

Professur für Hydrologie

Albert-Ludwigs-Universität Freiburg im Breisgau

Ronnie Schmit

Experimentelle Untersuchung der Abflussbildung im Hotzenwald



Masterarbeit unter der Leitung von Prof. Dr. Markus Weiler

Freiburg im Breisgau, November 2014

PROFESSUR FÜR HYDROLOGIE

ALBERT-LUDWIGS-UNIVERSITÄT FREIBURG IM BREISGAU

Ronnie Schmit

**Experimentelle Untersuchung der
Abflussbildung im Hotzenwald**

Referent: Prof Dr. Markus Weiler

Korreferent: Prof Dr. Jan Seibert

Betreuung: Dr. Philipp Schneider

Masterarbeit unter der Leitung von Prof. Dr. Markus Weiler

Freiburg im Breisgau, November 2014

Vorwort

Die nachfolgende Forschungsarbeit basiert auf den Vorkenntnissen aus vergangenen Studien, welche im Untersuchungsgebiet, dem Hotzenwald, stattgefunden haben und meist selbst, oder unter der Leitung von Dr. Philipp Schneider durchgeführt wurden. Die Arbeit gilt als anknüpfende Zusammenstellung von resultierenden Ergebnissen aus offenen und erwünschten Fragestellungen von Dr. Philipp Schneider, die hauptsächlich in SCHNEIDER (2007) aufgelistet wurden.

Ich möchte mich herzlich für die Unterstützung im Laufe der Forschungsarbeit, insbesondere bei der Planungsphase der Feldexperimente bei Dr. Philipp Schneider bedanken.

Bei den Feldexperimenten konnte ich auf hilfsbereite Freunde und Mitarbeiter aus Zürich zählen. Vielen Dank dafür an Bea Tauber, Benjamin Fischer, Lukáš Vlček und Martin Dorber.

Zusätzlich, möchte ich mich bei Lukáš Vlček für seine Hilfe bei den Infiltrationstest und der nachfolgenden Auswertung der Messdaten bedanken.

Ein besonderes Dankeschön gilt natürlich auch für die sympathischen und hilfsbereiten Landwirte Josef Allgaier und Bernhard Nopper für ihre gewissenhafte Niederschlagsaufzeichnung, sowie der Niederschlagsprobenahme und den Mitarbeitern der Trinkwasserversorgung der Gemeinde Rickenbach Helmut Allgaier, sowie Bernhard Albiez für die monatliche Quellenprobenahme. Außerdem erwähne ich die lobenswerte Unterstützung von Herrn Nopper für das Ausbringen der Tracer mit seinem Güllewagen.

Außerdem gebührt Dank den Freunden Ling Wang und Thomas Kreiner, die mir bei der ein oder anderen Probenahme unter den Arm griffen.

Inhaltsverzeichnis

Inhaltsverzeichnis	I
Verzeichnis der Abbildungen im Text	III
Verzeichnis der Tabellen im Text	VII
Kurzfassung	IX
Abstract	XI
1. Einleitung	1
1.1. Problemstellung	1
1.2. Stand der Forschung	3
1.3. Zielsetzung	5
2. Untersuchungsgebiet	7
3. Methoden und Vorgehensweise	9
3.1. Datenaufnahme	9
3.1.1. Längerfristige Datenaufnahme	9
3.1.2. Stichtagsbeprobung	15
3.1.3. Eventbeprobung	16
3.1.4. Einmalige Datenaufnahme	18
3.2. Analyseverfahren und theoretische Grundlagen	31
3.2.1. Silikat-Analyse	31
3.2.2. Stabile Isotope	32
3.2.3. Uranin	34
3.2.4. Deuterium	34
3.2.5. Salz	35
3.2.6. Statistische Verfahren	35
3.2.7. Ganglinienseparation	36
4. Ergebnisse und Interpretation	37
4.1. Daten aus der Langzeitbeprobung	37
4.1.1. Grundwasserspiegelhöhen	37
4.1.2. Elektrische Leitfähigkeit	40
4.1.3. Wasserpotential und volumetrische Bodenfeuchte	41
4.1.4. Abfluss	42
4.1.5. Quellenbeprobung	43
4.1.6. Stabile Isotope	44

4.1.7. Niederschlag.....	45
4.1.8. Fließrichtung des Grundwassers.....	46
4.2. Daten aus der Stichtagsbeprobung	47
4.3. Daten aus der Eventbeprobung	53
4.3.1. Ereignis 1: 23.5.2014.....	54
4.3.2. Ereignis 2: 4.7.2014.....	57
4.3.3. Ereignis 3: 7.7.14.....	61
4.4. Daten aus der einmaligen Beprobung.....	64
4.4.1. Hydraulische Leitfähigkeit.....	64
4.4.2. Tracerexperiment Brilliant Blue.....	65
4.4.3. Tracerexperiment Uranin/Deuterium/Salz	69
5. Diskussion	83
6. Schlussfolgerung.....	112
6.1. Rückblick.....	112
6.2. Ausblick.....	114
Literaturverzeichnis	116

Verzeichnis der Abbildungen im Text

Abbildung 1: a-c) Kartenausschnitte zur geografischen Einordnung des Untersuchungsgebietes. Quelle: Bundesamt für Kartographie und Geodäsie, 2013, verändert. http://www.geoportal.de/ . d) Eigene Aufnahme des Untersuchungsgebietes in Richtung Südosten (Untersuchungsgebietsauslass).	7
Abbildung 2: Skizzierter Überblick der langfristigen Messsensorik im Untersuchungsgebiet. Quelle: Bundesamt für Kartographie und Geodäsie, 2013, verändert. http://www.geoportal.de/	9
Abbildung 3: Anordnungsskizze der Decagon Em50G Stationen. Obere Meterangaben entsprechen dem Abstand zum südöstlichen Rand der Wiese (Untersuchungsgebietsauslass). Die rechten Meterangaben entsprechen dem Abstand zum Bach.	10
Abbildung 4: Abflussmessstation 1 mit Automatischem Probennehmer (<i>ISCO type: 6712</i>) auf Podest und HT-Logger, oben an der Dexion-Konstruktion befestigt.	12
Abbildung 5: Überblick der Messsensorik für die Eventbeprobung und das Tracerexperiment. Quelle: Bundesamt für Kartographie und Geodäsie, 2013, verändert. http://www.geoportal.de/	17
Abbildung 6: Ergebnis der Mächtigkeit des organischen Bodenhorizontes [cm] im gesamten Untersuchungsgebiet. Zeitpunkt der Bestimmung: August-September 2013.	19
Abbildung 7: Verlauf des Übergangs des Auengley-Bodens zur Braunerde im Untersuchungsgebiet [m].	20
Abbildung 8: Doppelringinfiltrometer-Test	22
Abbildung 9: Guelph Permeameter	24
Abbildung 10: Überblick der Messsensorik für das Brilliant Blue Tracerexperiment. Quelle: Bundesamt für Kartographie und Geodäsie, 2013, verändert. http://www.geoportal.de/	27
Abbildung 11: a) Beregnung mit Brilliant Blue (Gießkanne). b) Ausgrabung der Bodenprofile.	27
Abbildung 12: Überblick der Messsensorik für das Uranin/Deuterium/Salz Tracerexperiment. Quelle: Bundesamt für Kartographie und Geodäsie, 2013, verändert. http://www.geoportal.de/	29
Abbildung 13: Boxplots der Grundwasserspiegelhöhen der 10 Piezometer über den Zeitraum 12.1.14 bis 8.8.14. Bezeichnung der Piezometer: GW Station(1-5) – Tiefe (25, 50, 100 cm).....	38
Abbildung 14: Verlauf der Grundwasserspiegelhöhen für Station GW3 für den Zeitraum: 12.1.14 bis 19.5.14. Schwarze Vertikalstriche geben den Zeitpunkt der Grundwasserprobenahme an (23.2.14 und 14.3.14).....	39
Abbildung 15: Boxplots der elektrischen Leitfähigkeit verschiedener Wässer für den Zeitraum 12.1.14 bis 8.8.14. Grundwasser (G): G (Station 1 bis 5) – Tiefe (25, 50 100 cm). Bodenfeuchte (B): B (Station 1 und 4) – Tiefe (10 und 30 cm). Bach (A): A (Abflussmessstation 1 und 4).....	40
Abbildung 16: Boxplots von Wasserpotential (links) und vol. Bodenfeuchte (rechts) für den Zeitraum 12.1.14 bis 8.8.14. Bodenfeuchte (B): B (Station 1 bis 5) – Tiefe (10, 20 und 30 cm).....	41
Abbildung 17: Abflussganglinie von Abflussmessstation 1 und 4 für den Zeitraum 28.9.13 bis 25.7.14. Horizontales Hauptgitternetz entspricht dem Beginn des jeweiligen Monats.....	42

Abbildung 18: Boxplots der Silikat - Konzentration der 10 monatlich beprobten Quellen für den Zeitraum August 2013 bis Juli 2014. AB: Abhauquelle. M1: Mühlenweiherquelle 1. M2: Mühlenweiherquelle 2. M3: Mühlenweiherquelle 3. A3/1: Atdorfquelle 3/1. A3/2: Atdorfquelle 3/2. OK: Obere Klinge. UK: Untere Klinge. Saal: Saalbrunnenquelle. Stein: Steinbühlquelle.....	43
Abbildung 19: Ergebnisse der stabilen Isotope aus Niederschlag-, Grundwasser- und Bachproben über den gesamten Beprobungszeitraum dieser Arbeit. GMWL: <i>Global Meteoric Water Line</i>	44
Abbildung 20: Monatliche Niederschlagssummen mit entsprechender stabilen Isotopen-Zusammensetzung für den Zeitraum Juli 2013 bis Juni 2014.	45
Abbildung 21: Skizze der Fließrichtung des Grundwassers in unterschiedlichen Bodentiefen (25, 50 und 100 cm) für den 15. März 2014. Grundwassergleichen sind in der Einheit m angegeben. GW: Grundwasser.	46
Abbildung 22: Silikat-Konzentration (S) und ^{18}O -Verhältnis (I) der Grundwassermessstation 1 (GW1-(Tiefe), 13 m zu Bach) und der Abflussmessstation 2 (Bach) für jeden Stichtag.....	48
Abbildung 23: Silikat-Konzentration (S) und ^{18}O -Verhältnis (I) der Grundwassermessstation 2 (GW2-(Tiefe), 3 m zu Bach) und der Abflussmessstation 2 (Bach) für jeden Stichtag.....	50
Abbildung 24: Silikat-Konzentration (S) und ^{18}O -Verhältnis (I) der Grundwassermessstation 3 (GW3-(Tiefe), 3 m zu Bach) und der Abflussmessstation 2 (Bach) für jeden Stichtag.....	51
Abbildung 25: Silikat-Konzentration (S) und ^{18}O -Verhältnis (I) der Grundwassermessstation 5 (GW5-(Tiefe), 3 m zu Bach) und der Abflussmessstation 2 (Bach) für jeden Stichtag.....	52
Abbildung 26: Verlauf von aufsummiertem Niederschlag aus 30 Minuten und den jeweiligen Abflüssen von Abflussmessstation 1 bis 4 von 0:00 bis 18:00 am 23.5.2014 (Niederschlagsereignis 1). Niederschlag entspricht der aufsummierten Menge aus den vergangenen 30 Minuten.....	54
Abbildung 27: Silikat-Gehalt an Abflussmessstation (Wehr) 1 bis 3 und das ^{18}O -Isotopenverhältnis an Abflussmessstation 3 während Ereignis 1 (23.5.14) jeweils stündlich ab 0:40 und nachträglich um 17:45.....	55
Abbildung 28: Verlauf der Grundwasserspiegelhöhen (GWStation-Tiefe) und Bodenfeuchte (BStation-Tiefe) während Event 1. GW1-25 und GW1-50 waren leer, GW3-100 hatte Fehlwerte und alle nicht aufgetragenen Bodenfeuchte-Sensoren waren unauffällig oder hatten Fehlwerte (B1-10).	56
Abbildung 29: Verlauf von aufsummiertem Niederschlag der letzten 15 Minuten und den jeweiligen Abflüssen von Abflussmessstation 1 bis 4 von 21:15 am 4.7.14 bis 11:00 am 5.7.14.	58
Abbildung 30: Silikat-Gehalt (S) und ^{18}O -Isotopenverhältnis an Abflussmessstation 2 und 3 (Wehr 3, bzw. Wehr 2) und an Grundwassermessstandort GW2-100, GW3-100, GW3-50, GW5-50 für bestimmte Zeitpunkte während Ereignis 2. Ausnahme Wehr 2 nur Silikat-Analyse unternommen.....	59
Abbildung 31: Verlauf der Grundwasserspiegelhöhen der flachen Piezometern (GW2-25, GW3-25 und GW5-25) und der vol. Bodenfeuchte (BStation-Tiefe) während Event 2 (Start: 21:15 4.7.14 bis 11:00 5.7.14). GW1-25 blieb leer, alle mitteltiefen (50 cm) und tiefen (100 cm) Piezometer konnten nicht abgebildet werden, weil durch die Probenahme der korrekte Grundwasserstand nicht gemessen werden konnte.	60
Abbildung 32: Verlauf von aufsummiertem Niederschlag der letzten 15 Minuten und den jeweiligen Abflüssen von Abflussmessstation 1 bis 4 von 16:00 am 7.7.14 bis 3:00 am 8.7.14.	61
Abbildung 33: Silikat-Gehalt an Abflussmessstationen 3 (Wehr 3) mit ergänzenden Messungen an Station 1 und 2 (Wehr 1 und 2) während Ereignis 3.	62

Abbildung 34: Verlauf der Grundwasserspiegellhöhen (GWStation-Tiefe) und der vol. Bodenfeuchte (BStation-Tiefe) während Event 3. GW1-25 und GW1-50 blieben leer. Der schwarze Strich kennzeichnet den Probezeitpunkt an Standort: GW2-100, GW3-50, GW3-100, GW5-50).....	63
Abbildung 35: Auswahl an Ergebnisfotos für Plot 1 und 2. a) <i>Return Flow</i> an Plot 1, b) Vertikalschnitt mit Matrixfließen im oberen Wurzelbereich und einer angeschnittenen Makroporen in ca. 30 cm an Plot 1, c) Horizontalschnitt in 10 cm Tiefe von Plot 2, d) Horizontalschnitte in 20 und 30 cm Tiefe an Plot 1.	66
Abbildung 36: Auswahl an Ergebnisfotos von Plot 3 und 4: a) Oberirdischer Abfluss an Plot 3, b) Vertikalschnitt an Plot 3 mit aufsteigendem Grundwasser, c) Vertikalschnitt an Plot 4 mit u.a. „ <i>Organic Layer Interflow</i> “, d) Horizontalschnitt in 20 cm an Plot 3.	68
Abbildung 37: Abflüsse an den Abflussmessstationen 1 bis 4 während des Tracerexperiments (20.5.14 19:00 bis 21.5.14 1:00). Berechnungszeitpunkte sind gekennzeichnet mit schwarzen Vertikalstrichen für 19:00, 19:58, 20:50 und 22:03.	70
Abbildung 38: Grundwasserspiegellhöhe und volumetrische Bodenfeuchte während dem Tracerexperiment (20.5.14 19:00 bis 21.5.14 1:00). GW1-25, GW1-50, GW2-25, GW3-25. GW5-25 waren leer. GW3-50 und GW3-100 wurden beprobt. Berechnungszeitpunkte sind gekennzeichnet mit schwarzen Vertikalstrichen für 19:00, 19:58, 20:50 und 22:03.	71
Abbildung 39: Uranin-Durchgangskurve an Wehr 2 (Feld-Fluorometer) und Wehr 3 (Sommer Fluoreszenzsonde) mit den zugrundeliegenden Labormessungen der jeweiligen Stationen während dem Tracerexperiment (20.5.14 19:58 bis 21.5.14 0:28). Berechnungszeitpunkte sind gekennzeichnet mit schwarzen Vertikalstrichen für 19:58, 20:50 und 22:03.	73
Abbildung 40: Uranin-Durchgangskurve für Niederschlagsereignis 1 (23.5.14). Niederschlagsmenge wird aus vorangegangenen 60 Minuten aufsummiert.	76
Abbildung 41: Deuterium-Durchgangskurve während dem Tracerexperiment (20.5.14 19:59 bis 23:12) an Wehr 3. Durchgangskurve ist in 2 Probenahmephasen unterteilt worden (19:59 - 21:08 und 22:03 - 23:12). Berechnungszeitpunkte sind gekennzeichnet mit schwarzen Vertikalstrichen für 19:58, 20:50 und 22:03.	77
Abbildung 42: Deuterium - und D-Exces-Durchgangskurve während dem Niederschlagsereignis 1 (23.5.14 0:40 bis 17:40) an Wehr 3.	80
Abbildung 43: Überblick von Deuterium und D-Excess im Grundwasser während und nach dem Niederschlagsereignis 2 (4.7.14 21:15 bis 5.7.14 11:00) an Wehr 3.	80
Abbildung 44: Deuterium - und D-Exces-Durchgangskurve während dem Niederschlagsereignis 2 (4.7.14 21:15 bis 5.7.14 11:00) an Wehr 3.	81
Abbildung 45: Elektrische Leitfähigkeit während und nach dem Tracerexperiment im Bach (20.5.14 19:00 bis 22.5.14 22:00). Blaue Bereiche unterteilen die einzelnen Tage.	82
Abbildung 46: Grundwasserspiegellhöhen in 100 cm Tiefe während Niederschlagsereignis am 16. bis 17. Januar 2014 mit Niederschlagssummen aus aufsummierten Niederschlägen der letzten 60 Minuten.	83
Abbildung 47: Grundwasserspiegellhöhen in 100 cm Tiefe während Niederschlagsereignis am 22. bis 23. März 2014 mit Niederschlagssummen aus aufsummierten Niederschlägen der letzten 60 Minuten.	84
Abbildung 48: Grundwasserspiegellhöhen in 100 cm Tiefe während Niederschlagsereignis am 8. bis 9. April 2014 mit Niederschlagssummen aus aufsummierten Niederschlägen der letzten 60 Minuten.	85

Abbildung 49: Linearer Zusammenhang zwischen zeitlichem Versatz (Niederschlagsbeginn → Grundwasseranstieg) und initialem Flurabstand für GW1-100, GW2-100 und GW3-100 für die 8 Niederschlagsereignisse (aus Tabelle 18).....	87
Abbildung 50: Überblick über Abfluss (Wehr 1 bis 3) und Grundwasserstand (GW2) von Niederschlagsereignis 1 (23.5.14) mit niedrigen initialen Grundwasserspiegelhöhen. Niederschlagsbeginn (> 0,4 mm / 10 min) um 3:30.	88
Abbildung 51: Überblick über Abfluss (Wehr 1) und Grundwasserstand (GW2-100 und GW3-100) von einem Niederschlagsereignis aus dem Januar (16. bis 17. Januar 2014) mit hohen initialen Grundwasserspiegelhöhen. Niederschlagsbeginn (> 0,4 mm / 10 min) um 15:10.	89
Abbildung 52: Zusammenhang zwischen zeitlichem Versatz von Niederschlagsbeginn ($\geq 0,4$ mm / 10 min) zu primärem Abflussanstieg (> 2 l/s) und initialen Grundwasserspiegelhöhen (GW2-100 und GW3-100) und initialen volumetrischen Bodenfeuchten (B4-10 und B4-30) aus 10 Niederschlagsereignissen (aus Tabelle 19). 92	
Abbildung 53: Linearer Zusammenhang zwischen zeitlichem Versatz (Niederschlagsbeginn → Grundwasseranstieg in GW3-100) und initialer volumetrischer Bodenfeuchte in B4-10 und B4-30 für die 8 Niederschlagsereignisse aus Tabelle 18.	93
Abbildung 54: Linearer Zusammenhang zwischen initialem Grundwasserstand in GW3-100 und initialer volumetrischer Bodenfeuchte in B4-10 und B4-30 für die 8 Niederschlagsereignisse aus Tabelle 18.	94
Abbildung 55: Zusammenhang zwischen DFI (Wehr 1) und Niederschlagsmenge, sowie zwischen DFI und Niederschlagsintensität. Bezugszeitraum von DFI und beider Niederschlagsrandbedingungen ist gleich. Weiß gefüllte Datenpunkten entsprechen Niederschlagsereignissen von > 13 h.	97
Abbildung 56: Standortregelkreis für das Untersuchungsgebiet. Stark verändert nach SCHNEIDER (2007). Rechtecke: Speicher, Rauten: Regler, Pfeile: Richtung und relative Dimension des Fließprozesses (gestrichelt: Makroporen-Prozess, durchgezogen: Matrix-Prozess). Dunkelblau: Grundwasser, Hellblau: Hochwasser (Flusswasser), Braun: Bodenwasser, Schwarz: Atmosphäre. NS: Niederschlag, ETP: Evapotranspiration, Ta: Lufttemperatur, W: Windgeschwindigkeit, Lf: relative Luftfeuchte, SS: Schneespeicher, SF: Sättigungsflächen, INF: Infiltration, IK: Infiltrationskapazität, RF: <i>return flow</i> , SOF: <i>saturation overland flow</i> , SK: Sättigungskapazität, GWS: Grundwasserspiegel, NI: Niederschlagsintensität, MP: Makroporen, K_f : gesättigte hydraulische Leitfähigkeit, BW: Bodenwasserspeicher, SF: <i>slow subsurface flow</i> , SSF: <i>subsurface storm flow</i> , GWR: <i>groundwater ridging</i> , KA: kapillarer Aufstieg, PK: Perkolation, MF: <i>macropore flow</i> , GW: Grundwasserspeicher, BF: <i>base flow</i> , HW: Hochwasser, BWI: Bodenwasserintrusion, GWI: Grundwasserintrusion.	109

Verzeichnis der Tabellen im Text

Tabelle 1: Verfilterungsbereiche der Piezometer.	10
Tabelle 2: Überblick der Sensorik und den jeweiligen Messtiefen an den <i>Decagon Em50G</i> Stationen.	11
Tabelle 3: Überblick und Eckdaten der beprobten Quellen. Entfernung entspricht der direkten Luftlinie. Hilfsmittel: Google Earth und Geoportal.de.	13
Tabelle 4: Standorte der langfristigen Niederschlagsmessung im Vergleich zum Untersuchungs-gebiet. Entfernung entspricht der Luftlinie. Hilfsmittel: Google Earth und Geoportal.de.	14
Tabelle 5: Übersicht der Grundwasserproben der Stichtage. Uhrzeit in Winterzeit. Weiß: Keine Probenahme möglich. Dunkelgrau: Analysiert auf stabile Isotopen und Silikat-Gehalt. Hellgrau: Analysiert auf stabile Isotopen.	16
Tabelle 6: Eckdaten der drei Niederschlagsereignisse. Uhrzeit in Winterzeit. Grau: Ja. Weiß: Nein.	18
Tabelle 7: Überblick der Standorte und Messtiefen [cm] mit den jeweiligen stattgefundenen Experimenten. 1: steiles Geländes ca. 20 m zu Bach. 2: weniger steiles Gelände ca. 12 m zu Bach. 3: leicht ansteigendes Gelände ca. 6 m zu Bach. 4: flaches Gelände ca. 3 m zu Bach.	21
Tabelle 8: Verlauf und Einspeisemengen des Multitracer Experimentes. Zeitpunkt in Winterzeit.	28
Tabelle 9: Hydrologische Vorbedingungen für die Stichtagsbeprobung. NS: Niederschlagsmenge aus den letzten 36 Stunden. Datenaufnahme nicht möglich: „/“.	47
Tabelle 10: Übersicht über hydrologische Vorbedingungen der drei Ereignisse (Grundwasserspiegelhöhe und vol. Bodenfeuchte). „F“ bedeutet Fehlwert.	53
Tabelle 11: Überblick von Silikat-Gehalt und ¹⁸ O-Isotopenverhältnis von Grund – und Bachwasser nach Ereignis 1 um 17:45. „/“ bedeutet leer.	56
Tabelle 12: Ergebnisse der Infiltrationstests. Wiederholung der Standorte: 1: steiles Geländes ca. 20 m zu Bach. 2: weniger steiles Gelände ca. 12 m zu Bach. 3: leicht ansteigendes Gelände ca. 6 m zu Bach. 4: flaches Gelände ca. 3 m zu Bach. Messgerätbezeichnung: DR: Doppelring-Test; GP: Guelph Permeameter Test; ST: Slug-Test.	64
Tabelle 13: Überblick über Zeitpunkt, Berechnungsvolumen, Tracermenge und Bachabstand der einzelnen Berechnungsschritte im Laufe des Tracerexperimentes.	70
Tabelle 14: Uranin-Konzentration der Passiv-Sampler Proben (Labor) während und nach dem Tracerexperiment. NB: Nachbewässerung. NE1: Nach Ereignis 1. Uranin-Konzentration in µg/l.	75
Tabelle 15: Massenrückhalt von Uranin während Ereignis 1 (23.5.14 0:40 bis 10:40).	76
Tabelle 16: Deuterium δ-Werte [‰ VSMOW], ¹⁸ O δ-Werte [‰ VSMOW] und D-Excess [-] im Grundwasser (GW3-50 und GW3-100) während dem Tracerexperiment.	78
Tabelle 17: Überblick der Deuterium δ-Werte [‰ VSMOW], ¹⁸ O δ-Werte [‰ VSMOW] und D-Excess [-] im Grundwasser an den Stichtage nach dem Tracerexperiment (23.5.14, 5.6.14, 1.7.14). Gekennzeichnet in grau sind D-Excess-Werte über 15.	79

Tabelle 18: Initiale Grundwasserstände und Zeitpunkt des Niederschlagsbeginns von 8 Niederschlagsereignissen ($> 5 \text{ mm / Tag}$). „/“ bedeutet keine Messung möglich. Differenz: zeitlicher Versatz zwischen Niederschlagsbeginn ($\geq 0,4 \text{ mm / 10 min}$) und Grundwasseranstieg ($\Delta \geq 3 \text{ mm / 60 min}$)..... 86

Tabelle 19: Initiale Grundwasserstände und Bodenfeuchte von 10 Niederschlagsereignissen ($> 5 \text{ mm / Tag}$), mit berechnetem DFI an Wehr 1 (Ereignisbeginn ab einem Niederschlag von $0,4 \text{ mm / 10 min}$, Ereignisende bei erneutem Erreichen des Anfangsabflusswertes) und dem zeitlichen Versatz des primären Abflussanstiegs ($> 2 \text{ l/s}$, entspricht $> 1 \text{ cm}$). „/“ bedeutet keine Messung möglich. 92

Tabelle 20: Überblick der Verteilung der Niederschlagsintensität während den ersten 30 Minuten eines jeden Niederschlagsereignisses mit den entsprechenden Abflussganglinien-Eigenschaften an Wehr 1. Oberer Tabellenbereich: Aufsummierte Niederschlagssummen. Mittlerer Tabellenbereich: Einzelne Niederschlagssummen. Unterer Tabellenbereich: Abflussganglinien-Charakteristika bis zum ersten Abflusspeak des jeweiligen Niederschlagsereignisses. Abflussanstieg ab einer Abflussänderung $> 2 \text{ l/s}$ im Vergleich zum Anfangsabfluss. Berechnung der Steigung des Abflussanstiegs lautet wie folgt: prim. Amplitude / (zeitl. Versatz prim. Abflusspeak – zeitl. Versatz prim. Abflussanstieg +1). +1 ist nötig um die Steigung des Abflussanstiegs von Niederschlagsereignissen mit gleichem zeitlichen Versatz von Abflussanstieg und Abflusspeak auszurechnen. 99

Tabelle 21: Pearson-Korrelationskoeffizienten aus den Niederschlagsintensitäten jeden Zeitschritts mit den Eigenschaften der Abflussganglinie bis zum ersten Abflusspeak an Wehr 1. Oberer Tabellenbereich: Aufsummierte Niederschlagssummen. Unterer Tabellenbereich: Einzelne Niederschlagssummen. Abflussanstieg ab einer Abflussänderung $> 2 \text{ l/s}$ im Vergleich zum Anfangsabfluss..... 100

Tabelle 22: Pearson-Korrelationskoeffizienten zwischen zeitlichem Versatz von Niederschlagsbeginn ($\geq 0,4 \text{ mm/ 10 min}$) und Grundwasserspiegelanstieg (Beginn ab 3 mm / 60 min) (GW1-100, GW2-100 und GW3-100) und den Niederschlagsintensitäten (aufsummiert und einzeln) der ersten sechs Zeitschritte eines jeden in Tabelle 18 aufgelisteten Niederschlagsereignisses (8 Ereignisse)..... 102

Tabelle 23: Spearman-Rangkorrelationskoeffizienten und Pearson-Korrelationskoeffizienten der Abflüsse der drei Abflussmessstationen während vier Niederschlagsereignissen. Ereignisbeginn ab letztem Zeitpunkt mit Anfangswasserstand an allen Wehren (Rang = 1). Niederschlagsende ab erstem Erreichen des Anfangswasserstands an allen Wehren (Rang = 1). Falls nicht möglich (*), und dann wird das Ereignisende bei den niedrigsten möglichen Wasserständen beendet. Für die Berechnung beider Koeffizienten wird derselbe Zeitraum verwendet. 104

Kurzfassung

Im Hotzenwald, eine Region am Südrand des Südschwarzwalds im Südwesten von Deutschland, wird das Trinkwasser meist aus lokalen Quellen bezogen. Ein gutes Gesamtverständnis über die unterirdischen Fließwege und Fließprozesse ist für die Gewährleistung eines ordentlichen Gewässer – und Grundwasserschutzes hilfreich. Auf der Grundlage der bereits vollzogenen Studien in diesem Gebiet, soll diese Arbeit zum Einen bereits ermittelte Ergebnisse kontrollieren und zum Anderen weitere Untersuchungen tätigen.

Im Untersuchungsgebiet wurden 10 Piezometer in drei unterschiedlichen Bodentiefen (25, 50 und 100 cm) installiert. Drei wurden im Hangbereich (13 m entfernt zum Gerinne) und sieben in der Uferzone (3 m entfernt zum Gerinne) eingesetzt. Neben dem Grundwasserstand wurden hier ebenfalls die volumetrische Bodenfeuchte, das hydraulische Potential, die elektrische Leitfähigkeit, die Wassertemperatur, der Niederschlag, die Lufttemperatur, die relative Luftfeuchte und die Solarstrahlung aufgezeichnet. Außerdem erfolgte eine Abflussmessung an vier Thompson-Kastenwehren entlang des Untersuchungsgebietes. Zeitgleich wurden hier Wasserdruck, elektrische Leitfähigkeit und Wassertemperatur geloggt. Zusätzlich zu diesen Parametern wurde außerdem der Silikat-Gehalt und die Zusammensetzung an stabilen Isotopen (^2H und ^{18}O) bestimmter Grundwasser -, Bachwasser - und Niederschlagsproben untersucht. Neben einem Datenüberblick der langfristigen Datenaufnahme, wurden Daten an bestimmten Stichtagen und während drei Niederschlagsereignissen abgebildet und interpretiert. Außerdem wurde ein Beregnungsversuch mit *Brilliant Blue* (5 g/l) in der Uferzone unternommen. Es folgte zudem ein Tracerversuch (6.000 l) aus kombinierten Tracern (Uranin: 2 kg, Deuterium: 4 kg und NaCl: 60 kg) mithilfe eines Güllewagens.

In der Untersuchung wurde herausgefunden, dass im Untersuchungsgebiet neben der schnellen Abflussbildung (SSF: *subsurface storm flow*) über vernetzte Makroporen (*transmissivity feedback*) auch GWR (*groundwater ridging*) auftritt, welcher zu unterschiedlichen Zeitpunkten initiiert wird. Der Zeitpunkt hängt vom anfänglichen Flurabstand ab. Bei niedrigen Grundwasserständen existieren zwei „Grundwasserkörper“ („Hang-Grundwasser“ und „Uferzone-Stauwasser“), die sich mit abnehmender Distanz zum Bach vermischen. Die Niederschlagsintensität dominiert die Abflussganglinien-Eigenschaften (Zeitpunkt des primären Abflussanstiegs und Abflusspeaks, sowie der primären Abflussteigung).

Schlüsselwörter: Abflussdynamik, *subsurface storm flow*, *groundwater ridging*, Makroporenfließen, „Berglesand“, Stauwasser, Niederschlagsintensität, Flurabstand

Abstract

In Hotzenwald, an area at the southwest border of the Südschwarzwald (Black Forest), in the southwest of Germany, drinking water is usually obtained by local sources. A good overall understanding of the subsurface flow paths and flow processes is important to ensure the protection of surface – and groundwater. Based on already completed studies in this area, this work tries to control already determined results and furthermore make new investigations on it.

In the study area, 10 piezometers in three different soil depths (25, 50 and 100 cm) were installed. Three of them were built-in at a hillslope (13 m to the stream) and the other seven at the riparian zone (3 m to the stream). In addition to the water table, also volumetric soil moisture, water potential, electrical conductivity, water temperature, precipitation, air temperature, relative humidity and solar radiation were recorded in the study area. Moreover, discharge measuring took place at four Thompson-weirs along the study area. Here, water pressure, electrical conductivity and water temperature were logged. Apart from these parameters, also silica and stable isotopes (^2H and ^{18}O) of defined groundwater -, streamwater - and precipitation samples were investigated. Besides to a data overview of long-term data acquisition, data on specific dates and during three rain events were mapped and interpreted. In addition, an irrigation experiment with *Brilliant Blue* (5 g/l) took place in the riparian zone. It also followed a tracer experiment (6.000 l) of combined tracers (uranine: 2 kg, deuterium: 4 kg and NaCl: 60 kg) using a slurry tanker.

In the study area occurs besides the fast runoff processes (SSF: *subsurface storm flow*) via networked macropores (*transmissivity feedback*) also GWR (*groundwater ridging*), which is starting at different times. The starting time depends on the initial groundwater level. At low groundwater levels, two „groundwater volumes“ are existing („hillslope-groundwater“ and „riparian zone dammed water“), which mix with decreasing distance to the stream. Rainfall intensity dominates the discharge hydrograph properties (time to primary runoff rise, runoff peak and primary discharge slope)

Key Words: runoff dynamics, *subsurface storm flow*, *ground water ridging*, macropore flow, „Berglesand“, dammed water, rainfall intensity, depth to water table.

1. Einleitung

1.1. Problemstellung

Im Hotzenwald, eine nach Süden hin abfallende Hochflächenlandschaft im Südschwarzwald im Südwesten von Deutschland, wird das Trinkwasser meist aus lokalen Quellen bezogen (FURRER 2012). Zudem grenzen die zahlreichen Oberflächengewässer zum Teil an landwirtschaftlich genutzte Wiesen. Aus diesem Grund ist der Schutz des Grundwassers und der Oberflächengewässer besonders wichtig. Gesetzliche Regelungen sollen die menschlichen Einflüsse auf die Qualität des Wassers minimieren und festlegen.

So wird in der EG-Trinkwasserrichtlinie (Richtlinie 98/83/EG über die Qualität von Wasser für den menschlichen Gebrauch) der Umgang mit dem „für den menschlichen Gebrauch bestimmten Wasser“ definiert (§1 Richtlinie 98/83/EG). Es werden „Mindestanforderungen“ an das Wasser für den menschlichen Gebrauch dargelegt, die durch die Umsetzung einiger Maßnahmen der einzelnen Mitgliedstaaten erreicht werden müssen. Diese „Mindestanforderungen“ belaufen sich unter anderem auf „Mikroorganismen, Parasiten und Stoffe jedweder Art“ (§4 Richtlinie 98/83/EG).

In der EWG-Nitratrictlinie (Richtlinie 91/676/EWG zum Schutz der Gewässer vor Verunreinigung durch Nitrat aus landwirtschaftlichen Quellen) werden die Mitgliedstaaten verpflichtet Nitrat gefährdete, sowie bereits von Nitrat verunreinigte Gebiete zu identifizieren und „Aktionsprogramme“ aufzustellen um die potentielle bzw. die „ausgelöste Gewässerverunreinigung“ zu reduzieren (§1, §3 und §5 Richtlinie 91/676/EWG).

Die EG-Wasserrahmenrichtlinie (Richtlinie 2000/60/EG zur Schaffung eines Ordnungsrahmens für Maßnahmen der Gemeinschaft im Bereich der Wasserpolitik) ordnet unter anderem für Oberflächengewässer und Grundwasser die Mitgliedstaaten an in Form von „Bewirtschaftungsplänen“ die Gewässer zu kategorisieren. Darauf aufbauend sollen „Maßnahmenprogramme“ der Umsetzung der in der Richtlinie definierten Ziele dienen. Es handelt sich um die „Vermeidung einer weiteren Verschlechterung, sowie dem Schutz und der Verbesserung des Zustands der aquatischen Ökosysteme und der direkt von ihnen abhängigen Landökosysteme und Feuchtgebiete im Hinblick auf deren Wasserhaushalt“. Bis maximal 15 Jahre nach der Verabschiedung dieser Richtlinie müssen die Gewässer einen „guten Zustand“ in „biologischer, hydromorphologischer und physikalisch-chemischer Hinsicht“ erreicht haben (§1,

§4 und *Anhang V* Richtlinie 2000/60/EG). Somit stehen nun 14 Jahre nach dem Inkrafttreten dieser Richtlinie unter anderem die einzelnen „Flussgebietseinheiten“ und „Grundwasserkörper“ im Fokus der Europäischen Union.

Auf der Basis dieser Gesetzesgrundlage wird im Laufe dieser Arbeit versucht ein vollständiges Gesamtverständnis der Fließbedingungen und Fließwege des Boden – und Grundwassers zu unterschiedlichen Sättigungsbedingungen zu entwickeln. Diese Untersuchungen werden oft bei der Klassifikation der Gewässergüte vernachlässigt, obschon sie fundamental für ökologische Fragestellungen sind (SCHNEIDER 2007). Organische Stoffe im Boden – und Grundwasser können an der organischen Bodensubstanz fixiert und anschließend mineralisiert werden (STAHR et al. 2008). Somit ist der Anteil an organischer Substanz im Boden auch relevant für den Gewässerschutz. Wird also bspw. Gülle aufgetragen ist es nicht unwesentlich zu wissen, welche Menge an organischen Stoffen unter welchen Sättigungsbedingungen zurückgehalten werden kann. Mit dieser Methode kann die Nährstoffzufuhr der Wiese für den Landwirt optimiert werden ohne nachträgliche ökologische Veränderungen hervorzurufen. Aus diesem Grund werden im Laufe dieser Arbeit die Fließbedingungen des Untersuchungsgebietes in den unterschiedlichen Bodentiefen untersucht. Es gilt herauszufinden welcher Anteil an Boden – und Grundwasser unter welchen Sättigungsbedingungen durch den organischen Bodenhorizont fließt, um relative Aussagen über eine potentielle ökologische Gefährdung von Grund – und Bachwasser für definierte Abschnitte zu tätigen.

1.2. Stand der Forschung

Im Hotzenwald befindet sich ein Untersuchungsgebiet in dem die Universität Zürich über Jahre hinweg bereits hydrologische Untersuchungen unternommen hat. Auf dieser Datengrundlage ist es möglich die Ergebnisse aus vergangenen Studien mit Aktuellen zu vergleichen und miteinander zu kombinieren.

FURRER (2012) hat auf 5 monatiger Basis eine Grundwasserneubildung im Untersuchungsgebiet ermittelt. Hierfür wurden Niederschlag, Verdunstung, Grundwasser – und Abflussdynamik gemessen. Zusätzlich wurde das Trockenfallen einiger Quellen untersucht.

In einer späteren Studie wurden die aktiven und passiven Probenahmegeräte während der Schneeschmelze miteinander verglichen. Es wurden Silikatgehalt und das Verhältnis der stabilen Isotope (^{18}O und ^2H) von 48h-Sammelmischproben der sogenannten Passiv-Sampler mit den 24h-Mischproben der sogenannten Aktiv-Sampler verglichen. Das Ergebnis befürwortet den Einsatz der Passiv-Sampler als „gute Alternative“ zu den zum Teil aufwendig zu unterhaltenden aktiven Probenahmegeräten (LANGE 2012). Aus diesem Grund wurde in der experimentellen Phase dieser Arbeit auch auf die Passiv-Sampler zurückgegriffen.

GYGLI (2013) untersuchte während der Schneeschmelzsaison im Frühling 2013 vier Teileinzugsgebiete im Hotzenwald auf die „dominanten Abflussprozesse“. Dabei unterschieden sich die Teileinzugsgebiete in ihrer Höhenlage, als auch in ihrer vorherrschenden Vegetationsbedeckung. Das bewaldete Teileinzugsgebiet wies eine leicht verspätete und ebenfalls flachere Abflussspitze auf als die Anderen. Grund dafür war die geringere Lufttemperatur und die vergleichsweise niedrige Schneedecke.

Außerdem hat SCHNEIDER (2007) bereits auf dem Niveau der Feldskala die dominanten Fließwege bei Hochwasser identifizieren können und versuchte deren Einfluss auf das Transportverhalten von diffusen Nährstoffeinträgen zu ermitteln. Hierfür wurde eine Kombination aus unterschiedlichen Tracern (^{18}O , SiO_2 , ^2H , Uranin, P) verwendet. Auch im Laufe der vorliegenden Arbeit wurden vergleichbare Experimente und Methoden angewandt. Gleichzeitig wurde eine Vielzahl der Ergebnisse und „hypothetischen Modellvorstellungen“ von SCHNEIDER (2007) für die Aufstellung der Konzeptpläne der verschiedenen Experimente in der nachfolgenden Arbeit herangezogen. So konnte zum Beispiel der Oberflächenabfluss im Untersuchungsgebiet als vernachlässigbar angesehen werden. Der erste Hauptabflussbildungsprozess war der *subsurface storm flow* (SSF), also ein schneller lateraler Fließweg durch den Boden, hervorgerufen durch

eine „gute hydrologische Vernetzung“ der Makroporen meist ohne Erreichen des Grundwassers. Dieser Prozess spielte die vorherrschende Rolle bei niedrigen Grundwasserständen, sowie im steileren Gelände und konnte bis zu einem Niederschlagswasseranteil im Abfluss von ca. 60 % während eines Ereignisses führen. Dies war ein weiterer Beweis für eine nicht unerhebliche Präsenz von präferentiellen Fließwegen in diesem Gebiet. Mindestens genauso abflussrelevant war das *groundwater ridging* (GWR), ein „schneller Grundwasserabfluss“ hervorgerufen durch die Erhöhung des „hydraulischen Gradienten“ infolge fortschreitender Infiltration. Dieser Prozess ist „langsamer“ als der SSF und erfolgte hauptsächlich bei hohen Grundwasserständen und verringert aus dem Grund auch deutlich den Niederschlagswasseranteil im Abfluss. Nun galt es im Laufe dieser Arbeit diese Beobachtungen und Feststellungen zu kontrollieren und wenn möglich beide Fließprozesse durch Betrachtung der hydrologischen Vorbedingungen vorherzusagen und zu quantifizieren.

1.3. Zielsetzung

Auf den zugrundeliegenden Ergebnissen und den offenen Fragen der bereits stattgefundenen Studien im Hotzenwald, insbesondere der Studie von SCHNEIDER (2007), sollen folgende Ziele im Laufe der vorliegenden Arbeit erreicht werden:

- Zum Einen soll nachgeprüft werden, in welchen Bodenschichten es zu welchem Abflussbildungsprozess kommt (*subsurface storm flow* vs. *groundwater ridging*).
- Zum Anderen wird versucht eine quantitative Aussage über die relativen Anteile beider relevanten Fließprozesse unter den jeweilig vorherrschenden Ausgangsbedingungen zu tätigen. Hierfür werden der zeitliche und der konzentrationsspezifische Aspekt eingesetzter oder natürlicher Stoffe und Parameter im Abfluss und im Grundwasser zu Grunde gelegt.
- Es soll ein kritischer Schwellenwert der Bodenfeuchte und/oder des Grundwasserstandes ermitteln werden, um beide Abflussbildungsprozesse voneinander abzugrenzen.
- Es soll eine Antwort auf die Frage welche „ereignisspezifischen Randbedingungen“ (Grundwasserstand, Vorfeuchte, Niederschlagssumme, Niederschlagsintensität, Niederschlagsdauer) (SCHNEIDER 2007) eine dominante Rolle in der Abflussdynamik spielen, gefunden werden.
- Ferner wird versucht eine quantitative und qualitative Aussage über die Retention und die potentielle Filterwirkung von organischen Stoffen (Bsp. Uranin) im Boden zu tätigen. Hierfür wird unter anderem eine Kombination aus verschiedenen Tracern während eines Beregnungsversuches herangezogen.
- Es soll überprüft werden, ob sich Gewässerabschnitte mit angrenzenden relativ breiten Auengley-Böden (meist „pseudogleyartig“ überprägt) im Vergleich zu den anderen Gewässerabschnitten im Hinblick auf die Abflussdynamik unterscheiden.
- Zum Schluss werden die Ergebnisse mit der „hypothetischen Modellvorstellung“ aus SCHNEIDER (2007) (Kapitel 6.2. Prozesse) verglichen und diskutiert. Zusätzlich wird auf dieser Grundlage ein Standortregelkreis für das Untersuchungsgebiet erstellt.

Auf der Basis dieser Zielsetzungen wurden die folgenden Hypothesen formuliert. Sie werden nach einem Überblick aller Daten anschließend in der Diskussion nacheinander überprüft und beantwortet:

Hypothese 1: GWR (groundwater ridging) spielt die dominante Rolle in der Abflussdynamik im Untersuchungsgebiet.

Hypothese 2: Unter trockenen Vorbedingungen (niedriger Grundwasserstand; niedrige Bodenfeuchte) trägt der SSF (subsurface storm flow) im Vergleich GWR (groundwater ridging) relativ viel zum Abfluss bei. Unter feuchten Vorbedingungen (hoher Grundwasserstand; hohe Bodenfeuchte) spielt der SSF im Vergleich zum GWR eine gleichwertige Rolle.

Hypothese 3: Es gibt einen kritischen Schwellenwert für Grundwasserstand und/oder Bodenfeuchte, der beide Abflussbildungsprozesse (GWR und SSF) im Untersuchungsgebiet kontrolliert.

Hypothese 4: Keine von den in SCHNEIDER (2007) erwähnten „ereignisspezifischen Randbedingungen“ (Grundwasserstand, Vorfeuchte, Niederschlagssumme, Niederschlagsintensität und Niederschlagsdauer) spielen in der Abflussdynamik eine vorherrschende Rolle.

Hypothese 5: Der Rückergalt organischer Stoffe (am Beispiel von Uranin) und die potentielle Filterwirkung unter feuchten und trocknen Vorbedingungen unterscheidet sich.

Hypothese 6: Die Abflussdynamik eines Gewässerabschnittes mit einem angrenzenden relativ breiten Pseudogley überprägten Auengley-Boden und Gewässerabschnitten mit „normalen“ grundwasserbeeinflussten Auengley-Boden ohne Stauschicht unterscheiden sich.

Hypothese 7: Die aufgedeckten Fließprozesse und die „hypothetische Modellvorstellung“ aus SCHNEIDER (2007) lassen sich im Untersuchungsgebiet anwenden.

2. Untersuchungsgebiet

Wie im vorherigen Kapitel bereits erwähnt wurde, befindet sich das Untersuchungsgebiet im Hotzenwald (Südschwarzwald), also im Südwesten von Deutschland nahe der Schweizer Landesgrenze. Der genaue Standort der Wiese, in der der Hauptteil der Messungen und Experimente absolviert wurde befindet sich in der Gemeinde Rickenbach zwischen den Dörfern Hütten und Rüttehof in einem kleinen Tal (Abbildung 1). Die absolute Meeresspiegelhöhe beträgt ca. 825 m über NN. Die Wiese wird, abgesehen von den Wintermonaten, regelmäßig einmal im Monat je nach Witterung siliert und mit Gülle gedüngt. Angrenzend an der Wiese fließt ein kleiner Bach, der den Namen Seelbach (in anderen Studien auch „Rüttebach“ genannt) trägt (Abbildung 1d. rechter Bildrand). Die „zertalte Hochflächenlandschaft“ im Hotzenwald weist eine hohe Gewässernetzdichte von 1,5 bis 2 km/km² auf (WaBoA 2012).

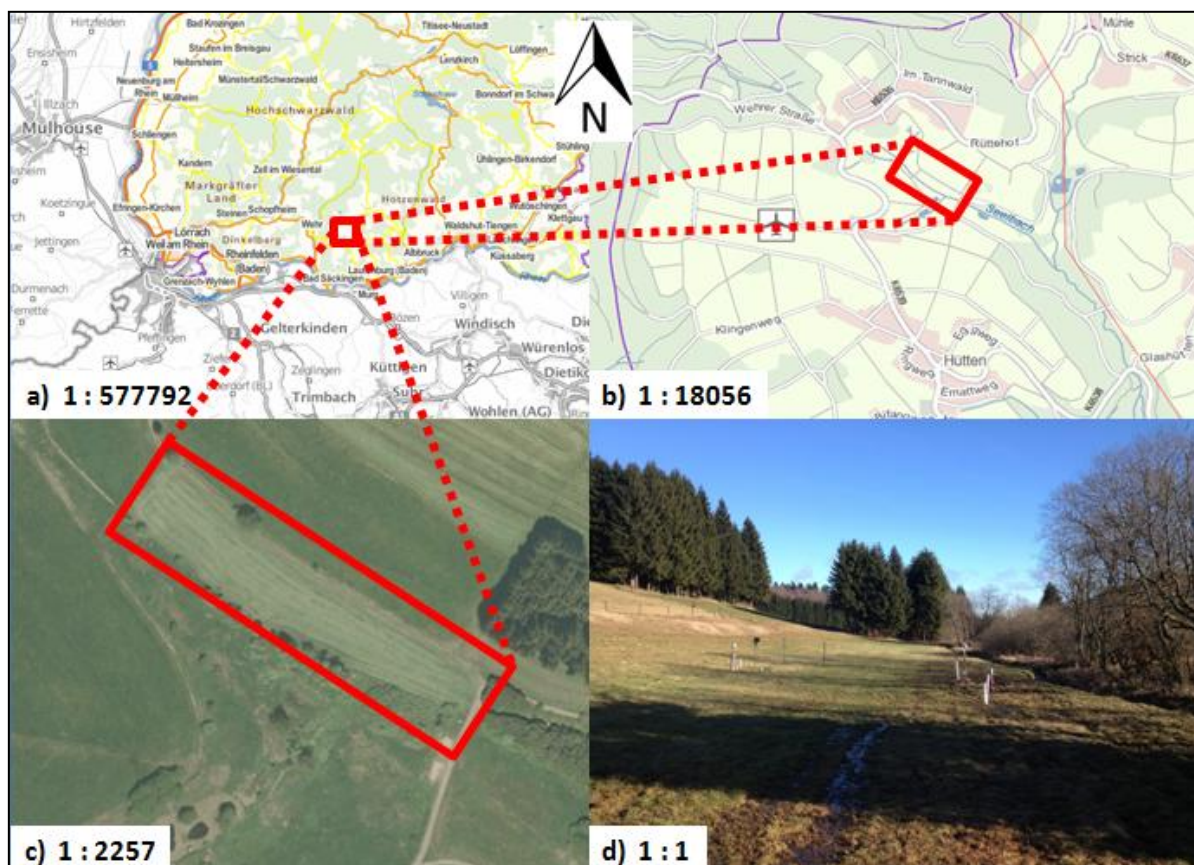


Abbildung 1: a-c) Kartenausschnitte zur geografischen Einordnung des Untersuchungsgebietes. Quelle: Bundesamt für Kartographie und Geodäsie, 2013, verändert. <http://www.geoportal.de/>. d) Eigene Aufnahme des Untersuchungsgebietes in Richtung Südosten (Untersuchungsgebietsauslass).

Die oberirdische Einzugsgebietsfläche des unteren Punktes der Wiese beträgt ca. 0,74 km². Der mittlere Jahresniederschlag im Einzugsgebiet beträgt 1572 mm und ist zwischen Sommer (April-September) – und Wintermonaten (Oktober-März) etwa gleich verteilt. Die mittlere jährliche

Grundwasserneubildung beträgt 309 mm und die mittlere tatsächliche Verdunstung 518 mm. Durch die höhere Lage über Meeresspiegel liegt das Jahresmittel der Lufttemperatur bei 7-8 °C, weswegen auch die mittlere Dauer der geschlossenen Schneedecke im Gebiet bei 100-124 Tagen liegt (WaBoA 2012). Aus dem Grund handelt es sich um ein nivo-pluviales Abflussregime.

Hauptsächlich treten im Hotzenwald skelettreiche, mittel – bis tiefgründige Braunerden auf. Durch lokale, reliefbezogene Begebenheiten trifft man in Tälern und Mulden nicht selten auch Auengley-Böden, die zum Einen grundwasserbeeinflusst sind und zum Anderen durch das Vorhandensein von einer hydraulisch gering leitenden Schicht „pseudogleyartig“ überprägt werden, so auch an einigen Gewässerabschnitten am Ufer des Seelbaches. Die hydrogeologischen Verhältnisse im Hotzenwald lassen sich grundsätzlich mit kluftigem kristallinem Grundgebirge erklären (WaBoA 2012). In tieferen Bodenschichten trifft man nicht selten auf das Gesteinsgrus „Berglesand“, Material aus vergrustem Albtalgranit, welches das dominante Gestein im Einzugsgebiet bildet (METZ 1980). Diese Bodenschicht weist eine höhere hydraulische Leitfähigkeit auf als die darüber liegenden Bodenschichten, was für die Arbeit von Bedeutung sein wird (SCHNEIDER 2007). In SCHNEIDER (2007) und FURRER (2012) sind das Gebiet und die abiotischen Einflussparameter noch ausgiebiger beschrieben und können bei Bedarf herangezogen werden.

Die Untersuchungsperiode, die sich von August 2013 bis Juli 2014 erstreckte, war durch einen früh einsetzenden Wintereinbruch (November) gekennzeichnet. Der gesamte Herbst war zudem sehr nass. Allgemein handelte es sich allerdings um einen eher milden Winter mit einem darauffolgenden warmen und trockenen Frühling. Erst ab Ende April kamen die ersten konvektiven Niederschlagsereignisse auf, die nach einer Pause im Juni ab Juli wieder teils ergiebig und intensiv waren. Die einzelnen Witterungsperioden werden noch genauer in den Ergebnissen dargestellt.

3. Methoden und Vorgehensweise

In diesem Kapitel werden die Datenaufnahmestrategien schrittweise erläutert. Daraufhin werden die Analyseverfahren mit dem Rechner und aus dem Labor entrollt. Zusätzlich werden die Eigenschaften der verwendeten Tracer aufgedeckt.

