

Vorkommen und Raum-Zeit-Variabilität von Zwischenabfluss

Daniel Badillo-Osorio



Diplomarbeit unter Leitung von Prof. Dr. M. Weiler

Freiburg i.Br., März 2011

Albert-Ludwigs-Universität Freiburg i. Br.

Institut für Hydrologie

Daniel Badillo-Osorio

Vorkommen und Raum-Zeit-Variabilität von Zwischenabfluss

Referent: Prof. Dr. M. Weiler

Koreferent: Dr. J. Lange

Diplomarbeit unter Leitung von Prof. Dr. M. Weiler

Freiburg i.Br., März 2011

Ehrenwörtliche Erklärung:

Hiermit erkläre ich, dass die Arbeit selbständig und nur unter Verwendung der angegebenen Hilfsmittel angefertigt wurde.

Freiburg i. Br., März 2011

Daniel Badillo-Osorio

Inhalt

Inhalt	I
Abbildungsverzeichnis.....	VI
Tabellenverzeichnis	XI
Verzeichnis der Abbildungen im Anhang	XIII
Verzeichnis der Tabellen im Anhang	XIII
Verzeichnis der Abkürzungen und Symbole	XIV
Danksagung	XVII
Zusammenfassung	XIX
Summary	XXI
1 Einleitung	1
1.1 Zielsetzung und Vorgehen	1
2 State of the Art.....	3
2.1 Hillslope hydrology.....	3
2.2 Zwischenabfluss.....	5
2.2.1 Einleitung	5
2.2.2 Matrix-Fluss	6
2.2.3 Präferentielle Fließwege.....	6
2.2.4 Makroporen-Fluss	8
2.3 Controls: Steuernde Einflussgrößen.....	14
2.3.1 Einfluss der Niederschlagsintensität	14
2.3.2 Einfluss der Niederschlagshöhe	16
2.3.3 Oberflächentopographie vs. Topographie des Grundgesteins.....	18
2.3.4 Einfluss der Vorfeuchte.....	20
2.3.5 Einfluss der Bodenmächtigkeit	22
2.3.6 Einfluss der Durchlässigkeit des Grundgesteins	23
2.3.7 Einfluss der Vegetation	24
2.4 Fazit.....	25
3 Messung von Zwischenabfluss.....	26

4	Angewendetes Modell	27
4.1	Einführung	27
4.2	Datengrundlage.....	28
4.3	Modellvorstellungen.....	28
4.3.1	Überblick	28
4.3.2	Matrix-Infiltration.....	29
4.3.3	Makroporen-Infiltration und Parametrisierung.....	31
4.3.4	Der Bodenspeicher.....	34
5	Das Untersuchungsgebiet.....	37
5.1	Lage, Morphologie und Topographie.....	37
5.2	Landnutzung	38
5.3	Geologie.....	39
5.3.1	Kristallines Grundgebirge.....	39
5.3.2	Hydrogeologie des kristallinen Grundgebirges	39
5.3.3	Quartäre Deckschichten.....	40
5.4	Böden.....	42
5.5	Klima	43
5.6	Hydrologie	44
6	Standortauswahl und Beschreibung der einzelnen Standorte	46
6.1	Vorgehen	46
6.2	Beschreibung der einzelnen Standorte	47
6.2.1	Standort K1	48
6.2.2	Standort K2	48
6.2.3	Standort K3	48
6.2.4	Standort K4.....	48
6.2.5	Standort K5	49
7	Methodik.....	51
7.1	Messung des ZA	51
7.1.1	Wasserstandsmessung: Odyssey Data Logger.....	51

7.1.2	Beschreibung der verwendeten Messwehre	53
7.1.3	Ermittlung des Abfluss	53
7.1.4	Kalibrierung der Messkisten	55
7.2	Niederschlagsmessung	56
7.3	Temperaturmessung	58
7.4	Bestimmung des Schneewasseräquivalents	58
7.5	Abschätzung der Ablation	60
7.6	Bestimmung der Bodenmächtigkeit	61
7.7	Bestimmung der Feldkapazität und des drainbaren Porenvolumens	61
7.8	Abschätzung der Makroporenausstattung	61
7.9	End-Member Mixing Analyses (EMMA)	63
7.10	Ausweisung der Akkumulierungsflächen	64
7.11	Modellierung	65
8	Ergebnisse	67
8.1	Niederschlagsmessung	67
8.1.1	Niederschlagsmessung Oberried, Dezember	67
8.1.2	Niederschlagsmessung St.Wilhelm, Dezember	68
8.1.3	Niederschlagsmessung Oberried, Januar	70
8.1.4	Niederschlagsmessung St.Wilhelm, Januar	73
8.2	Bestimmung des Schneewasseräquivalents	77
8.3	Abschätzung der Ablation	78
8.4	Bestimmung der Bodenmächtigkeit	78
8.5	Bestimmung des drainbaren Porenvolumens und der Feldkapazität	79
8.6	Abschätzung der vertikalen Makroporendichte	80
8.7	End Member Mixing Analyses	80
8.8	Ausweisung der Akkumulierungsflächen	80
8.9	Messung des Zwischenabfluss	81
8.9.1	Abflussmessung an Standort K5	82
8.9.2	Abflussmessung an Standort K4	83

8.9.3	Abflussmessung an Standort K3	85
8.9.4	Abflussmessung an Standort K2 und Standort K1	86
8.10	Ergebnisse der Modellierung	86
8.10.1	Modellierung K1	88
8.10.2	Modellierung K2	88
8.10.3	Modellierung K3	89
8.10.4	Modellierung K4	89
8.10.5	Modellierung K5	90
8.11	Fazit	91
9	Diskussion	92
9.1	Fehlerbetrachtung	92
9.1.1	Niederschlagsmessung	92
9.1.2	Abschätzung der Ablationsrate	93
9.1.3	Abflussmessung	93
9.2	Graphische Interpretation der Abflussmessung im Dezember	93
9.2.1	Dezember K5	94
9.2.2	Dezember K4	96
9.2.3	Dezember K3	100
9.2.4	Fazit Dezember	102
9.3	Graphische Interpretation der Abflussmessung im Januar	103
9.3.1	Januar K5	104
9.3.2	Januar K4	106
9.3.3	Januar K3	110
9.3.4	Fazit Januar	112
9.4	Vergleich der Abflussreaktionen	113
9.4.1	Vergleich der Standorte K5 und K4	113
9.4.2	Standort K3: Vergleich der Abflussreaktionen	116
9.4.3	Vergleich K4 und K3	120
9.5	Interpretation der Modellierung	121

9.5.1 Modellierung K2	121
9.5.2 Modellierung K3	122
9.5.3 Modellierung K4	127
9.5.4 Modellierung K5	129
9.5.5 Fazit Modellierung	129
9.6 Fazit Abflussreaktion	132
9.6.1 K5	132
9.6.2 K4	134
9.6.3 K3	134
10 Fazit und Ausblick	136
11 Literaturverzeichnis:	138
12 Anhang:	146

Abbildungsverzeichnis

Abbildung 2.1.1: Graphische Darstellung der Abflussbildung am Hang (Weiler & Bachmair, 2010).....	3
Abbildung 2.2.1: Grafische Darstellung der Abflussprozesse am Standort Rietholzbach, hohe Niederschlagsintensität (72mm/h) auf geringe Vorfeuchte (Weiler & Naef, 2000).	10
Abbildung 2.2.2: Grafische Darstellung der Abflussprozesse am Standort Heitersberg, Niederschlagsintensität (72mm/h) auf hohe Vorfeuchte (Weiler & Naef, 2000).	11
Abbildung 2.2.3: Grafische Darstellung der Abflussprozesse am Standort Koblenz, Niederschlagsintensität (12mm/h) auf geringe Vorfeuchte (Weiler & Naef, 2000).	12
Abbildung 2.2.4: a) Relative Änderung des Wassergehalts während der Beregnung und b) zugehöriger Vertikalschnitt (Weiler & Naef, 2000).	13
Abbildung 2.2.5: Grafische Darstellung der Abflussprozesse am Standort Niederweningen, Niederschlagsintensität (12mm/h) auf hohe Vorfeuchte (Weiler & Naef, 2000).....	13
Abbildung 2.3.1: Schematische Darstellung der Abflussbildung während geringen Niederschlagsintensitäten (links) und hohen Niederschlagsintensitäten (rechts), (Kienzler & Naef, 2007).....	16
Abbildung 2.3.2: Schematische Darstellung der „fill and spill“ Theorie. Die geschwärzten Bereiche kennzeichnen gesättigte Bereiche (Tromp-van Meerveld & McDonnell, 2006).	16
Abbildung 2.3.3: Räumliche Verteilung der Sättigung entlang der Grenzschicht zwischen Grundgestein und Bodenmatrix des Panola Watersheds (Georgia, USA) während unterschiedlicher Ereignisse. Die Punkte symbolisieren Datenpunkte (Tromp-van Meerveld & McDonnell, 2006).	17
Abbildung 2.3.4: Vergleich der räumlichen Verteilung des Abflusses durch die Oberflächentopographie und die Topographie des Grundgesteins. a) Darstellung des gemessenen Abflussvolumens und des Spitzenabflusses der einzelnen Sektionen b) Darstellung des topographischen Index und der akkumulierten Fläche der Oberflächentopographie c) Darstellung des topographischen Index und der akkumulierten Fläche der Topographie des Grundgesteins, (Freer et al., 1997).	19
Abbildung 2.3.5 : Vergleich der Abflussreaktionen von vier unterschiedlichen Hängen, (Kienzler & Naef, 2007).....	22
Abbildung 4.3.1: Überblick über die Modellvorstellungen zu den Abflussbildungsprozessen, (Steinbrich & Weiler, 2010a). (N = Niederschlag, HOF =	

Horton'scher Oberflächenabfluss, MP = Makroporen, ZA = ZA, TP = Tiefenperkolation, Inf. = Infiltration)	29
Abbildung 4.3.2: Modifikation der Matrixinfiltration durch den Versiegelungsgrad (Steinbrich & Weiler, 2010b).	30
Abbildung 4.3.3: Modellierung der Makroporen-Interaktion (Steinbrich & Weiler, 2010a).	32
Abbildung 4.3.4: a) Konzept des Bodenspeichers. b) Ausbildung eines Sättigungshorizonts, in dem ZA aktiviert wird, (Steinbrich & Weiler, 2010a).....	34
Abbildung 4.3.5: Abschätzung der mittleren Fließgeschwindigkeit des ZA in mehr oder weniger hangparallelen Makroporen in Abhängigkeit des Gefälles (Steinbrich & Weiler, 2009).	36
Abbildung 4.3.6: Verteilung der Makroporen-Fließgeschwindigkeiten in Abhängigkeit von der Tiefe und der Hangneigung (Steinbrich & Weiler, 2010).	36
Abbildung 5.1.1: Darstellung des Untersuchungsgebiets, URL 1	38
Abbildung 5.6.1: Abflussregime der Brugga (URL 1)	45
Abbildung 6.2.1: Übersicht über die räumliche Lage der Standorte	47
Abbildung 6.2.2: Profilschnitt an Standort K4.	49
Abbildung 6.2.3: Profilschnitt am Standort K5.	50
Abbildung 7.1.1: schematische Darstellung eines Thomson-Wehrs (ILRI, 1976).....	53
Abbildung 7.2.1: Räumliche Anordnung der verfügbaren Niederschlagsstationen (Die Kreise symbolisieren die Instituts-externen Stationen, Dreiecke die Instituts-internen)	57
Abbildung 7.8.1: Darstellung des Vorgehens zur Abschätzung der vertikalen Makroporendichte an Standort K4.....	62
Abbildung 7.10.1: Graphische Darstellung des Prinzips des D8-Algorithmus.	65
Abbildung 8.1.1: Stündliche Niederschlagssummen für den Zeitraum vom 6.12.2010 bis 15.12.2010 der Station Oberried.....	67
Abbildung 8.1.2: Stündliche Niederschlagssummen (synthetisch) für den Zeitraum vom 6.12.2010 bis 15.12.2010 der Station St. Wilhelm.	69
Abbildung 8.1.3: Stündliche Niederschlagssummen für den Zeitraum vom 1.1.2011 bis 14.1.2011 der Station Oberried.....	71
Abbildung 8.1.4: Stündliche Niederschlagssummen für den Zeitraum vom 15.1.2011 bis 31.1.2011 der Station Oberried.....	72
Abbildung 8.1.5: Stündliche Niederschlagssummen für den Zeitraum vom 1.1.2011 bis 10.1.2011 der Station St. Wilhelm.....	73
Abbildung 8.1.6: Stündliche Niederschlagssummen für den Zeitraum vom 6.1.2011 2:00 bis 8.1.2011 10:00 der Station St. Wilhelm. Einteilung des Ereignisses 1W in drei einzelne Ereignisse.	74

Abbildung 8.1.7: Stündliche Niederschlagssummen für den Zeitraum vom 11.1.2011 bis 20.1.2011 der Station St.Wilhelm.	75
Abbildung 8.3.1: Darstellung des zeitlichen Verlaufs der Ablation (Q_s) und der Temperatur am Standort K4 vom 5.1.2011 bis 14.1.2011.	78
Abbildung 8.4.1: Darstellung der Ausweisung der Bodenmächtigkeit an Standort K3.	79
Abbildung 8.8.1: Darstellung der Akkumulierungsfläche des Standorts K5.	81
Abbildung 8.9.1: Darstellung des gemessenen Abflusses an Standort K5 für den Zeitraum vom 1.12.2010 bis 15.12.2010.	82
Abbildung 8.9.2: Darstellung des gemessenen Abflusses an Standort K5 für den Zeitraum vom 1.1.2011 bis 14.1.2011.	83
Abbildung 8.9.3: : Darstellung des gemessenen Abflusses an Standort K4 für den Zeitraum vom 1.12.2010 bis 15.12.2010.	83
Abbildung 8.9.4: Darstellung des gemessenen Abflusses an Standort K4 für den Zeitraum vom 1.1.2011 bis 14.1.2011.	84
Abbildung 8.9.5: Darstellung des gemessenen Abflusses an Standort K4 für den Zeitraum vom 14.1.2011 bis 31.1.2011.	84
Abbildung 8.9.6: Darstellung des gemessenen Abflusses an Standort K3 für den Zeitraum vom 1.12.2010 bis 15.12.2010.	85
Abbildung 8.9.7: Darstellung des gemessenen Abflusses an Standort K3 für den Zeitraum vom 1.1.2011 bis 14.1.2011.	85
Abbildung 8.9.8: Darstellung des gemessenen Abflusses an Standort K3 für den Zeitraum vom 14.1.2011 bis 31.1.2011.	86
Abbildung 8.10.1: Darstellung der Ergebnisse der Modellierung für den Standort K2.	88
Abbildung 8.10.2: Darstellung der Ergebnisse der Modellierung für Standort K3 im Dezember.	89
Abbildung 8.10.3: Darstellung der Ergebnisse der Modellierung für Standort K4 im Dezember.	90
Abbildung 8.10.4: Darstellung der Ergebnisse der Modellierung für Standort K5 im Dezember.	90
Abbildung 9.2.1: Niederschlag und Abfluss an Standort K5 vom 6.12. bis 15.12.2010.	94
Abbildung 9.2.2: Darstellung der Abflussreaktion des Standorts K5 auf Ereignis 1DO.	95
Abbildung 9.2.3: Darstellung der Abflussreaktion des Standorts K5 auf Ereignis 2DO.	96
Abbildung 9.2.4: Abfluss und Niederschlag des Standorts K4 für den Zeitraum vom 6.12.2010 bis 15.12.2010.	97

Abbildung 9.2.5: Darstellung der Abflussreaktion des Standorts K4 auf Ereignis 1DO.	98
Abbildung 9.2.6: Darstellung der Abflussreaktion des Standorts K4 auf Ereignis 2DO.	98
Abbildung 9.2.7: Darstellung der Abflussreaktion des Standorts K4 auf Ereignis 3DO.	99
Abbildung 9.2.8: Abfluss und Niederschlag des Standorts K3 für den Zeitraum vom 5.12.2010 bis 15.12.2010.	101
Abbildung 9.2.9: Darstellung der Abflussreaktion des Standorts K3 auf Ereignis 1DW.	101
Abbildung 9.3.1: Abfluss und Niederschlag des Standorts K5 für den Zeitraum vom 1.1.2011 bis 14.1.2011.	105
Abbildung 9.3.2: Darstellung der Abflussreaktion des Standorts K5 auf Ereignis 6JO.	105
Abbildung 9.3.3: Darstellung der Abflussreaktion des Standorts K5 auf Ereignis 7JO.	106
Abbildung 9.3.4: Darstellung des Niederschlags und des Abfluss am Standort K4 für den Zeitraum vom 1.1.2011 bis 14.1.2011.	107
Abbildung 9.3.5: Darstellung der Abflussreaktion an Standort K4 auf Ereignis 6JO.	107
Abbildung 9.3.6: Darstellung der Abflussreaktion an Standort K4 auf Ereignis 7JO.	108
Abbildung 9.3.7: Darstellung der Abflussreaktion auf Ereignis 8JO an Standort K4.	109
Abbildung 9.3.8: Darstellung der Abflussreaktion des Standorts K4 auf Ereignis 10JO und 11JO.	109
Abbildung 9.3.9: Darstellung des Niederschlagsinputs und des Abfluss an Standort K3 für den Zeitraum vom 1.1.2011 bis 14.1.2011.	111
Abbildung 9.3.10: Darstellung des Niederschlagsinputs und des Abfluss an Standort K3 für den Zeitraum vom 14.1.2011 bis 31.1.2011.	112
Abbildung 9.4.1: Einfach logarithmische Darstellung der Abflussmessung an Standort K3 nach Beendigung der Niederschlagsereignisse im Dezember.	119
Abbildung 9.4.2: Einfach logarithmische Darstellung der Abflussmessung an Standort K3 nach Beendigung der Niederschlagsereignisse im Januar.	119
Abbildung 9.5.1: Darstellung der Ergebnisse der Modellierung an Standort K2.	122
Abbildung 9.5.2: Darstellung des gemessenen und modellierten ZA nach Szenario 1 an Standort K3 im Dezember.	123
Abbildung 9.5.3: Darstellung des gemessenen und modellierten ZA nach Szenario 2 an Standort K3 im Dezember.	124

Abbildung 9.5.4: Darstellung des gemessenen und modellierten ZA nach Szenario 3 an Standort K3 im Dezember.....	124
Abbildung 9.5.5: Darstellung des gemessenen und modellierten ZA an Standort K3 nach Szenario 1 für den Zeitraum vom 5.1. bis 14.1.2011.	126
Abbildung 9.5.6: Darstellung des gemessenen und (fehlhaften)modellierten ZA an Standort k3 für den Zeitraum vom 5.1. bis 10.1.2011 nach Szenario 1.....	126
Abbildung 9.5.7: Darstellung des gemessenen und modellierten ZA nach Szenario 1 an Standort K4 im Dezember.....	128
Abbildung 9.5.8: Darstellung des gemessenen und modellierten ZA nach Szenario 1 an Standort K4 im Januar.....	128
Abbildung 9.5.9: Darstellung des gemessenen und modellierten ZA nach Szenario 1 an Standort K5 im Dezember.....	129
Abbildung 9.5.10: Einfach logarithmische Darstellung der kumulativen Summen des Niederschlags, des experimentell erfassten, sowie des modellierten Zwischenabflusses an Standort K3 im Dezember.	130
Abbildung 9.5.11: Einfach logarithmische Darstellung der kumulativen Summen des Niederschlags, des experimentell erfassten, sowie des modellierten Zwischenabflusses an Standort K3 im Januar.	130
Abbildung 9.6.1: Aufnahme des offengelegten Profils an Standort K5 nach ca. 10min Berechnungszeit.	133
Abbildung 9.6.2: Aufnahme des offengelegten Profils an Standort K5 nach ca. 20min Berechnungszeit.	133

Tabellenverzeichnis

Tabelle 2.1: Übersicht über die 4 Standorte, (Weiler & Naef ,2000).	9
Tabelle 4.1: Übersicht über die Datengrundlage	28
Tabelle 4.2: Makroporenparametrisierung in Abhängigkeit der Landnutzungsklassen und Rauigkeitsbeiwerte nach Strickler für den Oberflächenabfluss, (Steinbrich & Weiler, 2010a).	33
Tabelle 5.1: Gewässerkundliche Hauptzahlen der Brugga am Pegel Oberried, Periode 1934-1979, Abflüsse und Abflusssspenden (Uhlenbrook, 1999).....	45
Tabelle 6.1: Übersicht über die räumlichen Daten der Standorte und ihrer Akkumulierungsfläche.....	47
Tabelle 7.1: Durch die Anpassung ermittelte Werte für die Parameter a und b der einzelnen Messkisten.	55
Tabelle 7.2: Durch die Anpassung ermittelte Formeln zur Abflussbestimmung und zugehöriges Bestimmtheitsmaß	56
Tabelle 7.3: Daten der Niederschlagsstationen.....	58
Tabelle 7.4: Übersicht über die Datengrundlage des Schneewasseräquivalents am 6.12.2010	59
Tabelle 7.5: Übersicht über die zusätzliche Datengrundlage des Schneewasseräquivalents am 3.1.2011	59
Tabelle 7.6: Übersicht über die Eingangsdaten der einzelnen Standorte.	65
Tabelle 7.7: Übersicht über die abgeschätzte Makroporenausstattung der einzelnen Standorte.	66
Tabelle 8.1: Übersicht über die Kennwerte der Niederschlagsereignisse für den Zeitraum vom 6.12.2010 bis 15.12.2010	68
Tabelle 8.2: Ergebnisse der Korrelationsanalyse nach Pearson und Spearman.	69
Tabelle 8.3: Übersicht über die Kennwerte der erzeugten Niederschlagsereignisse für den Zeitraum vom 6.12.2010 bis 15.12.2010 der Station St.Wilhelm.	70
Tabelle 8.4: Übersicht über die Kennwerte der Niederschlagsereignisse für den Zeitraum vom 1.1.2011 bis 14.11.2011 der Station Oberried	71
Tabelle 8.5: : Übersicht über die Kennwerte der Niederschlagsereignisse für den Zeitraum vom 15.1.2011 bis 31.11.2011 der Station Oberried	72
Tabelle 8.6: Übersicht über die Kennwerte der Niederschlagsereignisse für den Zeitraum vom 1.1.2011 bis 10.11.2011 der Station St.Wilhelm.	74
Tabelle 8.7: Übersicht über die Kennwerte der Niederschlagsereignisse für den Zeitraum vom 11.1.2011 bis 20.11.2011 der Station St.Wilhelm.	76
Tabelle 8.8: Ergebnisse der Bestimmung des Schneewasseräquivalents am 5.1.2011 ..	77

Tabelle 8.9: Abschätzung des SWE vom 6.12.2010	77
Tabelle 8.10: Übersicht über die ermittelte Bodenmächtigkeit an den jeweiligen Standorten.....	78
Tabelle 8.11: Ergebnisse der Bestimmung des drainbaren Porenvolumens (DP) und der Feldkapazität (FK) der jeweiligen Standorte	79
Tabelle 8.12: Übersicht über die Ergebnisse der Abschätzung der vertikalen Makroporendichte	80
Tabelle 8.13: Übersicht über die Kennwerte der Akkumulationsflächen der einzelnen Standorte.....	81
8.14: Darstellung der Eingangsdaten	87
Tabelle 8.15: Darstellung der erhobenen Daten der einzelnen Standorte.	91
Tabelle 9.1: Vergleich von FK, DP und Bodenmächtigkeit der Standorte K4 und K5.	113
Tabelle 9.2: Vergleich von Gefälle, Makroporenausstattung und Vegetation der Standorte K4 und K5.....	114
Tabelle 9.3: Darstellung der Kennwerte einzelner Niederschlagsereignisse und zugehörige Abflusskoeffizienten im Dezember.	114
Tabelle 9.4: Darstellung der Kennwerte einzelner Niederschlagsereignisse und zugehörige Abflusskoeffizienten im Januar.	115
Tabelle 9.5: Kennwerte der gesamten Niederschlagsereignisse an Standorte K3.	116
Tabelle 9.6: Darstellung der Kennwerte einzelner Ereignisse und zugehörige Abflusskoeffizienten an Standort K3 im Dezember.	117
Tabelle 9.7: Darstellung der Kennwerte einzelner Ereignisse und zugehörige Abflusskoeffizienten an Standort K3 im Januar.	118
Tabelle 9.8: Übersicht über die unterschiedlichen Annahmen der einzelnen Szenarien für die Modellierung an Standort K3	122

Verzeichnis der Abbildungen im Anhang

Abbildung A. 1: Standort K1	146
Abbildung A. 2: Standort K2	146
Abbildung A. 3: Grabung an Standort K3. In ca. 30cm Tiefe ist eine Graufärbung zu verzeichnen, welche auf eine Pseudovergleyung hindeutet.....	147
Abbildung A 4: Standort K3.....	147
Abbildung A 5: Standort K4.....	148
Abbildung A 6: Standort K5.....	148
Abbildung A 7: Odyssey Capacitive Water Level Logger.....	149
Abbildung A 8: Beispiel einer der verwendete Messkisten.....	149
Abbildung A. 9: Darstellung des gemessenen Abfluss an Standort K5 für den Zeitraum vom 14.1.2011 bis 31.1.2011.....	150
Abbildung A 10: Darstellung des Abfluss und der Temperatur an Standort K4 für den Zeitraum vom 6.12. bis 15.12.2010.....	150
Abbildung A 11: Darstellung der Abflussreaktion des Standorts K3 auf Ereignis 2DW.	151
Abbildung A 12: Darstellung der Abflussreaktion des Standorts K3 auf Ereignis 3DW.	151
Abbildung A 13: Darstellung der Abflussreaktion des Standorts K5 auf Ereignis 10JO und 11JO.....	152
Abbildung A 14: Darstellung der Abflussreaktion des Standorts K5 auf Ereignis 8JO.	152
Abbildung A 15: Darstellung des Abfluss und des Niederschlags des Standorts K5 vom 14.1. bis 31.1.2011.....	153
Abbildung A 16: Darstellung der Abflussreaktion an Standort K4 für den Zeitraum vom 14.1. bis 31.1.2011.....	154
Abbildung A 17: Zeitlicher Verlauf der Temperatur und des Abfluss an Standort K3 für den Zeitraum vom 1.1.2011 bis 14.1.2011.	154

Verzeichnis der Tabellen im Anhang

Tabelle A. 1: : Zuordnung der Saugspannung an der Sättigungsfront, der gesättigten Leitfähigkeit und des drainierbaren Porenvolumens zu den Bodenklassen der BÜK..	155
---	-----

Verzeichnis der Abkürzungen und Symbole

Beschreibung	Einheit	Abkürzung/Symbol
Zwischenabfluss		ZA
Horton'scher Oberflächenabfluss		HOF
Sättigungsflächenabfluss		SOF
Landesvermessungsamt		LVA
Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau		LRGB
Feldkapazität	[mm/10]	FK
Nutzbare Feldkapazität	[mm/10]	nFK
Drainbares Porenvolumen	[mm/10]	DP
Makroporen-Infiltration		MP-Inf.
Matrix-Infiltration		M-Inf.
Tiefenperkolation		TP
Makroporen-Zwischenabfluss		MP-ZA
Niederschlag	[mm]	N
Bodenübersichtskartierung		BÜK
Feldkapazitätsüberschuss	[mm/10]	FK-ÜS
Mächtigkeit des Sättigungshorizonts	[cm]	M _{ZA}
Bodenmächtigkeit	[cm]	M _{BO}
Restvolumen über Feldkapazität	[mm/10]	RV ü. FK
Maximale Abflussleistung der Matrix	[mm/m]	ZA _{Matrix pot}
Maximale Abflussleistung der Makroporen	[mm/m]	ZA _{MP pot}
Makroporendichte	[n/m ²]	MPD
Gefälle	[%]	i
Abflussleistung einer Makropore bei Gefälle i	[mm]	qMP(i)
Meter über Normalnull	[m]	m ü. N.N.
Odyssey Capacitive Water Level Logger		OCWLL
Elektrische Kapazität	[Farad]	C
dielektrische Konstante		ϵ_r
Dielektrische Konstante von Vakuum	[Farad/m]	ϵ_0
Überfallbeiwert		Ce
effektive Höhe (effective head)	[m]	he
Überfallhöhe	[m]	h _I
Breite des Messwehrs	[m]	B
Abfluss	[l/s]	Q
Anpassungsparameter		a, b
Wasserstand	[mm]	h
Wasserstand-Abfluss-Beziehung		P-Q

Bestimmtheitsmaß		R^2
Schneewasseräquivalent	[mm]	SWE
Ablationsrate	[mm/h]	Q_s
Tag-Grad-Faktor	[mm°C ⁻¹ d ⁻¹]	G_T
Auf Höhe Interpolierte	[°C]	T_t
Tagesmitteltempeartur		
Temperaturschwellenwertparameter	[°C]	TT
End-Member Mixing Analyses		EMMA
Gesamtabfluss	[l/s]	Q_{ges}
Tracerkonzentration des Gesamtabflusses		C_{Ges}
Tracerkonzentartion der n-ten Abflusskomponente		C_n
Digitales Geländemodell		DGM

Danksagung

An dieser Stelle möchte ich allen Personen danken, die mich während dieser Arbeit und natürlich auch während des Studiums unterstützten.

Allen voran geht besondere Dankbarkeit an meine Mutter, Annette Badillo-Osorio, die mir jegliche Form der Unterstützung zukommen ließ und mir ermöglichte diesen Weg zu gehen. Dank geht auch an Horst Kleinwächter, welcher mich in den letzten Lebensabschnitten ebenso unterstützte. Erwähnen möchte ich hier noch meinen Vater, Jesus Badillo-Osorio, welcher so gerne mit mir die Freude geteilt hätte.

Des Weiteren möchte ich mich bei Prof. Dr. Markus Weiler für die Vergabe und Betreuung der Diplomarbeit sowie bei Dr. Jens Lange für die Übernahme des Koreferats bedanken. An dieser Stelle geht auch Dank an Andreas Steinbrich, welcher mir während dieser Arbeit mit Rat und Tat zur Seite stand.

Dank geht auch an all die tatkräftigen Mitstreiter ohne die diese Arbeit nicht zu bewerkstelligen gewesen wäre. Besonders danken möchte ich meiner Freundin, Nelly Mehlhorn, für jegliche Unterstützung, sowohl privat wie auch für ihre aktive Beteiligung an dieser Arbeit. Hierbei geht auch Dank an Markus Warnke und Christian Schadt für die enorme Unterstützung im Feld. Weiterer Dank geht an Kay Schlesselmann, Marcel Gaj, Simon Klaffl und Michael Stölzle.

Ebenso zu Dank verpflichtet bin ich dem Institut für Hydrologie Freiburg für die Betreuung und Lehre während des Studiums. Dank an Emil Blattmann, der mir so viel Hilfe wie möglich zukommen ließ. Danke an Barbara Herbstritt, Benjamin Gralher, Nicole Jackisch, Leo Stöckel, und Dr. Stefan Pohl für jegliche Hilfestellung.

Zusammenfassung

Zahlreiche Untersuchungen der Abflussbildung in Einzugsgebieten, welche durch eine hohe topographische Heterogenität geprägt sind, deuten darauf hin, dass die Abflusskomponente Zwischenabfluss einen bedeutenden Beitrag am Gesamtabfluss bilden kann. Dies trifft vor allem auf Einzugsgebiete zu, die durch ein humides Klima, ein steiles Terrain und durchlässige Böden gekennzeichnet sind.

Diese Arbeit überprüft zum einen die Machbarkeit der zeitlichen und quantitativen Erfassung der unterirdischen Abflusskomponente Zwischenabfluss mit verhältnismäßig geringem Aufwand. Zu diesem Zweck wurden vorhandene Hanganschnitte, welche durch die Anlegung von Waldwegen geschaffen wurden, genutzt. Der Grundgedanke gestaltet sich hierbei dadurch, dass der ansonsten nicht sichtbare Zwischenabfluss an diesen Anschnitten an die Oberfläche tritt und somit einer Abflussmessung zugeführt werden kann.

Durch eine Analyse der auf diese Weise gewonnen Abflussdaten kann geprüft werden, ob Zwischenabfluss erfasst wurde. Wird Zwischenabfluss identifiziert, so ermöglicht dies eine detaillierte Betrachtung dieser Abflusskomponente. Dies beinhaltet die Datenerhebung unterschiedlicher Input- wie auch Einflussgrößen. Der Input wird repräsentiert durch den Niederschlag und die Ablation. Die Datenerhebung der Einflussgrößen umfasste die Feldkapazität, das drainbare Porenvolumen, die Vegetation, die vertikale Makroporendichte, die Verteilung der Bodenmächtigkeit, das Gefälle und die Ausweisung der Akkumulierungsfläche.

Mittels der Abflussdaten und der Variabilität zugehöriger Input- wie auch Einflussgrößen wurde versucht die räumliche und zeitliche Variabilität von Zwischenabfluss in der Hangskala zu beschreiben. Des Weiteren dienten die erhobenen Daten als Eingangsdaten einer Modellierung von Zwischenabfluss. Die Modellierung wurde mittels eines unkalibrierten N-A-Modells durchgeführt, welches in der Ausweisung der für Hochwasserentstehung relevanten Flächen im Raum Baden-Württemberg, Anwendung findet. Die Tatsache, dass das Modell nicht kalibriert wird, bewahrt einen objektiven Charakter und ermöglicht eine Parametrisierung unter Berücksichtigung der Eigenschaften des Einzugsgebiets. Durch eine Kalibrierung bleibt genau dieser Zusammenhang, zwischen Parametrisierung und Eigenschaften des Einzugsgebiets, häufig unklar.

Die Ergebnisse der Modellierung, sowie die Interpretation und Analyse der Abflussdaten, deuten darauf hin, dass die Vorfeuchte, die Niederschlagshöhe und die zugehörige mittlere Intensität, die Verteilung der Bodenmächtigkeit und das drainbare Porenvolu-

men in besonderem Maße die räumliche und zeitliche Variabilität von Zwischenabfluss im Untersuchungsgebiet beeinflussen.

Es wird gezeigt, dass das unkalibrierte N-A-Modell fähig ist die zeitliche und quantitative Entwicklung von Zwischenabfluss wiederzugeben. Eine detaillierte Validierung wurde hauptsächlich durch Unsicherheiten der Eingangsdaten erschwert. Hervorzuheben sind hierbei die Ausweisung der Akkumulierungsfläche, die Bestimmung der Verteilung der Bodenmächtigkeit sowie die vollständige Erfassung der Abflusskomponente Zwischenabfluss. Diese Unsicherheiten sind nur durch ein erhebliches Maß an Mehraufwand zu eliminieren.

Die Ergebnisse führen zu dem Schluss, dass die Bildung von Zwischenabfluss im Untersuchungsgebiet kein lokales Phänomen darstellt. Vor allem wenn das System dem Zustand einer hohen Vorfeuchte unterliegt, kann der Beitrag dieser Abflusskomponente am Gesamtabfluss bedeutend sein.

Schlagwörter: *Zwischenabfluss, N-A Modellierung, Abflussbildung in der Hangskale, bewaldete Einzugsgebiete, first order controls*

Summary

Numerous studies of runoff formation in topographically variable catchments showed that subsurface stormflow may be a considerable contributor to total runoff. Especially in steep, humid catchments with conductive soils this contribution may be dominant.

This study examines the feasibility of the temporal and quantitative acquisition of subsurface stormflow with relatively little effort. For this purpose, existing slope sections, which were created by the application of forest roads, were used. The basic idea here is that the otherwise not visible subsurface stormflow will occur at these sections at the surface and thus the outflow can be measured.

Through an analysis of discharge data obtained in this way it is possible to verify whether subsurface stormflow was recorded. If subsurface stormflow can be identified, this allows a detailed examination of this runoff component. This included data acquisition of input and different parameters. The input is represented by rainfall and snow-melt. The data acquisition of the parameters included field capacity, drainable porosity, vegetation, vertical macropore density, soil depth, slope and estimation of the contributing area.

By means of the discharge data and the variability of input as well as corresponding parameters, this study attempts to describe the spatial and temporal variability of subsurface stormflow in the hillslope scale. Furthermore, the data were used as input data for modeling subsurface stormflow. The modeling was performed using a non-calibrated rainfall-runoff model which is used to identify areas relevant for flood generation in Baden-Württemberg. The fact that the model is not calibrated preserves an objective character and allows parameterization, taking into account the characteristics of the catchment. By calibration, this relationship between parameters and characteristics of the catchment often remains ambiguous.

The results of the modeling and the interpretation and analysis of discharge data, suggest that the spatial and temporal variability of subsurface stormflow in the concerned catchment is influenced particularly by antecedent soil moisture, the total amount and temporal variation of precipitation, drainable porosity and the distribution of soil depth.

It is shown that the non-calibrated rainfall-runoff model is capable to reproduce the temporal and quantitative development of subsurface stormflow in the hillslope scale. A detailed validation has been hampered mainly by uncertainties of the input data. In particular by determination of the distribution of soil depth, estimation of contributing area

and the complete coverage of the runoff component subsurface stormflow. These uncertainties may be eliminated only by a considerable amount of extra effort.

The results lead to the conclusion that the formation of subsurface flow in the study area is not a local phenomenon. Especially when the system is subject to the condition of high antecedent soil moisture, the contribution of this component to total runoff may be significant.

Keywords: *subsurface stormflow, rainfall-runoff model, hillslope hydrology, forested catchments, first order controls*

1 Einleitung

Unter Zwischenabfluss versteht sich ein Abfluss produzierender Mechanismus, welcher hauptsächlich in Hochlagen mit ausgeprägter Topographie stattfindet (eg. Weiler et al., 2006; Anderson et al., 2008). Dieser Abflussbildungsprozess umfasst Wasser, welches sich am Hang lateral, innerhalb von Bodenschichten oder durchlässigem Gestein, bewegt und somit einen Anteil an der Abflussganglinie eines Gewässers bildet (Weiler et al., 2006). Vor allem im Bezug auf Regionen mit humider Ausprägung, steilen Terrain und durchlässigen Böden lässt sich vermuten, dass Zwischenabfluss eine dominante Rolle bei der Abflussbildung spielt (Anderson et al., 2008; Anderson et al., 2009; Graham et al., 2010). Abgesehen von seiner bedeutenden Rolle bei der Abflussbildung, ist Zwischenabfluss mitverantwortlich für den Eintrag von Nährstoffen und Sedimenten in Oberflächengewässer (McGlynn & McDonnell, 2003; Anderson et al., 2008; Anderson et al., 2009; Graham et al., 2010). Eine weitere Bedeutung besitzt Zwischenabfluss im Zusammenhang mit Landrutschungen, da durch das Auftreten von Zwischenabfluss die Entwicklung einer positiven Saugspannung einhergehen kann und somit in steilen Bereichen die Initiierung von Landrutschungen begünstigt werden könnte (Uchida et al. 1999; Anderson et al., 2008). Vor diesem Hintergrund ist das Verständnis der stattfindenden Prozesse in Bezug auf Zwischenabfluss nicht nur für die hydrologische Wissenschaft von Bedeutung, sondern reicht darüber hinaus (Weiler et al., 2006).

1.1 Zielsetzung und Vorgehen

Eine Zielsetzung dieser Arbeit bestand darin, zu überprüfen inwieweit die experimentelle Erfassung von Zwischenabfluss ohne aufwendige Instrumentalisierungen umsetzbar ist. Dazu wurden an schon vorhandenen Hanganschnitten, welche durch Waldwege offengelegt wurden, Abflussmessungen durchgeführt. Der Grundgedanke dabei ist, dass an solchen Weganschnitten, der ansonsten nicht sichtbare Zwischenabfluss an die Oberfläche tritt und einer Abflussmessung zugeführt werden kann. Wurde Abfluss gemessen, so kann dieser analysiert und interpretiert werden. Führt dieser Schritt zu dem Ergebnis, dass Zwischenabfluss erfasst wurde, so kann dieser detaillierter betrachtet werden. Im Vordergrund stand dabei der Zusammenhang zwischen unterschiedlichen Einflussgrößen und ihrer Auswirkung auf die Bildung von Zwischenabfluss. Zu diesem Zweck wurden die bedeutendsten Einflussgrößen vor Ort bestimmt oder abgeschätzt, um einen Vergleich dieser Einflussgrößen und zugehöriger Abflussreaktion durchzuführen. Des Weiteren wurden die erhobenen Daten genutzt, um eine Modellierung der Abflussbildung durchzuführen. Ziel hierbei war es, eine qualitative Validierung des Mo-

dells durchzuführen. Die, durch oben genanntes Vorgehen, gewonnen Erkenntnisse dienen anschließend dazu, die räumliche, wie auch zeitliche Variabilität von Zwischenabfluss im Untersuchungsgebiet zu beschreiben.

2 State of the Art

2.1 Hillslope hydrology

Diese Arbeit befasst sich mit der experimentellen Erfassung, sowie der theoretischen Modellierung von Zwischenabfluss. Da es in diesem Zusammenhang nicht zielführend ist, diesen Abflussbildungsprozess ausschließlich einzeln zu betrachten, folgt eine kurze Übersicht über die Abflussbildungsprozesse, welche an einem Hang als Reaktion auf ein Niederschlagsereignis oder eine Schneeschmelze einsetzen können. Diese lassen sich vereinfacht einteilen in 4 unterschiedliche Prozesse: 1) Horton'scher Oberflächenabfluss und Sättigungsflächenabfluss, 2) oberflächennaher Abfluss (Biomat-flow), 3) Tiefenperkolation und 4) Zwischenabfluss (Scherrer et al., 2007; Sidle et al., 2007; Weiler & Bachmair, 2010). Eine Übersicht dieser Prozesse ist Abbildung 2.1.1 zu entnehmen. Der Zwischenabfluss wird in dieser Darstellung repräsentiert durch die Fließwege homogener Zwischenabfluss (homogeneous SSF), heterogener Zwischenabfluss (heterogeneous SSF) und durch pipe flow.

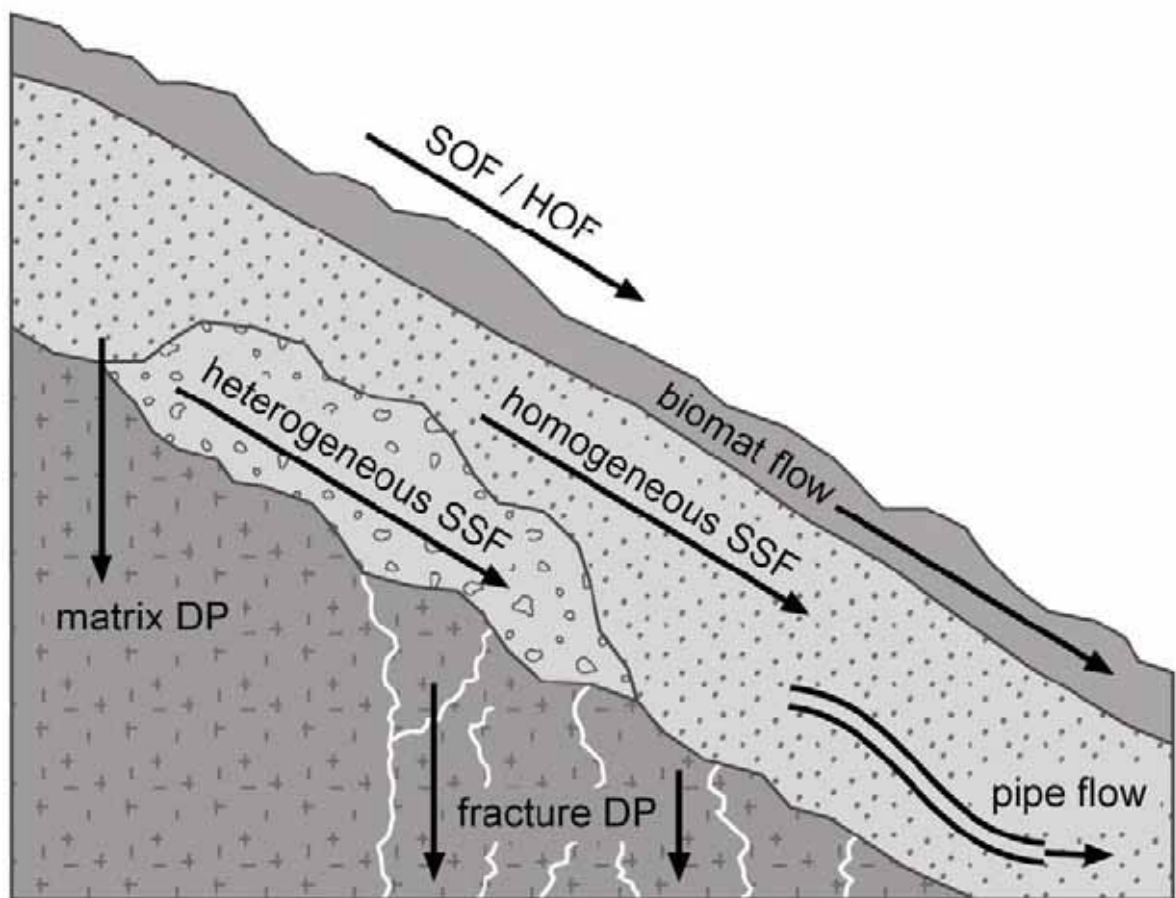


Abbildung 2.1.1: Graphische Darstellung der Abflussbildung am Hang (Weiler & Bachmair, 2010)

Horton'scher Oberflächenabfluss

Als Horton'schen Oberflächenabfluss bezeichnet man Wasser, welches sich auf der Erdoberfläche bewegt. Diese Form des Abfluss tritt ein, falls die Niederschlagsintensität die Infiltrationskapazität des Bodens übersteigt (Horton, 1933). Bezogen auf Horton'schen Oberflächenabfluss sind die Niederschlagsintensität und die Bodencharakteristika der oberen 5 Zentimeter ausschlaggebend für die Ausprägung der Abflussbildung (Scherrer et al., 2007). Diese Form des Oberflächenabfluss ist oft verbunden mit kurzen Niederschlägen hoher Intensität.

Sättigungsflächenabfluss

Diese Form des Oberflächenabfluss tritt ein, sobald die Speicherkapazität des Bodens durch auftretenden Niederschlag überstiegen wird. Daher ist dieser Abflussbildungsprozess abhängig von dem Volumen des Niederschlagsereignisses (Scherrer et al., 2007). Aus diesem Grund ist das Auftreten von Sättigungsflächenabfluss eher verbunden mit langanhaltenden Niederschlägen von moderater Intensität. Bevorzugt tritt Sättigungsflächenabfluss in ufernahen Bereichen oder in geomorphologischen Senken auf (Dunne & Black, 1970).

Biomat flow

Der Begriff Biomat flow beschreibt Ereigniswasser, welches sich am Hang in einer oberflächennahen Schicht bewegt und somit als eine Art von lateralem, präferentiellen Fließen verstanden werden kann (Sidle et al., 2007). Definiert ist Biomat flow als Abflusskomponente des ZA innerhalb der aufliegenden Streuschicht, innerhalb zersetzter Bereiche des organischen Horizonts und innerhalb der oberen Schicht des mineralischen Bodens, welche von feinem, dichtem Wurzelwerk durchdrungen ist (Sidle et al., 2007). Entwickelt wurde das Konzept des Biomat flow während Feldversuchen zur Messung von Horton'schen Oberflächenabfluss, da Oberflächenabfluss zwar erfasst wurde, allerdings kein Oberflächenabfluss beobachtet werden konnte. Der erfasste „Oberflächenabfluss“ bestand aus einem hangparallelen Abfluss, welcher sich innerhalb der aufliegenden Streuschicht und auf dem mineralischen Oberboden bewegte (Sidle et al., 2007).

Tiefenperkolation

Als Tiefenperkolation wird ein Prozess beschrieben, welcher das perkolieren von Wasser in tiefere Schichten umfasst. Die Wege, in welchen Wasser der Tiefenperkolation zukommen kann, können vereinfacht in 2 unterschiedliche Fließwege eingeteilt werden.

Der flächenhaften Perkolation und der lokalen Perkolation über Störungen und Klüfte. Dieses Wasser kommt meist dem Grundwasserkörper zu und steht einer kurzfristigen Abflussbildung nicht mehr zur Verfügung.

Der letzte zuvor genannte Abflussmechanismus, welcher im Hang, als Reaktion auf ein Niederschlagsereignis oder eine Schneeschmelze eintreten kann, ist der Zwischenabfluss. Da diese Abflusskomponente den Schwerpunkt dieser Arbeit darstellt, wird diese folgend detaillierter beschrieben.

2.2 Zwischenabfluss

2.2.1 Einleitung

In der hydrologischen Fachliteratur finden sich vielzählige Begriffe, welche von ihrer Bedeutung her den gleichen Prozess beschreiben. Als Synonyme für Zwischenabfluss sind *interflow*, *lateral flow*, *subsurface stormflow*, *subsurface runoff*, *transient groundwater*, *through flow* und *soil water flow* (Anderson & Burt, 1978; Becker & McDonnell, 1998; Graham et al., 2010; Weiler et al., 2006) zu nennen. Diese wechselnde Terminologie erschwert eine einheitliche Betrachtung der Abflussmechanismen, welche als Reaktion auf ein Niederschlagsereignis oder eine Schneeschmelze am Hang einsetzen (Weiler et al., 2006). Zu diesem Zwecke wird innerhalb dieser Arbeit ausschließlich der Begriff Zwischenabfluss (ZA) verwendet.

Unter ZA versteht sich ein Abfluss produzierender Mechanismus, welcher hauptsächlich in Hochlagen mit ausgeprägter Topographie stattfindet (eg. Weiler et al., 2006; Anderson et al., 2008). Dieser Abflussbildungsprozess umfasst Wasser, welches sich am Hang lateral innerhalb von Bodenschichten oder durchlässigen Gestein bewegt und somit einen Anteil an der Abflussganglinie eines Gewässers bildet (Weiler et al., 2006). Vor allem im Bezug auf Regionen mit humider Ausprägung, steilen Terrain und durchlässigen Böden lässt sich vermuten, dass ZA eine dominante Rolle bei der Abflussbildung spielt (Anderson et al., 2008; Anderson et al., 2009; Graham et al., 2010). Abgesehen von seiner bedeutenden Rolle bei der Abflussbildung, ist ZA auch mitverantwortlich für den Eintrag von Nährstoffen und Sedimenten in Oberflächengewässer (McGlynn & McDonnell, 2003; Anderson et al., 2008; Anderson et al., 2009; Graham et al., 2010). Eine weitere Bedeutung besitzt ZA im Zusammenhang mit Landrutschungen, da durch das Auftreten von ZA die Entwicklung einer positiven Saugspannung einhergehen kann und somit in steilen Bereichen die Initiierung von Landrutschungen begünstigt werden könnte (Uchida et al. 1999; Anderson et al., 2008). Vor diesem Hintergrund

ist das Verständnis der stattfindenden Prozesse in Bezug auf ZA nicht nur für die hydrologische Wissenschaft von Bedeutung, sondern reicht darüber hinaus (Weiler et al., 2006).

Wie zuvor erwähnt, versteht man unter ZA alle durch ein Niederschlagsereignis oder eine Schneeschmelze ausgelösten Abflussbildungsprozesse am Hang, welche innerhalb der oberflächennahen Bodenschichten stattfinden und in einer Reaktion der Abflussganglinie eines Gewässers resultieren (Weiler et al., 2005). Vereinfacht kann man die stattfindenden Abflussbildungsprozesse zwei unterschiedlichen Fließwegen zuordnen. Zum einen dem Matrix-Fluss und zum anderen dem Wassertransport über präferentielle Fließwege (Faeh et al., 1997; Weiler et al., 2006).

2.2.2 Matrix-Fluss

Als lateraler Matrix-Fluss wird das hangparallele Fließen von Wasser innerhalb der Bodenmatrix bezeichnet. Genauer gesagt, die Bewegung von Wasser durch den Porenraum zwischen einzelnen Bodenpartikeln (Faeh et al., 1997). Das Eintreten dieses Abflussprozesses setzt voraus, dass in der Bodenmatrix Wasser gespeichert ist, welches über gesättigte oder nahe der Sättigung befindliche Bereiche miteinander verbunden ist (Weiler et al., 2006). Dieser Zustand ermöglicht eine schnelle Abflussreaktion bei Erhöhung des hydraulischen Gradienten, ausgelöst durch infiltrierendes Wasser (Weiler et al., 2006). Da die Menge des gespeicherten Wassers innerhalb der Bodenmatrix in Bezug auf die Niederschlagshöhe sehr groß sein kann, reicht oft eine geringe Niederschlagshöhe aus um den hydraulischen Gradienten signifikant zu erhöhen. Durch diese Erhöhung des hydraulischen Gradienten kann eine große Menge Wasser, welches vor dem Ereignis in der Bodenmatrix gespeichert war, mobilisiert werden. Begünstigt wird dieser Abflussbildungsprozess, wenn ein Hang dadurch gekennzeichnet ist, dass sich eine hoch-durchlässige Bodenschicht mit hoher Infiltrationskapazität über einer gering-durchlässigen Bodenschicht befindet (Weiler et al., 2006). Der dann einsetzende Prozess wird in der Literatur oft bezeichnet als *translatory flow* (Burt, 1989) oder *transmissivity feedback* (Rodhe, 1987).

2.2.3 Präferentielle Fließwege

Präferentielle Fließwege können durch unterschiedlichste Prozesse entstehen. Am bedeutendsten sind wohl die biologische Aktivität der Flora und Fauna, sowie die unterirdische Erosion, vor allem entlang der Grenzschicht zwischen Bodenmatrix und Grundgestein. Hierbei kommt es zu großen Variationen bezogen auf Durchmesser, Form, Länge und Anzahl der präferentiellen Fließwege (Kienzler & Naef, 2008). Beobachtet wurde präferentielles Fließen in dünnen, gesättigten Schichten, welche eine höhere

Durchlässigkeit besitzen als die umgebende Matrix (Scherrer et al., 2007; Weiler et al., 2006), entlang von Mikro-Kanälen oberhalb der Grundgesteinsoberfläche (Noguchi et al., 2001), entlang von Bruchstellen innerhalb des Grundgesteins (McDonnell, 1990), als pipe flow entlang der Grenzschicht zwischen Bodenmatrix und Grundgestein (McDonnell, 1990) und als Fließen über ein Netzwerk von Makroporen innerhalb der Bodenmatrix (Sidle et al., 2000).

Feldversuche mit Hilfe von Farbtracern zeigten, dass an bewaldeten Hängen in humiden Regionen relativ kurze präferentielle Fließwege anzutreffen sind. Die Angaben bewegen sich in Größenordnungen zwischen 1 m (Noguchi et al., 1999) und 2 m (Weiler et al., 2003). Obwohl einzelne präferentielle Fließwege für gewöhnlich sehr kurz und diskontinuierlich sind, wurden hohe Fließgeschwindigkeiten im Hang und schnelle Abflussreaktionen auf Niederschlagsereignisse beobachtet (Tani, 1997). Die beobachteten schnellen Fließgeschwindigkeiten und direkten Abflussreaktionen führten zu der Idee eines Netzwerks von präferentiellen Fließwegen. Dieses Netzwerk lässt sich als eine Serie von hydraulisch verbundenen präferentiellen Fließwegen beschreiben. Die genauen Mechanismen, welche dazu führen, dass Wasser über solche Netzwerke transportiert wird, sind nicht im Detail bekannt, allerdings wird angenommen, dass die Sättigung der Bodenmatrix zu einer Verbindung der einzelnen präferentiellen Fließwege führt (Sidle et al., 2001). Der Hintergrund dieser Annahme ist, dass die vertikale und horizontale Umverteilung von Wasser, innerhalb des gesamten Hangs, lokal den Bodenwassergehalt erhöht. Diese Erhöhung des Bodenwassergehalts steigert die Konnektivität zwischen einzelnen präferentiellen Fließwegen und bestimmt somit die Abflussreaktion des ZA (Sidle et al., 2000). Untersuchungen zeigten, dass dieses dynamische Verhalten von ZA besonders stark beeinflusst wird durch die Vorfeuchte, die Niederschlagsintensität, die Niederschlagshöhe, die Topographie und durch die physikalischen Charakteristika des Netzwerks von präferentiellen Fließwegen (e.g. Sidle et al., 1995, 2000; Tromp-van Meerveld & Mc Donnel, 2006; Uchida et al., 2005).

Dieses Netzwerk von präferentiellen Fließwegen setzt sich zusammen aus vertikal orientierten präferentiellen Fließwegen und hangparallel orientierten präferentiellen Fließwegen. Vertikal orientierte präferentielle Fließwege werden oft bezeichnet als Makroporen (Faeh et al., 1997; Uchida et al., 1999; Weiler et al., 2003). Hangparallel ausgerichtete präferentielle Fließwege werden auch bezeichnet als pipes (Faeh et al., 1997; Uchida et al., 1999; Weiler et al., 2003) oder laterale Fließwege (Weiler & Naef, 2000). Somit lässt sich festhalten, dass Makroporen in diesem Fall eher der Infiltration dienen,

wobei laterale Fließwege (pipes) zur Entwässerung des Bodenkörpers beitragen (Faeh et al., 1997).

Des Weiteren besitzen präferentielle Fließwege eine bedeutende Stellung bei der Initiierung von ZA. Untersuchungen zeigten, dass die Entwicklung eines Sättigungshorizonts entlang der Grenzschicht zwischen Bodenmatrix und Grundgestein eine sehr schnelle Reaktion auf ein Niederschlagsereignis aufweisen kann (McDonnell, 1990). Dieser Entwicklung des Sättigungshorizonts kommt bei der Initiierung von ZA eine Schlüsselrolle zu. Dies ist darin begründet, dass die Ausbildung eines Sättigungshorizonts mit einer Erhöhung des hydraulischen Gradienten einhergeht und zusätzlich die Querschnittsfläche, welche abflusskräftig ist, erhöht wird (Weiler et al., 2006). Damit ist oft ein Anstieg der Wasserspiegelhöhe in durchlässigere Schichten verbunden und diese Erhöhung ermöglicht die Verknüpfung, also die hydraulische Kommunikation, zwischen temporären Grundwasserkörpern über den gesamten Hang hinweg (Weiler et al., 2006). Diese Prozesskette ist besonders ausgeprägt, falls die Infiltration über vertikale präferentielle Fließwege (Makroporen) ermöglicht und gleichzeitig eine Abnahme der Speicherkapazität mit der Tiefe anzutreffen ist (Weiler et al., 2006).

2.2.4 Makroporen-Fluss

Wie erwähnt werden als Makroporen vertikal ausgerichtete präferentielle Fließwege bezeichnet (Faeh et al., 1997; Kienzler & Naef, 2008; Uchida et al., 1999; Weiler et al., 2003). Diese entstehen zum Beispiel durch Aktivitäten der Bodenfauna und der Flora, durch Befeuchtungs- und Austrocknungsprozesse oder durch die erosiven Auswirkungen von ZA (Beven & Germann, 1982). Diese Makroporen können die Infiltrationsrate und die Speicherkapazität von Böden stark beeinflussen (Weiler & Naef, 2000). Dennoch ist über den Prozess der Initiierung von Makroporenfluss und der Interaktion zwischen Makroporen und Bodenmatrix nur wenig bekannt. Die Initiierung meint den unterschiedlichen Wassertransport bzw. das Wasserdargebot zu Makroporen hin. Die Interaktion beschreibt den Wasseraustausch zwischen Makroporen und Bodenmatrix (Weiler & Naef, 2000). Diese zwei Prozesse bestimmen den Grad des Makroporenfluss und somit das Infiltrationsverhalten von natürlichen Böden (Faeh et al., 1997). Initiiert wird Makroporenfluss entweder auf der Bodenoberfläche oder innerhalb der Bodenmatrix (Weiler & Naef, 2000). Makroporenfluss, welcher über die Bodenoberfläche gespeist wird, entsteht, wenn die hydraulische Leitfähigkeit der Bodenmatrix durch die Niederschlagsintensität übertroffen wird, oder wenn oberflächennahe Bereiche gesättigt sind (Weiler & Naef, 2000). Der Makroporenfluss innerhalb von Makroporen, welche zur Oberfläche hin verschlossen sind, kann über gesättigte Horizonte initiiert werden

(Weiler et al., 1998). Die Menge Wasser, welche einer einzelnen Makropore zukommt, ist hierbei abhängig von der Oberflächentopographie, sowie der Makroporendichte und -verteilung (Weiler & Naef, 2003). Der Wassertransfer zwischen Makroporen und Bodenmatrix wird durch die hydraulische Leitfähigkeit der umgebenden Bodenmatrix und durch die hydraulische Leitfähigkeit der Grenzschicht zwischen diesen beiden bestimmt. Diese wiederum ist abhängig von der Entstehung der Makropore. So sind zum Beispiel Makroporen, welche von *Lumbricus terrestris* geschaffen werden, durch eine ton- und schluffhaltige Auskleidung gekennzeichnet (Weiler & Naef, 2000).

Eine geeignete Methode zur Untersuchung wie auch Darstellung dieser Eigenschaften von Makroporen liefern Messungen des Bodenwassergehalts in Kombination mit Farbttracer-Experimenten. Auf diese Weise lässt sich eine präzise Beurteilung der stattfindenden Abflussprozesse gewährleisten (Weiler & Naef, 2000). Weiler & Naef (2000) demonstrierten an 4, bezogen auf die Bodeneigenschaften, ähnlichen Standorten, wie unterschiedlich und komplex die jeweiligen Abflussprozesse, trotz vergleichbarer Hangkonfigurationen, sein können. Eine Übersicht über die Standorte gibt Tabelle 2.1. Folgende Erläuterungen zur Initiierung von Makroporenfluss beziehen sich auf Weiler & Naef (2000). Die Prozesse, die folgend beschrieben werden, sind zwar eher während kleinskaligeren Betrachtungen der Abflussbildung von Interesse, jedoch werden sie zwecks einer vollständigen Prozessbeschreibung aufgeführt. Zusätzlich beeinflussen die untergeordneten Skalen selbstverständlich auch großskaligere Prozesse, wodurch dem detaillierten Prozessverständnis zusätzliche Bedeutung zukommt.

Tabelle 2.1: Übersicht über die 4 Standorte, (Weiler & Naef, 2000).

Mittelwerte in einer Tiefe von 30 – 80 cm				
Standort	Dichte [g/cm ³]	Bodentextur	Makroporosität [%]	Anzahl der Makroporen pro m ²
Rietholzbach	1,3	Lehm/Ton	0,35	228
Heitersberg	1,65	Lehm	0,41	357
Koblenz	1,5	schluffiger Lehm/Lehm	0,58	698
Niederweningen	1,45	sandiger Ton/sandiger Lehm	0,77	623

Diese Standorte (1m x 1,5m) wurden durch künstliche Beregnung in Verbindung mit dem Einsatz von Brilliant Blue, Bodenwassergehalts- und Matrixpotenzialmessungen

auf ihre Reaktion auf Niederschlagsereignisse untersucht. Des Weiteren konnten zwei unterschiedliche Vorfeuchten (trocken und nass) erzeugt werden, indem vor dem ersten Versuch eine Trockenzeit von 2 Wochen lag und der zweite Versuch einen Tag nach der vorhergehenden künstlichen Beregnung durchgeführt wurde. Anschließend wurden horizontale wie auch vertikale Profilschnitte offengelegt und untersucht (Weiler & Naef, 2000).

So zeichnete sich der Standort Rietholzbach (Abbildung 2.2.1) dadurch aus, dass die Infiltration durch eine geringdurchlässige Schicht naher der Oberfläche sowie durch Hydrophobe Eigenschaften der organischen Auflage gehemmt wurde. Die Folge daraus war Oberflächenabfluss, welcher über Makroporen infiltrierte. Dieser Prozess wird limitiert durch die Kapazität des Makroporensystems und die Interaktion zwischen Makroporen und Bodenmatrix. Da sich unterhalb des geringdurchlässigen Horizonts eine gutdurchlässige Schicht befand, wurde ein erhöhter Wassertransfer zwischen Makroporen und Matrix ermöglicht.

