praxisnahen Niveau entwickelt.

3.2.2 Gebietsbeschreibung

Abbildung 10 gibt eine Übersicht über das Untersuchungsgebiet, die Versuchsflächen und sonstige Messpunkte im Bereich Mölstal/Lizumer Böden. Kartengrundlage bildet neben der topographischen Situation (ÖK 1:50.000) die geologische Karte (Geofast, 1:50.000, 149, Blatt Lahnersbach, Kreuz 2006).

Abbildung 10: Hinteres Wattental- Lage des Untersuchungsgebietes, der Testflächen und weiterer Messpunkte auf Geofast, 1:50.000, 149, Blatt Lahnersbach (Kreuz 2006)

Abbildung 11: Legende Geologie, Ausschnitt Geofast 1:50.000 - 149 Lanersbach (Kreus, 2006)

Die wichtigsten Gebietseigenschaften sind in Tabelle 4 zusammengefasst.

Tabelle 4: Standortbeschreibung hinteres Wattental

Vegetation (Laboratoire des Ecosystemes Alpains 1995)	(in höhenzonaler Abfolge, von unten nach oben - taleinwärts)	Montaner Fichtenwald, dieser wird im (Bereich Möls Niederleger) von Weideflächen abgelöst; rechtsufrig schließt über den Almflächen der Lärchen-Zirbenwald an; orographisch linksufrig ab Möls Niederleger, rechtsufrig ab Möls Hochleger großflächig alpine Zwergstrauchheiden durchsetzt von alpiner Grasheide
Landnutzung		Truppenübungsplatz des österr. Bundesheeres, Almwirtschaft, Tourismus (Wandern), Forstwirtschaft, Jagd
Boden (Gild und Hastik 2009)	höhenzonale Gliederung (von unten nach oben)	Braunerde, podsolige Braunerde, Podsole, AC-Böden, Rohböden überlagert durch laufende Hangprozesse (Erosion, Solifluktion, Landnutzung u.a.)
Geologie/Lithologie (Schuh 2008, Geologische Bundesanstalt 2006)	Orographisch rechtsufrig – vordere Talseite:	Bergsturzmaterial, Blockschutt; darüber Hang- und Verwitterungsschutt, Quarzphyllit
	Orographisch linksufrig – vordere Talseite:	Schuttfächer und -kegel, Rutschmassen, Hang- und Verwitterungsschutt, in höheren Lagen Innsbrucker Quarzphyllit

	Talschluss und orographisch linksufrig	Moränen, Blockwerk, fossile Blockgletscher, Innsbrucker Quarzphyllit
Geomorphologie	Orographisch linksufrig:	Großflächige aktive Kriechbewegungen (Talzusub)
	Hauptbach und seitliche Gerinne	Massive Tiefen- und Seitenerosion
Hydrogeologie	Orographisch linksufrig, vorderer Bereich-Talmitte	Tiefergründiger mäßig verzögerter Interflow; (Hang-, Verwitterungsschutt, Schutt- und Schwemmfächer), liegender Quarzphyllit als relativer Stauer
	Orographisch rechtsufrig	überwiegend tiefgründiger Zwischenabfluß mit hohem Rückhaltevermögen (Blockschutt, entfestigter/ zerglittener Quarzphyllit); rascherer Zwischenabfluss im Hangschutt
	Hinterer Talbereich	Moränenmaterial, bzw. umgelagertes, feinkörniges zusammengeschwemmtes Glazialsediment führt im Bereich morphologisch flacher Geländeformen durch geringe Versickerung (seichtgründiger Zwischenabfluss) zu ausgedehnten Vernässungszonen (Roßboden)

3.2.3 Geologischer Rahmen des Untersuchungsgebietes

Nachfolgend werden die wichtigsten geologischen Einheiten des Untersuchungsgebietes kurz beschrieben (für eine Übersicht über die Geologie siehe auch Abbildung 10).

Tarntaler Mesozoikum und Innsbrucker Quarzphyllit

Das Grundgebirge im Messgebiet ist Teil der Innsbrucker Quarzphyllitdecke, die wiederum eine Teildecke des Silvretta-Seckau-Deckensystem (nach M. Schmid et al. 2004) ist. Überlagert wird die Innsbrucker Quarzphyllitdecke von den unterostalpinen und penninischen Decken des Tarntaler Permomesozoikums.

Innsbrucker Quarzphyllit-Decke

Die Innsbrucker Quarzphyllit-Decke wird in ihrer Hauptmasse aus Metapeliten bis Metapsammiten (Quarz- Albit- und Chloritphyllite, Glimmerschiefer und Gneise und Quarzite) und Einlagerungen von Grünschiefern, Eisendolomiten, Kalk- und Dolomitmarmoren und Graphitphylliten aufgebaut. Die metapelitischen und -psammitischen Serien sind vielfach durch kontinuierliche Übergänge charakterisiert. Einerseits liegen mehr oder weniger homogene Bereiche vor (über mehrere 10er-Meter), andererseits tritt aber auch eine enge Wechsellagerung von Metapeliten und Metapsammiten im dm-, cm- und mm-Bereich auf. Dieser primärere Lagenbau wurde von nachfolgenden Metamorphose- und Deformationsereignisse überprägt. Als Produkt dieser Prozesse liegen heute Gesteine vor, welche einen makro- bis mikroskopischen Lagnebau aufweisen (mit Quarz-, Feldspat- und Schichtsilikatreichen Lagen).

Die Hauptmasse der Gesteine der Innsbrucker Quarzphyllit-Decke ist altpaläozoischen Alters. Haditsch und Mostler (1982, 1983) bzw. Mostler (1982) führten aufgrund von Vergleichen mit der Grauwackenzone eine Seriengliederung durch. Den stratigraphisch tiefsten Anteil stellt nach diesen

Autoren die sogenannte Quarzphyllit-Grünschieferserie dar. Sie setzt sich aus Quarzphylliten zusammen, in welche Grünschiefer (Prasinite) eingeschaltet sind. In dieser Serie treten Porphyroide auf, die von Mostler et. al. als ordoviscische Porphyroide gedeutet wurden. Neben diesen intrudierten

Abbildung 12: Schematisches lithostratigraphisches Profil nach H. Mostler 1982

subvulkanische permische porphyrische Granite in den Quarzphyllit. Darüber folgt eine silurische Karbonat-Serizitphyllitserie.

Charakteristisch für diese Serie sind Serizitphyllite, Chlorit-Serizitphyllite und Quarzphyllite, in denen Einschaltungen von Kalk- und Dolomitmarmoren auftreten. Für die stratigraphisch höchste Serie, die Schwarzphyllit-Karbonatserie, belegen Conodontenfunde (von Höll und Maucher 1967) ein obersilurisches bis unterdevonisches Alter. Diese Serie besteht aus dunklen graphitführenden Phylliten, Kalk- und Dolomitmarmoren, Eisendolomiten und Quarzphylliten (siehe Abbildung 12).

Durch die mehrphasige Deformation und den unterschiedlichen Grad der Metamorphose, welche einzelne Bereiche ungleich stark erfasste, ergeben sich weitere Differenzen in der

Ausbildung der Gesteinstypen. Präalpidisch wurden die Gesteine der Innsbrucker Quarzphyllit-Decke prograd metamorph. Während des Perms erreichte die Metamorphose im jetzt zentralen Bereich der Innsbrucker Quarzphyllitzone die obere Grünschieferfazies. In diesem höher metamorphen Anteil treten Glimmerschiefer mit und ohne Granat, Paragneise und Quarzite auf. Nördlich und südlich (im jetzt Hangenden bzw. im Liegenden) dieses Teiles wurden Bedingungen der mittleren Grünschieferfazies erreicht (Albit, Chlorit bzw. Biotit sind stabil).

Die alpidisch-kretazische Metamorphose überprägte den Innsbrucker Quarzphyllitkomplex retrograd (Chloritisierung von Granat und Biotit) in mittlerer Grünschieferfazies. Alpidisch-tertiär wurde der südlichste Anteil der Innsbrucker Quarzphyllit-Decke von einer weiteren retrograden Metamorphose in schwach temperierter Grünschieferfazies erfasst (Rekristallisation und Blastese

von Chlorit). Charakteristisch sind die während dieser jüngeren Deformationsereignisse lagenweise entstandenen chloritreichen Phyllonite.

In der weiteren Umgebung des gesamten geophysikalischen Messgebietes besteht die Innsbrucker Quarzphyllitdecke größtenteils aus typischen Quarzphylliten in allen Variationen und vereinzelt auftretenden und max. wenige Meter mächtigen Einlagerungen von Marmorbändern, Grünschiefern, Porphyroiden und Eisendolomiten.

Tarntaler Permomesozoikum

Das Tarntaler Permomesozoikum wurde auf die südlichen Teile der Innsbrucker Quarzphyllites-Decke überschoben und besteht aus drei tektonischen Einheiten: Der Reckner- und Hippold-Decke (Unterostalpin) und dem Reckner-Komplex (Peninnikum). Die tiefste tektonische Einheit, die Hippold-Decke weist eine permotriassische Schichtfolge auf, welche überwiegend aus Dolomiten und untergeordnet aus Kalkmarmoren, Rauwacken, Quarziten und Quarzkonglomeraten besteht. Die Charakteristika der nächst höheren Decke, der Reckner-Decke, sind neben triassischen Sedimenten (Dolomite, Kalke, Rauwacken, klastische Sedimente) die weit verbreiteten jurassischen Brekzien sowie Tiefseeablagerungen in Form von kieseligen Kalken und Radiolariten.

Eine Sonderstellung nimmt das höchste tektonische Element, der Reckner-Komplex mit seinen Ultrabasiten (Serpentine, Ophikalzite, Kieselkalke, Radiolarite, Blauschiefer, ...) ein. Dieser ist als südpenninisches Element der Matreier- und Nordrahmen-Zone zu betrachten, dessen Sedimentbedeckung direkt auf ozeanischer Kruste abgelagert wurde und alpidisch von einer blauschieferfaziellen Metamorphose überprägt wurde. Diese Überschiebung auf die Quarzphyllit-Decke erfolgte jedoch erst nach der jungalpidischer blauschieferfaziellen Metamorphose, die in der Innsbrucker Quarzphyllit-Decke nicht nachweisbar ist.

Die penninischen Decken des Tauernfensters bilden das Liegende der Ostalpinen Decken. Im direkten Kontakt mit den Ostalpinen Decken steht die Bündnerschiefer-Gruppe der Matreier- und Nordrahmen-Zone. Diese Bündnerschiefer-Gruppe bestehe hauptsächlich aus hell- bis dunkelgrauen Kalkschiefern (mehr oder weniger glimmer- und quarzführend), karbonatischen und kalkfreien dunklen Phylliten und wenigen Grünschiefer- und Chloritphyllitlagen. Tektonische Schollen von unterostalpinen Gesteinen (Quarzite, Dolomite, Breccien, Serpentine) sind weit verbreitet.

Quartärablagerungen und Massenbewegungen

In den hoch gelegenen Karen liegen häufig die Sedimente von postglazialen bis frühholozänen fossilen Blockgletschern, die grobblockige Wallgirlanden ausbilden. Die Hänge werden hingegen großflächig von Moränen (Grund-, Seiten-, Stirnmoränen des Spätglazials), umgelagerten Moränen und Hangschutt bedeckt. Bevorzugt neigen die quarzreicheren Phyllitvaihütten zur Bildung von Blöcken, die durchwegs durch Kriechprozesse umgelagert sind. Die Mächtigkeit des umgelagerten Moränen- und Hangschuttmaterials variiert stark und es ist oft instabil. Speziell das Schuttmaterial neigt sehr zur Ausbildung von oberflächennahen Rutschmassen, welche aufgrund ihres hohen Auflockerungsgrades gute Wasserspeicher sind und häufig an ihrer Stirn Quellhorizonte aufweisen. Ähnliches gilt auch für die tiefgründigen Massenbewegungen mit ihren zahlreichen offenen Klüften.

3.2.4 Angewandte Methoden

Tabelle 5 enthält eine grobe Zusammenstellung der eingesetzten Methoden. Weitere Angaben dazu finden sich im Endbericht des 2. Projektjahres (Markart et al. 2012).

Tabelle 5: Versuchsanordnung im Mölstal

Probepunkt / Bereich Nr. (in Reihenfolge der Durchführung)	Versuchsanordnung		
1	Temperatur / Leitfähigkeits- messungen	2009-2012	an repräsentativen Quellen und Bächen im Einzugsgebiet (verschiedene Systemzustände - Trocken- und Feuchtwetterabfluss)
2 - orographisch linksufrig, Möls Niederleger	Starkregensimulation	Vorberegnung, Tracereingabe über Schlitz, Nachberegnung	Bodenfeuchtemessung über TDR-Sonden, LF-Messung am ca. 40 Hm tiefer liegenden Mölsbach, Monitoring über Geoelektrik-Profile
3 - orographisch linksufrig, Klausboden			Geoelektrik-Profil zur Erkundung der Untergrundsituation (2010); punktuelle Einspeisung im Folgejahr geplant - aufgrund strengerer Vorschriften am Truppenübungsplatz jedoch nicht mehr möglich
4 - mittlerer Talabschnitt rechtsufrig, Möls Hochleger	Dauerregen- simulation	Vorberegnung (600 m ²) verteilt auf 2 Tage, Einregnung auf 50 m ² , Nachberegnung auf 600 m ² verteilt auf 3 Tage	LF-Messung an zwei ca. 40 HM tiefer liegenden Quellen, Monitoring über Geoelektrik - längs- und Querprofile, ein zusätzliches Geoelektrik-Querprofil zur Charakterisierung der großräumigen Untergrundsituation unterhalb der Testfläche, Bodenprobenwerbung an zwei Stellen
5 - mittlerer Talabschnitt rechtsufrig, entlang der Straße zwischen Möls Niederleger und Hochleger	Punktuelle Tracerein- speisung	20 kg NaCl gelöst in 500 Lt. Wasser, mehrstündige Nachbewässerung mit ca. 1 Lt s ⁻¹	LF-Messung an einer ca. 50 Hm tiefer liegenden Quelle und dem ca. 120 HM tiefer liegenden Mölsbach (keine Reaktion), LF-Messgerät am Mölsbach entwendet; Geoelektrik-Profil entlang der Straße vom Einspeisungspunkt talauswärts zur Erkundung des Untergrundes

3.2.5 Ergebnisse der Beregnungen

Erste Darstellungen der im Mölstal erhobenen Daten und erzielten Ergebnisse finden sich in den Endberichten des ersten und zweiten Projektjahres (Markart et al. 2010, 2012).

Tabelle 2 enthält zusammenfassende Angaben zu den Beregnungen in den Testgebieten in der Reihenfolge der Bearbeitung der Gebiete.

Am Möls-Niederleger wurden auf 100 m² in 8,2 Stunden verteilt auf 2 Tage 30 m³ Wasser, das entspricht einem Niederschlag von 300 mm, aufgebracht. Davon sind mehr als 80% tatsächlich in den Boden infiltriert.

Mit der Dauerregenanlage (600 m²) wurden am Möls-Hochleger in 5 Tagen 193,3 m³ Wasser bei mittleren Intensitäten zwischen 8,8 und 12,1 mm h⁻¹ eingeregnet. Die Tracerapplikation erfolgte am 3. Tag auf kleiner Fläche (50 m², $i_N = 16,9 \text{ mm h}^{-1}$). Die Versuchsanordnung ist jener am Talkaser Niederleger im Brixental vergleichbar.

Auf diesem sehr gut retendierenden Standort trat kein Oberflächenabfluss auf.

Leitfähigkeitsmessgeräte, die an zwei Quellen ca. 60 m unterhalb der Beregnungsfläche installiert waren, zeigten innerhalb einer Woche nach Ende der Beregnungen keine auf den versuchsbedingten Wasser- bzw. Tracereintrag zurückzuführende Reaktion.

3.2.6 Bodenphysikalische Kennwerte

Vom Standort Möls Niederleger wurden keine Laboranalysen durchgeführt. Der untersuchte Schuttfächer wies einen hohen Grobanteil mit schluffreicher Feinfraktion auf, der Oberboden war durch den landwirtschaftlichen Weidegang deutlich kompaktiert.

Am Testhang Möls Hochleger wurden zwei Profile beprobt um die standörtliche Variabilität besser zu erfassen (vgl. Abbildung 13). Die Diagramme zeigen einen Skelettanteil von > 35 Vol%, Sandanteile > 10 Vol% und variable Schluffanteile (< 12 Vol%). Der rasch dränende Porenanteile (Gröbstoporen) ist bei Profil 2 mit Werten zwischen 4 und 8% gering, (Profil1: zw. 9 und 13 Vol%). Hier kommt einerseits die standörtliche Heterogenität zum Ausdruck, andererseits dürfte aufgrund des hohen Skelettanteiles die Probe beim Transport doch etwas zusammengesackt sein und dadurch vor allem der Gröbstoporenanteil bei der Analyse unterschätzt worden sein.

Abbildung 13: Bodenphysikalische Charakteristika am Testhang Möls Hochleger.

Volumsgerechte Verteilung der Feststoff- und Porenanteile, darunter gesättigte Leitfähigkeit der untersuchten Bodenprofile in den verschiedenen Bodentiefen.

Die Böden sind überwiegend stark leitfähig ($> 50 \text{ cm d-1}$), nur bei zwei Proben in der obersten Tiefenstufe von Profil 2 wurde eine (schwach) mittlere Leitfähigkeit ermittelt. Tatsächlich kann ein großer Teil des Niederschlages über skelettbedingte bzw. wurzelbedingte (Alpenrose) Grobporen rasch in den Boden einsickern.

3.2.7 Ergebnisse Geoelektrik Mölstal

Weiterführende geoelektrische Untersuchungen im Mölstal – Geoelektrik für die Untergrundcharakterisierung

Zur Charakterisierung des elektr. Widerstandes von geologisch/hydrogeologisch relevanten Bereichen wurden zusätzlich zu den Monitoring-Profilen weitere Geoelektrik-Profile gemessen. Über diese Messungen erfolgt eine Charakterisierung des Untergrundes (z. B. Mächtigkeit der Schuttdecken, Lage des Anstehenden, u.a.). um die bei Dauerregen dominierenden oberflächennahen bis tiefgründigen Abflussprozesse besser verstehen zu können. Tabelle 6 gibt die Spezifikationen für die Profile im Gebiet Möls Hochleger an.

Tabelle 6: Spezifikation der weiterführenden Geoelektrikprofile 2009/2010 Mölstal

Geoelektrikprofil	Elektrodenabstand [m]	Profillänge [m]	Messrichtung
Profil1	3	333	SE-NW
Profil5	3	180	N-S
Profil6	3	276	S-N
Profil4/2009	2	184	W-E

Die Ergebnisse der bodengeoelektrischen Vermessung fließen auch in die Auswertung der aereoelektromagnetischen Widerstandskartierung ein. Durch die Kenntnis der genauen Widerstandsverteilung am jeweiligen Profil werden die aerogeophysikalischen Widerstandsmodelle verbessert und damit die geologische Interpretation optimiert. Die Lage der nachfolgend beschriebenen Geoelektrikprofile ist der Abbildung 14 zu entnehmen.

Abbildung 14: Lage der geoelektrischen Übersichtsprofile/Übersichtskartierung hinteres Wattental

Geomorphologische Karte (Schuh 2008)

Das nördliche geophysikalische Profil 6/2010 liegt im Bereich eines instabilen Hanges, der großteils mit grobblockigem Blockschuttmaterial und von Kriechprozessen erfasstem Hangschutt und Moränenmaterial bedeckt ist. Durch Massenbewegungen aufgelockerter Quarzphyllit, Hangschutt

und Hangschutt mit umgelagertem Moränenmaterial bauen den Untergrund der südlicheren Übersichtsprofile (Profil 1/2010, Profil 5/2010) sowie der Monitoring Profile Mölstal/Hochleger Profil 2 (quer), Profil 4 (quer) und Profil 3 (längs) auf. Bei Profil 1/2010 (Profilmeter 50-185), Profil 5/2010 (Schnittpunkt Profil 1) dürften noch Reste einer ca. 5m mächtigen Moräne vorliegen. Das Anstehende (Liegende) in der weiteren Umgebung des gesamten geophysikalischen Messgebietes besteht aus typischen Quarzphylliten in allen Variationen und vereinzelt auftretenden und max. wenige Meter mächtigen Einlagerungen von Marmorbändern, Grünschiefern, Porphyroiden und Eisendolomiten.

Die Widerstandsverteilung des Geoelektrikprofils Mölstal-Klausboden (Profil 4/2009) wird von einem bis zu 20 Meter mächtigen, hochohmigen ($> 4000 \Omega\text{m}$) Widerstandskörper (roter Farbton) der im Hangenden eine etwas niedrigohmige Auflage ($< 5 \text{ m}$) als Bedeckung jüngster Ablagerungen (Schwemmfächer) aufweist, dominiert. Dieses Paket wird demnach einer Kombination aus Schuttfächer/Schuttkegel/Schuttsumme zugeordnet. Die sehr hohen Widerstandswerte weisen auf eine äußerst grobklastische bis blockige Zusammensetzung hin. Im Liegenden ist ein durchgehender niedrigohmiger ($< 1000 \Omega\text{m}$) Widerstandskörper (blaugrüner Farbton) entwickelt, der im Bereich des Mölsbaches an der orographisch rechten Talseite auskeilt und dort einen über $> 30 \text{ m}$ Meter verfolgbaren Quellhorizont bildet. Vorstellbar ist, dass dieser Stauhorizont dem Innsbrucker Quarzphyllit zuzuschreiben ist, der bereits 200 m hangaufwärts aufgeschlossen ist.

Demzufolge ist in allen Profilen eine generelle Zweiteilung der Widerstandsverteilung vorhanden. Sehr hochohmige ($> 3000 \Omega\text{m}$) Widerstandskörper mit einer lateral und vertikal unterschiedlichen Ausdehnung stellen zumeist das Hangende dar und werden als quartäre Ablagerungen in Form von grobblockigem Bergsturzmaterial und/oder als Hangschutt und Hangschutt mit umgelagertem Moränenmaterial angesprochen. Das umgelagerte Moränen- und Hangschuttmaterial variiert in seiner Mächtigkeit (im Untersuchungsgebiet zwischen 10 und 20 Meter) und es ist oft instabil. Im Hangenden (am Top) dieser Ablagerungen sind teilweise etwas niedrigerohmige ($200 \text{ bis } 1000 \Omega\text{m}$) und geringmächtigere ($< 10 \text{ m}$) Widerstandskörper vorhanden (vgl. Profil 4/2008). Speziell diese Ablagerungen werden entweder als Moräne oder als Schuttmaterial mit einem höheren, feinklastischen Matrixanteil angesprochen. Dieses neigt zur Ausbildung von oberflächennahen Rutschmassen, welche aufgrund ihres hohen Auflockerungsgrades gute Wasserspeicher darstellen und häufig an ihrer Stirn Quellhorizonte aufweisen.

Der im Vergleich zum Hangenden in allen Geoelektrikprofilen niedrigerohmige ($300 \text{ bis } 3000 \Omega\text{m}$) ausgebildete Widerstandskörper im Liegenden wird als Innsbrucker Quarzphyllit interpretiert. Die Bandbreite in der Widerstandsverteilung wird zum einen auf Variationen in der Ausbildung und Zusammensetzung des Quarzphyllits selbst, zum anderen auf aufgelockerte Phyllite (Blockbildung) mit Kriechprozessen und tiefgründigen Massenbewegungen mit zahlreichen offenen Klüften gesehen. Die Abbildung 15 zeigt die Inversionsergebnisse der weiterführenden Geoelektrikprofile 2009/2010 im Mölstal. Zur besseren Vergleichbarkeit sind alle geoelektrischen Profile mit derselben Farbverteilung dargestellt.

Abbildung 15: Ergebnisse der weiterführenden Geoelektrikprofile 2009/2010 Mölsta

3.2.8 Zusammenfassung der Versuchsflächen geoelektr. Monitoring/Beregnung Lizumer Böden/Mölstal

Die Versuchsflächen Lizumer Böden/Mölstal Hochleger/Mölstal Niederleger sind in der Abbildung 14 dargestellt. Die detaillierte Lage der geoelektrischen Monitoringprofile für die Testflächen zeigt die Abbildung 16.

Abbildung 16: Lage der geoelektrischen Monitoringprofile für die Testflächen Lizumer Böden, Mölstal/Hochleger, Mölstal/Niederleger

Lizumer Boden

Die Profile im Lizumer Boden liegen geologisch im Bereich einer Moräne bzw. eines Moränenwalls mit Hangschuttbedeckung. Die Mächtigkeit der Hangschuttbedeckung wird im Widerstandsbild durch einen ca. 2 m mächtigen, hochohmigen Körper dargestellt. Darunter, von Profilanfang bis zum Querprofil (=Profil 3) anstehend, liegt die Moräne mit elektr. Widerständen von $\sim 500\text{--}1500\ \Omega\text{m}$ vor.

Der Salztracer wurde durch die Nachberechnung sukzessive verdünnt. Dieser Verdünnungseffekt zwischen 24.07.2008 und 25.07.2008 ist in der Auswertung bereits 2,8 h nach Beginn der Nachberechnung mit Reinwasser im Oberboden deutlich erkennbar (Abbildung 17). Die Vertikalbewegung des Salztracers in Fallrichtung des Hanges ist sehr gut verfolgbar.

Abbildung 17: Time Lapse Inversion für Geoelektrik BF1 – Verdünnung des Salztracers (Auswaschung durch Beregnung)

Die Schlüsse für die Interpretation des Interflows sind:

- Der Salztracer zieht abstromig der Beregnungsfläche auf der rechten Seite konzentriert durch.
- Aus der Distanz zwischen unteren Ende des Beregnungsfeldes und Geoelektrik-Profil Nr.3 lässt sich eine weitere minimale Abstandsgeschwindigkeit (Kombination aus Einsickerung und hangparallelem Fließen) berechnen. Die minimale hangparallele Abstandsgeschwindigkeit beträgt ca. $0,7\ \text{m h}^{-1}$.
- Diese Ergebnisse zeigen auch, dass vertikal und hangparallel erfasste Wasserbewegungen unterschiedliche Abstandsgeschwindigkeiten aufweisen. ($0,5$ bis $2\ \text{m h}^{-1}$).

Mölstal Niederleger

Die geoelektrische Vermessung weist für das Profil 1 eine Zweiteilung der Widerstandsverteilung aus. Mit einer Mächtigkeit von 1,7 bis 3 m und einem durchschnittlichen Widerstand von 500 bis $2000\ \Omega\text{m}$ ist im Hangenden ein zur Geländeoberfläche parallel geschichteter Widerstandskörper (Schwemmfächer/Murschuttfläche) vorhanden. Mit einem scharfen Gradienten schließt im Liegenden bis zur Endteufe von etwa 6 Meter eine deutlich höherohmige ($> 5000\ \Omega\text{m}$) Widerstandsverteilung an. Dieses Widerstandsbild mit den generell hohen Widerstandswerten im Liegenden kann auf jeden Fall der Entwicklung eines Schuttfächer zugeordnet werden. Die generell hohen Widerstände sprechen für eine äußerst grobklastische Zusammensetzung.

In der Abbildung 18 sind die Ergebnisse der time-lapse Inversion am Profil 1 an ausgewählten Messzeitpunkten dargestellt. Deutlich ist die kontinuierliche Abnahme der Differenz (Zunahme des blauen Farbtons), d.h. die Abnahme der elektrischen Leitfähigkeit in Zeitabschnitten ohne Beregnung, ersichtlich. Ab der neuerlichen Beregnung am 15.07.2009, 08:30 Uhr ist um 10:57 Uhr wiederum eine deutliche Erhöhung der elektrischen Leitfähigkeit (Zunahme der Differenz – roter Farbton) zu beobachten. Nach dem neuerlichen Beregnungsstop um 11:00 Uhr nimmt der Einfluss der Tracersubstanz im Beregnungsfeld wiederum ab. Um 17:43 Uhr, 6 Stunden und 43 Minuten danach, ist der Einfluss des Salztracers im Beregnungsfeld, ausgenommen im Bereich der Auffangrinne, verschwunden.

Damit wird deutlich, dass die Ausbreitungsdynamik des eingebrachten Salztracers in Abhängigkeit zum Beregnungszyklus und zur Beregnungsdauer reagiert und so der Zusammenhang und die Interaktion zwischen Beregnungsereignis und dem auftretenden Interflow und die bevorzugten Fließwege im Untergrund deutlich erkennbar werden.

Wattener Lizum 2009/Profil 1

Abbildung 18: Time Lapse Inversion für Geoelektrikprofil Profil 1, Möls Niederleger.

Mölstal Hochleger

Aufgrund der Erfahrungen mit der kleinflächigen Beaufschlagung (100 m^2) bei den Untersuchungen am Möls Niederleger und in Bromberg / NÖ wurden an diesem Standort die Vorteile der schon in den Untersuchungen von Nachtnebel et al. (2005) skizzierten und verwendeten Dauerregenanlage mit denen einer kleineren Großregenanlage verknüpft (Abbildung 19).

Nach einer Vorberegnung mit der Dauerregenanlage auf einer Fläche von 600 m^2 erfolgte auf kleiner Fläche (50 m^2) die Einregnung eines konzentrierten Salztracers (Lithiumchlorid, maximal 4 mS/cm^2) über den Zeitraum einer Stunde. Wie die Auswertungen zeigen, lässt sich mit dieser Auftragsmethodik die Tracerfront im Boden mit der Geoelektrik am besten verfolgen und die Abstandsgeschwindigkeit berechnen.

Die Abbildung 19 skizziert im Detail den Versuchsaufbau des Beregnungsversuches Mölstal-Hochleger. Tabelle 7 gibt die Spezifikationen für die Profile des geoelektrischen Monitorings für Möls Hochleger an.

Tabelle 7: Spezifikation der geoelektrischen Monitoringprofile Mölstal Hochleger.

Geoelektrikprofil	Elektrodenabstand	Profillänge	Messrichtung
	[m]	[m]	
P1 Monitoring	3	132	hangnormal, SE-NW
Profil P2	0,5	22	hangparallel, NE-SW
Profil P3	0,5	22	hangnormal, SE-NW
Profil P4	0,75	33	hangparallel, NE-SW

Abbildung 19: Versuchsaufbau des Beregnungsversuches Mölstal-Hochleger

Nach der flächigen Salztraceraufbringung (Einregnung) am 08.07.2010 (10:18 – 11:42) wurde der Tracer, im 2 Meter abstromig zur „Unterkante“ der Salztracer-Aufbringungsfläche situierten Profil P2 (Hang-Querprofil), bereits um 11:05 Uhr registriert, noch während der Aufbringung. Im 6 Meter

abstromig liegenden Querprofil P4 (Hang-Querprofil) beginnt der Tracerdurchgang am 08.07.2010 um 12:12 Uhr.

Im Nahbereich der Salztraceraufbringung (Profil P2) erfolgt der Tracerdurchgang in einer Tiefe von 2,5 bis 3 Meter. In weiterer Folge zeigt sich im Profil P4, dass die Tracerwolke in diesem Bereich bis zu einer Tiefe von ca. 3,5 bis 4 Meter abtaucht. In beiden Profilen (siehe time-lapse Darstellungen) zeigt die Differenz der elektr. Leitfähigkeiten zwischen Referenzmessung und den nach kontinuierlichen zeitlichen Abfolgen mehrmals vermessen Geoelektrikprofilen auch eine kontinuierliche Zunahme der elektrischen Leitfähigkeit bis zum Messende am 11.07.2011. Dies wird auf eine kontinuierliche Zunahme der Salztracperlösung durch Mobilisation infolge der kontinuierlichen Bewässerung zurückgeführt.

Die Ausbreitungsdynamik zeigt auch, dass sich im Bereich beider geoelektrischen Monitoringprofile (P2 und P4) die Salztracerwolke zuerst gegen WSW ausbreitet und dann, gegen Ende des Monitorings, auch im östlichen Abschnitt auftaucht.

Nachfolgend dargestellt sind die Ergebnisse des geoelektrischen Monitoringprofils und P4, jeweils als Sektion mit Normalinversionen (Tiefen/Widerstandssektion) und als Sektionen mit time-lapse Inversion (Differenz der elektr. Leitfähigkeiten in Prozent zwischen geoelektrischer Referenzmessung und kontinuierliche Folgemessungen) (Abbildung 20).

Abbildung 20: Time Lapse Inversion für Geoelektrikprofil Profil 4, Möls Hochleger

3.2.9 Ergebnis Interpretation Geoelektrik und abgeleitete Interflowcharakteristik für die untersuchten Substrate

Tabelle 8: Ergebnis Interpretation Geoelektrik und abgeleitete Interflowcharakteristik für die untersuchten Substrate

geologische/morphologische	elektr. Widerstand	Mächtigkeiten	Interflow	Interflow	Charakteristik	Tiefgang Tracer	hydrogeophysik.
<i>lithologische Einheit</i>	Ωm	<i>m</i>	$m \text{ sec}^{-1}$	$m \text{ h}^{-1}$	<i>Interflow</i>	<i>m</i>	<i>Interpretation</i>
Hangschutt/Moränenwall (Lizumer Böden)	2000-5000	2	1,39E-04	0,5	heterogener Interflow	max. 2	Aquifer/Zwischenabfluss
			5,56E-04	2,0			
Schwemmfächer/Murschuttfächer (Niederleger)	500-2000	max. 3m	1,20E-04	0,4	rasche Reaktion	< 5	Aquifer/Zwischenabfluss
			1,50E-05	0,1	auf Niederschlag		
Schuttfächer (Niederleger/Klausboden)	> 5000	5-15					Aquifer/Zwischenabfluss
Blockschutt (Bereich 5)	2000-5000	10-40					Aquifer/Zwischenabfluss
Hangschutt (Hochleger)	> 4000	10-15	7,50E-04	2,7		max. 7	Aquifer/Zwischenabfluss
Moräne (Hochleger)	500-1500	5					relativer Stauer
Quarzphyllit (verwittert bis anstehend)	300-3000						relativer Stauer

3.2.10 Ergebnisse Aerogeophysik

Radiometrie

Anhand der Auswertung der Hubschraubergeophysik lassen sich im Bereich des Mölstaales die verschiedenen Parameter der Radiometrie mit folgenden morphologischen und lithologischen Gegebenheiten korrelieren:

Hohe Thorium- und hohe Kaliumgehalte markieren einen Bereich von anstehendem Quarzphyllit der auf Grund seiner chemischen Zusammensetzung diese Elemente enthält. Ebenso zeigen aufgearbeitete und umgelagerte Anteile dieses Quarzphyllites in Form von Schuttfächern, Hangschutt bzw. Verwitterungsschutt und Blockwerk dieselben radiometrischen Eigenschaften:

- Interessant sind Anomalien, welche niedrige Kalium- und Thoriumgehalte (Abbildung 101 im Anhang) aufweisen. Grundsätzlich kann es sich dabei um chemische Heterogenitäten innerhalb des Quarzphyllites handeln (Marmorlagen, Grünschieferlagen und -linsen sowie in Chloritphyllit übergehende Bereiche). Allerdings werden die hier im Untersuchungsgebiet auftretenden großflächigen Bereiche mit geringen Gehalten von Kalium (2-2,5 K) und Thorium (10-11 ppm eTh) quartärem Moränenmaterial zugesprochen, denn Karbonat und mafische Gesteinsteile mit relativ wenig Kalium und Thorium findet sich in Form von umgelagerter Moräne, speziell in Karen und morphologisch relativ flachen Geländebereichen wieder (Roßboden).
- Durch äußerst geringe Kalium- (< 2 % K) und Thoriumgehalte (< 7 ppm eTh) zeichnet sich das Mesozoikum, welches in Form von Karbonaten (Tarntaler Mesozoikum – Rossboden, Mölser Scharte) vorliegt, markant ab. Dieses Gesteinsmaterial ist zum Teil als Moränenrest und Moränenstreu über dem Quarzphyllitkomplex abgelagert worden.
- Obwohl eine Vegetationskorrektur durchgeführt wurde, ist im Bereich des Mölswaldes und westlich des Lagers Walchen, mit ebenfalls niedrigen Gehalten von Kalium und Thorium, der dämpfende Effekt auf die Messwerte durch die Vegetation/Waldboden zu berücksichtigen.

Abbildung 21 zeigt die flächige Verteilung des Radiometrieparameters Kalium [%] im Hubschraubermessgebiet Mölstal.

Abbildung 21: Verteilung von Kalium [%] im Hubschraubermessgebiet Mölstal

AEM

Die Auswertung konzentriert sich auf den für den Zwischenabfluss relevanten Tiefenbereich von 2 m bis 10 m Tiefe (Abbildung 102 im Anhang). Zum Vergleich ist auch die Widerstandsverteilung in 40 Meter Tiefe dargestellt (Abbildung 103 im Anhang).

Während die Auswertung der Radiometrie eindeutige Unterschiede in der Lithologie erkennen lässt, zeigen die AEM-Ergebnisflächen den Unterschied in morphologischen Gegebenheiten, wie Moränen, Massenbewegungen, anstehenden Fels und deren Grad der Zerlegung bzw. Feinanteil.

Folgende Punkte lassen sich korrelieren:

Anstehende, tiefgreifend aufgelockerte Felsformationen zeigen in einer Tiefe von max. 10 m mit rund $>1200 \Omega\text{m}$ den höchsten Widerstand im Untersuchungsgebiet.

Blockschutt, Hangschutt, Schuttfächer, Lockergesteins- Massenbewegungen liegen, je nach Feinkornanteil, im Widerstandsbereich von 500-800 Ωm . Dazu zählen, das große Blockschutt-Areal NW des Lagers Walchen und im Bereich des Mölser Niederlegers. Ausgedehnte Hangschuttkörper befinden sich vor allem westlich und östlich an den Talflanken im nördlichen Teil des Mölstaales.

Rinnen und Mulden, gefüllt mit umgelagertem Hangschutt und Schwemmfächer liegen bei rund 100-400 Ωm .