3.1. Datenaufnahme

3.1.1. Längerfristige Datenaufnahme

Im Untersuchungsgebiet wurden *Decagon Em50G* Datenlogger und Datenlogger von *Hydrotechnik* (Type: 255, HT Hydrotechnik GmbH) zum Abspeichern von Daten verwendet. Die Abflussmessung wurde mit Drucksensoren (Type: 540, HT Hydrotechnik GmbH) von Hydrotechnik an zwei Standorten (Abflussmessstation 1 und 4) unternommen (Abbildung 2). An den fünf Ports der *Decagon Em50G* Datenlogger wurden unterschiedliche Parameter gemessen. Die spezifische Sensorbestückung ist in Kapitel 3.1.1.1. nachzulesen.

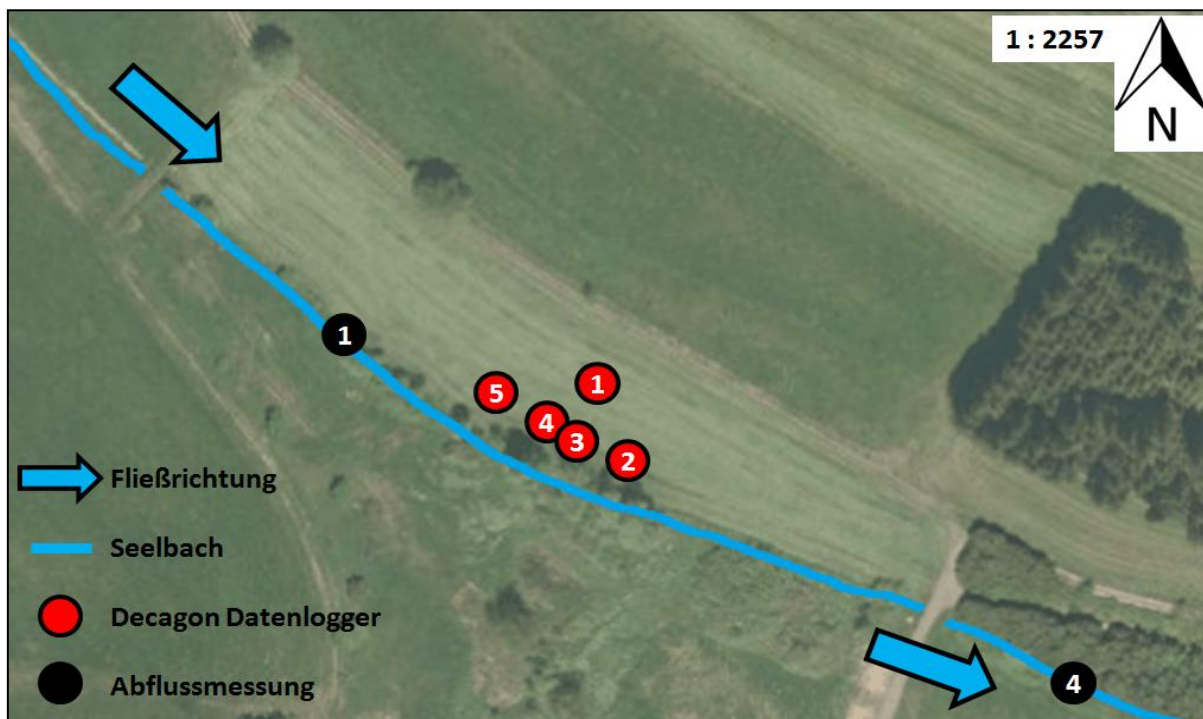


Abbildung 2: Skizzierter Überblick der langfristigen Messensorik im Untersuchungsgebiet. Quelle: Bundesamt für Kartographie und Geodäsie, 2013, verändert. <http://www.geoportal.de/>.

3.1.1.1. Decagon Em50G Stationen

Zweck der gewählten Anordnung der Stationen war primär die Ermittlung der Fließrichtungen in den unterschiedlichen Bodentiefen (Abbildung 3). Aus dem Grund entschied man sich zehn Piezometer in drei unterschiedliche Bodentiefen einzusetzen und zu verfiltern (0,25 m; 0,5 m; 1,0 m). Die Entscheidung über die gewählten Bodentiefen wurde auf der Grundlage einer zuvor getätigten Bodenprofilaufnahme (Kapitel 3.1.4.1.) gefällt. Infolgedessen wurden zum Einen die Schichtgrenzen des organischen – und des mineralischen Bodenhorizonts und zum Anderen die „Berglesand“-Schicht untersucht. Mit einem Nivelliergerät (*Leica Sprinter 150M*) wurden im Nachhinein die relativen Höhen der Piezometer zueinander aufgenommen.

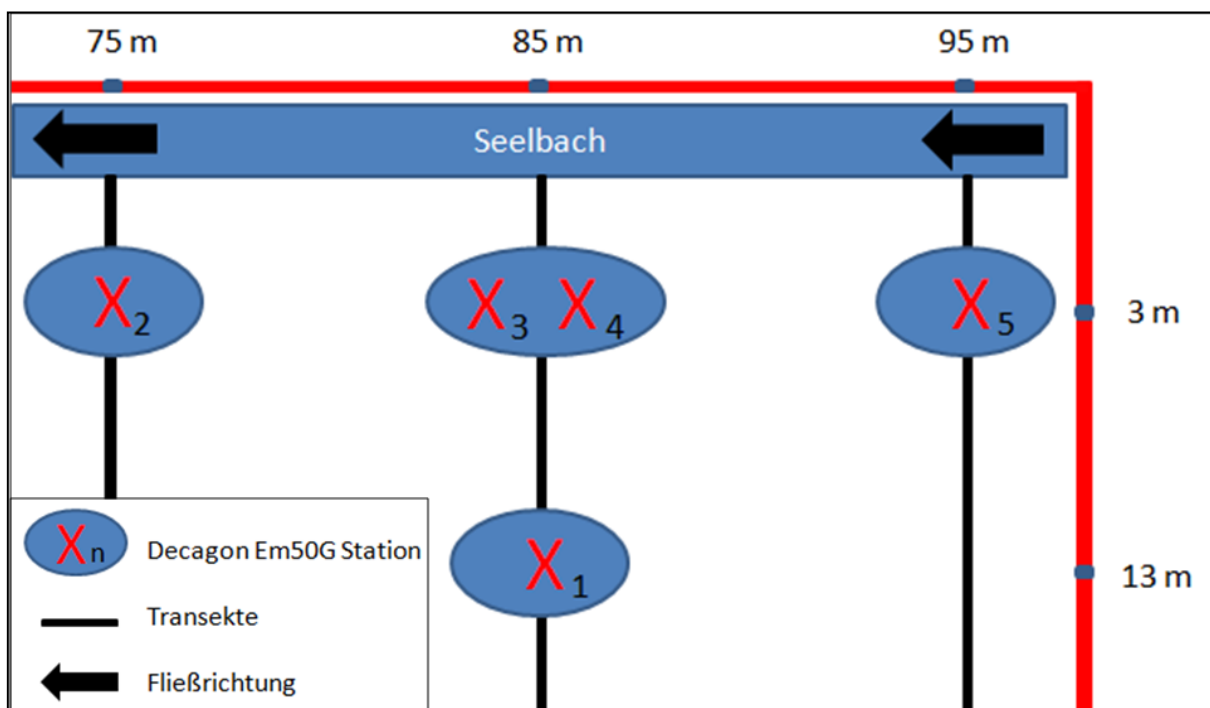


Abbildung 3: Anordnungsskizze der Decagon Em50G Stationen. Obere Meterangaben entsprechen dem Abstand zum südöstlichen Rand der Wiese (Untersuchungsgebietsauslass). Die rechten Meterangaben entsprechen dem Abstand zum Bach.

Die Verfilterungsbereiche der unterschiedlichen Piezometer sind in Tabelle 1 nachzulesen. Die gewählten Bereiche sollten dafür sorgen, dass nur der gewünschte Bodenhorizont angebohrt wird und auch nur Wasser aus dem jeweiligen Bodenhorizont zum Piezometer zuströmen kann.

Tabelle 1: Verfilterungsbereiche der Piezometer.

Piezometer	Piezometer: 0,25 m	Piezometer: 0,50 m	Piezometer: 1,00 m
Verfilterungsbereich [m]	0,05 – 0,25	0,35 – 0,50	0,6 – 1,0

In Tabelle 2 wird ein Überblick über die verwendete Sensorik an den *Decagon Em50G* Datenloggern geschaffen. Die Bodenfeuchte-Sensoren wurden in den organischen Bodenhorizont in drei unterschiedlichen Tiefen installiert (0,1 m; 0,2 m; 0,3 m), damit sie sich in der temporär ungesättigten Zone befanden und die sich ändernden aktuellen Sättigungsbedingungen besser erfasst werden konnten.

Tabelle 2: Überblick der Sensorik und den jeweiligen Messtiefen an den *Decagon Em50G* Stationen.

Station 1		Station 2		Station 3		Station 4		Station 5	
Sensor	Tiefe [m]	Sensor	Tiefe [m]	Sensor	Tiefe [m]	Sensor	Tiefe [m]	Sensor	Tiefe [m]
GS-3	- 0,1	MPS-2	- 0,1	PYR	2,0	GS-3	- 0,3	MPS-2	- 0,1
Vol. Wassergehalt El. Leitfähigkeit Temperatur		Wasserpotenzial Temperatur		Solarstrahlung		Vol. Wassergehalt El. Leitfähigkeit Temperatur		Wasserpotenzial Temperatur	
GS-3	- 0,3	MPS-2	- 0,2	CTD	- 1,0	EHT	2,0	MPS-2	- 0,2
Vol. Wassergehalt El. Leitfähigkeit Temperatur		Wasserpotenzial Temperatur		Wasserstand El. Leitfähigkeit Temperatur		Lufttemperatur rel. Luftfeuchte		Wasserpotenzial Temperatur	
CTD	- 1,0	MPS-2	- 0,3	CTD	- 0,5	ECRAN-100	0,6	MPS-2	- 0,3
Wasserstand El. Leitfähigkeit Temperatur		Wasserpotenzial Temperatur		Wasserstand El. Leitfähigkeit Temperatur		Niederschlag		Wasserpotenzial Temperatur	
CTD	- 0,5	CTD	- 1,0	CTD	- 0,25	MPS-2	- 0,2	CTD	- 0,25
Wasserstand El. Leitfähigkeit Temperatur		Wasserstand El. Leitfähigkeit Temperatur		Wasserstand El. Leitfähigkeit Temperatur		Wasserpotenzial Temperatur		Wasserstand El. Leitfähigkeit Temperatur	
CTD	- 0,25	CTD	- 0,25	/	/	GS-3	- 0,1	CTD	- 0,5
Wasserstand El. Leitfähigkeit Temperatur		Wasserstand El. Leitfähigkeit Temperatur		/		Vol. Wassergehalt El. Leitfähigkeit Temperatur		Wasserstand El. Leitfähigkeit Temperatur	

3.1.1.2. Abflussmessung

Der Abfluss wird indirekt über die Wasserstand-Abfluss-Beziehung eines Thompson Kastenwehres (*V notch*) mit einer Öffnung von 60° bestimmt (Abbildung 4). Die hierfür verwendete Umrechnungsformel lautet wie folgt (U.S.D.I. 2001):

$$Q = 4,28 \times C_e \times \tan\left(\frac{\theta}{2}\right) \times h_{1e}^{\left(\frac{5}{2}\right)}$$

Q = Abfluss [ft³/s]

C_e = effektiver Abflusskoeffizient [0,578] (KULIN und COMPTON 1975 in U.S.D.I. 2001)

θ = Winkel der V-Öffnung [60 °]

$h_{1e} = h_1 + k_h$ [ft]

h_1 = Wasserstand [ft]

k_h = Wasserstand Korrekturfaktor [0,004 ft] (KULIN und COMPTON 1975 in U.S.D.I. 2001)

Umrechnung: 1 m = ca. 3,2808 ft

Der Drucksensor (*Type: 540, HT Hydrotechnik GmbH*) wurde mittig an den Rand des Kastenwehres angebracht und speichert im 5-Minutentakt neben dem Wasserstand auch noch die elektrische Leitfähigkeit und die Wassertemperatur.



Abbildung 4: Abflussmessstation 1 mit Automatischem Probenehmer (*ISCO type: 6712*) auf Podest und HT-Logger, oben an der Dexion-Konstruktion befestigt.

3.1.1.3. Quellenbeprobung

Die Mitarbeiter der Trinkwasserversorgung der Gemeinde Rickenbach haben im Monatsrhythmus Quellproben gezogen, die auf ihren Silikat-Gehalt (gelöste Kieselsäure), ihre Zusammensetzung der stabilen Isotope (^2H und ^{18}O), ihre Schüttung, Wassertemperatur und elektrische Leitfähigkeit untersucht wurden. Zu einem späteren Zeitpunkt stellte sich heraus, dass nur eine beschränkte Anzahl an Proben auf ihre Zusammensetzung an stabilen Isotopen analysiert werden konnte. Infolgedessen fiel die Entscheidung die Quellproben nicht auf diesen Tracer zu untersuchen. Der Beginn der Aufnahme war im August 2013 und sie endete im Juli 2014. Zweck dieser Beprobung war die Erlangung der Erkenntnis inwiefern der Silikat-Gehalt der einzelnen Quellen, die sich allesamt in der Nähe des Untersuchungsgebietes befinden (Tabelle 3) im Laufe eines Jahres variieren. Die Obere Klinge und Untere Klinge entwässern in das westlich gelegene Wehra-Tal. Die restlichen beprobten Quellen entspringen im Einzugsgebiet der Murg.

Tabelle 3: Überblick und Eckdaten der beprobten Quellen. Entfernung entspricht der Luftlinie. Hilfsmittel: Google Earth und Geoportal.de.

Quellname	Nordwert	Ostwert	Höhe ü. NN [m]	Entfernung [km]	Richtung
Obere Klinge	47°37'41"	7°56'02"	850	1,45	Südwesten
Untere Klinge	47°37'43"	7°55'59"	830	1,50	Südwesten
Atdorfquelle 3.1	47°38'53"	7°57'34"	870	1,60	Norden
Atdorfquelle 3.2	47°38'53"	7°57'34"	870	1,60	Norden
Mühlenweiherquelle 1	47°38'47"	7°57'31"	855	1,39	Norden
Mühlenweiherquelle 2	47°38'47"	7°57'31"	855	1,39	Norden
Mühlenweiherquelle 3	47°38'45"	7°57'34"	860	1,40	Norden
Abhauquelle	47°38'44"	7°57'59"	945	1,65	Nordosten
Saalbrunnenquelle	47°38'46"	7°58'05"	975	1,85	Nordosten
Steinbühlquelle	47°38'31"	7°59'05"	880	2,75	Osten

3.1.1.4. Niederschlagsmessung

Mit der Hilfe von zwei Landwirten wurden in Nähe des Untersuchungsgebietes jeweils eine monatliche Mischprobe und nach jedem größeren Niederschlagsereignis (≥ 15 mm) eine Probe gezogen. Auch für vorherige Studien wurde dies bereits getan (SCHNEIDER 2007; LANGE 2012; FURRER 2012 und GYGLI 2013). Während eines ganzen Jahres (August 2013 – Juli 2014) sollten alle relevanten Ereignisproben, sowie alle Monats-Mischproben auf das Verhältnis der stabilen Isotope analysiert werden um einen jahreszeitlichen Verlauf mit der Zusammensetzung der stabilen Isotope im lokalen Niederschlag im Untersuchungsgebietes zu ermitteln.

Der Niederschlag wurde jeweils in 2 verschiedenen Hellmann-Totalisatoren (für Monats-Mischproben; für Ereignisproben) gesammelt. Durch das Vorhandensein einiger Probenlücken führte nur die Kombination aus den Monats-Mischproben von Landwirt A und B (Tabelle 4) zu einer vollständigen einjährigen Datenreihe. Wie im vorherigen Kapitel bereits geschildert wurde mussten auch bei der Analyse der Niederschlagsprobenanzahl für die Ermittlung der Zusammensetzung der stabilen Isotope Abstriche gemacht werden. Aus dem Grund können die gezogenen Ereignisproben für die Auswertung dieser Arbeit nicht herangezogen werden. Ausnahme sind die selbst gezogenen Niederschlagsproben im Untersuchungsgebiet während den beprobten Niederschlagsereignissen 1 bis 3 (Kapitel 3.1.3).

Tabelle 4: Standorte der langfristigen Niederschlagsmessung im Vergleich zum Untersuchungs-gebiet. Entfernung entspricht der Luftlinie. Hilfsmittel: Google Earth und Geoportal.de.

	Standort	Nordwert	Ostwert	Höhe ü. NN [m]	Entfernung [km]	Richtung
Landwirt A	Hütten	47°38'00''	7°56'50''	853	0,3	Süden
Landwirt B	Strick	47°38'24''	7°57'33''	839	0,9	Nordosten

3.1.1.5. Fotos

Um die Anzahl an Tagen mit vorhandener Schneedecke zu erfahren, wurden zwei Zeit-Intervall-Kameras (*Type: Pentax Optio W90*) im Untersuchungsgebiet aufgestellt. Kamera 1 hatte den Blickwinkel auf die gesamte Messsensorik. Sie wurde in einem Baum in einer Höhe von etwa 5 m in einer Plastikbox (ab dem 24.9.2013) aufgehängt. So sollte dadurch vor Wild und Witterung geschützt werden. Kamera 2 wurde nachträglich (ab 11.1.2014) aufgebaut um mithilfe von Holzlatten die aktuelle Höhe der Schneedecke abschätzen zu können. Sie wurde auf der Wiese in einer Höhe von ca. 1,5 m in der gleichen Plastikbox installiert. Die Holzlatten befanden sich ca. 5 m vor der Kamera und waren abwechselnd mit 10 cm langen weißen und schwarzen Bereichen angestrichen. Beide Kameras wurden mit einer externen Batterie (*type: Kokam Superior Lithium Polymer Batteries, 4,2 V, 3300 mA*) ausgestattet (Vgl. GYGLI 2013).

3.1.2. Stichtagsbeprobung

An den Tagen an denen Feldarbeit anstand wurden ebenfalls Grundwasserproben aus jedem der zehn Piezometer genommen (Tabelle 5). Die Grundwasserproben, sowie eine Vergleichsprobe aus dem Bachwasser des Seelbaches (Standort: Abflussmessstation 2, siehe Kapitel 3.1.3.), wurden anschließend auf ihren Silikat-Gehalt und ihre Zusammensetzung an stabilen Isotopen analysiert (Dunkelgraue Zellen). Je nach Grundwasserstand war es allerdings nicht möglich jedes Mal alle Piezometer zu beproben (Weiße Zellen). Bei Wassermangel wurde nur eine Isotopenprobe gezogen (Hellgraue Zellen). Zusätzlich können gemessenen Parameter der *Decagon Em50G* Stationen der jeweiligen Piezometer und der respektiven Bodenfeuchte für die Auswertung herangezogen werden.

Ergänzend zu den Bach – und Grundwasserproben wurden an zwei Stichtagen auch Schneeproben gezogen. Am 10.11.2013 wurde der fallende Niederschlag aufgefangen. Am 1.12.2013 wurde eine Probe aus der Mitte der Schneedecke entnommen.

Tabelle 5: Übersicht der Grundwasserproben der Stichtage. Uhrzeit in Winterzeit. Weiß: Keine Probenahme möglich. Dunkelgrau: Analysiert auf stabile Isotopen und Silikat-Gehalt. Hellgrau: Analysiert auf stabile Isotopen.

Datum/Uhrzeit(WZ)	Schnee	Bach	Station 1			Station 2		Station 3			Station 5	
Piezometer [m]	/	/	0,25	0,5	1,0	0,25	1,0	0,25	0,5	1,0	0,25	0,5
29.9.2013/11:00												
20.10.2013/11:30												
10.11.2013/17:00												
1.12.2013/11:00												
11.1.2014/10:00												
23.2.2014/11:00												
14.3.2014/11:00												
23.5.2014/18:30												
5.6.2014/10:30												
1.7.2014/14:00												

3.1.3. Eventbeprobung

Für die Eventbeprobung und das in Kapitel 3.1.4.3. beschriebene Tracerexperiment wurden die Messsensorik und die Probenahmestrategie angepasst (Abbildung 5). Es wurden zusätzlich im Vergleich zu Abflussmessstation 1 zwei bauidentische Abflussmessstationen (Vgl. Kapitel 3.1.1.2.) eingebaut. Abflussmessstation 1 und 4 bleiben im Vergleich zur langfristigen Datenaufnahme unverändert. Nach der Ermittlung der Bodeneinteilung in der Wiese (Vgl. Kapitel 3.1.4.1.) konnte ein Bereich mit breitem Auengley-Boden und „pseudogleyartiger“ Überprägung identifiziert werden.

Es ist davon auszugehen, dass sich ein Gewässerabschnitt, der sich entlang von breiten und stauwassergeprägten Auengley-Böden befindet, hydrologisch und hydroökologisch anders verhalten wird als die anderen Gewässerabschnitte. Dieser Bereich sollte durch den Einbau von zwei neuen Abflussmessstationen (2 und 3) von den restlichen Gewässerabschnitten getrennt untersucht werden. Der identifizierte Bereich liegt zwischen Abflussmessstation 1 und 2. Abflussmessstation 3 trennt wiederum einen Abschnitt mit einem weniger breiten Auengley-Boden und schwach ausgeprägtem Stauhorizont ab und befindet sich direkt vor einem seitlichen Zufluss, der aus Süden zuströmt.

Abflussmessstation 1 befindet sich ca. 130 m, Abflussmessstation 2 ca. 60 m und Abflussmessstation 3 ca. 20 m zum Untersuchungsgebietsauslass. Abflussmessstation 4 befindet sich ca. 20 m hinter dem Untersuchungsgebietsauslass und beinhaltet, wie bereits erwähnt, den seitlichen Zufluss und ist durch die höhere Wassermenge auch in der Bachberuhigungszone anders konstruiert worden (GYGLI 2013).

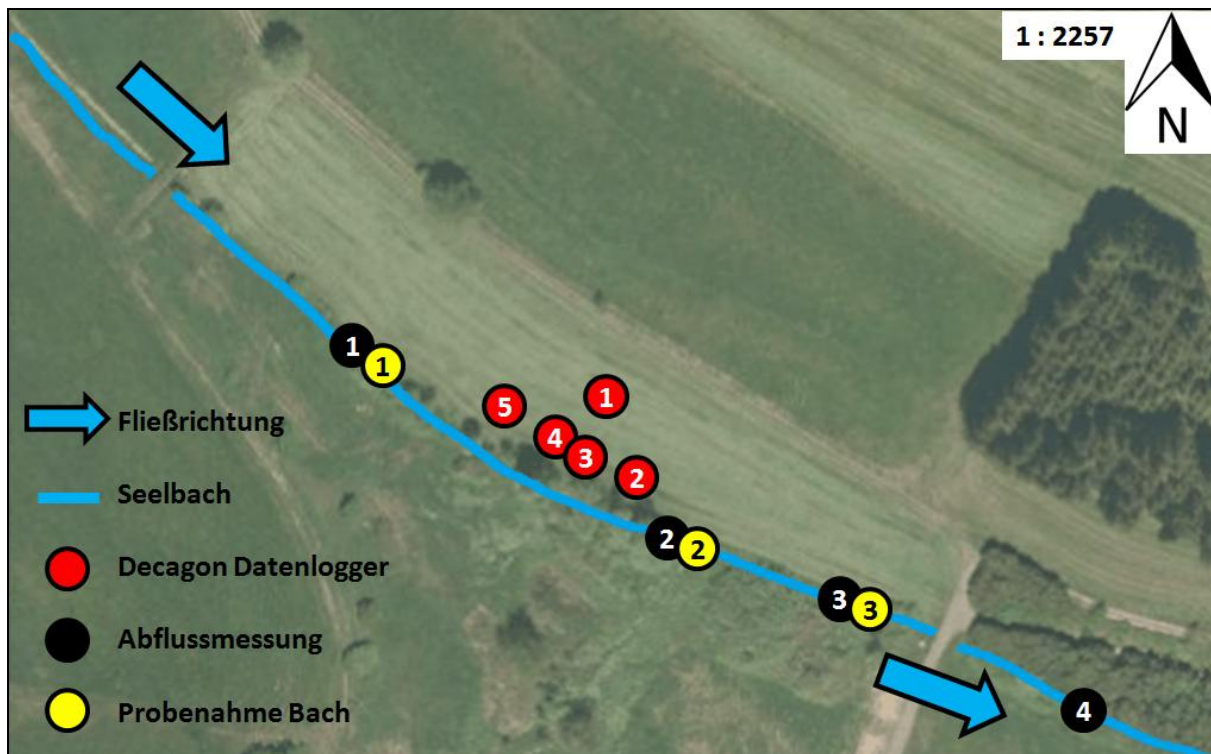


Abbildung 5: Überblick der Messensorik für die Eventbeprobung und das Tracerexperiment. Quelle: Bundesamt für Kartographie und Geodäsie, 2013, verändert. <http://www.geoportal.de/>.

Wo durch die engere Bachführung zwischen den Ufern an Stationen 1 bis 3 Teichfolie, zur möglichst verlustfreien Abflussbestimmung, ausgereicht hat, musste an Station 4 mithilfe von zusätzlichen Holzplatten das Wasser kanalisiert werden.

Die Ereignisse werden auf die Veränderungen des Silikat-Gehalts und der Zusammensetzung der stabilen Isotope untersucht. Die Probenahme wird mit automatischen Probenehmern (*ISCO type: 6700 und 6712*) und manuell durchgeführt. Die Auto-Sampler werden neben die Thompson-Kastenwehre platziert und der Ansaugstutzen wird im Wehr befestigt. Die manuelle Probenahme wird mit einem selbst entworfenen „Schöpfbehälter“ vorgenommen.

Das Probenahme-Intervall wird an das jeweilige Ereignis angepasst. Schwierigkeit bei der Wahl des Intervalls war die Deutung der lokalen Wettervorhersage. Es wurden drei verschiedenen Niederschlagsereignisse beprobt (Tabelle 6). Bei Ereignis 2 und 3 wurde zusätzlich zu den Auto-Samplern auch manuell beprobt. Die Isotopenanalyse konnte durch die bereits erörterte unvorhergesehene Begrenzung der analysierbaren Probenanzahl nur für Abflussmessstation 3 während Ereignis 1 und 2 durchgeführt werden.

Tabelle 6: Eckdaten der drei Niederschlagsereignisse. Uhrzeit in Winterzeit. Grau: Ja. Weiß: Nein.

	Datum Start	Datum Ende	Intervall Bachproben	Niederschlag [mm]	Grundwasser Proben	Silikat- Analyse	Isotopen -Analyse
Event 1	23.5.14 0:40	23.5.14 10:40	stündlich	15	Einmalig danach		
Event 2	4.7.14 21:16	5.7.14 1:00	5-minütig	22	20-minütig		
Event 3	7.7.14 17:00	8.7.14 3:00	15-minütig dann 3-stündig	16			

3.1.4. Einmalige Datenaufnahme

Damit die Abflussbildungsprozesse ermittelt werden können, müssen die variierenden bodenspezifischen Eigenschaften des Untersuchungsgebietes aufgenommen werden. Aus dem Grund wurden die Mächtigkeit des organischen Horizontes in der gesamten Wiese, der Bodentyp sowie der Übergang der Bodentypen, die Infiltrationsrate in vier charakteristischen Transekten und ein Tracerexperiment mit einer Kombination aus unterschiedlichen Tracern unternommen.

3.1.4.1. Bestimmung der Bodeneinteilung

Mithilfe eines Pürckhauers werden in einem engmaschigen Messnetz Boden-Bohrkerne entnommen und anfänglich auf die Mächtigkeit des organischen Bodenhorizontes untersucht. Entscheidungsgrundlage der Grenze zum Mineralboden ist der Übergang zu feinschwebstoffreichem Boden, sowie zu abrupt dichter werdender Bodenmatrix. Hierfür wurde unter anderem mit einem gewöhnlichen Taschenmesser gleichmäßig in die Bodensäule eingestochen. Die einzelnen senkrecht zum Bachlauf erhobenen Transekten befanden sich jeweils in einem Abstand von 5 m zueinander. Im oberen Teil des Untersuchungsgebietes (150 m – 200 m) wurde das Messraster etwas ausgedünnt. Jede Transekte bestand aus zehn Messpunkten, die jeweils 2 m voneinander entfernt waren. Das Ergebnis der organischen Bodenhorizontmächtigkeit ist in Abbildung 6 dargestellt. Die Datenpunkte wurden für eine bessere Erkennbarkeit mit einer gestrichelten Linie verbunden. Diese Linien entsprechen nicht dem korrekten Verlauf der Mächtigkeit des organischen Bodenhorizonts, weil die Variabilität innerhalb zweier Datenpunkt sehr hoch sein wird.

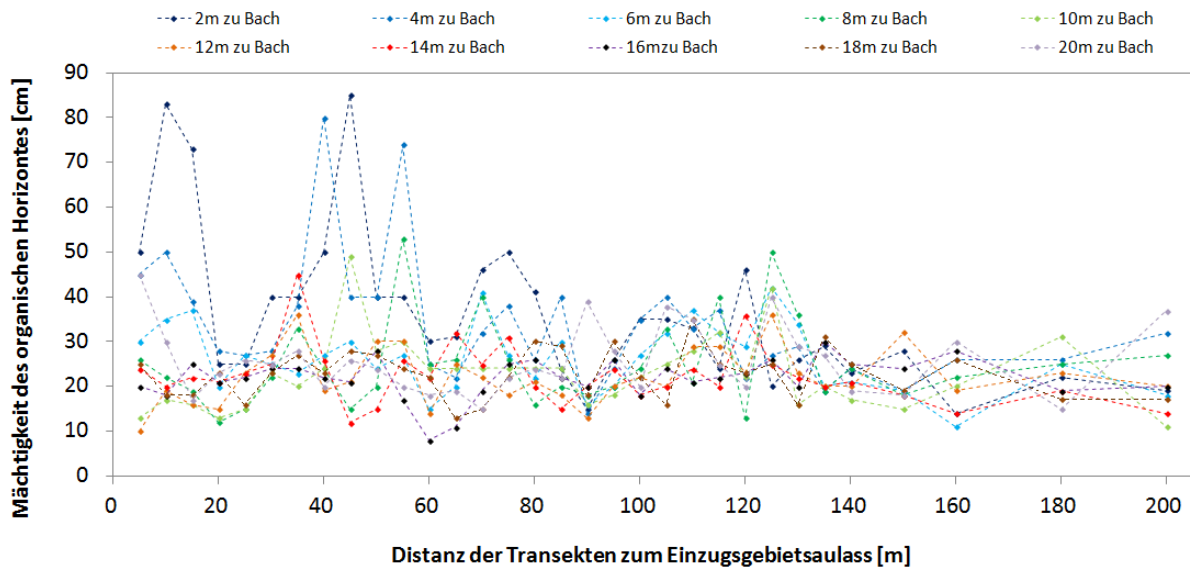


Abbildung 6: Ergebnis der Mächtigkeit des organischen Bodenhorizontes [cm] im gesamten Untersuchungsgebiet. Die gestrichelten Linien entsprechen dem hypothetischen Verlauf der Mächtigkeit zwischen den Datenpunkten. Zeitpunkt der Bestimmung: August-September 2013.

Die Heterogenität des Bodenprofils in der näheren Uferzone (max. 10 m entfernt) fällt auf. Hier sind oft kleine Senken zu finden. Außerdem ist davon auszugehen, dass der Boden einen anthropogenen Einfluss in seiner näheren Vergangenheit durchlaufen musste. Grund zu dieser Annahme ist das Vorhandensein einiger Drainagerohre im Boden, deren Funktionsvermögen allerdings fragwürdig ist. Ein Rohr, das zufällig während dem Tracerversuch mit *Brilliant Blue* gefunden wurde war aufgefüllt mit Boden. Außerdem fand man lokale Einwaschungen von organischem Material in tieferen Bodenschichten.

Wie in Abbildung 6 zu erkennen ist, sind keine eindeutigen Bereiche mit mächtigeren organischen Horizonten in der Wiese vorhanden. Aus dem Grund wurde zusätzlich auch der Bodentyp bestimmt. Die Grenze des Auengley-Bodens mit der oben bereits erwähnten abschnittsweise vorkommenden „pseudogleyartigen“ Überprägung (Ah-Go/Gr(Sd)-Gr/C) zur Braunerde (Ah-Bv-B/C) variiert im Untersuchungsgebiet (Abbildung 7). Die gestrichelte Linie entspricht dem hypothetischen Verlauf des Übergangs von Braunerde zu Auengley-Boden.

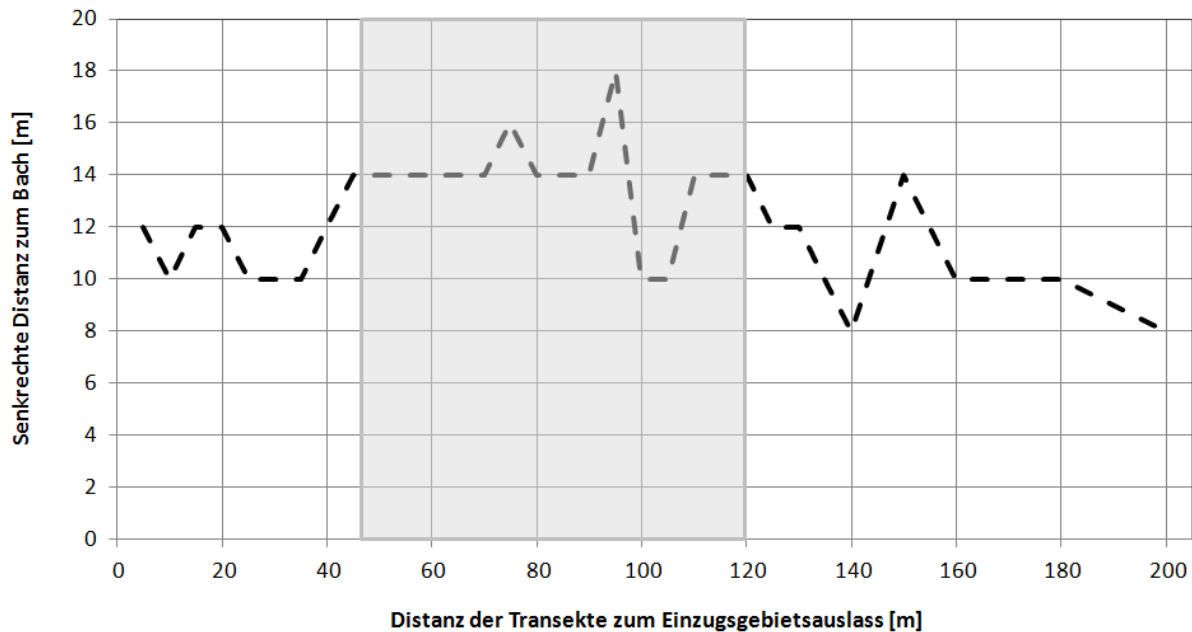


Abbildung 7: Hypothetischer Verlauf des Übergangs des Auengley-Bodens zur Braunerde im Untersuchungsgebiet [m].

Die markante Ausbuchtung des Auengley-Bodens zwischen Meter 45 und 120 entspricht ebenfalls in etwa dem Vorkommen des Pseudogleys und dient zur Einteilung der Gewässerabschnitte in Abschnitte mit breitem „pseudogleyartigem“ Auengley-Boden und weniger breitem Auengley-Boden mit schwach ausgeprägten Stauschichten (siehe Abbildung 5: Abflussmessstation 1 und 2). Die Abgrenzung zur Braunerde ist hauptsächlich topografisch bedingt. Sobald die Geländehöhe des Bodens ausreicht um grundwasserunbeeinflusst zu sein, kommt es zum Übergang zur Braunerde. Es ist davon auszugehen, dass der Gewässerabschnitt mit ausgeprägter ufernaher Stauschicht vermutlich eine andere Grundwasser – und Abflussdynamik aufweist als die Anderen.

3.1.4.2. Bestimmung der gesättigten hydraulischen Leitfähigkeit

Im Juni 2014 wurden Infiltrationsversuche und *Slug-Tests* im Untersuchungsgebiet gemacht. Es handelte sich zum Einen um Infiltrationstests an der Oberfläche der flachen Uferzone mit einem Doppelringinfiltrimeter. Zum Anderen wurden im Hangbereich und in der Uferzone Infiltrationstests in tieferen Bodenschichten mit dem Guelph Permeameter (*type: 2800*) und sogenannte *Slug-Tests* durchgeführt.

Die Experimente wurden in drei auf der gesamten Wiese verteilten senkrecht zum Bach laufenden Transekten (B, D und E) vorgenommen. Zusätzlich erfolgten zwei Experimente zwischen Transekte D und E (D-E). Jede Transekte bestand aus vier geländecharakteristischen

Standorten (1-4). Einen genauen Überblick über die stattgefundenen Tests je Standort ist in Tabelle 7 aufgelistet. Zusätzlich zu den Experimenten in den Transekten B, D, E und D-E wurden in zwei weiteren Transekten A und C an denselben charakteristischen Standorten (1-4) Bodenprofilansprachen unternommen.

Tabelle 7: Überblick der Standorte und Messtiefen [cm] mit den jeweiligen stattgefundenen Experimenten. 1: steiles Gelände ca. 20 m zu Bach. 2: weniger steiles Gelände ca. 12 m zu Bach. 3: leicht ansteigendes Gelände ca. 6 m zu Bach. 4: flaches Gelände ca. 3 m zu Bach.

Transekte	Abstand zu EZG-Auslass [m]	Standort	Doppelring Messtiefe [cm]	Guelph Permeameter Messtiefe [cm]	Slug-Test Messtiefe [cm]
Transekte B	150	1	*	20/60	*
		2	*	*	*
		3	0	60	*
		4	0	37/75	37/75
Transekte D	90	1	*	37	*
		2	*	*	*
		3	0	70	*
		4	0	*	25/100
Transekte D-E	60	4	*	*	50/100
Transekte E	30	1	*	*	*
		2	0	40	*
		3	*	70	*
		4	0	*	*

Das Ziel der Messungen in den unterschiedlichen Tiefen ist das Erlangen eines repräsentativen Ergebnisses der gesättigten hydraulischen Leitfähigkeit in den unterschiedlichen Bodenschichten in der gesamten Wiese. Deswegen wurde oberflächlich, sowie im oberen und im unteren Mineralboden von Braunerde und Auengley-Boden (inklusive den Bereichen mit „pseudogleyartiger“ Überprägung) gemessen.

Die beprobten Bodenhorizonte in den unterschiedlichen Bodentypen lauten:

Braunerde	Auengley	Auengley „pseudogleyartig“ überprägt
Ah	Ah	Ah
A/B	A/Go	Ah/Sw
Bv	Go	Sw
	Gr	Sd
B/C	Gr/C („Berglesand“)	Gr/C („Berglesand“)

Doppelringinfiltrrometer

Das Messgerät besteht aus 2 unterschiedlich großen Metallringen. Beide Metallringe werden ca. 5 cm in den Boden eingeschlagen. Anschließend wird die Grasnarbe etwas ausgedünnt. Danach werden beide Metallringe mit Wasser gefüllt. Anschließend wird das Absinken des Wasserstands im inneren Ring ($r = 14\text{ cm}$) an einem Zollstock über die Zeit hinweg abgelesen (Abbildung 8).



Abbildung 8: Doppelringinfiltrrometer-Test

Dadurch verändert sich der Druck der Wassersäule auf die Bodenoberfläche mit der Zeit. Der Wasserstand sollte in beiden Ringe etwa gleich hoch sein, damit nur die vertikale gesättigte Infiltrationsrate gemessen wird. Das Experiment wurde etwa eine Stunde an jedem Standort durchgeführt, weswegen die Ringe regelmäßig aufgefüllt werden mussten. Durch das Fehlen eines Mariotte-Reservoirs um konstanten Wasserdruck über die Zeit zu haben, wird das Infiltrrometer nachdem der Wasserstand um ca. 5 cm abgesunken ist wieder auf ca. 10 cm Wassersäule aufgefüllt. Dies soll einer natürlichen Beregnung entsprechen (LANGE et al. 2013).

Die Berechnung der gesättigten hydraulischen Leitfähigkeit (k_{fs}) erfolgt schrittweise. Zunächst muss das nahezu stationäre Versickerungsvolumen [l/min] aus dem inneren Ring berechnet werden (Q_s). Hierfür werden die Versickerungsraten [cm/min] über die Zeit gemessen. Die Rate nimmt im Normalfall im Laufe des Experimentes ab. Die relevanten nahezu konstanten Versickerungsraten zur Berechnung der gesättigten hydraulischen Leitfähigkeit werden am Ende des Experimentes erreicht. Aus dieser hypothetisch konstanten Rate wird nun das extrapolierte hypothetische Gesamtvolumen [l/min] berechnet.

Anschließend kann die Formel (REYNOLDS und ELRICK 1990 in WEBSTER 2008) zur Berechnung des k_{fs} -Wertes herangezogen werden:

$$k_{fs} = \frac{q_s}{\left(\frac{H}{C_1 d + C_2 a}\right) + \left[\frac{1}{a^*(C_1 d + C_2 a)}\right] + 1}$$

q_s : Quasi-stationäre Infiltrationsrate: $q_s = \frac{Q_s}{\pi \times a^2}$

Q_s : Quasi-stationärer Volumenfluss

a : Radius des Ringes: 14 cm

H : Quasi-stationäre Wassersäule: 10 cm

d : Tiefe des Ringes im Boden: 5 cm

a^* : Sorptionskoeffizient des porösen Medium: $0,12 \text{ cm}^{-1}$ (WEBSTER 2008)

C_1 : Dimensionslose quasi-empirische Konstante: $C^1 = 0,316 \times \pi$

C_2 : Dimensionslose quasi-empirische Konstante: $C^2 = 0,184 \times \pi$

Guelph Permeameter

Im Gegensatz zum Doppelringinfiltrometer dient das Guelph Permeameter zur Bestimmung der gesättigten hydraulischen Leitfähigkeit in tieferen Bodenschichten. Hierfür wird ein nach unten hin offenes Plastikrohr in ein Bohrloch ($r = 3 \text{ cm}$) eingeführt. Auf dieses Rohr wird ein weiteres Rohr aufgesteckt, welches als Reservoir für das zu infiltrierende Wasser dient (Abbildung 9). Das Wasser im Bohrloch kann vertikal und lateral absickern. Durch das Hoch – und Runterziehen eines Luftschlauches kann man den Druck der Wassersäule auf den Bodenhorizont einstellen. Außerdem ist es möglich das Wasserreservoir durch einen Deckel vom Atmosphärendruck abzuschließen. Dadurch herrschen über das gesamte Experiment hinweg stationäre Bedingungen. Anschließend wird das Ventil unterhalb des Wasserreservoirs erst geöffnet und man wartet bis das Bohrloch mit Wasser gefüllt ist. Ab dem Zeitpunkt beginnt das Experiment. Durch die unterschiedlichen Bodeneigenschaften musste der Druck der Wassersäule an jedem zu messenden Bodenhorizont angepasst werden. Das Ablesen des Versickerungsvolumens kann in einem inneren kleineren Plastikrohr, oder in einem äußeren größeren Plastikrohr (Reservoir) erfolgen (beide Rohre kombiniert). Geringe Infiltrationsraten lassen sich besser im inneren Rohr ablesen, da das zu beobachtende Wasservolumen kleiner ist.



Abbildung 9: Guelph Permeameter

Genau wie beim Doppelringinfiltrrometer gilt es zunächst die stabile Versickerungsrate (R) [cm/min] zu ermitteln. Anschließend wird folgende Formel zur Bestimmung von k_{fs} herangezogen (ZANG et al. 1998 in OPERATING INSTRUCTION GUELPH PERMEAMETER 2800 2012):

$$k_{fs} = \frac{C \times Q}{2\pi H^2 + \pi a^2 C + 2\pi \left(\frac{H}{a^*}\right)}$$

C: „Shape-Faktor“ angepasst am Sorptionskoeffizienten des porösen Mediums ($a^*=0,12 \text{ cm}^{-1}$).

$$C = \left(\frac{\frac{H}{a}}{2.074 + 0.093 \left(\frac{H}{a}\right)} \right)^{0.754}$$

H: Stationäre Wassersäule [cm]

a: Radius des Bohrloches [3 cm]

Q: Stationärer Volumenfluss [l/cm]

Für beide Rohre kombiniert: $Q = R \times 35.22$; Für inneres Rohr alleine: $Q = R \times 2.16$

R: Infiltrationsrate [cm/min]

a^* : Sorptionskoeffizient des porösen Mediums [$a^*=0,12 \text{ cm}^{-1}$]

Slug-Test

Vor dem Start eines Slug-Tests müssen Bodenprofilaten vorliegen um die Mächtigkeit der einzelnen Schichten (L) lokalisieren zu können. Beim Slug-Test wird das Absinken einer Wassersäule mit der Zeit gemessen. Das Experiment kann als kombiniertes Doppelring – und Guelph Permeameter Experiment angesehen werden, da der Druck der Wassersäule auf die Bodenschicht einerseits instationär ist (Vgl. Doppelringinfiltrrometer) und andererseits das Wasser auch lateral versickern kann (Vgl. Guelph Permeameter).

An Standort D wird Wasser in die bereits installierten Piezometer (50 cm; 100 cm) gefüllt. Die Piezometer sind beide in den unteren 25 cm verfiltert. An zwei anderen Standorten (B4 und D-E4) wurde lediglich ein Bohrloch gebohrt ($r = 3$ cm) und bis zur Geländeoberkante mit Wasser gefüllt. An allen drei Standorten wurden jeweils zwei unterschiedlich tiefe Bodenschichten untersucht.

Die Berechnung der gesättigten hydraulischen Leitfähigkeit erfolgt mit dieser Formel (Hvorslev 1951, leicht verändert):

$$k_{fs} = \frac{\left(\frac{r^2 \ln \left(\frac{L}{r} \right)}{2L} \right)}{t_H}$$

r: Radius des Bohrloches/Piezometer [3 cm]

L: Mächtigkeit der Schicht [cm]

t_H : Zeitpunkt bei $H_x/H_0 = 0,37$

H_x : gemessener Wasserstand [cm]

H_0 : Anfangswasserstand [cm]

Die Bestimmung von t_H musste bei geringen Infiltrationsraten durch Extrapolieren der Abnahme des Wasserstandes erfolgen, da es sich zeitlich im Gelände nicht ausgegangen ist.

3.1.4.3. Tracerexperimente

Am 19. und 20. Mai 2014 wurden im Untersuchungsgebiet zwei Tracerexperimente unternommen, um die vorherrschenden hydrologischen Prozesse identifizieren zu können. Am 19. Mai wurde in Zusammenarbeit mit dem hydrologischen Kurs „Hydrologisches Messen und Berechnen“ des Geografischen Instituts der Universität Zürich ein *Brilliant Blue* Beregnungsversuch auf vier Plots organisiert. Am Folgetag wurde mit einem Güllewagen Uranin, Deuterium angereichertes Bachwasser und später Viehsalz unter der Nutzung eines Schleppverteilers spurartig aufgetragen.

3.1.4.3.1. *Brilliant Blue* Experiment

Die Beregnung mit *Brilliant Blue* ($C_{37}H_{34}N_2Na_2O_9S_3$) ermöglicht die Visualisierung der Fließwege in der ungesättigten Zone. Dieser Farbtracer wurde bereits in vielen Studien erfolgreich verwendet um präferentielles Fließen und Matrixfließen identifizieren zu können (WEILER und NEAF 2003, MOONEY und MORRIS 2008, BACHMAIR et al. 2009 und CAPULIAK et al 2010) und wird auch als bewährte Feldmethode aufgrund der chemischen Eigenschaften des Moleküls angesehen (MON et al 2006). Das Molekül ist nur gering toxisch, gut sichtbar in der richtigen Konzentration (4 g/l) und sehr mobil (GERMANN-HEINS und FLURY 2000 in WEILER 2001). Die Auswertung der verfärbten Bereiche erfolgte ohne Bildbearbeitungsprogramme.

Es wurden insgesamt vier Plots (jeweils: $1,5\text{ m} \times 1,5\text{ m} = 2,25\text{ m}^2$) mit 30 l *Brilliant Blue* Lösung während ca. 25 Minuten bewässert. Dies entspricht einer Niederschlagssumme von 13,3 mm. Alle Plots befanden sich 4,25 m entfernt zum Bach, was auch der Distanz der *Decagon Em50G Stationen* zum Bach entspricht, wobei sich zwei Plots im Bereich des breiten Pseudogley überprägten Auengley-Bodens und die anderen zwei außerhalb dieses Bereiches befanden (Abbildung 10). In jedem Bereich wurde zusätzlich jeweils ein Plot mit 30 l Bachwasser vorberechnet um unterschiedliche Vorfeuchtebedingungen hervorzurufen. Die Beregnung mit *Brilliant Blue* erfolgte ca. eine Stunde später. Bei jeder Beregnung mit *Brilliant Blue* oder Bachwasser wurden zunächst 20 l mit einem Sprühkopf gleichmäßig verteilt (ca. 20 min). Die letzten 10 l wurden mit einer Gießkanne aufgetragen (Abbildung 11a).

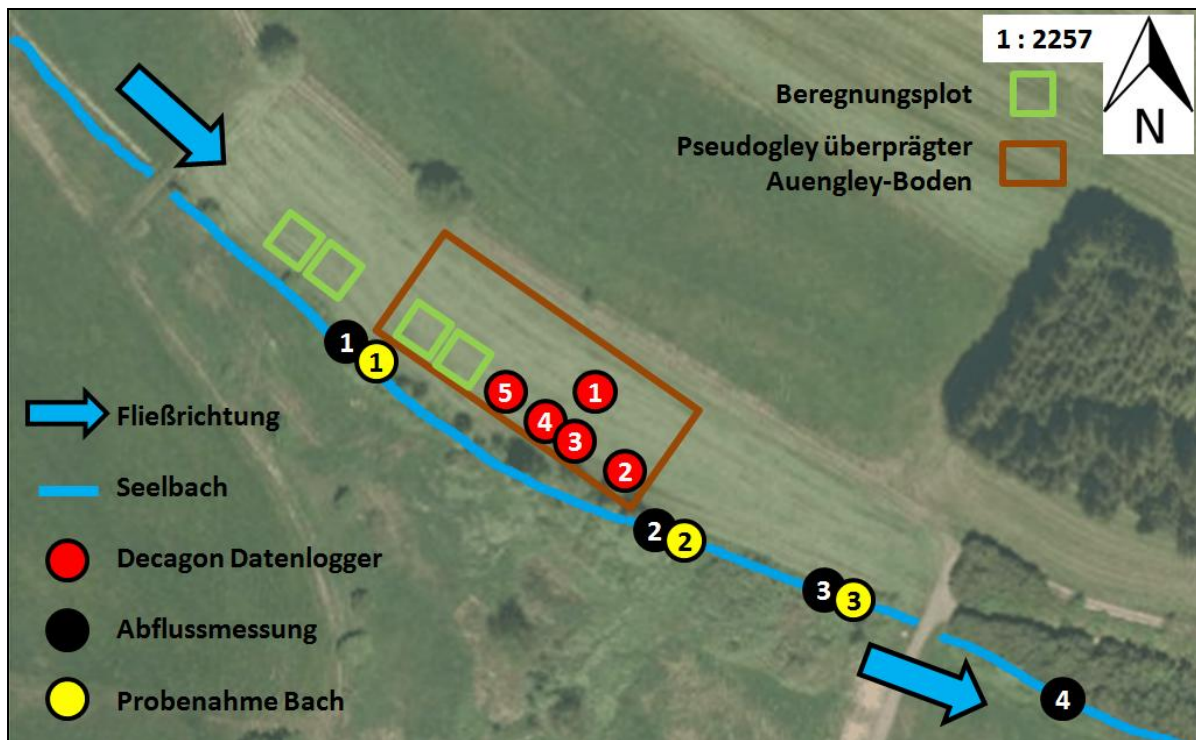


Abbildung 10: Überblick der Messsensorik für das *Brilliant Blue* Tracerexperiment. Quelle: Bundesamt für Kartographie und Geodäsie, 2013, verändert. <http://www.geoportal.de/>.

Die Ausgrabung der einzelnen Plots erfolgte nach einer vorgegebenen Reihenfolge. Es wurden jeweils horizontal, lateral und frontal zur Fließrichtung des Boden – und Grundwassers Bodenprofile ausgegraben und auf ihre blau gefärbten Anteile analysiert. Die Beobachtungen wurden im Feld aufgenommen (Fotos und Skizzen) und in Form von Feldberichten von den Studenten ausgewertet. Diese Berichte wurden zusammen mit den eigenen Erkenntnissen und Aufnahmen aus diesem Experiment herangezogen um Aussagen über die Fließprozesse und Konnektivität, auch im Hinblick auf das zweite Tracerexperiment, zu machen.



Abbildung 11: a) Beregnung mit *Brilliant Blue* (Gießkanne). b) Ausgrabung der Bodenprofile.

3.1.4.3.2. Uranin/Deuterium/Salz Experiment

Die Anwendung einer Kombination aus konservativen und sorptiven Tracern ermöglicht die Berechnung des Rückerhalts des sorptiven Tracers und die Ermittlung der Fließprozesse (MALOSZEWSKI et al. 1999). Im Falle dieser Studie war es das gering sorptive Uranin. Bereits ein sehr ähnlich aufgebautes Multi-Tracer Experiment wurde durch SCHNEIDER (2007) in derselben Wiese durchgeführt. Hier wurden unter anderem dieselben Tracer (stabile Isotopen, Silikat, Deuterium, Uranin und Salz) wie in dieser Studie verwendet. Um die größtmögliche Vergleichbarkeit zu erzielen wurde der Aufbau dieses Experimentes dem Experiment aus SCHNEIDER (2007) angepasst.

Verlauf

Der Verlauf und die Einspeisemengen der Tracer des Experimentes sind in Tabelle 8 nachzulesen. Der Güllewagen wurde entweder komplett (12.000 l) oder nur halb (6.000 l) mit Bachwasser aus einem nahegelegenen Bach (Schneckenbach) gefüllt. Der Schleppverteiler hat eine Arbeitsbreite von 6,4 m. Jede Arbeitsbreite des Schleppverteilers wurde über die gesamte Länge der Wiese aufgetragen (ca. 200 m). Bei einem komplett gefüllten Güllewagen wurden auf dem Hin – und Rückweg jeweils zwei parallel nebeneinander liegende Arbeitsbreiten befahren ($2 \times 6,4 \text{ m} = 12,8 \text{ m}$). Bei einem halb gefüllten Güllewagen wurde lediglich eine Arbeitsbreite auf dem Hinweg aufgetragen. Die Beregnung mit Salz sollte einerseits einen zweiten Konzentrationspeak an Deuterium und Uranin im Bachwasser hervorrufen und andererseits dazu dienen den Einfluss der Einspeisung mit einer größeren Distanz zum Bach zu identifizieren.

Tabelle 8: Verlauf und Einspeisemengen des Multitracer Experimentes. Zeitpunkt in Winterzeit.