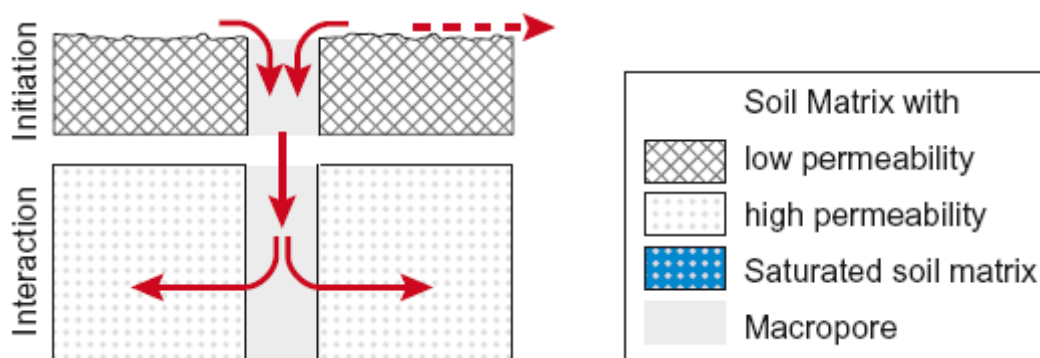


Abbildung 2.2.1: Grafische Darstellung der Abflussprozesse am Standort Rietholzbach, hohe Niederschlagsintensität (72mm/h) auf geringe Vorfeuchte (Weiler & Naef, 2000).

Eine andere Prozesskette (Abbildung 2.2.2) konnte am Standort Heitersberg während hoher Niederschlagsintensität (72mm/h) auf feuchte Verhältnisse beobachtet werden. Das gesamte Bodenprofil befand sich vor dem Versuch nahe der Sättigung. Nach kurzer Zeit trat innerhalb der oberen 30cm Sättigung ein, worauf Oberflächenabfluss folgte. Anschließend sättigte sich der gesamte Bodenkörper, jedoch konnte durch vertikale Profilschnitte gezeigt werden, dass der Wassertransport ausschließlich über wenige Makroporen stattfand. Die genaue Untersuchung der Abflussprozesse ergab, dass nach der Sättigung des oberen Horizonts der Makroporenfluss aus dieser Schicht initiiert wurde. Da die Interaktion mit der schon gesättigten Matrix stark gehemmt war, kontrol-

lierte die Entwässerung der Makroporen in das Grundgestein und in das Makroporensystem die Infiltrationsrate und dadurch auch den Oberflächenabfluss.

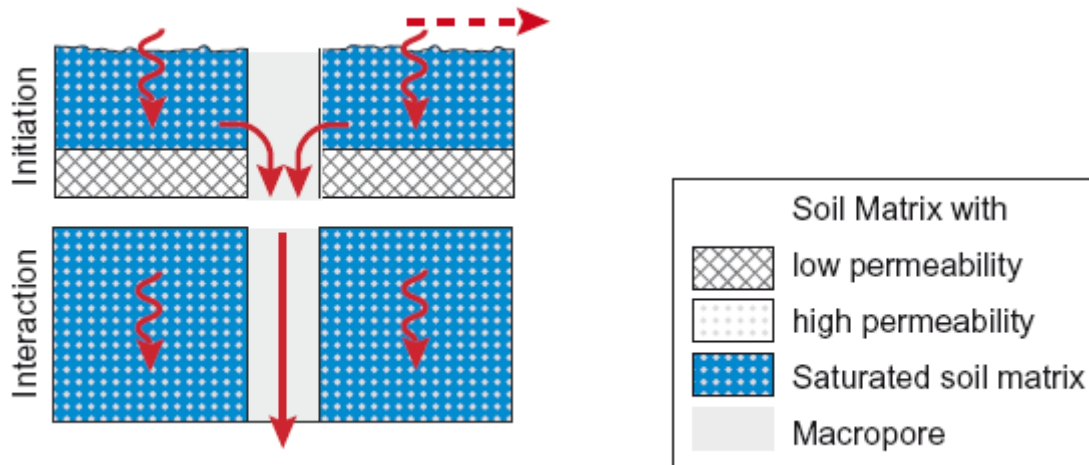


Abbildung 2.2.2: Grafische Darstellung der Abflussprozesse am Standort Heitersberg, Niederschlagsintensität (72mm/h) auf hohe Vorfeuchte (Weiler & Naef, 2000).

Eine wiederum andere Reaktion konnte am Standort Koblenz während geringer Niederschlagsintensität (12mm/h) auf geringe Vorfeuchte beobachtet werden. Hier wiesen die oberen 30cm nach 3 Stunden Sättigung auf, während der restliche Bodenkörper auch nach Beendigung des Versuchs nicht Sättigung erreichte. Hervorzuheben ist hier, dass 7 Stunden nach Beginn des Experiments ein Bach, welcher sich in einer Distanz von ca. 100m befand, durch das Brilliant Blue gefärbt wurde. Die Analyse der vertikal und horizontal Schnitte, der Wassergehalts- und Matrixpotenzialmessungen und ein zusätzlicher Einsatz von Natriumchlorid ergaben, dass der Makroporenfluss an der Oberfläche und innerhalb der gesättigten oberen 30cm initiiert wurde. Anschließend wurde die Interaktion zwischen Makroporen und Matrix aufgrund der geringen Durchlässigkeit in tieferen Zonen gehemmt. Dadurch fand der Wassertransport nach den oberen 30cm fast ausschließlich in Makroporen statt, welche das Wasser schnell zum Grundgestein beförderten, wo es über laterale präferentielle Fließwege abgeführt wurde (Abbildung 2.2.3).

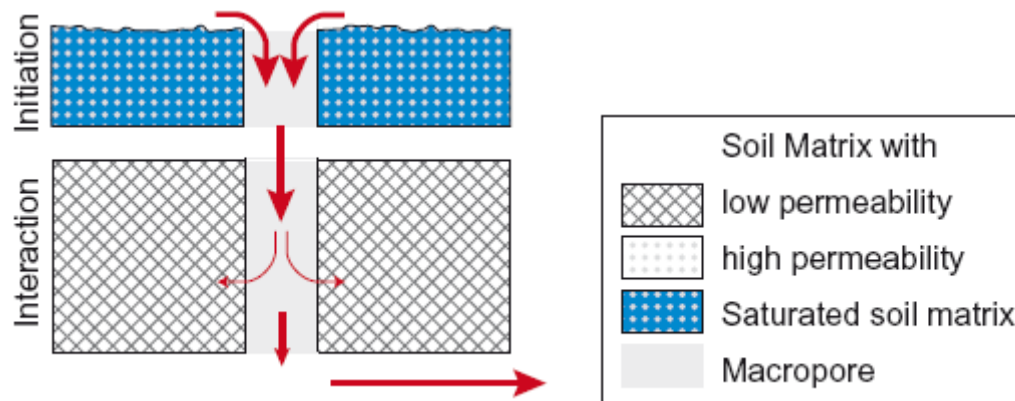


Abbildung 2.2.3: Grafische Darstellung der Abflussprozesse am Standort Koblenz, Niederschlagsintensität (12mm/h) auf geringe Vorfeuchte (Weiler & Naef, 2000).

Der Standort Niederweningen zeigte als Reaktion auf geringe Niederschlagsintensität verbunden mit hoher Vorfeuchte folgendes Bild. Das Matrixpotenzial deutete auf eine gesättigte Zone in den oberen 20cm gefolgt von einer ungesättigten Zone bis ca. 40cm. Die darauf folgende Zone unterhalb von 40cm wurde durch den eingesetzten Farbtracer wiederum stark gefärbt (Abbildung 2.2.4). Die daraus abgeleitete Prozesskette ist in Abbildung 2.2.5 dargestellt. Die Initiierung des Makroporenflusses erfolgte in der oberen gesättigten Schicht. Im Bereich zwischen 20cm und 40cm Tiefe wurde das Wasser aufgrund geringer Interaktion mit der umgebenden Matrix weiter in den Bodenkörper gezwungen. Nach ungefähr 40cm folgte eine Veränderung der Textur des Bodens. Dies ermöglichte eine Erhöhung der Interaktion und somit die Exfiltration in die Bodenmatrix aus den Makroporen. Somit konnte das Wasser trotz einer geringdurchlässigen Schicht nahe der Oberfläche über Makroporen infiltrieren und in tieferen Schichten gespeichert werden (Abbildung 2.2.5).

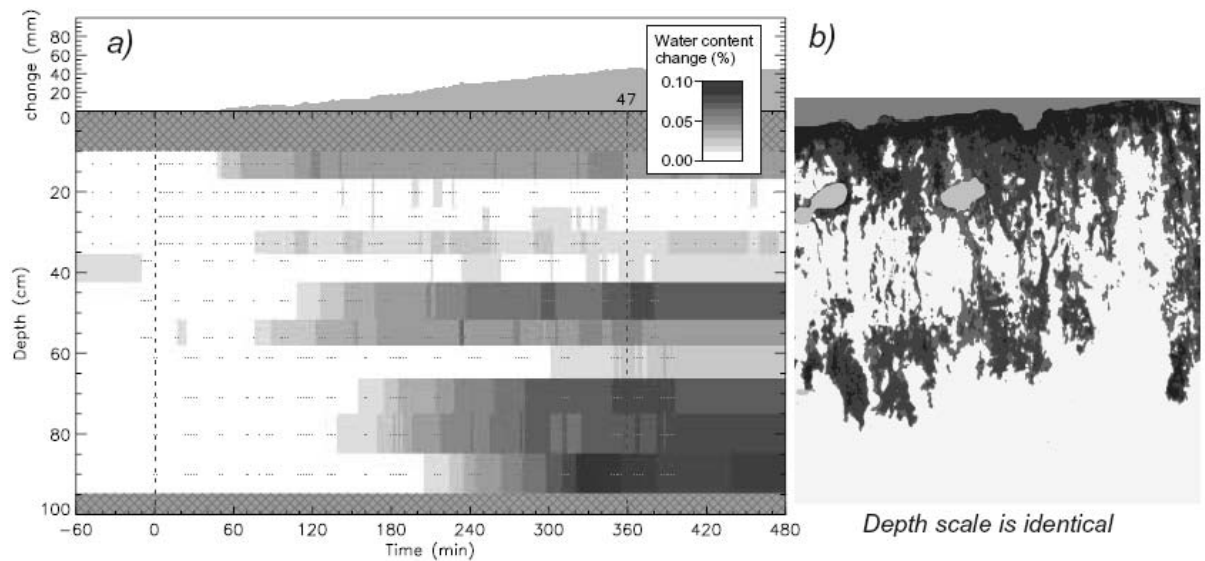


Abbildung 2.2.4: a) Relative Änderung des Wassergehalts während der Beregnung und b) zugehöriger Vertikalschnitt (Weiler & Naef, 2000).

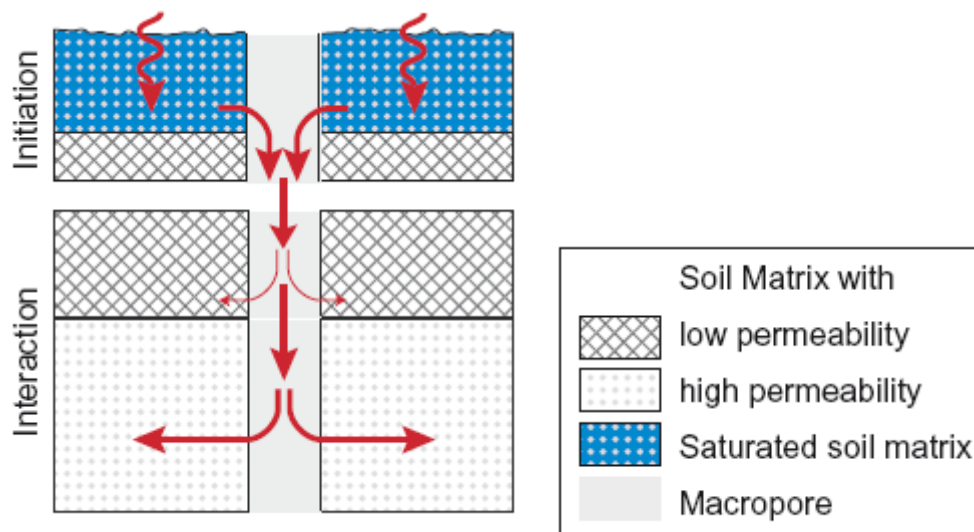


Abbildung 2.2.5: Grafische Darstellung der Abflussprozesse am Standort Niederweningen, Niederschlagsintensität (12mm/h) auf hohe Vorfeuchte (Weiler & Naef, 2000).

Diese Vielfaltigkeit an einsetzenden Prozessen zeigt die komplexe Natur der Initiierung nicht nur von Makroporenfluss, sondern auch von ZA. Des Weiteren wurde belegt, dass die Abflussreaktion eines Hangs mitunter bestimmt wird durch die Bodenfeuchte, die Bodenbeschaffenheit und die Niederschlagsintensität. Doch nur mit detaillierter Kenntnis über weitere Ausprägungen, wie Makroporenausstattung und ihre jeweilige Reaktion auf eine Veränderung der oben genannten Einflussgrößen, lassen sich die stattfinden

Abflussprozesse korrekt beschreiben. Besondere Bedeutung kommt hierbei der Interaktion zwischen Makroporen und Bodenmatrix zu. Ist die Interaktion gehemmt, zum Beispiel durch eine fast gesättigte oder eine gering durchlässige Matrix, so wird das Wasser in tiefere Zonen befördert ohne mit der Matrix zu interagieren (Bypass flow) (Weiler & Naef, 2003). Eine erhöhte Interaktion, begünstigt durch einen gut-durchlässigen Boden in Verbindung mit einem geringen Bodenwassergehalt, führt zur Speicherung des Wassers (Weiler & Naef, 2003).

Das Zusammenspiel der Interaktion und der Durchlässigkeit der Grenzschrift entlang des Grundgesteins bestimmt die drainierende Wirkung des Makroporensystems. Ist die Interaktion zwischen Bodenmatrix und Makroporen gering, die Durchlässigkeit der Grenzschrift entlang des anliegenden Grundgesteins hingegen durch laterale Fließwege erhöht, so ist die drainierende Wirkung der Makroporen stark ausgebildet (Weiler & Naef, 2003). Ist die Interaktion, wie auch die Durchlässigkeit der Grenzschrift gering, so ist die drainierende Wirkung der Makroporen gering und eine Sättigung des Makroporensystems tritt ein (Weiler & Naef, 2003).

2.3 Controls: Steuernde Einflussgrößen

Folgend wird versucht die wichtigsten Einflussgrößen betreffend der Bildung von Zwischenabfluss zu erfassen und ihre Auswirkungen auf diesen zu beschreiben. Zu berücksichtigen ist hierbei, dass sicherlich weitere Einflussgrößen bestehen und diese auch einen Einfluss auf die Ausbildung von ZA ausüben. Vor allem das Zusammenspiel aller Einflussgrößen, welche an einem Hang anzutreffen sind, führen zu einer ortsspezifischen Systemreaktion auf einen Input, wobei die zeitliche und räumliche Verteilung des Inputs ihrerseits die Systemreaktion beeinflusst und die anzutreffenden Einflussgrößen unterschiedlich anspricht.

2.3.1 Einfluss der Niederschlagsintensität

Die Theorie bezogen auf den Einfluss der Niederschlagsintensität auf ZA ist die, dass eine erhöhte Niederschlagsintensität zu einem Prozesswechsel führt, welcher eine überwiegende Matrixinfiltration in eine überwiegende Makroporeninfiltration überführt (Beven & Germann, 1982; Kienzler & Naef, 2007). Dieser Wechsel kommt zustande, sobald die Infiltrationskapazität des Bodens überschritten wird, wodurch die überschüssige Niederschlagshöhe der Makroporeninfiltration zur Verfügung steht (Beven & Germann, 1982). Allerdings sei hier erwähnt, dass die Initiierung von Makroporenfluss auch während geringer Niederschlagsintensität beobachtet wurde (Weiler & Naef, 2003). In diesem Fall wurde der Makroporenfluss über gesättigte Bereiche unterhalb der

Erdoberfläche initiiert (Weiler & Naef, 2003). Der zuvor erwähnte Wechsel von Matrix- zu Makroporeninfiltration könnte zu einem schnelleren einsetzen von ZA führen (Kienzler & Naef, 2007). Versuche mit Hilfe künstlicher Beregnung hoher Intensität zeigten jedoch, dass die Erhöhung der Niederschlagsintensität, ab einem gewissen Schwellenwert, keinen erhöhten ZA produziert (Kienzler & Naef, 2007; Uchida et al., 2001). Dies liegt darin begründet, dass der maximale Abfluss schon während geringeren Intensitäten erreicht wurde. Kienzler und Naef (2007) erreichten mit einer Intensität von 10mm/h schon das Maximum des auftretenden ZA. Dies entspricht einem Wiederkehrintervall von 50-100 Jahren am Versuchsort. Dieses Maximum der Abflussrate befand sich an 4 unterschiedlichen Standorten zwischen 3mm/h und 6mm/h, wobei diese Maxima auch bei einer Intensität von 50mm/h (100-500 Jahre Wiederkehrintervall) nicht überschritten wurden (Kienzler & Naef, 2007). Dies lässt vermuten, dass ZA schon bei geringeren Niederschlagsintensitäten einen erheblichen Anteil zum Gesamtabfluss beiträgt (Kienzler & Naef, 2007; Uchida et al., 2001). Lediglich der relative Anteil verschiebt sich während extremer Ereignisse, da in diesem Fall der Oberflächenabfluss an Bedeutung gewinnt (Kienzler & Naef, 2007). Diese Limitierung der Abflussrate des ZA wird unter anderem der geometrischen, wie auch der hydraulischen Eigenschaften der lateralen Fließwege zugeschrieben (Uchida et al., 2001). Das Auftreten von Oberflächenabfluss deutet darauf hin, dass die limitierte Infiltrationsrate verantwortlich für die limitierte Abflussrate des ZA ist (Kienzler & Naef, 2007). Jedoch ist hierbei unklar, ob diese limitierte Abflussrate des ZA den Grund, oder das Resultat einer limitierten Infiltrationsrate darstellt (Kienzler & Naef, 2007). Allerdings lässt sich eine Tendenz der stattfinden Prozesse im Zusammenhang mit der Niederschlagsintensität festhalten. Geringe Intensitäten führen eher zu einer Sättigung entlang der Grenzschicht zwischen Bodenmatrix und Grundgestein, wodurch lateralem Fließen innerhalb dieser Zone eine dominante Rolle zukommt (Kienzler & Naef, 2007). Dieser einsetzende Abflussprozess in tieferen Bodenzonen entwässert den Bodenkörper kontinuierlich, wodurch eine vollständige Sättigung über die gesamte Mächtigkeit, und somit auch das Entstehen von Oberflächenabfluss und/oder Sättigungsflächenabfluss, stark gehemmt werden. Während hoher Intensitäten kommt der Sättigung oberflächennaher Bereiche eine dominante Bedeutung zu, wobei Oberflächenabfluss die überwiegende Komponente darstellt. Die Entwicklung einer oberflächennahen Sättigung kann während hoher Niederschlagsintensitäten durch leichte Variationen der Makroporosität und der Bodendichte hervorgerufen werden (Kienzler & Naef, 2007; Weiler et al., 2006). Die oben beschriebenen Prozesse während hoher bzw. geringer Niederschlagsintensitäten sind in Abbildung 2.3.1 schematisch dargestellt.

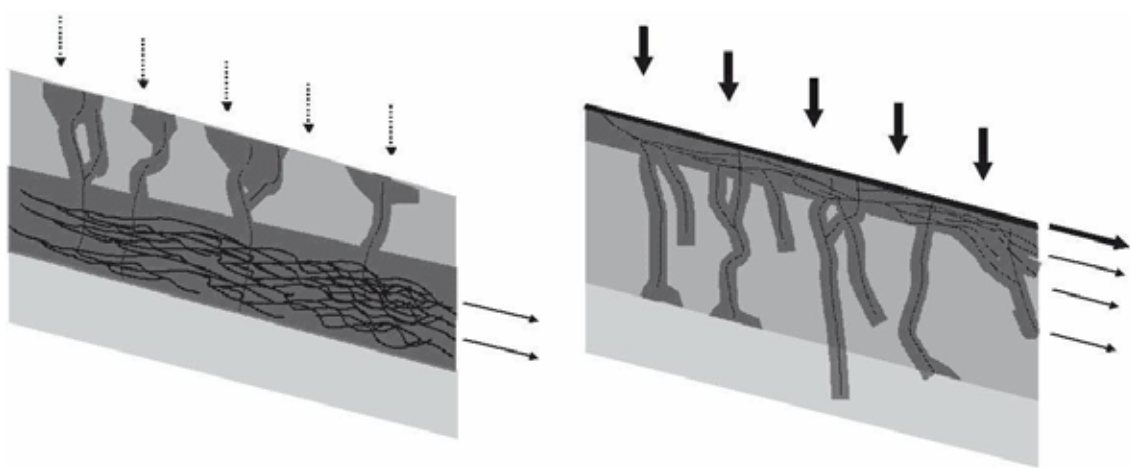


Abbildung 2.3.1: Schematische Darstellung der Abflussbildung während geringen Niederschlagsintensitäten (links) und hohen Niederschlagsintensitäten (rechts), (Kienzler & Naef, 2007).

2.3.2 Einfluss der Niederschlagshöhe

Betrachtet man die Niederschlagshöhe als einzelnes Element, d.h. ohne sie in einen Zusammenhang mit ihrer zeitlichen Verteilung zu stellen, so stellt sie sicherlich eine der bedeutendsten Einflussgrößen dar. Vielerorts konnte beobachtet werden, dass die Entstehung von ZA an einen ortsspezifischen Schwellenwert der Niederschlagshöhe gebunden ist (Graham et al., 2010). Dies kann zum einen dadurch erklärt werden, dass die Niederschlagshöhe, unabhängig von ihrer zeitlichen Verteilung, ausreichen muss, um beteiligte Speicher aufzufüllen. Detaillierte Untersuchungen von Tromp-Van Meerveld und McDonnell (2006) führten zu der „fill and spill“ Theorie. Wie die Bezeichnung der Theorie vermuten lässt, ist die Idee hierbei, dass unterirdische Speicher aufgefüllt werden müssen um eine signifikante Reaktion auszulösen.



Abbildung 2.3.2: Schematische Darstellung der „fill and spill“ Theorie. Die geschwärzten Bereiche kennzeichnen gesättigte Bereiche (Tromp-van Meerveld & McDonnell, 2006).

Abbildung 2.3.2 zeigt schematisch einen vertikalen Schnitt durch einen Hang. Der zeitliche Verlauf des Ereignisses schreitet von oben nach unten voran. Durch infiltrierendes Niederschlagswasser breitet sich die Sättigung im Hang vertikal wie auch horizontal aus. Diese Ausbreitung der Sättigung führt ab einem gewissen Schwellenwert zu einer erhöhten Reaktion des ZA, verursacht durch eine erhöhte Konnektivität der gesättigten Bereiche im Hang. Diese Steigerung der Konnektivität in Abhängigkeit der Niederschlagshöhe ist besonders deutlich in Abbildung 2.3.3 zu erkennen. Der Schwellenwert selber ist hierbei abhängig von ortsspezifischen Gegebenheiten. Die Steigerung des ZA, ab einem Überschreiten des Schwellenwerts, kann bis zu zwei Größenordnungen betragen (Tromp-van Meerveld & McDonnell, 2006). Somit lässt sich festhalten, dass die Niederschlagshöhe als eine Voraussetzung angesehen werden kann, um eine signifikante Abflussreaktion auszulösen. Hier sollte noch hervorgehoben werden, dass dieses Grenzwertverhalten von Hangsystemen eine allgemeine Gültigkeit zu besitzen scheint, wodurch der Schwellenwert selber und der Zusammenhang zwischen Niederschlagshöhe und resultierenden Zwischenabfluss, als integrierendes Maß und Hilfsmittel genutzt werden könnte, um unterschiedliche Hangsysteme miteinander zu vergleichen (Tromp-van Meerveld & McDonnell, 2006).

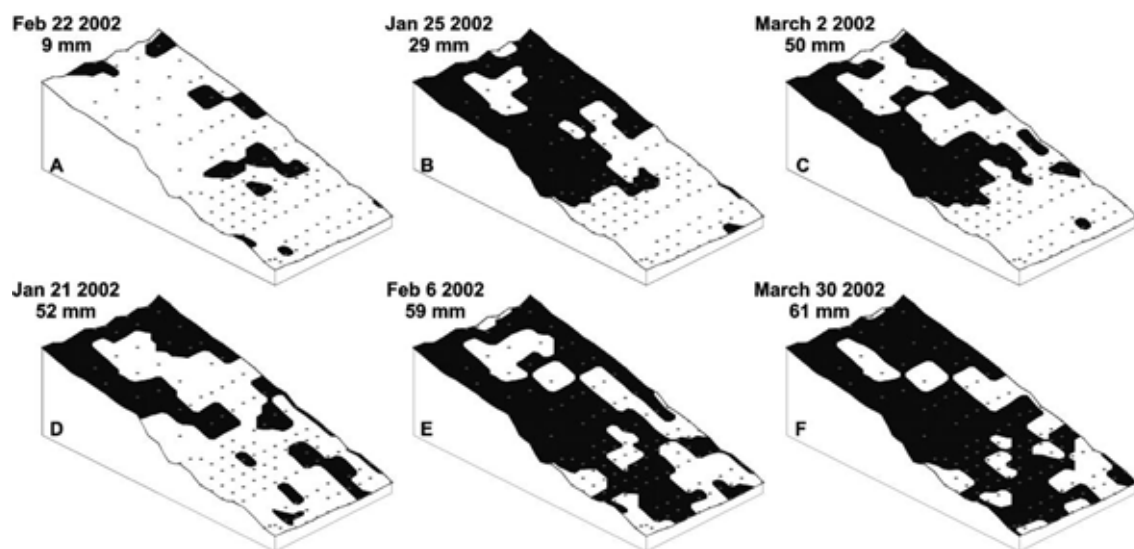


Abbildung 2.3.3: Räumliche Verteilung der Sättigung entlang der Grenzschicht zwischen Grundgestein und Bodenmatrix des Panola Watersheds (Georgia, USA) während unterschiedlicher Ereignisse. Die Punkte symbolisieren Datenpunkte (Tromp-van Meerveld & McDonnell, 2006).

2.3.3 Oberflächentopographie vs. Topographie des Grundgesteins

Der Einfluss der Oberflächentopographie bzw. der Topographie des Grundgesteins ist abhängig von der Prozesskette, welche zur Ausbildung von ZA führt. Der Einfluss der Topographie des Grundgesteins ist besonders ausgeprägt in steilen Bereichen bzw. Hängen, welche sich durch geringmächtige Böden und eine hohe Durchlässigkeit (eine höhere Durchlässigkeit als maximale anzutreffende Niederschlagsintensitäten) auszeichnen (Weiler et al., 2006). In diesem Fall bewegt sich Niederschlagswasser vertikal als Matrixfluss oder über präferentielle Fließwege in die Tiefe, wo es entweder entlang der Grenzschicht zwischen Bodenmatrix und Grundgestein, oder entlang einer undurchlässigeren Schicht zu Sättigung führt und anschließend lateral abgeführt wird (McDonnell, 1990; Sidle et al., 2000, Tani et al., 1997). In diesem Fall könnte die Topographie des Grundgesteins die Fließrichtung, wie auch die Akkumulation, in einem stärkeren Maße beeinflussen als die Oberflächentopographie (Weiler et al., 2006). Woods und Rowe (1996) beschreiben diesen Prozess als schmale Bänder von gesättigtem Fließen entlang der Topographie des Grundgesteins. Freer et al. (1997) und McDonnell et al. (1996) untersuchten den Einfluss der Topographie indem jeweils die Oberflächentopographie bzw. die Topographie des Grundgesteins als Basis diente, um Fließwege innerhalb eines Hangs zu bestimmen. Genauer gesagt wurden die beiden topographischen Oberflächen genutzt, um den topographischen Index ($\ln(\alpha/\tan \beta)$) zu berechnen (Freer et al., 1997; McDonnell et al., 1996). Wobei zwei Parameter genutzt werden, „ α “ und „ β “. „ α “ bezeichnet die beitragende Fläche zu einem Punkt, und „ β “ bezeichnet die lokale Hangneigung (Becker & McDonnell, 1998). Der topographische Index kann als ein Maß bezeichnet werden, welches die Neigung zur Sättigung eines Punktes ausdrückt (Becker & McDonnell, 1998). Über diesen Index wurden zwei unterschiedliche Fließwege erzeugt, gewonnen aus den zwei unterschiedlichen Oberflächen, wobei auch eine Verteilung der Akkumulierten Fläche am Fuße des Hangs erzeugt wurde (Freer et al., 1997). Die so gewonnenen Darstellungen der Fließwege unterscheiden sich erheblich. Während die Vorhersage auf Basis der Oberflächentopographie einen dominanten Fließweg auszeichnet, zeigt die Vorhersage auf Basis der Topographie des Grundgesteins zwei Fließwege, welche im unteren Bereich des Hangs zusammenführen (Becker & McDonnell, 1998). Um zu bestimmen, welcher dieser Fließwege den Wassertransport dominiert, wurde über einen Anschnitt das Abflussvolumen des ZA in zehn einzelnen Sektionen, und anschließend das Alter und die chemische Zusammensetzung des Abflusses bestimmt (Becker & McDonnell, 1998). Wie in Abbildung 2.3.4 zu sehen ist, stimmt der Topographische Index und die Akkumulierte Fläche, welche über die Topographie des Grundgesteins gewonnen wurden, mit der räumlichen Verteilung der Sätti-

gung bzw. des Abfluss in höherem Maße überein als die entsprechende Verteilung, welche über die Oberflächentopographie gewonnen wurde.

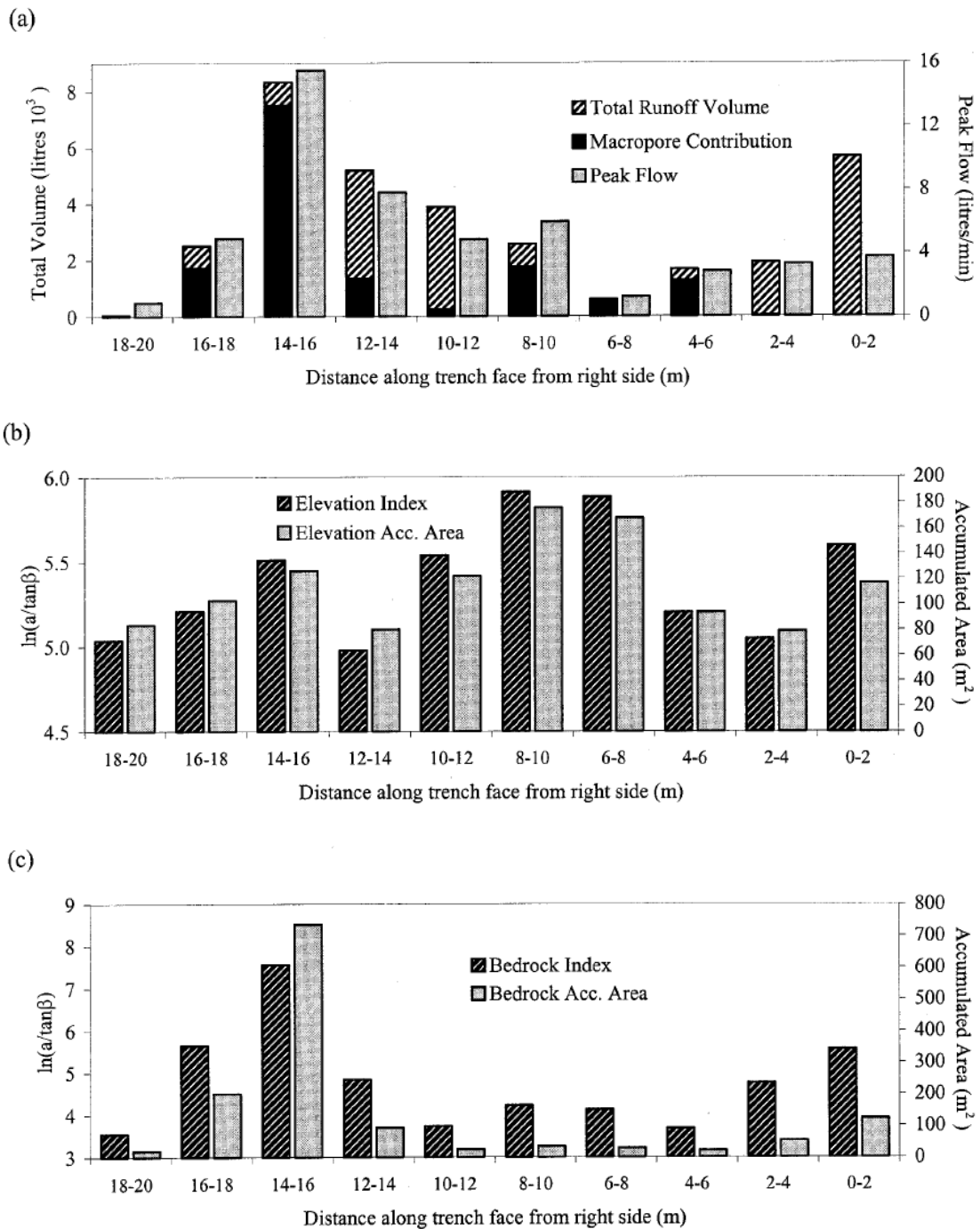


Abbildung 2.3.4: Vergleich der räumlichen Verteilung des Abfluss durch die Oberflächentopographie und die Topographie des Grundgesteins. a) Darstellung des gemessenen Abflussvolumens und des Spitzenabfluss der einzelnen Sektionen b) Darstellung des topographischen Index und der akkumulierten Fläche der Oberflächentopographie c) Darstellung des topographischen Index und der akkumulierten Fläche der Topographie des Grundgesteins, (Freer et al., 1997).

Dies lässt vermuten, dass die Topographie des Grundgesteins die Abflussbildung gegenüber der Oberflächentopographie dominieren kann. Allerdings ist dies limitiert für den Fall des gesättigten Fließens entlang der Grenzschicht zwischen Bodenmatrix und Grundgestein und falls signifikante Unterschiede zwischen Oberflächen- und Grundgesteinstopographie bestehen (Becker & McDonnell, 1998). Ist dies gegeben, so lässt sich äußern, dass während Niederschlags- bzw. Abflussereignissen die Topographie des Grundgesteins die Fließrichtung bestimmt. Wohingegen zwischen einzelnen Ereignissen die Oberflächentopographie den besten Indikator für die Fließrichtung darstellen kann, da Matrix- und Gravitationspotenzial zusammen den Gradienten des Gesamtpotenzials, und somit das resultierende ungesättigte Fließen kontrollieren.

2.3.4 Einfluss der Vorfeuchte

Der Einfluss der Vorfeuchte auf die Bildung von ZA ist immer abhängig von den vor Ort herrschenden Gegebenheiten. Präzise ausgedrückt ist dieser Einfluss abhängig von den unterschiedlichen Mechanismen, welche zur Bildung von ZA führen (Kienzler & Naef, 2007; Scherrer et al., 2007). Dominierend ist hierbei die Reaktion des Bodenkörpers auf infiltrierendes Wasser. Es bestehen zwei Extreme.

Die eine Extreme beschreibt einen Hang, welcher Niederschlagswasser direkt über ein weitverzweigtes System von gut ausgeprägten und verknüpften präferentiellen Fließwegen, welche eine geringe Interaktion zur Bodenmatrix ausüben, abführen kann (Kienzler & Naef, 2007). Dieses System führt zu einer schnellen Abflussreaktion des Hangs auf ein Niederschlagsereignis, wobei hohe Fließgeschwindigkeiten erreicht werden und ein hoher Anteil an Ereigniswasser zu erwarten ist (Kienzler & Naef, 2007). Die Entstehung von ZA ist in einem geringeren Maße abhängig von der Sättigung der Bodenmatrix. ZA wird hierbei über gesättigte Teilbereiche initiiert, welche nach Beendigung des Ereignisses schnell wieder entwässert werden können, wodurch zwischen einzelnen Ereignissen der Hang seinen vorherigen Zustand schnell wieder erreichen kann (Kienzler & Naef, 2007).

Das zweite Extrem beschreibt einen Hang, welcher Niederschlagswasser nicht direkt über ein Netzwerk von präferentiellen Fließwegen abführt, sondern an welchem Niederschlagswasser in einem ersten Schritt flächenhaft über Matrixinfiltration oder über Makroporen, welche eine ausgeprägte Interaktion mit der umliegenden Bodenmatrix besitzen, in die Bodenmatrix infiltriert (Kienzler & Naef, 2007). Die Bildung von ZA wird in diesem Fall über die gesättigte Matrix initiiert und ist somit in höherem Maße

abhängig von einem gesättigten Zustand. Dies geht mit einer verzögerten Abflussreaktion einher und ein geringer Anteil an Ereigniswasser ist zu erwarten (Kienzler & Naef, 2007). Des Weiteren besitzt dieses Extrem einen eher speichernden Charakter und keinen drainierenden, wodurch bei aufeinander folgenden, einzelnen Ereignissen, oft eine geringe Niederschlagshöhe ausreichen kann um signifikante Mengen an Wasser zu mobilisieren (Kienzler & Naef, 2007).

Diese beiden Extreme sind in Abbildung 2.3.5 dargestellt. Natürlich findet sich nicht immer nur eines dieser Extreme in einem natürlichen Hang, sondern ein überschneiden der oben genannten Prozesse findet statt. Somit ist der Einfluss der Vorfeuchte auf die Bildung von ZA in höchstem Maße abhängig von den anzutreffenden Abflussmechanismen (Scherrer et al., 2007). Jedoch besteht eine Korrelation zwischen der Bildung von ZA und einer hohen Vorfeuchte (Uchida et al., 1999). Denn auch falls ein gut ausgebildetes Netzwerk von präferentiellen Fließwegen besteht und der Niederschlag direkt zur Abflussbildung beiträgt, so wird durch eine erhöhte Vorfeuchte ein tieferes Vordringen über Makroporen, verursacht durch die Verringerung der lateralen Verluste, ermöglicht (Beven & Germann, 1982). Des Weiteren ist die Initiierung von Makroporen- und Matrixfluss immer an einen Zustand der Sättigung oder nahe der Sättigung geknüpft (Weiler & Naef, 2000; Weiler et al., 2006). Dadurch kann bei einer erhöhten Vorfeuchte eine schnellere wie auch intensivere Abflussreaktion erwartet werden, da infiltrierendes Wasser schneller lateralen Fließwegen zugeführt werden kann und es einer geringeren Niederschlagshöhe bedarf, um ZA zu initiieren (Kienzler & Naef, 2007).

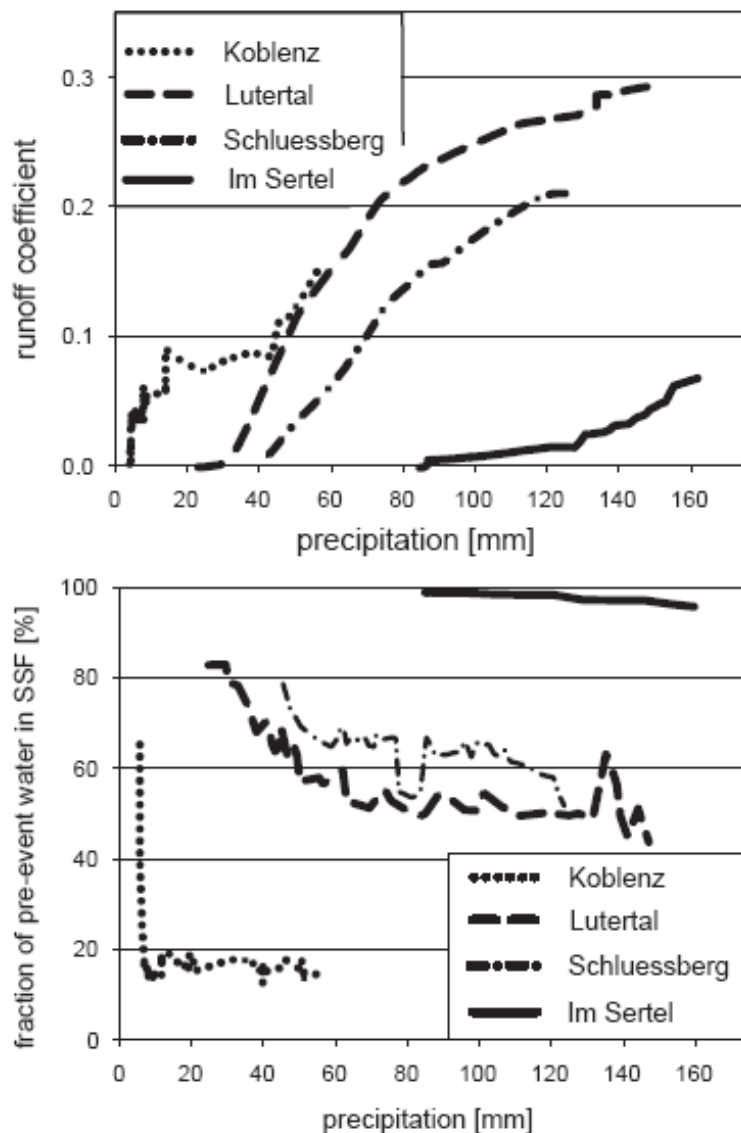


Abbildung 2.3.5 : Vergleich der Abflussreaktionen von vier unterschiedlichen Hängen, (Kienzler & Naef, 2007).

Besonders zu beachten ist hierbei der Standort „Koblenz“ und der Standort „Im Sertel“. „Koblenz“ repräsentiert das erste Extrem mit schneller Abflussreaktion und hohem Anteil an Ereigniswasser. „Im Sertel“ repräsentiert das zweite Extrem, verbunden mit verzögerter Abflussreaktion und geringem Anteil an Ereigniswasser. „Lutertal“ und „Schluessberg“ verdeutlichen das überschneiden dieser Extreme (Kienzler & Naef, 2007).

2.3.5 Einfluss der Bodenmächtigkeit

Der Einfluss der Bodenmächtigkeit auf die Bildung von ZA fällt eindeutiger aus. Sidle et al. (2000) und Fujimoto et al. (2008) zeigten, dass die Bodenmächtigkeit einen star-

ken Einfluss auf die Abflussbildung am Hang ausübt. Zum einen beeinflusst die Bodenmächtigkeit die Reaktionsgeschwindigkeit der Abflussbildung. Des Weiteren beeinflusst die Bodenmächtigkeit das Schwellenwertverhalten der Abflussreaktion (Sidle et al., 2000). Dies liegt darin begründet, dass die Bodenmächtigkeit die Speicherkapazität beeinflusst und somit auch die Abflussreaktion (Fujimoto et al., 2008). Eine erhöhte Bodenmächtigkeit kann als Puffer wirken, welcher Niederschlagswasser speichert und somit zu einer verzögerten, oder gar zu keiner Abflussreaktion führen kann (Fujimoto et al., 2008). McDonnell et al. (1991) zeigten ebenfalls, dass eine geringere Bodenmächtigkeit zu einer erhöhten und schnelleren Abflussreaktion führen kann.

2.3.6 Einfluss der Durchlässigkeit des Grundgesteins

Eine Allgemeine Annahme bei Untersuchungen der Abflussbildung am Hang ist, dass das anliegende Grundgestein als undurchlässig angesehen werden kann (Tromp-van Meerveld et al., 2007). Diese Annahme stimmt mit Untersuchungen überein, welche die Ausbildung eines temporären Sättigungshorizonts entlang der Grenzschicht zwischen Bodenmatrix und Grundgestein während Niederschlagsereignissen oder Schneeschmelze in steilem Terrain in humiden Regionen beobachteten. Dieser temporäre Sättigungshorizont führt oft zur Initiierung von ZA (McDonnell, 1990; Tani, 1997). Es bestehen zwar auch andere Mechanismen, welche zur Initiierung von ZA führen können, wie das laterale Fließen in oberflächennahen Schichten (Tsuboyama et al., 1994), jedoch ist der Grundgedanke der Undurchlässigkeit des Grundgesteins und seine steuernde Auswirkung auf die Bildung von ZA in der hydrologischen Fachliteratur weit verbreitet (Tromp-van Meerveld et al., 2007). Dennoch lässt sich vermuten, dass in zahlreichen Regionen die Infiltration in das Grundgestein und der Wassertransport innerhalb dieser eine bedeutende Komponente der Wasserbilanz am Hang darstellen kann, und somit nicht vernachlässigt werden sollte (Tromp-van Meerveld et al., 2007). Terajima et al. (1993) bestimmten für zwei Einzugsgebiete in Japan, dass die Tiefenperkolation zwischen 18% und 30% des Niederschlags betragen kann. Des Weiteren wurde mittels Tracerversuchen beobachtet, dass unter gesättigten Verhältnissen eine schnelle Infiltration in das Grundgestein stattfinden kann, wobei dieses Wasser ebenso wieder exfiltrieren und sich innerhalb der Bodenmatrix mit jüngeren Wasserkomponenten mischen kann (Anderson et al., 1997). Diese Exfiltration aus dem Grundgestein kann zum Beispiel zur Bildung von gesättigten Zonen in ufernahen Bereichen beitragen (Uchida et al., 2002). Tromp van Meerveld et al. (2007) bestimmten mittels einer vier-Komponenten Analyse für das Panola Einzugsgebiet in Georgia, USA, dass der Wassertransport über das Grundgestein zwischen 14% und 21% des Abfluss zwischen Februar

1996 und Februar 1998 am Gebietsauslass ausmachte. Dies zeigt, dass die Annahme, dass das Grundgestein aufgrund seiner verhältnismäßig geringeren Durchlässigkeit, im Vergleich zur Bodenmatrix, als undurchlässig zu betrachten ist, bei weitem nicht immer zutrifft. Vor allem in Hinsicht auf Vertiefungen im Grundgestein (Depressionen) ist diese Annahme oft nicht zutreffend. Während die Ausbildung eines temporären Sättigungshorizonts über den gesamten Hang, oder weite Bereiche, ein sehr kurzlebiges Phänomen ist, ist die Ausbildung eines Sättigungshorizonts innerhalb von Depressionen des Grundgesteins oft relativ langlebig (bis zu mehreren Tagen) (Tromp-van Meerveld & McDonnell, 2006). Innerhalb dieser Bereiche kann die Infiltration in das Grundgestein zu erheblichen Wasserverlusten führen, welche bei einer Annahme eines undurchlässigen Grundgesteins nicht berücksichtigt werden können (Tromp-van Meerveld et al., 2007). Durch die Infiltration in das Grundgestein, vor allem zwischen einzelnen Niederschlagsereignissen, erhöht sich die Speicherkapazität des Bodenkörpers bis zum nächsten Ereignis, was zu einem erhöhten Schwellenwert zur Initiierung des ZA führt und somit auch zu einem geringerem Abflussvolumen (Tromp-van Meerveld et al., 2007).

2.3.7 Einfluss der Vegetation

Obwohl in der aktuellen Fachliteratur kaum Untersuchungen über den Einfluss der Vegetation auf die Bildung von ZA zu finden sind kann davon ausgegangen werden, dass die Vegetation eine erhebliche Auswirkung auf die Bildung von ZA ausüben kann. Dies äußert sich nicht nur in der Begünstigung der Entstehung von präferentiellen Fließwegen entlang von Wurzeln oder innerhalb von alten Wurzelgängen. Von besonderer Bedeutung ist auch die zeitliche und räumliche Umverteilung des Niederschlags am Hang. Die zeitliche Umverteilung des Niederschlags wird vor allem durch die Interzeption bzw. durch den Interzeptionsspeicher verursacht. Die räumliche Umverteilung kann z.B. anhand des Stammabfluss verdeutlicht werden, wobei ein verhältnismäßig großflächiger Niederschlag auf eine verhältnismäßig kleine Fläche konzentriert wird und dem Bodenkörper zugeführt wird. Liang et al. (2007) dokumentierten hangabwärts gelegen von einem Stamm einen schnelleren, wie auch erhöhten Anstieg der Saugspannung und des Bodenwassergehalts entlang der Grenzschicht zwischen Grundgestein und Bodenmatrix, im Vergleich zu hangaufwärts gelegenen Bereichen des Stamms. Des Weiteren wird vor allem fester Niederschlag durch die Vegetation beeinflusst. Molotch et al. (2009) beobachteten eine um 29% geringere Schneedeckenakkumulierung unter Waldbestand im Vergleich zu einer freien Fläche. Sie beobachteten ebenfalls eine Abnahme der Schmelzrate unter Bestand um bis zu 39% (Molotch et al., 2009). Der Einfluss der Interzeption auf die Bildung von ZA wurde durch Keim et al. (2006) untersucht. Die

Ergebnisse zeigten, dass die Interzeption und der damit verbundene Verdunstungsverlust aus dem Interzeptionsspeicher zu einem verzögerten Einsetzen des ZA führten, der Abflusspeak verringert, und dessen Auftreten verzögert wurde, und dass das Gesamtvolumen des ZA verringert wurde (Keim et al., 2006). Jedoch sollte hier angemerkt werden, dass oben bezifferte Auswirkungen in höchstem Maße abhängig sind von Charakteristika der anzutreffenden Vegetation (z.B. LAI, Rindenbeschaffenheit, Blätterform, Blätterorientierung), wie auch der meteorologischen Bedingungen (Niederschlagshöhe und –Intensität, Windrichtung und –Stärke) (Crockford & Richardson, 2000). Selbst innerhalb einzelner Baumarten können Interzeption, Stammabfluss und Throughfall, aufgrund unterschiedlichen Wachstums und durch jahreszeitliche Bedingungen stark variieren, wodurch eine detaillierte Berücksichtigung des Einflusses der Vegetation auf ZA erschwert wird.

2.4 Fazit

Die Entstehung von ZA stellt sich sehr komplex dar. Die unterschiedlichen Einflussgrößen wie die Niederschlagsintensität und -höhe, die Vorfeuchte, die Durchlässigkeit des Grundgesteins, die Vegetation, die Bodenmächtigkeit und die Topographie sowohl der Oberfläche, wie auch des anliegenden Grundgesteins, können signifikante Auswirkungen auf die Entwicklung von ZA ausüben. Besonders die exakte Erfassung aller genannten Einflussgrößen in einem großskaligen Maßstab scheint nicht umsetzbar. Daher ist es notwendig die komplexe Natur dieser Prozesse zu konzeptionalisieren und die bedeutendsten Einflussgrößen zu isolieren, um eine weiträumige Betrachtung der Abflusskomponente ZA zu ermöglichen. Dieser Ansatz wurde versucht in dieser Arbeit umzusetzen, wobei die Modellierung und die experimentelle Erfassung von ZA als Grundlage dienen. Die Modellierung wird, wie auch die experimentelle Erfassung von ZA, in der Hangskala umgesetzt. Die experimentelle Erfassung von ZA wird zum einen genutzt um die Performance der Modellierung zu überprüfen. Des Weiteren wird mittels der experimentellen Erfassung von ZA versucht, die räumliche und zeitliche Variabilität, verursacht durch oben beschriebene Einflussgrößen, zu beschreiben.

3 Messung von Zwischenabfluss

Die Möglichkeiten zur Erfassung und Beschreibung von ZA sind sehr vielfältig. Ebenso vielfältig sind die unterschiedlichen Zielgrößen, welche erfasst werden wollen. Bezieht sich der Fokus der Fragestellung zum Beispiel auf kleinskalige Fliessprozesse, so zeigte sich, dass der Einsatz von Farbtracern in Verbindung mit hydrometrischen Messungen eine geeignete Methode darstellt (Weiler & Naef, 2000). Bezieht sich die Fragestellung eher auf den Output eines Hangs, also um das Abflussvolumen und die zugehörige Verteilung des ZA am Hang, so ist eine integrierte Erfassung von ZA notwendig (Freer et al., 2007). Diese kann zum Beispiel über Gräben oder Rinnen gewonnen werden, welche den ZA entlang eines Anschnitts sammeln und einer Abflussmessung zuführen. Die Verteilung des ZA entlang des Hangs kann hierbei durch eine Unterteilung des Anschnitts und der zugehörigen Graben- bzw. Rinnenanteile in einzelne Sektionen gewonnen werden (Tromp van-Meerveld, 2007). Zur Beschreibung einer exakten Abflussreaktion eines Hangs kann die integrierte Erfassung kombiniert werden mit hydrometrischen Messungen (z.B. TDR-Sonden, Piezometer) in der Punktskala oder dem Einsatz von Tracerversuchen, Isotopenanalysen und chemischen Analysen. Diese Kombination bedeutet vor allem ein Informationsgewinn zur Beschreibung von Abflussprozessen hinsichtlich der Ermittlung von Verweilzeiten und der Bestimmung der Anteile von Ereignis- und Vorereigniswasser (Tani, 1997).

Zur Ermittlung von first order controls hingegen kann eine Kopplung von oben erwähnten Methoden mit einer numerischen Modellierung zielführend sein. Weiler & McDonnell (2004) bezeichnen diesen Dialog zwischen Modellierung und experimenteller Arbeit als „virtual Experiment“. Eine weitere Methode, welche eine Erfassung der first order controls ermöglichen kann, ist der Vergleich erhobener Daten unterschiedlicher Untersuchungsgebiete (Uchida et al. 2006). Dieser Vergleich unterschiedlicher Untersuchungsgebiete und ihrer zugehörigen Hangkonfigurationen ermöglicht eine Identifizierung der dominanten Einflussgrößen und ihrer Auswirkungen auf die Bildung von ZA.

4 Angewendetes Modell

4.1 Einführung

Hintergrund für die Entwicklung dieses Modells ist die Tatsache, dass für den Raum Baden-Württemberg ein GIS-basiertes Modell zur Quantifizierung von verschiedenen, der Hochwasserbildung beitragenden Abflussbildungsprozessen, entwickelt wird. Ziel ist es hierbei, durch eine flächenhafte quantitative Ausweisung der unterschiedlichen Abflusskomponenten und ihrer zugehörigen Anteile an Hochwasserereignissen, Niederschlagsereignisse, ohne die Verwendung kalibrierter Niederschlag-Abfluss-Modelle, in eine Abflussreaktion zu überführen (Steinbrich & Weiler, 2010a). Das Modell selber wird demnach nicht kalibriert, um einen objektiven Charakter zu bewahren, der den Einsatz des Modells in unterschiedlichen Naturräumen ermöglichen soll. Abgesehen von der Überführung eines Niederschlagsereignisses in eine zugehörige Abflussreaktion, können dadurch Flächen identifiziert werden, die in besonderem Maße zur Hochwasserentstehung beitragen, wodurch die Möglichkeit besteht, dezentrale Maßnahmen zum Hochwasserschutz gezielt einzusetzen (Steinbrich & Weiler, 2010a).

Die zeitliche Variabilität der Abflussprozesse entsteht hierbei durch die Eigenschaften des Niederschlagsereignisses. Die räumliche Variabilität wird repräsentiert durch die naturräumliche Ausstattung der betrachteten Systeme. Als Grundlage der Modellierung dienen Geoinformationen zu Relief, Boden, Landnutzung und Geologie. Durch die Verwendung von gekoppelten Speichermodellen ist die Abbildung von Abflussbildungskomponenten zwar gut umsetzbar, allerdings bleibt dabei der Zusammenhang zwischen der Parametrisierung der Speicher, welche durch die Kalibrierung gewonnen wird (equifinality), und den Eigenschaften des Einzugsgebiets häufig unklar (Beven & Binley, 1992; Beven & Freer, 2001). Zielführender ist hierbei die Kopplung der verfügbaren Geoinformation mit detaillierten Erkenntnissen zu Abflussbildungsprozessen in der Punkt- und Hangskale, um eine räumliche Darstellung der Abflussbildung, sowie der Abflusskonzentration, zu gewinnen (Steinbrich & Weiler, 2010a).

In dieser Arbeit wird versucht, anhand der experimentellen Erfassung von ZA im Feld, die Performance der Modellierung qualitativ zu bewerten. Des Weiteren werden die Ergebnisse der Modellierung verwendet, um die räumliche wie auch zeitliche Variabilität von Zwischenabfluss im Untersuchungsgebiet zu beschreiben und ihre Einflussgrößen zu isolieren.

4.2 Datengrundlage

Die Datengrundlage wird in dieser Arbeit zum einen aus verfügbaren Kartierungen zu Böden und Relief und zum anderen aus direkten Messungen im Feld gewonnen. Eine Übersicht über die Datengrundlage liefert Tabelle 4.1.

Tabelle 4.1: Übersicht über die Datengrundlage der Modellierung

Datensatz	Auflösung	Quelle / Eingangsdaten	Verwendung im Modell
Laser-Scan-Daten	~1*1 m ²	LVA	Geländemodell (DGM)
Boden Übersichts-Kartierung (BÜK)	1:200.000	LGRB	Bodenart, Bodenmächtigkeit, Skelettgehalt, Feldkapazität und nFK
Hydrogeologische Karte	1:200.000	WaBoA / LGRB	Durchlässigkeit der unter-liegenden geologischen Schichten

(LVA = Landesvermessungsamt Baden-Württemberg, LGRB = Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau, Regierungspräsidium Freiburg)

Des Weiteren wurden als Eingangsdaten für die Modellierung im Untersuchungsgebiet erhobene Niederschlagsdaten, Landnutzungen, Bodenmächtigkeiten sowie Feldkapazitäten und drainbare Porenvolumina verwendet.

4.3 Modellvorstellungen

4.3.1 Überblick

Die eintretenden Prozesse während eines Niederschlagsereignisses sind wie folgt gegliedert. Niederschlag trifft entweder direkt auf die Erdoberfläche oder auf Vegetation. Trifft der Niederschlag auf die Vegetation, wie Bäume oder Sträucher, so wird er räumlich wie auch zeitlich umverteilt. Die Kapazität des Interzeptionsspeichers wird hierbei in Abhängigkeit der Landnutzung und der Jahreszeit abgeschätzt. Auf der Erdoberfläche angekommen infiltriert Niederschlagswasser über die Matrix-Infiltration in den Boden, insofern die Infiltrationskapazität des Bodens nicht durch die Intensität des Niederschlagsereignisses übertroffen wird. Ist dies der Fall, so entsteht Horton'scher Oberflächenabfluss (HOF). Der Horton'sche Oberflächenabfluss ermöglicht neben der flächenhaften Matrix-Infiltration, die lokale Infiltration über Makroporen (Makroporen-Infiltration=MP-Inf.). Diese Prozesskette ist eher während Niederschlagsereignissen mit kurzer Dauer und hoher Intensität zu erwarten, da diese die Infiltrationskapazität der Bodenmatrix überschreiten können. Während langanhaltender Niederschläge mit moderater Intensität hingegen, ist die oben genannte Prozesskette (Überschreiten der Infiltrationskapazität -> Bildung HOF -> MP-Inf.) nicht zu erwarten. Hierbei dominiert die Matrix-Infiltration, welche die Bodenmatrix soweit aufsättigen kann, dass die Feldkapa-

azität überschritten wird und ein Feldkapazitätsüberschuss entsteht. Dieser Zustand ermöglicht Perkolation in tiefere Bodenschichten. Abhängig von der Durchlässigkeit der anliegenden Schichten, z.B. anstehendes Grundgestein oder verwitterte Deckschichten, kann eine bestimmte Menge Wasser pro Zeiteinheit in die Tiefe perkolieren (Tiefenperkolation=TP). Überschreitet nun der Feldkapazitätsüberschuss die Aufnahmefähigkeit der unteren Bodenschichten, so entsteht ein Sättigungshorizont entlang der Grenzschicht. Bestehen nun innerhalb dieses Sättigungshorizonts mehr oder weniger hangparallele Makroporen, so können diese Wasser aus der gesättigten Matrix aufnehmen und somit eine sehr schnelle Komponente des ZA, den Makroporen-ZA(=MP-ZA), erzeugen. Die langsamere Komponente des ZA bildet der Matrix-ZA. Eine Übersicht der beschriebenen Prozessketten gibt Abbildung 4.3.1.

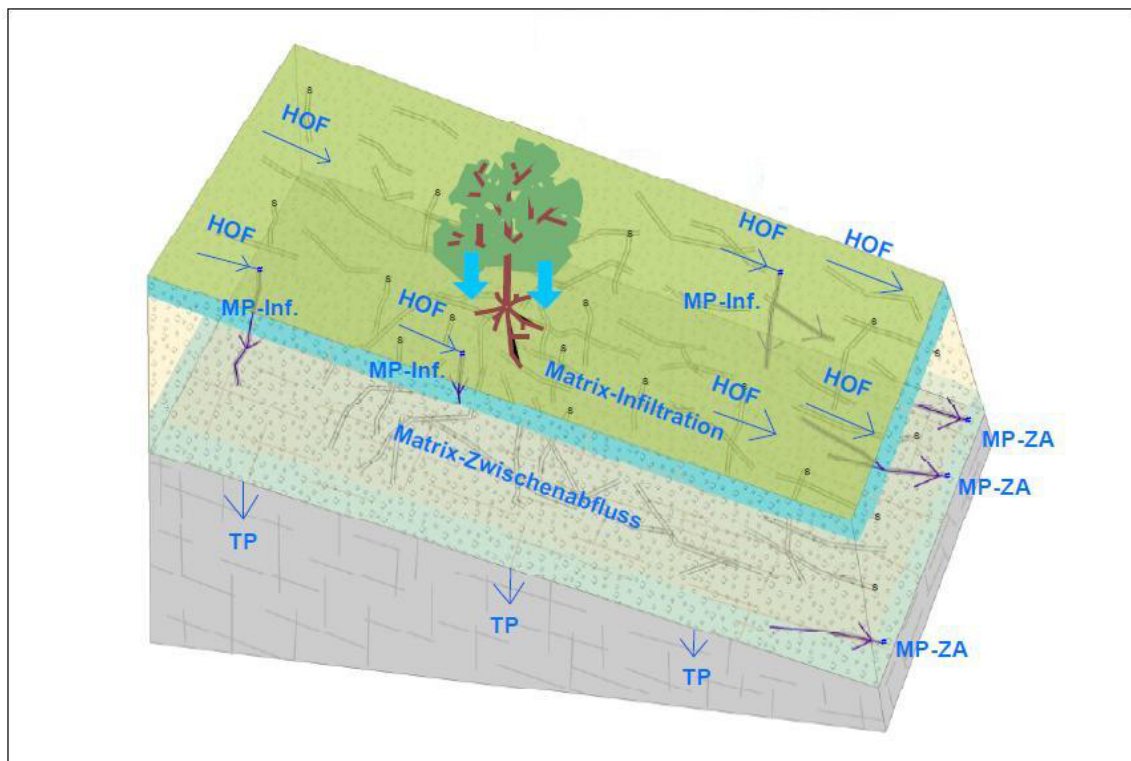


Abbildung 4.3.1: Überblick über die Modellvorstellungen zu den Abflussbildungsprozessen, (Steinbrich & Weiler, 2010a). (N = Niederschlag, HOF = Horton'scher Oberflächenabfluss, MP = Makroporen, ZA = ZA, TP = Tiefenperkolation, Inf. = Infiltration)

4.3.2 Matrix-Infiltration

Die Matrix-Infiltration wird nach dem Ansatz von Green & Ampt modelliert (Green & Ampt, 1911). Ausgegangen wird bei dem Ansatz von Green & Ampt von einer gleichmäßig fortschreitenden Sättigungsfront innerhalb des Bodens. Diese Sättigungsfront bewegt sich mit einer Geschwindigkeit, welche abhängig ist von der Saugspannung im

Boden. Einerseits vor der Sättigungsfront und zum anderen nach der Sättigungsfront. Wobei die Saugspannung selber abhängig ist von der Bodenart und der Vorfeuchte. Des Weiteren wird die Geschwindigkeit der Sättigungsfront beeinflusst von dem zur Infiltration verfügbaren Wasserangebot, welches abhängig ist von der Niederschlagsintensität. Dadurch kann bei einem gegebenen Impulsniederschlag mit zugehöriger Dauer und Intensität, verbunden mit Kenntnis über die Bodenart und Vorfeuchte, die Summe der potentiellen Matrixinfiltration, also die kumulative Matrixinfiltration abgeschätzt werden. Da die Schätzung der kumulativen Matrixinfiltration auf unversiegelten Böden basiert, wird diese durch einen Versiegelungsgrad vermindert wie folgt:

$$\text{Matrix-Inf.} = \text{potentielle Matrix-Inf.} * (1 - (\text{Versiegelungsgrad} / 100)) \quad \text{Formel 1}$$

Diese Verminderung der Matrixinfiltration fördert Horton'schen Oberflächenabfluss. Die Differenz aus reduzierter Matrixinfiltration und Niederschlag steht dabei dem potentiellen Horton'schen Oberflächenabfluss zur Verfügung (Abbildung 4.3.2) und berechnet sich dementsprechend zu:

$$\text{Potentieller HOF} = N - \text{Matrix-Inf.} \quad \text{Formel 2}$$

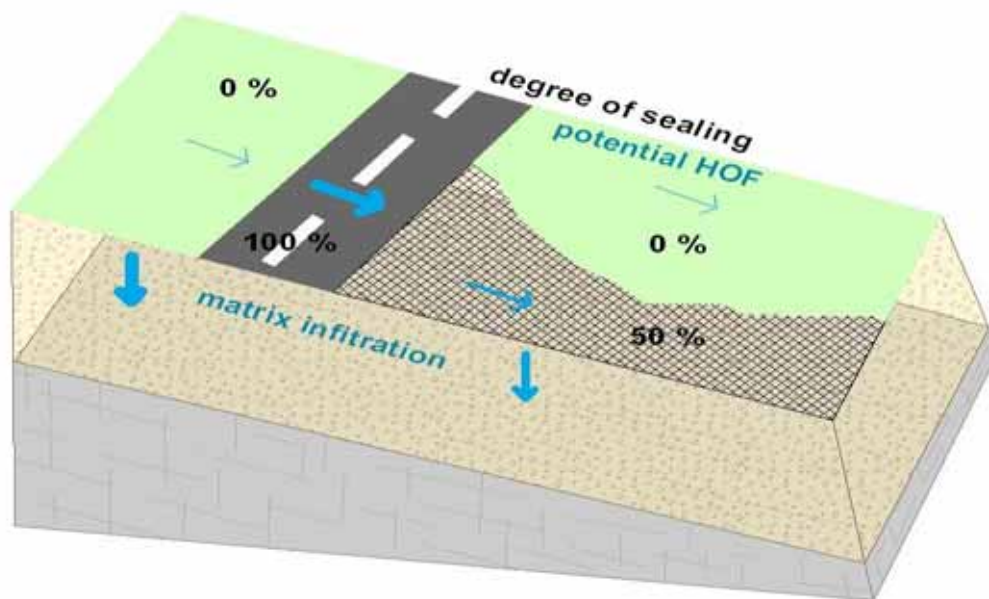


Abbildung 4.3.2: Modifikation der Matrixinfiltration durch den Versiegelungsgrad (Steinbrich & Weiler, 2010b).