Bei den niedrigohmigen Flächenanteilen, welche vom Talschluss des Mölstaales Richtung NE ziehen, nimmt der elektr. Widerstand auch mit der Tiefe etwas ab. Diese Anomalien lassen sich schwer interpretieren. Entweder handelt es sich um einen Bereich erhöhter Wasserwegigkeit, oder der Tonmineral- bzw. Feinanteil nimmt, auf Grund von Zusammenschwemmungen oder glazialen Transportmaterialies, zu.

Die Abnahme der Widerstandsverteilung aus der AEM in 40 m Tiefe ist auch in der Geoelektrik nachvollziehbar (Profil 6/2010) und wird, speziell in diesem Abschnitt, als Quarzphyllit (durch Massenbewegungen aufgelockerter Quarzphyllit) angesprochen. Die Widerstandsbereiche aus der AEM liegen hier unter 500 Ωm . Eine Abgrenzung zu den niedrigohmigen Flächenanteilen, welche vom Talschluss des Mölstaales Richtung NE ziehen, ist nicht möglich.

Bodenfeuchte

Die INCA-Daten der ZAMG zeigen, im Zeitraum von 4 Tagen vor den Messungen, Niederschläge von ~30 mm im nördlichen, geringere im südlichen Untersuchungsgebiet (~ 15 mm). Die Bodenfeuchte zeigt allerdings ein inverses Bild. Hoher Feuchtanteil im Süden und geringer im Norden weist in Verbindung mit den bisherigen Ergebnissen auf, hauptsächlich im Süden auftretendes, quartäres feinkörniges Material und die dort stauenden, morphologisch flachen Geländeformen mit wenig Versickerung hin. Im Nördlichen Teil bestimmen Hangschutt und Blockschutt die Abflussbedingungen sodass dort die Niederschläge relativ rasch versickern können (Abbildung 22).

Abbildung 22: Verteilung von Niederschlagsdaten aus INCA (ZAMG) und Bodenfeuchte [%] im Hubschraubermessgebiet Mölstal

RESÜME

Kern und Arbeitsschwerpunkt des Forschungsprojekts „Shallow Interflow“ ist die Quantifizierung von Abflussprozessen und Fließvorgängen im bodennahen Untergrund. Dahingehend erfolgt hier die Zusammenschau der wesentlichen Aussagen.

Höchstohmigen Bereiche im Untersuchungsgebiet, welche ebenso einen hohen Kaliumwert zeigen, charakterisieren anstehendes Gestein, lassen auf tiefgründige Abflussverhältnisse und lange Verweilzeiten schließen.

Der vergleichsweise mittlere elektrische Widerstandsbereich (500-800 Ω m), für die abflussbezogene Gliederung von Blockschutt, Hangschutt, Schuttfächer und Lockergesteins-Körpern im Untersuchungsgebiet, ist trotz des heterogenen Zerlegungsgrades bzw. Feinkornanteils, einem tiefgründigeren Abfluss mit eher kürzeren Verweilzeiten zuzuordnen. Die Radiometrie tritt hier als abflussspezifische Größe zurück.

Geringe Gehalte von Kalium und Thorium markieren quartäre Bedeckung, zum größten Teil in Form von Moränenmaterial. Die durch Radiometrie erfassten und ausgewiesenen Moränen und deren umgelagerte Äquivalente, entsprechen einem seichtgründigen Abfluss bis hin zu oberflächennahen Abflüssen auf Feuchtplächen.

3.2.11 Hydrogeologische Interpretation und Bewertung

Nach Blume et al. (2007) können Abflusskoeffizienten Informationen über die Reaktion von Einzugsgebieten geben. Diese Angaben sind hilfreich für den Vergleich von (Sub)Einzugsgebieten und um zu verstehen, wie unterschiedliche Landschaften den Niederschlag in Ereignis basierten Abfluss "filtern" und um beobachtete Unterschiede anhand von Gebietsunterschieden und damit zusammenhängenden Abflussmechanismen zu erklären.

Die Ableitung von Reaktionstypen in Abhängigkeit von der Bodenfeuchte und unterschiedlichen Niederschlag-/Abflussbedingungen wurde von Chiffard et al. (2008) erfolgreich in einem Kleineinzugsgebiet im Sauerland (D) angewandt. Temperaturwerte werden regelmäßig als Tracer für verschiedenste Aspekte der Hydrologie verwendet (Birkinshaw und Webb 2010).

- ▲ Tracereinspeisung
- ✚ Tracermessung
- Dauermessstellen
- orange überwiegend Oberflächenabfluss auf Fels - mit starker Klüftung
- rot überwiegend Oberflächenabfluss auf Feuchtfächen (+ kleine Seen)
- gelb überwiegend seichtgründiger Zwischenabfluss
- hellgrün überwiegend tiefergründiger Zwischenabfluss - geringeres Rückhaltevermögen
- hellgrün überwiegend tiefergründiger Zwischenabfluss - hohes Rückhaltevermögen
- blau gestreift überwiegend tiefergründiger Zwischenabfluss - unterschiedliche Abflussprozesse auf Schwemmkegel
- dunkelgrün überwiegend tiefergründiger Abfluss - hohes Rückhaltevermögen
- sehr dunkelgrün überwiegend tiefergründiger Abfluss - sehr hohes Rückhaltevermögen
- blau Talflächen mit möglichen Auswirkungen unterschiedlicher Grundwasserstände auf die Abflusssituation im Vorfluter

Abbildung 23: Hinteres Wattental; Lage der Geländemessstellen an Quellen und Gerinnen, untergrundabhängige Abflusstypen

Die Erfassung von Parametern wie elektrische Leitfähigkeit und Wassertemperatur mittels Geländemessungen an Quellen, Quellbächen und Bächen kann daher zur ersten Grob-Charakterisierung der jeweiligen Einzugsgebiete dienen. An einer Reihe von Messstellen wurden diese Parameter über mehrere Jahre zu unterschiedlichen hydrologischen Randbedingungen im hinteren Wattental erhoben (Abbildung 23). Aus technischen Gründen kann der Parameter

Schüttung/Durchfluss nicht verglichen werden. Deshalb stellt sich die Frage, inwieweit trotzdem eine Auswertung und Interpretation dieser Daten möglich und zielführend sind. Aus diesem Datensatz werden zwei Situationen zur Interpretation herausgegriffen.

Messungen aus dem Zeitraum August-September 2011: Von der Wetterlage her war dieser Zeitraum durch hohe Temperaturen geprägt und durch kurze, heftige Gewitter. Die kurzen Starkniederschläge haben sich auf die Messungen nicht ausgewirkt; damit lassen sich zwei klare Aussagen aus den Verteilungen der elektrischen Leitfähigkeit ableiten (Abbildung 24).

- Die beiden Messgebiete Mölstal und Lizum unterscheiden sich ganz deutlich nach den Mineralisierungsgraden der Wässer. Quellen und Kleingerinne aus überwiegend Quarzphyllit in den Einzugsgebieten zeigen elektr. Leitfähigkeiten um ca. 100 μS . In der Lizum sind sehr unterschiedliche Serien in den Quell- und Kleingerinne-Einzugsgebieten anzutreffen (Kalkschiefer, Kalke, Rauhwacken, Konglomerate, Sandsteine, u.a.), die durchschnittlich eine höhere Mineralisierung >250 μS bedingen.
- Die stabile Wetterlage wirkt sich an den Messstellen so aus, dass die elektr. Leitfähigkeiten praktisch nicht variieren. Die entsprechenden Messwerte dürften somit die Situation des jeweiligen Basisabflusses repräsentieren.

Abbildung 24: Hinteres Wattental; Geländemessungen an Quellen und Gerinnen im Zeitraum August-September 2011

Für einen weiteren Vergleich wurden die Messdaten aus dem Zeitraum Juli 2010 bis Juli 2011 gegenübergestellt (Abbildung 25). In diesem Fall ist zum Teil eine höhere Varianz der Messwerte an den einzelnen Beobachtungspunkten festzustellen. Insbesondere trifft dies die Messwerte im Mai 2011. Dabei dürfte sich die Schneeschmelze noch ausgewirkt haben. An Beobachtungspunkten mit höherer Varianz der Mineralisierungsgrade ist entweder mit Einfluss aus Oberflächenwässern zu rechnen, oder die Einzugsgebietsgrenze variiert mit bestimmten Abflussprozessen. Falls die Möglichkeit besteht, sollten diese Einzugsgebiete weiter beobachtet werden.

Abbildung 25: Hinteres Wattental; Geländemessungen an Quellen und Gerinnen im Zeitraum Juli 2010 bis Juli 2011

3.2.12 Modellierung mit ZEMOKOST und Quantifizierung Beiträge des Interflows an der Abflussspitze

Die Modellierung des Abflusses im hinteren Wattental mit dem ereignisbasierten N/A- Modell ZEMOKOST basiert auf einer Modellattributierung für das gesamte Einzugsgebiet des Wattentales, die im Rahmen des Projektes HOWATI (Kohl 2010) durchgeführt wurde. Das Modell konnte an Abflussereignissen, welche am Pegel Wattens aufgezeichnet wurden, plausibilisiert werden. Für vorliegendes Projekt wurde das Modell aufgetrennt und die Einzugsgebiete des Mölstal sowie der Wattenberger Lizum einzeln und unabhängig aufgesetzt.

Die Eingangsgrößen Abflussbeiwertklasse, Rauigkeitsklasse, Gerinneparameter und Abflussprozesskarte wurden aus dem Projekt HOWATI (Kohl 2010) übernommen.

Als Basis für die Modellierung des Abflusses wurden die Bemessungsniederschläge (BMLFUW o.J.) des Gitterpunktes 4954 mit einer Wiederkehrperiode von 100 Jahren herangezogen.

Mölstal

Die Geschwindigkeit für den Zwischenabfluss wurde mit c -Werten (Kohl 2011) von 1 bzw. 6 belegt, die für den Zwischenabfluss relevante Fläche (Flächenanteil mit dominantem Zwischenabfluss am gesamten Teileinzugsgebiet) beträgt zwischen 55% (in Teileinzugsgebieten mit hohem Anteil an tiefgründigem Abfluss) bis zu 100%.

In der Modellierung eines 60 minütigen Niederschlagsereignis ergeben diese Annahmen Geschwindigkeiten des Zwischenabflusses in Abhängigkeit von der Neigung und der gewählten c -Klasse von 50 bis 70 m h^{-1} für die linksseitigen Zubringer, 30 bis 49 m h^{-1} für das hintere Einzugsgebiet und 5 bis 15 m h^{-1} für das vordere Gebiet. Wird ein Regenereignis mit 12 Stunden Dauer simuliert, so errechnen sich Fließgeschwindigkeiten im Untergrund welche ca. halb so hoch sind wie beim 60

minütigen Ereignis. Für das Teileinzugsgebiet des Möls-Hochlegers ergibt sich ein Mittelwert von etwa 7 m h^{-1} , für die linksufrige Talseite beim Möls-Niederleger 6 m h^{-1} .

Der Mölsbach erreicht seine höchste Abflussspitze infolge von Niederschlagsereignissen mit einer Dauer von knapp einer Stunde (Abbildung 26), länger andauernde Niederschläge bringen einen deutlich reduzierten Abflussscheitel mit sich. Werden Zwischenabflussprozesse nicht berücksichtigt, so reduziert sich der Spitzenabfluss beim Bemessungsereignis um rd. 15%. Deutlich an Relevanz gewinnt die Zwischenabflusskomponente bei Ereignissen mit einer Dauer > einer Stunde, der Anteil des Interflows steigt bei einem Niederschlagsereignis mit einer Dauer von 12 Stunden auf über 80%.

Abbildung 26: Auswirkung des Zwischenabflusses auf die Abflussspitze im Mölstal

Lizumer Boden

Alle Teileinzugsgebiete wurden mit der maximalen in ZEMOKOST möglichen Durchlässigkeitsklasse 1 belegt. Dadurch sollten die Fließprozesse innerhalb der grobkörnigen Schuttkörper wiedergegeben werden. Der Anteil der zum Zwischenabfluss beitragenden Flächen ist hoch und liegt zwischen 64% im hinteren Gebiet bis zu 100 % im Bereich des linksseitigen Zubringers.

Die für ein Niederschlagsereignis mit einer Dauer von 60 Minuten errechneten Fließgeschwindigkeiten im Untergrund erreichen in den von den karbonatischen Schuttkörpern geprägten Teileinzugsgebieten Werte von 73 bis 85 m h^{-1} , im rechtsseitigen Zubringer 37 m h^{-1} . Bei einem Niederschlagsereignis von 12 Stunden reduzieren sich die berechneten Geschwindigkeiten deutlich auf 35 bis 37 m h^{-1} in den schuttgeprägten Bereichen und 19 m h^{-1} im stark durch glaziales Substrat geprägten Teileinzugsgebiet der orogr. rechten Seite.

Abbildung 27 zeigt die hohe Relevanz der Zwischenabflusskomponente für eine Bemessung des Spitzenabflusses im Bereich des Lizumer Bodens. Bereits bei einem Niederschlagsereignis mit einer Dauer von 60 Minuten, jenem Ereignis das im Lizumer Boden die höchsten Spitze erreicht, stellt der Zwischenabfluss mit einem Anteil von 25% einen bedeutenden Faktor dar. Wird ein Ereignis mit 12 Stunden Dauer simuliert, so ergibt sich ein Abflussscheitel knapp unterhalb der Höhe des Maximums. Im Gegensatz zum kurzzeitigen Ereignis stellt der Zwischenabfluss beim 12 stündigen Ereignis mit fast 90% die dominierende Abflusskomponente dar.

Abbildung 27: Auswirkung des Zwischenabflusses auf die Abflussspitze im Lizumer Boden

3.3 Messgebiet Längental

3.3.1 Gebietsbeschreibung

Das Einzugsgebiet des Längentalbaches umfasst eine Fläche von ca. 9 km². Nach Kohl (2011) reicht es vom westlichen Ortsrand von Kühtai (Gemeinde Silz) bis zum Hochreichkogel (3.010 m) im Süden, mit einer mittleren Seehöhe von rund 2.400 m. Der Abflusspegel liegt auf annähernd 1.900 m, direkt oberhalb des Speichersees Längental der TIWAG. Die Lage des Untersuchungsgebietes und der Versuchsflächen ist aus Abbildung 29 ersichtlich. Die Kartengrundlage bildet neben der topographischen Situation (ÖK 1:50.000) die geologische Karte - Geofast, 1:50.000 - 146 Ötz (Kreus 2011).

Legende Geologie (Auszug) (Geofast 1:50.000, 146-Ötz)

Quartär

	1 Antropogene Aufschüttung
	2 Talboden, jüngste Ablagerungen, rezenter Talboden, Talalluvion (Schluff, Sand, Kies)
	4 Hangschutt, Schuttkegel
	5 Hangschutt
	6 Schuttfächer, Schuttkegel
	7 Blockschutt, Grobblockwerk
	10 Schwemmkegel, Schwemmfächer
	15 Solifluktion
	21 Bergsturzaablagerung aus Gneisen
	25 junge Moränen (der neuzeitlichen Gletscherhochstände)
	26 verschwemmte Moräne
	30 Blockgletscherablagerungen (Spätglazial - Holozän)
	34 Moräne der Seitentalgletscher (Rückzugsstadien)

OSTALPIN - Ötztal-Kristallin

	38 Biotit-Plagioklas-Gneis (Schiefergneis) und Gneisglimmerschiefer
	40 Schuppiger Biotitgneis
	41 Feinkörnige Biotitschiefer
	45 Glimmerschiefer, granat- und staurolithführend
	49 Zweiglimmeriger Augen- u. Flasergneis (Granitgneis)
	57 Biotitgranitgneis
	62 Granodioritgneis
	64 Amphibolite und Hornblendeschiefer

Streichen/Fallen

Abbildung 28: Legende Geologie, Ausschnitt Geofast 1:50.000 - 146 Ötz (Kreus 2011)

Abbildung 29: Längental - Lage des Untersuchungsgebietes, der Testflächen und weiterer Messpunkte auf Geofast, 1:50.000 - 146 Ötz (Kreus 2011).

Eine Übersicht der wichtigsten Charakteristika des Längentaleinzugsgebietes enthält Tabelle 9.

Tabelle 9: Längental_Standortbeschreibung

Vegetation (in höhenzonaler Abfolge)	am Talgrund	Alpine Grasheide, Weiderasen
	darüber	Schutt und Felsvegetation
	Talausgang	aufgelockerte Fi-Zirbenbestände, Zwergstrauchheiden
Landnutzung		Almwirtschaft - Weide, Tourismus (Wandern, Schitouren), E-Wirtschaft (Stausee)
Boden	seehöhen- und substratabhängig	Rohböden, Schuttböden auf mobilem Hangschutt, Böden der Braunerde- bis Podsolreihe
		Ranker und Podsolranker auf blockreichem Hangschutt bzw. in den hohen Lagen
Geologie/Lithologie	orographisch linksufrig und rechtufrig	Schuttfächer, Schuttkegel, schwemmfächer auf anstehendem Biotit-Plagioklas-Gneis und Granodioritgneis
	rechtsufrig bis zur Talmitte (höhere Lagen)	Moränen, Biotit-Plagioklas-Gneise, Amphibolite (Hornblendeschiefer)
	höhere Lagen des hinteren Tales	Schuttfächer, Schuttkegel, schwemmfächer, Biotit-Plagioklas-Gneise mit zwischengeschalteten Lagen Amphibolit und Biotitgranit-Gneis, Moränen
Geomorphologie		Schuttkörper in Form von Hangschutt, aktiver und reliktscher Mur- und Sturzschuttkegel aktive und reliktsche Blockgletscher Alluvionen im Talbereich Reste von Lateralmoränen, Firnreste
Hydrogeologie		Kristallin (Gneise und Amphibolite) fungiert als Kluftgrundwasserkörper (trotzdem überwiegend Oberflächenabfluss); Talbereich des Messgebietes: alluviale Bachsedimente von Hangschuttkörpern und von Muren- und Schwemmfächern überschüttet (tiefergründiger, mäßig verzögerter, Interflow); in den hinteren Abschnitten des Längentales sind Moränen dominant (geringe Versickerung - seichtgründiger Zwischenabfluss)

3.3.2 Geologischer Rahmen des Untersuchungsgebietes

Nachfolgend werden die wichtigsten geologischen Einheiten des Untersuchungsgebietes kurz beschrieben (für eine Übersicht über die Geologie siehe auch Abbildung 29). Die Messgebiete liegen im Ötztalkristallin- Kristallinkomplex. Tektonisch ist dieser Komplex Teil des Ötztal-Bundschuh-Deckensystems (nach M. Schmid et al. 2004). Diesem hochgradig metamorphen Grundgebirgskomplex sitzt im Osten das Brennermesozoikum auf, eine noch erhaltene primäre sedimentäre Auflagerung mit einem Schichtumfang vom Perm bis in den Jura.

Der Ötztal-Kristallinkomplex ist ein polymetamorphes, großteils variszisch amphibolitfaziell geprägtes Kristallin. In den westlichen und südlichen Bereichen, dort wo die variszische Metamorphose am höchsten war, treten partial Sillimanit, Disthen und Andalusit auf. Lokal erfuhr es eine Anatexis (Winnebachgranit). Die frühalpide (kretazische) Metamorphose überprägte im nördlichen Bereich das Kristallin retrograd grünschieferfaziell, gegen Süden nimmt die frühalpide Metamorphose bis in den Bereich der Amphibolitfazies zu.

Lithologisch gesehen ist das Ötztalkristallin ein mächtiger Komplex aus unterschiedlichsten Para- und Orthogesteinsserien. Weit verbreitet sind Paragneise (feinkörnige Biotit-Plagioklas-Gneise) und Glimmerschiefer, z. Teil mit größeren Feldspatblasten. Diese Gesteine führen oft Granat und Staurolith. Im zentralen und westlichen Teil sind Alumosilikate vorhanden. Es können Disthen-, Sillimanit- und Andalusitzonen abgegrenzt werden. Ebenso different wie die Paragneise und Glimmerschiefer sind die basischen Gesteinszüge, die in diese eingelagert sind. Von Hornblendegneisen bis hin zu Wechsellagerungen von Amphiboliten mit Gneisen, Biotit-, Plagioklas-, Granat-, Epidot- und Eklogitamphiboliten sind alle Varietäten vorhanden. Im Süden sind auch Peridotitvorkommen bekannt. Die sauren Orthogesteine sind vor allem granitischer, granodioritischer bis dioritischer Natur. Bei den Orthogneisen handelt es sich um Muskowitgranitgneise, Muskowit-Biotit-Granitgneise, Augengneise, Aplite und Pegmatite.

Ein Charakteristikum für die Ötztal-Decke ist die Schlingentektonik, das sind Faltenstrukturen im km-Maßstab mit steil stehenden Achsen, die präalpide Deformation belegen und die alle Lithologien, mit Ausnahme der spätvariszischen Diabasgänge, gleichsam erfassen.

Die Talbereiche des Längentales sind mit glazialen und postglazialen Sedimenten bedeckt. In den inneren Abschnitten des Längentales sind Moränen dominant. Weiter talauswärts, im Bereich des geoelektrischen Messgebietes (Profil 1/06, Profil 1/2011, Profil 2/2011, Profil 3/2011, Profil 4/2011) sind alluviale Bachsedimente abgelagert, die von den Hängen her von Hangschuttkörpern und von Muren- und Schwemmfächern überschüttet werden.

3.3.3 Versuchsanordnung

Im Längental wurden aufgrund der stark leitfähigen Substrate und der sehr hohen Reliefenergie (aufwändiger Transport und Installation der Messeinrichtungen) punktuellen Tracereinspeisungen gegenüber Berechnungen der Vorzug gegeben. Die detaillierte Lage der Messstellen und der Geoelektrikprofile ist aus Abbildung 30 ersichtlich.

Abbildung 30: Lage der Geoelektrikprofile für die Untergrunderkundung (Übersichtskartierung) und Lage der Monitoringprofile für die Testflächen Längental

Tabelle 10 enthält die wichtigsten Angaben zu den durchgeführten Messungen.

Tabelle 10: Längental Versuchsanordnung

Probepunkt / Bereich Nr. (in Reihenfolge der Durchführung)	Versuchsanordnung		
		Versuchsverlauf	Tracernachweis
1 - orographisch linksufrig, Aufstandsfläche des geplanten Dammes für den Speicher Längental 2	Vorbewässerung	2.8.2011, 11:30-12:30 mit ca. 0,25 Lt sec ⁻¹	LF-Messung am ca. 50 HM tiefer liegenden Grundwasserpegel der TIWAG (Pegel 1/SO4A); hangquerendes Geoelektrikprofil zur Detektion von Tracerbewegungen
	Tracereingabe	2.8.2011, 13:15-13:29, 10 kg Industriesalz in 250 Lt Wasser gelöst; Konzentration: 129,7 mS cm ⁻¹	
	Nachbewässerung	2.8.2011, 13:30 bis 3.8.2011, 09:15; 33 m ³ Wasser - entspricht ca. 27,8 Lt/min bzw. 1,67 m ³ /h; Basisleitfähigkeit des Wassers für die Nachbewässerung: 22 µS cm ⁻¹	
2 - mittlerer Talabschnitt, linksufrig	Tracereinspeisung ca. 90 m oberhalb der TIWAG- Quellmessstellen mit den Endnummern 533 und 534	3.8.2011, 11:12-11:20, 1 x 250 Liter Salzlösung mit 81,1 mS cm ⁻¹ + unmittelbar anschließend 250 Lt Lösung mit 67,2 mS cm ⁻¹ ; Basisleitfähigkeit des Wassers für die Nachbewässerung: 22 µS cm ⁻¹	LF-Messung an den TIWAG- Quellmessstellen mit den Endnummern 533 und 534; hangquerendes Geoelektrikprofil zur Detektion von Tracerbewegungen
3 - vorderer Talabschnitt, rechtsufrig	Punktuelle Tracereinspeisung unmittelbar nach einem Gewitterregen	3.8.2011, 14:35, 10 kg Industriesalz direkt über ca. 10 min in gewittbedingtem linearen Oberflächenabfluss eingebracht (perennierendes Gerinne)	LF-Messung am TIWAG- Grundwasserpegeln Nr. 3 (Pegel 3/SO5A); Schrägdistanz ca 80 min zur Einspeisestelle
4 - mittlerer Talabschnitt, rechtsufrig	Punktuelle Tracereinspeisungen	12.7. und 13.7.2012; 2 kg NaCl in 10 Lt Wasser gelöst in Quelle mit geringer Schüttung eingebracht, Quelle versiegt wenige Meter unterhalb der Einspeisestelle	kont. LF-Messungen an zwei verschiedenen Austrittsstellen (130 HM bzw. 180 HM unterhalb der Einspeisestelle) - keine messbare Reaktion
5 - Talschluss (Bornemissca 2012)	Punktuelle Tracereinspeisungen	Messungen an zwei Schuttkegeln, mehrere Einspeisungen von NaCl im Juli 2012, Uranin am 19.9. und 28.9.2012	LF-Messungen an bis zu sechs möglichen Austrittsstellen, Uranin- Messung mit Fluorometer

3.3.4 Ergebnisse Geoelektrik Längental

Weiterführende geoelektrische Untersuchungen im Längental – Geoelektrik für die Untergrundcharakterisierung

Mittels Messungen von mehreren Geoelektrik-Profilen wurde versucht eine Abschätzung der für die dominierenden oberflächennahen bis tiefgründigen Abflussprozesse relevanten Untergrundverhältnisse (z. B. Ausbildung und Mächtigkeit von Hangschuttkörper, Muren- und Schwemmfächer sowie die Lage des Anstehenden/Moränenkörpers, u.a.) durchzuführen. In die Interpretation der Ergebnisse wurde ein geoelektrisches Profil mit einbezogen, welches im Rahmen einer Messkampagne für die TIWAG im Längental 2006 vermessen wurde.

Tabelle 11 gibt die Spezifikation für die Profile im Gebiet Längental an.

Tabelle 11: Spezifikation der Geoelektrikprofile Längental

Geoelektrikprofil	Elektrodenabstand [m]	Profillänge [m]	Messrichtung
Profil1 (+ Monitoring)	3	180	NW-SE
Profil2	3	237	S-N
Profil3	2	94	SW-NE
Profil4	3	237	SW-NE
Profil1/2006	5	620	NE-SW

Die Position der bodengeoelektrischen Untersuchungen ist in Abbildung 30 dargestellt. Bei der Interpretation der Profile wurde der Versuch unternommen, den elektr. Widerständen geologisch/lithologische Einheiten zuzuordnen. Die Abbildung 31 zeigt diesen Interpretationsversuch. Unterstützt wurden die Interpretationen durch Ergebnisse einer Diplomarbeit (Wolf 2010), die Bodenradarmessungen im Längental zum Inhalt hatte.

Die in allen Profilen auftretenden extrem hohen elektr. Widerstände ($> 5000 \Omega\text{m}$) werden als postglaziale Ablagerungen (Schuttfächer, Schuttkegel) interpretiert, die an den unteren Hangabschnitten und im Bereich des Talbodens vorkommen. Während an den oberen Talflanken der Hangschutt direkt auf anstehenden Fels (Mächtigkeit ca. 10 m) aufliegt, ist die Situation im und knapp oberhalb des Talbodens deutlich komplexer aufgebaut (Wolf 2010). Hier kommt es zu Verzahnungen von Hangschutt, Murgängen, Moränenmaterial (Seiten- Grund- und umgelagerte Moränenbereiche) und fluviatiler Sedimentation, die sich in ihrer Komplexität nicht im Detail in den geoelektrischen Ergebnissen interpretieren lassen. Deutlich sind aber, wie bereits erwähnt die Hangschuttbereiche, die z.T. von geringmächtigen niedrigeren elektr. Widerständen überlagert werden, als hochohmigen Strukturen in Mächtigkeiten von 10 bis 20 m zu erkennen. Mit Hilfe von Bohrungen der TIWAG konnten in den einzelnen Profilen die verschiedenen elektr. Widerstandsbereiche geologisch/lithologischen angesprochen werden.

Abbildung 31: Ergebnisse der geoelektrischen Profile Längental mit geologisch/lithologischer Interpretation

3.3.5 Geoelektrisches Monitoring Längental

Im Untersuchungsgebiet Längental wurden 2 geoelektrische Monitoringexperimente durchgeführt. Dabei wurde bei den Profilen 1 und 3 an einem höher gelegenen Hangabschnitt impulsförmig eine Salztracelerlösung punktuell (siehe Abbildung 32 und Abbildung 33) eingebracht und anschließend über einen längeren Zeitraum (mehrere Stunden) nachbewässert. Im Folgenden werden die Ergebnisse für das geoelektrische Monitoringprofil 1 dargestellt. Die Auswertung für Profil 3 (Monitoring 2) erbrachte leider keine verwertbaren Resultate.

gelbe Linie – Geoelektrikprofil

Abbildung 32: Punktueller Wassereinspeisung am Hang

Abbildung 33: Lage Einspeisepunkt am Hang (Pfeil)

Nachstehend ist tabellarisch der zeitliche Verlauf des Tracerversuchs Längental Profil 1 beschrieben.

Längental Profil 1 - linksufrig:

Vorbewässerung: 2.8.2011, 11:30-12:30 mit ca. $0,25 \text{ Lt sec}^{-1}$

Tracereingabe: 2.8.2011, 13:15-13:29

Nachbewässerung: 2.8.2011, 13:30 bis 3.8.2011, 09:15

Bei der Nachbewässerung wurden insgesamt 33 m^3 Wasser eingebracht, das entspricht ca. $27,8 \text{ Lt min}^{-1}$ bzw. $1,67 \text{ m}^3 \text{ h}^{-1}$.

Aus der 4D Auswertung (Kim et. al. 2000) des geoelektrischen Monitorings konnten Bereiche identifiziert werden, die durch den interflow beeinflusst wurden (siehe grün bis blaue Bereiche Abbildung 34). Daraus ließen sich der Fließweg, Tiefgang und auch eine ungefähre Abstandsgeschwindigkeit ermitteln (siehe Abbildung 35).

Abbildung 34: Ausgewählte Resultate der 4D Auswertung Längental Profil 1

Abbildung 35: geschätzter Fließweg, Lage Einspeispunkt am Hang (Pfeil), gelbe Linie – Geoelektrikprofil

Pfeil: Einspeispunkt Salztracerlösung/Wasser, gelb: Lage Geoelektrikprofil 1 (Monitoring 1), grün: Rekonstruktion des Fließweges vom Einspeispunkt zum Geoelektrikprofil 1 (Monitoring 1).

Die Ergebnisse der geophysikalischen Messungen in Kombination mit geolog. Kartierungen, weiteren Geländeerhebungen (Abflussklassenkartierungen, Abstandsgeschwindigkeiten, etc.) stellen Grundlagendaten für die Beschreibung der Oberflächen/Interflowverhältnisse im Untersuchungsgebiet dar, die als Input für die weitere Verarbeitung in der N/A Modellierung benötigt werden.

3.3.6 Ergebnis Interpretation Geoelektrik und abgeleitete Interflowcharakteristik für die untersuchten Substrate

Tabelle 12: Ergebnis Interpretation Geoelektrik und abgeleitete Interflowcharakteristik für die untersuchten Substrate.

geologische/morphologische	elektr. Widerstand	Mächtigkeiten	Interflow	Interflow	Charakteristik Interflow	Tiefgang Tracer	hydrogeophysik. Interpretation
<i>lithologische Einheit</i>	Ωm	m	$m \text{ sec}^{-1}$	$m \text{ h}^{-1}$		m	
Schuttfächer, Hangschuttkörper	> 5000	10	1,06E-03	3,8	tiefgründig - abhängig	5-7	Aquifer/Zwischenabfluss
(Schwemmkegel/Schwemmfächer)			1,76E-03	6,3	vom Matrixanteil untersch.		
					unterschiedl. Rückhaltevermögen		
Moräne (Talbereich)	1000-2000	bis zu 5			seichtgründig -		Stauer
					geringes Rückhaltevermögen		
Kristallin (Granitdiorit)	2000-5000						relativer Stauer
Kristallin (Schiefergneis)	1000-3000						relativer Stauer

3.3.7 Modellierung mit ZEMOKOST und Quantifizierung der Beiträge des Interflows an der Abflussspitze

Für den Längentalbach konnte das N/A-Modell ZEMOKOST bereits im Rahmen des Projektes HOWATI (Hochwassererwartungswerte Tirol, Kohl 2010) parameterisiert und an Abflussereignissen plausibilisiert werden. Neben einer Oberflächenabfluss- und Rauigkeitskarte stand auch eine Karte der untergrundabhängigen Abflussprozesse von Pirkl (2009) zur Verfügung. Die hydrologische Situation im Einzugsgebiet wird maßgeblich durch den Wechsel zwischen Flächen mit hohem Oberflächenabfluss (Felsflächen) und retentionsfähigen Schuttkörpern beeinflusst. Diese Wechselwirkung wird durch die Berücksichtigung von Retentions- bzw. Dämpfungsfaktoren in den jeweiligen Teileinzugsgebieten berücksichtigt (Kohl 2010).

Im Modell wurden jene Teileinzugsgebiete mit einem hohen Anteil an groben Schuttkörpern mit hohen Durchlässigkeiten belegt. Bei einem Ereignis mit einer Dauer von 60 Min ergeben sich in den steileren Teileinzugsgebieten Fließgeschwindigkeiten von 30 bis 50 m h⁻¹, für die weniger geneigten Teileinzugsgebieten mit geringerem Anteil an Zwischenabfluss die mittleren Fließgeschwindigkeiten mit 2 bis 6 m h⁻¹ unterstellt. Die mittlere Geschwindigkeit für den Zwischenabfluss im gesamten Einzugsgebiet liegt bei 10 m h⁻¹. Wird ein Ereignis mit 12 Stunden Dauer simuliert, halbieren sich die Fließgeschwindigkeiten des Zwischenabflusses, der Gebietsmedian liegt bei 4,7 m h⁻¹.

Auch im Längental ist die höchste Abflussspitze infolge eines kurzen (konvektiven) Starkniederschlagsereignisses zu erwarten (Abbildung 36). Die Spitze von rd. 14 m³ s⁻¹ wird fast ausschließlich durch Oberflächenabfluss aus den Felsbereichen erzielt, die Zwischenabflusskomponente ist für ein Bemessungsereignis von geringer Relevanz (Anteil des Zwischenabflusses an der Spitze ca. 10%). Bei lange andauernden Ereignissen nehmen Zwischenabflussprozesse eine dominante Stellung ein. Ein Niederschlagsereignis mit der Dauer von 12 Stunden erzielt einen Spitzenabfluss von immerhin 8,5 m³ s⁻¹ der Scheitelwert wird zu knapp 70% durch den Zwischenabfluss gebildet. Bei noch längeren Niederschlagsereignissen wird die Oberflächenabflusskomponente zunehmend unbedeutend.

Abbildung 36: Auswirkung des Zwischenabflusses auf die Abflussspitze im Längental

3.4 Messgebiet Brixenbachtal

3.4.1 Gebietsbeschreibung

Beim Brixenbach handelt es sich um einen linksufrigen Zubringer, der direkt im Ortsgebiet von Brixen im Tale (Tiroler Unterland) in die Brixentaler Ache mündet.

Im Folgenden wird eine geraffte Übersicht des Versuchsgebietes und der Versuchsanordnungen gegeben. Weitere Angaben sind dem Endbericht zum 2. Projektjahr (Markart et al. 2012, ab Seite 42) zu entnehmen.

Die Lage des Untersuchungsgebietes und die Positionierung der Versuchsflächen im Testgebiet sind in Abbildung 38. dargestellt. Kartengrundlage bildet neben der topographischen Situation (ÖK 1:50.000) die geologische Karte (Geofast, 1:50.000 - 121 Blatt Neukirchen, Kreuz 2008).

Legende Geologie (Auszug) (Geofast 1:50.000, 121-Neukirchen)

Abbildung 37: Legende Geologie, Ausschnitt Geofast 1:50.000 - 121 Neukirchen a. G. Vendiger (Kreuz 2008)

Abbildung 38: Brixenbachtal - Lage des Untersuchungsgebietes, der Testflächen und weiterer Messpunkte auf Geofast, 1:50.000 - 121 Neukirchen a. G. Vendiger (Kreus 2008)

Eine Grobcharakterisierung des Brixenbach-Einzugsgebietes erfolgt in Tabelle 13.

Tabelle 13: Brixenbach Standortbeschreibung

Vegetation (in höhenzonaler Abfolge)		Mähwiesen am Talausgang, bachbegleitende Laubwaldbestände Mischwälder, montaner – hochmontaner Fichtenwald, lärchenreiche Bestände, montane bis subalpine (Weide)Rasen, Zwergstrauchheide (hochmontan bis subalpin), Erlen und Weidengebüsch (kleinere seitliche Zubringer, Lawinenschneisen)
Landnutzung		Mahd, Almwirtschaft, Schipisten, Tourismus (Wandern), Forstwirtschaft, Jagd,...
Boden	Orographisch rechtsufrig – vordere Talseite:	AC-Böden – Rendzinen
	Talschluss und orographisch linksufrig	Braunerden auf Lockergestein, lokal hydromorphe Böden (Hangleye, Niedermoore)
	Talschluss – höhere Lagen im SW	Podsole
Geologie/Lithologie	Orographisch rechtsufrig – vordere Talseite:	Wildschönauer Schiefer - Tonschiefer und Metapelite (Löhnersbach- und Schattberg-Formation), darüber Grödener/Raibler Schichten, Hauptdolomit
	Talschluss und orographisch linksufrig	Porphyroide, Hangschutt und Moränenmaterial
Geomorphologie	Orographisch linksufrig:	Großflächige aktive Kriechbewegungen (Talzuschub)
	Hauptbach und seitliche Gerinne	Massive Tiefen- und Seitenerosion entlang der Gerinne Murschuttablagerungen
	Karonatischer Bereich	Murschutt- und Sturzschuttkegel
Hydrogeologie		Karstaquifer (Karbonat), Schicht-, Stauquellen (Grenze zu stauenden Wildschönauer Schiefern), Hangschuttquellen, Vernässungen auf quartärem Material, Kluftgrundwasserkörper (Porphyroid)

3.4.2 Versuchsanordnung

Die wichtigsten Angaben dazu sind in Tabelle 14 und Tabelle 15 zusammengefasst. Abbildung 4 gibt eine schematische Übersicht der Dauerregenversuchsanordnung am Talkaser Niederleger und der Versuchsanordnung auf der Rechentalalm ersichtlich.