	Zeitpunkt [WZ]	Dauer [min]	Beregnung [l]	Tracer [kg]	Beregnete Fläche [m ²]	Abstand zu Bach [m]
Vorberegnung	19:00	6	12.000	/	2560	5 – 17,8
Uranin	19:58	7	6.000	2	1280	5 – 11,4
Deuterium				4		
Viehsalz (NaCl)	20:50	5	6.000	60	1280	11,4 – 17,8
Nachberegnung	22:03	6	12.000	/	2560	5 – 17,8

Probenahmestrategie

Die Konstellation der Abflussmessstationen und der Grundwasserrohre bleibt im Vergleich zur Ereignisbeprobung gleich (Abbildung 12). Zusätzlich wurden die sogenannten Passiv-Sampler (LANGE 2012) unterhalb von Wehr 1 bis 3 eingebaut um den Rückhalt von Uranin besser bestimmen zu können. Diese wurden in regelmäßigen Abständen geleert und mithilfe eines manuell einstellbaren Ventils auf die gewünschte Füllgeschwindigkeit eingestellt. Insgesamt wurden zwei Feld-Fluorometer (Abflussmessstationen 2 und 3) und eine Fluoreszenzsonde (Sommer Messtechnik, TQ Tracersystem) (Abflussmessstation 3) im Bach installiert. Der Feld-Fluorometer an Abflussmessstation 3 konnte leider keine Daten aufnehmen. Die Daten des Feld-Fluorometers und der Fluoreszenzsonde werden mit den ermittelten Uranin-Konzentrationen der Laboranalyse der gezogenen Bachproben an den jeweiligen Abflussmessstationen kalibriert.

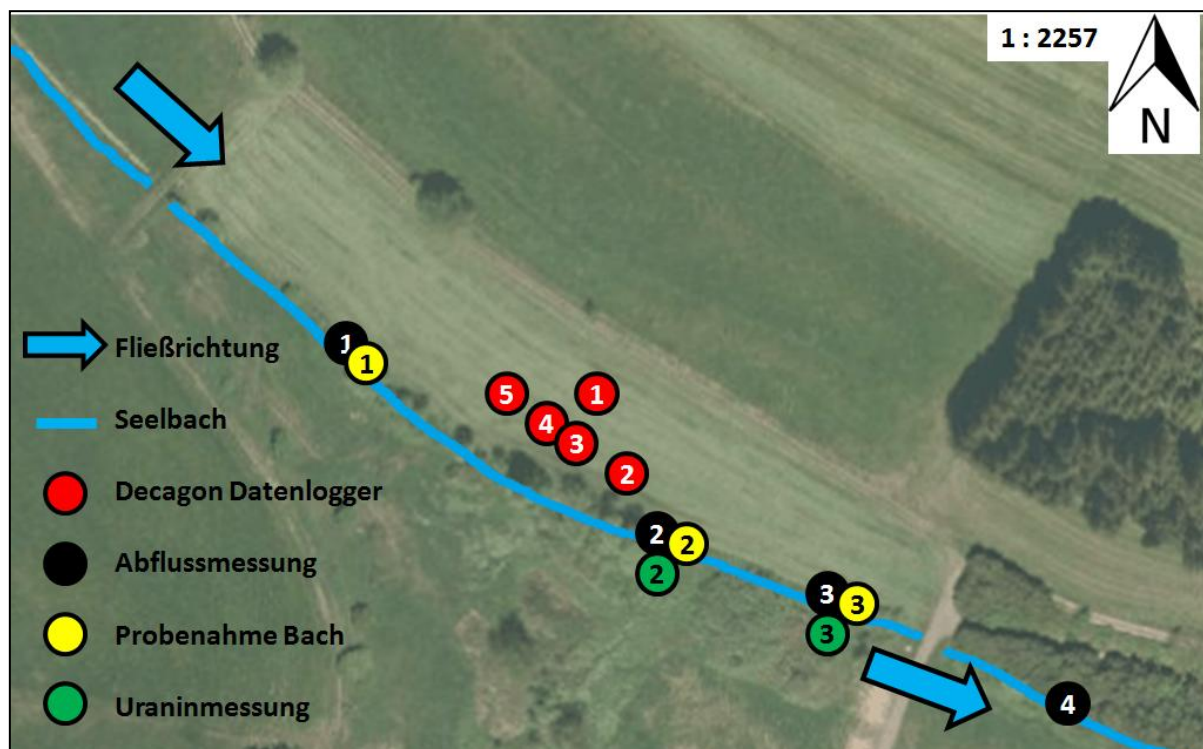


Abbildung 12: Überblick der Messensorik für das Uranin/Deuterium/Salz Tracerexperiment. Quelle: Bundesamt für Kartographie und Geodäsie, 2013, verändert. <http://www.geoportal.de/>.

Leider traten bei den Probenahmen ebenfalls technische und zeitliche Probleme und Zwischenfälle auf, weswegen nur eine limitierte Anzahl an Proben nach dem Experiment für die Analyse zur Verfügung stand. Von 18:59 bis 20:08 (Winterzeit) konnten im 3-Minuten Takt an der Abflussmessstation 3 mit einem Auto-Sampler (ISCO type: 6700) Proben gezogen werden. Danach konnten an den Abflussmessstationen 2 und 3 pünktlich ab der Nachbewässerung von 22:03 bis 23:12 (Winterzeit) im 3-Minuten Takt wieder Proben gezogen werden (ISCO type: 6700 und 6712). Zusätzlich wurden sporadisch an der Grundwassermessstation 3 im 50 cm (GW3-50)

und 100 cm (GW3-100) tiefen Piezometer Proben gezogen werden. Der 25 cm (GW3-25) tiefe Piezometer konnte nicht beprobt werden, weil der Grundwasserstand im Verlauf des ganzen Experimentes zu niedrig war. Ursprünglich waren für die Grundwassermessstation 3 auch Auto-Sampler angedacht worden, um die Verschleppung von Uranin in der Wiese durch ein Herumlaufen von Mitarbeitern zu vermeiden. Leider wurde das zu ziehende Probevolumen aus den Piezometern zu hoch programmiert, weswegen die zu beprobenden Piezometer ebenfalls zeitweise trocken fielen. Aus diesem Grund wurde die Probenahme des Grundwassers spontan mit dem „Schöpfbehälter“ (Vgl. Kapitel 3.1.3. Eventbeprobung) fortgeführt und ergänzt.

Sämtliche Bach - und Grundwasserproben wurden auf ihre Uranin-Konzentration untersucht. Zusätzlich wurde alle Grundwasserproben und die Proben von Abflussmessstation 3 auf ihren Silikat-Gehalt und ihre Zusammensetzung an stabilen Isotopen analysiert. Die elektrische Leitfähigkeit wurde *in situ* in den unterschiedlichen Messtiefen der Decagon Em50G Stationen und an den Abflussmessstation 1 bis 4 gemessen.

3.2. Analyseverfahren und theoretische Grundlagen

In diesem Kapitel werden zum Einen die theoretischen Grundlagen der Tracermethoden und zum Anderen die jeweiligen Analyseverfahren erläutert. Die Analyse des Silikat-Gehalts wurde im chemischen Labor des Geografischen Instituts der Universität Zürich (GIUZ) vorgenommen. Außerdem wurden die zu analysierenden Wasserproben für die Zusammensetzung an stabilen Isotopen hier auch vorbereitet. Alle anderen Analyseverfahren wurden im hydrologischen Labor der Universität Freiburg im Breisgau durchgeführt. Die Auswertung des Salztracerversuches belief sich lediglich auf die *in situ* Messungen der elektrischen Leitfähigkeit an den installierten Sensoren im Untersuchungsgebiet.

3.2.1. Silikat-Analyse

Der geogene Tracer Silikat (H_4SiO_4), wird in vielen hydrologischen Studien als herkunftsraumorientierter Tracer verwendet. Bei der Silikatverwitterung der Gesteinsmatrix wird ständig Ortho-Kieselsäure frei. Diese gelangt anschließend ins Boden – und Grundwasser. Je länger das Wasser in Kontakt mit dem Gestein steht, desto höher wird die Silikat-Konzentration. Außerdem weist die Silikat-Konzentration im Vergleich zu anderen Wasserinhaltsstoffen eine eher geringe Variabilität auf, weswegen sich der Tracer gut zur Abflusskomponententrennung eignet (UHLENBROOK 1999, KIENZLER 2001, SCHNEIDER 2007 und LANGE 2012). Aufgrund dieser Charakteristika des Tracers kann der Basisabfluss vom Direktabfluss getrennt werden. Der Direktabfluss weist einen deutlich niedrigeren Silikat-Gehalt auf als der Basisabfluss, weil dieser durch Niederschlagswasser gespeist wird. Niederschlagswasser ist annähernd frei von Silikat. Die Mischung aus Niederschlagswasser (0 mg/l) und Basisabfluss (ca. 5-6 mg/l) ergibt im Untersuchungsgebiet eine typischen Silikat-Signatur im Bach – und Grundwasser (0,1 – 5 mg/l). Die Einflussfaktoren auf die genaue Silikat-Konzentration des Direktabflusses sollen im Laufe dieser Arbeit diskutiert werden.

Die Analyse der Wasserproben auf ihren Silikat-Gehalt erfolgte photometrisch mit dem Spektralphotometer (*Analytik Jena, Specord 40, 815 nm*). Es wurden 10 ml der filtrierten Probe (0,45 μm Cellulose-Acetate-Filter) in entionisiertes Wasser (18,2 M Ωm) gegeben. Die Filtrierung sollte die Schwebstoffe aus den Wasserproben zurückhalten, damit sie die Analyse nicht beeinflussen. Zudem wurde jede Probe doppelt analysiert um mögliche Messfehler zu verhindern. Hinzugefügt wurden schrittweise jeweils 4 ml Schwefelsäure (28 ml ($\geq 96\%$)/l),

Ammoniumtetramolybdat (50 g/l), Weinsäure (200 g/l) und Ascorbinsäure (50 g/l). Es bildeten sich blaue Molybdat-Kieselsäure-Komplex, die anschließend mit dem Spektralphotometer beim Extinktionsmaximum (815 nm) gemessen wurden. Für jede Messreihe wurden Kalibrier-Standards erstellt, die eine Kalibrierungsgerade mit einem Bestimmtheitsmaß von $r^2 = 1$ ergab. Durch leicht variierenden Steigungskoeffizienten der Kalibrierungsgeraden, die auf minimale Ungenauigkeiten in der Vorbereitung der Standards zurückzuführen sind, wurden die finalen Silikat-Konzentrationen mit einem bestimmten Steigungs-Koeffizienten (0,756) angepasst.

3.2.2. Stabile Isotope

Die stabilen Isotope ^2H und ^{18}O kommen in der Natur im Vergleich zu den häufigen Wassermolekül-Isotopen (^1H und ^{16}O) im folgenden Verhältnis im Wasser vor (KENDALL und McDONNELL 1998):

Isotope	Verhältnis	Verhältnis im Referenz Standard VSMOW
^2H	$^2\text{H} / ^1\text{H}$	$(R_{2\text{H}}) 2 \times 1,5575 \times 10^{-4}$
^{18}O	$^{18}\text{O} / ^{16}\text{O}$	$(R_{18\text{O}}) 2,0052 \times 10^{-3}$

Da das VSMOW (Vienna Standard Mean Ocean Water) ($\delta = 0 \text{ ‰}$) mittlerweile ausging, werden die Isotopenwerte ($\delta \text{ ‰}$) mit VSMOW2 kalibrierten Standards berechnet, die wiederum auf den ursprünglichen VSMOW zurückzuführen sind (FRÖHLICH et al. 2002):

$$\delta = \frac{R_{\text{Probe}} - R_{\text{VSMOW}}}{R_{\text{VSMOW}}}$$

R_{Probe} : Isotopenverhältnis der Probe

R_{VSMOW} : Isotopenverhältnis des VSMOW

$R_{2\text{H}}$: ^2H Verhältnis der Probe

$R_{18\text{O}}$: ^{18}O Verhältnis der Probe

Die hydrochemischen Eigenschaften der Isotope sind gleich, allerdings weisen sie ein anderes physikalisches Verhalten durch die unterschiedlichen Atommassen auf. Es kommt zu Fraktionierungsprozessen bei Phasenübergängen. Genauer gesagt reichern sich die schweren Isotope in der energetisch niedrigeren Phase an. Infolgedessen weist die gezogene Wasserprobe eine Isotopenzusammensetzung auf, die aufgrund ihrer vergangenen durchlaufenden Fraktionierungsprozesse entstanden ist. Dadurch kann man Rückschlüsse auf Alter und

Verweilzeit ziehen, also unter anderem das Vorereignis – und Ereigniswasser voneinander unterscheiden (SCHNEIDER 2007 und LANGE 2012).

Der Vergleich weltweiter Wasserproben untereinander ergibt einen linearen Zusammenhang, die sogenannte GMWL (*Global Meteoric Water Line*):

$$\delta D = 8 \times \delta^{18}O + 10$$

Die Isotopenverhältnisse von ^2H und ^{18}O korrelieren stark in den kontinentalen Gebieten der hohen und mittleren Breiten. Jedoch besteht die Möglichkeit, dass die Isotopen-Signatur einiger Wasserproben durch lokale Gegebenheiten (Bsp. Verdunstungseffekte) von der GMWL abweicht. Man spricht dann von der LMWL (*Local Meteoric Water Line*). Der sogenannte Deuterium-Excess (D-Excess) ist ein Index für die Abweichung von der GMWL (FRÖHLICH et al. 2002). Er berechnet sich anhand folgender Formel (CLARK und FRITZ 1997):

$$d = \delta^2H - 8 \times \delta^{18}O$$

Der Deuterium-Excess korreliert mit den regionalen Besonderheiten, die aus dem ozeanischen geprägten Klima entstehen, wie etwa der relativen Luftfeuchte, der Windgeschwindigkeit und der Meeresoberflächentemperatur, welche wiederum die Verdunstung steuert. Der Deuterium-Excess von Wasserproben auf der GMWL liegt etwa bei 10 (FRÖHLICH et al. 2002, DIETERMANN 2010).

Die Vorbereitung der Wasserproben für die Isotopenanalyse erfolgte im Labor der Uni Zürich. Die Proben mussten filtriert werden und in 1 ml Gasflaschen umgefüllt werden. Anschließend wurden die Proben im hydrologischen Labor der Uni Freiburg mit einem *Picarro (Cavity Ringdown Spectrometer L2120-i, isotopic H2O)* analysiert. Während jeder Messreihe wurden die Standards und die Proben sechsmal gemessen. Um Verschleppungen zu verhindern wurde der endgültige Isotopenwert aus dem Mittelwert der letzten drei Messungen gebildet. Die Messungenauigkeit für ^{18}O liegt bei 0,2 ‰ und für ^2H bei 1 ‰. Daraus ergibt sich einen Messfehler für den Deuterium-Excess von $\pm 1,65$ (FRÖHLICH et al. 2002).

3.2.3. Uranin

Die chemischen Eigenschaften des in wässriger Lösung fluoreszierenden und photolytisch abbaubaren Tracers Uranin ($C_{20}H_{10}O_5Na_2$, Hersteller: Sicomet Uranin S 45350, BASF) werden sich in verschiedenen Studien zu Nutzen gemacht (LANGE et al. 2011 und SCHÜTZ et al. 2012). Zudem ist der Stoff auch leicht sorptiv am Bachsediment und kann durch die polaren Bindungen an der organischen Bodensubstanz zurückgehalten und biologisch abgebaut werden. Die Fluoreszenz ist pH-abhängig und nimmt im sauren Bereich stark ab (KÄSS 1992). Der pH-Wert von ca. 5,0 (Prüfbericht 2007) im Boden wurde für den Zeitpunkt des Experiments übernommen.

Der Rückerhalt (M) von Uranin am Auslass des Untersuchungsgebietes (Abflussmessstation 3) lässt sich mit folgender Formel für jeden einzelnen Zeitschritt und über den gesamten Zeitraum berechnen:

$$M = \int_t^{ende} C_t \times Q_t \times dt$$

Die Analyse der Uranin-Proben erfolgte im hydrologischen Labor der Uni Freiburg mit einem Spektrometer (*Perkin Elmer, LS 50 B, Luminescence Spectrometer*). Die Intensität der Fluoreszenz von Uranin wurde bei 488 nm abgelesen. Die Kalibrier-Gerade der Intensität zur Uranin-Konzentration ergab ein Bestimmtheitsmaß von 0,98.

3.2.4. Deuterium

Im Rahmen des Tracerexperimentes am 20.5.14 wurde das stabile Wasserstoffisotop 2H als künstlicher Tracer eingesetzt. Der Tracer liegt zunächst in Form von Deuterium-Oxid ($71 \% \pm 1 \% \text{ } ^2H_2O$, Hersteller: *Chemotrade*) vor und muss zusammen mit dem Bachwasser im Güllewagen vermischt werden. Durch das chemisch identische Verhalten von Deuterium zu 1H , kann der Tracer als ideal und konservativ angesehen werden. Außerdem ist er humantoxikologisch völlig unbedenklich. Unter anderem haben KOENIGER et al. (2010) aktiv mit Deuterium angereichertem Wasser und Uranin im oberen Rheintal beregnet, um die Bewegung des Boden - und Grundwassers in der ungesättigten Zone zu erforschen. Die Analyse erfolgt über dieselben in Kapitel 3.2.2. bereits erläuterten Arbeitsschritte.

3.2.5. Salz

Zusätzlich wurde auch Natriumchlorid (NaCl) in Form von Viehsalz (*esco*: NaCl 99 %) als nahezu idealen Tracer verwendet. Im Gegensatz zu der meist angewandten Salz-Einspeisung direkt in den Bach (LANGE et al. 2011 und SCHÜTZ et al. 2012) wird das Salz zusammen mit normalen Bachwasser auf den Oberboden aufgebracht. Die Ausbreitung im Boden – und Grundwasser wird mithilfe der Variationen der elektrischen Leitfähigkeit untersucht. Die Messungen erfolgen *in situ* an allen *Decagon Em50G Stationen* und an allen Abflussmessstationen. Die Ausbreitung im Grundwasser könnte auch mithilfe der Geoelektrik gemessen werden (KOLLMANN et al. 1999).

3.2.6. Statistische Verfahren

Die hydrologischen Variablen stehen nicht unbedingt in einem linearen Zusammenhang zueinander. Aus diesem Grund ist die Berechnung des Produkt-Moment-Korrelationskoeffizienten nach PEARSON, als Grundlage für die Ermittlung der Beziehung zweier Variablen, mit Vorsicht zu genießen, weil hier die Annahme einer linearen Beziehung getätigt wird. Eine Alternative bietet der Rangkorrelationskoeffizient nach SPEARMAN. Er berechnet sich aus den quadratischen Rangplatzdifferenzen von zwei Variablen und bindet somit den Zeitpunkt der Änderungen (Reaktion) der Variablen in die Berechnung mit ein. Andererseits werden die relativen Änderungen der Variablen nicht mit einbezogen, was wiederum der PEARSON Korrelationskoeffizient tut. Aus diesem Grund werden beide Korrelationskoeffizienten für die statistische Auswertung verwendet und diskutiert. Die Berechnung des SPEARMAN Rangkorrelationskoeffizienten erfolgt über diese Formel (SCHÖNWIESE 2000, verändert):

$$r_{sp} = 1 - \frac{6 \times \sum_{i=1}^n (R_x(x_i) - R_y(y_i))^2}{n(n^2 - 1)}$$

$R_x(x_i)$: Rang der X-Variable

$R_y(y_i)$: Rang der Y-Variable

n: Anzahl der Stichprobe

Die Formel zur Berechnung des Produkt-Moment-Korrelationskoeffizienten nach PEARSON lautet (SCHÖNWIESE 2000, verändert):

$$r_p = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - M_x)(y_i - M_y)}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (x_i - M_x)^2 \times \sum_{i=1}^n (y_i - M_y)^2}}$$

x_i bzw. y_i : Werte für Variable x bzw. y

M_x bzw. M_y : Arithmetisches Mittel der Variable x bzw. y.

3.2.7. Ganglinienseparation

Der Initialzeitpunkt des ankommenden Direktabflusses (d) wird anhand der Tracer-Konzentrationen (Silikat und stabile Isotope) und dem Abfluss ermittelt. Nach einer längeren trockenen Periode verändert sich die Konzentration des Tracers in der Regel nicht mehr. Der gesamte Abfluss (g) wird ausschließlich aus dem Basisabfluss (b) des Grundwassers gespeist. Bei einem Niederschlagsereignis verändern sich die Konzentration der Tracer und der Abfluss ruckartig (Initialzeitpunkt). Der Direktabfluss wird nun abflusswirksam. Wird die Anfangskonzentration und der Anfangsabflusswert wieder erreicht (Endzeitpunkt), so gelangt wiederum nur der Basisabfluss in den Abfluss des Seelbachs. Innerhalb dieses Zeitintervalls wird die Differenz aus Initialabfluss (Q_0) und dem Abfluss jeden Zeitschritts (Q_t) im Verlauf des Ereignisses berechnet und dem Direktabfluss zugeordnet. Die Summe aus allen Zeitschritten ergibt den gesamten Direktabfluss des Ereignisses:

$$d = \int_0^{\infty} (Q_0 - Q_t) \times dt$$

Der Basisabflussindex (BFI) kann mit folgender Beziehung bestimmt werden:

$$BFI = \frac{b}{g}$$

Der Direktabflussindex (DFI) wird ganz ähnlich mit folgender Beziehung errechnet:

$$DFI = \frac{d}{g}$$

4. Ergebnisse und Interpretation

4.1. Daten aus der Langzeitbeprobung

Zunächst sollen die langfristig erhobenen Daten abgebildet werden. Diese dienen vorrangig der Erschaffung eines Überblicks über das Verhalten einzelner Parameter, sowie der hydrologischen Einordnung des Untersuchungsgebietes. Die Daten werden einerseits in Form von Boxplots und andererseits in Form von Punktdiagrammen präsentiert. Boxplots zeigen den Median, die Streuung von 50% aller Werte innerhalb des oberen – und unteren Quartils (Interquartilabstand), die restlichen Werte inklusive möglicher Ausreißer. Ausreißer befinden sich außerhalb des 1,5 fachen Interquartilabstandes, welche durch die *Whiskers* gekennzeichnet werden.

4.1.1. Grundwasserspiegelhöhen

Als erstes werden die Grundwasserspiegelhöhen der einzelnen Piezometer abgebildet (Abbildung 13). Die hohe Anzahl an Fehlwerten und nicht plausiblen Werten, sowie dem Auftreten von plötzlich und unrealistisch abfallenden Werten an manchen Drucksensoren war bedingt durch fehlerhafte oder teilweise sogar defekte Sensoren. Infolgedessen war die Vorbereitung der Daten langwierig. Längere Fehlwertperioden werden in der Berechnung der Boxplots nicht mit einbezogen. Kürzere Perioden wurden mittels linearer Regression aufgefüllt. Meist traten zudem falsche Null Werte an manchen Sensoren auf (hauptsächlich an GW1-25 und GW1-50). Sie entstanden vermutlich durch den Austrocknungsvorgang der Drucksensoren. Dadurch, dass Null Werte somit nicht Hundertprozent glaubhaft sind, wurden für alle Sensoren die Null Werte entfernt. Nicht plausible Werte entstehen auch durch das Auftreten von abrupten und unrealistischen Wertesprüngen einiger Sensoren. Durch Betrachtung der Datenreihen wurden als plausible Werte die jeweils höchsten Werte während einer 90 minütigen Periode definiert. Alle nicht plausiblen Werte der Datenreihen an denen die Wertesprünge auftraten (bis auf GW2-100) wurden mit dem jeweils höchsten Wert aus der 90 minütigen Periode korrigiert, außer der Sprung von einem Wert zum nächsten ist kleiner als 20 mm (realistisch). Diese Korrektur vernachlässigt jedoch den zeitlichen Aspekt, weswegen die Daten für die Event- und Tracerexperimentuntersuchung anders behandelt wurden.

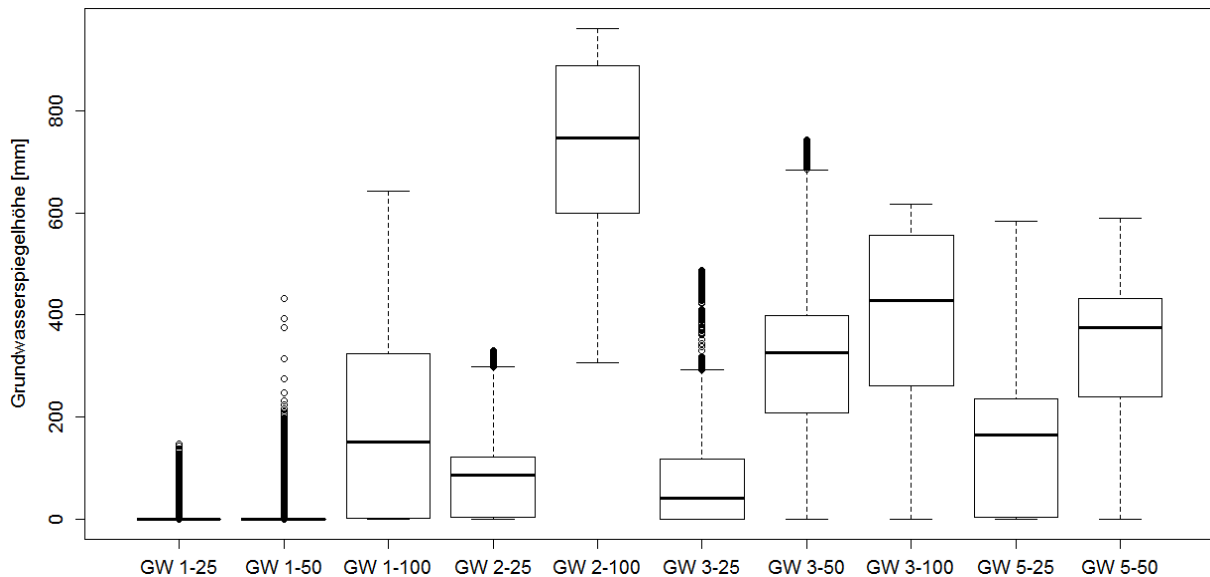


Abbildung 13: Boxplots der Grundwasserspiegelhöhen der 10 Piezometer über den Zeitraum 12.1.14 bis 8.8.14. Bezeichnung der Piezometer: GW (Station(1-5) – Tiefe (25, 50, 100 cm)). Eine Grundwasserspiegelhöhe von 0 mm entspricht einem leeren Piezometer aus der jeweiligen Tiefe. Beispiele: GW1-100 misst 250 mm → Flurabstand von 750 mm. GW2-25 misst 0 mm → Flurabstand von ≥ 250 mm).

In Abbildung 13 sieht man zunächst, dass die für jede Grundwassermessstation (1-5) jeweils die tiefsten Piezometer (GWn-100) auch die höchsten Grundwasserstände aufweisen. Danach folgt jeweils der mitteltiefe Piezometer (GWn-50). Die flachen Piezometer im organischen Horizont (GWn-25) weisen die jeweils niedrigsten Grundwasserstände auf und trocknen ebenfalls öfters aus. Der Drucksensor befindet sich, wie in Kapitel 3 bereits erörtert wurde, in der jeweiligen Piezometertiefe (25, 50, 100 cm). Es scheint kein gespanntes Grundwasser vorzuliegen, weil das Grundwasserniveau die jeweilige Sensortiefe nur in Ausnahmefällen übersteigt. Eine Aussage über das Vorhandensein mehrerer Grundwasserspiegelhöhen bzw. einer temporären Ausbildung eines Stauwasserkörpers, ist aufgrund der oben erwähnten „Datenaufbereitung“ nicht möglich. Hierfür müssten kürzere Untersuchungsperioden herangezogen werden.

Station 1 weist durch die höhere Geländehöhe und den damit einher gehenden größeren Abstand (13 m) zum Bach im Vergleich zu den Stationen 2, 3 und 5 ein deutlich niedrigeres Grundwasserniveau in den jeweiligen Messtiefen auf. Vergleichbar sollten GW2-25, GW3-25 und GW5-25 sein. Alle drei Piezometer befinden sich im gleichen Abstand (3 m) zum Bach. GW5-25 weist jedoch deutlich höhere Werte auf. Werte über 300 mm sind allerdings als „unrealistisch“ einzuordnen, weil die Piezometertiefe nur 250 mm beträgt und die Stauschicht erst unterhalb dieser Bodentiefe beginnt. Der gesamte 1,5 fache Interquartilabstand von GW5-25 befindet sich im Gegensatz zu dem von GW2-25 und GW3-25 allerdings nicht im „realistischen Bereich“. Aus dem Grund scheint bei GW5-25 lediglich die Anzahl an Ausreißer eine dominantere Rolle zu

spielen. GW3-50 und GW5-50 weisen vergleichbare Ergebnisse auf. Es hat den Anschein, dass der Sensor in GW3-50 eine höhere Anzahl an Ausreißern („unrealistischer“ Wert über 550 mm) gemessen hat.

Abbildung 14 visualisiert die Grundwasserspiegeländerungen von Station 3 während eines fehlerarmen Zeitraums. Piezometer GW3-25 und GW3-50 weisen auch nach den Korrekturschritten teilweise starke Schwankungen auf. Außerdem ähnelt sich der Verlauf der Datenreihe jeder Piezometertiefe sehr stark, weswegen man von einer relativ guten Konnektivität innerhalb der Bodenschichten ausgehen kann. Im März und April ist der relative Grundwasserspiegelanstieg in den oberen Bodentiefen (25 cm und 50 cm) höher. Diese Monate waren vergleichsweise trocken und die flachen Bodenschichten wiesen stärkere ungesättigte Bedingungen auf, weswegen die relativen Anteile der Grundwasserspiegelzunahme hier größer sind.

Die beiden schwarzen vertikalen Linien stellen Grundwasserprobennahmen dar. An beiden Terminen wurde jeweils ca. 300 ml Grundwasser abgefüllt. Man erkennt, dass das Grundwasser den initialen Stand nicht sofort wieder erreicht. Am Längsten scheint das Auffüllen in der untersten Bodenschicht zu dauern (GW3-100).

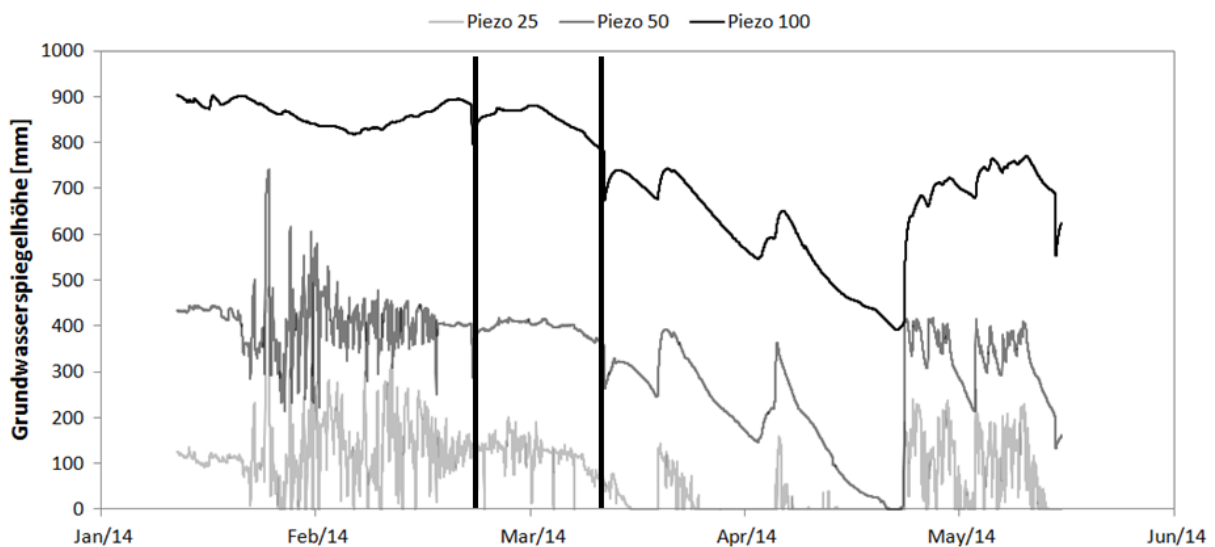


Abbildung 14: Verlauf der Grundwasserspiegelhöhen für Station GW3 (GW3-25: Piezo 25; GW3-50: Piezo 50; GW3-100: Piezo 100) für den Zeitraum: 12.1.14 bis 19.5.14. Schwarze Vertikallinien geben den Zeitpunkt der Grundwasserprobennahme an (23.2.14 und 14.3.14).

4.1.2. Elektrische Leitfähigkeit

Die elektrische Leitfähigkeit ist ein „Summenparameter“ für die Anzahl gelöster Stoffe im Wasser. Neben der Möglichkeit Rückschlüsse über den „gesamten Mineralstoffgehalt“ zu ziehen (SCHNEIDER 2007), können auch möglicherweise herkunftsbezogenen Aussagen getätigt werden, weil die Ausgangssignatur der Wässer sich zum Teil deutlich voneinander unterscheiden können (Abbildung 15).

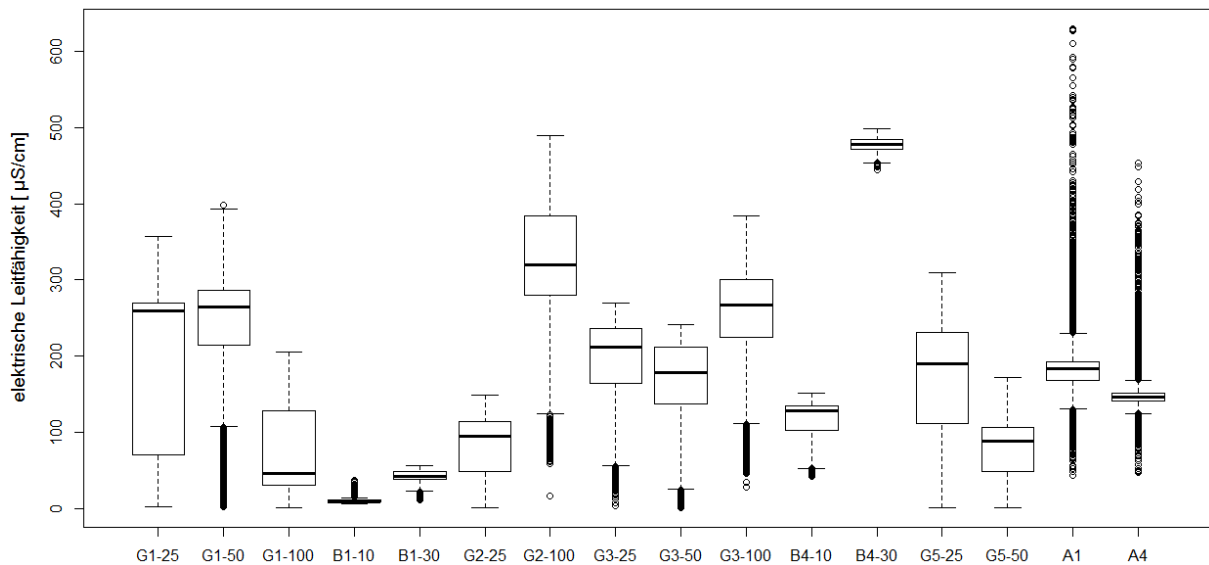


Abbildung 15: Boxplots der elektrischen Leitfähigkeit verschiedener Wässer für den Zeitraum 12.1.14 bis 8.8.14. Grundwasser (G): G ((Station 1 bis 5) – Tiefe (25, 50 100 cm)). Bodenfeuchte (B): B ((Station 1 und 4) – Tiefe (10 und 30 cm)). Bach (A): A (Abflussmessstation 1 und 4).

Für die grafische Darstellung der elektrischen Leitfähigkeit in Boxplot-Form mussten die Daten aufbereitet werden. Abrupte („unrealistische“) Sprünge in den Datenreihen wurden mittels linearer Regression ersetzt. Fehlwerte wurden nicht in die Berechnung mit einbezogen. 0 Werte, welche entweder durch fehlerhaftes Arbeiten der Sensoren, oder durch Austrocknung auftraten, wurden für die Ermittlung der Boxplots nicht berücksichtigt.

Das Bodenwasser von Station 1 (B1-10 und B1-30) weist die geringsten Werte für die elektrische Leitfähigkeit auf. Durch die höhere Geländehöhe und die geringen Sensortiefen im Boden traten hier zugleich die trockensten Bedingungen im Untersuchungsgebiet auf. Dies erkennt man auch durch den Vergleich mit den Ergebnissen der elektrischen Leitfähigkeit im Bodenwasser von Station 4 (B4-10 und B4-30). Für beide Stationen weist der tiefe Bodenfeuchte-Sensor die allgemein höheren Werte auf, B4-30 sogar die durchschnittlich höchsten im gesamten Untersuchungsgebiet.

Die Ionenkonzentration im Bach unterscheidet sich auf langfristiger Basis zwischen Abflussmessstation 1 und 4. Vor Station 4 strömt ein kleiner Zufluss in den Seelbach, weswegen dieser einen niedrigeren gelösten Mineralstoffgehalt aufweist. An beiden Stationen tritt eine hohe Anzahl an Ausreißern auf. In den Grundwasserrohren kann man keine grundlegenden Beobachtungen in der Signatur der elektrischen Leitfähigkeit ausmachen. Lediglich scheint an den ufernahen Stationen im jeweils 100 cm tiefen Piezometer (G2-100 und G3-100) die höchsten Werte aufzutreten. Gegensätzlich hierzu verhält sich die 13 m vom Bach entfernte Station 1.

4.1.3. Wasserpotential und volumetrische Bodenfeuchte

Die Bodenfeuchte wurde einerseits mit GS3-Sensoren volumetrisch [m^3/m^3] und andererseits über das Gesamtpotential (Wasserpotential [hPa]) mit MPS-2-Sensoren ermittelt. Das Gesamtpotential beinhaltet das gravimetrische und das osmotische Teilpotential, sowie das Matrix – und das Gasteilpotential. Sinkt der Wasserpotentialwert (Potential wird negativer), so ist dies ein Zeichen für fortschreitende Austrocknung dieser Bodenschicht (SCHEFFER und SCHACHTSCHABEL 2010). In der Vorbereitung der Daten wurden die 0 Werte wieder entfernt, da sie als „unrealistisch“ eingestuft wurden.

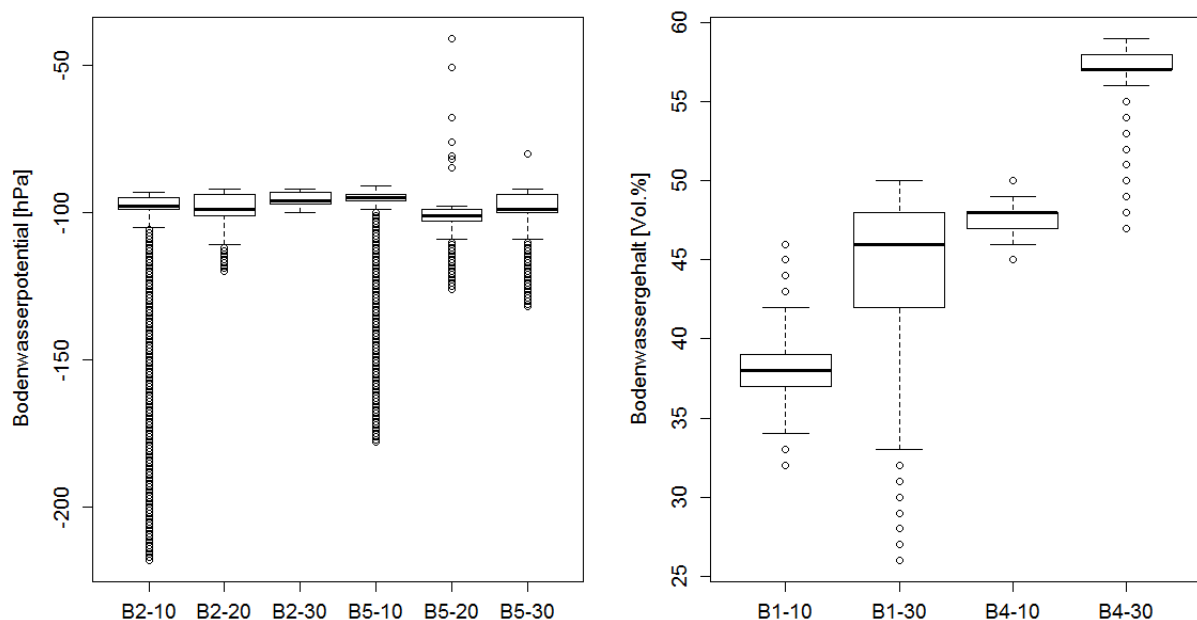


Abbildung 16: Boxplots von Wasserpotential (links) und vol. Bodenfeuchte (rechts) für den Zeitraum 12.1.14 bis 8.8.14. Bodenfeuchte (B): B ((Station 1 bis 5) – Tiefe (10, 20 und 30 cm)) (Vgl. Abbildung 3).

In Abbildung 16 erkennt man zunächst, dass in jeder Station die tieferen Bodenschichten die feuchteren Bedingungen aufweisen. Dies lässt sich aus dem leicht positiveren Wasserpotential und der höheren volumetrischen Bodenfeuchte entnehmen. Ebenfalls nicht überraschend sind

die feuchteren Bedingungen in der ufernahen Station 4 im Vergleich zur uferfernen Station 1. Unterschiede zwischen Station 2 und 5 sind anhand des Wasserpotentials wie erwartet nicht auszumachen. Durch die schwach schwankenden Wasserpotential-Werte, sind Aussagen über Potentialänderungen nur schwer möglich. Aus dem Grund werden für die nachfolgenden Analysen dieser Arbeit nur die stärker variierenden Bodenfeuchte-Werte herangezogen.

4.1.4. Abfluss

Langfristige Daten wurden für das Untersuchungsgebiet an den Abflussmessstationen 1 und 4 erhoben. Station 4 weist höhere Werte auf als Station 1, da unter anderem kurz vor Station 4 ein Zufluss in den Seelbach einströmt (Abbildung 17). Ab Ende April scheint der relative Unterschied zwischen beiden Abflüssen abzunehmen. Grund hierfür muss der seitliche Zufluss vor Station 4 sein, der über die Sommermonate vermutlich relativ wenig Wasser mit sich führt.

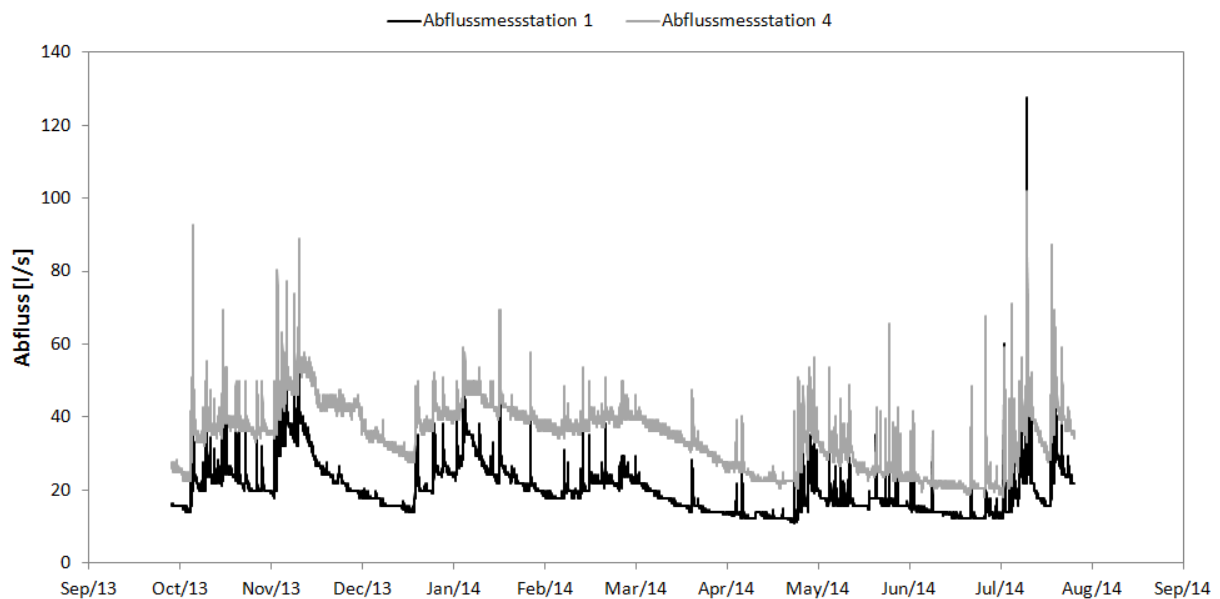


Abbildung 17: Abflussganglinie von Abflussmessstation 1 und 4 für den Zeitraum 28.9.13 bis 25.7.14. Horizontales Hauptgitternetz entspricht dem Beginn des jeweiligen Monats.

Interessanterweise wurde der höchste Wert an Abflussmessstation 1 gemessen. Die Richtigkeit dieses Wertes ist allerdings mit Vorsicht zu genießen, weil die Drucksonde keine belastbaren Ergebnisse liefert, zum Beispiel, wenn das Kastenwehr vom Bach überströmt wird. Außerdem ist ein 5 Minuten-Intervall für die Erfassung der Abflussspitze nicht exakt genug. Die niedrigeren Werte weisen eine deutlich höhere Reproduzierbarkeit auf.

4.1.5. Quellenbeprobung

Die 10 beprobten Quellen der Gemeinde Rickenbach wurden für die Auswertung der vorliegenden Arbeit nur auf den Silikat-Gehalt analysiert. Ein Überblick ist in Abbildung 18 zu finden. Auffällig ist die geringe jahreszeitliche Streuung des Silikat-Gehalts jeder Quelle. Aus dem Grund scheint der Quelltyp die jahreszeitlichen Schwankungen des Silikat-Gehalts zu überlagern. Insgesamt werden Konzentrationen zwischen 5 mg/l und 9 mg/l erreicht, wobei die höchsten Konzentrationen jeweils von der am weitesten entfernten Steinbühlquelle kommen (Vgl. Tabelle 3). In der näheren Umgebung des Untersuchungsgebietes können drei Quelltypen unterschieden werden (GRIMM UND PRIER 1997 in SCHNEIDER 2007):

- Hangschuttdeckenquellen
- Kluftquellen
- Verwitterungsdeckenquellen

Sieben der zehn hier abgebildeten Quellen wurden bezüglich ihres Quellschüttungsverhaltens untersucht und entsprechende Quellentypen wurden bestimmt (FUNK 2010 in FURRER 2012). Die Abhauquelle, die Saalbrunnenquelle, die Mühlenweiherquelle 3, sowie beide Atdorfquellen werden dem Hangschuttdeckenquelltyp zugesprochen. Die Mühlenweiherquelle 3 wird aus einem oberflächennahen Kluftaquifer gespeist (GRIMM UND PRIER 1997 in FURRER 2012), weswegen hier vermutlich der niedrigste Silikat-Gehalt gemessen wurde. Die Mühlenweiherquelle 2 entspricht einer Mischform aus einer Verwitterungsdeckenquelle und einer Kluftquelle. Die Mühlenweiherquelle 1 entspricht einer reinen Kluftquelle (FUNK 2010 in FURRER 2012).

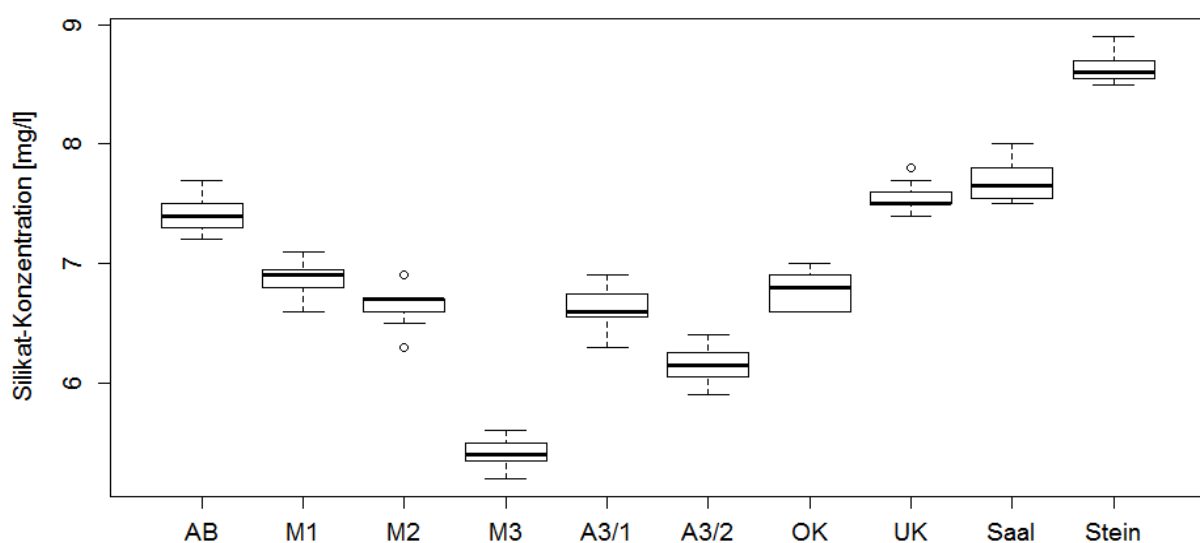


Abbildung 18: Boxplots der Silikat - Konzentration der 10 monatlich beprobten Quellen für den Zeitraum August 2013 bis Juli 2014. AB: Abhauquelle. M1: Mühlenweiherquelle 1. M2: Mühlenweiherquelle 2. M3: Mühlenweiherquelle 3. A3/1: Atdorfquelle 3/1. A3/2: Atdorfquelle 3/2. OK: Obere Klinge. UK: Untere Klinge. Saal: Saalbrunnenquelle. Stein: Steinbühlquelle.

4.1.6. Stabile Isotope

In Abbildung 19 werden die Isotopenverhältnisse der Niederschlags -, Grundwasser - und Bachproben dargestellt. Die Isotopen-Signatur der Niederschlagsproben variiert sehr stark, weil man Proben über ein ganzes Jahr verteilt gezogen und ausgewertet hat (Vgl. Abbildung 20). Sie liegen ziemlich genau auf der GMWL. Eine deutlich engere Streuung der δ -Werte erkennt man an den Bachproben. Obschon es sich ebenfalls um ganzjährig verteilte Proben handelt, weisen sie einen kleineren Schwankungsbereich auf. Man erkennt keine Ausreißer außerhalb der GMWL, trotz mehrerer Bachproben, die nach dem Deuterium-Tracerversuch gezogen wurden. Anders sieht es mit den Grundwasserproben aus. Sie haben einen breiteren Schwankungsbereich als die Bachproben und liegen zum Teil deutlich abseits der GMWL.

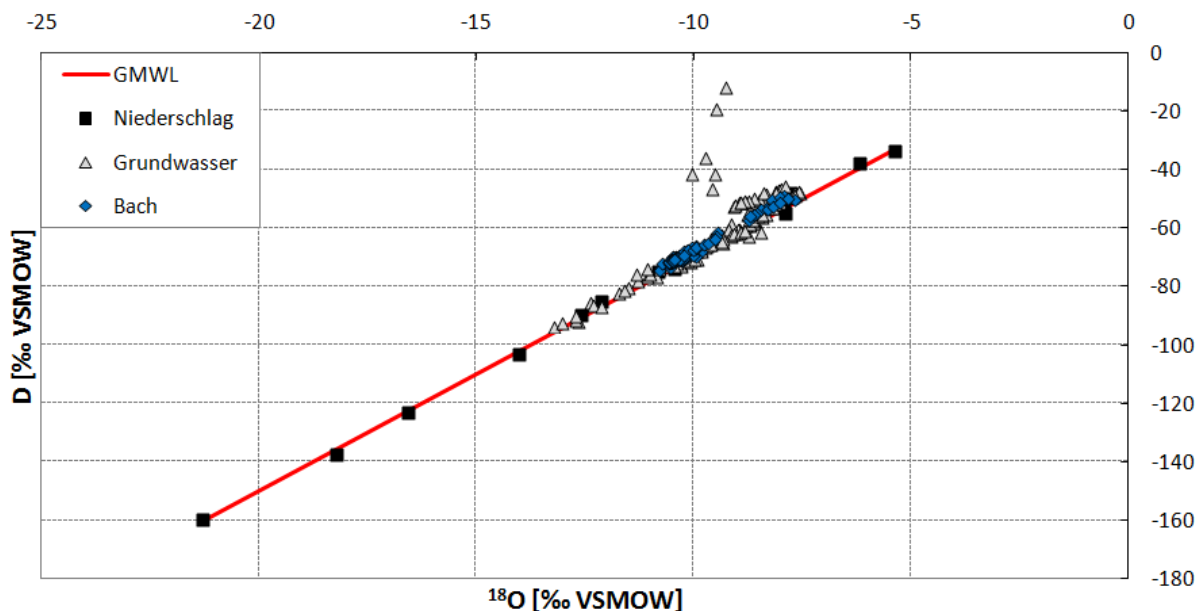


Abbildung 19: Ergebnisse der stabilen Isotope aus Niederschlags -, Grundwasser- und Bachproben über den gesamten Beprobungszeitraum dieser Arbeit. GMWL: *Global Meteoric Water Line*.

Bei den sechs markant außerhalb liegenden Werten handelt es sich um Proben der Grundwassermessstation 3 (GW3), die am 3. und 16. Tag nach dem Deuterium-Tracerversuch gezogen wurden. Sie weisen sich außerdem durch einen sehr hohen D-Excess aus (> 30). Weitere 18 Grundwasserproben liegen leicht abseits der GMWL. Sie sind durch einen mittelhohen D-Excess von 15 bis 21 gekennzeichnet und resultieren aus den Probenahmen des zweiten Niederschlagsereignisses (4.7.14 bis 5.7.14) an Grundwassermessstation 3 und 5. Der Zeitpunkt liegt 45 Tage nach dem Deuterium-Tracerversuch, weswegen der D-Excess hier nicht mehr so hoch ist.

4.1.7. Niederschlag

Während einem Jahr wurden Niederschlagsmonatssummen auf ihre Zusammensetzung an stabilen Isotopen (^2H und ^{18}O) untersucht um Hinweise über den jährlichen Verlauf der Isotopen-Signatur für das Gebiet zu erlangen und inwiefern das Gebiet den typischen Effekt der Saisonalität widerspiegelt. Die Isotopenfraktionierung nimmt bei höheren Lufttemperaturen ab, weswegen das Isotopenverhältnis im Niederschlag in den Sommermonaten schwerer ist als in den Wintermonaten.