Des Weiteren ist es möglich zeitvariable Niederschläge in das Modell eingehen zu lassen. Dies erfolgt über die explizite Form der Green-Ampt-Gleichung nach Peschke (Peschke, 1985). Wobei zu erwähnen ist, dass zur Anwendung diese Gleichung einigen

Modifikationen unterworfen wurde. Zur Anwendung dieses Verfahrens benötigt man drei Parameter:

- Die effektive Porosität, welche sich zusammensetzt aus nutzbarer Feldkapazität und drainbaren Porenvolumen
- Die Saugspannung der ungesättigten Matrix vor der Sättigungsfront und
- Die gesättigte hydraulische Leitfähigkeit, welche die Geschwindigkeit des Wassertransports innerhalb der Matrix limitiert.

Wie schon erwähnt, hängt die Saugspannung von der Bodenart ab. Selbiges gilt auch für die effektive Porosität und die gesättigte hydraulische Leitfähigkeit. Unter diesem Hintergrund wird die Saugspannung und die gesättigte hydraulische Leitfähigkeit nach Rawls, Brakensiek & Miller (1983) aus der BÜK abgeleitet. Zur Ermittlung der effektiven Porosität wird das drainbare Porenvolumen mittels einer Pedotransferfunktion über die Bodenartklassen der BÜK abgeschätzt. Die nutzbare Feldkapazität wird aus der BÜK direkt übernommen. Da sowohl in der BÜK, wie auch in der Zuordnung nach Rawls, Brakensiek & Miller (1983), ausschließlich Wertebereiche angegeben sind, wird für die Verwendung in der Modellierung der jeweilige Mittelwert gebildet. Der verfügbare Bodenspeicher wird somit durch das drainbare Porenvolumen und die nutzbare Feldkapazität beschrieben und parametrisiert. Die Vorfeuchte wird ausschließlich über den prozentualen Füllungsgrad der nutzbaren Feldkapazität definiert.

Die Zuordnung der Saugspannung an der Sättigungsfront, der gesättigten hydraulischen Leitfähigkeit und des drainierbaren Porenvolumens zu den Bodenklassen der BÜK ist im Anhang in Tabelle A. 1 dargestellt.

4.3.3 Makroporen-Infiltration und Parametrisierung

Sind Makroporen vorhanden, so kann potentieller Horton'scher Oberflächenabfluss über diese infiltrieren. Dieser Prozess der Makroporen-Infiltration ist abhängig von der Makroporen-Interaktion mit der umgebenden Bodenmatrix, von der Menge des auftretenden Oberflächenabfluss und von der Makroporendichte. Die Makroporendichte steuert hierbei die Fläche, welche zu einer Makropore hin entwässert (Weiler, 2001; Weiler & Naef, 2003). Die potentielle Makroporen-Interaktion kann in abhängig von Bodenart, Vorfeuchte, Makroporenlänge und Makroporenradius abgeschätzt werden. Hierzu wird die Green & Ampt Methode für die horizontale Ausbreitung einer radialen Sättigungsfront verwendet (Weiler, 2005). Graphisch ist dies in Abbildung 4.3.3 dargestellt. Da

die Sättigungsfront von der Erdoberfläche parallel zur radialen Sättigungsfront um die Makropore fortschreitet, wird die aktive Länge der Makropore von oben her verkürzt. Dies liegt darin begründet, dass in Bereichen, in welchen der Boden aufgesättigt ist, keine Interaktion zwischen Makropore und umgebender Matrix mehr stattfindet. Innerhalb der Modellierung wird dieser Prozess repräsentiert, indem die aktive Länge der Makropore, ausgehend von der Gesamtlänge, schrittweise bis zur Endtiefe der vertikal fortschreitenden Sättigungsfront verkürzt wird.

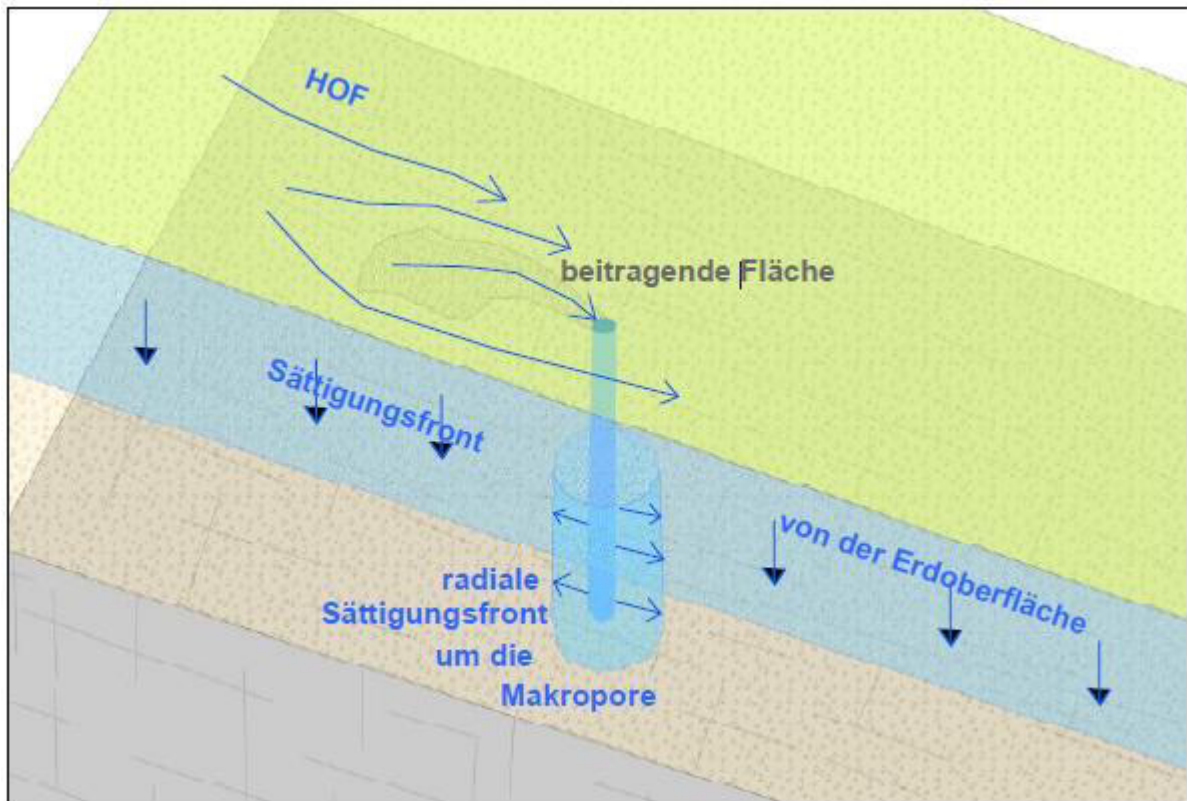


Abbildung 4.3.3: Modellierung der Makroporen-Interaktion (Steinbrich & Weiler, 2010a).

Die Häufigkeit der Makroporen und die Eigenschaften der Makroporen konnten als sensitive Parameter identifiziert werden. Dies wurde aus Beobachtungen am Hang und aus den Modellvorstellungen abgeleitet (Steinbrich & Weiler, 2010a). Zur Parametrisierung des Modells werden demnach Kenntnisse bzw. Annahmen zum Zusammenhang zwischen den Eigenschaften der Makroporen und den steuernden Größen wie Landnutzung, Klima und Bodeneigenschaften benötigt. Als zu charakterisierende Eigenschaften der vertikalen und horizontalen Makroporen sind die Dichte, die Länge und der Durchmesser der Makroporen zu betrachten. Faktoren, welche die Ausstattung der Makroporen beeinflussen, sind unter anderem die Aktivität von Tieren, die Durchwurzelung und bodenphysikalische Eigenschaften (Beven & German, 1982; Casper, 2002; Kienzler &

Naef, 2008; LUWG, 2006). Die wenigen Untersuchungen zu Zusammenhängen zwischen steuernden Größen und Makroporeneigenschaften deuten auf eine hohe Heterogenität der Makroporenausstattung unter ähnlichen Rahmenbedingungen hin (LUBW, 2007; Schmocker-Fackel, 2004), wodurch es erschwert wird Makroporeneigenschaften flächenhaft abzuschätzen. Zwecks einer detaillierten Information über die Makroporenausstattung der untersuchten Standorte wurde vor Ort eine Abschätzung der vertikalen Makroporendichte durchgeführt. Ebenfalls in die Modellierung eingegangen sind Abschätzungen der Makroporosität über die Landnutzung (Tabelle 4.2)

Tabelle 4.2: Makroporenparametrisierung in Abhängigkeit der Landnutzungsklassen und Rauigkeitsbeiwerte nach Strickler für den Oberflächenabfluss, (Steinbrich & Weiler, 2010a).

CORINE-Klasse	K-Wert nach			
	Dichte vertikal	Länge vertikal	Dichte horizontal	Strickler
	[MP/m ²]	[cm]	[MP/m ²]	[l]
Ackerland	75	30	125	30
Weinbauflächen	75	50	125	30
Obst- und Beerenobstbestände	100	50	125	20
Grünland	100	80	125	20
Komplexe Parzellenstrukturen	100	30	125	25
Laubwälder	150	50	150	20
Mischwälder	150	50	150	20
Nadelwälder	150	30	150	30
Feuchthflächen	0	0	0	100

Informationen über den Skelettgehalt der Böden erlauben eine Modifizierung der Makroporendichte wie folgt: Skeletthaltig -> +25 Makroporen/m², Skelettreich -> +50 Makroporen/m². Für Flächen die einer Versiegelung unterliegen wird, entsprechend des jeweiligen Versiegelungsgrads, eine Makroporendichte zwischen 0 und 70 Makroporen/m² angenommen. Als Radius wird für alle Makroporen ein Wert von 2,5mm (20mm²) angenommen.

4.3.4 Der Bodenspeicher

Wie zuvor erwähnt wird der Bodenspeicher über zwei Prozesse aufgefüllt, die Makroporen-Infiltration und die Matrix-Infiltration. Führt dies zu einer Überschreitung der Feldkapazität (FK), so kann dieser Überschuss, in Abhängigkeit von der Durchlässigkeit sowie der Kapazität der tieferen Schicht, der Tiefenperkolation zukommen. Überschreitet der Feldkapazitäts-Überschuss (FK-ÜS) die Menge, die der Tiefenperkolation zukommen kann, so bildet sich entlang der Grenzschicht der beiden Schichten ein Sättigungshorizont der Mächtigkeit M_{ZA} . Dieser Bereich ist in Bezug auf den ZA als aktiver Teil der Boden-Matrix zu betrachten. Dieser, für den ZA wirksame Anteil an der gesamten Bodenmächtigkeit M_{Bo} , wird beschrieben über das Verhältnis zwischen der Differenz aus FK-ÜS und TP zum Restvolumens des Bodens über Feldkapazität (RV ü. FK). Somit stellt die Differenz aus Feldkapazitäts-Überschuss und Tiefenperkolation die maximale, für den ZA verfügbare Abflusshöhe dar, welche, über die maximale Abflussleistung der Makroporen und der Matrix, abflusswirksam werden kann. Die oben beschriebenen Prozesse sind in Abbildung 4.3.4 dargestellt.

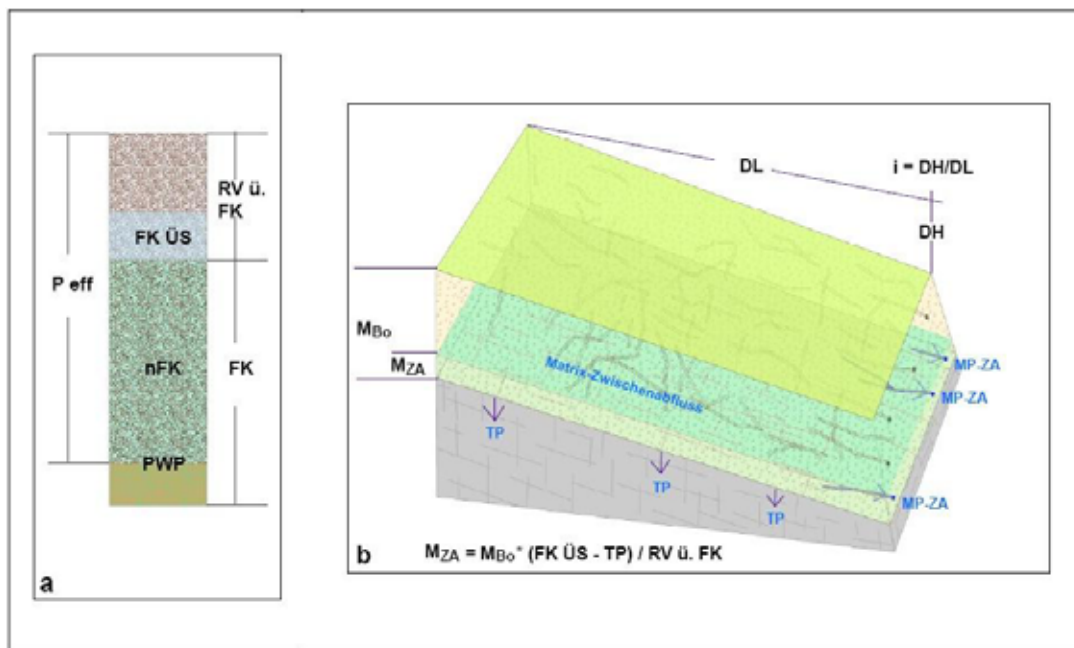


Abbildung 4.3.4: a) Konzept des Bodenspeichers. b) Ausbildung eines Sättigungshorizonts, in dem ZA aktiviert wird, (Steinbrich & Weiler, 2010a).

Die Maximale Abflussleistung der Matrix ($ZA_{\text{Matrix pot}}$) bzw. der Makroporen ($ZA_{\text{MP pot}}$) wird definiert über:

$$ZA_{\text{Matrix pot}} = kf(\text{Boden}) * i * M_{ZA} \quad \text{Formel 3}$$

$$ZA_{\text{MP pot}} = qMP(i) * MPD_h * M_{ZA} \quad \text{Formel 4}$$

Hierbei beschreibt $qMP(i)$ die Abflussleistung einer Makropore für das Gefälle i in [mm] und MPD_h die Makroporendichte [Makroporen/m²] horizontal ausgerichteter Makroporen. Die maximale Abflussleistung des gesamten Bodenkörpers wird über den Quotienten aus $ZA_{\text{Matrix pot}}$ und $ZA_{\text{MP pot}}$ ermittelt, wobei das Verhältnis dieser beiden Größen abhängig ist von der Makroporendichte und der gesättigten hydraulischen Leitfähigkeit. Die Abflussleistung der einzelnen Makroporen wird über die Manning-Strickler Formel abgeschätzt. Hierbei werden die Rauigkeitsbeiwerte so gewählt, dass die Fließgeschwindigkeiten innerhalb der Makroporen mit Beobachtungen in der Hangskale übereinstimmen, da sich ansonsten zu hohe Fließgeschwindigkeiten ergeben (Anderson et al., 2009). Der an Beobachtungen angepasste Rauigkeitsbeiwert von 0,1 beschreibt hierbei nicht die Rauigkeit innerhalb der Makroporen, sondern ist eher als Grad der Vernetzung der Makroporen anzusehen. Die so erhaltenen Fließgeschwindigkeiten in hangparallelen Makroporen in Abhängigkeit vom Gefälle sind in Abbildung 4.3.5 dargestellt. Des Weiteren erfolgt innerhalb des Modells eine Schichtung des Bodenkörpers. Hierbei erhält jede Schicht einen zugehörigen Manning-Strickler Rauigkeitsbeiwert. Dieses Vorgehen soll der Beobachtung gerecht werden, dass oberflächen-nahe Makroporen besser untereinander vernetzt sind (Abbildung 4.3.6). Die zuvor erwähnte maximale Abflussleistung der Matrix und der Makroporen wird nur dann erreicht, falls der verfügbare potentielle ZA, also der Feldkapazitäts-Überschuss abzüglich der Tiefenperkolation, diese maximalen Abflussleistungen erreicht. Übersteigt der Feldkapazitäts-Überschuss, abzüglich Tiefenperkolation und ZA, gar das Restvolumen über Feldkapazität, so kommt es zu Sättigungsflächenabfluss. Die Höhe des Sättigungsflächenabfluss entspricht hierbei der Überschreitung des Restvolumens über Feldkapazität durch den Feldkapazitäts-Überschuss.

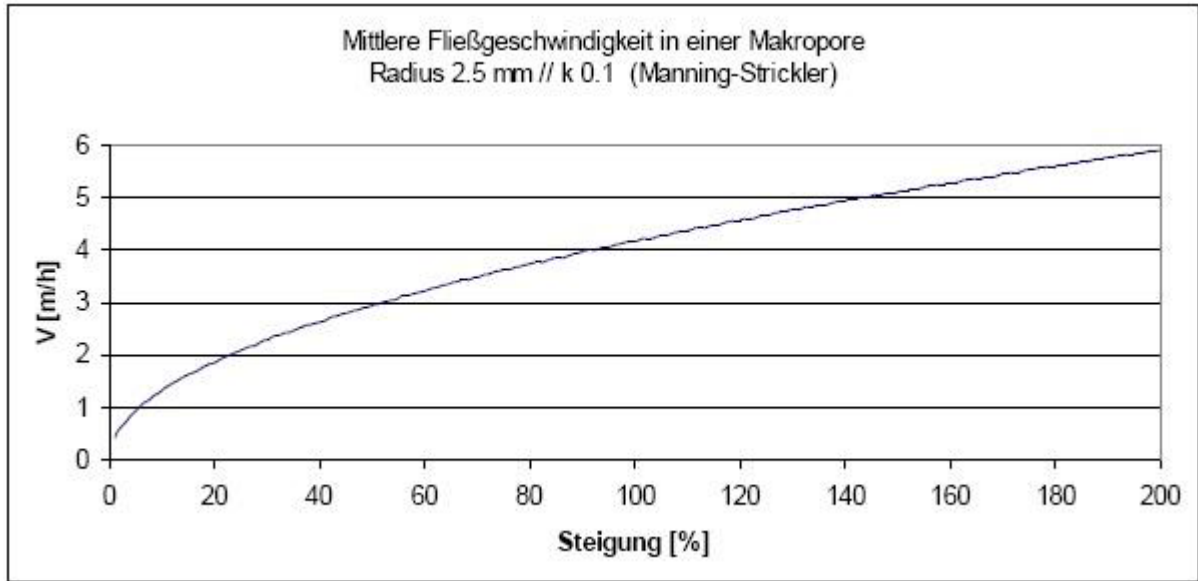


Abbildung 4.3.5: Abschätzung der mittleren Fließgeschwindigkeit des ZA in mehr oder weniger hangparallelen Makroporen in Abhängigkeit des Gefälles (Steinbrich & Weiler, 2010a).

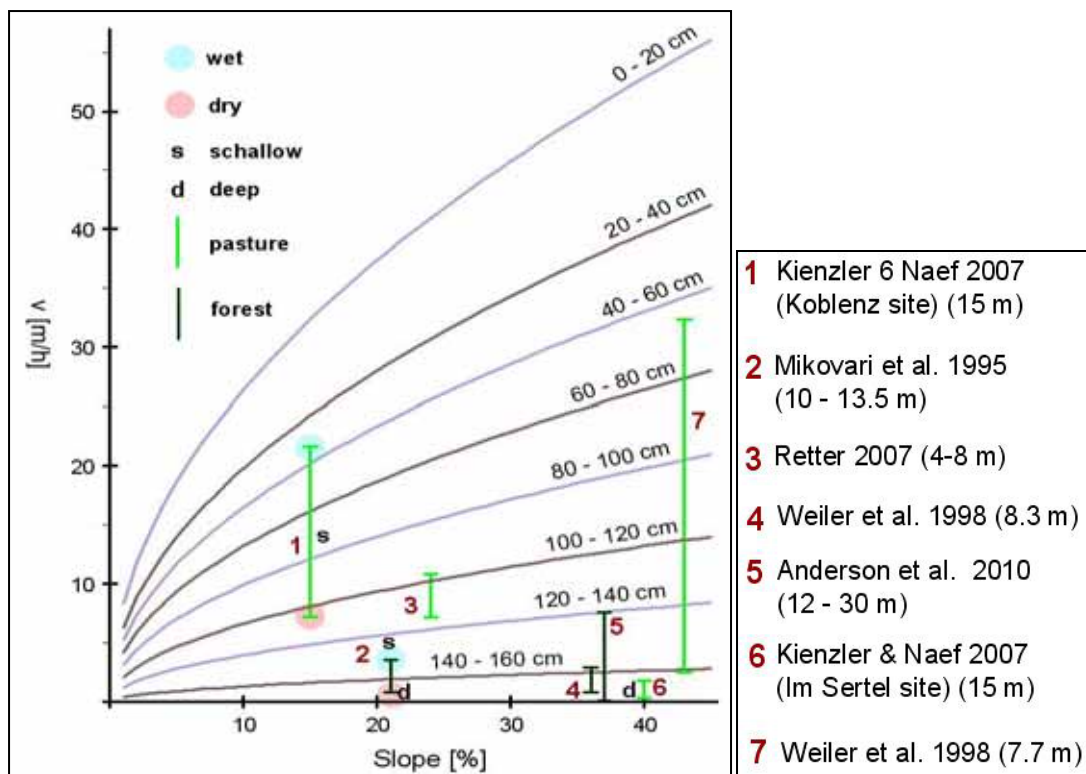


Abbildung 4.3.6: Verteilung der Makroporen-Fließgeschwindigkeiten in Abhängigkeit von der Tiefe und der Hangneigung (Steinbrich & Weiler, 2010b).

5 Das Untersuchungsgebiet

5.1 Lage, Morphologie und Topographie

Das Einzugsgebiet der Brugga befindet sich 10 km östlich von Freiburg im südlichen Schwarzwald in Südwestdeutschland (Abbildung 5.1.1). Somit liegt es im Bereich des kristallinen Grundgebirges des südlichen Hochschwarzwalds. Am Gebietsauslass befindet sich der amtliche Pegel Brugga-Oberried der Landesanstalt für Umweltschutz auf einer Höhe von 434 m ü. N.N. Der Feldberggipfel bildet den höchsten Punkt des Einzugsgebiets mit einer Höhe von 1493 m ü. N.N., wodurch eine maximale Höhendifferenz von 1059 m im Untersuchungsgebiet entsteht. Der montane Charakter des Einzugsgebiets äußert sich in einer mittleren Einzugsgebietshöhe von 986 m ü. N.N. und einem steilen Relief mit einem mittleren Gefälle von 17,5°. Hierbei erreichen 10% der Fläche gar eine Hangneigung von mehr als 40° (Uhlenbrook, 1999). Die Einzugsgebietsfläche ist mit ca. 40 km² zu beziffern und kann somit der hydrologischen Mesoskale zugeordnet werden (Mehlhorn, 1998; Uhlenbrook, 1999).

Für die Ausprägung der heutigen Topographie ist die pleistozäne Vergletscherung, vor allem der Würm-Eiszeit, von hoher Bedeutung. Dies wird unter anderem anhand der Trogtalbildung und anhand der Kare, wie dem Katzensteigkar oder dem Wittenbachkar, sowie durch Firnmulden verdeutlicht. Des Weiteren ist die Topographie geprägt durch fluviale Erosionsformen, welche der großen Reliefenergie zum Oberrheingraben hin zuzuschreiben sind. So ist zum Beispiel die glaziale Talform des St. Wilhelmer Tales stellenweise durch Schwemm- und Schuttkegel überprägt (Uhlenbrook, 1999).

Das Einzugsgebiet kann nach Uhlenbrook (1999) morphologisch in drei Einheiten unterteilt werden. Diese Einheiten sind:

- Überwiegend schwach entwickelte Talböden, welche ca. 5% der Einzugsgebietsfläche ausmachen.
- Hochlagen mit verhältnismäßig geringem Gefälle als Reste eines permischen bzw. tertiären Flachreliefs, welche ca. 20% der Einzugsgebietsfläche ausmachen.
- Steilere Hangbereiche mit einem Gefälle bis zu 50° und einem Flächenanteil im Einzugsgebiet von ca. 75%.

Letztere Gebietseinheit (steile Hangbereiche) verdeutlicht durch ihre extreme Hangneigung und ihren dominanten Flächenanteil von 75% die potentielle Eignung des Brugga-Einzugsgebiets als Untersuchungsraum dieser Arbeit.



Abbildung 5.1.1: Darstellung des Untersuchungsgebiets, (URL 1).

5.2 Landnutzung

Die Landnutzung im Untersuchungsgebiet lässt sich in 3 Einheiten gliedern. Die Einheit mit dem geringsten Flächenanteil stellt die Siedlungsfläche mit ca. 3% dar. Gefolgt von unbewaldeten Flächen, welche sich zumeist in schwächer geneigten Hochflächen oder den Talböden finden und als Weidefläche genutzt werden. Dieser Einheit kommen ca. 22% zu. Die restlichen 75% der Fläche im Untersuchungsgebiet sind bewaldet, wobei in höheren Lagen überwiegend Fichtenwälder anzutreffen sind. In tieferen Lagen kann eine Zunahme der Tannen-Buchen-Gesellschaften beobachtet werden (Uhlenbrook, 1999). Daraus lässt sich ableiten, dass die steileren Hangbereiche und die bewaldeten Flächen mit jeweils 75% Flächenanteil vermutlich die gleichen Räume ansprechen.

5.3 Geologie

Die Geologie des Brugga-Einzugsgebiets wird folgend nur umrissen und die wichtigsten Fakten erläutert. Für eine detaillierte Betrachtung der Geologie des Untersuchungsgebiets sei an dieser Stelle auf Uhlenbrook (1999) und Veröffentlichungen des Geologischen Landesamts Baden-Württemberg (GLA, 1967; 1981) hingewiesen.

5.3.1 Kristallines Grundgebirge

Das Einzugsgebiet der Brugga befindet sich im Zentralschwarzwälder Gneis-Anatexit-Gebirge. Die wichtigsten Gesteine des Grundgebirges bilden hierbei Anatexitite, Ganggesteine sowie Para- und Orthogneise (GLA, 1981). Die Para- und Orthogneise entstanden vor ca. 550 Mio. Jahren im Kambrium durch eine Vergneisung von Sediment und Eruptivgesteinen (Uhlenbrook, 1999). Vor ca. 450 Mio. Jahren, während des Ordoviciums entstanden die Anatexitite im Zuge einer Anatexis (= Magmatisierung). Hierbei kam es zur Bildung von Metatexiten, Diatexiten sowie Paragneisen. Da die Prozesse des Ordoviciums vorhergehende hauptsächlich überprägten, stellen die Anatexitite und darin überwiegend die Gruppe der Diatexitite, den dominierenden Gesteinstyp im Untersuchungsgebiet dar (GLA, 1967; GLA, 1981). Zur Bildung der Ganggesteine und Erzgängen kam es vermutlich im Karbon durch Intrusionen. Dabei wurde das Grundgebirge aus Gneisen und Anatexiten von unterschiedlichen Ganggesteinen durchschwärmt. Die Ganggesteine und Erzgänge bilden zwar einen geringen Anteil, jedoch brachte ihre Entstehung erhebliche Auswirkungen auf die Hydrogeologie des Gebiets mit sich (Uhlenbrook, 1999). Diese Phase endete mit der variscischen Gebirgsbildung, die u.a. das Eindringen von Graniten zur Folge hatte. Der Bärhaldegranit, welcher erst im Oberkarbon vor 290 Millionen Jahren aufstieg, wurde von der tektonischen Durchbewegung nicht mehr erfasst, drang also erst nach der variscischen Gebirgsbildung ein. Im Perm erfolgte die Abtragung des Grundgebirges bis fast auf das heutige Niveau der Gipfel. Diese „Rumpfflächen“ wurden im Trias bis Jungtertiär wieder von mächtigen terrestrischen und marinen Sedimentfolgen bedeckt, welche aber durch die ab Ende Jura anhaltende Erosion vollständig abgetragen wurden, so dass diese ehemaligen Landoberflächen wieder freigelegt wurden (GLA 1981).

5.3.2 Hydrogeologie des kristallinen Grundgebirges

Das kristalline Grundgebirge kann trotz der unterschiedlichen Gesteine als hydrogeologische Einheit betrachtet werden, welche sich von den aufliegenden Deckschichten unterscheidet (Uhlenbrook, 1999). Das heißt, dass aufgrund der Gesteine keine Unterschiede bezüglich der Wasserleitfähigkeit zu erwarten sind. Die hydraulischen

Durchlässigkeiten schwanken zwischen 10^{-10} und 10^{-5} m/s (Uhlenbrook, 1999). Was dazu führt, dass nicht von einem Gering- oder gar Nichtleiter ausgegangen werden kann, da die hydraulische Leitfähigkeit sehr stark von der Klüftung abhängig ist. Einen entscheidenden Einfluss auf die hydraulische Leitfähigkeit haben hierbei die Erzgänge bzw. das durch deren Abbau entstandene künstliche Kluftnetz. Auch tektonisch stärker beanspruchte Bereiche können eine erhöhte Klüftung aufweisen und führen zu Durchlässigkeiten im Bereich von 10^{-6} bis 10^{-7} m/s. Die Wasserführung im kristallinen Grundgebirge ist also dadurch geprägt, dass das Kluftnetz die Hauptfließwege der Wasserbewegung darstellt. Innerhalb der gering durchlässigeren Gesteinsmatrix ist immobilisiertes Wasser gespeichert, welches nur über Diffusionsprozesse in die mobile Zone gelangt. Die mobile Zone verbunden mit erhöhten Durchlässigkeiten kann entlang von Störungszonen, Erzgängen und im Grenzbereich zwischen verschiedenen kristallinen Gesteinen auftreten (Uhlenbrook, 1999). Das Kluftgrundwasser aus dem Kristallin ist hauptsächlich für die Bildung des Basisabflusses verantwortlich (Lindenlaub, 1998).

5.3.3 Quartäre Deckschichten

5.3.3.1 Genese

Während der pleistozänen Kaltzeiten wurde die Morphologie des Untersuchungsgebiets grundlegend modifiziert. In den nicht vom Eis bedeckten Bereichen kam es zur Ausbildung periglazialer Schuttdecken, die das kristalline Grundgebirge in wechselnder Mächtigkeit überlagern. Immer wieder wurde in den bisherigen Untersuchungen zu Abflussbildungsprozessen im Brugga-Einzugsgebiet diesen periglazialen und holozänen Schuttdecken eine große Bedeutung zugesprochen, da sie den Hauptumsatzraum des Wassers und v.a. der schnellen unterirdischen Abflusskomponenten darstellen (Mehlhorn, 1998; Uhlenbrook, 1999). Aus diesem Grund werden diese, vor allem die periglazialen Hangschuttdecken, folgend detaillierter beschrieben.

5.3.3.2 Aufbau der Deckschichten

Folgende Deckschichten lassen sich im Einzugsgebiet der Brugga unterscheiden: glaziale Ablagerungen, holozäne Talfüllungen und periglaziale Hangschuttdecken.

Die glazialen Ablagerungen im Untersuchungsgebiet äußern sich im Vorkommen verschiedener Moränen. Im Allgemeinen bestehen sie aus kantengerundeten Geschieben unterschiedlicher Größe in einer lehmig-sandigen Grundmasse. Ausgedehnte Grundmoränengebiete finden sich unterhalb der Kare sowie auf der Hochfläche zwischen Notschrei und Schauinsland. Sie sind oft wenige Meter mächtig (Uhlenbrook, 1999).

Holozäne Ablagerungen finden sich in Tälern und Mulden. Die Talfüllungen können mehrere Meter Mächtigkeit aufweisen und zeichnen sich durch ein Gemisch aus Lehm bis hin zu großen Blöcken aus. In Mulden, Karen und Hangnischen sind oftmals verlandete Seen oder Feuchtezonen anzutreffen, welche sich teilweise zu einem Hochmoor entwickelten (Uhlenbrook, 1999).

Die periglazialen Hangschuttdecken wiederum lassen sich nach Stahr (1979) vereinfacht in drei Klassen einteilen. Der lehmig-steinige Schutt ist hierbei am weitesten verbreitet, weshalb dieser detaillierter beschrieben wird:

-lehmig-steiniger Schutt:

Diese Einheit der Schuttdecken, welche vor allem durch Soliflukationsprozesse geprägt wurde, zeichnet sich durch eine lehmig-sandige Grundmasse aus, in welche eckige bis kantengerundete Steine eingebettet sind. Abhängig von Ausgangsgestein, Hangneigung und Exposition variiert die Mächtigkeit. An Hangfüßen kann die Mächtigkeit bis zu 10 m betragen. Genetisch lässt sich die Schuttklasse des lehmig-steinigen Schutts wie folgt gliedern: Die teilweise sehr dichte Basisfolge mit eingeregelter Steinen und einem Skelettgehalt bis zu 90% folgt eine lockere Hauptfolge mit unregelmäßiger Lagerung. Die Hauptfolge besitzt einen Steingehalt zwischen 10% und 40%, wobei sich die Feinerde hauptsächlich aus Feinsand und Grobschluff zusammensetzt. Die Mächtigkeit der Hauptfolge beträgt 40 – 100 cm, stellenweise bis zu 150 cm. Auf die Hauptfolge kann eine Deckfolge aufliegen, welche vor allem durch Steine und Blöcke gekennzeichnet ist. Diese Deckfolgen besitzen eine hohe räumliche Heterogenität in Bezug auf ihre Mächtigkeit und Ausbildung und können auch nur lückig ausgeprägt sein.

-schluffig-sandige Hanglehme:

Diese Form der Hangschuttdecken ist vor allem an Hangfüßen anzutreffen und besitzt einen Steinanteil unterhalb von 10%. Sie können von einer Deckfolge (Hangschutt gröberer Fraktionen) überlagert sein. Die Mächtigkeit kann mehrere Meter betragen.

-Steiniger Schutt, Blockschutt und Schuttkegel:

Diese Schuttkörper sind bevorzugt unterhalb steiler Felswände durch intensive Frostsprengung im Periglazial entstanden. Da sie meist von Talgletschern unter Schnitten wurden sind sie oft übersteilt. Der Blockschutt zeichnet sich gegenüber dem steinigen Schutt durch kopfgroße Blöcke aus, welche als Blockhalden oder als Blockmeer in

Höhen bis 800 m ü. N.N. abgelagert wurden. Schuttkegel bestehen aus eckigen Schutt und Blöcken und einem geringen Anteil von sandig-lehmigen Feinmaterial.

Diese Deckschichten (glaziale Ablagerungen, holozäne Talfüllungen und periglaziale Hangschuttdecken) stellen die Hauptumsatzräume für eingetragenes Niederschlagswasser dar und besitzen eine hohe Bedeutung für sowohl schnelle wie auch langsame Abflusskomponenten. Tiefere Zonen der Deckschichten könne zusätzlich zu dem Kluftgrundwasser des Kristallin zum Basisabfluss beitragen (Lindenlaub et al., 1997). Die Hanggrundwasserleiter sind räumlich begrenzt und liegen auf dem Grundgebirge auf, wobei die Durchlässigkeiten dieser Hangschuttaquifere abhängig von der Korngrößenverteilung sehr variabel sein können. Mehlhorn (1998) konnte mittels Tracerversuchen einen maximalen Durchlässigkeitsbeiwert von 10^{-2} m/s nachweisen. Laut Uhlenbrook (1999) können sich „durch den Eintrag größerer Niederschlagsmengen zusätzlich aufgesetzte Grundwasserkörper ausbreiten, z.B. auf einer undurchlässigen Basisfolge, Zersatzzone, Geschiebelehm oder direkt auf dem anstehenden Gestein. Dieses Phänomen konnte mehrfach im Gelände beobachtet werden.“

5.4 Böden

Die Böden des Untersuchungsgebiets lassen sich nach Hädrich et al. (1979) und Mäkel & Metz (1992) in drei unterschiedliche Höhenzonen einteilen.

Die erste Einheit bildet die Lößbeeinflusste submontane Hangfußzone innerhalb einer Höhe von ca. 450 - 500/600 m ü. N.N. Löß welcher während der Würmkaltzeit abgelagert wurde ist heute entkalkt und bildet zusammen mit dem Hangschuttmaterial die Hauptfolge. Teilweise kam es im Holozän zur Lessivierung. Zum heutigen Zeitpunkt besitzt der Oberboden einen zu geringen pH-Wert für eine Lessivierung. Als Folge entstanden Parabraunerden-Braunerden, wobei der dominierende Bodentyp durch Braunerden unter Laub-Nadel-Mischwald dargestellt wird. An Erosionsstandorten können sich Syrosete und Ranker befinden. In Hangfußbereichen können sich Pseudogleye und Gleye befinden, in Bachnahen Bereichen sogar Aueböden. Abhängig von Lößbeteiligung und Skelettgehalt schwankt die nutzbare Feldkapazität zwischen 120-160mm, für die Feldkapazität liegen die Werte somit über diesem Bereich.

Die zweite Einheit bilden die Hänge der montanen Stufe von ca. 500/600 – 900 m ü. N.N. Diese Zone kann der montanen Buchen-Tannen-Stufe zugeordnet werden, wobei möglicherweise sedimentierter Löß bereits erodiert wurde. Auf einer dichten Basisfolge liegt eine ca. 1m mächtige, lockere, steinig-lehmige Hauptfolge. In dieser Hauptfolge

findet vorwiegend die Bodenbildung statt. Die nutzbare Feldkapazität variiert je nach Skelettgehalt zwischen 120 - 160 mm. Trotz der ungünstigen Bedingungen für die Streuzersetzung (Fichtenstreu in feucht-kaltem Klima) ist die Humusform Mull anzutreffen. Dies ist zurückzuführen auf die hohe Bioaktivität des *Lumbricus Badensis* (Riesenregenwurm). Braunerde ist der weitverbreitetste Bodentyp innerhalb dieser Zone, wobei bei dichter, oberflächennaher Basisfolge auch hydromorphe Böden wie Pseudogleye und Gleye anzutreffen sind.

Die dritte Einheit wird durch das ehemalige Glazialgebiet der montanen und hochmontanen Stufe (900 - 1493 m) gebildet. In diesem ehemals vergletscherten Gebiet entwickelten sich die engeren V-förmigen Kerbtäler zu breiteren U-förmigen Trogtälern. In diesem Bereich sind nur gering entwickelte Böden an steilen Hängen auf Hangschuttmassen anzutreffen. Die Mullbaunerden sind hier am weitesten verbreitet. Auflagehumus in Form von Moder und Rohhumus ist nur bei geringer biologischer Aktivität und unter lokalen Besonderheiten vorzufinden. Durch großflächige Ablagerungen von meist sehr dichtem Geschiebelehm kam es teilweise zu Hangvergleyungen. In Senken sind Gleye mit Übergängen zu Nieder- und Hochmooren anzutreffen.

Auf allen Böden übersteigt die Infiltrationskapazität die allgemein auftretenden Niederschlagsintensitäten. Die Speicherkapazität kann insbesondere in Hochlagen und bezogen auf mächtigere Deckschichten auf Hängen verhältnismäßig bedeutend sein, da diese oftmals eine mehrere Meter mächtige ungesättigte Zone aufweisen.

In dieser Arbeit werden die Böden der montanen Stufe von ca. 500/600 – 900 m ü. N.N. und die Böden der hochmontanen Stufe (900 - 1493 m ü. N.N.) angesprochen. Vor allem die Böden der montanen Stufe sind hierbei Gegenstand der Arbeit.

5.5 Klima

Das Klima im Untersuchungsgebiet unterliegt vor allem der zyklonalen Westwinddrift. Das kühl-gemäßigte, atlantisch getönte Übergangsklima wird geprägt durch den Austausch zwischen dem Azorenhoch (subtropisch-randtropischen Hochdruckgürtel) und dem Islandtief (subpolare Tiefdruckfurche). Dies beinhaltet einen häufigen Frontendurchzug, welcher Niederschläge mit sich bringt. Hervorzuheben ist hierbei, dass die starke Variabilität von Exposition und Topographie eine starke räumliche Heterogenität aller Klimaelemente bewirkt.

Die Jahresmitteltemperaturen liegen zwischen 10,3°C in Tieflagen (Station Freiburg-Herden) und 3,2°C in den Gipfelregionen (Station Feldberg). Während normaler atmo-

sphärischer Schichtung ist von einem Temperaturgradienten von $0,6^{\circ}\text{C} / 100 \text{ m}$ auszugehen, jedoch sind innerhalb der Wintermonate häufige Inversionswetterlagen zu verzeichnen, welche zu einer mittleren Temperaturabnahme von $0,3^{\circ}\text{C} / 100 \text{ m}$ führen (Uhlenbrook, 1999).

Zu folgenden Erläuterungen wird nochmals angemerkt, dass neben der Temperatur auch der Niederschlag sowie die Verdunstung im Untersuchungsgebiet dem starken Einfluss der Heterogenität von Exposition und Topographie unterliegen. Im langjährigen Mittel fallen in Freiburg 944 mm und am Feldberg 1732 mm Niederschlag. Somit kann die mittlere Zunahme mit der Höhe auf $66,5 \text{ mm} / 100 \text{ m}$ beziffert werden. Die Anteile des Schneeniederschlags am Gesamtniederschlag bewegen sich zwischen einem Drittel in tieferen Lagen und bis zu zwei Drittel in den höheren Lagen. Ab einer Höhe von 900m ü. N.N. kann im Mittel mit einer geschlossenen Schneedecke größer 30 cm an 60 Tagen im Jahr ausgegangen werden. Das Niederschlagsregime zeigt generell ein Maximum im Juni – August, wobei mit zunehmender Höhe ein sekundäres Maximum im Januar/ Februar zu verzeichnen ist, welches auch zum primären Maximum werden kann.

Als Restgröße im Wasserhaushalt ergibt sich die Verdunstung zu 550 mm im langjährigen Mittel. Durch die fast ganzjährige Verfügbarkeit von Wasser in oberflächennahen Bereichen ist von nur einem geringfügigen Unterschied zwischen potentieller und aktueller Verdunstung auszugehen (Uhlenbrook, 1999).

5.6 Hydrologie

Das jährliche Abflussregime der Brugga weist ein Maximum im April, verursacht durch die Schneeschmelze, und ein Minimum in den Sommermonaten, verursacht durch eine höhere Verdunstung infolge des erhöhten Wasserbedarfs der Vegetation, auf (Abbildung 5.6.1). Durch den regelmäßigen Durchzug von warm-feuchten atlantischen Luftmassen kommt es in den Wintermonaten zu Niederschlagsereignissen, welche sich mit einsetzender Schneeschmelze überschneiden. Dies kann zu hohen Abflusskoeffizienten in den Wintermonaten führen. Der große Einfluss schneller Abflusskomponenten wird anhand der großen Differenz zwischen MQ und MHQ (Tabelle 5.1) verdeutlicht. Dies lässt auch auf eine geringe Speicherfähigkeit des Gesteins schließen, was typisch für Einzugsgebiete im kristallinen Bereich ist (Uhlenbrook, 1999).

Zuvor erwähnte warm-feuchte, atlantische Luftmassen, welche innerhalb der Wintermonate das Untersuchungsgebiet überziehen sind für diese Arbeit von hoher Bedeutung.

Im Untersuchungszeitraum traten zwei dieser Ereignisse ein, welche zu Niederschlagsereignissen verbunden mit einsetzender Schneeschmelze führten.

Tabelle 5.1: Gewässerkundliche Hauptzahlen der Brugga am Pegel Oberried, Periode 1934-1979, Abflüsse und Abflussspenden (Uhlenbrook, 1999).

Abflüsse	[m ³ /s]	Abflussspenden	[l/s km ²]
NQ	0.10	Nq	2.5 (03.09.1964)
MNQ	0.36	MNq	9.0
MQ	1.6	Mq	39.1
MHQ	17.6	MHq	442.4
HQ	51.0	Hq	1279.2 (23.11.1944)

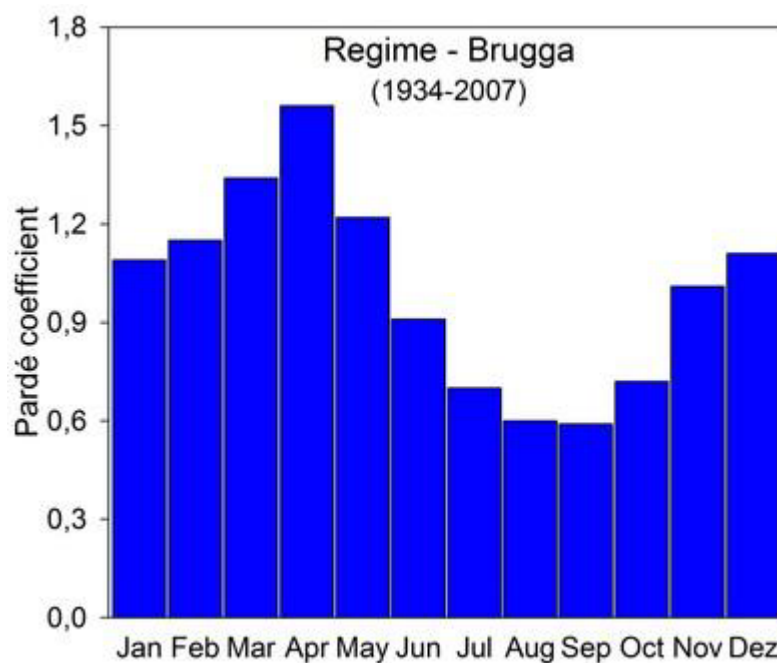


Abbildung 5.6.1: Abflussregime der Brugga ,(URL 1).

6 Standortauswahl und Beschreibung der einzelnen Standorte

6.1 Vorgehen

Bei der Standortauswahl galt es mehrere Kriterien zu berücksichtigen. Hinsichtlich der Untersuchung zu Vorkommen und Raum-Zeit-Variabilität des ZA stellte das bedeutendste Kriterium hierbei selbstverständlich die potentielle Eignung der jeweiligen Standorte zur Erfassung von ZA dar. Da allerdings keine großflächigen Messungen im Vorfeld durchführbar waren, wurden zu diesem Zwecke die Ergebnisse einer ersten Modellierung herangezogen. Basierend auf den durch das Modell ausgewiesenen Flächen, für die hohe Werte für Makroporen- und Matrixfluss modelliert wurden, konnte die Feldbegehung in einem gewissen Maße eingegrenzt werden. Jedoch erwies es sich aufgrund mangelnder Standorte schlussendlich dennoch als notwendig nahezu das gesamte Einzugsgebiet nach geeigneten Standorten zu untersuchen. Dies lag vor allem an weiteren Kriterien, welche die Standorte erfüllen sollten. So sollte eine Installation von einem künstlichen Graben, sowie einem weitreichenden Profilanschnitt vermieden werden. Dies liegt darin begründet, dass es innerhalb des Zeitraums und mithilfe der verfügbaren Mittel schwer umsetzbar gewesen wäre, zum Beispiel einen weitreichenden Anschnitt und eine Grabenfassung aus Beton oder anderer Materialien zu installieren. Des Weiteren sollten die Standorte sich nicht in zu hohen Zonen befinden, da wie in der Beschreibung des Untersuchungsgebiets hervorgeht, ab einer Höhe von 900 m ü. N.N., von einer durchgehenden Schneedecke innerhalb der Wintermonate auszugehen ist. Dieses Kriterium konnte leider nicht erfüllt werden. Ebenfalls galt es die Standorte so zu wählen, dass die Möglichkeit besteht, diese auch mit einem PKW anzufahren, um eine regelmäßige Datenauslese, Kontrolle der Messgeräte, wie auch einen Transport von Materialien zur Datenerhebung gewährleisten zu können. Auch dieses Kriterium konnte nicht in jedem Fall eingehalten werden, was in Kombination mit einer erhöhten Lage an manchen Standorten zu Lücken in den Datenreihen führte.

Hinsichtlich der Aufgabestellung zur Validierung des Modells wurden zusätzlich zwei Standorte in Bereichen geringer modellierter Werte des Makroporen- und Matrixfluss installiert. Die zu erfüllenden Kriterien gestalteten sich in diesem Fall identisch.

Auf diese Weise wurden 5 Standorte ausgewählt und an diesen Instrumente zur Abflussmessung installiert.

6.2 Beschreibung der einzelnen Standorte

Die genaue Lage der Standorte ist in Abbildung 6.2.1 dargestellt, die räumlichen Daten sind in Tabelle 6.1 dargestellt.

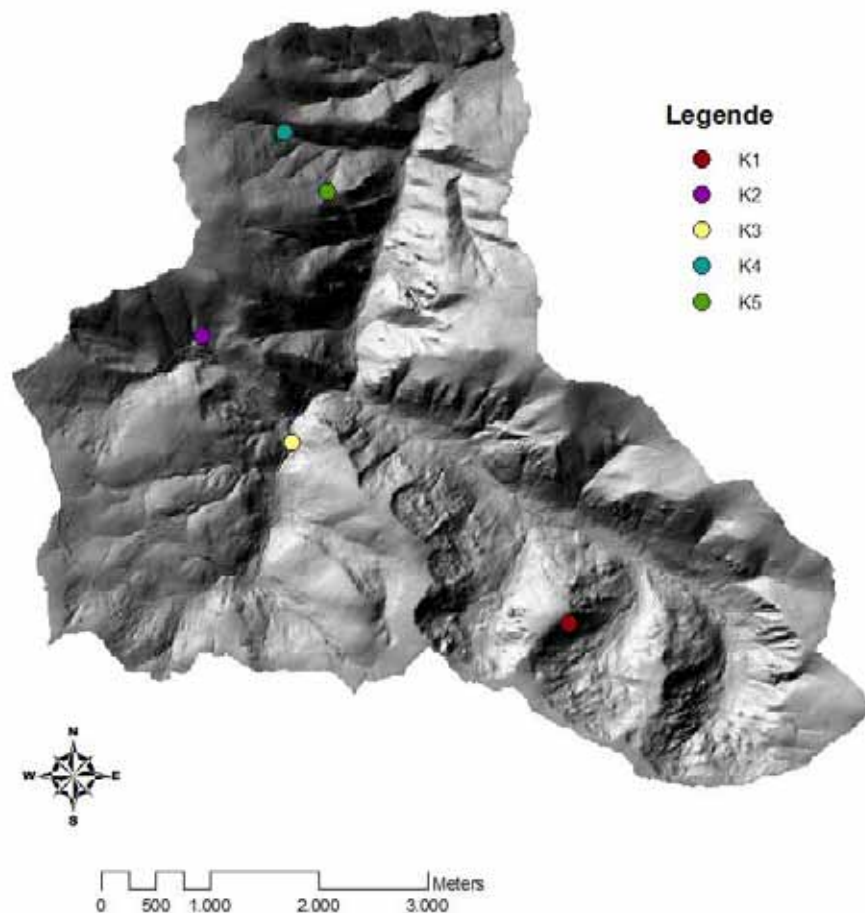


Abbildung 6.2.1: Übersicht über die räumliche Lage der Standorte

Tabelle 6.1: Übersicht über die räumlichen Daten der Standorte und ihrer Akkumulierungsfläche

Standort:	K1	K2	K3	K4	K5
Exposition:	S-E	S-E	W	N-E	N-E
Höhe [m üNN]:	1169	980	773	807	853
Vegetation:	Buchenwald	Weide	Wiese und Mischwald	Mischwald	lichter Fichtenwald

6.2.1 Standort K1

Standort K1 befindet sich auf der Südost-exponierten Seite des Brenntefelsen, nahe dem Katzensteig, im Bereich des St.Wilhelmer Tals. Mit einer Höhe von 1169 m ü.N.N. stellt er den höchst gelegenen Standort dar. Gekennzeichnet ist er durch eine geringe Bodemächtigkeit auf anliegendem Grundgestein, wobei auch zahlreiche Durchtragungen anzutreffen sind. Der Bewuchs stellt sich als Mischwald dar, wobei Buchen dominieren. Eine Abbildung des Standorts ist im Anhang zu finden (Abbildung A. 1). Die Auswahl dieses Standorts kann als „riskant“ bezeichnet werden, da eine dauerhafte Schneedecke erwartet werden musste und diese, im Zusammenspiel mit einem langen Anfahrtsweg über Waldwege, die Datenauslese wie auch die Datenerhebung einschränken könnte.

6.2.2 Standort K2

Standort K2 befindet sich nahe Ortseingang Hofgrund am Fuße des Schauinslands auf einer Höhe von 980 m ü.N.N. Die umliegende Landschaft dient als Weidefläche. Der Südost-exponierte Hang dient ebenfalls als Weidefläche, jedoch sind am Fuß des Hangs vereinzelte Bäume und Sträucher zu finden. Südlich begrenzt wird der Hang von einer Durchtragung. Nördlich begrenzt wird die Akkumulierungsfläche von einer Sickergrube. Eine Abbildung ist im Anhang zu finden (Abbildung A. 2). Der Anschnitt ist an diesem Standort nicht sehr tiefreichend (ca. 80 cm).

6.2.3 Standort K3

Standort K3 befindet sich östlich der Steinvasen. Gekennzeichnet ist dieser Standort durch einen zwischen 3 bis 4 m mächtigen Anschnitt. Die Vegetation am Hang besteht aus einer Wiese im Hangfußbereich, welche hangaufwärts in einen Mischwald übergeht. In einer Entfernung von ca. 50 m fließt ein Bach, welcher den Hang südlich begrenzt. Schon während erster Feldbegehungen konnte Matrix- wie auch Makroporenfluss beobachtet werden (Abbildung A 4). Vereinzelte Grabungen zeigten eine Graufärbung des Untergrunds unterhalb eines Ah-Horizonts auf, welche auf eine Pseudovergleyung infolge von Staunässe hindeuten (Abbildung A. 3).

6.2.4 Standort K4

Standort K4 befindet sich südwestlich von Oberried unterhalb des Rappeneck. Der Nordost-exponierte Hang wird im unteren Bereich von einem dichten Mischwald bedeckt, welcher hangaufwärts etwas lichter wird. Dominierend sind Fichten. Dies führt zu einer bis zu 1 dm mächtigen Streuauflage im Hangfußbereich. Diese wird gefolgt von einem 5-10 cm mächtigen Ah-Horizont. Der anschließende Bv-Horizont ist charakteristisch für den dominierenden Bodentyp Braunerde im Untersuchungsgebiet. Ge-

kennzeichnet ist der Bv-Horizont durch seine Braunfärbung, hervorgerufen durch die Verwitterung eisenhaltiger Minerale (Abbildung 6.2.2). Der C-Horizont, also das unverwitterte Ausgangsgestein, konnte nicht offengelegt werden. Während Bestimmungen der Bodenmächtigkeit konnte in einer durchschnittlichen Tiefe von 110 cm eine tonhaltige Schicht verzeichnet werden. Eine Abbildung ist im Anhang zu finden (Abbildung A 5).



Abbildung 6.2.2: Profilschnitt an Standort K4.

6.2.5 Standort K5

Standort K5 befindet sich ebenfalls südwestlich von Oberried unterhalb des Rappeneck. Bedeckt wird der Nordost-exponierte Hangbereich von einem lichten Fichtenwald. Die Streuauflage ist hier nur gering ausgebildet. Der 1 dm mächtige Ah-Horizont wird gefolgt von einem Bv-Horizont, wodurch der Bodentyp auch hier als Braunerde angesprochen werden kann. Die an diesem Standort ausgeprägtere Aufhellung des Bodens in der Tiefe könnte auf eine Lessivierung (Tonverlagerung) hindeuten (Abbildung 6.2.3). Auch an diesem Standort konnte während der Bestimmung der Bodenmächtigkeit eine tonhaltige Schicht ausgemacht werden. Diese befand sich im Mittel in einer Tiefe von 90cm. Wie an Standort K2, ist auch hier der Anschnitt nicht sehr tiefreichend, wodurch die Gefahr besteht, dass das Abflussgeschehen, welches in einer Tiefe von über 1 m

stattfindet, nicht erfasst werden könnte. Eine Abbildung ist im Anhang zu finden (Abbildung A 6).



Abbildung 6.2.3: Profilschnitt am Standort K5.

7 Methodik

7.1 Messung des ZA

Das Ziel bezüglich der Messung des ZA dieser Arbeit ist eine integrierte Messung des ZA einer bekannten Fläche. Diese Fläche wird beschrieben über die Akkumulierungsfläche des ZA. Durch die Verwendung eines geographischen Informationssystems (ArcGIS) in Verbindung mit Beobachtungen im Gelände werden die zum ZA beitragenden Flächen abgegrenzt. Der integrierte ZA, welcher durch einen Niederschlagsinput auf dieser Fläche erzeugt wird, wird mittels eines Grabens am Auslass der beitragenden Fläche gesammelt und einer Abflussmessung zugeführt. Die Abflussmessung wird hierbei gewonnen über ein Messwehr mit zugehöriger Wasserstandsmessung. Durch eine Kalibrierung des Messwehrs kann jede Wasserstandsmessung in einen zugehörigen Abfluss überführt werden.

7.1.1 Wasserstandsmessung: Odyssey Data Logger

7.1.1.1 Funktionsprinzip

Die Wasserstandsmessung erfolgte mittels Odyssey Capacitive Water Level Logger (Odyssey Dataflow Systems Ltd., Christchurch, NZ). Diese beruhen auf dem Prinzip eines Kondensators bzw. der elektrischen Kapazität (capacitance). Die elektrische Kapazität beschreibt die Fähigkeit Ladung auf einer Oberfläche zu speichern, bis die Ladung über ein geringer leitendes Material, bezeichnet als Dielektrikum, in einem elektrischen Kreislauf an eine zweite Oberfläche abgegeben werden kann und dadurch der elektrische Kreislauf geschlossen wird. Definiert ist die elektrische Kapazität als:

$$C = \epsilon \epsilon_0 (A/d) \quad \text{Formel 5}$$

C ist die elektrische Kapazität [Farad], A bezeichnet die Fläche der jeweiligen Oberfläche [m^2], ϵ ist die dielektrische Konstante, welche dimensionslos ist, ϵ_0 ist die dielektrische Konstante von Vakuum [Farad/m] und d bezeichnet den Abstand zwischen den beiden Oberflächen (Larsen & Runyan, 2009). Erhöht sich nun die Größe der Oberfläche, erhöht sich auch die Menge der gespeicherten Ladung, wodurch auch die elektrische Kapazität erhöht wird. Eine Erhöhung der Distanz zwischen den zwei Oberflächen führt zu einer Verringerung der elektrischen Kapazität. Diese Zusammenhänge werden genutzt, um eine Wasserspiegelhöhe indirekt zu bestimmen. In einem Odyssey Capacitive Water Level Logger (OCWLL) besteht die erste Oberfläche, genannt Kondensatorplatte, aus einem Element, welches von Teflon umhüllt ist. Die zweite

Kondensatorplatte stellt das Wasser dar. Das Dielektrikum wird durch das Teflon dargestellt. Die Fläche des ersten Elements (A), die Distanz zwischen den zwei Kondensatorplatten (d) und die dielektrische Eigenschaft von Teflon (ϵ_r) sind konstant. Ebenso konstant ist die dielektrische Konstante von Vakuum (ϵ_0). Dadurch stellt die Fläche der zweiten Kondensatorplatte, also des Wassers, die einzige variable dar. Diese ist proportional zur Wasserspiegelhöhe (Larsen & Runyan, 2009). Die Auflösung die durch dieses Verfahren gewonnen wird beträgt laut Hersteller 0,8 mm (Dataflow Systems, 2008). Eine Abbildung des Messinstruments ist in Abbildung A 7 dargestellt.

7.1.1.2 Kalibrierung

Die Kalibrierung der OCWLL erfolgte mithilfe einer sogenannten „PVC Pipe Two-Point Calibration“. Diese Kalibrierung erfolgt dadurch, dass auf der Teflonoberfläche zwei Punkte bekannter Höhe markiert werden. Anschließend wird innerhalb eines PVC-Rohrs, in welchem sich das Sensorelement befindet, ein Wasserstand erzeugt, welcher der Höhe der markierten Punkte entspricht. Auf diese Weise wird ein „raw value“ gewonnen, der einem bekannten Wasserstand entspricht. Dieser Vorgang wird mehrmals wiederholt um die Werte auf Konsistenz zu prüfen. Die zugehörige Software berechnet mittels der Kalibrierungsdaten zwei Werte: Slope und Offset. Wurden mittels Kalibrierung folgende Werte ermittelt,

Wasserstand[mm]	raw value
100	652
300	1025

so ergibt sich der Slope zu:

$$Slope = \frac{1025 - 652}{300 - 100} = 1,865 \quad \text{Formel 6}$$

Daraus lässt sich nun der Offset ableiten zu:

$$Offset = 652 - (100 * 1,865) = 465,5 \quad \text{Formel 7}$$

Der Slope kann somit auch als Gradient bezeichnet werden, während der Offset den Nullpunkt des „raw values“ darstellt.

Die auf diese Weise kalibrierten OCWLL wurden in Messkisten installiert, welche nach dem Prinzip eines Messwehrs konstruiert wurden. Einströmendes Wasser wird in einen definierten Gerinnequerschnitt geleitet und strömt über einen bekannten Messquer-

schnitt aus. Dabei besteht ein Zusammenhang zwischen gemessener Wasserspiegelhöhe und durchströmenden Abfluss.

7.1.2 Beschreibung der verwendeten Messwehre

Zur Erfassung des über eine bekannte Fläche integrierten ZA wurde am Auslass der Akkumulationsflächen, innerhalb eines Grabens, ein Messwehr installiert. Dieses Messwehr besitzt einen V-förmigen Einschnitt, welcher sich lotrecht zu Grund und Seiten des Gerinnes befindet. Die Winkelhalbierende des V-förmigen Einschnitts ist somit senkrecht und äquidistant zu beiden Seiten hin. In der Literatur wird diese Form oft als „Thomson-Wehr“ bezeichnet und stellt eine der präzisesten Möglichkeiten zur Abflussmessung dar (ILRI, 1976). Eine schematische Darstellung eines Thomson-Wehrs ist in Abbildung 7.1.1 zu sehen. Eine Abbildung der verwendeten Messkisten ist im Anhang zu finden (Abbildung A 8).

