

Professur für Hydrologie
der Albert-Ludwigs-Universität Freiburg i. Br.

Rachel Krier

**Einflussfaktoren auf Sturzfluten
und deren Potential zur
Modellierung**

**Masterarbeit unter der Leitung von Prof. Dr. Weiler
Freiburg i. Br., Dezember 2017**

Professur für Hydrologie
der Albert-Ludwigs-Universität Freiburg i. Br.

Rachel Krier

Einflussfaktoren auf Sturzfluten und deren Potential zur Modellierung

Referent: Prof. Dr. Weiler

Korreferent: Ass. Prof. Dr.-Ing. Hansen

**Masterarbeit unter der Leitung von Prof. Dr. Weiler
Freiburg i. Br., Dezember 2017**

Danksagung

Als gebürtige Luxemburgerin bestand schon lange der Wunsch einmal während des Studiums ein Thema in Luxemburg zu bearbeiten. Als Dr.-Ing. Markus Ott mir dann anbot, ich könne meine Masterarbeit im Ingenieurbüro Eepi S.à r.l. im Bereich Starkregen- und Hochwassermanagement schreiben, war das für mich passende Thema meiner Masterarbeit schnell gefunden. Die hier vorgestellte Arbeit ist somit eine externe Arbeit, die, unter der Leitung der Professur für Hydrologie Freiburg, in Luxemburg entstand. Die Arbeit wäre jedoch niemals ohne die wertvollen Beiträge zahlreicher Menschen, bei denen ich mich hiermit herzlich bedanken möchte, gelungen.

Mein Dank gilt zunächst Prof. Dr. Markus Weiler der Professur für Hydrologie Freiburg, der einer externen Arbeit offen gegenüberstand und auch die Erstbegutachtung annahm. Des Weiteren möchte ich mich bei Ass. Prof. Dr.-Ing. Joachim Hansen des Lehrstuhls Siedlungswasserwirtschaft und Wasserbau der Universität Luxemburg für die Übernahme der Zweitkorrektur bedanken.

Ein besonderer Dank gebührt Andreas Steinbrich, der mich stets geduldig mit Rat und Tat unterstützte und dessen fachkundiges Wissen bezüglich RoGeR und ArcGIS mehr als wertvoll war. Weiterhin danke ich Hannes Leistert für die Fehlersuche und die Bereitstellung einer neuen, angepassten exe.-Datei.

Ein sehr großes Dankeschön richtet sich an Dr.-Ing. Markus Ott und das gesamte Eepi-Team, die mir diese externe Arbeit erst ermöglichten und mich sehr herzlich aufnahmen. Ferner bedanke ich mich bei Joop Verharen und Marc Czapla, die mich während meines Praktikums ermutigten, in diesem Bereich meine Masterarbeit zu schreiben und mich netterweise an Dr.-Ing. Ott weiterleiteten. Ich danke auch all meinen hier nicht namentlich erwähnten Betreuern und Ansprechpersonen, die ich während meiner Praktika kennenlernen durfte und die mir halfen meinen Weg zu finden.

Für die Bereitstellung der Daten und die fachliche Unterstützung möchte ich ein herzliches Dankeschön an folgende Personen aussprechen:

- Frau Simone Marx, Service de Pédologie, Administration des Services techniques de l'Agriculture ASTA
- Frau Noémie Patz, Service Hydrométrie, Administration de la Gestion de l'Eau AGE
- Herr Robert Colbach, Service géologique de l'Etat, Administration des Ponts et Chaussées PCH
- Herr Jeff Konnen, Service Géoportail, Administration du Cadastre et de la Topographie ACT
- Herr Claude Schortgen, Division de l'Hydrologie, Administration de la Gestion de l'Eau AGE
- Das Forschungsteam des CAOS-Projekts und des LIST

Zu guter Letzt gilt mein besonderer Dank meiner Familie und Freunden, die mich die ganzen Jahre tatkräftig unterstützt haben und mir zu jeder Zeit moralisch beistanden.

I Inhaltsverzeichnis

II Verzeichnis der Abbildungen im Text.....	ii
III Verzeichnis der Tabellen im Text	v
IV Verzeichnis der Abbildungen im Anhang.....	vi
V Verzeichnis der Tabellen im Anhang	vii
Zusammenfassung.....	viii
1 Einleitung	1
1.1 Stand der Forschung.....	2
1.1.1 Abflussbildungsprozesse	3
1.1.2 Modellierung von Sturzfluten.....	6
2 Problemstellung und Zielsetzung	14
2.1 Hypothesen.....	15
3 Methoden.....	17
3.1 Modellvorstellung des Niederschlag-Abflussmodells RoGeR.....	17
3.2 Parametrisierung der Teilprozesse	20
3.3 Bemessungsniederschläge	31
3.4 Modellevaluierung.....	33
3.5 Sensitivitätsanalyse	35
4 Beschreibung der Einzugsgebiete.....	37
4.1 Wolfsbach-Einzugsgebiet.....	37
4.2 Tirelbach-Einzugsgebiet.....	44
5 Ergebnisse	53
5.1 Wolfsbach-Einzugsgebiet.....	53
5.2 Tirelbach-Einzugsgebiet.....	63
6 Diskussion	76
7 Schlussfolgerungen	83
Literaturverzeichnis.....	85
Anhang	94

II Verzeichnis der Abbildungen im Text

Abb. 1: Die im Niederschlag-Abflussmodell RoGeR implementierten Abflussbildungs- und Infiltrationsprozesse. Nach STEINBRICH <i>et al.</i> (2016).....	18
Abb. 2: Geographische Lage des Wolfsbach-Einzugsgebiets.	37
Abb. 3: Geländehöhen [m ü. M.] im Wolfsbach-Einzugsgebiet	38
Abb. 4: Hangneigungen [%] im Wolfsbach-Einzugsgebiet.	39
Abb. 5: Landnutzungsklassen [-] und Versiegelungsgrade [%] im Wolfsbach-Einzugsgebiet.....	39
Abb. 6: Geologische Formationen im Wolfsbach-Einzugsgebiet.	40
Abb. 7: Oberbodenarten im Wolfsbach-Einzugsgebiet.....	41
Abb. 8: Geographische Lage der Niederschlagsstation Useldingen, betrieben von der Administration des Services Techniques de l'Agriculture ASTA, und des Pegels "Wollefsbach", betrieben vom Luxembourg Institute of Science and Technology LIST, innerhalb des Wolfsbach-Einzugsgebiets. ..	42
Abb. 9: Abflussmessreihe [m^3s^{-1}] am Pegel "Wollefsbach" und Niederschlagsmessreihe [$\text{mm}(10\text{min})^{-1}$] der Niederschlagsstation Useldingen.....	43
Abb. 10: Geographische Lage des Tirelbach-Einzugsgebiets.....	45
Abb. 11: Geländehöhen [m ü. M.] (links) und Hangneigungen [%] (rechts) im Tirelbach-Einzugsgebiet.....	46
Abb. 12: Landnutzungsklassen [-] (links) und Versiegelungsgrade [%] (rechts) im Tirelbach-Einzugsgebiet.	46
Abb. 13: Geologische Formationen (links) und Oberbodenarten (rechts) im Tirelbach-Einzugsgebiet.	47
Abb. 14: Niederschlagsintensität [mmh^{-1}] um (a) 19:30 Uhr (MESZ), (b) 20:00 Uhr (MESZ), (c) 20:30 Uhr (MESZ), (d) 21:00 Uhr (MESZ), (e) 21:30 Uhr (MESZ) und (f) 22:00 Uhr (MESZ). Quelle: www.kachelmannwetter.com/lu	49
Abb. 15: Geographische Lage der Niederschlagsstationen der Administration de la Gestion de l'Eau (AGE) und der Administration des Services Techniques de l'Agriculture (ASTA) (links) sowie deren gemessenen zehnminütigen Niederschlagssummen (rechts).....	50
Abb. 16: Fotos der Überschwemmungen innerhalb der Ortschaft Gilsdorf (Luxemburg) am Abend des 22. Juli 2016. Bildquelle: Raymond Geller. Aus OTT und BUSCHLINGER (2017).....	52
Abb. 17: Vergleich der mit dem Niederschlag-Abflussmodell RoGeR simulierten, unkalibrierten Gesamtabflussganglinie und der gemessenen Abflussganglinie am Pegel "Wollefsbach" infolge des Starkniederschlagsereignisses des 5. Oktober 2013.....	54
Abb. 18: Vergleich der mit dem Niederschlag-Abflussmodell RoGeR simulierten Gesamtabflussganglinien und den gemessenen Abflussganglinien am Pegel "Wollefsbach" infolge ausgewählter Stark-	

niederschlagsereignisse. Als Modellinput dienten die gemessenen und die anhand der QPE-Daten angepassten zehnminütigen Niederschlagssummen der Wetterstation Useldingen. Ganglinie a: Grünland, gesamtes Gewässernetz, angepasster Niederschlag; Ganglinie b: Grünland, permanentes Gewässernetz, gemessener Niederschlag; Ganglinie c: Grünland, permanentes Gewässernetz, angepasster Niederschlag.....	55
Abb. 19: Vergleich der mit dem Niederschlag-Abflussmodell RoGeR simulierten Gesamtabflussganglinien und den gemessenen Abflussganglinien am Pegel "Wollefsbach" infolge ausgewählter Starkniederschlagsereignisse. Als Modellinput wurden die gemessenen, zehnminütigen Niederschlagssummen der Station Useldingen verwendet. Ganglinie d: Komplexe Parzellenstruktur, gesamtes Gewässernetz, gemessener Niederschlag; Ganglinie e: Grünland, gesamtes Gewässernetz, gemessener Niederschlag.	58
Abb. 20: Einfluss einer zehnprozentigen Veränderung des Niederschlags und der Bodenfeuchte auf die mit dem Niederschlag-Abflussmodell RoGeR simulierte Gesamtabflussganglinie am Beispiel des Ereignisses des 5. Oktober 2013 im Wolfsbach-Einzugsgebiet.....	60
Abb. 21: Vergleich der mit dem Niederschlag-Abflussmodell RoGeR simulierten Gesamtabflussganglinien d, e und f (links) und Vergleich der mit dem Niederschlag-Abflussmodell RoGeR simulierten Gesamtabflussganglinien b und e (rechts) im Wolfsbach-Einzugsgebiet. Ganglinie b: MP und k_{st} Grünland, permanentes Gewässernetz; Ganglinie d: MP und k_{st} komplexe Parzellenstruktur, gesamtes Gewässernetz; Ganglinie e: MP und k_{st} Grünland, gesamtes Gewässernetz; Ganglinie f: MP Grünland, k_{st} komplexe Parzellenstruktur, gesamtes Gewässernetz, mit MP = Makroporenausstattung und k_{st} = Rauigkeitsbeiwert nach Strickler.....	61
Abb. 22: Vergleich der mit dem Niederschlag-Abflussmodell RoGeR simulierten Abflussganglinien b, d, e und f bei einer Vorfeuchte von 100 %nFK (links) und unter Verwendung eines 100-jährigen Starkniederschlags mit einer Dauer von 60 min und einer Euler II Intensitätsverteilung (rechts) im Wolfsbach-Einzugsgebiet. Ganglinie b: MP und k_{st} Grünland, permanentes Gewässernetz; Ganglinie d: MP und k_{st} komplexe Parzellenstruktur, gesamtes Gewässernetz; Ganglinie e: MP und k_{st} Grünland, gesamtes Gewässernetz; Ganglinie f: MP Grünland, k_{st} komplexe Parzellenstruktur, gesamtes Gewässernetz, mit MP = Makroporenausstattung und k_{st} = Rauigkeitsbeiwert nach Strickler.....	62
Abb. 23: Darstellung der mit dem Niederschlag-Abflussmodell RoGeR simulierten, unkalibrierten Abflussganglinien des Gesamtabflusses, des Horton'schen Oberflächenabflusses und des Sättigungsflächenabflusses im Tirelbach-Einzugsgebiet sowie der gemessenen, fünfminütigen Niederschlagssummen der Niederschlagsstation Bleesbrück.	64
Abb. 24: Räumliche Variabilität des Horton'schen Oberflächenabflusses [mm] (links) und der Gesamtinfiltration [mm] (rechts), die insgesamt während des Ereignisses am 22.07.2016 im Tirelbach-Einzugsgebiet mit dem Niederschlag-Abflussmodell RoGeR simuliert wurden.	65

Abb. 25: Räumliche Variabilität der Matrixinfiltration [mm], die insgesamt während des Ereignisses am 22.07.2016 im Tirelbach-Einzugsgebiet mit dem Niederschlag-Abflussmodell RoGeR simuliert wurde.....	66
Abb. 26: Räumliche Variabilität der Makroporeninfiltration [mm] (links) und der Trockenrissinfiltration [mm] (rechts), die insgesamt während des Ereignisses am 22.07.2016 im Tirelbach-Einzugsgebiet mit dem Niederschlag-Abflussmodell RoGeR simuliert wurden.....	66
Abb. 27: Zeitliche Variabilität der mit dem Niederschlag-Abflussmodell RoGeR simulierten Abflussbildungsprozesse (Gesamtabfluss und Horton'scher Oberflächenabfluss) [$\text{mm}(5\text{min})^{-1}$] und der Infiltrationsprozesse (Gesamt-, Matrix-, Makroporen- und Trockenrissinfiltration) [$\text{mm}(5\text{min})^{-1}$] am 22.07.2016 im Tirelbach-Einzugsgebiet.....	67
Abb. 28: Einfluss einer zehnprozentigen Veränderung des Niederschlags und der Bodenfeuchte auf die mit dem Niederschlag-Abflussmodell RoGeR simulierte Gesamtabflussganglinie der Sturzflut des 22.07.2016 im Tirelbach-Einzugsgebiet.....	69
Abb. 29: Die mit dem Niederschlag-Abflussmodell RoGeR simulierten Gesamtabflussganglinien unter Verwendung verschieden langer anfangs- und endbetonter 100-jähriger Starkniederschläge im Tirelbach-Einzugsgebiet.....	70
Abb. 30: Die mit dem Niederschlag-Abflussmodell RoGeR simulierten Gesamtabflussganglinien unter Verwendung verschieden langer 100-jähriger Niederschläge mit einer Euler II Verteilung sowie verschieden langer 100-jähriger Blockregen im Tirelbach-Einzugsgebiet.	71
Abb. 31: Die mit dem Niederschlag-Abflussmodell RoGeR simulierten Gesamtabflussganglinien im Tirelbach-Einzugsgebiet unter Verwendung verschiedener Vorfeuchten (10 %nFK, 30 %nFK, 50 %nFK, 70 %nFK und 100 %nFK) und den an der Station Bleesbrück gemessenen, fünfminütigen Niederschlagssummen [mm].....	73

III Verzeichnis der Tabellen im Text

Tab. 1: Modellparameter je Rasterzelle. Nach STEINBRICH et al. (2016).	20
Tab. 2: Datensätze und deren Verwendung. Verändert nach STEINBRICH et al. (2016).	21
Tab. 3: Effektive Durchwurzelungstiefe [m] je Landnutzungs-kategorie und Bodenart. Verändert nach ARMBRUSTER (2002) und WESSOLEK et al. (2009).	26
Tab. 4: Makroporenausstattung je Landnutzungs-kategorie. Vertikale und horizontale Makroporendichte (MPDichte) [MPm^{-2}] und vertikale Makroporenlänge (MPlänge) [cm]. Nach STEINBRICH und WEILER (2012a) und STEINBRICH et al. (2016).	27
Tab. 5: Rauigkeitsbeiwerte nach Strickler [$\text{m}^{1/3}\text{s}^{-1}$] je Landnutzungs-kategorie für den Oberflächenabfluss. Nach (STEINBRICH et al., 2016).	31
Tab. 6: Die vom Niederschlag-Abflussmodell RoGeR simulierten und über das gesamte Einzugsgebiet des Tirlbachs gemittelten Mengen [mm] der Abflussbildungs- und Infiltrationsprozesse für die verschiedenen Niederschlagsverteilungen bei einer Dauerstufe von 60 min und einer Niederschlags-summe von 48 mm (KOSTRA-DWD (2010), Station Bollendorf).	72
Tab. 7: Die vom Niederschlag-Abflussmodell RoGeR simulierten und für das gesamte Einzugsgebiet des Tirlbachs gemittelten Mengen [mm] der Abflussbildungs- und Infiltrationsprozesse in Abhängig-keit der Vorfeuchte [%nFK].	74
Tab. 8: Die mit dem Niederschlag-Abflussmodell RoGeR simulierten Hochwasserscheitel [m^3s^{-1}] und Reaktionszeiten [min] unter Verwendung verschiedener Vorfeuchtebedingungen [%nFK] und unter-schiedlich langer [min] Starkniederschläge (KOSTRA-DWD (2010), Station Bollendorf) unterschied-licher Intensitätsverteilung.	75

IV Verzeichnis der Abbildungen im Anhang

Abb. 32: Oberbodenmächtigkeit [m] (oben) und Gesamtbodenmächtigkeit [m] (unten) im Wolfsbach-Einzugsgebiet.....	95
Abb. 33: Oberbodenmächtigkeit [m] (links) und Gesamtbodenmächtigkeit [m] (rechts) im Tirelbach-Einzugsgebiet.....	95
Abb. 34: Die mit LARSIM berechnete Bodenfeuchte [%nFK] des 21.07.2016 (links) und die Unterbodenarten (rechts) im Tirelbach-Einzugsgebiet.....	96
Abb. 35: Die Unterbodenarten im Wolfsbach-Einzugsgebiet.....	97
Abb. 36: Verwendete 100-jährige Starkniederschläge mit einer Niederschlagsdauer von zwei Stunden und unterschiedlichen Intensitätsverteilungen (anfangsbetont, endbetont, Euler II und Blockregen). Basierend auf diesen Werten können alle anderen benötigten, kürzeren Starkniederschläge abgeleitet werden. Verändert nach KOSTRA-DWD (2010).....	97
Abb. 37: Die mit dem Niederschlag-Abflussmodell RoGeR simulierten Gesamtabflussganglinien b und c sowie deren Komponenten (Horton'scher Oberflächenabfluss und Sättigungsflächenabfluss) des 05.10.2013 und 01.09.2015 im Wolfsbach-Einzugsgebiet. Als Modellinput dienten die gemessenen und die anhand der QPE-Daten angepassten zehnminütigen Niederschlagssummen der Wetterstation Useldingen.....	98
Abb. 38: Räumliche Variabilität des Horton'schen Oberflächenabflusses der Ganglinie b des 05.10.2013 (links oben), der Ganglinie b des 01.09.2015 (links Mitte), der Ganglinie c des 01.09.2015 (links unten), der Ganglinie d des 29.07.2014 (rechts oben), der Ganglinie d des 04.06.2016 (rechts Mitte), der Ganglinie d des 22.07.2016 (rechts unten).....	98
Abb. 38: Die mit dem Niederschlag-Abflussmodell RoGeR simulierten Gesamtabflussganglinien d sowie deren Komponenten (Horton'scher Oberflächenabfluss und Sättigungsflächenabfluss) des 29.07.2014, 04.06.2016 und 22.07.2016 im Wolfsbach-Einzugsgebiet. Als Modellinput dienten die gemessenen zehnminütigen Niederschlags-summen der Wetterstation Useldingen.....	99

V Verzeichnis der Tabellen im Anhang

Tab. 9: RoGeR-ID je Landnutzungs-kategorie. Verändert nach PROFESSUR FÜR HYDROLOGIE (o.J.).	94
Tab. 10: Bodenparameter je Bodenart. Steht anstatt eines Wertes ein Diagonalstrich (/), wurden die Werte nicht benötigt (Unterboden). Verändert nach AD-HOC-ARBEITSGRUPPE BODEN (2005) und PROFESSUR FÜR HYDROLOGIE (o.J.).....	94
Tab. 11: Bodenfeuchte [%nFK] je Landnutzungs-kategorie (Wald und nicht-Wald) für die acht modellier- ten Ereignisse im Wolfsbach-Einzugsgebiet.....	96
Tab. 12: Vertikale und horizontale Makroporendichte (MPdichte) [MPm-2] und vertikale Makro- porenlänge (MPlänge) [cm] sowie der K-Wert nach Strickler [m1/3s-1] je Versiegelungsgrad [%].....	96

Zusammenfassung

Sturzfluten entstehen infolge konvektiver Starkniederschläge. Sie sind zeitlich und räumlich eng begrenzt, können theoretisch überall auftreten und sind aufgrund ihrer steilen Abflussganglinie nicht zu unterschätzen. Betroffen sind vor allem kleine, steile Einzugsgebiete, in denen langjährige Abflusszeitreihen für die Kalibrierung von Niederschlag-Abflussmodellen häufig fehlen. Da unkalibrierte Modelle nach wie vor selten sind, wurde an der Professur für Hydrologie Freiburg das ereignisbasierte, räumlich verteilte Modell RoGeR (*Runoff Generation Research Model*) entwickelt. Dieses wurde in dieser Arbeit in den zwei luxemburgischen Einzugsgebieten des Wolfsbachs und des Tirelbachs angewendet. Anhand verfügbarer Geodaten zur Topographie, Geologie, Pedologie und Landnutzung wurden die implementierten Teilprozesse parametrisiert.

Der Abfluss des Wolfsbachs wird kontinuierlich gemessen, sodass anhand eines qualitativen und quantitativen Vergleichs der simulierten und gemessenen Abflüsse, bewertet werden sollte, wie gut sich RoGeR für die Simulation von Sturzfluten in Luxemburg eignet. Drei von acht Ereignissen konnten jedoch nicht adäquat simuliert werden. Bei fünf von acht Ereignissen wurde durch eine leichte Anpassung der Parameter zumindest ein Teil der gemessenen Abflussganglinie zufriedenstellend reproduziert. Eine quasi systematische Überschätzung der ersten Abflussspitze und teils starke Schwankungen des simulierten Abflusses gegen Ende der Ereignisse führten zu unzufriedenstellenden Güteparameterwerten. Die Gründe für die teils mangelhaften Modellergebnisse konnten nicht eindeutig identifiziert werden und sollten, bevor weitere Modellierungen erfolgen, anhand von Felduntersuchungen geklärt werden.

Im Tirelbach-Einzugsgebiet sollte eine retrospektive Analyse durchgeführt werden. Mit Hilfe von RoGeR wurden die Sturzflut, die am 22. Juli 2016 zu Überschwemmungen in der Ortschaft Gilsdorf führte, rekonstruiert und die dabei abgelaufenen Infiltrations- und Abflussbildungsprozesse analysiert. Das Modell wurde dabei nicht kalibriert. Für diese Art der Analyse eignet sich RoGeR durch die vielfältigen Ausgabemöglichkeiten der Ergebnisse hervorragend. Die Sturzflut resultierte aus einem komplexen Zusammenspiel mehrerer Faktoren, zu denen die Gebietscharakteristika, die Niederschlagseigenschaften (Dauer, Intensität und Verteilung) und die Vorfeuchtebedingungen zählen. Unter Verwendung unterschiedlicher Niederschlags- und Vorfeuchtebedingungen wurden zudem verschiedene Szenarien simuliert. Die Ergebnisse geben Grund zur Annahme, dass vor allem in den von bindigen Böden dominierten Regionen Luxemburgs der Einfluss der häufig unberücksichtigten Trockenrissinfiltration in Zukunft nicht unterschätzt werden sollte.

Stichworte: Luxemburg, Starkniederschlag, Sturzflut, Niederschlag-Abflussmodellierung, unkalibriert, RoGeR, Geodaten, Infiltrationsprozesse, Abflussbildungsprozesse

1 Einleitung

Hochwasser gilt als die weltweit häufigste Naturkatastrophe. So sind 42 % aller weltweiten Schadensereignisse auf Überschwemmungen zurückzuführen. Diese verursachen jährlich Schäden im Wert von fast 30 Milliarden US Dollar und fordern nicht selten Menschenleben (MÜNICH RE GROUP, 2016). Wer dies jedoch lediglich mit größeren Flussüberschwemmungen assoziiert, der irrt (EHRET und BÁRDOSSY, 2002). So liegen in Deutschland die durch Sturzfluten und die durch Flussüberschwemmungen verursachten Schadenssummen in der gleichen Größenordnung (GDV, 2015).

Sturzfluten entstehen durch räumlich sowie zeitlich eng begrenzte Starkniederschläge, die auch als konvektive Niederschläge bezeichnet werden und oft in Kombination mit Sommergewittern auftreten. Anders als die oftmals überregionalen, langanhaltenden Flussüberschwemmungen, handelt es sich bei Sturzfluten um eine lokale, kurzzeitige Naturkatastrophe, die theoretisch überall auftreten kann. Dabei sind die steilen Hochwasserganglinien nicht zu vernachlässigen: Die schnellen, hohen Abflüsse können Gebäude und Infrastruktur beschädigen sowie Bäume und Autos mitreißen (EHRET und BÁRDOSSY, 2002; SCHUMANN, 2004; LUBW, 2016; BRONSTERT *et al.*, 2017). Aufgrund der eingeschränkten Vorhersagbarkeit lokaler Starkniederschläge (LUBW, 2016; BRONSTERT *et al.*, 2017) sowie der für Sturzfluten typischen, kurzen Reaktionszeit (die Zeit zwischen dem Niederschlagsbeginn und dem Hochwasserscheitel (BORG *et al.*, 2014)) von maximal sechs Stunden (MARCHI *et al.*, 2010) ist es schwierig, Betroffene rechtzeitig zu warnen (EHRET und BÁRDOSSY, 2002; SCHUMANN, 2004; LUBW, 2016; BRONSTERT *et al.*, 2017). So sterben in Europa mehr Menschen durch Sturzfluten als durch Flussüberschwemmungen (GAUME *et al.*, 2009). Starkniederschlagsereignisse haben zudem in den letzten Jahrzehnten zugenommen und werden zukünftig vermutlich noch stärker zunehmen (BENISTON, 2009; BERG *et al.*, 2013).