Tabelle 14: Charakteristika der Dauerberegnung am Talkaser Niederleger

Vorberegnung (600 m ²)	Dauer	m ³	i _N (mm h ⁻¹)
28.06.2011	04 h 43 min	34,3	12,13
29.06.2011	7 h 34 min	43,8	9,65
Tracereinspeisung (50 m²)			
30.06.2011	2 h 22 min	4,0	16,92
Nachberegnung (600 m²)			
30.06.2011	4 h 44 min	27,3	9,6
01.07.2011	7 h 57 min	40,9	8,6
02.07.2011	8 h 8 min	43,0	8,8
Gesamt		193,3	

Tabelle 15: Charakteristika der Starkregensimulationen auf der Rechentalm

Beregnungsfläche Nr.	Standortscharakteristika	Beregnung
BF3	Mittelhang, unterhalb des Karrenweges	Beregnungsdauer: 1h
	Fichten-Tannenwald-Altbestand, Sauerklee/Schattenblümchentyp) auf skelettreicher, lockerer Moderbraunerde	i _N = 102,9 mm h ⁻¹
BF4	Mittelhang, oberhalb des Karrenweges	Beregnungsdauer: 1h
	Weidereasen mit Bürstling, hoher Farnanteil auf skelettreicher bindiger Baunerde	i _N = 102,3 mm h ⁻¹

Zusätzlich erfolgte am Talkaser Niederleger auf der linkenTalseite ein geoelektrisches Kurzmonitoring (04.07. bis 05.07.2011). Nach einer geoelektrischen Untergrunderkundung am 04.07.2011 (Referenzmessung) wurde am 05.07.2011 über 5 Auslassöffnungen eines Wales der Hang kurz vorbefeuchtet und unter Zugabe von 25 Liter Salztracperlösung (NaCl – 6 mS cm⁻¹) je Auslassöffnung der Salztracer auf einem definierten Bereich zur Versickerung gebracht. Dieser Versickerungsbereich des Salztracers wurde bis zum Ende des hangnormalen Geoelektrik Monitorings (Monitoring Profil 3) mit Wasser aus dem Bewässerungsgerinne dotiert.

3.4.3 Geologischer Rahmen des Untersuchungsgebietes

Nachfolgend werden die wichtigsten geologischen Einheiten des Untersuchungsgebietes kurz beschrieben (für eine Übersicht über die Geologie siehe auch Abbildung 38).

Die Messgebiete liegen in der westlichen Grauwackenzone, die Teil des Oberostalpinen Deckensystems ist. Dieser Teil der Grauwackenzone wird als westliche Fortsetzung der Norischen Decke betrachtet und als stratigraphische Basis des nördlich anschließenden kalkalpinen Tirolikums gesehen. Die Grenze zwischen Tirolikum und Grauwackenzone ist großteils tektonisch überprägt. Der transgressive Verband ist lokal noch erhalten.

Die Grauwackenzone besteht in der weiteren Umgebung des Arbeitsgebietes aus altpaläozoischen Metasedimenten und Metabasiten. Die Metasedimente gehören überwiegend der Löhnersbach-Formation an. Diese ist eine vom oberen Ordovizium bis zum Oberdevon reichende Sedimentserie, bestehend aus einer Wechselfolge von metamorphen Ton- und Siltsteinen sowie untergeordnet aus feinkörnigen Subgrauwacken. Vereinzelt wurden Karbonatgesteine (pelagischer Tiefseeschwellen) abgelagert. Teilweise folgt im Hangenden der Löhnersbach-Formation die Schattberg-Formation mit einem zeitlichen Umfang vom oberen Ordovizium bis zum unteren Karbon. Lateral kann die Löhnersbach-Formation faziell von der Schattberg-Formation vertreten werden. Die Schattberg-Formation besteht aus Sand-, Silt- und Tonsteinen, Schwarzschiefern, Phylliten, untergeordnet aus Konglomeraten und Brekzien und ist eine proximale Turbiditfazies. Im Gegensatz dazu ist die Löhnersbach-Formation eine distale Turbiditfazies.

Spielbergdolomit-Gruppe umfasst Unter- bis Mitteldevon Kalke und Dolomite. Lithologisch besteht diese Gruppe aus hellen dickbankigen und massigen Dolomiten, roten Flaserdolomiten, Kalkmarmoren und weißen Dolomit- bzw. Kalkmarmor-Siltstein-Wechselfolgen.

Die altpaläozoische Metabasit-Gruppe umfasst Metabasalte, Metatuffe, Metatuffite und Metagabbros. Geochemische Analysen belegen, dass es sich bei den Metabasiten der Grauwackenzone um Intraplattenvulkanite handelt. Mehrere unterschiedliche magmatische Zyklen im Zeitraum Ordovizium bis Unterkarbon wurden datiert (HEINISCH, 1986; HEINISCH et al., 1987; LOTH et al., 1999; SCHAUDER, 2002).

Mächtige Rhyolithe, Ignimbrite und epiklastische Porphyrmaterialien sind im ordovicischen Blasseneck-Porphyr vertreten. Der Blasseneck-Porphyr ist ein markanter Leithorizont in der Grauwackenzone. Er ist ein schwach metamorpher saurer Vulkanit rhyolithischer bis dazitischer Zusammensetzung. Alkali-Rhyolithe und selten Andesite sind untergeordnet vorhanden.

Zum Teil liegen auf der Grauwackenzone noch Relikte des tirolischen kalkalpinen Deckensystemes mit einem permotriassischen Schichtumfang. Beginnend mit den Konglomeraten, Sandsteinen, Tonschiefern und Brekzien der Gröden-Formation, die von den überwiegend quarzitisches Sedimenten des Alpinen Buntsandsteines überlagert werden bis hin zur mächtigen karbonatischen Triassedimenten. Letztere besteht aus Wettersteinkalk und –dolomit, der karnischen Raibl-Gruppe, (Tonsteine, Mergel, Sand- und Siltsteine) und dem darüber liegenden Hauptdolomit, der das oberste Karn bis Nor umfasst. (vgl. Abbildung 39)

Im unmittelbaren Messgebiet liegen quartäre Sedimente vor. Es sind dies Moränenablagerungen (Monitoring Profil 3) und rezente bis subrezente Schwemm- und Schuttfächersedimente (Monitoring Profil P1, P2 und Profil 1 Übersicht). Monitoring Profil 4 liegt im Anstehenden Blasseneck-Porphyr im Nahbereich zu quartären Ablagerungen der Grundmoräne. Die geoelektrische Widerstandsverteilung in diesen Bereichen lässt auf eine bis zu 5 Meter mächtige Hangschuttbedeckung im Hangenden des Blasseneck-Porphyr schließen.

Abbildung 39: Stratigraphische Übersicht der Grauwackenzone

(G. Pestal et al. 2009, Erläuterungen zur Geologischen Karte Salzburg 1 : 200.000)

3.4.4 Ergebnisse Bodenphysik

Abbildung 40 gibt die wichtigsten physikalischen Eigenschaften des Versuchsstandortes Talkaser Niederleger wieder.

Abbildung 40: Bodenphysikalische Kennwerte Talkaser Niederleger

Der Standort zeigt mit 47 Vol% einen sehr hohen Skelettgehalt im Bereich der obersten Tiefenstufe (0-10 cm), nach unten hin nimmt der Grobstoffgehalt ab (rd. 19 Vol% in 20-30 cm Tiefe). Der Grob- und Gröbporenraum ist in den beiden obersten Tiefenstufen infolge des hohen Skelettgehaltes und der Beweidung beschränkt. Die Textur des Bodens liegt im Bereich des lehmigen Sandes (IS) bzw. sandigen Schluffes (sU) in 20-30 cm Tiefe). Die Analyse der gesättigten Wasserleitfähigkeit zeigt ein sehr heterogenes Bild: In der obersten Tiefenstufe gibt es an zwei Zylinderproben Hinweise auf hohe Durchlässigkeiten (rd. 160 cm d⁻¹), in der dritten Tiefenstufe (20-30 cm) sinkt die Leitfähigkeit auf ca. 50 cm d⁻¹.

Abbildung 41 zeigt die bodenphysikalischen Kennwerte des Beregnungsstandortes BF3 (bewaldeter Standort an der Rechentalalm).

Abbildung 41: Bodenphysikalische Kennwerte Rechentalalm BF3

Der Standort zeigt einen sehr hohen Anteil an rasch drainfähigen Gröbtporen (17 Vol% in 0-10 cm; 20 Vol% in 10-20 cm). Der Skelettgehalt nimmt mit zunehmender Tiefe zu und erreicht in 20-30 cm Tiefe einen Anteil von 65 Vol%. Entsprechend dem Skelettgehalt verringert sich der Anteil der Grob- und Gröbtporen. Die hydraulische Leitfähigkeit in der obersten Tiefenstufe zeigt ein sehr heterogenes Verhalten, die Messungen geben Werte von 7 bis 200 cm d⁻¹ wieder. In den tieferen Stufen sind die gemessenen Werte homogener. Für die TS2 (10-20 cm) wurden 20 bis 37 cm d⁻¹ gemessen, für TS3 (20-30 cm) 8 bis 22 cm d⁻¹.

Abbildung 42: Bodenphysikalische Kennwerte Rechentalalm BF4

Die Abbildung 42 zeigt die bodenphysikalische Situation am Standort BF4 (Weidestandort an der Rechentalalm).

Der Skelettgehalt für die oberste Tiefenstufe liegt bei 36 Vol% und steigt auf 57 Vol% in Tiefenstufe 3 (20-30 cm). Mit zunehmender Tiefe steigt der Volumsanteil der Gröbtporen stark an, von 7 Vol% in den beiden oberen Tiefenstufen (0-20 cm) bis 26 Vol% in 30-40 cm. Entsprechend des zunehmenden Porenanteils nimmt die Lagerungsdichte in 30-50 cm Tiefe stark ab (0,89 g cm⁻³). Die Textur des Bodens liegt im Bereich der Bodenarten IS, uS und sU.

Für die oberste Tiefenstufe liegen die Werte der hydraulischen Leitfähigkeit im Bereich von 34 bis 50 cm/Tag. Die tieferen Stufen (10-30 cm) weisen Werte von 80 bis 175 cm d⁻¹ auf und sind deutlich heterogener als die Messungen in TS1.

3.4.5 Ergebnisse Geoelektrik Brixenbachtal

Weiterführende geoelektrische Untersuchungen im Brixenbachtal – Geoelektrik für die Untergrundcharakterisierung

Die Versuchsflächen Brixenbachtal/Rechentalalm und Brixenbachtal/Talkaser Niederleger sind in der Abbildung 38 dargestellt.

Die detaillierte Lage der Geoelektrikprofile für die Untergrunduntersuchungen (Übersichtskartierung) sowie die Lage der Monitoringprofile in den Testflächen Brixenbachtal/Rechentalalm und Brixenbachtal/Talkaser Niederleger 1 und 2 (rechtsufrig: Talkaser-Niederleger 1; linksufrig: Talkaser-Niederleger 2) zeigt die Abbildung 43.

Abbildung 43: Lage der Geoelektrikprofile für die Untergrunderkundung sowie Lage der Monitoringprofile für die Testflächen Brixenbachtal

Schwarze Linien stellen Polygone geologischer Einheiten dar, die Zahl entspricht dem Legendentext (siehe:Abbildung 37).

Als erster Schritt wurde das hangnormale Geoelektrikprofil Profil1 (Übersicht) zur geologischen Untergrunderkundung vermessen. Das Profil im Untersuchungsgebiet Talkaser-Niederleger liegt im Bereich rezenter bis subrezenter Schutt- und Schwemmfächersedimente. Abbildung 44 zeigt das Inversionsergebnis von Profil 1. Die hochohmigen Widerstandsbereiche ($> 2000 \Omega\text{m}$, gelb bis rot) können als trockener Schuttfächer, vornehmlich des Blassenek-Porphyroids interpretiert werden, wobei die Mächtigkeit hangabwärts (bis kurz nach der Forststrasse) deutlich abnimmt (von 10m auf $< 5\text{m}$) und erst am Profilende wieder deutlich zunimmt. Darunter sind elektr. Widerstände im Bereich um ca. $1000 \Omega\text{m}$ bis in eine Tiefe von ca. 20 m zu erkennen. Hierbei könnte es sich um eine Kombination von Schuttfächer mit erhöhtem Feinkornanteil (z.T. durchfeuchtet) und/oder Moränenmaterial handeln. Im Liegenden lässt sich das Anstehende mit elektr. Widerständen $< 500 \Omega\text{m}$ der Schattberg- oder Löhnersbachformation (Metapelite) zuordnen.

Abbildung 44: Ergebnis des geoelektrischen Übersichtsprofils 1 Talkaser-Niederleger

Abbildung 45 zeigt das Ergebnis des Profils auf der Rechentalalm, welches im kartierten Bereich des Blassenek-Porphyroids situiert ist. Der sehr hochohmige hangende Abschnitt mit Mächtigkeiten von ca. 5-8 m dürfte bis Profilmeter 35 dem als Hangschutt verwitterten Blassenek-Porphyroid mit sehr geringmächtiger Bedeckung ($< 1\text{m}$) von (undifferenziertem) Moränenmaterial zuzuordnen sein (abgeleitet aus Aeroradiometrie). Am Geländeübergang zwischen Profilmeter 30-60m wird die Mächtigkeit deutlich geringer. Ab Profilmeter 60 setzen sich entweder die Ausläufer des (verwitterten) Blassenek-Porphyroids fort oder es handelt sich um eine bis zu 5 Meter mächtige Hangschuttbedeckung aus dem Blassenek-Porphyroids. Die im Liegenden auftretenden elektr. Widerständen ($300\text{-}700 \Omega\text{m}$) werden der Löhnersbachformation (Metapelite) zugeordnet.

Abbildung 45: Ergebnis des geoelektrischen Übersichtsprofils 4 Rechentalalm

Tabelle 16 gibt die Spezifikation für die Geoelektrikprofile Brixenbach Talkaser Niederalm/Hochalm und Rechentalalm, die z.T. sowohl als Übersichtsprofil, als auch als Monitoringprofile verwendet wurden, an.

Tabelle 16: Spezifikation der geoelektrischen Profile Brixenbachtal

Geoelektrikprofil	Elektrodenabstand [m]	Profillänge [m]	Messrichtung
Monitoring Profil P1	1,5	67	NNW-SSE
Monitoring Profil P2	1,5	67	EEN-WWS
Profil P1 Übersicht	3	228	NNW-SSE
Monitoring Profil 3	2	120	W-E
Monitoring Profil 4	2	152	W-E

3.4.6 Geoelektrisches Monitoring Brixenbachtal

Im Folgenden werden die einzelnen Monitoringexperimente auf den 3 verschiedenen Untersuchungsgebieten kurz skizziert. Die Ergebnisse werden anschließend in der Tabelle 17 zusammenfassend dargestellt. Da es sich beim Tracerversuch Talkaser-Niederleger2 um einen anderen Versuchsaufbau handelt, werden die Ergebnisse und die Interpretation des geoelektrischen Monitorings näher beschrieben.

Die Lage des nachfolgend beschriebenen Geoelektrikprofile sind der Abbildung 43 zu entnehmen.

Talkaser-Niederleger 1

Aufgrund der positiven Erfahrungen bei dem Beregnungsversuchen Möls – Hochleger mit geoelektrischem Tracernachweis wurde auch im Untersuchungsgebiet Brixenbachtal 2011 Talkaser-Niederleger (28.06.2011 bis 04.07.2011) die größere Dauerregenanlage (600 m²) mit einer kleineren Starkregenberegnungsanlage für die Einbringung des Salztracers (50 m²) verknüpft. Nach einer Vorberegnung mit der Dauerregenanlage auf einer Fläche von 600 m² erfolgte auf kleiner Fläche (50 m²) die Einregnung eines konzentrierten Salztracers (Lithiumchlorid, 16 mS cm⁻²) über den Zeitraum von zwei Stunden.

Damit liegen für diese Versuchsanordnung vergleichbare Systemzustände der Vorbefeuchtung und des Niederschlages vor. Eine Verletzung der Bodenbedeckung ist nicht gegeben. Durch eine speziell

adaptierte Messanordnung und Messkonfiguration der geoelektrischen Profile erfolgt der Tracernachweis noch innerhalb des großen Berechnungsfeldes. Damit liegen vergleichbarer Systemzustände der Vorfeuchte und der aktuellen Beregnung vor.

Für den Salztracereinfiltrationsversuch wurde ein hangnormales Profil (Monitoring Profil P1) und ein hangparalleles (Monitoring Profil P2) über einen Zeitraum von 6 Tagen kontinuierlich gemessen. Das Messintervall betrug 30 Minuten. Die aus den Monitoringmessungen abgeleiteten Ergebnisse (Abstandsgeschwindigkeit, Tiefgang) sind in der Übersichtstabelle (Tabelle 17) angegeben.

Talkaser-Niederleger 2

Im Bereich dieser Testsite wurde ein geoelektrisches Kurzmonitoring (Monitoring Profil P3) ohne Berechnungsfeld für die Abschätzung der Ausbreitungsdynamik eines oberflächlich eingebrachten Salztracers durchgeführt. Nach einer geoelektrischen Referenzmessung am 04.07.2011 wurde am 05.07.2011 über 5 Auslassöffnungen eines Bewässerungsgerinnes der Hang kurz vorbefeuchtet und (unter Zugabe von 25 Liter Salztracereislösung ($\text{NaCl} - 6 \text{ mS cm}^{-1}$) je Auslassöffnung) hangabwärts mit Salztracer und anschließend aus dem Bewässerungsgerinne über die Dauer des geoelektrischen Monitorings dotiert. Dabei wurde soviel Wasser aus dem Gerinne auf den Hang zugeleitet, dass das Wasser bzw. der Tracer innerhalb eines Bereiches von ca. 15 m unterhalb des Einspeisauslasses versickern konnte (ca. $0,7\text{-}1 \text{ Lt sec}^{-1}$). Die Versuchssituation ist in Abbildung 46 dargestellt.

Abbildung 46: Versuchsaufbau für geoelektrisches Monitoring am Talkaser-Niederleger2

Die Auswertung der 4D Inversion (Kim et. al. 2009) zeigt Abbildung 47. Dabei sind die Differenzen der elektr. Widerstände zum ersten Profil vor Beginn der Öffnung des Gerinnes als prozentuelle Abweichung zur Ausgangssektion abgebildet, wobei hier, unter der Annahme, dass sich der elektr. Widerstand durch die Beigabe des Salztracers verringert, nur die Abnahme der elektr. Widerstandes farblich dargestellt wurde. Die Lage des Monitoringprofils im als Moräne kartierten Bereich ergab folgende Interpretation: Deutlich ist die Abnahme der elektr. Widerstandes durch den Salztracer im Bereich des Versickerungsabschnittes zu erkennen. Dabei läuft das Wasser oberflächlich ab und scheint nur in geringe Tiefen ($< 2\text{m}$) einzusickern. Über den Untersuchungszeitraum (6:30 Stunden) breitet sich das Wasser einige Meter über das Ende der Versickerungsstrecke nur im Bereich der oberen Bodenschicht aus. Das unterhalb dem durchflossene Bodenbildungsbereich anstehende Moränenmaterial dürfte, wie zu erwarten, sehr dicht sein und fungiert dementsprechend als Stauer. Somit kann dieser untersuchte Abschnitt als hps. oberflächenabflussdominierter Bereich mit sehr oberflächennahen Zwischenabfluss angesprochen werden.

Abbildung 47: 4D Inversionsergebnisse geoelektrisches Monitoring Talskaser Niederleger2, Darstellung der Differenzen der elektr. Widerstände

Rechentalalm

Im Bereich der Testsite Rechentalalm (siehe Abbildung 43) wurden an einem Tag (06.07.2011) zwei Beregnungsversuche mit der Starkregenanlage (Regensimulation jeweils eine Stunde) an zwei unterschiedlichen Standorten (Wald und Alm) durchgeführt. Der zeitliche Ablauf der Beregnungen für die beiden Standorte a, b war wie folgt:

a) Beregnungsstandort Wald BRIX2

Datum	06.07.2011
Beginn	12:57:00
Ende	13:57:00
aufgebrachte Wassermenge	5,1431 m ³
Intensität	102,9 mm h ⁻¹
Oberflächenabfluss konstant	0%

b) Beregnungsstandort Weidefläche oberhalb BRIX3

Datum	06.07.2011
Beginn	16:49:00
Ende	17:49:00
aufgebrachte Wassermenge	4,0939 m ³
Intensität	102,3 mm h ⁻¹
Oberflächenabfluss konstant	33%

Begleitend dazu wurde ein hangnormales geoelektrisches Monitoring Profil (Monitoring Profil 4) über zwei Tage kontinuierlich vermessen ohne dabei einen Salztracer zu verwenden. Das Ergebnis Monitoring Rechentalalm zeigt, dass zum Zeitpunkt der Beregnung die Änderung des elektr. Widerstandes, auch ohne Salztracer, bei beiden Beregnungsflächen durch eine Abnahme des elektr. Widerstandes ganz klar erkennbar ist. Bei beiden Beregnungsflächen ist die Ausbreitung der Wasserfront über die Beregnungsfläche und darüber hinaus deutlich verfolgbar. Die max. Eindringtiefen betragen ca. 5 m. Das entspricht den hochohmigen elektr. Widerständen im Hangschuttbereich des Blasseneck-Porphyr. Die Löhnersbachformation scheint hier als Stauer zu agieren. Im Vergleich der beiden Beregnungsstandorte können anhand des Differenzenergebnisses zum Folgetag nachstehende Aussagen getroffen werden:

Bei der Beregnungsfläche a (Waldstandort), die keinen Oberflächenabfluss aufweist, ist einerseits durch den längeren Beobachtungszeitraum, als auch durch die um ⅓ größere Wassermenge (kein Oberflächenabfluss bei Standort a in Relation zu 33% Oberflächenabfluss bei Standort b), die Ausbreitung des Interflows bis zum nächsten Tag über einige 10-er m oberflächennah ersichtlich. Bei der Beregnungsfläche b (Weidefläche) ist der Interflow ein wenig seichter und die Ausbreitungsgeschwindigkeit ist hier etwas langsamer. Der Grund dürfte darin begründet sein, dass die unterhalb der hochohmigen Abschnitte, die bei Profilmeter 30 auskeilen und hangabwärts eine vermutlich geringmächtigen Moräne vorliegt, die als deutlich weniger durchlässiger angesprochen werden müssen Abbildung 48.

Abbildung 48: 4D Inversionsergebnisse geoelektrisches Monitoring Rechentalm, Darstellung der Differenzen der elektr. Widerstände

Einen Überblick von den aus den geoelektrischen Übersichtsprofilen und den Ergebnissen des geoelektrischen Monitorings abgeleiteten Interpretationen und den abgeschätzten Abstandsgeschwindigkeiten gibt Tabelle 17.

3.4.7 Ergebnis Interpretation Geoelektrik und abgeleitete Interflowcharakteristik für die untersuchten Substrate

Tabelle 17: Ergebnis Interpretation Geoelektrik und abgeleitete Interflowcharakteristik für die untersuchten Substrate

geologische/morphologische/ lithologische Einheit	elektr. Widerstand	Mächtigkeit	Interflow	Interflow	Charakteristik Interflow	Tiefgang Tracer	hydrogeophysik. Interpretation
	Ωm	m	$m \text{ sec}^{-1}$	$m \text{ h}^{-1}$		m	
Pseudogley/Stagnogley auf Moräne		1-2	2,70E-04	1,0	sehr seichter Interflow	< 2	Zwischenabfluss
(Talkaser Niederleger/linksufrig			6,67E-04	2,4			
Schuttfächer (Porphyroid)	> 8000	5-10	2,50E-03	9,0	seichter Interflow	5-10	Aquifer/Zwischenabfluss
(Talkaser Niederleger-rechtsufrig			9,00E-04	3,2			
/Rechentalalm)							
Moräne	1000-2000	5					Stauer
Löhnersbach/Schattbergformation	300-700						relativer Stauer
Blassenek-Porphyroid	> 5000	5-10					

3.4.8 Auswertung Temperatur- und Leitfähigkeitsmessungen im Gerinne

Für das Einzugsgebiet des Brixenbaches liegt ein umfangreicherer Datensatz von Durchflussmessungen vor: Seit 2008 wurden durch das Institut für Geographie der Universität Innsbruck mehrmals jährlich an bis zu 16 Messstellen gezielt Messungen ausgeführt. Erste Auswertungen wurden von Pirkl (2012) durchgeführt.

Eine Auswertung der Daten nach Korrelationen zwischen den Mess-Parametern Abflussspende, Wassertemperatur und elektrische Leitfähigkeit lässt mehrere Trends erkennen:

- Weitgehend positive Korrelationen zwischen Wassertemperatur und Leitfähigkeit (siehe Abbildung 49, rechte Grafik). Diese Grafik verweist auch auf die Tatsache von zwei Datengruppen – a. $>220 \mu\text{S}$ und b. $<220 \mu\text{S}$.
- Die Gegenüberstellung von einerseits Abflussspende und andererseits Temperatur sowie Leitfähigkeit (siehe Abbildung 49, linke Grafik) lässt weitere Schlüsse zu. Höhere Wassertemperaturen und höhere Leitfähigkeiten finden sich zusammen mit niedrigeren Abflussspenden. In Zusammenschau heißt das, dass diese Parameterkombination bei Sommer-Basisabfluss in Trockenwetterperioden zu finden ist.
- Rechtsufrige und linksufrige Seitenbäche unterscheiden sich nach der Mineralisation und dem Abflussverhalten.

Abbildung 49: Durchflussmessungen; Zusammenhänge zwischen Abflussspende, Temperatur und Leitfähigkeit

Im östlichen Einzugsgebiet gibt es größere Flächen mit Oberflächenabfluss oder seichterem Zwischenabfluss. Demgegenüber besitzt das westliche Einzugsgebiet einen größeren Flächenanteil mit Rückhaltepotential. Das erklärt die etwas höhere Dynamik der Abflussentwicklung im östlichen Einzugsgebiet. Die größere Speicherkapazität im westlichen Einzugsgebiet ist auch aus der höheren Abflussspende bei Niedrigwasser abzuleiten. Auch die ausgeglichene Temperaturverteilung im westlichen Ast bestätigt diese Trends.

Die überwiegend höhere Leitfähigkeit des Abflusses im östlichen Ast ist auf die Karbonate im Einzugsgebiet zurückzuführen. Mit der Variation der Leitfähigkeit gibt es somit auch einen Indikator, der hilft, den jeweiligen Abfluss-Beitragsanteil aus dem Bereich der Karbonate anschätzen zu können.

3.4.9 Ergebnisse Aerogeophysik

Interpretation Radiometrie

Kalium:

Die Ergebnisse der Kalium-Radiometrie zeigen einen deutlichen Unterschied zwischen den einerseits kaliumhaltigen Gesteinseinheiten wie:

- der Blasseneckporphyroid mit markant hohem Kaliumgehalt (3-6 % K),
- der Löhnersbach- und Schattbergformation mit deren siliziklastischen Metasedimenten (Sand-, Silt- und Tonsteine bzw –schiefer – 1,5-2,5 % K)
- untergeordnet die liegenden Metasedimente der Gaisberg-Trias (Konglomerate, Sandsteine und Tonschiefer der Gröden Formation)

und andererseits den gering kaliumhaltigen Gesteinseinheiten

- der Gaisbergtrias mit ihren Karbonaten (Dolomite, Kalksteine, Kalksandsteine, Brekzie - < 1 % K).

Wildbachschutt und Ablagerungen in den Talsohlen, wie Hangschutt und Schwemmfächer von umgelagerten Porphyroidmaterial, weisen, wie das anstehende Gestein selbst, markant hohe Kaliumgehalte auf.

Bereiche die als quartäres Moränenmaterial kartiert wurden (1,5-2,5 %), heben sich an Hand eines niedrigeren Kaliumgehaltes bezüglich des Porphyroides, mit höheren Werten von den Karbonaten der Gaisbergtrias ab. Im Vergleich mit den Metasedimenten der Schattberg- und Löhnersbach-Formation zeigt sich eine ähnliche Kaliumverteilung. Ausnahme bilden die als Moräne kartierten quartären Verebnungsbereiche (Bsp. Areal östlich Gasthof Chor) wo durch fluviatile Prozesse lokales Porphyroidmaterial zur Ablagerung kam (>3 % K).

Auf Grund der geringeren Kaliumwerte in Bezug auf den Porphyroid, lassen sich auf der orographisch linken Seite des Untersuchungsgebietes großflächigere quartäre Ablagerungen vermuten, als auf der ursprünglichen geologischen Karte ausgeschieden wurden. (Bsp. südlich Hocheggalm).

Abbildung 50 zeigt die flächige Verteilung des Radiometrieparameters Kalium [%] im Hubschraubermessgebiet Wörgl 2011

Abbildung 50:: Verteilung von Kalium [%] im Hubschraubermessgebiet Wörgl 2011

Uran:

Uran und Thorium sind in erster Linie an die Mineralphasen Monazit und Zirkon gebunden. Diese Mineralphasen befinden sich innerhalb der auftretenden Lithologien größtenteils im Porphyroid (<5 ppm eU) und in den liegenden siliziklastischen Metasedimenten (<5 ppm eU). Daher stellt die Uran-Anomalie des Hauptdolomites (max. 20 ppm U) innerhalb der Gaisberg-Trias im nord-östlichen Teil des Untersuchungsgebietes eine Besonderheit dar. Dort ist das Uran nicht an die oben erwähnten Mineralphasen gebunden. Geochemische Untersuchungen (Belocky et al. 1999) deuten

auf eine Bindung des Urans an den organischen Gehalt des Hauptdolomites hin. Die Maximalwerte liegen bei 20 ppm Uran. Die Anomalie lässt sich talauswärts, gegen NW in den Massenbewegungen von transportiertem Hauptdolomit weiterverfolgen. Über das restliche Untersuchungsgebiet hinweg korrelieren die mittleren Uranwerte (bis zu 5 ppm) häufig mit in der geologischen Karte ausgeschiedenen Bachgräben, sowie aufgelockertem und anstehendem Fels. Jegliche Form von junger Bedeckung weist im Vergleich mit den Kartenunterlagen, kaum bzw. keinen Urangehalt auf.

Thorium:

Anhand der Thoriumverteilung lässt sich abermals die Gaisberg-Trias, mit ihrem kaum bis nicht vorhandenen Thoriumgehalt klar vom sauer-vulkanisch gebildeten Blasseneck-Porphyr mit seinen unterlagernden siliziklastischen Metasedimenten abgrenzen, welche Thoriumgehalte bis zu 21 ppm anzeigen (siehe

Abbildung 104 im Anhang). Ansonsten ist die Thoriumverteilung in Bezug auf die Morphologische Ausbildung des Untersuchungsgebietes mit der des Urans vergleichbar, ergibt allerdings ein homogeneres Verteilungsbild, da innerhalb der Mineralphasen der Gehalt von Thorium um 10 bis 20 % höher sein kann als von Uran und daher leichter messbar ist. Die Verteilung der Thoriumgehalte korreliert ebenso mit der des Kaliumgehaltes. Dadurch lassen sich quartäre Bedeckungen von anstehendem Porphyr und den Metasedimenten differenzieren. Die Schuttbedeckung der Karbonate im östlichen Untersuchungsgebiet lassen sich mit der Thoriumverteilung besonders exakt nachweisen und verfolgen.

Interpretation AEM

Die Auswertung konzentriert sich auf den für den Zwischenabfluss relevanten Tiefenbereich von 2 m bis 10 m Tiefe (siehe Abbildung 105 im Anhang). Zum Vergleich ist auch die Widerstandsverteilung in 40 Meter Tiefe dargestellt (siehe Abbildung 106 im Anhang).

Stark geklüftetes, anstehendes Gesteinsmaterial zeigt in den auftretenden Dolomiten der Gaisberg-Trias und dem Porphyr einen deutlich höheren Widerstandswert ($> 800 \Omega\text{m}$). Einen vergleichsweise niedrigeren elektrischen Widerstand ($100\text{-}300 \Omega\text{m}$) weisen die Metasand- und Tonsteinesteine der Löhnersbach- und Schattberg-Formation auf. Moränenablagerungen und Talsohlenfüllungen zeichnen sich erst bei einer gewissen Mächtigkeit, mit einem Widerstandswert von $200\text{-}300 \Omega\text{m}$ im Untersuchungsgebiet ab.

Die quartären Sedimente zeigen in Abhängigkeit von ihrer Korngrößenverteilung und dem Matrixgehalt einen unterschiedlichen elektrischen Widerstandswert. Gröberklastisches Gesteinsmaterial wie Hangschuttkörper, Schotter und Grobsande sind durch höhere Widerstandsbereiche, feinklastische und grob aufgearbeitete Ablagerungen mit dominierendem Matrixanteil durch niedrigere Widerstandswerte gekennzeichnet.

Bodenfeuchte:

Die INCA-Daten der ZAMG zeigen im Zeitraum von 2 Tagen vor den Messungen keinen Niederschlag. 3 und 4 Tage vor Messdurchführung fallen insgesamt $\sim 40 \text{ mm}$ im Untersuchungsgebiet. Da der größte Teil des aerogeophysikalischen Messgebietes mit Wald bedeckt ist, konzentrieren sich verlässliche Aussagen nur auf das Gebiet Nachtsöllberg, Laubkogel

und Gampenkogel (siehe Abbildung 51). Ablagerungen von Moränenmaterial decken sich mit Werten hoher Bodenfeuchtigkeit, das auf Grund seines Feinkornanteils eine höhere Speicherkapazität aufweist. Im Gegenzug zeigen die Bereiche Nachtsöllberg, Gampenkogel und Fleiding, mit dort anstehendem Porphyroid, vergleichsweise geringe Bodenfeuchte (erhöhte Versickerungsrate) mit bei denselben Niederschlagsbedingungen, bedingt durch stärkere Klüftung. An steilen Felsklippen (Bsp. Gampenkogel) ist die niedrige Bodenfeuchte auf sehr raschen Oberflächenabfluss zurückzuführen.

Abbildung 51: Verteilung von Niederschlagsdaten aus INCA (ZAMG) und Bodenfeuchte [%] im Untersuchungsgebiet Brixenbachal

Resümee Aerogeophysik Brixenbachtal

Besonders hochohmige Bereiche ($> 800 \Omega\text{m}$) charakterisieren im Einzugsgebiet generell anstehendes Gestein. Dort ist mit hohem Oberflächenabfluss und geringem Rückhaltevermögen zu rechnen. Dies trifft besonders auf den Pophyroid zu. Bei stärkerer Klüftung des Anstehenden, kann auf einen tiefgründigen Abfluss mit hohem Rückhaltevermögen geschlossen werden.

Im oberen hochohmigen ($> 800 \Omega\text{m}$) Bereich der Gaisberg-Trias fehlen Anzeichen oberflächennahen Abflusses (Gerinne). Das hydrologische Verhalten der dort vorherrschenden Dolomite (Verkarstungserscheinungen), sowie dessen tektonische Beanspruchung, lassen auf einen tiefgründigen Abfluss mit hohem Rückhaltevermögen schließen.

Eine exaktere Abgrenzung der Gesteinsformationen und quartären Bedeckungen bietet die Radiometrie. Moränen, Sandsteine und Tonschiefer zeichnen sich durch ihren hohen Feinkornanteil sowohl in der Radiometrie als auch der Elektromagnetik ab. Sie zeigen Bereiche mit einem überwiegend seichtgründigen Zwischenabfluss, bis hin zu oberflächennahen Abflüssen auf Feuchtfächen (z.B. Grundmoräne).

Wesentlich für die Charakterisierung des Zwischenabflusses ist die Abgrenzung von Hangschuttkörpern und Schuttfächern. Diese Abgrenzung erfolgt einerseits geochemisch durch die Radiometrie (Verbreitung des Ausgangsgesteines) sowie physikalisch an Hand der elektrischen Leitfähigkeit (Korngrößenverteilung).

Auch lassen sich auf Grund der Korngrößenverteilung Aussagen hinsichtlich der Versickerungscharakteristik von Hangschuttkörpern und Schuttfächern ableiten.

Diese Ergebnisse bilden eine zusätzliche Informationsquelle für die Charakterisierung der Abflussverhältnisse im Untersuchungsgebiet.

3.4.10 Modellierung mit ZEMOKOST und Quantifizierung der Beiträge des Interflows an der Abflussspitze

Für den Brixenbach konnte das N/A- Modell ZEMOKOST an mehreren kleinen Ereignissen, welche am Pegel Lauterbach registriert wurden, sowie an einem großen Ereignis im Jahr 1975 plausibilisiert werden. Weiters wurde eine Abschätzung des Hochwasserabflusses anhand einer Reihe empirischer Formeln durchgeführt, die mit den Ergebnissen der N/A Modellierung abgeglichen wurde (Klebinder et al. 2012).

Die naturräumliche Situation im Einzugsgebiet wurde durch eine angepasste Abflussbeiwert- und Rauigkeitskarte auf Basis des Erstentwurfes von Meißl (2008) abgebildet. Abbildung 52 zeigt die Oberflächenabflusskarte des Einzugsgebietes.

Abbildung 52: Brixenbach, Abflussbeiwertkarte

Im Einzugsgebiet des Brixenbaches stellen Einheiten mit seicht- und tiefgründigem Zwischenabfluss eine relevante Größe im Abflussgeschehen dar. Entsprechend dem Anteil von Flächen dieser Abflusstypen wurde den Teileinzugsgebieten ein entsprechender Zwischenabflussanteil zugewiesen. Dabei wurde nur Flächen berücksichtigt, die eine maximale Entfernung von 200 m zum Gerinne aufweisen. Die zum Zwischenabfluss beitragenden Flächen sind in Abbildung 53 dargestellt.