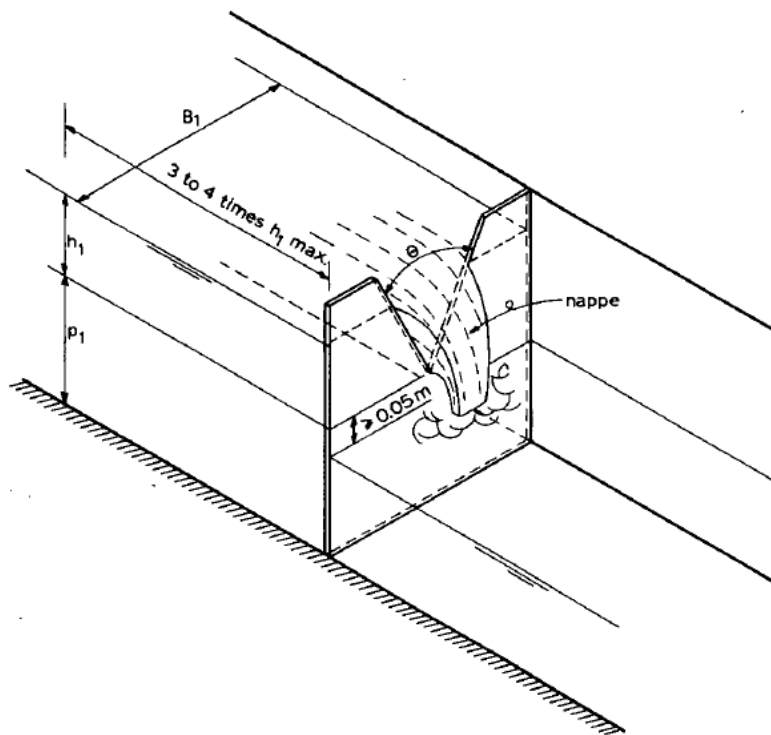


Abbildung 7.1.1: schematische Darstellung eines Thomson-Wehrs (ILRI, 1976).

7.1.3 Ermittlung des Abfluss

Die Ermittlung des Abfluss mittels eines Thomson-Wehrs kann über folgende Gleichung nach Kindsvater and Carter (1957) erfolgen:

$$Q = C_e \frac{8}{15} (2g)^{0,5} \tan\left(\frac{\theta}{2}\right) h e^{2,5} \quad \text{Formel 8}$$

Wobei θ für den Winkel zwischen beiden Schenkeln des V-förmigen Einschnitts steht, h_e bezeichnet die effektive Höhe, welche sich zusammensetzt aus $h_l + K_h$. Hierbei berücksichtigt der Parameter K_h die Strömungseigenschaften einer Flüssigkeit. Empirisch ermittelte Werte für K_h und C_e als eine Funktion des Winkels sind in der Literatur zu finden (ILRI, 1976). Wodurch auf diese Weise, mit verhältnismäßig einfachen Mitteln, aus einem Wasserstand ein Abflusswert gewonnen werden kann.

7.1.3.1 Limitierungen

Allerdings unterliegt die Gültigkeit dieser Annahmen einigen Rahmenbedingungen, welche erfüllt sein sollten. Diese Limitierungen der Anwendung oben genannter Gesetzmäßigkeiten der Kindsvater & Carter Gleichung sind laut ILRI (1976):

-Das Verhältnis aus h_l/p sollte gleich oder weniger als 1,2 sein

Diese Bedingung ist bis zu einer Höhe von 8,4 cm erfüllt. Ab einer Abfluss-Höhe von 84 mm über dem Scheitel des Winkels übersteigt der Quotient aus h_l und p einen Wert von 1,2.

-Das Verhältnis aus h_l/B sollte gleich oder weniger sein als 0,4

Diese Bedingung ist bis zu einem Wert von 14,8 cm für h_l gewährleistet. Übersteigt die Höhe des Wasserspiegels über dem Scheitel des Winkels eine Höhe von 148 mm, übersteigt auch der Quotient aus h_l und B den Wert von 0,4.

-Die Höhe h_l über dem Scheitel des Winkels sollte nicht weniger als 0,05 m und nicht mehr als 0,6 m betragen

Diese Limitierung kann dadurch, dass das Auftreten von ZA ein Prozess in der zeitlichen Ereignisskala ist, nicht gewährleistet werden, da zwischen einzelnen Ereignissen kein Abfluss stattfindet.

-Der Abstand zwischen dem Scheitel des Winkels und dem Gerinneboden, also p , sollte nicht weniger als 0,1 m betragen

Diese Limitierung ist ebenfalls nicht gewährleistet. Die Variable p beträgt bei allen installierten Messwehren 0,07 m.

-Die Breite sollte einen Wert von 0,6 m übersteigen

Da die Breite aller installierten Messkisten 0,37 m beträgt ist auch diese Bedingung nicht erfüllt.

-Der Winkel des Einschnitts sollte zwischen 25° und 100° liegen

Die Winkel betragen zum einen 45° und 60°. Daher ist diese Bedingung erfüllt.

Aufgrund der Summe der nicht erfüllten Limitierungen und ersten Anpassungsversuchen mittels der Kindsvater & Carter Gleichung wurde beschlossen eine einfache exponentielle Anpassung durchzuführen. Hierbei wurden zwei Parameter verwendet, a und b . Somit ergab sich als Grundgleichung zur Bestimmung des Abfluss folgende Gleichung:

$$Q = a * h^b \quad \text{Formel 9}$$

7.1.4 Kalibrierung der Messkisten

Die Kalibrierung der Messkisten erfolgte für jede Kiste einzeln. Es wurde zwar versucht die einzelnen Messkisten Baugleich zu konstruieren, jedoch schien es angesichts der teilweise sehr geringen Abflüsse sinnvoll, jeweils eine eigene Kalibrierung durchzuführen. Die Daten zur Kalibrierung wurden gewonnen, indem unterschiedliche Wasserstände erzeugt, und zeitgleich der Abfluss mittels einer direkten volumetrischen Messung erfasst wurde. Für jeden Wasserstand wurde der Abfluss auf diese Weise zehn Mal bestimmt und anschließend der Mittelwert dieser Messungen zur Anpassung der P-Q-Beziehung genutzt. Die Anpassung der P-Q-Beziehung erfolgte mittels der Software Origin 8.0 ® (Demolizenz). Auf diese Weise konnte ein nichtlinearer Fit der Formel 5, mit den Parametern a und b , gewonnen werden. Als statistisches Gütemaß diente hierbei das Bestimmtheitsmaß. Diese Anpassung wurde ausschließlich für die Standorte K3, K4 und K5 durchgeführt, da an den Standorten K2 und K1 keine signifikante Wasserstandsänderung verzeichnet wurde oder erhebliche Datenlücken entstanden. Die Ergebnisse der Anpassungen sind in Tabelle 7.1 dargestellt.

Tabelle 7.1: Durch die Anpassung ermittelte Werte für die Parameter a und b der einzelnen Messkisten.

Parameter	K3	K4	K5
a	3,97E-16	1,15E-15	6,57E-13
b	7,0809	6,58657	5,59051

Mittels dieser Parameter ergibt sich der Abfluss an Standort K3 z.B. zu:

$$Q = 3,97E - 16 * h^{7,0809} \quad \text{Formel 10}$$

Zusätzlich wurde nun von dieser Form der Gleichung das Residuum des Nullpunkts subtrahiert. Dieses Vorgehen sollte der Tatsache gerecht werden, dass der Abfluss bei einem bekannten Wasserstand Null beträgt. Somit ergeben sich die verwendeten Formeln zu:

Tabelle 7.2: Durch die Anpassung ermittelte Formeln zur Abflussbestimmung und zugehöriges Bestimmtheitsmaß

Standort	Formel	Bestimmtheitsmaß [r ²]
K3	$Q = 3,97E - 16 * h^{7,0809} - 0,0329037$	0,98772
K4	$Q = 1,15E - 15 * h^{6,58657} - 0,03447428$	0,94337
K5	$Q = 6,57E - 13 * h^{5,59051} - 0,01937511$	0,99582

Mittels dieser Formeln konnte jeder gemessene Wasserstand in einen zugehörigen Abfluss überführt werden.

7.2 Niederschlagsmessung

Der Niederschlag im Einzugsgebiet sollte an fünf unterschiedlichen Standorten erfasst werden. Die räumliche Anordnung ist in Abbildung 7.2.1 zu sehen. Dabei kamen drei Instituts-interne, sowie zwei Instituts-externe Niederschlagstationen zum Einsatz. Die Instituts-internen Niederschlagsstationen erfassen den Niederschlag mittels des Kippwaage-Prinzips. Dabei wird einfallender Niederschlag über eine bekannte Fläche aufgefangen und in eine Kippwaage geleitet. Diese Waage kippt bei einer bestimmten Niederschlagsmenge um und gibt einen Impuls an einen Datenlogger weiter. Auf diese Weise wird der Niederschlag, in einer vom Fassungsvermögen der Kippwaage abhängigen Auflösung, erfasst. Bei der Installation der Niederschlagstationen wurde darauf geachtet, dass die Auffangfläche waagrecht ausgerichtet ist, dass in der Nähe befindliche Hindernisse wie Gebäude oder Vegetation einem Höhenwinkel von mindestens 45° aufweisen und dass die Standorte eine regelmäßige Datenauslese ermöglichen.

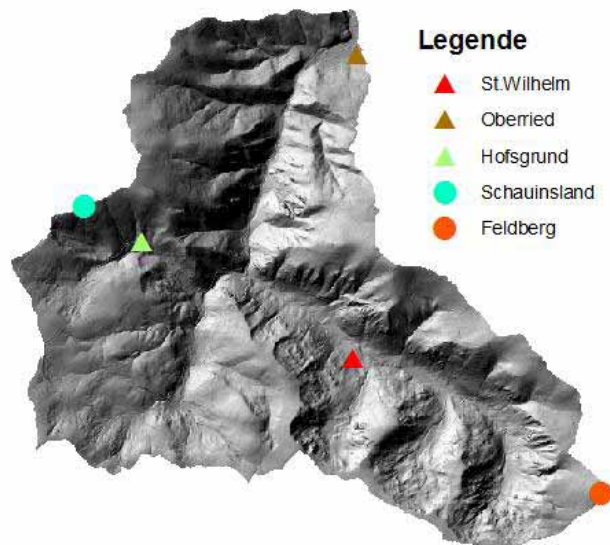


Abbildung 7.2.1: Räumliche Anordnung der verfügbaren Niederschlagsstationen (Die Kreise symbolisieren die Instituts-externen Stationen, Dreiecke die Instituts-internen)

Diese Anordnung ermöglicht bei vollständiger Datenverfügbarkeit, eine Flächen- und Höhendifferenzierte Interpolation der Niederschlagswerte. Jedoch entstanden Datenlücken aus unterschiedlichsten Gründen. Die eigens für diese Arbeit installierte Niederschlagsstation Hofsgund befand sich während abflusskräftigen Zeiträumen (bezogen auf die Bildung von ZA) stets unter einer akkumulierten Schneedecke, verursacht durch Windverfrachtung, wodurch die gewonnenen Daten nicht verwendet werden konnten. Im Nachhinein muss hier eine Fehleinschätzung der Standortauswahl eingestanden werden. Die Station Oberried weist eine Datenlücke von 20 Tagen auf. Diese entstand durch das Abfallen der Temperatur unter -15°C in der Nacht vom 15.12.2010 auf den 16.12.2010. Das Abfallen der Temperatur unter -15°C hatte einen Spannungsabfall der internen Energieversorgung zur Folge, was dazu führte, dass sich das System abstellte. Dieses Ereignis wurde erst 19 Tage nach Ausfall der Station registriert, wodurch die Datenerhebung am 5.1.2011 wieder aufgenommen wurde. Über den restlichen Zeitraum konnte mittels der Station Oberried der Niederschlag zeitlich hochaufgelöst erfasst werden. Die Station St. Wilhelm ist Bestandteil einer meteorologischen Messstation des Instituts für Hydrologie Freiburg (IHF). Leider unterlag auch diese Station Ausfällen. Diese äußern sich darin, dass für den gesamten Dezember keine zeitlich aufgelösten Niederschlagsdaten zur Verfügung stehen. Diese Station lieferte für den Zeitraum Dezember ausschließlich zwei wöchentliche Summen. Verursacht wurde dies laut Wartung

durch ein Verklemmen der Kippwaage (mündliche Überlieferung: Jakob Sohrt). Für den restlichen Zeitraum lieferte die Station St.Wilhelm Niederschlagsdaten in 10 minütiger Auflösung. Die vom Umweltbundesamt (UBA) betreute Station Schauinsland stellte Tagessummen des Niederschlags zur Verfügung, wobei auch hier Lücken anzutreffen sind. Die Daten der Station Feldberg wurden während des Bearbeitungszeitraums nicht erhalten. Eine Übersicht über die Niederschlagsstationen und zugehörige Daten ist Tabelle 7.3 zu entnehmen.

Tabelle 7.3: Daten der Niederschlagsstationen

Station	Höhe [m ü NN]	Auflösung	Messprinzip	Messintervall	Datenlücken
Oberried	450	0,2 mm	Tippin-bucket	2 Minuten	Ja (16.12-5.1)
St.Wilhelm	780	0,1 mm	Tippin-bucket	10 Minuten	Ja (1.12-28.12)
Schauinsland	1205	-	Totalisator	täglich	Ja(unregelmäßig)

7.3 Temperaturmessung

Die Temperaturmessung im Untersuchungsgebiet erfolgte an zwei unterschiedlichen Standorten. In Oberried mittels der Niederschlagstation Oberried. Der an diesem Standort installierte Niederschlagsmesser der Firma HOBO (HOBO by Onset Computer Corporation, MA, USA) zeichnet optional, zusätzlich zum Niederschlag, die Temperatur auf. Die Station St.Wilhelm lieferte ebenfalls Temperaturdaten über den gesamten Zeitraum hinweg in 10 minütiger Auflösung.

Die Temperatur wurde verwendet um die Wasserfreigabe aus der Schneedecke abzuschätzen. Des Weiteren standen Temperaturdaten der Wetterstation Feldberg zur Verfügung.

7.4 Bestimmung des Schneewasseräquivalents

Zur Bestimmung des Schneewasseräquivalents wurden am 5.1.2011 an Standort K3, K4 und K5 mittels eines Stechzylinders Querprofile der Schneedecke am jeweiligen Standort aufgenommen. Die Akkumulierungsfläche an Standort K2 befand sich während der Datenerhebung unter einer über 1 m mächtigen Schneedecke, wobei stellenweise auch noch erhöhte Mächtigkeiten anzutreffen waren. Daher konnte das tatsächliche Schneewasseräquivalent nicht bestimmt werden. Jedoch kann von einem Wasseräquiva-

lent von über 100mm ausgegangen werden. Standort K1 war während des Zeitraums der Datenerhebung nicht erreichbar. An diesem Standort kann aufgrund seiner Höhenlage (mittlere Höhe: 1205 m) von einer ebenso ausgebildeten Schneedecke ausgegangen werden. Die mittels des Stechzylinders erhobenen Proben wurden in noch festen Zustand gewogen. Anschließend wurden die Proben bei Raumtemperatur gelagert bis sie vollständig in die flüssige Phase übertraten. Der Hintergrund dieses Vorgehens war der, dass die Bestimmung des Wasseräquivalents über eine reine Wägung durch eventuelle Feststoffanteile wie Äste, Blätter oder Bodenmaterial verfälscht sein könnte. Des Weiteren standen Daten vom 6.12.2010 und 3.1.2011 zur Verfügung. Diese wurden bereitgestellt von Dr. Stefan Pohl (IHF). Die Messungen vom 6.12.2010 und 3.1.2011 wurden nicht an den einzelnen Standorten selber erhoben. Daher wurden die Daten der Standorte St.Wilhelm, St.Wilhelm (Wald) und Hofsgrund verwendet um eine Abschätzung der jeweiligen Schneewasseräquivalente zu gewinnen. Eine Übersicht der vorhandenen Daten gibt Tabelle 7.4 und Tabelle 7.5. Diese Daten dienen zur Abschätzung des potenziellen Wasseräquivalents, welches der Schneeschmelze zur Verfügung stand.

Tabelle 7.4: Übersicht über die Datengrundlage des Schneewasseräquivalents am 6.12.2010

	St.Wilhelm	St.Wilhelm(Wald)	Hofsgrund
Höhe ü NN[m]	780	780	950
Anzahl der Probennahmen	17	14	15
SWE [mm] (Mittelwert)	56,3	36,8	89,6

Tabelle 7.5: Übersicht über die zusätzliche Datengrundlage des Schneewasseräquivalents am 3.1.2011

	St.Wilhelm	St.Wilhelm(Wald)	Hofsgrund
Höhe ü NN[m]	780	780	950
Anzahl der Probennahmen	15	24	14
SWE [mm] (Mittelwert)	37,8	43,4	62,2

SWE = Snow Water Equivalent

Eine reine Höhenabhängige Interpolation der Daten lieferte keine sinnvollen Ergebnisse. Dies liegt in der hohen Heterogenität begründet, welcher die Ausbildung der Schneedecke unterliegt. Diese Heterogenität wird hauptsächlich durch die Einflüsse der Interzeption durch die Vegetation und durch Einflüsse der Topographie im Zusammenspiel mit Windverfrachtungen verursacht. Daher wurde der Datensatz vom 6.12.2010

verwendet, um eine auf Beobachtungen im Feld basierende Übertragung der ermittelten Werte auf die jeweiligen Standorte durchzuführen. Das SWE aus St. Wilhelm wurde auf Standort K3 (773-950 m ü.N.N.) übertragen. Dies wird durch die räumliche Nähe und die ähnliche Höhenlage begründet. Das SWE aus St. Wilhelm (Wald) wurde für die Standorte K5 und K4 verwendet, da diese ebenfalls durch eine Bewaldung gekennzeichnet sind und sich in einer ähnlichen Höhenlage befinden. Aus dem Datensatz vom 3.1.2011 wurden die Werte aus Hofsgund für die Abschätzung des SWE an Standort K2 verwendet. Wobei zu erwähnen ist, dass die Daten räumlich gesehen zwar „quasi“ an Standort K2 (Süd-West) erhoben wurden, jedoch auf der gegenüber exponierten Seite des Hangs (Süd-Ost). Beobachtungen im Gelände zeigten, dass der Schnee durch Windverfrachtungen auf der Süd-Ost Seite des Hangs abgetragen wird und auf der Süd-West Seite akkumuliert wird, was zu den extrem hohen Schneedecken an Standort K2 führte. Dies wurde bei der Abschätzung des SWE berücksichtigt.

7.5 Abschätzung der Ablation

Zur Abschätzung der Ablationsrate wurde das Grad-Tag-Verfahren verwendet. Dieses beruht auf der Annahme, dass die Temperatur als Informationsträger der thermodynamischen Prozesse angesehen werden kann. Die potenzielle Ablationsrate Q_S ergibt sich dabei aus der Summe der täglichen Mittel der positiven Lufttemperatur und einem empirisch ermittelten Grad-Tag Faktor. Dieser Zusammenhang ist in Formel 11 beschrieben:

$$Q_S = G_T * (T_t - TT) \quad \text{Formel 11}$$

Hierbei ist G_T der Tag-Grad-Faktor [$\text{mm}^\circ\text{C}^{-1}\text{d}^{-1}$], T_t die auf eine Höhe interpolierte Tagesmitteltemperatur [$^\circ\text{C}$] und TT der Temperaturschwellenwertparameter [$^\circ\text{C}$] (Uhlenbrook, 1999). Zur Anwendung auf diese Arbeit wurde das Grad-Tag-Verfahren modifiziert um die stündliche potenzielle Ablationsrate zu erhalten, da eine Betrachtung der täglichen potenziellen Ablationsrate für die zeitliche Skala der untersuchten Abflussprozesse nicht ausreichend ist. Zu diesem Zwecke wurde der Grad-Tag-Faktor durch 24 geteilt und das stündliche Mittel der positiven Lufttemperatur verwendet. Als Grad-Tag-Faktor wurde ein von Uhlenbrook (1999) durch Modellkalibrierung gewonnener Wert für das Untersuchungsgebiet von 1,9 verwendet. Als Temperaturschwellenwertparameter wurde ein Wert von 0°C verwendet. Als mittlerer Temperaturgradient pro 100 m wurde ebenfalls nach Uhlenbrook (1999) ein Wert von $0,6^\circ\text{C} / 100\text{m}$ (innerhalb der Wintermonate) angenommen. Auf diese Weise konnte die potenzielle stündliche Ablationsrate bestimmt werden.

7.6 Bestimmung der Bodenmächtigkeit

Die Bodenmächtigkeit wurde aufgrund des hohen Zeitanspruchs der Datenerhebung ausschließlich an Standort K3, K4 und K5 erhoben. Durchgeführt wurde die Datenerhebung mittels eines Pürckhauer-Bohrstocks. Dabei wird ein halboffener Stab in den Bodenkörper geschlagen. Durch drehen des Stabs kann die im Stab befindliche Bodenprobe vom Erdkörper abgelöst werden und dadurch ein ungefähres Tiefenprofil (durch Druck verformt) des Bodens gewonnen werden. Dies wurde in diesem Fall genutzt um etwaige Stauende Schichten zu identifizieren. Zur Bestimmung der Bodenmächtigkeit wurde der Bohrstock soweit eingeschlagen, bis auch nach mehrmaligen Schlagen kein weiteres Eindringen in den Bodenkörper verzeichnet wurde. Angegeben für den Untersuchungsraum sind nach der BÜK Bodenmächtigkeiten unterhalb von 2 m.

7.7 Bestimmung der Feldkapazität und des drainbaren Porenvolumens

Zur Bestimmung der Feldkapazität und des drainbaren Porenvolumens wurden an 4 Standorten mittels eines Stechzylinders Bodenproben entnommen. An drei Standorten (K5, K4 u. K3) wurden jeweils zwei Proben entnommen. Eine Probe des Oberbodens und eine in tieferen Schichten (20cm+). Anschließend wurden diese Proben aufgesättigt in dem sie 2-3 Tage in ein Wasserbad gegeben wurden, wodurch sie von unten her aufsättigten. Die gesättigten Proben wurden gewogen und folgend für 4 Tage (durch die Schwerkraft) entwässert. Auf diese Weise konnte das drainbare Porenvolumen abgeschätzt werden. Nach einer nochmaligen Wägung der Proben wurden diese einer Trocknung unterzogen. Die Trocknung erfolgte bei 105°C, wobei diese bis zum Erreichen der Gewichtskonstanz durchgeführt wurde. Durch die Gewichtsbestimmung nach der Trocknung und der Bildung der Differenz zum Gewicht vor der Trocknung konnte die Feldkapazität bestimmt werden.

7.8 Abschätzung der Makroporenausstattung

Zur Abschätzung der Makroporenausstattung wurden an drei Standorten (K5, K4 u. K3) Berechnungsversuche mit dem Farbtracer Brilliant-Blue durchgeführt. Zu diesem Zwecke wurden Profilschnitte von 0,5 m x 0,5 m bzw. an Standort K3 von 0,5 m x 0,3 m angelegt. Dies ist in einer stark verminderten Grabbarkeit des Untergrunds durch eine erhöhte Lagerungsdichte und einen erhöhten Skelettanteil ab 30 cm Tiefe am Standort K3 begründet. Oberhalb der Profilschnitte wurde in einem Abstand von 30 cm eine Berechnungsfläche von 0,5 m x 0,5 m ausgewiesen. Diese Fläche wurde anschließend mit jeweils 30 Liter mit einer Konzentration von 2g/l beregnet. Der Grundgedanke ge-

staltete sich hierbei dadurch, dass die Makroporen durch den Farbtracer deutlich markiert werden, wodurch eine Abschätzung der vertikalen Makroporendichte erleichtert werden sollte. Jedoch musste festgestellt werden, dass der Anschnitt an Standort K5 und K3 durch wenige dominante Makroporen so stark eingefärbt wurde, dass eine Auszählung der vertikalen Makroporendichte auf diese Weise nicht erleichtert werden konnte. An Standort K4 wurde der Anschnitt durch eine sehr schnelle oberflächennahe Abflusskomponente (Biomat-flow) innerhalb der oberen 5-10 cm des Bodens flächendeckend eingefärbt, wodurch auch hier eine Abschätzung der vertikalen Makroporendichte auf diese Weise nicht erreicht werden konnte. Jedoch konnte durch diese Versuche ein Eindruck der stattfindenden Fließprozesse während hoher Intensitäten gewonnen werden. Daher dienten Aufnahmen der ungefärbten Anschnitte als Grundlage, die vertikale Makroporendichte abzuschätzen. Ein Beispiel des Vorgehens ist Abbildung 7.8.1 zu entnehmen.



Abbildung 7.8.1: Darstellung des Vorgehens zur Abschätzung der vertikalen Makroporendichte an Standort K4.

Die Makroporen wurden wie in Abbildung 7.8.1 dargestellt ausgezählt und die Anzahl auf die Fläche von 1 m² hochgerechnet. Dies wurde für die Standorte K3, K4 und K5 durchgeführt.

7.9 End-Member Mixing Analyses (EMMA)

Während erster Feldbegehungen an Standort K3 wurde festgestellt, dass die Zwischenabflussmessung dem Einfluss eines in der Nähe befindlichen Baches unterliegen könnte. Dessen Abfluss trägt zwar nicht direkt zur Akkumulierungszone des Standorts bei, jedoch wird ein geringer Teil des Abfluss durch die Vegetation an einem Überfall (am Profilanschnitt) teilweise abgeleitet und gelangt so in den Graben, welcher zur Abflussmessung hin entwässert. Aus diesem Grund wurde an Standort K3 eine End-Member Mixing Analyses (EMMA) mittels Natriumchlorid durchgeführt. Eine EMMA beruht auf dem Prinzip der Massenerhaltung und der Kontinuität der Massenflüsse eines Systems (Uhlenbrook, 1999). Das Verfahren ist auch unter dem Begriff der Abflusskomponententrennung oder auch Ganglinienseparation bekannt. Mit Hilfe einer EMMA können, der Theorie nach, n Abflusskomponenten unter Verwendung von $n-1$ Tracern untersucht werden. In dieser Arbeit wurde eine Zwei-Komponententrennung mit Hilfe eines Tracers durchgeführt, dieser ist wie erwähnt Natriumchlorid. Der mathematische Hintergrund dieser Methode stellt sich wie folgt dar:

$$Q_{Ges} = \sum Q_n \quad \text{Formel 12}$$

$$C_{Ges}Q_{Ges} = \sum C_n Q_n \quad \text{Formel 13}$$

Hierbei stellt Q_{ges} die Variable für den Gesamtabfluss, und Q_n die Gesamtheit der jeweiligen Abflusskomponenten dar. Selbiges gilt für die Variablen C_{Ges} und C_n , welche die zugehörigen Tracerkonzentrationen der Abflusskomponenten repräsentieren (Uhlenbrook, 1999). Bei bekannten Tracerkonzentrationen und Gesamtabfluss lassen sich auf diese Weise die quantitativen Anteile der einzelnen Abflusskomponenten berechnen. Die Abflusskomponente des Ereigniswassers, welche in diesem Fall die Komponente des ZA repräsentiert, ergibt sich zu:

$$Q_{Event} = Q_{Ges} \frac{C_{Ges} - C_{Pre}}{C_{Event} - C_{Pre}} \quad \text{Formel 14}$$

Damit die Gültigkeit dieses Zusammenhangs gegeben ist müssen einige Rahmenbedingungen erfüllt sein. So ist gefordert, dass sich die Tracerkonzentrationen der beteiligten Abflusskomponenten signifikant voneinander unterscheiden und dass keine weitere

(unbekannte) Abflusskomponente zum Gesamtabfluss beiträgt. Des Weiteren ist gefordert, dass sich der Tracer im System konservativ verhält oder eventuelle räumliche und zeitliche Variationen der Tracerkonzentration berücksichtigt werden können (Uhlenbrook, 1999). Der Einsatz von Natriumchlorid (NaCl) scheint in diesem Fall geeignet, da das Anion Chlorid als chemisch konservativ gilt. Zusätzlich kann aufgrund der kleinräumigen Betrachtung der Abflussbildung davon ausgegangen werden, dass keine weiteren Abflusskomponenten bestehen. Auch wurde Natriumchlorid zur Untersuchung der Abflussbildung am Hang bereits erfolgreich von Fujimoto et al. (2008) eingesetzt. Zur Bestimmung der Tracerkonzentrationen der einzelnen Abflusskomponenten wird die Leitfähigkeit dieser aufgezeichnet.

Zur Durchführung der Abflusskomponententrennung wurde eine Trockendeposition in einer Distanz von 5 m zum Anschnitt angelegt. Hierbei kamen 8 kg NaCl zum Einsatz, welche entlang einer 4 m langen Linie ausgebracht wurden. Als Instrumente zur Leitfähigkeitsmessung dienten 5-TE Decagon Sonden (Decagon Devices Inc., WA, USA), welche die Leitfähigkeit indirekt über den Widerstand bestimmen. Jeweils eine der Sonden wurde am Anschnitt bzw. innerhalb der Messkiste (Gesamtabfluss) installiert. Die Leitfähigkeit des Bachs wurde während Feldbegehungen bestimmt und für die Durchführung der EMMA als konstant angesehen. So wurde versucht die Abflusskomponenten und ihre quantitativen Anteile am Gesamtabfluss während Ereignissen zu bestimmen.

7.10 Ausweisung der Akkumulierungsflächen

Zur Ausweisung der Akkumulierungsflächen, welche zu den Abflussmessungen hin entwässern wurde die Kombination von Beobachtungen im Gelände mit digital vorliegenden Geoinformationen genutzt. Mittels ArcGIS wurde aus einem vorliegendem digitalem Geländemodell (DGM) die Akkumulierung berechnet. Das DGM besitzt eine Auflösung von 1 m x 1 m. Die Akkumulierung wird hierbei über einen D8-Algorithmus gewonnen. Dieser folgt dem Prinzip, dass eine Zelle vollständig in die Nachbarzelle entwässert, welche den steilsten Gradienten aufweist. Graphisch ist dies in Abbildung 7.10.1 dargestellt.

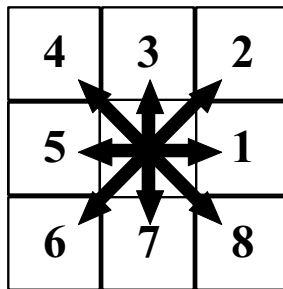


Abbildung 7.10.1: Graphische Darstellung des Prinzips des D8-Algorithmus.

Da das vorliegende DGM Gräben mit einer Breite von 1-2 dm in seiner Rohform nicht berücksichtigt, musste diese an den jeweiligen Standorten „eingefügt“ werden. Um den Graben, welcher zu einer Abflussmessung hin entwässert zu berücksichtigen, wurden je nach Standort die Rasterwerte des DGM reduziert oder erhöht. Dies repräsentiert die Erzeugung eines Grabens (reduziert) oder einer Mauer (erhöht). Das Prinzip ist in beiden Fällen das Gleiche. Die Fließwege werden den Beobachtungen im Gelände entsprechend korrigiert, um eine Modellierung zu ermöglichen. Die so erhaltenen Akkumulationszonen sind ausschließlich an der Oberflächentopographie orientiert.

7.11 Modellierung

Folgend werden die großflächig vorhandenen Daten dargestellt, welche aus der BÜK für die einzelnen Standorte gewonnen wurden. In Tabelle 7.6 ist die Bodenmächtigkeit, die Feldkapazität, die gesättigte hydraulische Leitfähigkeit und das drainbare Porenvolumen der einzelnen Standorte dargestellt. Zusätzlich ist die Bezeichnung der Bodeneinheit in der BÜK angegeben.

Tabelle 7.6: Übersicht über die Eingangsdaten der einzelnen Standorte.

Standort	Bezeichnung der Bodeneinheit in der BÜK	Bodenmächtigkeit [cm]	Nutzbare Feldkapazität [Vol.%]	Gesättigte hydraulische Leitfähigkeit [cm/h]	Drainbares Porenvolumen [Vol.%]
K1, K2	Lehmsand (skeletthaltige, meist mittel- bis tiefgründige Böden)	70 (30-100)	11	2,18	14
K3, K4, K5	Lehmsand, Schluff und Lehm (skelettreiche, meist mittel- bis tiefgründige Böden)	70 (30-100)	12	0,68	7

In Tabelle 7.7 sind zusätzlich die abgeschätzten Makroporenausstattungen der einzelnen Standorte, welche in die Modellierung eingehen, dargestellt.

Tabelle 7.7: Übersicht über die abgeschätzte Makroporenausstattung der einzelnen Standorte.

CORINE-Klasse	Standorte	Dichte vertikal	Länge vertikal	Dichte horizontal	skeletthaltig/skelettreich
		[MP/m ²]	[cm]	[MP/m ²]	[MP/m ²]
Grünland	K2	100	80	125	+25
Mischwald	K4,K5,K1	150	50	150	+50 (K1 +25)
Nadelwald	K3	150	30	150	+50

Diese Daten dienen teilweise als Grundlage der Modellierung. Des Weiteren dienen die vor Ort erhobenen Daten zur Feldkapazität, dem drainbaren Porenvolumen, der Bodenmächtigkeit und der Makroporendichte der horizontal ausgerichteten Makroporen als Eingangsdaten der Modellierung. Diese werden im zugehörigen Ergebnisteil dargestellt.

Aufgrund des engen Zeitrahmens, welchem die Modellierung selber und die Auswertung dieser unterlag, wurde die Modellierung dreier Szenarien geplant.

-Das Erste Szenario verwendet als Eingangsdaten die im Feld erhobenen Daten zu Feldkapazität, drainbaren Porenvolumen, Bodenmächtigkeit und vertikaler Makroporendichte. Die Vorfeuchte beträgt 70% nFK im Dezember und 95% nFK im Januar.

-Das Zweite Szenario verwendet als Grundlage die identischen Eingangsdaten, jedoch werden diese modifiziert um die Bedingungen für eine maximale Ausbildung von ZA zu gewährleisten. Hierbei wird der Niederschlag um den Faktor 0,1 erhöht, die Bodenmächtigkeit um den Faktor 0,5 reduziert und die relativen Speichervolumenanteile der nutzbaren Feldkapazität und des drainbaren Porenvolumens um den Faktor 0,2 reduziert. Die Vorfeuchte beträgt 80% nFK.

-Das Dritte Szenario entspricht dem zweiten Szenario. Hier wird lediglich die Vorfeuchte auf 95% nFK erhöht.

8 Ergebnisse

8.1 Niederschlagsmessung

Die Ergebnisse der Niederschlagsmessung werden folgend dargestellt. Die Gliederung erfolgt hierbei zeitlich (Dezember und Januar) wie auch räumlich (Oberried und St.Wilhelm). Im untersuchten Zeitraum konnten mehrere Niederschlagsereignisse erfasst werden. Zur Abgrenzung einzelner Ereignisse wurde ein Zeitraum von 5 bis 6 Stunden ohne Niederschlag verwendet, wobei die Niederschlagssumme eines zusammenhängenden Zeitraums mindestens 0,6 mm betragen muss, um als Ereignis betrachtet zu werden.

8.1.1 Niederschlagsmessung Oberried, Dezember

Abbildung 8.1.1 zeigt stündliche Niederschlagssummen für den Zeitraum vom 6.12.2010 bis 15.12.2010 der Station Oberried. In

Tabelle 8.1 sind zusätzlich die Kennwerte der einzelnen Ereignisse dargestellt.

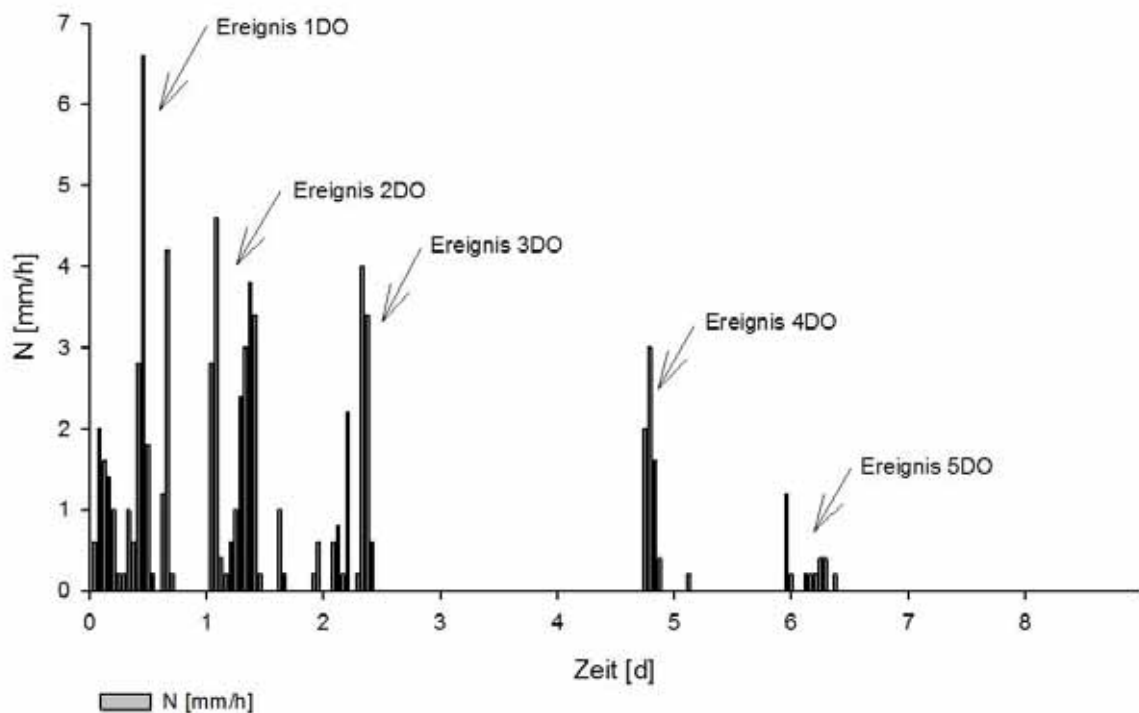


Abbildung 8.1.1: Stündliche Niederschlagssummen für den Zeitraum vom 6.12.2010 bis 15.12.2010 der Station Oberried.

Tabelle 8.1: Übersicht über die Kennwerte der Niederschlagsereignisse für den Zeitraum vom 6.12.2010 bis 15.12.2010

	Dauer [h]	Summe [mm]	Max. Intensität [mm/h]	Mittlere Intensität [mm/h]	Zeitraum
Ereignis 1DO	18	25,6	6,6	1,42	6.12. 13:00 – 7.12. 7:00
Ereignis 2DO	16	23,6	4,6	1,48	7.12. 13:00 – 8.12. 5:00
Ereignis 3DO	13	12,8	3,4	0,99	8.12. 10:00 – 8.12. 23:00
Ereignis 4DO	10	7,2	3	0,72	11.12. 6:00 – 11.12. 16:00
Ereignis 5DO	11	3	1,2	0,27	12.12. 12:00– 12.12. 22:00

Somit konnten im Dezember mittels der Station Oberried 5 Niederschlagsereignisse erfasst werden. Die Niederschlagshöhe im gesamten Zeitraum beläuft sich auf 72,2 mm. Die maximale Intensität, die im betrachteten Zeitraum erfasst wurde, beträgt 6,6 mm/h.

8.1.2 Niederschlagsmessung St.Wilhelm, Dezember

Leider lieferte wie bereits im Methodik-Teil erwähnt die Station St.Wilhelm für den Dezember keine zeitlich aufgelösten Niederschlagsdaten. Aus diesem Grund wurde eine synthetische Niederschlagsreihe erstellt. Gewonnen wurde diese aus einer linearen Regressionsanalyse der Niederschlagsreihen aus Oberried und St.Wilhelm im Januar. Hierbei wurde in einem ersten Schritt geprüft, ob zwischen den Tagessummen dieser beiden Stationen eine Korrelation besteht. Dies wurde mittels einer Produkt-Moment-Korrelationsanalyse (Korrelationsanalyse nach Pearson) und einer Rang-Korrelationsanalyse (Korrelationsanalyse nach Spearman) überprüft (Helsel & Hirsch, 2005). Die Ergebnisse sind in Tabelle 8.2 dargestellt. Für beide Korrelationsanalysen gilt, dass bei einem p-Value $< 0,05$ eine signifikante Korrelation besteht.

Tabelle 8.2: Ergebnisse der Korrelationsanalyse nach Pearson und Spearman.

	Korrelationskoeffizient	p-Value	Stichprobenumfang
Pearson	0,811	3E-8	31
Spearman	0,813	2E-7	31

Nachdem die Korrelation der Daten als signifikant ausgewiesen wurde, konnte eine lineare Regressionsanalyse durchgeführt werden. Die Regressionsanalyse erreichte ein Bestimmtheitsmaß von $R^2 = 0,657$. Mittels dieser konnte anschließend eine synthetische Niederschlagsreihe der Tagessummen für die Station St.Wilhelm erzeugt werden. Hierbei ist zu erwähnen, dass der, durch die Regressionsanalyse entstandene, Offset subtrahiert wurde, da dies zu der unrealistischen Annahme geführt hätte, dass in St.Wilhelm für den betrachteten Zeitraum keine Niederschlagsfreie Zeit anzutreffen wäre. Die auf diese Weise erzeugten Niederschlagsdaten sind in Abbildung 8.1.2 dargestellt. Die Kennwerte sind in Tabelle 8.3 dargestellt.

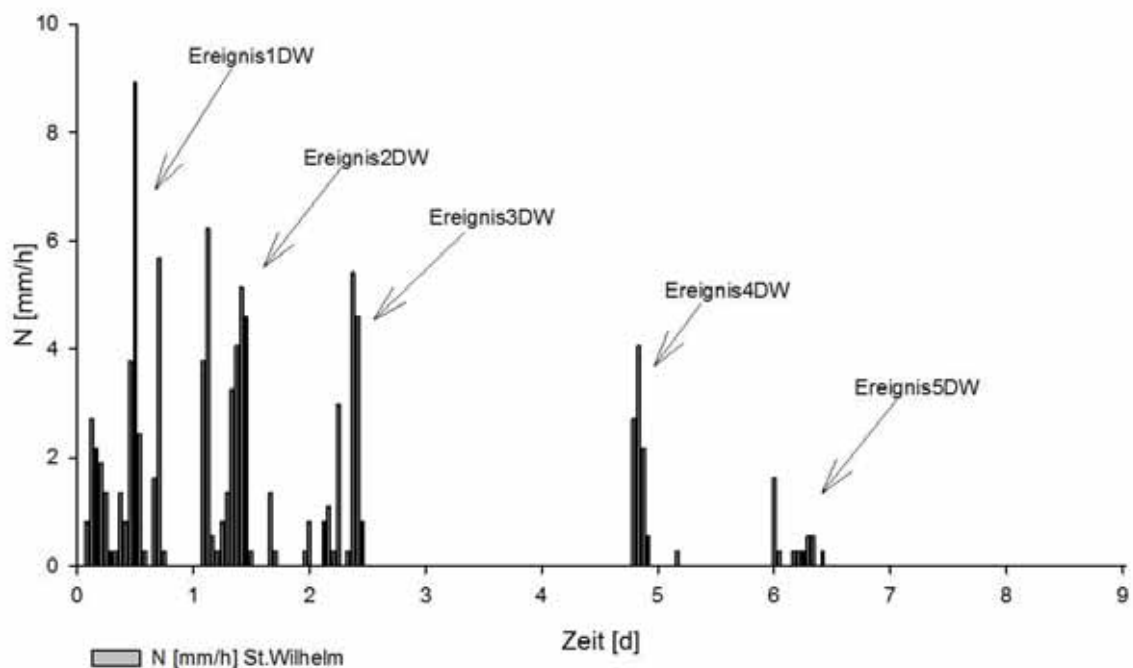


Abbildung 8.1.2: Stündliche Niederschlagssummen (synthetisch) für den Zeitraum vom 6.12.2010 bis 15.12.2010 der Station St.Wilhelm.

Tabelle 8.3: Übersicht über die Kennwerte der erzeugten Niederschlagsereignisse für den Zeitraum vom 6.12.2010 bis 15.12.2010 der Station St.Wilhelm.

	Dauer [h]	Summe [mm]	Max. Intensität [mm/h]	Mittlere Intensität [mm/h]	Zeitraum
Ereignis 1DW	17	34,64	8,9	2,04	6.12. 13:00 – 7.12. 6:00
Ereignis 2DW	16	31,93	6,22	2,0	7.12. 13:00 – 8.12. 5:00
Ereignis 3DW	13	17,32	5,41	1,33	8.12. 10:00 – 8.12. 23:00
Ereignis 4DW	10	9,74	4,01	0,97	11.12. 6:00 – 11.12. 16:00
Ereignis 5DW	11	4,06	1,62	0,37	12.12. 12:00 – 12.12. 22:00

Somit konnten für die Station St.Wilhelm innerhalb des Zeitraums vom 1.12.2010 bis 15.12.2010 fünf Ereignisse erzeugt werden, mit einer Niederschlagshöhe über den gesamten Zeitraum hinweg von 97,6 mm. Die maximale erreichte Intensität beträgt 8,9 mm/h.

8.1.3 Niederschlagsmessung Oberried, Januar

Der Niederschlag für den Zeitraum vom 1.1.2011 bis 14.1.2011 der Station Oberried ist in Abbildung 8.1.3 dargestellt. In Tabelle 8.4 sind die Kennwerte der einzelnen Ereignisse zu sehen. Der Niederschlag für den Zeitraum vom 15.1.2011 bis 31.1.2011 der Station Oberried ist in Abbildung 8.1.4 dargestellt. Auch hier liefert die Tabelle 8.5 die Kennwerte der einzelnen Ereignisse.

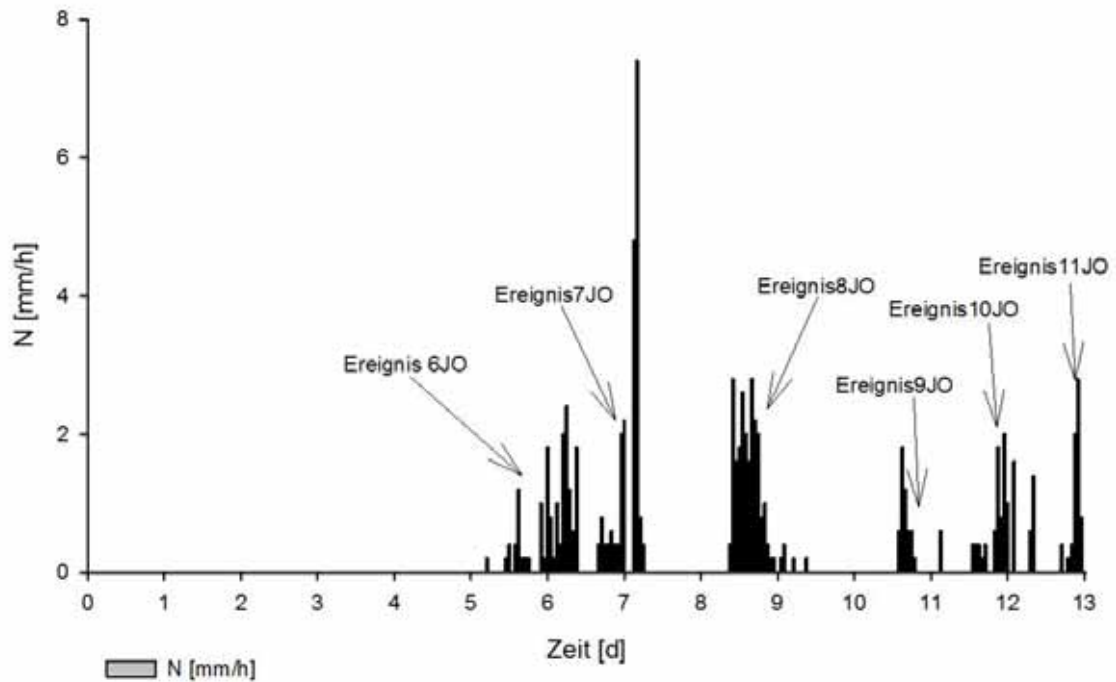


Abbildung 8.1.3: Stündliche Niederschlagssummen für den Zeitraum vom 1.1.2011 bis 14.1.2011 der Station Oberried.

Tabelle 8.4: Übersicht über die Kennwerte der Niederschlagsereignisse für den Zeitraum vom 1.1.2011 bis 14.11.2011 der Station Oberried

			Max.	Mittlere	
	Dauer [h]	Summe [mm]	Intensität [mm/h]	Intensität [mm/h]	Zeitraum
Ereignis 6JO	29	16,4	2,4	0,57	6.1. 4:00 – 7.1. 9:00
Ereignis 7JO	15	21	7,4	1,4	7.1. 15:00 – 8.1. 6:00
Ereignis 8JO	25	23,4	2,8	0,94	9.1. 8:00 – 10.1. 9:00
Ereignis 9JO	14	5,6	1,8	0,4	11.1. 13:00 – 12.1. 3:00
Ereignis 10JO	20	11,6	1,8	0,58	12.1. 12:00 – 13.1. 8:00
Ereignis 11JO	7	6,6	2,8	0,95	13.1. 16:00 – 13.1. 23:00

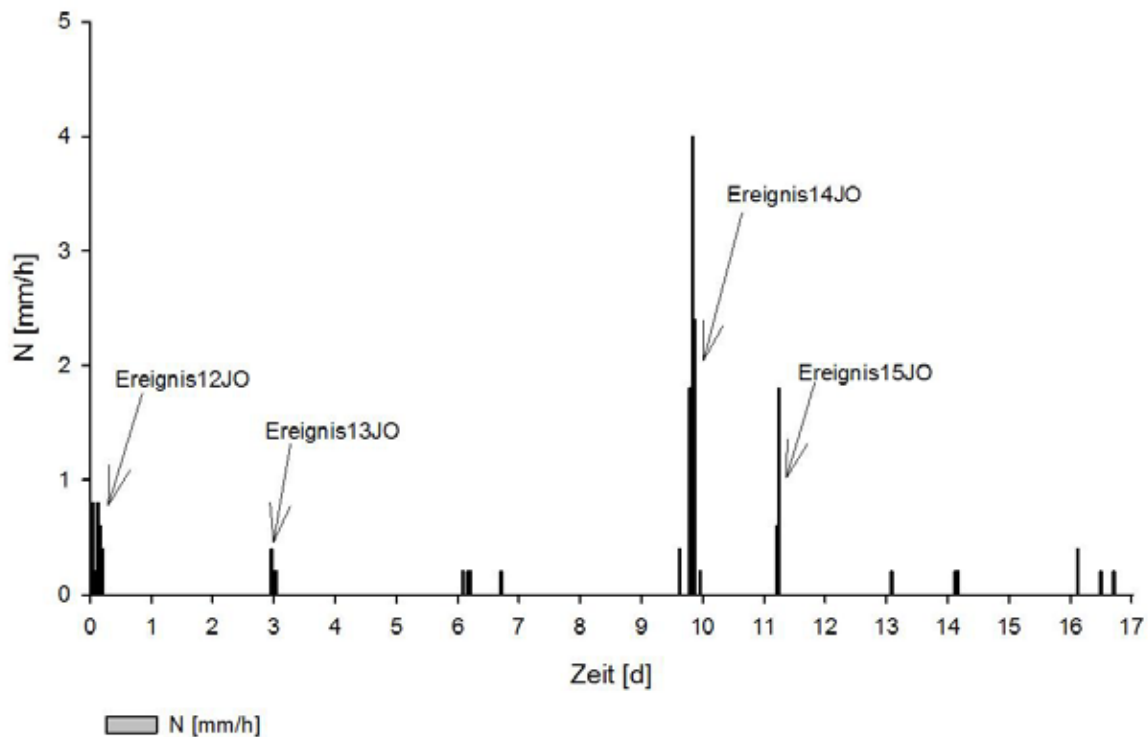


Abbildung 8.1.4: Stündliche Niederschlagssummen für den Zeitraum vom 15.1.2011 bis 31.1.2011 der Station Oberried

Tabelle 8.5: : Übersicht über die Kennwerte der Niederschlagsereignisse für den Zeitraum vom 15.1.2011 bis 31.11.2011 der Station Oberried

	Dauer [h]	Summe[mm]	Max. Intensität [mm/h]	Mittlere Intensität [mm/h]	Zeitraum
Ereignis 12JO	5	2,8	0,8	0,56	15.1. 0:00 – 15.1. 5:00
Ereignis 13JO	3	0,8	0,4	0,27	17.1. 22:00 – 18.1. 1:00
Ereignis 14JO	9	8,8	2,4	0,98	24.1. 14:00 – 24.1. 23:00
Ereignis 15JO	2	2,4	1,8	1,2	26.1. 4:00 – 26.1. 6:00

Somit konnten im Zeitraum vom 1.1.2011 bis 31.1.2011 insgesamt 10 Niederschlagsereignisse mittels der Station Oberried erfasst werden. Die Niederschlagssumme über den gesamten Zeitraum hinweg beträgt 99,4 mm. Die maximale Intensität beträgt 7,4 mm/h.

8.1.4 Niederschlagsmessung St.Wilhelm, Januar

Der Niederschlag für den Zeitraum vom 1.1.2011 bis 10.1.2011 der Station St.Wilhelm ist in Abbildung 8.1.3 dargestellt. Um eine detaillierte Differenzierung des Ereignisses 1W zu erreichen, wird dieses nochmals unterteilt wie in Abbildung 8.1.6 dargestellt. Tabelle 8.6 liefert die Kennwerte der einzelnen Ereignisse.

Der Niederschlag für den Zeitraum vom 11.1.2011 bis 20.1.2011 der Station St.Wilhelm ist in Abbildung 8.1.7 dargestellt. Hierbei ist zu erwähnen, dass für den Zeitraum vom 21.1.2011 bis 31.1.2011 kein Niederschlag zu verzeichnen war, weshalb auf die Darstellung dieses Zeitraums verzichtet wird. Auch hier liefert die Tabelle 8.7 die Kennwerte der einzelnen Ereignisse.

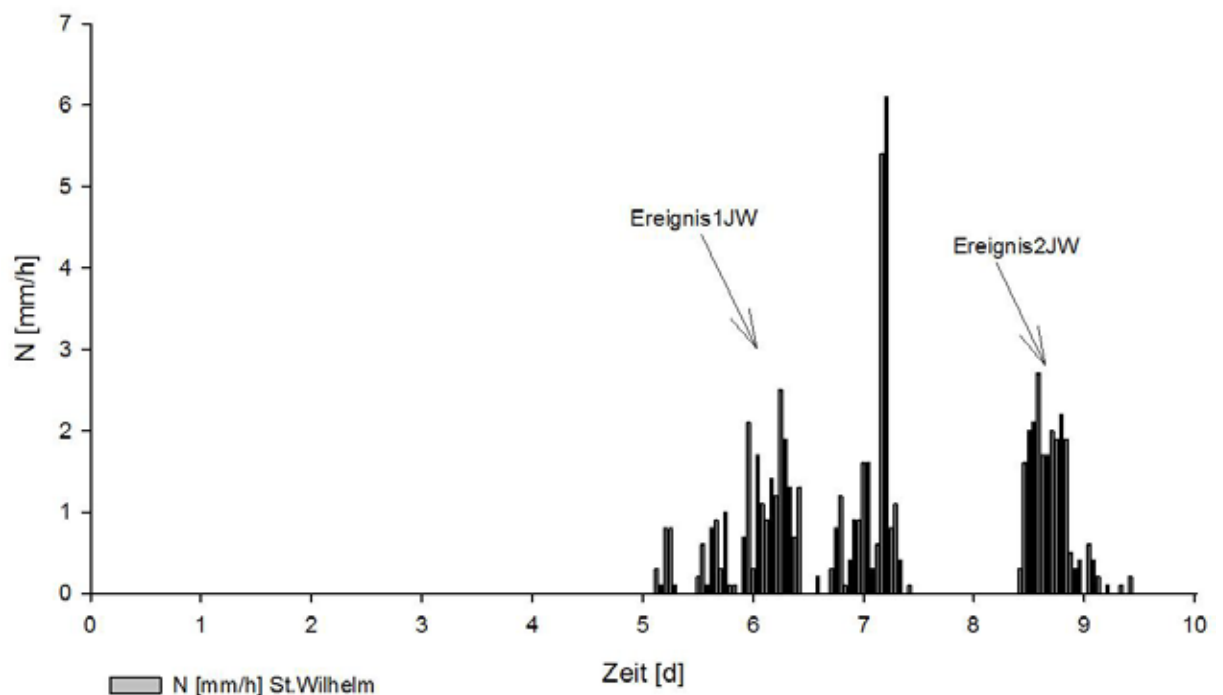


Abbildung 8.1.5: Stündliche Niederschlagssummen für den Zeitraum vom 1.1.2011 bis 10.1.2011 der Station St.Wilhelm.

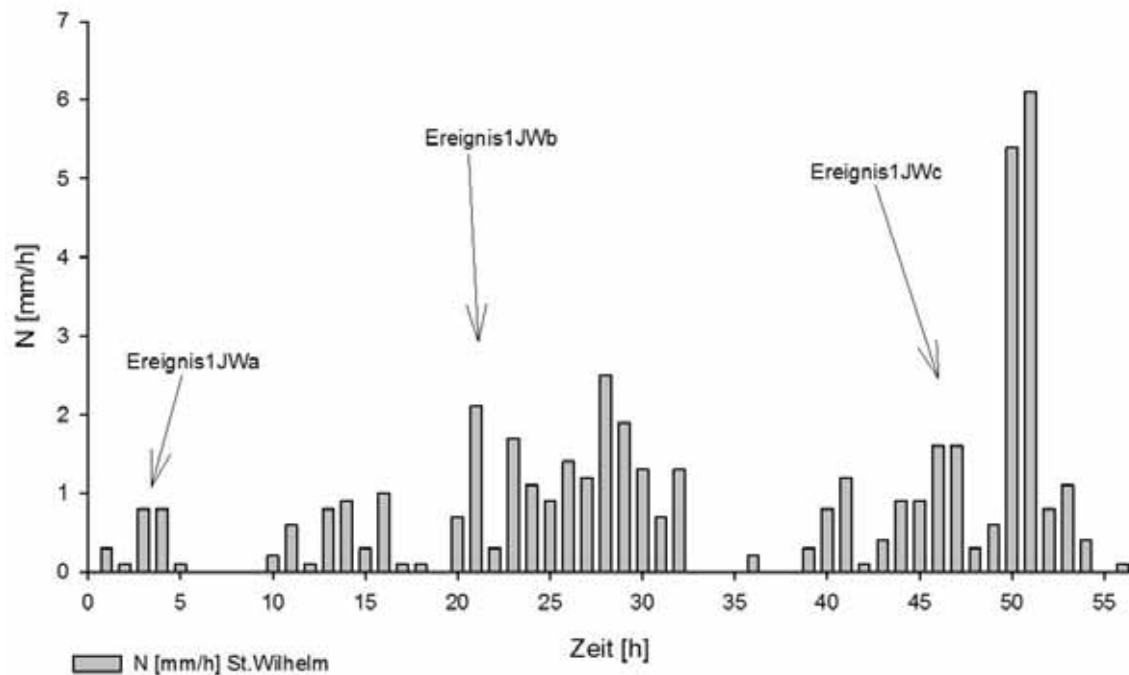


Abbildung 8.1.6: Stündliche Niederschlagssummen für den Zeitraum vom 6.1.2011 2:00 bis 8.1.2011 10:00 der Station St. Wilhelm. Einteilung des Ereignisses 1W in drei einzelne Ereignisse.

Tabelle 8.6: Übersicht über die Kennwerte der Niederschlagsereignisse für den Zeitraum vom 1.1.2011 bis 10.11.2011 der Station St. Wilhelm.

	Dauer [h]	Summe [mm]	Max. Intensität [mm/h]	Mittlere Intensität (mm/h)	Zeitraum
Ereignis 1JW	56	46,1	6,1	0,82	6.1. 2:00 – 8.1. 10:00
Ereignis 2JW	25	22,9	2,7	0,92	9.1. 9:00 – 10.1. 10:00
Ereignis 1JWa	5	2,1	0,8	0,42	6.1. 2:00 – 6.1. 7:00
Ereignis1JWb	23	21,2	2,1	0,92	6.1. 11:00 – 7.1. 10:00
Ereignis 1JWc	21	22,8	6,1	1,01	7.1. 13:00 – 8.1. 10:00

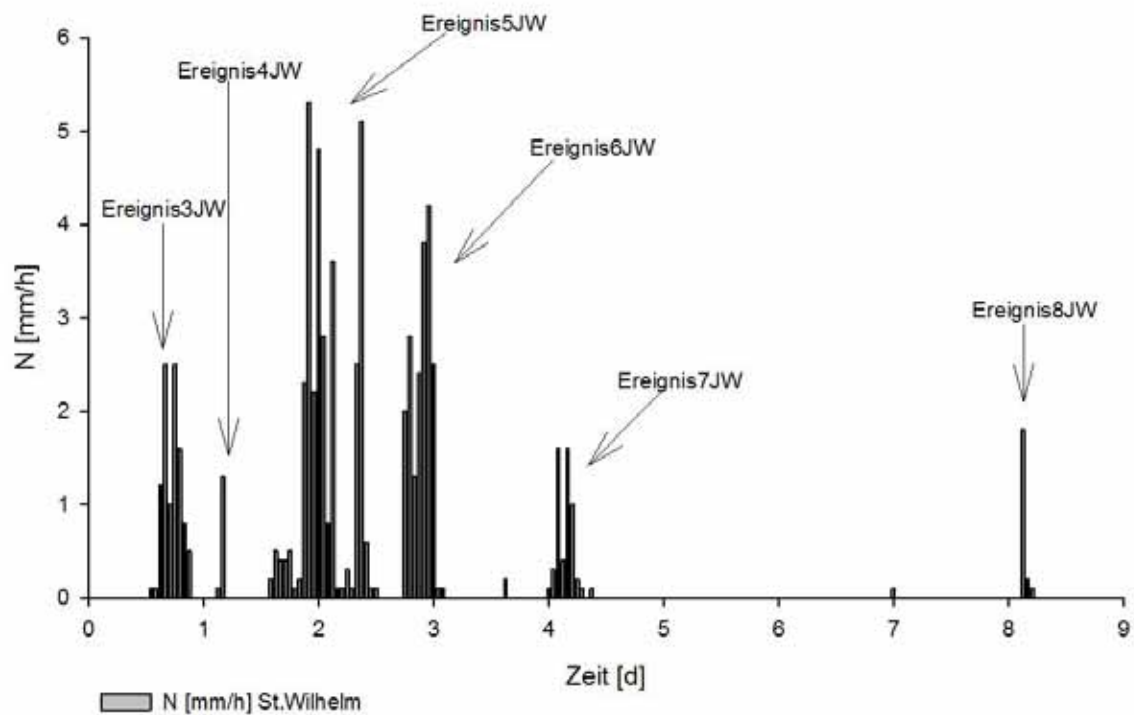


Abbildung 8.1.7: Stündliche Niederschlagssummen für den Zeitraum vom 11.1.2011 bis 20.1.2011 der Station St. Wilhelm.

Tabelle 8.7: Übersicht über die Kennwerte der Niederschlagsereignisse für den Zeitraum vom 11.1.2011 bis 20.11.2011 der Station St.Wilhelm.

	Dauer [h]	Summe [mm]	Max. Intensität [mm/h]	Mittlere Intensität [mm/h]	Zeitraum
Ereignis 3JW	9	10,3	2,5	1,14	11.1. 12:00 – 11.1. 21:00
Ereignis 4JW	2	1,4	1,3	0,7	12.1. 2:00 – 12.1. 4:00
Ereignis 5JW	23	33,1	5,3	1,44	12.1. 13:00 – 13.1. 12:00
Ereignis 6JW	8	17,2	4,2	2,15	13.1. 18:00 – 14.1. 2:00
Ereignis 7JW	10	5,4	1,6	0,54	14.1. 23:00 – 15.1. 9:00
Ereignis 8JW	3	2,1	1,8	0,7	19.1. 2:00 – 19.1. 5:00

Somit konnten im Januar mittels der Station St.Wilhelm insgesamt 10 Ereignisse erfasst werden mit einer gesamten Niederschlagshöhe von 138,5 mm. Die maximale Niederschlagsintensität betrug 6,1 mm/h. Die maximale Niederschlagssumme eines einzelnen Ereignisses betrug 33,1 mm.

8.2 Bestimmung des Schneewasseräquivalents

Die Bestimmung des Schneewasseräquivalents wurde wie in Kapitel 7.4 beschrieben durchgeführt. Die Ergebnisse der Messung vom 5.1.2011 sind in Tabelle 8.8 zu sehen.

Tabelle 8.8: Ergebnisse der Bestimmung des Schneewasseräquivalents am 5.1.2011

Standort	K3	K4	K5
Probe	SWE [mm]	SWE [mm]	SWE [mm]
1	33,88	33,14	20,19
2	38,62	10,54	22,10
3	34,84	15,21	20,90
4	29,25	11,88	31,94
5	41,66	17,72	27,73
Mittelwert	35,65	17,70	24,57
Standort	K2		
Abgeschätzt	124,4		

SWE = Snow Water Equivalen

Die Ergebnisse der Abschätzung des SWE vom 6.12.2010 sind in Tabelle 8.9 dargestellt.