Kleine, steile Einzugsgebiete sind am stärksten von Sturzfluten betroffen. In diesen Gebieten gibt es jedoch kaum Abflussmessungen, sodass die meisten Niederschlag-Abflussmodelle nicht kalibriert werden können. Daher wurde an der Professur für Hydrologie Freiburg das räumlich verteilte Niederschlag-Abflussmodell RoGeR (**R**unoff **G**eneration **R**esearch **M**odel) entwickelt. RoGeR ist ein ereignisbasiertes Modell, mit dem die verschiedenen Abflussbildungsprozesse in der Fläche sowie deren Abflusskonzentrationen mit einer hohen zeitlichen und räumlichen Auflösung simuliert werden (STEINBRICH *et al.*, 2015; STEINBRICH *et al.*, 2016). Nachdem STEINBRICH *et al.* (2016) damit erfolgreich mehrere Hochwasserereignisse in Baden-Württemberg und einige Beregnungsversuche in der Schweiz simulierten, soll das Freiburger Modell nun erstmals in zwei luxemburgischen Einzugsgebieten angewendet werden. Ähnlich wie in Baden-Württemberg (LUBW, 2016) wurden

auch manche Regionen Luxemburgs im Jahr 2016 stark von Starkregen und Sturzfluten getroffen (MATHIAS, 2017).

Bei den betrachteten Einzugsgebieten handelt es sich um die des Wolfsbachs (lux.: „Wollefsbaach“) und des Tirelbachs (lux.: „Tirelbaach“). Die Kriterien bei der Wahl der Einzugsgebiete waren zum einen die Datenverfügbarkeit und zum anderen die erwähnten Ereignisse vergangenen Jahres. Der Wolfsbach entwässert über den Schwébechbach in die Attert, deren Einzugsgebiet und die darin ablaufenden hydrologischen Prozesse im Rahmen des DFG-FNR Forschungsprojekts „Catchments as organised systems CAOS“ (www.caos-project.de) erforscht werden (ZEHE *et al.*, 2014). Als Projektpartner hat die Professur für Hydrologie Freiburg Zugang zu den notwendigen Datensätzen, die von den Behörden, dem Luxembourg Institute of Science and Technology (LIST) und weiteren Forschungspartnern zur Verfügung gestellt werden. Zeitgleich simulieren die Ingenieure von Eepi Luxembourg S.à r.l. mit Hilfe eines hydraulischen und hydrologischen Modells die Sturzflut vom 22. Juli 2016, die zu Überschwemmungen im Tirelbach-Einzugsgebiet führte (OTT und BUSCHLINGER, 2017). Über das Ingenieurbüro besteht auch hier ein direkter Zugang zu den Daten. Außerdem können die mit RoGeR berechneten Simulationen mit jenen des Ingenieurbüros verglichen werden. Dies ist ein großer Vorteil, da die Abflüsse des Tirelbachs nicht gemessen werden.

Die Arbeit ist wie folgt gegliedert: Zunächst wird der aktuelle Stand der Forschung dargestellt. Dabei werden die wichtigsten Erkenntnisse aus der Abflussbildungsforschung sowie die Erfolge und die noch bevorstehenden Herausforderungen in der Modellierung von Sturzfluten herausgearbeitet. Basierend auf diesen Erkenntnissen, werden die Problemstellung, die Zielsetzungen sowie die Hypothesen dieser Masterarbeit definiert. Anschließend wird das Niederschlag-Abflussmodell RoGeR, die Parametrisierung der Einzelprozesse, die benötigten Daten sowie die beiden Einzugsgebiete vorgestellt. Die Ergebnisse werden präsentiert, ausgewertet und diskutiert, sodass schließlich Schlussfolgerungen gezogen und gegebenenfalls auf weiteren Forschungsbedarf hingewiesen werden kann.

1.1 Stand der Forschung

In diesem Kapitel wird der aktuelle Stand der Forschung vorgestellt. Eine Aufteilung des Kapitels in zwei Teile erschien dabei am sinnvollsten. Im ersten Teil werden die aktuellen Erkenntnisse aus der prozessorientierten Abflussbildungsforschung beschrieben. Diese sind für eine erfolgreiche Modellierung unerlässlich (WEILER und MCDONNELL, 2004). Im zweiten Teil steht der aktuelle Stand der Forschung im Bereich der Niederschlag-Abflussmodellierung im Vordergrund, wobei der Fokus stets auf der Simulation von Sturzfluten liegt.

1.1.1 Abflussbildungsprozesse

Es wird zwischen folgenden fünf Abflussbildungsprozessen unterschieden (SCHERRER, 1996; SCHERRER *et al.*, 2007; SIDLE *et al.*, 2007; BACHMAIR und WEILER, 2011):

- Horton'scher Oberflächenabfluss
- Sättigungsflächenabfluss
- Oberflächennaher Abfluss
- Zwischenabfluss
- Tiefenperkolation

Diese werden maßgeblich durch die Niederschlags- und Hangeigenschaften gesteuert (BACHMAIR und WEILER, 2011). Die verschiedenen Abflussbildungsprozesse werden in den folgenden Abschnitten beschrieben. Dabei sei darauf hingewiesen, dass es sich um eine idealisierte, konzeptuelle Darstellung der Prozesse handelt (BACHMAIR und WEILER, 2011).

Horton'scher Oberflächenabfluss

Der Horton'sche Oberflächenabfluss (kurz: HOA) bezeichnet die Bildung von Oberflächenabfluss infolge eines Infiltrationsüberschusses. Letzterer entsteht, wenn die Niederschlagsintensität die Infiltrationskapazität übersteigt. Das überschüssige Wasser, das nicht mehr infiltrieren kann, fließt dann hangabwärts ab (MERZ und BRONSTERT, 2005). Dieser Abflussbildungsprozess wurde erstmals von HORTON (1933) in semi-ariden Gebieten der USA beobachtet.

HOA entsteht auf Böden, die entweder aufgrund ihrer Bodeneigenschaften oder anderen Gegebenheiten ein Infiltrationshemmnis aufzeigen (SCHERRER, 1996; SCHERRER *et al.*, 2007). Bei hohen Niederschlagsintensitäten entsteht auf schlecht durchlässigen Böden absoluter HOA. Dieser tritt kurz nach Niederschlagsbeginn auf. Sind die Niederschlagsintensitäten etwas geringer oder die Böden durchlässiger, so kann der Niederschlag zunächst infiltrieren. Mit zunehmender Sättigung sinkt die Infiltrationskapazität, sodass erst im Laufe des Niederschlagsereignisses ein Infiltrationsüberschuss entsteht. Folglich entsteht zeitlich verzögerter HOA (SCHERRER, 1996). In beiden Fällen (absoluter und verzögerter HOA) ist die geringe Infiltrationskapazität auf eine Verdichtung, eine Versiegelung, einen hohen Tonanteil oder einen geringen Anteil präferentieller Fließwege (Definition siehe Abschnitt Zwischenabfluss) zurückzuführen (SCHERRER *et al.*, 2007). Besteht im Oberboden hingegen nur ein zeitweiliges Infiltrationshemmnis, das nur zu Beginn der Niederschlagsereignisses die Infiltration verhindert, entsteht temporärer HOA (SCHERRER, 1996). Bei diesem Infiltrationshemmnis handelt es sich beispielsweise um eine Hydrophobizität, die durch eine starke Austrocknung des Bodens oder durch chemische Substanzen in der Humusschicht ausgelöst wird (SCHERRER *et al.*,

2007). Diese Hydrophobizität nimmt im Laufe des Niederschlagsereignisses ab, das Wasser beginnt zu infiltrieren und die Bildung von HOA endet (SCHERRER, 1996).

Sättigungsflächenabfluss

Der Sättigungsflächenabfluss (SFA) stellt eine weitere Art des Oberflächenabflusses dar. Anders als HOA entsteht SFA aber nur auf vollständig (auf-)gesättigten Böden infolge eines Sättigungsüberschusses. Wenn die Speicherkapazität des Bodens erschöpft ist, kann kein Wasser mehr infiltrieren, es fließt ab (UHLENBROOK, 2005; BACHMAIR und WEILER, 2011). Die Entstehung von SFA setzt eine hohe Infiltrationskapazität, eine geringe Speicherkapazität sowie ein geringes laterales Transportvermögen des Bodens aufgrund fehlender präferentieller Fließwege voraus (SCHERRER, 1996). Wie schnell SFA nach Beginn des Niederschlagsereignisses eintritt, hängt maßgeblich von der Bodenmächtigkeit und der Vorfeuchte ab (SCHERRER *et al.*, 2007; BACHMAIR und WEILER, 2011). Erneut unterscheidet SCHERRER *et al.* (2007) zwischen schnellem, zeitlich verzögertem und stark zeitlich verzögertem SFA. Sind die Böden schon zu Beginn des Niederschlagsereignisses fast vollständig gesättigt, bildet sich schneller SFA (SCHERRER *et al.*, 2007). Dieser Prozess tritt vorzugsweise in Gewässernähe und in Senken auf (DUNNE und BLACK, 1970; SCHERRER, 1996). Flachgründige Böden, die über einer Stauschicht liegen und eine hohe Infiltrationsrate haben, führen zur Bildung von zeitlich verzögertem SFA. Stark verzögerter SFA entsteht auf mächtigen, gut durchlässigen Böden. Deren Porenraum kann jedoch nur bei advektiven Niederschlagsereignissen, d.h. bei langanhaltenden Niederschlägen mit einer geringen Intensität, vollständig gefüllt werden. Auf solchen Böden ist bei Starkniederschlägen kein Sättigungsflächenabfluss zu erwarten (SCHERRER *et al.*, 2007).

Oberflächennaher Abfluss

Der oberflächennahe Abfluss ist per Definition eine Abflusskomponente des Zwischenabflusses, der im nächsten Absatz beschrieben wird. Er wird hier separat aufgeführt, weil er in früherer Literatur oftmals mit dem HOA verwechselt wurde (SIDLE *et al.*, 2007). Hierbei handelt es sich jedoch um Ereigniswasser, das in der locker aufliegenden Streuschicht hangabwärts fließt (SIDLE *et al.*, 2007) und dabei ähnliche Fließgeschwindigkeiten wie Oberflächenabfluss erreichen kann (UHLENBROOK, 1999). In der englischsprachigen Literatur werden häufig verschiedene Synonyme für die Bezeichnung des oberflächennahen Abflusses verwendet (BACHMAIR und WEILER, 2011). Beispielsweise führte SIDLE *et al.* (2007) den Begriff „biomat flow“ ein, während WEILER und MCDONNELL (2004) den Begriff „organic layer interflow“ verwenden.

Zwischenabfluss

Der komplexeste Abflussbildungsprozess ist der Zwischenabfluss (kurz: ZA) (BACHMAIR und WEILER, 2011). In der englischsprachigen Fachliteratur werden zahlreiche Begriffe synonym verwendet: „subsurface stormflow“, „interflow“, „lateral flow“, „subsurface runoff“, „transient groundwater“ und „soil water flow“. Gemeint ist das laterale Fließen in gut drainierenden Schichten innerhalb des Bodenprofils, entlang der Grenzschichten zwischen dem Boden und dem Grundgestein oder zwischen dem Mineralboden und der organischen Auflage (SCHERRER, 1996; WEILER *et al.*, 2006; ANDERSON *et al.*, 2009a; GRAHAM *et al.*, 2010). Dieser Abflussprozess dominiert vor allem in humiden, steilen Gebieten mit durchlässigen Böden (WEILER *et al.*, 2006; ANDERSON *et al.*, 2009a, 2009b), in denen hohe Fließgeschwindigkeiten erreicht werden können (GRAHAM *et al.*, 2010).

Die Bildung von ZA erfordert eine hohe Sättigung gut drainierender Bereiche, die über einer Stauschicht liegen. Bei dieser Stauschicht kann es sich um eine schlecht durchlässige Bodenschicht oder um unverwittertes Grundgestein handeln. Im Fall einer schlecht durchlässigen Bodenschicht ist die Abnahme der Durchlässigkeit mit der Tiefe auf eine veränderte Bodentextur, eine erhöhte Dichte oder eine geringere Makroporenanzahl infolge pedogener, biologischer oder anthropogener Prozesse zurückzuführen (WEILER *et al.*, 2006; BACHMAIR und WEILER, 2011).

Bei Erfüllung der genannten Bedingungen entsteht Zwischenabfluss in Form von lateralem Matrixfluss und/oder präferentiellem Fließen. Während das Wasser beim Matrixfluss hangparallel durch den Porenraum der Matrix fließt, findet präferentielles Fließen vor allem in Makroporen und sogenannten „Pipes“ (Röhren) statt. Diese präferentielle Fließwege entstehen infolge der biologischen Aktivität der Flora (Absterben von Wurzeln) und Fauna (Graben von Gängen durch Bodenbewohner wie Regenwürmer und Kleinnager) sowie Auswaschungen von Feinmaterial (Erosion durch ZA) (SCHERRER, 1996; SCHERRER *et al.*, 2007; ANDERSON *et al.*, 2009a). Auch hochdurchlässige Bodenschichten führen zu präferentiellem Fließen (SCHERRER, 1996). Dabei handelt es sich um grobkörnige Bodenschichten mit einer sehr hohen Porosität, wie sie in Hangschutt, lockerem Moränenmaterial oder periglazialen Ablagerungen vorkommen (WEILER *et al.*, 2006). Tritt das Wasser aufgrund morphologischer Gegebenheiten wieder an der Oberfläche aus, wird es als Rückfluss (engl.: „Return Flow“) bezeichnet (SCHERRER, 1996; SIDLE *et al.*, 2007; DUNNE und BLACK, 1970).

Neben der Niederschlagsintensität, dem Gefälle (ANDERSON *et al.*, 2009b) und der Mikrotopographie des Grundgesteins (GRAHAM *et al.*, 2010) spielt auch die Konnektivität präferentieller Fließwege eine entscheidende Rolle (ANDERSON *et al.*, 2009b). Die genauen Vorgänge sind noch nicht komplett erforscht (BACHMAIR und WEILER, 2011), es ist aber davon auszugehen, dass die präferentiellen Fließwege ein Netzwerk bilden (GRAHAM *et al.*, 2010), deren Verbindung erst infolge fortschreitender Sättigung zu Stande kommt (SIDLE *et al.*, 2001).

Aufgrund höherer Fließgeschwindigkeiten wird das präferentielle Fließen auch als schneller Zwischenabfluss bezeichnet. In manchen Studien bezeichnet der Begriff „subsurface stormflow“ dann nicht den gesamten Zwischenabfluss, sondern bezieht sich ausschließlich auf dessen schnelle Abflusskomponente (SCHERRER, 1996).

Tiefenperkolation

Die Tiefenperkolation (kurz: TP) wird auch als Tiefensickerung (SCHERRER, 1996) oder Grundwasserneubildung (BACHMAIR und WEILER, 2011) bezeichnet. Sie beschreibt den vertikalen Transport vom Wasser in tiefere Schichten, wo es dem Grundwasser zufließt oder zwischengespeichert wird. Dabei kann das Wasser entweder aus der Matrix oder aus den präferentiellen Fließwegen stammen. Die Tiefenperkolation setzt eine hohe Infiltrationskapazität des Bodens sowie eine hohe Durchlässigkeit des Gesteins voraus (SCHERRER, 1996; SCHERRER *et al.*, 2007). Sie speist den Basisabfluss (SCHERRER *et al.*, 2007), der jedoch nur in Karstgebieten zur Hochwasserganglinie der Sturzfluten beiträgt (STEINBRICH *et al.*, 2016).

1.1.2 Modellierung von Sturzfluten

Als Modell wird ein vereinfachtes Abbild der komplexen Realität bezeichnet (MULLIGAN, 2004). Es ist nicht möglich, alle ablaufenden hydrologischen Prozesse zu messen. Dies liegt zum einen an der Messtechnik, zum anderen können nicht unbegrenzt viele Messungen in Raum und Zeit durchgeführt werden. An dieser Stelle können Modelle dazu beitragen, komplexe Vorgänge besser nachzuvollziehen. Außerdem können aufgrund von Vorhersagen wasserwirtschaftliche Maßnahmen getroffen werden (BEVEN, 2012). Letzteres ist das Ziel einer jeden Modellierung, sei es im Bereich des Hochwasserschutzes, der Wassernutzung oder der Gewährleistung der Wasserqualität und -quantität (BEVEN, 2012). Im Fall von Sturzfluten kommt dem auf einer Hochwasserabschätzung basierende Hochwasserschutz die größte Bedeutung zu (BARBEN *et al.*, 2001; VIVIROLI, 2013). Anhand eines kurzen Überblicks über die gängigen Verfahren der Hochwasserabschätzung sollen die Vorteile von Modellen in Bezug auf Sturzfluten verdeutlicht werden. Anschließend werden die verschiedenen Modelltypen erläutert und die bereits erzielten Erfolge sowie die noch bevorstehenden Herausforderungen in der Modellierung von Sturzfluten herausgearbeitet.

Aktuell werden für die Hochwasserabschätzung die Methoden aus drei Verfahrensgruppen verwendet: Die Methoden der Extremwertstatistik, die regionalhydrologischen Ansätze und die Niederschlag-Abflussmodelle (kurz: NA-Modelle) (BARBEN *et al.*, 2001; VIVIROLI, 2013). Stehen für ein Gebiet langjährige Abflussmessreihen zur Verfügung, ist die Extremwertstatistik eine gängige Methode zur

Hochwasserabschätzung. Dabei wird an die empirische Verteilung der Jahreshochwasser eine theoretische Verteilungsfunktion angepasst. Über diese kann dann das Bemessungshochwasser ermittelt werden (BARBEN *et al.*, 2001). Diese Methode ist im Fall von Sturzfluten nicht geeignet, da es meist keine Abflussmessreihen gibt (STEINBRICH *et al.*, 2016). Aus diesem Grund werden oft regionalhydrologische Ansätze, wie Hüllformeln und empirische Formeln, angewendet (BARBEN *et al.*, 2001; VIVIROLI, 2013). Die Idee der Regionalisierung ist es „hydrologische Größen [sic!] oder Parameter einfacher Modelle anhand von flächendeckend vorhandenen Gebietskennwerten zu bestimmen oder die vorhandenen Messungen auf ungemessene Räume zu übertragen“ (VIVIROLI, 2013:47).

Die Extremwertstatistik sowie die Regionalisierung berücksichtigen beide nicht die spezifischen Entstehungsbedingungen eines Hochwasserereignisses. Es ist also unbekannt, ob und in welchem Ausmaß sich die Prozesse bei Extremereignissen ändern (BARBEN *et al.*, 2001; VIVIROLI, 2013). Aus diesem Grund empfiehlt VIVIROLI (2013) die Verwendung von NA-Modellen, mit denen der Niederschlag rechnerisch in einen Abfluss umgewandelt wird (BARBEN *et al.*, 2001; LIEBSCHER und MENDEL, 2010; MANIAK, 2010; VIVIROLI, 2013). Dabei kann mit Hilfe eines mathematischen Zusammenhangs zwischen Niederschlag und Abfluss nicht nur der Hochwasserscheitel, sondern die gesamte Abflussganglinie an einem zuvor definierten Gewässerpunkt simuliert werden (MANIAK, 2010).

LIEBSCHER und MENDEL (2010) führen eine umfangreiche Auflistung der gängigsten Modelle auf. Diese können verschiedenen Kategorien zugeordnet werden. Eine solche Klassifizierung vereinfacht den Vergleich verschiedener Modelle bezüglich ihrer Stärken und Schwächen (KNAPP *et al.*, 1991). KNAPP *et al.* (1991) unterscheidet zwischen folgenden vier Kategorien:

- **Ereignisbasierte und kontinuierliche Modelle:**

Ereignisbasierte Modelle simulieren lediglich die Abflussbildung einzelner Niederschlagsereignisse. Oftmals werden nicht alle Prozesse des landgebundenen Wasserkreislaufs berücksichtigt, sondern nur jene, die in diesem kurzen Zeitraum relevant sind. Verwendet werden konstante Zeitintervalle, von einigen Minuten bis hin zu mehreren Stunden. Die Anfangsbedingungen werden durch den Modellierer selbst festgelegt, durch die Kalibrierung angepasst oder durch eine externe Approximation bestimmt (KNAPP *et al.*, 1991).

Kontinuierliche Modelle simulieren längere Zeiträume, die sowohl die Niederschlagsereignisse als auch die niederschlagsfreien Zeiten beinhalten. Hierfür müssen zusätzliche Prozesse, wie z.B. die Evapotranspiration und der Basisabfluss, implementiert sein. Meist erfolgt die Simulation täglich oder stündlich, wobei Tageszeitschritte für die Modellierung von Sturzfluten ungeeignet sind. Die Anfangsbedingungen werden weit im Voraus festgelegt, die für die Infiltration relevante Bodenfeuchte wird analytisch berechnet (KNAPP *et al.*, 1991).

- **Konzeptionelle und hydrodynamische Modelle:**

Je nachdem welche mathematische Gleichung für die Umrechnung vom Niederschlag in den Abfluss genutzt wird und wie stark dabei die physikalischen Grundgesetze berücksichtigt werden, wird zwischen Black-Box, konzeptionellen und hydrodynamischen Modellen unterschieden (KNAPP *et al.*, 1991; LIEBSCHER und MENDEL, 2010). Black-Box-Modelle, auch Transfer-Modelle genannt, basieren lediglich auf einem statistischen Zusammenhang zwischen In- und Output. Physikalische Grundgesetze werden dabei außer Acht gelassen (KNAPP *et al.*, 1991).

Hydrodynamische Modelle, auch als physikalische Modelle bezeichnet (LIEBSCHER und MENDEL, 2010), berücksichtigen die physikalischen Grundgesetze. Es wird versucht, stets die neusten physikalisch-basierten Erkenntnisse zu implementieren und die Teilprozesse so realitätsnah wie möglich abzubilden (KNAPP *et al.*, 1991).

Konzeptionelle Modelle gelten als Zwischenstufe zwischen Black-Box und hydrodynamischen Modellen. Eine klare Abgrenzung gibt es jedoch nicht, der Übergang ist fließend. Oft werden konzeptionelle und physikalische Konzepte kombiniert, da auch in hydrodynamischen Modellen nicht vollständig auf Vereinfachungen verzichtet werden kann (KNAPP *et al.*, 1991).

- **Räumlich undifferenzierte und räumlich verteilte Modelle:**

Räumlich undifferenzierte Modelle ignorieren die räumliche Variabilität der verschiedenen Parameter und Prozesse. Der Niederschlag, die Bodenparameter, die Bildung von Oberflächenabfluss usw. werden für das gesamte Einzugsgebiet gemittelt (KNAPP *et al.*, 1991).

Räumlich verteilte Modelle berücksichtigen die räumliche Variabilität der Parameter und Prozesse innerhalb des Einzugsgebiets. Theoretisch kann jedes kleinste Element des Einzugsgebiets separat modelliert und die Interaktionen mit den Nachbarelementen miteinbezogen werden (KNAPP *et al.*, 1991). In der Praxis hängt die räumliche Auflösung einer Simulation jedoch von der verwendeten Rastergröße ab (STEINBRICH *et al.*, 2016).

Eine Variante räumlich verteilter Modelle sind jene, die die Abflussbildung durch die Verschneidung der Landnutzungs- und Bodendaten auf Hydrotoplebene simulieren. Die Abflussbildung wird für die einzelnen Hydrotople ermittelt und entweder einzelnen Elementen innerhalb des Einzugsgebiets zugewiesen oder auf eine höhere räumliche Ebene aggregiert (KNAPP *et al.*, 1991).

- **Modelle mit kalibrierten, physikalisch bestimmten oder empirisch abgeleiteten Parametern:**

In den meisten Modellen werden die Parameter kalibriert. Die Kalibrierung beschreibt den Prozess, bei dem der Fehler zwischen der gemessenen und simulierten Abflusszeitreihe durch Veränderung der Parameter auf ein Minimum reduziert wird (KNAPP *et al.*, 1991).

Physikalisch bestimmte Parameter basieren auf messbaren Einzugsgebietscharakteristika. Hierzu gehören beispielsweise die Hangneigung, der Gewässerquerschnitt oder die gesättigte Leitfähigkeit des Bodens (KNAPP *et al.*, 1991). Doch auch physikalisch bestimmte Parameter werden meistens kalibriert (BEVEN, 2012), sodass sie dann nicht mehr genau den gemessenen Werten entsprechen (KNAPP *et al.*, 1991).

Anhand einer Regressionsanalyse kalibrierter oder gemessener Parameter können die Parameter auch empirisch bestimmt werden (KNAPP *et al.*, 1991). Dieser Prozess ist jedoch aufwendig, mit einigen Unsicherheiten behaftet (BEVEN, 2007) und erfordert eine Kalibrierung der empirisch hergeleiteten Parameter (BEVEN, 2012; VIVIROLI, 2013).

Häufig wird auch zwischen statistisch-stochastischen und deterministischen Modellen unterschieden (KNAPP *et al.*, 1991; LIEBSCHER und MENDEL, 2010). Deterministische Modelle stellen eine Ursache-Wirkung-Beziehung zwischen den Variablen her (LIEBSCHER und MENDEL, 2010; MANIAK, 2010). Sie stellen eine übergeordnete Gruppierung aller bisher beschriebenen Modelle dar (KNAPP *et al.*, 1991; MANIAK, 2010). LIEBSCHER und MENDEL (2010) beschreiben die statistisch-stochastischen Modelle folgendermaßen:

„Statistische Modelle ermöglichen die mathematisch-statistische Erfassung von Zusammenhängen zwischen Ursachen (z. B. Niederschläge) und Wirkungen (z. B. Wasserführung) aufgrund von Beobachtungsdaten, anhand von entsprechenden Zeitreihen, mit Hilfe von multiplen Regressionen oder neuronalen Netzen, ohne dass dabei der physikochemische (deterministische) Hintergrund explizit eingeht. [...] Stochastische Modelle sind Modelle (hydrologische Modelle), bei denen entweder die Eingabefunktion eine Zufallsfunktion ist oder ihre Parameter Zufallsvariablen sind. Man unterscheidet probabilistische Modelle und Zeitreihenmodelle. Kausalität ist im Gegensatz zum deterministischen Modell bei den stochastischen Modellen nebensächlich“ (LIEBSCHER und MENDEL, 2010:24f.).