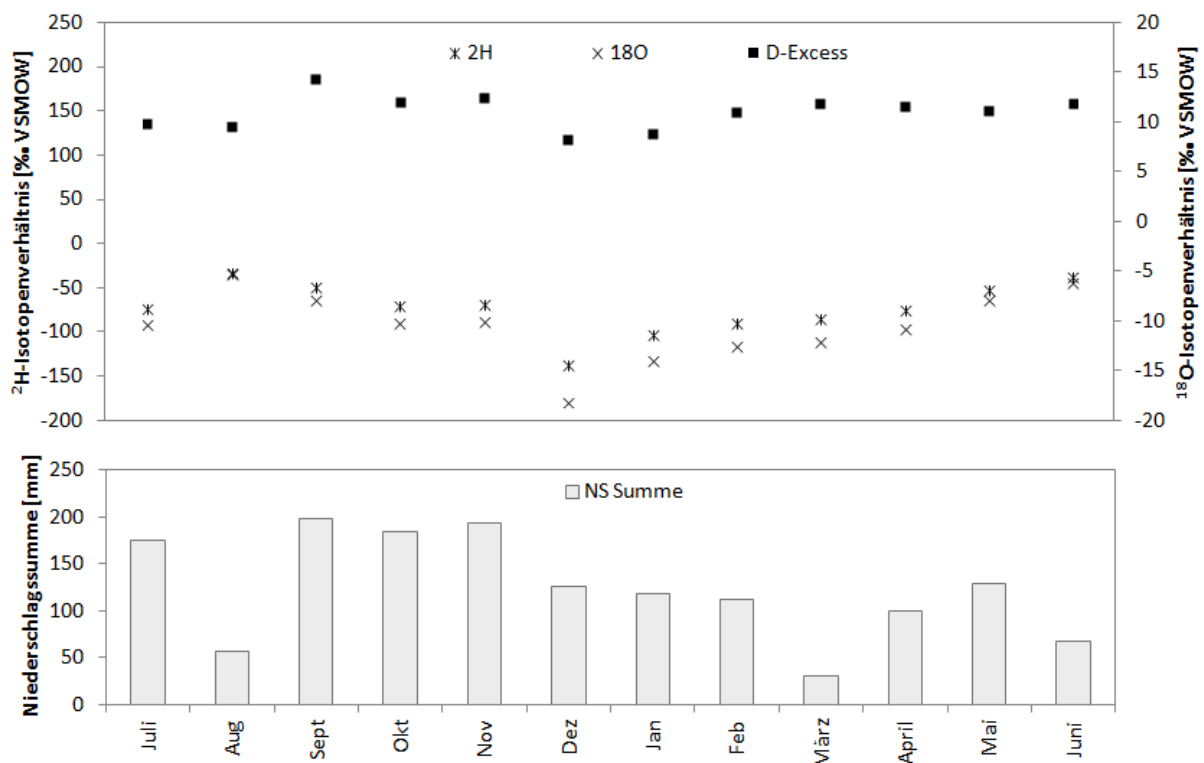


Abbildung 20: Monatliche Niederschlagssummen mit entsprechender Zusammensetzung stabiler Isotope für den Zeitraum Juli 2013 bis Juni 2014.

In Abbildung 20 lassen sich die Niederschlagsverhältnisse kurz vor und während der Untersuchungsperiode ablesen. Geprägt war die Periode durch einen trockenen August, einem ziemlich feuchten Herbst, gefolgt von einem eher trockenen Frühjahr mit sehr geringen Niederschlagsmengen im März. Die leichtesten Isotopenverhältnisse treten wie erwartet im Winter auf, wobei lediglich der Dezember, relativ zu den restlichen Wintermonaten, deutlich heraus sticht. Der Deuterium-Excess schwankt um den typischen Mittelwert von 10. Jedoch liegen im Herbst die Werte deutlich über dem Mittelwert und fallen ruckartig im Dezember und Januar unter den Mittelwert. Dieses Verhalten ist vermutlich auf die durchschnittliche monatliche Anströmrichtung des Wetters zurückzuführen.

4.1.8. Fließrichtung des Grundwassers

Auf der Grundlage der Geländehöhenaufnahme der Grundwasserrohre mit dem *Leica Sprinter 150 M* konnte eine Skizze mit Grundwassergleichen für das Untersuchungsgebiet erstellt werden (Abbildung 21). Hierfür wurde versucht einen Zeitraum zu identifizieren an dem jeder Sensor „richtige“ Werte produziert hat und die Grundwasserrohre zum Teil gefüllt waren. Beides war leider nicht möglich. Aus dem Grund wurde der 15. März 2014 ausgewählt, weil hier die Werte leicht korrigierbar waren und nur der Piezometer GW1-25 leer war. Für die Berechnung des Grundwasserniveaus in dieser Bodentiefe nahm man einen Grundwasserspiegel von 0 mm an.

Anhand der Skizze (Abbildung 21) scheint das Wasser in 50 cm Tiefe stärker parallel zum Bach zu fließen als in der darüber liegenden (25 cm) und der darunter liegenden Bodenschicht (100 cm). In dieser mittleren Bodentiefe befindet man sich im Bereich des Mineralbodens, welcher dicht gelagert ist und in Ufernähe zum Teil Stauschichten mit geringen vertikalen hydraulischen Leitfähigkeitskoeffizienten existieren. Aus diesem Grund könnte das Wasser gezwungen sein lateral und bachparallel abzufließen. Die oberen und unteren Schichten scheinen sich hydraulisch ähnlich zu verhalten.

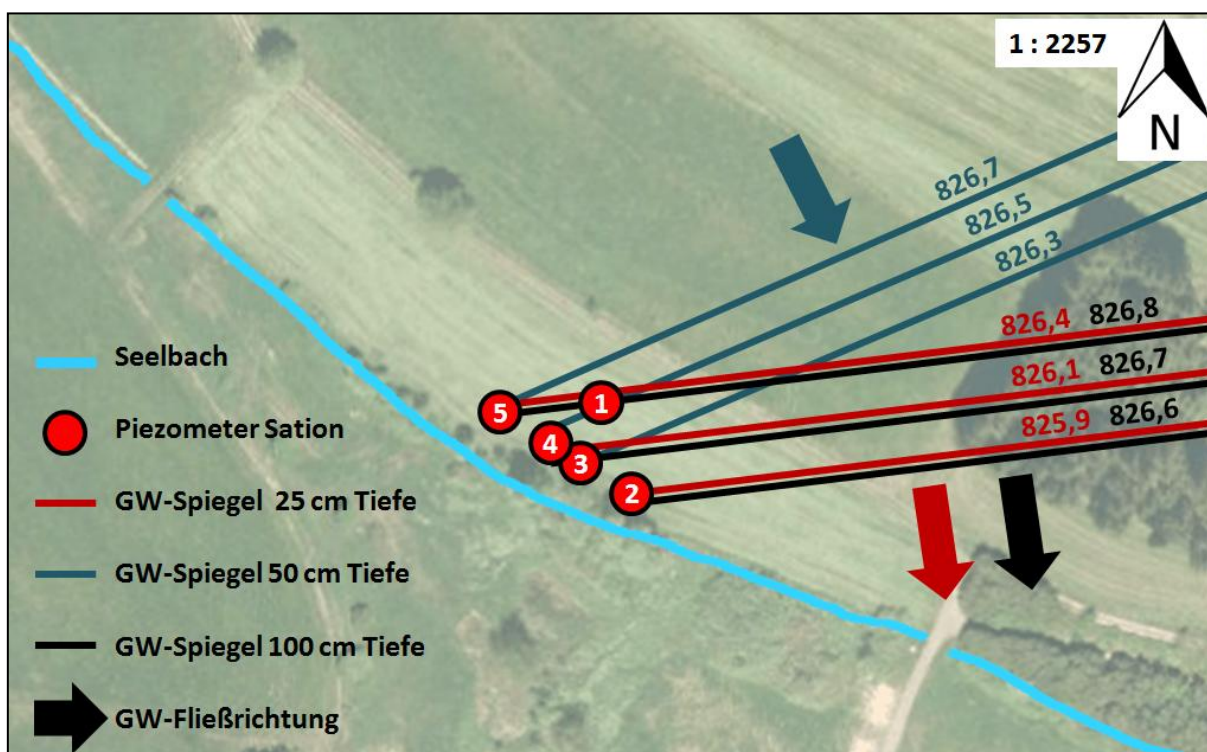


Abbildung 21: Skizze der Fließrichtung des Grundwassers in unterschiedlichen Bodentiefen (25, 50 und 100 cm) für den 15. März 2014. Grundwassergleichen sind in der Einheit [m] angegeben. GW: Grundwasser. Zur besseren Übersicht wurden die Grundwassergleichen hypothetisch verlängert. Der konkrete Verlauf der Grundwassergleichen außerhalb des Untersuchungsgebietes müsste mit zusätzlichen Piezometern überprüft werden.

4.2. Daten aus der Stichtagsbeprobung

In diesem Kapitel wird die Silikat-Konzentration und das ^{18}O Isotopen-Verhältnis der einzelnen Piezometer an den einzelnen Stichtagen untereinander verglichen. Die Stichtage wurden nicht aufgrund der aktuellen Wetterlage oder den herrschenden hydrologischen Bedingungen ausgesucht, sondern entsprechen der regelmäßig stattgefundenen Geländearbeit im Untersuchungsgebiet. Aus diesem Grund sind die Stichtage per se nicht untereinander vergleichbar, da Abfluss, Grundwasserspiegel und Vorfeuchte jeweils unterschiedlich sind. Jedoch bieten die Daten Hinweise über mögliche Einflussfaktoren auf die gemessene Silikat-Konzentration und die Zusammensetzung an stabilen Isotopen. Außerdem wurden die Proben verteilt über ein ganzes Jahr gezogen, was wiederum die Chance birgt eine Vielzahl an unterschiedliche Sättigungsbedingungen vorzufinden und zu untersuchen.

Tabelle 9 soll die hydrologischen Ausgangsbedingungen für die einzelnen Stichtage angeben und als Grundlage für die nachfolgenden Übersichtsgrafiken 22 bis 25 dienen. Man erkennt auch in der Auswahl der Stichtage einen jahreszeitlichen Verlauf der hydrologischen Parameter Abfluss und Grundwasserspiegellhöhe. In den Sommermonaten treten wie erwartet deutlich geringere Grundwasserstände bei niedrigeren Abflüssen auf.

Tabelle 9: Hydrologische Vorbedingungen für die Stichtagsbeprobung. NS: Niederschlagsmenge aus den vorangegangenen 36 Stunden. „/“: Datenaufnahme nicht möglich.

Datum/Uhrzeit (Winterzeit)	NS (-36 h) [mm]	Abfluss (Station 1) [l/s]	Piezometer Station 1 [mm]			Piezometer Station 2 [mm]		Piezometer Station 3 [mm]			Piezometer Station 5 [mm]	
Piezo-Tiefe [m]	/	/	0,25	0,5	1,0	0,25	1,0	0,25	0,5	1,0	0,25	0,5
29.9.2013/11:00	0	16	/	/	/	126	820	/	/	805	/	/
20.10.2013/11:30	0	23	/	/	/	133	953	/	/	920	/	/
10.11.2013/17:00	20	41	/	/	/	251	1008	/	/	945	/	/
1.12.2013/11:00	0	19	/	/	/	202	859	/	/	903	/	/
11.1.2014/10:00	6	27	0	22	486	208	913	/	/	909	263	525
23.2.2014/11:00	5	23	0	0	461	204	910	135	405	883	255	498
14.3.2014/11:00	0	18	0	0	0	140	810	64	360	782	210	460
23.5.2014/18:30	15	18	0	0	231	150	746	95	355	/	145	400
5.6.2014/10:30	9	15	0	0	88	100	630	0	290	620	140	390
1.7.2014/14:00	4	12	0	0	30	0	470	0	200	668	0	235

Leider sind nur an der Grundwassermessstation 2 die Grundwasserstände jedes Stichtags der Piezometer korrekt aufgezeichnet worden. Auffällig sind die zum Teil großen Unterschiede der gleich tiefen Piezometer mit derselben Distanz zum Bach (Station 2, 3 und 5).

Die feuchtesten Bedingungen wurden am 10. November 2013 vorgefunden. Am Abend ging der Niederschlag in Schnee über und es bildete sich rasch eine 10 cm dicke Schneedecke. Am 1. Dezember war eine Schneedecke von ca. 15 cm zum Probenahmezeitpunkt vorhanden. Die meisten Piezometer sind am 1. Juli 2014 trocken gefallen. In fast allen anderen Piezometern dieses Stichtags wurden auch die niedrigsten Grundwasserstände gemessen. Der bereits identifizierte niederschlagärmste Monat der Untersuchungsperiode ist der März. Nicht verwunderlich ist die Austrocknung der drei Piezometer der uferfernen Station 1 durch die geringen Niederschläge in diesem Monat. Aus den Grundwasserständen der ufernahen Piezometer ist die Präsenz eines niederschlagsarmen Monats jedoch nicht abzuleiten. Sie weisen vergleichsweise hohe Werte auf. Die hohen Grundwasserstände resultieren aus den niederschlagsreicheren Wintermonaten inklusive der geringen Verdunstungsraten.

Abbildungen 22 bis 25 bieten Hinweise über Zusammenhänge zwischen den in Tabelle 9 erwähnten hydrologischen Ausgangsbedingungen Grundwasserstand, Abfluss sowie Niederschlagsmenge und der jeweiligen Silikat-Konzentration und dem ^{18}O -Verhältnis.

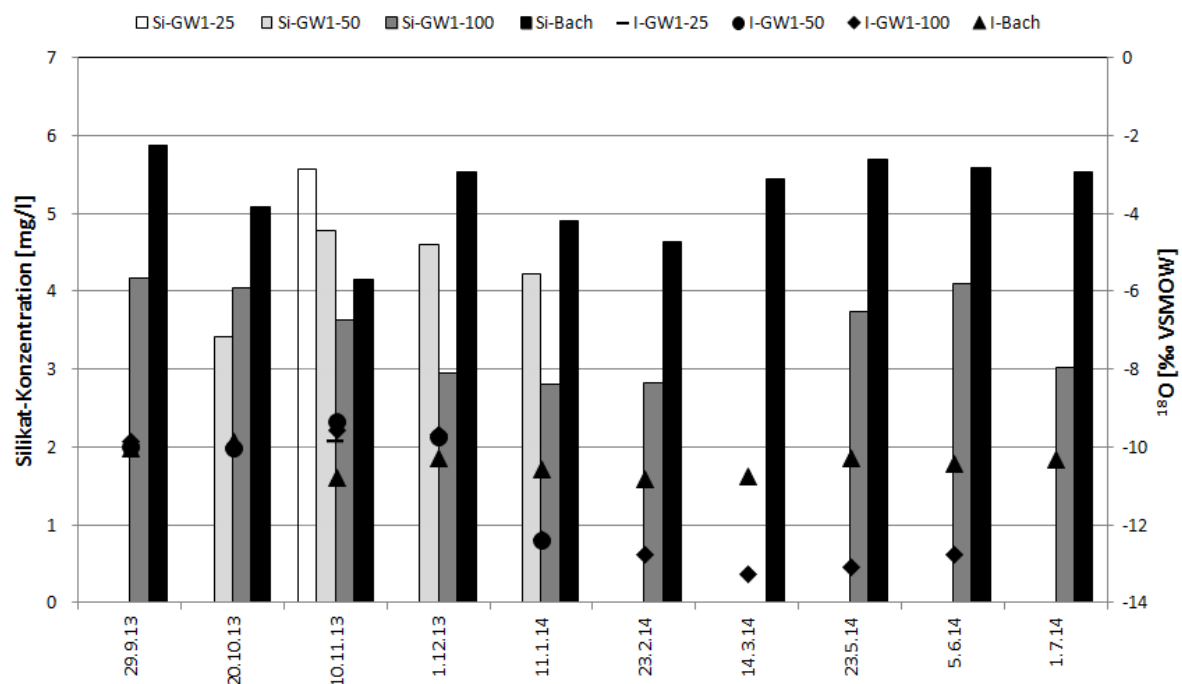


Abbildung 22: Silikat-Konzentration (Si) und ^{18}O -Isotopenverhältnis (I) der Grundwassermessstation 1 (GW1-(Tiefe), 13 m zu Bach) und der Abflussmessstation 2 (Bach) für jeden Stichtag. Fehlende Isotopendaten entstanden dadurch, dass die Piezometer zum Zeitpunkt der Probenahme leer waren.

In Abbildung 22 erkennt man zunächst, dass die Silikat-Konzentration im Bach jedes Mal die der einzelnen Piezometer, außer am 10. November 2013, übersteigt. Dies ist nicht verwunderlich, da hier der meiste Niederschlag kurz vor den Probenahmen (36 h) gefallen ist und die Silikat-Konzentration im Bach absenkte. Ein weiterer Beweis ist die hohe Abflussrate von 41 l/s, die

Hinweise über das Stattfinden schneller Transportwege von infiltriertem Niederschlagswasser zum Bach gibt (Tabelle 9). Am 14. März 2013 konnten, wie oben bereits erwähnt worden ist, keine Grundwasserproben gezogen werden. Begleitet wird dieser Stichtag mit hohen Silikat-Werten im Bach und einem geringen Abfluss. Schwer sind Vergleiche der Silikat-Konzentration der Piezometer untereinander zu tätigen, da es durch Austrocknung oft zu Fehlwerten kam. Jedoch scheint die Tendenz sich herauszubilden, dass der tiefste Piezometer auch die vergleichsweise geringsten Silikat-Werte aufweist. Grund für die Beobachtung ist die relativ starke Versickerungsrate dieses Standorts. Der vorherrschende Bodentyp ist die hydraulisch stärker durchlässige Braunerde, die ein Versickern des silikatifreien Niederschlages ermöglicht.

Der Standort ist also stark durch den Niederschlag beeinflusst, weswegen die ^{18}O -Werte nach dem negativen Niederschlagspeak in der Isotopenzusammensetzung (Monat Dezember, siehe Abbildung 20) stark im 50 cm und 100 cm tiefen Piezometer absanken. Gleichzeitig sind die Schwankungen im Bach nur sehr gering. Der Verlauf der ^{18}O δ -Werte im Bach verläuft im Vergleich zum Silikat-Gehalt im Bach sehr ähnlich.

Die Isotopensignatur des Bachwassers und des Grundwassers hat ein Minimum im Spätwinter, welches durch den isotopisch abgereicherten Niederschlag ab Dezember 2013 (siehe Abbildung 20) hervorgerufen wird. Ebenfalls erwähnenswert ist der deutliche Unterschied der Isotopen-Signatur zwischen Bachwasser und Grundwasser ab dem 11. Januar 2014. Dies würde bedeuten, dass das Grundwasser nicht in direkter Beziehung zum Bach besteht und mit anderem angereicherten Grundwasser vermischt werden muss bevor es den Bach erreicht.

Dieses Phänomen scheint es im niederschlagsreichen Spätsommer und Frühherbst nicht zu geben (29. September und 20. Oktober 2013). Hier sind die ^{18}O -Werte im Grund – und Bachwasser gleich, was die Verbindung beider Wasserkörper erklären würde. Am 10. November und 1. Dezember 2013 ist das Phänomen umgekehrt, was vermutlich auf die Schneedecke zurückzuführen ist. Der isotopisch abgereicherte Schnee gelangt durch regelmäßige Schmelzvorgänge vermutlich schnell in das Bachwasser und verringert die ^{18}O δ -Werte. Es bleibt herauszufinden in welcher Bodenschicht der Transport in den Bach stattfindet.

In Abbildung 23 werden Silikat-Gehalt und ^{18}O -Isotopenverhältnis von Grundwassermessstation 2 unter die Lupe genommen. Es fallen die im Vergleich zum Bachwasser relativ hohen Silikat-Werte auf. Diese Beobachtung verwundert allerdings nicht, da man davon ausgehen musste, dass das Boden – und Grundwasser vom Hang in die Uferzone fließt und dabei die Kontaktzeit mit dem Boden automatisch erhöht wird.

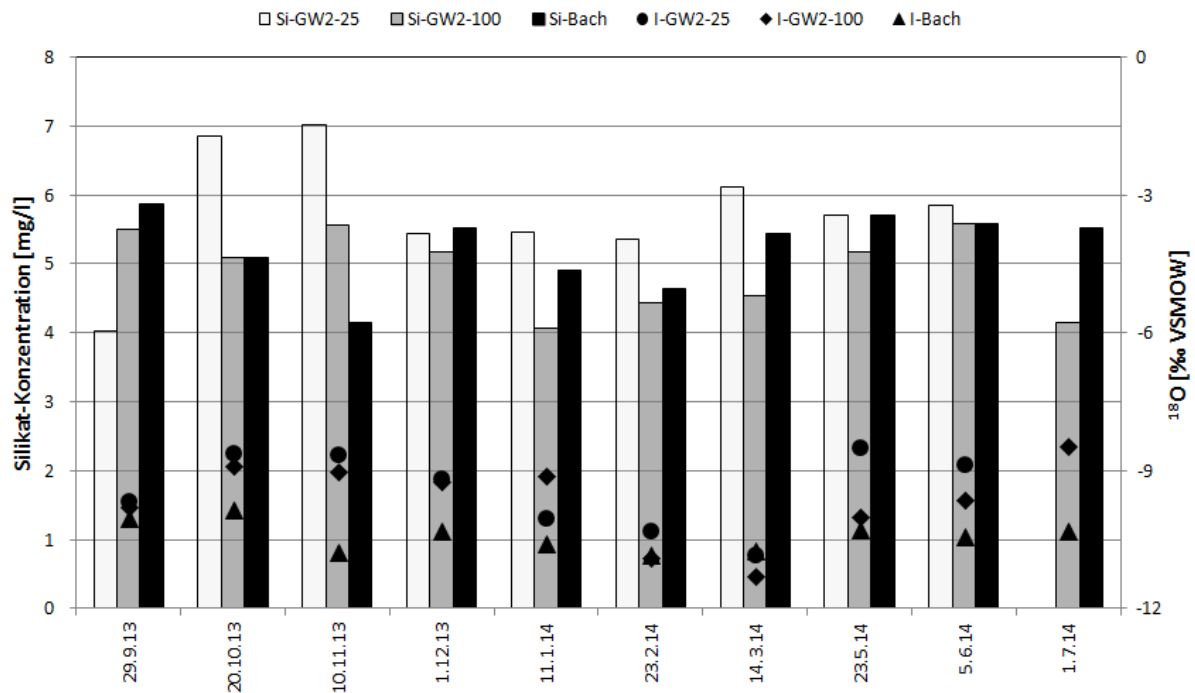


Abbildung 23: Silikat-Konzentration (Si) und ^{18}O -Isotopenverhältnis (I) der Grundwassermessstation 2 (GW2-(Tiefe), 3 m zu Bach) und der Abflussmessstation 2 (Bach) für jeden Stichtag.

Die Silikat-Konzentration im 25 cm Piezometer ist meist höher als die im 100 cm Piezometer. Dies würde zu der Behauptung führen, dass zum Einen das Grundwasser in tiefen Bodenschichten kürzere Transportwege hat. Außerdem übersteigt der Silikat-Gehalt vom 25 cm tiefen Piezometer den des Bachwassers sobald der Abfluss relativ hoch ist (siehe Tabelle 9). Grund dafür ist nicht der Anstieg des Silikat-Gehaltes im Bodenwasser des organischen Horizonts, sondern das Absinken der Konzentration im Bachwasser. Der Silikat-Gehalt im tiefen Piezometer scheint dem des Bachwassers stärker zu folgen (Ausnahme 10. November 2013 durch Verdünnung mit Schnee).

Die Isotopen-Signatur des Grundwassers hat ihr Minimum genauso wie an Station 1 (GW1) im Spätwinter durch die isotopisch abgereicherten Niederschläge im Winter. Interessanterweise ist die Signatur des Bachwassers im Vergleich zum Grundwasser meist abgereichert und unterscheidet sich deswegen deutlich von Station 1. Eine Mischung aus ufernahem und uferfernem Grundwasser scheint zur resultierenden Bach-Signatur zu führen. Nun gilt es diese Beobachtung mit den Ergebnissen aus Station 3 (GW3) und 5 (GW5) zu kontrollieren (Abbildungen 24 und 25).

An Grundwassermessstation 3 sind wieder alle drei Piezometer Typen (25, 50 und 100 cm) installiert. Entgegen den Erwartungen liegen die Silikat-Konzentrationen in allen Piezometern für jeden Stichtag (Ausnahme 10. November 2013 durch Verdünnung mit Schnee) unter denen vom

Bachwasser (Abbildung 24). Dies widerspricht den Ergebnissen von Station 2 (GW2). Auch die anderen Beobachtungen aus Station 2 scheinen hier keine Anwendung zu finden. Aus diesem Grund scheinen die Bodeneigenschaften in Ufernähe sehr heterogen zu sein. Während des niederschlagsreichen Herbsts sind die Unterschiede zwischen Grundwasser und Bachwasser bezüglich ihres Silikat-Gehaltes geringer als während den niederschlagsärmeren Monaten (März bis Juli), die gleichzeitig auch die höheren Verdunstungsraten aufweisen. Auf jeden Fall scheint an diesem Standort in den Sommermonaten durch die hohe Differenz im Silikat-Gehalt zwischen Bach – und Grundwasser nur wenig Grundwasser in den Bach zu fließen. In den Wintermonaten (Januar bis März) scheint der Negativ-Peak der Isotopen-Werte im Monatsniederschlag von Dezember 2013 (Abbildung 20) im 25 cm und 100 cm Piezometer sichtbar zu werden. Diese beiden Bodenschichten reagieren somit hydraulisch vergleichbar. Diese Beobachtung konnte bereits anhand der Grundwassergleichen gemacht werden (Abbildung 21). Grund scheint die hydraulisch undurchlässigere Stauschicht in mittlerer Bodentiefe zu sein (ca. 50 cm). Ansonsten sind die δ -Werte des Grundwassers ähnlich wie an Station 2 leicht angereichert im Vergleich zum Bachwasser.

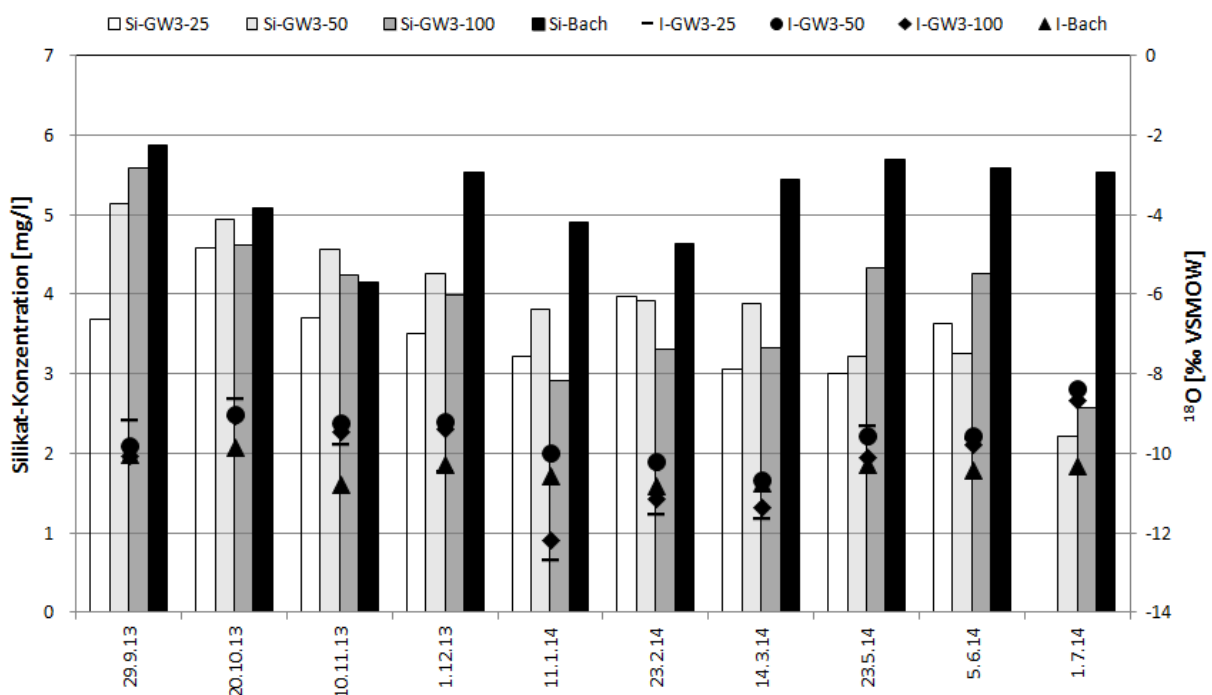


Abbildung 24: Silikat-Konzentration (Si) und ^{18}O -Isotopenverhältnis (I) der Grundwassermessstation 3 (GW3-(Tiefe), 3 m zu Bach) und der Abflussmessstation 2 (Bach) für jeden Stichtag.

Nun gilt es herauszufinden, welcher Standort für die Uferzone des Untersuchungsgebietes die typischeren Merkmale aufweist. Hierfür muss nun Station 5 (GW5) herangezogen werden (Abbildung 25). Versucht man die identifizierten Beobachtungen aus Abbildung 24 für Station 5 anzuwenden, so fällt auf, dass dies meist klappt. Die Silikat-Werte im Boden – und Grundwasser

liegen unter dem des Bachwassers. Der Unterschied ist in den Sommermonaten deutlich höher. Das Grundwasser dieses Standorts scheint also genau wie an Station 3 nicht oder nur geringfügig in den Bach zu fließen. In den Wintermonaten (Januar bis März) werden im flachen Piezometer im Vergleich zum Mitteltiefen (50 cm) niederschlagsbedingte deutlich abgereicherte δ -Werte gemessen. An den anderen Stichtagen ist die isotopische Grundwasser-Signatur allgemein gegenüber der des Bachwassers angereichert.

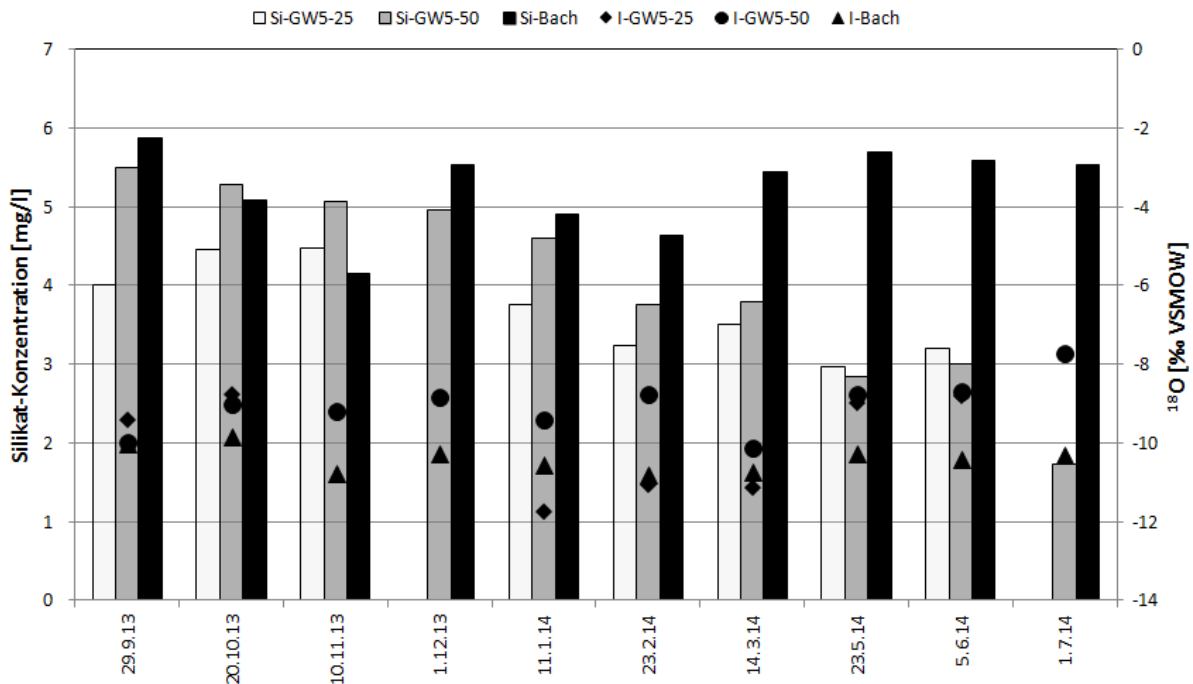


Abbildung 25: Silikat-Konzentration (Si) und ^{18}O -Isotopenverhältnis (I) der Grundwassermessstation 5 (GW5-(Tiefe), 3 m zu Bach) und der Abflussmessstation 2 (Bach) für jeden Stichtag.

Scheinbar scheint also der Standort von Grundwassermessstation 2 nicht mit den anderen Standorten zu korrelieren. Die Grundwasserstände an sich haben sich unauffällig verhalten. Es bleibt also festzuhalten, dass es innerhalb der Uferzone Bereiche zu geben scheint, die eine Grundwasserinfiltration in den Bach hervorrufen und andere Bereiche, in denen, je trockener und wärmer es wird, immer weniger Grundwasser abflusswirksam wird. Die Bildung von zwei „Grundwasserkörpern“ (Hang-Grundwasser und Uferzone-Grundwasser) scheint die Konsequenz zu sein (Vgl. Isotopensignatur der Sommermonate von GW1 mit GW2, GW3 und GW5). Außerdem beeinflusst die Stauschicht das vertikale und laterale Versickern des Niederschlags, zumindest in den Wintermonaten bei hohen Grundwasserständen.

4.3. Daten aus der Eventbeprobung

In diesem Kapitel werden die drei beprobten Events (**Event 1**: 23.5.14, **Event 2**: 4.7.14 und **Event 3**: 7.7.14) nacheinander abgebildet und besondere Charakteristika wichtiger Parameter identifiziert und erläutert. Da jedes Ereignis unterschiedliche hydrologische Vorbedingungen aufweist und alle zusammen somit nicht direkt untereinander vergleichbar sind, werden die Vorbedingungen in Tabelle 10 aufgelistet.

Tabelle 10: Übersicht über hydrologische Vorbedingungen der drei Ereignisse (Grundwasserspiegelhöhe und volumetrische Bodenfeuchte). „F“ bedeutet Fehlwert.

	Ereignis 1	Ereignis 2	Ereignis 3
GW1-25 [mm]	0	0	0
GW1-50 [mm]	0	0	0
GW1-100 [mm]	202	0	0
GW2-25 [mm]	0	0	41
GW2-100 [mm]	681	384	733
GW3-25 [mm]	0	0	16
GW3-50 [mm]	225	127	302
GW3-100 [mm]	F	522	644
GW5-25 [mm]	0	0	110
GW5-50 [mm]	237	155	352
B1-10 [vol. %]	F	32	37
B1-30 [vol. %]	41	41	43
B4-10 [vol.%]	47	48	47
B4-30 [vol.%]	57	53	55

An den ufernahen Grundwassermessstationen waren für Ereignis 3 die höchsten initialen Grundwasserspiegelstände vorzufinden. Für Ereignis 1 war neben den relativ hohen Grundwasserspiegelständen in Bachnähe auch ein messbarer Grundwasserspiegel an Grundwassermessstation 1 existent. Die Vorbedingungen von Ereignis 2 sind bezüglich Grundwasserstand und Bodenfeuchte bis auf B4-10 meist deutlich trockner.

4.3.1. Ereignis 1: am 23.5.2014

Das Ereignis begann in der Nacht des 23.5.2014 um ca. 2:00 und endete nach ca. 7 Stunden. Insgesamt wurden mit dem Niederschlagssammler von *Decagon* (Station 4, Sensor: *ECRAN-100*) 15 mm aufgefangen. Der Niederschlag fiel größtenteils in zwei Etappen (Abbildung 26). Auch im Abflussverhalten der vier Abflussmessstationen lassen sich beide Niederschlags-Peaks ablesen. Abflussmessstation 4 weist durch den seitlichen Zufluss nach Abflussmessstation 3 die höchsten Abflüsse auf. Der Abflussanstieg tritt hier leicht verspätet ein. Der Abfluss an Station 2 liegt ausschließlich unter dem der anderen Stationen, obwohl die Messung unterhalb von Station 1 erfolgte. An Station 1 und 3 wurden ähnliche Abflüsse gemessen. Sie unterscheiden sich jedoch anhand ihres zeitlichen Erreichens des jeweiligen primären Abflusspeaks.

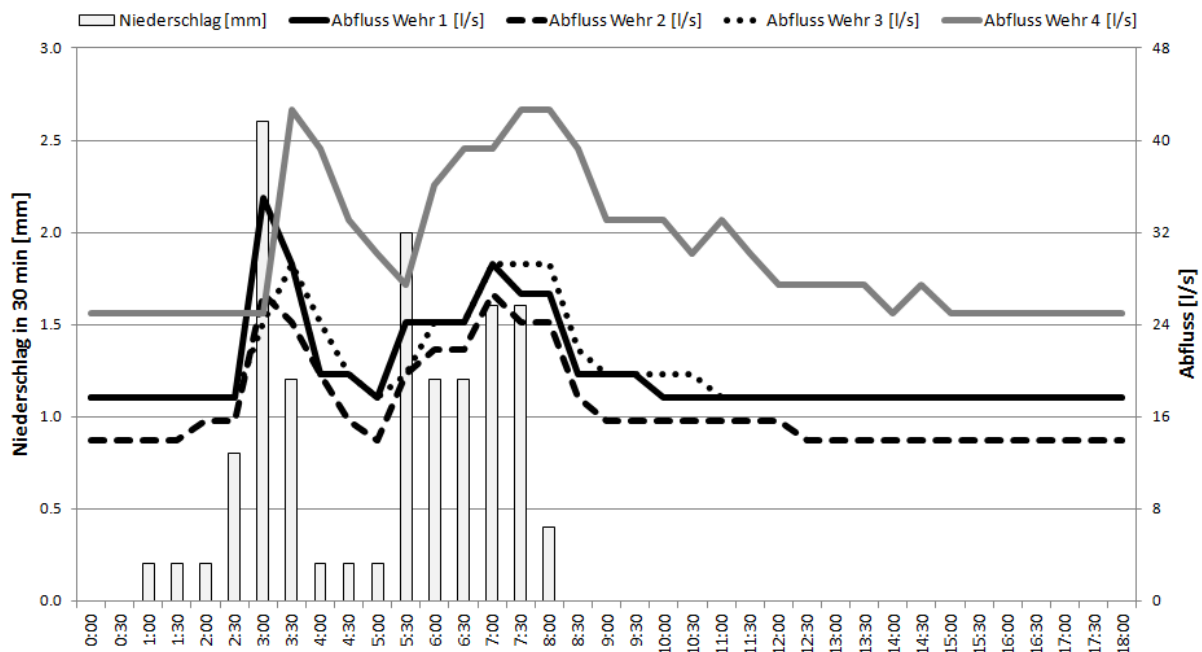


Abbildung 26: Verlauf von aufsummiertem Niederschlag aus 30 Minuten und den jeweiligen Abflüssen von Abflussmessstation 1 bis 4 von 0:00 bis 18:00 am 23.5.2014 (Niederschlagsereignis 1). Der Niederschlag entspricht der aufsummierten Menge aus den vorangegangenen 30 Minuten. Angaben in Winterzeit.

Die Ergebnisse der untersuchten Tracer im Laufe von Ereignis 1 werden in Abbildung 27 aufgezeigt. Die 2,6 mm Niederschlag bis 2:40 haben bereits sichtbare Auswirkungen für den Silikat-Gehalt und die ^{18}O -Isotopenwerte im Bach. Die Isotopenanalyse des gesamten Ereignis-Niederschlags ergab ein ^{18}O -Isotopenverhältnis von -7,78 ‰. Beide Niederschlags-Peaks werden auch in den Tracer-Durchgangskurven sichtbar. Das ^{18}O -Isotopenverhältnis reichert sich jedoch beim 2. Peak nicht so stark ab als beim 1. Peak. Hier verhält sich der Silikat-Gehalt deutlich anders. Er sinkt auf dasselbe Niveau ab wie an Peak 1. Um 5:40 treten große Unterschiede bezüglich des Silikat-Gehalts zwischen Station 1 und 3 auf. Niederschlags-Peak 2 hat zu diesem

Zeitpunkt bereits begonnen (2,6 mm aus der letzten Stunde: 4:40 bis 5:40). Aus diesem Grund ist der Silikat-Wert (5,0 mg/l) von Wehr 3 zu diesem Zeitpunkt als sehr hoch anzusehen und wird vermutlich dadurch verursacht, dass das Ereigniswasser das Wehr 1 und teilweise das Wehr 2 bereits erreicht hat. Auch der δ -Wert zu diesem Zeitpunkt ist vergleichsweise stark abgereichert. Dies ist nicht verwunderlich, weil die Probenahme auch an Wehr 3 stattgefunden hat. Am Folgezeitpunkt liegen die Silikat-Werte wieder auf einem ähnlichen Niveau.

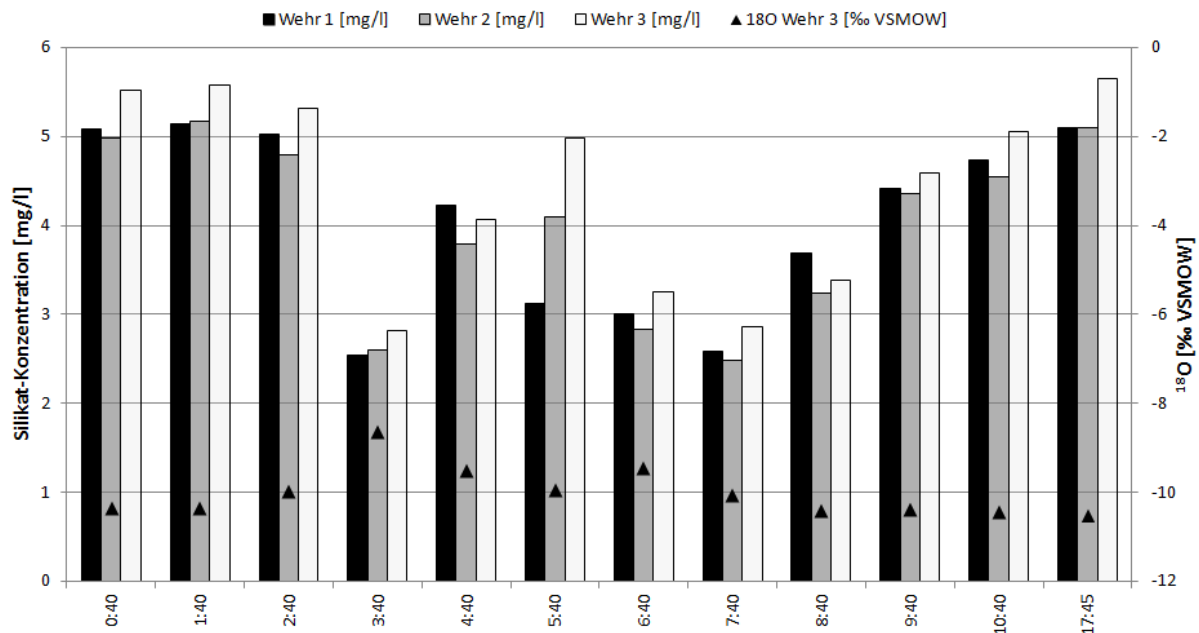


Abbildung 27: Silikat-Gehalt an Abflussmessstation (Wehr) 1 bis 3 und das ^{18}O -Isotopenverhältnis an Abflussmessstation 3 während Niederschlagsereignis 1 (23.5.14 von 0:40 bis 17:45) jeweils stündlich ab 0:40 und nachträglich um 17:45. Angaben in Winterzeit.

Um die Ergebnisse der Tracer-Durchgangskurven besser verstehen zu können, sind in Abbildung 28 Grundwasserstände und Bodenfeuchte dargestellt. Die Bodenfeuchte B4-30 bleibt durchweg unverändert hoch. B4-10 ist nur 10 cm tief eingebaut worden und weist einen leichten Anstieg bei Niederschlags-Peak 1 und 2 auf. Noch deutlicher steigt die Bodenfeuchte an der uferfernen Station 1 (B1-30). Damit es zum Anstieg der Bodenfeuchte kommen kann, müssen im Vorhinein ungesättigte Bedingungen vorgefunden werden. Solche Bedingungen treten unter anderem aufgrund von Verdunstung und sinkendem Grundwasserstand als erstes in den oberen Bodenschichten auf. Interessanterweise steigt die Bodenfeuchte erst nach Niederschlags-Peak 2 (6:30) deutlich an. Der Anstieg des Grundwasserspiegels findet zu unterschiedlichen Zeitpunkten statt (3:30 bis 7:00). Da der Anstieg teilweise vor Niederschlags-Peak 2 stattfindet, handelt es sich vermutlich um den induzierten Grundwasseranstieg durch Niederschlag-Peak 1. Einen zweiten Grundwasseranstieg durch Niederschlags-Peak 2 ist aus den Daten nicht zu entnehmen.

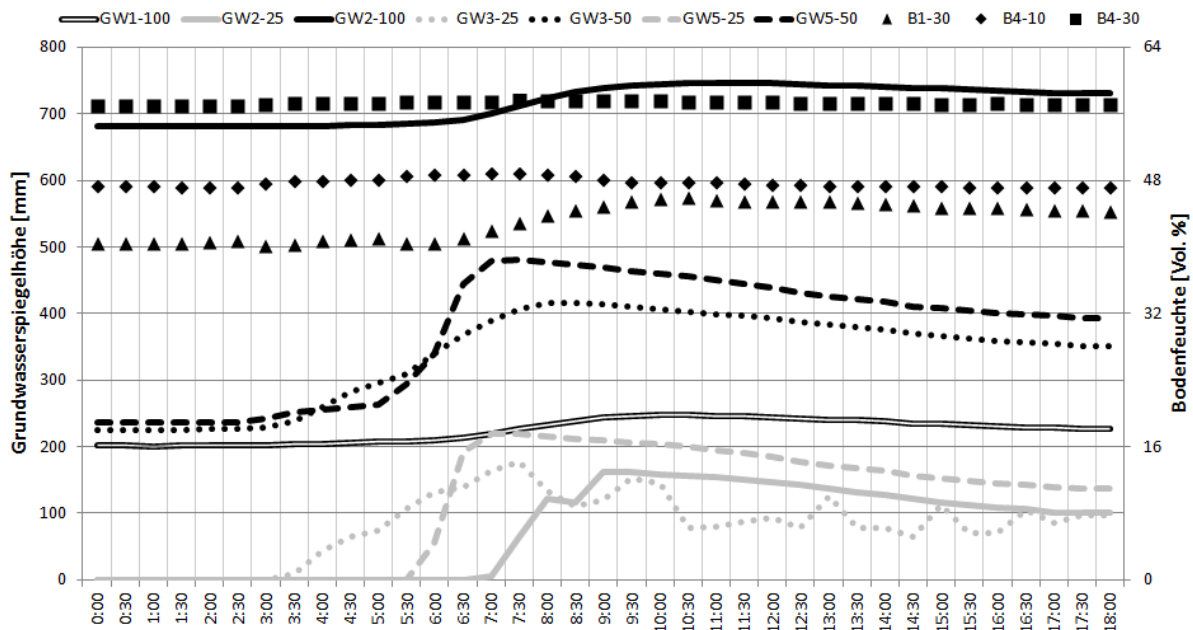


Abbildung 28: Verlauf der Grundwasserspiegellhöhen (GW(Station-Tiefe)) und vol. Bodenfeuchte (B (Station-Tiefe)) während Event 1. GW1-25 und GW1-50 waren leer, GW3-100 hatte Fehlwerte. Alle Gesamtpotential-Sensoren waren unauffällig und B1-10 hatte Fehlwerte. Angaben in Winterzeit.

Durch die zeitlich versetzten Grundwasserspiegelanstiege besteht Grund zur Annahme, dass sich im Boden neben direkt mit dem Hang verbundenen Grundwasserkörpern auch separat abgetrennte Grundwasserkörper befinden, die erst nach einer bestimmten Niederschlagsmenge „geflutet“ werden. Diese Hypothese gilt es allerdings in der Analyse der beiden nächsten Ereignisse zu kontrollieren. Neben dem zeitlich versetzten ansteigenden Ast, variiert auch der jeweilige Grundwasserspiegel-Peak der Standorte. Auch hier wäre die Überlegung einer schrittweisen Überflutung einzelner Bodenkompimente denkbar. Ebenfalls erklärbar, wäre dann das Fehlen eines zweiten Grundwasserspiegel-Peaks, da es zu späteren Zeitpunkten vermehrt zu Durchmischungen kommen würde.

Tabelle 11: Überblick von Silikat-Gehalt und ^{18}O -Isotopenverhältnis von Grund – und Bachwasser nach Ereignis 1 um 17:45. „/“ bedeutet leer.

Standort	Silikat-Gehalt [mg/l]	^{18}O -Isotopenverhältnis [‰ VSMOW]
GW1-25	/	/
GW1-50	/	/
GW1-100	3.7	- 13.05
GW2-25	5.7	- 8.47
GW2-100	5.2	- 9.98
GW3-25	3.0	- 9.28
GW3-50	3.2	- 9.21
GW3-100	4.3	- 9.51
GW5-25	3.0	- 10.05
GW5-50	2.8	- 8.94
Wehr 1	5.1	/
Wehr 2	5.1	- 10.26
Wehr 3	5.7	- 10.52

Um 17:45 sind neben Silikat-Gehalt und ^{18}O -Isotopenverhältnis im Bach auch Grundwasserproben analysiert worden (Tabelle 11). Bachähnliche Silikat-Signaturen werden nur an Grundwassermessstandort 2 gemessen. Alle anderen Standorte geben Hinweise über geringe seitliche Grundwasserinfiltration zu diesem Zeitpunkt. Anhand der ^{18}O -Werte lassen sich weitere Vermutungen aufstellen. Die Hypothese über einen ebenfalls existierenden tiefen Fließweg (tiefer als die 100 cm in der Uferzone), der den Ursprung an Standort GW1-100 hat, könnte anhand dieser Daten Anklang finden. Die Mischung aus einem tiefen isotopisch abgereicherten Fließweg und einem isotopisch angereicherten ufernahen Bodenwasser (GW2, GW3 und GW5) wäre denkbar. Das abgereicherte Wasser stammt aus den Wintermonaten (siehe Abbildung 22 Verlauf I-GW1-100) und wird mit aktuellem Niederschlagswasser aus einem ufernahen und oberflächennahen Grundwasserkörper vermischt.

Die Berechnung des Basisabflussindex für Abflussmessstation 1 bis 4 war sehr ähnlich und liegt bei ca. 75 bis 78 %. Die Berechnung erfolgte nicht über den gesamten Zeitraum (0:00 bis 18:00), sondern über den Zeitraum direkt vor dem Erstanstieg des Abflusses der jeweiligen Station bis zum Wiedererreichen des Anfangs-Abflusswertes. Interessant wird nun der Vergleich dieses Wertes mit dem Index aus den beiden nächsten Ereignissen sein.

4.3.2. Ereignis 2: am 4.7.2014

Das 2. Ereignis fand abends am 4. Juli 2014 statt. Es handelte sich um ein intensives Gewitter mit anfänglich mehr als 10 mm Niederschlag in 30 Minuten (Abbildung 29). Insgesamt sind knapp 29 mm Regen gemessen worden. Unterteilt man das Ereignis in ein Nacht – und in ein Morgenereignis, so wurden über die Nacht verteilt ca. 22 mm in 4 Stunden und morgens ca. 6 mm in 2 Stunden gemessen.

Genau wie bei Ereignis 1 steigt der Abfluss an Wehr 4 deutlich später an (ca. 30 min) und weist die insgesamt höheren Abflusswerte auf. Die Absolutwerte der Abflussspitze an Station 4 liegen unter denen von Station 1, obwohl hier insgesamt mehr Wasser fließt. Der Zeitpunkt des initialen Abflussanstiegs variiert sehr deutlich über die untersuchte Fließstrecke von ca. 200 m (Abstand Wehr 1 bis Wehr 4). Wie erwartet steigt der Abfluss zunächst an Station 1, gefolgt von Station 3, dann Station 2 und schlussendlich Station 4. Allerdings wurde bei Ereignis 1 um 5:40 bezüglich des Silikat-Gehaltes eine andere Beobachtung gemacht (Abbildung 26).

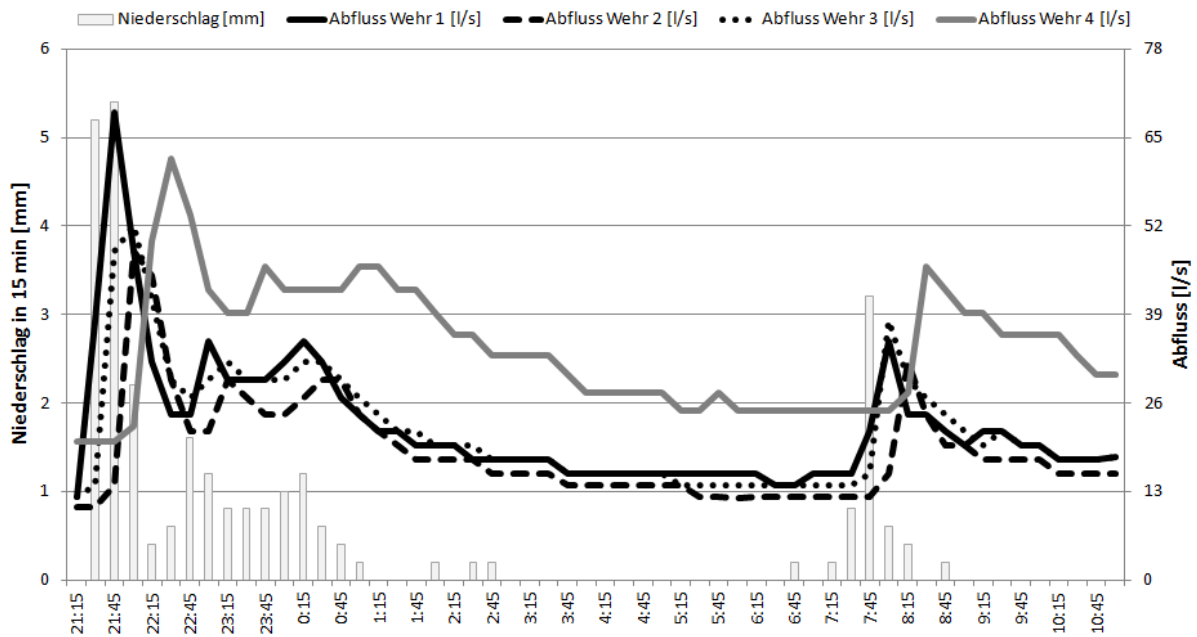


Abbildung 29: Verlauf von aufsummiertem Niederschlag der vorangegangenen 15 Minuten und den jeweiligen Abflüssen von Abflussmessstation 1 bis 4 von 21:15 am 4.7.14 bis 11:00 am 5.7.14 (Niederschlagsereignis 2). Angaben in Winterzeit.