Abbildung 53: Brixental, beitragende Zwischenabflussflächen

Die Durchlässigkeit des Untergrundes wurde basierend auf den aus den Feldmessungen gewonnenen Informationen mit mittleren bis hohen Werten belegt, es ergibt sich für ein Ereignis mit der Dauer von 60 min und einer Wiederkehrperiode von 100 Jahren eine mediane Fließgeschwindigkeit von 20 m h^{-1} . In Abhängigkeit von der Neigung und des Substrates werden in den karbonatischen Teileinzugsgebieten auch Geschwindigkeiten über 70 m h^{-1} erzielt. Im hinteren Einzugsgebiet, sowie für die orographisch linke Talseite liegen die modellierten Fließgeschwindigkeiten im Untergrund zwischen 3 bis 30 m h^{-1} . Wird ein Ereignis mit einer Dauer von 12 h modelliert, reduziert sich die simulierte Fließgeschwindigkeit auf einen Wert von 8 m h^{-1} (Median). In den Teilgebieten des hinteren und linken Einzugsgebietes treten deutlich reduzierte Geschwindigkeiten auf (11 m h^{-1} im Teileinzugsgebiet der Talkaseralm, 2 m h^{-1} im Bereich der Rechentalalm).

Die höchste Abflussspitze im Brixental ist im Zusammenhang mit einem kurzen konvektiven Niederschlagsereignis zu erwarten (Abbildung 54). Der Anteil des Interflows am Spitzenabfluss eines Ereignisses mit der Dauer von einer Stunde liegt bei knapp 30% wobei dieser primär in den karbonatisch geprägten Teileinzugsgebieten ereigniswirksam ist. Bei Dauerregenereignissen wird

die Abflussspitze primär durch den Zwischenabfluss (Anteil rd. 70%) beeinflusst, wobei der zu erwartende Höchstwert deutlich unter jenem eines Kurzzeitniederschlages liegt.

Abbildung 54: Auswirkung des Zwischenabflusses auf die Abflussspitze im Brixenbach

3.5 Messgebiet Ruggbach

3.5.1 Gebietsbeschreibung

Der Ruggbach (Abbildung 55) entwässert eine Fläche von $6,6 \text{ km}^2$ an den nordwestlichen Abhängen des Pfänders und mündet direkt in den Bodensee. Das Einzugsgebiet erstreckt sich von 400 m SH bis zu einer Höhe von 1100 m und ist in vier große Teilgebiete zu untergliedern, wobei die EG des Leden- und des Eplisgehrbach die größten Teilgebiete darstellen. Die orographisch linke Seite wird durch den Hoferbach entwässert. Einkerbungen zwischen den Teilgebieten und reliktsche Gerinneläufe lassen darauf schließen, dass die Gerinnemorphologie nicht immer dem aktuellen Stand entsprochen hat. Am Kegel des Ruggbaches liegen die Gemeinden Lochau und Hörbranz mit ausgedehnten Siedlungs-, Gewerbe- und Infrastrukturflächen. Im Einzugsgebiet liegen die räumlich verstreuten Siedlungseinheiten der Gemeinde Eichenberg. Der Ruggbach zeichnet sich durch überaus hohe Abflussspenden; sowie durch eine sehr rasche und intensive Reaktion auf Niederschlagsereignisse aus. Seit 1967 wird am Unterlauf ein Abflusspegel betrieben. Wichtige Gebietseigenschaften sind in Tabelle 18 zusammengefasst dargestellt.

Tabelle 18: Gebietseigenschaften des Ruggbach Einzugsgebietes

Vegetation	in den Gunstlagen (Bereiche mäßiger Geländeneigung)	vorwiegend Mähwiesen, wenige Intensivweideflächen
	im Bereich der steilen Bacheinhänge	Fichten-Tannen-Buchenwälder, teilweise mit Ulmen und Eiben durchsetzt
Landnutzung	Grünlandwirtschaft mit temporärer Herbstweide eingeschränkt Forstwirtschaft, Jagd	
Boden	vorwiegend Lockersediment Braunerden auf Moränen- und Schwemmmaterial, teilweise pseudovergleyt lokal Gleye und Pseudogleye	
Geologie/Lithologie		vorwiegend tertiäre Sedimente der oberen Süßwassermolasse mit Nagelfluh Bänken
	in den obersten Bereichen	Moräne (Würm)
	im unteren Bereich	Schwemmkegel sowie Sande und Schotter des Rheins
Geomorphologie		zahlreiche aktive und inaktive Massenbewegungen, oft komplex ineinander übergehend, teilweise Möränenablagerungen im Bereich der Gräben
	Hauptbach	massive Tiefenerosion mit Prozessen aktiver rückschreitender Erosion
Hydrogeologie	im Bereich der aktiven Tiefenerosion	vorwiegend seichtgründiger Zwischenabfluss
	Bereiche der Molasse außerhalb der aktiven Tiefenerosion	vorwiegend Oberflächenabfluss auf Grünlandflächen
	Moränenbereiche außerhalb der aktiven Tiefenerosion	vorwiegend tiefgründiger Zwischenabfluss, Oberflächenabfluss auf Grünlandflächen

Abbildung 55: Ruggbach - Lage des Untersuchungsgebietes, der Testflächen und weiterer Messpunkte

3.5.2 Geologischer Rahmen des Untersuchungsgebietes

Das Ruggbacheinzugsgebiet bei Lochau liegt im Abschnitt der tertiären oberen Süßwasser-molasse (Miozän) (Abbildung 56). Der Bereich wurde durch die alpine Tektonik randlich noch etwas miterfasst („aufgerichtete Molasse“).

Abbildung 56: Ausschnitt aus der Geologischen Karte von Vorarlberg 1:100.000 (Oberhauser 2007); Lage des Ruggbach-Einzugsgebietes

Insgesamt ist die Molassezone aus Abtragsmaterial aus sich hebenden alpinen Gebirgsteilen im Süden aufgebaut; im vorliegenden Fall aus den Liefergebieten des heutigen Helvetikums, der heutigen Flyschzone und der Kalkalpen. Somit überwiegt eine mehrfache Abfolge von Kiesen, Sanden bis zu Schluffen. Die Kieslagen können zum größeren Teil zu Nagelfluh verkittet sein. Entlang des Alpenrandes wurden innerhalb der Molassesedimente eine Reihe ausgedehnter Schuttfächer auskartiert (siehe Abbildung 57).

Abbildung 57: Geologisch-lithologische Situation der Oberen Süßwassermolasse

links: schematisches, lithologisches Profil, rechts: Verbreitung (Quelle: Website Bayerisches Landesamt für Umwelt)

Das Aufschlussfoto (siehe Abbildung 58) aus dem nördlichen Bereich des Einzugsgebietes ist repräsentativ für die Sedimentabfolgen im Bereich des Ruggbaches. Die Sedimentationsdynamik ist daran deutlich zu erkennen. Im unteren Abschnitt verweist die sedimentäre Diskordanz darauf, dass in Erosionsrinnen (ev. Auskolkungen) innerhalb feinerer Sedimente fluviatil Schotter abgelagert

Abbildung 58: Aufschluss in Sedimenten der Oberen Süßwassermolasse (nördlicher Abschnitt des Ruggbach-Einzugsgebietes)

wurden. Auf solche turbulentere, fluviatile Sedimentation folgt dann meist eine Phase von Stillwassersedimenten. Diese Zyklen folgen im Arbeitsgebiet mehrfach aufeinander.

Kompakte Partien von Nagelfluh können Verebnungen bilden, unter deren Schutz sich oft Steilwände erhalten. Randbereiche dieser Nagelfluh-Platten können freilich bei Übersteilung des darunterliegenden Hangs blockartig abkippen. Die feinsandig-schluffigen Serien neigen im Gegensatz dazu zum Kriechen und zu Rutschungen in allen Größenordnungen.

Während der letzten Vereisung (Würm) lag das Einzugsgebiet weitgehend unter Eis. Passartige Einschnitte in der Hügelskette mit deutlichen Seitenmoränen verweisen auf das Übertreten von Eis über den Rücken nach Nordosten. In morphologischen Nischen sind lokal auch noch Eisrandsedimente anzutreffen. Die während und direkt nach dem Abschmelzen des Würmgletschers einsetzende Erosion führte zu den steilen, tief eingeschnittenen Tälern und zum

Ausräumen der glazialen Sedimente. Grundmoränen- und Seitenmoränenmaterial, sowie Eisrandsedimente sind innerhalb des Ruggbach-Grabensystems kaum mehr verbreitet.

3.5.3 Prozessdiskussion

Alle vorliegenden Zwischenergebnisse sowie die Beobachtungen während der Geländebegehungen und Geländeaufnahmen lassen darauf schließen, dass Oberflächenabfluss und seichter Zwischenabfluss die beherrschenden Abflussprozesse im Einzugsgebiet sind. Allein nach der Abflussdisposition ist eine weitere, räumliche Differenzierung des Einzugsgebiets kaum möglich.

Aus geowissenschaftlicher Sicht wurde daher ein kombinierter Differenzierungszugang gewählt. Die Teilbereiche des Einzugsgebietes werden dabei nach geologisch-geomorphologischen Situationen charakterisiert, und diese Einheiten nach ihrer jeweiligen Abflussdisposition und den aktuellen Hangprozessen beschrieben (siehe Abbildung 59 und Tabelle 19).

Dazu wurde auf Basis der Laserscandaten (als Hillshade) in einem ersten Schritt das aktuelle Gerinnenetz, das mit hoher Wahrscheinlichkeit bei Starkregen wirksam wird, auskartiert. In einem zweiten Schritt wurden Massenbewegungs- und Erosionsprozesse aus dem DGM und den Orthofotos abgeleitet.

Abbildung 59: Ruggbach-Einzugsgebiet; kombinierte GIS-basierte Darstellung geologisch-geomorphologischer Einheiten

Tabelle 19: Legende zur Kartendarstellung der geomorphologischen Einheiten

Code	Geologisch-geomorphologische Einheiten	Charakterisierung von Abfluss- und Hangprozessen
1	Schwemmkegel	Auf Grund des lithologischen Aufbaus des Einzugsgebietes ist der Schwemmkegel weitgehend gering-durchlässig Disposition zu Oberflächenabfluss und seichtem Zwischenabfluss
2	Rutschungskörper	Rutschungen betreffen überwiegend feinkörnige Lockersedimente; auf Grund der Massenbewegung gestörtes Gefüge und Verdichtung Disposition zu überwiegend Oberflächenabfluss

3	Verebnungsflächen über Nagelfluhlagen, sowie damit verbundene (stabile) Steilhänge	Auf Grund der Verkittung partienweise undurchlässig – dann bilden sich Feuchtfächen und kleine stehende Gewässer; Teilbereiche können aber auch durchlässig sein, dann kommt es partienweise zu Versickerung. Die Sickerwässer werden aber auf Grund der meist unterlagernden Feinsedimente rasch zum Wiederaustritt an die Oberfläche gezwungen. <i>Disposition zu seichtem bis tiefergründigem Zwischenabfluss (jedoch nur kurze Sickerwege)</i>
4	Grabenbereiche mit aktiv rückschreitender Erosion und engem Gerinnenetz	Abfluss überwiegend auf der Fläche und in dichtem und steilem Kleingerinnenetz, sehr rasche Abflussreaktion auf großen Flächen; Abflussprozesse häufig mit Erosionsprozessen verknüpft (Geschiebepotentiale!) <i>Disposition zu Oberflächenabfluss und seichtem Zwischenabfluss</i>
5	Grabenbereiche mit aktiv rückschreitender Erosion und etwas weiterem Gerinnenetz	Abfluss überwiegend auf der Fläche; etwas langsamere Abflussreaktion im Gerinnesystem als bei 4 <i>Disposition zu überwiegend seichtem Zwischenabfluss</i>
6	Grabenbereiche oberhalb der aktiven, rückschreitende Erosion	Auf den Grabeneinhängen z.T. kein rascher Abfluss in Kleingerinnesystem, flachere Einhänge <i>Disposition zu seichtem Zwischenabfluss</i>
7	Hangbereiche außerhalb der Grabenerosion/olassesedimente (lokal z.T. Reste von Moränenmaterial)	Flachere Hang- und Rückenpositionen, kein linearer Abfluss; Abfluss bestimmend sind Vegetation und / oder Landnutzung <i>Disposition zu seichtem und tiefergründigem Zwischenabfluss</i>
8	Hangbereiche außerhalb der Grabenerosion / Seitenmoränen und Eisrandsedimente	Flachere Hang- und Rückenpositionen, kein linearer Abfluss; glaziale Lockersedimente zum Teil gut durchlässig <i>Disposition zu überwiegend tiefergründigem Zwischenabfluss</i>

Eine weitere Möglichkeit den Gebietsabfluss aus dem Einzugsgebiet integrativ zu betrachten ermöglicht die Auswertung des Durchflusses am Pegel Ruggbach/Lochau. Dafür wird eine Summendarstellung aller aktuell vorhandenen Messdaten (1976 bis 2008) als log-Wahrscheinlichkeitsplot gewählt (siehe Abbildung 60).

Diese Darstellungsart lässt die prinzipielle Abgrenzung unterschiedlicher Abflussprozesse zu. Die Grafik für den Ruggbach verweist aber darauf, dass praktisch keine Unterschiede zwischen den „Normalabflüssen“ und den Abflussreaktionen bei Starkniederschlägen zu finden sind. Auch tendiert das Einzugsgebiet in Trockenperioden zum „Leerlaufen“. Es sind somit keine Hinweise auf ein deutlicheres Rückhaltevermögen aus den Pegeldata ableitbar.

Abbildung 60: Pegel Ruggbach/Lochau, Daten 1976 bis 2008; log-Wahrscheinlichkeitsplot für Abflussspende l/sec/km²

3.5.4 Versuchsanordnung und Methodik

Im Untersuchungsgebiet Ruggbach wurde versucht, mittels Starkregensimulationen sowohl die Geschwindigkeit als auch die Menge des Zwischenabflusses zu quantifizieren. Dazu wurden Standorte gewählt, welche unterhalb der Beregnungsfläche einen Aufschluss oder eine markante Änderung der Geländetopographie aufwiesen. Der Abfluss konnte an allen beregneten Standorten quantifiziert werden. Als Folge der meist unvorhersehbaren Austrittsstellen hatten die Messungen durchwegs improvisierten Charakter. Die Ableitung der Fließgeschwindigkeiten des Zwischenabflusses erfolge über unterschiedliche Herangehensweisen (Tabelle 20):

- 1) Messung der zeitlichen Differenz zwischen Beregnungsbeginn und Erstaustritt an der Geländeunstetigkeit
- 2) Messung der zeitlichen Differenz zwischen Salztracereingabe und Erstanstieg der Leitfähigkeit an der Geländeunstätigkeit
- 3) Monitoring des elektrischen Widerstandes entlang eines Längsprofils mittels Geoelektrik

Zusätzlich wurde an zwei Tagen mit unterschiedlichem Abflussverhalten an repräsentativen Gerinnestandorten Durchfluss, Temperatur und die elektrische Leitfähigkeit gemessen.

Tabelle 20: Ruggbach Versuchsanordnung

Probepunkt / Bereich Nr. (in Reihenfolge der Durchführung)	Versuchsanordnung		
BF2 - Lochau Ebnet	Starkregen-simulation		provisorische Quantifizierung des Zwischenabflusses

			Bodenfeuchtemessung mittels TDR-Sonden
BF5 - Eichenberg alter Dorfweg Nord	Starkregen-simulation	Vorberegnung, Tracereingabe über oberflächlich aufgebracht NaCl (1 kg)	Bodenfeuchtemessung mittels TDR-Sonden Quantifizierung des Interflows am Bodenschlitz Leitfähigkeitsmessung im Bodenschlitz
BF6 - Eichenberg alter Dorfweg Süd	Starkregen-simulation	Vorberegnung, Tracereingabe über oberflächlich aufgebracht NaCl (1 kg)	Bodenfeuchtemessung mittels TDR-Sonden Quantifizierung des Interflows am Bodenschlitz und am Aufschluss Leitfähigkeitsmessung im Bodenschlitz und am Aufschluss
BF 8 - Eichenberg Eplisgehr Ost	Starkregen-simulation	Vorberegnung, Tracereingabe über oberflächlich aufgebracht NaCl (1 kg)	Bodenfeuchtemessung mittels TDR-Sonden Quantifizierung des Interflows am Aufschluss Leitfähigkeitsmessung am Aufschluss Monitoring über Geoelektrik-Längsprofil
BF 8 - Eichenberg Eplisgehr West	Starkregen-simulation	Vorberegnung, Tracereingabe über oberflächlich aufgebracht NaCl (1 kg)	Bodenfeuchtemessung mittels TDR-Sonden Quantifizierung des Interflows am Aufschluss Leitfähigkeitsmessung am Aufschluss Monitoring über Geoelektrik-Längsprofil

Im Allgemeinen wurden die Versuche im Einzugsgebiet des Ruggbaches so durchgeführt, dass mittels Starkregenanlage auf einer Fläche zwischen 60 und 80 m² über eine Dauer von einer bis drei Stunden eine konstante Niederschlagsmenge mit mittlerer bis hoher Intensität (55 bis 107 mm h⁻¹) aufgebracht wurde. Bei den einzelnen Versuchen wurde versucht, neben einer Messung der Fließgeschwindigkeit des Zwischenabflusses auch die Höhe der unterirdischen Abflusskomponente zu quantifizieren.

Neben der Möglichkeit die Abflussgeschwindigkeit über die zeitliche Differenz zwischen Beregnungsbeginn und Erstaustritt an einem Aufschluss zu analysieren, wurde ungelöstes NaCl (1kg) linienförmig auf die Oberfläche aufgebracht. Die zeitliche Verzögerung des durch die Beaufschlagung gelösten und in den Untergrund infiltrierten Salzes konnte bis zu dessen Wiederaustritt am Aufschluss gemessen werden. Somit konnte ein Wert der Fließgeschwindigkeit

sowohl für den ungesättigten als auch für den gesättigten Zustand ermittelt werden. Ein Monitoring über ein Geoelektrik-Längsprofil erfolgte an den beiden Versuchflächen BF8 und BF9. Die Lage der Versuchsflächen ist in Abbildung 55 veranschaulicht.

Versuchsfläche BF2, Lochau Ebnet

Beregnung einer 60 m² Fläche (Tabelle 21) mit einer Intensität von 106,5 mm h⁻¹ über eine Dauer von 2h 40min. Der unterirdische Abfluss wurde im Bodenschlitz am unteren Ende der Beregnungsfläche sowie am 8,6 m vom unteren Ende der Beregnungsfläche entfernten Hanganschnitt gemessen.

Tabelle 21: Standortparameter Ruggbach BF2

Standort:	Ruggbach – Lochau Ebnet, BF2
Datum:	24.08.2011
Lage:	Bereich einer inaktiven Massenbewegung
Neigung:	50%, 27°
Höhenlage:	680 m
Vegetation:	Mischwald, vorwiegend Fichte, Stangenholz
Boden:	verlehmte Braunerde

Versuchsfläche BF5, Eichenberg

Der Waldstandort (Tabelle 22) wurde auf einer Fläche von 80 m² über eine Stunde mit einer Intensität von 96,4 mm h⁻¹ beregnet. Nach einer Unterbrechung von einer Stunde wurde der Standort ein zweites Mal (Beginn 13:13) über die Dauer von zwei Stunden beraufschlagt. 55 Minuten später (14:08) wurde 10 Meter oberhalb des Bodenschlitzes (untere Begrenzung der Beregnungsfläche) 1 kg NaCl in ungelöster Form in die Beregnungsfläche eingebracht. Die Reaktion konnte in Form eines Anstiegs der elektr. Leitfähigkeit des im Bodenschlitz austretenden Wassers gemessen werden.

Tabelle 22: Standortparameter Ruggbach BF5

Standort:	Ruggbach – Eichenberg BF5
Datum:	03.07.2012
Lage:	Mittelhanglage
Neigung:	30°
Höhenlage:	765 m (DGM)
Vegetation:	Bu-Ta-Fi Altbestand, größtenteils ohne Bodenbedeckung / z.T. vergrast
Boden:	Braunerde

Versuchsfläche BF6, Eichenberg

Die Versuchsfläche (60 m²) (Tabelle 23) wurde über eine Dauer von einer Stunde mit einer Intensität von 74 mm h⁻¹ beaufschlagt. Sowohl Zwischen- als auch Oberflächenabfluss konnte dabei im Bodenschlitz am unteren Ende der Beregnungsfläche gemessen werden. Nach einer Unterbrechung von 1h 45min wurde die zweite Beregnung (Beginn 15:14) mit einer Intensität von 64 mm h⁻¹ durchgeführt, um 15:59 1 kg NaCl linienförmig in die Fläche aufgebracht. Die Reaktion an der 14 m entfernten Wegdrainage konnte mittels Leitfähigkeitsmessung aufgezeichnet werden. Sowohl der aus dem Bodenschlitz als auch der an der Wegböschung austretende Zwischenabfluss wurde quantifiziert.

Tabelle 23: Standortparameter Ruggbach BF6

Standort:	Ruggbach – Eichenberg BF6
Datum:	04.07.2012
Lage:	Innerhalb einer Massenbewegungszone, teilweise stark hangwasserzünftig und vernässt
Neigung:	25° (DGM)
Höhenlage:	760 m (DGM)
Vegetation:	Laubdom. Mischwald (TA 30, FI 10, Ulme 60), Holunder, Farne, Efeu, Bingelkraut, Moos/Krautschicht
Boden:	Pseudogley auf Braunerde, oberflächlich stark vernässt. Im oberen Bereich Braunerde, sehr skelettreich

Versuchsfläche BF8, Eichenberg

Die Beregnungsfläche BF8 (Tabelle 24) befindet sich in einem sehr steilen, durch einen Forstweg angeschnittenen Bestand. Am Anschnitt sind die Spuren von austretendem Zwischenabfluss aus natürlichen Niederschlagsereignissen deutlich erkennbar. Die Fläche (80 m²) wurde am 10.09.2012 über einen Zeitraum von 3 Stunden mit einer Intensität von 53,4 mm h⁻¹ beaufschlagt, nach 1h 33min wurde NaCl linienförmig in fester Form aufgebracht und eingeregnet. Die Zwischenabflussmenge sowie die Fließgeschwindigkeit konnte am Hanganschnitt aufgezeichnet werden. Auf Grund technischer Probleme konnten keine TDR Daten aufgezeichnet werden.

Der zweite Versuch fand am Folgetag (1.09.2012) statt, es wurde mit einer Intensität von 55,6 mm h⁻¹ über 2h beregnet. Es wurde kein Salztracer eingebracht, da die Leitfähigkeit bereits durch die NaCl Eingabe am Vortag stark beeinflusst war.

Tabelle 24: Standortparameter Ruggbach BF8

Standort:	Ruggbach – Eichenberg, alter Dorfweg, Eglisgehrbach
Datum:	10. und 11.09.2012
Lage:	Mittel- bis Oberhanglage, sehr steil, teilweise von Wildwechwecheln durchzogen
Neigung:	38°
Höhenlage:	770 m (DGM)
Vegetation:	Fi-Ta-Bu Wald (FI 30, Ta 10, Bu 20, Ulme 30, Eibe 10), Moos/Krautschicht DG 35%
Boden:	Lockersediment-Braunerde

Versuchsfläche BF9, Eichenberg

Die ca. 20m westlich der BF8 gelegene Versuchsfläche (80 m², Tabelle 24) wurde am 11.09.2012 über 2h 39min mit einer Intensität von 55,7 mm h⁻¹ beregnet. 1h 25min nach Versuchsbeginn wurde NaCl linienförmig aufgebracht und eingeregnet, die Reaktion konnte am Hanganschnitt durch einen Anstieg der elektrischen Leitfähigkeit gemessen werden.

3.5.5 Bodenphysikalische Kennwerte

Ruggbach BF2

Der Standort zeigt einen, für bewaldete Standorte typischen, hohen Anteil an organischer Substanz in den oberen TS (Ah-Horizont). Durch den hohen Gehalt an OS wird die Infiltration des Niederschlags, mit Ausnahme starker Austrocknung, stark gefördert. Der Skelettgehalt ist gering, besonders in der obersten TS (0-10 cm). Während in der obersten TS ein hoher Anteil rasch drainfähiger Größtporen vorliegt, reduziert sich deren Anteil in den unteren Tiefenstufen drastisch. Die Textur des Standortes liegt in allen TS im Bereich sU.

Abbildung 61: Volumensanteile der Bodenkomponenten am Standort BF2

Abbildung 62: Ruggbach BF2, gesättigte Leitfähigkeit

Der Boden am Standort BF2 zeigt in den oberen Tiefenstufen eine mittlere bis starke Durchlässigkeit (nach Hartge und Bailly 1967), in den unteren TS schwache bis mittlere Durchlässigkeit (Abbildung 62).

Ruggbach BF5

Der Boden des Standortes Ruggbach BF5 (Abbildung 63) weist bis in 40 cm Tiefe einen hohen Anteil an Grob- und Größtporen auf, die die Infiltration des Wassers in den Untergrund erleichtern. Der Anteil an OS ist für einen bewaldeten Standort mäßig (rd. 8% in der obersten TS), die Bodenart ist bei einem Schluffgehalt von 52-55% am Übergang von IS zu sU.

Abbildung 63: Volumensanteile der Bodenkomponenten am Standort BF5

Abbildung 64: Ruggbach BF5, gesättigte Leitfähigkeit

Die hydraulische Durchlässigkeit (kf-Wert) liegt in der obersten TS im mittleren Bereich, nach unten nimmt die Durchlässigkeit ab (Klassen schwach bis mittel nach Hartge und Bailly 1967).

Ruggbach BF6

Der Boden des Standort BF6 (Abbildung 65) zeigt in der obersten TS einen hohen Anteil an Grob- und Gröbstporen (20,5 Vol%). Die Bodentextur liegt am Übergang vom sL zum sU. In der TS 20-30 cm steigt der Skelettanteil auf 45 Vol%. an, der Grobstoff ist durch dessen Einlagerung in die Bodenmatrix kein Faktor zur Steigerung der hydraulischen Leitfähigkeit.

Abbildung 65: Volumensanteile der Bodenkomponenten am Standort BF6

Abbildung 66: Ruggbach BF6, gesättigte Leitfähigkeit

Die Leitfähigkeit des Bodens in der obersten TS liegt im Bereich mittlerer Leitfähigkeit (Abbildung 66).

Ruggbach BF8 und BF9

Für den Standort BF8 und BF9 wurde auf Grund der räumlichen Nähe nur an einem Punkt Probenmaterial geworben. Der Skelettanteil am Standort (Abbildung 67) ist in allen TS hoch und erreicht in 30 bis 50 cm Tiefe einen Wert von 55 Vol.%. Der Anteil an OS ist in den oberen beiden TS hoch (bis 15 Vol.%), sehr hoch ist auch der Anteil an Gröbstporen (über 30 Vol.%). Die Bodenart am Standort BF8/BF9 ist der Klasse uS zuzuordnen, der Anteil der tonigen Komponente ist mit 2 bis 4% sehr gering.

Abbildung 67: Volumensanteile der Bodenkomponenten am Standort BF8 und BF9

Abbildung 68: Ruggbach BF8 und BF9, gesättigte Leitfähigkeit

Die hydraulische Leitfähigkeit des Bodens liegt in allen TS im Bereich zwischen 30 und 130 cm d^{-1} (Abbildung 68).

3.5.6 Ergebnisse der Berechnungen

Ruggbach BF2

Am 8,6 m von der Unterkante der Beregnungsfläche entfernten Hanganschnitt trat nach 25 Minuten der erste Zwischenabfluss aus. Dies entspricht einer Fließgeschwindigkeit von 21 m h^{-1} im ungesättigten Zustand. Es trat kein Oberflächenabfluss, jedoch seichtgründiger Zwischenabfluss auf, der am Bodenschlitz quantifiziert werden konnte. Der Anteil des Zwischenabflusses am Bodenschlitz erreichte rd. 10%, der gesamte Anteil der Zwischenabflusskomponente konnte mit einen Abflussbeiwert von ca. 0,65 quantifiziert werden (Abbildung 69).

Abbildung 69: Ruggbach BF2, Entwicklung des Zwischenabflusses

Die Messung der Bodenfeuchte an den beiden TDR-Profilen (Abbildung 70) zeigt einen raschen Anstieg des Wassergehaltes bis in eine Tiefe von 40 cm.

Abbildung 70: Ruggbach BF2, Bodenfeuchte

Ergebnisse Ruggbach BF5

Bei der ersten Beregnung wurde kein Abfluss (weder Oberflächenabfluss noch Zwischenabfluss) registriert. Die Bodenfeuchte (Abbildung 71) steigt in den oberen Tiefenstufen unmittelbar nach Beginn der Beregnung, in 25 bzw. 40 cm mit 10- bis 15-minütiger Verzögerung, an. Im Profil 1 zeigen sich in den Tiefenstufen 15 und 25 cm während der Beregnung deutliche Sprünge in der Bodenfeuchte.

Abbildung 71: Ruggbach BF5, erster Versuch, Bodenfeuchte

Im zweiten Versuch wurde 23 Minuten nach Beregnungsbeginn im Bodenschlitz an der unteren Begrenzung der Beregnungsfläche erster Zwischenabfluss aufgezeichnet, der im Lauf der weiteren Beregnung auf ein konstantes Niveau von 19% anstieg (Abbildung 72). Unmittelbar nach Ende der Beregnung begann der Zwischenabfluss wieder abzufallen.

Abbildung 72: Ruggbach BF5, Entwicklung des seichten Zwischenabflusses

Um die Fließgeschwindigkeit des seichten Zwischenabflusses festzustellen, wurde 54 Minuten nach Beginn der zweiten Beregnung 10 Meter oberhalb des Bodenschlitzes 1 kg NaCl (oberflächlich in fester Form) linienförmig über die gesamte Breite der Versuchsfläche aufgebracht. Das NaCl löste sich rasch, am Bodenschlitz konnte ein Anstieg der elektrischen Leitfähigkeit gemessen werden. Auf Grund der zeitlichen Verzögerung zwischen der Einbringung des Tracers und dem Beginn des Anstieges von 12 Minuten kann auf eine maximale Fließgeschwindigkeit im gesättigten Zustand von

49 m h⁻¹ geschlossen werden (Abbildung 73). Aus technischen Gründen konnten im zweiten Versuch keine Bodenfeuchtemessungen durchgeführt werden.

Abbildung 73: Ruggbach BF5, Anstieg der elektr. Leitfähigkeit nach NaCl Beigabe

Ergebnisse Ruggbach BF6

Bei den Beregnungsexperimenten am Standort BF6 konnte sowohl im ersten als auch im Folgeexperiment Oberflächenabfluss gemessen werden (Abbildung 74). Der Zeitraum zwischen dem Beginn der Beregnung und dem ersten Auftreten von OA (Initialabstraktion) betrug im ersten Experiment 46 Minuten, unter feuchten Bedingungen 29 Minuten. Der Oberflächenabfluss betrug im ersten Versuch 12%, im zweiten Experiment 25%.

Abbildung 74: Oberflächenabfluss im ersten (links) und im zweiten (rechts) Beregnungsexperiment Ruggbach BF6

Im ersten Versuch konnte der seichtgründige Zwischenabfluss im Bodenschlitz am unteren Ende der Beregnungsfläche gemessen werden, dabei wurde ein Abflussbeiwert des Zwischenabflusses von 0,09 gemessen. Im zweiten Versuch wurde sowohl am Bodenschlitz als auch am Hanganschnitt gemessen. Am Bodenschlitz wurden 11% der Auftragsmenge als Interflow quantifiziert, an der Geländekante 7%.

Die Messung der Bodenfeuchte an den beiden installierten TDR-Profilen zeigt einen Anstieg des Wassergehaltes in 5 und 15 cm Tiefe unmittelbar nach Beginn des Experimentes. In 25 und 40 cm erfolgt der Anstieg mit 23 bis 32 minütiger Verzögerung. Der Anstieg der Bodenfeuchte vollzieht sich danach aber schlagartig (Abbildung 75).

Abbildung 75: Ruggbach BF6, erster Versuch, Bodenfeuchte

Im zweiten Versuch ist die Reaktion der Bodenfeuchte ähnlich, das Ausgangsniveau jedoch höher und die zeitliche Verzögerung kürzer.

Durch oberflächliche Aufbringung von 1 kg NaCl (linienförmig in fester Form, 15:59) während der Beregnung und des LF-Monitorings an der Geländekante konnte die Fließgeschwindigkeit des Zwischenabflusses im gesättigten Zustand mit 25 m h^{-1} quantifiziert werden. Jedoch ist das Signal aufgrund der starken Verdünnung sehr schwach (Abbildung 76).

Der Beginn des Interflowprozesses am Hanganschnitt ist bzgl. der Fließgeschwindigkeit nicht interpretierbar, da i) entlang des Weges eine permanente Schüttung aus dem Überlauf einer Quelle vorlag und diese nur teilweise umgeleitet werden konnte und ii) der Zwischenabfluss im gesamten Bereich zwischen Bodenschlitz und Weg austrat.

Abbildung 76: Ruggbach BF6; Leitfähigkeitsmessung an der Geländekante

Ergebnisse BF8 - Erstversuch

Am Standort konnte im Zuge der Beregnung kein Oberflächenabfluss erzeugt werden. Es trat jedoch an mehreren Stellen des Hanganschnittes Zwischenabfluss aus, dessen Menge und zeitlicher Verlauf gemessen werden konnte.

41 Minuten nach Beginn der Beregnung trat erster Zwischenabfluss auf, nach einem un stetigen Anstieg (konstante Abflussraten im Wechsel mit sprunghaften Anstiegen) wurde ein Abflussbeiwert von 1,02 erreicht (Abbildung 77).

Abbildung 77: Ruggbach BF8, erste Beregnung, Zwischenabfluss

Aus der zeitlichen Differenz zwischen dem Beginn der Beregnung und dem ersten Austritt von Zwischenabfluss an der Messstelle kann eine Fließgeschwindigkeit im ungesättigten Untergrund von 22 m h^{-1} abgeleitet werden.

Abbildung 78: Oberflächliches linienförmiges Aufbringen von NaCl

1h 33 min (16:42) nach Beginn der Beregnung wurde linienförmig über die gesamte Breite des Beregnungsfeldes 1 kg NaCl in fester Form aufgebracht (Abbildung 78). Das Salz wurde innerhalb weniger Minuten gelöst und ist in den Untergrund infiltriert.

Der Beginn des Anstiegs der Leitfähigkeit konnte an den Messstellen am Hanganschnitt aufgezeichnet werden, aus der Zeit- und Wegdifferenz kann eine maximale Fließgeschwindigkeit

des Zwischenabflusses im gesättigten Zustand von 62 m h^{-1} abgeleitet werden.

Ergebnisse BF8 - Folgeversuch

Beim zweiten Versuch am Folgetag erfolgte der Anstieg des Zwischenabflusses deutlich rascher als beim ersten Experiment. Nach einer Beregnungsdauer von einer Stunde stellte sich ein Zwischenabflussbeiwert von 0,8 ein, der über rd. 30 Minuten annähernd konstant blieb. Bei Beendigung des Experimentes wurde ein Abflussbeiwert von 0,9 erreicht (Abbildung 79). Es trat kein Oberflächenabfluss auf.

Abbildung 79: Ruggbach BF8, zweite Beregnung, Zwischenabfluss

Die Bodenfeuchtemessungen an den drei installierten TDR-Profilen zeigen unterschiedliche Reaktionen auf die Beregnung. Während die Profile innerhalb der Beregnungsfläche sofort oder mit geringer zeitlicher Verzögerung auf den Niederschlag reagieren, zeigt das Profil unterhalb des Beregnungsfeldes keine Reaktion. Dies bedeutet, dass zumindest am Profil 3 die Wasserfront des Zwischenabflusses tiefer als 40 cm verlaufen ist (Abbildung 80).

Abbildung 80: Ruggbach BF8, zweiter Versuch, Bodenfeuchte

Aus der zeitlichen Differenz zwischen dem Beregnungsbeginn und dem Erstaustritt von Zwischenabfluss an der Messstelle kann eine Fließgeschwindigkeit im Untergrund von 17 m h^{-1} abgeleitet werden.

Ruggbach BF9

Ähnlich der Reaktion beim ersten Beregnungsversuch am Standort BF8 wurde ein Zwischenabflussbeiwert >1 nach einer Beregnungsdauer von 2 Stunden erreicht (Abbildung 81). Dies bedeutet, dass ein hoher Flächenanteil der steilen Bacheinhänge des Ruggbaches auch bei kurzzeitigen konvektiven Niederschlagsereignissen auch über den Interflow zum Abfluss beitragen.

Abbildung 81: Ruggbach BF9, Zwischenabfluss

An den TDR- Sonden zur Messung der Bodenfeuchte konnte an den beiden innerhalb des Beregnungsfeldes liegenden Profilen ein rascher Anstieg des Wassergehaltes, z.T. mit geringer zeitlicher Verzögerung an den tieferen Sonden, festgestellt werden. Am dritten, 4 m unterhalb der Beregnungsfläche gelegenen Profil, konnte im Gegensatz zum Experiment an der BF8 der Durchgang der Wasserfront gemessen werden. Beginnend in 40 cm Tiefe und nach oben hin zunehmend verzögert stieg der Wassergehalt deutlich an (Abbildung 82). Eine Analyse der Fließgeschwindigkeit ist aus den Messungen der Bodenfeuchte infolge des Messintervalls von 10

Minuten nur mit Einschränkungen möglich, der maximal mögliche Wert beläuft sich auf 7 m h^{-1} (in 40 cm Tiefe).