Statistisch-stochastische Modelle bieten verschiedene Vorteile: In Gebieten, in denen die unterschiedlichen Prozesse nicht bekannt sind, sind sie anderen Modellen meist überlegen. Schon mit minimalem Dateninput liefern sie zufriedenstellende Ergebnisse. Zudem ist ihre Konfiguration schnell und simpel (HAPUARACHCHI *et al.*, 2011). Vor allem neuronale Netzwerke konnten bereits mehrfach erfolgreich für die Vorhersage von Sturzfluten angewendet werden (PIOTROWSKI *et al.*, 2006; SAHOO *et al.*, 2006; COLLIER, 2007; SCHMITZ und CULLMANN, 2008; TOUKOUROU *et al.*, 2009; TOUKOUROU *et al.*, 2011; ARTIGUE *et al.*, 2012). Jedoch werden für die Kalibrierung statistisch-stochastischer Modelle langjährige Messreihen benötigt (HAPUARACHCHI *et al.*, 2011). Wie erwähnt, sind diese in kleinen, von Sturzfluten betroffenen Einzugsgebieten meist nicht (ausreichend) vorhanden (HAPUARACHCHI *et al.*, 2011; STEINBRICH *et al.*, 2016). Zudem gilt der statistische Zusammenhang, der anhand von Niederschlag und Abfluss ermittelt wird, immer nur für das Gebiet, aus dem die Daten stammen (HAPUARACHCHI *et al.*, 2011).

In der Vergangenheit wurden für die Modellierung von Sturzfluten meist deterministische, räumlich undifferenzierte Modelle verwendet (HAPUARACHCHI *et al.*, 2011):

- Die „Flood Guidance“ des US National Weather Service basiert auf dem „Soil Moisture Accounting Model“ (SAC-SMA) (BURNASH *et al.*, 1973; HAPUARACHCHI *et al.*, 2011). Die Flood Guidance gibt Auskunft darüber, welche Niederschlagsintensität und -dauer in einem bestimmten Gebiet zu einer Sturzflut führen (NATIONAL WEATHER SERVICE, o.J.).
- Das konzeptionelle HBV-Modell (BERGSTROM, 1976) wurde von KOBOLD und BRILLY (2006) in einem steilen Einzugsgebiet in Slowenien angewendet. Sie zeigten, dass sich die Version HBV-96 (LINDSTRÖM *et al.*, 1997) durchaus für die Vorhersage von Sturzfluten eignet (KOBOLD und BRILLY, 2006). Anders als die auf Tagesschritten basierende Originalversion, rechnet HBV-96 in Stundenschritten (LINDSTRÖM *et al.*, 1997).
- SIRDAS und SEN (2007) entwickelten ein räumlich undifferenziertes Modell, mit dem sie synthetische Abflussganglinien in zwei ariden Gebieten der arabischen Halbinseln simulierten. Sie stellten fest, dass die Einzugsgebietsgröße, Hangneigung, Geologie, Bodentextur und Topographie die Abflusskonzentration steuern (SIRDAS und SEN, 2007).
- FOODY *et al.* (2004) verwendeten ein auf dem SCS-Verfahren basierendes Modell, um die hochwassergefährdeten Flächen in einem ariden Gebiet in Ägypten zu bestimmen. Die Landnutzung wurde anhand von Satellitenbildern, die Bodenparameter anhand von Feldversuchen bestimmt (FOODY *et al.*, 2004).

Räumlich undifferenzierte Modelle sind einfach zu bedienen und benötigen weniger Rechenzeit und Daten als räumlich verteilte Modelle (HAPUARACHCHI *et al.*, 2011). Sie haben jedoch zwei Nachteile: 1) Die räumliche Variabilität der Prozesse wird nicht berücksichtigt. 2) Für die Kalibrierung werden langjährige Messzeitreihen benötigt (HAPUARACHCHI *et al.*, 2011). Aus diesen Gründen wurden manche Modelle zu räumlich verteilten Modellen weiterentwickelt (CIARAPICA und TODINI, 2002; KOREN *et al.*, 2004). Die Ergebnisse sind ähnlich bis etwas besser als die der räumlich undifferenzierten Modelle (HAPUARACHCHI *et al.*, 2011).

Allgemein entstand in den letzten Jahren vermehrt der Trend hin zur räumlich verteilten Modellierung (HAPUARACHCHI *et al.*, 2011):

- ESTUPINA-BORRELL *et al.* (2006) simulierten eine Sturzflut, die am 12./13. November 1999 im 250 km² großen Orbieu Einzugsgebiet in Südfrankreich auftrat. Der Orbieu ist der Hauptnebenfluss der Aude, er entwässert das Bergland der Corbières. Dabei nutzten sie das physikalisch basierte, räumlich verteilte MARINE Modell und erzielten gute Ergebnisse. Außerdem eignet sich das Modell für die Echtzeit-Vorhersage (ESTUPINA-BORRELL *et al.*, 2006).
- ENGLAND *et al.* (2007) verwendeten das Modell TREX im 12.000 km² großen, semi-ariden Arkansas Einzugsgebiet über der Stadt Pueblo (Colorado). Sie kalibrierten das Modell anhand

der tausendjährigen Sturzflut von Juni 1921 und validierten es anhand der Sturzflut vom Mai 1894, der drittgrößten aller aufgezeichneten Sturzfluten. In beiden Fällen wurden der Hochwasserscheitel, das Volumen sowie die Ganglinienform mit nur wenigen Daten gut getroffen (ENGLAND *et al.*, 2007).

- LE LAY und SAULNIER (2007) untersuchten, wie sich die räumliche Variabilität verschiedener Parameter auf die Simulation auswirkt. Hierfür modellierten sie mit TOPMODEL eine Sturzflut, die am 8. / 9. September hohe Schäden in der Region südöstlich vom Zentralmassiv in Südfrankreich verursachte. Sie stellten fest, dass der Abfluss vor allem durch die zeitliche und räumliche Variabilität des Niederschlags und der Bodenfeuchte gesteuert wird (LE LAY und SAULNIER, 2007).
- MOUSSA *et al.* (2007) wendeten das Modell ModSpa im Gardon d'Anduze Einzugsgebiet in den Cevennen (Südfrankreich) an. Dabei testeten sie verschiedene Varianten der Kalibrierung, für welche Abflussdaten von 1975 - 1979 verwendet wurden. Validiert wurde das Modell anhand der Abflussdaten von 1980 - 1984. Die Ergebnisse des unkalibrierten Modells waren nicht zufriedenstellend. Bessere Ergebnisse wurden bereits durch die Kalibrierung von fünf Parametern, die für das gesamte Einzugsgebiet als konstant angenommen wurden, erzielt. Anschließend wurden drei der fünf Parameter für jedes Teileinzugsgebiet kalibriert. Dies führte zu den besten Ergebnissen und unterstreicht die Vorteile einer räumlich verteilten Modellierung (MOUSSA *et al.*, 2007).
- BLÖSCHL *et al.* (2008) präsentieren ein räumlich verteiltes Modell, das seit 2006 im Kamp Einzugsgebiet in Nordösterreich zur Vorhersage von Sturzfluten im Einsatz ist.
- Weitere Modelle, die sich laut HAPUARACHCHI *et al.* (2011) für die Vorhersage von Sturzfluten eignen, sind das Modell LISFLOOD (DE ROO, A. P. J. *et al.*, 2000), tRIS (IVANOV *et al.*, 2004) und BTOP (TAKEUCHI *et al.*, 2008).

Dieser Trend hin zur räumlich verteilten Modellierung liegt einerseits an der besseren Datenverfügbarkeit (HAPUARACHCHI *et al.*, 2011), als auch an den Forderungen der Prediction in Ungauged Basins (kurz: PUB) Initiative (HRACHOWITZ *et al.*, 2013). Gestartet wurde diese Initiative im Jahr 2003 von der International Association of Hydrological Sciences (IAHS) (SIVAPALAN *et al.*, 2003b), als immer deutlicher wurde, dass die bisherigen theoretischen Konzepte, Modelle und empirischen Methoden nicht für die Vorhersagen in unbeobachteten Gebieten ausreichen (SIVAPALAN *et al.*, 2003a). Ziel war ein allgemein höheres Prozessverständnis, eine Verbesserung bisheriger Modelle sowie die Entwicklung neuer, innovativer Modelle, die die räumliche und zeitliche Variabilität der Prozesse berücksichtigen, um so auf das Kalibrieren der Parameter verzichten und Vorhersagen für Gebiete ohne Abflussmessungen erstellen zu können (HRACHOWITZ *et al.*, 2013). Trotzdem gab es lange kein unkalibriertes Modell, das a) alle relevanten Prozesse, inklusive der Infiltration durch Makroporen und Trockenrisse sowie dem schnellen Zwischenabfluss innerhalb hangparalleler, präferentieller Fließwege, berücksich-

tigt, b) skalenunabhängig angewendet werden kann und c) die Abflussbildungsprozesse in hoher zeitlicher und räumlicher Auflösung simuliert. Daher wurde an der Professur für Hydrologie Freiburg das räumlich verteilte **Runoff Generation Reserach Model** (RoGeR) entwickelt (STEINBRICH *et al.*, 2016).

RoGeR ist ein unkalibriertes, ereignisbasiertes NA-Modell, das die verschiedenen Abflussbildungsprozesse in der Fläche sowie deren Abflusskonzentrationen simuliert. Parametrisiert wird es anhand verschiedener Geodaten zur Landnutzung, Pedologie, Geologie und Topographie. RoGeR kann skalenunabhängig, von der Plotskala bis zum mesoskaligen Einzugsgebiet, verwendet werden (STEINBRICH *et al.*, 2016). STEINBRICH *et al.* (2016) simulierten bereits erfolgreich sieben Beregnungsversuche aus unterschiedlichen Regionen der Schweiz sowie 33 Hochwasserereignisse aus 13 baden-württembergischen Einzugsgebieten.

Die Daten der Beregnungsversuche stammen von SCHERRER (1996). Dieser führte in verschiedenen Regionen der Schweiz auf jeweils einer Fläche von 60 m² mehrere Versuche mit einer Niederschlagsintensität von 50 - 100 mmh⁻¹ durch. Messungen des Oberflächen- und des Zwischenabflusses sowie Angaben zum Boden, zur Vorfeuchte, zur Geologie und zur Landnutzung ermöglichten die Parametrisierung der in RoGeR implementierten Teilprozesse.

Die räumliche und zeitliche Variabilität der Abflussbildungsprozesse sowie das quantitative Verhältnis zwischen den Abflusskomponenten konnte gut reproduziert werden. Lediglich ein Beregnungsversuch wurde nicht zufriedenstellend simuliert (STEINBRICH *et al.*, 2016). Dies lag an der Hydrophobizität des ausgetrockneten Bodens (SCHERRER, 1996; STEINBRICH *et al.*, 2016). Die Modellierung eines zweiten Beregnungsversuchs auf dem gleichen Standort bei höheren Vorfeuchtebedingungen lieferte gute Ergebnisse (STEINBRICH *et al.*, 2016). Eine leichte Überschätzung des schnellen Zwischenabflusses in allen Fällen führen STEINBRICH *et al.* (2016) auf die Schwierigkeiten bei der Messung des Zwischenabflusses zurück (SCHERRER, 1996).

Wie erwähnt, simulierten STEINBRICH *et al.* (2016) zusätzlich 33 Hochwasserereignisse aus 13 baden-württembergischen Gebieten unter Verwendung verschiedener Niederschlagstypen (advektiv und konvektiv) und unterschiedlicher Vorfeuchtebedingungen. Die Einzugsgebiete unterscheiden sich in ihrer Landnutzung, ihren Bodeneigenschaften und der anstehenden Geologie. Messungen der einzelnen Abflusskomponenten sind hier nicht vorhanden, sodass die Abflussganglinie zur Modellevaluierung genutzt wird. Auch diese gibt Aufschluss über die Abflussbildungsprozesse. Wird die Ganglinie durch Oberflächenabfluss dominiert, ist ihr Anstieg sowie ihr Abfall steil und der Hochwasserscheitel hoch. Dies ist vor allem bei konvektiven Niederschlägen der Fall. Ist der Zwischenabfluss der dominante Abflussprozess, kennzeichnet sich die Ganglinie durch eine flache, lang andauernde Rezession und einen moderaten Abflussscheitel. Ein hoher Anteil an Zwischenabfluss ist charakteristisch für advektive Niederschläge. Für beide Niederschlagstypen konnte RoGeR die jeweiligen Merkmale der Abflussganglinie reproduzieren.

Unter Berücksichtigung der Ganglinienform und des Verhältnisses der simulierten Abflusskomponenten, wurden 21 von 33 simulierten Ereignisse als gut, fünf als moderat und sieben als nicht zufriedenstellend klassifiziert. Bei fünf von sieben schlechten Ergebnissen wurde der ZA unterschätzt, in einem von diesen sieben Fällen wurde der SFA überschätzt und in einem weiteren Fall wird die Abflussganglinie maßgeblich durch einen See beeinflusst. Die größten Abweichungen konnten STEINBRICH *et al.* (2016) auf eine deutliche Unterschätzung des schnellen Zwischenabflusses, wahrscheinlich aufgrund fehlender, relevanter Bodeninformationen (periglaziale Bodenschichten, Überschätzung des Bodenspeichers und/oder der Tiefenperkolation), oder auf fehlerhafte Messreihen (Niederschlag und/oder Abfluss) zurückführen. Fehleinschätzungen des SFA liegen an der Methode zur Abschätzung des Grundwasserflurabstands, der als stationär angenommen wird. Der Einfluss des Sees ist, genauso wie die Hydrophobizität ausgetrockneter Böden, die Krustenbildung bindiger Böden, die zeitliche Variabilität des Grundwasserspiegels und die Entwässerung über Drainagen, bisher aufgrund mangelnder Prozesskenntnisse noch nicht in RoGeR implementiert (STEINBRICH *et al.*, 2016).

Des Weiteren stellten STEINBRICH *et al.* (2016) fest, dass RoGeR sehr sensitiv auf die Niederschlags-typen und die Vorfeuchte reagiert. Ein hoher Anteil von ZA tritt bei advektiven Niederschlägen in Kombination mit einer hohen Vorfeuchte auf. Niederschlagsintensität und Bodeneigenschaften kontrollieren die Infiltration, wobei eine hohe Makoporeninfiltration vor allem während konvektiven Niederschlägen in Gebieten mit bindigen Böden auftritt (STEINBRICH *et al.*, 2016).

Unter Berücksichtigung der Unsicherheiten, die bei einer ereignisbasierten Modellierung vor allem auf dem Niederschlag und der Bodenfeuchte lasten, schlussfolgern STEINBRICH *et al.* (2016), dass RoGeR durchaus Potential in der Modellierung von Sturzfluten in kleinen Einzugsgebieten ohne Abflussmessungen hat (STEINBRICH *et al.*, 2016).

2 Problemstellung und Zielsetzung

Basierend auf dem aktuellen Stand der Forschung werden in diesem Kapitel die Problemstellung und die Zielsetzungen dieser Masterarbeit definiert. Anschließend werden Hypothesen erstellt.

Sturzfluten stellen eine nicht zu unterschätzende Naturkatastrophe dar. Sie entstehen infolge konvektiver Niederschläge (kurze Dauer, hohe Intensität). Genauso wie die konvektiven Niederschläge, sind sie zeitlich und räumlich eng begrenzt und können überall auftreten. Ihre Hochwasserganglinie ist steil und der Hochwasserscheitel hoch, wodurch sie zu großen Schäden führen können (EHRET und BÁRDOSSY, 2002; SCHUMANN, 2004; LUBW, 2016; BRONSTERT *et al.*, 2017). Am stärksten betroffen sind kleine, steile Einzugsgebiete. Gerade hier fehlen aber meist die zur Kalibrierung von NA-Modellen notwendigen Abflussmessungen (STEINBRICH *et al.*, 2016). In den letzten 50 Jahren wurden zahlreiche Modelle entwickelt (LIEBSCHER und MENDEL, 2010; BEVEN, 2012). Unkalibrierte Modelle, die alle relevanten Prozesse berücksichtigen, skalenunabhängig angewendet werden können und die verschiedenen Abflussbildungsprozesse in hoher zeitlicher und räumlicher Auflösung simulieren, sind aber nach wie vor selten. Eine vielversprechende Ausnahme ist das NA-Modell RoGeR (STEINBRICH *et al.*, 2016). Sturzfluten haben in den letzten Jahren vermehrt Aufsehen erregt (LUBW, 2016), so auch in Luxemburg, wo sie im Sommer 2016 in manchen Regionen zu Überschwemmungen geführt und dadurch Schäden verursacht haben (MATHIAS, 2017). Daher soll RoGeR nun erstmals auch in Luxemburg angewendet werden. Dabei wurden folgende Zielsetzungen definiert:

1) Modellevaluierung

Da nicht nur die Gebietscharakteristika und Prozesse, sondern auch die Qualität und Quantität der Daten von Gebiet zu Gebiet und von Land zu Land verschieden sein können, soll zunächst bewertet werden, wie gut sich RoGeR für die Modellierung von Sturzfluten in luxemburgischen Einzugsgebieten eignet. Die beiden Einzugsgebiete des Wolfsbachs und des Tirelbachs dienen als Fallbeispiele. Wie in der Einleitung erklärt, führten sowohl die Datenverfügbarkeit, als auch die im Sommer 2016 entstandenen Überschwemmungen zur Wahl der Einzugsgebiete. Für die Modellierung sollen verschiedene historische Niederschlagsereignisse verwendet und die Teilprozesse anhand der in Luxemburg zur Verfügung stehenden Geodaten zur Landnutzung, Pedologie, Geologie und Topographie parametrisiert werden.

Der Abfluss des Wolfsbachs wird kontinuierlich vom LIST gemessen, sodass für dieses Einzugsgebiet die Modellevaluierung anhand eines qualitativen sowie quantitativen Vergleichs der gemessenen und simulierten Abflüsse erfolgen soll. Der Abfluss des Tirelbachs wird nicht gemessen. Anders als im Wolfsbach-Einzugsgebiet soll in diesem Gebiet auch nur ein bestimmtes historisches Ereignis simuliert werden. Dabei handelt es sich um die Sturzflut vom

Abend des 22. Juli 2016. Diese führte zu Überschwemmungen in der Ortschaft Gilsdorf, die Anwohner anhand von Fotos dokumentiert haben. Anhand dieser Fotos rekonstruierten OTT und BUSCHLINGER (2017) mit Hilfe eines hydraulischen und hydrologischen Modells das Geschehnis. Ihre Ergebnisse sollen dazu genutzt werden, um die mit RoGeR simulierten Abflussganglinien zu plausibilisieren. Ein quantitativer Vergleich anhand gängiger Güteparameter ist aufgrund der fehlenden Abflussmessungen nicht vorgesehen. Sowohl im Wolfsbach- als auch im Tirelbach-Einzugsgebiet soll anschließend eine kurze Sensitivitätsanalyse folgen.

2) Retrospektive Ereignisanalyse

RoGeR soll zudem für eine forensische Ereignisanalyse (IRDR, 2011) verwendet werden. Ziel einer forensischen Ereignisanalyse, auch „Post-event“-Analyse (BRONSTERT *et al.*, 2017) genannt, ist die retrospektive Rekonstruktion eines bestimmten Ereignisses sowie die Analyse der dabei abgelaufenen Prozesse. Aufgrund des lokalen Charakters und der kurzen Reaktionszeit von Sturzfluten ist es weder möglich Messungen im Voraus zu planen, noch diese während des Ereignisses durchzuführen. Die Prozesse können nur durch eine retrospektive Rekonstruktion des Ereignisses analysiert und quantifiziert werden. Hierbei können verschiedene Methoden der Datenauswertung sowie unterschiedliche Mess- und Modellierungsansätze genutzt werden (BRONSTERT *et al.*, 2017). Auch Gebietsbegehungen, die Interpretation der Ereignisauswirkungen und die Angaben von Augenzeugen können hilfreich sein (GAUME und BORGA, 2008; MARCHI *et al.*, 2009; BRONSTERT *et al.*, 2017; VOGEL *et al.*, 2017). In diesem Fall sollen die mit RoGeR erstellten Simulationen die Grundlage der Ereignisanalyse bilden. Anhand der Darstellung der Abflussbildungsprozesse und deren Abflusskonzentrationen soll die am Abend des 22.07.2016 im Tirelbach-Einzugsgebiet aufgetretene Sturzflut rekonstruiert und die abgelaufenen Prozesse untersucht werden. Durch die Verwendung verschiedener Bemessungsniederschläge und Bodenfeuchten soll zudem analysiert werden, wie das Gebiet unter anderen Bedingungen reagiert hätte bzw. reagieren würde.

2.1 Hypothesen

Für die zuvor formulierten Zielsetzungen wurden folgende Hypothesen erstellt:

1) Modellevaluierung

Es wird davon ausgegangen, dass das Modell auch in Luxemburg ohne Kalibrierung zufriedenstellende Ergebnisse liefert. Dabei ist der Erfolg der Modellierungen jedoch an zwei Bedingungen geknüpft. Als erstes müssen die notwendigen Daten in ausreichend guter Quali-

tät und Quantität vorhanden sein. Außerdem sollten die Prozesse, die noch nicht in RoGeR implementiert sind (variabler Grundwasserstand, Einfluss eines Sees, Hydrophobizität, Verschlammung bzw. Krustenbildung, Entwässerung über Drainagen), in den beiden Gebieten keine nennenswerte Rolle spielen.

2) Retrospektive Ereignisanalyse

Es wird vermutet, dass nicht eine einzige Ursache, sondern die spezifische Kombination aus Niederschlagsintensität, -dauer sowie -verteilung, den gegebenen Vorfeuchtebedingungen und den charakteristischen Einzugsgebietseigenschaften zu der Sturzflut am 22. Juli 2016 führte. Andere Vorfeuchtebedingungen oder ein 100-jähriges Niederschlagsereignis, mit einer anderen Niederschlagsintensität, -dauer oder -verteilung hätten eine andere Abflussganglinie und Hochwasserschwelle ergeben.

In den nächsten beiden Kapiteln werden die Methoden und Materialien, anhand derer die Hypothesen untersucht werden, vorgestellt. Am Ende dieser Arbeit werden die Hypothesen erneut aufgegriffen, um zu beurteilen, ob und inwiefern sie bestätigt werden können.

3 Methoden

In diesem Kapitel wird zunächst das NA-Modell RoGeR detailliert beschrieben. Dabei werden der Modellaufbau und die Parametrisierung der Teilprozesse erläutert. Anschließend werden die benötigten Bemessungsniederschläge, die Methoden der Modellevaluierung und das Vorgehen bei der Sensitivitätsanalyse spezifiziert. Die beiden Einzugsgebiete werden danach in Kapitel 4 vorgestellt. Diese Reihenfolge wurde bewusst gewählt, damit deutlich wird, welche Daten bzw. Gebietscharakteristika für die Modellierung relevant sind, um diese dann im Anschluss präsentieren zu können.

3.1 Modellvorstellung des Niederschlag-Abflussmodells RoGeR

Das *Runoff Generation Research Model* (RoGeR) ist ein räumlich verteiltes, ereignisbasiertes und unkalibriertes NA-Modell. Es simuliert die in Kapitel 1.1.1 vorgestellten Abflussbildungsprozesse des HOA, SFA, ZA und der TP in der Fläche sowie deren Abflusskonzentrationen in hoher räumlicher (bis 1 m²) und zeitlicher (bis 5 min) Auflösung. Dabei werden auch die präferentiellen Fließwege (Makroporen und Trockenrisse) berücksichtigt (STEINBRICH und WEILER, 2012a; STEINBRICH *et al.*, 2015; STEINBRICH *et al.*, 2016). Entwickelt wurde RoGeR im Rahmen des Wasser- und Bodenatlases Baden-Württemberg an der Professur für Hydrologie Freiburg. Bis 2014 trug das Modell noch den Namen *Distributed Runoff Generation Model* (DROGen) (STEINBRICH *et al.*, 2015).

Die Parametrisierung erfolgt anhand flächenhaft verfügbarer Geodaten zur Landnutzung, Topographie, Pedologie und Geologie sowie langjährigem Expertenwissen. Dies bietet zwei große Vorteile: 1) Im Gegensatz zu den meisten NA-Modellen ist keine Kalibrierung notwendig. Fehlende und/oder fehlerhafte Niederschlags- und Abflusszeitreihen schränken die Modellsicherheit deshalb nicht ein. 2) Eine skalenübergreifende Verwendung wird ermöglicht. Sind die notwendigen Daten vorhanden, kann RoGeR in jedem Gebiet, von der Plotskale bis zum mesoskaligen Einzugsgebiet, angewendet werden (STEINBRICH und WEILER, 2012a; STEINBRICH *et al.*, 2015; STEINBRICH *et al.*, 2016).