Zu jeder Station liegt ein zeitlicher Versatz von ca. 15 Minuten vor. Diese Beobachtung scheint zunächst überraschend zu sein, doch ausschlaggebend sind einerseits zeitlicher und räumlicher Aspekt der Fließstrecke von Niederschlagswasser durch den Boden und der Anteil der Exfiltration von Bachwasser ins Grundwasser (Bodenwasserintrusion). Aufgrund dieser Tatsache scheint es zwischen Wehr 1 und 2 (Abstand ca. 100 m) durch den zeitlichen Versatz im Erstanstieg zu starker Bodenwasserintrusion zu kommen. Erst nach der Aufsättigung der bachnahen Grundwasservorkommen und/oder dem Ankommen des „heranfließenden“ Niederschlagswassers durch den Boden, steigt auch der Abfluss an diesen Bachabschnitten. Zwischen Wehr 2 und 3 (Abstand ca. 30 m) scheint dieser Zustand somit früher erreicht zu sein, weil der Erstanstieg an Wehr 3 vor Dem des bachaufwärts positionierten Wehr 2 passiert.

Genau wie bei Ereignis 1 wurden auch bei Ereignis 2 der Silikat-Gehalt und das ^{18}O -Isotopenverhältnis im Laufe des Ereignisses untersucht (Abbildung 30). Durch die besondere Chance ein derart intensives Regenereignis beproben zu können wurden neben den Bachproben auch im 20 Minuten Intervall Grundwasserproben gezogen. Trotz des intensiven Niederschlags sinkt der Silikat-Gehalt im Bach erst ca. 30 Minuten nach Niederschlagsbeginn (21:50) deutlich ab. Diese Zeit entspricht somit der benötigten Dauer von infiltrierendem Niederschlag über den unterirdischen Fließweg zum Bach.

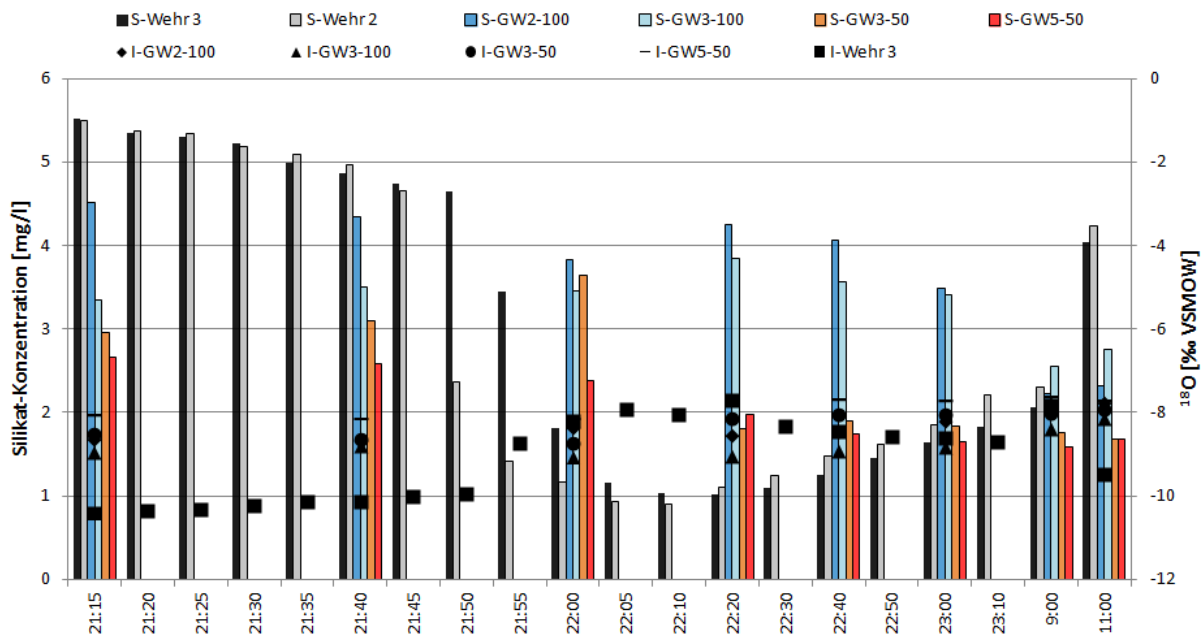


Abbildung 30: Silikat-Gehalt (S) und ^{18}O -Isotopenverhältnis an Abflussmessstation 2 und 3 (Wehr 3, bzw. Wehr 2) und an Grundwassermessstandort GW2-100, GW3-100, GW3-50, GW5-50 für bestimmte Zeitpunkte während Niederschlagsereignis 2 (vom 4.7.14 um 21:15 bis am 5.7.14 um 11:00). Ausnahme Wehr 2 nur Silikat-Analyse unternommen. Angaben in Winterzeit.

In den ersten 30 Minuten nach Niederschlagsbeginn sinkt der Silikat-Gehalt nur langsam ab. Der Grund für ein solches Verhalten liegt in den unterschiedlich langen unterirdischen Fließwegen, die bachaufwärts im Kopfeinzugsgebiet (ca. 300 m bachaufwärts von Wehr 1) vorzufinden sind und deswegen schrittweise der Silikat-Gehalt abgesenkt wird. Hier sind die bachnahen Hänge meist kleiner und steiler und fördern deswegen den Niederschlag auch schneller zum Bach. Im Untersuchungsgebiet selber fließt zur gleichen Zeit noch silikatreicher Basisabfluss zum Bach, der die hohen Konzentrationen erklärt.

Eine sich langsam anreichernde Signatur des ^{18}O -Isotopenverhältnisses ist in den ersten 30 Minuten nach Niederschlagsbeginn auch zu erkennen. Der Grund ist der fallende isotopisch angereicherte Niederschlag mit einem ^{18}O -Isotopenverhältnis von -7,87 ‰. Synchron (21:55) steigt der δ -Wert mit dem Absinken des Silikat-Gehaltes an Wehr 3. An Wehr 2 sinkt der Silikat-Gehalt ca. 5 Minuten vorher deutlich ab.

Interessante Beobachtungen lassen sich anhand der Grundwasser-Tracersignaturen machen. Der Silikat-Gehalt in den tiefen Piezometern (GW2-100 und GW3-100) scheint nicht oder nur wenig zu sinken und weist sogar zeitweise ansteigende Tendenzen auf (22:20). Ähnlich verhält sich das ^{18}O -Isotopenverhältnis der tiefen Piezometer. Die δ -Werte bleiben über den gesamten Zeitraum fast unverändert. In den mitteltiefen Piezometern (GW3-50 und GW5-50) werden zumindest leicht angereicherte δ -Werte und deutlich niedrigere Silikat-Werte erreicht. Diese

Beobachtung lässt sich vermutlich weniger durch „heranfließendes“ unterirdisches Niederschlagswasser erklären, sondern durch die hohe Niederschlagsmenge, die schrittweise im oberen Bodenbereich des Auengley-Bodens infiltriert und akkumuliert wird. Eine schnelle Perkolation wird durch den meist hydraulisch schlecht durchlässigen Mineralboden verhindert. Es kommt zum Stauwasserhorizont. Hangniederschlag wird vermutlich ähnlich wie in Ereignis 1 größtenteils über tiefe Fließwege zum Bach hin fließen. In der Uferzone treten je nach Niederschlagsintensität, -dauer und -menge lokale Fließ- und Absickerungsprozesse auf, die vermutlich über Makroporen gesteuert werden. Die ufernahen Fließbedingungen können vermutlich besser mithilfe der künstlichen Tracerexperimente (Kapitel 4.4.2. und 4.4.3.) ermittelt werden, da hier die Beregnung nur bachnah stattgefunden hat.

Die Grundwasserspiegelhöhen konnten nur in den flachen Piezometern korrekt gemessen werden, weil hier keine Probenahme stattfand und dementsprechend die Messung der Grundwasserspiegelhöhe nicht gestört wurde (Abbildung 31). Die drei Piezometer waren allesamt leer vor Ereignisbeginn. Es bildete sich allerdings rasch nach ca. 30 bis 45 min ein markanter Grundwasserspiegel aus. Auch das zweite Teilereignis am Morgen lässt sich aus den Daten ablesen. Die Bodenfeuchte variiert wiederum nur an dem trockensten Standort (B1-10).

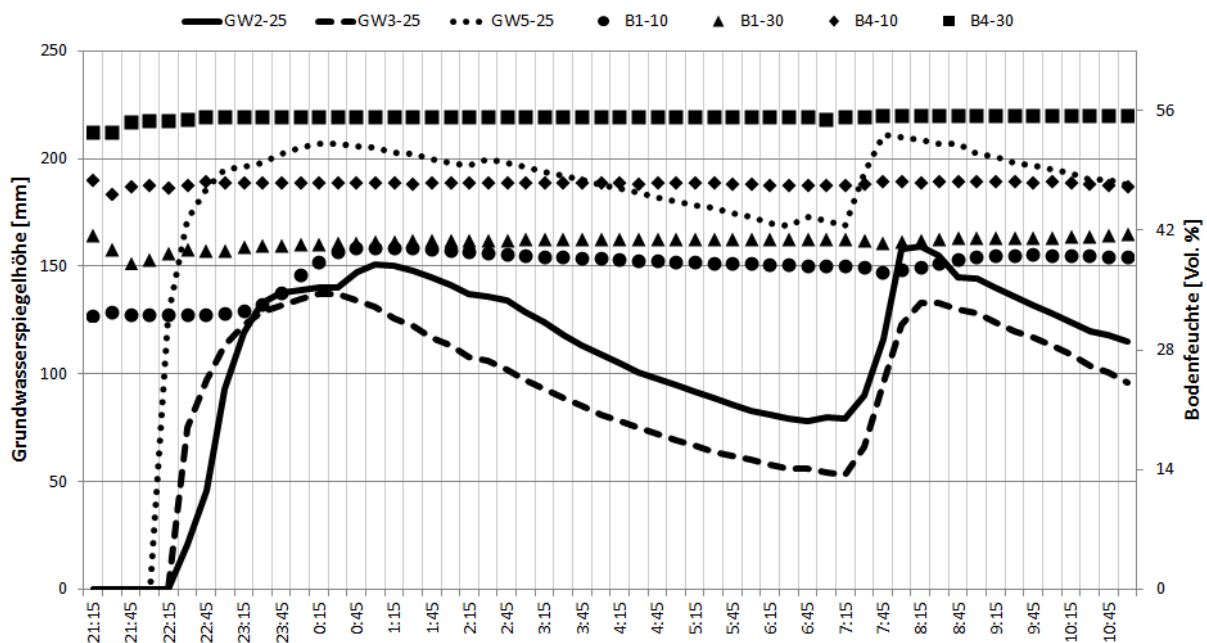


Abbildung 31: Verlauf der Grundwasserspiegelhöhen der flachen Piezometer (GW2-25, GW3-25 und GW5-25) und der volumetrischen Bodenfeuchte (B1-10, B1-30, B4-10 und B4-30) während Niederschlagsereignis 2 (Vom 4.7.14 um 21:15 bis am 5.7.14 um 11:00). GW1-25 blieb leer, alle mitteltiefen (50 cm) und tiefen (100 cm) Piezometer konnten nicht abgebildet werden, weil durch die Probenahme der korrekte Grundwasserstand nicht gemessen werden konnte. Angaben in Winterzeit.

Die Berechnung des Basisabflussindex (BFI) an den vier Abflussmessstationen erfolgte nur über das nächtliche Teilereignis. Die Abflusswerte fielen nicht ganz auf den Anfangswert zurück, aus dem Grund wurde das Erreichen des konstanten unteren Plateaus („neuer“ Basisabflusswert) als direktabflussfrei angenommen. Die so ermittelten BFI liegen für Station 1 bis 3 bei 45 bis 47 %. An Station 4 wurde ein BFI von 54 % erreicht. Der markant geringere BFI im Vergleich zu Ereignis 1 resultiert aus der deutlich höheren Niederschlagsintensität und vermutlich auch den relativ trockenen Vorbedingungen (Vgl. Anteil Ereigniswasser zu Vorereigniswasser, SCHNEIDER 2007).

4.3.3. Ereignis 3: am 7.7.14

Das 3. Ereignis fand am Abend des 7. Juli 2014 statt. Insgesamt wurden 16 mm gemessen. Betrachtet man lediglich die erste Niederschlagsphase (von 16:45 bis 18:45), so fallen 14,4 mm in ca. 2 Stunden (Abbildung 32). Genau wie bei Ereignis 1 und 2 steigt der Abfluss an Wehr 4 erst ca. 30 Minuten später merklich an. Der Absolutwert des Abfluss-Peaks liegt im Gegensatz zu Ereignis 2 deutlich über Denjenigen der anderen Stationen. Auch bei Ereignis 3 steigen die Abflusswerte zunächst an Station 1 an. Danach folgen etwa zeitgleich Station 2 und 3. Auch Niederschlags-Peak 2 wird im Abfluss sichtbar. Abflusswirksam wird der Niederschlag scheinbar erst nach ca. 30 Minuten, an Station 4 somit erst nach etwa 1 Stunde. Diese ermittelte Zeitspanne deckt sich mit den Beobachtungen aus Abbildung 29 (Ereignis 2).

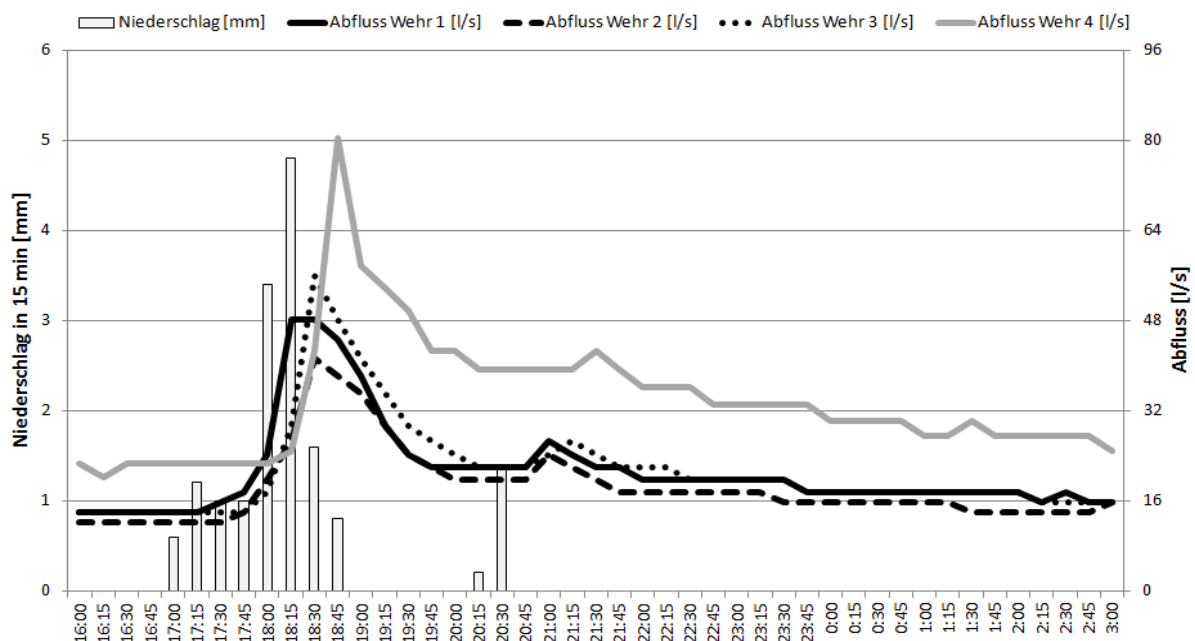


Abbildung 32: Verlauf von aufsummiertem Niederschlag der vorangegangenen 15 Minuten und den jeweiligen Abflüssen von Abflussmessstation 1 bis 4 von 16:00 am 7.7.14 bis 3:00 am 8.7.14 (Niederschlagsereignis 3). Angaben in Winterzeit.

Für Ereignis 3 wurden nur Bachproben, aus der bereits erwähnten Limitierung der analysierbaren Probenanzahl auf stabile Isotopen, lediglich auf ihren Silikat-Gehalt untersucht (Abbildung 33). Man erkennt, dass erst um 18:15 die Silikat-Durchgangskurve anfängt deutlich abzufallen. Zeitgleich werden die maximalen Abflusswerte an Station 1 gemessen. 15 Minuten später (18:30) werden die niedrigsten Silikat-Werte an Station 3 gemessen. Zum selben Zeitpunkt wurden an Station 2 und 3 die höchsten Abflusswerte gemessen. Der gemessene Silikat-Gehalt an Station 1 und 2 ist im Vergleich zu den Werten von Station 3 leicht erhöht.

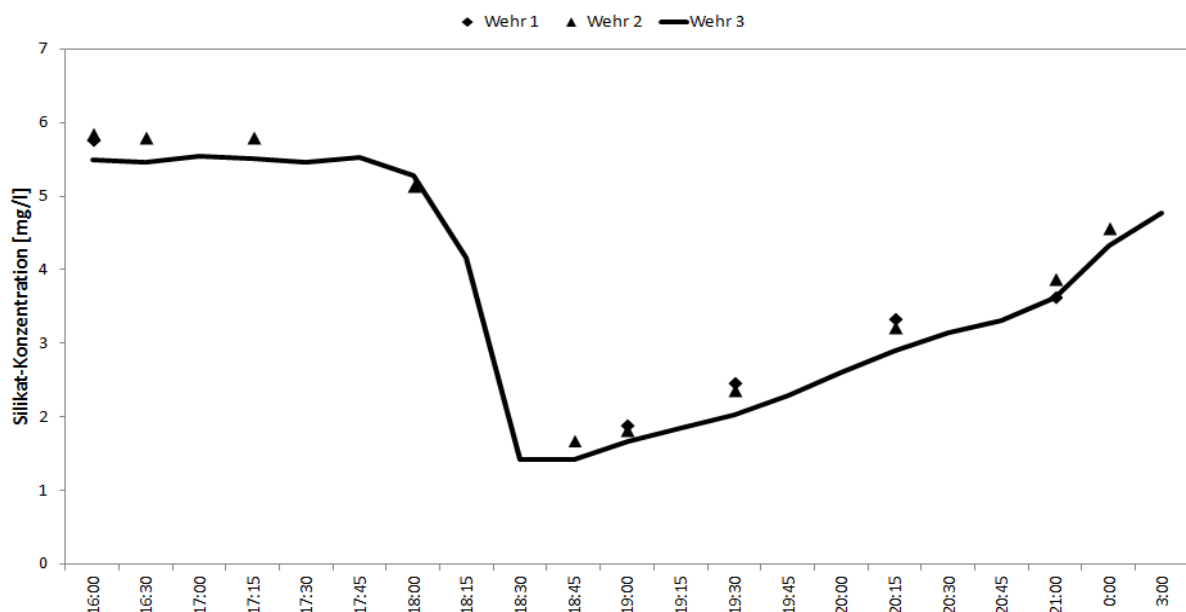


Abbildung 33: Silikat-Gehalt an Abflussmessstationen 3 (Wehr 3) mit ergänzenden Messungen an Abflussmessstationen 1 und 2 (Wehr 1 und 2) während Niederschlagsereignis 3 (Vom 7.7.14 um 16:00 bis am 8.7.14 um 3:00). Angaben in Winterzeit.

Die Grundwasserspiegelhöhen im Untersuchungsgebiet steigen im Gegensatz zu Ereignis 1 zu ähnlichen Zeitpunkten an (Abbildung 34). Ausnahme bildet GW1-100, weil hier das Grundwasser erst nach 4,5 Stunden merklich ansteigt. Ca. 30 Minuten nach Ereignisbeginn (17:30) erhöht sich der Grundwasserspiegel an den unterschiedlichen Standorten. An GW2-100 steigt er ca. 15 Minuten später an. Einen ähnlichen zeitlichen Versatz konnte man auch bei Ereignis 2 erkennen, obschon dieses Ereignis auf Anhieb mit intensiven Regenfällen begann. Am Beispiel von Ereignis 3 wurden in den ersten 60 Minuten moderate 3,8 mm gemessen. GW2-25 weist als einziger Piezometer starke Schwankungen auf. GW3-100 erreicht den initialen Grundwasserstand (Wasserstand vor den Probenahmen) erst am Ende des Ereignisses und scheint sich fast unbeeinflusst von den 16 mm Niederschlag zu verhalten. An Grundwassermessstation 1 (B1-10 und B1-30) lassen sich, ähnlich wie bei Ereignis 1 und 2, leicht ansteigende Werte im Laufe des Ereignisses beobachten. Wie gehabt ist die Differenz am flachen Bodenfeuchte-Sensor B1-10 deutlich markanter, da hier die Bedingungen vermutlich stärker übersättigt sind.

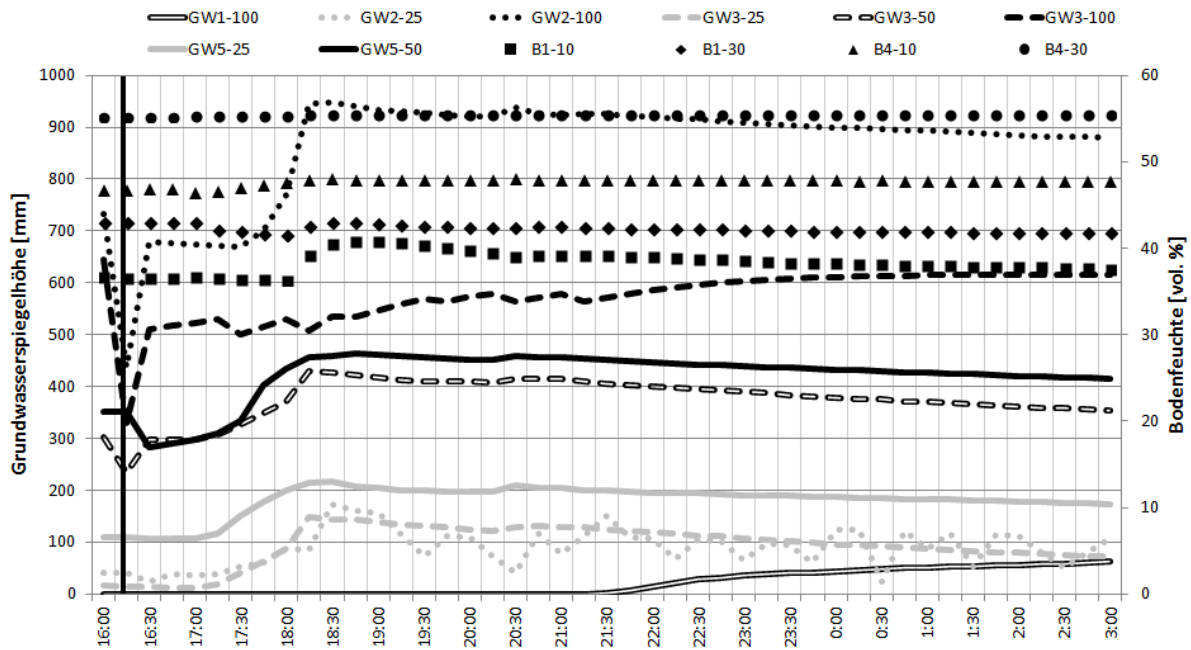


Abbildung 34: Verlauf der Grundwasserspiegelhöhen (GW (Station 1 bis 5 – Tiefe) und der volumetrischen Bodenfeuchte (B (Station 1 und 4 – Tiefe) während Niederschlagsereignis 3 (vom 7.7.14 um 16:00 bis am 8.7.14 um 3:00). GW1-25 und GW1-50 blieben leer. Die schwarze Vertikallinie kennzeichnet den Probezeitpunkt an den Standorten: GW2-100, GW3-50, GW3-100, GW5-50). Angaben in Winterzeit.

Der Basisabflussindex der vier Abflussmessstationen liegt bei 61 bis 63 % und wurde über den gesamten Zeitraum bestimmt. Damit liegt der Wert zwischen dem von Ereignis 1 und 2. Dieses Ergebnis verwundert nicht, weil die Niederschlagsintensität und -menge von Ereignis 2 höher und von Ereignis 1 niedriger war. Außerdem waren die Vorbedingungen von Ereignis 3 relativ feucht.

Schlussfolgernd kann man festhalten, dass sich in der Analyse der Grundwasserstände in den Piezometern eine hohe Heterogenität herausgestellt hat. Neben dem leichten zeitlichen Versatz der ankommenden Grundwasserwelle, verhalten sich die Absolutwerte der Grundwasserdurchgänge meist äquidistant zueinander. Diese Beobachtung beweist den fehlenden kartesischen Effekt, trotz einer vorhandenen Stauschicht. Die Stauschicht scheint einerseits einen großen Anteil an Niederschlagswasser vor schneller Perkolations zu hindern, und andererseits Bodenwasser zu ermöglichen über hydraulisch durchlässigere Fließwege den Stauschichten auszuweichen (nicht unbedingt in Bachrichtung). Das Wasser wird vermutlich vertikal über Makroporen und lateral und bachparallel talabwärts über hydraulisch leitende Bodeneinwaschungen von Bodenkompartment zu Bodenkompartment transportiert. Die Piezometer stehen allerdings in einer muldenreichen Uferzone, die sich vermutlich hydraulisch anders verhält, als die bachaufwärts und bachabwärts gelegene Uferzone. Mithilfe des *Brilliant Blue* Experiments wurden beide „Uferzone-Typen“ miteinander verglichen (Kapitel 4.4.2.).

4.4. Daten aus der einmaligen Beprobung

4.4.1. Hydraulische Leitfähigkeit

Die Ergebnisse deuten die bereits postulierte hohe Heterogenität im Untersuchungsgebiet an (Tabelle 12). Die höchsten hydraulischen Leitfähigkeiten werden in der Regel erreicht, wenn der Infiltrationsversuch direkt an der Oberfläche stattgefunden hat. Aus diesem Grund sind Oberflächenabflüsse vermutlich nur in ganz extremen Situationen zu befürchten. Dieses Ergebnis wurde ebenfalls bereits in SCHNEIDER (2007) ermittelt. In der flachen Uferzone kann es jedoch in tieferen Bodenschichten zu 10^9 Mal geringen k_f -Werten kommen. Gleichzeitig wurden in ähnlichen Tiefen und Horizonten deutlich höhere k_f -Werte gemessen.

Tabelle 12: Ergebnisse der Infiltrationstests. Wiederholung der Standorte: 1: steiles Gelände ca. 20 m zu Bach. 2: weniger steiles Gelände ca. 12 m zu Bach. 3: leicht ansteigendes Gelände ca. 6 m zu Bach. 4: flaches Gelände ca. 3 m zu Bach. Messgerätbezeichnung: DR: Doppelring-Test; GP: Guelph Permeameter Test; ST: Slug-Test.

Transekte	Abstand zu EZG-Auslass [m]	Standort	Messtiefe [cm]	Messgerät	Boden-Horizont	Hydraulische Leitfähigkeit [cm/min]
B	150	1	20	GP	Ah	7.1 E-02
			60	GP	B/C	8.5 E-04
		3	0	DR	/	7.5 E-01
			60	GP	Sd	5.8 E-03
		4	0	DR	/	3.5 E-01
			37	GP	Gr(Sw)	6.5 E-03
				ST	Gr(Sw)	2.9 E-03
			75	GP	Sd	6.3 E-04
				ST	Sd	6.3 E-08
D	90	1	37	GP	A/B	2.1 E-03
		3	0	DR	/	1.2
			70	GP	Sd	1.4 E-02
		4	0	DR	/	3.0 E-02
			25	ST	A/Gr(A/S)	2.2 E-09
			100	ST	Sd	2.1 E-04
D-E	60	4	50	ST	A/Gr(A/S)	7.6 E-04
			100	ST	Gr(Sw)	1.2 E-03
E	30	2	0	DR	/	1.0
			40	GP	Bv	4.6 E-03
		3	70	GP	Gr(Sw)	6.5 E-02
		4	0	DR	/	6 E-01

An den Braunerde-Standorten (Standort 1 und 2) sinkt die hydraulische Leitfähigkeit mit zunehmender Tiefe. Dieselben Ergebnisse wurden im leicht ansteigenden Auengley-Boden (Standort 3) erzielt. In der flachen Uferzone (Standort 4) sinkt der k_f -Wert mit der Tiefe stark ab, allerdings kommt es in den ganz tiefen Bodenschichten wieder zu einem Anstieg, obschon die

Messung im Grundwasser stattgefunden hatte. Die Stauschicht, die dem Auengley-Boden „pseudogleyartigen“ Charakter verschafft liegt also über der „Berglesand“-Schicht und ist im Untersuchungsgebiet mehr oder weniger stark ausgeprägt. Die Herausbildung mehrerer Grundwasserspiegelniveaus ist in dem Sinn denkbar, allerdings in Wirklichkeit nicht signifikant vorgefunden worden. Der Grund hierfür ist die bereits geschilderte Ausweichmöglichkeit des Boden – und Grundwassers über gut leitende Bodenheterogenitäten (nicht unbedingt in Bachrichtung).

4.4.2. Tracerexperiment *Brilliant Blue*

Die Ausgrabung der Bodenprofilschnitte erfolgte an zwei Plots (Plot 1 und Plot 2) im feuchten Pseudogley überprägten Auengley-Boden und an zwei Plots (Plot 3 und Plot 4) im bachaufwärts gelegenen meist stauwasserfreien Auengley-Boden. Alle vier Plots befinden sich in gleichem Abstand zum Bach (4,25 m).

Pseudogley überprägter Auengley-Boden

Durch die vorhandene Stauschicht stellt sich nun die Frage, ob das gefärbte Wasser durch die geringe hydraulische Leitfähigkeit lateral oder vereinzelt vertikal absickern kann. Zunächst wurden oberflächlich, seitlich talabwärts gerichtet (ca. 50 cm entfernt zum Plot), gefärbte Farbcluster vorgefunden (Abbildung 35a). Aus dem Grund kann man davon ausgehen, dass es oberflächennah zu bachparallelem Fließen kommt. Die Farbcluster traten meist dort auf, wo kleine Mulden aufzufinden waren. Diese Mulden bilden typische Standorte für die in SCHNEIDER (2007) erwähnten „*return flow*“ Prozesse. Anhand der Vertikalschnitte lassen sich laterale Fließwege ausmachen. Im Wurzelbereich der Grasnarbe (0-5 cm Tiefe) konnte man Matrixfließen beobachten (Abbildung 35b). Darunter folgte ein Bereich, der nahezu frei von *Brilliant Blue* war. In einer Tiefe von etwa 30 cm traten vermehrt gefärbte Makroporen auf (Durchmesser: 6-8 mm). In Abbildung 35b sieht man eine solche mit dem Spaten angeschnittene Makropore, die selbst nach einem ganzen Tag dadurch auslief. Daraus können Rückschlüsse auf das Vorhandensein und den Einfluss einer Stauschicht in dieser Tiefe gezogen werden.

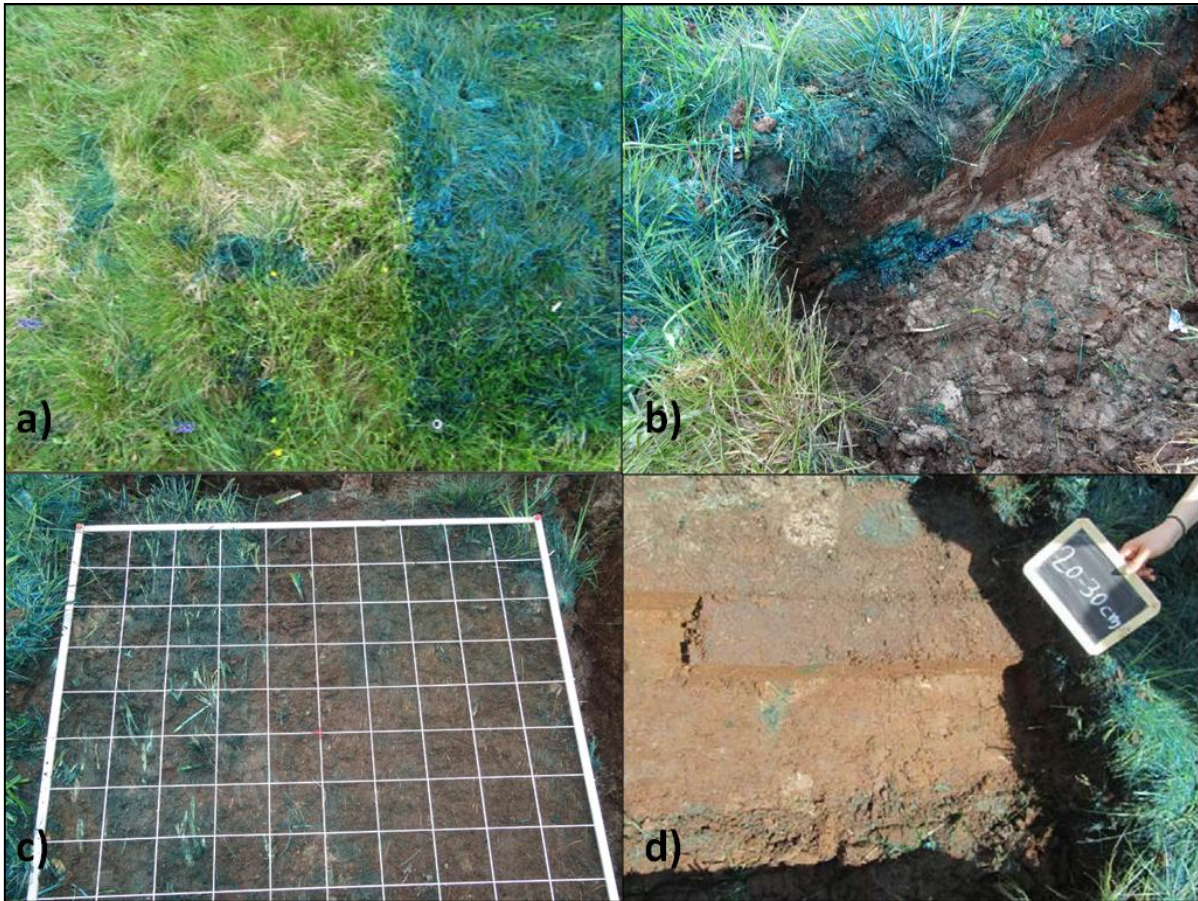


Abbildung 35: Auswahl an Ergebnisfotos für Plot 1 und 2. a) *return flow* an Plot 1, b) Vertikalschnitt mit Matrixfließen im oberen Wurzelbereich und einer angeschnittenen Makroporen in ca. 30 cm an Plot 1, c) Horizontalschnitt in 10 cm Tiefe von Plot 2, d) Horizontalschnitte in 20 und 30 cm Tiefe an Plot 1.

Mit den Horizontalschnitten können Informationen über die Anzahl und die Verbreitung von vertikalen Fließgängen in den unterschiedlichen Tiefen ermittelt werden. In einer Tiefe von ca. 10 cm treten meist schwache und unregelmäßig verstreute eingefärbte Bereiche auf. Sie deuten den Übergang vom oberflächennahen Matrixfließen zum präferentiellen vertikalen Makroporenfließen an. Durch die mikroskaligen Reliefunterschiede der Oberfläche werden in einem ebenen Horizontalschnitt automatisch mehrere Bodentiefen untersucht (Abbildung 35c). An solchen Standorten kommt es in den obersten Zentimetern somit zu lateralem reliefbezogenen Fließen bis hin zu den tiefsten erreichbaren Mulden, weil mit zunehmender Tiefe im organischen Boden, die Lagerungsdichte deutlich im Vergleich zum Wurzelbereich der Grasnarbe ansteigt und somit auch die hydraulische Leitfähigkeit sinkt (Vgl. Kapitel 4.4.1.). Diese Fließwege sind der Ursprung des bereits erwähnten *return flow*.

Tiefere Horizontalschnitte zeigen wenige, aber dafür mächtigere gefärbte Makroporen (Abbildung 35d). Diese Makroporen konnte man selbst bis in die Stauschicht in einer Tiefe von 50 cm verfolgen. Diese Art Makroporen schaffen es vermutlich Wasser durch den Stauhorizont

zum Grundwasser zu fördern. Auch die Existenz von „Sackgassen“, also Einwegwurmgänge, die durch gering leitende Bodenschichten abgegrenzt werden, sind denkbar. Grund zu der Annahme war das seitliche Auslaufen einer Makropore in einer Tiefe von ca. 30 cm nachdem sie angeschnitten wurde. Durch die geringe Bioturbations-Leistung im sauerstoffarmen Stauhorizont sind solche Wurmgänge nur sporadisch anzutreffen und führen dementsprechend zu der bereits ermittelten heterogenen hydraulischen Leitfähigkeit. In der durchlässigeren „Berglesand“-Schicht verhält sich die Fließrichtung des Grundwassers gemäß der Grundwassergleichen in den tiefen Bodenschichten (Abbildung 21). Oberhalb und im Stauhorizont sind gegensätzliche Fließrichtungen nicht auszuschließen, wenn sich in diese Richtung Mulden befinden. Längeres weitestgehend bachparalleles laterales Fließen entlang des Wurzelbereiches der Mulden und Senken ist denkbar und wahrscheinlich. Im Stauhorizont bestehen lediglich vertikale Fließmöglichkeiten über Wurmgänge in tieferen Schichten. Ein langsames homogenes vertikales Matrixfließen im Stauhorizont konnte nicht aufgedeckt werden.

Signifikante Unterschiede zwischen vorberechnetem und nicht vorberechnetem Plot sind nicht gefunden worden. An beiden Plots treten ähnliche Merkmale auf. Durch die lokale Beregnung und den bereits aufgedeckten oberflächennahen lateralen Fließwegen, wird der Großteil des überschüssigen Wassers vermutlich gleich abgeleitet. Der restliche Teil des Beregnungsvolumens wird über die Makroporen vertikal transportiert. Eine Aufsättigung der Fein- und Mittelporen ist wahrscheinlich zu vernachlässigen, weil auch die *Brilliant Blue* Beregnung nur die vorhandenen Makroporen und die Makroporenränder der unmittelbar angrenzenden Bodenmatrix eingefärbt hat.

Typischer Auengley-Boden

Ein deutlicher Unterschied in der Bodenprofilabfolge, im Vergleich zu Plot 1 und 2, traten an Plot 3 und 4 auf. Ein typischer Auengley-Boden (Ah-Go-Gr) war allerdings auch hier nicht anzutreffen. Unterhalb des organischen Horizontes trat eine Mineralbodenmischung aus Pseudogley (Sw/Sd) - und Braunerde-Merkmalen (Bv) auf. Erst unter dieser ca. 20 cm mächtigen gräulichen Schicht begann der autentypische Go-Horizont. Außerdem wurden viele Regenwürmer entdeckt, die auf eine nicht unerhebliche Anzahl an Wurmgängen und somit Makroporen hindeuteten.

Stellenweise konnten lokale oberirdische Abflüsse ein paar Zentimeter neben der Beregnungsfläche beobachten werden (Abbildung 36a). Auch an diesem Standort sind

mikroskalige Reliefunterschiede anzutreffen, die scheinbar ähnlich wie bei Plot 1 und 2 oberflächennahe Fließwege provozieren. Genau wie an Plot 1 und 2 sind im unmittelbaren Wurzelbereich der Grasnarbe blau verfärbte Bereiche zu finden (Abbildungen 36b (oben) + 36c (oben)). Diese Bereiche sind auf laterales Matrixfließen zurückzuführen. Richtung Bach hin waren die verfärbten Bereiche im organischen Horizont teilweise deutlich mächtiger (ca. 10 cm) und waren ebenfalls zum Teil an der Grenzschicht zum Mineralboden anzutreffen (Abbildung 36c). Am Grenzübergang zum deutlich dichter gelagerten oberen Mineralboden sinkt die hydraulische Leitfähigkeit vermutlich stark ab und es kommt stellenweise zu lateraler Ausbreitung des Wassers in Richtung Senken oder Bach. Diese oberflächennahen Fließwege sind auch an Plot 1 und 2 erkannt worden, jedoch treten die Verfärbungen an Plot 3 und 4 vermehrt an den Grenzübergängen auf. Solche Farbmuster zeigen den sogenannten „*organic layer interflow*“ an.

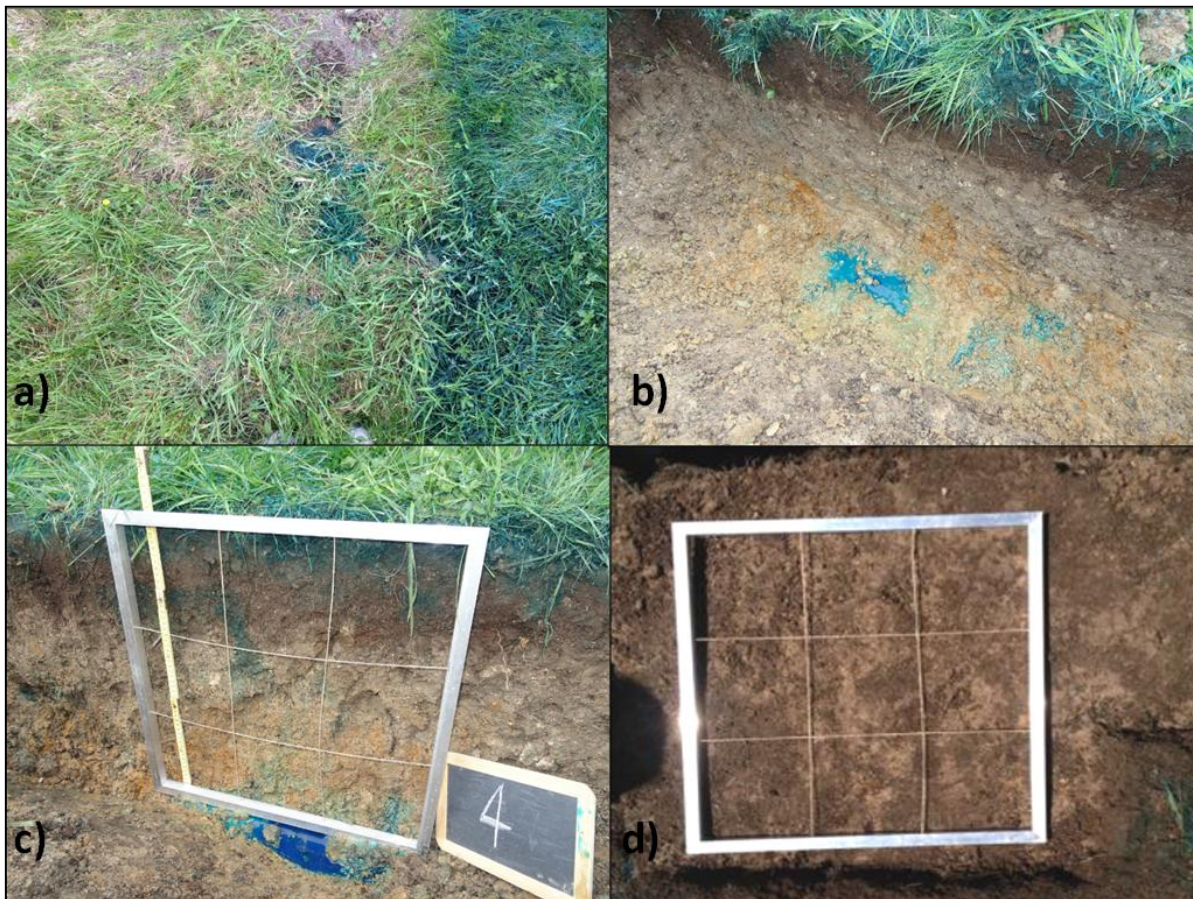


Abbildung 36: Auswahl an Ergebnisfotos von Plot 3 und 4: a) Oberirdischer Abfluss an Plot 3, b) Vertikalschnitt an Plot 3 mit aufsteigendem Grundwasser, c) Vertikalschnitt an Plot 4 mit u.a. „*organic layer interflow*“, d) Horizontalschnitt in 20 cm Tiefe an Plot 3.

Teilweise wurden an lokalen Schichtgrenzen im Mineralboden leicht blau angefärbte Bereiche entdeckt. Außerdem wurden vereinzelt gefärbte Makroporen identifiziert. Die Anzahl an

Makroporen ist jedoch im Vergleich zu Plot 1 und 2 sehr gering (Abbildung 36d). Dadurch, dass sich das Grundwasser in ca. 50 cm Tiefe in einer stark verfärbten Farbe zeigte, müssen jedoch genügend Vertikalgänge zum Grundwasser bestehen (Abbildungen 36b + 36c). Die Schicht, in der das Grundwasser auftritt weist starke Marmorierungen auf, welche typische Merkmale für einen Go-Horizont sind. Außerdem weist die Schicht einen höheren Sandanteil auf, weswegen sie zu einer Übergangsschicht zum „Berglesand“ zu zählen ist. Aus dem Grund ist die Konnektivität zwischen Oberboden und Grundwasser in diesem Bereich des Untersuchungsgebietes wohl meist gut gewährleistet.

Unterschiede im Farbmuster zwischen vorberechnetem und nicht vorberechnetem Plot sind aufgrund von schlechter Repräsentativität mit Vorsicht zu genießen. Allgemein scheinen am nicht vorberechneten Plot 4 die Farbmuster verstärkt auf die Existenz von *organic layer interflow* hinzuweisen. Außerdem wurde eine leicht erhöhte Anzahl an Makroporen auch in größeren Tiefen entdeckt. Die Frage über den Einfluss der fehlenden Vorbereitung lässt sich allerdings aus demselben Grund wie bereits oben geschildert wurde nicht beantworten. Die Ableitungsmöglichkeiten des Berechnungsvolumens durch die lokale Beregnung scheinen in meinen Augen als zu dominant.

4.4.3. Tracerexperiment Uranin/Deuterium/Salz

Im Laufe des Tracerexperiments traten, wie in Kapitel 3 bereits geschildert wurde, leider Probleme bei den Probenahmen auf, weswegen die Probenanzahl zum Teil deutlich geringer war als geplant. Derartige Situationen können nachträglich nur teilweise korrigiert werden und müssen akzeptiert werden. Eine Wiederholung des Experiments, um die fehlenden Datensätze generieren zu können, wurde aus Zeit – und Kostengründen nicht unternommen. In diesem Kapitel werden schrittweise die vorhandenen Daten präsentiert und interpretiert.

Abfluss

Weder Vor – und Nachberegnung, noch die Tracerberegnung mit Uranin, Deuterium und Viehsalz (99 % NaCl) scheint den Abfluss merklich ansteigen zu lassen (Abbildung 37). Bei Vor – und Nachberegnung werden auf einer Flächen von 2560 m² in einem Abstand von ca. 5 m zum Bach auf zwei Arbeitsbreiten (2 x 6,4 m) etwa 4,5 mm Bachwasser aufgetragen, welches aus dem

unweit entfernt fließendem Schneckenbach entnommen wurde. Die Tracerberegnung entspricht derselben Niederschlagsmenge, weil bei halbem Wasservolumen auch nur eine statt zwei Arbeitsbreiten mit dem Güllewagen befahren wurden (Tabelle 13).

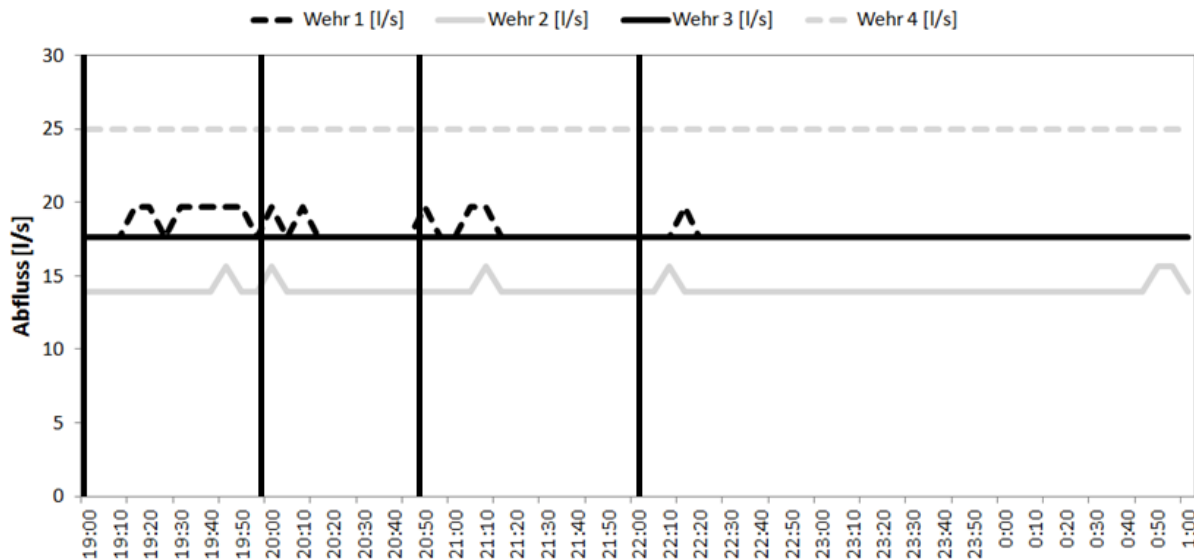


Abbildung 37: Abflüsse an den Abflussmessstationen 1 bis 4 während des Tracerexperiments (am 20.5.14 von 19:00 bis am 21.5.14 um 1:00). Beregnungszeitpunkte sind gekennzeichnet mit schwarzen Vertikallinien für 19:00 (Vorberegnung), 19:58 (Uranin/Deuterium), 20:50 (NaCl) und 22:03 (Nachberegnung). Angaben in Winterzeit.

Es kommt zu leichten Abflussänderungen an Station 1 und 2, die lediglich einer Wasserstandsänderung von 1 cm im Kastenwehr entsprechen und deswegen im Unsicherheitsbereich der Messung liegen. Zeitgleich treten keine Abflussänderungen an den Stationen 3 und 4 auf, weswegen man davon ausgehen kann, dass selbst derartig hohe Wasservolumina keinen Abflussanstieg hervorgerufen haben. Es bleibt nun zu beobachten inwiefern die Tracer-Konzentration im Bach und die Grundwasserspiegellhöhe in der Uferzone während des Experimentes variieren werden.

Tabelle 13: Überblick über Zeitpunkt, Beregnungsvolumen, Tracermenge und Bachabstand der einzelnen Beregnungsschritte im Laufe des Tracerexperiments. Angaben in Winterzeit.

	Zeitpunkt [WZ]	Beregnung [l]	Beregnung [mm]	Tracer [kg]	Beregnete Fläche [m²]	Abstand zu Bach [m]
Vorberegnung	19:00	12.000	4,5	/	2560	5 – 17,8
Uranin	19:58	6.000	4,5	2	1280	5 – 11,4
Deuterium				4		
Salz	20:50	6.000	4,5	60	1280	11,4 – 17,8
Nachberegnung	22:03	12.000	4,5	/	2560	5 – 17,8

Grundwasser und Bodenfeuchte

Die Vor – und Nachberegung, sowie die Uranin/Deuterium-Beregung erfolgte ca. 1 m neben den ufernahen Piezometern. Es gibt Grund zur Annahme, dass ein deutlicher Grundwasseranstieg nach jeder dieser Beregnungen messbar sein sollte. Ein solcher Grundwasseranstieg ist jedoch nicht gemessen worden (Abbildung 38). Lediglich ein kontinuierlich leichter Anstieg von etwa ca. 1 mm pro 5 Minuten wurde aufgezeichnet. Ein solcher Anstieg steht allerdings in keiner Relation zu den bereits identifizierten Anstiegen der Niederschlagsereignisse 1 bis 3. Auch die volumetrische Bodenfeuchte bleibt konstant. B4-10 sinkt ab 23:30 sogar deutlich ab.

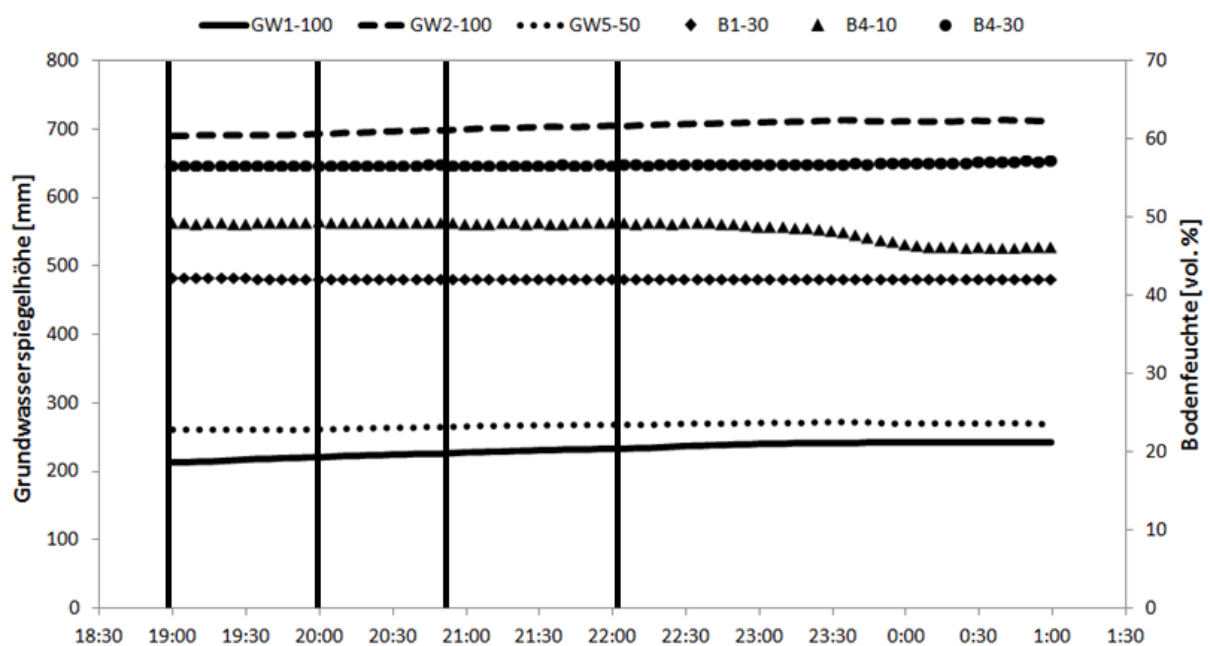


Abbildung 38: Grundwasserspiegelhöhe und volumetrische Bodenfeuchte während dem Tracerexperiment (vom 20.5.14 um 19:00 bis am 21.5.14 um 1:00). GW1-25, GW1-50, GW2-25, GW3-25, GW5-25 waren leer. GW3-50 und GW3-100 wurden beprobt. Beregnungszeitpunkte sind gekennzeichnet mit schwarzen Vertikallinien für 19:00 (Vorberegung), 19:58 (Uranin/Deuterium), 20:50 (NaCl) und 22:03 (Nachberegung). Angaben in Winterzeit.