Tabelle 8.9: Abschätzung des SWE vom 6.12.2010

Standort	K3	K4	K5	K2
SWE [mm]	56,3	36,8	36,8	179,2

Diese Daten wurden als limitierende Größe innerhalb der Berechnung der Ablationsrate verwendet.

8.3 Abschätzung der Ablation

Die Abschätzung der Ablation wurde wie in Kapitel 7.5 beschrieben durchgeführt. Die Ergebnisse der stündlichen Ablation am jeweiligen Standort kamen anschließend dem Niederschlagsinput zu. Dadurch stellt sich der Input für die Modellierung als stündliche Summe aus Niederschlag und Ablation dar. Beispielhaft ist in Abbildung 8.3.1 die Ablation an Standort K4 für den Zeitraum vom 5.1 bis 14.1.2011 dargestellt.

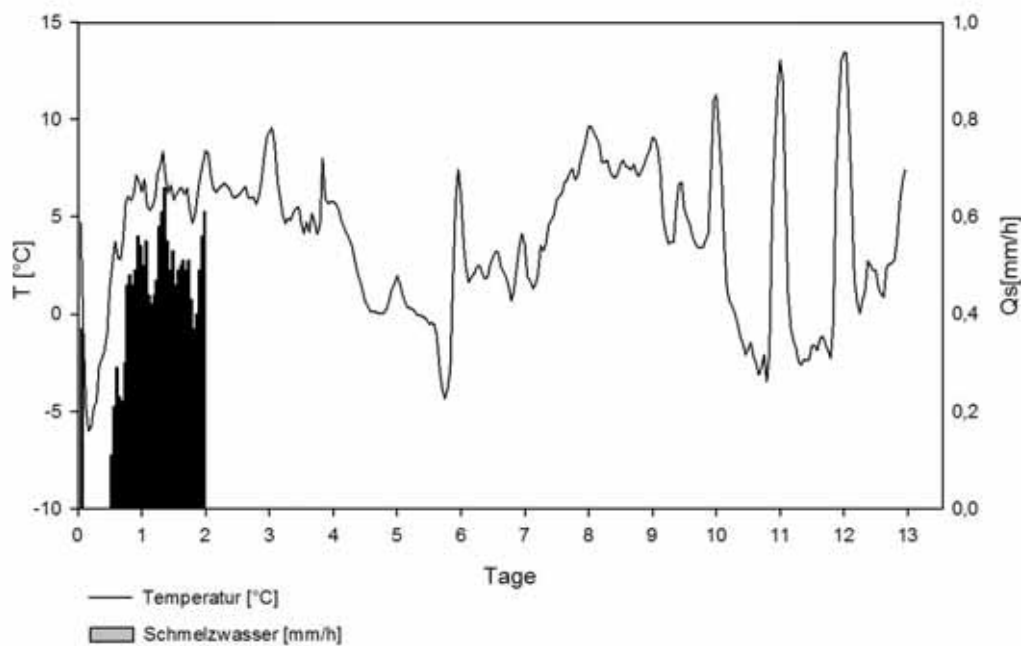


Abbildung 8.3.1: Darstellung des zeitlichen Verlaufs der Ablation (Q_s) und der Temperatur am Standort K4 vom 5.1.2011 bis 14.1.2011.

8.4 Bestimmung der Bodenmächtigkeit

Die Bodenmächtigkeit wurde wie in Kapitel 7.6 beschrieben durchgeführt. Die Ergebnisse sind in Tabelle 8.10 dargestellt.

Tabelle 8.10: Übersicht über die ermittelte Bodenmächtigkeit an den jeweiligen Standorten

Standort	K1	K2	K3	K4	K5
Bodenmächtigkeit [cm]	50	100	100-300	166	138

Da die Bodenmächtigkeit an Standort K3 hangabwärts stark zunimmt wurde für diesen Standort die Bodenmächtigkeit der Akkumulationszone in 3 Zonen gegliedert. Die Ergebnisse dieser Ausweisung sind in Abbildung 8.4.1 dargestellt.

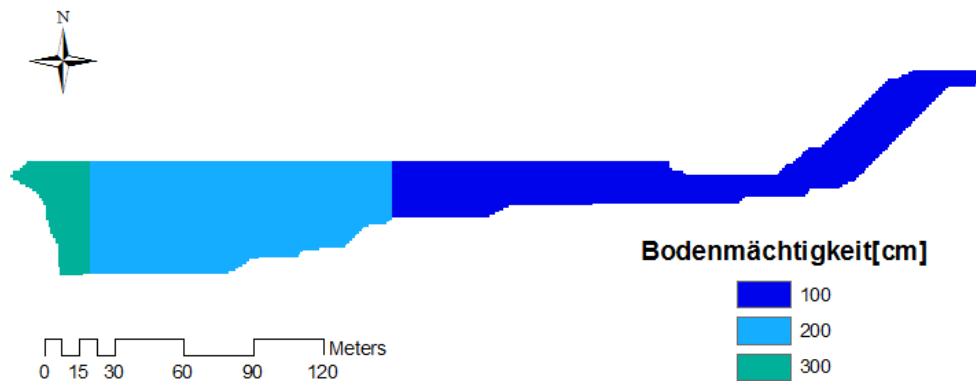


Abbildung 8.4.1: Darstellung der Ausweisung der Bodenmächtigkeit an Standort K3.

8.5 Bestimmung des drainbaren Porenvolumens und der Feldkapazität

Die Bestimmung des drainbaren Porenvolumens (DP) und der Feldkapazität (FK) wurde wie in Kapitel 7.7 beschrieben durchgeführt. Die Ergebnisse sind in Tabelle 8.11 dargestellt.

Tabelle 8.11: Ergebnisse der Bestimmung des drainbaren Porenvolumens (DP) und der Feldkapazität (FK) der jeweiligen Standorte

Standort	K1	K2	K3	K4	K5
DP [vol. %]	-	5,6	9,62	2,38	2,95
DP [mm]	-	56,02	96,2 – 288,6	39,78	40,76
FK [mm]	-	84,8	120,6-362	215,78	245,5
FK [l/m ² *m]	-	84,8	120,6	129,2	136,3

Als Eingangsdaten für die Modellierung wurde der absolute Wert des drainbaren Porenvolumens und der Feldkapazität entsprechend der Bodenmächtigkeit berücksichtigt. An Standort K3 erfolgte auch hier dementsprechend eine Unterteilung in 3 Zonen. Das drainbare Porenvolumen und die Feldkapazität gingen in der Einheit 1/10mm in die Modellierung ein. Für die Modellierung ohne Verwendung der erhobenen Daten werden die Mittelwerte der angegebenen Bereiche in der BÜK verwendet.

8.6 Abschätzung der vertikalen Makroporendichte

Die vertikale Makroporendichte wurde wie in Kapitel 7.8 beschrieben durchgeführt. Die Ergebnisse sind in Tabelle 8.12 dargestellt. Die horizontale Makroporendichte wird, wie in Kapitel 4.3.4 beschrieben, aus Ableitungen anhand der Landnutzung gewonnen.

Tabelle 8.12: Übersicht über die Ergebnisse der Abschätzung der vertikalen Makroporendichte

Standort	K3	K4	K5
Vertikale Makroporendichte [n/m ²]	375	384	285

8.7 End Member Mixing Analyses

Die Durchführung der EMMA an Standort K3 führte leider zu keinen Ergebnissen. Die Messung der Leitfähigkeit innerhalb der Messkiste, sowie die Messung der Leitfähigkeit des Hangwassers, zeigten keine signifikante Änderung über den gesamten Zeitraum hinweg. Jedoch konnte aufgrund der Ergebnisse der Abflussmessung an Standort K3 und Beobachtungen im Feld, der Anteil, welcher durch „Umleitung“ über die Vegetation vom angrenzenden Bach in den Graben gelangt, während abflusskräftiger Zeiträume als vernachlässigbar identifiziert werden. Dies wird durch des sehr hohe Abflussvolumen begründet, welches an Standort K3 beobachtet werden konnte.

8.8 Ausweisung der Akkumulierungsflächen

Die Ausweisung der Akkumulierungsflächen wurde wie in Kapitel 7.10 beschrieben durchgeführt. Die Kennwerte der auf diese Weise gewonnen Akkumulierungsflächen sind in Tabelle 8.13 dargestellt. Beispielhaft ist die Akkumulierungsfläche des Standorts K5 in Abbildung 8.8.1 dargestellt.

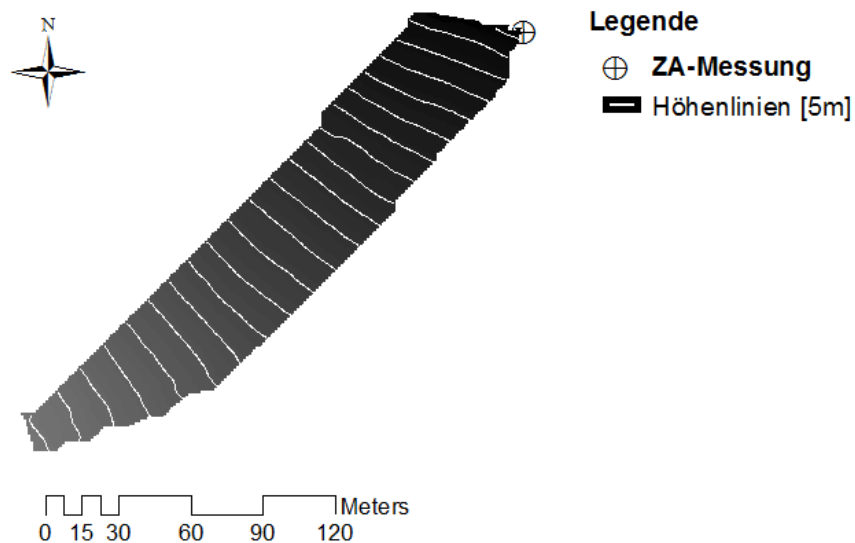


Abbildung 8.8.1: Darstellung der Akkumulationsfläche des Standorts K5.

Tabelle 8.13: Übersicht über die Kennwerte der Akkumulationsflächen der einzelnen Standorte

Standort:		K1	K2	K3	K4	K5
	Einheit					
Länge:	m	122	42	414	180	250
Fläche:	m ²	1507	1929	11049	5818	10636
mittleres Gefälle:	°	17,1	27,91	23,67	30,68	23,28
Exposition:		S-E	S-E	W	N-E	N-E
Mittlere Höhe:	m	1205	993,9	874,04	866	910,3
Range:	m ü.N.N.	1169-1120	980-1010	773-950	807-912	853-961
Höhendifferenz:	m	51	30	177	105	108
Vegetation:		Buchenwald	Weide	Wiese und Mischwald	Mischwald	lichter Fichtenwald
Geometrie:		planar	planar	planar	planar	planar

8.9 Messung des Zwischenabfluss

Die Messung des Zwischenabfluss wurde wie in Kapitel 7.1 beschrieben durchgeführt. Folgend werden die Ergebnisse der einzelnen Standorte dargestellt. Dabei erfolgt die Gliederung primär nach den einzelnen Standorten. Die Ereignisse der einzelnen Standorte werden anschließend zeitlich gegliedert.

8.9.1 Abflussmessung an Standort K5

Folgend wird die Messung des Abfluss (Q) an Standort K5 dargestellt. Dabei wird erst der Abfluss im Dezember (Abbildung 8.9.1) und anschließend der Abfluss im Januar (Abbildung 8.9.2) dargestellt. Der Abfluss für den Zeitraum vom 14.1.2011 bis 31.1.2011 ist im Anhang zu finden (Abbildung A. 9).

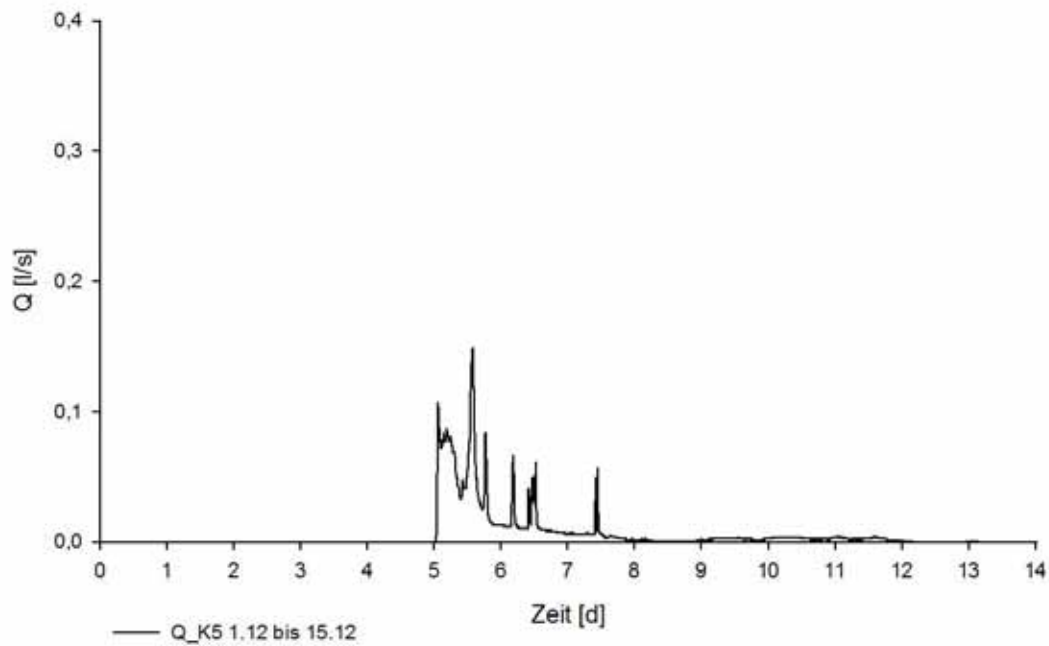


Abbildung 8.9.1: Darstellung des gemessenen Abfluss an Standort K5 für den Zeitraum vom 1.12.2010 bis 15.12.2010.

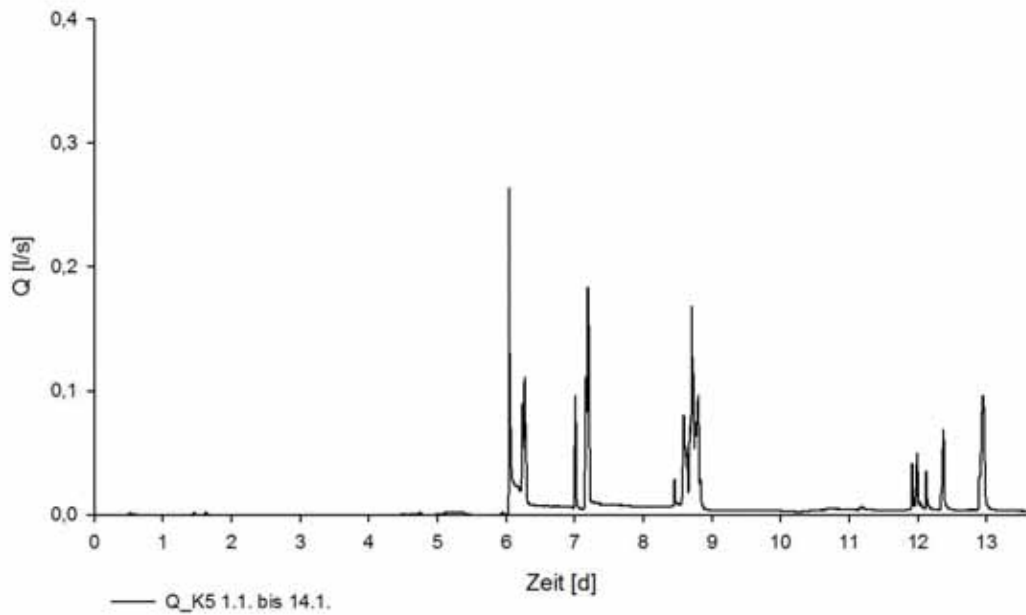


Abbildung 8.9.2: Darstellung des gemessenen Abfluss an Standort K5 für den Zeitraum vom 1.1.2011 bis 14.1.2011.

8.9.2 Abflussmessung an Standort K4

Folgend wird die Messung des Abfluss (Q) an Standort K4 dargestellt. Dabei werden erst der Abfluss im Dezember (Abbildung 8.9.3) und anschließend der Abfluss im Januar (Abbildung 8.9.4 und Abbildung 8.9.5) dargestellt.

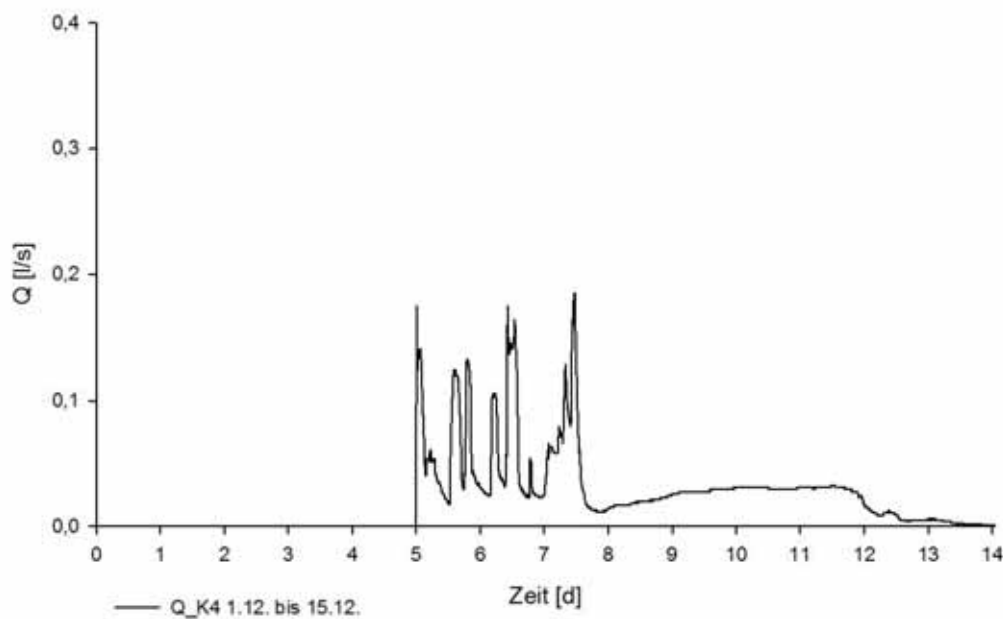


Abbildung 8.9.3: : Darstellung des gemessenen Abfluss an Standort K4 für den Zeitraum vom 1.12.2010 bis 15.12.2010.

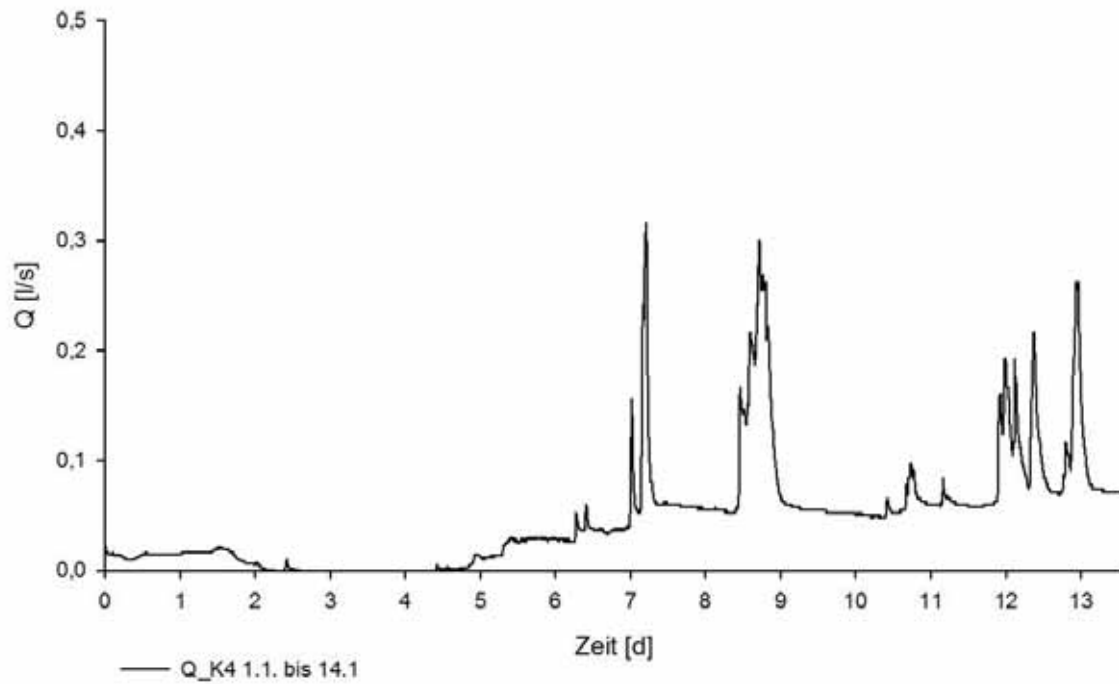


Abbildung 8.9.4: Darstellung des gemessenen Abfluss an Standort K4 für den Zeitraum vom 1.1.2011 bis 14.1.2011.

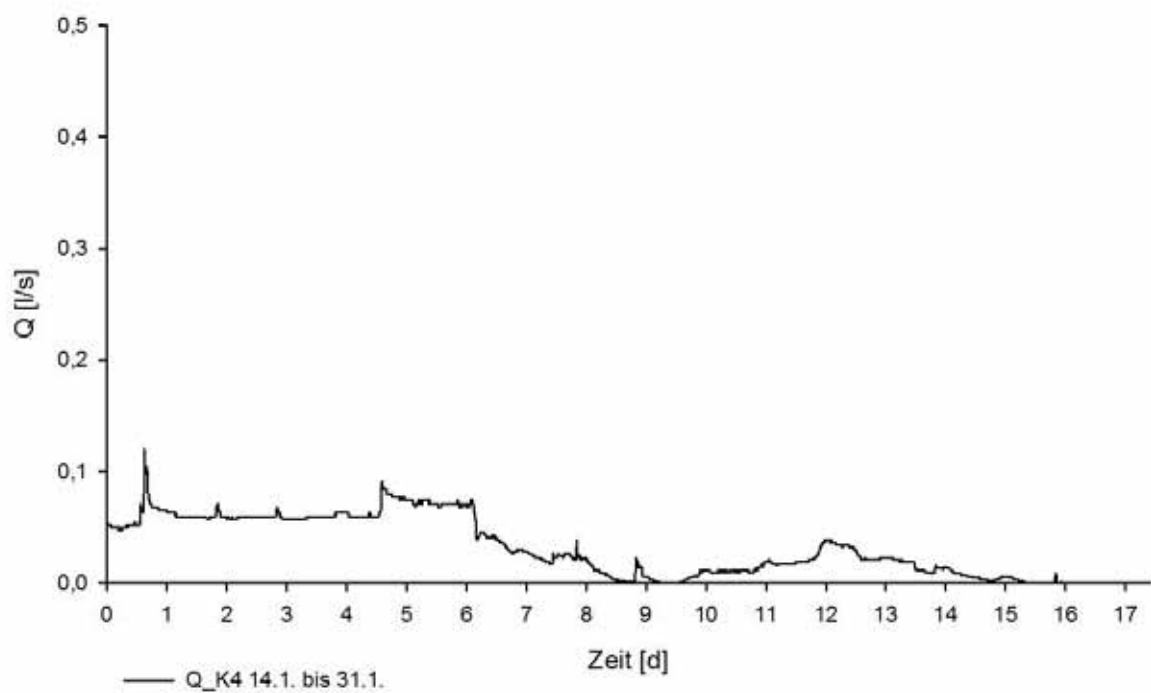


Abbildung 8.9.5: Darstellung des gemessenen Abfluss an Standort K4 für den Zeitraum vom 14.1.2011 bis 31.1.2011.

8.9.3 Abflussmessung an Standort K3

Folgend wird die Messung des Abfluss (Q) an Standort K3 dargestellt. Dabei werden erst der Abfluss im Dezember (Abbildung 8.9.6) und anschließend der Abfluss im Januar (Abbildung 8.9.7 und Abbildung 8.9.8) dargestellt.

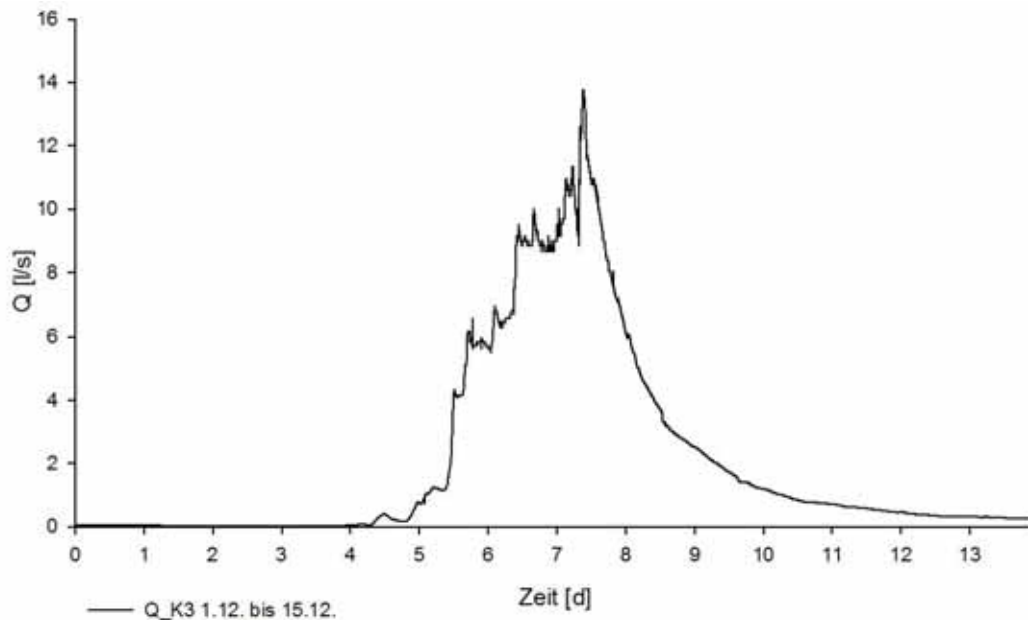


Abbildung 8.9.6: Darstellung des gemessenen Abfluss an Standort K3 für den Zeitraum vom 1.12.2010 bis 15.12.2010.

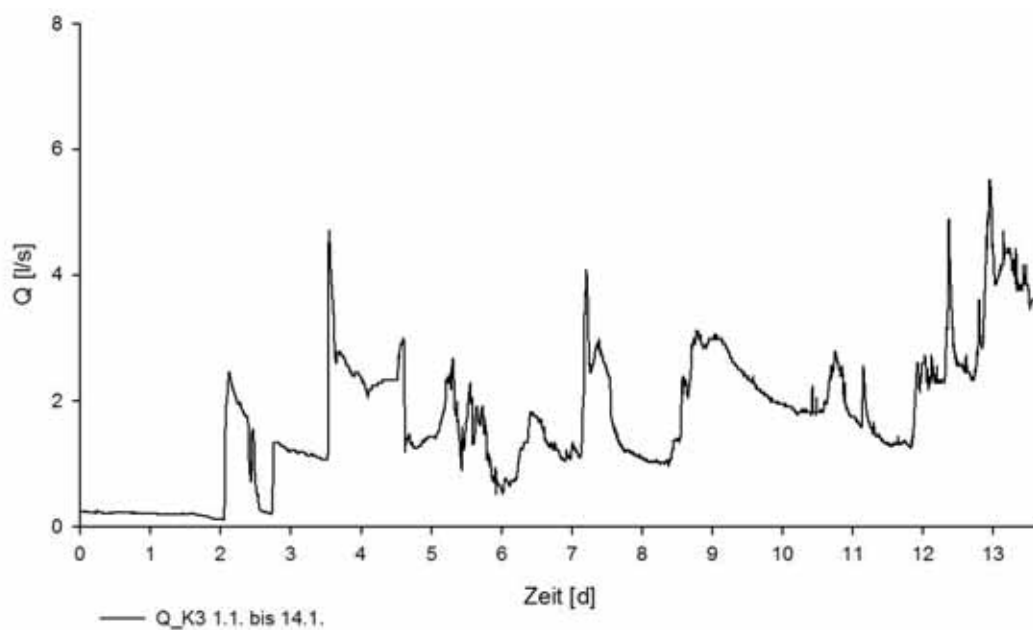


Abbildung 8.9.7: Darstellung des gemessenen Abfluss an Standort K3 für den Zeitraum vom 1.1.2011 bis 14.1.2011.

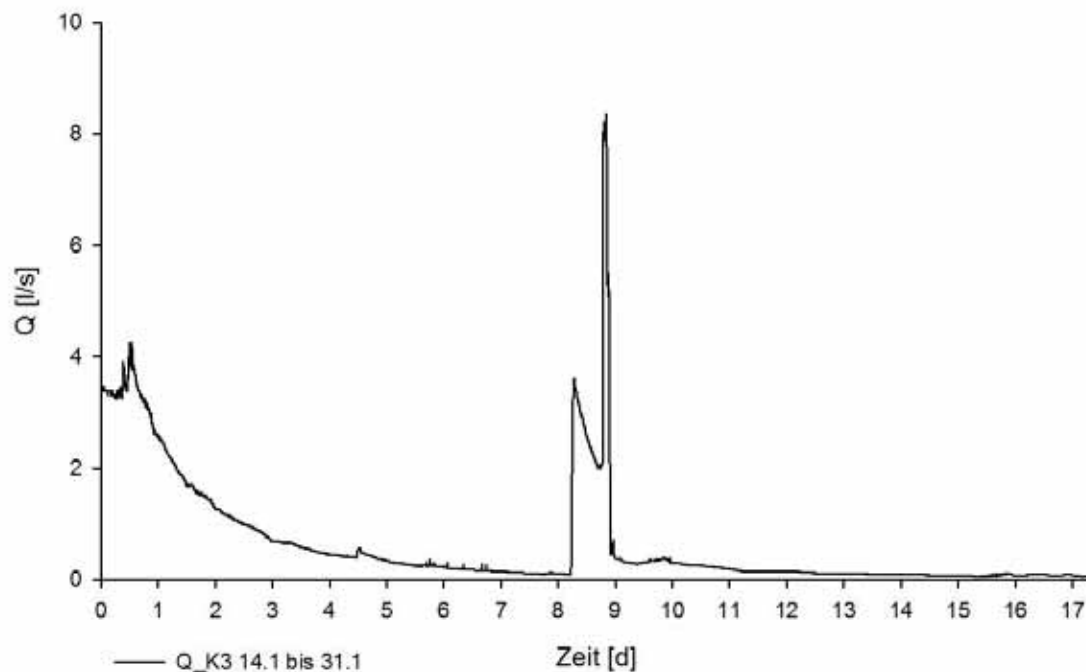


Abbildung 8.9.8: Darstellung des gemessenen Abfluss an Standort K3 für den Zeitraum vom 14.1.2011 bis 31.1.2011.

8.9.4 Abflussmessung an Standort K2 und Standort K1

Die Abflussmessung an Standort K2 weist keine Ereignisse auf. Dies liegt zum einen darin begründet, dass sich der Standort langfristig unter einer akkumulierten Schneedecke befand. Diese Schneedecke war kurzzeitig so mächtig, dass die ursprünglich installierte Messkiste dem Druck der aufliegenden Schneedecke nachgab. Doch auch die anschließend neu installierte Messkiste (11.1.2011) konnte im Januar trotz der anhaltenden Niederschläge keinen Abfluss verzeichnen.

Die Abflussmessung an Standort K1 weist keine Ergebnisse auf. Dies ist hauptsächlich auf die Tatsache zurückzuführen, dass dieser Standort bis weit in den Januar hinein nicht erreichbar war. Die erhöhte Lage in Kombination mit einer langen Anfahrt über Waldwege wurde bei der Installation der Messinstrumente unterschätzt. Innerhalb des Zeitraums vom 19.11.2010 bis 6.1.2011 konnten keine Wasserstandsänderung aufgezeichnet werden, was vermutlich auf die Tatsache zurückzuführen ist, dass das Wasser ausschließlich in der festen Phase anzutreffen war.

8.10 Ergebnisse der Modellierung

Die Modellierung wurde durchgeführt von Andreas Steinbrich (IHF), welcher auch an der Entwicklung des in Kapitel 4 beschriebenen Modells maßgeblich beteiligt war und ist.

Zu erwähnen ist noch, dass die Aufarbeitung der Daten für die Modellierung, sowie die Modellierung selbst deutlich mehr Zeit in Anspruch nahmen als veranschlagt. Daher ist die Anzahl der Modellierungen stark reduziert. Geplant waren neben der Modellierung mit den vor Ort erhobenen Daten, auch Modellierungen unter Verwendung der großflächig vorhandenen Daten. Auf diese Weise hätten eventuelle Einflüsse der Regionalisierung der Daten auf die Modellierung identifiziert werden können und die daraus entstehende Abweichung qualitativ beschrieben werden können. Leider war diese Betrachtung unter dem gegebenen Zeitrahmen nicht mehr umsetzbar. Bevor die Ergebnisse der Modellierung dargestellt werden folgt eine Übersicht über die Eingangsdaten. Diese wurden zum einen, wie in den zugehörigen Kapiteln beschrieben, im Feld erhoben und zum anderen aus der BÜK und zugehörigen Ableitungen entnommen. Dargestellt sind diese in Tabelle 8.14.

8.14: Darstellung der Eingangsdaten

Standort			K2	K3	K4	K5
	Einheit					
DP	[Vol.%]		5,6	9,62	2,38	2,95
DP (Pedotransferfunkt.)	[Vol.%]		14	7	7	7
DP	[mm]		56,02	96,2– 288,6	39,78	40,76
FK	[mm]		84,8	120,6-362	215,78	245,5
FK	[l/m ² *m]		84,8	120,6	129,2	136,3
FK (BÜK)	[l/m ² *m]		120	110	110	110
Gesättigte hydraulische Leitfähigkeit	[cm/h]		2,18	0,68	0,68	0,68
Bodenmächtigkeit	[cm]		-	100-300	167	138
Bodenmächtigkeit (BÜK)	[cm]		70	70	70	70
Vertikale Makroporendichte (abgeschätzt)	[MP/m ²]		-	375	384	285
Vertikale Makroporendichte (abgeleitet)	[MP/m ²]		100	150	150	150
Makroporenlänge vertikal	[cm]		80	30	50	50
Horizontale Makroporendichte	[MP/m ²]		125	150	150	150
Skeletthaltig/Skelettreich	[MP/m ²]		+25	+50	+50	+50

8.10.1 Modellierung K1

Für Standort K1 wurde keine Modellierung durchgeführt. Dies liegt in der mangelnden Datengrundlage begründet. Diese wiederum resultiert aus der erhöhten Lage und der langen Anfahrt über Waldwege. In Kombination mit den sehr geringen Temperaturen und den hohen Niederschlägen führte dies dazu, dass Standort K1 im Dezember und Januar nicht ohne sehr erheblichen Aufwand zu erreichen war.

8.10.2 Modellierung K2

Folgend sind die Ergebnisse der Modellierung des Standorts K2 dargestellt (Abbildung 8.10.1). Da über den gesamten Untersuchungszeitraum kein Abfluss erfasst werden konnte, wurde für diesen Standort ausschließlich der dargestellte Zeitraum modelliert. Als Eingangsdaten für die Feldkapazität und das drainbare Porenvolumen wurden hierbei die vor Ort erhobenen Daten verwendet. Als Niederschlagsinput ging die stündliche Summe aus abgeschätzter Ablation und stündlichen Niederschlag (St.Wilhelm) in die Modellierung ein. Die übrigen Parameter stammen aus der BÜK bzw. aus Ableitungen. Die Vorfeuchte beträgt 95% nFK (Szenario 1).

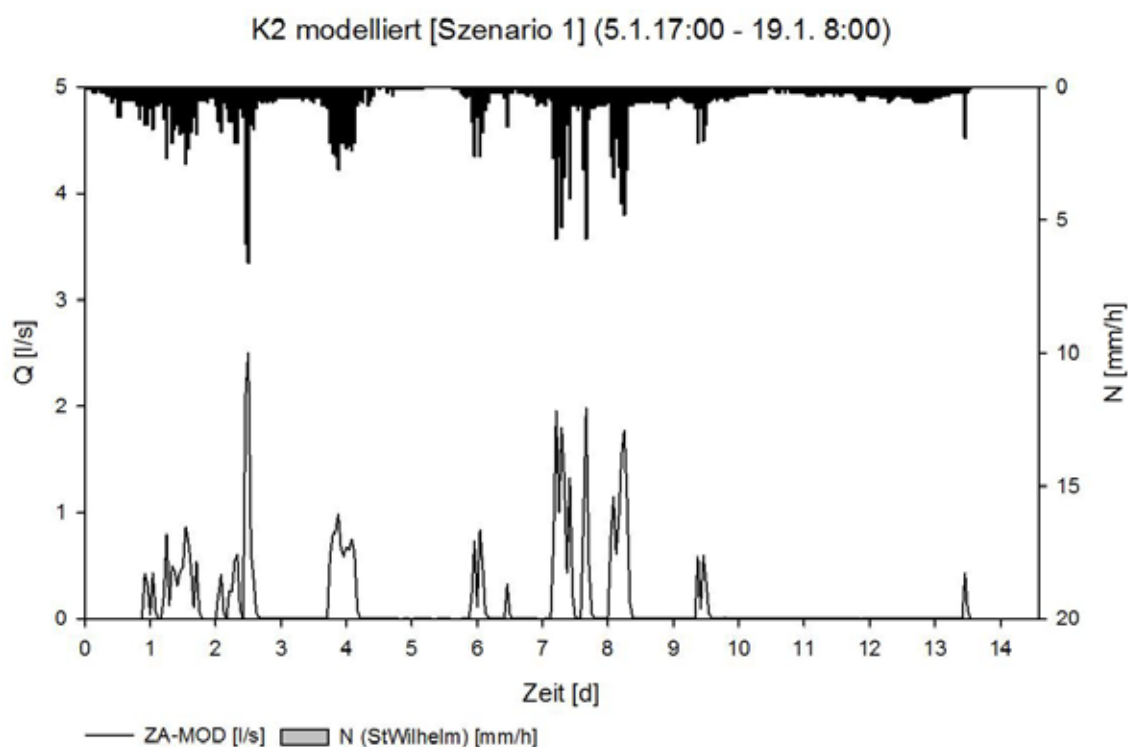


Abbildung 8.10.1: Darstellung der Ergebnisse der Modellierung für den Standort K2.

8.10.3 Modellierung K3

Die Modellierung an Standort K3 erfolgte für die Ereignisse im Dezember und Januar. Modelliert wurden für den Dezember die drei Szenarien, welche schon in Kapitel 7.11 erläutert wurden. Für den Januar wurde Szenario 1 modelliert.

Beispielhaft werden die Ergebnisse der Modellierung nach Szenario 1 im Dezember dargestellt (Abbildung 8.10.2). Die Darstellungen der Ergebnisse der anderen Szenarien folgen in der Diskussion. Den Modellierungen für die Ereignisse im Januar liegt eine Vorfeuchte von 95% nFK zugrunde, da die Bodenspeicher durch die Niederschlagsereignisse im Dezember gefüllt wurden.

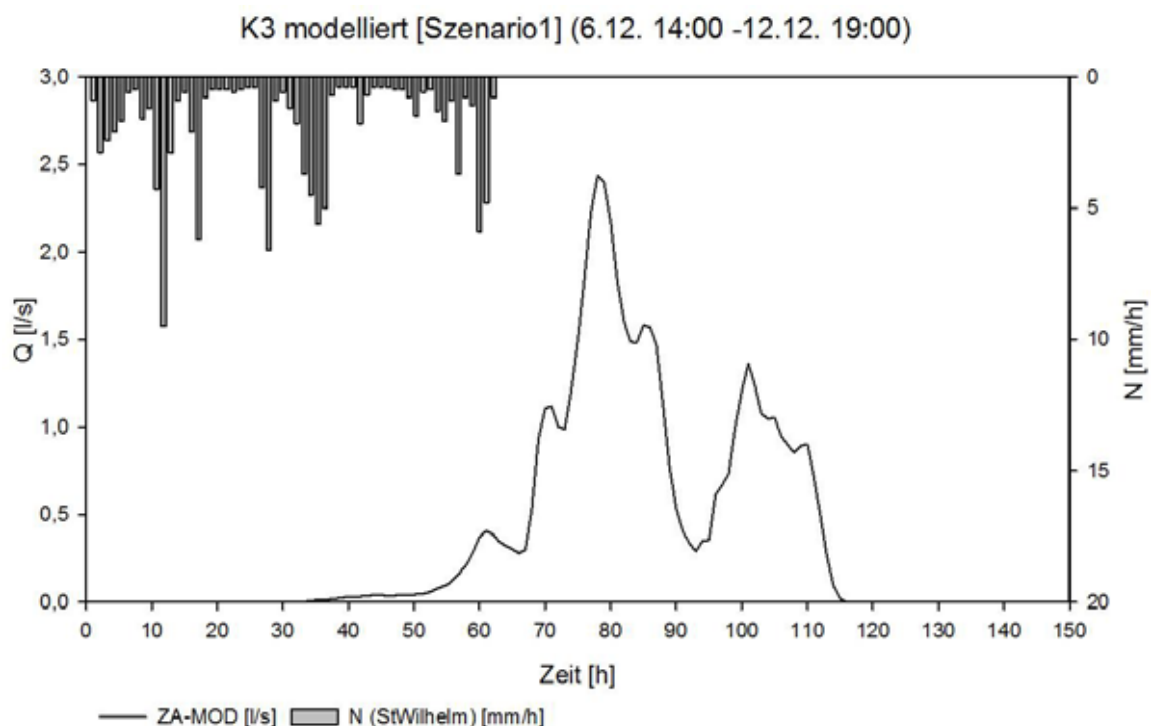


Abbildung 8.10.2: Darstellung der Ergebnisse der Modellierung für Standort K3 im Dezember.

8.10.4 Modellierung K4

Für Standort K4 wurde jeweils eine Modellierung für Dezember und eine für Januar durchgeführt. Hierbei wurden die vor Ort erhobenen Daten zu Feldkapazität, drainbares Porenvolumen, Bodenmächtigkeit und vertikaler Makroporendichte verwendet. Der Startwert für die Bodenfeuchte beträgt 70% nFK (Szenario 1). Folgend wird das Ergebnis der Modellierung für den Dezember dargestellt (Abbildung 8.10.3). Für die Modellierung im Januar wird eine Vorfeuchte von 95% nFK angenommen, da der Bodenkörper durch die Vorereignisse aufgesättigt wurde. Das Ergebnis der zweiten Modellierung folgt in der Diskussion.

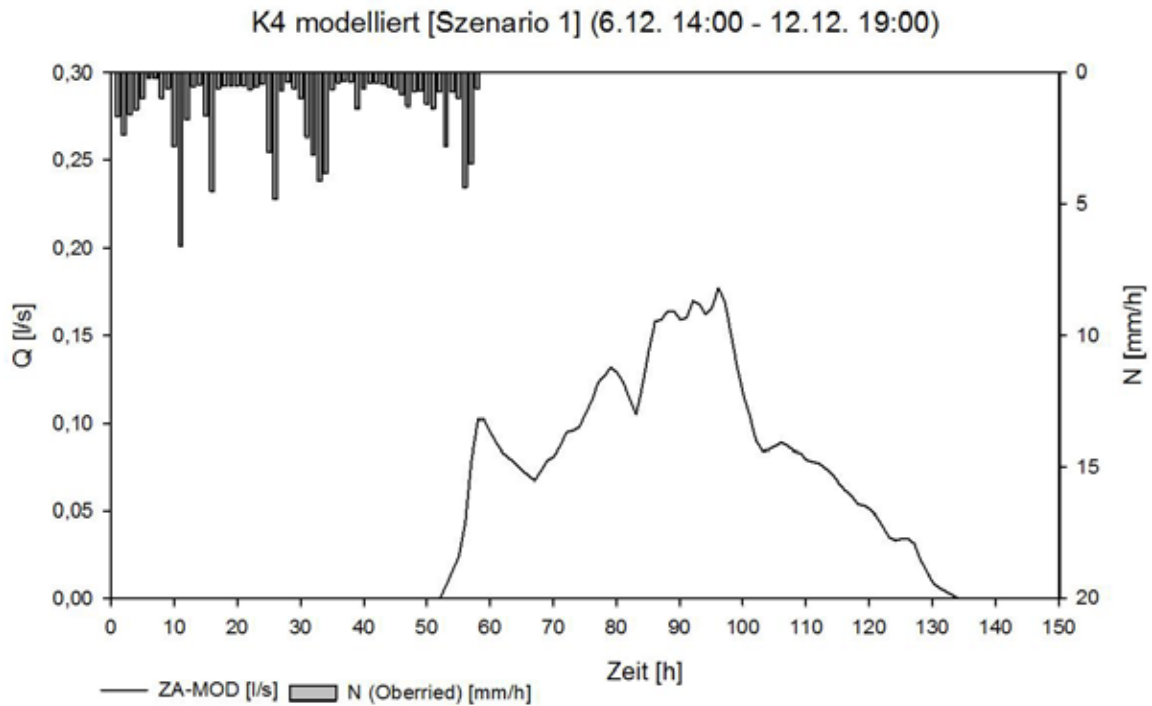


Abbildung 8.10.3: Darstellung der Ergebnisse der Modellierung für Standort K4 im Dezember.

8.10.5 Modellierung K5

Für Standort K5 wurde eine Modellierung nach Szenario 1 durchgeführt. Diese erfolgte für die Niederschlagsereignisse im Dezember. Die Ergebnisse sind in Abbildung 8.10.4 zu sehen.

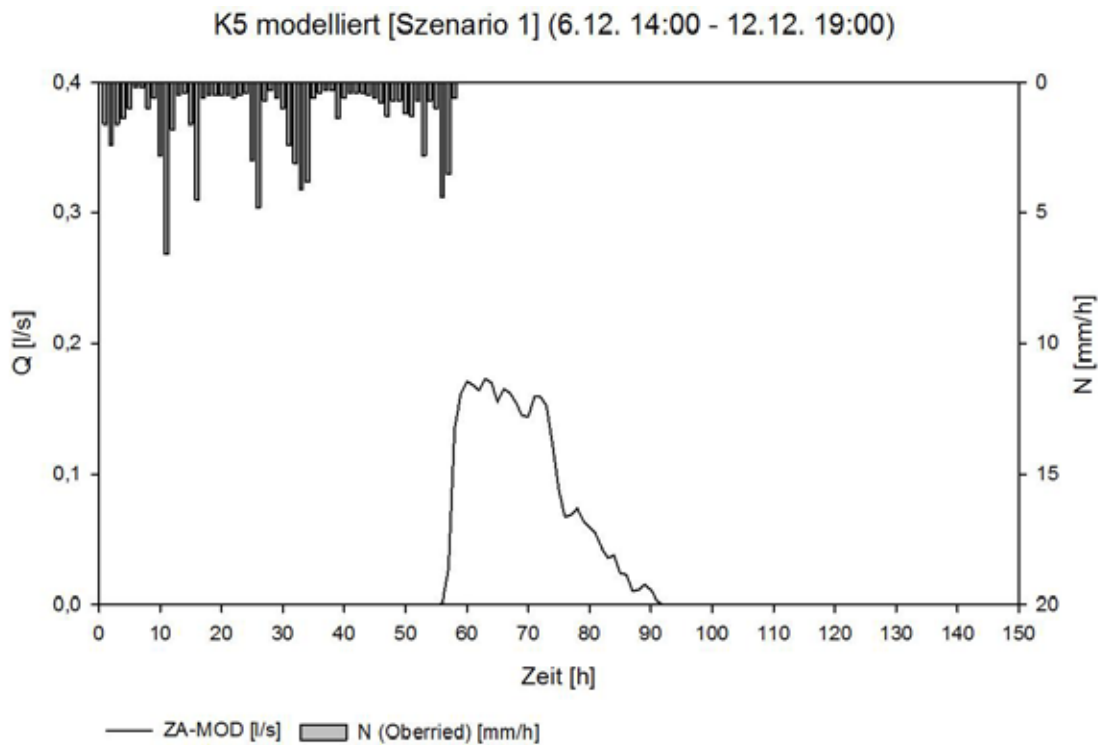


Abbildung 8.10.4: Darstellung der Ergebnisse der Modellierung für Standort K5 im Dezember.

8.11 Fazit

Die Erhebung der Daten im Untersuchungsgebiet gestaltete sich aufwendig. Durch die sehr rauen Bedingungen im Betrachtungszeitraum wurde eine kontinuierliche Datenerfassung erschwert. Doch dies ist eine Tatsache, welche in vergleichbaren Untersuchungsgebieten nicht verhindert und immer berücksichtigt werden muss. Dennoch konnte eine gute Datengrundlage geschaffen werden um eine Untersuchung der Abflussbildungsprozesse einzelner Standorte und eine zugehörige Modellierung zu ermöglichen. Eine Darstellung der Kennwerte der einzelnen Standorte ist in Tabelle 8.15 und Tabelle 8.14 zu finden. Die Modellierung führte an Standort K2, K3, K4 und K5 zur Bildung von ZA. Des Weiteren konnte das Schneewasseräquivalent und dadurch die Ablation der einzelnen Standorte abgeschätzt werden.

Tabelle 8.15: Darstellung der erhobenen Daten der einzelnen Standorte.

Standort:		K1	K2	K3	K4	K5
	Einheit					
Länge:	[m]	122	42	414	180	250
Fläche:	[m ²]	1507	1929	11049	5818	10636
mittleres Gefälle:	[°]	17,1	27,91	23,67	30,68	23,28
Exposition:		S-E	S-E	W	N-E	N-E
Mittlere Höhe:	[m]	1205	993,9	874,04	866	910,3
Range:	[m ü NN]	1169-1120	980-1010	773-950	807-912	853-961
Höhendifferenz:	[m]	51	30	177	105	108
Vegetation:		Buchen-	Weide	Wiese und		
Geometrie:		wald	planar	Mischwald	Mischwald	Fichten
		planar		planar	planar	planar
Vertikale MP-						
Dichte:	[n/m ²]	-	-	375	384	285
FK nach BÜK	[mm/m ³]	30-80	60 -140	60-140	100 -290	100 -290
FK Oberboden	[mm/m ³]	-	84,8	120,67	129,21	136,39
FK in 20 cm Tiefe	[mm/m ³]	-	-	59,21	117,33	67,57
DP Oberboden	[Vol.%]	-	5,6	9,62	2,38	2,95
DP in 20cm Tiefe	[Vol.%]	-	-	4,35	4,24	4,09
DP Oberboden	[mm/m ³]	-	56,02	96,2	23,82	29,54
DP in 20cm Tiefe	[mm/m ³]	-	-	43,5	42,44	40,93
Bodenmächtigkeit	[m]	0,3-0,5	1	0,5-3	1,67	1,38

9 Diskussion

9.1 Fehlerbetrachtung

Bevor die Ergebnisse detaillierter betrachtet werden folgt eine kurze Betrachtung der wichtigsten Fehler, welcher die Datenerhebung im Untersuchungsgebiet unterlag. Diese sollten bei der späteren Diskussion der Ergebnisse nicht außer Acht gelassen werden, da eine klare Quantifizierung und Darstellung der Fehlergrößen, vor allem das Zusammenspiel aller möglichen Fehlergrößen, nicht stattfindet.

9.1.1 Niederschlagsmessung

Neben den niederschlagsreduzierenden Fehlern durch Benetzungsverlust, Verdunstungsverlust und Winddeformation ist im betrachteten Untersuchungsgebiet der Einfluss des Fehlers während festen Niederschlägen zu berücksichtigen. Dieser wirkt sich ebenfalls reduzierend aus. Dies wird durch die Abtragung des festen Niederschlags innerhalb der Auffangfläche durch Wind verursacht. Prozentual gesehen kommt dem Fehler durch die Winddeformation während fester Niederschläge mit 15 – 35 % eine bedeutende Rolle zu (Dyck & Peschke, 1995). Der Fehlerbereich für den Verlust durch Benetzung bewegt sich zwischen 5 – 10 % (Dyck & Peschke, 1995). Der Verdunstungsverlust wird auf 1 – 3 % beziffert, kann aber unter den vorherrschenden Bedingungen und unter Berücksichtigung seines verhältnismäßigen Anteils wohl vernachlässigt werden. Die Tatsache, dass der tatsächliche zeitliche Verlauf des gefallen Niederschlags durch die Akkumulierung von festem Niederschlag innerhalb der Auffangfläche nicht wiedergegeben wird, kommt hierbei keine große Bedeutung zu, da die Fragestellung sich ausschließlich auf den zeitlichen Verlauf des flüssigen Inputs, also auf die Summe aus Ablation und Niederschlag bezieht.

Der wohl bedeutendste Fehler, bezogen auf die Variabilität des Niederschlags, wird durch die räumliche Übertragung des Niederschlags verursacht. Vor allem in einem Untersuchungsgebiet, welches durch eine hohe topographische Variabilität gekennzeichnet ist, kann dies zu großen Unsicherheiten führen. Dies, im Zusammenspiel mit der Betrachtung des Niederschlags und der Ablation als Einheitsinput über eine zugehörige Fläche, kann die detaillierte Betrachtung und Identifizierung der Abflussbildungsprozesse sehr stark beeinflussen. Vor allem der exakte zeitliche Verlauf des Inputs unterliegt einer erheblichen Unsicherheit.

9.1.2 Abschätzung der Ablationsrate

Die Abschätzung der Ablationsrate mittels des Grad-Tag-Verfahrens unterliegt klaren Einschränkungen. Da die Temperatur als einziger Informationsträger der thermodynamischen Prozesse, welche die Schneeschmelze steuern, in dieses Verfahren eingeht, können andere klimatische Größen, die die Schneeschmelze stark beeinflussen können, wie die Windgeschwindigkeit, die Luftfeuchtigkeit oder die kurzwellige Strahlung nicht berücksichtigt werden. Um diesem Umstand gerecht zu werden können der Grad-Tag-Faktor und der Temperaturschwellenwert durch Beobachtungen im Gelände so modifiziert werden, dass die modellierte Ablation plausibel erscheint. Dieser Ansatz wurde in dieser Arbeit umgesetzt.

9.1.3 Abflussmessung

Auf die Fehler der Abflussmessung wird innerhalb der Diskussion der Abflussmessung der einzelnen Standorte eingegangen. Jedoch können hier die möglichen Fehlerquellen kurz erläutert werden. Zum einen unterliegt die Abflussmessung fehlerhaften Messungen des Wasserstands. Das heißt, dass die Wasserstandsmessung durch äußere Störgrößen beeinflusst wird. Diese können z.B. verursacht werden durch Blätter oder Eis, welche zu einer Aufstauung des Wassers und dadurch zu erhöhten Wasserstandswerten führen, welche wiederum zu erhöhten Abflusswerten führen. Eine klare Quantifizierung dieser Fehler ist schwierig bis nicht realisierbar, jedoch können unter Berücksichtigung der äußeren Umstände diese Fehler identifiziert werden und so die Abflusswerte auf Plausibilität geprüft werden. Eine andere Unsicherheitsquelle ist z.B. die Darstellung sehr hoher Abflüsse, da diese sich weit außerhalb des Kalibrierungsintervalls befinden. Dies hat zur Folge, dass sehr hohe Abflüsse mit einer höheren Unsicherheit behaftet sind als geringe Abflüsse. Weitere Fehlerquellen der Wasserstandsmessung sind laut Hersteller hohe Temperaturschwankungen des Wassers und die Bildung eines Films auf dem Sensorelement (Dataflow Systems, 2008). Fehlhafte Messungen durch hohe Temperaturschwankungen können in dieser Arbeit wohl ausgeschlossen werden. Der Bildung eines Films, meist eines Biofilms, wurde durch regelmäßige Reinigung der Sensorelemente während der Datenauslese vorgebeugt. Hier ist auch anzumerken, dass dabei keine Bildung eines Films an allen Standorten zu verzeichnen war.

9.2 Graphische Interpretation der Abflussmessung im Dezember

Die Interpretation und Analyse der Abflussmessung wird wie folgt gegliedert. Die erste Einteilung erfolgt in zeitlicher Reihenfolge (Dezember und Januar). Folgend werden die aus den einzelnen Niederschlagsereignissen resultierenden Abflussreaktionen der ein-

zelenen Standorte betrachtet. An dieser Stelle wird noch erwähnt, dass durch die Addition der Ablation die Kennwerte der Niederschlagsereignisse selbstverständlich verändert werden. Dennoch erscheint es sinnvoll die Einteilung der Niederschlagsereignisse zu übernehmen. Je nach Abflussreaktion der Standorte werden einzelne Ereignisse zusammengefasst, dies wird dann allerdings immer explizit erwähnt. Die Ablation zwischen Ereignissen wird hierbei immer dem folgenden Ereignis zugesprochen. Auch zu erwähnen ist, dass folgend der Begriff Niederschlagsinput sowohl den flüssigen Niederschlag wie auch die Ablation umfasst.

9.2.1 Dezember K5

In Abbildung 9.2.1 ist der gemessene Abfluss des Standorts K5 und der stündliche Niederschlag der Station Oberried für den Zeitraum vom 6.12.2010 bis 15.12.2010 dargestellt. Zu erkennen ist die direkte Reaktion des Abfluss auf Niederschlagsinput. Leider sind die Niederschlagsdaten erst ab dem 6.12. 14:00 vorhanden. Der erste Abfluss setzt allerdings am 6.12. 11:00 ein. Dieser Zeitraum von 3 Stunden kann bei der detaillierten Betrachtung nicht berücksichtigt werden. Neben der direkten Reaktion auf Niederschlagsinput ist auffallend, dass dementsprechend gegenläufig, keine Reaktion auf die Ereignisse 4DO und 5DO zu verzeichnen ist. Dies liegt wohl darin begründet, dass der Niederschlag, welcher in Oberried erfasst wurde, an Standort K5 nicht in dieser Ausprägung eintrat.

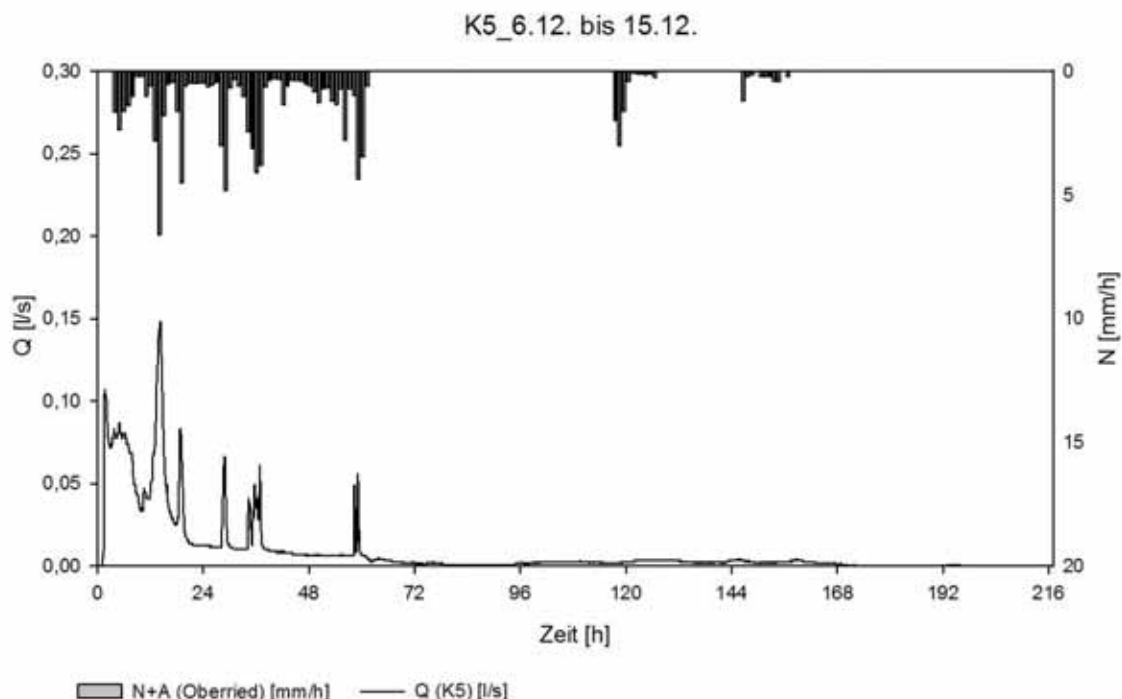


Abbildung 9.2.1: Niederschlag und Abfluss an Standort K5 vom 6.12. bis 15.12.2010.

Die unmittelbare Reaktion der Abflusskurve auf den Niederschlag lässt vermuten, dass dem Direktabfluss, welcher durch den Niederschlag auf den Graben und den Waldweg entsteht und zur Abflussmessung gelangen kann, eine bedeutende Rolle zukommt. Betrachtet man zum Beispiel das Ereignis 1DO und die zugehörige Abflussreaktion detaillierter so ergibt sich folgendes Bild (Abbildung 9.2.2).

In dieser zeitlichen Skala ist der direkte Zusammenhang zwischen Abfluss und Niederschlag noch deutlicher zu erkennen. Zur Identifizierung der Abflusskomponente des direkten Abflusses wurde bestimmt, welcher Abfluss bei gegebenem stündlichem Niederschlag auf eine versiegelte Fläche entstehen könnte. Zu diesem Zwecke wurde über die Länge und Breite des Grabens, zuzüglich der Fläche, welche direkt zum Graben hin entwässert (z.B. anliegender Waldweg, Hanganschnitt), die gesamte Fläche, die als versiegelt angesehen werden kann, abgeschätzt. Auf diese Weise entstand die in Abbildung 9.2.2 dargestellte Abflusskurve „Direktabfluss“.

Betrachtet man den zeitlichen Verlauf wie auch das Abflussvolumen, so kann der Direktabfluss, unter Berücksichtigung des Fehlerbereichs der Abflussmessung, und vor allem des Niederschlagsinputs, als einzige Komponente des gemessenen Abflusses identifiziert werden. Dies verdeutlicht auch Abbildung 9.2.3.

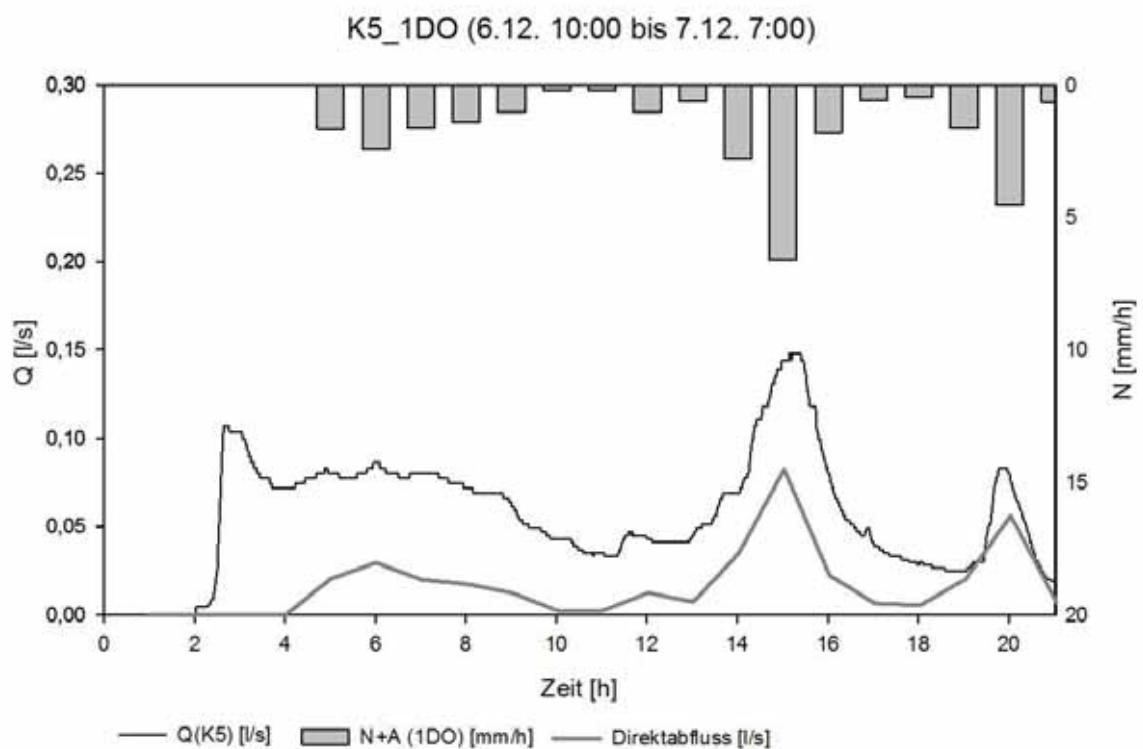


Abbildung 9.2.2: Darstellung der Abflussreaktion des Standorts K5 auf Ereignis 1DO.