Folgende Prozesse werden in RoGeR berücksichtigt (PROFESSUR FÜR HYDROLOGIE, o.J.):

- Interzeption
- Infiltration von der Bodenoberfläche in die Bodenmatrix (Matrix-Inf)
- Infiltration durch Makroporen in die Bodenmatrix (MP-Inf)
- Infiltration durch Trockenrisse in die Bodenmatrix (TR-Inf)
- Bildung des Horton'schen Oberflächenabflusses (HOA)

- Auffüllung der nutzbaren Feldkapazität (nFK)
- Auffüllung des frei drainierbaren Porenvolumens (LK)
- Tiefenperkolation (TP)
- Schneller Zwischenabfluss in präferenziellen Fließwegen (MP-ZA)
- Langsamer Zwischenabfluss in der Bodenmatrix (Matrix-ZA)
- Bildung des Sättigungsflächenabflusses (SFA)

Diese Teilprozesse sind in der nachfolgenden Abbildung Abb. 1 veranschaulicht.

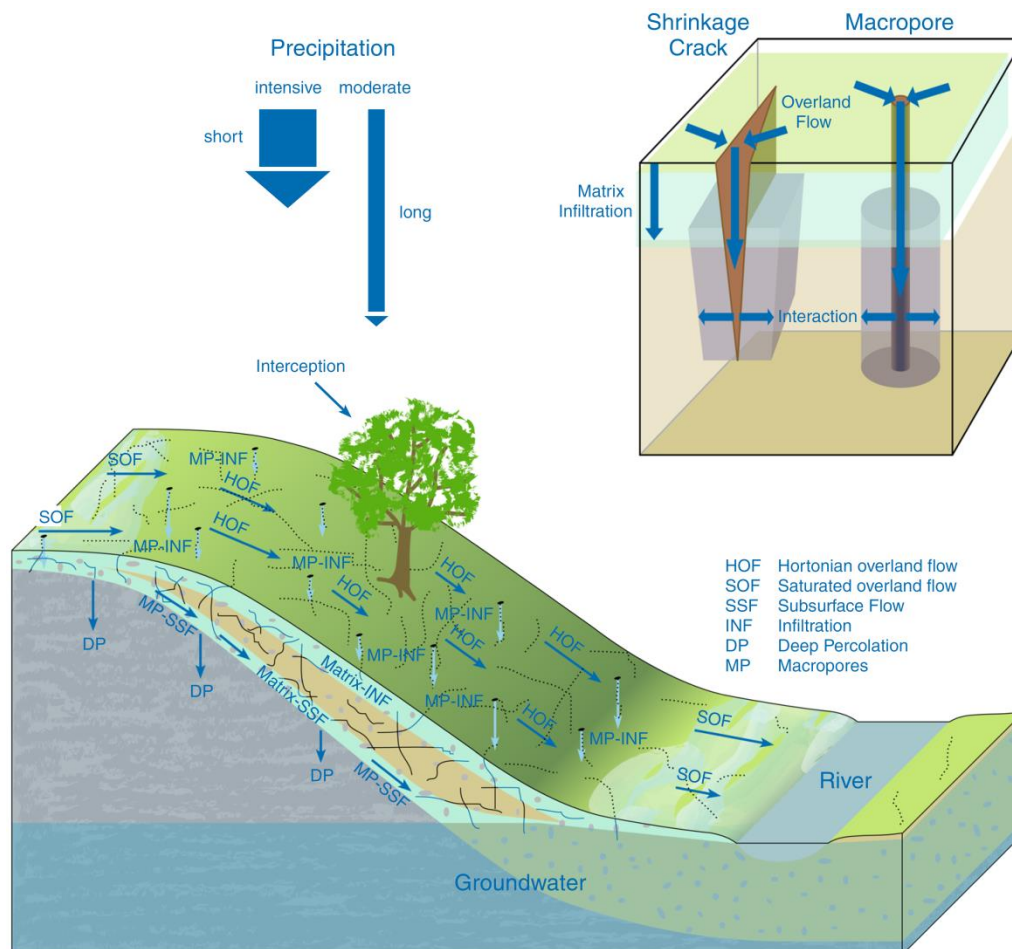


Abb. 1: Die im Niederschlag-Abflussmodell RoGeR implementierten Abflussbildungs- und Infiltrationsprozesse. Nach STEINBRICH *et al.* (2016).

Trifft der Niederschlag als erstes auf die Vegetationsdecke, wird je nach Pflanzenart und Jahreszeit mehr oder weniger viel Wasser im Interzeptionspeicher zurückgehalten. Ob und wieviel vom restlichen Niederschlag beim Erreichen des Bodens infiltriert, hängt von den Bodeneigenschaften, der Vorfeuchte und dem Versiegelungsgrad ab. Eine höhere Vorfeuchte verringert dabei die Infiltrationskapazität, wodurch die Bildung von Oberflächenabfluss begünstigt wird (STEINBRICH und WEILER, 2012a; STEINBRICH *et al.*, 2016).

Das infiltrierende Wasser füllt den freien Bodenspeicher von oben her auf, wodurch sich eine nach unten fortschreitende Sättigungsfront bildet. Eine weitere Zunahme der Bodensättigung erfolgt über Makroporen und gegebenenfalls über Trockenrisse, die durch die Bildung von HOA aktiviert werden. Ausschlaggebend ist die Makroporenausstattung bzw. der Tongehalt und Bodenfeuchte des Bodens (STEINBRICH und WEILER, 2012a; STEINBRICH *et al.*, 2016).

Die Feldkapazität beschreibt die Menge an Wasser, die ein freidränender Boden gegen die Schwerkraft halten kann (STEINBRICH und WEILER, 2012d). Wird diese durch das infiltrierende Wasser überschritten, wird das Wasser über das frei drainierende Porenvolumen, auch Luftkapazität genannt, in tiefere Schichten geleitet (STEINBRICH und WEILER, 2012a; STEINBRICH *et al.*, 2016). Je nach Grundwasserflurabstand fließt das Wasser gleich dem Grundwasser zu oder erreicht das Grundgestein. Dabei bestimmt die hydraulische Leitfähigkeit des Grundgesteins, ob sich das Wasser hier anstaut oder in Form von Tiefenperkolation weiter in den Untergrund sickert (STEINBRICH und WEILER, 2012a; STEINBRICH *et al.*, 2016).

Das Anstauen des Wassers in der geologischen Formation führt zu einer Sättigung des freien Porenvolumens darüber liegender Bodenschichten. Derartige Sättigungszonen begünstigen im geneigten Gelände bei ausreichend hoher lateraler Durchlässigkeit des Bodens die Bildung von ZA (langsamer Matrixfluss und/oder schnelles präferentielles Fließen). Dieser tritt verstärkt bei hoher Vorfeuchte auf (STEINBRICH und WEILER, 2012a, 2012b; STEINBRICH *et al.*, 2016).

Durch die vollständige Sättigung flachgründiger Böden mit einer geringen Speicherkapazität, einem schlecht durchlässigen Untergrund und/oder hohen Grundwasserständen bildet sich im flachen Gelände SFA. Dieser Prozess ist vor allem in Gewässernähe zu erwarten (STEINBRICH und WEILER, 2012a; STEINBRICH *et al.*, 2016).

Die beiden Oberflächenabflüsse HOA und SFA bilden die schnellsten Abflusskomponenten. Je nach Gebietseigenschaften ist der Makroporenzwischenabfluss trotz zeitlicher Verzögerung jedoch nicht zu unterschätzen (STEINBRICH und WEILER, 2012c), weshalb präferentielles Fließen in RoGeR berücksichtigt wird (STEINBRICH und WEILER, 2012a, 2012c; STEINBRICH *et al.*, 2016).

Da die Lage, Dauer und Intensität der Abflussbildungsprozesse maßgeblich durch den Niederschlagsereignistyp beeinflusst werden, gilt grundsätzlich, dass konvektive Niederschläge (kurze Dauer, hohe Intensität) eher zu HOA führen. Dabei werden die Makroporen aktiviert. Dennoch wird die Feldkapazität nur selten erreicht, weshalb die TP eine untergeordnete Rolle spielt (STEINBRICH und WEILER, 2012a; STEINBRICH *et al.*, 2016). Zeitliche und räumliche begrenzte Sturzfluten sind die Folge (STEINBRICH und WEILER, 2012a). Bei advektiven Niederschlagsereignissen (lange Dauer, geringe Intensität) bildet sich typischerweise SFA und ZA. Die Bildung von HOA begrenzt sich auf die versiegelten Flächen (STEINBRICH und WEILER, 2012a; STEINBRICH *et al.*, 2016). Advektive Niederschlags-

ereignisse charakterisieren sich durch eine große räumliche Ausdehnung und führen deshalb eher zu größeren Flussüberschwemmungen (STEINBRICH und WEILER, 2012a).

Zudem sei erwähnt, dass sich RoGeR lediglich zur Modellierung von Niederschlagsereignissen ohne Schnee- oder Frosteinfluss eignet. Einflüsse von gefrorenen Böden oder Schneeschmelze können aufgrund der hierfür fehlenden Module nicht berücksichtigt werden (STEINBRICH *et al.*, 2015).

3.2 Parametrisierung der Teilprozesse

Während der Simulation benötigt RoGeR mehrere Modellparameter, die in der Tabelle Tab. 1 aufgelistet sind und deren Abschätzung in den nächsten Abschnitten erläutert wird.

Tab. 1: Modellparameter je Rasterzelle. Nach STEINBRICH *et al.* (2016).

Modellparameter	Einheit
Ereignisunabhängig	
Landnutzung	(-)
Versiegelungsgrad	(-)
Hangneigung	(-)
Vertikale Makroporendichte	(L ⁻²)
Vertikale Makroporenlänge	(L)
Horizontale Makroporendichte	(L ⁻²)
Mittlerer Trockenrissabstand	(L)
Grundwasserflurabstand	(L)
Bodenmächtigkeit	(L)
Nutzbare Feldkapazität	(-)
Luftkapazität	(-)
Gesättigte hydraulische Leitfähigkeit	(LT ⁻¹)
Saugspannung an der Sättigungsfront	(L)
Gesättigte hydraulische Leitfähigkeit unterhalb des Bodens	(LT ⁻¹)
Fließgeschwindigkeit des Oberflächenabflusses	(LT ⁻¹)
Fließgeschwindigkeit des schnellen präferentiellen Fließens	(LT ⁻¹)
Fließgeschwindigkeit des langsamen Matrixflusses	(LT ⁻¹)
Grundwasserfließgeschwindigkeit	(LT ⁻¹)
Ereignisabhängig	
Interzeptionsspeicher	(L)
Freie nutzbare Feldkapazität	(-)
Freie Luftkapazität	(-)
Trockenrisstiefe	(L)
Zeitschrittabhängig	
Niederschlag	(LT ⁻¹)

Unterschieden wird zwischen zeitlich invariablen, ereignisunabhängigen Gebietseigenschaften, zeitlich variablen, ereignisabhängigen Vorbedingungen und dem zeitschrittabhängigen Niederschlag (PROFESSUR FÜR HYDROLOGIE, o.J.). Das Modell greift hierfür auf mehrere Raster, die ins Floating

Binary Format konvertiert werden müssen, zurück. Die Raster werden anhand der in Tabelle Tab. 2 aufgelisteten Datensätze erstellt.

Tab. 2: Datensätze und deren Verwendung. Verändert nach STEINBRICH *et al.* (2016).

Datensatz	Räumliche Auflösung	Gebiet	Verwendung
Digitales Geländemodell ¹	1 m x 1 m	T.	Berechnung der Hangneigung, des
Digitales Geländemodell ²	5 m x 5 m	W.	Gewässernetzes, des Grundwasserflurabstands
CORINE Landnutzung 2012 ³		T. & W.	Parametrisierung der Makroporen, Interzeption, Bodentiefe, Mulden, Fließzeiten
Gewässer ¹		T.	Anpassung des Gewässernetzes, das anhand des Geländemodells abgeleitet wird
Permanente + intermittierende Gewässerstränge (TRONCON_EAU) ⁴	1 : 5.000	T. & W.	
Oberflächengewässer (SURFACE_EAU) ⁴	1 : 5.000	T. & W.	Ergänzung der CORINE-Landnutzung
Vegetation (VEGETATION_SURF) ⁴	1 : 5.000	T. & W.	
Solitäre Bäume (ARB_ISOLE) ⁴	1 : 5.000	T. & W.	
Gebäude (BATIMENT) ⁴	1 : 5.000	T. & W.	
Straßennetz (TRONCON_ROUTE) ⁴	1 : 5.000	T. & W.	Ergänzung der CORINE-Landnutzung, Reduktion der Infiltration (Versiegelungsgrad), Berechnung der Fließzeiten
Sportplätze (TERR_SPORT) ⁴	1 : 5.000	T.	
Friedhöfe (CIMETIERE) ⁴	1 : 5.000	T.	
Flugrollbahn (PISTE_AERO) ⁴	1 : 5.000	W.	
Detaillierte Bodenkarte ⁵	1 : 25.000	T.	Bebaute Flächen zur Ergänzung der Landnutzung & Versiegelung, Bestimmung des Bodenspeichers, Bodentiefe und des Skelettanteils anhand der Bodenart
Ergänzende Excel-Datei mit Bodenart ⁵	1 : 25.000	T.	Bestimmung des Bodenspeichers, Bodentiefe und des Skelettanteils anhand der Bodentextur
VERMEIRE (1967) Bodenkarte ⁵	1 : 50.000	W.	
Geologische Karte ⁶	1 : 25.000 – 1 : 50.000	T. & W.	Abschätzung der gesättigten hydraulischen Leitfähigkeit des Gesteins
Bodenfeuchte aus LARSIM ¹	1 km x 1 km	T.	Parametrisierung des freien Bodenspeichers & der Trockenrisstiefe
Volumetrischer Wassergehalt ⁷	Koordinaten	W.	
Niederschlag Bleesbrück ¹	1 min	T.	Modellinput
Niederschlag Useldingen ⁸	10 min	W.	
Niederschlagshöhen KOSTRA-DWD (2010)	Station Bollendorf	T.	
Niederschlagsraster (Quantitative Precipitation Estimation QPE) ⁹	60 min	W.	Anpassung des gemessenen Niederschlags
Abfluss Pegel Wolfsbach ¹⁰	15 min	W.	Modellevaluierung
Pegel „Wolfsbach“ ¹⁰	Koordinaten	W.	Bestimmung des Wolfsbach-Einzugsgebiets

T. = Tirlbach-Einzugsgebiet; W. = Wolfsbach-Einzugsgebiet

¹ Service Hydrométrie, Administration de la Gestion de l'Eau AGE (Wasserwirtschaftsamt)

² Frei verfügbar unter www.data.public.data

³ European Environment Agency EEA

⁴ Service Géoportail, Administration du Cadastre et de la Topographie ACT

⁵ Service de Pédologie, Administration des Services techniques de l'Agriculture ASTA (Landwirtschaftsamt)

- ⁶ Service géologique de l'Etat, Administration des Ponts et Chaussées PCH
⁷ Professur für Hydrologie Freiburg & Geoforschungszentrum Potsdam (Forschungspartner CAOS-Projekt)
⁸ Agrarmeteorologisches Messnetz Luxemburg, ASTA
⁹ CAOS Forschungsgruppe, Teilprojekt C, Malte Neuper
¹⁰ Luxembourg Institute of Science and Technology LIST

Die Datensätze werden mit den beiden geographischen Informationssystemen ArcGIS (Version 10.5) und SAGA GIS (Version 4.1.0) sowie dem Tabellenkalkulationsprogramm Microsoft Excel (Version 2007 und 2010) und dem Statistikprogramm RStudio (R Version 3.4.0) bearbeitet und ausgewertet.

Interzeption und Muldenspeicher

Die Größe des Interzeptionsspeichers wird für einzelne Niederschlagsereignisse anhand eines von der Landnutzung und der Jahreszeit abhängigen Blattflächenindex abgeschätzt (PROFESSUR FÜR HYDROLOGIE, o.J.; STEINBRICH und WEILER, 2012a; STEINBRICH *et al.*, 2016). Dabei handelt es sich um den von BREMICKER (2000) im Wasserhaushaltsmodell LARSIM verwendeten Ansatz. Ermittelt wird jene Niederschlagsmenge, die nötig ist, um den Interzeptionsspeicher zu füllen. Erst wenn dieser vollständig gefüllt ist, trifft der restliche Niederschlag auf den Boden (PROFESSUR FÜR HYDROLOGIE, o.J.). Anhand des Muldenspeichers kann zudem dem Wasserrückhalt in Teichen berücksichtigt werden. Es wird ein Rückhalt von 20 mm angenommen (Schätzwert). Da RoGeR ein ereignisbasiertes NA-Modell ist, wird die Verdunstung des Wassers, das im Interzeptions- und Muldenspeicher zurückgehalten wird, ignoriert (STEINBRICH und WEILER, 2012a; STEINBRICH *et al.*, 2016).

Grundlage für die Parametrisierung der Landnutzung bilden die CORINE-Landnutzungsklassen (Coordination of Information on the Environment) der European Environment Agency (EEA). Diese sind räumlich relativ grob aufgelöst und werden deshalb durch mehrere detailliertere Vektordatensätze (Maßstab 1:5.000), die vom Geoportal zur Verfügung gestellt werden, ergänzt. Diese Vektordaten enthalten eine Vielzahl an Informationen, von der Vegetation bis hin zur anthropogenen Nutzung. Die Daten liegen entweder als Punkt-, Linien- oder Polygon-Shapefile vor (ADMINISTRATION DU CADASTRE ET DE LA TOPOGRAPHIE, 2013). Die Rastergröße wird durch das jeweilige digitale Geländemodell vorgegeben, das im Tirelbach-Einzugsgebiet eine räumliche Auflösung von 1 m x 1 m und im Wolfsbach-Einzugsgebiet eine räumliche Auflösung von 5 m x 5 m hat. Da 1 m x 1 m im Tirelbach-Einzugsgebiet sowohl für die Straßen (Linienvektor) als auch für die solitären Bäume (Punktvektor) zu wenig ist, werden sie durch unterschiedlich breite Puffer, vor der Umwandlung in ein Raster, angepasst. Die Angaben zu den realen Straßenbreiten sind in der Attributtabelle des Vektordatensatzes sowie in den dazugehörigen schriftlichen Erklärungen der ADMINISTRATION DU CADASTRE ET DE LA TOPOGRAPHIE (2013) enthalten. Für die Modellierung sind sowohl die Baumkrone (Interzeption) als auch das Wurzelsystem (Infiltration) von Bedeutung. Es wird angenommen, dass die durchwurzelte, horizontale Fläche in etwa der Fläche des Querschnitts durch

die Mitte der Krone entspricht. Verwendet wird ein Puffer mit einem Radius von 1,5 m. Dies ist nur eine Abschätzung und mag für große, alleinstehende Bäume zu klein sein. Da im Vektordatensatz jedoch alle Bäume mit einer Höhe größer gleich 5 m enthalten sind (ADMINISTRATION DU CADASTRE ET DE LA TOPOGRAPHIE, 2013), wird dieser Wert als Mittelwert angenommen. Die alleinstehenden Bäume werden als Laubbäume definiert.

Des Weiteren wird die Landnutzung durch die bebauten Zonen aus der detaillierten Bodenkarte (Maßstab 1:25.000) ergänzt. Diese Karte ist bisher noch nicht für das gesamte Land verfügbar (MARX und FLAMMANG, 2016). Im Wolfsbach-Einzugsgebiet wird daher die Bodenkarte von VERMEIRE (1967) (Maßstab 1:50.000) verwendet. Da sich die darin enthaltenen bebauten Zonen mit jenen der CORINE-Daten decken, ist hier keine weitere Ergänzung der Landnutzung nötig.

Das Gewässernetz wird jeweils aus dem digitalen Geländemodell abgeleitet. Hierfür werden verschiedene ArcGIS-Funktionen aus dem Toolset „Hydrology“ der Toolbox „Spatial Analyst“ verwendet. Vom Geoportal wird jeweils ein Linien-Vektordatensatz mit dem Gewässer, anhand dessen das berechnete Gewässernetz angepasst wird, zur Verfügung gestellt. Im Vektordatensatz wird zwischen permanenten und intermittierenden Gewässersträngen unterschieden (ADMINISTRATION DU CADASTRE ET DE LA TOPOGRAPHIE, 2013). Es wird angenommen, dass bei Starkniederschlägen auch die intermittierenden Gewässerstränge aktiviert werden, sodass das Gewässernetz der fertigen Landnutzungskarte beide Gewässertypen enthält. Für die Anpassung des Tirelbachs wird außerdem das vom Wasserwirtschaftsamt zur Verfügung gestellte Gewässernetz verwendet. Da der Tirelbach vor allem innerhalb der Ortschaft Gilsdorf breiter als 1 m ist, wird die Gewässerbreite durch einen abschnittsweisen Puffer angepasst. Die benötigte Pufferbreite wird infolge einer Ortsbegehung sowie anhand von Fotos und des Luftbilds (www.geoportail.lu) abgeschätzt.

Die Datensätze werden miteinander verschnitten und jeder Landnutzungsclass eine RoGeR-ID zugeteilt (PROFESSUR FÜR HYDROLOGIE, o.J.; STEINBRICH *et al.*, 2016). Die jeweiligen RoGeR-IDs sind dem Anhang (Tab.9) zu entnehmen.

Anhand des digitalen Geländemodells wird zudem in ArcGIS (Version 10.5) das Einzugsgebiet abgeleitet. Dieses gibt RoGeR vor, für welche Fläche die Simulation erfolgen soll.

Matrixinfiltration und Bodenspeicher

Für die Simulierung des zeitlichen Verlaufs der potentiellen Matrixinfiltration, sprich der potentiellen Infiltration von der Erdoberfläche in die Bodenmatrix, wird die Methodik nach GREEN und AMPT (1911), die von PESCHKE (1985) für variable Niederschlagsintensitäten angepasst wurde, verwendet. Bei dieser Methodik wird von einer gleichmäßigen, horizontalen Sättigungsfront ausgegangen. Diese

hängt von den folgenden drei Parametern ab (PROFESSUR FÜR HYDROLOGIE, o.J.; STEINBRICH und WEILER, 2012a; STEINBRICH *et al.*, 2016):

- Die effektive Porosität: Bezeichnet wird damit das Porenvolumen, das während eines Niederschlagsereignisses aufgefüllt und nachher wieder entleert werden kann. Die effektive Porosität wird durch die Summe aus der nutzbaren Feldkapazität (kurz: nFK) und dem frei drainierbaren Porenvolumen (kurz: LK) berechnet (STEINBRICH und WEILER, 2012a).
- Die hydraulische Leitfähigkeit des gesättigten Bodens: Sie begrenzt die Matrixinfiltration (STEINBRICH und WEILER, 2012a).
- Die Saugspannung an der Sättigungsfront: Zwischen gesättigter und ungesättigter Bodenmatrix herrscht eine Saugspannung. Sie ist die treibende Kraft beim Infiltrationsprozess (STEINBRICH und WEILER, 2012a).

Die potentielle Matrixinfiltration sowie die Tiefe der Sättigungsfront werden für jeden Zeitschritt und jede Rasterzelle simuliert, wobei die Matrixinfiltration um den Versiegelungsgrad reduziert wird. Der Niederschlag, der weder im Interzeptionsspeicher zurückgehalten wird, noch von der Bodenoberfläche in die Bodenmatrix infiltriert, stellt den potentiellen HOA dar (PROFESSUR FÜR HYDROLOGIE, o.J.; STEINBRICH und WEILER, 2012a; STEINBRICH *et al.*, 2016). Anders als im Fall der nFK und LK, muss dabei kein separates Raster der Saugspannung an der Sättigungsfront erstellt werden. Diese berechnet RoGeR intern nach dem Ansatz von MEIN und LARSON (1973), wobei er auf dazugehörige Umsetzungstabellen, auch Lookup-Tabellen genannt, zugreift. Den Oberböden muss lediglich eine ID, die im Anhang (Tab. 10) aufgeführt sind, zugeordnet werden.

Anhand der nFK und der LK wird zusätzlich der Bodenspeicher parametrisiert. Die Vorfeuchte wird dabei nur über den prozentuellen Füllungsgrad der nFK berücksichtigt. Es wird davon ausgegangen, dass das letzte Niederschlagsereignis lang genug her ist, um eine vollständige Entwässerung der LK zu gewährleisten (STEINBRICH und WEILER, 2012a). Durch die Reduzierung der nFK um die Vorfeuchte wird der freie Anteil der nFK berechnet. Zusammen mit der LK resultiert daraus der potentiell verfügbare Bodenspeicher zu Beginn des Niederschlagsereignisses (STEINBRICH *et al.*, 2016).