Außerdem wurde kein messbarer Grundwasserspiegel in den flachen Piezometern (25 cm) aufgezeichnet. Entweder reichte die Menge an beregnetem Wasser nicht aus um den Grundwasserspiegel in den Piezometern merklich ansteigen zu lassen, oder es existiert ein noch tieferer Fließweg im Untersuchungsgebiet, der nicht von den tiefen Piezometern angebohrt wurde. Dadurch, dass im *Brilliant Blue* Experiment das Grundwasser eine starke Blaufärbung erhielt, liegt die Vermutung nah, dass die Beregnungsmenge nicht ausgereicht hat. Ähnlich wie bei der Vorberegung der *Brilliant Blue* Plots, ist ein unterirdisches Ausweichen des Bewässerungsvolumens beim Uranin/Deuterium/Salz Tracerversuch durchaus denkbar.

Außerdem wird sich das Volumen weitestgehend, nachdem es das Grundwasser erreicht hat, gravitationsbedingt horizontal verteilen müssen. Diese Verteilung verursacht eine lediglich schwach ausgeprägte „Grundwasserwelle“, die in GW1-100 und GW2-100 vermutlich aufgezeichnet wurde.

Silikat

Der Silikat-Gehalt im Schneckenbach entspricht in etwa dem des Seelbachs. Keine der Abfluss – und Grundwasserproben wiesen im Laufe des Experimentes deutlich abweichende Silikat-Konzentrationen auf. Im Bach werden durchschnittlich ca. 5,7 mg/l und im Grundwasser (GW3-100) durchschnittlich ca. 3,7 mg/l gemessen. Auch in den Passiv-Sampler Proben im Bach, die während und nach dem Experiment gezogen wurden traten keine signifikanten Änderungen auf (Mittelwert ca. 5,6 mg/l).

Uranin

Für die Kalibrierung der Fluorometer-Daten mussten die stark schwankenden Uranin-Konzentrationen der Laboranalyse von Abflussmessstation 2 herangezogen werden. Die Laborwerte $\leq 40 \mu\text{g/l}$ wurden für die Kalibrierung nicht verwendet und als nicht plausibel festgelegt, weil die Konzentrationssprünge zu diesen Werten zu hoch erschienen. Die Möglichkeit besteht, dass in einigen Proben bis zur Analyse, obschon sie lichtgeschützt gelagert wurden, ein Abbau von Uranin stattgefunden haben kann. Wieso es allerdings dazu kam, konnte nicht herausgefunden werden.

Auch ohne messbaren Abflussanstieg gelangt Uranin nach jeder Folge-Beregnung in den Bach (Abbildung 39). Der Erstanstieg nach jeder Folge-Beregnung beginnt an Wehr 3 (21:12 bzw. 22:25) deutlich früher als an Wehr 2 (21:21 bzw. 22:40). Der zeitliche Versatz liegt somit bei ca. 9 bzw. ca. 15 Minuten. Durch eine zu spät gestartete Datenaufzeichnung der Fluoreszenzsonde an Wehr 3 wurde der Erstanstieg hier nicht gemessen. Die Dauer bis zum Erstaufreten von Uranin nach jeder Folge-Beregnung beträgt an Wehr 3 ca. 22 Minuten (Vgl. 19 min in SCHNEIDER (2007)). An Wehr 2 wurden somit 31 min und 37 min erreicht. Beim Erstauftrag von Uranin wurden an Wehr 2 ca. 35 Minuten gemessen. Ein verkürztes Erstaufreten nach den Folge-Beregnungen im

Vergleich zur initialen Tracer-Bewässerung konnte in SCHNEIDER (2007) ermittelt werden, jedoch konnte dies nicht in diesem Experiment bestätigt werden.

Der Peak der Uranin-Durchgangskurve nach jeder Folge-Beregnung weist ebenfalls einen leichten zeitlichen Versatz zwischen Wehr 2 und 3 auf (Peak an Wehr 3 ca. 2-6 Minuten vor Peak an Wehr 2). Der erste Peak wird beim Erstauftrag von Uranin an Wehr 3 nach ca. 44 Minuten und an Wehr 2 nach ca. 50 Minuten erreicht (Vgl. ca. 42 min in SCHNEIDER (2007)). An den Folge-Beregnungen werden für Wehr 3 (nach ca. 65 min bzw. ca. 72 min) und Wehr 2 (nach ca. 67 min bzw. ca. 77 min) deutlich längere Zeiten gemessen (Vgl. ca. 28 min in SCHNEIDER (2007)).

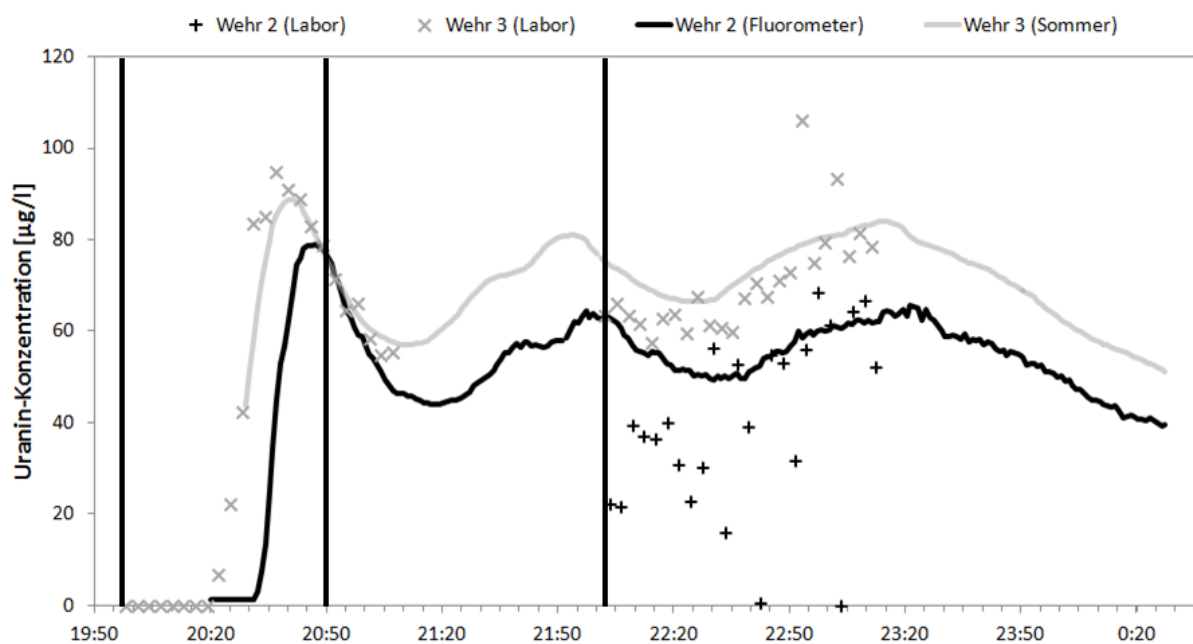


Abbildung 39: Uranin-Durchgangskurve an Wehr 2 (Feld-Fluorometer) und Wehr 3 (Sommer Fluoreszenzsonde) mit den zugrundeliegenden Labormessungen der jeweiligen Stationen während dem Tracerexperiment (vom 20.5.14 um 19:58 bis am 21.5.14 um 0:28). Beregnungszeitpunkte sind gekennzeichnet mit schwarzen Vertikallinien für 19:58 (Uranin/Deuterium), 20:50 (NaCl) und 22:03 (Nachberegnung). Alle Angaben in Winterzeit. Die Laborwerte $\leq 40 \mu\text{g/l}$ an Wehr 2 wurden nicht für die Berechnung der Durchgangskurve an Wehr 2 verwendet (siehe vorherige Seite).

Dadurch, dass der Erstanstieg von Uranin nach jeder Beregnung etwa gleich schnell auftritt, kann man davon ausgehen, dass Makroporen innerhalb der unterirdischen Fließwege eine wesentliche Rolle spielen. Das Erreichen des jeweiligen Konzentrations-Peaks steigt nach jeder Beregnung an, weswegen die Perkolation und die vernetzten Makroporen durch jede Folge-Beregnung scheinbar verstärkt beeinflusst werden. Obschon die Grundwasser – und Bodenfeuchtedaten der Uferzone keine Änderungen aufwiesen, so ist eine Erhöhung der Bodenfeuchte und die Bildung einer temporär vergrößerten gesättigten Zone direkt unterhalb der Arbeitsbreiten wahrscheinlich. Gleichzeitig werden die Bodenstrukturen infolge mehrmaligen Befahrens einer selben Arbeitsbreite mit dem Güllewagen beeinflusst und

verdichtet. Nach der Beregnung mit Salz (20:50) steigt die Uranin-Konzentration in zwei Etappen bis zum Maximal-Peak an. Auch nach der Nachbewässerung (22:03) sind unterschiedliche Steilheiten im Verlauf des Uranin-Anstiegs zu erkennen. Daraus lässt sich schließen, dass vermutlich zwei Arten von Fließwegen zur resultierenden Abflusskonzentration führen. Eine derartige Beobachtung wurde in SCHNEIDER (2007) nicht gemacht, zusätzlich liegt die „Peak Fließzeit“ der Folge-Beregnung (28 min) deutlich unter der aus dem jetzigen Tracerexperiment (≥ 65 min).

Zum Einen kann Uranin über Makroporen schnell zum Grundwasser und anschließend zum Bach geleitet werden. Die Dauer bis zum ersten Kulminationspunkt (Folge-Beregnung 1: Salzberegnung) von Wehr 3 (43 min) bzw. Wehr 2 (50 min) entspricht in etwa dem Erreichen des Maximums beim primären Erstauftreten von Uranin der jeweiligen Wehre (ca. 44 min bzw. ca. 50 min). Man kann auch ein laterales Abfließen über Makroporen ohne Erreichen des Grundwassers nicht ausschließen (*transmissivity feedback*), weil im Grundwasser zwischen 20:48 und 20:53 in GW3-100 und GW3-50 kein Uranin gemessen wurde, obschon Uranin schnell im Bach auftrat. Andere Bachabschnitte wurden nicht untersucht, weswegen die Repräsentativität dieser Grundwasserproben für das gesamte Gebiet jedoch nicht sehr hoch ist.

Zum Anderen muss Uranin über zum Teil „langsame“ Fließstrecken transportiert werden. Es ist davon auszugehen, dass sich diese „langsamen“ Bereiche meist zu Beginn der Fließstrecke befinden, weil im Grundwasser die hydraulische Leitfähigkeit verhältnismäßig hoch zu sein scheint (Vgl. ca. 21 min bis zum Erstanstieg) und die Bodenverdichtung im oberen Bodenbereich auftritt. Die Vermutung liegt nah, dass sich Uranin in den schlecht leitenden Bodenschichten anreichern kann und mit höherem Wasserdruck ins Grundwasser gepresst werden kann. Dieser Vorgang ist mit hoher Wahrscheinlichkeit „langsamer“ als der schnelle Makroporenfluss zum Grundwasser, oder direkt zum Bach (*transmissivity feedback*).

Entsprechend der Annahme der Existenz dieser zwei Fließwege würde der „langsame“ Fließweg ca. 22 bis 29 Minuten länger dauern. Der SSF (*subsurface storm flow*) in diesem Bereich des Untersuchungsgebietes scheint also zu existieren. Diese Behauptung widerspricht sich nicht mit den Fließvorstellungen aus SCHNEIDER (2007). Jedoch kann nicht belegt werden, ob er aus einer schnellen Grundwasserinfiltration oder vernetzten Makroporen resultiert. Das meiste Wasser wird allerdings vermutlich vertikal über Makroporen versickern und über GWR (*groundwater ridging*) zum Bach gelangen. Hier bleibt die Frage noch offen wie lang dieser Prozess dauert, weil eine signifikante Grundwasserspiegelerhöhung nicht aufgedeckt werden konnte.

Dadurch, dass nur an Wehr 2 über einen längeren Zeitraum ein funktionierendes Feld-Fluorometer installiert werden konnte, steht eine längere Zeitreihe der Uranin-Konzentration für die Berechnung des Rückerhalts nur für Wehr 2 zur Verfügung. Die Berechnung erfolgte am 20.5.14 von 20:21 bis am 22.5.14 um 4:00. Der Uranin-Rückerhalt über diesen Zeitraum beträgt 1,12 % (22,4 g aus 2 kg Uranin). Damit liegt der Wert deutlich unter dem in SCHNEIDER (2007) (1,5 %). Dabei fehlte in SCHNEIDER (2007) zusätzlich die Salzberechnung, welche den Wert noch weiter erhöht hätte. Außerdem erfolgte die Berechnung nur über 14 h. Extrapoliert man die Datenreihe des jetzigen Experimentes bis zum Erreichen des hypothetischen uraninfreien Bachwassers (ohne Niederschlagsinput), so wird ein Uranin-Rückerhalt über den „hypothetischen“ Zeitraum 20.5.14 20:21 bis 24.5.14 8:56 von 1,4 % erreicht.

Der immer noch leicht geringere Uranin-Rückerhalt lässt sich allerdings durch die Grundwasserfließrichtung und dem Relief erklären. Wehr 2 befindet sich 60 m vom Einzugsgebietsauslass entfernt, weswegen deutlich weniger Uranin an Wehr 2 ankommt als an Wehr 3 (20 m). Die Messung des Rückerhalts in SCHNEIDER (2007) erfolgte am Einzugsgebietsauslass. Anhand der Passiv-Sampler Proben über die unterschiedlichen Zeiträume während und nach dem Experiment lassen sich diese Vermutungen schnell belegen (Tabelle 14).

Tabelle 14: Uranin-Konzentration der Passiv-Sampler Proben (Labor) während und nach dem Tracerexperiment. NB: Nachbewässerung. NE1: Nach Ereignis 1. Uranin-Konzentration in $\mu\text{g/l}$.

Angaben in Winterzeit	Wehr 1	Wehr 2	Wehr 3
Distanz zum Einzugsgebietsauslass [m]	130	60	20
20.5.14 18:00 – 22:00 (NB)	0	30,6	51,6
20.5.14 22:00 (NB) – 21.5.14 9:30	0	1,0	19,0
21.5.14 9:30 – 17:00	0	0	0
21.5.14 17:00 – 23.5.14 17:00 (NE1)	0	0,7	2,0

An Wehr 1 wurde zu keinem Zeitpunkt Uranin gemessen, obwohl eine Arbeitsbreite des Tracerauftrags ca. 200 m lang war. An Wehr 3 wurden meist deutlich höhere Uranin-Konzentrationen gemessen. Das Verhältnis der Uranin-Konzentration zwischen den Wehren schwankt über die Zeiträume sehr stark. Der letzte Zeitraum beinhaltet das gesamte Niederschlagsereignis 1. Hier wurde Uranin auch 3 Tage nach dem Aufbringen noch aus dem Boden mobilisiert und im Bach nachgewiesen. Die Tracer-Durchgangskurven von Wehr 1, 2 und 3 während Ereignis 1 sind in Abbildung 40 dargestellt. Obschon an Abflussmessstation 1 in keinem Passiv Sampler Uranin nachzuweisen war, wird in den Bachproben während dem Ereignis Uranin gemessen. Die Konzentration liegt, allerdings deutlich unter denen von Wehr 2 und Wehr 3. Der Grund hierfür ist wie bereits erörtert, die geringere Einzugsgebietsfläche von Wehr 1 zu den

Wehren 2 und 3. Im Gegensatz zu den Passiv-Sampler-Ergebnissen zeigt die Durchgangskurve an den Wehren 2 und 3 ähnlich hohe Messwerte auf. Lediglich am Konzentrations-Peak treten an Wehr 3 die deutlich höheren Konzentrationen auf. Der Konzentrations-Peak wird an allen drei Stationen zum selben Zeitpunkt erreicht.

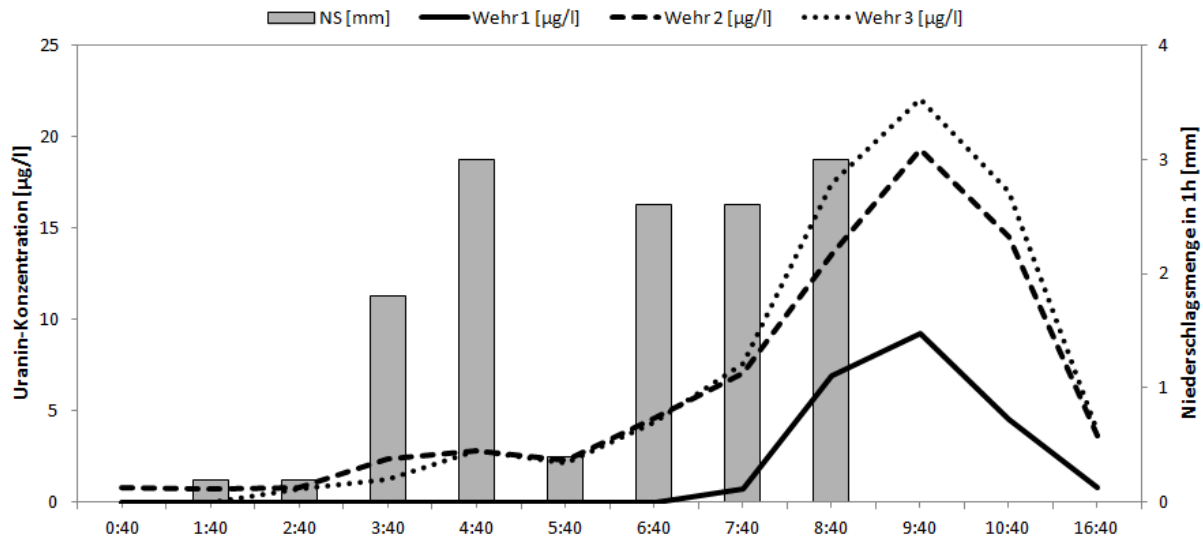


Abbildung 40: Uranin-Durchgangskurve für Niederschlagsereignis 1 (23.5.14). Die Niederschlagsmenge wird aus den vorangegangenen 60 Minuten aufsummiert. Angaben in Winterzeit.

Während dem Tracerexperiment konnte kein Uranin in den Piezometern (GW3-50 und GW3-100) nachgewiesen werden. Die Grundwasserproben von GW3-25 und GW3-50 nach dem Niederschlagsereignis 1 (23.5.14 18:00) enthielten hingegen hohe Mengen an Uranin (8,4 resp. 195,3 µg/l). In allen restlichen Piezometern wurde kein Uranin nachgewiesen. Der Tracer scheint sich also über sehr langsame Fließwege oberflächennah zum Bach hin fortbewegt zu haben (SF: *slow subsurface flow*). Diese Beobachtung würde die ähnlich hohen Konzentrationen an Wehr 2 und 3 während Ereignis 1 erklären. Da nur in GW3-50 und GW3-25 Uranin zu finden war, gilt diese Aussage nur für lokale Bodenbereiche. Die Heterogenität im Boden ist auch hier wieder zu festzustellen.

Der berechnete Uranin-Massenruckerhalt für Ereignis 1 weist deutlichere Unterschiede zwischen Wehr 2 und Wehr 3 auf (Tabelle 15). Der Grund ist die Miteinbeziehung des Abflusses, welcher an Wehr 2 geringer ist. Eine Extrapolation der Konzentrations-Werte war in diesem Fall nicht möglich, weil nicht genügend Werte nach dem Erreichen des Konzentrations-Peaks vorhanden waren.

Tabelle 15: Massenruckerhalt von Uranin während Ereignis 1 (Winterzeit: 23.5.14 von 0:40 bis 10:40).

	Wehr 1	Wehr 2	Wehr 3
Uranin-Ruckerhalt [%]	0,09	0,28	0,36

Deuterium

Zeitgleich mit Uranin (19:58) wurde auch Deuterium angereichertes Wasser aufgetragen. Anhand der Deuterium – und der D-Excess-Durchgangskurve erkennt man Phasen mit angereicherten Deuterium δ -Werten, allerdings wird gleichzeitig ein kleinerer D-Excess gemessen (Abbildung 41). Das bedeutet, dass sich ebenfalls die ^{18}O - δ -Werte in diesen Phasen abgereichert haben. Daraus lässt sich also schließen, dass während dem Experiment kein Deuterium im Bach nachzuweisen war.

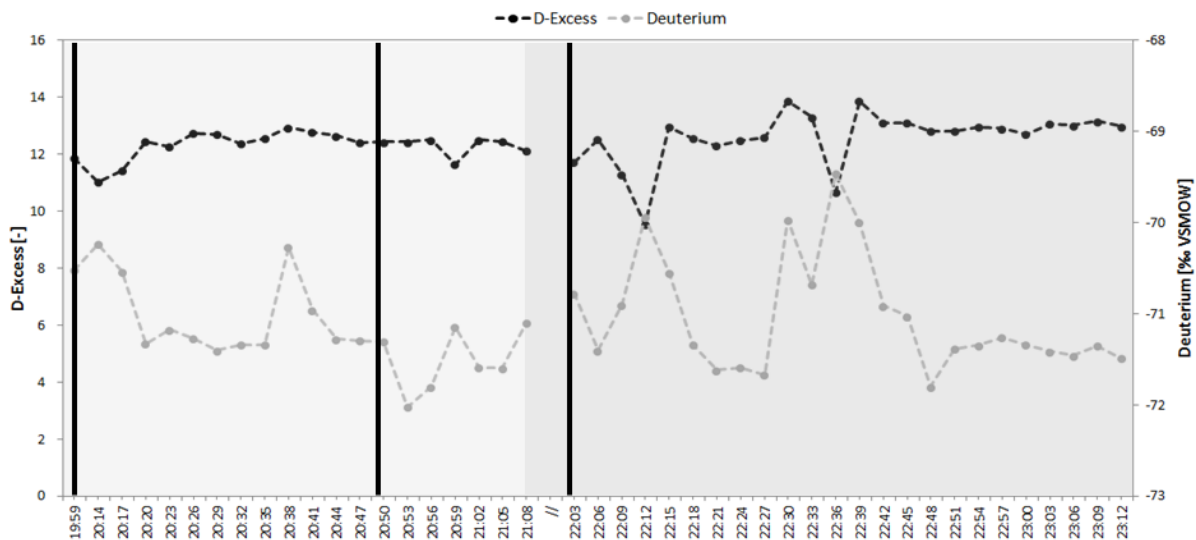


Abbildung 41: Deuterium-Durchgangskurve während dem Tracerexperiment (vom 20.5.14 um 19:59 bis um 23:12) an Wehr 3. Durchgangskurve ist in 2 Probennahmephasen unterteilt worden (von 19:59 bis 21:08 und von 22:03 bis 23:12). Berechnungszeitpunkte sind gekennzeichnet mit schwarzen Vertikallinien für 19:58 (Uranin/Deuterium), 20:50 (NaCl) und 22:03 (Nachberechnung). Angaben in Winterzeit. Gestrichelte Linien entsprechen dem hypothetischen Verlauf der Deuterium Durchgangskurve, respektive der D-Excess Durchgangskurve zwischen den Datenpunkten.

Trotz einer Verdopplung der Einspeisemenge an Deuterium (4 kg) im Vergleich zu SCHNEIDER (2007), konnte auch in diesem Experiment das Deuterium angereicherte Wasser im Bach nicht nachgewiesen werden.

In SCHNEIDER (2007) konnte jedoch Deuterium sehr schnell im Grundwasser nachgewiesen werden (ca. 1 h). Hauptgrund für diese Beobachtung könnte der unterschiedliche Verfilterungsbereich der Piezometer sein. In SCHNEIDER (2007) waren die Piezometer bis auf die obersten 5 – 10 cm ganz verfiltert, wohingegen die Piezometer aus dieser Studie nur in dem unteren Bereich, also in einer bestimmten Bodenschicht, verfiltert waren (Vgl. Tabelle 1).

Tabelle 16 verschafft einen Überblick über die Ergebnisse der Grundwasserproben aus dem Tracerexperiment der vorliegenden Arbeit. Durch die begrenzte Anzahl an gezogenen Grundwasserproben ist eine eindeutige Aussage über Fließzeit und Fließrichtung nicht belastbar.

Die Proben werden allerdings zum Zeitpunkt des Auftretens des ersten Uranin-Peaks im Bach gezogen, weswegen man eigentlich davon ausgehen müsste, dass das Grundwasser eine eindeutige angereicherte Deuterium-Signatur haben sollte. Dies ist allerdings nicht der Fall. Der D-Excess schwankt stark und weist keine Tendenz auf.

Tabelle 16: Deuterium δ -Werte [‰ VSMOW], ^{18}O δ -Werte [‰ VSMOW] und D-Excess [-] im Grundwasser (GW3-50 und GW3-100) während dem Tracerexperiment. Angaben in Winterzeit.

Standort	Uhrzeit [Winterzeit]	Deuterium	^{18}O	D-Excess
GW3-100	20:26	-72,69	-10,55	11,71
	20:41	-72,27	-10,42	11,09
	20:44	-72,69	-10,30	9,69
	20:47	-71,89	-10,40	11,28
	20:50	-71,52	-10,08	9,11
	20:53	-72,64	10,47	11,12
GW3-50	20:48	-70,92	-10,61	10,34

Interessanterweise werden in den Grundwasserproben der nachfolgenden Stichtage an Grundwassermessstation 3 und teilweise an Grundwassermessstation 5 deutlich angereicherte Deuterium δ -Werte und ein zeitgleich markant erhöhter D-Excess gemessen (Tabelle 17). In GW3-25 und GW3-50 tritt der höchste D-Excess drei Tage nach dem Experiment auf (23.5.14). Am 5.6.14 wird ein höherer D-Excess an Grundwassermessstation 5 aufgezeichnet.

Im Untersuchungsgebiet scheinen somit sehr langsame Fließwege (Wochen) zu existieren, die wahrscheinlich über Umwege in Richtung Bach verlaufen (SF: *slow subsurface flow*). Hier kann die Hypothese mit den unterschiedlichen Bodenkompartmenten wieder herangezogen werden. Es ist denkbar, dass das Deuterium über längere Zeit über Matrixfließen durch meist hydraulisch dichte Bodenkompartment-Grenzen vertikal und/oder lateral durchsickert und schlussendlich bachnah vorzufinden ist. In GW3-100 wurde am 5.6.14 ein höherer D-Excess gemessen als am vorherigen Stichtag. Dieser Wert unterstützt die Vermutung einer sehr langsamen vertikalen und lateralen Fließbewegung des mit Deuterium angereicherten Wassers. Vom 23.5.14 bis zum 5.6.14 wurden insgesamt 32 mm Niederschlag verteilt über verschiedene Tage gesammelt. Bis zum darauffolgenden Stichtag (1.7.14) wurden 54 mm gemessen. Hier tritt nur noch in GW3-50 und GW3-100 ein erhöhter D-Excess auf. Durch die stattgefundenen Niederschlagsereignisse wird das Deuterium vermutlich schrittweise weiter transportiert (vertikal und lateral), bis es im Grundwasser abtransportiert oder durch fallenden Niederschlag kontinuierlich verdünnt wird.

Tabelle 17: Überblick der Deuterium δ -Werte [‰ VSMOW], ^{18}O δ -Werte [‰ VSMOW] und D-Excess [-] im Grundwasser an den Stichtage nach dem Tracerexperiment (23.5.14, 5.6.14, 1.7.14). Gekennzeichnet in grau sind D-Excess-Werte über 15. Angaben in Winterzeit.

Datum	Uhrzeit	Standort	^{18}O	Deuterium	D-Excess
23.5.14	17:45	GW1-100	-13.05	-92.38	12.04
		GW2-25	-8.47	-61.08	6.70
		GW2-100	-9.98	-70.36	9.52
		GW3-25	-9.28	-11.33	62.92
		GW3-50	-9.51	-18.77	57.33
		GW3-100	-10.05	-41.02	39.38
		GW5-25	-8.94	-61.32	10.16
		GW5-50	-8.73	-58.28	11.55
		Wehr 2	-10.26	-71.17	10.92
5.6.14	11:30	GW1-100	-12.75	-90.08	11.90
		GW2-25	-8.85	-60.46	10.33
		GW2-100	-9.61	-65.38	11.51
		GW3-25	-9.60	-46.23	30.56
		GW3-50	-9.52	-41.33	34.84
		GW3-100	-9.75	-35.75	42.23
		GW5-25	-8.78	-55.16	15.12
		GW5-50	-8.67	-55.27	14.11
		Wehr 2	-10.41	-70.68	12.59
1.7.14	11:30	GW2-100	-8.45	-56.01	11.58
		GW3-50	-8.34	-48.03	18.66
		GW3-100	-8.63	-49.92	19.13
		GW5-50	-7.69	-48.13	13.39
		Wehr 2	-10.29	-70.13	12.23

Nachdem nun herausgefunden wurde, dass in der unmittelbaren Uferzone Deuterium scheinbar erst stark verspätet ankommt, wundert es einen nicht, dass Deuterium erst im Laufe eines späteren Niederschlagsereignisses im Bach messbar ist (Abbildung 42). Man erkennt zwei D-Excess-Peaks (3:40 und 6:40), die durch den Niederschlagsverlauf von Ereignis 1 hervorgerufen wurden (Vgl. Abbildung 26). Vermutlich reicht der Niederschlag nicht mehr aus um das Deuterium angereicherte Wasser, das nun bachnah zur Verfügung steht, auf dem Weg zum Bach entsprechend unnachweisbar zu verdünnen. Eine weitere Erhöhung der Einspeisemenge müsste man also für nachfolgende Experimente in diesem Gebiet ins Auge fassen, um reproduzierbare Konzentrationen im Bach auch direkt nach dem Tracerauftrag herbeizuführen.

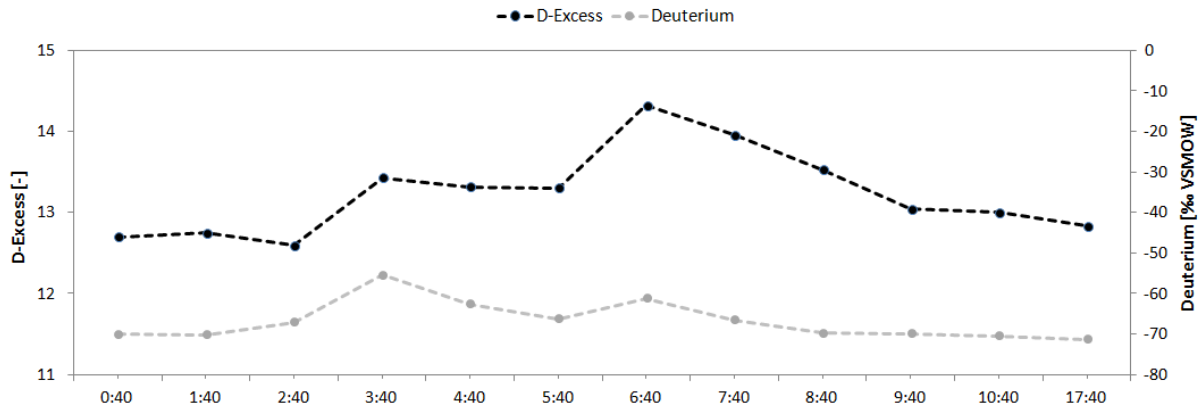


Abbildung 42: Deuterium - und D-Excess-Durchgangskurve während dem Niederschlagsereignis 1 (23.5.14 0:40 bis 17:40) an Wehr 3. Angaben in Winterzeit. Gestrichelte Linien entsprechen dem hypothetischen Verlauf der Deuterium Durchgangskurve, respektive der D-Excess Durchgangskurve zwischen den Datenpunkten.

Auch während Ereignis 2 konnten erhöhte D-Excess-Werte in GW3-50 und GW3-100 gemessen werden (Abbildung 43). Der D-Excess von GW3-50 steigt nach Niederschlagsbeginn leicht an, wohingegen an allen anderen beprobten Grundwassermessstellen kein derartiger Verlauf aufgezeichnet wurde. Man erkennt, dass der D-Excess am Ende des Ereignisses (5.7.14 11:00) geringer ist als zu Beginn (4.7.14 21:15) (**GW3-50**: 18,14 → 17,70; **GW3-100**: 20,55 → 17,53). Diese Veränderung wird durch die Verdünnung mit dem Niederschlag hervorgerufen. Der Abfall passiert im flacheren GW3-50 schneller als am GW3-100, weil die vertikale Fließdauer des Niederschlags bis in diese Tiefe durch die teilweise hydraulisch gering leitenden Schichten länger andauert.

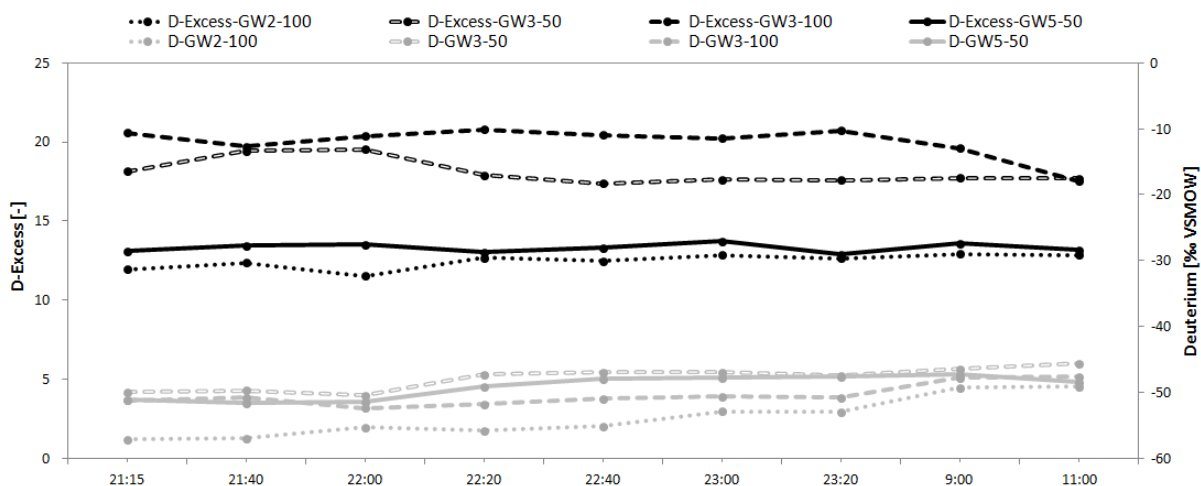


Abbildung 43: Überblick von Deuterium und D-Excess im Grundwasser während und nach dem Niederschlagsereignis 2 (4.7.14 von 21:15 bis am 5.7.14 um 11:00) an Wehr 3. Angaben in Winterzeit. Die Linien entsprechen dem hypothetischen Verlauf der Deuterium Durchgangskurve, respektive der D-Excess Durchgangskurve zwischen den Datenpunkten.

Zum Schluss wird Deuterium im Bach während Niederschlagsereignis 2 untersucht (Abbildung 44). Ca. 45 min nach Niederschlagsbeginn (22:00) steigt der D-Excess deutlich an. 5 min zuvor werden deutlich angereicherte Deuterium δ -Werte gemessen. Letzterer wird durch die angereicherte Deuterium-Isotopensignatur im Niederschlag hervorgerufen (**4.7.14 von 21:15 bis 23:15: -48,83 ‰; 4.7.14 von 23:15 bis am 5.7.14 um 9:00: -54,72 ‰**). Um 22:20 fällt der D-Excess ruckartig ab, wohingegen der Deuterium δ -Wert nur leicht abfällt. Es bleibt also festzuhalten, dass auch 1,5 Monate nach dem Tracerexperiment noch Restmengen an verdünntem Deuterium angereichertem Wasser in den Bach mobilisiert werden. Die Fließdauer zum D-Excess-Peak (ca. 45 min) entspricht in etwa der „Peak-Fließzeit“ von Uranin bei dessen Erstauftrag. Obschon angereichertes Deuterium-Wasser bachnah zur Verfügung steht, werden keine verkürzten Fließzeiten gemessen. Aus dem Grund ist der SSF (*subsurface storm flow*) der Uferzone im Bereich der Piezometer wahrscheinlich zu vernachlässigen.

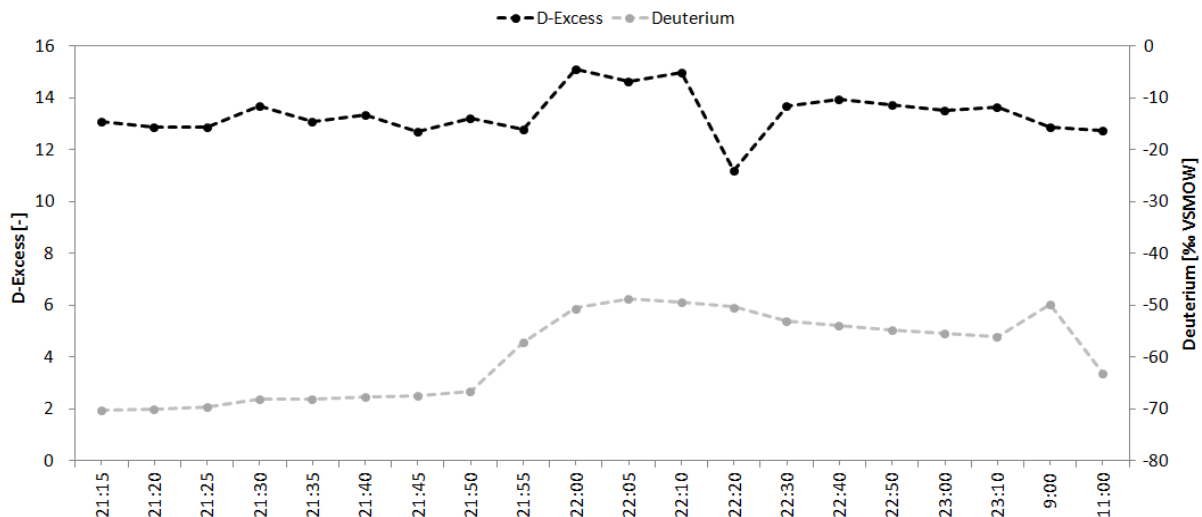


Abbildung 44: Deuterium - und D-Excess-Durchgangskurve während dem Niederschlagsereignis 2 (4.7.14 von 21:15 bis am 5.7.14 um 11:00) an Wehr 3. Angaben in Winterzeit. Gestrichelte Linien entsprechen dem hypothetischen Verlauf der Deuterium Durchgangskurve, respektive der D-Excess Durchgangskurve zwischen den Datenpunkten.

Salz

Um 20:50 wurde 60 kg Salz in einer Arbeitsbreite (6,4 m) und in einem Abstand von ca. 11 m zum Bach über eine Strecke von ca. 200 m aufgebracht. Während dem Experiment wurden keine markanten Änderungen der elektrischen Leitfähigkeit im Bach gemessen (Abbildung 45). Erst ca. 22 h (21.5.14 17:00) später, steigt die elektrische Leitfähigkeit kurzzeitig deutlich an. Dieser Anstieg erfolgte ohne Niederschlagsinput. Über den gesamten in Abbildung 45 angegebenen Zeitraum wurde kein Niederschlag gemessen. Deswegen entstand auch der zweite Peak (22.5.14

von 15:00 bis 17:00) unbeeinflusst vom Niederschlag. Eine konkrete Aussage darüber, ob diese Peaks durch die vorangegangene Salzberegnung hervorgerufen werden, oder durch eine Zuleitung von Abwässern landwirtschaftlicher Herkunft in den Bach, ist nicht zu tätigen.

Abwässer scheinen allerdings die plausiblere Ursache für die Bildung der Peaks zu sein. Grund zu dieser Annahme geben die höheren Werte der elektrischen Leitfähigkeit von Wehr 1. Durch die Fließrichtung des Grundwassers dürfte, wie bereits mit Uranin festgestellt wurde, sich der Wert an Wehr 1 unter dem der anderen Wehre befinden. Liegen die Werte umgekehrt vor, so bedeutet dies wahrscheinlich, dass oberhalb der Abflussmessstationen Abwasser über ein Rohr eingeleitet und über die Fließstrecke zu Wehr 3 kontinuierlich verdünnt wurde. Daraus würde sich schließen, dass die Salzberegnung nicht im Bach nachzuweisen war. Ebenso wies die elektrische Leitfähigkeit im Grund – und Bodenwasser keine Auffälligkeiten auf. Hier gilt somit dieselbe Quintessenz wie aus dem Deuterium-Versuch, die Einspeisemenge für eine signifikante Nachweisbarkeit zu erhöhen.

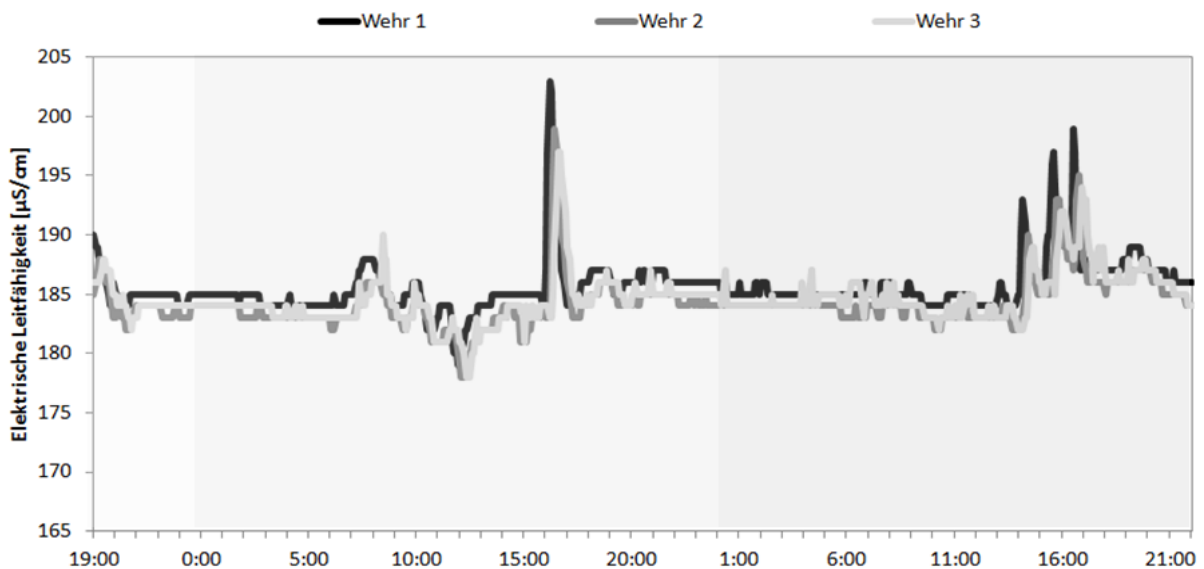


Abbildung 45: Elektrische Leitfähigkeit während und nach dem Tracerexperiment im Bach (Vom 20.5.14 um 19:00 bis am 22.5.14 um 22:00). Graue Bereiche unterteilen die einzelnen Tage. Angaben in Winterzeit.

5. Diskussion

In diesem Kapitel werden nun die in Kapitel 1 aufgestellten Hypothesen nacheinander untersucht und beantwortet.

Hypothese 1: GWR spielt die dominante Rolle in der Abflussdynamik im Untersuchungsgebiet.

Das GWR ist ein abflussbildender Grundwasserfluss, der durch akkumulierende Niederschlagsinfiltration in der Uferzone hervorgerufen wird. Es handelt sich um eine „Grundwasserwelle“, die durch ihren höheren hydraulischen Gradienten meist schnell abflusswirksam wird. Typisches Merkmal eines solchen Fließprozesses ist die primäre Erhöhung des Grundwasserspiegels in der Uferzone, bevor es zum Anstieg im Hangbereich kommt. Die 13 m zum Bach entfernte Grundwassermessstation 1 sollte somit einen späteren Grundwasseranstieg erfahren, als die Grundwassermessstationen in der Uferzone (3 m zum Bach). Noch schneller abflusswirksam als die „Grundwasserwelle“ sind das *transmissivity feedback* und der *interflow*. Beide werden zum SSF gezählt. Dadurch, dass sich in der Uferzone in einer Bodentiefe von ca. 50 cm eine hydraulisch schlecht leitende Bodenschicht befindet und der Grundwasserspiegel im Hangbereich die Bodenoberfläche nie erreicht hat, werden die Grundwasserspiegelhöhen in 100 cm Bodentiefe der Grundwassermessstationen GW1-100, GW2-100 und GW3-100 unter die Lupe genommen (Abbildungen 46 bis 48).

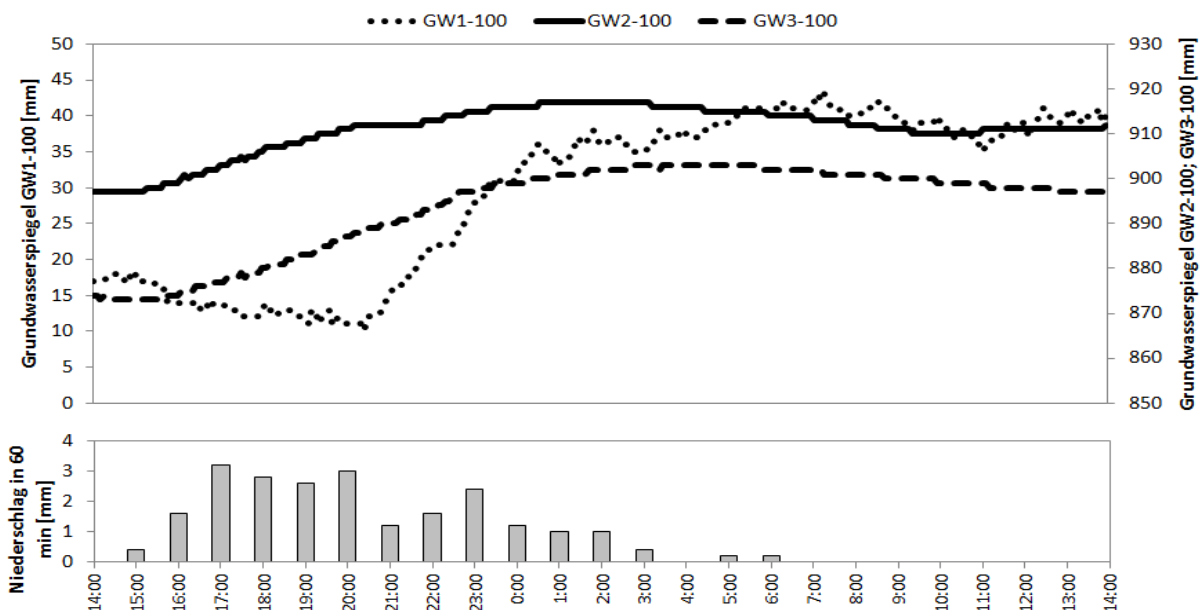


Abbildung 46: Grundwasserspiegelhöhen in 100 cm Tiefe während Niederschlagsereignis am 16. bis 17. Januar 2014 mit Niederschlagssummen aus aufsummierten Niederschlägen der letzten 60 Minuten. Angaben in Winterzeit.

Im Januar 2014 (Abbildung 46) fand ein Regenereignis von ca. 23 mm in 27 Stunden statt. Es war keine Schneedecke vorhanden, deswegen handelte es sich nicht um ein sogenanntes „Rain on Snow Event“. In der Uferzone (GW2-100 und GW3-100) wurden vor Ereignisbeginn 874 mm (GW3-100) und 897 mm (GW2-100) Wassersäule in einer 1000 mm Bodentiefe gemessen. Daraus resultiert ein ufernaher Grundwasserstand von 103 – 126 mm unter Geländeoberkante (Flurabstand). Im Falle eines solch hohen ufernahen Grundwasserstandes ist die Distanz vom infiltrierenden Regen zum Grundwasserspiegel (Flurabstand) hier deutlich geringer, als die Distanz zum Grundwasserspiegel im Hangbereich (GW1-100). Hier beträgt der Flurabstand ca. 990 mm. Der Unterschied des Flurabstands lässt sich auch aus dem zeitlichen Aspekt des primären Grundwasseranstiegs heraus lesen. An GW2-100 und GW3-100 werden um ca. 16:00 bereits ansteigende Grundwasserstände aufgezeichnet (ca. 1 h nach Niederschlagsbeginn), wohingegen an GW1-100 erst ein deutlicher Grundwasseranstieg um 20:30 gemessen wurde (ca. 5,5 h nach Niederschlagsbeginn). Zumindest unter diesen Vorbedingungen scheint GWR im Untersuchungsgebiet aufzutreten.

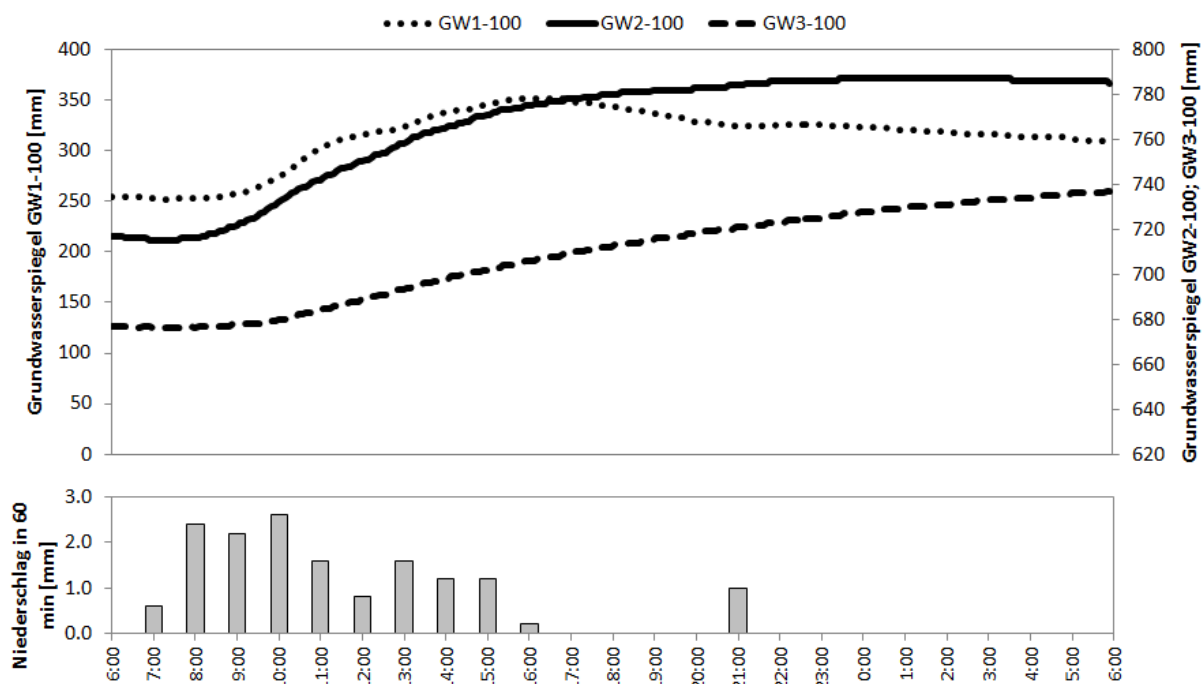


Abbildung 47: Grundwasserspiegelhöhen in 100 cm Tiefe während Niederschlagsereignis vom 22. bis 23. März 2014 mit Niederschlagssummen aus aufsummierten Niederschlägen der letzten 60 Minuten. Angaben in Winterzeit.

Das zweite Regenereignis fand vom 22. bis 23. März 2014 statt. Es wurden ca. 15 mm Niederschlag in 14 Stunden aufgezeichnet. Auch hier war keine Schneedecke vorhanden. Im Gegensatz zum vorherigen Ereignis, traten niedrigere initiale Grundwasserstände in der Uferzone auf (**GW2-100: 717 mm; GW3-100: 667 mm**), wohingegen am GW1-100 deutlich

höhere Grundwasserstände (254 mm) vor Ereignisbeginn aufgezeichnet wurden. Aus diesem Grund ist der Unterschied des Flurabstandes in der Uferzone im Vergleich zum Hangbereich deutlich geringer (ca. 450 mm). Trotzdem sollten die 450 mm genau wie in Abbildung 46 einen zeitlichen Versatz beim Erstanstieg des Grundwasserspiegels provozieren. Am Beispiel dieses Ereignisses tritt dieses Merkmal jedoch nicht auf. GW2-100 weist einen steigenden Grundwasserspiegel bereits nach 1,5 h auf, wohingegen in GW1-100 und GW3-100 der Grundwasserspiegel erst nach ca. 2 bis 3 h steigt. Es handelt sich somit einerseits um eine Verspätung im Erstanstieg des Grundwassers in der Uferzone und andererseits um ein frühzeitiges Ansteigen im Hangbereich. Aus diesem Grund beginnt der Erstanstieg des Grundwassers in allen drei Piezometern ungefähr gleich früh. GWR scheint also unter diesen Vorbedingungen nicht aufzutreten, beziehungsweise der Prozess weitet sich über einen größeren Bereich in Richtung Hang aus. Diese Behauptung müsste allerdings erst mit einer zusätzlichen Grundwassermessstation weiter hangaufwärts überprüft werden.

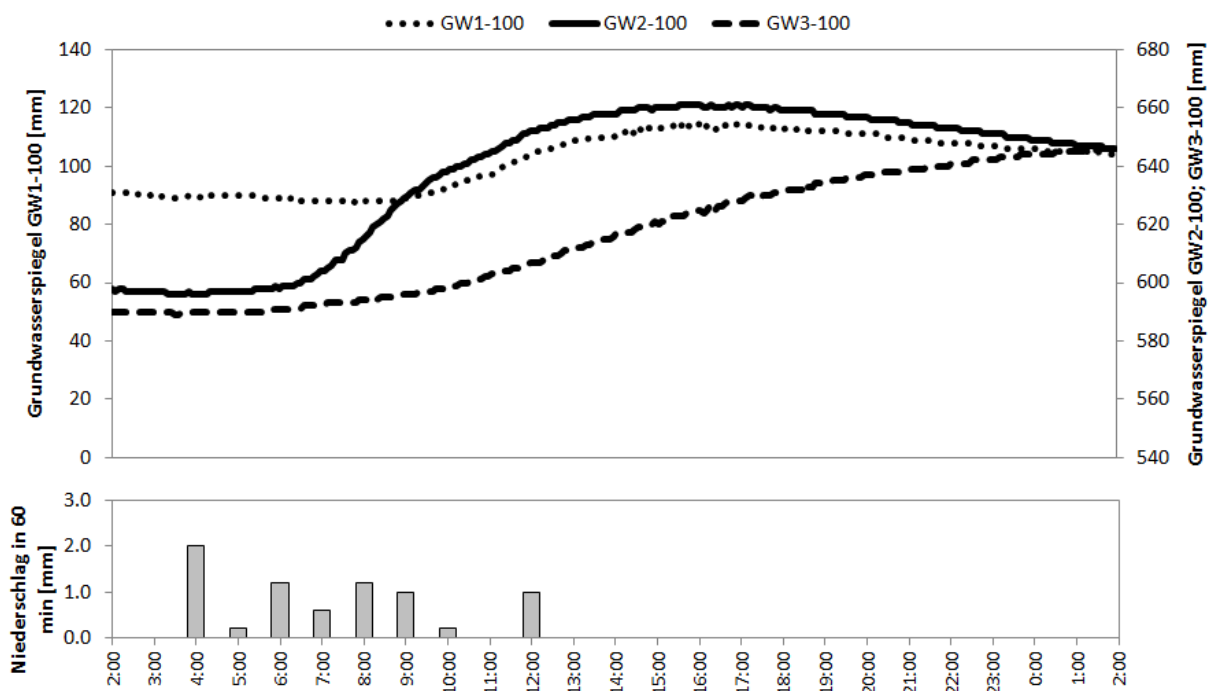


Abbildung 48: Grundwasserspiegellhöhen in 100 cm Tiefe während Niederschlagsereignis vom 8. bis 9. April 2014 mit Niederschlagssummen aus aufsummierten Niederschlägen der letzten 60 Minuten. Angaben in Winterzeit.