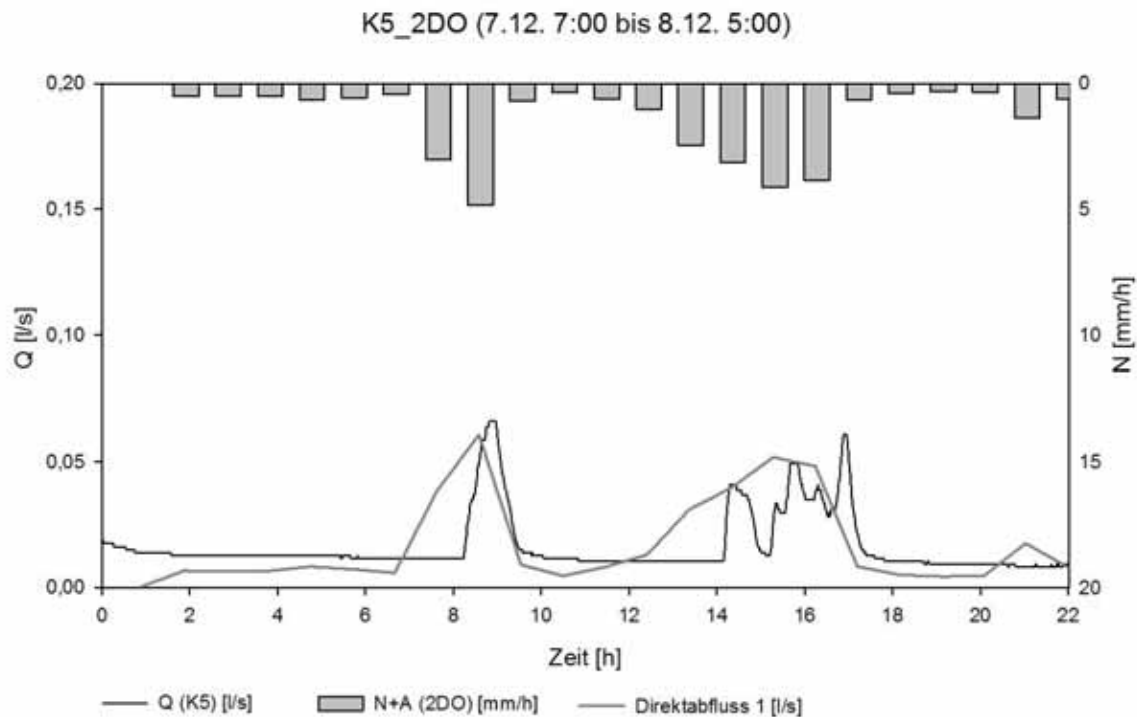


Abbildung 9.2.3: Darstellung der Abflussreaktion des Standorts K5 auf Ereignis 2DO.

Diese Beobachtung gilt für die gesamte Abflussreaktion des Standorts K5 auf die Niederschlagsereignisse im Dezember. Somit lässt sich festhalten, dass der Niederschlagsinput im Dezember keinen ZA zur Folge hatte. Der gesamte Niederschlagsinput auf den Hang konnte entweder gespeichert werden und wurde nicht abflusskräftig, oder bewegte sich entlang anderer Fließwege, z.B. in tieferen Schichten, hangabwärts.

9.2.2 Dezember K4

Der Standort K4 weist ebenfalls eine direkte Abflussreaktion auf die ersten Niederschlagsereignisse auf (Abbildung 9.2.4). Ebenso ohne Abflussreaktion, wie an Standort K5 beobachtet, bleiben die Ereignisse 4DO und 5DO. Wobei hier ein gleichmäßig erhöhter Abfluss über einen Zeitraum von fast 3 Tagen zu verzeichnen ist (Tag 4-7). Diese Tatsache wird später detaillierter betrachtet.

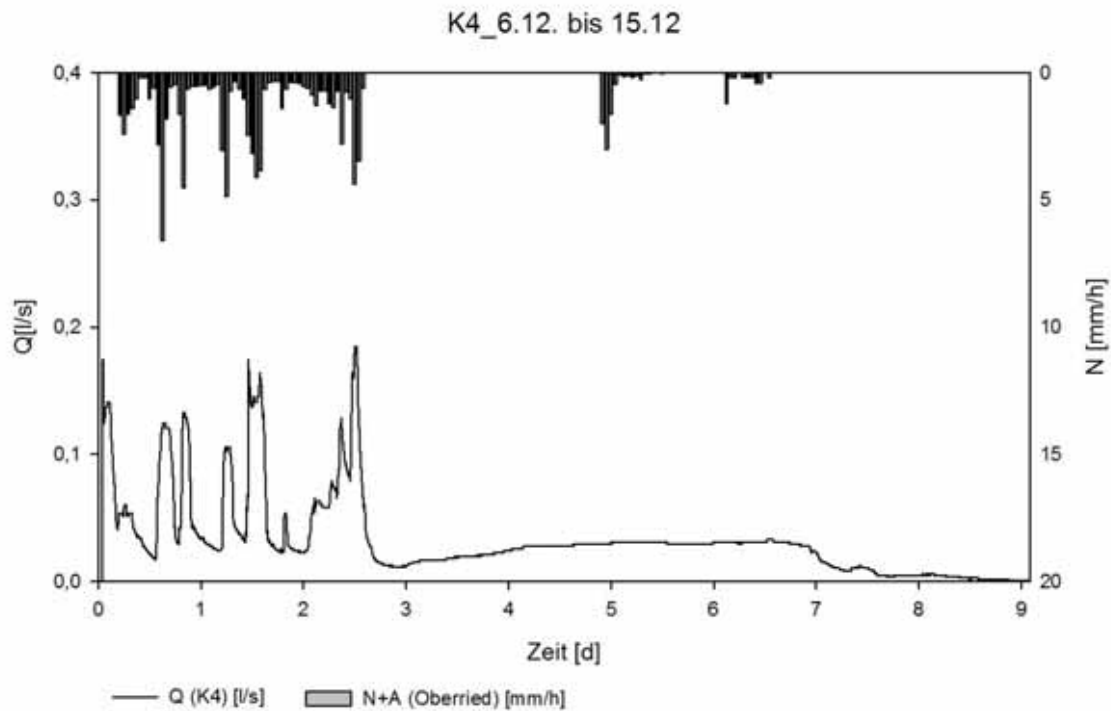


Abbildung 9.2.4: Abfluss und Niederschlag des Standorts K4 für den Zeitraum vom 6.12.2010 bis 15.12.2010.

Zuvor folgt eine Interpretation der Ereignisse 1 bis 3 DO. Auch hier legt die direkte Reaktion des Abfluss auf den Niederschlagsinput die Vermutung nahe, dass der Direktabfluss eine bedeutende Rolle spielt. Wie in Abbildung 9.2.5 dargestellt, wird durch den Direktabfluss sicherlich ein Teil des Gesamtabfluss gestellt, jedoch ist hier bezüglich der zeitlichen Verteilung und des Abflussvolumens eine größere Diskrepanz zu verzeichnen (als an Standort K5). Dies wird besonders bei genauerer Betrachtung der Abflussreaktion des Standorts K4 auf Ereignis 2DO und 3 DO deutlich (Abbildung 9.2.6 und Abbildung 9.2.7).

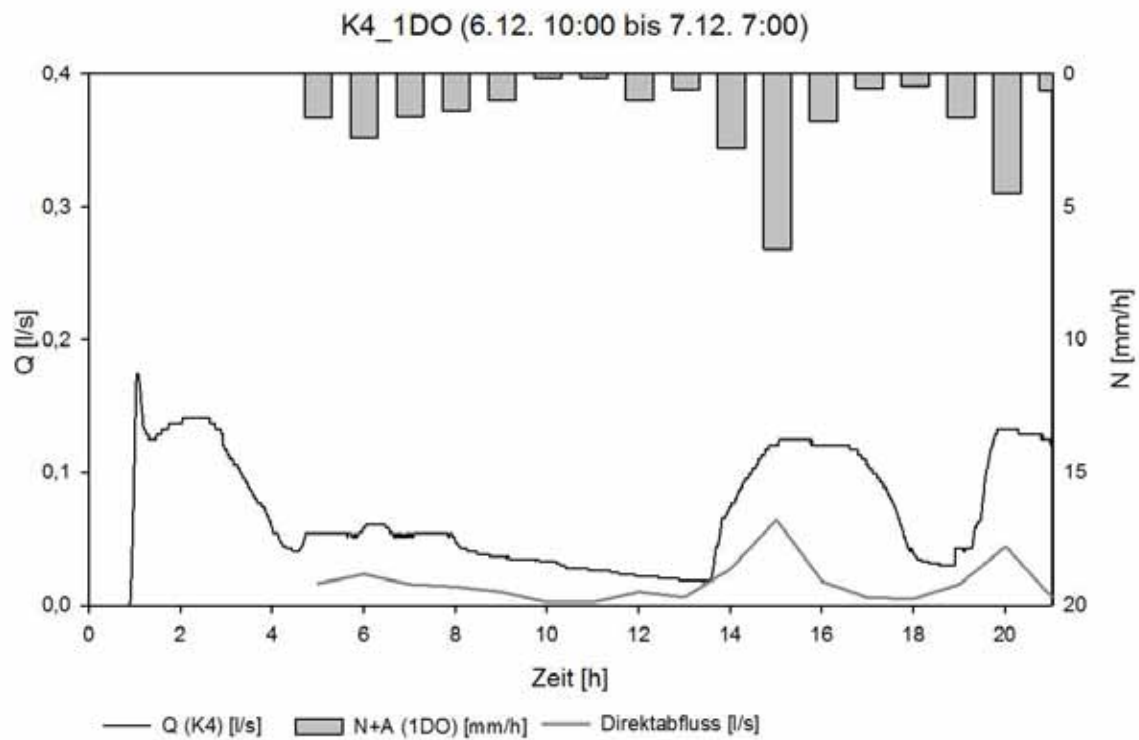


Abbildung 9.2.5: Darstellung der Abflussreaktion des Standorts K4 auf Ereignis 1DO.

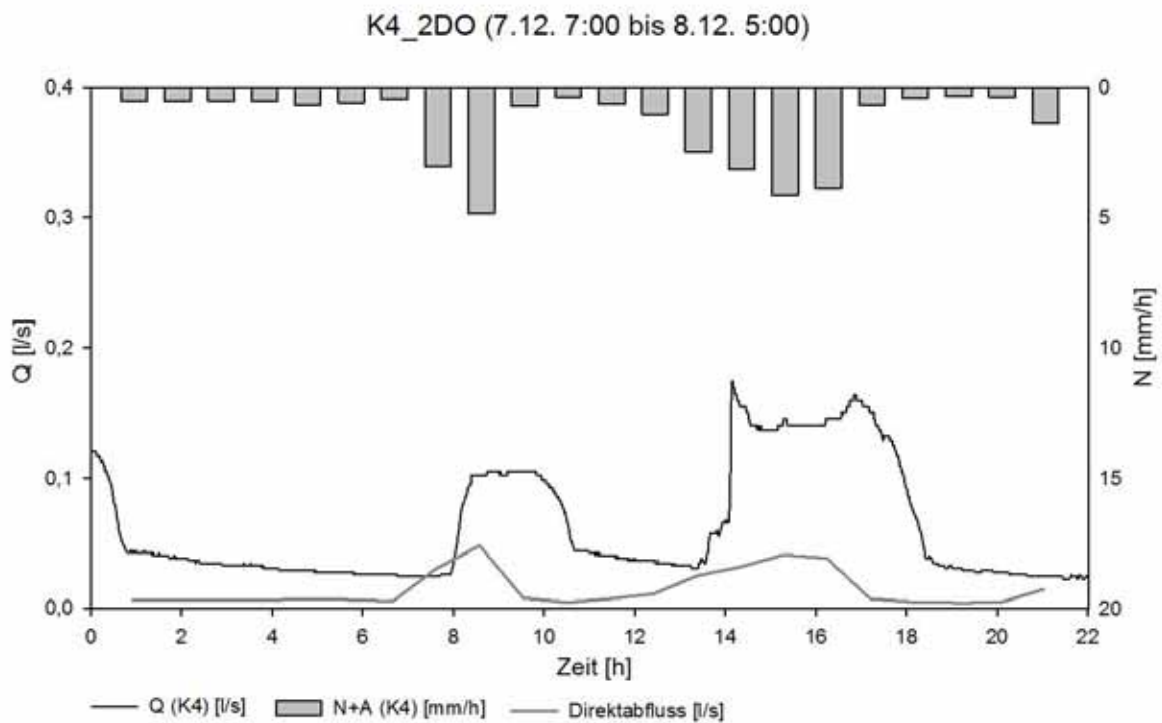


Abbildung 9.2.6: Darstellung der Abflussreaktion des Standorts K4 auf Ereignis 2DO.

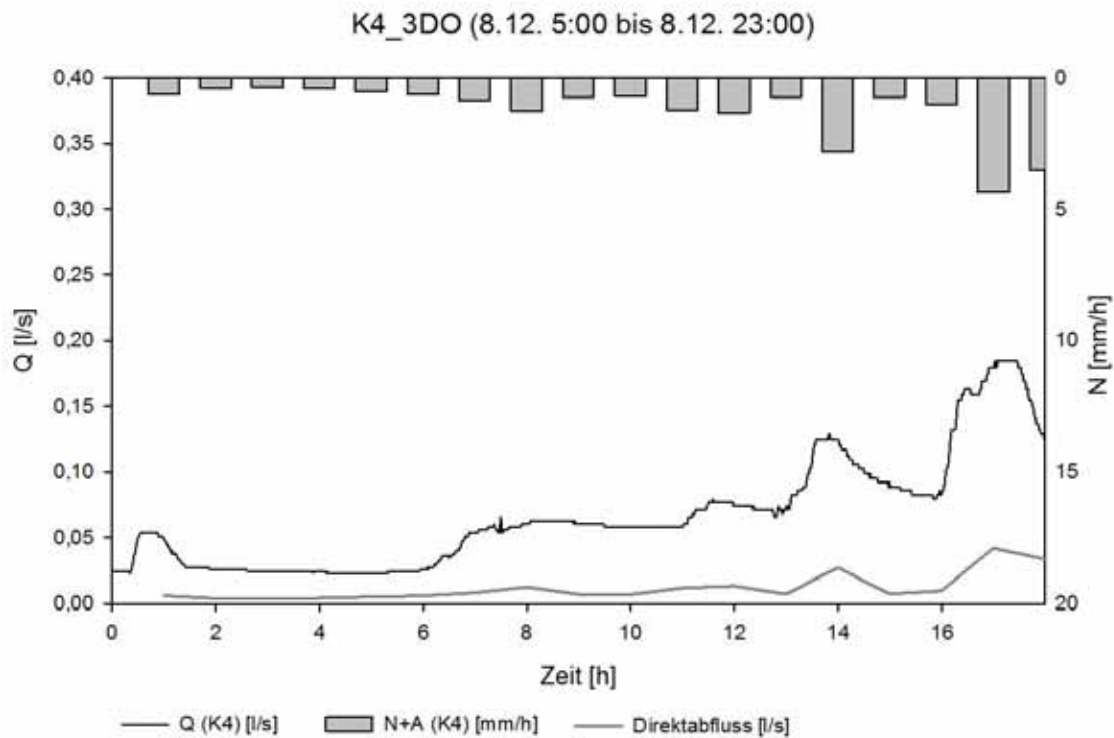


Abbildung 9.2.7: Darstellung der Abflussreaktion des Standorts K4 auf Ereignis 3DO.

Um das gemessene Abflussvolumen während Ereignis 2DO ausschließlich durch Direktabfluss wiedergeben zu können, müsste die Fläche, welche dem Direktabfluss zugesprochen werden kann, um den Faktor 3 erhöht werden. Für Ereignis 3DO sogar um den Faktor 5. Eine Erweiterung der zum Direktabfluss beitragenden Fläche in diesem Maße, welche sich aus versiegelter Fläche über Waldwege oder der Fläche des Grabens selber zusammensetzt, wäre nicht plausibel. Diese Tatsache in Kombination mit der Ausprägung des Standorts und den Beobachtungen, welche während der Beregnungsversuche mit Brilliant Blue gewonnen wurden, führen zu der Annahme, dass eine weitere, schnelle Abflusskomponente an der Abflussbildung beteiligt sein muss. Diese könnte als *Biomat-flow* identifiziert werden. Diese Abflusskomponente könnte sich auf und innerhalb der bis zu 1 dm mächtige Streuauflage an Standort K4 bewegen. Die hydrophoben Eigenschaften des Nadelstreus könnten die Infiltration hemmen und so das hangparallele Fließen fördern. Dieses Abflussverhalten konnte während künstlicher Beregnungsversuche mit Brilliant Blue beobachtet werden. Auf diese Weise könnte die schnelle Abflussreaktion an Standort K4 erklärt werden. Ein weiteres Indiz für diese Theorie ist die im Vergleich zum Direktabfluss, etwas verzögerte wie auch zeitlich nicht so konzentrierte Abflussreaktion (glockenförmiger). Allerdings könnte während Ereignis 3DO auch die Bildung gesättigter Bereiche und daraus resultierender Makroporen- und Matrixfluss zur Abflussbildung beigetragen haben. Ein Hinweis darauf findet sich in Abbil-

dung 9.2.7 zwischen Stunde 14 und 16. In diesem Fall könnte das Auslaufen eines Speichers dargestellt sein, jedoch könnte dieser zeitliche Verlauf der Abflusskurve auch durch den zeitlichen Verlauf des Niederschlagsinput verursacht werden. Zumindest der Direktabfluss weist einen ähnlichen zeitlichen Verlauf auf. Daher kann in diesem Fall keine klare Identifizierung stattfinden.

Auch an diesem Standort wird vermutet, dass die in Oberried aufgezeichneten Ereignisse 4DO und 5DO nicht in dieser Ausprägung stattfanden. Jedoch bleibt bezüglich des Standorts K4 hier noch die Frage offen nach der Ursache für die kontinuierliche Messung eines konstanten Abfluss über 3 Tage hinweg (siehe Abbildung 9.2.4). Aufgrund des fehlenden Inputs und dem konstanten Verlauf der Abflusskurve wird vermutet, dass das Auslaufen der Kiste durch Eisbildung bis zu einer gewissen Höhe verhindert wurde. Dies führte zu der Aufzeichnung eines erhöhten Wasserstandes und somit zu einem scheinbar konstanten und erhöhten Abfluss. Dies scheint plausibel, betrachtet man Abbildung A 10.

9.2.3 Dezember K3

Bei der Betrachtung und der Interpretation der Abflussreaktion des Standorts K3 sollte folgend immer berücksichtigt werden, dass die zur Auswertung verwendete Niederschlagsreihe nicht vor Ort experimentell erfasst wurde, sondern über eine lineare Regression erzeugt wurde. Bei einer ersten Betrachtung der Abbildung 9.2.8 fällt auf, dass sich die Abflussreaktion deutlich von denen der Standorte K4 und K5 unterscheidet. Vor allem die Größenordnung des Abfluss unterscheidet sich stark. Dies und der stetig ansteigende Verlauf der Abflusskurve während der ersten Ereignisse führen zu der Annahme, dass in diesem Fall andere Abflusskomponenten zum Tragen kommen.

Wie in Abbildung 9.2.9 zu sehen ist kann der Einfluss des Direktabfluss an Standort K3 vernachlässigt werden. In diesem Fall erfolgt die Abflussbildung vermutlich über ein Netzwerk von präferentiellen Fließwegen innerhalb der Bodenmatrix und über die Matrix selber. Zu welchen Anteilen diese beiden Fließwege zum Gesamtabfluss beitragen, kann hier wohl nicht untersucht werden, jedoch deuten die verhältnismäßig schnellen Abflussreaktionen darauf hin, dass der Großteil des Wassertransports über ein Netzwerk von präferentiellen Fließwegen stattfindet.

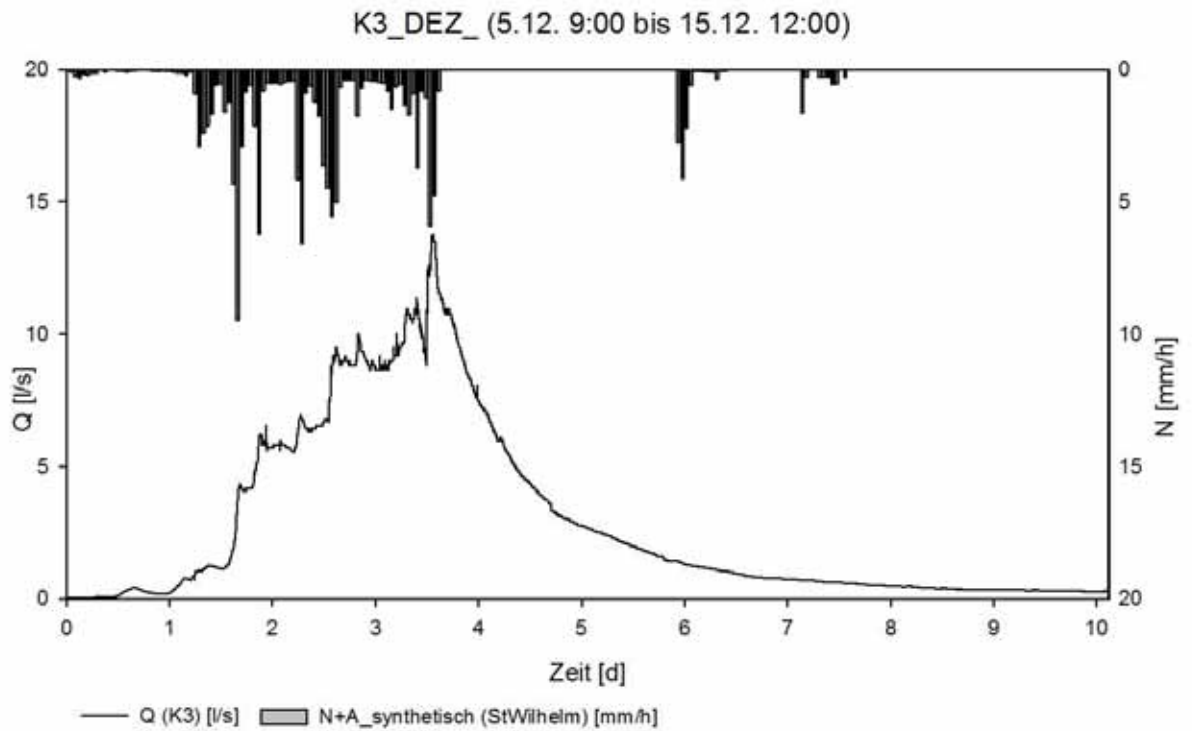


Abbildung 9.2.8: Abfluss und Niederschlag des Standorts K3 für den Zeitraum vom 5.12.2010 bis 15.12.2010.

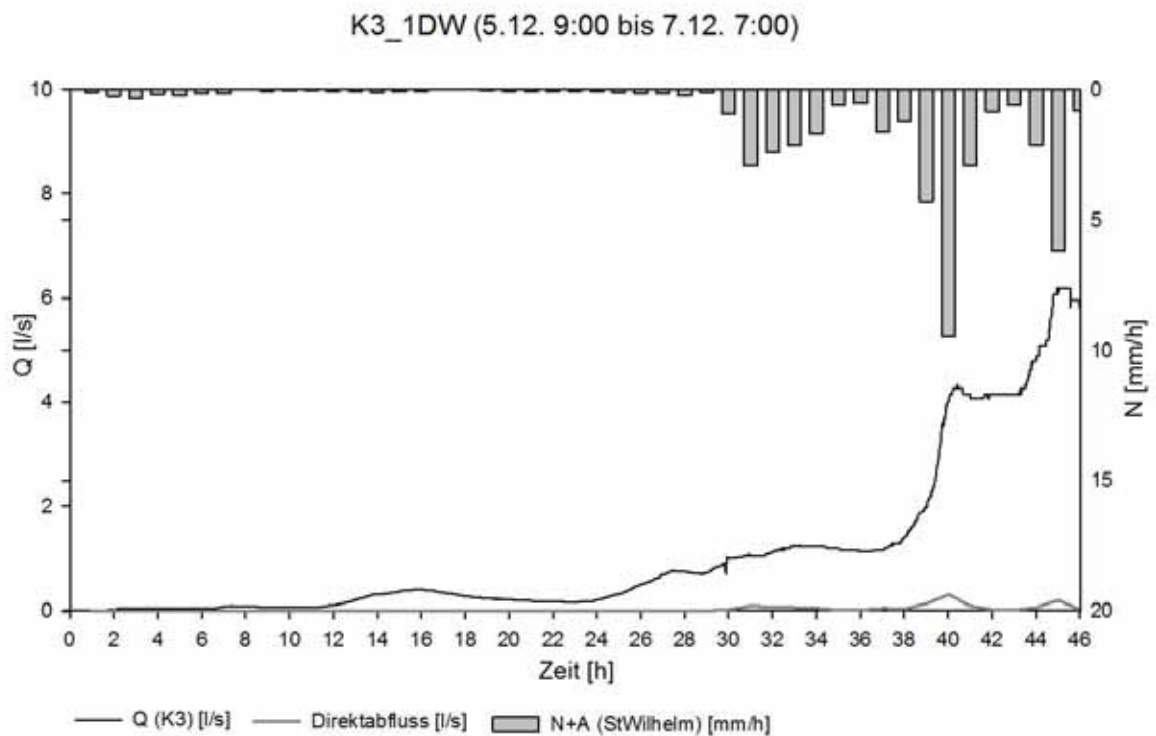


Abbildung 9.2.9: Darstellung der Abflussreaktion des Standorts K3 auf Ereignis 1DW.

Besonders auffällig ist der rapide Anstieg der Abflusskurve zwischen Stunde 38 und Stunde 40. In diesem Zeitraum von 2 Stunden ist eine Erhöhung des Abflusses von 1,3 l/s auf 4,2 l/s zu verzeichnen, was einen prozentualen Anstieg von über 200 % bedeutet. Die Abflusskoeffizienten der Zeiträume von Stunde 38 bis 40 und Stunde 40 bis 42 unterscheiden sich dementsprechend. Zwischen Stunde 38 und 40 beträgt der Abflusskoeffizient 0,11. Der Abflusskoeffizient für den Zeitraum zwischen Stunde 40 und 42 weist einen Wert von 0,72 auf, was wohl darin begründet ist, dass in diesem Zeitraum der zuvor infiltrierte Niederschlagsinput abflusskräftig wurde. Diese Tatsachen führen zu folgender Theorie. Von Stunde 1 bis 30 infiltriert Schmelzwasser in die Bodenmatrix und füllt den Bodenspeicher, was vereinzelt zu gesättigten oder nahe der Sättigung befindlicher Bereiche führt. Diese können geringe Mengen an Zwischenabfluss generieren. Ab Stunde 30 tritt Niederschlag ein und die horizontale Sättigung des Hangs nimmt zu, d.h. es kommt zur Ausbildung vermehrter gesättigter oder nahe der Sättigung befindlicher Bereiche. Dies erhöht den gemessenen ZA zwischen Stunde 30 und 38. Der ab Stunde 38 einsetzende Niederschlag führt mit seiner Intensität (Stunde 39: 4,31 mm/h und Stunde 40: 9,49 mm/h) zu einer Verknüpfung der gesättigten oder nahe der Sättigung befindlichen Bereiche. Durch diese Erhöhung der Konnektivität über den gesamten Hang hinweg wird der ZA um diese Größenordnung erhöht. Während der Folgeereignisse wird durch infiltrierendes Wasser die vertikale Sättigung, also der Wasserspiegel innerhalb der Bodenmatrix, erhöht. Durch diese Erhöhung des Wasserspiegels wird zum einen der abflusskräftige Querschnitt erhöht und der Wassertransport über potenziell durchlässigere Schichten ermöglicht. Diese Erhöhung der Durchlässigkeit entsteht durch die geringere Lagerungsdichte der Bodenmatrix und durch die Annahme, dass oberflächennah die Makroporosität und die Vernetzung der Makroporen zunehmen. Auf diese Weise führen die Folgeereignisse zu einer weiteren Erhöhung der Abflusswerte (Abbildung A 12 und Abbildung A 11).

Die Ereignisse 4DW und 5DW weisen auch an Standort K3 keine Abflussreaktion auf, was die Theorie unterstützt, dass diese Ereignisse ausschließlich in Oberried stattfanden.

Eine plausible Begründung für die Tatsache, dass die durchgeführte EMMA, bzw. die Ausbringung des Natriumchlorids zu keinen Ergebnissen führte, konnte unter Berücksichtigung der stattfindenden Prozesse leider nicht gefunden werden.

9.2.4 Fazit Dezember

Die Abflussmessung der einzelnen Standorte und die Interpretation dieser weist eine hohe Variabilität auf. Der gemessene Abfluss an Standort K5 wurde vermutlich aus-

schließlich über Direktabfluss gespeist. Der gemessene Abfluss des Standorts K4 setzt sich zusammen aus Direktabfluss und einer Abflusskomponente, welche wohl als Biomat-flow angesprochen werden kann. Dieser Abflussbildungsprozess konnte sich aufgrund der an diesem Standort anzutreffenden Streuauflage entwickeln. Die Streuauflage wiederum ist das Resultat der an Standort K4 anzutreffenden Vegetation im Hangfußbereich (dichter Mischwald, Fichten dominierend). Aus dieser Tatsache lässt sich ableiten, dass die unterschiedliche Ausprägung der Vegetation die unterschiedliche Abflussreaktion der Standorte K4 und K5 bewirkte. Klassischer ZA, welcher über die Ausbildung gesättigter oder nahe der Sättigung befindliche Bereiche und damit verbundenen Makroporen- bzw. Matrixfluss entsteht, konnte an diesen Standorten nicht eindeutig identifiziert werden.

An Standort K3 hingegen konnte genau diese Prozesskette beobachtet werden. Die Ausbildung gesättigter Bereiche und die Verknüpfung dieser über weite Teile des Hangs, oder gar den gesamten Hang hinweg, sowie der Wassertransport über oberflächennahe Bereiche, infolge eines Anstiegs des Wasserspiegels, führten zu deutlich erhöhten Abflusswerten an Standort K3. Begünstigt wurde dies vermutlich durch eine erhöhte Vorfeuchte und durch die Verteilung der Bodenmächtigkeit über den Hang hinweg. Die Annahme einer höheren Bodenfeuchte im Vergleich zu Standort K4 und K5 begründet sich auf der Beobachtung, dass an diesem Standort stellenweise eine Pseudovergleyung infolge von Staunässe verzeichnet werden konnte. Die Verteilung der Bodenmächtigkeit an Standort K3 (Abnahme der Bodenmächtigkeit hangaufwärts gerichtet) begünstigt den Wassertransport hangabwärts, da in den geringmächtigeren Bereichen infolge einer Abnahme der Speicherkapazität die Ausbildung gesättigter oder nahe der Sättigung befindlicher Bereiche begünstigt wird, wodurch der Wassertransport über Makroporen und die Matrix verhältnismäßig schneller initiiert werden kann. Die im Hangfuß befindlichen Bereiche höherer Mächtigkeit können in einem ersten Schritt zwar als Puffer wirken, jedoch bieten sie auch das Potenzial zur Mobilisierung erheblicher Wassermengen bei Eintreten einer weiträumigen vertikalen wie auch horizontalen Sättigung.

9.3 Graphische Interpretation der Abflussmessung im Januar

Die Gliederung der Abflussmessung im Januar wird entsprechend der Gliederung der Abflussmessung im Dezember erfolgen. Auch hier wird mit dem Begriff Niederschlagsinput sowohl flüssiger Niederschlag, wie auch Schmelzwasser angesprochen.

9.3.1 Januar K5

Bei Betrachtung der Abflussreaktion des Standorts K5 auf den Niederschlagsinput des Zeitraums vom 1.1.2011 bis 14.1.2011 (Abbildung 9.3.1) ist auch hier die direkte Abflussbildung auffällig. Eine detaillierte Betrachtung legt für diesen Zeitraum ebenfalls die Vermutung nahe, dass an Standort K5 ausschließlich Direktabfluss erfasst wurde. Das erste Abflusspeak, welches in Abbildung 9.3.2 detailliert dargestellt ist, sollte kritisch betrachtet werden, da ein solch rapider Anstieg nicht plausibel erscheint. Falls die erfassten Werte nicht von äußeren Störgrößen beeinflusst sind, so ist hier nur Direktabfluss infolge einer kurzzeitigen extremen Niederschlagsintensität vorstellbar. Wie in Abbildung 9.3.3 und Abbildung A 13 zu sehen ist, kann auch die Abflussreaktion der Folgeereignisse durch die Komponente Direktabfluss erklärt werden. Obwohl das Abflussvolumen nicht immer vollständig durch den Direktabfluss gestellt wird, so deutet der klare zeitliche Zusammenhang zwischen Abflusskurve und Niederschlag (Stunde 28-30 in Abbildung 9.3.2 und Stunde 18-20 in Abbildung 9.3.3) auf die Herkunft des Abfluss hin. Lediglich während Ereignis 8JO (Abbildung A 14) wäre aufgrund der Diskrepanz zwischen Abflusskurve und Direktabfluss die Beteiligung einer weiteren schnellen Abflusskomponente denkbar. Dies könnte hangparalleler, oberflächennaher Makroporenfluss sein. Zumindest konnte während Beregnungsversuchen das Potenzial zur Ausbildung dieser Komponente beobachtet werden. Allerdings ist dies aufgrund der geringen Niederschlagsintensitäten unwahrscheinlich. Die Abflussreaktion des Standorts K5 für den Zeitraum vom 14.1. bis 31.1.2011 ist in Abbildung A 15 zu finden. Da auch in diesem Fall keine Veränderung der Abflussreaktion zu verzeichnen ist, wird auf eine Interpretation dieses Zeitraums verzichtet. Auf Ereignis 9JO ist keine Reaktion zu verzeichnen. Da in diesem Fall auch kein Direktabfluss erfasst wurde, wird vermutet, dass dieses Ereignis an Standort K5 in der angegebenen Ausprägung nicht eintrat.

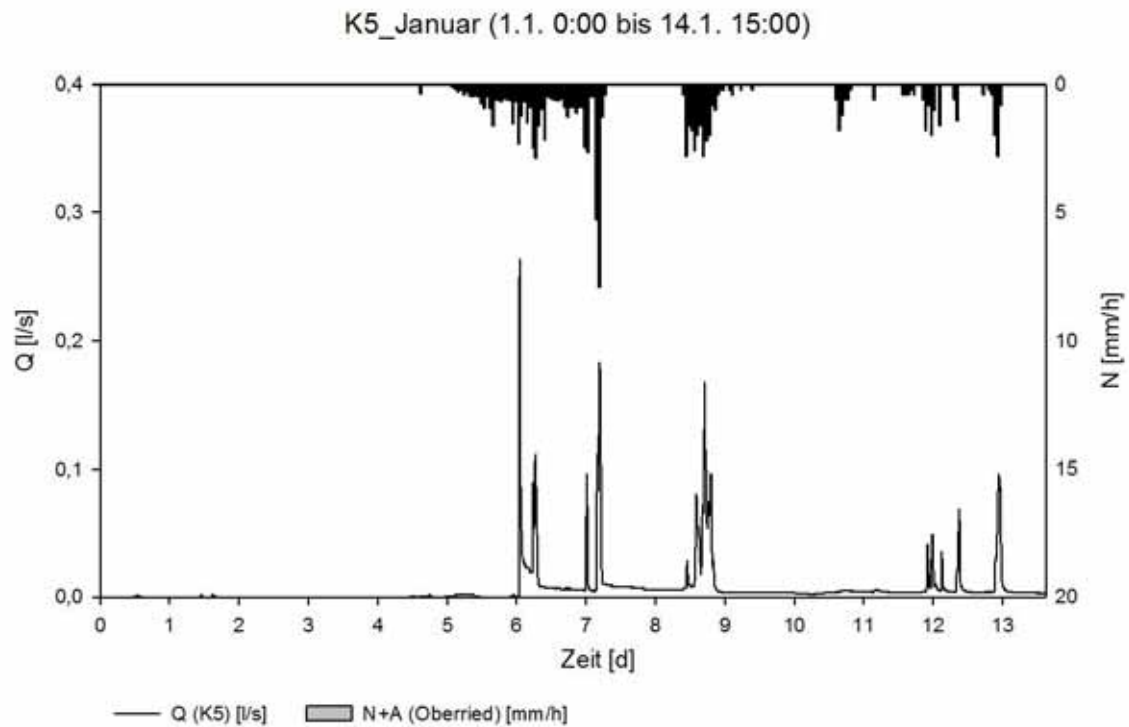


Abbildung 9.3.1: Abfluss und Niederschlag des Standorts K5 für den Zeitraum vom 1.1.2011 bis 14.1.2011.

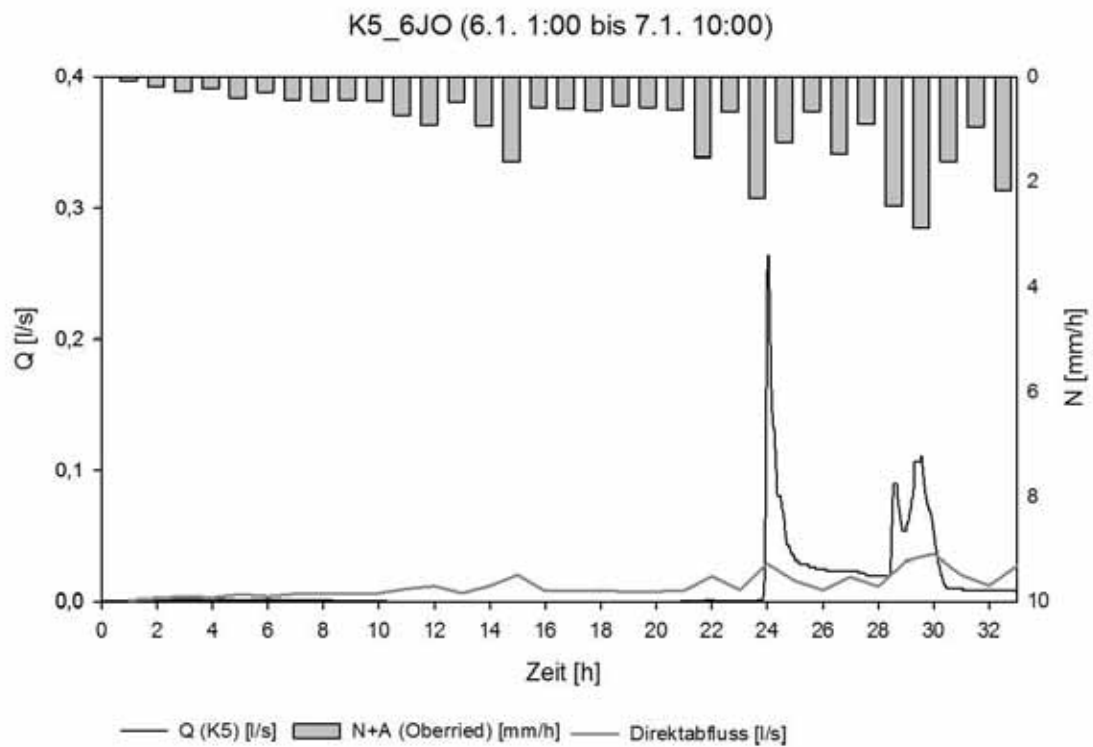


Abbildung 9.3.2: Darstellung der Abflussreaktion des Standorts K5 auf Ereignis 6JO.

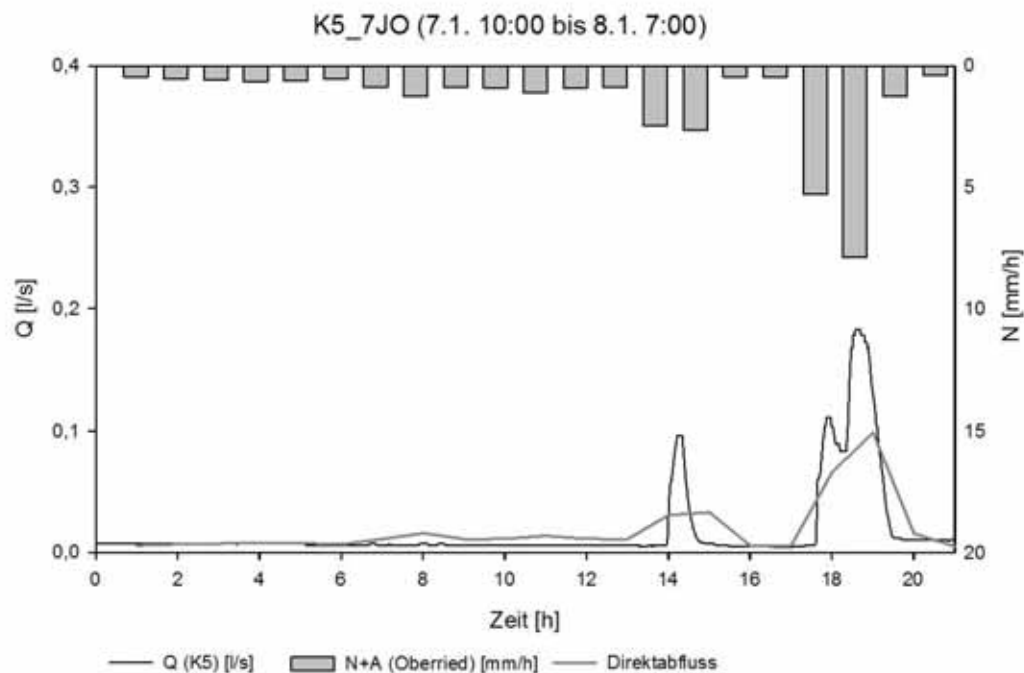


Abbildung 9.3.3: Darstellung der Abflussreaktion des Standorts K5 auf Ereignis 7JO.

9.3.2 Januar K4

Betrachtet man die Abflussreaktion des Standorts K4 vom 1.1.2011 bis 14.1.2011 so fällt auf, dass das Abflussvolumen im Vergleich zu Dezember erhöht ist. Weiterhin Bestand hat die direkte Reaktion auf Niederschlagsinput. Alle erfassten Niederschlagsereignisse führten zu einer Abflussreaktion (Abbildung 9.3.4). Die detaillierte Darstellung des ersten Ereignisses im Januar, Ereignis 6JO, zeigt eine plausible Reaktion unter Berücksichtigung der im Dezember aufgestellten Theorie zur Abflussbildung an Standort K4 (Abbildung 9.3.5). Die einsetzende Ablation führt zu Bildung von Direktabfluss. Unter Berücksichtigung der Unsicherheit der abgeschätzten Ablation erscheint dies plausibel. Auf der Hangfläche infiltriert das Schmelzwasser.

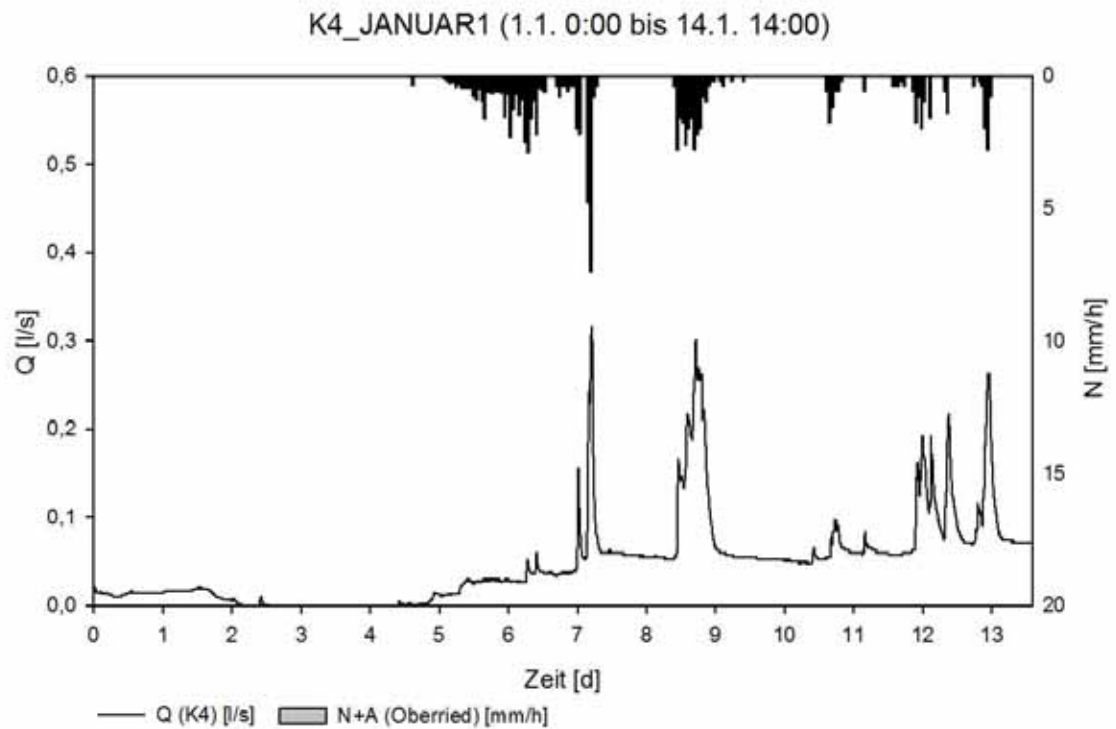


Abbildung 9.3.4: Darstellung des Niederschlags und des Abfluss am Standort K4 für den Zeitraum vom 1.1.2011 bis 14.1.2011.

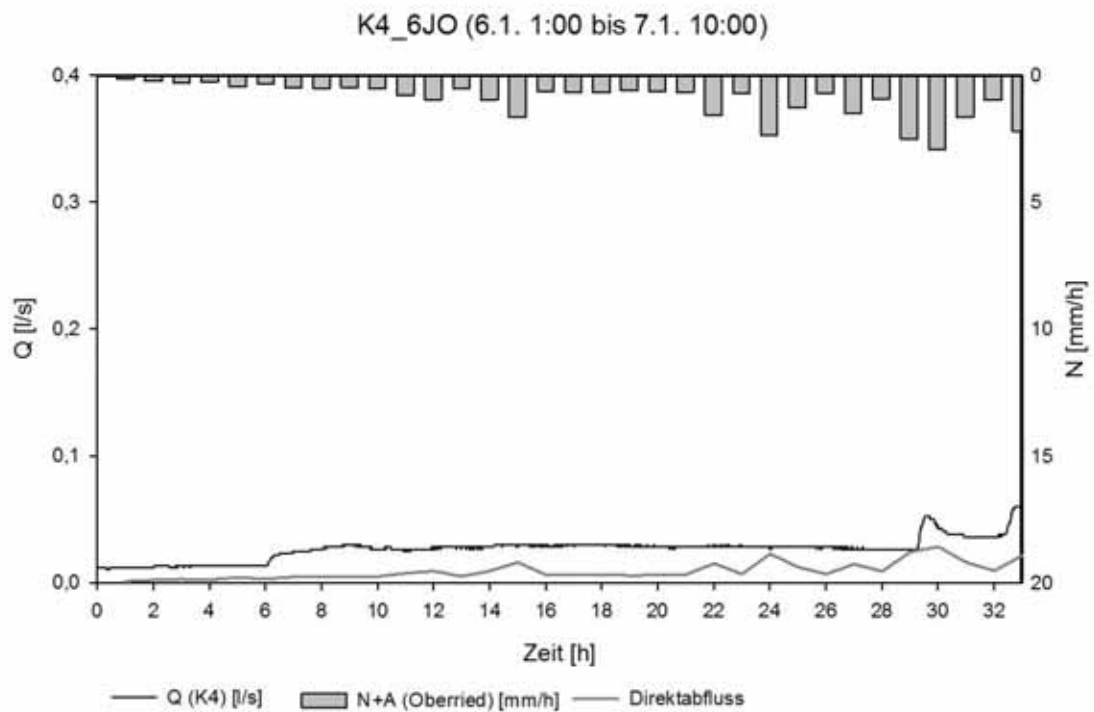


Abbildung 9.3.5: Darstellung der Abflussreaktion an Standort K4 auf Ereignis 6JO.

Betrachten wir nun Ereignis 7JO. Auch hier wird während der Abflusspeaks sicherlich ein Teil des Abflussvolumens über den Direktabfluss gestellt, jedoch ist hier (im Vergleich zu Ereignis 6JO) eindeutiger, dass eine weitere Abflusskomponente vorhanden ist. Diese könnte aufgrund der hohen Intensitäten, als *Biomat-flow* identifiziert werden. Ein Indiz für diese Theorie ist der zu beobachtende direkte Zusammenhang zwischen Niederschlag und Abflussbildung. Allerdings kann hier auch eine Speicherleerung beobachtet werden, welche zwischen 1 und 3 Stunden andauert. Eine solche Speicherleerung erscheint in diesem zeitlichen Maßstab für die Abflusskomponente Biomat-flow nicht plausibel. Jedoch könnte der Eindruck eines leerlaufenden Speichers auch durch den anhaltenden Niederschlagsinput, bzw. dessen zeitlichen Verlauf, erzeugt werden.

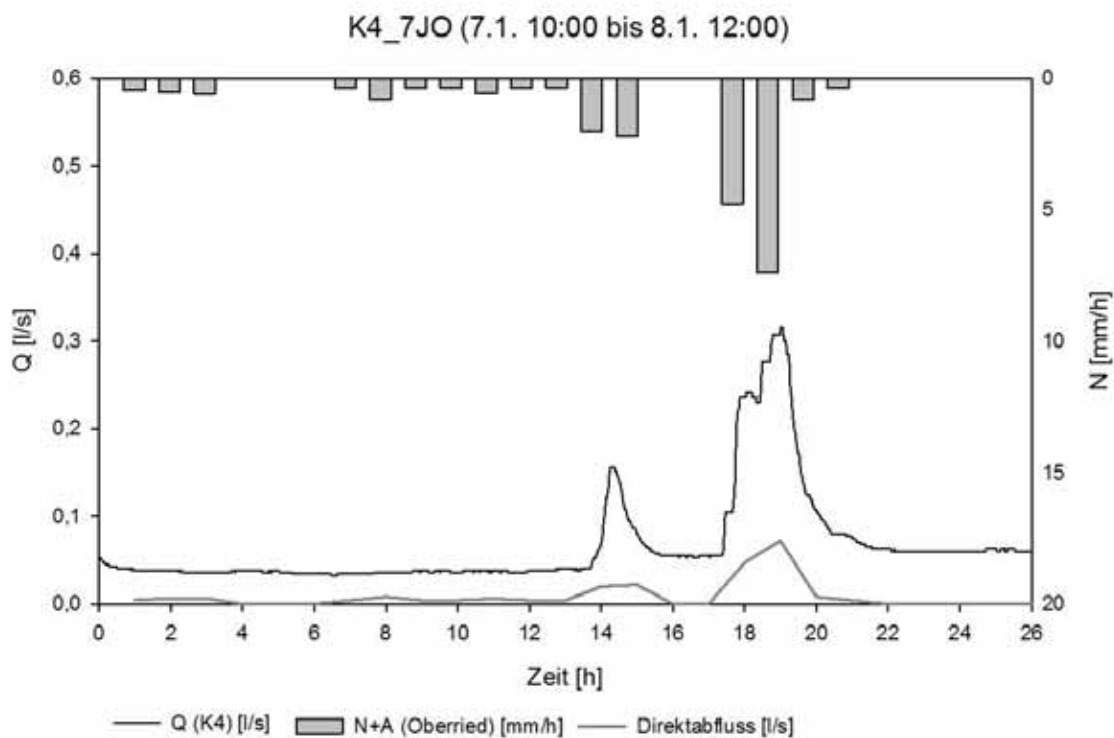


Abbildung 9.3.6: Darstellung der Abflussreaktion an Standort K4 auf Ereignis 7JO.

Doch bei detaillierter Betrachtung der Abflussreaktion auf Ereignis 8JO, 10JO und 11JO wird die Beobachtung eines leerlaufenden Speichers über 2-3 Stunden hinweg belegt (Abbildung 9.3.7 und Abbildung 9.3.8). Während das Leerlaufen des Speichers während Ereignis 8JO noch durch Niederschlagsinput beeinflusst wird, so scheint das Leerlaufen während Ereignis 10JO und 11JO unbeeinflusst zu sein, wodurch hier ein Indiz dafür gegeben ist, dass eine weitere Abflusskomponente innerhalb des Bodenkörpers abflusskräftig wurde. Diese Abflusskomponente könnte auch als Herkunftsraum des kontinuierlich verzeichneten Abfluss angesprochen werden.

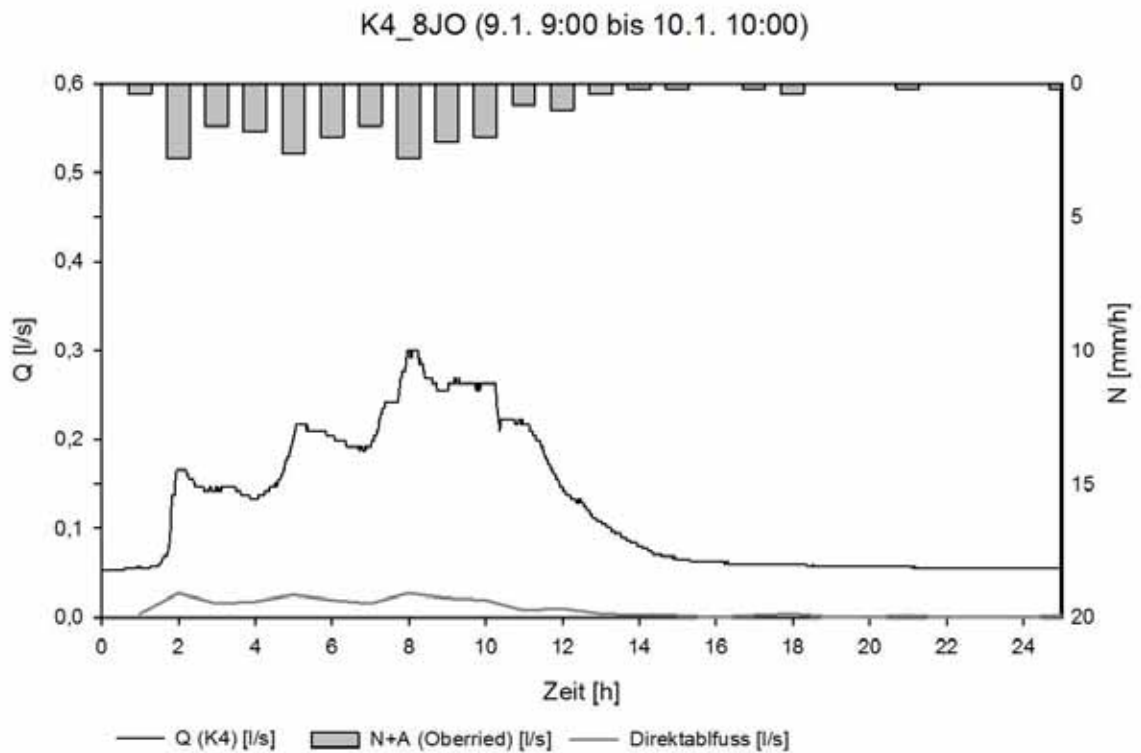


Abbildung 9.3.7: Darstellung der Abflussreaktion auf Ereignis 8JO an Standort K4.

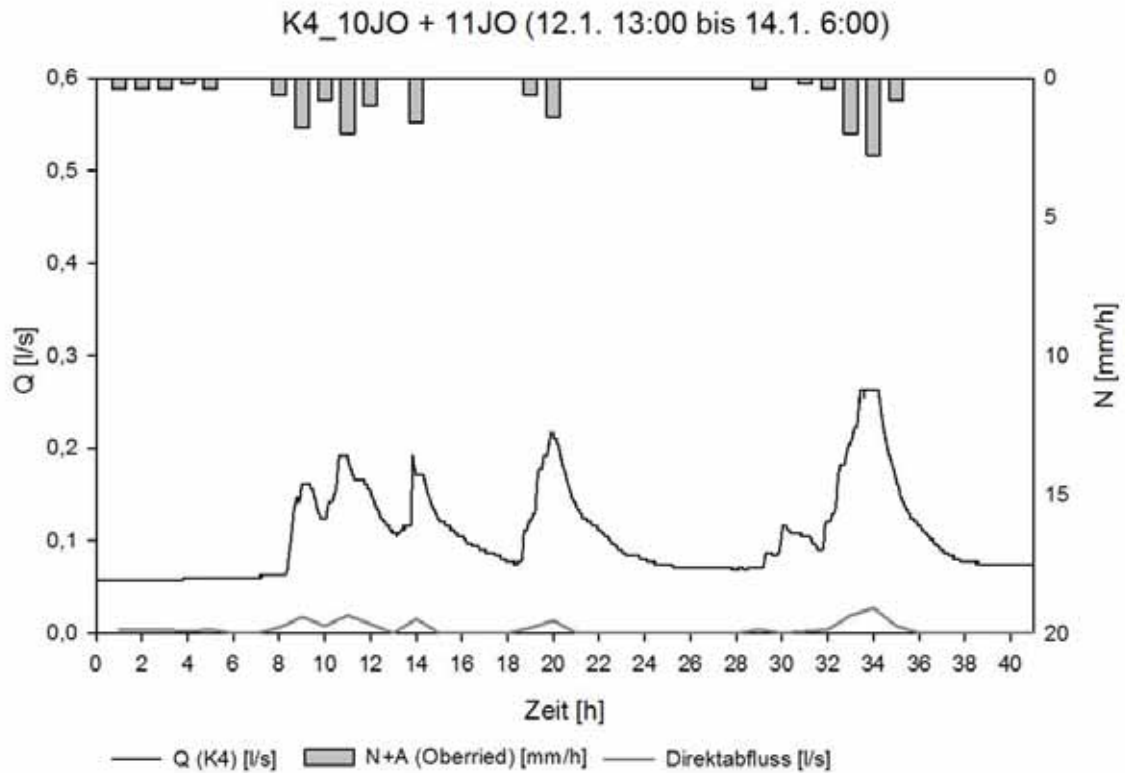


Abbildung 9.3.8: Darstellung der Abflussreaktion des Standorts K4 auf Ereignis 10JO und 11JO.

Die zuvor erwähnten Beobachtungen führen zu folgender Theorie bezogen auf die Abflussbildung an Standort K4 innerhalb des Zeitraums vom 1.1.2011 bis 14.1.2011. Die einsetzende Ablation und der Niederschlag während Ereignis 6JO erhöhen den Sättigungsgrad an Standort K4 und führen zusätzlich zur Bildung von Direktabfluss. Dieser speist hauptsächlich die Abflussbildung bis zum Eintreten des Ereignis 7JO. Ereignis 7JO führt durch die hohen Intensitäten zur Ausbildung zweier Abflusspeaks und zu einer weiteren Sättigung des Bodenkörpers. Eine Abflusskomponente dieser ist sicherlich der Direktabfluss. Der Rest des Abflussvolumens wird entweder ausschließlich durch *Biomat-flow* gestellt oder beinhaltet auch schon eine weitere Abflusskomponente, welche aus dem Bodenkörper stammt. Ein Indiz für letzteres könnte der nach Ereignis 7JO erhöhte kontinuierliche erfasste Abfluss (im Vergleich zum Abflussniveau vor Ereignis 7JO) sein. Spätestens während Ereignis 8JO bildet eine dritte Abflusskomponente den erfassten Abfluss. Diese wird aus gesättigten oder nahe der Sättigung befindlichen Bereichen gespeist. Ob diese sich oberflächennah oder entlang einer undurchlässigeren Schicht entwickelte bleibt wohl unklar. Jedoch wird hier vermutet, dass die Herkunft dieser Abflusskomponente auf eine Sättigung entlang der am Standort anzutreffenden tonhaltigen Schicht in ca. 1m Tiefe oder entlang der Grenzschicht zwischen Bodenmatrix und Grundgestein zurückzuführen ist. Begründet wird diese Theorie auf Beobachtungen während der Beregnungsversuche mit Brillinat Blue. Während dieser wurde zum einen die versiegelnde Eigenschaft der anzutreffenden Streuschicht beobachtet. Des Weiteren wurde durch eine Beregnung nach Abtragung dieser Streuschicht beobachtet, dass der vertikale Wassertransport über Makroporen dominierend ist. Daher wird vermutet, dass bis Ereignis 8JO über vertikale Fließwege Niederschlagsinput in tiefere Zonen gelangen konnte. Dort entwickelte sich über die Folgeereignisse ein Sättigungshorizont aus. Dieser speiste den kontinuierlich erfassten Abfluss und führte zu den (im Vergleich zu Dezember) erhöhten Abflusswerten.

Die Abflussmessung vom 14.1. bis 31.1.2011 an Standort K4 ist im Anhang dargestellt (Abbildung A 16). Hierbei sind weiterhin ein konstanter Abfluss und eine geringe Abflussreaktion auf ein Niederschlagsereignis am 25.1. (Tag 10) zu beobachten. Allerdings ist der anhaltende konstante Abfluss kritisch zu betrachten. Auch hier könnte durch Blätter oder andere Feststoffe der Ausfluss blockiert worden sein. Ein Hinweis darauf liefert das sprunghafte An- bzw. Abfallen zwischen Tag 4 und 6.

9.3.3 Januar K3

In Abbildung 9.3.9 ist der Niederschlagsinput und der zugehörige Abfluss an Standort K3 für den Zeitraum vom 1.1.2011 bis 14.1.2011 dargestellt. Hat man die Abflussreak-

tion dieses Standorts im Dezember im Hinterkopf, so ist wohl am auffälligsten, dass die Abflusswerte in diesem Fall nicht die gleiche Größenordnung erreichen. Des Weiteren fällt auf, dass zwischen Tag 1 und 5 ein sehr sprunghaftes An- bzw. Abfallen der Abflusskurve zu verzeichnen ist. Wie in Abbildung A 17 zu sehen ist, kann dieses Verhalten wohl auf die Einflüsse von Eisbildung zurückgeführt werden.

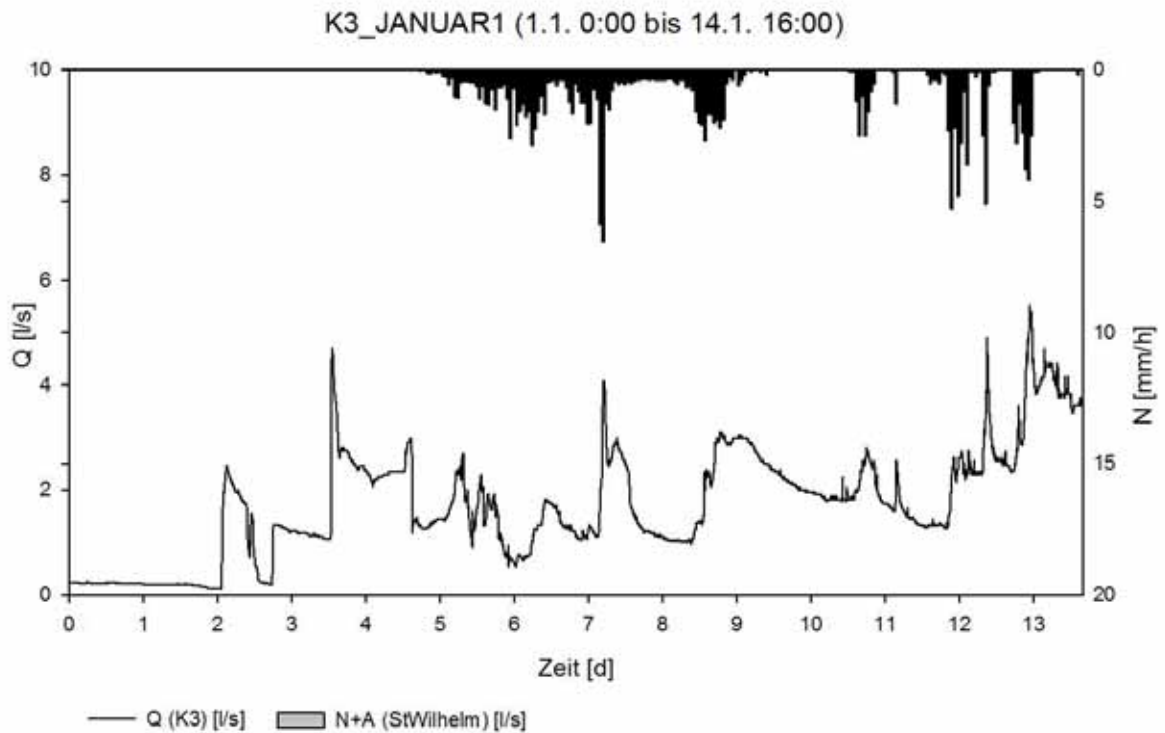


Abbildung 9.3.9: Darstellung des Niederschlagsinputs und des Abfluss an Standort K3 für den Zeitraum vom 1.1.2011 bis 14.1.2011

Ab Tag 5 erscheinen die Abflusswerte und deren Verlauf wieder plausibel. Die stattfindende Abflussbildung entspricht der, welche schon im Dezember an Standort K3 beobachtet werden konnte. Jedoch wird in diesem Fall kein so hoher Spitzenabfluss erreicht. Dies liegt wohl darin begründet, dass der Niederschlagsinput nicht so zeitlich konzentriert auftritt, wie im Dezember beobachtet wurde. Dadurch konnte sich die horizontale, wie auch vertikale Sättigung nicht im gleichen Maße ausprägen und somit auch kein Abfluss im gleichen Maße generiert werden. Die Abflussreaktion des Standorts K3 für den Zeitraum vom 14.1.2011 bis 31.1.2011 ist in Abbildung 9.3.10 zu sehen.