Abbildung 82: Ruggbach BF9, Bodenfeuchte

Aus der zeitlichen Differenz zum Erstaustritt am Hanganschnitt ergibt sich eine Geschwindigkeit von 17 m h^{-1} . Aus der Differenz zw. Einregnungsbeginn des Salztracers, 1:25 h nach Beginn des Experimentes, und der ersten Leitfähigkeitsänderung am Austrittspunkt des ZA ergibt sich eine maximale Geschwindigkeit des unterirdischen Abflusses von 56 m h^{-1} (Abbildung 83).

Abbildung 83: Ruggbach BF9, Anstieg der elektr. Leitfähigkeit nach NaCl Eingabe

3.5.7 Ergebnisse der Durchfluss-, Temperatur- und Leitfähigkeitsmessungen

Neben der Diskussion der Pegeldaten, die weiterzuführen und zu vertiefen ist, lassen auch die gezielten Durchflussmessungen bereits erste Schlüsse zu. An 16 Messstellen im Einzugsgebiet wurden am 16.08.2012 gezielt Durchflussmessungen in Kombination mit Temperatur- und Leitfähigkeitsmessungen direkt im Anschluss an ein Niederschlagsereignis durchgeführt. Eine weitere Messkampagne an 19 Standorten erfolgte bei geringem Abflussniveau am 22.08.2012. Die Durchflussmessungen wurden mittels einfacher Kübelmessungen oder mittels Salzverdünnungsmethode durchgeführt. Die Verortung der Standorte ist in Abbildung 55 ersichtlich.

Die Durchflussmessergebnisse vom 16.08.2012 (Abbildung 84), umgerechnet in Abflussspenden ($\text{Lt sec}^{-1} \text{ km}^{-2}$) zeigen die abnehmende Tendenz der Gebietsreaktion auf das Niederschlagsereignis. Mit Ausnahme der Teileinzugsgebiete 11 und 12, welche eine deutlich geringere Spende aufweisen, reagieren alle Gebiete in ähnlicher Weise wie das Gesamtgebiet. Die Spenden nehmen rasch nach Ende des Niederschlages ab, dies deutet auf eine rasche Entleerung der meist beschränkten Speicherkapazität des Gebietes hin. Die abweichende Reaktion an Messstelle 11 und 12 kann evtl. durch eine inkorrekte Abgrenzung des entsprechenden Einzugsgebietes erklärt werden, das Phänomen konnte jedoch nicht weiter verfolgt werden. Die Temperatur und Leitfähigkeit an den einzelnen Messstellen lassen kaum eine weitere Differenzierung zu, lediglich die Temperatur an Messstelle 3 liegt deutlich unter dem allgemeinen Niveau.

Abbildung 84: Ruggbach - Durchfluss-, Temperatur- und Leitfähigkeitsmessungen am 16.08.2012

Auch am 22.08.2012 (Abbildung 85) lassen Temperatur und Leitfähigkeitsmessungen eine geringe Differenzierung zu und geben die allgemeine Tendenz bzw. den Tagesgang im Einzugsgebiet wieder. Auch die Durchflussmessungen an den Einzelmessstellen liegen größtenteils im Rahmen der Reaktion des Gesamtgebietes. Wiederum eine unterdurchschnittliche Abflussspende weist Pkt. 12 auf, deutlich über dem Durchschnitt liegt der Abfluss an Messstelle 14. Dieses Gerinne stellt eine künstliche Überleitung aus dem Einzugsgebiet der Leiblach dar, deren Einzugsgebiet nicht exakt abgrenzbar ist.

Abbildung 85: Ruggbach - Durchfluss-, Temperatur- und Leitfähigkeitsmessungen am 22.08.2012

3.5.8 Modellierung mit ZEMOKOST und Quantifizierung der Beiträge des Interflows an der Abflussspitze

Das Modell konnte an Ereignissen zwischen 2008 und 2012 mit guter Übereinstimmung mit den Abflussmessungen am Pegel Lochau verifiziert werden. Dabei wurden sowohl die überaus rasche Anstiegs- und Abfallszeit des Abflusses als auch die hohe Abflussspitze gut wiedergegeben. Als Eingangsdaten für die Modellierung dienten eine Oberflächenabflussbeiwertkarte (Abbildung 86) und eine Oberflächenrauigkeitskarte. Die Ableitung der topographische Parameter erfolgte aus dem DHM, ebenso die Abgrenzung der 27 Teileinzugsgebiete.

Abbildung 86: Abflussbeiwertkarte Ruggbach

Als Niederschlagsereignisgrößen wurden die Bemessungsniederschläge der Gitterzelle 4183 mit 100 jähriger Wiederkehrperiode herangezogen (BMLFUW - eHyd).

Zur Bewertung der Zwischenabflusskomponenten wird der Flächenanteil der Klassen 1 bis 7 (Tabelle 19) pro Teileinzugsgebiet ausgeschieden (Abbildung 59). Die Fließgeschwindigkeit den Teileinzugsgebieten, die einen hohen Anteil an steilen bewaldeten Einhängen (Grabenbereiche mit aktiv rückschreitender Erosion und engem bzw. weitem Gerinnenetz) wurden mit einem Rauigkeitswert von 0,6 belegt, mit dieser Einschätzung werden bei einem Ereignis mit einer Dauer von 60 Minuten Fließgeschwindigkeiten des Interflows zwischen 29 und 74 m h⁻¹ erzielt. Bei einem Ereignis mit 12 h Dauer reduziert sich die Fließgeschwindigkeit im Untergrund in Abhängigkeit von der Geländeneigung und dem unterstellten Abflussbeiwert auf 12 bis 34 m h⁻¹, die in der Modellierung erzielten Werte entsprechen somit durchaus den Werten aus den Beregnungsexperimenten.

Die Modellierung (Abbildung 87) zeigt, dass im Ruggbach Einzugsgebiet bereits bei kurzen konvektiven Starkregenereignissen Zwischenabflusskomponenten eine bedeutende Rolle spielen und zur Abschätzung eines Bemessungsereignisses unbedingt zu berücksichtigen sind. Während bei Ereignissen mit einer Dauer von 15 Minuten, welche bei Wildbacheinzugsgebieten von der Größe des Ruggbaches zu keiner bedeutenden Abflussspitze führen, der Anteil des Zwischenabflusses bei 15% liegt, steigt dieser bereits bei Ereignissen mit der Dauer von einer Stunde bzw. drei Stunden deutlich an (knapp 30 bzw. 45%). Noch längere Niederschlagsereignisse führen zu Abflussereignissen, deren Abflussspitze zu einem sehr hohen Anteil durch Zwischenabfluss gebildet wird.

Abbildung 87: Auswirkung des Zwischenabflusses auf die Abflussspitze im Ruggbach

4 Bandbreiten von Abstandsgeschwindigkeiten

Rezent wurden eine Vielzahl zeit- und arbeitsaufwendiger Studien durchgeführt um u.a. Informationen zur Genese des Zwischenabflusses zu erhalten (z.B. Scherrer 1997, Weiler und Flühler 2004, Badoux et al. 2006, Retter et al. 2006, Kienzler 2007, Laule 2007, Tromp-van Meerveld und Weiler 2008) und um diese Informationen mit entsprechenden Algorithmen in hydrologische Modelle zu integrieren. Allen diesen Arbeiten ist das Problem der unklaren Übertragbarkeit der auf der Plot-Skala gewonnenen Daten auf kleinere Maßstabsebenen gemeinsam (Germann und Weingartner 2002, Cerdan et al. 2004).

Die Literatur-Recherchen der letzten Jahre zeigen, dass Angaben zu Fließ- bzw. Abstandsgeschwindigkeiten des oberflächennahen Zwischenabflusses für Europa tatsächlich kaum publiziert sind. Vielfach sind solche Angaben nur in unveröffentlichten Projektberichten, sogenannter „grauer“ Literatur, enthalten, Quellen zu denen nur eingeschränkt Zugang besteht. Einige im Zuge der Recherche gefundene Angaben finden sich in Tabelle 25.

Häufig handelt es sich um Geschwindigkeiten im teilgesättigten Zustand, d.h. die Angaben stellen Minimalwerte dar. Bei höherem Wasserangebot werden höhere Geschwindigkeiten erzielt.

Aufgrund des hohen Bedarfes an verbesserter hydrogeologischer Informationen zu den Abflussverhältnissen im Untergrund haben das Amt der Tiroler Landesregierung (Abt. Wasserwirtschaft) und die Wildbach- und Lawinenverbauung, Sektion Tirol, das Büro für Geologie Dr. Pirkel mit zusammenführenden Erhebungen zum Thema „Untergrundabhängige Abflussprozesse / Kartierung und Quantifizierung für das Bundesland Tirol; Flächendeckende Aufnahme Osttirols“ beauftragt. Dieses Handbuch soll mit Frühjahr 2013 vorliegen (Pirkel und Sausgruber 2013).

Tabelle 25: Bandbreiten von Geschwindigkeiten des Zwischenabflusses für verschiedene europäische Substare aus Literaturauswertungen

Ort	Substrat	Geschwindigkeit (m h ⁻¹)	Autor (Jahr)	Versuchsspezifika
Kreisbach bei Wilhelmsburg, Niederösterreich (A)	Fi- und Bu-Bestände auf Pseudogley über Flysch (Sandstein, Mergel)	1,4-0,2	Jost et al. (2003, 2012)	Starkregensimulation auf 60 m ² mit i _N = 100 und anschließend weitere 60 mm h ⁻¹ , Quantifizierung des OA und des ZA in Bodenschlitz unterhalb der Fläche
Rotherdbach-Einzugsgebiet, Erzgebirge(D)	Rhyolith-Podsole auf Altenberger Quarzporphyr, Skelettanteil zw. 30 und 70%, Feinboden: 10% T, 43% U, 47% S	0,5	Didszun (2004)	Einbringung an der Grenzfläche Humusaufgabe / Mineralboden; Tracer Natriumbromid, in 10 cm tiefem Schlitz eingebracht, Distanz bis zum Vorfluter 4,5 m
Rotherdbach-Einzugsgebiet, Erzgebirge (D)		4	Didszun (2004)	Entwässerung über große Makropore direkt ins Gerinne; Tracer Eosin in 30 cm Tiefe eingebracht, Distanz zum Vorfluter: 4 m
Kraus - Einzugsgebiet der Weißen Sulm (Koralpe, Stmk.)	Mähwiese mit Herbstweide auf Verwitterungsbraunerde; Substrat: Grusig verwitternde Plattengneise	ca. 0,4 m (teilgesättigter Zustand)	eigene Felddaten und Angaben in Nachtnebel et al. (2005)	Dauerregensimulation auf 1200 m ² , 230 mm Niederschlag (19 h Regen verteilt auf ca. 50 Stunden), Austritt des Zwischenabflusses ca. 5 Meter unterhalb der Beregnungsfläche an der Straßenböschung
Zastlertal, Südschwarzwald (D)	perigaziale Deckschichten (tonig, schluffig, kiesig)	1-5	Laule (2007)	schnellste Sickerbewegung mit 5 km h ⁻¹ durch tonige Lage, in kiesiger Lage 1,5 m h ⁻¹ ; maximale Fließgeschwindigkeiten in den einzelnen periglazialen Deckschichten auf Basis der Bodenarten nicht abschätzbar
Heumöserhang, Ebnet in Vorarlberg (A)	Fein texturierte Lehmböden mit großem Anteil an Spalten und Sekundärporen	2,1-2,7 4,2-9,5	Wienhöfer et al. (2009), Markart et al. (2010b)	1. Wert: mittlere Fließgeschw.; 2. Wert: Spitzengeschw.; Fließgeschw. gemessen mit NaCl als Tracer. Ergebnisse von Wienhöfer et al. bei Dauerberegnung durch Markart et al. (2010b) bestätigt
Limberg Alm, Löhnersbach bei Saalbach in Salzburg (A)	Blockschutt	3,6	Tilch et al. (2006), Kirnbauer et al. (2009)	oberer Hangschuttpeicher; Beregnung mit Dauerregenanlage auf 400 m ² , Fluoreszenztracer (Naphtionat), Detektion an weiter unten liegendem Pegel (Quelle)

Limberg Alm, Löhnersbach bei Saalbach in Salzburg (A)	Blockschutt matrixgestützt	0,36	Tilch et al. (2006), Kirnbauer et al. (2009)	tieferer, verzögert reagierender Grundwasserspeicher; Beregnung mit Dauerregenanlage auf 400 m ² , Fluoreszenztracer (Naphtionat), Detektion am weiter unten liegendem Pegel (Quelle)
Mulda, Sachsen (D)	periglaziale Deckschichten (Zwei- und Dreischichtprofile auf Gneis)	0,004 0,02-0,08	Heller (2012), Heller und Kleber (2012)	Einregnung des Tracers Brilliant Blue Messung an "Interflowgrube"; 1. Wert = stark stauende Mittellage, geringe Leitfähigkeit, 2. Wert = Basislage, sandiges Substrat + hangparallel eingeregnete Bodenskelettkomponenten, sekundäre Fließwege
Einzugsgebiet der Partnach - Zugspitzplatt (D)	stark verkarsteter und gut wasserwegiger Wettersteinkalk, unterlagert von mergeligen Partnach-Schichten	130 25,5	Rappl et al. (2010) Strobel und Wetzel (2012)	1. Wert = maximale Abstandsgeschwindigkeit, 2. Wert = mittlere Fließgeschwindigkeit, Hinweis auf gut entwickeltes Karstsystem, Einspeisung von Eosin mit sehr hoher Rückgewinnungsrate von 54%
Kangaslampi (Ost-Finnland)	postglaziale Moräne, sandig schluffige Podsole mit hohem Skelettanteil (bis 30 Vol%)	2-6	Laine-Kaulio (2008)	keine homogene Überregnung, Geschwindigkeit sinkt mit der Entfernung von der Überregnungsquelle, Fließgeschwindigkeiten gemessen mit NaCl als Tracer.
* nach Ad-hoc Arbeitsgruppe Boden (2005)				

Tabelle 26: Bandbreiten von Geschwindigkeiten des Zwischenabflusses für verschiedene europäische Substrate aus gegenständlichem Projekt

Ort	Substrat	Geschwindigkeit (m h ⁻¹)	Jahr	Versuchsspezifika
Wattener Lizum - Lizumer Boden, Tirol (A)	Braunerde auf Moräne, beweidet	0,5-2,0	2008	Beregnung mit Großregenlage auf 100 m ² , Salztracer auf ganzer Fläche eingeregnet; Messungen mit TDR, Geoelektrik am Hang; LF und Temperatur am Vorfluter; vertikale und laterale Wasserbewegungen mit annähernd gleicher Geschwindigkeit

Wattener Lizum - Lizumer Boden, Abhänge des Tarntaler, Tirol (A)	Karbonat-Hangschutt	25	2008	Punktueller Einspeisung von NaCl-Tracer in Hangschutt, Messung der LF-Änderung an Vorfluter am Hangfuß
Bromberg, Bucklige Welt, Niederösterreich (A)	Weide; phyllitische Glimmerschiefer und Phyllite; Lockergesteinsauflage partiell verlehmt	0,3-0,75	2009	Beregnung auf 100 m ² , Einspeisung des Salztracers (NaCl) über Bodenschlitz mit anschließender mehrstündiger Einregung; Messungen mit TDR, Geoelektrik am Hang; LF und Temperatur am Vorfluter
Möls Niederleger, Wattental , Tirol (A)	Quarzphyllit, Weiderasen auf podsoliger Braunerde; blockreicher Schuttkegel	0,1-0,4	2009	Beregnung auf 100 m ² , Einspeisung des Salztracers (NaCl) über Bodenschlitz mit anschließender mehrstündiger Einregung; Messungen mit TDR, Geoelektrik am Hang
Möls Hochleger, Wattental , Tirol (A)	Quarzphyllit, alpine Zwergstrauchheide auf Hangschutt, podsolige Braunerde - skelettgestützt	2,8-3,2	2010	Vorberegnung auf 600 m ² über 2 Tage (mit Pausen), Tracer LiCl eingeregnet auf 50 m ² , Nachberegnung auf 600 m ² für weitere 3 Tage (mit Pausen), Gesamtauftragsmenge: 520 mm; Messungen mit TDR, Geoelektrik am Hang; LF und Temperatur an zwei unterliegenden Quellen

Talkaser Niederleger, Brixenbachtal, Tirol (A)	Braunerde auf Lockergestein - Schuttfächer, Schuttkegel; früher Wald, jetzt extensiv beweidet	3,2	2011	Der Hang (600 m ²) wurde 13 h (mit Pausen) vorberechnet ($i_N = 10 \text{ mm h}^{-1}$), am 3. Tag Tracereingabe (LiCl) auf 50 m ² mit 2-stündiger Nachberegnung, anschließend 21 h Nachberegnung auf 600 m ² mit $i_N = 9 \text{ mm h}^{-1}$ verteilt auf 50 h. Detektion der Wasserfront und des Tracers über 2 Geoelektrikprofile, keine Leitfähigkeitsänderungen an den unterliegenden Quellen.
Talkaser Niederleger, Brixenbachtal, Tirol (A)	Pseudogley/Stagnogley auf Moräne, beweidet, sehr seichter Interflow im Boden, Moräne ist Stauer	1,0-2,4	2011	Nach einer geoelektrischen Untergrunderkundung am 04.07.2011 (Referenzmessung) wurde am 05.07.2011 über 5 Auslassöffnungen eines Bewässerungsgerinnes der Hang kurz vorbefeuchtet und unter Zugabe von 25 Liter Salztracerlösung ($\text{NaCl} - 6 \text{ mS cm}^{-1}$) je Auslassöffnung der Salztracer auf einem definierten Bereich zur Versickerung gebracht. * (dieser Versickerungsbereich des Salztracers wurde bis zum Ende des hangnormalen Geoelektrik Monitorings (Monitoring Profil 3) mit Wasser aus dem Bewässerungsgerinne dotiert)

Rechentalalm (BF3), Brixenbachtal, Tirol (A)	Fi-Altholz mit Zwergstrauchunterwuchs, Lockermaterial - Moderbraunerde auf Blasseneck-Porphyroid und epiklastischem Porphyroidmaterial	6-9	2011	Beregnung mit 103 mm in 1 h auf 50 m ² , Detektion der Wasserfront über 1 Geoelektrikprofil
Rechentalalm (BF4), Brixenbachtal, Tirol (A)	Weiderasen mit Farnen, Braunerde feinteilreich dicht; auf Blasseneck- Porphyroid und epiklastischem Porphyroidmaterial	3-6	2011	Beregnung mit 102 mm in 1 h auf 50 m ² , Detektion der Wasserfront über 1 Geoelektrikprofil
Längental, Tirol (A)	Alpine Zwergstrauch-/Grasheide auf podsoligre Braunerde über Schwemmfächer, Schuttkegel aus Schiefergneisen und Gneisglimmerschiefer (feinteilreich)	4-6	2011	Punktuelle Einspeisung; Vorbewässerung über 1 h mit ca. 0,25 Lt sec ⁻¹ ; Tracer: 10 kg NaCl in 250 Lt Wasser; ca. 20 h Nachbewässerung mit 0,5 Lt sec ⁻¹ , Detektion der Wasserfront und des Tracers über 1 schräg am Hang verlaufendes Geoelektrikprofil **
Längental, Tirol (A)	alpine Zwergstrauchheiden auf Blockschutt (Schuttfächer, Schwemmkegel)	73 (gemessene Maximal- geschwindigkeit)	2011	Punktuelle Einspeisung von NaCl (10 kg gelöst auf 250 Lt Wasser) in grobblockigen Hangschutt mit mehrstündiger Nachbewässerung. LF-Messung an Quelle (TIWAG Pegel 34), 55 Meter östlich des Einspeispunktes, erste Reaktion 45 min min nach Einspeisung

Längental, Tirol (A)	Blockschutt (Schuttfächer, Schwemmkegel)	35 (gemessene Maximalgeschwindigkeit)	2011	Punktuelle Einspeisung von NaCl (10 kg ungelöst) in Sturzbach (perennierendes Gerinne) bei Gewitter, Messung an ca. 80 m darunter liegenden Grundwasserpegel Nr. 3 der TIWAG
Ebnet, Ruggbach, Vorarlberg (A), RUGG-BF2	obere Süßwassermolasse und evtl. Moränenreste, reliktsche Massenbewegung, stark verlehnte Braunerde	21	2011	Beregnung auf 60m ² mit $i_N = 106,5 \text{ mm h}^{-1}$ über eine Dauer von 2:45h. Zwischenabfluss konnte an Hanganschnitt sowie an Bodenschlitz behelfsmässig quantifiziert werden. Geschwindigkeit über Strecke und Zeit bis zum Erstaustritt.
Eichenberg, Ruggbach, Vorarlberg (A), RUGG-BF5	obere Süßwassermolasse, Lockersediment-Braunerde	47 (im gesättigtem Zustand)	2012	Beregnung auf 80m ² mit $i_N = 139 \text{ mm h}^{-1}$ über eine Dauer von 2h nach einer Vorberegnung mit 100 mm. Zwischenabfluss konnte an Bodenschlitz quantifiziert werden. Geschwindigkeit über Einregnung von Salztracer (NaCl).
Eichenberg, Ruggbach, Vorarlberg (A), RUGG-BF6	obere Süßwassermolasse, Bereich einer Massenbewegung, teilweise vernässt	38 (im gesättigten Zustand)	2012	Beregnung auf 60 m ² mit $i_N = 64 \text{ mm h}^{-1}$ über eine Dauer von 1:34h nach einer Vorberegnung mit 73 mm. Zwischenabfluss konnte am Bodenschlitz sowie an der Wegböschung quantifiziert werden. Geschwindigkeit über Einspeisung von Salztracer (NaCl) ermittelt, Reaktion aber sehr schwach. Oberflächenabfluss bis zu 25%.

Eichenberg, Ruggbach, Vorarlberg (A), RUGG-BF8	obere Süßwassermolasse, Lockersediment-Braunerde	17-22 (Beginn); 62 (im gesättigten Zustand)	2012	Beregnung auf 80 m ² mit $i_N = 55,6 \text{ mm h}^{-1}$ über 2 h. Vorregen am Vortag 161 mm. Zwischenabfluss konnte an Wegböschung quantifiziert werden. Geschwindigkeit über Strecke und Zeit bis zum Erstaustritt sowie über Verlagerungsgeschwindigkeit des Salztracers (NaCl).
Eichenberg, Ruggbach, Vorarlberg (A), RUGG-BF9	obere Süßwassermolasse, Lockersediment-Braunerde	17 (Beginn); 56 (im gesättigten Zustand - schlechte LF aufzeichnung)	2012	Beregnung auf 80 m ² mit $i_N = 55,7 \text{ mm h}^{-1}$ über 2:39 h. Zwischenabfluss konnte an Wegböschung quantifiziert werden. Geschwindigkeit über Strecke und Zeit bis zum Erstaustritt sowie über Verlagerungsgeschwindigkeit des Salztracers (NaCl).
<p>* Nur dieser Versickerungsbereich des Salztracers (etwa 160 m²) wurde anschließend mit Wasser (etwa 0,7-1 Lt sec⁻¹) aus der Bewässerungserinne über 3,5 Stunden dotiert (Gesamtauftragsmenge etwa 50-80 mm N) und mit dem hangnormalen Geoelektrikprofil (Monitoring Profil 3) kontinuierlich gemessen.</p> <p>** keine Reaktion am unterliegenden Grundwasser-pegel (Distanz 95 m)</p>				

Tabelle 26 enthält die aus den Punktmessungen in den fünf Projektgebieten abgeleiteten Abstandsgeschwindigkeiten des Zwischenabflusses mit Angaben zu den jeweiligen Versuchsbedingungen unter denen diese Werte ermittelt wurden. Die erzielten Werte erscheinen im Vergleich mit den Literaturangaben in Tabelle 25 durchaus schlüssig.

Die angeführten Werte können als ungefähre Angaben für die Fließgeschwindigkeiten des (oberflächennahen) Zwischenabflusses in einfachen hydrologischen Modellen bzw. für die Plausibilisierung der Ergebnisse von Modellrechnungen verwendet werden. In Waldböden mit hohem Anteil an Makroporen, Sekundärporen bzw. Pipes (Mauslöcher, Wurzelkanäle, (Schrumpf)Risse,...) sind oberflächennahe Fließgeschwindigkeiten um 500 m d^{-1} zu erwarten ($< 850 \text{ m d}^{-1}$ - Mosley 1982, $< 500 \text{ m d}^{-1}$ in Schwarz (1984), 432 m d^{-1} - Weinmeister 1991). Nach Wenk (2000) wird in makroporenenreichen Böden durch diese Makroporensysteme ein großer Teil des Niederschlagswasser rasch in tiefere Bodenschichten abgeleitet. Diese Wässer umgehen in einer Art hydraulischem Kurzschluss die Matrix der obersten Bodenschichten. Daher sind die bei Dauerregen über den Zwischenabfluss zum Gebietsabfluss beitragenden Zonen – z.B. führt Kölla (1986) einen ca. 100 m breiten Streifen links und rechts der Gerinne als potenziell beitragend an – für Dauerregenereignisse deutlich zu erweitern, besonders für bewaldete oder von leitfähigem Hangschutt bedeckten Bereiche. Zudem variiert die Erstreckung dieser Streifen in Abhängigkeit von der Niederschlagsintensität und -dauer, wie die Ergebnisse von Chiffard (2006) und Chiffard et al. (2008) zeigen. Ähnliche „Mehrphaseneffekte“ beobachteten Kleber und Schellenberger (1998) in periglazialen Deckschichten des Frankenwaldes in Nordostbayern bzw. Sidle et al. (2000) in steilen bewaldeten Quelleinzugsgebieten im Hitachi Ohta Testgebiet in Japan.

Die Zwischenabfluss-Tabellen sollen sukzessive mit Resultaten aus weiteren Felduntersuchungen bzw. Literaturrecherchen ergänzt werden.

5 Schlussfolgerungen - Methodenkritik

Multi-technische Ansätze konnten von Uhlenbrook et al. (2008) für die Bestimmung der Abflusskomponenten auf der Hillslope-Skala sehr sinnvoll eingesetzt werden: Tracer-Methoden ermöglichten die Erkennung und die Quantifizierung von Abflusskomponenten, geophysikalische Methoden ermöglichten weitere Einsichten in die Untergrundstruktur und dem Entstehungsbereich der Abflusskomponenten.

Durch die Beimischung eines Salztracers zum Niederschlagswasser kann der elektr. Widerstand des Bodens abgesenkt und ein stärkerer Kontrast – bessere Nachverfolgbarkeit der Infiltrationsfront über die Geoelektrik - erreicht werden. Untersuchungen von Peters und Ratcliffe (1998) im Panola Einzugsgebiet in Georgia (USA) zeigen, dass die Messung von Cl⁻ Konzentrationen und -flüssen effektiv dazu verwendet werden kann um den Fluss „neuen“ und „alten“ Wassers durch Hänge und deren jeweiligen Beitrag zum Vorfluter zu differenzieren.

5.1 Analyse und Bewertung der gewählten Methodik

Im gegenständlichen Projekt wurden mehrere Ansätze erprobt:

- Konzentrierte Einregnung des Tracers auf ganzer Fläche mit der Starkregenanlage (10 m^2) über einen Zeitraum von mindestens einer Stunde und Nachberegung von mehreren Stunden mit nicht kontaminiertem Niederschlagswasser. Diese Technik kam z.B. am Standort P1 im Lizumer Boden (Vorstudie – Markart et al. 2008b) zur Anwendung. Nachteile:

- Bei hohem Oberflächenabflusspotenzial besteht die Gefahr der Kontaminierung der unterliegenden Fläche mit Salztracer (Gefahr des Austrages – falsche / nicht exakt definierte Bezugsfläche für die Interpretation der Geoelektrik-Ergebnisse).
 - Zudem muss der Salztracer den nicht (vor)berechneten Boden unterhalb der Berechnungsfläche durchströmen, d.h. potenzielle maximale Fließgeschwindigkeiten sind nicht abschätzbar (siehe z.B. Ergebnisse von Laule 2007)
- Einbringung des Tracers über einen Bodenschlitz wie in Bromberg oder am Möls Niederleger nach ausreichender Vorberegnung mit der Starkregenanlage (100 m²). Diese Ansätze bergen jedoch eine Reihe von Nachteilen:
 - Bei feinteilreicheren Böden (Verwitterungsböden, Moränenstandorte, Schwemmfächer,...) verschlämmt der Schlitz sehr rasch, d.h. die Infiltration der Tracerlösung wird deutlich verzögert, die Verlagerungsgeschwindigkeiten gegenüber natürlichen, ungestörten Böden werden deutlich unterschritten. Auch die Untersuchungen von Woods und Rowe (1996), aber auch neuere Arbeiten (z.B. Laule 2007) zeigen, dass rascher Interflow über künstlich angelegten Gräben am Hang nur ungenügend genau erfasst werden kann. Dotation des Zwischenflächenbereiches durch Wasserzufuhr aus eigens angelegten Bodenschlitzen (z.B. Mosley 1982, Kitahara 1993, Woods und Rowe 1996) oder punktuelle Dotation (z.B. Anderson et al. 1997) sind angewandte Methoden zur Bestimmung der Fließgeschwindigkeit des Zwischenabflusses. Damit Makroporen einen signifikanten Einfluss auf den Interflow bekommen, ist nach Mosley eine Bodensättigung notwendig bevor das Wasser in die Makroporen gelangen kann (Mosely 1982).
 - Gefahr der Kontamination von Bereichen unterhalb des Schlitzes mit Tracerlösung – falsche / nicht exakt definierte Bezugsfläche für die Interpretation der Geoelektrik-Ergebnisse.
 - Generell widerspricht die punktuelle Dotation auch einem "wirklichen" Niederschlagsereignis. Eine flächige Aufbringung der Tracerlösung widerspiegelt ein realitätsnäheres Niederschlagsereignis und berücksichtigt die z.T. heterogene Ausbildung des Bodens hinsichtlich der Versickerungscharakteristik viel mehr.
- Im Ruggbach wurde der Salztracer im obereren Bereich der Berechnungsfläche in hangparalleler Linie aufgebracht (siehe Abbildung 78). Diese Methode hat sich gegenüber der Tracereinbringung über Bodenschlitze bewährt. Es erfolgt keine Bodenverwundung / Strukturzerstörung und damit keine Reduktion der Infiltrationskapazität durch Verschlämmung. Die minimal invasive Einbringung hat sich auch bei anderen Untersuchungen bewährt (z.B. Tilch et al. 2006, Kirnbauer et al. 2009). Voraussetzung für die Anwendung dieser Methode sind jedoch locker gelagerte Böden und hohe Infiltrationsfähigkeit. Es besteht jedoch das Problem der Ausfilterung des Tracers in sorptionsstarken Böden und bei großen Messstrecken.
- Vorberegnung über die Großregenanlage (Dauerregenanlage, $i_N = \text{ca. } 10 \text{ mm h}^{-1}$). Einregung eines Tracers über kleinere Starkregenanlage (z.B. 50 m²), ausreichend lange Nachberegnung über Großregenanlage.
 - Bei hohem Oberflächenabflusspotenzial besteht die Gefahr der Kontaminierung der unterliegenden Fläche mit Salztracer (Gefahr des Austrages – falsche Bezugsfläche für die Interpretation der Geoelektrik-Ergebnisse).
 - Die derzeit zur Verfügung stehende Niederschlagsintensität mit 10-15 mm h⁻¹ ist gering. Bei den Dauerberegnungen am Möls Hochleger und am Talkaser Niederleger wurden

in 5 bzw. 6 Tagen jeweils an die 500 mm Niederschlag aufgebracht, dennoch wird aus den Ergebnissen der Time-lapse-Inversion ein wiederholtes Stocken des Tracerfortgangs und damit der Wasserfront in den Niederschlagspausen (während der Nacht) und aufgrund der geringen Intensität (ca. 10 mm h^{-1}) ersichtlich. Für weitere Untersuchungen soll die Anlage daher für Intensitäten von $20\text{--}30 \text{ mm h}^{-1}$ adaptiert werden. Damit wird auch der Forderung von Cassiani et al. (2009) entsprochen, dass relativ große Niederschlagsmengen auf ausreichend großen Flächen aufzubringen sind um den Zwischenabfluss nachvollziehbar messen zu können. Ein durchschnittliches Niederschlagsereignis produziert nicht genügend Wassereintrag in den Boden, um die Wassersättigung in tiefer liegende Schichten nachhaltig zu verändern. Der Niederschlag wird beinahe zur Gänze von oberflächennahen Schichten aufgenommen, Abfluss passiert ebenfalls in oberflächennahen Schichten (Cassiani 2009). Auch Tromp-van Meerveld et al. (2007) brachten auf einer ca. 46 m^2 ($5,5 \text{ m} * 12 \text{ m}$) großen Testfläche $882\text{--}1676 \text{ mm}$ Niederschlag in 8 Tagen auf. An den beiden Quellen 60 m unterhalb der Beregnungsfläche Möls Hochleger konnten nach der Tracereinregung und mehrtägiger Nachberegung keine Leitfähigkeitsänderungen festgestellt werden. Die LF-Messgeräte waren aus Sicherheitsgründen installiert worden, bei näher an der Oberfläche reichendem anstehendem Fels hätte der Salztracer durchaus Hangwassersysteme / Fließwege erreichen und an der Quelle austreten können. Ähnlich wie bei Mehlhorn et al. (1995) wäre es sinnvoll nicht nur auf eine Reaktion durch den eingespeisten Tracer an der Quelle zu warten (LF-Erhöhung), sondern hier auch potenzielle Änderungen natürlicher Tracer (z.B. ^{18}O) zu erfassen. Die dafür notwendige Messausrüstung stand leider nicht zur Verfügung.

Nach Weiler und McDonnell (2007) kann Wasserfluss in Makroporen auf zwei Arten initiiert werden: Von der Bodenoberfläche aus oder durch Aufsättigung von unten her. Im gegenständlichen Fall dürften auch die großen Auftragsmengen von über 500 mm in 5 Tagen nicht ausgereicht haben um einen weiter über die beregnete Fläche nach unten in den unberegneten Bereich hinein reichenden Makroporenfluss einzuleiten, eine Aufsättigung von tieferen Bodenschichten her ist mit Sicherheit nicht erfolgt. Zu einer weitgehenden Aufsättigung der obersten Bodenzone kam es den TDR-Daten zu Folge nur an einzelnen Stellen. An mehreren Sonden war die Feuchtezunahme trotz der langen Beregnungsdauer nur minimal, in der Umgebung einiger Sonden wurde der freie Bodenspeicher nicht ausgeschöpft.

Makroporen-Transport ist in matrixgestützten Systemen nur über limitierte Strecken möglich, nach einer limitierten Distanz muss das Wasser letztendlich wieder von der Bodenmatrix aufgenommen werden (Anderson et al. 2008), d.h. die Bodenmatrix muss zuerst aufgesättigt sein bevor präferenzzieller Fluss entstehen kann.

- Ein weiterer großer Nachteil dieses Systems ist der große Arbeits- und Zeitaufwand (pro Versuch sind mehrere Tage anzusetzen). Zudem ist die Betreuung insbesondere unter widrigen Bedingungen, z.B. bei Regen – schlechte Wasserqualität, wiederholte Unterbrechungen zur Reinigung des Filters notwendig oder während der Nachtstunden: Arbeitsaufwendig und schwierig (Lärm der Pumpe, Beleuchtung für Überwachung des Versuchs, Tanken – Treibstoffzufuhr, u.a.).
- Vorteil: Bei sauberer Ausführung erhält man über die Geoelektrik sehr gut nachvollziehbare Ergebnisse über die Verlagerungsstrecke der Wasser- bzw. Tracerwolke im Untergrund.

Aus der Arbeit von Cassiani et al. (2009) wird aber auch die begrenzte Aussagefähigkeit von Dauerregensimulationen auf sehr kleiner Fläche ersichtlich. Cassiani et al. konnten zwar eine sehr rasche Tiefsickerung, auch über präferenzielle Fließwege, aber nur eine vernachlässigbare laterale Transmission des aufgetragenen Wassers feststellen.

Um zwischen oberflächennahen Abfluss und tatsächlichem Eintrag in tiefer liegenden Schichten unterscheiden zu können ($> 1\text{ m}$) müssen außergewöhnlich hohe Niederschläge simuliert werden, Cassiani et al. (2009) brachten 2200 mm in 18,5 Stunden auf einer Testfläche von 2 m x 2 m auf.

Interflow fließt über Sekundärporen, Kanäle in gesättigten Bereichen und umgeht quasi die Sekundärporen in trockeneren Bereichen (Nieber und Sidle 2010, Wenk 2000). Das Netzwerk bevorzugter Fließwege dehnt sich in Abhängigkeit von der Sättigung aus.

Dieser Umstand kann auch zur Erklärung fehlender Reaktionen an der Dauerregenfläche Möls Hochleger herangezogen werden (vgl. Kap. 3.2). Trotz der hohen aufgetragenen Niederschlagsmenge (ca. 500 mm in 6 Tagen) dürfte diese Menge nicht ausgereicht haben um i) eine ausreichende Durchfeuchtung der Matrix und ii) einen ausreichenden Interflow zu initiieren, der entlang des anstehenden die ca. 60 m Wegdistanz bis zur Ausbissstelle der beiden Quellen hätte überbrücken können.

Wie aus den Abbildung 20 und Abbildung 34 ersichtlich kann mit der Geoelektrik die laterale Ausbreitung der Tracerwolke sehr gut nachvollzogen werden. Aufgrund des zu geringen Anteiles des Trägermittels Wasser wird der Tracer jedoch rascher ausgefiltert und es ergeben sich zu geringe Abstandsgeschwindigkeiten. Daher sollten bei künftigen Beregnungsexperimenten bzw. punktuellen Tracereinspeisungen größere Niederschlagsmengen (höhere stündliche Intensität (20 mm h^{-1} und darüber) ohne Unterbrechung über einen längeren Zeitraum (mehrere Tage) bzw. bis eine Reaktion am Messpunkt auftritt aufgebracht werden. Dieser Ansatz wird auch durch die Ergebnisse von Cassiani et al. (2009) bestätigt.