Ein drittes Regenereignis fand vom 8. bis 9. April 2014 statt. Insgesamt wurden in ca. 8 Stunden 7,4 mm gemessen (Abbildung 48). Dieses Ereignis zeichnet sich im Vergleich zum vorherigen Ereignis (vom 22. bis 23. März 2014) durch allgemein noch niedrigere initiale Grundwasserstände aus (**GW1-100**: 91 mm, **GW2-100**: 598 mm und **GW3-100**: 590 mm). Daraus resultiert ein Unterschied im Flurabstand zwischen Uferzone und Hangbereich von ca. 500 mm, also einem

ähnlichen Wert wie beim vorherigen Ereignis (450 mm). Aus diesem Grund sollte der Erstanstieg aller drei Grundwassermessstationen ebenfalls wie beim vorherigen Ereignis etwas gleichzeitig stattfinden. Dieses Verhalten kann allerdings am Beispiel von diesem Ereignis (vom 8. bis 9. April 2014) nicht beobachtet werden. Es werden wiederum noch spätere Erstanstiege der Grundwasserstände an GW2-100 und GW3-100 nach Niederschlagsbeginn aufgezeichnet (ca. 3-4 h), welche durch den größeren Flurabstand hervorgerufen werden. Jedoch existiert ein noch größerer zeitlicher Versatz bei GW1-100 (ca. 6,5 h), ebenfalls etwas höher im Vergleich zum Januar-Niederschlagsereignis (ca. 5,5 h bei einem initialen Grundwasserstand von 10 mm, Abbildung 46). Am Beispiel von diesem April-Niederschlagsereignis lässt sich also wieder das GWR beobachten. Nun gilt es herauszufinden, ob ein Zusammenhang zwischen initialen Grundwasserständen und dem zeitlichen Versatz von Niederschlagsbeginn zum Erstanstieg des Grundwasserspiegels besteht. Hierfür werden die in Tabelle 18 vorhandenen Eckdaten der einzelnen Ereignisse herangezogen.

Tabelle 18: Initiale Grundwasserstände und Zeitpunkt des Niederschlagsbeginns von 8 Niederschlagsereignissen (> 5 mm / Tag). „/“ bedeutet keine Messung möglich. Differenz: zeitlicher Versatz zwischen Niederschlagsbeginn ($\geq 0,4$ mm / 10 min) und Grundwasseranstieg ($\Delta \geq 3$ mm / 60 min). Angaben in Winterzeit.

Niederschlagsereignis	Initiale Grundwasserspiegelhöhen [mm]			Niederschlagsbeginn		
	GW1-100	GW2-100	GW3-100			
16. bis 17. Januar 2014	17	897	874	15:10		
22. bis 23. März 2014	254	717	677	7:00		
8. bis 9. April 2014	91	598	590	3:15		
30. April 2014	106	608	661	9:45		
7. Mai 2014	212	688	680	5:30		
23. bis 24. Juni 2014	0	327	291	10:45		
20. Juli 2014	299	748	622	12:30		
24. Juli 2014	450	845	817	13:40		
Niederschlagsereignis	Zeitpunkt Grundwasserspiegelanstieg			Differenz [min]		
	GW1-100	GW2-100	GW3-100	GW1-100	GW2-100	GW3-100
16. bis 17. Januar 2014	20:50	16:15	16:30	340	65	80
22. bis 23. März 2014	8:50	8:30	9:50	110	90	170
8. bis 9. April 2014	9:40	6:30	7:30	365	195	255
30. April 2014	12:55	10:40	12:40	190	55	175
7. Mai 2014	7:45	7:25	7:50	195	115	200
23. bis 24. Juni 2014	/	0:05	3:05	/	800	980
20. Juli 2014	14:00	13:00	14:40	90	30	130
24. Juli 2014	14:05	13:55	14:05	25	15	25

Man erkennt, dass die initialen Grundwasserspiegelhöhen von GW3-100 vor jedem hier aufgeführten Niederschlagsereignis unter denen von GW2-100 liegen. Daraus resultiert ein mehr oder minder größerer zeitlicher Versatz zwischen Niederschlagsbeginn und Grundwasseranstieg bei GW3-100 im Vergleich zu GW2-100. Bei hohen Grundwasserständen an GW1-100 werden

sogar kürzere zeitliche Versätze erreicht, als an GW3-100, obschon der Flurabstand an GW3-100 jedes Mal geringer ist. Der lineare Zusammenhang zwischen Flurabstand und zeitlichem Versatz der drei Grundwassermessstationen für alle 8 Niederschlagsereignisse ist aus Abbildung 49 zu entnehmen.

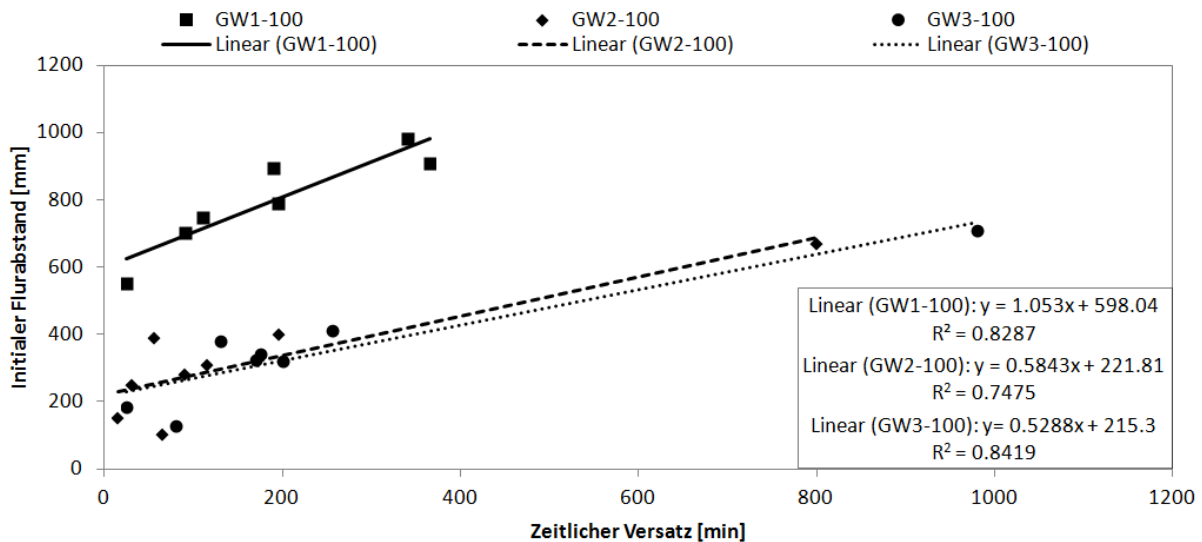


Abbildung 49: Linearer Zusammenhang zwischen zeitlichem Versatz (Niederschlagsbeginn → Grundwasseranstieg) und initialem Flurabstand für GW1-100, GW2-100 und GW3-100 für die 8 Niederschlagsereignisse (aus Tabelle 18).

Für alle drei Stationen wird ein relativ hohes Bestimmtheitsmaß erreicht. Somit besteht ein linearer Zusammenhang zwischen Flurabstand und zeitlichem Versatz zwischen Niederschlagsbeginn zum Grundwasseranstieg. Durch den fast doppelt so steilen Zusammenhang an GW1-100, steigt der zeitliche Versatz bei größer werdendem Flurabstand fast doppelt so schnell wie bei GW2-100 und GW3-100. Andersrum ausgedrückt werden auch doppelt so schnell bei geringer werdenden Flurabständen kleinere zeitliche Versätze im Vergleich zu GW2-100 und GW3-100 gemessen. Aus dem Grund werden an GW1-100 bei Flurabständen < 800 mm beim selben Niederschlagsereignis kleinere zeitliche Versätze aufgezeichnet als an GW3-100, obschon der Flurabstand selber noch höher ist als an GW3-100 und GW2-100.

Somit kann man festhalten, dass GWR im Untersuchungsgebiet zumindest bei Flurabständen > 800 mm (gemessen an GW1-100) auftritt. Verringert sich der Flurabstand, so weitet sich die „Grundwasserwelle“ vermutlich weiter in Richtung Hang aus. Nun stellt sich die Frage, inwiefern der Grundwasserspiegel und das Abflussverhalten miteinander korrelieren, was wiederum Rückschlüsse auf den anteilhaft vorkommenden SSF ermöglicht. Hierfür wird zunächst das Niederschlagsereignis 1 (23.5.14) ein weiteres Mal herangezogen. In Abbildung 50 erkennt man

sehr deutlich, dass der Abfluss sehr schnell nach Niederschlagsbeginn ansteigt. Wie wir jetzt wissen, ist der Zeitpunkt des Grundwasserspiegelanstiegs abhängig vom Flurabstand. Erst um ca. 7:00 steigt der Grundwasserspiegel an Station 2 markant an. Der zeitliche Versatz entspricht in etwa 3,5 h. Zu der Zeit ist der Wasserstand im Bach bereits fast auf den Anfangstand zurückgefallen. Dies bedeutet, dass es bis 7:00 an diesem Gewässerabschnitt nicht zu GWR kam. Fast das gesamte Direktabflussvolumen wird somit durch einen anderen Prozess produziert.

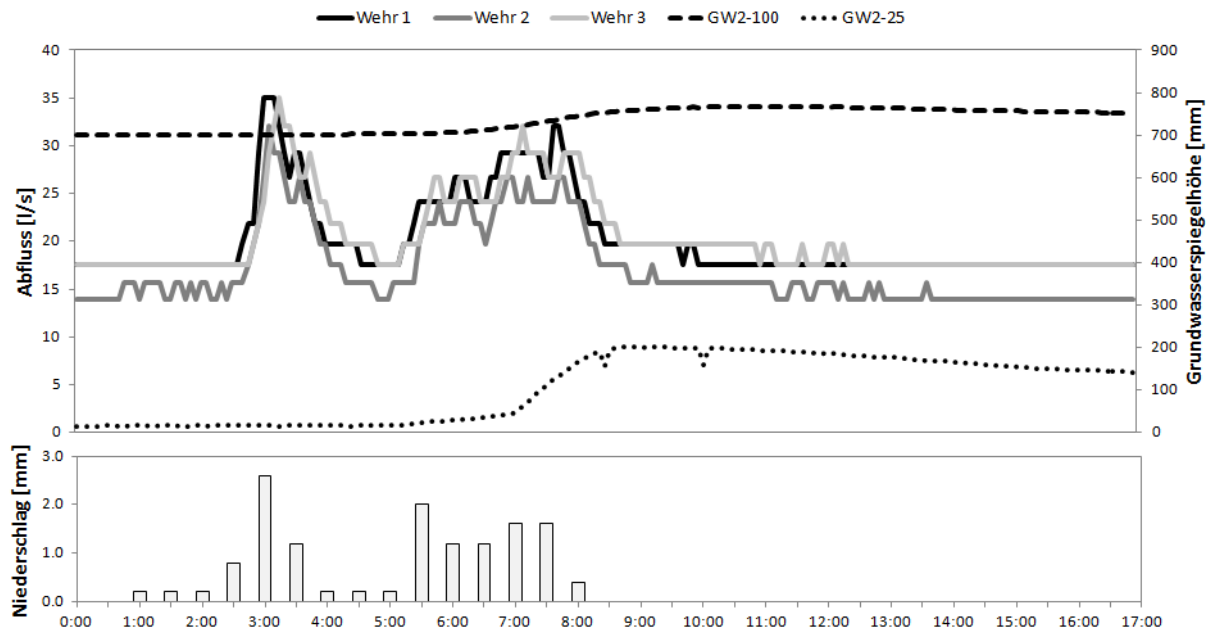


Abbildung 50: Überblick über Abfluss (Wehr 1 bis 3) und Grundwasserstand (GW2) von Niederschlagsereignis 1 (23.5.14) mit niedrigen initialen Grundwasserspiegelhöhen. Niederschlagsbeginn (> 0,4 mm / 10 min) um 3:30. Angaben in Winterzeit.

Im Gegensatz zu diesem Niederschlagsereignis mit vergleichsweise niedrigen initialen Grundwasserspiegelhöhen, untersuchen wir nun ein Ereignis mit höheren initialen Grundwasserständen (Abbildung 51).

Auf Anhieb erkennt man den deutlich früheren Grundwasserspiegelanstieg nach Niederschlagsbeginn. Hier wird ein zeitlicher Versatz von 65 bis 80 min gemessen, wohingegen am Beispiel von Niederschlagsereignis 1 (23.5.14) ca. 210 min aufgezeichnet wurden. Daraus resultiert ein vom Grundwasserstand abhängiges unterirdisches Abflussverhalten im Untersuchungsgebiet. Am Beispiel des Januar-Ereignisses trägt die Grundwasserinfiltration in den Bach, durch den Aufbau eines erhöhten hydraulischen Drucks (GWR), deutlich mehr zum Direktabfluss bei, als bei Ereignis 1.

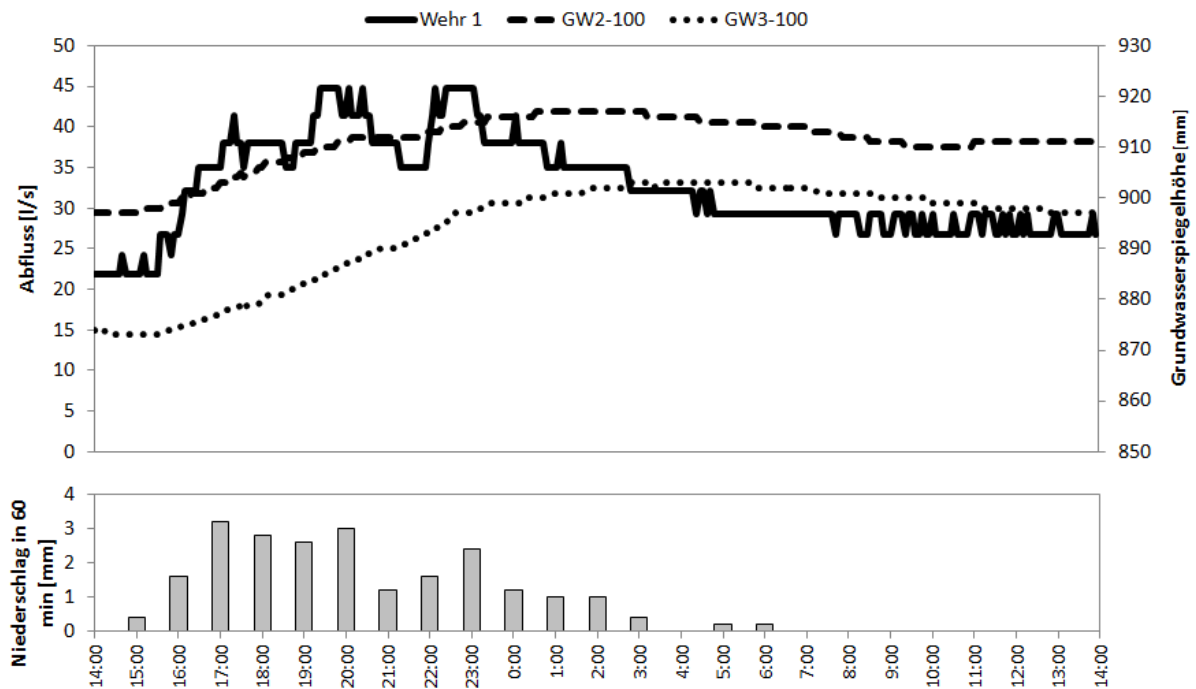


Abbildung 51: Überblick über Abfluss (Wehr 1) und Grundwasserstand (GW2-100 und GW3-100) von einem Niederschlagsereignis aus dem Januar (16. bis 17. Januar 2014) mit hohen initialen Grundwasserspiegelhöhen. Niederschlagsbeginn (> 0,4 mm / 10 min) um 15:10. Angaben in Winterzeit.

In Abbildung 50 (Ereignis 1) erkennt man keine zeitlichen und mengenmäßigen Unterschiede im Abflussverhalten der drei Wehre. Deswegen kann man davon ausgehen, dass es auf der Strecke zwischen Wehr 1 und Wehr 3 (ca. 110 m) zu keiner Wasservolumenzunahme im Bach gekommen ist. Aus diesen Gründen kann man festhalten, dass es in diesem Gewässerabschnitt nur eine geringe Anzahl an schnellen Fließwegen zum Bach existieren (*transmissivity feedback* bzw. *interflow*). SSF trägt im Untersuchungsgebiet vermutlich also nur unverhältnismäßig zu den beiden Abflusspeaks bei. Der Silikat-Gehalt und das ^{18}O -Isotopenverhältnis während Ereignis 1 zeigen allerdings das Ankommen eines schnellen Eintragspfades auf. Dieses Wasser muss sich somit bereits vor Wehr 1 im Bach befinden. Im Kopfeinzugsgebiet des Seelbachs (Oberirdische Einzugsgebietsfläche oberhalb von Wehr 1: ca. 0,5 km²) ist das Gelände in Bachnähe deutlich steiler und enger, weswegen die unterirdischen Fließwege hier vermutlich schneller und kürzer sind. Der Niederschlag erreicht den Bach im Kopfeinzugsgebiet somit früher als im Untersuchungsgebiet und induziert dadurch den Abflusspeak auf der Höhe des Untersuchungsgebietes. Das Abflussverhalten im Untersuchungsgebiet wird also wahrscheinlich von den Fließprozessen im Kopfeinzugsgebiet überprägt. Diese Beobachtung gilt zumindest für niedrige Grundwasserstände. Man kann davon ausgehen, dass es aufgrund der steileren Hänge hauptsächlich zu SSF im Kopfeinzugsgebiet kommt. Die Existenz von Fließwegen mit kurzer Verweilzeit im Boden und wahrscheinlich hohen Niederschlags-Abflusskoeffizienten, die den frühen Abflusspeak (ca. 30 min nach Niederschlagsbeginn) im Untersuchungsgebiet produzieren

gilt als sehr wahrscheinlich. Der Anteil an Grundwasserinfiltration in den Bach (GWR) wird im Untersuchungsgebiet vermutlich erst ab 7:00 relevant. Zu dem Zeitpunkt fällt der Wasserstand im Bach bereits fast auf den Vorereignis-Wasserstand zurück. Nach der Herausbildung einer markanten Grundwassererhöhung sinkt der Wasserstand im Bach weiter ab. Aus dem Grund ist auch der Abflussbeiwert von GWR im Untersuchungsgebiet bei niedrigen Grundwasserständen sehr begrenzt. Die Kreation eines höheren hydraulischen Gradienten hat keinen sichtbaren Einfluss auf den Wasserstand im Bach ($\Delta < 1 \text{ cm}$).

Schlussfolgernd kann man also festhalten, dass bei niedrigen Grundwasserständen weder SSF, noch GWR sichtbare Einflüsse auf das Abflussverhalten im Untersuchungsgebiet haben. Der Basisabfluss scheint bei diesen Bedingungen sehr dominant. Bei höheren initialen Grundwasserständen dreht sich das Bild komplett um. Hier treten zeitgleich zum Abflusspeak auch höhere Grundwasserspiegelhöhen auf. Einerseits scheint durch den geringeren Flurabstand und andererseits durch den Aufbau eines höheren hydraulischen Drucks Richtung Bach, das GWR im Vergleich zum SSF anteilhaft einen deutlich stärkeren Einfluss auf die Abflussdynamik haben. Beide Faktoren können den SSF stärker verhindern und bevorteiligen automatisch den GWR.

Die Hypothese muss somit bei niedrigen Grundwasserständen verworfen werden, weil weder GWR, noch SSF im Untersuchungsgebiet unter diesen hydrologischen Vorbedingungen signifikant auftraten. Es steht jedoch fest, dass beide Prozesse existieren. Die Uranin-Durchgangskurve mit schnellem Durchbruch (21 min) und kurzer Peak-Fließzeit (44 min) beweist die Präsenz schneller Fließwege (SSF), die auf *interflow* und *transmissivity feedback* zurückzuführen sind. Auch GWR konnte bereits bewiesen werden (Abbildungen 46 und 48). Bei geringem Flurabstand kann die Hypothese allerdings akzeptiert werden, weil der hohe Grundwasserstand einerseits ein schnelles Abfließen durch Makroporen oberhalb des Grundwasserspiegels (*transmissivity feedback*) verhindert und andererseits der erhöhte hydraulische Druck ein Abflussanstieg hervorruft (GWR). Diese Aussage gilt zumindest für das Untersuchungsgebiet. Das Kopfeinzugsgebiet weist ein vermutlich anderes unterirdisches Fließverhalten auf. Hier wird wahrscheinlich der SSF (*interflow* und *transmissivity feedback*) durch die steileren Hänge dominieren.

Hypothese 2: Unter trockenen Vorbedingungen (niedriger Grundwasserstand; niedrige Bodenfeuchte) trägt der SSF relativ viel zum Abfluss bei im Vergleich GWR. Unter feuchten Vorbedingungen (hoher Grundwasserstand; hohe Bodenfeuchte) spielt der SSF im Vergleich zum GWR eine gleichwertige Rolle.

Obschon wir herausgefunden haben, dass SSF und GWR im Untersuchungsgebiet bei niedrigen Grundwasserständen nur schwach abflusswirksam sind, spielt vermutlich der SSF im Kopfeinzugsgebiet durch die steilen Hänge eine dominante Rolle für das Abflussverhalten auf der Höhe des Untersuchungsgebietes (Abbildung 50). Durch den kurzen zeitlichen Versatz zwischen Niederschlagsbeginn und ansteigendem Wasserstand im Bach (ca. 30 min) resultiert der produzierte Direktabfluss unter diesen hydrologischen Vorbedingungen vermutlich ausschließlich aus dem SSF des Kopfeinzugsgebiets.

Nun gilt es zu ermitteln inwiefern der SSF durch die hydrologischen Vorbedingungen (Grundwasserstand und Bodenfeuchte) gesteuert wird. Es ist davon auszugehen, dass größere Flurabstände den SSF bevorteiligen, weil die Möglichkeit der Bildung von vernetzten Makroporen oberhalb des Grundwasserspiegels zunehmen kann (*transmissivity feedback*). Diese Annahme sollte auch für das Kopfeinzugsgebiet gelten. Aus dem Grund werden nun einige Niederschlagsereignisse auf ihren Direktabflussindex (DFI) untersucht. Der DFI könnte stark mit der Niederschlagsintensität und -menge korrelieren, weswegen eine Aussage über eine Korrelation mit den initialen Flurabständen nur schwer möglich ist. Aus dem Grund wird nur der Zeitpunkt des primären Abflussanstiegs nach Niederschlagsbeginn untersucht. Sollte dieser Zeitpunkt sich mit zunehmendem Flurabstand verringern, wäre das ein Hinweis für vermehrt stattfindenden SSF durch vernetzte Makroporen. Die Verweilzeit des Niederschlagswassers in Makroporen oberhalb des Grundwasserspiegels ist kürzer, als im Grundwasser.

Es wird angenommen, dass die hydrologischen Vorbedingungen im Untersuchungsgebiet ähnlich variieren, wie im Kopfeinzugsgebiet. In Tabelle 19 werden die hydrologischen Vorbedingungen, der Direktabflussindex und der zeitliche Versatz zwischen Niederschlagsbeginn und Abflussanstieg aufgelistet. Der DFI schwankt von 15 bis 29 %. Der zeitliche Versatz von Niederschlagsbeginn zu Abflussanstieg ($> 2 \text{ l/s}$) variiert zwischen 15 bis 55 min.

Tabelle 19: Initiale Grundwasserstände und Bodenfeuchte von 10 Niederschlagsereignissen ($> 5 \text{ mm} / \text{Tag}$), mit berechnetem DFI an Wehr 1 (Ereignisbeginn ab einem Niederschlag von $0,4 \text{ mm} / 10 \text{ min}$, Ereignisende bei erneutem Erreichen des Anfangsabflusswertes) und dem zeitlichen Versatz des primären Abflussanstiegs ($> 2 \text{ l/s}$, entspricht $> 1 \text{ cm}$). „/“ bedeutet keine Messung möglich.

Niederschlags-Ereignis	Initiale Grundwasser-spiegelhöhen [mm]		Initiale Bodenfeuchte [%]		DFI [%]	Niederschlag [mm]	Zeit zum Abfluss-anstieg [min]
	GW2-100	GW3-100	B4-10	B4-30			
16. bis 17.1.14	897	874	48.2	58.3	20	22.8	25
22. bis 23.3.14	717	677	48.1	57.4	21	14.2	35
8. bis 9.4.14	598	590	48.1	57.2	23	7.4	25
30.4.14	608	661	47.3	57.7	23	36.8	25
7.5.14	688	680	48.3	57.1	18	13.6	35
23.5.14	681	/	47.2	56.9	22	13.0	25
23. bis 24.6.14	327	291	45.3	47.8	28	17.4	20
7. bis 8.7.14	718	643	46.7	55.1	29	15.6	55
20.7.14	748	622	48.1	55.2	19	9.4	30
24.7.14	845	817	46.2	56.5	15	13.4	15

Nun gilt es zu untersuchen, ob der zeitliche Versatz in Beziehung mit den hydrologischen Vorbedingungs-Parametern steht (Abbildung 52). Durch Betrachtung der Punktwolken aller vier Vorbedingungs-Parameter, lässt sich sofort erkennen, dass keine Beziehung zum zeitlichen Versatz besteht. Das maximal erreichte Bestimmtheitsmaß liegt bei 0,05.

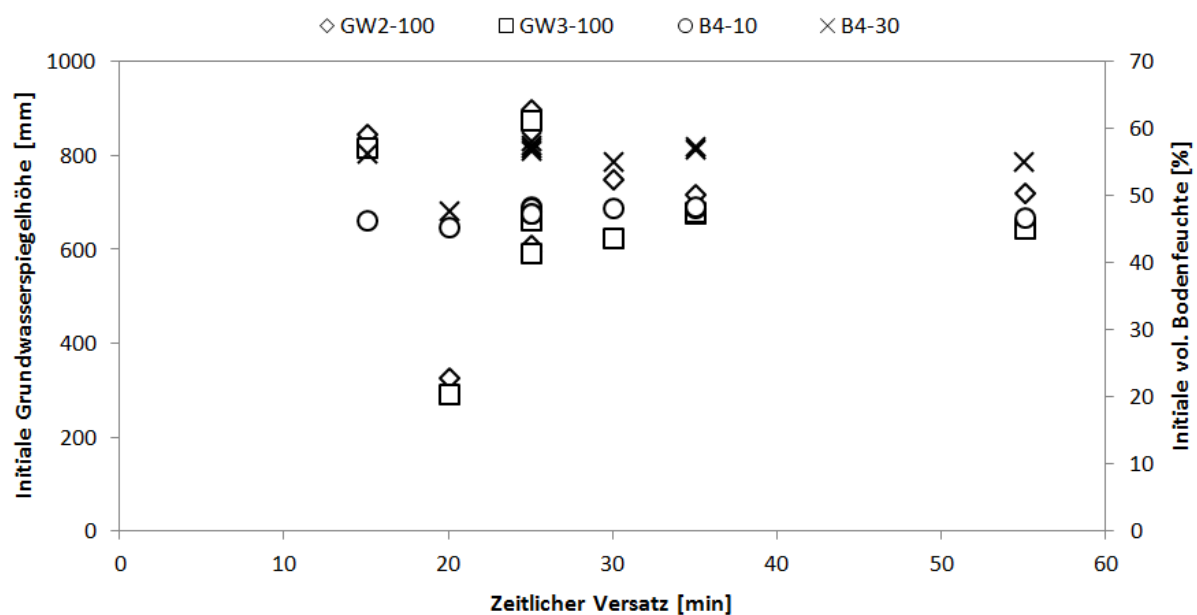


Abbildung 52: Zusammenhang zwischen zeitlichem Versatz von Niederschlagsbeginn ($\geq 0,4 \text{ mm} / 10 \text{ min}$) zu primärem Abflussanstieg ($> 2 \text{ l/s}$) und initialen Grundwasserspiegelhöhen (GW2-100 und GW3-100) und initialen volumetrischen Bodenfeuchten (B4-10 und B4-30) aus 10 Niederschlagsereignissen (aus Tabelle 19).

Weder Vorfeuchte noch initialer Flurabstand korrelieren somit mit dem zeitlichen Versatz des primären Abflussanstiegs nach Niederschlagsbeginn. Aus dem Grund können keine Aussagen über die Anteile an SSF im Direktabfluss zu unterschiedlichen hydrologischen Vorbedingungen

getroffen werden. Außerdem kann bewiesen werden, dass *transmissivity feedback* mit größer werdendem Flurabstand nicht signifikant ansteigt, sondern sich scheinbar unabhängig davon verhält. Es scheint Einflussfaktoren zu geben, die den DFI und den zeitlichen Versatz kontrollieren und den Einfluss aller weiteren hydrologischen Eingangsparameter überprägen. Um welche Faktoren es sich handelt wird in Hypothese 4 versucht zu beantworten. Hypothese 2 muss also verworfen werden.

Hypothese 3: Es gibt einen kritischen Schwellenwert für Grundwasserstand und/oder Bodenfeuchte, der beide Abflussbildungsprozesse (GWR und SSF) im Untersuchungsgebiet kontrolliert.

Nachdem bereits ermittelt wurde, dass der initiale Grundwasserstand mit dem zeitlichen Versatz des primären Grundwasserspiegelanstiegs nach Niederschlagsbeginn korreliert (Pearson Korrelationskoeffizienten an GW1-100, GW2-100 und GW3-100 von mehr als 0,86) muss nun die Beziehung dieses zeitlichen Versatzes mit der initialen Bodenfeuchte in B4-10 und B4-30 angehängt werden (Abbildung 53). Diese Bodenfeuchtesensoren befinden sich in unmittelbarer Nähe zum Piezometer an Standort GW3-100, weswegen der errechnete zeitliche Versatz nur von GW3-100 relevant ist.

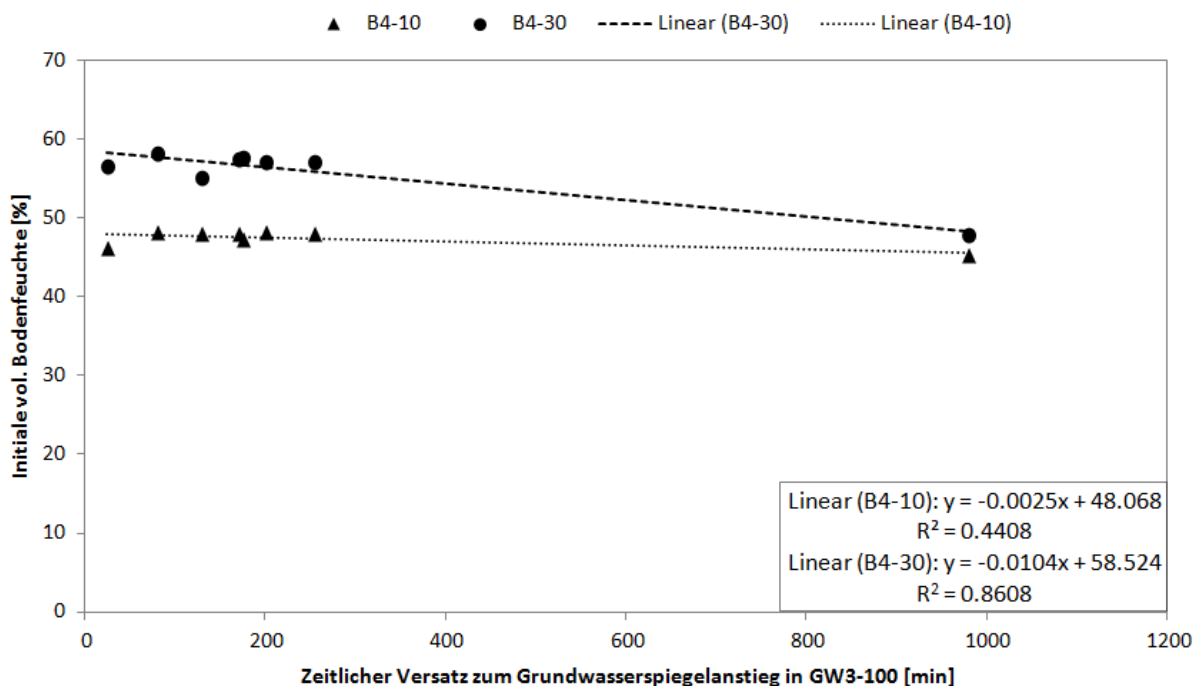


Abbildung 53: Linearer Zusammenhang zwischen zeitlichem Versatz (Niederschlagsbeginn → Grundwasseranstieg in GW3-100) und initialer volumetrischer Bodenfeuchte in B4-10 und B4-30 für die 8 Niederschlagsereignisse aus Tabelle 18.

Die Bodenfeuchte an der Messstation B4-10 korreliert nur sehr schwach mit dem zeitlichen Versatz ($R^2 = 0,44$), wohingegen die etwas tieferen Bodenfeuchtemessungen (B4-30) ähnlich stark mit dem zeitlichen Versatz zusammenhängen ($R^2 = 0,86$), wie der Flurabstand (Vgl. Abbildung 49). Dadurch, dass die Bodenfeuchte in der geringen Bodentiefe (**B4-10: 10 cm**) deutlich weniger mit dem zeitlichen Versatz korreliert, wie die in einer größeren Tiefe gemessenen Werte (**B4-30: 30 cm**), kann man davon ausgehen, dass die Bodenfeuchte weniger den zeitlichen Versatz kontrolliert und vom Grundwasserstand abhängig ist. Der Einfluss des Grundwassers ist in 30 cm Bodentiefe deutlich stärker, als in 10 cm Bodentiefe. Zeitweise wird sich der Sensor in 30 cm Bodentiefe auch im Grundwasser befinden. Der lineare Zusammenhang von initialem Grundwasserstand in GW3-100 und den in unmittelbarer Nähe gemessenen initialen volumetrischen Bodenfeuchten (B4-10 und B4-30) ist in Abbildung 54 abgebildet worden.

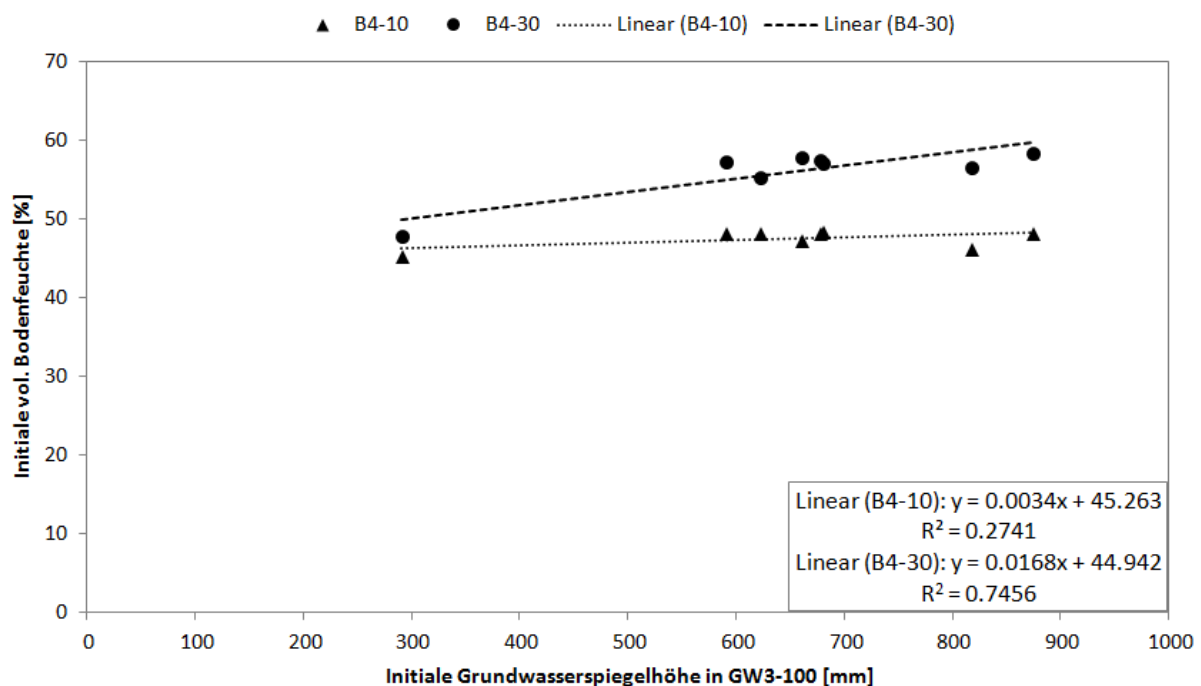


Abbildung 54: Linearer Zusammenhang zwischen initialem Grundwasserstand in GW3-100 und initialer volumetrischer Bodenfeuchte in B4-10 und B4-30 für die 8 Niederschlagsereignisse aus Tabelle 18.

Die bereits vorausgeahnte stärkere Korrelation der Bodenfeuchte in der tieferen Bodenschicht im Vergleich zur weniger tiefen Bodenschicht, lässt sich hier erkennen. Die Bodenfeuchtwerte in 10 cm Bodentiefe weisen eine sehr schwache Korrelation mit den Grundwasserständen auf ($R^2 = 0,27$). Die Bodenfeuchtwerte in 30 cm Bodentiefe hingegen korrelieren deutlich mit dem Grundwasserstand. Mit einem Bestimmtheitsmaß von 0,75 und dem damit einhergehende Pearson Korrelationskoeffizienten von 0,86 liegt die Korrelation beider hydrologischer Parameter jedoch auf einem geringeren Niveau als erwartet. Trotzdem bleibt festzuhalten, dass die

volumetrische Bodenfeuchte weniger die Ursache für den zeitlichen Versatz ist und mehr die Konsequenz aus der Grundwasserspiegelhöhe darstellt, genau wie die initiale Grundwasserspiegelhöhe der Auslöser des zeitlichen Versatzes zwischen Niederschlagsbeginn und primärem Grundwasseranstieg kontrolliert.

Die Quintessenz aus diesem Ergebnis bedeutet, dass lediglich der Grundwasserstand einen Schwellenwert ausbilden kann, der die Anteile an SSF und GWR kontrolliert. Dadurch, dass die konkreten Anteile von SSF und GWR aus dem Untersuchungsgebiet nur sehr schwer bestimmbar sind und die Bestimmung in meinen Augen anhand der vorhandenen Daten nicht möglich ist, bleibt nur die Möglichkeit übrig den Grundwasserstand-Schwellenwert zu berechnen. Er gibt den Wert an, ab dem der zeitliche Versatz von Niederschlagsbeginn zum primären Grundwasseranstieg so kurz ist, wie der zeitliche Versatz zum primären Abflussanstieg. Falls beide Zeiten identisch sind, ist davon auszugehen, dass während der gesamten Direktabflussperiode im Bach SSF und GWR stattfinden werden. Über den genauen Anteil der damit einhergehenden Verringerung des SSF ist keine konkrete Aussage möglich. Man kann lediglich behaupten, dass aufgrund der höher werdenden Grundwasserstände, der Anteil an SSF schrittweise abnehmen wird und ab dem Schwellenwert die maximale Grundwasserinfiltrationszeit für GWR für das Ereignis erreicht wird.

Für die Bestimmung dieses Schwellenwertes wird aus der linearen Regression zwischen initialem Flurabstand und dem zeitlichen Versatz von Niederschlagsbeginn ($\geq 0,4 \text{ mm} / 10 \text{ min}$) zum primären Grundwasseranstieg ($\Delta \geq 3 \text{ mm} / 60 \text{ min}$) für GW1-100, GW2-100 und GW3-100 (Abbildung 49) der nötige Flurabstand errechnet um einen zeitlichen Versatz von 29 min zu erreichen. 29 min entsprechen dem Mittelwert aus der in Tabelle 19 aufgelisteten Dauer bis der Niederschlag primär abflusswirksam wird ($> 2 \text{ l/s}$) (Tabelle 19 Spalte 8).

GW1-100: $1.053 * 29 + 598.04 = 629 \text{ mm}$

GW2-100: $0.5843 * 29 + 221.81 = 239 \text{ mm}$

GW3-100: $0.5288 * 29 + 215.3 = 231 \text{ mm}$

Mittelwert für eine Grundwassermessstelle mit ca. 3 m Entfernung zum Bach: **235 mm**

Bei einem Flurabstand von $\leq 235 \text{ mm}$ gemessen an Standort GW2-100 und GW3-100, welche sich in einer Entfernung zum Bach von ca. 3 m befinden, wird GWR über die gesamte Direktabflussperiode abflusswirksam sein. Die gleiche Aussage gilt für Flurabstände $\leq 629 \text{ mm}$ an

Standorten mit ca. 13 m Entfernung zum Bach (GW1-100). Größere Flurabstände an den jeweiligen Standorten verspäten den Einsatz von GWR zum Bach.

Die Behauptung in Hypothese 3 über die Existenz eines Bodenfeuchte-Schwellenwertes, der die Abflussbildungsdynamik kontrolliert, muss verworfen werden. Gleichzeitig kann festgehalten werden, dass die initialen Grundwasserstände den Zeitpunkt des Einsatzes von GWR kontrollieren. Die Bestimmung eines Grundwasserstand-Schwellenwertes hinsichtlich des gleichzeitigen Auftretens von GWR mit dem Direktabfluss war möglich. Aus dem Grund kann man behaupten, dass der Grundwasserstand die Abflussbildungsdynamik im Untersuchungsgebiet kontrolliert.

Hypothese 4: Keine der in SCHNEIDER (2007) erwähnten „ereignisspezifischen Randbedingungen“ (Grundwasserstand, Vorfeuchte, Niederschlagssumme, Niederschlagsintensität und Niederschlagsdauer) spielt in der Abflussdynamik eine vorherrschende Rolle.

Es ist davon auszugehen, dass sich ein Einzugsgebiet auf der Grundlage von Einzugsgebiets-Parameter verhält (Gefälle, Fläche, Form, effektive Porosität, ...). Gleichzeitig wird die Abflussdynamik eines Baches aus einem Zusammenspiel von „ereignisspezifischen Randbedingungen“ (Grundwasserstand, Vorfeuchte, Niederschlagssumme, Niederschlagsintensität und Niederschlagsdauer) resultieren. Nun gilt es herausfinden, ob und in welchem Ausmaß die erwähnten Randbedingungen Einfluss auf die Abflussdynamik des Seelbachs erheben.

Wir haben bereits herausgefunden, dass die Vorfeuchte stark mit dem Grundwasserspiegel korreliert und keinen erkennbaren Zusammenhang mit der Abflussbildungsdynamik im Untersuchungsgebiet hat.

Das Grundwasser spielt eine erhebliche Rolle bei der Abflussdynamik, weil die Größe des Flurabstands den Zeitpunkt des Grundwasserspiegelanstiegs kontrolliert und somit ebenfalls der Beginn von verstärkter Grundwasserinfiltration im Untersuchungsgebiet steuert (GWR). Gleichzeitig spielt die Grundwasserspiegelhöhe keine signifikante Rolle bezüglich des zeitlichen Aspektes des primären Abflussanstiegs.

Nun stellt sich die Frage inwiefern, Niederschlagssumme, Niederschlagsintensität und Niederschlagsdauer die Abflussdynamik kontrollieren. Aus dem Grund werden die drei

niederschlagsspezifischen Randbedingungen im Hinblick auf mögliche Zusammenhänge mit dem DFI, der primären Abflusspeak-Amplitude, der primären Abflusssteigung, dem zeitlichen Versatz von Niederschlagsbeginn zum primären Abflussanstieg und zum primären Abflusspeak untersucht. Als Grundlage dienen die in Tabelle 19 aufgelisteten Niederschlagsereignisse.

Zu Beginn wird der Zusammenhang der Niederschlagsmenge und der Niederschlagsintensität mit dem DFI an Wehr 1 untersucht (Abbildung 55). Die Niederschlagsdauer jedes Ereignisses entspricht exakt der Dauer, die für die Berechnung der DFI zugrunde lag (Tabelle 19).

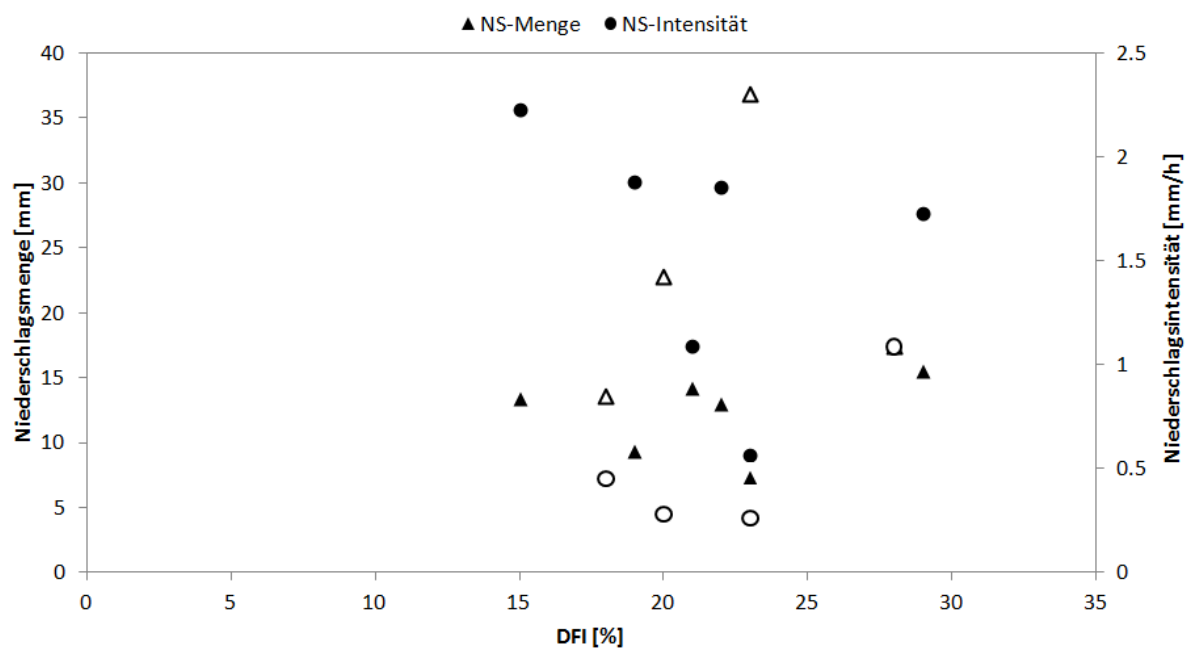


Abbildung 55: Zusammenhang zwischen DFI (Wehr 1) und Niederschlagsmenge, sowie zwischen DFI und Niederschlagsintensität. Bezugszeitraum von DFI und beider Niederschlagsrandbedingungen ist gleich. Weiß gefüllte Datenpunkten entsprechen Niederschlagsereignissen von > 13 h.

Weder die Niederschlagsmenge, noch die Niederschlagsintensität korrelieren mit dem DFI des jeweiligen Niederschlagsereignisses. Die Pearson Korrelationskoeffizienten liegen unter 0,17. Ein möglicher Grund hierfür ist die hohe Variabilität innerhalb eines Niederschlagsereignisses. Lange Niederschlagsereignisse werden durch eine Vielzahl an trockenen Phasen unterbrochen bevor am Ende der Anfangswasserstand an Wehr 1 erreicht werden kann (relevant für die Berechnung des DFI). Der hohe Schwankungsbereich der weiß gefüllten Datenpunkte gibt Rückschlüsse auf diese Behauptung. Eliminiert man die Niederschlagsereignisse mit einer Dauer von mehr als 13 Stunden für die Bestimmung eines möglichen Zusammenhangs, so wird ein deutlich höherer Korrelationskoeffizient zumindest für die Niederschlagsintensität ($r = 0,35$) erreicht. Interessanterweise besteht weiterhin kein Zusammenhang zwischen Niederschlagsmenge und DFI.

Ein schwacher linearer Bezug besteht also zwischen DFI und der Niederschlagsintensität. Mit zunehmender Niederschlagsintensität werden scheinbar geringere DFI erreicht. Außerdem wird durch die Eliminierung langer Niederschlagsereignisse ein schwacher Zusammenhang zwischen Niederschlagsdauer und DFI aufgedeckt ($r = 0,4$). Scheinbar verringert sich der DFI mit kürzer werdenden Ereignissen. Beide Aussagen sind leider mit Vorsicht zu genießen, weil durch die Eliminierung von 4 Niederschlagsereignissen die Stichprobenanzahl auf lediglich 6 Ereignisse gesunken ist und deswegen die Aussagekraft nicht sehr belastbar ist. Außerdem zeigt der Pearson-Korrelationskoeffizient nur einen schwachen Zusammenhang an.

Durch die hohe Variabilität innerhalb der Niederschlagsereignisse und durch die limitierte Anzahl an Ereignissen, die für eine Analyse in Frage kommen, ist ein Vergleich untereinander sehr schwer. Neben den Schwankungen während eines Ereignisses, kommt es auch am Anfang jedes Ereignisses zu Solchen. Das Wissen über den Verlauf der Abflussganglinie unmittelbar nach Niederschlagsbeginn ist unter anderem relevant für die Vorhersage des maximalen Abflusspeaks. Es folgt nun eine Untersuchung über mögliche Zusammenhänge der Niederschlagsintensität mit dem primären Abflussanstieg und dem Abflusspeak. Man kann davon ausgehen, dass die Niederschlagsintensität einen Einfluss auf das unmittelbare Abflussverhalten nach Niederschlagsbeginn hat. Die Frage bleibt offen, ob, und welcher Intensitätszeitraum über den primären Abflussanstieg, sowie den primären Abflusspeak entscheidet. Aus dem Grund werden sechs Intensitätszeiträume (5 min, 10 min, 15 min, 20 min, 25 min, 30 min) auf ihren Zusammenhang mit den Abflussganglinien-Eigenschaften untersucht.

In Tabelle 20 sind die Eckdaten dieser Untersuchung aufgelistet. Es wird unterschieden zwischen aufsummierten Niederschlagssummen und einzelnen Niederschlagssummen für jeden Zeitschritt. Das mit Abstand intensivste untersuchte Niederschlagsereignis fand am 24. Juli 2014 statt.

Tabelle 20: Überblick der Verteilung der Niederschlagsintensität während den ersten 30 Minuten eines jeden Niederschlagsereignisses mit den entsprechenden Abflussganglinien-Eigenschaften an Wehr 1. Oberer Tabellenbereich: Aufsummierte Niederschlagssummen. Mittlerer Tabellenbereich: Einzelne Niederschlagssummen. Unterer Tabellenbereich: Abflussganglinien-Charakteristika bis zum ersten Abflusspeak des jeweiligen Niederschlagsereignisses. Abflussanstieg ab einer Abflussänderung > 2 l/s im Vergleich zum Anfangsabfluss. Berechnung der Steigung des Abflussanstiegs lautet wie folgt: prim. Amplitude / (zeitl. Versatz prim. Abflusspeak – zeitl. Versatz prim. Abflussanstieg +1). +1 ist nötig um die Steigung des Abflussanstiegs von Niederschlagsereignissen mit gleichem zeitlichen Versatz von Abflussanstieg und Abflusspeak auszurechnen.

Aufsummierte Niederschlagssummen für jeden Zeitschritt:						
Niederschlags-Ereignis	Intensität: 5 min	Intensität: 10 min	Intensität: 15 min	Intensität: 20 min	Intensität: 25 min	Intensität: 30 min
16. bis 17.1.14	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.8
22. bis 23.3.14	0.4	0.8	1.2	1.2	1.6	2
8. bis 9.4.14	0.8	1.2	1.6	1.8	2	2
30.4.14	0.4	0.4	0.6	0.8	0.8	0.8
7.5.14	0.4	0.4	0.6	0.8	1	1.2
23.5.14	0.2	0.4	0.6	1	1.4	2.2
23. bis 24.6.14	1.4	2	2.2	2.2	2	2.6
7. bis 8.7.14	0.2	0.4	0.8	1.2	1.6	2.2
20.7.14	0.4	0.6	0.8	1	1.4	1.4
24.7.14	0.4	1.8	4	6.2	10.8	12
Einzelne Niederschlagssummen für jeden Zeitschritt:						
16. bis 17.1.14	0.4	0	0	0	0	0.4
22. bis 23.3.14	0.4	0.4	0.4	0	0.4	0.4
8. bis 9.4.14	0.8	0.4	0.4	0.2	0.2	0
30.4.14	0.4	0	0.2	0.2	0	0
7.5.14	0.4	0	0.2	0.2	0.2	0.2
23.5.14	0.2	0.2	0.2	0.4	0.4	0.6
23. bis 24.6.14	1.4	0.6	0.2	0	0	0.4
7. bis 8.7.14	0.2	0.2	0.4	0.4	0.4	0.6
20.7.14	0.4	0.2	0.2	0.2	0.4	0
24.7.14	0.4	1.4	2.2	2.2	4.4	1.2
Charakteristika der Abflussganglinie bis zum ersten Abflusspeak:						
Niederschlags-Ereignis	Primäre Abflussamplitude [l/s]	Zeitl. Versatz prim. Abflusspeak [min]	Steigung prim. Abflussanstieg [l/s/min]	Zeitl. Versatz prim. Abflussanstieg [min]		
16. bis 17.1.14	19	190	0.11	25		
22. bis 23.3.14	8	40	1.33	35		
8. bis 9.4.14	29	25	29	25		
30.4.14	11	35	1	25		
7.5.14	16	70	0.44	35		
23.5.14	17	40	1.06	25		
23. bis 24.6.14	23	20	23	20		
7. bis 8.7.14	72	85	2.32	55		
20.7.14	4	30	4	30		
24.7.14	24	25	2.18	15		

Tabelle 21 gibt den Pearson-Korrelationskoeffizienten der einzelnen Niederschlagsintensitäten zu den Abflussganglinien-Eigenschaften an. Die primäre Abflussamplitude weist keinen Zusammenhang mit der Intensität eines Zeitschritts auf. Während der Datenverarbeitung, die zur Erstellung von Tabelle 20 und 21 zugrunde lag, fiel auf, dass der zeitliche Versatz des primären Abflusspeaks stark schwankte (Tabelle 20). Bei spätem Erreichen des Abflusspeaks werden zum Teil auch noch Niederschlagsintensitäten aus späteren Zeitschritten als die hier Getesteten für die Abflussamplitude relevant. Diese verspäten und erhöhen gleichzeitig die primäre Abflussamplitude, weswegen die Pearson-Korrelationskoeffizienten für die ersten sechs Zeitschritte (aufsummierte und einzelne Niederschlagsintensitäten) sehr gering sind. Kleine Ausnahme bietet Zeitschritt 25 – 30 min mit einem Pearson-Korrelationskoeffizienten von 0,33 an. Dieser schwache Zusammenhang ist wahrscheinlich zufällig aufgrund des hier vorkommenden zeitlichen Versatzes zum Abflusspeak entstanden.