Die nFK, die LK und die gesättigte hydraulische Leitfähigkeit sind nicht in den vorliegenden Bodenkarten enthalten. Die Böden werden in den beiden Karten lediglich anhand einer aus mehreren Buchstaben bestehenden Abkürzung beschrieben. Anhand dieser können u.a. die Bodenart des Ober- und Unterbodens sowie die Bodentiefe des Oberbodens abgeleitet werden (MARX und FLAMMANG, 2016). Für das Tirelbach-Einzugsgebiet wurde von Frau Marx vom Landwirtschaftsamt eine fertige Excel-Tabelle mit der jeweiligen Ober- und Unterbodenart sowie der Oberbodenmächtigkeit zur Verfügung gestellt. Die Bodenart wurde dabei nach ihrem Ton-, Schluff- und Sandgehalt anhand des Bodenartendreiecks (AD-HOC-ARBEITSGRUPPE BODEN, 2005) klassifiziert. Für die Ableitung der Bodenart im Wolfsbach-Einzugsgebiet wurden diese Excel-Datei sowie die Erläuterungen von MARX und

FLAMMANG (2016) verwendet. Die Bodenart der teilversiegelten Flächen, die in den Karten als bebaute Zonen ausgewiesen sind, wurde anhand der umliegenden Böden geschätzt. Die LK, die nFK und die gesättigte hydraulische Leitfähigkeit werden anschließend aus der Bodenkundlichen Kartieranleitung (AD-HOC-ARBEITSGRUPPE BODEN, 2005) übernommen. Dort werden sie in Abhängigkeit der Trockenrohdichte angegeben (AD-HOC-ARBEITSGRUPPE BODEN, 2005). Da diese weder im Wolfsbach-, noch im Tirlbach-Einzugsgebiet bekannt ist, werden jeweils die Werte bei mittlerer Trockenrohdichte von $1,4 - 1,6 \text{ gcm}^{-3}$ verwendet (AD-HOC-ARBEITSGRUPPE BODEN, 2005). Sie können dem Anhang (Tab. 10) entnommen werden. Die AD-HOC-ARBEITSGRUPPE BODEN (2005) gibt die LK und die nFK als Volumenprozent an. RoGeR benötigt sie jedoch in Form eines Längenmaßes. Für die Umrechnung wird die Bodenmächtigkeit benötigt. Da die Bodenkarten nur Aufschluss über die Mächtigkeit des Oberbodens geben, wird die Mächtigkeit des Gesamtbodens mit Hilfe des Ansatzes der effektiven Durchwurzelungstiefe geschätzt. Die effektive Durchwurzelungstiefe ist die Bodenzone (effektiver Wurzelraum) eines vom Grundwasser unbeeinflussten Standorts, in der die nFK theoretisch voll ausgeschöpft wird. Die effektive Durchwurzelungstiefe hängt von der Bodenart, der Trockenrohdichte, dem Klima sowie der Landnutzung ab. Da die hier beschriebene Methodik nicht zwischen Ober- und Unterboden unterscheidet (AD-HOC-ARBEITSGRUPPE BODEN, 2005), wird zur Vereinfachung die Unterbodenart zur Ableitung der Gesamttiefe verwendet. Die Gesamtbodentiefe [m] in Abhängigkeit der Landnutzungs-kategorie und der Unterbodenart ist in der Tabelle Tab. 3 aufgelistet.

Für grundwasserbeeinflusste Standorte, wie sie vor allem in Gewässernähe vorkommen, wird die Bodentiefe um das Grundwasser reduziert. Hierfür wird der Grundwasserflurabstand anhand einer in SAGA GIS implementierten Methodik namens „vertical distance to channel“ (Toolbox „terrain analysis“) abgeschätzt (STEINBRICH und WEILER, 2012a; STEINBRICH *et al.*, 2016). Dabei handelt es sich um ein iteratives Interpolationsverfahren nach OLAYA (2004). Benötigt werden das jeweilige digitale Geländemodell sowie das daraus abgeleitete Gewässernetz. In diesem Fall wird jedoch nicht das gesamte, sondern nur das permanente Gewässernetz, das den Grundwasserspiegel ganzjährig beeinflusst, verwendet. Die Anpassung des permanenten Gewässernetzes erfolgt erneut anhand des Vektordatensatzes des Geoportals. Berechnet wird ein mittlerer initialer Grundwasserspiegel. Dieser orientiert sich an der Gewässersohle und ist daher statisch. Zeitliche Variationen des Grundwasserstands werden nicht berücksichtigt (PROFESSUR FÜR HYDROLOGIE, o.J.; STEINBRICH und WEILER, 2012a; OLAYA, 2004; STEINBRICH *et al.*, 2016).

Wurde die Bodentiefe (die Gesamttiefe und ggf. die Oberbodentiefe) um das Grundwasser reduziert, wird anschließend die Mächtigkeit des Unterbodens bestimmt und die nFK und die LK beider Bodenschichten in das benötigte Längenmaß umgerechnet. Da RoGeR jedoch nicht zwischen Ober- und Unterboden unterscheidet, werden die Werte beider Bodenschichten addiert. Die effektive Porosität wird aus der Summe aus nFK und LK berechnet. Die finalen Oberboden- und Gesamtbodenmächtigkeiten sind dem Anhang (Abb. 32 und Abb. 33) zu entnehmen.

Tab. 3: Effektive Durchwurzelungstiefe [m] je Landnutzungs-kategorie und Bodenart. Verändert nach ARMBRUSTER (2002) und WESSOLEK *et al.* (2009).

Landnutzungs-kategorie	Unterbodenart	Effektive Durchwurzelungstiefe [m]
(Teil)versiegelte Flächen	Unabhängig von der Bodenart	0,7 (ARMBRUSTER, 2002)
Ackerland	Sl4 Slu	1 (WESSOLEK <i>et al.</i> , 2009)
	Ls4 Ls5 Lt2 Lt3 Lts Tl	1,1 (WESSOLEK <i>et al.</i> , 2009)
	Lu Ut3	1,2 (WESSOLEK <i>et al.</i> , 2009)
Obst	Unabhängig von der Bodenart	1,1 (ARMBRUSTER, 2002)
Grünland	Sl4 Slu	0,8 (WESSOLEK <i>et al.</i> , 2009)
	Ls4 Ls5 Lt2 Lt3 Lts Tl	0,9 (WESSOLEK <i>et al.</i> , 2009)
	Lu Ut3	1 (WESSOLEK <i>et al.</i> , 2009)
Komplexe Parzellenstruktur	Unabhängig von der Bodenart	0,7
Laubwald	Sl4 Slu	1,5 (WESSOLEK <i>et al.</i> , 2009)
	Ls4 Ls5 Lt2 Lt3 Lts Tl	1,65 (WESSOLEK <i>et al.</i> , 2009)
	Lu Ut3	1,8 (WESSOLEK <i>et al.</i> , 2009)
Mischwald	Sl4 Slu	1,3 *
	Ls4 Ls5 Lt2 Lt3 Lts Tl	1,375 *
	Lu Ut3	1,45 *
Nadelwald	Unabhängig von der Bodenart	1,1 (ARMBRUSTER, 2002)
See/Weiher/Teiche	Unabhängig von der Bodenart	0 (ARMBRUSTER, 2002)
Fluss	Unabhängig von der Bodenart	0 (ARMBRUSTER, 2002)
Baum unbekannt	Unabhängig von der Bodenart	1,5 **

* Mittelwert aus den Werten für Laubwald (WESSOLEK *et al.*, 2009) und Nadelwald (ARMBRUSTER, 2002)

** Schätzwert

Für die Berechnung der freien nFK zu Beginn des Niederschlagsereignisses wird im Einzugsgebiet des Tirlbachs die mit LARSIM (BREMICKER, 2000) berechnete Bodenfeuchte [%nFK] verwendet. Diese wird als Raster (1 km x 1 km) vom Wasserwirtschaftsamt zur Verfügung gestellt (Anhang Abb. 34). Im Wolfsbach-Einzugsgebiet wird die Bodenfeuchte anhand des gemessenen volumetrischen Wassergehalts bestimmt. Dabei wird angenommen, dass der volumetrische Wassergehalt im Winter der Feldkapazität und im Sommer dem permanenten Welkepunkt entspricht. Die Differenz beider Bodenparameter ergibt die nFK, über die zusammen mit dem volumetrischen Wassergehalt die Bodenfeuchte in %nFK berechnet wird. Dabei wird zwischen zwei Vorfeuchten [%nFK] unterschieden: Derjenigen unter Wald und derjenigen unter allen restlichen Landnutzungs-kategorien. Die jeweiligen Werte sind im Anhang (Tab. 11) aufgeführt.

Die Versiegelungsgrade zur Reduktion der Infiltration werden anhand der vom Geoportal zur Verfügung gestellten Vektordaten erstellt. Dabei wird sich an den von KERN (2012) abgeleiteten Versiegelungsgraden für Baden-Württemberg orientiert. Gesteuerte Straßen und Gebäude sind vollständig versiegelt. Friedhöfe sind zu 11 % und Sportplätze lediglich zu 6 % versiegelt. Der Versiegelungsgrad der Flugrollbahn beträgt 80 % (KERN, 2012). Der Versiegelungsgrad von Trampelpfaden und Feldwegen

wurde geschätzt und auf 5 % bzw. 20 % festgelegt. Der Versiegelungsgrad der übrigen Siedlungsfläche (ohne Gebäude und Straßen) wurde anhand der Luftbilder (www.geoportail.lu) auf 8 % geschätzt.

Makroporen- und Trockenrissinfiltration

Die Makroporeninfiltration und die Trockenrissinfiltration werden aktiviert, sobald potentieller HOA entsteht (STEINBRICH und WEILER, 2012a; STEINBRICH *et al.*, 2016). Der Zusammenhang zwischen der Makroporendichte und dem Anteil der in die Makroporen entwässernden Fläche an der Gesamtfläche (WEILER und FLÜHLER, 2004) ermöglicht die Berechnung des potentiell in die Makroporen infiltrierenden HOA. Wie viel von diesem potentiell infiltrierenden HOA wirklich in die Makroporen fließt, ist von der Interaktion zwischen Makroporenwand und umgebender Bodenmatrix abhängig (PROFESSUR FÜR HYDROLOGIE, o.J.; STEINBRICH und WEILER, 2012a; STEINBRICH *et al.*, 2016). Hierfür wird die Methodik nach GREEN und AMPT (1911) verwendet. Da es sich in diesem Fall jedoch nicht um eine vertikale, sondern horizontale Infiltration (von der Makroporenwand in die ungesättigte Bodenmatrix) handelt, wird in RoGeR eine umgewandelte Variante genutzt. Bei dieser entsteht eine radiale, sich in horizontaler Richtung um die Makropore herum ausbreitende Sättigungsfront. Da sich durch die vertikale Infiltration von Niederschlagswasser in die Bodenmatrix gleichzeitig eine horizontale Sättigungsfront von oben nach unten weiterbewegt, reduziert RoGeR die aktive, vertikale Makroporenlänge sukzessive (STEINBRICH und WEILER, 2012a; STEINBRICH *et al.*, 2016).

Die Makroporenausstattung wird anhand der Landnutzungs-kategorie abgeschätzt (STEINBRICH und WEILER, 2012a; STEINBRICH *et al.*, 2016). Die entsprechenden Werte sind in der nachfolgenden Tabelle Tab. 4 aufgelistet.

Tab. 4: Makroporenausstattung je Landnutzungs-kategorie. Vertikale und horizontale Makroporendichte (MPdichte) [MPm^{-2}] und vertikale Makroporenlänge (MPlänge) [cm]. Nach STEINBRICH und WEILER (2012a) und STEINBRICH *et al.* (2016).

CORINE-Klasse	Vertikale MPdichte [MPm^{-2}]	Vertikale MPlänge [cm]	Horizontale MPdichte [MPm^{-2}]
Ackerland	75	30	125
Weinbauflächen	75	50	125
Obst- und Beerenobst	100	50	125
Grünland	100	80	125
Komplexe Parzellenstruktur	100	30	125
Laubwald	150	50	150
Mischwald	150	50	150
Nadelwald	150	30	150
Feuchthfläch	0	0	0

Für teilversiegelte Flächen wird die Makroporenausstattung abhängig vom Versiegelungsgrad geschätzt (STEINBRICH *et al.*, 2016), die Werte können dem Anhang (Tab. 12) entnommen werden. In grundwasserbeeinflussten Böden wird die vertikale Makroporenlänge um das Grundwasser reduziert. In skelettreichen Böden wird zu den aufgelisteten Makroporendichten ein Zuschlag von 25 m⁻² oder 50 m⁻² bei einem Skelettanteil von 10 - 25 % bzw. 25 - 50 % addiert. Zudem wird ein einheitlicher Makroporendurchmesser von 5 mm angenommen (STEINBRICH *et al.*, 2016).

Trockenrisse entstehen durch Schrumpfungsprozesse, die bei anhaltender Trockenheit in bindigen Böden stattfinden (PROFESSUR FÜR HYDROLOGIE, o.J.). Dabei bilden sie in quell- und schrumpfungsfähigen Tonböden ausgeprägte, polygonförmige Netzwerke (BARAM *et al.*, 2012). Bis zu einem gewissen Wassergehalt sind bindige Böden plastisch verformbar. Wird dieser Wassergehalt durch fortschreitende Austrocknung unterschritten, beginnt die Rissbildung (STEINBRICH *et al.*, 2016). Dieser Wassergehalt, bei dem die Trockenrissbildung beginnt, entspricht einem Matrixpotential von 500 hPa (AD-HOC-ARBEITSGRUPPE BODEN, 2005) und wird als Ausrollgrenze bezeichnet. Die Schrumpfungsgrenze wird bei einem Matrixpotential von 10.000 hPa (AD-HOC-ARBEITSGRUPPE BODEN, 2005) erreicht. Ab diesem Wassergehalt können bindige Böden auch bei extremer Trockenheit nicht weiter schrumpfen und die Risse erreichen ihre maximale Tiefe (STEINBRICH *et al.*, 2016). Aufgrund der polygonförmigen Netzwerke trägt die gesamte Erdoberfläche als Einzugsgebiet bei, doch nur jener Teil des potentiellen HOA, der nicht in die Makroporen infiltriert ist, kann noch in die Trockenrisse fließen (PROFESSUR FÜR HYDROLOGIE, o.J.).

Durch die Festlegung von Ausroll- und Schrumpfungsgrenze, kann für jede beliebige Bodenfeuchte zwischen diesen beiden Grenzen die aktuelle Trockenrisstiefe bestimmt werden. Dabei wird von einer linearen, zeitlichen Entwicklung der Risse ausgegangen. Es gilt nach STEINBRICH *et al.* (2016):

$$Z_c = Z_{max} * (A - \%nFK) * D^{-1}$$

$$\text{mit } Z_{max} = (C - C_{min}) * F$$

Mit:

Z_c = Aktuelle Trockenrisstiefe [mm],

Z_{max} = Maximale Trockenrisstiefe [mm],

C = Tongehalt [%],

C_{min} = Minimaler Tongehalt [%],

F = Zunahme der Trockenrisstiefe [mm] je 1 % Tongehalt,

A = Anteil des Volumens bei Ausrollgrenze an der nFK [%],

$\%nFK$ = Aktuelle Vorfeuchte [%nFK],

D = Spanne von Ausrollgrenze zu Schrumpfungsgrenze als Anteil der nFK[%].

Die Ausroll- und Schrumpfungsgrenze sowie der Tongehalt werden abhängig von der Korngrößenzusammensetzung bestimmt (Anhang Tab. 10) (PROFESSUR FÜR HYDROLOGIE, o.J.). Durch die Wahl von $C_{\min} = 3 \%$ und $F = 7 \text{ mm}\%^{-1}$ (STEINBRICH *et al.*, 2016) beträgt die maximale Risstiefe in Böden mit einem maximalen Tongehalt von 75 % 500 mm (BARAM *et al.*, 2012; STEINBRICH *et al.*, 2016). Liegt die Bodenfeuchte über der Ausrollgrenze, entstehen keine Trockenrisse (zu feucht). Liegt sie unter der Schrumpfungsgrenze (sehr trocken) entspricht die Trockenrisstiefe der maximalen Tiefe aus $(C - C_{\min}) * F$ (STEINBRICH *et al.*, 2016).

Wie erwähnt, wird im Tirelbach-Einzugsgebiet die mit LARSIM (BREMICKER, 2000) berechnete Bodenfeuchte verwendet und die Bodenfeuchte im Wolfsbach-Einzugsgebiet anhand des gemessenen volumetrischen Wassergehalts bestimmt. Anschließend wird die Trockenrisslänge für teilversiegelte Flächen um den Versiegelungsgrad und für grundwasserbeeinflusste Standorte um das Grundwasser reduziert. Zudem nehmen STEINBRICH *et al.* (2016) eine mittlere Distanz von 20 cm zwischen den Trockenrissen an. Die horizontale Infiltration von den Trockenrissen in die umgebende Bodenmatrix wird anhand der Methodik nach GREEN und AMPT (1911) simuliert. Diese wurde von STEINBRICH *et al.* (2016) so umformuliert, dass eine lineare sich von beiden Trockenrisswänden aus in horizontaler Richtung ausbreitende Sättigungsfront entsteht. Genauso wie bei den Makroporen, reduziert RoGeR die aktive Länge der Trockenrisse z_c sukzessive durch die von oben nach unten fortschreitende vertikale Sättigungsfront (STEINBRICH *et al.*, 2016).

Kann das Wasser weder über die Erdoberfläche, noch über die Makroporen und Trockenrisse infiltrieren, fließt es als HOA ab (STEINBRICH *et al.*, 2016).

Tiefenperkolation, Zwischenabfluss und Sättigungsflächenabfluss

Die hydraulische Leitfähigkeit des Unterbodens bzw. des Gesteins steuert, ob und wieviel Wasser in den Untergrund sickert (TP) (STEINBRICH und WEILER, 2012a; STEINBRICH *et al.*, 2016). Da diese jedoch nicht in den geologischen Karten enthalten ist, werden die Werte aus der hydrogeologischen Übersichtskarte Baden-Württembergs (WABOA, 2012) und aus der hydrogeologischen Kartieranleitung (AD-HOC-ARBEITSGRUPPE HYDROGEOLOGIE, 1998) verwendet. Da es sich dabei um Spannweiten mehrerer Zehnerpotenzen handelt, wird jeweils das harmonische Mittel berechnet (STEINBRICH und WEILER, 2012a).

Sind folgende Bedingungen erfüllt, wird der Unterboden anstatt des Gesteins als Stauschicht definiert, sodass die TP an diesen Standorten von der hydraulischen Leitfähigkeit des Unterbodens abhängt:

- Die gesättigte hydraulische Leitfähigkeit des Unterbodens ist kleiner als die des Gesteins,
- Der Unterschied der gesättigten hydraulischen Leitfähigkeiten von Ober- und Unterboden ist größer als 5 mmh^{-1} ,

- Und die gesättigte hydraulische Leitfähigkeit des Unterbodens ist kleiner als 5 mmh^{-1} .

Die gesättigte hydraulische Leitfähigkeit des Unterbodens entspricht in diesen Fällen jener der bodenkundlichen Kartieranleitung bei mittlerer Trockenrohdichte (AD-HOC-ARBEITSGRUPPE BODEN, 2005).

Perkoliert mehr Wasser, als die hydraulische Leitfähigkeit des Untergrunds zulässt, entsteht ein Perkulationsüberschuss. Dieser füllt die LK des darüber-liegenden Bodens, wodurch eine für die Bildung des Zwischenabflusses notwendige Sättigungsschicht entsteht. Der Perkulationsüberschuss bildet somit das für den ZA potentiell verfügbare Wasser, das als stark verzögerter Matrixfluss oder als präferentielles Fließen abfließt (STEINBRICH und WEILER, 2012a; STEINBRICH *et al.*, 2016).

Die Menge des Matrixflusses hängt von der Mächtigkeit der Sättigungsschicht, der Hangneigung und der hydraulischen Leitfähigkeit des Bodens ab und wird anhand der Darcy-Gleichung (Fluss unter gesättigten Bedingungen) berechnet (STEINBRICH und WEILER, 2012a; STEINBRICH *et al.*, 2016). Die schnelle Komponente des ZA ist jedoch für die Hochwasserentstehung weitaus wichtiger (PROFESSUR FÜR HYDROLOGIE, o.J.). Die Menge des präferentiellen Fließens hängt laut WEILER und MCDONNELL (2004) vor allem von der horizontalen Makroporendichte, der Konnektivität und der Hangneigung ab. Mit der Bodentiefe nimmt die Lagerungsdichte zu und die Wurzeldichte sowie die Grabeaktivitäten der Bodenfauna nehmen ab. Daher ist davon auszugehen, dass auch die horizontale Makroporendichte sowie die Makroporenkonnektivität mit der Tiefe abnehmen und so zu einer Abnahme der Fließgeschwindigkeit und Menge des präferentiellen Fließens führen (BACHMAIR und WEILER, 2011; STEINBRICH *et al.*, 2016). Um dies zu berücksichtigen, gliedern STEINBRICH *et al.* (2016) den Boden in 20 cm dicke Kompartimente und definieren für jedes Bodenkompartiment eine Beziehung zwischen der Fließgeschwindigkeit v und der Hangneigung und leiten daraus den maximal möglichen ZA ab. Anschließend bestimmt RoGeR das Verhältnis aus dem maximalen potentiellen Matrixfluss und dem maximalen potentiellen Fluss innerhalb der Makroporen und teilt den Perkulationsüberschuss auf die beiden Komponenten des ZA auf (STEINBRICH *et al.*, 2016).

Übersteigt das infiltrierte Wasser nach Abzug der TP und des ZA trotzdem noch die Bodenporosität, fließt das überschüssige Wasser als SFA ab. Besonders relevant ist die Bildung von SFA in Gewässernähe, weshalb es wichtig ist, die Bodenmächtigkeit und die präferentiellen Fließwege, wie erwähnt, um das Grundwasser zu reduzieren (STEINBRICH und WEILER, 2012a; STEINBRICH *et al.*, 2016).

Abflusskonzentration

Messungen der einzelnen Abflusskomponenten sind selten. Üblicherweise wird nur der Gesamtabfluss am Pegel (Abflussganglinie) gemessen. Um die modellierten Ergebnisse dennoch überprüfen zu können, sind zusätzlich Routing-Routinen zur Berechnung der Abflusskonzentrationen in RoGeR implementiert. Mit Hilfe einfacher GIS-gestützter Methoden (Fließzeiten zum Pegel für jede

Rasterzelle) wird für den Oberflächenabfluss, den langsamen und schnellen Zwischenabfluss sowie den Grundwasserabfluss eine geomorphologische Einheitsganglinie berechnet. Auf komplexere hydraulische Modelle wird verzichtet (STEINBRICH und WEILER, 2012a; STEINBRICH *et al.*, 2016).

Tab. 5: Rauigkeitsbeiwerte nach Strickler [$\text{m}^{1/3}\text{s}^{-1}$] je Landnutzungs-kategorie für den Oberflächenabfluss. Nach (STEINBRICH *et al.*, 2016).

Landnutzungs-kategorie	K-Wert nach Strickler [$\text{m}^{1/3}\text{s}^{-1}$]
Ackerland	30
Weinbauflächen	30
Obst- und Beerenobst	20
Grünland	20
Komplexe Parzellenstruktur	25
Laubwald	20
Mischwald	20
Nadelwald	30
Feuchtwiesen	100

Für den Oberflächenabfluss wird ein 1 mm starkes Schichtfließen angenommen. Den einzelnen Landnutzungs-kategorien (siehe nebenstehende Tabelle Tab. 5) und Versiegelungsgraden (Anhang Tab. 12) werden verschiedene Rauigkeitsbeiwerte zugewiesen und die Fließgeschwindigkeit mit Hilfe der Fließformel nach Gauckler-Manning-Strickler bestimmt. Da RoGeR für ausgeprägte Hochwassersituationen entwickelt wurde, wird den Fließgewässern eine hohe, einheitliche Fließgeschwindigkeit von 3 ms^{-1} zugewiesen. Die Fließgeschwindigkeit in Seen beträgt $0,01 \text{ ms}^{-1}$ (PROFESSUR FÜR HYDROLOGIE, o.J.; STEINBRICH und WEILER, 2012a; STEINBRICH *et al.*, 2016).

Die Fließgeschwindigkeiten entlang präferentieller Fließwege bestimmen STEINBRICH *et al.* (2016) anhand des zuvor erwähnten Zusammenhangs zwischen Fließgeschwindigkeit, Bodentiefe und Hangneigung. Der Grundwasserfluss, der anhand der Darcy-Gleichung berechnet wird, trägt grundsätzlich aufgrund seiner sehr hohen zeitlichen Verzögerung nicht zur Hochwasserentstehung bei. Eine Ausnahme bilden Karstgebiete, für die eine mittlere Fließgeschwindigkeit des Wassers aus der Tiefenperkolation von $0,012 \text{ ms}^{-1}$ angenommen wird (PROFESSUR FÜR HYDROLOGIE, o.J.; STEINBRICH und WEILER, 2012a; STEINBRICH *et al.*, 2016).

Aufgrund der Topographie (Kapitel 4) werden die Abflusskonzentrationen des ZA und der TP nur im Tirlbach-Einzugsgebiet berechnet.

3.3 Bemessungsniederschläge

Ein Bemessungsniederschlag ist ein Starkniederschlag einer gewissen Höhe, Dauer und Jährlichkeit (HABERLANDT, 2016). Benötigt wird er für die Planung verschiedener wasserwirtschaftlicher Maßnahmen (WEILGUNI, 2014; HABERLANDT, 2016), wie die Dimensionierung von Bauwerken (HABERLANDT, 2016), Kanälen, Versickerungsanlagen, Regenentwässerungen und Rückhaltebecken. Bemessungsniederschläge werden aber auch, wie in diesem Fall, als Input für NA-Modelle genutzt

(WEILGUNI, 2014). In Deutschland wird hierfür üblicherweise auf den KOSTRA-Atlas (*Koordinierte Starkniederschlagregionalisierungs-Auswertung für die Bundesrepublik Deutschland*) des Deutschen Wetterdiensts (DWD) zurückgegriffen (THIELE BÜTTNER GBR, 2012; DISSE, 2013). Hierin sind die Niederschlagshöhen für die verschiedenen Niederschlagsdauern von fünf Minuten bis 72 Stunden und Jährlichkeiten zwischen 1 - 100 Jahren für ganz Deutschland enthalten. Die Niederschlagshöhen basieren auf gemessenen Niederschlagszeitreihen und sind in Form von Rastern mit einer räumlichen Auflösung von 70 km² dargestellt (DISSE, 2013). Für Luxemburg gibt es keine derartige Starkregen-Auswertung. Deswegen werden im Folgenden die Niederschlagshöhen nach KOSTRA-DWD (2010) der Ortsgemeinde Bollendorf verwendet. Diese liegt im Eifelkreis Bitburg-Prüm in Rheinland Pfalz (GEMEINDE BOLLENDORF, o.J.), direkt an der luxemburgischen Grenze, unweit vom Tirelbach-Einzugsgebiet entfernt. Für Gebiete kleiner 25 km² können die KOSTRA-Werte als Gebietsniederschlag verwendet werden. Bei größeren Gebieten wird die Niederschlagshöhe mit einem von der Fläche und der Niederschlagsdauer abhängigem Abminderungsfaktor multipliziert (DISSE, 2013).