Als best practice Methode hat sich, wie oben beschrieben, eine Kombination aus Dauerberegnung und Starkregensimulation herausgestellt. Dabei erfolgt eine Vorberegnung (Niederschlagssimulation) auf der großen Fläche der Dauerberegnung, dann wird auf einem kleinen Teil über die Starkregenanlage der Salztracer flächig eingebracht und anschließend wiederum mit der Dauerregenanlage in einem Ausmaß nachbewässert, sodass kein Oberflächenabfluss entsteht. Dadurch gelangt der gesamte aufgetragene Salztracer zur Versickerung und eine Verfrachtung des Salztracers über den Oberflächenabfluss ist ausgeschlossen. Entscheidend für den geoelektrischen Nachweis des eingebrachten Salztracers ist, dass sowohl der flächig aufgetragene Salztracer, als auch der geoelektrische Nachweis der Tracerfront (Monitoring) bei gleichen Systembedingungen erfolgt (d.h. innerhalb der Dauerberegnungsanlage).

Ein Vorschlag für einen Versuchsaufbau in Kombination von Dauerregenanlage und Starkregenanlage mit geoelektrischem Monitoring ist in Abbildung 88 dargestellt.

- Bodenprobe
- Beregnungsfläche; $N = 5 \text{ mm/h}$
- Beregnungsfläche; $N = 10 \text{ mm/h}$
- Salztraceraufbringung im Bereich der Beregnungsfläche
- Geoelektrikprofile Salztracer
- E 45 Elektrode Geoelektrik

Massstab : 5 m

Abbildung 88: best practice Versuchsaufbau für Interflow Monitoring mit Beregnungsanlagen und geoelektr. Monitoring

Durch die Time-Lapse Inversion kann die Ausbreitungsdynamik des oberflächennahen Zwischenabflusses (Interflow) im Untergrund des Beregnungsfeldes und darüber hinaus zeitlich und örtlich verfolgt werden.

Daraus können die Ausbreitungsgeschwindigkeit (Abstandsgeschwindigkeit) des Interflows abgeschätzt und seine Fließwege (Eindringtiefen, etc.) dargestellt werden, wobei die zielgerichtete Anordnung mehrerer geoelektrischer Profile eine räumliche Abschätzung der Ausbreitungscharakteristik ermöglicht. Deutlich bildet sich auch die Dynamik dieser Fließprozesse beim Wechsel der Systemzustände (z.B. nächtliche Pausen in der Beregnung/Niederschlagssimulation) ab.

Wie bereits o.a. ist die zielgerichtete Anordnung von mehreren Monitoringprofilen zu empfehlen, um bei unbekannten Fließgeschwindigkeiten das Erstauftreten einer Tracerfront optimal erfassen zu können.

Für die Kalibrierung dieser Ergebnisse aus der Geoelektrik standen im Oberflächennahbereich TDR-Messungen zur Verfügung. Ebenso ist es aus Sicht der Geoelektrik erforderlich, auch für größere Tiefen (> 1m) direkte Kalibrierungsparameter für den Durchgang einer Tracerfront zu ermitteln.

Die Ergebnisse sind innerhalb dieser speziell entwickelten Methodik vergleichbar. Rückschlüsse bei anderen Systemzuständen, z.B. durch den Einfluss der gesamten Wasserfracht bei anhaltenden Niederschlägen, sind nicht ableitbar.

5.1.1 Punktuelle Tracereinspeisung mit Leitfähigkeits- und Temperaturmessung am Vorfluter bzw. Detektion durch Geoelektrik

Unter verschiedenen Bedingungen ist die Durchführung von Berechnungen nicht möglich bzw. sinnvoll (z.B. bei extremem Transportaufwand, gr. Höhenunterschieden, stark durchlässigem Untergrund,...). Daher wurden punktuelle Tracereinspeisungen mit Temperatur- / Leitfähigkeitsmessungen an einem unterliegenden Vorflutern / Quellen durchgeführt.

- Einbringung des Tracers als Tracerlösung und Nachbewässerung über Wasserversorgung aus einer Steigleitung oder natürlichem Wasserangebot (Wasserverlustbach) auf durchlässigem Hangschutt mit geringer Distanz zum Temp- / LF-Messpunkt (< 100 m) – damit wurden auf durchlässigem Hangschutt (z.B. Wattener Lizum, Abhänge des Tarntaler oder im Längental) sehr gute und realistische Ergebnisse erzielt.
- Einbringung des Tracers als Tracerlösung und Nachbewässerung über Wasserversorgung aus einer Steigleitung auf feinteilreichem Hangschutt. Hier zeigte sich keine Reaktion am Vorfluter. Lediglich über ein günstig angeordnetes Geoelektrikprofil konnte die Tracerwolke ansatzweise detektiert werden.
 - Vorteil: man erhält ungefähre Messwerte von Substraten, die sonst nur mit gr. Aufwand zu untersuchen sind
 - Nachteile: Es erfolgt eine starke Ausfilterung des Tracers aufgrund des Verlustes des Transportmittels. Die laterale Verlagerung der Tracerlösung erfolgt mit einer gegenüber einem natürlichen Dauerregenereignis deutlich geringerer Geschwindigkeit (vgl. Laule 2007).
 - Die effektive Fließgeschwindigkeit hängt auch von der Konnektivität des Systems ab (Weiler und McDonnell 2007, Newman et al. 1998, Noguchi et al. 1997).

5.1.2 Geoelektrik und Tracer

- Bei der Verwendung eines Salztracers ist zu beachten, dass es aufgrund der höheren Dichte zu einem Absinken des Tracers innerhalb des Wassers kommen kann. Bei geringen Strömungsgeschwindigkeiten innerhalb des Aquifers zeigt der Tracer durch diesen gravitativen Effekt nur bedingt das tatsächliche Strömungsverhalten der unbeeinflussten Aquifers. Besonders zu beachten ist dies bei der Kalibrierung der geoelektrischen Ergebnisse mit Leitfähigkeitsmessungen/Wasserproben aus Bohrungen (Kemna 2002).
- In Verbindung mit geoelektrischen Messungen wird als Tracer Wasser mit Natriumbromid, NaBr (Kemna 2002) und in der überwiegenden Anzahl der Fälle eine Kochsalzlösung verwendet. Die max. Lösbarkeit von Kochsalz in Wasser liegt bei 350-360 g Lt^{-1} (Käss 2004). Wegen des oben

erwähnten gravitativen Effektes ist bei der Salzkonzentration des Tracers ein Kompromiss zwischen Leitfähigkeitskontrast und erhöhter Dichte einzugehen. (ca. 16 g Lt⁻¹ Br - bei Kemna 2002).

- Bei genügend hoher Strömungsgeschwindigkeit / Abflussrate könnte die Durchmischung von Tracer und unbeeinflusstem, natürlich vorhandenem Wasser im Boden ausreichend sein, sodass ein gravitatives Absinken des Tracers nicht stattfindet (Abfluss an Hängen).

Mögliche Gründe für geringe Leitfähigkeitsänderung bei Verwendung von Salztracern:

- „Old water“, gespeichertes Bodenwasser dämpft den Leitfähigkeit steigernden Effekt des Tracers (Cassiani 2009).
- Zu geringe Salzkonzentration um die Dichte des Tracers gering zu halten (Cassiani 2006).

Stabile Isotope des Wassers (z.B. ¹⁸O und ²H) oder wichtige chemische Parameter wie DOC, Si, NO₃, Al, u.a. erlauben die Differenzierung beitragender Quellen oder beitragender Layer (Ladouche et al. 2001). So weist z.B. DOC auf die Beteiligung oberflächennaher Bereiche am Abflussgeschehen hin (Schwarze et al. 2011).

Woods und Rowe (1994) erfassten den Interflow an einem ca. 200 m breiten Hang auf einer Strecke von ca. 125 m. Ihre Ergebnisse belegen deutlich, dass vom gemessenen Interflow auf den 85 und 40 m langen Strecken nicht auf den gesamten Hang hochgerechnet werden kann. Sie raten Modellentwicklern gezielt Daten von Bodenfeuchtemessungen, Isotopendaten und der Topographie des Untergrundes einzubeziehen. Dies kann als Hinweis dafür angesehen werden, dass der in der vorliegenden Arbeit verwendete Ansatz (Beregnung mit kontrollierter Tracereingabe auf kleiner Fläche, Bodenfeuchtemessung über TDR, Geoelektrik zur Gewinnung von Informationen über die Fließgeschwindigkeit im Untergrund und die Charakteristik des Substrates) sehr gut für die summarische Beschreibung der komplexen Zwischenabflussprozesse an Hängen geeignet ist. Geoelektrische Messungen mit zielgerichteter Anordnung der geoelektrischen Profile bewähren sich als optimales, nicht invasives Messverfahren zur Detektion des Fortschrittes der Wasserfront bzw. lateraler Fließbewegungen.

Auch aus den Untersuchungen von Koch et al. (2009) im Schwarzwald (D) wird ersichtlich, dass

- geoelektrische Messdaten durch vorhandene bzw. begleitend erhobene hydrochemische und hydrometrische Informationen besser interpretiert werden können.
- die Geoelektrik ein besseres räumliches Verständnis vorhandener hydrochemischer und hydrometrischer Daten ermöglicht.

5.1.3 Bodenfeuchtemessungen - TDR

Nach den Erfahrungen aus dem gegenständlichen Projekt erscheint bei Beregnung auf feinteilreichem Substrat die Installation einer minimalen Anzahl von TDR-Sonden (zumindest zwei Profile mit Sonden in unterschiedlichen Tiefenstufen) sinnvoll:

- Die TDR-Daten ermöglichen eine Plausibilisierung der Geoelektrik-Ergebnisse.
- Sie erlauben weiters eine grobe „Kalibrierung“ der Geoelektrik-Messungen
 - man erhält bessere Informationen zum Konnex gemessener Widerstand
 - Wassergehalt im Substrat.

Die Einrichtung gestaffelter TDR-Profile auf engem Raum, wie z.B. von Abdank et al. (1997) im Unterharz angewandt, erscheint sinnvoll für die kleinräumige Prozessanalyse, ist jedoch für die

Ableitung von Ergebnissen für die Großhangskala und kleinere Maßstabskalen zu aufwendig. Um über TDR-Sonden Angaben zur räumlichen Wasserbewegung zu bekommen, wäre ein Spatial-TDR-Ansatz notwendig, ähnlich wie ihn z.B. Schädel (2006) im Dürreychtal (Schwarzwald, D) oder Johst (2011) im Frankelbach-Einzugsgebiet (nördlich von Kaiserslautern, D) angewandt haben.

Jedoch ist der großflächige Einsatz von TDR-Sonden bzw. auch Tensiometern in alpinen Böden schon i.d.R. aufgrund des hohen Skelettanteils nur mit Einschränkung möglich (Markart 2000).

5.2 Zwischenabfluss - Schlussfolgerungen

Landnutzung - Landbedeckung

Am deutlichsten manifestierten sich Landnutzungsauswirkungen in einer reduzierten Infiltrationskapazität des Oberbodens, häufig als Folge der aktuellen Bewirtschaftung (Verstärkung der Oberflächenkompaktion durch Befahren, Beweidung,...) bzw. Unterschiede in der Landbedeckung (z.B. Wald vs. Rasenvegetation).

Der Abfluss in Einzugsgebieten wird stark von der Landnutzung beeinflusst. Lana-Renault et al. (2012) beobachteten beim Vergleich eines bewaldeten und eines extensiv bewirtschafteten landwirtschaftlich genutzten Einzugsgebietes sehr rasche und hohe Abflussspenden aus dem waldlosen Gebiet bei geringer Vorfeuchte, bei hoher Vorbefeuchtung war die Abflussspende aus dem Wald deutlich höher, allerdings mit deutlicher Verzögerung gegenüber dem waldfreien Gebiet. Lana-Renault et al. führen diese Reaktion des bewaldeten Einzugsgebietes auf zusätzliche Beiträge einer langsamen Zwischenabflusskomponente zurück. Eine weitere Ursache könnte im Erreichen eines Schwellenwertes sein, ab dem die hydrologische Konnektivität im bewaldeten Einzugsgebiet rasch ansteigt und damit große Teile des Systems zum Abfluss beitragen. Derartige Schwellenwert-Phänomene könnten auch eine mögliche Erklärung für massive Hochwasserabflüsse mit gravierenden Schäden aus stark bewaldeten Einzugsgebieten in den letzten Jahren sein, z.B. Fischbach in Salzburg im Juli 2002 (Hübl et al. 2003) oder St. Lorenzen im Juli 2013 (BMLFUW 2013 a).

Einfluss von Topografie und Relief

Auch der Einfluss der lokalen Topographie bzw. des lokalen Reliefs bildet sich deutlich in den Untersuchungsergebnissen ab. So wurden z.B. auf den jeweils im Unterhangbereich situierten feinteilreichen Murschuttfächern des Möls-Niederleger bzw. auf den Moränen im Lizumer-Boden im hinteren Wattental deutlich geringere Verlagerungsgeschwindigkeiten ermittelt als z.B. im grober texturierten Hangschuttfächern am Möls Hochleger bzw. den sehr steilen Schuttabhängen des Tarntaler in der Wattener Lizum.

Kofalk (1998) stellte bei Untersuchungen auf einem Grundmoränenstandort in Brandenburg einen deutlichen Einfluss des Reliefs auf die Bodenwasserdynamik fest. Gleichfalls ergaben sich deutliche Unterschiede in den Transportstrecken für die aufgebrauchten Tracer zwischen Unterhang und Hangfuß. Auf den Testflächen waren Durchströmung und Stoffverlagerung am Hangfuß deutlich höher als am darüber liegenden Unterhang. Nach Kofalk gelten die grundlegenden Interflow-Formationsprozesse nicht nur für den untersuchten Hang. Die dortige Catena ist in ihren wesentlichen Eigenschaften typisch für die Grundmoränenplatten des Pommerschen Stadiums. Mit dieser Aussage wird auch eine der vorliegenden Arbeit zugrunde liegende Hypothese, nämlich dass

für bestimmte Substrate ermittelte Bandbreiten von Fließgeschwindigkeiten des Zwischenabflusses auf vergleichbare Einheiten in anderen Gebieten übertragen werden können, bestätigt.

Der Einfluss der Topographie des Subanstehenden bzw. allfälliger dichter Bodenschichten auf den Zwischenabfluss konnte auch von Curwen-McAdams et al. (2008) im Oregon Cascade Range auf zwei unterschiedlichen geologischen Fließregimen nachgewiesen werden.

Über die geoelektrischen Messungen wird auch deutlich der Einfluss der Topografie des Untergrundes auf den Interflow ersichtlich. Häufig sammelt sich versickerndes Wasser auf dem anstehenden Gestein und füllt allfällige vorhandene Mulden oder Geländedepressionen auf. Erst nach Verfüllung dieser Bereiche ergibt sich eine zusammenhängende (annähernd gesättigte) Zone lateraler Wasserbewegung zum Vorfluter bzw. zum Gerinne (Freer et al 2002, v. Wilpert et al. 2007).

Ein Problem ist darin zu sehen, dass die für den kleineren Hillslope scale ermittelten mittleren Fließgeschwindigkeiten der Druckwellen im Zwischenflächenbereich höher sind als jene des Tracers, zudem unterliegen die Fließgeschwindigkeiten einer großen räumlichen Variabilität (Newman 2002).

Substrat

Die Ergebnisse aus den untersuchten Testflächen belegen auch eine deutliche Substratabhängigkeit des Zwischenabflusses:

Warum konnten z.B. an den beiden Quelllästen unterhalb der Beregnungsfläche Möls Hochleger nach der Tracereinregnung keine Leitfähigkeitsänderungen festgestellt werden? Die LF-Messgeräte waren aus Sicherheitsgründen installiert worden. Bei näher an der Oberfläche reichendem anstehendem Fels hätte der Salztracer durchaus Hangwassersysteme erreichen und an der Quelle austreten können. Nach Weiler und McDonnell (2007) kann Wasserfluss in Makroporen auf zwei Arten initiiert werden: i) Von der Bodenoberfläche aus oder ii) durch Aufsättigung von unten her. Im gegenständlichen Fall dürften auch die großen Auftragsmengen von über 500 mm in 5 Tagen nicht ausgereicht haben um einen weiter über die berechnete Fläche nach unten in den unberegneten Bereich hinein reichenden Makroporenfluss einzuleiten, eine Aufsättigung von tieferen Bodenschichten her ist den Ergebnissen der Geoelektrik zufolge mit Sicherheit nicht erfolgt. Zu einer weitgehenden Aufsättigung der obersten Bodenschichten kam es nur an einzelnen Stellen, wie die TDR-Messungen zeigen (siehe Bericht Markart et al. 2012, Seite 58). An mehreren Sonden war die Feuchtezunahme trotz der langen Beregnungsdauer nur minimal, in der Umgebung einiger Sonden wurde der freie Bodenspeicher nicht ausgeschöpft. Makroporen-Transport ist in matrixgestützten Systemen nur über limitierte Strecken möglich, nach einer limitierten Distanz muss das Wasser letztendlich wieder von der Bodenmatrix aufgenommen werden (Anderson et al. 2008), d.h. die Bodenmatrix muss zuerst aufgesättigt sein bevor präferentieller Fluss entstehen kann.

Ableitung von Fließgeschwindigkeiten

Eigentlich ermöglicht nur die Kombination isotopischer und chemischer Tracer und deren Erfassung über alle Kompartimente (Niederschlag, Boden, Grundwasser und Abfluss) eine genauere Identifizierung von Herkunft, Fließwegen und Anteilen des Hochwasserabflusses (Schwarze et al. 2011). Derartige umfangreiche quantitative und qualitative Messungen sind jedoch für eine routinemäßige Einschätzung der dominanten Abflussprozesse von Einzugsgebieten bei advektiven Starkregen in der Praxis zu aufwendig und komplex.

Andererseits stellt die Laufzeit eine zentrale Kenngröße zur Beschreibung von Einzugsgebieten dar. Sie enthält Informationen über Speicherung, Fließwege und Herkunft des Wassers in einer einzigen Kenngröße. Angesichts der Wichtigkeit der Laufzeit gibt es eigentlich kaum Anleitungen für die Verwendung der Laufzeit bei der Modellierung komplexer Einzugsgebiete (McGuire und McDonnell 2006).

In einer Teil-Publikation aus dem Projekt wurden von Kohl et al. (2013) die in Tabelle 25 und Tabelle 26 angeführten Angaben für Substrat-Großgruppen zusammengefasst und gebietsweise Bandbreiten des Zwischenabflusses dargestellt (Tabelle 27). Es zeigt sich, dass selbst aus dieser Zusammenfassung Unterschiede in den Geschwindigkeiten der verschiedenen Substrate deutlich erkennbar sind. Selbst diese Werte können für grobe hydrologische Abschätzungen mit einfachen Modellansätzen in der Praxis durchaus genügen und gegenüber (nicht kalibrierten) mit nicht prozessnahen Algorithmen operierenden Modellen eine verbesserte Gebietsinformation bedeuten, wie aus den Ergebnissen der Modellierungen mit ZEMOKOST für die fünf Testgebieten ersichtlich (Kap. 3.2.12, 3.3.7, 3.4.10, 3.5.8).

Tabelle 27: Beispiele von Fließgeschwindigkeiten des raschen oberflächennahen Zwischenabflusses für europäische Testgebiete

(aus Kohl et al. 2013, verändert)

Autor (Jahr)	v (m h⁻¹)	Einzugsgebiet	Substrat
Heller (2012), Heller und Kleber (2012)	0,004-0,08	Mulda, Sachsen (D)	Periglaziale Deckschichten
Seeger 1990	0,0004-4	Schwarzwald (D)	Periglaziale Deckschichten
Chiffard (2006), Chiffard et al. (2008)	0,035	Bohläse, Sauerland (D)	periglaziale Deckschichten bzw. geschichtete Siltschiefer
Seeger 1990	2,5-25	Schwarzwald (D)	Buntsandstein
Nachtnebel et al. (2005)	0,4	Weißer Sulm (A)	grusig verwitternde Plattengneise
Jost et al. (2003, 2012)	0,2-1,4	Kreisbach (A)	Pseudogley über Flysch (Sandstein, Mergel)
Tilch et al. (2006) Kirnbauer et al. (2009)	0,36-3,6	Löhnersbach (A)	Blockschutt (matrixgestützt)
Didszun (2004)	0,5-4	Rotherdbach (D)	Altenberger Quarzporphyr
Wienhöfer et al. (2009)	2,1-2,7	Ebnit (A)	Lehmböden
Laule (2007)	0,7-5	Zastlertal (D)	periglaziale Deckschichten

Laine-Kaulio (2008)	2-6	Kangaslampi (FIN)	postglaziale Moräne
Rappl et al. (2010), Strobel & Wetzel (2012)	25,5-130	Zugspitzplatt (D)	stark verkarsteter Wettersteinkalk
Projekt Shallow Interflow	0,3-0,75	Bromberg (A)	phyllitische Glimmerschiefer und Phyllite
Projekt Shallow Interflow	4,2-9,5	Ebnit (A)	Lehmböden
Projekt Shallow Interflow	2-25	Wattener Lizum (A)	Moräne, Karbonat-Hangschutt
Projekt Shallow Interflow	0,4-3,2	Mölsbach (A)	Quarzphyllit, blockreiche Schuttkegel
Projekt Shallow Interflow	72-73	Längental (A)	Silikat-Blockschutt (Schuttfächer, Schwemmkegel)
Projekt Shallow Interflow	17-62	Ruggbach (A)	obere Süßwassermolasse

Abbildung von Interflow-Prozessen in hydrologischen Modellen

Derzeit ist der Modellierung von präferentiellen Flüssen unter Feldbedingungen mit Dual-Permeability Modellen unter Verwendung gekoppelter Richards-Gleichungen sehr schwierig, vor allem aufgrund der großen Anzahl an benötigten Parametern und fehlender Standard-Untersuchungstechniken um diese Größen zu ermitteln (Simunek et al. 2003). Casper (2002) beobachtete große Schwächen bei konzeptionellen Modellen in der Modellierung schneller Prozesse (Sättigungsflächenabfluss, schneller Interflow) aufgrund des fehlenden Raumbezuges (zu grobe Auflösung) oder weil das Modell einfach diese Prozesse nicht simulieren konnte. Von ähnlichen Erfahrungen berichten auch Weiler und McDonnell (2007).

Uchida et al. (2002) beobachteten bei erhöhtem N-Angebot einen Wechsel der Dominanz der Abflussprozesse; bei Gesamtniederschlagsmengen < 30 mm konnte der Abflussprozess unter Verwendung gesättigter hydraulischer Leitfähigkeitswerte mit dem Darcy'schen Gesetz beschrieben werden. Bei Gesamtniederschlagsmengen > 70 mm wurde präferenzieller Abfluss (Pipe flow) zum dominanten Abflussprozess.

In der Hydrologie wird auf verschiedene Wege versucht fehlende Prozesskenntnis z.B. über den Standort charakterisierende Indizes zu ersetzen. Herkömmliche Verfahren zur Bestimmung der lokalen Abflussneigung (vor allem die verschiedenen Formen des Topografischen Index) sind nicht geeignet, das Auftreten von Interflow vorherzusagen. Die Bildung von Interflow ist vielmehr von zwei unabhängigen Faktoren abhängig (Casper 2002):

- Hangneigung als treibendes Potenzial (gewinnbar aus digitalem Geländemodell).
- Existenz eines stauenden Horizontes (ableitbar nur aus Bodeninformationen).

Nach Waldenmeyer (2003) erscheint ein Interflowindex, der die lokale Neigung und den Schichtungsquotienten der hydraulischen Leitfähigkeiten von Ober- und Unterboden berücksichtigt, ein geeignetes Regionalisierungsinstrument. Interflow-Index und topographischer Index könnten kombiniert werden (stärkere Gewichtung der Interflow-Flächen, die damit auch zur Fließakkumulation beitragen). Nach Lyon und Troch (2007) kann man mit der Verwendung von Similaritätsindizes wie der Peclet-Zahl Ähnlichkeiten hydrologischer Reaktionen erster Ordnung beschreiben, beobachtete und theoretische Momente zeigten in ihren Untersuchungen gute Übereinstimmung. Troch et al. (2003) führten eine Hang-Speicherung-Boussinesq (HSB) Gleichung ein, um Subsurface Flow und Sättigung entlang komplexer Hänge zu beschreiben. In dieser Gleichung werden die Speicher über die Kontinuitätsgleichung und die Darcy-Gleichung beschrieben. Eine Vielzahl der „am Markt“ befindlichen Modelle basieren jedoch auf derartigen Berechnungsansätzen (Richards-Gleichung, Darcy), mit denen z.B. die raschen Abflussprozesse über Sekundärporen (Tierröhren, Spalten, Klüfte, Schwundrisse etc.) nicht prozessnah zu beschreiben sind (Markart et al. 2004).

Im gegenständlichen Projekt standen für die hydrologischen Modellierungen aufgrund der Untersuchungen auf der Hangskala und der begleitenden Erhebungen auf der Einzugsgebietsbene sehr gute Felddaten zur Verfügung, aufgrund dieser Angaben war ein Routen des Interflows mit reellen Fließgeschwindigkeiten im N/A-Modell ZEMOKOST (Kohl 2011) möglich, es wurden sehr plausible Abflussganglinien und –spitzen erzielt.

6 Weiterer Forschungsbedarf

Mit dem gegenständlichen Projekt konnten Beiträge zur Wissensvermehrung zum Thema „Zwischenabfluss“ geleistet werden. Doch jedes Forschungsprojekt bringt nicht nur neue Erkenntnisse, sondern wirft auch neue Fragen auf:

- Weiterführende Untersuchungen zur Bestimmung des Makroanteils in Böden, dessen Konnektivität, möglicher Fließgeschwindigkeiten und Transportraten sind dringend notwendig.
- Weiterentwicklung der Messtechnik auf der Plot- bzw. Hangskala
 - o Kosten-/Nutzenoptimierung
 - o Beregnung ausreichend großer Hangsegmente mit höheren N-Mengen und in ausreichender Dauer (mindestens 24 h ohne Unterbrechungen, Intensitäten $> 20 \text{ mm h}^{-1}$)
 - o Routinemäßiger Einsatz der Geoelektrik bei Beregnungen
 - o Zeitaufwand/Kosten/Nutzen-optimierte Kombination mit Messung natürlicher Tracer zur Trennung von „Ereigniswasser“ und „altem Wasser“
- Es sollten verstärkt Untersuchungen zur Abflussreaktion auf größerer Fläche relevanter Substrate in den Ostalpen durchgeführt werden, um bisher erzielte Ergebnisse abzusichern, die Kenntnis über die möglichen Abflussreaktionen verschiedener Substrattypen zu verbessern und den vorhandenen Datenpool zu vergrößern. Durch ein verbessertes Prozessverständnis (z.B. Schwellenwertphänomene) und eine bessere Datensituation wäre eine deutliche Optimierung der mit einfachen praxistauglichen N/A-Modellen für

Dauerregenereignisse erzielen Berechnungsergebnisse in der Bemessung, der Nachrechnung von Ereignissen und der Szenarienanalyse zu erwarten.

- Unter nichtstationären Bedingungen wird Wasser im Boden mobilisiert, dabei handelt es sich nach Anderson et al. (1997) hauptsächlich um „altes Wasser“. Auch Kienzler und Naef (2007) registrierten bei Zwischenabfluss aus Verwitterungsschichten und konzentriertem „Pipe Flow“ deutlich über 90% altes Wasser. Bei künftigen Untersuchungen ist daher der Mobilisierung von „altem Wasser“, z.B. wie es bei den Berechnungen im Ruggbach als return flow gemessen werden konnte, verstärktes Augenmerk zu schenken. D.h. es sollten mögliche Beiträge alten Wassers bzw. den Mischungsanteilen zwischen altem und Ereigniswasser genauer analysiert werden (z.B. Temperatur/Leitfähigkeitsmessungen an Returnflow; über Analyse natürlicher Isotope, wie ^{18}O , ^2H , u.a.). Ohne diese Kenntnis des Beitrages alten Wassers werden u.U. zu hohe Fließgeschwindigkeiten für den oberflächennahen Zwischenabfluss ermittelt.
- Im gegenständlichen Bericht wird eine mögliche Vorgangsweise der Extrapolation von Ergebnissen auf der Plot-/ bzw. Hangskala auf die Einzugsgebietsebene aufgezeigt. Pirkl und Sausgruber (2013) stellen in ihrem Handbuch Ansätze zur qualitativen und quantitativen Erfassung untergrundabhängiger Abflüsse auf verschiedenen Maßstabebenen dar. Weitere gezielte Untersuchungen zur Verbesserung der Praxis-tauglichkeit dieser Bewertungsansätze sind notwendig.
- Adaptierung gängiger praxistauglicher N/A-Modelle, um die direkte Parametrisierung mit Prozessinformationen zu ermöglichen (Abstandsgeschwindigkeiten, Hydrotopansatz - Integration zum Interflow beitragender Flächen, u.a.).

7 Zusammenfassung

Im Rahmen des Projektes „Shallow Interflow“ wurden in fünf Testgebieten (Bromberg – Bucklige Welt (NÖ), Brixentalbach (T), Truppenübungsplatz Wattener Lizum (T), Längental (T) und Ruggbach (VlbG) Untersuchungen zu folgenden Schwerpunkten durchgeführt:

- Methodenerprobung und Erfassung konkreter Messdaten für seichten Zwischenabfluss – Ableitung von Bandbreiten von Abstandsgeschwindigkeiten für verschiedene Substrate (Literaturauswertung und Feldversuche)
- Erprobung von Vorgangsweisen zur Umsetzung dieser Messdaten in der Regionalisierung

Es erfolgten punktuelle Messungen bzw. Messungen auf der Hangskala an gebietsrepräsentativ ausgewählten Standorten:

- i. Niederschlagssimulation mit Tracereinspeisung, Verfolgung des Wassers und des Tracers über TDR und Geoelektrik, Bestimmung bodenphysikalischer Kennwerte, u.a.
- ii. Punktuelle Tracereinspeisung mit Temperatur-/Leitfähigkeitsmessung am unterliegenden Vorfluter
- iii. Messung weiterer Geoelektrik-Profile zur Charakterisierung der Untergrundsituation.
- iv. Temperatur-/Leitfähigkeitsmessung mit fallweisen Abflussmengenmessungen an gebietsrepräsentativ ausgewählten Quellen und Gewässerknotenpunkten um die dominanten Abflussbeiträge (Oberflächenabfluss, rascher oberflächennaher Zwischenabfluss, tiefgründiger verzögerter Abfluss) zu differenzieren und Bandbreiten von Fließgeschwindigkeiten abzuleiten.

Dabei wurden die Aussagen zu den Fließgeschwindigkeiten nicht aus Blackbox-Versuchen abgeleitet (einfache Input-Output-Messungen), sondern die Messanordnungen selbst und die Erfassung der jeweiligen Rahmenbedingungen multidisziplinär abgesichert.

Die Lokalitäten für die Versuche wurden an Hand geologisch-geomorphologischer Kriterien ausgewählt. Durch diese sorgfältige Wahl der Versuchsanordnungen und deren messtechnische Absicherung konnte ein hoher Standard der Datensicherheit erreicht werden. Die Zwischenabflussentwicklung wurde maßgeblich von den Eigenschaften des Substrates bestimmt, wobei auch beträchtliche Einflüsse von Landnutzung-Landbedeckung, Topografie und Relief auf den Zwischenabfluss festzustellen waren.

Um die mit hohem Aufwand erfassten Punktinformationen in die Fläche übertragen zu können, wurde nicht nur auf geologische oder geomorphologische Karteninformationen zurückgegriffen. Zur Verfügung stand darüber hinaus ein Bündel multidisziplinär erstellter Datensätze, wie die Daten der Hubschrauber-geophysik oder klassifizierter Untergrundabflussprozesse („Karte der untergrundabhängigen Abflusstypen“). Die Informationen aus der Geoelektrik und der Aerogeophysik ermöglichten eine exaktere Abgrenzung der Gesteinsformationen und quartären Bedeckungen. So sind z.B. Moränen, Sandsteine und Tonschiefer aufgrund des hohen Feinanteiles oder Anstehendes deutlich erkennbar und damit Bereiche mit unterschiedlichem Abflussverhalten sehr gut differenzierbar.

Regionalisierungsansätze wurden in den Testgebieten erprobt um Gesamt-Reaktionsmuster der Einzugsgebiete ableiten und besser verstehen zu können. Diese Vorgangsweise ermöglichte überhaupt erst eine Umsetzung der Messdaten für analoge Geländesituationen (Regionalisierung).

Im gegenständlichen Projekt standen daher für die hydrologischen Modellierungen aufgrund der Untersuchungen auf der Hangskala und der begleitenden Erhebungen auf der Einzugsgebietsebene sehr gute Felddaten zur Verfügung. Aufgrund dieser Angaben war ein Routen des Zwischenabflusses mit reellen Fließgeschwindigkeiten im N/A-Modell ZEMOKOST (Kohl 2011) möglich, es wurden sehr plausible Abflussganglinien und –spitzen erzielt.

Die ermittelten Bandbreiten des Zwischenabflusses (Literaturauswertungen und Felddaten aus den Testgebieten) wurden tabellarisch zusammengefasst und in einer provisorischen Geländeanleitung (Markart et al. 2011) als Report im Rahmen des Interreg-SEE-Projektes CCWaterS einem größeren Nutzerkreis zugänglich gemacht. Die definitive Publikation der Geländeanleitung zur Abschätzung von Abflussbeiwerten (in Deutsch und auf Englisch) ist für Ende 2013 vorgesehen.

Dieses Projekt wurde von der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, Nationalkomitee Hydrologie Österreichs (IHP), gefördert.

8 Literatur

- Abdank, H., Steininger, M., Zimmerling, B. und Meißner, R. (2003): Tracerversuche zum Nachweis von Wasser- und Stofftransportpfaden in mehrlagigen Böden. Zeitschrift Landnutzung und Landentwicklung, Berlin, 44, Heft 2, 70-76.
- Ahl, A., G. Bieber, W. Kollmann, K. Motschka, A. Römer, S. Shadlau, mit Beiträgen von: K. Klebinder, B. Kohl und G. Markart (2008): Aerogeophysics (i.e. Airborne Passive L-Band-Radiometer Measurements) and ground measurements to investigate and validate the spatial soil moisture distribution. Endbericht der Fachabteilung Geophysik der Geologischen Bundesanstalt – Hydrologie Österreichs – Beitrag zum INTERNATIONAL HYDROLOGICAL PROGRAMME (IHP) der Österreichischen Akademie der Wissenschaften (ÖAW), Wien.
- Alaoui, A. and B. Goetz (2008): Dye tracer and infiltration experiments to investigate macropore flow. Geoderma 144, 279-286.
- Anderson, A., M. Weiler, Y. Alila and R. Hudson (2008): Dye staining and excavation of a lateral preferential flow network. Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss. 5, 1043-1065.
- Anderson, M. G. and T. P. Burt (1990). Process Studies in Hillslope Hydrology. Chichester, Wiley.
- Anderson, S.P., W.E. Dietrich, D.R. Montgomery, R. Torres, M.E. Conrad and K. Loague (1997): Subsurface flow paths in a steep, unchanneled catchment. Water Resources Research, Vol. 33, No. 12, 2637-2653.
- Badoux, A., J. Witzig, P.F. Germann, H. Kienholz, P. Lüscher, R. Weingartner and C. Hegg (2006): Investigations on the runoff generation at the profile and plot scales, Swiss Emmental. Hydrol. Process., 20, 377-394.
- Ballard, S. (1996): The In Situ Permeable Flow Sensor: A Ground-Water Flow Velocity Meter, Ground
- Ballard, S., Barker, G.T., and Nichols, R.L. (1996): A Test of the In Situ Permeable Flow Sensor at Savannah River, South Carolina, Ground Water, Vol. 34, no. 3, 389-396. Water, Vol. 34, no. 2, 231-240.
- Belocky, R., Slapansky, P., Ebli, O., Ogorelec, B. & Lobitzer, H. (1999): Die Uran-Anomalie in der Trias-Deckscholle des Gaisberg/Kirchberg in Tirol (Österreich) – Geophysikalische, geochemische und mikrofazielle Untersuchungen. Abhandlungen der Geol. B.-A, 56, Wien, Dezember 1999, 13-33.
- Benischke, R., T. Harum und H. Leditzky (1996): Berechnung von Karbonat-Kohlensäure-Gleichgewichten: Ein Hilfsmittel zur Charakterisierung der Hydrodynamik und Herkunft von Karstwässern. Mitt. Österr. Geol. Ges., 87 (1994), 37-46
- Birkinshaw, S.J. and B. Webb (2010): Flow pathways in the Slapton Wood catchment using temperature as a tracer. J. Hydrol 383, 269-279.
- Blöschl, G. (2001): Scaling in Hydrology. Hydrol. Process. 15, 709-711.
- Blöschl, G. (2005): Rainfall-Runoff Modeling of Ungauged Catchments. In: Anderson, M.G. (ed.): Encyclopedia of Hydrological Sciences. John Wiley & Sons, Ltd., Ch 133, 2061-2079.
- Blöschl, G. und R. Grayson (2000): Niederschlag-Abfluss-Modellierung – Simulation und Prognose. Wiener Mitt., 164, 33-55.
- Blum, W.E.H., H. Spiegel und W.W. Wenzel (1996): Bodenzustandsinventur - Konzeption, Durchführung und Bewertung, Empfehlungen zu einer Vereinheitlichung der Vorgangsweise in Österreich. Arbeitskreis Bodenzustandsinventur der ÖBG. Herausgeber: Bundesministerium f. Land- und Forstwirtschaft.
- Blume, T., E. Zehe and A. Bronstert (2007): Rainfall-runoff response, event-based runoff coefficients and hydrograph separation. Hydrol. Sci. J., 52 (5), 843-862.
- BMLFUW (2005 a): Hochwasser 2005 – Ereignisdokumentation – Teilbericht der Wildbach- und Lawinenverbauung. Lebensministerium, Wien.
- BMLFUW (2005 b): Hochwasser 2005 – Ereignisdokumentation – Teilbericht der Bundeswasserbauverwaltung. Lebensministerium, Wien.
- BMLFUW (2005 c): Hochwasser 2005 – Ereignisdokumentation – Teilbericht des Hydrographischen Dienstes. Lebensministerium, Wien.
- BMLFUW (2009): Ereignisdokumentation Hochwässer Juni bis September 2009; Wien.
- Bonnell, M. (1998): Selected challenges in runoff generation research in forests from the hillslope to headwater drainage basin scale. J. Am. Water Res. Assoc., Vol. 34, No. 4, 765-785.
- Bormann, H., Holländer, H.M., Blume, T., Buytaert, W., Chirico, G.B., Exbrayat J.-F., Gustafson, D., Hölzel, H., Kraft, P., Stamm, C., Stoll, S., Blöschl, G. and H. Flühler (2010): Comparative discharge prediction from a small artificial catchment without model calibration: representation of initial hydrological catchment development. In: 13th Biennial Conference ERB 2010 Hydrological Responses of Small Basins to a Changing Environment – Book of Abstracts, 5-8 Sept., Seggau Castle, Austria. 9-12.