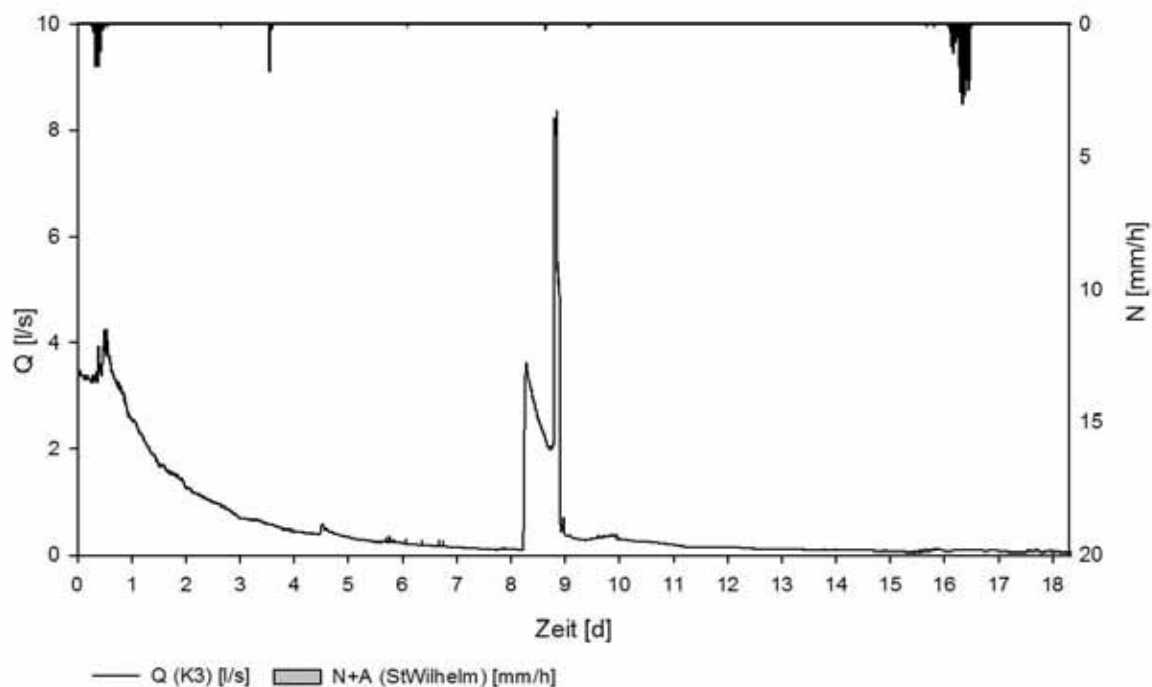


Abbildung 9.3.10: Darstellung des Niederschlagsinputs und des Abfluss an Standort K3 für den Zeitraum vom 14.1.2011 bis 31.1.2011.

Auch im Januar konnte das Leerlaufen des Bodenspeichers an Standort K3 aufgezeichnet werden. Abgesehen von einem geringen Niederschlagsinput zwischen Tag 3 und 4 scheint dieses unbeeinflusst zu sein. Ein Vergleich der Auslaufprozesse im Januar und Dezember findet später statt. Weiterhin zu sehen ist ein Abflusspeak zwischen Tag 8 und 9. Dieses ist, wie der sehr sprunghafte Verlauf andeutet, auf Eisbildung zurückzuführen. Dies kann durch ein Temperaturintervall von $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$ bis $-11\text{ }^{\circ}\text{C}$ zwischen Tag 8 und 9 belegt werden. Zusammenfassend kann die Abflussbildung des Standorts K3 der Abflussbildung im Dezember entsprechend beschrieben werden. Infiltrierender Niederschlagsinput führt zur Bildung gesättigter oder nahe der Sättigung befindlicher Bereiche. Diese führen zu Makroporen- bzw. Matrixfluss.

9.3.4 Fazit Januar

Das Bild der Abflussreaktionen im Januar entspricht weitestgehend den Beobachtungen im Dezember. An Standort K5 konnte kein eindeutiger ZA identifiziert werden. Die Abflussreaktion an Standort K4 deutet im Januar auf das Vorhandensein einer Abflusskomponente hin, welche aus tieferen Bodenschichten stammen könnte. Diese Beobachtung wird in Kapitel 9.4 detaillierter untersucht und nochmals geprüft, ob die zuvor

formulierten Interpretationen der Abflussbildung plausibel erscheinen. Standort K3 zeigte eine der im Dezember entsprechende Abflussreaktion. Der unterschiedliche Verlauf der Abflussbildung ist wohl ausschließlich auf die unterschiedliche zeitliche Verteilung des Niederschlags zurückzuführen. Auch hier wird die unterschiedliche Reaktion der beiden Zeiträume Dezember und Januar in Kapitel 9.4 nochmals detaillierter betrachtet.

9.4 Vergleich der Abflussreaktionen

In diesem Kapitel sollen zuvor aufgestellte Theorien nochmals aufgegriffen und analysiert werden. Auch wird versucht, ein Vergleich der Standorte und ihrer zugehörigen Abflussreaktionen durchzuführen. Das Ziel ist hierbei die Abflussreaktionen eindeutiger zu definieren und dadurch die räumliche wie auch zeitliche Variabilität der erfassten Daten zu begründen.

9.4.1 Vergleich der Standorte K5 und K4

Aufgrund ihrer räumlichen Nähe kann der Input durch Niederschlag der beiden Standorte wohl annähernd als einheitlich betrachtet werden. Daher ist zu vermuten, dass die unterschiedlichen Abflussreaktionen in den unterschiedlichen Hangkonfigurationen begründet sind. Die Feldkapazität, das drainbare Porenvolumen, wie auch die Bodenmächtigkeit befinden sich ebenfalls in vergleichbaren Bereichen (Tabelle 9.1).

Tabelle 9.1: Vergleich von FK, DP und Bodenmächtigkeit der Standorte K4 und K5.

	K4	K5
FK [mm/m ³]	129,21	136,39
DP [mm/m ³]	23,82	29,54
Bodenmächtigkeit [cm]	1,67	1,38

Unterschiede bestehen in der vertikalen Makroporendichte, dem mittleren Gefälle und in der unterschiedlichen Vegetationsbedeckung (Tabelle 9.2).

Tabelle 9.2: Vergleich von Gefälle, Makroporenausstattung und Vegetation der Standorte K4 und K5.

	K4	K5
Gefälle [°]	30,68	23,28
Vertikale Makroporendichte [n/m ²]	384	285
Vegetation	Dichter Mischwald, Fichte dominierend	lichter Fichtenwald

Die aus diesen Einflussgrößen resultierenden Abflussreaktionen weisen erhebliche Unterschiede auf. Folgend wird zwecks einer objektiveren Vergleichbarkeit der Abflussreaktionen auf den Abflusskoeffizienten zurückgegriffen. Aufgrund der wechselnden Terminologie dieses Begriffs, wird hier kurz erwähnt, welche Bedeutung folgend dem Begriff Abflusskoeffizient zukommt. Mit Abflusskoeffizient ist der Quotient aus der Summe des Abfluss eines Zeitraums und der Summe des Niederschlags über die gesamte Akkumulierungsfläche des gleichen Zeitraums gemeint. Dieser ist einheitslos. Ermittelt wurde der Abflusskoeffizient über die stündlichen Mittelwerte der Abflüsse, abzüglich der stündlichen Mittel des Direktabfluss, da der Anteil an Direktabfluss den Abflusskoeffizienten verfälschen würde. In Tabelle 9.3 sind die Abflusskoeffizienten der Standorte K4 und K5 für unterschiedliche Ereignisse im Dezember dargestellt.

Tabelle 9.3: Darstellung der Kennwerte einzelner Niederschlagsereignisse und zugehörige Abflusskoeffizienten im Dezember.

	N_Summe [mm]	Maximale Intensität [mm/h]	Mittlere Intensität [mm/h]	Abflusskoeffizient	
				K4	K5
1DO	29,6	6,6	1,64	0,018	0,0081
2DO	30,1	4,8	1,41	0,02	0,0009
3DO	22,2	3,5	1,23	0,029	0,0001

Die Entwicklung der Abflusskoeffizienten des Standorts K4 zeigt eine stetige Zunahme im Verlauf der Ereignisse. Diese Tatsache deutet darauf hin, dass an Standort K4 im Verlaufe der Ereignisse die horizontale Sättigung zunahm. Mit dieser Zunahme der Sättigung bzw. dem Anteil an gesättigten Bereichen im Hang konnte während der Folgeereignisse mehr Niederschlag abflusswirksam werden. Dies wiederum deutet darauf hin, dass nicht, wie zuvor formuliert, die Abflusskomponente Biomat-flow dominiert, sondern eher der Wassertransport über die Matrix und/oder Makroporen den Großteil des Abfluss stellen. Auch die Beobachtung, dass trotz Abnahme der maximalen Intensität, der Niederschlagssumme und der mittleren Intensität im Verlauf der Ereignisse, der Abflusskoeffizient stetig zunimmt, scheint im Widerspruch zu liegen mit der Theorie des Biomat-flow.

Die Entwicklung der Abflusskoeffizienten des Standorts K5 weist ein gänzlich anderes Bild auf. Hier scheint der Abflusskoeffizient eher in einem Zusammenhang mit der Niederschlagsintensität zu stehen. Eine detaillierte Betrachtung dieser Tatsache folgt später.

In Tabelle 9.4 sind entsprechend Tabelle 9.3 die Ergebnisse des Januars dargestellt.

Tabelle 9.4: Darstellung der Kennwerte einzelner Niederschlagsereignisse und zugehörige Abflusskoeffizienten im Januar.

	N_Summe [mm]		Maximale Intensität [mm/h]		Mittlere Intensität [mm/h]		Abflusskoeffizient	
	K4	K5	K4	K5	K4	K5	K4	K5
6JO	31,2	31,2	2,9	2,9	0,94	0,92	0,0114	0,0019
7JO	22,6	31,1	7,4	7,9	1,08	1,48	0,0328	0,0008
8JO	23,4	23,4	2,8	2,8	0,94	0,94	0,0746	0,0041
9JO	5,6	5,6	1,8	1,8	0,4	0,4	0,094	0,0019
10+11JO	18,2	18,2	2,8	2,8	0,52	0,52	0,183	0,0058

Die Entwicklung des Abflusskoeffizienten an Standort K4 im Januar unterstützt die zuvor formulierte Annahme der Abflussbildung in tieferen Bodenschichten. In diesem Fall übersteigt schon das zweite Ereignis den maximalen Abflusskoeffizienten aus Dezember. Auch hier steigt der abflusswirksame Teil des Niederschlags stetig an, unab-

hängig von Niederschlagssumme, maximaler und mittlerer Intensität. Dadurch kann an Standort K4 Zwischenabfluss, welcher durch gesättigte oder nahe der Sättigung befindliche Bereiche gespeist wird, identifiziert werden.

Die ermittelten Abflusskoeffizienten des Standorts K5 besitzen im Januar keinen Zusammenhang zur Niederschlagsintensität. Im Gegenteil, der geringste Abflusskoeffizient tritt bei maximaler Intensität auf. Somit deuten die Abflusskoeffizienten im Januar, wie auch im Dezember darauf hin, dass kein Zwischenabfluss an Standort K5 erfasst wurde. Die gemessenen Abflüsse wurden mit hoher Wahrscheinlichkeit vollständig durch Direktabfluss gestellt.

Dadurch, dass an Standort K5 kein Zwischenabfluss erfasst wurde ist es leider nicht möglich die unterschiedlichen Abflussreaktionen zu vergleichen und eventuelle dominierende Einflussgrößen zu isolieren. Die Tatsache, dass an Standort K5 kein Zwischenabfluss erfasst wurde, führt nicht zu der Aussage, dass hier kein ZA gebildet wurde. Darauf wird in Kapitel 9.6.1 detaillierter eingegangen.

9.4.2 Standort K3: Vergleich der Abflussreaktionen

Schon die graphische Interpretation der Abflussreaktionen des Standorts K3 im Dezember bzw. im Januar offenbart, dass die Variabilität hier durch die zeitliche Verteilung der Niederschlagsereignisse hervorgerufen wird. Dies veranschaulicht Tabelle 9.5

Tabelle 9.5: Kennwerte der gesamten Niederschlagsereignisse an Standorte K3.

	Zeitraum	Stunden [h]	N_Summe [mm]	Mittlere Intensität [mm/h]	Stunden ohne Input [h]
K3 Dezember	5.12. 9:00 – 8.12. 23:00	87	112,5	1,41	-
K3 Dezember 2	6.12. 14:00 – 8.12. 23:00	58	109,7	1,94	-
K3 Januar	5.1.18:00- 14.1.3:00	201	168,6	0,83	45

(K3 Dezember 2 = ab einsetzen Niederschlag)

Der Unterschied zwischen „K3 Dezember“ und „K3 Dezember 2“ besteht hierbei darin, dass „K3 Dezember 2“ den Zeitraum vom 5.12. 9:00 bis 6.12.14:00 nicht berücksichtigt. Innerhalb dieses Zeitraums fand ausschließlich Ablation statt. Daher zeigt „K3 Dezember 2“ noch eindeutiger den unterschiedlichen zeitlichen Verlauf der Niederschlagsereignisse im Januar und Dezember. Hervorzuheben sind hierbei die mittlere Intensität und die Stunden ohne Niederschlagsinput (Niederschlag + Ablation).

Diese Variabilität der Niederschlagsereignisse führte zu der beobachteten Variabilität der Abflussreaktionen. Das zeitlich konzentriertere Auftreten des Niederschlags im Dezember führte zu einer weitreichenderen vertikalen, wie auch horizontalen Sättigung im Hang. Dementsprechend gegenläufig, ermöglichten die niederschlagsfreien Intervalle im Januar ein teilweises Leeren des Bodenspeichers, wodurch sich vor allem die vertikale Sättigung nicht in gleichem Maße ausbreiten konnte. Dies führte zu den geringeren Spitzenabflüssen. Diese These kann durch die Darstellung der Abflusskoeffizienten unterstrichen werden. In Tabelle 9.6 sind die Abflusskoeffizienten des Standorts K3 für die einzelnen Ereignisse im Dezember und in Tabelle 9.7 entsprechend für den Januar dargestellt.

Tabelle 9.6: Darstellung der Kennwerte einzelner Ereignisse und zugehörige Abflusskoeffizienten an Standort K3 im Dezember.

	N_Summe [mm]	Maximale Intensität [mm/h]	Mittlere Intensität [mm/h]	Abflusskoeffizient
1DW	44,1	9,5	0,96	0,37
2DW	41,7	6,6	1,81	1,26
3DW	26,7	5,9	1,48	2,17
Gesamt	112,5	9,5	1,41	1,11

Tabelle 9.7: Darstellung der Kennwerte einzelner Ereignisse und zugehörige Abflusskoeffizienten an Standort K3 im Januar.

	N_Summe [mm]	Maximale Intensität [mm/h]	Mittlere Intensität [mm/h]	Abflusskoeffizient
1JW	71,1	6,5	1,1	0,457
2JW	33,5	2,7	0,7	0,911
3JW	10,3	2,5	1,1	0,649
4JW	1,4	1,3	0,7	0,957
5JW	33,1	5,3	1,4	0,507
6JW	17,2	4,2	2,2	0,613
Gesamt	168,6	6,5	0,83	0,590

Der geringste Abflusskoeffizient ist dem ersten Ereignis zugeordnet. Dies erscheint plausibel, berücksichtigt man, dass hier die geringste Vorfeuchte zu erwarten ist. Anschließend steigt der Abflusskoeffizient im Dezember über den Wert von 1,0. Dies ist unter Berücksichtigung der Tatsache, dass in diesem Fall zuvor infiltriertes oder gespeichertes Wasser abflusswirksam wird, durchaus plausibel. Bei dieser zeitlichen Abgrenzung der Ereignisse, welche aufgrund der abgeschätzten Ablation ohne Niederschlagsinput-freie Zeit als ein Ereignis zu betrachten sind, ist ein Abflusskoeffizient von $> 1,0$ dementsprechend noch plausibler. Dennoch ist vor allem der Abflusskoeffizient von über 2,0 mit einer Unsicherheit durch die Extrapolation der Anpassung behaftet, da dadurch das Gesamtabflussvolumen überschätzt und dadurch wiederum der Quotient aus der Summe des Abfluss und der zugehörigen Niederschlagssumme, also der Abflusskoeffizient, überschätzt wird. Neben der Unsicherheit durch die Extrapolation der Abflusswerte, besteht auch die Möglichkeit der Unterschätzung der Akkumulierungsfläche und somit der Summe des Niederschlagsinputs. Eine weitere Unsicherheit wird durch die Tatsache erzeugt, dass die Niederschlagsreihe für Standort K3 im Dezember nicht gemessen wurde, sondern über eine lineare Regression erzeugt wurde. Daher könnte die Niederschlagshöhe unterschätzt sein. Trotz dieser Unsicherheiten scheint der Abflusskoeffizient der einzelnen Ereignisse geeignet um die Abflussbildungsprozesse zu beschreiben und zu vergleichen. Vor allem der Abflusskoeffizient über das gesamte Er-

eignis hinweg zeigt, dass im Dezember ein größerer Anteil des Niederschlags abflusskräftig werden konnte. Ein weiteres Indiz für die weitreichendere vertikale Ausbreitung der Sättigung an Standort K3 im Dezember liefert die logarithmische Darstellung der Speicherleerung nach den Ereignissen. In Abbildung 9.4.1 ist die Speicherleerung nach den Niederschlagsereignissen im Dezember dargestellt und in Abbildung 9.4.2 entsprechend im Januar.

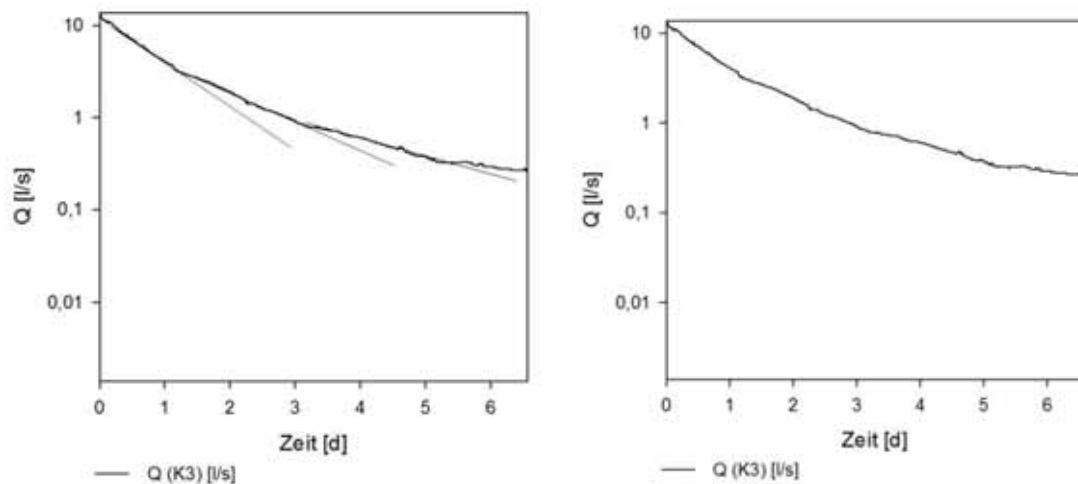


Abbildung 9.4.1: Einfach logarithmische Darstellung der Abflussmessung an Standort K3 nach Beendigung der Niederschlagsereignisse im Dezember.

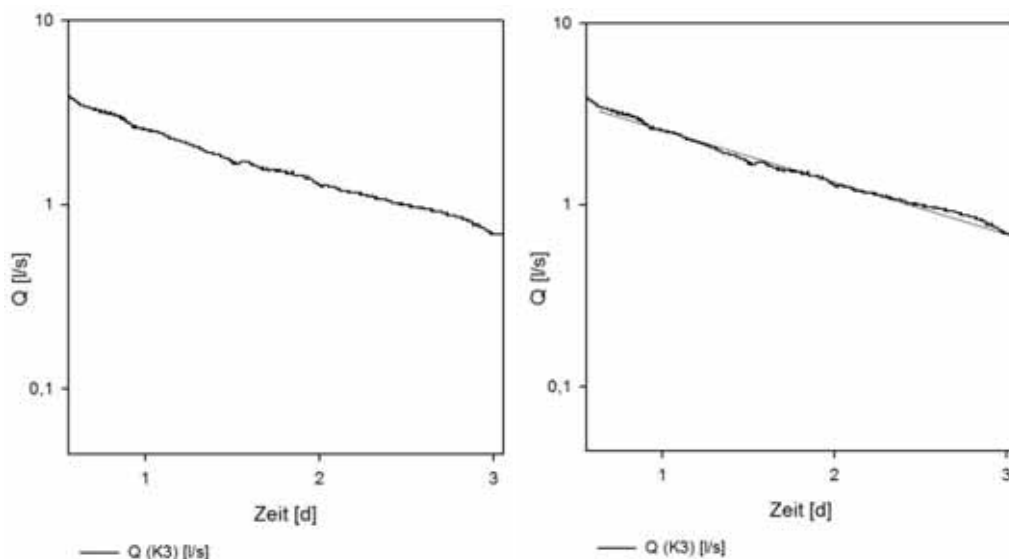


Abbildung 9.4.2: Einfach logarithmische Darstellung der Abflussmessung an Standort K3 nach Beendigung der Niederschlagsereignisse im Januar.

In Abbildung 9.4.1 (Speicherleerung Dezember) ist in der logarithmischen Darstellung eindeutig die Beteiligung mehrerer Speicherräume zu erkennen. Diese könnten hier als die unterschiedlichen Bodenschichten identifiziert werden, welche an der Abflussbildung im Dezember beteiligt waren. In Abbildung 9.4.2 (Speicherleerung Januar) ist ein solcher Verlauf nicht zu erkennen. Die logarithmische Darstellung des Abflussverläufs verläuft annähernd linear, was darauf schließen lässt, dass in diesem Fall nicht mehrere Speicherräume an der Abflussbildung beteiligt waren.

9.4.3 Vergleich K4 und K3

Betrachtet man die unterschiedlichen Abflussreaktionen der Standorte K3 und K4, wirft sich die Frage auf, worin dieser erhebliche Unterschied, vor allem hinsichtlich des Abflussvolumens, begründet ist. Die Vorfeuchte scheint hier nicht entscheidend zu sein, da auch im Januar an Standort K4 kein ZA der gleichen Größenordnung erfasst werden konnte, obwohl in diesem Fall von einer vergleichbaren Vorfeuchte ausgegangen werden kann. Anhand der zuvor dargestellten Daten lassen sich folgende Einflussgrößen nennen, welche zu dieser unterschiedlichen Ausprägung des ZA führen könnten. Diese sind, die Niederschlagshöhe, das drainbare Porenvolumen und die Bodemächtigkeit. Tabelle 9.8 stellt dies dar.

Tabelle 9.8: Vergleich unterschiedlicher Einflussgrößen der Standorte K3 und K4.

	N_Summe [mm]	Mittlere Intensität [mm/h]
K3 Dez	112,5	1,41
K3 Dez2	109,7	1,94
K4 Dez	81,9	1,42
K3 Jan	168,6	0,83
K4 Jan	101	0,78
	DP [Vol.%]	Bodemächtigkeit (Mittelwert) [cm]
K3	9,62	167
K4	2,38	166

Wie zu erkennen ist, besteht bezüglich der mittleren Bodemächtigkeit kaum Differenz. Dennoch sollte berücksichtigt werden, dass die Verteilung der Bodemächtigkeit sich dahingegen unterscheidet, dass an Standort K3 die Bodemächtigkeit hangaufwärts abnimmt. Die bedeutendsten Unterschiede bestehen zum einen in der Niederschlagshöhe und der zugehörigen mittleren Niederschlagsintensität. Und zum anderen innerhalb der drainbaren Porenvolumina. Dieser Unterschied der drainbaren Volumina ist wohl aus-

schlaggebend für die unterschiedlichen Abflussreaktionen. Denn dies bedeutet eine Verschiebung des Verhältnisses der immobilen und mobilen Volumenanteile um den Faktor 4. Dies, in Verbindung mit dem erhöhten Niederschlagsinput an Standort K3, kann wohl als Ursache der beobachteten Unterschiede bezeichnet werden. Verstärkt werden könnte dieser Effekt durch die Verteilung der Bodenmächtigkeit an Standort K3 und, wie später detaillierter beschrieben wird, durch eine Überschätzung der Bodenmächtigkeit an Standort K3. Somit können anhand des Vergleichs dieser beiden Standorte das drainbare Porenvolumen und die Niederschlagshöhe in Verbindung mit der mittleren Intensität als steuernde Einflussgrößen bezeichnet werden.

9.5 Interpretation der Modellierung

Folgend werden die Ergebnisse der Modellierung diskutiert. Dabei erfolgt die Gliederung zunächst anhand der Standorte und anschließend zeitlich.

9.5.1 Modellierung K2

Die Modellierung an Standort K2 wurde wie in Kapitel 8.10.2 beschrieben durchgeführt. Wie in Abbildung 9.5.1 zu sehen ist wird durch die Modellierung an Standort K2 Zwischenabfluss ausgewiesen. Dies erscheint unter Berücksichtigung des abgeschätzten Niederschlagsinputs von 255 mm und gegebener Hangkonfiguration (Tabelle 8.14) plausibel. Daher kann wohl davon ausgegangen werden, dass an diesem Standort zwar ZA gebildet wurde, jedoch nicht erfasst werden konnte. Begründet werden kann dies dadurch, dass der Anschnitt an diesem Standort nicht sehr tiefreichend ausgebildet ist. Daher besteht die Möglichkeit, dass gebildeter ZA in tieferen Bodenschichten hangabwärts gelangte und somit nicht der Abflussmessung zukommt. Während späterer Feldbegehungen konnte, im Talbereich unterhalb des Standorts, die Ausbildung von Sättigungsflächen entlang eines Gerinnes beobachtet werden. Dies unterstützt oben genannte Theorie. Da in diesem Fall keine Abflussmessungen zur Verfügung stehen, können auch ein Vergleich und eine zugehörige Interpretation hier leider nicht stattfinden. Jedoch kann hier erwähnt werden, dass die Modellierung für Standort K2 eine sehr schnelle Abflussreaktion auf Niederschlagsinput aufweist. Dies könnte unter anderem in der höheren gesättigten hydraulischen Leitfähigkeit und der geringen Bodenmächtigkeit in Verbindung mit dem verhältnismäßig kleinflächigen Einzugsgebiet begründet sein. Dies führt zu kürzeren Fließwegen und gleichzeitig zu kürzeren Fließzeiten. Diese ermöglichen die modellierten, direkten Reaktionen auf einfallenden Niederschlag.

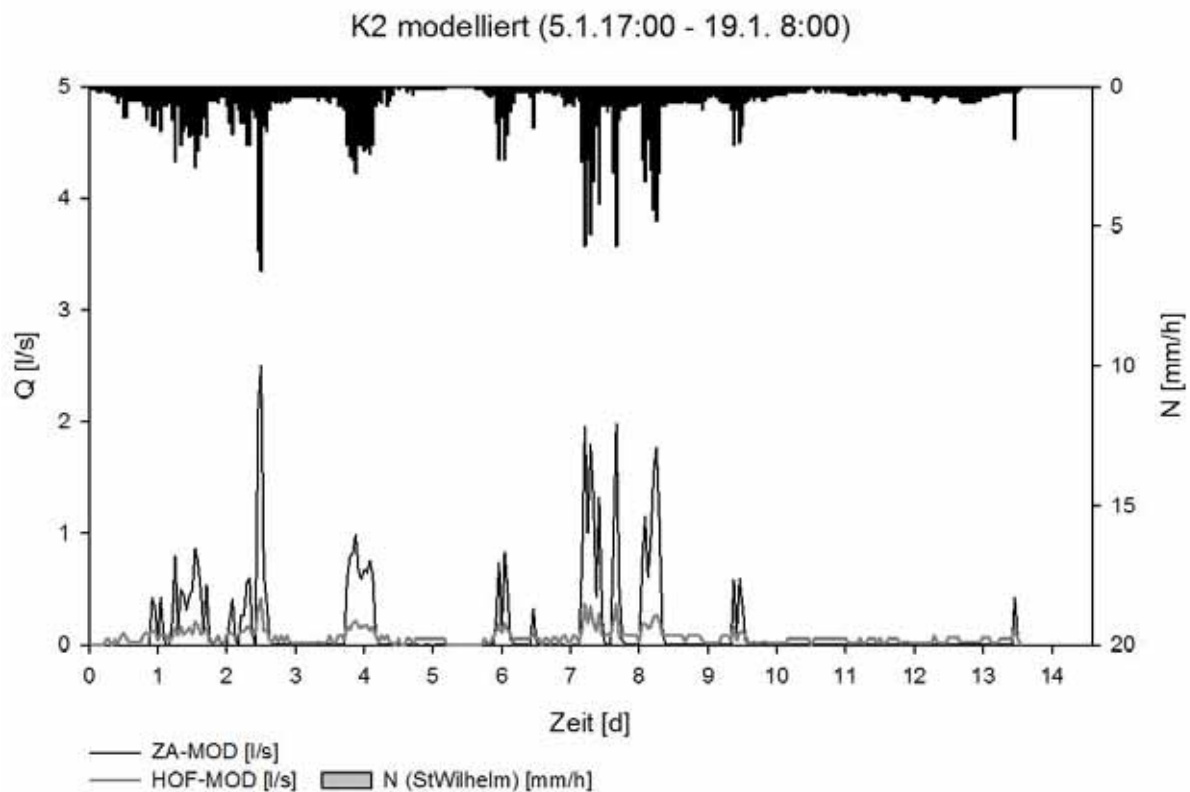


Abbildung 9.5.1: Darstellung der Ergebnisse der Modellierung an Standort K2.

9.5.2 Modellierung K3

Die Modellierung für Standort K3 wurde wie in Kapitel 8.10.3 beschrieben durchgeführt. Folgend wird erst auf die Modellierungen im Dezember eingegangen. Anschließend folgt die Betrachtung der Modellierung für den Januar. In Tabelle 9.9 sind nochmals die unterschiedlichen Annahmen der einzelnen Szenarien dargestellt. Hierbei sind für Szenario 2 und 3, jeweils für die Bodenmächtigkeit, die Feldkapazität und das drainbare Porenvolumen die Faktoren angegeben, um welche die Daten von Szenario 1 reduziert wurden. Des Weiteren wurde für Szenario 2 und 3 der Niederschlag um den Faktor 0,1 erhöht.

Tabelle 9.9: Übersicht über die unterschiedlichen Annahmen der einzelnen Szenarien für die Modellierung an Standort K3

	Vorfeuchte	Bodenmächtigkeit	FK	DP
	[% nFK]	[cm]	[mm/10]	[mm/10]
Szenario 1	70	100 - 300	1206	962
Szenario 2	80	0.5	0.2	0.2
Szenario 3	95	0.5	0.2	0.2

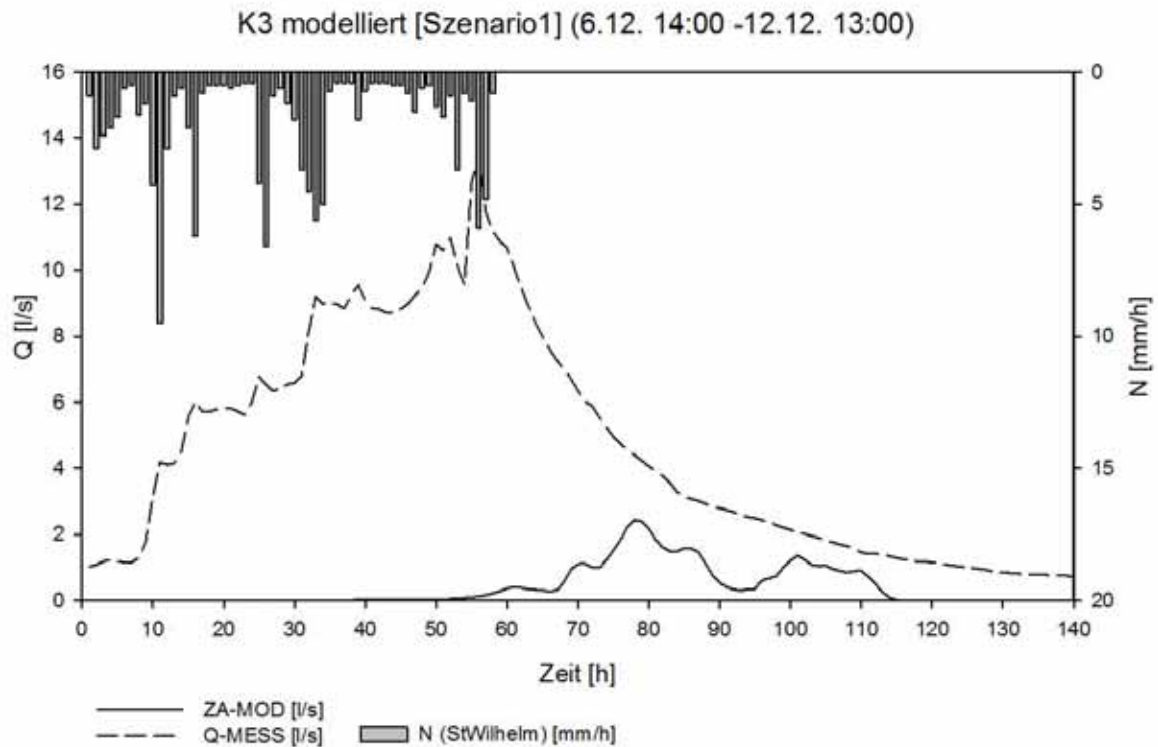


Abbildung 9.5.2: Darstellung des gemessenen und modellierten ZA nach Szenario 1 an Standort K3 im Dezember.

Wie in Abbildung 9.5.2 zu sehen ist kann durch Szenario 1 die gemessene Abflussbildung nicht wiedergegeben werden. Besonders auffällig ist das geringere Abflussvolumen, sowie das stark verzögerte einsetzen des ZA. Diese Beobachtungen sind stark mit der Annahme der Vorfeuchte von 70% nFK verknüpft. Da dadurch die Füllung der Bodenspeicher erhebliche Mengen des Niederschlags beansprucht. Aus diesem Grund verringert sich der Feldkapazitätsüberschuss (FK-ÜS), wodurch das zur Bildung von ZA verfügbare Volumen reduziert wird und gleichzeitig die Entwicklung des FK-ÜS zeitlich verspätet auftritt. In Abbildung 9.5.3 ist das Ergebnis der Modellierung nach Szenario 2 zu sehen. Die Modifizierung der Bodenmächtigkeit, der Vorfeuchte und der Speichervolumenanteile führt hier zu einem eindeutig erhöhten Abflussvolumen. Ebenfalls setzt die ZA-Bildung deutlich früher ein. Dies ist zu erwarten, da durch die Modifizierung oben genannter Einflussgrößen die Bildung von ZA begünstigt wird. Zielführender ist hierbei der Vergleich mit der Modellierung nach Szenario 3 (Abbildung 9.5.4).

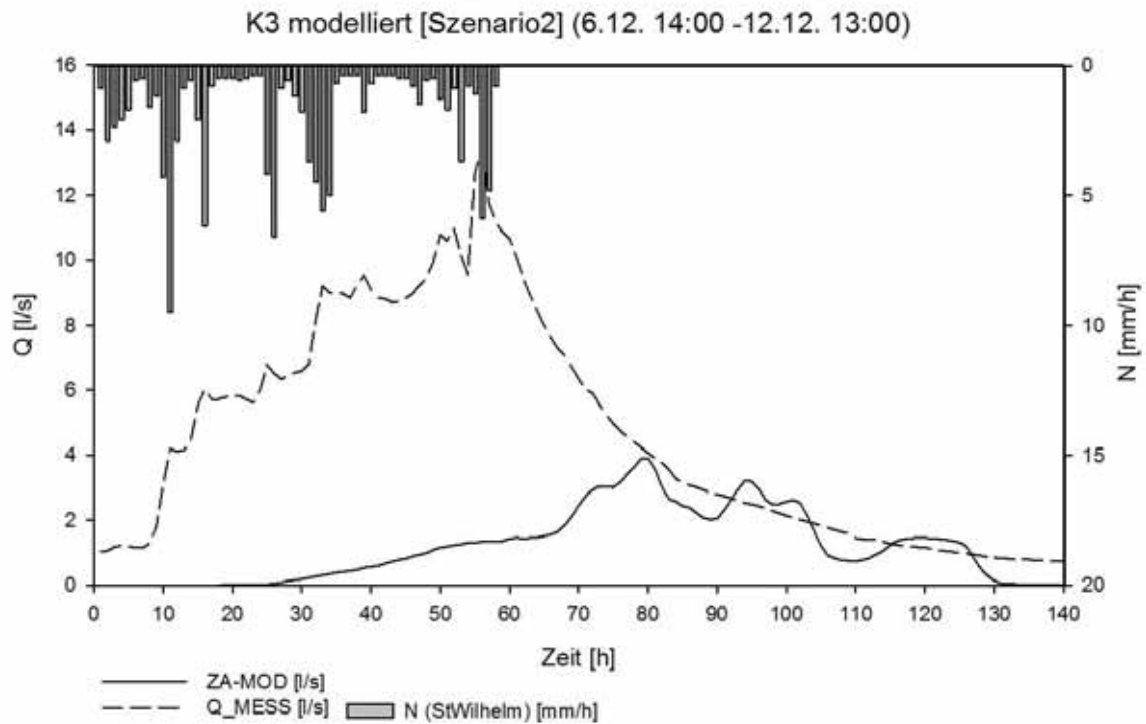


Abbildung 9.5.3: Darstellung des gemessenen und modellierten ZA nach Szenario 2 an Standort K3 im Dezember.

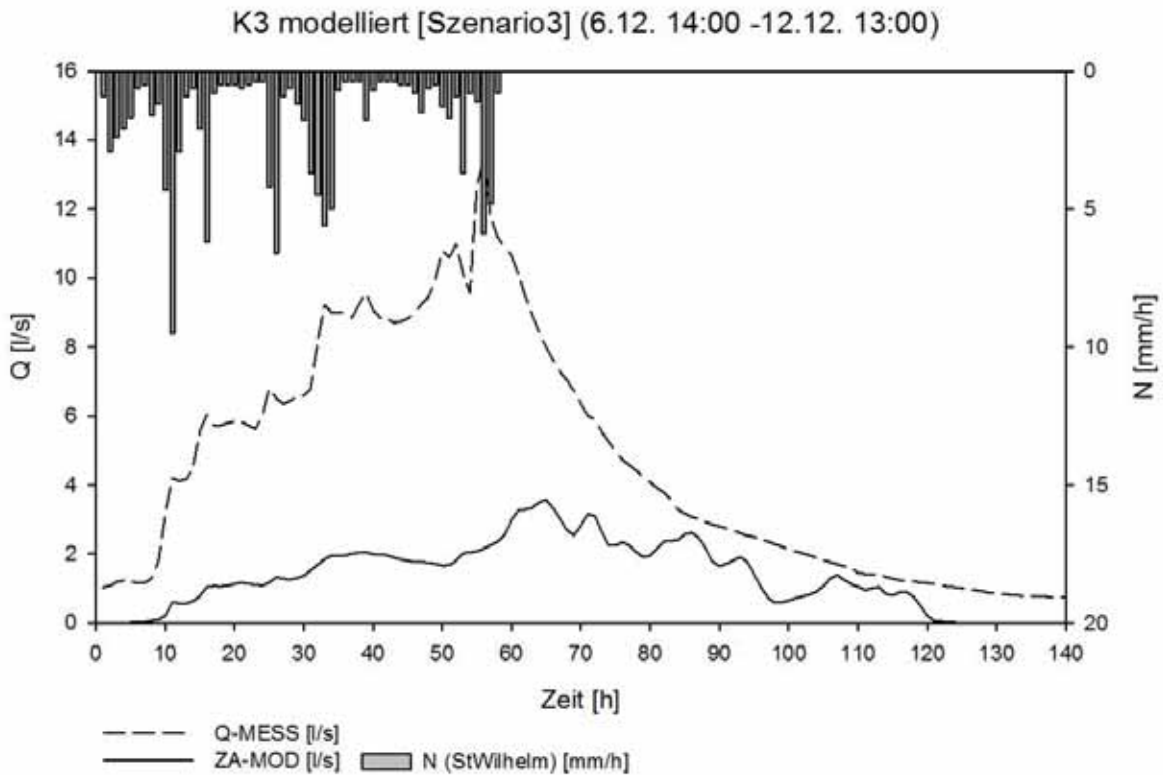


Abbildung 9.5.4: Darstellung des gemessenen und modellierten ZA nach Szenario 3 an Standort K3 im Dezember.

Wie zu sehen ist führt die Erhöhung der Vorfeuchte in Szenario 3 zwar zu einem direkterem Einsetzen der ZA-Bildung, jedoch ist ein geringeres Abflusspeak im Vergleich zu Szenario 2 zu verzeichnen. Somit kann die Vorfeuchte in Hinsicht auf die zeitliche Ausbildung von ZA als sensitiv bezeichnet werden. Wie erwähnt ist dies plausibel, da durch eine erhöhte Vorfeuchte die Feldkapazität vergleichsweise schneller erreicht wird und dadurch der Feldkapazitätsüberschuss, und somit der potenzielle ZA, frühzeitiger verfügbar sind. Hinsichtlich der Ausbildung des Spitzenabfluss scheint die Vorfeuchte allerdings nicht sensitiv. Hier dominiert wohl die Verteilung der Fließzeiten und somit die Abflusskonzentration. Während der zeitliche Verlauf der ZA-Bildung durch Szenario 3 annähernd wiedergegeben werden kann, so besteht weiterhin eine große Differenz hinsichtlich des Abflussvolumens. Diese Beobachtung könnte auf die gleichen Unsicherheiten zurückzuführen sein, wie die Ausweisung der Abflusskoeffizienten. Eine zu geringe Akkumulierungsfläche führt auch hier zu einer Unterschätzung des Abflussvolumens der Modellierung. Ebenso könnte die Extrapolation der P-Q-Beziehung die gemessenen Abflusswerte überschätzen. Ob hier nur eine der genannten Unsicherheiten vorherrscht, oder eine Kombination dieser die Differenz des Abflussvolumens hervorruft, kann vorerst nicht geklärt werden. Doch kann die Aussage getroffen werden, dass unter Berücksichtigung dieser Unsicherheiten, die Modellierung des ZA für Standort K3 nach Szenario 3 die Abflussbildung wiedergeben konnte. Des Weiteren wird vermutet, dass entweder die Mächtigkeit, des an der Abflussbildung beteiligten Bodenkörpers überschätzt, oder die Fließgeschwindigkeiten innerhalb dieser unterschätzt wurden. Auf diese Fragestellung wird später detaillierter eingegangen.

Zunächst folgt die Betrachtung der Modellierung des Standorts K3 im Januar.

Wie in Abbildung 9.5.5 zu sehen ist folgt die zeitliche Entwicklung des modellierten ZA nur bedingt der gemessenen. Dies liegt hauptsächlich in der, in Szenario 1 angenommen, Bodenmächtigkeit von 3 m im Hangfuß begründet. Diese wirkt zum einen als Puffer, zum anderen wird dieser Effekt dadurch gefördert, dass die Fließzeiten innerhalb eines 3 m mächtigen Bodenkörpers stark reduziert sind. Diese These wird unterstützt durch Abbildung 9.5.6. In dieser Abbildung ist das Ergebnis einer fehlerhaften Modellierung zu sehen. Diese Modellierung berücksichtigt ausschließlich den als 1 m mächtig ausgewiesenen Teil der Akkumulierungsfläche. Begründet ist dies darin, dass innerhalb der ersten Modellierungen eine Implementierung von Mächtigkeiten über 2m nicht gegeben war. Daher stellt Abbildung 9.5.6 ausschließlich den modellierten ZA dar, welcher in der 1 m mächtigen Teilfläche gebildet wird und anschließend als Oberflächenabfluss, also mit sehr schnellen Fließzeiten, zum Gebietsauslass gelangt.

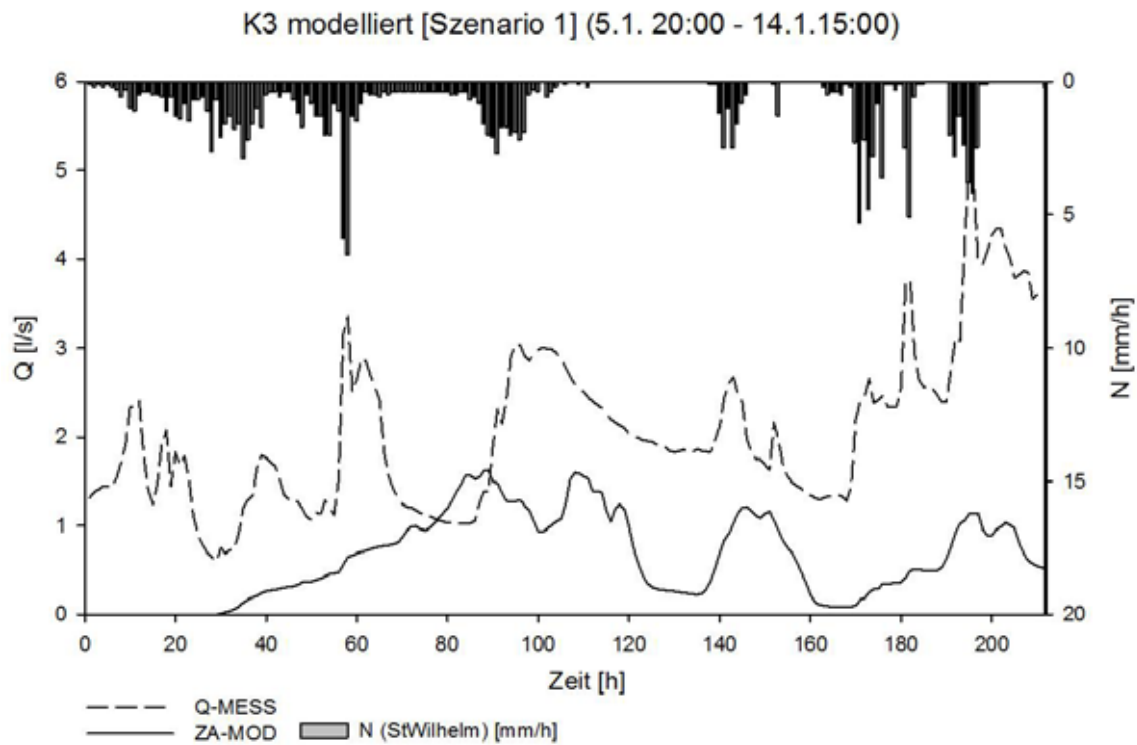


Abbildung 9.5.5: Darstellung des gemessenen und modellierten ZA an Standort K3 nach Szenario 1 für den Zeitraum vom 5.1. bis 14.1.2011.

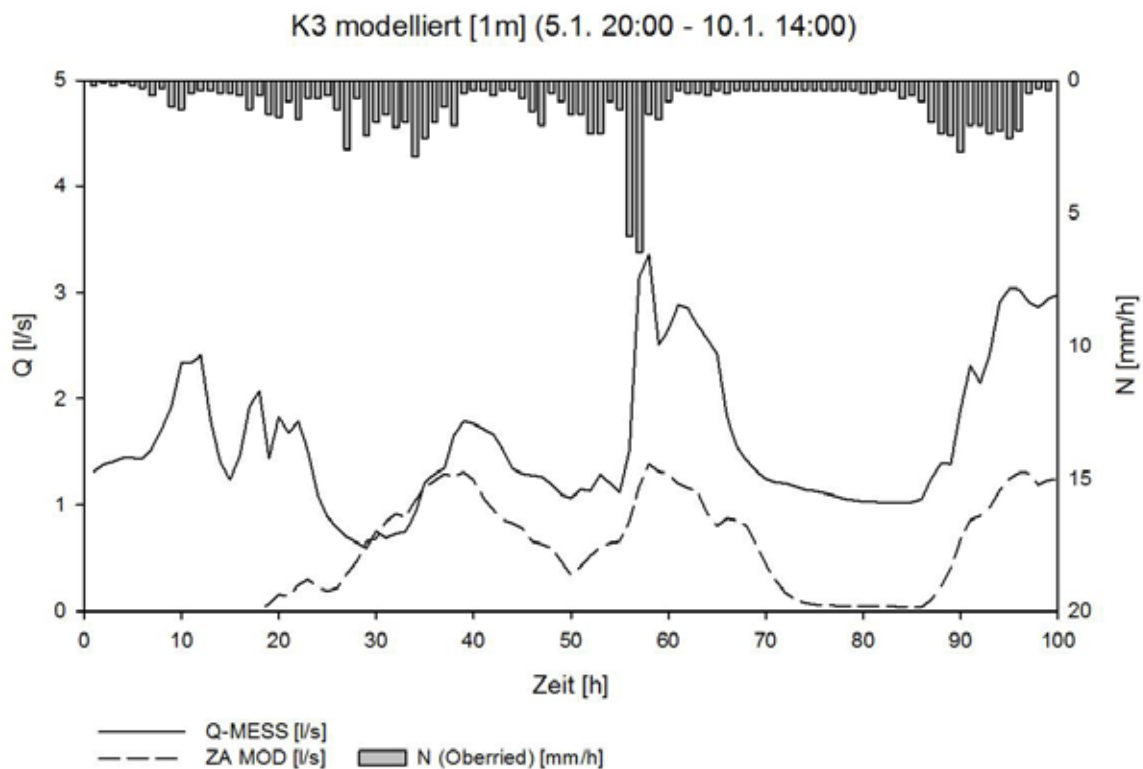


Abbildung 9.5.6: Darstellung des gemessenen und (fehlhaften)modellierten ZA an Standort K3 für den Zeitraum vom 5.1. bis 10.1.2011 nach Szenario 1.

Wie zu sehen ist wird durch diese fehlerhafte Modellierung die zeitliche, wie auch quantitative Entwicklung deutlich besser wiedergegeben. Dies führt zu der Annahme, dass die tatsächliche Verteilung der Bodenmächtigkeit falsch eingeschätzt wurde, oder, dass während den betrachteten Zeiträumen, nicht die vollständige Mächtigkeit an der Abflussbildung beteiligt war. Da allerdings die Bodenmächtigkeit von 3 m am Anschnitt des Hangs als einzige wirkliche Bekannte zu bezeichnen ist, könnte auch die Unterschätzung der Fließgeschwindigkeiten in tieferen Zonen eine Bedeutung zukommen. Insgesamt lässt sich festhalten, dass das Modell durchaus fähig ist, die Abflussbildung wiederzugeben. Die Abweichungen sind wohl eher auf fehlerhafte Eingangsdaten, nicht auf Fehlannahmen innerhalb der Modellstruktur zurückzuführen. Dies verdeutlicht Abbildung 9.5.6.

9.5.3 Modellierung K4

Die Modellierung der Abflussbildung an Standort K4 wurde wie in Kapitel 8.10.4 beschrieben durchgeführt. In Abbildung 9.5.7 ist die Gegenüberstellung des erfassten und modellierten Abfluss an Standort K4 im Dezember zu sehen. Zu erkennen ist auch hier das zeitlich verzögerte Auftreten des modellierten ZA. Neben der Vorfeuchte scheinen hier auch die Fließzeiten unterschätzt. Dies könnte vor allem durch die Überschätzung der Akkumulierungsfläche begründet sein. Diese führt zu längeren Fließwegen und somit zu einer längeren Fließzeit. Des Weiteren könnte die Überschätzung der beitragsfähigen Fläche auch das überschätzte Abflussvolumen erklären. Dies wird vor allem bei Betrachtung von Abbildung 9.5.8 verdeutlicht. Diese Abbildung unterstreicht auch die These der Unterschätzung der Fließzeiten. Der scheinbare enge zeitliche Zusammenhang wird hier suggeriert. Der Abflusspeak zwischen Stunde 80 und 100 wird durch den Niederschlagsinput zwischen Stunde 40 und 60 hervorgerufen. Der Abflusspeak um Stunde 120 wird durch den Niederschlagsinput zwischen Stunde 80 und 100 verursacht. Dies ist ein weiteres Indiz für die Überschätzung der Akkumulierungsfläche und somit der Fließzeiten im Hangsystem. Eine weitere Erklärung für die unterschiedlichen Abflusskurven wäre die Annahme, dass ein bedeutender Teil des ZA in tieferen Bodenschichten hangabwärts gelangte und somit die Abflusskomponente ZA nicht vollständig erfasst wurde.

Trotz dieser Unsicherheiten und der Tatsache, dass die zeitliche Entwicklung des Zwischenabflusses nicht wiedergegeben werden konnte, kann hier formuliert werden, dass zumindest die Größenordnung des ZA abgebildet werden konnte.

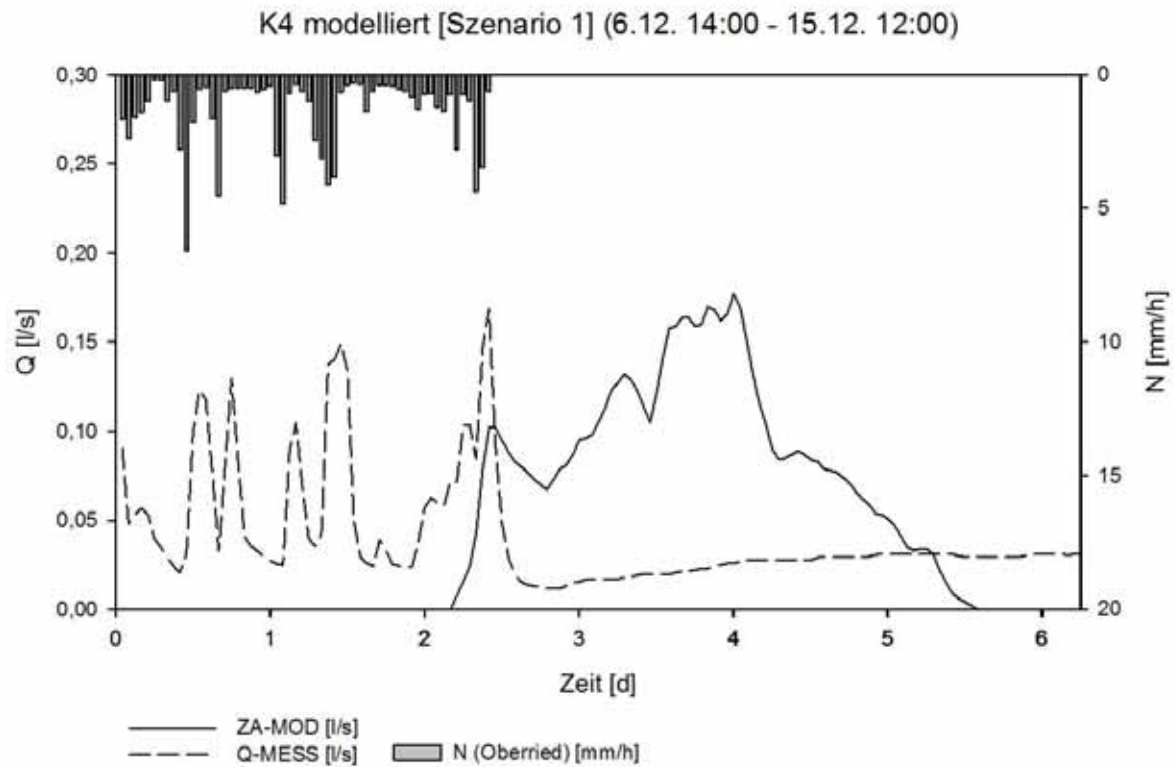


Abbildung 9.5.7: Darstellung des gemessenen und modellierten ZA nach Szenario 1 an Standort K4 im Dezember.

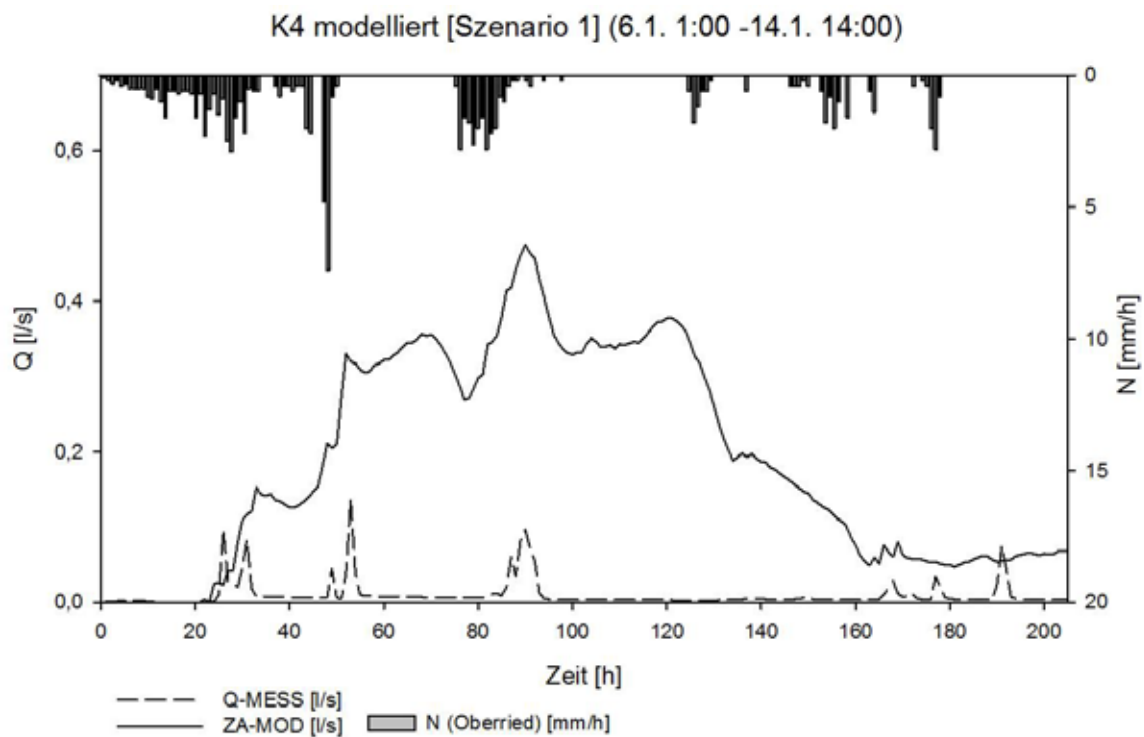


Abbildung 9.5.8: Darstellung des gemessenen und modellierten ZA nach Szenario 1 an Standort K4 im Januar.

9.5.4 Modellierung K5

Die Modellierung für Standort K5 wurde wie in Kapitel 8.10.5 beschrieben durchgeführt. Wie in Abbildung 9.5.9 zu sehen ist, wird für den Standort K5 durch die Modellierung die Bildung von ZA ausgewiesen. Die dargestellte gemessene Abflusskurve kann, wie zuvor erwähnt, vollständig auf Direktabfluss zurückgeführt werden. Daher wird auch für diesen Standort vermutet, dass sich entsprechend den Beobachtungen an Standort K2, gebildeter ZA in tieferen Bodenschichten hangabwärts bewegte und nicht am Ausschnitt austrat.

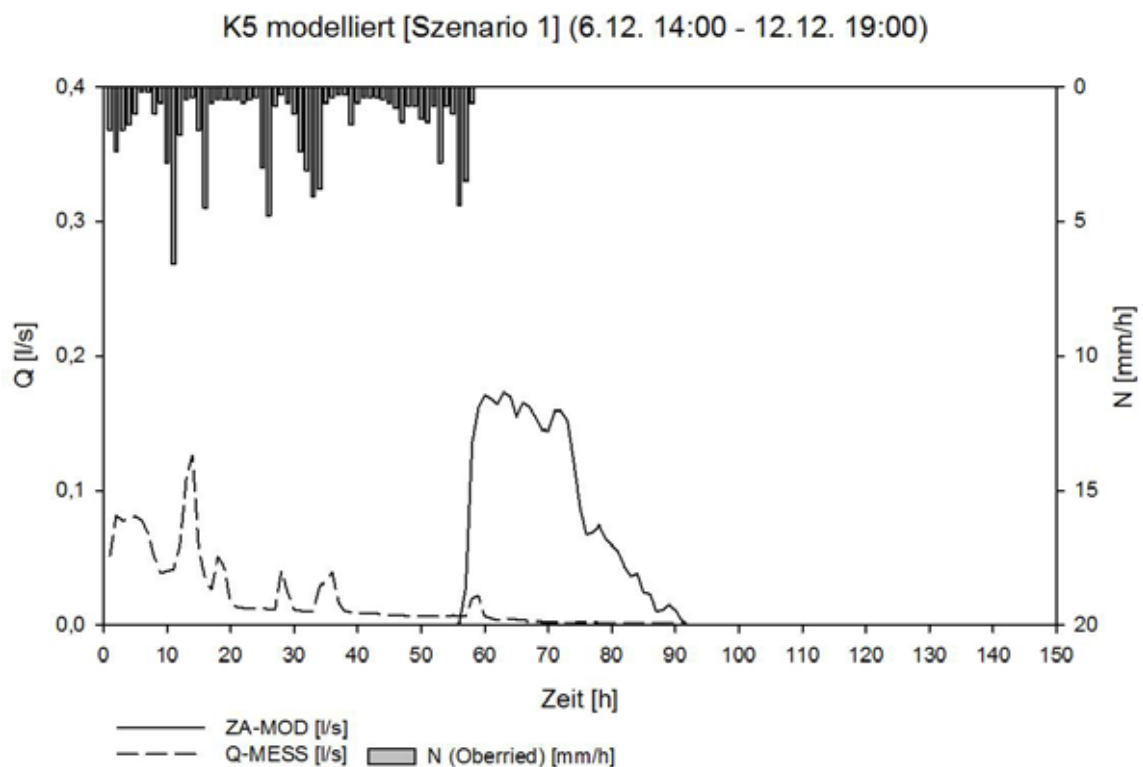


Abbildung 9.5.9: Darstellung des gemessenen und modellierten ZA nach Szenario 1 an Standort K5 im Dezember.

9.5.5 Fazit Modellierung

Die Modellierung konnte für alle Standorte die Bildung von ZA ausweisen. Hierbei konnte für Standort K4 der zeitliche Verlauf nicht wiedergegeben werden. Allerdings ist die experimentelle Erfassung, wie auch die Modellierung des ZA an diesem Standort, mit unbekannten Unsicherheiten behaftet, wodurch eine klare Identifizierung der Ursachen, welche zu der beobachteten Abweichung zwischen modellierten und experimentell erfassten Abflussbildung führen, erschwert ist. Die Abflussbildung für Standort K3 konnte durch die Modellierung, vor allem durch Szenario 3, wiedergegeben werden. Dies veranschaulichen Abbildung 9.5.10 und Abbildung 9.5.11.