Bei der Verwendung von Bemessungsniederschlägen in NA-Modellen muss eine der folgenden Intensitätsverteilungen verwendet werden (MUNLV UND LANUV NRW, 2004):

- Blockregen
- Mittenbetonte Verteilung
- Anfangsbetonte Verteilung
- Endbetonte Verteilung

Welche Verteilung am besten geeignet ist, hängt von der Problemstellung und vom Einzugsgebiet ab (THIELE BÜTTNER GBR, 2012). Da die Abflussreaktion des Tirelbach-Einzugsgebiets unter verschiedenen Niederschlagsbedingungen untersucht werden soll, werden für verschiedene Dauerstufen jeweils ein Blockregen und je eine Variante einer mitten-, anfangs- und endbetonten Verteilung verwendet. Angenommen, ein Niederschlag einer bestimmten Jährlichkeit und Dauerstufe enthält alle kürzeren Niederschläge derselben Jährlichkeit (MUNLV UND LANUV NRW, 2004), so kann aus den Niederschlagshöhen nach KOSTRA-DWD (2010) anhand des Niederschlagzuwachses von einer Dauerstufe zur nächsten eine anfangsbetonte Intensitätsverteilung erstellt werden. Die umgekehrte Reihenfolge dieser Niederschläge stellt eine endbetonte Verteilung dar. Die gleichverteilte Aufteilung der gesamten Niederschlagssumme einer bestimmten Dauerstufe auf die einzelnen Intervalle ergibt einen Blockregen, d.h. ein Niederschlagsereignis ohne Spitzenintervall, sondern mit Intervallen gleicher Niederschlagsintensität. Als mittenbetonte Variante wird die Euler Typ II Verteilung verwendet (MUNLV UND LANUV NRW, 2004). Hierbei tritt das Regenintervall mit der höchsten Niederschlagsintensität beim 0,3-fachen der Bemessungsdauer auf. Auf der linken Seite dieses Spitzenintervalls wird die Zeitachse von rechts nach links mit den nächst niedrigeren Intervallen bis zum Erreichen des Zeitpunkts Null aufgefüllt. Auf der rechten Seite des Spitzenwertes wird die Zeitachse bis zum Ende des Bemessungsniederschlags mit den restlichen Regenintervallen ergänzt (THIELE BÜTTNER

GBR, 2012). Die verwendeten Niederschläge mit einer Dauer von zwei Stunden (KOSTRA-DWD, 2010) und den verschiedenen Intensitätsverteilungen können dem Anhang entnommen werden (Anhang Abb. 36). Hiervon können alle anderen benötigten, kürzeren Starkniederschläge abgeleitet werden.

3.4 Modellevaluierung

Um bewerten zu können, wie gut sich RoGeR zur Modellierung von Sturzfluten in den beiden luxemburgischen Einzugsgebieten eignet, müssen die Modellergebnisse evaluiert werden. Dabei wird beschrieben, wie gut die simulierten Abflüsse passen. Je nach Gebiet bieten sich hier unterschiedliche Möglichkeiten an.

Wolfsbach

Da der Abfluss des Wolfsbachs alle 15 Minuten am Pegel „Wollefsbach“ (LIST) gemessen wird, kann die simulierte Gesamtabflussganglinie jedes Ereignisses mit der gemessenen Abflussganglinie verglichen werden. Dieser Vergleich erfolgt zunächst rein visuell, d.h. qualitativ. Anschließend werden verschiedene gängige Güteparameter berechnet. Ein Güteparameter ist eine mathematische Größe, die angibt, wie gut simulierte und beobachtete Werte übereinstimmen (BEVEN, 2012) und auf diese Weise einen quantitativen Vergleich darstellt (KRAUSE *et al.*, 2005; BEVEN, 2012). Die im Paket „hydroGOF“ enthaltene Funktion „gof“ ermöglicht in RStudio eine schnelle und einfache Berechnung mehrerer Güteparameter. Davon werden die drei gängigsten (KRAUSE *et al.*, 2005) verwendet:

- **Determinationskoeffizient R^2**

Der Determinationskoeffizient R^2 stellt nach Bravais-Pearson das Quadrat des Korrelationskoeffizienten dar und wird wie folgt berechnet (KRAUSE *et al.*, 2005):

$$r^2 = \left(\frac{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})(P_i - \bar{P})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2} \sqrt{\sum_{i=1}^n (P_i - \bar{P})^2}} \right)^2$$

mit O = gemessene Abflüsse [$\text{m}^3 \text{s}^{-1}$] und mit P = simulierte Abflüsse [$\text{m}^3 \text{s}^{-1}$] (KRAUSE *et al.*, 2005).

R^2 beschreibt, wie viel der beobachteten Streuung anhand der Vorhersage erklärt werden kann. Dabei können die Werte zwischen 0 und 1 liegen. 0 bedeutet, dass die beobachteten und die

simulierten Werte gar nicht korrelieren. Entspricht die Streuung der simulierten Werte exakt der beobachteten Streuung, ist der Determinationskoeffizient gleich 1 (KRAUSE *et al.*, 2005).

- **Nash-Sutcliffe Effizienz NSE**

Die Effizienz NSE wurde von NASH und SUTCLIFFE (1970) entwickelt und trägt daher ihren Namen. Sie wird wie folgt berechnet:

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (O_i - P_i)^2}{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2}$$

mit O = gemessene Abflüsse [m^3s^{-1}] und mit P = simulierte Abflüsse [m^3s^{-1}] (KRAUSE *et al.*, 2005).

Der Wertebereich der NSE liegt zwischen 1 und $-\infty$. Bei 1 stimmt die simulierte Abflussganglinie perfekt mit der beobachteten Abflussganglinie überein (KRAUSE *et al.*, 2005; SCHAEFLI und GUPTA, 2007). Bei 0 wäre der Mittelwert der beobachteten Werte ein genauso guter Prädiktor als das Modell (SCHAEFLI und GUPTA, 2007). Liegt die NSE unter 0, dann wäre der Mittelwert der beobachteten Werte sogar ein besserer Prädiktor als das Modell. Grundsätzlich führt die Normalisierung der Varianz der beobachteten Werte zu einer besseren NSE in Einzugsgebieten mit einer höheren Dynamik. Um also eine ähnlich gute NSE in einem Einzugsgebiet mit wenig Dynamik zu erhalten, muss hier die Simulation umso besser passen (KRAUSE *et al.*, 2005).

- **Übereinstimmungsindex d**

1981 führte WILLMOT den Übereinstimmungsindex d (engl.: „index of agreement“) ein. Er wird wie folgt berechnet:

$$d = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (O_i - P_i)^2}{\sum_{i=1}^n (|P_i - \bar{O}| + |O_i - \bar{O}|)^2}$$

mit O = gemessene Abflüsse [m^3s^{-1}] und mit P = simulierte Abflüsse [m^3s^{-1}] (KRAUSE *et al.*, 2005).

Der Übereinstimmungsindex d stellt das Verhältnis zwischen der mittleren Fehlerquadratsumme im Zähler und dem potentiellen Fehler im Nenner dar. Aufgrund der mittleren Fehlerquadratsumme, reagiert d, ähnlich wie die NSE, sehr empfindlich auf Fehler im Hochwasserbereich, während er auf Fehler im Niedrigwasserbereich deutlich schwächer reagiert. Genauso wie R^2 liegt d zwischen 0 und 1. Auch hier bedeutet 0, dass die beobachteten und simulierten Werte nicht korrelieren und 1, dass sie perfekt übereinstimmen (KRAUSE *et al.*, 2005).

Tirelbach

Der Abfluss des Tirelbachs wird nicht gemessen, sodass die simulierten Werte in diesem Fall nicht mit beobachteten Abflüssen verglichen werden können. Anhand von Fotos und einer vergleichenden Betrachtung von zwei Modellen haben OTT und BUSCHLINGER (2017) des Ingenieurbüros Eepi Luxembourg S.à r.l. das Hochwasserereignis vom 22. Juli 2016 rekonstruiert. Hierfür verwendeten sie das Wasserspiegellagenmodell HYDRO_AS-2D und das Niederschlag-Abflussmodell Kalypso N.A. Sie kamen zu dem Ergebnis, dass der Hochwasserscheitel um 22:00 Uhr (Mitteleuropäische Sommerzeit MESZ) in der Ortslage Gilsdorf auftrat und etwa $22 \text{ m}^3\text{s}^{-1} \pm 30 \%$ betrug (OTT und BUSCHLINGER, 2017). Diesen Hochwasserscheitel gilt es mit RoGeR zu reproduzieren. Wie gut die Simulation passt, wird visuell, d.h. qualitativ, beschrieben und bewertet. Aufgrund der fehlenden Abflussmessungen und der dadurch resultierenden hohen Unsicherheiten bezüglich der Hochwasserganglinie wird in diesem Fall von einem quantitativen Vergleich anhand der gängigen Güteparameter abgesehen.

Zudem sollen verschiedene Bemessungsniederschläge und Bodenfeuchten verwendet werden, um zu untersuchen, wie das Gebiet unter anderen Bedingungen reagiert hätte bzw. reagieren würde. Auch in diesen Fällen kann nur optisch bewertet werden, ob die Ergebnisse plausibel erscheinen.

3.5 Sensitivitätsanalyse

Bei einer Sensitivitätsanalyse wird untersucht, wie stark sich eine Veränderung eines Parameters auf das Modellergebnis auswirkt (BEVEN, 2012).

Im Fall des Wolfsbach-Einzugsgebiets muss an dieser Stelle ein Teil der Ergebnisse sowie ein Teil der Einzugsgebietsbeschreibung vorweg genommen werden. Die Simulationen ergaben nicht auf Anhieb die gewünschten Abflüsse, sodass der Niederschlag, die Landnutzungsklasse und das Gewässernetz angepasst wurden. Genauso wie im Tirelbach-Einzugsgebiet wird auch im Wolfsbach-Einzugsgebiet zunächst der Einfluss des Niederschlags und der Bodenfeuchte untersucht, da beide Parameter bei einer ereignisbasierten Modellierung mit den höchsten Unsicherheiten behaftet sind (STEINBRICH *et al.*, 2016). Hierfür werden mehrere Modellläufe, bei denen beide Parameter nacheinander um 10 % erhöht bzw. reduziert werden, durchgeführt. In zwei weiteren Simulationen werden der Niederschlag und die Bodenfeuchte gleichzeitig um 10 % erhöht bzw. reduziert. Die 10 % stellen eine Annahme eines realistischen Toleranzbereichs dar. In diesem Fall ist das Ergebnis eine Spannweite möglicher Abflussganglinien und könnte auch als Unsicherheitsanalyse betrachtet werden. Laut BEVEN (2012) wird anhand der Unsicherheitsanalyse die gesamte Unsicherheit einer Modellvorhersage unter Berück-

sichtigung aller Unsicherheitsquellen untersucht. Da hier jedoch nur zwei Parameter berücksichtigt werden, wird diese Analyse weiterhin als Sensitivitätsanalyse bezeichnet.

Durch die vorgenommenen Anpassungen können im Wolfsbach-Einzugsgebiet neben dem Einfluss des Niederschlags und der Bodenfeuchte auch der Einfluss der Landnutzungsklasse und des Gewässernetzes untersucht werden. Laut den CORINE-Landnutzungsklassen dominiert die komplexe Parzellenstruktur. Auf dem Luftbild ist jedoch vor allem Grünland zu erkennen. Daher werden die Teilprozesse zunächst wie beschrieben parametrisiert. In einem nächsten Schritt wird dann der Rauigkeitsbeiwert der komplexen Parzellenstruktur durch den des Grünlands ersetzt und ein neues Fließzeitenraster berechnet. Anschließend wird zusätzlich noch die Makroporenausstattung anhand des Grünlands anstatt anhand der komplexen Parzellenstruktur abgeschätzt. Die vertikale Makroporenlänge unter Grünland ist 50 cm länger als unter der komplexen Parzellenstruktur (STEINBRICH *et al.*, 2016). In einem letzten Schritt wird anstatt des gesamten nur das permanente Gewässernetz verwendet. Die simulierten Gesamtabflussganglinien werden optisch verglichen.

Im Tirelbach-Einzugsgebiet wird lediglich der Einfluss des Niederschlags und der Bodenfeuchte untersucht. Die Vorgehensweise bleibt dabei dieselbe.

4 Beschreibung der Einzugsgebiete

Nachdem im vorherigen Kapitel erläutert wurde, welche Gebietseigenschaften für die Modellierungen relevant sind, werden beide Einzugsgebiete nun in diesem Kapitel vorgestellt. Es werden jeweils die Gebietseigenschaften Topographie, Landnutzung, Geologie und Pedologie beschrieben. Zusätzlich werden im Wolfsbach-Einzugsgebiet die hydrologischen und meteorologischen Daten dargestellt. Da RoGeR im Tirelbach-Einzugsgebiet für eine retrospektive Ereignisanalyse verwendet wird, wird hier außerdem das Starkregenereignis vom 22. Juli 2016 und dessen Folgen geschildert.

4.1 Wolfsbach-Einzugsgebiet

Statische Gebietseigenschaften

In der nachfolgenden Abbildung Abb. 2 ist die geographische Lage des Wolfsbach-Einzugsgebiets veranschaulicht.

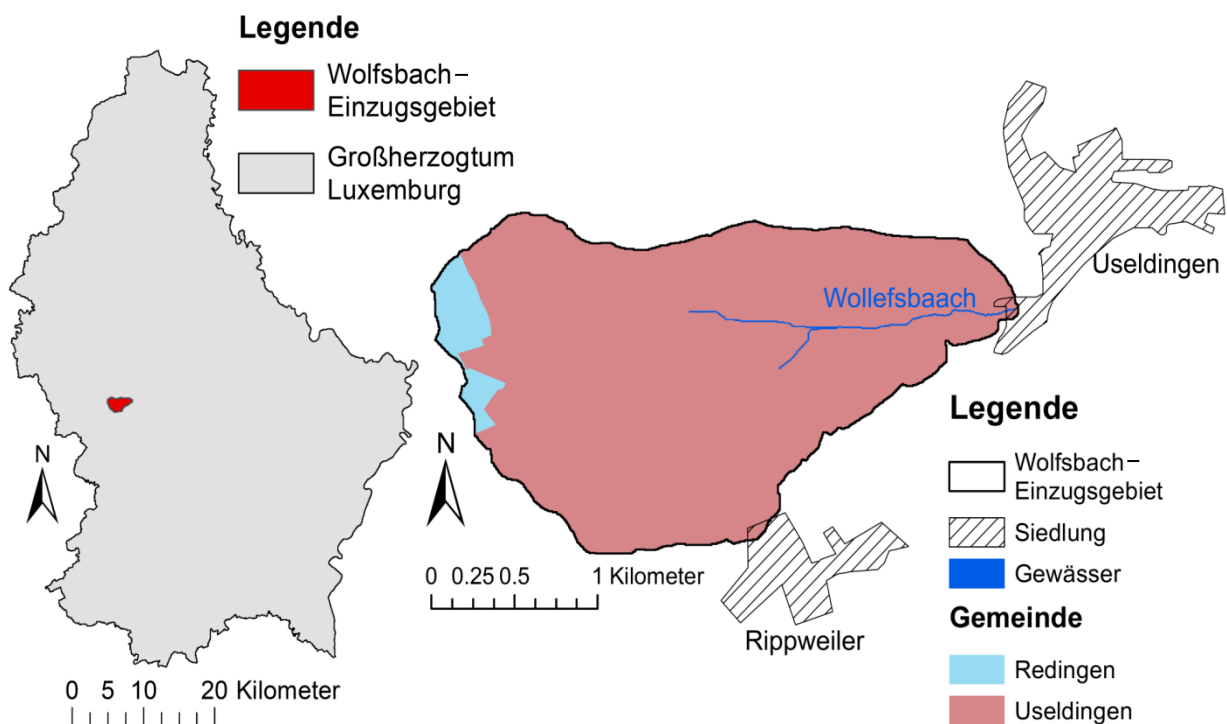


Abb. 2: Geographische Lage des Wolfsbach-Einzugsgebiets.

Das Einzugsgebiet des Wolfsbachs (lux.: „Wollefsbaach“) ist nur 4,5 km² groß. Es liegt im Westen Luxemburgs, innerhalb des Kantons Redingen. Fast das gesamte Einzugsgebiet gehört zur Gemeinde Useldingen, lediglich 4 % des Einzugsgebiets zählen zur Gemeinde Redingen. Das Einzugsgebiet schneidet im Süden die Ortschaft Rippweiler und im Osten die Ortschaft Useldingen, jedoch liegt jeweils nur ein geringfügiger Teil der Siedlung innerhalb des Einzugsgebiets. Der Wolfsbach entspringt etwa 2,4 km südwestlich von Useldingen bzw. 1,6 km nordwestlich von Rippweiler (jeweils vom Ortskern aus gemessen) auf einer Höhe von rund 269 m ü. M. Der Oberlauf des Bachs ist größtenteils verdolt und führt nur zeitweise Wasser. Lediglich auf einer Länge von 800 m fließt das ganze Jahr über Wasser vom Westen in Richtung Useldingen, wo es erneut in einem verdolten Bachbett die Nationalstraße N.24 unterquert und anschließend auf einer Höhe von rund 245 m ü. M. in den Schwébechbach mündet. Der Wolfsbach hat keinen permanenten, sondern lediglich einen intermittierenden Nebenbach. Die Angaben beziehen sich auf das digitale Geländemodell und das daraus abgeleitete Gewässernetz. Der Schwébechbach fließt etwas weiter nordöstlich in Useldingen in die Attert (www.geoportail.lu). Die Prozesse im gesamten Attert-Einzugsgebiet werden zurzeit im Rahmen des DFG-FNR Forschungsprojekts „Catchments as organised systems CAOS“ (www.caos-project.de) erforscht (ZEHE *et al.*, 2014). Wie erwähnt stammen einige der verwendeten Daten aus diesem Projekt. Die Attert ist einer der Hauptnebenflüsse der Alzette, die fast den gesamten Süden des Landes entwässert (MARTÍNEZ-CARRERAS *et al.*, 2010). Die Alzette mündet wiederum nordöstlich von Colmar-Berg (www.geoportail.lu) in die Sauer, deren Einzugsgebiet fast das vollständige Gewässernetz Luxemburgs einschließt und ein wichtiges Teileinzugsgebiet der Mosel und somit auch des Rheins darstellt (PFISTER *et al.*, 2004a).

Um einen Überblick über die Topographie des Wolfsbach-Einzugsgebiets zu erhalten, sind in den nachfolgenden Abbildungen Abb. 3 und Abb. 4 das digitale Geländemodell [m ü. M.] mit einer räumlichen Auflösung von 5 m x 5 m und die daraus abgeleitete Hangneigung [%] dargestellt.

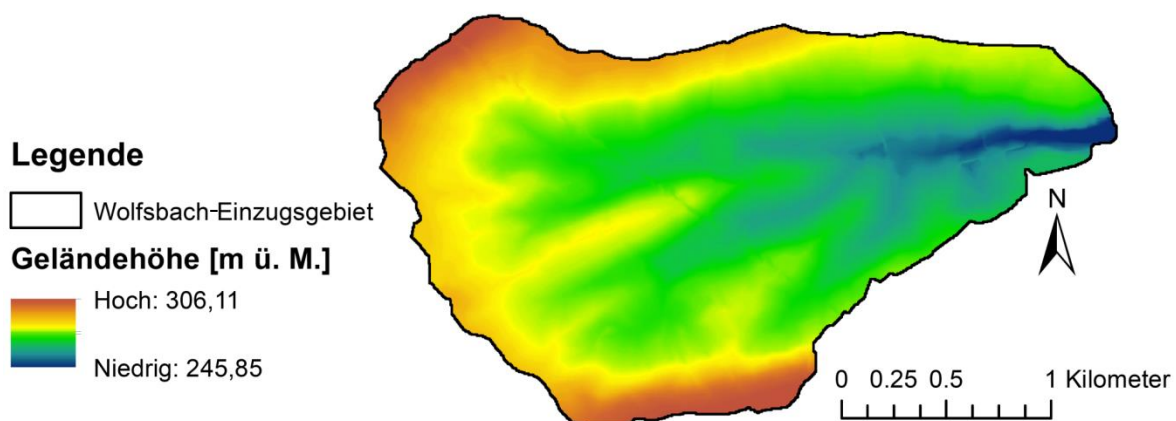


Abb. 3: Geländehöhen [m ü. M.] im Wolfsbach-Einzugsgebiet

Legende

Wolfsbach-Einzugsgebiet

Hangneigung [%]

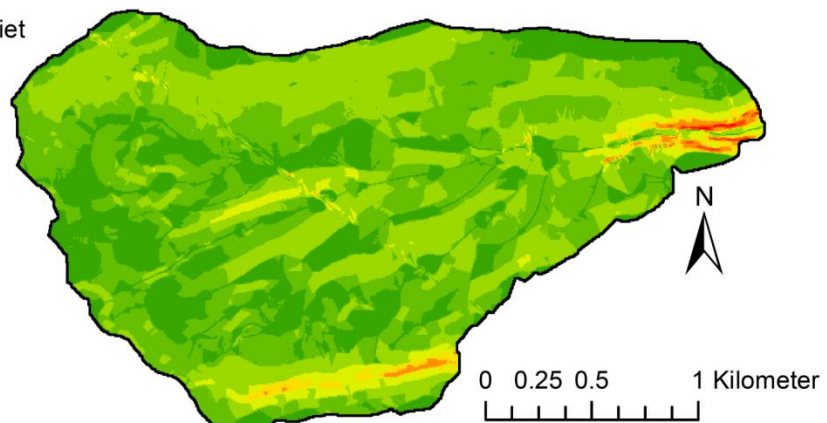
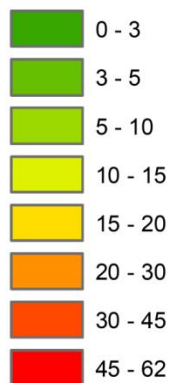


Abb. 4: Hangneigungen [%] im Wolfsbach-Einzugsgebiet.

Die Topographie des Wolfsbach-Einzugsgebiets ist flach. Die mittlere Einzugsgebietshöhe liegt bei 278 m ü. M. Die Einzugsgebietshöhe variiert zwischen rund 246 - 306 m ü. M., sodass der maximale Höhenunterschied lediglich 60 m beträgt. Dementsprechend sind auch die Hangneigungen nicht besonders steil. Diese sind fast im gesamten Einzugsgebiet (94 % der Gesamtfläche) kleiner gleich 10 %. 61 % der Gesamtfläche haben eine Hangneigung kleiner gleich 5 %. Die höchsten Hangneigungen (bis zu 61 %) umgeben den Unterlauf des Wolfsbachs. Die mittlere Hangneigung des Einzugsgebiets beträgt 5 %.

Die verschiedenen Landnutzungsklassen sowie die Versiegelungsgrade [%] sind in der nachfolgenden Abbildung Abb. 5 veranschaulicht.

Legende

Wolfsbach-Einzugsgebiet

Landnutzungsklasse



Versiegelungsgrad [%]

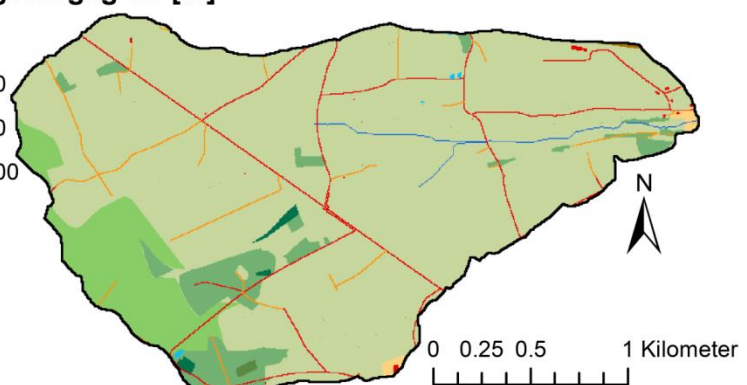
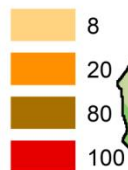


Abb. 5: Landnutzungsklassen [-] und Versiegelungsgrade [%] im Wolfsbach-Einzugsgebiet.

Basierend auf den CORINE-Daten ist die komplexe Parzellenstruktur mit rund 81 % des Einzugsgebiets die dominierende Landnutzungsklasse. Ein Blick auf das Luftbild des luxemburgischen Geopor-

tals (www.geoportail.lu), zeigt jedoch, dass es sich hierbei größtenteils um Weide- und Ackerland handelt. In den CORINE-Daten sind nur 9 % des Einzugsgebiets als Grünland ausgewiesen, die Landnutzungsklasse Ackerland ist hier gar nicht vertreten. In Wirklichkeit werden aber 65 % und 27 % des gesamten Einzugsgebiets als Weide- bzw. Ackerland genutzt (MARTÍNEZ-CARRERAS *et al.*, 2010). Unter diesen Weide- und Ackerlandflächen liegt ein dichtes unterirdisches Drainagenetz. Wie dieses Drainagenetz genau aussieht und welche Auswirkungen es auf den Abfluss hat, ist jedoch nicht bekannt (PFISTER *et al.*, 2006). Die Wälder (hauptsächlich Laubwälder) bilden weitere 7 %. Nur 3 % des Einzugsgebiets sind (teil)versiegelt. Von diesen 3 % ist mehr als die Hälfte (56 %) vollständig versiegelt. Dabei handelt es sich hauptsächlich um die geteerten Straßen quer durch das Gebiet und um einige wenige Gebäude in Useldingen und Rippweiler. Der Rest der teilversiegelten Fläche hat, mit Ausnahme der Flugrollbahn, die im Nordosten des Einzugsgebiets nur leicht angeschnitten wird, einen geringen Versiegelungsgrad. Hierbei handelt es sich um die Flächen innerhalb der Ortschaften Useldingen und Rippweiler, von denen jeweils nur ein geringfügiger Teil innerhalb des Einzugsgebiets liegt, und um die Feldwege, über die die Bauern ihre Weiden und Felder erreichen. Die stehenden und fließenden Gewässer haben lediglich einen flächenmäßigen Anteil von 0,3 %.