- Bornemissza, J. (2012): Zwischenbericht zur Bestimmung der Zwischenabflussgeschwindigkeiten an Schuttkegeln im Längental. Unveröffentlichter Projektzwischenbericht, Institut für Geographie der Universität Innsbruck, 26 p.
- Bowden, W.B., B.D. Fahey, J. Ekanayake and D. Murray (2001): Hillslope and wetland hydrodynamics in a tussock grassland, South Island, New Zealand, *Hydrol. Process.*, 15, 1707-1730.
- Bunza, G. und T. Schauer (1989): Der Einfluß der Vegetation, Geologie und Nutzung auf den Oberflächenabfluß bei künstlichen Starkregen in Wildbachgebieten der Bayerischen Alpen. Informationsbericht Nr.89 - Bayerisches Landesamt f. Wasserwirtschaft München.
- Bunza, G., P. Jürging, R. Löhmannsröben, T. Schauer und R. Ziegler (1996): Abfluß- und Abtragsprozesse in Wildbacheinzugsgebieten - Grundlagen zum integralen Wildbachschutz; Schriftenreihe des Bayerischen Landesamtes für Wasserwirtschaft, Heft 27, 25-36.
- Casper, M. (2002): Die Identifikation hydrologischer Prozesse im Einzugsgebiet des Dürreychbaches (Nordschwarzwald). Mitt. Inst. f. Wasserwirtschaft und Kulturtechnik, Universität Karlsruhe, Heft 210, 214 S.
- Cassiani, G., A. Godio, S. Stocco, A. Villa, R. Deiana and P. Frattini (2009): Monitoring the hydrological behavior of a mountain slope via time-lapse electrical resistivity tomography. *Near Surface geophysics*, 475-486.
- Cassiani, G., Deiana, R. and A. Kemna (2006). Non invasive monitoring of water flow in the vadose zone: the issue of mass balance in controlled tracer injection experiments: *Eos Trans. AGU*, 87(52), Fall Meet. Suppl., Abstract H44B-01, Am. Geophys. Union.
- Cerdan, O., Y. Le Bissonais, G. Govers, V. Lecomte, K. van Oost, A. Couturier, C. King and N. Dubreuil (2004): Scale effect on runoff from experimental plots to catchments in agricultural areas in Normandy. *J. Hydrol.*, 299, 4-14.
- Chiffard, P. (2006): der Einfluss des Reliefs, der Hangsedimente und der Bodenvorfeuchte auf die Abflussbildung im Mittelgebirge. *Bochumer Geographische Arbeiten*, Heft 76.
- Chiffard, P., J. Didszun und H. Zepp (2008): Skalenübergreifende Prozess-Studien zur Abflussbildung in Gebieten mit periglazialen Deckschichten (Sauerland, Deutschland). *Grundwasser – Zeitschr. Fachsektion Hydrogeologie* 13, 27-41.
- De Graaff, L.W.S. (1992): Zur Morpho- und Chronostratigraphie des Oberen Würm in Vorarlberg. *Jb. Geol.BA*, 135/4, Wien, 809-824.
- Didszun, J. (2004): Experimentelle Untersuchungen zur Skalenabhängigkeit der Abflussbildung. *Freiburger Schriften zur Hydrologie*, Band 19.
- DIN-18130 (1998): Baugrund - Untersuchung von Bodenproben; Bestimmung des Wasserdurchlässigkeitsbeiwerts- Teil 1: Laborversuche
- Döhler, S. (2011): Wie der Regen in den Boden sickert. Farbtracerversuche mit Brilliant Blue FCF zum Nachweis von präferenziellem Fließen in periglazialen Lagen unter Wald. Diplomarbeit TU-Dresden, Fakultät Forst-, Geo-, Hydrowissenschaften; Institut für Geographie.
- Dunne, T. and R.D. Black (1970): An experimental investigation of runoff production in permeable soils. *Water Res. Res.* 6, 478-490.
- Flügel, W.A. (1993): Delineating hydrological response units by geographical information system analyses for regional hydrological modeling using FRMS/MMS in the drainage basin of the River Bröl, Germany. *Hydrol. Process.* 9, 423-436.
- Friebe, G. (1999): Landschaftsentwicklung und Landschaftswandel im Vorarlberger Rheintal.-Vorarlberger Naturschau, 6, 29-34, Dornbirn.
- Geologische Bundesanstalt (2002): Geologische Karte von Niederösterreich 1:200.000, GBA, Wien.
- Geologische Bundesanstalt (2006): Provisorische Geologische Karte der Republik Österreich, Blatt 149 – Lanersbach. Stand 2005.
- Gerke, H., P. Germann and J. Nieber (2010): Preferential and Unstable Flow: From the Pore to the Catchment Scale. *Vadose Zone Journal*, Vol. 9, 207-212.
- Germann, P. und R. Weingartner (2002): Preferential flow – the hydrological link between soil and catchment. *HW* 46, Heft 6., 282-284.
- Gild, C. und R. Hastig (2008): Bodenkartierung im hinteren Wattental. Praktikumsbericht, BFW, Institut für Naturgefahren, Innsbruck, unveröffentlicht.
- Godina, R., P. Lalk, P. Lorenz, G. Müller und V. Weigluni (2005): Das Hochwasser in Österreich vom 21. bis 25. August 2005 – Beschreibung der hydrologischen Situation, Abt. VII/3 – Wasserhaushalt (HZB). Lebensministerium, Wien, 27 Seiten.
- Graham, C.B., R.A. Woods and J.J. McDonnell (2010): Hillslope threshold responses to rainfall: (1) A field based forensic approach. *J. Hydrol.* 393, 65-76.

- Grimmeisen, W. (1997): Bodenfeuchtemonitoring – ein kontinuierlicher Prozeß von Messen, Kalibrieren, Kontrollieren, Visualisieren und Archivieren; in: Methoden zur Bodenfeuchte-Erfassung, Forstliche Forschungsberichte München, Schriftenreihe der Forstwissenschaftlichen Fakultät der Universität München und der Bayerischen Landesanstalt für Wald und Forstwirtschaft, Nr. 166, 6–15.
- Hantke, H. (1992): Zur Genese des Alpen-Rheintales. Jb. Geol. BA, 135/4, 847-856, Wien 1992
- Hartge, K.H. und F. Bailly (1967): Beziehungen zwischen Staunässemerkmalen, Wasserleitfähigkeit und Porenkontinuität in Löß-Parabraunerden im südlichen Niedersachsen. Z. Pflanzenernähr. Bodenk., 116, 10-25.
- Heinisch, H. (1986): Die Geologie der Nördlichen Grauwackenzone zwischen Kitzbühel und Zell am See und ihre Bedeutung für die Rekonstruktion der altpaläozoischen Geodynamik des Ostalpenraumes. – Unveröff. Habilitationsschrift, 291 S., München.
- Heinisch, H. (2003): Bericht 2003 über geologische Aufnahmen auf ÖK 121 Neukirchen a. G. im Paläozoikum der Nördlichen Grauwackenzone, im Innsbrucker Quarzphyllit und der Gaisbergtrias – Bericht und Manuskriptkarte, Geologische Bundesanstalt Wien.
- Heinisch, H., W. Sprenger und K. Weddige (1987): Neue Daten zur Altersstellung der Wildschönauer Schiefer und des Basaltvulkanismus im ostalpinen Paläozoikum der Kitzbüheler Grauwackenzone (Österreich). – Jb. Geol. B.-A., 130/2, Wien, 163–173.
- Heller, K. (2012): Einfluss periglazialer Deckschichten auf die oberflächennahen Fließwege am Hang – eine Prozessstudie im Osterzgebirge, Sachsen. Dissertation, Fakultät Umweltwissenschaften, Technische Universität Dresden (http://www.qucosa.de/fileadmin/data/qucosa/documents/9843/Dissertation_Heller_2012.pdf).
- Heller, K. und A. Kleber (2012): Beregnungs- und Färbeexperimente zur Ermittlung der hydraulischen Eigenschaften periglazialer Deckschichten. Beiträge zum 44. Jahrestreffen des Arbeitskreises Hydrologie. 15.-17. November 2012, WasserCluster – Lunz am See – Österreich. 129-132
- Herrmann, P. und K. Schwerd (1982): Geologische Karte der Republik Österreich 1:25.000. Blatt 82 Bregenz. Geolog. Bundesanstalt, Wien.
- Herrmann, P. und K. Schwerd (1983): Erläuterungen zu Blatt 82 Bregenz. Geolog. Bundesanstalt, Wien.
- Hofer, H.P. (1997): Eine computergestützte Meßapparatur zur Bestimmung der gesättigten Leitfähigkeit von Böden. Innsbruck, unveröffentlicht.
- Holländer, H.M., Blume, T., Bormann, H., Buytaert, W., Chirico, G.B., Exbrayat, J.-F., Gustafsson, D., Hölzel, H., Kraft, P., Stamm, C., Stoll, S., Blöschl, G. and H. Flüher (2009): Comparative predictions of discharge from an artificial catchment (Chicken Creek) using sparse data. Hydrology and Earth System Sciences, 13: 2069-2094.
- Hrachowitz, M., R. Rohte, M.L. Mut, T.A. Bogaard, H.H.G. Savenije and S. Uhlenbrook (2011): On the value of combined event runoff and tracer analysis to improve understanding of catchment functioning in a data-scarce semi-arid area. Hydrol. Earth Syst. Sci., 15, 2007-2024.
- Hübl, J., E. Ganahl, H. Gruber, G. Holzinger, M. Moser und A. Pichler (2003): Dokumentation und Analyse des Hochwasserereignisses vom 17. Juli 02 am Fischbach. WLS Report 87/Band 1, Universität für Bodenkultur, Wien (unveröffentlicht).
- Hümann, M., G. Schüler, C. Müller, R. Schneider, M. Johst and T. Caspari (2011): Identification of runoff processes – The impact of different forest types and soil properties on runoff formation and floods. J. Hydrol. 409, 637-649.
- In: Herrmann, A.: International Conference on Hydrology of Mountain Environments, 27. 9. - 1. 10. 2004, Berchtesgaden; Landschaftsökologie und Umweltforschung, 47, 223-227; TU Braunschweig, Braunschweig.
- Johst, M. (2011): Experimentelle und modellgestützte Untersuchungen zur Hochwasserentstehung im Nordpfälzer Bergland unter Verwendung eines neuartigen Spatial-TDR-Bodenfeuchtemessgeräts. Dissertation, Fachbereich VI Geographie / Geowissenschaften, Universität Trier.
- Jost, G., H. Schume und H. Hager (2003): Quantifizierung der Wasserflüsse in einem Fichtenreinbestand und einem Fichten-Buchen-Mischbestand auf Bestandesebene. Endbericht GZ.: 56.810/14-VA2b/2001 an das Bundesministerium für land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft, Wien.
- Jost, G., H. Schume, H. Hager, G. Markart and B. Kohl (2012): A hillslope scale comparison of tree species influence on soil moisture dynamics and runoff process during intense rainfall. J. Hydrol., doi:10.1016/j.jhydrol.2011.11.057
- Kemna, A., Vanderborght, J., Kulessa B., Vereecken, H. (2002): Imaging and characterization of subsurface solute transport using electrical resistivity tomography (ERT) and equivalent transport models. – J. Hydrol., 267, 125-146.
- Kendall, C., J.J. McDonnell and W. Gu (2001): A look inside „black box“ hydrograph separation models: a study at the Hydrohill catchment. Hydrol. Process. 15, 1877-1902.

- Kienzler, P.M. (2007): Experimental study of subsurface stormflow formation - Combining tracer, hydrometric and geophysical techniques. Dissertation, ETH Zürich Nr. 17330.
- Kienzler, P.M. and F. Naef (2008): Subsurface storm flow formation at different hillslopes and implications for the „old water paradox“. *Hydrol. Processes*, 22, 1, 104-116.
- Kim, J.H., M.J. Yi, S.G. Park und J.G. Kim (2009): 4-D inversion of DC resistivity monitoring data acquired over a dynamically changing earth model, *Journal of Applied Geophysics*, 68, 522-532.
- Käss, W. (2004): Geohydrologische Markierungstechnik. Lehrbuch der Hydrogeologie, Bd. 9, 2. überarbeitete Auflage, Gebr. Borntraeger.
- Kirnbauer, R., P. Haas, P. Chiffard, N. Tilch, B. Zillgens, M. Johst, R. Steidl (2009): Hochwasserentstehung in der Nördlichen Grauwackenzone der Alpen – Beobachtung – Messung – Modellierung. *Wiener Mitteilungen*, Band 213.
- Kitahara, H. (1993): Characteristics of pipe flow in forested slopes. *Exchange Processes at the Land Surface for a Range of Space and Time Scales (Proceedings of the Yokohama Symposium, July 1993)*. IAHS Publ. no. 212, 235-242.
- Kleber, A. und A. Schellenberger (1998): Slope hydrology triggered by cover-beds. With an example from the Frankenwald Mountains, northeastern Bavaria. *Z. Geomorph. N.F.*, 42 / 4, 469-482.
- Klebinder K., B. Kohl., G. Markart., B. Sotier und K. Suntinger (2012): Hochwasserabflussbemessung Brixenbach. Unveröffentlichter Bericht des BFW.
- Koch, K., J. Wenninger, S. Uhlenbrook and M. Bonnell (2009): Joint interpretation of hydrological and geophysical data: Electrical resistivity tomography results from a process hydrological research site in the Black Forest Mountains, Germany. *Hydrol. Process.*, 23, 1501-1513.
- Kohl, B. (2010): „HOWATI-ZEMOKOST“, Berechnung von Hochwasserkennwerten für 10 Leiteinzugsgebiete in Tirol mit dem N/A-Modell ZEMOKOST, Bericht an den Forsttechnischen Dienst für Wildbach- und Lawinerverbauung, Sektion Tirol.
- Kohl, B. (2011): ZEMOKOST – Entwicklung eines praktikablen Niederschlag-/Abflussmodells zur Modellierung von Hochwasserabflüssen in Wildbacheinzugsgebieten unter Einbeziehung verbesserter Felddaten. Dissertation, Fakultät für Geo- und Atmosphärenwissenschaften, Institut für Geographie, Universität Innsbruck.
- Kohl, B., L. Stepanek., H. Pirkel, R. Kirnbauer, V. Meyer und G. Markart (2013): Verbesserungspotenziale bei der prozessorientierten Ereignismodellierung. *Simulation hydrologischer Systeme - wie nah kommen wir der Realität?* Forum Hydrologie und Wasserbewirtschaftung, Heft 30.11.
- Kölla, E. (1986): Zur Abschätzung von Hochwässern in Fließgewässern an Stellen ohne Direktmessung. Eine Untersuchung über Zusammenhänge zwischen Gebietsparametern und Spitzenabflüssen kleiner Einzugsgebiete. *Mitt. VAW-ETH Zürich*, Nr. 87.
- Körner, J. (1996): Abflussbildung, Interflow und Stoffbilanz im Schönbuch Waldgebiet. *Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten*, Reihe C, Bd. 27.
- Kreuss, O. (2006): Geofast – Provisorische geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000 -149 Lanersbach: Stand 2005 (Wien, 2006).
- Kreuss, O. (2008): Zusammenstellung ausgewählter Archivunterlagen der GBA 1:50.000 121 - Neukirchen a. G. Venediger. Stand 1999, Ausgabe 2008, Wien.
- Kreuss, O. (2011): Zusammenstellung ausgewählter Archivunterlagen der GBA 1:50.000 146 - Ötz (Wien, 2011).
- Laboratoire des Ecosystemes Alpains (1995): Bibliographie de Documents pour la Carte de la Vegetation des Alpes (Volume VII) et Documents de la Cartographie Ecologique (Volumes XI à XXXI), Université de Grenoble, 1–83.
- Ladouche, B., A. Probst, D. Viville, S. Idir, D. Baque, M. Loubet, J.L. Probst, T. Bariac (2001): Hydrograph separation using isotopic, chemical and hydrological approaches (Strengbach catchment, France). *J. Hydrol.*, 242, 25-274.
- Laine-Kaulio, H. (2008): Subsurface flow in a forested till slope - Soil analysis, tracer experiments and physics-based modeling. Licentiate thesis, Helsinki University of technology, Water Resources Laboratory.
- Lana-Renault, N., J. Latron, D. Karssenber, P. Serrano, D. Regüés and M.F.P. Bierkens (2012): Seasonal differences in runoff between forested and non-forested catchments: a case study in the Spanish Pyrenees. In: *Revisiting Experimental Catchment Studies in Forest Hydrology (Proceedings of a Workshop held during the XXV IUGG General Assembly in Melbourne, June-July 2011)*, IAHS Publ. 353, 58-63.
- Laule, J. (2007): Experimentelle Untersuchungen zum Interflow in periglazialen Decksedimenten. Diplomarbeit, Universität Freiburg i. Br., 138 S.
- Leibundgut, C., P. Maloszewski and C. Külls (2009): *Tracers in Hydrology*. Wiley-Blackwell.
- Liebscher, H.J. und H.G. Mendel (2010): Vom empirischen Modellansatz zum komplexen hydrologischen Flussgebietsmodell – Rückblick und Perspektiven. Bundesanstalt für Gewässerkunde, Koblenz.

- Loth, G., R. Eichhorn, P. Schauder, R. Höll und A. Kennedy (1999): U-Pb SHRIMP data from the Wildschönau ophiolite complex: Evidence for Cambro-Ordovician rifting in the Western Greywacke Supergroup (Eastern Alps). – Ber. Dt. Min. Ges. Beih. 1 z. Eur. Mineral. 11, 149, Stuttgart.
- Lyon, S. W., and P. A. Troch (2007): Hillslope subsurface flow similarity: Real-world tests of the hillslope Peclet number, Water Resour. Res., 43, W07450, doi:10.1029/2006WR005323.
- Markart G., B. Kohl, B. Sotier, T. Schauer, G. Bunza und R. Stern (2004): Provisorische Geländeanleitung zur Abschätzung des Oberflächenabflusses auf alpinen Boden-/Vegetationseinheiten bei konvektiven Starkregen (Version 1.0). BFW Dokumentation, Nr.3.
- Markart G., B. Kohl, H. Pausch, B. Sotier und K. Suntinger (2010): Bericht über Berechnungen und bodenphysikalische Analysen in den Testgebieten Heumöserhang (Ebnet, Vlb.) und Herzogbauernalm (Löhnersbach, Sbg.). Bericht an den Arbeitsbereich Wasserbau, Universität Innsbruck. im Rahmen des ÖAW-Projektes „Distributed Saturation and Flow Velocity Measurement in Alpine Hillslopes“.
- Markart G., G. Bieber, A. Römer, A. Ita, B. Jochum, K. Klebinder, B. Kohl, H. Pausch, B. Sotier, M. Strasser, K. Suntinger (2010): Abschätzung der Bandbreite von Fließgeschwindigkeiten des oberflächennahen Zwischenabflusses in alpinen Einzugsgebieten. Endbericht zum 1. Projektjahr. Österr. Akademie der Wissenschaften, Kommission für Hydrologie, 85 Seiten.
- Markart, G. (2000): Zum Wasserhaushalt von Hochlagenaufforstungen – am Beispiel der Aufforstung von Haggen bei St. Sigmund im Sellrain. FBVA-Bericht, Nr. 117.
- Markart, G., B. Kohl und P. Zanetti (1997): Oberflächenabfluss bei Starkregen - Abflussbildung auf Wald-, Weide- und Feuchtfeldern, (am Beispiel des oberen Einzugsgebietes der Schesa - Bürserberg, Vorarlberg), Cblt. ges. Forstwesen, 114. Jg., Heft 2/3, 123-144.
- Markart, G., B. Kohl, G. Bieber, A. Römer, A. Ita, K. Klebinder, S. Pfeiler, K. Suntinger, W. Bauer, H. Pausch, M. Strasser (2008b): Beitrag des oberflächennahen Zwischenabflusses zum Gesamtabfluss in einem alpinen Kleinsteinzugsgebiet bei Dauerregen. Endbericht zu einer Pilotstudie an die Österreichische Akademie der Wissenschaften, Kommission für Hydrologie. 89 Seiten.
- Markart, G., F. Perzl, B. Kohl, R. Luzian, K. Kleemayr, B. Ess und J. Mayerl (2007): Schadereignisse 22./23. August 2005 - Ereignisdokumentation und -analyse in ausgewählten Gemeinden Vorarlbergs. BFW-Dokumentation No. 5.
- Markart, G., G. Bieber, A. Roemer, B. Jochum, K. Klebinder, B. Kohl, F. Mayerhofer, H. Pausch, S. Pfeiler, H. Pirkl, B. Sotier, M. Strasser und K. Suntinger (2012): Abschätzung der Bandbreite von Fließgeschwindigkeiten des oberflächennahen Zwischenabflusses in alpinen Einzugsgebieten. Endbericht zum 2. Projektjahr. Österr. Akademie der Wissenschaften, Kommission für Hydrologie, 88 Seiten.
- Markart, G., K. Klebinder and B. Kohl (2008a): Indicators for evaluation of surface runoff potential in critical land use areas. Proceedings of the conference MONITOR/08 – Systems behind a safer environment. International Conference on Monitoring Methods, 21st/22nd Feb. 2008, Raumberg-Gumpenstein, Styria - Austria, 69-79.
- McDonnell, J.J. (2003): Where does water go when it rains? Moving beyond the variable source area concept of rainfall-runoff response. Hydrol. Process. 17, 1869-1875.
- McGuire, K.J. and J.J. McDonnell (2006): A review and evaluation of catchment transit time modeling. J. Hydrol., 330, 543-563.
- Mehlhorn, J., C. Leibundgut and H. Rogg (1995): Determination of the flow and transport parameters of the unsaturated zone using dye tracers. In: Tracer Technologies for Hydrological Systems (Proceedings of a Boulder Symposium, July 1995). IAHS Publ. no. 229, 189-190.
- Meißl G. (2008): Kartierung der Vegetation, ökologischen Feuchte, Abflussbeiwerte und Oberflächenrauigkeit im Brixenbachtal. Durchgeführt im Rahmen des FWF-Projektes T145 "Entwicklung eines Expertensystems zur Bestimmung der hochwassersteuernden Systemzustände in kleinen Wildbacheinzugsgebieten". Institut für Geographie, Universität Innsbruck, unveröffentlichte Karte.
- Meißl G., Klebinder K., Geitner C., Schöberl F., Kohl B., Markart G., Formayer H., Gorgas Th., Bronstert A. (2012): Sensitivität der Abflussprozesse kleiner alpiner Einzugsgebiete auf Klimaänderungen. In: Wasser ohne Grenzen, Beiträge zum Tag der Hydrologie am 22./23. März 2012 an der Albert-Ludwigs-Universität Freiburg. Forum für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung, Hennef, (31.12): 121-126.
- Mosley, M.P. (1982): Subsurface flow velocities through selected forest soils, South Island, New Zealand. Journal of Hydrology, Volume 55, Issues 1-4, 65-92.
- Nachtnebel H.P., K. Lerach, J. Fürst, H. Kling, G. Markart, B. Kohl, R. Kirnbauer, H. Pirkl (2004): Runoff modeling on mountainous slopes after long-term precipitation
- Nachtnebel, H.P., K. Lerach, J. Fürst, H. Holzmann, G. Markart, B. Kohl, W. Bauer, H. Pirkl, R. Kirnbauer und P. Ramspacher (2005): Endbericht zum Projekt „Abflussverhalten von „Einzugsgebieten verschiedener Größe bei Dauerregen“. GZ 5811-

VC7/2000 im Auftrag des Bundesministeriums für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt- und Wasserwirtschaft, unveröffentlicht.

Neuwinger - Raschendorfer, I. und A. Czell (1965): Böden in den Tiroler Zentralalpen. Mitt. der Forstlichen Bundesversuchsanstalt Mariabrunn, Ökologische Untersuchungen in der Subalpinen Stufe, Teil 1, 2. Auflage: 371-411.

Newman, A. (2002): Water and solute transport in the shallow subsurface of a riverine wetland natural levee. Thesis at the Graduate Faculty of the Louisiana State University and Agricultural and Mechanical College, School of Renewable Natural Resources, University of Nevada, Las Vegas, 62 p.

Nieber, J.L., and R.C. Sidle (2010): How do disconnected macropores in sloping soils facilitate preferential flow? Hydrol. Process., 24, 1582-1594.

Niehoff, D. und A. Bronstert (2002): Landnutzung und Hochwasserentstehung: Modellierung anhand dreier mesoskaliger Einzugsgebiete. Wasser und Boden 54/10, 10-28.

Noguchi, S., Y. Tsuboyama, R.C. Sidle and L. Hosoda (1997): Spatially disturbed morphological characteristics of macropores in forest soils of Hitachi Ohta Experimental Watershed, Japan. J. Forest Research 2, 207-215.

Oberhauser, R. (Red. - 2007): Geologische Karte von Vorarlberg 1:100.000. Geolog. Bundesanstalt, Wien.

Oberhauser, R. und W. Rataj (1998): Geologisch-tektonische Übersichtskarte von Vorarlberg 1:200.000. Geol. Bundesanstalt, Wien.

Ö-Norm L 1061 (2002): Bestimmung der Korngrößenverteilung des mineralischen Feinbodens. Österreichisches Normungsinstitut, Heinestr. 38, A-1021 Wien.

Ö-Norm L 1063 (1988): Bestimmung der Druckpotential-Wasseranteilsbeziehung von ungestörten Bodenproben. Österreichisches Normungsinstitut, Heinestr. 38, A-1021 Wien.

Ö-Norm L 1065 (1988): Bestimmung der Wasserdurchlässigkeit in gesättigten Zylinderproben. Österreichisches Normungsinstitut, Heinestr. 38, A-1021 Wien.

Ö-Norm L 1068 (1988): Bestimmung der Dichte von Böden. Österreichisches Normungsinstitut, Heinestr. 38, A-1021 Wien.

ÖWAV (2003): Symposium „Die Hochwasserkatastrophe 2002 – Auf dem Weg zu einem integralen Management von Hochwasserrisiken“. Vortragsband; Österr. Wasser- und Abfallwirtschaftsverband, Wien.

ÖWAV (2007): Markierungsversuche in der Hydrologie und Hydrogeologie. ÖWAV-Regelblatt 214.

Pestal, G., E. Hejl, R. Braunstingl und R. Schuster (Red., 2009): Geologische Karte von Salzburg 1:200.000, Erläuterungen, Geol. B.-A., Wien.

Peters, N.E. and E.B. Ratcliffe (1998): Tracing hydrologic pathways using chloride at the Panola mountain research watershed, Georgia, USA. Water Air and Soil Pollution, 105, 263-275.

Pirkel H. (2009): Hydrogeologisch-geohydrologische Grundlagen für die ausgewählten Leiteinzugsgebiete. Projekt Hochwasser Tirol / HOWATI. Bericht an den Forsttechnischen Dienst für Wildbach- und Lawinenverbauung / Sektion Tirol und an das Amt der Tiroler Landesregierung / Abt. Wasserwirtschaft.

Pirkel, H. (2010): Hydrogeologisch-geohydrologische Grundlagen für die ausgewählten Leiteinzugsgebiete und die regionale Hochwasserstatistik. Abschlussbericht Projekt Hochwasser Tirol / HOWATI. Bericht an den Forsttechnischen Dienst für Wildbach- und Lawinenverbauung / Sektion Tirol und an das Amt der Tiroler Landesregierung / Abt. Wasserwirtschaft.

Pirkel, H. (2012): Untergrundabhängige Abflussprozesse. Kartierung und Quantifizierung für das Bundesland Tirol. Flächendeckende Aufnahme Osttirols. Bericht an den Forsttechn. Dienst f. Wildbach- und Lawinenverbauung, Sektion Tirol und Amt der Tiroler Landesregierung, Abt. Hydrographie und Hydrologie, unveröffentlicht.

Pirkel, H., G. Markart und B. Kohl (2000): Von Fachkartierungen zu flächenhaften Prozessdarstellungen – Aggregierungsschritte als Weg. Internationales Symposium INTERPRAEVENT, Villach, Juni 2000, Tagungspublikation, Band 3, 259 – 270.

Pirkel, H. und F. Riedl (2006): Projekt HOPWAP (Hochwasser Paznaun 2005 – Wald-Abflusspotentiale) – Hydrogeologische Grundlagen für die Hochwassermodellierung Paznaun. Endbericht an den Forsttechnischen Dienst für Wildbach- und Lawinenverbauung, Sektion Tirol, GZ. 75/41-2006. 63 Seiten.

Pirkel, H. und T. Sausgruber (2013): Handbuch zur qualitativen und quantitativen Erfassung untergrundabhängiger Abflüsse in Wildbacheinzugsgebieten. Bericht an den Forsttechn. Dienst f. Wildbach- und Lawinenverbauung, geologische Stelle, unveröffentlicht.

Plate, E.J., E. Zehe und T. Maurer (2008): Einleitung. In: Plate, E.J. und E. Zehe (Hg.): Hydrologie und Stoffdynamik kleiner Einzugsgebiete – Prozesse und Modelle. Schweizerbart (Nägele und Obermiller).

- Ptak, T., M. Piepenbrink and E. Martac (2004): Tracer tests for the investigation of heterogeneous porous media and stochastic modelling of flow and transport—a review of some recent developments. *Journal of Hydrology* 294 (1–3), 122–163.
- Rappl, A., K.F. Wetzel, G. Büttner und M. Scholz (2010): Tracerhydrologische Untersuchungen am Partnach-Ursprung. *Hydrologie und Wasserbewirtschaftung*, 54. Jg., Heft 4, 220-230.
- Reszler, C., J. Komma, G. Blöschl und D. Gutknecht (2008): Dominante Prozesse und Ereignistypen zur Plausibilisierung flächendetaillierter Niederschlag-Abflussmodelle. *Hydrologie und Wasserbewirtschaftung*, 52. Jg., Heft 3, Juni 2008. 120-131.
- Retter, M. (2006): Subsurface Flow Formation. Inauguraldissertation der Philosophisch-naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Bern.
- Retter, M., P. Kienzler and P.F. Germann (2006): Vectors of subsurface stormflow in a layered hillslope during runoff initiation. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 10, 309-320.
- Rieger, W. und M. Disse (2013): Physikalisch basierter Modellansatz zur Beurteilung der Wirksamkeit einzelner und kombinierter dezentraler Hochwasserschutzmaßnahmen. *Hydrologie und Wasserbewirtschaftung*, 57. Jg., Heft 1, 14-25.
- Roth, K., R. Schulin, H. Flühler und W. Attinger (1990): Calibration of time domain reflectometry for water content measurement using a composite dielectric approach. *Water Resour. Res.*, 26, 2267–2273.
- Rupp, Ch., Linner, M. und Mandl, G. W. (Red.) (2011): Geologische Karte von Oberösterreich 1:200.000, Erläuterungen, Geol. B.-A., Wien.
- Sarkar, R. and S. Dutta (2009): An experimental and modeling investigation of macropore dominated subsurface stormflow in vegetated hillslopes of northeast India. *New Approaches to Hydrological Prediction in Data-sparse regions (proc of Symoisium HS.2 at the Joint IAHS IAH Convention, Hyderabad, India, September 2009)*. IAHS Publ. 333, 145-152.
- Schädel, W. (2006): Schritte zur Verbesserung der Hochwasserfrühwarnung mittels Online-Bodenfeuchtmessungen. *Mitteilungen des Instituts für Wasser und Gewässerentwicklung -Bereich Wasserwirtschaft und Kulturtechnik, Universität Karlsruhe (TH)*, Heft 234.
- Schauder, P. (2002): Ordovizische Entwicklungen im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone unter besonderer Berücksichtigung mafischer und ultramafischer Magmatite. *Geochemische, isotopengeologische und geochronologische Untersuchungen. – Münchner Geol. Hefte*, A30, 103 S.
- Scherrer, S. (1997): Abflussbildung bei Starkniederschlägen. *VAW-Mitteilungen*, Nr. 147.
- Scherrer, S. (2007): Hochwasserabschätzung als Synthese von Statistik, Historie und Abflussprozessen. *Wiener Mitteilungen*, Band 206: Extreme Abflussereignisse: Dokumentation-Bedeutung-Bestimmungsmethoden. 195-208.
- Schlichting, E. und H.P. Blume (1966): *Bodenkundliches Praktikum*. Verlag Paul Parey, Hamburg, Berlin.
- Schmid, S.M., B. Fügenschuh, E. Kissling und R. Schuster (2004): Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, Vol. 97, 93–117.
- Schneider, W., P. Nelhiebel, G. Aust, M. Wandl und O.H. Dannerberg (2001): Die landwirtschaftliche Bodenkartierung in Österreich. In: *Bodenaufnahme in Österreich*, *Mitteilungen der Österreichischen bodenkundlichen Gesellschaft*, H. 62, S. 39-67.
- Scholz, H. (1986): Beiträge zur Sedimentologie und Paläontologie der Oberen Süßwassermolasse im Allgäu. *Jb. Geol. BA*, 129, 99-127, Wien.
- Schuh, M. (2008): Bericht zu den geomorphologischen Aufnahmen im Hinteren Wattental. Projektbericht im Auftrag des Bundesforschungs- und Ausbildungszentrums für Wald, Naturgefahren und Landschaft (BFW), Innsbruck, unveröffentlicht, 25 p + Kartenbeilagen.
- Schwarz, O. (1984): Der Wald als Hochwasserschutz. Neue Ergebnisse über die Wasserschuttfunktion der Wälder. *Mitt. Forstl. Vers.- u. Forschungsanstalt Baden-Württemberg*, 189-194.
- Schwarze, R., B. Beudert und S. Theiss (2011): Untersuchungen zum Abfluss im oberflächennahen Untergrund im Hochwasserfall. In: Blöschl, G. und R. Merz (Hg): "Hydrologie & Wasserwirtschaft - von der Theorie zur Praxis". Beiträge zum Tag der Hydrologie am 24./25. März 2011 an der Technischen Universität Wien. *Forum für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung*, Heft 30.11.
- Seeger, T. (1990): Abfluss- und Stofffrachtseparation im Buntsandstein des Nordschwarzwaldes. *Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten, Reihe C, Hydro-, Ingenieur- und Umweltgeologie*, Nr. 6.
- Sidle, R.C. (2006): Field observations and process understanding in hydrology: essential components in scaling. *Hydrol. Process.* 20, 1439-1445.
- Sidle, R.C.; Y. Tsuboyama, S. Noguchi, I. Hosada, M. Fujieda and T. Shimizu (2000): Stormfow generation in steep forested headwaters: a linked hydrogeomorphic paradigm. *Hydrol. Process.*, 14, 369-385.