Tabelle 21: Pearson-Korrelationskoeffizienten aus den Niederschlagsintensitäten jeden Zeitschritts mit den Eigenschaften der Abflussganglinie bis zum ersten Abflusspeak an Wehr 1. Oberer Tabellenbereich: Aufsummierte Niederschlagssummen. Unterer Tabellenbereich: Einzelne Niederschlagssummen. Abflussanstieg ab einer Abflussänderung > 2 l/s im Vergleich zum Anfangsabfluss.

Pearson-Korrelationskoeffizient der aufsummierten Niederschlagssummen für jeden Zeitschritt:						
	Intensität: 5 min	Intensität: 10 min	Intensität: 15 min	Intensität: 20 min	Intensität: 25 min	Intensität: 30 min
Primäre Abflussamplitude	-0.09	0.00	0.06	0.10	0.08	0.11
Zeitl. Versatz prim. Abflusspeak	-0.31	-0.48	-0.45	-0.39	-0.32	-0.30
Steigung prim. Abflussanstieg	0.82	0.62	0.30	0.13	-0.02	-0.05
Zeitl. Versatz prim. Abflussanstieg	-0.43	-0.57	-0.51	-0.47	-0.43	-0.42
Pearson-Korrelationskoeffizient der einzelnen Niederschlagssummen für jeden Zeitschritt:						
Primäre Abflussamplitude	-0.09	0.07	0.12	0.14	0.05	0.33
Zeitl. Versatz prim. Abflusspeak	-0.31	-0.44	-0.32	-0.25	-0.25	0.04
Steigung prim. Abflussanstieg	0.82	0.22	-0.08	-0.19	-0.18	-0.29
Zeitl. Versatz prim. Abflussanstieg	-0.43	-0.47	-0.35	-0.34	-0.38	-0.14

Deutlich anders sehen die Zusammenhänge der Niederschlagsintensitäten mit dem entstandenen zeitlichen Versatz zum primären Abflusspeak aus. Ein durchweg schwacher Zusammenhang wird über die aufsummierten Niederschlagsintensitäten aller sechs Zeitschritte erreicht. Am stärksten korrelieren hier Zeitschritt 0-10 min und 0-15 min mit Pearson-Korrelationskoeffizienten $\geq 0,45$. Betrachtet man lediglich die Intensitäten in einzelnen

Zeitschritten, so kristallisiert sich Zeitschritt 5-10 min als scheinbar hauptverantwortlich für den zeitlichen Versatz zum primären Abflusspeak heraus. Eine mittelstarke Korrelation wird auch hier erreicht ($r = 0,44$).

Ein leicht anderes Bild erfahren wir über den Zusammenhang der Verteilung der Niederschlagsintensitäten in den ersten 30 min mit der Steigung des primären Abflussanstiegs. Die Berechnung der Steigung ist in der Tabellenbeschriftung von Tabelle 20 nachzulesen. Es wird eine hohe Korrelation für Zeitschritt 0-5 min ($r = 0,82$), und eine Mittelhohe für Zeitschritt 0-10 min ($r = 0,62$) erzielt. Dieses Ergebnis verwundert nicht, weil die Ereignisse, die gleich zu Beginn mit intensiver Niederschlagsintensität starten, meist einen gleichen zeitlichen Versatz von primärem Abflussanstieg und Abflusspeak provozieren. Daraus resultiert ein vergleichsweise steiler Abflussanstieg. Je länger oder später der Zeitraum, desto unwichtiger ist die Niederschlagsintensität für die Herausbildung der Steigung des primären Abflussanstiegs.

Bezüglich des zeitlichen Versatzes des primären Abflussanstiegs werden allgemein wieder mittelhohe Zusammenhänge mit den Niederschlagsintensitäten erreicht (Ausnahme: Zeitraum 25-30 min). Pearson-Korrelationskoeffizienten $\geq 0,45$ werden für die Zeiträume 0-10 min, 0-15 min, 0-20 min und 5-10 min erzielt.

Schlussfolgernd bleibt also festzuhalten, dass die Niederschlagsintensität einen mittelhohen Einfluss auf den zeitlichen Aspekt der Abflussganglinie zu haben scheint. Am stärksten kontrollieren jeweils die mittel-frühen Zeitschritte (0-10 min und 0-15 min) den zeitlichen Verlauf bis zum Abflusspeak. Bei zu Beginn sehr intensiven Ereignissen entscheidet der erste Zeitraum gleich über die Steigung des primären Abflussanstiegs. Die primäre Abflussamplitude hingegen scheint sich unbeeinflusst von den Intensitäten während den untersuchten Zeitschritten zu verhalten. Neben dem Flurabstand spielt also auch die Niederschlagsintensität eine wichtige Rolle in der Abflussdynamik. Nun bleibt die Frage offen, ob, und inwiefern die Niederschlagsintensität auch den Zeitpunkt des Grundwasserspiegelanstiegs beeinflussen kann und je nachdem die dominante Rolle aller „ereignisspezifischen Randbedingungen“ spielen kann. Aus dem Grund werden auch die Pearson-Korrelationskoeffizienten zwischen den einzelnen Niederschlagsintensitäten der verschiedenen Zeitschritte mit dem zeitlichen Versatz des Niederschlagbeginns zum Grundwasserspiegelanstieg der drei in Tabelle 18 bereits untersuchten Grundwassermessstationen bestimmt (Tabelle 22). Eine korrekte Aussage über einen Zusammenhang besteht in meinen Augen nur, wenn an allen drei Grundwassermessstationen ähnlich hohe Pearson-Korrelationskoeffizienten erzielt werden, da ansonsten, durch die geringe

Anzahl an Stichproben (8 Niederschlagsereignisse) der Zufall mitgespielt haben könnte. Eine starke Korrelation mit Pearson-Korrelationskoeffizienten $\geq 0,8$ wird unter dieser Voraussetzung nur für die Zeiträume 0-30 min, 20-25 min und 25-30 min erzielt. Somit scheint die Niederschlagsintensität während diesen Zeiträumen auch den zeitlichen Aspekt des Grundwasserspiegelanstiegs mit zusteuern.

Tabelle 22: Pearson-Korrelationskoeffizienten zwischen zeitlichem Versatz von Niederschlagsbeginn ($\geq 0,4$ mm/ 10 min) und Grundwasserspiegelanstieg (Beginn ab 3 mm / 60 min) (GW1-100, GW2-100 und GW3-100) und den Niederschlagsintensitäten (aufsummiert und einzeln) der ersten sechs Zeitschritte eines jeden in Tabelle 18 aufgelisteten Niederschlagsereignisses (8 Ereignisse).

	Aufsummierte Niederschlagssummen						Einzelne Niederschlagssummen					
	Int.: 5 min	Int.: 10 min	Int.: 15 min	Int.: 20 min	Int.: 25 min	Int.: 30 min	Int.: 5 min	Int.: 10 min	Int.: 15 min	Int.: 20 min	Int.: 25 min	Int.: 30 min
GW1-100	0.62	0.63	0.14	0.08	0.64	0.93	0.08	0.94	0.99	-0.24	0.88	0.85
GW2-100	0.97	0.58	0.28	0.75	0.93	0.99	-0.08	0.94	-0.17	0.85	0.99	0.82
GW3-100	0.95	0.70	0.87	0.98	0.99	1.00	-0.06	0.20	0.91	0.98	0.99	0.87

Es bleibt also festzuhalten, dass die Niederschlagsintensität während jeweils unterschiedlichen Zeiträumen die dominante „ereignisspezifische Randbedingung“ bildet. Die Hypothese muss somit verworfen werden, da man ursprünglich davon ausgegangen war das Untersuchungsgebiet würde durch eine Vielzahl an hydrologischen Eingangsgrößen mehr oder minder stark und gleichzeitig beeinflusst werden. Zugleich sollte noch erwähnt werden, dass der initiale Grundwasserstand weiterhin auch den Zeitpunkt verstärkter Grundwasserinfiltration in den Bach kontrolliert. Eine Vorhersage dieses Zeitpunkts ist mithilfe von Grundwassermessstellen bestimmbar. Für zukünftige Untersuchungen der Abflussbildungsprozesse ist dies von Vorteil. Die Nutzung der Niederschlagsintensität kann für solche Fragestellungen nicht herangezogen werden, da die Varianz und die Spontanität für die Organisation hydrologischer Untersuchungen zu hoch erscheint.

Hypothese 5: Der Rückerhalt organischer Stoffe (am Beispiel von Uranin) und die potentielle Filterwirkung unter feuchten und trocknen Vorbedingungen unterscheidet sich.

Um Aussagen über den Rückerhalt organischer Stoffe und die potentielle Filterwirkung unter trockenen und feuchten Vorbedingungen zu treffen, wird der Grundwasserstand herangezogen. Feuchte Vorbedingungen, also höhere Grundwasserstände, sollten einen höheren Anteil an durchfließbarer organischer Bodensubstanz hervorrufen, die wiederum dafür sorgen soll eine größere Menge an organischen Stoffen zurückzuhalten und potentiell zu filtern. Durch die drei Bewässerungsphasen während dem Uraninexperiment konnte man von einer schrittweisen Erhöhung der Vorfeuchte (Grundwasserspiegelhöhe und Bodenfeuchte) im Boden ausgehen. Im Laufe des Tracerexperimentes, wurde jedoch kein Anstieg des Grundwassers und der Bodenfeuchte aufgezeichnet. Aus dem Grund ist eine Aussage über einen möglichen Zusammenhang zwischen dem Grundwasserspiegel respektive der Bodenfeuchte mit dem Rückerhalt von Uranin im Bach nicht zu tätigen. Ein möglicher Grund kann die Verteilung des infiltrierenden Wassers im Grundwasser sein. Die 4,5 mm jedes Berechnungsschrittes beziehen sich jeweils auf die gezogenen Arbeitsbreiten des Güllewagens (Tabelle 13) und müssen auf den gesamten Zuströmbereich des Grundwassers hochskaliert werden, weswegen die Menge vermutlich nicht ausgereicht hat um einen merkbaren Anstieg im Bach und im Grundwasser zu induzieren.

Die einzige Auffälligkeit, die mit jeder Berechnung zu erkennen war, ist der immer später auftretende Konzentrationspeak (Vgl. Abbildung 39). Hauptursache hierfür ist wahrscheinlich die Dispersion von Uranin im Boden und Grundwasser. Der Tracer wird nach der ersten Berechnung in vielen Bereichen des Bodens adsorbiert und gleichzeitig über schnelle Transportwege (Makroporen) zum Bach hin transportiert. Der schnell und kurz auftretende erste Konzentrationspeak gibt Hinweise über diesen stattfindenden Abflussbildungstyp (SSF). Bei der ersten Folge-Berechnung (Salz-Berechnung) werden dieselben Makroporen auch durchströmt, doch sie leiten weniger Uranin ab. Es kommt zu einer Art Zwischenpeak vor der Ausbildung des zweiten Hauptpeaks (resultierend aus Folge-Berechnung 1: Salzberechnung). Dieser Zwischenpeak bildet sich nach einer ähnlichen Zeit aus als der erste Hauptpeak (resultierend aus Tracerberechnung), weswegen man von der Benutzung derselben Fließwege ausgehen kann. Der Hauptpeak entsteht vermutlich durch das „Herauspressen“ des stark verteilten Uranins aus der Bodenmatrix in das Grundwasser mithilfe des erhöhten hydraulischen Drucks. Bei der Nachbewässerung verspätet sich der Hauptpeak (dritter Hauptpeak) weiter, vermutlich weil die Dispersion und die Matrixinfiltration weiter zugenommen haben. Auch die Bodenverdichtung

kann hier beeinflussend wirken. Eine Aussage über einen Zusammenhang der Vorfeuchte und der Ausbildung der Konzentrationspeaks ist in meinen Augen nicht belastbar und nur rein spekulativ. Aus dem Grund fehlt für die Beantwortung der Hypothese eine klar erkennbare Änderung der Vorfeuchte im Verlauf des Experiments, um auf der vorhandenen Datengrundlage einen Zusammenhang mit der potentiellen Filterwirkung und des Uranin-Rückerhalts aufzudecken. Für zukünftige Studien mit ähnlicher Fragestellung sollte entweder der Berechnungsbereich verkleinert, oder die Berechnungsmenge erhöht werden und gleichzeitig Bodenfeuchtesensoren im befahrenen Bereich installiert werden.

Hypothese 6: Die Abflusssynamik eines Gewässerabschnittes mit einem angrenzenden relativ breiten Pseudogley überprägten Auengley-Boden und Gewässerabschnitten mit „normalen“ grundwasserbeeinflussten Auengley-Boden ohne Stauschicht unterscheiden sich.

Inwiefern die Abflusssynamik zwischen Gewässerabschnitten mit angrenzendem relativ breiten Pseudogley überprägten Auengley-Boden und Gewässerabschnitten mit „normalen“ grundwasserbeeinflusstem Auengley-Boden ohne Stauschicht variiert kann mithilfe des Spearman-Rangkorrelationskoeffizienten und des Pearson-Korrelationskoeffizienten während eines Niederschlagsereignisses zwischen den Abflüssen an Wehr 1, 2 und 3 ermittelt werden (Tabelle 23). Die Berechnung des Spearman-Rangkorrelationskoeffizienten konnte am 23.6.14 und 4.7.14 nur erfolgen, indem man das Ereignisende vorzog und somit die Stichprobenanzahl verringern konnte. Der Pearson-Korrelationskoeffizient wird über denselben Zeitraum berechnet um die Vergleichbarkeit zu gewährleisten.

Tabelle 23: Spearman-Rangkorrelationskoeffizienten und Pearson-Korrelationskoeffizienten der Abflüsse der drei Abflussmessstationen während vier Niederschlagsereignissen. Ereignisbeginn ab letztem Zeitpunkt mit Anfangswasserstand an allen Wehren (Rang = 1). Niederschlagsende ab erstem Erreichen des Anfangswasserstands an allen Wehren (Rang = 1). Falls nicht möglich (*), und dann wird das Ereignisende bei den niedrigsten möglichen Wasserständen beendet. Für die Berechnung beider Koeffizienten wird derselbe Zeitraum verwendet.

	Spearman-Rangkorrelationskoeffizient		
	Wehr 1 mit Wehr 2	Wehr 1 mit Wehr 3	Wehr 2 mit Wehr 3
23.5.14	0,55	0,18	0,30
23.6.14	-0,63*	-0,51*	-0,75*
4. bis 5.7.14	0,88*	0,81*	0,85*
7. bis 8.7.14	0,22	-0,20	0,55
	Pearson-Korrelationskoeffizient		
23.5.14	0,95	0,85	0,92
23.6.14	0,96	0,86	0,93
4. bis 5.7.14	0,97	0,79	0,88
7. bis 8.7.14	0,89	0,72	0,84

Ein hoher Spearman-Rangkorrelationskoeffizient bedeutet eine starke zeitliche Korrelation im Anstieg und Abstieg der Abflussganglinie (Zeitpunkt des primären Anstiegs, Zeitpunkt des primären Peaks, Geschwindigkeit des absteigenden Asts bis zum Erreichen des Anfangswertes), wohingegen der Pearson-Korrelationskoeffizient ein stärkeres Augenmerk auf die absoluten Werte setzt. Die Abflussdynamik in Wehr 1 entspricht dem Resultat der Abflussbildungsprozesse im Kopfeinzugsgebiet und im oberen Bereich des Untersuchungsgebietes. Eine veränderte Abflussdynamik an Wehr 2 im Vergleich zu Wehr 1 würde bedeuten, dass der breite Pseudogley überprägte Auengley-Boden einen Einfluss haben kann, weil sich zwischen beiden Wehren (70 m) der breite Pseudogley überprägte Auengley-Boden befindet. Innerhalb der kurzen Strecke zu Wehr 3 (40 m) befindet sich wiederum ein etwas schmalerer „normaler“ Auengley-Boden mit schwach ausgeprägter Stauschicht. Die Distanz der drei Wehre zueinander entspricht ebenfalls einem minimalen Zeitversatz.

Man erkennt, dass der Spearman-Rangkorrelationskoeffizient und der Pearson-Korrelationskoeffizient zwischen Wehr 1 und 3 für jedes Ereignis am geringsten ausfällt. Diese Beobachtung verwundert nicht, weil beide Wehre auch die längste Distanz zueinander haben (110 m). Zwischen Wehr 1 und 2 werden die jeweils höchsten Pearson-Korrelationskoeffizienten erzielt. Der jeweils höchste Spearman-Rangkorrelationskoeffizient wird abwechselnd zwischen Wehr 1 und 2 und Wehr 2 und 3 erreicht. Durch den hohen Schwankungsbereich der Spearman-Rangkorrelationskoeffizienten innerhalb eines Gewässerabschnittes ist eine generelle Aussage über eine mögliche zeitliche Abflussdynamikänderung nicht machbar. Beide Koeffizienten geben allerdings einen mit zunehmender Distanz abnehmenden zeitlichen und absoluten Zusammenhang an. Daraus lässt sich schließen, dass das Untersuchungsgebiet einen allgemeinen Einfluss auf die Abflussdynamik des Kopfeinzugsgebietes zu haben scheint. Ein konkreter Einfluss der Stauschicht ist aus diesen Daten nicht zu entnehmen.

Anhand der ¹⁸O-Isotopenverhältnisse der Stichtagsbeprobung konnte zum Einen an der uferfernen Station (GW1) eine abgereicherte Signatur der Grundwasserproben im Vergleich zu den Bachproben über die Sommermonate und zum Anderen an den ufernahen Stationen (GW2, GW5) angereicherte Grundwasserproben im Vergleich zum Bach im Winter und Sommer (Ausnahme Spätwinter) beobachtet werden. Dies könnte bedeuten, dass das in den Bach infiltrierende resultierende Boden – und Grundwasser, zumindest in den Sommermonaten, aus einer Mischung aus uferfernem und ufernahem Grundwasser besteht. Durch den eindeutigen Signaturunterschied zwischen beiden Grundwasserkörpern kann man davon ausgehen, dass die Konnektivität zwischen beiden Grundwässern, zumindest in den Sommermonaten, nicht gegeben

ist. Ein noch tieferer Fließweg in der Uferzone, als den in 100 cm Bodentiefe, der das Grundwasser der uferfernen Station zum Bach transportiert, ist denkbar und wahrscheinlich. Gleichzeitig wird dieses „tiefe“ Grundwasser gleichmäßig über die Stauschicht von ufernahem Bodenwasser gespeist. Durch den in den Sommermonaten größer werdende Flurabstand wird das „Hang-Grundwasser“ vermutlich am Übergang von Braunerde zum Auengley-Boden in tiefe Bodenschichten abgeleitet und gelangt nur geringfügig in den Auengley-Boden. Die vertikale Infiltrationsmöglichkeit des „Hang-Grundwassers“ könnte am Übergang beider Bodentypen im Vergleich zur lateralen Fließmöglichkeit deutlich überlegen sein. Je näher man zum Bach kommt, desto stärker kommt es zur Durchmischung aus ufernahem Bodenwasser und uferfernem Grundwasser. Diese Aussage gilt es allerdings mit der Installation von noch tieferen (150 – 200 cm) und teilweise näheren Piezometern mit einer Verfilterung in der „Berglesand-Schicht“ zu kontrollieren. In den Wintermonaten bei höheren Grundwasserständen und dem dadurch resultierenden höheren hydraulischen Druck wird das „Hang-Grundwasser“ vermutlich verstärkt auch in den Auengley-Boden geleitet.

Die in den Sommermonaten deutlich geringere Silikat-Konzentration im Grund – und Bodenwasser der Uferzone (GW3 und GW5) im Vergleich zum Bach verdeutlicht den im Sommer stärkeren Niederschlagseinfluss dieser Uferzone, der vermutlich aus der fehlenden Grundwasserspeisung aus dem Hang resultiert. In den Wintermonaten treten ähnliche Silikat-Gehalte im Boden – und Grundwasser sowie im Bachwasser in der Uferzone auf, weil hier die Konnektivität mit höheren Grundwasserspiegelhöhen gewährleistet werden kann.

Schlussfolgernd kann man also festhalten, dass es in den Sommermonaten zwischen Wehr 1 und 3 meist zu einer Abflusssdynamikänderung kommt, die aus der Grundwasserinfiltration von „Hang-Grundwasser“ und „Uferzone-Bodenwasser“ resultiert. Wie wir bereits entdeckt haben, steigt der Abfluss im Verlauf des Untersuchungsgebietes nicht, weswegen das „Uferzone-Bodenwasser“ (SSF) und das GWR quantitativ nicht viel zum Abfluss beitragen werden. Die Abflusssdynamikänderung ist vermutlich das Ergebnis einer hauptsächlich kontinuierlichen Grundwasserinfiltration ohne signifikant ausgeprägten Peak. Der Einfluss des Pseudogley überprägten Auengley-Bodens im Vergleich zum Kopfeinzugsgebiet beläuft sich also vermutlich auf die kontinuierliche Abflussspende, hervorgerufen durch den sich schwach ändernden hydraulischen Druck.

Einen unterschiedlichen Einfluss der Gewässerabschnitte im Untersuchungsgebiet konnte nicht aufgedeckt werden, weswegen das Untersuchungsgebiet lediglich als Ganzes im Vergleich zum

Kopfeinzugsgebiet betrachtet werden kann. Der Einfluss des Untersuchungsgebietes mit vorhandenen Stauschichten scheint quantitativ nur eine geringe Relevanz für die Ausprägung des Abflusspeaks zu haben. Die Stauschicht schwächt scheinbar die ankommende Niederschlagsfront ab und verursacht eine mehr oder weniger kontinuierliche Grundwasserinfiltration in den Bach. Die Hypothese darf also einerseits akzeptiert werden, weil es zu einer Abflussdynamikänderung aufgrund von kontinuierlicher Abflussspende im Untersuchungsgebiet kommt, und andererseits muss sie verworfen werden, weil einzelne Gewässerabschnitte sich scheinbar nur distanzanhängig und nicht bodentypabhängig bezüglich ihrer Abflussdynamik verhalten.

Hypothese 7: Die aufgedeckten Fließprozesse und die „hypothetische Modellvorstellung“ aus SCHNEIDER (2007) lassen sich im Untersuchungsgebiet anwenden.

Ein abflussbildender Oberflächenabfluss (HOF: *horton overland flow*) ist genau wie in SCHNEIDER (2007) nicht aufgedeckt worden, obschon zum Teil intensive Niederschlagsereignisse untersucht wurden (Bsp. Niederschlagsereignis 2: 4. Juli 2014; 10,5 mm in 30 min). Der oberirdische Abfluss aufgrund der Übersteigung der maximalen Infiltrationskapazität kann also im Normalfall ausgeschlossen werden. Durch die vorhandene Stauschicht kommt es nicht selten in Mulden zu *return flow* (Vgl. *Brilliant Blue* Experiment). Diese durch die Übersteigung der Sättigungskapazität resultierenden sogenannten Sättigungsflächen tragen allerdings nur untergeordnet zur Abflussbildung bei, weil sich die Flächen von umliegenden Bereichen höherer Sättigungskapazität befinden. Die Möglichkeit zur Ausbildung eines Oberflächenabflusses (SOF: *saturation overland flow*) existiert zwar, allerdings wird dieser oberflächlich kaum abflusswirksam werden.

Außerdem konnte SSF (*subsurface storm flow*), ein schneller lateraler Fließweg, meist oberhalb der gesättigten Zone, über vernetzte Makroporen aufgedeckt werden (Vgl. Uranin-Tracerexperiment). Er bildet den schnellsten unterirdischen Abflussbildungstyp aus. Abhängig von initialem Grundwasserstand und Niederschlagsintensität tritt auch GWR (*groundwater ridging*) im Untersuchungsgebiet auf. Es handelt sich um eine temporäre Ausbildung einer „Grundwasserwelle“ mit inklusiver Erhöhung des hydraulischen Drucks Richtung Bach. Dieser Prozess wurde in SCHNEIDER (2007) nicht untersucht. Die relativen Anteile beider Fließprozesse im Direktabfluss sind abhängig vom initialen Flurabstand und der Niederschlagsintensität und

spielen eine scheinbar untergeordnete Rolle im Untersuchungsgebiet im Vergleich zum Kopfeinzugsgebiet.

In SCHNEIDER (2007) wird in der „*hypothetischen Modellvorstellung*“ ein Zusammenhang zwischen Grundwasserstand, Bodenfeuchte, Niederschlagsintensität und Niederschlagsmenge mit den Anteilen an Vorereigniswasser und Ereigniswasser im Abfluss postuliert. Die Analyse des Abflusses auf Vorereigniswasser und Ereigniswasser unter verschiedenen Sättigungszuständen wurde in meiner Arbeit nicht unternommen. Festzuhalten bleibt allerdings die in dieser Arbeit ermittelte Abhängigkeit der volumetrischen Bodenfeuchte mit der Grundwasserspiegelhöhe, die Abhängigkeit der Niederschlagsintensität von den zeitlichen Abflussganglinien-Eigenschaften (primärer Abflussanstieg, primärer Abflusspeak, primäre Abflussteigung, primäre Abflussamplitude), die Abhängigkeit von Niederschlagsintensität und initialem Flurabstand mit dem zeitlichen Versatz von Niederschlagsbeginn zum Grundwasserspiegelanstieg, die Unabhängigkeit der Niederschlagsmenge und der Niederschlagsintensität mit dem DFI (*direct flow index*) und die Unabhängigkeit der initialen Grundwasserspiegelhöhe mit dem zeitlichen Versatz von Niederschlagsbeginn zum primären Abflussanstieg. Aus dem Grund ist in meinen Augen die Abhängigkeit der Bodenfeuchte mit dem Anteil an Vorereigniswasser und Ereigniswasser im Direktabfluss nicht gegeben, weil der Grundwasserstand die Bodenfeuchte steuert. Der Einfluss von Grundwasserstand und Niederschlagsintensität auf den Zeitpunkt der Ausbildung einer „Grundwasserwelle“ bzw. eines Grundwasseranstiegs und somit der Initialisierung von GWR konnte bewiesen werden. Daraus lässt sich schließen, dass zumindest der Anteil an Ereigniswasser, der aus GWR resultiert, von beiden Faktoren beeinflusst wird. Ein Einfluss der Niederschlagsmenge konnte nicht aufgedeckt werden.

Weiterhin besagt die „hypothetische Modellvorstellung“, dass es bei niedrigen Grundwasserständen und gleichzeitig intensiven Niederschlägen zu einem höheren Anteil an Ereigniswasser im Direktabfluss kommt. Außerdem soll es zu einem „überwiegend schnellen lateralen Abfluss im Boden (SSF)“ kommen, weil sich das vernetzte Röhrensystem aus Makroporen oberhalb der gesättigten Zone befindet. Im Gegensatz dazu würde bei höheren Grundwasserständen aus den Makroporen, durch die Erhöhung des hydraulischen Drucks bei Niederschlag, zunächst Vorereigniswasser hinaus gedrückt werden. Selbst bei hohen Niederschlagsintensitäten sollen hohe Vorereigniswasseranteile im Direktabfluss erreicht werden die meist über GWR abflusswirksam werden. Leider konnte kein Zusammenhang zwischen initialer Grundwasserspiegelhöhe und dem zeitlichen Versatz von Niederschlagsbeginn zu primärem Abflussanstieg ermittelt werden (Hypothese 2). Aus dem Grund scheint sich der

zeitliche Aspekt des SSF unabhängig vom initialen Grundwasserspiegel zu verhalten. Eine mittelstarke Korrelation der Niederschlagsintensität mit dem primären Abflussanstieg konnte zumindest aufgedeckt werden. In Hypothese 4 wurde die Dominanz dieser „ereignisspezifischen Randbedingung“ bereits ermittelt (Zeitpunkt von primärem Grundwasserspiegelanstieg, primärem Abflussanstieg, primärem Abflusspeak und primärer Abflussteigung), weswegen sie in meinen Augen auch über den Anteil an Vorereignis und Ereigniswasser im Direktabfluss entscheidet. Auf der Grundlage der Ergebnisse dieser Arbeit resultiert folgender Standortregelkreis für hohe und niedrige initiale Grundwasserstände im Untersuchungsgebiet (Abbildung 56). Zur Erstellung dieser Grafik wurde Abbildung 4.3 und Abbildung 6.9 aus SCHNEIDER (2007) als Vorlage verwendet.

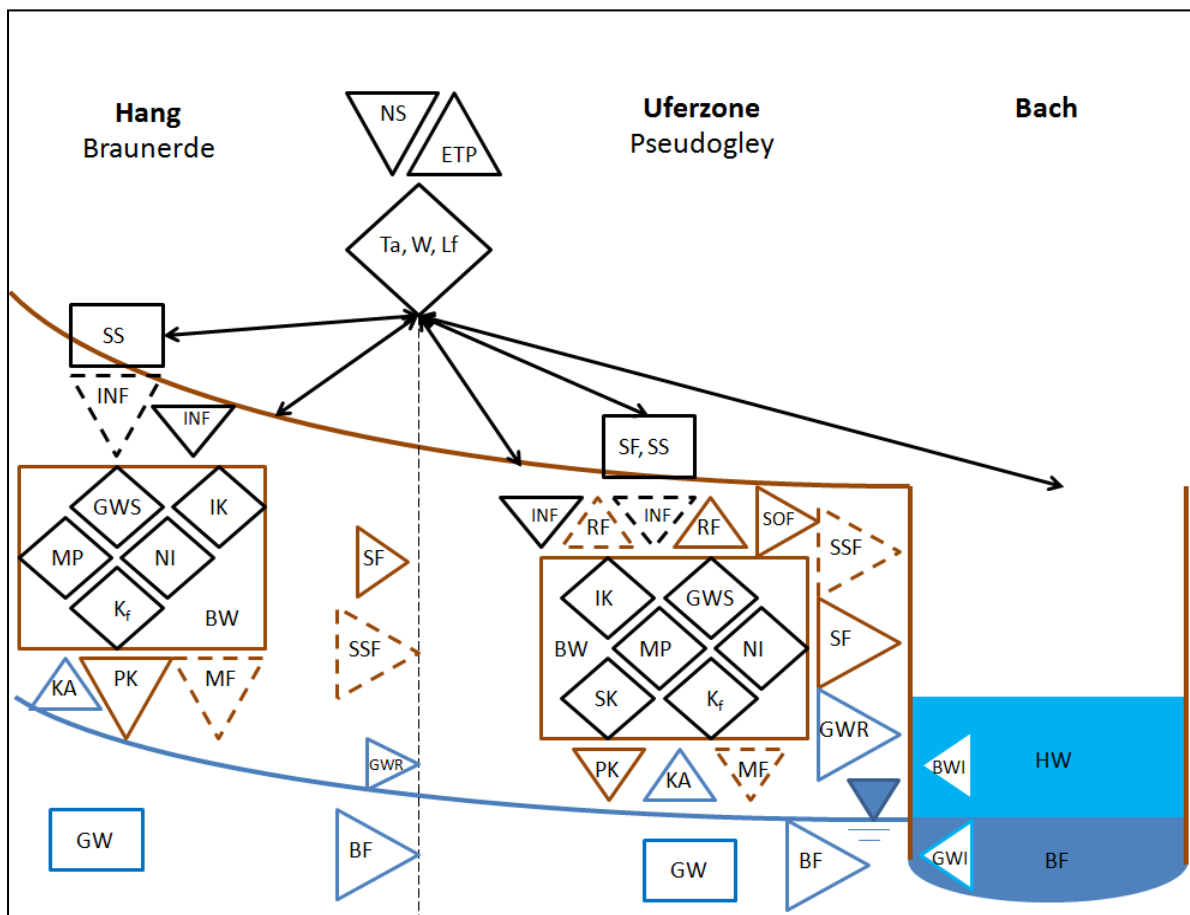


Abbildung 56: Standortregelkreis für das Untersuchungsgebiet. Stark verändert nach SCHNEIDER (2007). Rechtecke: Speicher, Rauten: Regler, Dreiecke: Richtung und relative Dimension des Fließprozesses (gestrichelt: Makroporen-Prozess, durchgezogen: Matrix-Prozess). **Dunkelblau:** Grundwasser, **Hellblau:** Hochwasser (Flusswasser), **Braun:** Bodenwasser, **Schwarz:** Atmosphäre. NS: Niederschlag, ETP: Evapotranspiration, Ta: Lufttemperatur, W: Windgeschwindigkeit, Lf: relative Luftfeuchte, SS: Schneespeicher, SF: Sättigungsflächen, INF: Infiltration, IK: Infiltrationskapazität, RF: return flow, SOF: saturation overland flow, SK: Sättigungskapazität, GWS: Grundwasserspiegel, NI: Niederschlagsintensität, MP: Makroporen, K_f: gesättigte hydraulische Leitfähigkeit, BW: Bodenwasserspeicher, SF: slow subsurface flow, SSF: subsurface storm flow, GWR: groundwater ridging, KA: kapillarer Aufstieg, PK: Perkolation, MF: macropore flow, GW: Grundwasserspeicher, BF: base flow, HW: Hochwasser, BWI: Bodenwasserintrusion, GWI: Grundwasserintrusion.

Der Niederschlag gelangt in Form von Regen oder Schnee (Regler: Lufttemperatur) auf Hang und Uferzone, sowie direkt in den Bach. Gleichzeitig wird Wasser über Evaporation und Transpiration (Hauptregler: Lufttemperatur, Windgeschwindigkeit und relative Luftfeuchte) wieder dem System entzogen. Es können temporäre Speicher auf der Geländeoberfläche (Schneespeicher und Sättigungsflächen), die von einer Vielzahl an Reglern abhängig sind (Hauptregler: Lufttemperatur, Windgeschwindigkeit, relative Luftfeuchte, Infiltrationskapazität, Sättigungskapazität, K_f) entstehen. Niederschlag infiltriert über Makroporen oder Matrixfluss in den Boden und gelangt in den Bodenwasserspeicher (Regler: Infiltrationskapazität). Gleichzeitig kann es in Mulden zu *return flow* oder zu *saturation overland flow* kommen (Regler: Sättigungskapazität). Der Grundwasserspiegel, die Niederschlagsintensität, die gesättigte hydraulische Leitfähigkeit und die Anzahl an Makroporen entscheiden über die Fließprozesse, denen das Bodenwasser unterliegt. Das Bodenwasser kann über Makroporenfluss und Perkolation ins Grundwasser transportiert werden. Über *subsurface storm flow* und *slow subsurface flow* kann das Bodenwasser oberhalb des Grundwasserspiegels Richtung Bach fließen. Aus dem Grundwasserspeicher kann Wasser über den kapillaren Aufstieg zum Bodenwasserspeicher geführt werden. Der restliche Teil des Grundwassers wird mit dem Basisabfluss und nach einem Niederschlagsereignis auch mittels *groundwater ridging* zum Bach befördert. Bachwasser kann über Grundwasser – und Bodenwasserintrusion wieder in den Boden gelangen.

Nachdem nun die allgemeinen Transportwege erläutert wurden, erfolgt anschließend die Unterscheidung zwischen dem Regelkreis am Hang und in der Uferzone. Am Hang infiltriert deutlich mehr Niederschlag über Makroporen und es bilden sich keine Sättigungsflächen aus. Die Sättigungskapazität wird vermutlich hier nie erreicht. Der vertikale Transport des Bodenwassers über Perkolation und Makroporenfluss ist höher als in der Uferzone (Vgl. Hypothese 1: doppelt so steiler Zusammenhang zwischen initialem Flurabstand und dem zeitlichen Versatz zwischen Niederschlagsbeginn und dem primären Grundwasserspiegel-Anstieg im Hang im Vergleich zur Uferzone). Der *slow subsurface flow* und das *groundwater ridging* sind am Hang wiederum weniger stark ausgeprägt als in der Uferzone. Allgemein kommt es im Hang zu verstärkt vertikalem Fließen, weswegen es im Sommer zu der bereits aufgedeckten Bildung zweier „Grundwasserkörper“ kommt (Vgl. Isotopensignatur der Stichtagsbeprobung). In der Uferzone befindet sich die Stauschicht, weswegen das Grundwasser vermutlich unterhalb dieser fließt und deswegen die Konnektivität zwischen Stauwasser und Grundwasser in der Uferzone nicht sehr hoch zu sein scheint. Die Fließmöglichkeiten in der Uferzone sind limitiert und langsamer als im

Hangbereich, weswegen der *slow subsurface flow* vermutlich stark ausgeprägt ist. Der *slow subsurface flow* verläuft vermutlich nur über Umwege zum Bach (Vgl. *Brilliant Blue* Experiment). Auch anhand der Grundwassergleichen in 50 cm Tiefe (Stauschicht) konnte eine stärker bachparallele Fließrichtung des Grundwassers, als in der darüber liegenden und der darunterliegenden Bodenschicht aufgedeckt werden (Vgl. Abbildung 21). Schnelle Einträge konnten allerdings auch in der Uferzone aufgedeckt werden, weswegen der *subsurface storm flow* und das *groundwater ridging* relativ groß abgebildet wurden. Bei höheren Grundwasserständen hingegen ist die Konnektivität beider „Grundwasserkörper“ wahrscheinlich gegeben.

Im Vergleich zur „hypothetischen Modellvorstellung“ von SCHNEIDER (2007) konnten im Verlauf meiner Arbeit einige Einflussfaktoren (Niederschlagsmenge und Bodenfeuchte) eliminiert werden. Zudem konnte die Niederschlagsintensität als Haupteinflussfaktor für die Abflusssdynamik aufgedeckt werden. Die initiale Grundwasserspiegelhöhe hat weniger einen Einfluss auf den zeitlichen Aspekt der Abflusssdynamik (SSF), als auf die Initialisierung von GWR. Aus diesen Gründen kann die Hypothese nur zum Teil akzeptiert werden.

6. Schlussfolgerung

6.1. Rückblick

Es konnten einige Ergebnisse aus SCHNEIDER (2007) auch in dieser Arbeit aufgedeckt werden (Vgl. Hypothese 7) und dabei zusätzlich mithilfe von statistischen Tests verfeinert werden. Die beiden Haupteinflussfaktoren für die Abflussdynamik im Untersuchungsgebiet sind die Niederschlagsintensität und die initialen Grundwasserstände. Die Niederschlagsintensität spielt eine wesentliche Rolle beim zeitlichen Aspekt der Ausbildung des primären Abflussanstiegs, der primären Abflusssteigung und des primären Abflusspeaks. Hierbei beeinflussen die Niederschlagsintensitäten bestimmter Intervalle diese Abflussganglinien-Eigenschaften unterschiedlich stark. Die initialen Grundwasserstände korrelieren ihrerseits mit dem zeitlichen Versatz von Niederschlagsbeginn zum primären Grundwasseranstieg. Dieser Zusammenhang ist entscheidend wichtig für die initiale Grundwasserinfiltration von Niederschlagswasser über GWR in den Bach. Es konnte ein Schwellenwert ermittelt werden, der angibt ab wann GWR während dem kompletten Direktabfluss stattfindet. Konkrete Aussagen über die Anteile von SSF im Vergleich zu GWR konnten nicht aufgedeckt werden, weil scheinbar die Abflussbildungsprozesse quantitativ im Vergleich zum Kopfeinzugsgebiet vernachlässigbar sind. Dies besagen zumindest die Abflüsse von Wehr 1 bis 3.

Ein vollständiges Gesamtverständnis der Fließbedingungen und Fließwege des Boden – und Grundwassers zu unterschiedlichen Sättigungsbedingungen wurde versucht mithilfe des ergebnisangepassten Standortregelkreises (Vgl. Hypothese 7, Abbildung 56) zu schaffen. Es scheint im Untersuchungsgebiet im Sommer zu der Ausbildung zweier „Grundwasserkörper“ zu kommen, die durch die besseren vertikalen Fließmöglichkeiten am Hang im Vergleich zur Uferzone hervorgerufen werden. Das „Hang-Grundwasser“ wird mit zunehmender Bachnähe mit ufernahem Stauwasser immer weiter verdünnt bis es in den Bach über die „Berglesand“-Schicht infiltriert.

Es bleibt also festzuhalten, dass es im Untersuchungsgebiet zu unterschiedlichen Fließbedingungen im Winter und Sommer kommt. Im Winter besteht eine hohe Konnektivität zwischen „Hang – und Uferzone – Grundwasser“ durch höhere Grundwasserstände. Sie benachteiligen den SSF im Vergleich zum GWR, weil die Anzahl an vernetzten Makroporen oberhalb des Grundwasserspiegels sehr limitiert ist. Daraus resultiert ein eher langsames und

oberflächennahes Abflussbildungsverhalten des Niederschlags in der Uferzone (GWR langsamer als SSF). Aus dem Grund ist das ökologische Gefährdungspotential im Winter als eher gering einzustufen. Im Sommer wird der Anteil an *transmissivity feedback* größer sein (SSF), weil die Grundwasserstände niedriger sind. Gleichzeitig wird ein wahrscheinlich deutlich geringer Anteil an Niederschlagswasser oberflächennah transportiert. Die potentielle Filterwirkung nimmt ab. Konkrete Aussagen über die potentielle Filterwirkung und den Rückerhalt bestimmter Gewässerabschnitte konnte nicht aufgedeckt werden.

Ein Gülleauftrag sollte in meinen Augen vermieden werden, wenn niedrige Grundwasserstände vorherrschen und ein intensives Regenereignis ansteht. Witterungsphasen mit moderaten Niederschlagsintensitäten – und mengen bei mittelhohen bis hohen Grundwasserständen bieten im Untersuchungsgebiet ein deutlich geringeres ökologischen Gefahrenpotential für die Verschmutzung der Oberflächengewässer. Weiterhin sollte ein gewisser Abstand zum Bach eingehalten werden um gemäß der „guten landwirtschaftlichen Praxis“ (SCHNEIDER 2007) einen direkten Eintrag von Gülle zu vermeiden.

6.2. Ausblick

Anhand der erhaltenen Ergebnisse können für zukünftige Studien mit ähnlicher Fragestellung in diesem Untersuchungsgebiet folgende Hinweise über Zusatzinstallationen und Messintervalle herangezogen werden.

- Um die Existenz der beiden Grundwasserkörper im Sommer zu beweisen sollte man über die Installation von noch tieferen Piezometern (150 – 200 cm) in der Uferzone nachdenken. Außerdem sollte die Verfilterung lediglich in der „Berglesand“-Schicht erfolgen. Ca. 4 baugleiche Piezometer könnten dann mit zunehmender Distanz (1 m, 3 m, 5 m, 7 m) zum Gerinne entgegen der Grundwasserfließrichtung (ca. 45 ° zum Gerinne Verlauf) eingebaut werden. Mithilfe dieses Messaufbaus könnte die zunehmende Verdünnung des „Hang-Grundwasser“ durch das ufernahe Stauwasser aufgedeckt werden.
- Außerdem würde die Repräsentativität der ermittelten Fließwege für das gesamte Untersuchungsgebiet erhöht werden, wenn sich sowohl bachaufwärts als auch bachabwärts in der Wiese zusätzliche Grundwassermessstationen und Abflusssmessstationen befinden würden.
- Die Überprägung der Abflussdynamik aus dem Kopfeinzugsgebiet wurde bereits aufgedeckt. Ein zusätzliches Abflusswehr direkt am Beginn der Wiese (ca. 220 m bachaufwärts vom Einzugsgebietsauslass) würde den gesamten Abfluss aus dem Kopfeinzugsgebiet auffangen. Der Unterschied zu Wehr 3 würde somit dem Einfluss des gesamten Untersuchungsgebietes entsprechen.
- Die Mulden im Untersuchungsgebiet spielen eine wesentliche Rolle bezüglich des oberflächennahen, bachparallelen Matrixfließens unterhalb der Grasnarbe, sowie des *return flow* (RF) und des *saturation overland flow* (SOF). Ein *Brilliant Blue* Beregnungsversuch in den Mulden könnte den Einfluss Dieser auf die Fließrichtung und die Fließwege verdeutlichen. Hierbei wäre es interessant, ob sich das Grundwasser ebenso schnell und deutlich verfärbt, wie am Beispiel des jetzigen Experiments. Ein lokaler Tracerversuch mit Deuterium angereichertem Wasser, Uranin oder Salz wäre auch denkbar. Somit könnte dieses sehr lokale Experiment mit dem Jetzigen und dem aus SCHNEIDER (2007) verglichen werden.

- Für ein nächstes Tracerexperiment mit kombinierten Tracern sollte ein Grundwasserspiegelanstieg signifikant messbar sein, um den Einfluss des Grundwasserspiegels auf die Fließdauer des Erstauftretens und des Peaks, sowie auf die Fließwege zu erfahren. Aus dem Grund sollte die Beregnungsmenge entweder erhöht, oder die Beregnungsfläche verkleinert werden.
- Das Messintervall der Datenreihen liegt bei 5 min. Um die Abflussganglinien-Eigenschaften infolge eines intensiven Niederschlagsereignisses genau aufzuzeichnen, wäre eine höhere Auflösung von Vorteil. Der Zeitpunkt und die Höhe des Abflusspeaks und der Zeitpunkt des primären Abflussanstiegs werden bei einem Messintervall von 5 min nicht exakt getroffen.
- Der ermittelte Zusammenhang zwischen initialem Flurabstand und dem zeitlichen Versatz von Niederschlagsbeginn zum Grundwasserspiegelanstieg kann für die Programmierung der Auto-Sampler herangezogen werden. Mithilfe dieses Zusammenhangs wird das der Anteil an GWR im Bach und Grundwasser bezüglich der Tracerkonzentration messbar.

Literaturverzeichnis

- BACHMAIR, S., WEILER, M. & NÜTZMANN, G. 2009. *Controls of land use and soil structure on water movement: Lessons for pollutant transfer through the unsaturated zone*. Journal of Hydrology. 363. 241-252.
- CAPULIAK, J., PICHLER, V., FLÜHLER, H., PICHLEROVÁ, M. & HOMOLÁK, M. 2010. *Beech Forest Density Control on the Dominant Water Flow Types in Andic Soils*. Vadose Zone Journal. 9. 747-756.
- CLARK, I.D. & FRITZ, P. 1997. *Environmental Isotopes in Hydrogeology*. CRC Press. New York. 1-328.
- DIETERMANN, N. 2010. *Stabile Isotope im Schnee: Räumliche und zeitliche Variabilität*. Masterarbeit. Uni Freiburg (D): Hydrologie.
- FUNK, E. 2010. *Fachgutachten Hydrogeologie und Thermalquellen Bad Säckingen*. (Hrsg.) Büro für Hydrogeologie. 1-91.
- FURRER, D., 2012. *Grundwasserneubildung und Quellschüttung im Vorderen Hotzenwald, Südschwarzwald*. Masterarbeit. Uni Zürich: Physische Geographie.
- FRÖHLICH, K., GIBSON, J.J. & AGGARWAL, P. 2002. *Deuterium Excess in precipitation and its climatological significance*. Journal of Geophysical Research – Atmospheres. 1-23.
- GEOPORTAL.DE. 2013. BKG (Bundesamt für Kartographie und Geodäsie). URL: <http://www.geoportal.de/>. Zuletzt verwendet: 31.9.14.
- GOOGLE EARTH. 2011. Google Inc. USA.
- GRIMM, B. & PRIER, H. 1997. *Untersuchungen über das Schüttungsverhalten von Grundgebirgsquellen des südlichen Schwarzwalds*. In: Jh. Geol. Landesamt Baden-Württemberg 36. 215-262.
- GYGLI, S., 2013. *Spatial and temporal variability of snowmelt runoff and snowmelt-related parameters in the southern Black Forest*. Masterarbeit. Uni Zürich: Physische Geographie.
- HVORSLEV, M. 1951. *Time lag and soil permeability in groundwater observations*. Corps of Engineers, U.S. Army, Waterways. Experiments Station. Bulletin No. 26.
- KÄSS, W. 1992. *Geohydrologische Markierungstechnik. Lehrbuch der Hydrogeologie, Band 9*. Bornträger. Berlin. 1-519.
- KENDALL, C. & McDONNELL, J.J. 1998. *Isotope tracers in catchment hydrology*. Elsevier, Amsterdam. 1-839.
- KIENZLER, P. 2001. *Experimentelle Untersuchungen zur chemischen Zusammensetzung oberflächennaher unterirdischer Abflusskomponenten im Brugga-Einzugsgebiet*. Freiburger Schriften zur Hydrologie. Diss. Uni Freiburg (D): Hydrologie.

- KOENIGER, P., LEIBUNDGUT, C., LINK, T. & MARSHALL, J.D. 2010. *Stable isotopes applied as water tracers in column and field studies*. Organic Geochemistry. 41. 31-40.
- KOLLMANN, W. F. H., MEYER, J. & SUPPER, R. 1996. *Simulation eines Schadstoffeintrags in das Grundwasser durch elektrischen Nachweis einer migrierten Salztracperlösung*. Mitt. Österreichische Geologische Gesellschaft. ISSN 0251-7493. 87(1994). 15-28, Wien, Mai 1996.
- KULIN, G., & COMPTON, P. R. 1975. A Guide to methods and standards for the measurement of water flow. Special publication 421. U.S. Dept. Of Commerce, National Bureau of Standards.
- LANGE, A., 2012. *Vergleich von Probenahmegeräten in schmelzwasserbeeinflussten Fließgewässern*. Bachelorarbeit. Uni Freiburg (D): Hydrologie.
- LANGE, J., SCHÜTZ, T., GREGOIRE, C., ELSÄSSER, D., SCHULZ, R., PASSEPORT, E. & TOURNEBIZE, J. 2011. *Multi-tracer experiments to characterise contaminant mitigation capacities for different types of artificial wetlands*. International Journal of Environmental Analytical Chemistry. 91. 7, 768-785.
- LANGE, J., SCHÜTZ, T., & BLATTMANN, E. 2013. *Hydrometrisches Geländepraktikum, Einführung in die hydrologische Geländearbeit in Möhringen*. Skript. Universität Freiburg (D).
- MALOSZEWSKI, P., HERRMANN, A. & ZUBER, A. 1999. *Interpretation of tracer tests performed in fractured rock of the Lange Bramke basin, Germany*. Hydrogeology Jjournal. 7. 209-218.
- METZ, R. 1980. *Geologische Landeskunde des Hotzenwalds*. Schauenburg, Lahr. 1-1116.
- MON, J., FLURY, M. & HARSH, J.B. 2006. *Sorption of triarylmethan dyes in a sandy soil determined by batch and column experiments*. Geoderma. 133. 217-224.
- MOONEY, S.J. & MORRIS, C. 2008. *A morphological approach to understanding preferential flow using image analysis with dye tracers and X-ray Computed Tomography*. Catena. 73. 204-211.
- OPERATING INSTRUCTIONS GUELPH PERMEAMETER 2800. 2012. Soilmoisture Equipment Corp.
- Prüfbericht, Bodenuntersuchung Bernhard und Christian Nopper GBR Strick 9 79736 Rickenbach. 2007.
- SCHEFFER, F. & SCHACHTSCHABEL, P. 2010. *Lehrbuch der Bodenkunde*. 16. Auflage. Spektrum Akademischer Verlag Heidelberg. 1-569.
- SCHNEIDER, P., 2007. *Hydrologische Vernetzung und ihre Bedeutung für diffuse Nährstoffeinträge im Hotzenwald/Schwarzwald*. Diss. Uni Basel: Physiogeographie.
- SCHÖNWIESE, C.D. 2000. *Praktische Statistik für Meteorologen und Geowissenschaftler*. 3. Auflage Bornträger. Berlin. 1-298.
- SCHÜTZ, T., WEILER, M. & LANGE, J. 2012. *Multitracer assessment of wetland succession: effects on conservative and nonconservative transport processes*. Water Resources Research. 48. W06538, doi: 10.1029/2011WR011292, 2012.

STAHR, K., KANDELER, E., HERRMANN, L. & STRECK, T. 2008. *Bodenkunde und Standortlehre, Grundwissen Bachelor*. UTB, Stuttgart. 1-298.

WABOA (WASSER – UND BODENATLAS BADEN-WÜRTTEMBERG). 2012. LfU (Landesanstalt für Umwelt Baden-Württemberg. DVD.

UHLENBROOK, S. 1999. *Untersuchung und Modellierung der Abflussbildung in einem mesoskaligen Einzugsgebiet*. Freiburger Schriften zur Hydrologie, Band 10. Professur für Hydrologie, Uni Freiburg (D).

U.S.D.I (United States Departement oft he Interior). 2001. Bureau of Reclamation. Water Measurement Manual, A Water Resources Technical Publication, A guide to effective water practices for better water management. Revised Reprint 2001. URL: http://www.usbr.gov/pmts/hydraulics_lab/pubs/wmm/index.htm. Zuletzt aufgerufen 28.8.14.

WEBSTER, R. 2008. *Soil Sampling and Methods of Analysis*. Edited by M. R. Carter & E. G. Gregorich. European Journal of Soil Science. 59. 1010-1011.

WEILER 2001. *Dye pattern analysis*. Diss. Uni Freiburg (D): Hydrologie.

WEILER, M. & NEAF, F. 2003. *An experimental tracer study oft he role of macropores inj infiltration in grassland soils*. Hydrological Processes. 17. 477-493.

Gesetzliche Grundlagen:

Richtlinie 91/676/EWG des Rates vom 12. Dezember 1991 zum Schutz der Gewässer vor Verunreinigung durch Nitrat aus landwirtschaftlichen Quellen (EWG-Nitratrichtlinie).

Richtlinie 98/83/EG des Rates vom 3. November 1998 über die Qualität von Wasser für den menschlichen Gebrauch (EG-Trinkwasserrichtlinie).

Richtlinie 2000/60/EG des Europäischen Parlaments und des Rates vom 23. Oktober 2000 zur Schaffung eines Ordnungsrahmens für Maßnahmen der Gemeinschaft im Bereich der Wasserpolitik (EG-Wasserrahmenrichtlinie).

Ehrenwörtliche Erklärung

Ich versichere hiermit ehrenwörtlich durch meine Unterschrift, dass ich die vorstehende Masterarbeit selbstständig und ohne Benutzung anderer als der angegebenen Hilfsmittel angefertigt habe.

Alle Stellen, die wörtlich oder sinngemäß aus veröffentlichten oder unveröffentlichten Schriften oder dem Internet entnommen worden sind, sind als solche kenntlich gemacht. Keine weiteren Personen waren an der geistigen Herstellung der vorliegenden Arbeit beteiligt. Die Arbeit hat noch nicht in gleicher oder ähnlicher Form oder auszugsweise im Rahmen einer anderen Prüfung dieser oder einer anderen Prüfungsinstanz vorgelegen.

Ort, Datum

Unterschrift