Für die Tiefenperkolation ist vor allem die Geologie von Bedeutung. Sie ist in der nachstehenden Abbildung Abb. 6 dargestellt.

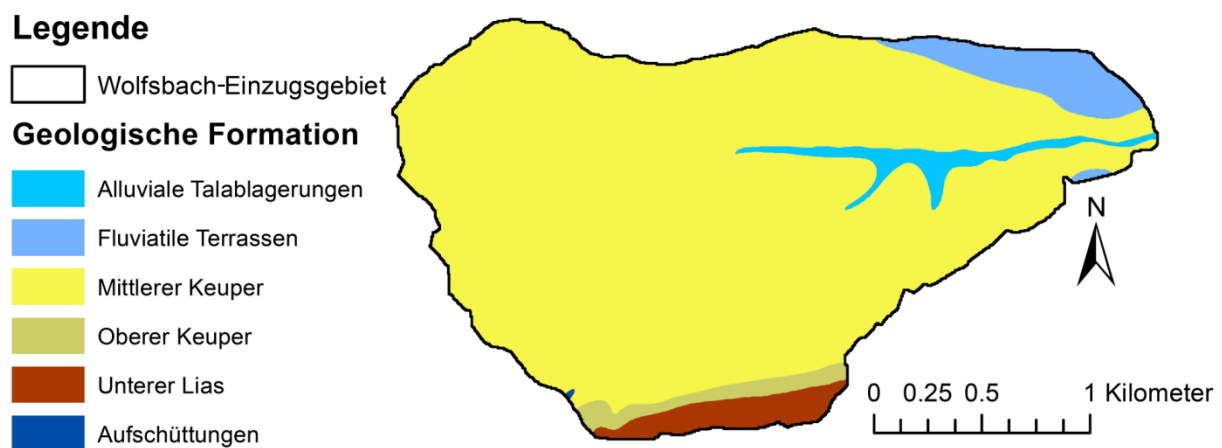


Abb. 6: Geologische Formationen im Wolfsbach-Einzugsgebiet.

Der mittlere Keuper stellt mit knapp 87 % des Einzugsgebiets die dominierende Geologie dar. Genauer betrachtet handelt es sich zum Großteil um Steinmergelkeuper, der aus bunten Mergeln mit hellgrauen Dolomitbänken, Gips sowie Kalzitlagen und -knauern gebildet wird. Der Rest des mittleren Keupers im Wolfsbach-Einzugsgebiet besteht aus Schilfsandstein, Pseudomorphosenkeuper und einem konglomeratischen Dolomithorizont, deren Anteil jedoch deutlich geringer ist, als der des Steinmergelkeupers. Im Nordosten des Einzugsgebiets befinden sich fluviatile Terrassen aus sandigem Kies mit einem Flächenanteil von knapp 5 %. Unter dem Bachbett besteht die Geologie aus alluvialen Talablagerungen, einem Gemisch aus Kies, Sand, Schluff und Ton. Im Süden des Einzugsgebiets

liegen zudem verschiedene geologische Formationen des oberen Keupers und des unteren Lias vor. Aufgrund der mittleren bis schlechten Durchlässigkeit (WABOA, 2012) des hier stark dominierenden, mittleren Keupers und aufgrund der geringen Hangneigungen ist davon auszugehen, dass der Grundwasserfluss aus der TP bei konvektiven Ereignissen keinen nennenswerten Beitrag zur Hochwasserganglinie leistet.

Des Weiteren ist in Abbildung Abb. 7 die Oberbodenart, die vor allem die Matrixinfiltration beeinflusst, dargestellt.

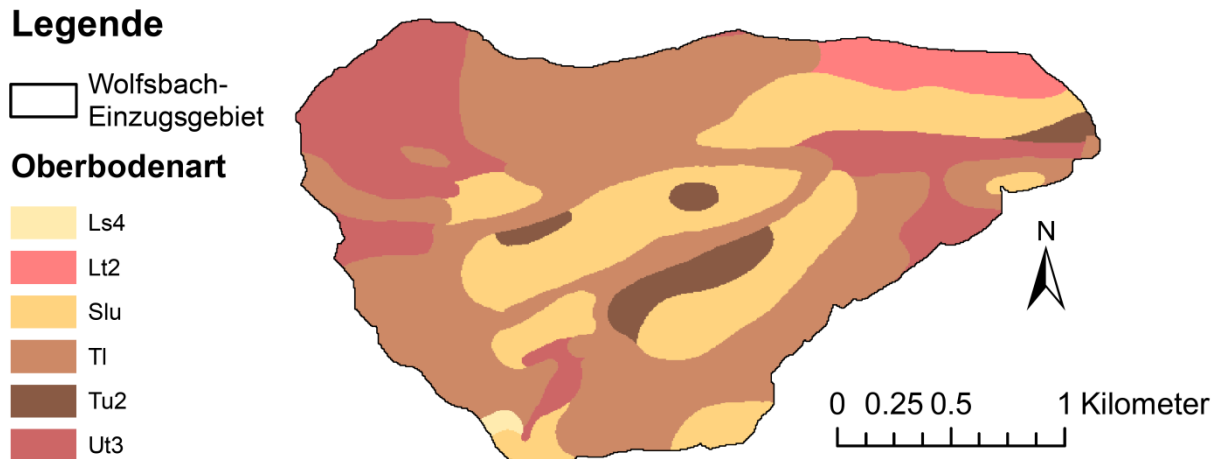


Abb. 7: Oberbodenarten im Wolfsbach-Einzugsgebiet.

Fast die Hälfte (46 %) des gesamten Oberbodens im Wolfsbach-Einzugsgebiet besteht aus lehmigem Ton (Tl). Schluffig-lehmiger Sand (Slu) und mittel toniger Schluff (Ut3) bilden rund 27 bzw. 18 % des gesamten Einzugsgebiets. Leicht toniger Lehm (Lt2), der lediglich im Nordosten ansteht, und leicht schluffiger Ton (Tu2), der eher punktuell im Zentrum und im Osten vorkommt, haben jeweils einen flächenmäßigen Anteil von 4 %. Stark sandiger Lehm (Ls4) ist nur an einer Stelle im Südwesten vorzufinden und stellt deswegen nicht einmal einen halben Prozent des gesamten Oberbodens dar.

Auch der Unterboden besteht zum Großteil (73 %) aus Tl. In geringerem Maße (jeweils 4 – 11 %) kommt zudem Ls4, Lt2, Slu und Ut3 vor. Die räumliche Verteilung der Unterbodenarten im Wolfsbach-Einzugsgebiet ist dem Anhang (Anhang Abb. 35) zu entnehmen.

Hydrologie und Meteorologie

Der Wolfsbach charakterisiert sich durch ein pluvial-ozeanisches Abflussregime mit niedrigen Abflüssen von Juli bis September und höheren Abflüssen von Dezember bis Februar (SALVIA-CASTELLVÍ *et al.*, 2005). Ein oberirdisches Drainagenetz sammelt den Oberflächenabfluss, sodass das Gebiet recht schnell reagiert (VAN DEN BOS *et al.*). Der mittlere jährliche Abfluss liegt bei 200 mm (KAVETSKI und FENICIA, 2011) und der mittlere jährliche Niederschlag der Jahre 1954 - 1996 beträgt

853 mm (PFISTER *et al.*, 2000). Die Niederschlagsmenge variiert nur leicht zwischen den einzelnen Jahreszeiten. Die Abflussschwankungen lassen sich demnach nicht durch den Niederschlag erklären (PFISTER *et al.*, 2004b). Die mittleren monatlichen Lufttemperaturen schwanken zwischen einem Maximum von 18 °C im Juli und einem Minimum von 0 °C im Januar (SALVIA-CASTELLVÍ *et al.*, 2005), sodass die Abflussschwankungen auf die hohe Saisonalität der potentiellen Verdunstung sowie auf das geringe Speichervermögen des Einzugsgebiets zurückzuführen sind (PFISTER *et al.*, 2004b). Im Mittel beträgt die jährliche potentielle Evapotranspiration 600 mm (KAVETSKI und FENICIA, 2011).

Für die Simulationen und deren Evaluierung werden die Niederschlagszeitreihe der Wetterstation in Useldingen sowie die Abflusszeitreihe am Pegel „Wollefsbach“, deren geographische Lage in der Abbildung Abb. 8 veranschaulicht ist, verwendet.

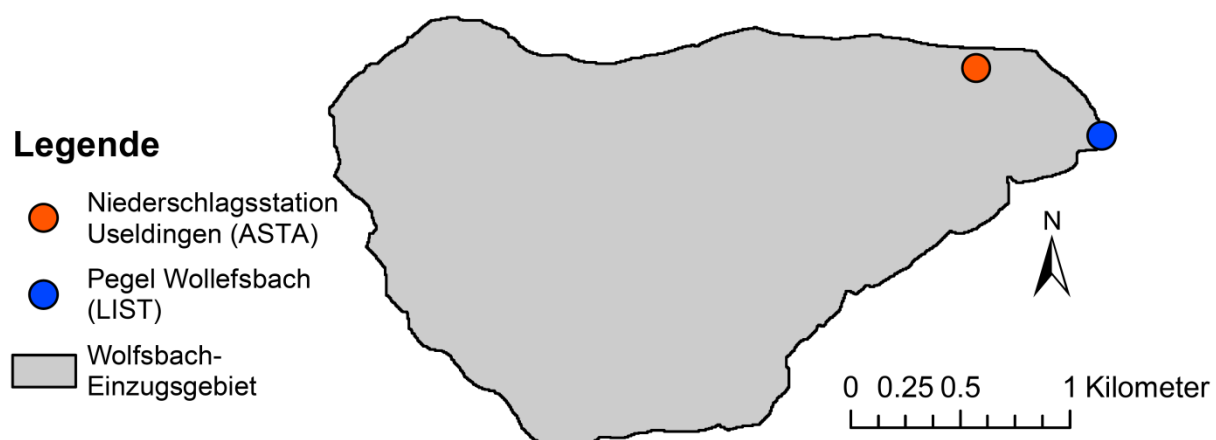


Abb. 8: Geographische Lage der Niederschlagsstation Useldingen, betrieben von der Administration des Services Techniques de l'Agriculture ASTA, und des Pegels "Wollefsbach", betrieben vom Luxembourg Institute of Science and Technology LIST, innerhalb des Wolfsbach-Einzugsgebiets.

Der Abfluss des Wolfsbachs wird vom Luxembourg Institute of Science and Technology (LIST) am Pegel „Wollefsbach“ (in blau) gemessen. Dieser liegt im Osten des Einzugsgebiets auf einer Höhe von 246 m ü. M. Die Wetterstation (in orange) wird vom Landwirtschaftsamt (Administration des Services Techniques de l'Agriculture ASTA) betrieben. Sie liegt im Nordosten des Einzugsgebiets auf einer Höhe von 280 m ü. M., rund 651 vom Pegel entfernt. Die Entfernung (Luftlinie) wurde in ArcGIS ausgemessen.

Die Daten wurden mit dem Statistikprogramm RStudio (R Version 3.4.0) auf ihre Plausibilität und Vollständigkeit überprüft und in Abbildung Abb. 9 dargestellt.

Die Abflusszeitreihe beginnt am 1. Januar 2011 um 00:15 Uhr (Mittleuropäische Zeit MEZ) und endet am 1. Januar 2017 um Mitternacht (MEZ). Der Abfluss wird in einem Zeitintervall von 15 min gemessen. Der Niederschlag wird seit dem 1. November 2011 um 00:00 Uhr (MEZ) in Form von zehnminütigen Niederschlagssummen gemessen. Am 31. Oktober 2016 um 23:50 Uhr (MEZ) endet die Niederschlagszeitreihe. Die Abflusszeitreihe wurde auf diesen Zeitraum zugeschnitten.

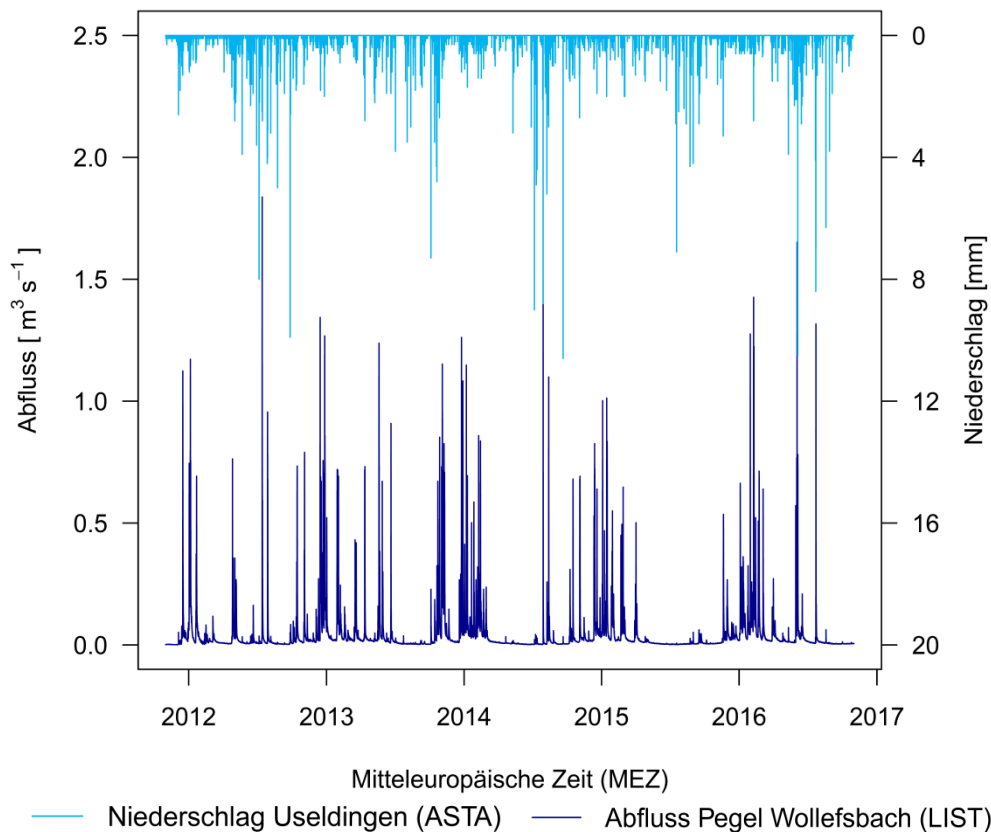


Abb. 9: Abflussmessreihe [m^3s^{-1}] am Pegel "Wollefsbach" und Niederschlagsmessreihe [$\text{mm}(10\text{min})^{-1}$] der Niederschlagsstation Useldingen.

Die Abflusszeitreihe ist vollständig, sie enthält weder Fehlwerte, noch Datenlücken. Auch die Niederschlagszeitreihe enthält keine Datenlücken, dafür aber einige Fehlwerte. Da nur die Abflussbildung einzelner, bewusst gewählter Niederschlagsereignisse simuliert wird, stören diese Fehlwerte nicht und die Niederschlagszeitreihe wird samt Fehlwerten weiterverwendet. Zudem wirken die Abfluss- sowie die Niederschlagswerte plausibel. Der Abfluss schwankt zwischen rund $0 - 2 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ (bis zu $3 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ bei Betrachtung der vollständigen Abflusszeitreihe). Wie erwähnt sind die Abflüsse im Sommer geringer, als im Winter. Der mittlere Abfluss dieser kurzen Zeitreihe beträgt rund $0,04 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$. Der mittlere jährliche Abfluss liegt bei knapp 282 mm und ist damit etwas höher als der von KAVETSKI und FENICIA (2011) angegebene Wert. Die zehnminütigen Niederschlagssummen variieren zwischen $0 - 10,6 \text{ mm}$. Die mittlere jährliche Niederschlagssumme beträgt 712 mm und liegt damit unter dem von PFISTER *et al.* (2000) angegebenen Wert von über 800 mm . Die Abweichungen zwischen den berechneten Mittelwerten und den Literaturwerten ist wahrscheinlich auf die sehr kurze Zeitreihe von fünf Jahren zurückzuführen. In den folgenden Abschnitten wird beschrieben welche Starkniederschlagsereignisse der gemessenen Zeitreihe für die Modellierungen genutzt werden.

Starkniederschläge werden je nach Literatur leicht unterschiedlich definiert. Der DWD bezeichnet eine Niederschlagssumme von mindestens 5 mm in 5 min , 10 mm in 10 min oder 17 mm in 60 min als Starkregen (DEUTSCHER WETTERDIENST DWD, 2016). GAO *et al.* (2000) berechnete die Starkregen-

kriterien für verschiedene Dauerstufen anhand der beiden Formeln nach Wussov und Schimpf. Hiernach gilt ein Niederschlagsereignis als Starkregen, wenn mindestens 5 bzw. 7,5 mm in 5 min, 7,1 bzw. 9,1 mm in 10 min oder 17,1 bzw. 14,7 in 60 min fallen (GAO *et al.*, 2000). Aus den zehnmütigen Niederschlagssummen (Originalwerte) wurden in RStudio zunächst die Ereignisse mit einer Intensität von über $7,1 \text{ mm}(10\text{min})^{-1}$ (GAO *et al.*, 2000) isoliert. Anschließend wurden anhand einer gleitenden 60-minütigen Summe, die mit Hilfe der Funktion „rollapply“ aus dem Paket „zoo“ in RStudio berechnet wurde, die Niederschlagsereignisse mit einer Intensität von über $14,7 \text{ mmh}^{-1}$ (GAO *et al.*, 2000) herausgesucht. Übrig blieben die Niederschlagsereignisse, die an folgenden Tagen auftraten:

- 05.07.2012 > $7,1 \text{ mm}(10\text{min})^{-1}$ und $14,7 \text{ mmh}^{-1}$
- 28.07.2012 > $14,7 \text{ mmh}^{-1}$
- 26.09.2012 > $7,1 \text{ mm}(10\text{min})^{-1}$
- 05.10.2013 > $7,1 \text{ mm}(10\text{min})^{-1}$ und $14,7 \text{ mmh}^{-1}$
- 06.07.2014 > $7,1 \text{ mm}(10\text{min})^{-1}$
- 29.07.2014 > $7,1 \text{ mm}(10\text{min})^{-1}$ und $14,7 \text{ mmh}^{-1}$
- 20.09.2014 > $7,1 \text{ mm}(10\text{min})^{-1}$ und $14,7 \text{ mmh}^{-1}$
- 01.09.2015 > $14,7 \text{ mmh}^{-1}$
- 04.06.2016 > $7,1 \text{ mm}(10\text{min})^{-1}$
- 22.07.2016 > $7,1 \text{ mm}(10\text{min})^{-1}$ und $14,7 \text{ mmh}^{-1}$
- 18.08.2016 > $14,7 \text{ mmh}^{-1}$

Da für die drei Ereignisse im Jahr 2012 keine Daten zum volumetrischen Bodenwassergehalt vorliegen, werden nur die acht anderen Ereignisse simuliert.

4.2 Tirelbach-Einzugsgebiet

Statische Gebietseigenschaften

In Abbildung Abb. 10 ist zunächst die geographische Lage des Tirelbach-Einzugsgebiets veranschaulicht.

Das $12,9 \text{ km}^2$ große Einzugsgebiet des Tirelbachs (lux.: „Tirelbaach“) liegt im Nordosten Luxemburgs und gehört zum Kanton Diekirch. Knapp die Hälfte des Einzugsgebiets (47 %) zählt zur Ernztalgemeinde, weitere 41 % gehören zur Gemeinde Bettendorf. Die Gemeinden Diekirch und Erpeldingen an der Sauer teilen sich den Rest des Einzugsgebiets. Das Einzugsgebiet umfasst die Ortschaften Stegen, Broderbour und Gilsdorf. Der Tirelbach entspringt südlich von Stegen auf einer Höhe von rund

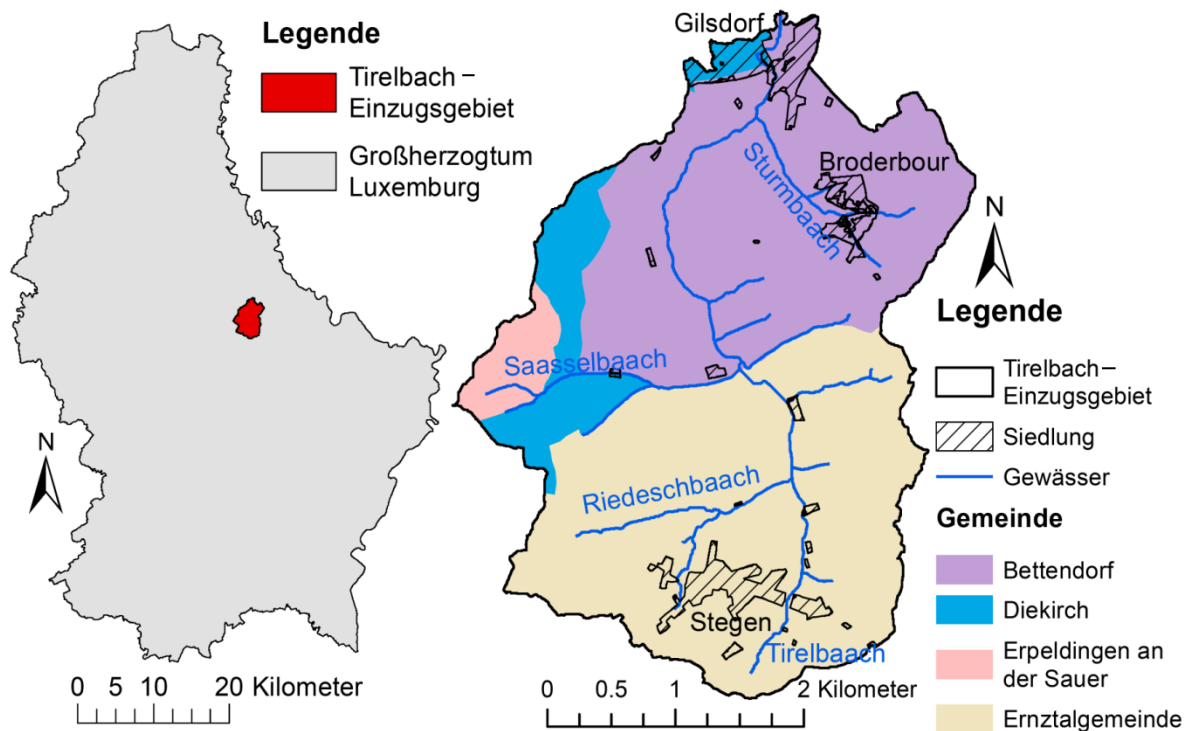


Abb. 10: Geographische Lage des Tirelbach-Einzugsgebiets.

325 m ü. M. Nördlich von Stegen fließt er größtenteils entlang der Nationalstraße N. 14 bis er die Ortschaft Gilsdorf erreicht. Innerhalb der Ortschaft Gilsdorf ist das Flussbett befestigt, mehrere Brücken führen über den Bach. Nördlich von Gilsdorf mündet der Tirelbach auf einer Höhe von rund 187 m ü. M. in die Sauer, einer der Hauptnebenflüsse der Mosel und des Rheins (PFISTER *et al.*, 2004a). Der Riedeschbach (lux.: „Riedeschbaach“), der Sasselbach (lux.: „Saasselbaach“) sowie der Sturmbach (lux.: „Sturmbaach“) stellen die drei permanenten Nebenbäche des Tirelbachs da (www.geoportail.lu). Hinzu kommen diverse, intermittierende Nebenbäche. Alle Angaben beziehen sich auf das anhand des digitalen Geländemodells bestimmte Gewässernetz, das sowohl die permanenten als auch die intermittierenden Gewässerstränge enthält.

Um einen besseren Überblick über die Topographie des Einzugsgebiets zu erhalten, sind in Abbildung Abb. 11 das digitale Geländemodell mit einer räumlichen Auflösung von 1 m x 1 m und die daraus abgeleitete Hangneigung [%] dargestellt.

Die Einzugsgebietshöhe variiert zwischen rund 185 - 368 m ü. M., die mittlere Einzugsgebietshöhe beträgt rund 307 m ü. M. Mit einer mittleren Hangneigung von knapp 12 % ist das Einzugsgebiet des Tirelbachs steiler als das des Wolfsbachs. Die Plateaus sowie die Ortschaften Stegen und Gilsdorf sind flach, die höchsten Hangneigungen befinden sich in Gewässernähe zwischen den beiden Ortschaften.