- Simunek, J., N.J. Jarvis, M.T. van Genuchten and A. Gärdenäs (2003): Review and comparison of models for describing non-equilibrium and preferential flow and transport in the vadose zone. *J. Hydrol.*, 271, 14-35.
- Soulsby, C., D. Tetzlaff, P. Rodgers, S. Dunn and S. Waldron (2006): Runoff processes, stream water residence times and controlling landscape characteristics in a mesoscale catchment: An initial evaluation. *J. Hydrol.*, 325, 197-221.
- Strobel, G. und K.F. Wetzel (2012): Tracerhydrologische Untersuchungen im Zugspitzgebiet – Abgrenzung des Partnachgebietes nach Osten. Beiträge zum 44. Jahrestreffen des Arbeitskreises Hydrologie. 15.-17. November 2012, WasserCluster – Lunz am See – Österreich. 33-36.
- Tetzlaff D., S.K. Carey, H. Laudon and K. McGuire (2010): Catchment processes and heterogeneity at multiple scales – benchmarking observations, conceptualization and prediction. *Hydrol. Process.* 24, 2203-2208.
- Tilch, N., S. Uhlenbrook, D. Didszun, J. Wenninger, R. Kirnbauer, B. Zillgens und C. Leibundgut (2006): Hydrologische Prozessforschung zur Hochwasserentstehung im Löhnersbach-Einzugsgebiet (Kitzbühler Alpen, Österreich). *Hydrologie und Wasserbewirtschaftung*, 50. Jg, Heft 2, April 2006, 67-78.
- Tischendorf, W. (1969): Tracing stormflow to varying source areas in a small forested watershed in the Southeastern Piedmont. Doctoral thesis, University of Georgia, USA.
- Topp, G.C. and Davies, J.L. (1985): Measurement of soil water content using Time-Domain-Reflectometry (TDR): A field evaluation. *Soil. Sci. Soc. Am. J.*, 49, 19-24.
- Topp, G.C., J.L. Davies and A.P. Annan (1980): Electromagnetic determination of soil water content: measurements in coaxial transmission lines. *Water Resources Research*, 16 (3), 574–582.
- Troch, P. A., C. Paniconi, and E. E. van Loon (2003), The hillslope-storage Boussinesq model for subsurface flow and variable source areas along complex hillslopes: 1. Formulation and characteristic response, *Water Resour. Res.*, 39(11), 1316, doi:10.1029/2002WR001728.
- Tromp-van Meerveld H.J. and M. Weiler (2008): Hillslope dynamics modeled with increasing complexity. *J. Hydrol.*, 361, 24-40.
- Tromp-van Meerveld, H.J., N.E. Peters and J.J. McDonnell (2007): Effect of bedrock permeability on subsurface stormflow and the water balance of a trenched hillslope at the Panola Mountain Research Watershed, Georgia, USA, *Hydrol. Process.* 21, 750-769.
- Uchida, T., K. Kosugi and T. Mizuyama (2002): Effects of pipe flow and bedrock groundwater on runoff generation in a steep headwater catchment in Ashiu, central Japan. *Water Res. Res.*, Vol. 38, No. 7, 1119, 10.1029/2001WR000261.
- Uhlenbrook, S., J. Didszun and J. Wenninger (2008): Source areas and mixing of runoff components at the hillslope scale – a multi technical approach. *Hydrol. Sciences Journal*, 53 (4), 741-753.
- Waldenmeyer, G. (2003): Abflussbildung und Regionalisierung in einem forstlich genutzten Einzugsgebiet (Dürreychtal, Nordschwarzwald). *Karlsruher Schriften zur Geographie und Geoökologie*. Band 20.
- Weiler, M. and J. McDonnell (2007): Conceptualizing lateral preferential flow and flow networks and simulating the effects on gauged and ungauged hillslopes. *Water Resources Research*, Vol.43, W03403, doi:10.1029/2006WR004867.
- Weiler, M. und H. Flühler (2004): Inferring flow types from dye patterns in macroporous soils. *Geoderma*, 120, 137-153.
- Weiler, M., F. Naef and C. Leibundgut (1998): Study of runoff generation on hillslopes using tracer experiments and a physically-based numerical hillslope model. In: *Hydrology water resources and ecology in headwaters*, IAHS Publ. No. 248, 353-360.
- Weiler, M.H. (2001): Mechanisms controlling macropore flow during infiltration – dye tracer experiments and simulations. Dissertation, Swiss Federal Institute of Technology, Zürich
- Weinmeister, H.W. (1991): Die Bedeutung der flächenwirtschaftlichen Maßnahmen für die Wildbach- und Lawinenverbauung. In: *Waldsanierung, Ideen-Vorschläge-Lösungen*. Beiträge zur Hochschultagung, Wien / Österreich, Oktober 23-24, Univ. f. Bodenkultur, 1-12.
- Wenk, G. (2000): Zur Bedeutung unterirdischer Abflusskomponenten in hydrologischen Untersuchungsgebieten des Unterharzes. In: Deutsch, M.; K.H. Pörtge und H. Teltscher (Hg.): *Beiträge zum Hochwasser / Hochwasserschutz in Vergangenheit und Gegenwart*. Erfurter Geographische Studien, Bd. 9, 109-137.
- Wernli, H.R. (2009): Einführung in die Tracerhydrologie – Hydrologisches Praktikum. Geographisches Institut, Universität Bern.
- Wienhöfer, J., K. Germer, F. Lindenmaier, A. Färber and E. Zehe (2009): Applied tracers for the observation of subsurface stormflow at the hillslope scale. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 13, 1145–1161.
- Wolf, P. (2010): Geophysikalische Untersuchung zur Rekonstruktion der sedimentologischen Talgeschichte des Längentals (Stubai Alpen), Diplomarbeit an der Univ. Augsburg, Fak. für angew. Informatik, 51. Abb., 7 Tab., Augsburg, 2010.

Woods, R. and L. Rowe (1996): The changing spatial variability of subsurface flow across a hillside. J. Hydrol. (NZ) 35(1), 49-84.

Internet:

BMLFUW (o. J.): eHYD. <http://ehyd.gv.at/> (07.03.2013)

BMLFUW (2013a): Hochwasser St Lorenzen Stmk 2012.

http://www.lebensministerium.at/fotoservice/fotoservice/fotodetail.html?galleryPath=/wasser/hochwasser/Hochwasser_St-Lorenzen_Stmk_2012_1

BMLFUW (2013b): Das Hochwasserereignis am 5. November 2012 im Süden Österreichs. <http://www.lebensministerium.at/wasser/wasser-oesterreich/wasserkreislauf/20121105Hochwasser.html>

Google earth (2013): Bildausschnitt Bromberg – Dreibuchen (Niederösterreich); Bildaufnahmedatum: 2.8.2012

9 Öffentlichkeitsarbeit, Publikationen

Vorträge

Römer, A., G. Bieber, B. Jochum, G. Markart und K. Klebinder (2011): Monitoring of short term geoelectric tracer experiments to investigate the shallow interflow in small alpine micro-catchments, 1st Workshop on Geoelectrical Monitoring, 30.11.-2.12. 2011, Wien.

Römer, A., und G. Bieber (2012): Informationen auf der Plot- und Einzugsgebietsebene aus Geoelektrik und Aerogeophysik. Innsbrucker Hofburggespräche: "Vom Punkt zur Fläche - das Skalenproblem...", Raiffeisensaal Innsbruck, 8.11.2012 (http://bfw.ac.at/050/pdf/4_Alexander_Roemer_Gerhard_BIEBER_Aerogesophysik.pdf).

Abstracts

Markart, G., G. Bieber, A. Roemer, B. Jochum, K. Klebinder, B. Kohl, F. Mayerhofer, H. Pausch, S. Pfeiler, H. Pirkl, B. Sotier, M. Strasser and K. Suntinger (2012): Advanced catchment characterization with a combination of different methods – a case study from the Austrian Alps. Geophysical Research Abstracts, Vol. 14, EGU2012-9027-1.

Markart G. (2012): Den Abflussprozessen auf der Spur: Shallow Interflow berechnet Geschwindigkeiten für verschiedene Substrate im Ostalpenraum. Jahresbericht 2011, Bundesforschungs- und Ausbildungszentrum für Wald, Naturgefahren und Landschaft (BFW), Wien, S. 58.

Markart G., G. Bieber, H. Pirkl, A. Römer, B. Jochum, K. Klebinder, B. Kohl, S. Pfeiler und B. Sotier (2013): Fließgeschwindigkeiten des Zwischenabflusses – Ableitung aus experimentellen Versuchsanordnungen und hydrogeologischer Expertise. Abstract, Tagungsband Tag der Hydrologie, Universität Bern, 4.-5. April.

Extended Abstracts

Römer A., G. Bieber, B. Jochum, G. Markart und K. Klebinder (2012): Monitoring of short term geoelectric tracer experiments to investigate the shallow interflow in small alpine microcatchments – Book of extended Abstracts GELMON 2011, Berichte Geol. B.-A., 93, ISSN 1017-8880, S. 234-239, 2012.

Markart G., Bieber G., Pirkl H., Römer A., Jochum B., Klebinder K., Kohl B., Pfeiler S., Sotier B. und K. Suntinger (2012): Abschätzung von Fließgeschwindigkeiten des oberflächennahen Zwischenabflusses auf verschiedenen Substraten des Ostalpenraumes. Beiträge zum 44. Jahrestreffen des Arbeitskreises Hydrologie, 15.-17. November 2012. WasserCluster - Lunz am See: 147-152.

dieser Beitrag erscheint 2013 auch unter:

Markart G., Bieber G., Pirkl H., Römer A., Jochum B., Klebinder K., Kohl B., Pfeiler S., Sotier B. und K. Suntinger (2012): Abschätzung von Fließgeschwindigkeiten des oberflächennahen Zwischenabflusses auf verschiedenen Substraten des Ostalpenraumes. Onlineversion in den Manuskripten Geographica Augustana der Universität Augsburg.

Reports (außerhalb des Projektes)

Markart G., B. Kohl, B. Sotier, K. Klebinder, T. Schauer, G. Bunza, H. Pirkl and R. Stern (2011): A Simple Code of Practice for the Assessment of Surface Runoff Coefficients for Alpine Soil-/Vegetation Units in Torrential Rain (Version 2.0). Report in the frame of the Interreg-SEE-Project CC-WaterS (WP7 - Water Supply Management Measures, Act 7.1).

Markart G., Perzl F., Klebinder K., Kohl B., Adams M., Sotier B., Stary U., Strasser M., Suntinger K. (2012): Evaluation and quantification of possible impacts of climate change on hydrological characteristics of forest in the Waidhofen a.d. Ybbs region. Final Report CC-WaterS - Climate Change and Impacts on Water Supply. BFW, BMLFUW, Wien, 93 S.

Poster

Markart G., Bieber G., Römer A., Jochum B., Klebinder K., Kohl B., Mayerhofer F., Pausch H., Pfeiler S., Pirkl H., Sotier B., Strasser M., Suntinger K. (2012): Advanced catchment characterization with a combination of different methods: A case study from the Austrian Alps. Poster presented at the General Assembly of the European Geosciences Union, Soil System Science Division, Austria Center Vienna (ACV), 22.-27. April 2012.

Abbildung 89: Posterbeitrag EGU 2012

Markart G., Bieber G., Pirkl H., Römer A., Jochum B., Klebinder K., Kohl B., Pfeiler S., Sotier B. und K. Suntinger (2012): Abschätzung von Fließgeschwindigkeiten des oberflächennahen Zwischenabflusses auf verschiedenen Substraten des Ostalpenraumes. Poster, AK Hydrologie – Jahrestreffen, Lunz am See, 15.-17.11.

Abschätzung von Fließgeschwindigkeiten des oberflächennahen Zwischenabflusses auf verschiedenen Substraten des Ostalpenraumes

Gerhard Markart¹, Gerhard Bieber², Herbert Pirk¹, Alexander Römer², Birgit Jochum², Klaus Klebinder¹, Bernhard Kohl¹, Stefan Pfeiler², Bernadette Sotier¹, Klaus Sünting¹

GeoÖko
Dr. Herbert Pirk
Techn. Büro für Geologie

Abstract

Bei Dauerregenereignissen gewinnen Zwischenabflussprozesse in Relation zum Oberflächenabfluss an Bedeutung. Der Zwischenabflussbereich kann jedoch von den meisten hydrologischen Modellen nicht prozessnah beschrieben werden. Über das von der Österreichischen Akademie der Wissenschaften (ÖAW) geförderte Projekt SHALLOW INTERFLOW werden daher Bandbreiten von Abstandsgeschwindigkeiten für typische Substrate der Österreichischen Ostalpen ermittelt, die in einfachen hydrologischen Modellen als Inputgrößen verwendet werden können. Basierend auf (hydro)geologischen Grundlagen können diese Punktdaten auf die Einzugsgebietsebene umgelegt werden.

Angewandte Methoden

- Niederschlagssimulation, Salztracereinseisung (NaCl , LiCl), Dokumentation der Bodenfeuchteänderungen über TDR-Sonden und Geoelektrik (Abb. 1).
- Die dominanten Abflussprozesse im Untergrund wurden über aerogeophysikalische Methoden, die Interpretation geologischer und geomorphologischer Karten, aus Daten von Simultanabflussmessungen (Wassertemperatur und -Leitfähigkeit von Quellen und Bächen, repräsentativ für kleinere Teileinzugsgebiete) (Abb. 3 und Abb. 4).
- Oberflächenabflussbeiwertkarten und Rauigkeitskarten wurden für die Abschätzung des Oberflächenabflusspotenzials verwendet.
- Ausweisung von Bandbreiten von Fließ- und Abstandsgeschwindigkeiten und Erarbeitung einer Karte der dominanten Abflussprozesse über die Interpretation und Zusammenführung der angeführten Informationen (Tab. 1).

Plot-Skala

Abb. 1 - links Bild: Schema Anordnung Dauerberegnung (ca. 500 mm in sechs Tagen) auf 600 m² Fläche und Aufbringung von Salztracer auf einer 50 m² Fläche mit Geoelektrik-Profilen (rote Linien).

Unten: Traceraufbringung (blau umrandet), Dauerberegnung (rot umrandet).

Profil 4 Quer

Abb. 2: Differenz der elektr. Leitfähigkeiten (in % Änderung - für Geoelektrikprofil 4 auf der Beregnungsfläche am Möls Hochleger, Tüpl Lizum / Walchen - Tirol). Die Ausbreitung des Tracers in die Tiefe und seitlich ist deutlich erkennbar.

Intensive Literaturrecherchen zeigen, dass weltweit eine Vielzahl an Untersuchungen zum Thema Zwischenabfluss durchgeführt wurden. Bei vielen dieser Projekte steht jedoch das Prozessverständnis im Vordergrund, explizite Angaben zur den ermittelten Bandbreiten von Fließ- bzw. Abstandsgeschwindigkeiten sind rar (Tab. 1).

Tab. 1: Bandbreiten von Fließ- bzw. Abstandsgeschwindigkeiten Zentraleuropas aus Literaturrecherche bzw. den gegenständlichen Untersuchungen.

Zustellort, Stichwort (S)	geplante Deckungsbereich (m², m³, kg, m³, m³)	1,1	Quelle (2007)
Neumarkt, Bären in Neumarkt (A)	Neu konstruierte Leinwand mit großem Anteil an Spalten und Befüllungen	2,3-2,7	Wendler et al. (2008), Markart et al. (2010)
Umgebung des Lärchenbach bei Salschitz (A)	Blockschutt	3,6	Tsch et al. (2008), Markart et al. (2010)
Umgebung des Lärchenbach bei Salschitz (A)	Blockschutt	9,96	Tsch et al. (2008), Markart et al. (2010)
Außerhalb des Einzugsgebietes (A)	Hydrisch, Hohlloch auf Abfallberg, Quarzgeröll, Geröllschutt (ca. 30 und 70%), Hohlloch 100 m, 40% u. 40%	6,5	Dobson (2004)
Karlsbach, Einzugsgebiet, Einzugsgebiet (A)	Hydrisch, Hohlloch auf Abfallberg, Quarzgeröll, Geröllschutt (ca. 30 und 70%), Hohlloch 100 m, 40% u. 40%	4	Dobson (2004)
Karlsbach, Einzugsgebiet, Einzugsgebiet (A)	Hydrisch, Hohlloch auf Abfallberg, Quarzgeröll, Geröllschutt (ca. 30 und 70%), Hohlloch 100 m, 40% u. 40%	1,4-2	Jost et al. (2008)
Walden/Luzum/Luzum, Bären, Bären (A)	Bären bei der Mündung, Bären bei der Mündung	2	Markart et al. (2010)
Walden/Luzum/Luzum, Bären, Bären (A)	Bären bei der Mündung, Bären bei der Mündung	25	Markart et al. (2010)
Walden/Luzum/Luzum, Bären, Bären (A)	Bären bei der Mündung, Bären bei der Mündung	9,9-75	Markart et al. (2010)
Walden/Luzum/Luzum, Bären, Bären (A)	Bären bei der Mündung, Bären bei der Mündung	6,5	Markart et al. (2010)
Walden/Luzum/Luzum, Bären, Bären (A)	Bären bei der Mündung, Bären bei der Mündung	2,8-3,2	Markart et al. (2010)

Einzugsgebietsebene

Ein Instrument zur Übertragung der Ergebnisse auf Einzugsgebietsebene ist die Karte der untergrundabhängigen Abflussprozesse (Abb. 3). In solchen flächendeckenden Darstellungen von Einzugsgebieten werden Abfluss(profil)typen nach überwiegend tiefergründiger Abfluss, überwiegend tiefergründiger Zwischenabfluss und überwiegend seichtgründiger Zwischenabfluss zusammengefasst. Für das Mölsal am Tüpl. Lizum / Walchen wurde eine Karte der untergrundabhängigen Abflusstypen, aufbauend auf der Auswertung und Interpretation von Orthofotos, aerogeophysikalischen Messungen, einem digitalem Geländemodell und der Geologischen Karte entworfen (Abb. 3).

Abb. 3: Karte der dominanten Abflussprozesse für das Mölsal (Tüpl Lizum / Walchen, Tirol).

Basierend auf umfangreichen Erfahrungen aus vorhergehenden Forschungsprojekten und den gegenständlichen Arbeiten lässt sich die in Abb. 4 skizzierte Vorgangsweise zur Ableitung dominanter Abfluss- und Hangprozesse in alpinen Einzugsgebieten ableiten (Abb. 4).

Abb. 4: Ausweisung von Prozessflächen in alpinen Einzugsgebieten.

Dank

Die Autoren bedanken sich herzlich:

Bei der Österreichischen Akademie der Wissenschaften (ÖAW), Kommission für Hydrologie, für die Förderung des Projektes.
Beim österreichischen Bundesheer, Truppenübungsplatz Lizum / Walchen für die langjährige ausgezeichnete Zusammenarbeit und die zukünftige Unterstützung bei den Untersuchungen im Gelände.

1 Bundesforschungszentrum für Wald (BFW), Institut für Naturgefahren, Remweg 1 - A-6020 Innsbruck, Email: Gerhard.Markart@uib.ac.at
2 Geologische Bundesanstalt, Fachabteilung Geophysik, Neulinggasse 38, A-1030 Wien, Email: Alexander.Roemer@geologie.ac.at
3 Büro für Geologie und Geo-Ökologie, A-2345 Brunn a. Gebirge, Email: Herbert.Pirk@a1.net

Abbildung 90: Posterbeitrag AK-Hydrologie 2012

Markart G., G. Bieber, H. Pirk, A. Römer, B. Jochum, K. Klebinder, B. Kohl, S. Pfeiler und B. Sotier (2013): Fließgeschwindigkeiten des Zwischenabflusses – Ableitung aus experimentellen Versuchsanordnungen und hydrogeologischer Expertise. Poster, Tag der Hydrologie, Universität Bern, 4.-5. April 2013.

Publikation

Kohl, B., L. Stepanek., H. Pirkl, R. Kirnbauer, V. Meyer und G. Markart (2013): Verbesserungspotenziale bei der prozessorientierten Ereignismodellierung. Simulation hydrologischer Systeme - Wie nah kommen wir der Realität? Forum Hydrologie und Wasserbewirtschaftung, Heft 30.11.

Publikationen in Vorbereitung

Markart G., B. Kohl, B. Sotier, K. Klebinder, T. Schauer, G. Bunza, H. Pirkl, A. Römer, G. Bieber, R. Kirnbauer and R. Stern (2013): A Simple Code of Practice for the Assessment of Surface Runoff Coefficients for Alpine Soil-/Vegetation Units in Torrential Rain (Version 2.0). BFW Dokumentation.

Markart G., B. Kohl, B. Sotier, K. Klebinder, T. Schauer, G. Bunza, H. Pirkl, A. Römer, G. Bieber, R. Kirnbauer and R. Stern (2013): Provisorische Geländeanleitung zur Abschätzung von Oberflächenabflussbeiwerten alpiner Boden-/Vegetationseinheiten bei konvektiven Starkregen (Version 2.0). BFW Dokumentation.

Kurzdarstellung der Projektergebnisse in der Österr. Forstzeitung – Mai 2013

Eine Publikation in einem internationalen Journal (ev. Hydrological Processes).

Anhang 1: Methodik und Versuchsanordnung

Berechnungssysteme

Diese wurden im Kapitel 2.2 vorgestellt. Details bezüglich der durchgeführten Anpassungen und Optimierungen finden sich im Bericht zur Vorstudie (Markart et al. 2008 b) und den Endberichten des ersten Projektjahres (Markart et al. 2010) bzw. des zweiten Projektjahres (Markart et al. 2012).

Bodenfeuchtemessungen

In der Regel erfolgte der Einbau von TDR-Sonden auf den Testflächen an mehreren Profilen in unterschiedlichen Tiefenstufen bis in Maximaltiefen von 150 cm. Die Beeinträchtigung des Standortes durch Vertritt oder Abteufen von Bodenprofilen zum Einbau der TDR-Sonden sollte so gering wie möglich gehalten werden. Es kam daher die von Jost et al. (2003) angewandte Einbaumethode zu Anwendung, die von Jost entwickelte Einbau-Einrichtung wurde weiterentwickelt und verfeinert. Ein Beispiel für ein Einbauschema gibt Abbildung 91.

Abbildung 91: Beispiel für eine Anordnung der TDR-Sonden bei einer Dauerberegnung (Talkaser Niederleger, Brixenbachtal).

Mit einem Hohlbohrer (Durchmesser – ca 10 cm) wurde in Abhängigkeit vom Grobskelettanteil ein Loch bis in maximal 120 cm Tiefe gebohrt (Abbildung 92). In dieses Loch konnte dann mit einem

aus Aluminium gedrehten Einbau-Rohr eine TDR-Sonde mit 8 cm Elektrodenlänge (Abbildung 93) eingeführt und so fixiert werden, dass die Elektroden satten Kontakt zur Bodenmatrix hatten. Aufgrund des hohen Skelettanteils war der Einbau der Sonden nicht an allen Profilen bis zur gleichen Tiefe möglich.

Abbildung 92: Bohrloch für den Einbau der TDR-Bodenfeuchtesonden

Abbildung 93: Einbau-Tool mit dreipoliger SOILMOISTURE-TDR-Bodenfeuchtesonde

Zum TDR-Messprinzip

Time Domain Reflectometry (TDR) ist eine schnelle und genaue indirekte Methode zur Messung des volumetrischen Wassergehaltes eines Bodens. Aus Messungen der Dielektrizitätszahl (ϵ) und der Temperatur, sowie Schätzungen der Porosität und ϵ der Bodenmatrix wird der Wasseranteil berechnet (Roth et al. 1990). Mit $\epsilon = 81$ ist die Dielektrizitätszahl des Wassers im Boden wesentlich höher als die der mineralischen Bestandteile ($\epsilon < 5$). Ähnlich den in der Kabelmesstechnik angewandten Verfahren wird eine elektromagnetische Welle entlang einer Leitung zu den im Boden installierten Elektroden gesandt. Die Welle wird entlang der Messfühler in Abhängigkeit vom Wassergehalt „gebremst“.

Die Wasseranteilmessung kann in zwei Schritte unterteilt werden:

- Messung von ϵ
- Messung des Wasservolumens aus der DEZ anhand des Modells von Topp et al. (1980) bzw. Topp und Davies (1985)

ϵ wird aus der Gleichung

$$c = \frac{c_0}{\sqrt{\epsilon \times \mu}} \quad \text{Formel 1}$$

berechnet. Es wird die Ausbreitungsgeschwindigkeit c der elektromagnetischen Welle gemessen. Diese hängt von zwei Materialkonstanten ab: Der Dielektrizitätskonstanten ϵ und der magnetischen Permeabilität μ (c_0 = Lichtgeschwindigkeit im Vakuum).

Messgerät

Das TRASE® - System I der Firma SOILMOISTURE, Santa Barbara, Kalifornien, mit elektronischem Multiplexer liefert als Messergebnis die Laufzeitkurve der elektromagnetischen Welle im Messmedium entlang der Wellenleiter. Aufgrund getrennter Bestimmung der ϵ -Zahl und anschließender Auswertung mit der substratspezifischen Kalibrierkurve ist die Kalibrierung

grundsätzlich unabhängig vom Sondenbautyp der bei den Feldmessungen zum Einsatz kommt (Grimmeisen 1997).

Punktuelle Tracereinspeisung

Vorgangsweise:

- In einem kalibrierten Behälter (250-300Lt) wurde Industriesalz (NaCl) bzw. LiCl als Tracer vermischt. Das Wasser wurde entweder über eine Rosenbauer Pumpe RK 75 mit einer Steigleitung zum Einspeisepunkt befördert (Lizumer Boden, Vorstudie - Markart et al. 2008b)
- In einigen Fällen konnte das Wasser direkt aus Rinnsalen zum Einspeisepunkt geleitet werden (Mölstal unterhalb der Straße zw. Möls Hoch- und Niederleger).
- An hochgelegenen Stellen im Längental wurden geringere Mengen Salz (2 kg in 10 Lt Wasser gelöst) in Wasserverlustbächen direkt vor deren Verschwinden im Untergrund beigemischt.

Die Leitfähigkeit der Tracerlösung musste deutlich über jener des Vorfluters liegen an dem gemessen wurde, in der Regel zw. 10 und 50 mS/cm.

Abbildung 94: Nachbewässerung nach Salztracereinspeisung auf Hangschutt / Kolluvium im Längental P1, linksufrig.

Die Einbringung erfolgte grundsätzlich an grob texturierten Stellen am Hang, wo zu erwarten war, dass der überwiegende Teil des Wasser in den Boden bzw. den Hangschutt eindringen und ggf. als hangparalleler Interflow abfließen konnte (Abbildung 94).

Für die Messung von Leitfähigkeit und Temperatur an unterliegenden Vorflutern und Quellen wurden abgegliche Messgeräte der Fa. WTW (Cond 340i und Cond 3310) verwendet. Die Aufzeichnung erfolgte in mehrminütigen Abständen.

Bodenprobenwerbung

Abbildung 95: Probennahme knapp außerhalb der Beregnungsfläche

Die Probenwerbung folgt den Kriterien der Österreichischen Bodenzustandsinventur (Blum et al. 1996), vom Ah-Horizont aus beginnend wurden in definierten Tiefenstufen sowohl ungestörte Zylinderproben als auch Lockermaterial nach dem in Abbildung 96 angeführten Entnahmeschema geworben. Um den Standort für künftige Untersuchungen nicht zu sehr zu beeinträchtigen, bzw. auf der Fläche, wenn diese nicht mehr weiter untersucht werden soll.

Abbildung 96: Entnahmeschema für Zylinderproben und Lockermaterial

Ab 50 cm Tiefe war aufgrund des hohen Grobanteils nur mehr die Entnahme von gestörtem Boden (Lockermaterial) möglich

Bodenphysikalische Analytik im Labor

Die Untersuchungen umfassten folgenden Bestimmungen:

- Korngrößenverteilung - Textur

Diese Bestimmung erfolgte modifiziert nach Ö-Norm L 1061 (2002) in drei Schritten:

- Siebung der luftgetrockneten Bodenprobe auf 2 mm
- Fraktionierte Siebung des Siebdurchganges zwischen 2 mm und 40 µm
- Ermittlung der Feinstfraktion < 40 µm mit dem Particle Size Analyzer der Type SHIMADZU SA-CP2/10 (Bestimmung der Korngröße nach dem Prinzip der Lichtbrechung über ein kombiniertes Sedimentations- und Zentrifugationsverfahren)

bzw. einem MALVERN MASTERSIZER HYDRO 2000MU (Bestimmung über Lasermessung). Die Ergebnisse beider Verfahren sind über eine Regressionsbeziehung mit hohem Bestimmtheitsmaß ($r^2 = 0,9$) abgeglichen.

- Lagerungsdichte (LD)

Die Lagerungsdichte entspricht der Dichte der ungestörten Probe (Zylinderprobe) in g cm^{-3} . Die Bestimmung erfolgte nach Ö-Norm L 1068 (1988).

- Die Feststoffdichte (FD) gibt die Dichte der mineralischen Substanz in g cm^{-3} an und wurde mit einem Messgerät AccuPyc 1330 der Fa. Micromeritics ermittelt.
- Organische Substanz (OS): Bestimmung als Glühverlust der auf 105°C getrockneten Einwaage durch Veraschung im Muffelofen bei 500°C nach einer Anleitung von Schlichting und Blume (1966). Voraussetzung für die Anwendung dieses Verfahrens ist die Annahme, dass zwischen 105°C und 500°C nur Humusabbauprodukte gasförmig entweichen. Nur bei hohem Tonanteil wäre der Verlust von Kristallwasser als mögliche Fehlerquelle bei dieser Methode zu berücksichtigen.
- Gesättigte Wasserleitfähigkeit (Kf-Werte)

Die Bestimmung der gesättigten Wasserleitfähigkeit erfolgte mit einer von Hofer (1997) entworfenen und gebauten Messapparatur konform zur Ö-Norm L 1065 (1988). In Ergänzung zur Bestimmung nach Ö-Norm L 1065 (1988) wurden die Proben i.d.R. mindestens 300 Minuten lang bei konstanter Druckhöhe von Wasser durchströmt und die Messwerte von Beginn der Messung an, nicht erst, wie von der Norm vorgesehen, ab 15 min nach Messbeginn, über einen Datenlogger aufgezeichnet.

Berechnete Bodenparameter

Die Berechnung des Gesamtporenvolumens (GPV) erfolgt nach folgendem Ansatz:

$$GPV = 1 - \frac{LD}{FD} \quad \text{Formel 2}$$

Bei Abweichungen zwischen dem nach $GPV = 1 - \frac{LD}{FD}$ Formel 2 berechneten GPV und

dem aus den Ablesungen am Kapillarimeter ermittelten Wert wurde letzterer für die Berechnungen herangezogen.

Geoelektrische Vermessung

Geoelektrische Profile dienen der Bestimmung des elektrischen Widerstandes des Untergrundes. Als Ergebnis erhält man eine 2-dimensionale Verteilung des elektr. Widerstandes, die Aussagen hinsichtlich der lithologischen Verhältnisse in der Tiefe erlauben. Dies lässt Rückschlüsse auf die Verbreitung (Mächtigkeiten, laterale Erstreckung) bestimmter, über den elektr. Widerstand interpretierter lithologischer Einheiten zu. Dabei ist die Auflösungsgenauigkeit in Zusammenhang mit dem gewählten Elektrodenabstand zu berücksichtigen. Zur Charakterisierung des elektr. Widerstandes an geologisch/hydrogeologisch relevanten Bereichen wurden Geoelektrik-Profile zur Charakterisierung des Untergrundes (z.B. Mächtigkeit der Schuttdecken, Lage des Anstehenden, u.a.) um die bei Dauerregen dominierenden oberflächennahen bis tiefgründigen Abflussprozesse besser verstehen zu können. Die Ergebnisse der bodengeoelektrischen Vermessung fließen auch in die Auswertung der aerogeophysikalischen Widerstandskartierung ein. Durch die Kenntnis der

genauen Widerstandsverteilung am jeweiligen Profil werden die aerogeophysikalischen Widerstandsmodelle verbessert und damit die geologische Interpretation optimiert. Abbildung 97 zeigt eine interpretierte Geoelektriksektion (Bsp. Mölstal 2009).

Abbildung 97: Profillage mit interpretierter Geoelektriksektion1 (Bsp. Mölstal, 2009)

Geoelektrisches Monitoring

Beim geoelektrischen Monitoring werden geoelektrische Profile in einer kontinuierlichen zeitlichen Abfolge vor, während und nach der Beregnung oftmals vermessen. Die Änderungen der elektr. Leitfähigkeiten im Untergrund werden als Differenzen der elektr. Leitfähigkeiten zu einem definierten Zeitpunkt (Nullmessung) - meistens die Messungen vor der Bewässerung (mit oder ohne Salztracer) - berechnet und dargestellt. Die Änderungen zur Nullmessung (ohne Beregnung, vor der Salztracereinbringung) werden als Differenzen der elektr. Leitfähigkeiten in Prozent farblich dargestellt. Unter der Annahme, dass das simulierte Niederschlagsereignis, bzw. die damit eingebrachte Salztracereinsparung eine von der Ausbreitungsdynamik beeinflusste Leitfähigkeitsveränderung hervorruft, kann die Ausbreitung des Niederschlagswasser bzw. die Ausbreitung der Salztracereinsparung im Untergrund anhand der Zunahme (bzw. Abnahme) der elektr. Leitfähigkeit verfolgt werden. Ziel ist es mittels dieser time-lapse Inversion die Ausbreitungsdynamik des oberflächennahen Zwischenabflusses (interflow) im Untergrund des

Beregnungsfeldes und drüber hinaus zeitlich und örtlich zu verfolgen. Daraus kann die Ausbreitungsgeschwindigkeit des interflows abgeschätzt und seine Fließwege (Eindringtiefen, etc.) dargestellt werden. Abbildung 98 zeigt eine Testfläche (Mölstal 2010).

Abbildung 98: Geoelektrisches Monitoring Beispiel Wattener Lizum/Mölstal

Der Versuchsaufbau wurde im Verlauf des Projektes in den verschiedenen Testgebieten weiterentwickelt. So wurde anfangs der Salztracer über einen künstlichen Graben in den Untergrund eingebracht. Abbildung 99 zeigt den als am besten geeigneten Versuchsaufbau für ein geoelektrisches Monitoring in Kombination mit der künstlichen Beregnung zur Simulation von Starkregen und Dauerregen zur Analyse der Abfluss- und Infiltrationseigenschaften. In Kombination mit einer Beregnung mit schwach dosierter Salzlösung wird nach einer Vorberegnung der Testfläche mittels Dauerberegnung auf einer kleineren Fläche durch die Starkregenanlage auf die Untersuchungsfläche aufgebracht.

- Bodenprobe
- Beregnungsfläche; $N = 5 \text{ mm/h}$
- Beregnungsfläche; $N = 10 \text{ mm/h}$
- Salztraceraufbringung im Bereich der Beregnungsfläche
- Geoelektrikprofile Salztracer
- E 45 Elektrode Geoelektrik

Massstab : 5 m

Abbildung 99: Schematischer Versuchsaufbau für das geoelektrische Monitoring in Kombination mit künstlicher Beregnung.

Alle Messungen wurden mit dem geoelektrischen Messgerät GEOMON4D, das speziell für geoelektrisches Monitoring entwickelt wurde, durchgeführt. Das Messgerät GEOMON4D ist eine Eigenentwicklung der FA Geophysik der Geologischen Bundesanstalt.

Abbildung 100: Hubschrauber des österreichischen Bundesheeres im Einsatz für aerogeophysikalische Untersuchungen.

Aerogeophysik

Die Geologische Bundesanstalt (GBA) betreibt seit 1982 ein komplexes aerogeophysikalisches Messsystem. Als Messplattform dient ein Hubschrauber der Type Agusta-Bell 212 des österreichischen Bundesheeres. Neben verschiedenen Sensoren für die Messung der Bodentemperatur, der Bodenfeuchte sowie elektromagnetischer und magnetischer Parameter ist auch ein System für die Erfassung von Gammastrahlungs-Spektren Abbildung 100.

Ziel der Untersuchungen ist die Identifizierung von von Homogen- und Anomaliebereichen mittels aerogeophysikalischen Ergebnisparametern (Elektromagnetik, Radiometrie, Bodenfeuchte), sowohl lateral als auch vertikal (bis zur jeweiligen max. Eindringtiefe des jeweiligen geophysikalischen Verfahrens), die als Interpretationshilfen für

geowissenschaftliche Fragestellung herangezogen werden können.

Aeroelektromagnetik (AEM)

Als Ergebnis einer Inversion (Modellierung) der elektromagnetischen Daten werden Verteilungen des elektrischen Widerstandes als Mehrschichtfall (bis 8 Schichten) berechnet. Die Ergebnisparameter im Einzelnen sind:

- Elektr. Widerstände der Schichten [Ωm]
- Mächtigkeit der einzelnen Schicht [m]

Laterale Auflösung: Der Messpunktabstand entlang eines Profils beträgt etwa 3m. Zu beachten ist, dass die EM einen Einflusskreis von ca. 75-100 m um den Messpunkt hat. D.h. man erhält eine gewichtete Flächeninformation, deren Schwerpunkt am Messpunkt liegt.

Vertikale Auflösung: Die vertikale Auflösungsgenauigkeit hängt von den jeweiligen vorherrschenden Verhältnisse der elektr. Widerstände ab. Die vertikale Auflösungsgenauigkeit kann mit $\pm 5-10$ Meter erwartet werden.

Die Auswertung für geringmächtige Schichtfolgen kann u.U. infolge der oftmals geringen Mächtigkeiten (<5m) an die Auflösungsgrenzen des Messsystems stoßen. Die Ergebnisse können jedoch als Interpretationshilfen verwendet werden.

Gammastrahlenspektrometrie

Als Ergebnis der radiometrischen Daten werden die Verteilungen der verschiedenen Elemente ausgewertet. Somit erhält man eine flächenhafte Verteilung folgender Ergebnisparameter:

- Gesamtstrahlung (total count)

- Kalium (%)
- Uran (ppm)
- Thorium (ppm)

Die Erkundungstiefe dieses Messsystems beträgt 50 cm. Dies bedeutet, dass damit eine laterale Kartierung radiometrisch unterschiedlicher Körper erfolgt.

Laterale Auflösung: Der Messpunktabstand entlang eines Profils beträgt etwa 30m. Zu beachten ist, dass die Gammastrahlenspektrometrie einen Einflusskreis von ca. 75-100 m um den Messpunkt hat. D.h. man erhält eine gewichtete Flächeninformation, deren Schwerpunkt am Messpunkt liegt.

Vertikale Auflösung: Eine Aussage über Mächtigkeiten ist nicht möglich.

Infrarot und Bodenfeuchte

Die Bestimmung der Bodenfeuchte in Prozent-Wassergehalt des Erdbodens wird mit einer passiven L-Band-Antenne durchgeführt. Diese misst die vom Untergrund bei 1.4 GHz reflektierte Strahlung. Die Intensität dieser Strahlung ist stark vom Bodenwassergehalt abhängig. Um den Wassergehalt berechnen zu können, muss man außerdem die Oberflächentemperatur des Erdbodens kennen. Diese wird mit einem Infrarotsensor im Frequenzbereich 8-14 μm bestimmt. Die Amplituden der reflektierten Strahlung, die Oberflächentemperatur, die Rauigkeit und der Bewuchs des Erdbodens werden dann in bestimmten Modellen verarbeitet und liefern als Endprodukt die Bodenfeuchte in Prozent-Wassergehalt. Die „Eindringtiefe“ dieses Verfahrens liegt bei max. 5-10 cm. Für Gebiete mit niedriger bis mittlerer Vegetation kann eine Vegetationskorrektur durchgeführt werden.

Anhang 2: Abbildungen Aerogeophysik

Abbildung 101: Verteilung von Thorium[ppm] im Hubschraubermessgebiet Mölstal

Abbildung 102: Elektromagnetik in 2m Tiefe im Hubschraubermessgebiet Mölstal

Abbildung 103: Elektromagnetik in 40m Tiefe im Hubschraubermessgebiet Mölstal e

Abbildung 104: Verteilung von Thorium[ppm] im Hubschraubermessgebiet Wörgl 2011

Abbildung 105: Elektromagnetik in 2m Tiefe im Hubschraubermessgebiet Wörgl 2011

Abbildung 106: Elektromagnetik in 40m Tiefe im Hubschraubermessgebiet Wörgl 2011