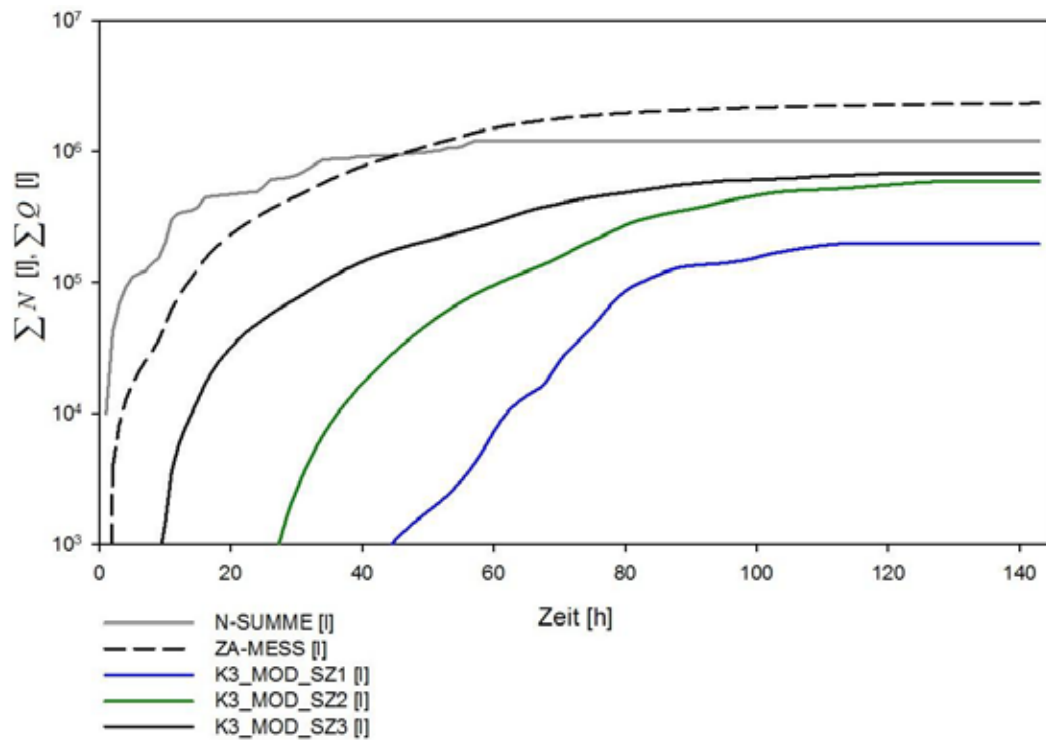


Abbildung 9.5.10: Einfach logarithmische Darstellung der kumulativen Summen des Niederschlags, des experimentell erfassten, sowie des modellierten Zwischenabfluss an Standort K3 im Dezember.

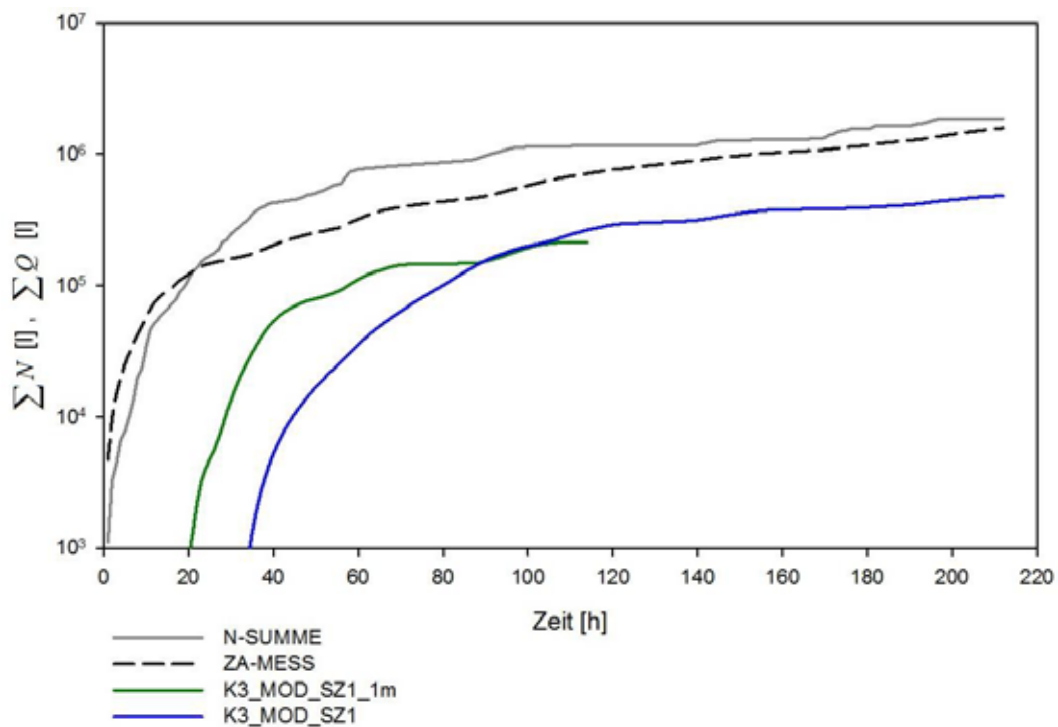


Abbildung 9.5.11: Einfach logarithmische Darstellung der kumulativen Summen des Niederschlags, des experimentell erfassten, sowie des modellierten Zwischenabfluss an Standort K3 im Januar.

Zu sehen sind in Abbildung 9.5.10 die kumulativen Summen des ZA der modellierten Szenarien 1 bis 3, die kumulative Summe des experimentell erfassten ZA und die kumulative Summe des Niederschlags über die gesamte Akkumulationsfläche. Deutlich zu erkennen ist das von der Vorfeuchte abhängige, verzögerte Einsetzen des ZA. Ebenfalls zu erkennen ist die Tatsache, dass der gemessene ZA an Standort K3 das Niederschlagsvolumen übertrifft. Die möglichen Unsicherheiten, welche zu dieser Beobachtung führen, wurden schon beschrieben.

In Abbildung 9.5.11 sind die kumulativen Summen des Niederschlags, des gemessenen ZA und der unterschiedlichen Modellierungen zu sehen. „SZ1_1m“ beschreibt hier die fehlerhafte Modellierung, welche ausschließlich die Fläche berücksichtigt, welche als 1 m mächtige Zone ausgewiesen wurde. „SZ_1“ stellt die Modellierung nach Szenario 1, über die gesamte Fläche und unter Berücksichtigung aller 3 Zonen der Bodenmächtigkeit, dar. Zu erkennen ist auch hier, dass die Modellierung „SZ1_1m“ durch die Fehlannahme des nur 1 m mächtigen Bodenkörpers die gemessene Entwicklung besser wiedergeben kann. Die zeitliche Verzögerung ist geringer ausgeprägt, gleichzeitig entspricht das Abflussvolumen eher dem experimentell erfassten Volumen. Diese Beobachtung unterstreicht nochmals, dass die Verteilung der Bodenmächtigkeit unterschätzt, und dadurch die Speichervolumen und die Fließzeiten überschätzt, sein könnten.

Insgesamt ist eine genaue Identifizierung der Einflussgrößen, welche die Unterschiede in der zeitlichen und quantitativen Ausprägung des Zwischenabflusses zwischen der Modellierung und den erhobenen Daten hervorruft, erschwert. Dies wird vor allem durch die unbekannten Unsicherheitsintervalle innerhalb der Eingangsdaten der Modellierung und der experimentell erfassten Abflussdaten hervorgerufen. Mittels unterschiedlicher Szenarien der Modellierung, welche die Variierung weniger oder nur einer Einflussgröße beinhalten, wäre wohl eine detailliertere Identifizierung der sensitiven Parameter möglich. Leider war dies in dieser Arbeit aufgrund des zeitlichen Rahmens, welcher sich zum Ende hin ergab, nicht möglich. Angesprochen wird hierbei vor allem eine Variierung der Akkumulationsfläche und der Verteilung der Bodenmächtigkeit.

Die Veränderung der Akkumulationsfläche hätte zu einem einheitlicheren Output der betrachteten Hangsysteme führen können. Bezogen auf Standort K4 könnte ein kleinflächigeres Einzugsgebiet zum einen das Abflussvolumen reduzieren, und zum anderen die Fließwege, und somit die Fließzeiten verringern. Dadurch ist vorstellbar, dass die zeitliche und quantitative Entwicklung des Zwischenabflusses sich der erfassten Entwicklung

deutlich annähern würde. Bezogen auf Standort K3 hätte eine Erweiterung der Akkumulationsfläche eine Annäherung an das experimentell erfasste Abflussvolumen bedeuten können. Wobei durch die Interpretation der Abbildung 9.5.6 und Abbildung 9.5.11 nahegelegt wird, dass das erhöhte Abflussvolumen im Dezember hauptsächlich durch die Extrapolation der P-Q-Beziehung entsteht.

9.6 Fazit Abflussreaktion

9.6.1 K5

Die Abflussreaktion an Standort K5 ist vermutlich ausschließlich auf Direktabfluss zurückzuführen. Die geringen Abflusswerte, welche sich abzüglich des abgeschätzten Direktabflusses ergeben, sind sehr gering und könnten auch durch Fehleinschätzung der Direktabflusskomponente erklärt werden. Allerdings lautet hier die Schlussfolgerung nicht, dass sich an Standort K5 kein Zwischenabfluss bildete, er wurde lediglich nicht erfasst. Dies liegt vermutlich darin begründet, dass der Anschnitt an Standort K5 nicht tiefreichend genug ist. Infiltrierendes Wasser gelangte in tiefere Bodenzonen und führte dort zu Sättigung oder nahe der Sättigung befindliche Bereiche. Der daraus resultierende hangparallele Wassertransport trat nicht am Anschnitt aus, sondern bewegte sich in tieferen Bodenschichten hangabwärts. Diese Theorie wird durch die Modellierung gestützt.

Eine weitere Theorie, welche begründen könnte, weshalb an Standort K5 kein Zwischenabfluss erfasst wurde ist die, dass eine Einflussgröße einen bedeutenden Austrag aus dem Bodenspeicher bewirkt. Da die Verdunstung hier vernachlässigbar ist, könnte Tiefenperkolation lokal aufgrund von Klüftungen erhöht sein. Dies könnte während Ereignissen, aber vor allem zwischen einzelnen Ereignissen, den Bodenspeicher in einer unbekannten Größenordnung leeren und somit die Entwicklung einer weiträumigen horizontalen Sättigung verhindern.

Während sehr hohen Niederschlagsintensitäten kann sich theoretisch an Standort K5 Zwischenabfluss ausbilden. Dies wurde während Beregnungsversuchen belegt. In Abbildung 9.6.1 ist ein offengelegtes Profil an Standort K5 ca. 10 min nach Beginn der Beregnung dargestellt. Die genaue Intensität ist nicht bekannt, jedoch kann bei Annahme einer gleichmäßigen Beregnung von einer Intensität zwischen 30 mm/h und 50 mm/h ausgegangen werden. In Abbildung 9.6.2 ist das gleiche Profil nach ca. 20min dargestellt. Bei sehr hohen Intensitäten dominiert, wie in den genannten Abbildungen zu sehen ist, der oberflächennahe Makroporenfluss.



Abbildung 9.6.1: Aufnahme des offengelegten Profils an Standort K5 nach ca. 10min Beregnungszeit.



Abbildung 9.6.2: Aufnahme des offengelegten Profils an Standort K5 nach ca. 20min Beregnungszeit.

9.6.2 K4

Die Abflussreaktion des Standorts K4 ist eindeutig auf die Bildung von Zwischenabfluss zurückzuführen. Der ZA wird hierbei mit hoher Wahrscheinlichkeit entlang der Grenzschicht zwischen Bodenmatrix und Grundgestein oder entlang einer stauenden Schicht gebildet. Infiltrierendes Wasser gelangt über vertikale präferentielle Fließwege und/oder über Matrixinfiltration in tiefere Bodenzonen. Dort bilden sich zuerst lokal, und mit weiterem Eintrag über die Zeit großflächiger, gesättigte Bereiche aus. Diese Zunahme der horizontalen Sättigung führt zu einer Verknüpfung der gesättigten Zonen, wodurch infiltrierendes Wasser zu größeren Teilen abflusswirksam werden kann. Die Abflusskomponente Biomat-flow wurde während der graphischen Interpretation überschätzt und entwickelt sich vermutlich ausschließlich während sehr hoher Intensitäten. Oberflächennaher Zwischenabfluss entsteht hier ausschließlich innerhalb dieser Streuschicht. Selbst die Beregnungsversuche mit einer abgeschätzten Intensität von 30- 50 mm/h konnten (nach Abtragung der Streuschicht) kein hangparalleles Fließen in oberflächennahen Zonen initialisieren. Daher kann davon ausgegangen werden, dass die vertikalen Fließwege gut ausgebildet sind und infiltrierendes Wasser schnell in tiefere Bodenschichten gelangen kann. Dadurch kann sich, verhältnismäßig gesehen, schnell ein Sättigungshorizont entlang der Grenzschicht zwischen Grundgestein (oder einer stauenden Schicht) und Bodenmatrix ausbilden.

Die Vorfeuchte scheint hier eine der dominanten Einflussgrößen zu sein. Dies konnte anhand der Abflusskoeffizienten der einzelnen Ereignisse belegt werden.

9.6.3 K3

Der gemessene Abfluss an Standort K3 konnte eindeutig als Zwischenabfluss identifiziert werden. Hierbei weist dieser Standort mit Abstand die höchsten Abflusswerte auf. Zwar sind diese mit einer hohen Unsicherheit behaftet, dennoch kann diese Aussage mit Sicherheit getroffen werden. Zur Ausbildung dieser Mengen an ZA kommt es an Standort K3 aufgrund der gegebenen Hangkonfiguration. Hervorzuheben ist hierbei die Vorfeuchte, die Verteilung der Bodenmächtigkeit und des Gefälles, sowie die Ausprägung der präferentiellen Fließwege. Diese Einflussgrößen, und vor allem die Interaktion zwischen diesen, führten zu der erfassten Abflussreaktion. Die anzutreffenden Hinweise einer Pseudovergleyung im Hangfußbereich deuten darauf hin, dass dieser Standort vermutlich durch eine dauerhafte, höhere Vorfeuchte (im Vergleich zu den anderen Standorten) gekennzeichnet ist. Dieser Zustand wird wohl mit verursacht durch die Verteilung der Bodenmächtigkeit und des Gefälles. Hangaufwärts ist das Gefälle erhöht

und die Bodenmächtigkeit verringert. Dies führt dazu, dass infiltrierender Niederschlag oder Schmelzwasser, aufgrund der geringeren Speicherkapazität und dem erhöhten Gravitationspotenzial, effektiv hangabwärts transportiert werden kann. Die erhöhte Bodenmächtigkeit im Hangfußbereich wirkt in einem ersten Schritt als Puffer, welcher Wasser speichert. Kommt dieser Zone allerdings weiter ein Eintrag zu, so kann sich ein temporärer Grundwasserspiegel ausbilden, welcher auch in oberflächennahe, durchlässige Schichten gelangen kann. Dadurch und durch die Erhöhung des hydraulischen Gradienten können große Mengen an ZA generiert werden. Es konnte belegt werden, dass diese Prozesskette durch zeitlich konzentrierte Niederschläge initiiert werden kann. Dennoch besteht eine große Unsicherheit betreffend der genannten Abflusskoeffizienten sowie der Abflusswerte. Die Spitzenabflüsse unterliegen aufgrund der Extrapolation der P-Q-Beziehung einer großen Unsicherheit. Die Abflusskoeffizienten werfen unterschiedliche Fragen auf. Zum einen überträgt sich die Unsicherheit der Abflussmessung auf die Abflusskoeffizienten, wodurch die Gültigkeit ihrer absoluten Werte kritisch betrachtet werden sollte. Zum anderen offenbaren sie eventuelle Fehlannahmen. So könnten die sehr hohen Abflusskoeffizienten durch eine Unterschätzung der Akkumulationsfläche beeinflusst sein. Da diese ausschließlich über Informationen der Oberflächentopographie gewonnen wurden, könnte diese Fehleinschätzung aufgrund eines größeren unterirdischen Einzugsgebiets entstehen. Auch könnten die hohen Abflusskoeffizienten durch nicht erfasste Fremdzuflüsse verursacht werden. Da in dieser Größenordnung die Umleitung des Abflusses durch die Vegetation aus dem nahegelegenen Bach nicht in Frage kommt, werden hier eher unterirdische Zuflüsse angesprochen. Trotz dieser Unsicherheiten konnten mittels der graphischen Interpretation, den Abflusskoeffizienten, der Betrachtung des Speicherleerlaufens und durch die Modellierung die Abflussbildungsprozesse und ihre bedeutendsten Einflussgrößen an diesem Standort identifiziert werden.

10 Fazit und Ausblick

Mittels beschriebener Methoden konnte an zwei Standorten Zwischenabfluss erfasst werden. Die Modellierung auf Basis der vor Ort erhobenen Daten führte an allen Standorten zur Bildung von Zwischenabfluss. Die Tatsache, dass dieser nicht an allen Standorten erfasst werden konnte kann darauf zurückgeführt werden, dass der Zwischenabfluss an den betroffenen Standorten nicht an die Oberfläche trat, sondern in tieferen Bodenschichten hangabwärts gelangte.

Durch die Analyse der Abflussmessungen und zugehöriger Modellierungen konnten unterschiedliche Einflussgrößen identifiziert werden, welche eine signifikante Auswirkung auf die räumliche und zeitliche Variabilität von Zwischenabfluss im Untersuchungsgebiet ausüben. Die zeitliche Variabilität wird hierbei stark beeinflusst durch die Vorfeuchte und durch die Verteilung der Fließgeschwindigkeiten. Diese zwei Einflussgrößen bestimmen in hohem Maße die zeitliche Entwicklung von Zwischenabfluss. Vor allem die Vorfeuchte ist entscheidend. Eine geringe Vorfeuchte führt zu einer verzögerten Bildung von Zwischenabfluss. Der Zustand einer hohen Vorfeuchte ermöglicht eine verhältnismäßig schnellere Bildung von Zwischenabfluss und somit das Potenzial einer direkten Abflussbildung, unabhängig von Niederschlagsintensität und -höhe. Des Weiteren kann durch eine Zunahme der Vorfeuchte ein größerer Teil des Niederschlags abflusswirksam werden. Die Ausbildung des Spitzenabfluss scheint in geringerem Maße abhängig von der Vorfeuchte zu sein. Hier dominiert die Verteilung der Fließgeschwindigkeiten. Diese wiederum wird mit beeinflusst von der Verteilung des Gefälles und der Bodenmächtigkeit. Dies wird zum einen dadurch verursacht, dass das Gefälle das Gravitationspotenzial bestimmt. Die Bodenmächtigkeit beeinflusst die Fließgeschwindigkeiten in der Form, dass mit zunehmender Tiefe die Fließgeschwindigkeiten abnehmen. Somit bietet ein geringmächtiger Bodenkörper das Potenzial einer direkteren Abflussreaktion.

Des Weiteren wird die Bildung von Zwischenabfluss im Untersuchungsgebiet beeinflusst von der Niederschlagshöhe in Verbindung mit seiner zeitlichen Konzentration, also der mittleren Intensität. Dieser Einfluss konnte vor allem anhand der Abflussreaktion des Standorts K3 dargestellt werden. Hierbei konnte auch das drainbare Porenvolumen als dominante Einflussgröße identifiziert werden, da dieses den Anteil der mobilen Komponente beschreibt. Die räumliche Variabilität ist dementsprechend abhängig von der räumlichen Ausprägung aller genannten Einflussgrößen und ihrer Interaktion.

Es konnte gezeigt werden, dass das verwendete, unkalibrierte N-A-Modell fähig ist, die Abflussbildung in der Hangskale wiederzugeben. Hierbei wurde eine detaillierte Bewertung der Modellperformance vor allem durch Unsicherheiten in den Eingangsdaten erschwert. Hierbei zeigte sich, dass die tatsächliche Verteilung der Bodenmächtigkeit sowie die Abgrenzung der Akkumulierungsfläche als bedeutendste Unsicherheiten zu bezeichnen sind. Des Weiteren wurde eine präzise Bewertung erschwert durch Unsicherheiten in der experimentellen Erfassung des Zwischenabflusses. Es stellte sich heraus, dass die Extrapolation sehr hoher Abflüsse, sowie die vollständige Erfassung der Abflusskomponente Zwischenabfluss, die Bewertung der Modellperformance erschweren.

Daher kann hier zwar formuliert werden, dass durch die Modellierung die Abflussbildung in der Hangskale wiedergegeben wurde, jedoch bleibt diese Arbeit einer detaillierten Validierung schuldig. Zu diesem Zwecke wäre wohl eine detaillierte Bestimmung der Eingangsdaten, insbesondere der tatsächlichen Verteilung der Bodenmächtigkeit und die Bestimmung der Akkumulierungsfläche förderlich. Des Weiteren wäre eine präzisere, und dadurch aufwendigere Installation der Abflussmessung notwendig, um eine vollständige Erfassung der Komponente Zwischenabfluss zu gewährleisten. Die Modellierung weiterer Szenarien könnte die Unsicherheiten der Eingangsdaten und ihre Auswirkungen auf die Modellierung beleuchten. Hierbei wird auch ein Vergleich zwischen den großflächig verfügbaren Daten mit den vor Ort erhobenen Daten angesprochen.

Es wurde ebenfalls gezeigt, dass die Bildung von Zwischenabfluss im Untersuchungsgebiet kein lokales Phänomen darstellt. Da ca. 75% der Fläche des Untersuchungsgebiets durch steile Hangbereiche mit einem Gefälle bis zu 50° gestellt werden, kann vermutet werden, dass während ergiebiger Niederschläge dieser Abflusskomponente eine bedeutende Rolle am Gesamtabfluss zukommt. Dieser Einfluss kommt vor allem dann zum Tragen, falls im Untersuchungsgebiet der Zustand einer hohen Vorfeuchte gegeben ist.

11 Literaturverzeichnis:

Anderson, A.E. und Burt, T.P. (1978): The role of topography in controlling through-flow generation. *Earth Surface Processes*, Vol. 3, 331-344.

Anderson, S.P., Dietrich, W.E., Montgomery, D.R., Torres, R., Conrad, M.E. and Logue, K. (1997): Subsurface flow paths in a steep, unchannelled catchment. *Water Resources Research*, Vol. 33, 2637–2653.

Anderson, A.E., Weiler, M., Alila, Y., and Hudson O. (2008): Dye staining and excavation of a lateral preferential flow network. *Hydrological Earth System Sciences*, Vol. 13, 935-944.

Anderson, A.E., Weiler, M., Alila, Y. and Hudson R.O. (2009): Subsurface flow velocities in a hillslope with lateral preferential flow. *Water Resources Research*, Vol. 45, W11407, doi: 10.1029/2008WR007121.

Bachmair, S., Weiler, M. (2010): New dimensions of hillslope hydrology. In: *Forest Hydrology and Biogeochemistry: Synthesis of Research and Future Directions*, Springer 2010; in press.

Beven, K.J. and Germann, P.F. (1982): Macropores and water flow in soils. *Water Resources Research*, Vol. 18 (5), 1311-1325

Beven, K.J. and Binley, A. (1992): The future of distributed models: model calibration and uncertainty prediction. *Hydrological Processes*, Vol. 6, 279-298.

Beven, K.J. and Freer, J. (2001): Equifinality, data assimilation, and uncertainty estimation in mechanistic modeling of complex environmental systems using the GLUE methodology. *Journal of Hydrology*, Vol. 249, 11-29.

Burt, T.P. (1989): Storm runoff generation in small catchments in relation to the flood response of large basins. In *Floods, Hydrological, Sedimentological and Geomorphological Implications*, Beven K. and Carling P. (Eds.), John Wiley & Sons: 11–35.

Becker, A. and McDonnell, J.J. (1998): Topographical and ecological controls of runoff generation and lateral flows in mountain catchments. *Hydrology, Water Resources and Ecology in Headwaters* (proceedings of the HeadWater'98 Conference held at Meran/Merano, Italy, April 1998), IAHS Publ. no. 248, 1998.

- Crockford, R.H. and Richardson, D.P. (2000): Partitioning of rainfall into throughfall, stemflow and interception: effect of forest type, ground cover and climate. *Hydrological Processes*, Vol. 14, 2903-2920.
- Dataflow Systems Pty Ltd. (2008): PC Software and Technical Handbook for Odyssey Data Recorders. Christchurch, New Zealand, pp. 29-40.
- Dunne, T. and Black, D. (1970): Partial Area Contributions to Storm Runoff in a Small New England Watershed. *Water Resources Research*, Vol. 6, No.5, 1296-1311.
- Dyck, S. und Peschke, G. (1995): *Grundlagen der Hydrologie*, 3. Auflage. Verlag für Bauwesen GmbH, Berlin. ISBN: 3-345-00586-7.
- Faeh, A.O., Scherrer, S., and Naef, F. (1997): A combined field and numerical approach to investigate flow processes in natural macroporous soils under extreme precipitation. *Hydrology and Earth System Sciences*, Vol. 4, 787-800.
- Freer, J., McDonnell, J.J., Beven, K.J., Brammer, D., Burns, D., Hooper, R.P. and Kendall, C. (1997): Topographic controls on subsurface storm flow at the hillslope scale for two hydrologically distinct small catchments. *Hydrological Processes*, Vol. 11, 1347-1352.
- Fujimoto, M., Ohte, N., and Ta M. (2008): Effects of hillslope topography on hydrological responses in a weathered granite mountain, Japan: comparison of the runoff response between the valley-head and the side slope. *Hydrological Processes*, Vol. 22, 2581-2594.
- GLA (Geologisches Landesamt Baden-Württemberg) (1967) : Geologische Karte von Baden-Württemberg 1:25000 – Erläuterungen zu Blatt 8013, Stuttgart.
- GLA (Geologisches Landesamt Baden-Württemberg) (1981): Erläuterungen zur geologischen Karte Freiburg i.Br. und Umgebung 1:50000, Stuttgart.
- Graham, C.B., Wood, R.A., and McDonnell, J.J. (2010): Hillslope threshold response to rainfall: A field based forensic approach. *Journal of Hydrology*, Vol. 393, 65-76.
- Green, W.H. and Ampt, G.A. (1911): Studies in soil physics, the flow of air and water through soils. *Journal of Agriculture Science*, Vol. 4, 1-24.
- Hädrich, F., Moll, W., Stahr, K. (1979): Exkursionsführer zur Jahrestagung der DBG 1979. *Mitteilungen der deutschen bodenkundlichen Gesellschaft*, Band 28, 55-81.

Horton, R.E. (1933): The role of infiltration in the hydrologic cycle. Trans. American Geophysical Union, 14, 446-460.

Helsel, D.R. und Hirsch, R.M. (2005): Hydrologic Analysis and Interpretation, Techniques of Water-Resources Investigations of the United States Geological Survey. U.S. Geological Survey. URL: http://pubs.usgs.gov/twri/twri4a3/html/pdf_new.html .

International Institute for land Reclamation and Improvement, ILRI (1976): Discharge Measurement Structures. Publication No.20, ILRI, Wageningen.

Keim, R.F., Tromp-van Meerveld, H.J. and McDonnell, J.J. (2006): A virtual experiment on the effects of evaporation and intensity smoothing by canopy interception on subsurface stormflow generation. Journal of Hydrology, Vol. 327, 352-364.

Kienzler, P.M. and Naef, F. (2008): Temporal variability of subsurface stormflow formation. Hydrology and Earth System Sciences, Vol. 12, 257-265.

Kindsvater, C.E. and Carter, R.W.C. (1957): Discharge Characteristics of Rectangular Thin-Plate Weirs. Journal of the Hydraulics Division, Proceedings of the American Society of Civil Engineers, Vol. 83, No. HY6. Paper 1453.

Larson, P. and Runyan, C. (2009): Evaluation of a Capacitance Water Level Recorder and Calibration Methods in an Urban Environment. University of Maryland, Baltimore County Center for Urban Environmental Research and Education, URL: <http://www.umbc.edu/cuere/BaltimoreWTB/> (23.2.2011) .

Liang, W., Kosugi, K. and Mizuyama, T. (2007): Heterogeneous soil water dynamics around a tree growing on a steep hillslope. Vadose Zone Journal, Vol.6(4), 879.

Lindenlaub, M. (1998): Abflusskomponenten und Herkunftsräume im Einzugsgebiet der Brugga. Dissertation, Institut für Hydrologie, Uni. Freiburg.

LUWG, 2006: Jahresbericht 2006 des Landesamtes für Umwelt, Wasserwirtschaft und Gewerbeaufsicht Rheinland-Pfalz.

Mäkel, R. and Metz, B. (1992): Schwarzwald und Oberrheintiefland, Freiburger Geographische Hefte, Heft 36, Universität Freiburg, Institut für Physische Geographie, Freiburg.

McDonnell, J.J. (1990): A rationale for old water discharge through macropores in a steep, humid catchment. Water Resources Research, Vol.26, 2821-2832.

- Mc Donnell, J.J., Stewart, M.K. and Owens, I.F. (1991): Effect of catchment-scale subsurface mixing on the stream isotopic responses. *Water Resources Research*, Vol. 27, 3065-3073.
- Mc Donnell, J.J., Freer, J., Hooper, R., Kendall, C., Burns, D., Beven, K. and Peters, J. (1996): A new method developed for studying flow on hillslopes. *Transactions of the American Geophysical Union*, Vol. 77(47), 465-472.
- Mehlhorn, J. (1998): Verwendung von tracerhydrologischen Ansätzen in der Niederschlags-Abfluß-Modellierung. Dissertation, Institut für Hydrologie, Universität Freiburg, 149 S.
- Mikovari, A., Peter, C. and Leibundgut, C. (1995): Investigation of preferential flow using tracer techniques. *Tracer Technologies for Hydrological Systems (Proceedings of a Boulder Symposium, July 1995)*. IAHS Publ. no. 229, 1995.
- Molotch, N., Brooks, P.D., Burns, S.P., Litvak, M., Monson, R.K., McConnell, J.R. and Musselman, K. (2009): Ecohydrological controls on snowmelt partitioning in mixed-conifer sub-alpine forests. *Ecohydrology*, 2, 129-142.
- Noguchi, S., Tsuboyama, Y., Sidle R.C. and Hosoda I. (2001): Subsurface runoff characteristics from a forest hillslope soil profile including macropores, Hitachi Ohta, Japan. *Hydrological Processes*, Vol. 15, 2131-2149.
- Rawls, W.J., Brakensiek, D.L., & N., Miller (1983): Green-Ampt infiltration from soils data. *Journal of hydraulic engineering*, American Society of civil engineering, Vol. 109, 60-70.
- Rodhe, A. (1987): The Origin of Streamwater Traced by Oxygen-18, PhD Dissertation Thesis, Uppsala University, Uppsala, p. 260.
- Philip, J.R. (1991): Hillslope infiltration: Divergent and convergent slopes. *Water Resources Research*, Vol. 22, 89-108.
- Scherrer, S., Naef, F., Faeh, A.O. and Cordery, I. (2007): Formation of runoff at the hillslope scale during intense precipitation. *Hydrology and Earth System Sciences*, 11, 907-922.
- Sidle, R.C., Tsuboyama, Y., Noguchi, S., Hosoda, I., Fujieda, M. and Shimizu, T. (2000): Stormflow generation in steep forested headwaters: a linked hydrogeomorphic paradigm. *Hydrological Processes*, Vol. 14, 369-385.

Sidle, R.C., Noguchi, S., Tsuboyama, Y. and Laursen, K. (2001): A conceptual model of preferential flow systems in forested hillslopes: evidence of self-organization. *Hydrological Processes*, Vol. 15, 1675-1692.

Sidle, R.C., Hirano, T., Gomi, T. and Terajima, T. (2007): Hortonian overland flow from Japanese forest plantations—an aberration, the real thing, or something in between. *Hydrological Processes*, Vol. 21, 3237 – 3247.

Sidle, R.C., Tsuboyama, Y., Noguchi, S., Hosoda, I., Fujieda, M. and Shimizu, T. (2009): Seasonal hydrologic response at various spatial scales in a small forested catchment, Hitachi Ohta, Japan. *Journal of Hydrology*, Vol. 168, 227-250.

Steinbrich, A., Weiler, M. (2010a): Ausweisung der für die Hochwasserentstehung wichtigen Abflussbildungsprozesse für Baden-Württemberg In: Caspar, Markus; Grönz, Oliver (Hrsg): *Forum für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung Hydrologische Wissenschaften; Fachgemeinschaft in der DWA*, 2010; 171-185.

Steinbrich, A., Weiler, M. (2010b) : A non-calibrated, runoff process-based rainfall-runoff model for prediction of floods in ungauged basins. *EGU General Assembly 2010; Geophysical Research Abstracts* 12, EGU2010-6668.

Peschke, G., (1985): Zur Bildung und Berechnung von Regenabfluss. *Wissenschaftliche Zeitschrift der Technischen Universität. Dresden*, 34 (3), 195-200.

Tani, M. (1997): Runoff generation processes estimated from hydrological observations on a steep forested hillslope with a thin soil layer. *Journal of Hydrology*, Vol. 200, 84-109.

Tromp-van Meerveld, H.J. and McDonnell, J.J. (2006): Threshold relations in subsurface stormflow: 2. The fill and spill hypothesis. *Water Resources Research*, Vol. 42, W02411, doi:10.1029/2004WR003800.

Tromp-van Meerveld, H.J., Peters, N.E. and McDonnell, J.J. (2007): Effect of bedrock permeability on subsurface stormflow and the water balance of a trenched hillslope at the Panola Mountain Research Watershed, Georgia, USA. *Hydrological Processes*, Vol. 21, 750-769.

Tsuboyama Y, Sidle RC, Noguchi S, Hosoda I. 1994. Flow and solute transport through the soil matrix and macropores of a hillslope segment. *Water Resources Research*, Vol. 30, 879–890.

Weiler, M., 2001: Mechanisms controlling macropore flow during infiltration. Dye tracer experiments and simulations. Schriftenreihe des Instituts für Hydromechanik und Wasserwirtschaft der ETH Zürich, Band 7: 150.

Weiler, M., 2005: An infiltration model based on flow variability in macropores: development, sensitivity analysis and applications. Journal of Hydrology, Vol. 310, 294-315.

Weiler, M., Naef, F. and Leibundgut, C. (1998): Study of runoff generation on hillslopes using tracer experiments and a physically based numerical hillslope model. IAHS Publications No. 248, 353-360, URL: <http://www.2hydros.de/markus/pdfs/Headwater.pdf> (14.12.2010).

Weiler, M. and Naef, F. (2000): Verification of flow processes in soils with combined sprinkling and dye tracer experiments. Proceedings of IAHS International Workshop, Runoff Generation and Implications for River Basin Modelling, Freiburg, Germany, URL: <http://www.2hydros.de/markus/pdfs/freiburg.pdf> (14.12.2010).

Weiler, M. and Naef, F. (2003): An experimental tracer study of the role of macropores in infiltration in grassland soils. Hydrological Processes, Vol. 17, 477-493.

Weiler, M., Uchida, T. and McDonnell, J.J. (2003): Connectivity due to preferential flow controls water flow and solute transport at the hillslope scale. Proceedings of MODSIM 2003, Townsville, Australia, URL: <http://www.2hydros.de/markus/pdfs/Modsim2003.pdf> (9.12.2010).

Weiler, M., Mc Donnell, J.J., Tromp-Van Meerveld, I. and Uchida, T. (2006): Subsurface stormflow, Encyclopedia of hydrological Sciences, edited by: Anderson M. G. and McDonnell J. J., Volume 3, Part 10, Wiley and Sons, 2006.

Uchida, T., Kosugi, K. and Mizuyama, T. (1999): Runoff characteristics of pipeflow and effects of pipeflow on rainfall-runoff phenomena in a mountainous watershed. Journal of Hydrology, Vol. 222, 18-36.

Uchida, T., Tromp-van Meerveld, I. and McDonnell, J.J. (2005): The role of lateral pipe flow in hillslope runoff response: an intercomparison of non-linear hillslope response. Journal of Hydrology, Vol. 311, 117-133.

Uchida, T., McDonnell, J.J. and Asano, Y. (2006): Functional intercomparison of hillslopes and small catchments by examining water source, flowpath and mean residence time. Journal of Hydrology, Vol. 327, 627-642

Uhlenbrook, S. (1999): Untersuchung und Modellierung der Abflußbildung in einem mesoskaligen Einzugsgebiet. Dissertation, Institut für Hydrologie, Universität Freiburg. Freiburger Schriften zur Hydrologie, Band 10, 193 S.

URL 1: <http://www.hydro.uni-freiburg.de/ausstattung/ezg> (21.2.2011)

12 Anhang:



Abbildung A. 1: Standort K1



Abbildung A. 2: Standort K2



Abbildung A. 3: Grabung an Standort K3. In ca. 30cm Tiefe ist eine Graufärbung zu verzeichnen, welche auf eine Pseudovergleyung hindeutet.



Abbildung A 4: Standort K3 (Bei genauer Betrachtung ist Makroporen- und Matrixfluss zu sehen).



Abbildung A 5: Standort K4.



Abbildung A 6: Standort K5.



Abbildung A 7: Odyssey Capacitive Water Level Logger.



Abbildung A 8: Beispiel einer der verwendeten Messkisten.

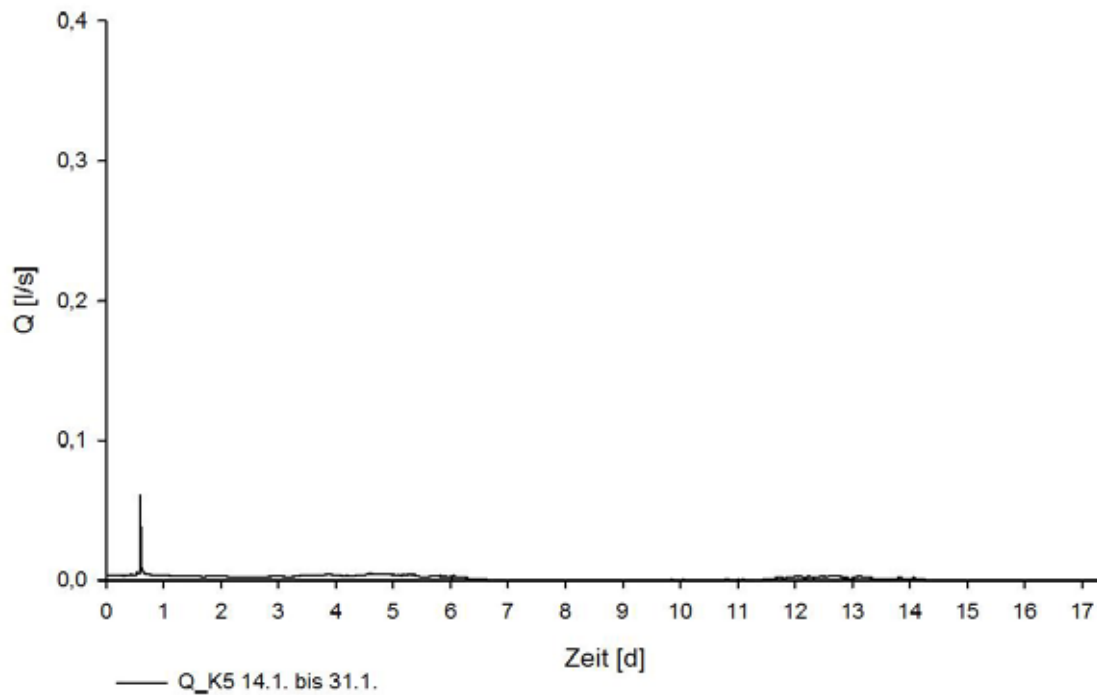


Abbildung A. 9: Darstellung des gemessenen Abfluss an Standort K5 für den Zeitraum vom 14.1.2011 bis 31.1.2011

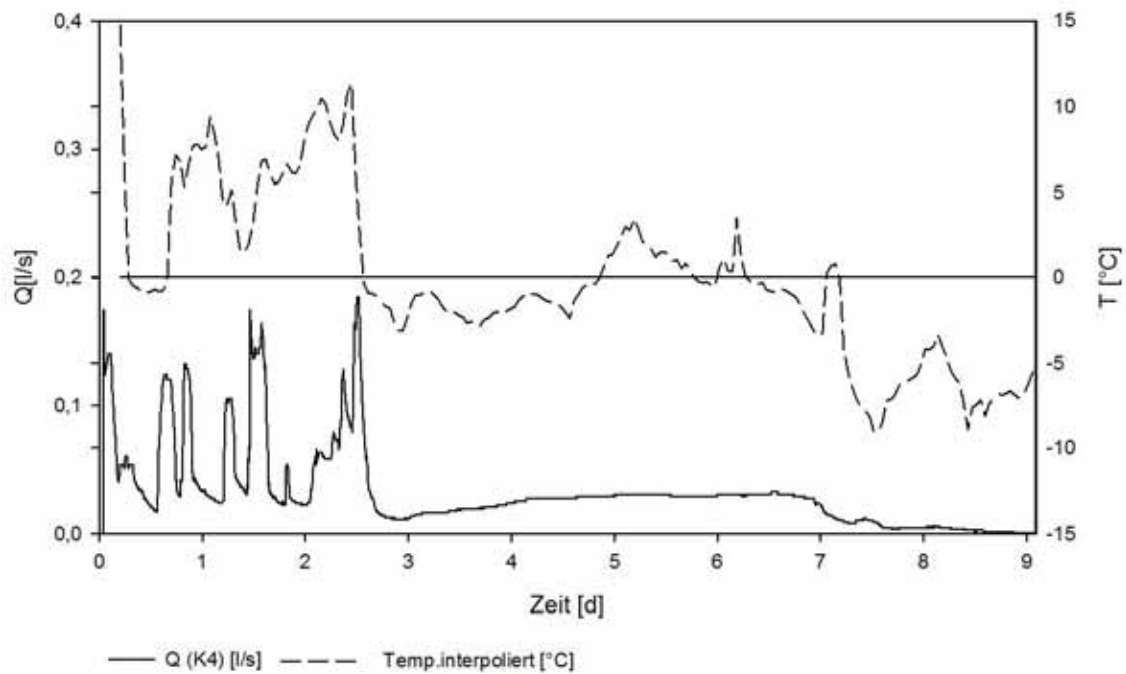


Abbildung A 10: Darstellung des Abfluss und der Temperatur an Standort K4 für den Zeitraum vom 6.12. bis 15.12.2010.

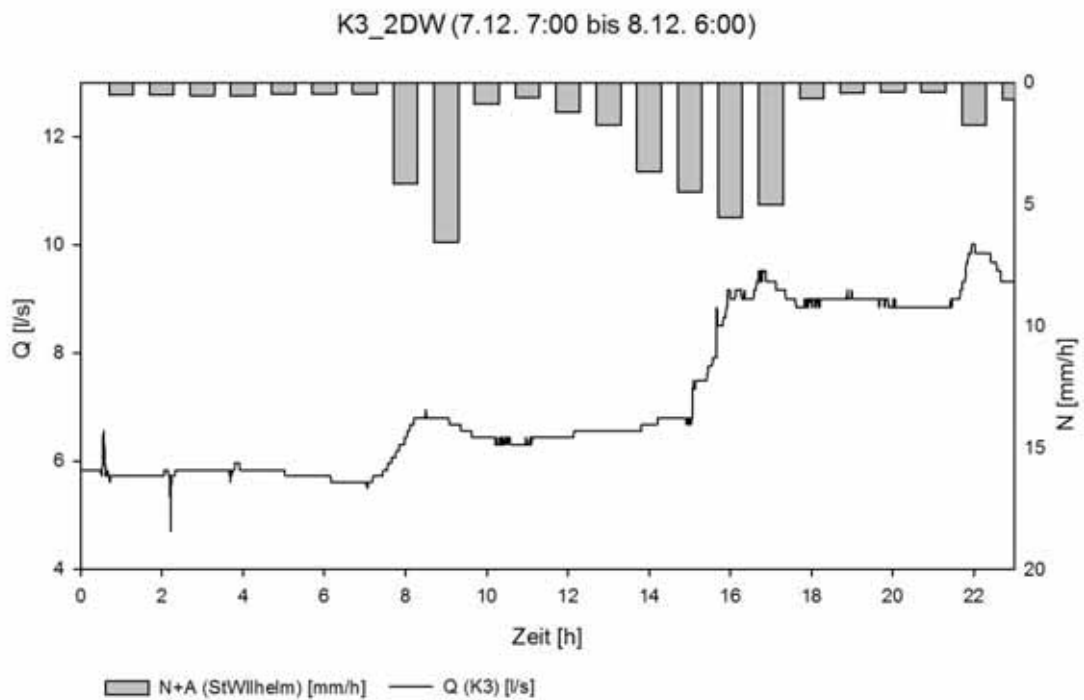


Abbildung A 11: Darstellung der Abflussreaktion des Standorts K3 auf Ereignis 2DW.

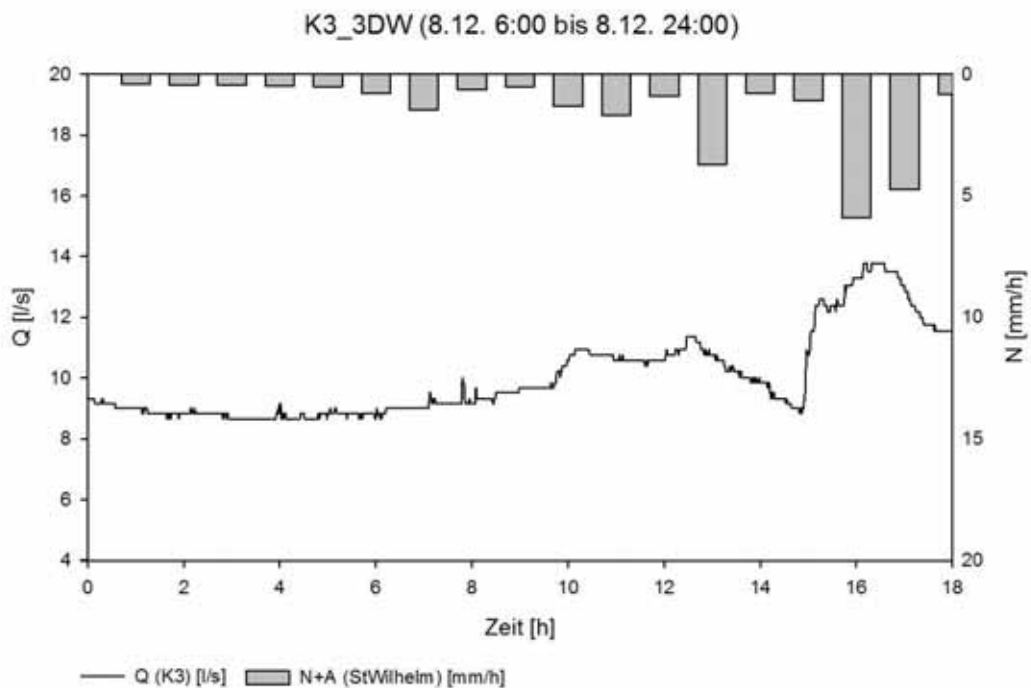


Abbildung A 12: Darstellung der Abflussreaktion des Standorts K3 auf Ereignis 3DW.

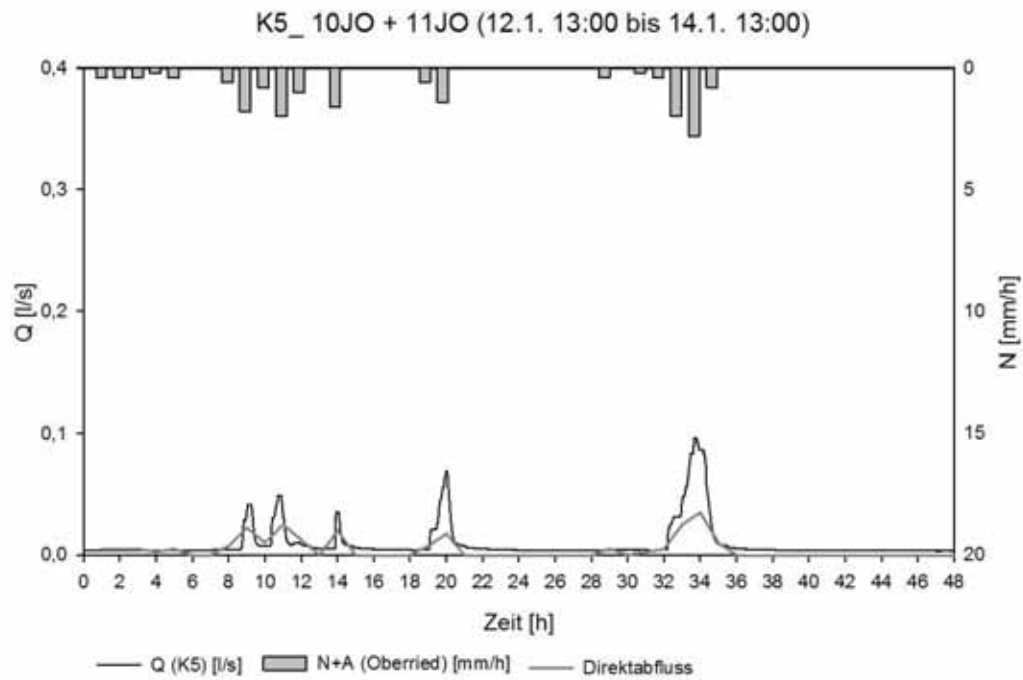


Abbildung A 13: Darstellung der Abflussreaktion des Standorts K5 auf Ereignis 10JO und 11JO.

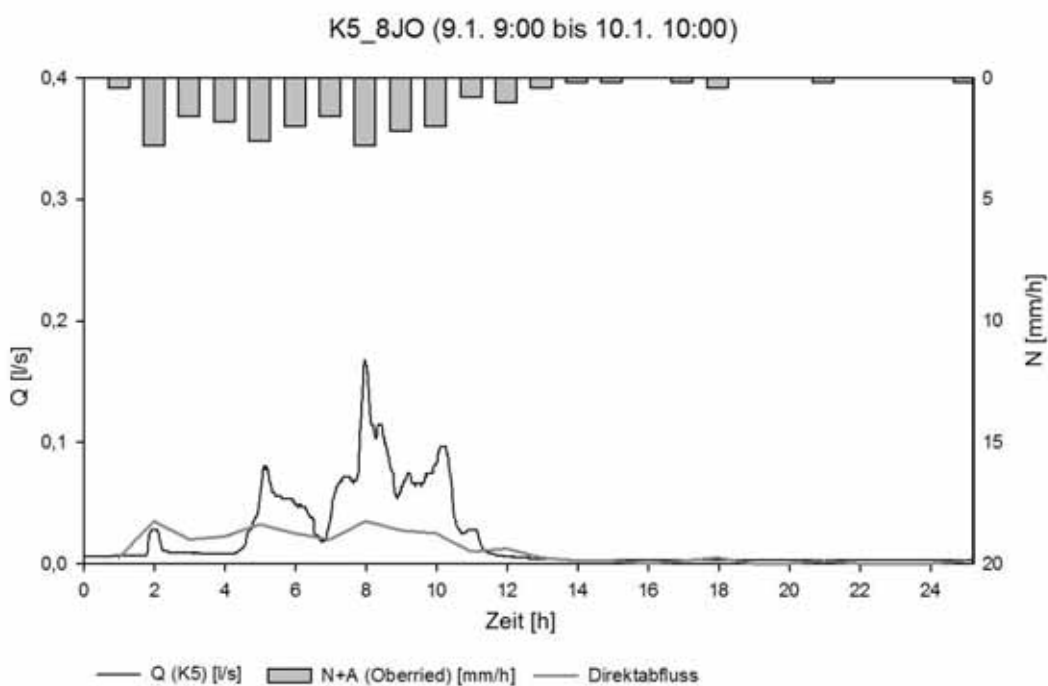


Abbildung A 14: Darstellung der Abflussreaktion des Standorts K5 auf Ereignis 8JO.

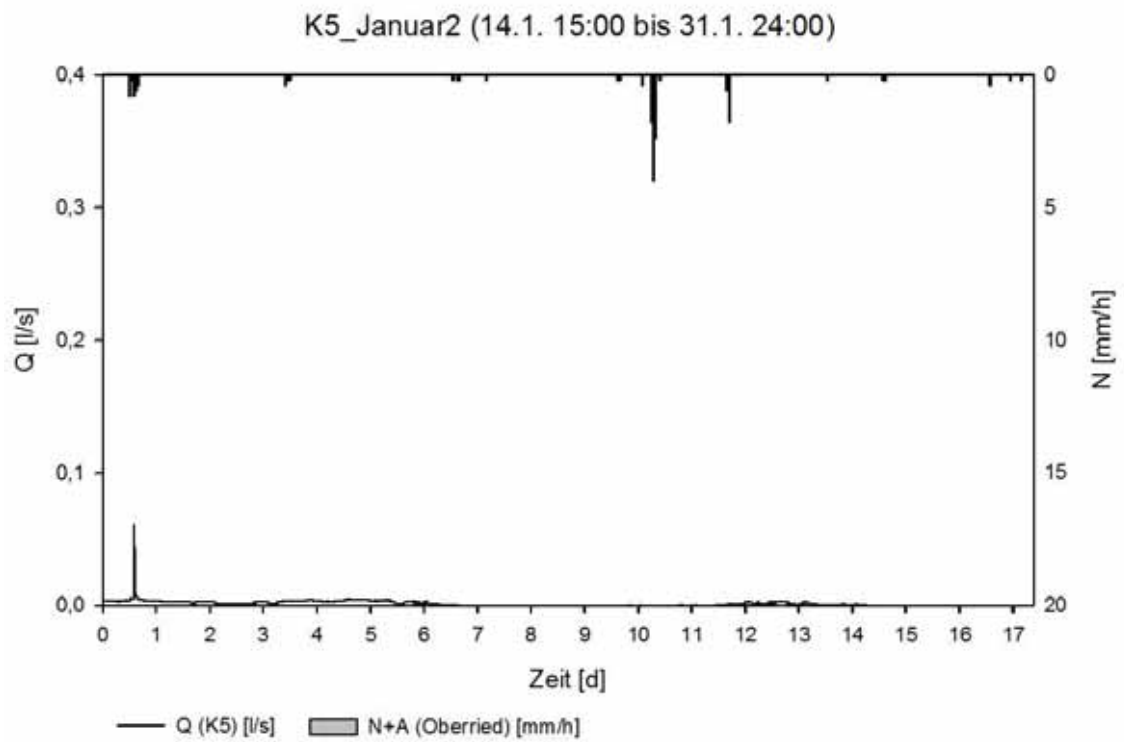


Abbildung A 15: Darstellung des Abfluss und des Niederschlags des Standorts K5 vom 14.1. bis 31.1.2011.

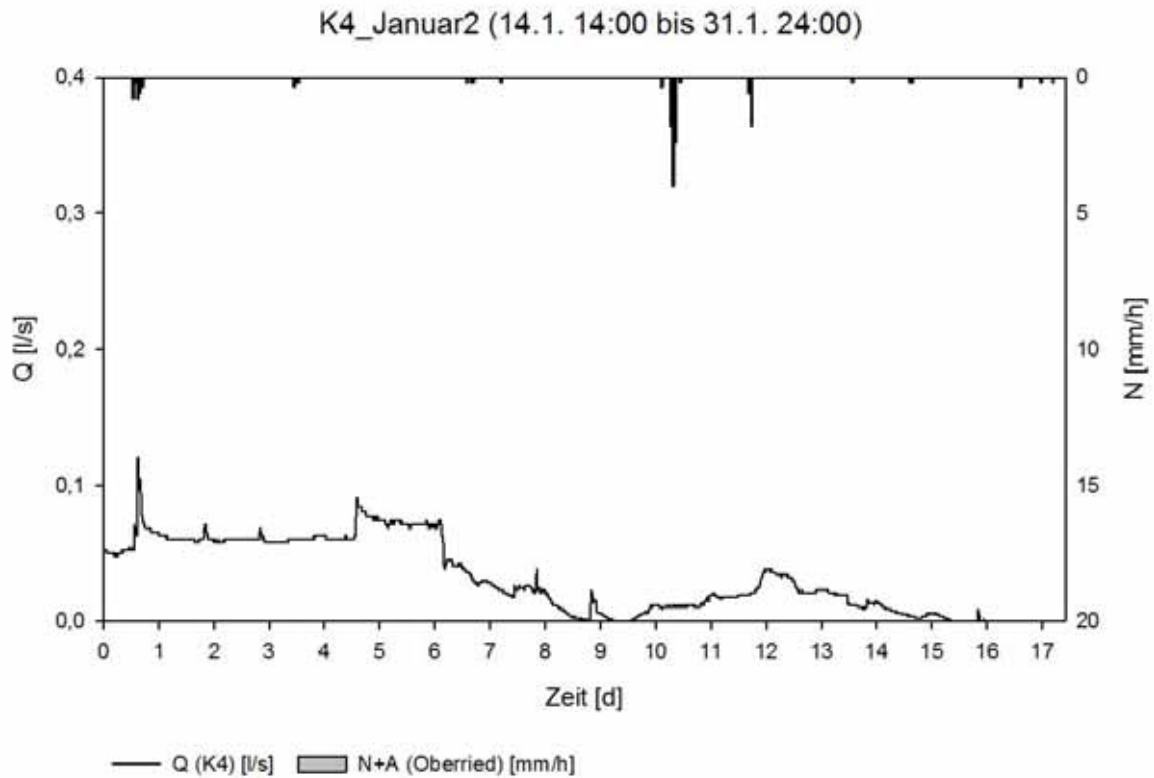


Abbildung A 16: Darstellung der Abflussreaktion an Standort K4 für den Zeitraum vom 14.1. bis 31.1.2011.

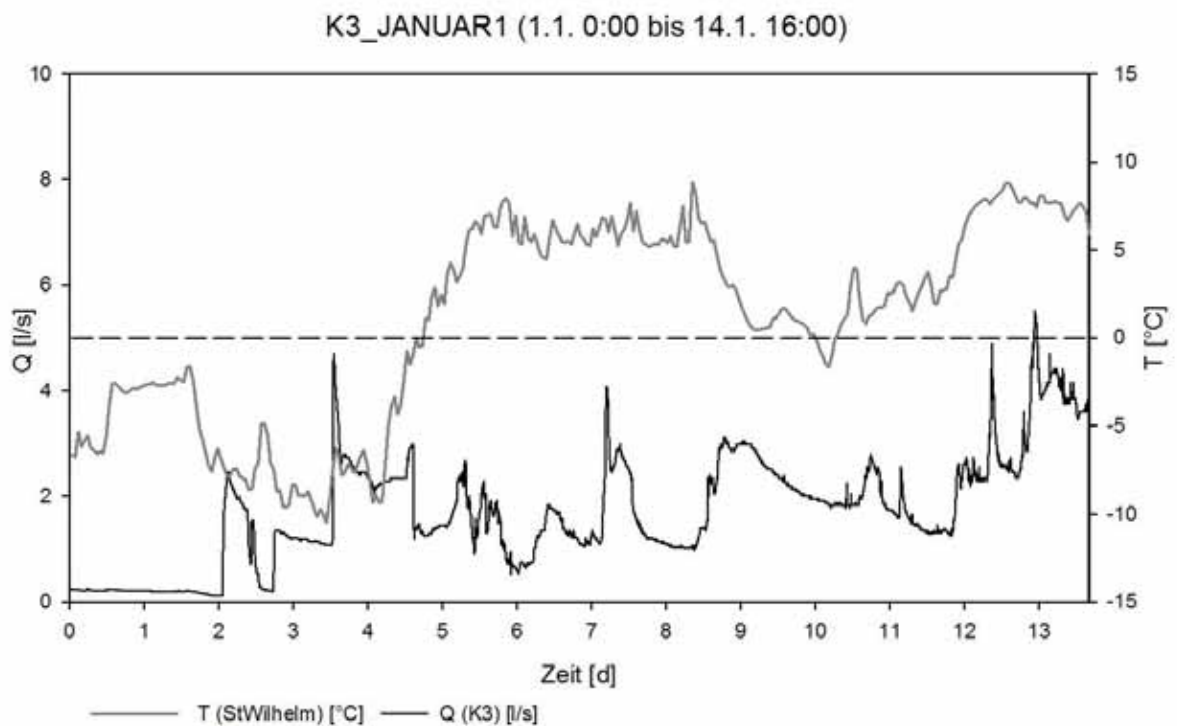


Abbildung A 17: Zeitlicher Verlauf der Temperatur und des Abfluss an Standort K3 für den Zeitraum vom 1.1.2011 bis 14.1.2011.

Tabelle A. 1: : Zuordnung der Saugspannung an der Sättigungsfront, der gesättigten Leitfähigkeit und des drainierbaren Porenvolumens zu den Bodenklassen der BÜK

Klasse der Bodenart in der BÜK	Bodenart-Klasse USA	Saugspannung an der Sättigungs- front [cm]	k_s [cm/h]	Drainbares Porenvolumen []
Sand (skelettfreie bis -arme, meist tiefgründige Böden)	loamy sand	6.13	5.98	0.29
Lehmsand (skelettfreie bis -arme, meist tiefgründige Böden)	sandy loam	11.01	2.18	0.20
Lehmsand im Wechsel mit Lehm (skelettfreie bis -arme, meist tiefgründige Böden)	sandy loam	11.01	2.18	0.11
Schluff (skelettfreie bis -arme, meist tiefgründige Böden)	silt loam	16.68	1.30	0.09
Schluff im Wechsel mit Lehm (skelettfreie bis -arme, meist tiefgründige Böden)	silt loam	16.68	1.30	0.06
Lehm (skelettfreie bis -arme, meist tiefgründige Böden)	loam	8.89	0.68	0.05
Lehm im Wechsel mit Lehm über Ton (skelettfreie bis -arme, meist tiefgründige Böden)	loam	8.89	0.68	0.04
Lehm über Ton (skelettfreie bis -arme, meist tiefgründige Böden)	loam	8.89	0.68	0.04
Ton im Wechsel mit Lehm über Ton (skelettfreie bis -arme, meist tiefgründige Böden)	clay loam	20.88	0.20	0.03
Ton (skelettfreie bis -arme, meist tiefgründige Böden)	clay	31.63	0.06	0.02
Torf im Wechsel mit Sand und Lehm (skelettfreie bis -arme, meist tiefgründige Böden)	sandy loam	11.01	2.18	0.30

Torf (skelettfreie bis -arme, meist tiefgründige Böden)		20.00	295.00	0.56
Lehmsand (skeletthaltige, meist mittel- bis tiefgründige Böden)	sandy loam	11.01	2.18	0.14
Lehmsand im Wechsel mit Lehm (skeletthaltige, meist mittel- bis tiefgründige Böden)	sandy loam	11.01	2.18	0.11
Lehmsand im Wechsel mit Lehm über Ton (skeletthaltige, meist mittel- bis tiefgründige Böden)	loam	8.89	0.68	0.10
Lehmsand über Lehm oder Ton (skeletthaltige, meist mittel- bis tiefgründige Böden)	sandy loam	11.01	2.18	0.10
Schluff im Wechsel mit Lehm (skeletthaltige, meist mittel- bis tiefgründige Böden)	silt loam	16.68	1.30	0.06
Lehm (skeletthaltige, meist mittel- bis tiefgründige Böden)	loam	8.89	0.68	0.04
Lehm im Wechsel mit Lehm über Ton (skeletthaltige, meist mittel- bis tiefgründige Böden)	loam	8.89	0.68	0.03
Lehm über Ton (skeletthaltige, meist mittel- bis tiefgründige Böden)	loam	8.89	0.68	0.03
Ton im Wechsel mit Lehm über Ton (skeletthaltige, meist mittel- bis tiefgründige Böden)	clay loam	20.88	0.20	0.03
Ton (skeletthaltige, meist mittel- bis tiefgründige Böden)	clay	31.63	0.06	0.03
Torf im Wechsel mit Sand und Lehm (skeletthaltige, meist mittel- bis tiefgründige Böden)	sandy loam	11.01	2.18	0.30
Sand (skelettreiche, meist flach- bis mittelgründige Böden)	loamy sand	6.13	5.98	0.15
Lehmsand, Schluff und Lehm (skelettreiche, meist flach- bis mittelgründige Böden)	loam	8.89	0.68	0.07

Böden)				
Lehm und Ton (skelettreiche, meist flach- bis mittelgründige Böden)	clay loam	20.88	0.20	0.03
Lehm und Ton (stark wechselnde Skelettführung und Gründigkeit)	clay loam	20.88	0.20	0.04
Wasserfläche		0.00	0.00	0.00