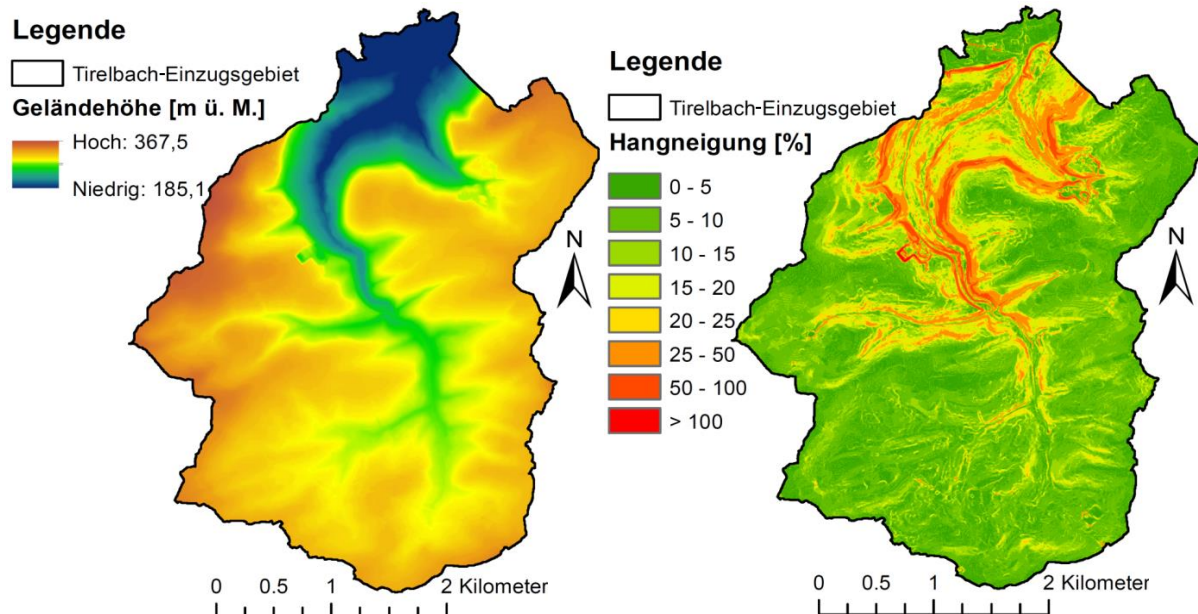


Abb. 11: Geländehöhen [m ü. M.] (links) und Hangneigungen [%] (rechts) im Tirelbach-Einzugsgebiet.

Die Landnutzung sowie die Versiegelungsgrade sind in Abbildung Abb. 12 veranschaulicht.

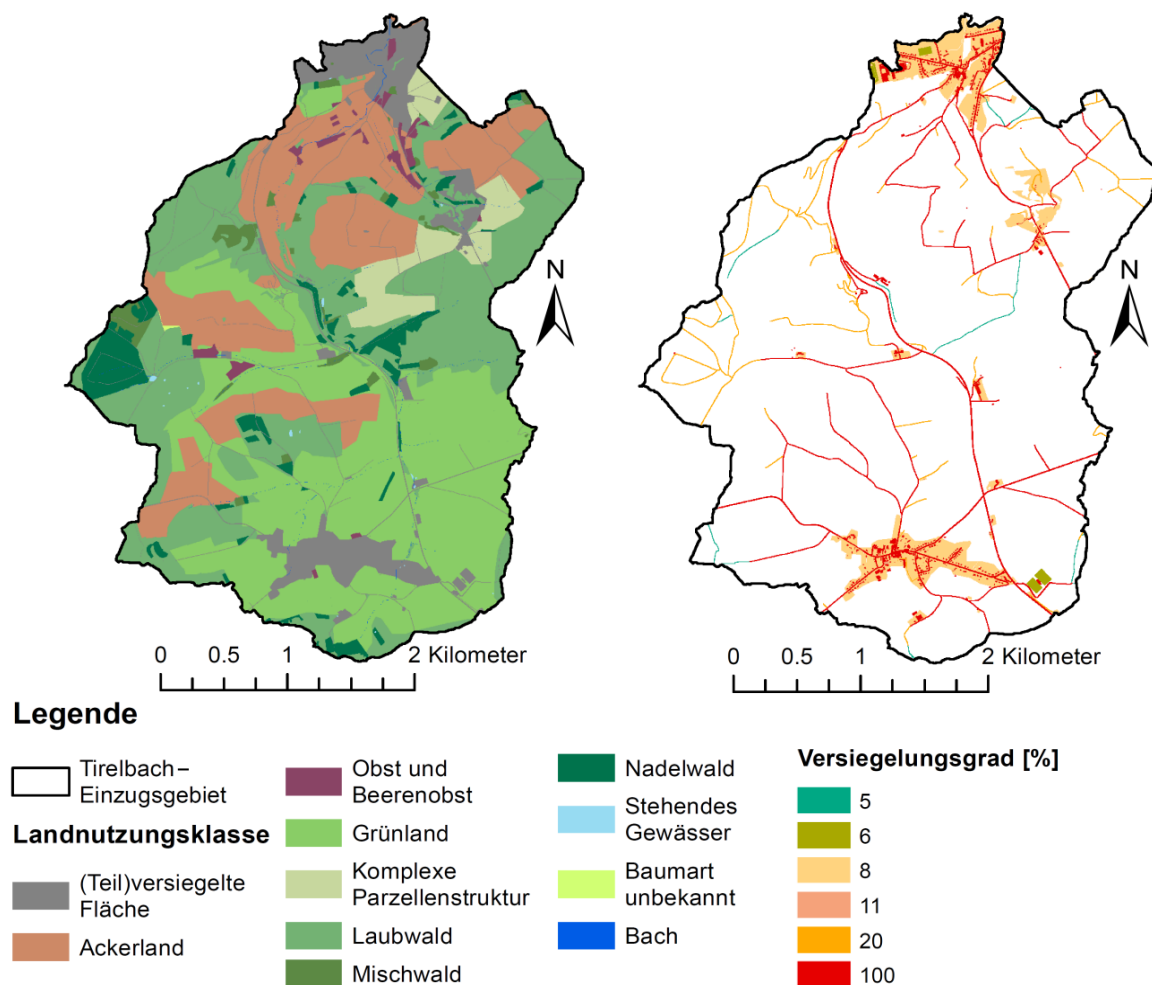


Abb. 12: Landnutzungsklassen [-] (links) und Versiegelungsgrade [%] (rechts) im Tirelbach-Einzugsgebiet.

Im Tirelbach-Einzugsgebiet dominieren die Landnutzungsklassen Wald (hauptsächlich Laubwald) und Grünland mit einem Anteil von 35 % bzw. 32 % an der Gesamtfläche. 20 % des Einzugsgebiets werden als Ackerland genutzt. Lediglich 9 % des gesamten Einzugsgebiets sind teilweise bis vollständig versiegelt. Die restliche Fläche entfällt auf die Landnutzungsklassen der komplexen Parzellenstruktur und des stehenden sowie fließenden Gewässers. Der Großteil der (teil)versiegelten Flächen, nämlich 66 %, haben einen geringen Versiegelungsgrad von 8 %. Hierbei handelt es sich hauptsächlich um die Flächen innerhalb der Ortschaften Gilsdorf, Stegen und Broderbour, die weder bebaut noch befahrbar sind. Rund 2 % des Einzugsgebiets sind vollständig versiegelt. Hierbei handelt es sich in erster Linie um die Straßen, die durch das Gebiet führen, und um die Gebäude in Gilsdorf und Stegen. Die restliche teilversiegelte Fläche besteht aus Feldwegen, Trampelpfaden, ein paar Sportplätzen in Stegen und Gilsdorf sowie einem Friedhof in Stegen.

Zusätzlich ist in Abbildung Abb. 13 die Geologie sowie die Oberbodenart im Tirelbach-Einzugsgebiet dargestellt.

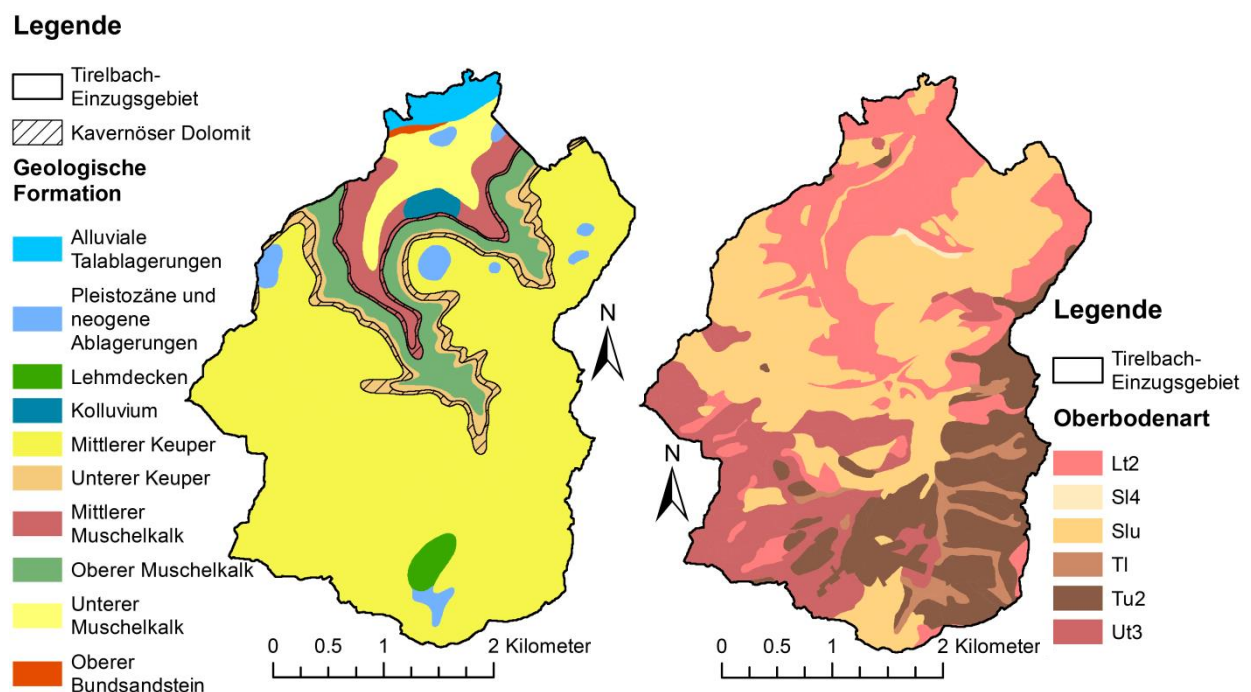


Abb. 13: Geologische Formationen (links) und Oberbodenarten (rechts) im Tirelbach-Einzugsgebiet.

69 % der Geologie im Tirelbach-Einzugsgebiet gehört zur lithostratigraphischen Untergruppe des mittleren Keupers. Zum Großteil besteht er, ähnlich wie im Wolfsbach-Einzugsgebiet, aus einem Steinmergelkeuper aus bunten Mergeln mit Dolomitbänken, Gips sowie Kalzitlagen und -knauern. Auch die im Einzugsgebiet vorkommenden Schilfsandsteine und Pseudomorphosenkeuper zählen zum mittleren Keuper. Im Norden des Einzugsgebiets ist die Geologie heterogener. Der mittlere, obere und untere Muschelkalk sowie der untere Keuper bilden jeweils 5 % der Geologie im Tirelbach Einzugsgebiet. Der mittlere Muschelkalk besteht aus Gipsmergel und Linguladolomit. Die Gilsdorfer

Formation, die Grenzsichten und Ceratitenschichten sowie die Trochitenschichten bilden den oberen Muschelkalk. Muschelsandstein und Orbicularisschichten zählen zum unteren Muschelkalk. Der untere Keuper besteht aus bunten Mergeln und einem Grenzdolomit. Letzterer wird in der Attribut-tabelle als kavernöser Dolomit beschrieben, weshalb er in den Simulationen als Karst definiert und die Abflusskonzentration der TP trotz ansonsten eher geringen Durchlässigkeiten berechnet wird. Jeweils 2 % der Geologie bestehen aus alluvialen Talablagerungen und pleistozänen sowie neogenen Ablagerungen. Die restliche Geologie besteht aus Lehmdecken im Süden des Einzugsgebiets sowie Kolluvien und Voltziensandstein (oberer Bundsanstein) im Norden des Einzugsgebiets.

Der Oberboden im Tirelbach-Einzugsgebiet besteht zu 60 % aus tonigen, schluffigen und lehmigen Böden. Hierzu zählen der leicht tonige Lehm (Lt2), der mit einem Anteil von 25 % an der gesamten Einzugsgebietsfläche vor allem im Norden, vereinzelt aber auch im Nordosten, Osten, Westen sowie im Zentrum vorkommt, der mittel schluffige Ton (Tu2) und der lehmige Ton (Tl), die im Südosten des Einzugsgebiets vorzufinden sind und 18 bzw. 3 % des gesamten Oberbodens darstellen, sowie der stark tonige Schluff (Ut3), der mit einem flächenmäßigen Anteil von 17 % hauptsächlich im Südwesten auftritt. Der Rest des Gebiets (36 %) besteht aus schluffig-lehmigem Sand (Slu). Sehr stark lehmiger Sand (Sl4) bildet nur 0,2 %, er kommt lediglich an einer Stelle im Norden des Einzugsgebiets vor.

Fast die Hälfte (42 %) des gesamten Unterbodens besteht aus Tl (gesamter Süden und Osten). In geringerem Maße (jeweils 3 - 11 %) kommen zudem Ut3, Lu (schluffiger Lehm), Slu, Ls4 (sehr sandiger Lehm), und Lts (sandig toniger Lehm) vor. Lt3 (sehr toniger Lehm), Lt2 (mittel toniger Lehm) und Ls5 (sehr sandiger Lehm) bilden zusammen lediglich 1,4 %. Die räumliche Verteilung der Unterbodenarten im Tirelbach-Einzugsgebiet ist im Anhang (Abb. 34) dargestellt.

Starkniederschlagsereignis und Sturzflut vom 22. Juli 2016

Eine instabile, feuchte Luftmasse über Westeuropa führte am 22. Juli 2016 dazu, dass sich über dem Großherzogtum Luxemburg mehrere Konvektivwolken bildeten. Dadurch kam es im ganzen Land immer wieder zu lokalen Gewittern. Verschlimmert wurde die Situation durch tiefe Winde mit hohen Windgeschwindigkeiten sowie durch ein Tiefdruckgebiet, das über dem Südosten der Großregion entstand und die Bildung von Gewittern zusätzlich förderte. Dies führte zu lokalen konvektiven Niederschlagsereignissen mit hohen Niederschlagsmengen innerhalb kürzester Zeit (METEOLUX, 2016; MATHIAS, 2017).

Die Entstehung des Starkregenereignisses über dem Tirelbach-Einzugsgebiet ist anhand online einsehbarer Radarbilder in Abbildung Abb. 14 veranschaulicht.

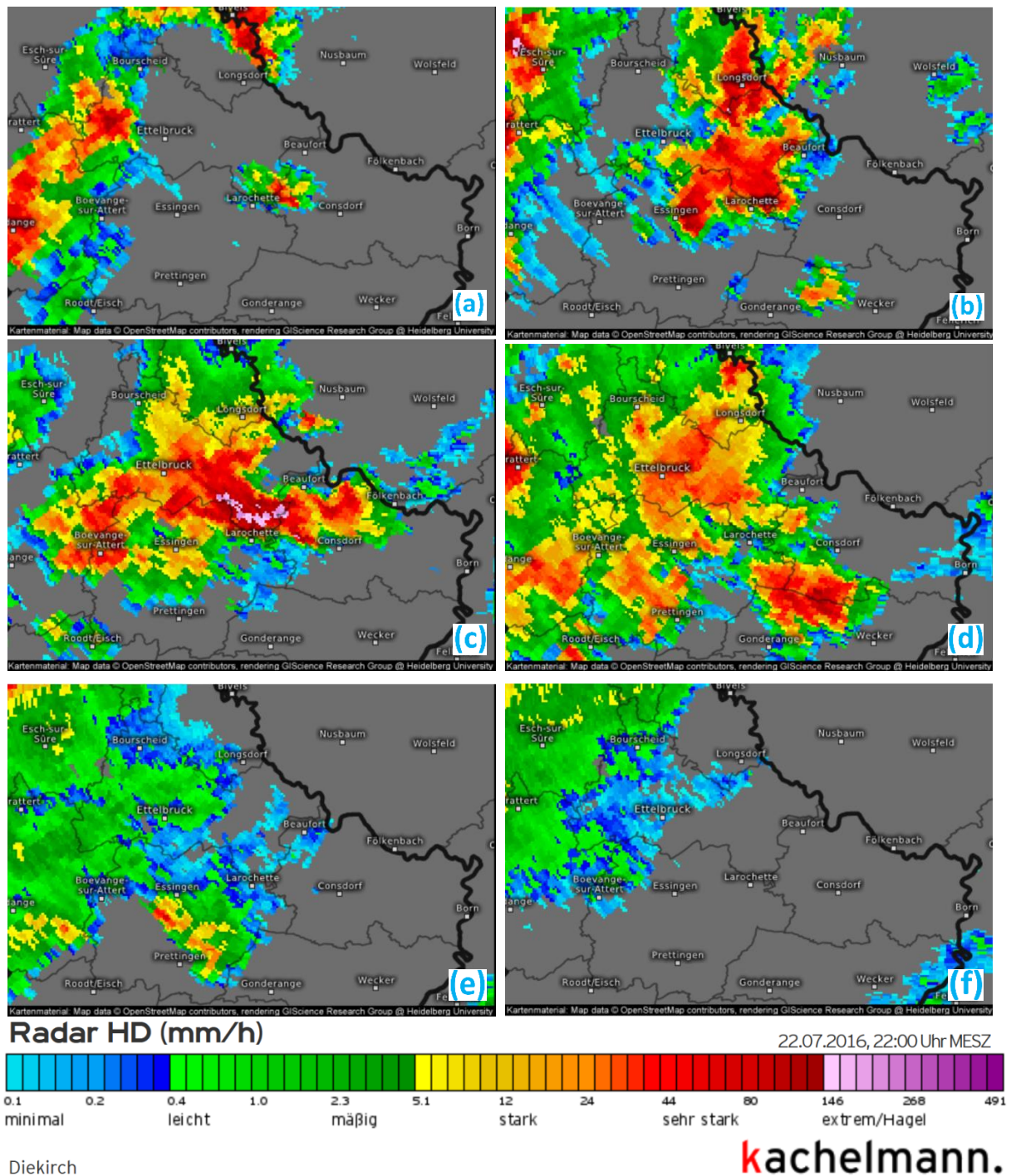


Abb. 14: Niederschlagsintensität [mmh^{-1}] um (a) 19:30 Uhr (MESZ), (b) 20:00 Uhr (MESZ), (c) 20:30 Uhr (MESZ), (d) 21:00 Uhr (MESZ), (e) 21:30 Uhr (MESZ) und (f) 22:00 Uhr (MESZ). Quelle: www.kachelmannwetter.com/lu.

Das Starkregenereignis im Tirelbach-Einzugsgebiet ist auf drei konvektive Zellen zurückzuführen. Eine davon bildete sich um 19:30 Uhr (MESZ) über Fouhren und Longsdorf, etwa 5,3 km bzw. 4 km nordöstlich von Gilsdorf. Eine weitere befand sich zur selben Zeit über Larochette, etwa 9,4 km südöstlich der Ortschaft Gilsdorf. Die quasi-stationäre konvektive Zelle über Larochette wurde immer größer und stärker, bis sie gegen 20:00 - 20:15 Uhr (MESZ) auf die konvektive Zelle über Longsdorf stieß, wodurch um 20:20 Uhr (MESZ) ein Gewitter über der Region von Larochette bis nach Longs-

dorf entstand. Nur zehn Minuten später stieß eine weitere Gewitterzelle, die sich in kürzester Zeit etwa 17,6 km südöstlich/östlich von Gilsdorf über Echternach entwickelte und sich in Richtung Westen bewegte, auf die quasi-stationäre Zelle über der Ernzalregion und verstärkte das hier stattfindende Gewitter (MATHIAS, 2017).

Für die Simulation der Sturzflut im Tirelbach-Einzugsgebiet stehen die Niederschlagswerte verschiedener Niederschlagsstationen zur Verfügung. Es liegt jedoch keine davon innerhalb des Einzugsgebiets. Die genaue geographische Lage der verschiedenen Stationen sowie deren gemessenen zehnminütigen Niederschlagssummen [mm] sind in der nachfolgenden Abbildung Abb. 15 dargestellt.

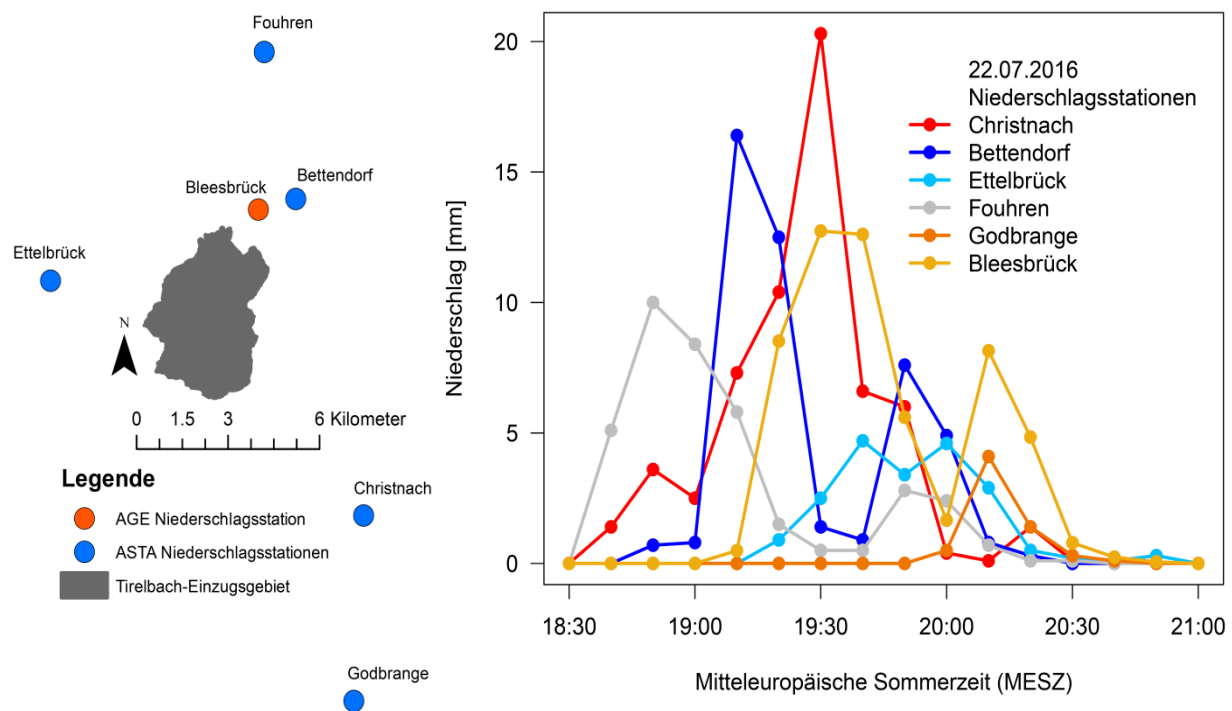


Abb. 15: Geographische Lage der Niederschlagsstationen der Administration de la Gestion de l'Eau (AGE) und der Administration des Services Techniques de l'Agriculture (ASTA) (links) sowie deren gemessenen zehnminütigen Niederschlagssummen (rechts).

Die beiden Niederschlagsstationen Bleesbrück und Bettendorf liegen mit einer Entfernung von etwa 1 bzw. 2 km am nächsten am Tirelbach-Einzugsgebiet. Die Niederschlagsstation in Ettelbrück ist rund 3,8 km entfernt, während es im Fall der beiden Stationen in Fohren und Christnach bereits 5,5 km sind. Die Niederschlagsstation in Godbrange liegt mit rund 10 km am weitesten vom Tirelbach-Einzugsgebiet entfernt. Die Entfernungen wurden in ArcGIS ausgemessen (Luftlinie). Mit Ausnahme der Niederschlagsstation Bleesbrück, die dem Wasserwirtschaftsamt (AGE) gehört, werden alle anderen vom Landwirtschaftsamt (ASTA) betrieben. Letztere sind als zehnminütige Niederschlagssummen online frei verfügbar. Die Daten der Niederschlagsstation Bleesbrück wurden vom Wasserwirtschaftsamt als Minutenwerte bereitgestellt. Anschließend wurden sie zu zehnminütigen Summen addiert.

Deutlich zu erkennen ist die räumliche und zeitliche Variabilität des Niederschlags. In dem in Abb. 15 dargestellten Zeitraum wurde in Christnach die höchste Niederschlagssumme von 60,1 mm gemessen, während in Godbrange insgesamt nur 6,4 mm dokumentiert wurden. In Ettelbrück und Fohren regnete es 20,1 bzw. 37,9 mm. Die Niederschlagsstation Bleesbrück konnte insgesamt 55,7 mm messen. Zusammen mit den Radarbildern aus Abb. 14 wird deutlich, dass die Niederschlagsmessreihen der Stationen Ettelbrück, Fohren und Godbrange das Starkniederschlagsereignis im Einzugsgebiet des Tirelbachs nicht adäquat abbilden. Es regnete zu wenig und die maximalen Niederschlagsintensitäten waren zu gering. In Fohren betrug die maximale Intensität $10 \text{ mm}(10\text{min})^{-1}$. In Ettelbrück und Godbrange wurden maximale Intensitäten von 4,7 bzw. 4,1 $\text{mm}(10\text{min})^{-1}$ gemessen. Zudem zeichnen sich in den Niederschlagsdaten der Station Fohren nur die Folgen der ersten Konvektivzelle, die sich um 19:30 Uhr (MESZ) über Fohren und Longsdorf bildete, ab (MATHIAS, 2017). Welche der drei anderen Niederschlagsmessreihen sich am besten für die Simulationen eignet, ist schwieriger zu bestimmen. Bereits um 18:30 Uhr (MESZ) begann es in Christnach zu regnen. Eine Stunde später wurde eine maximale Niederschlagsintensität von $20,3 \text{ mm}(10\text{min})^{-1}$ erreicht. Der Niederschlag nahm anschließend genauso schnell ab, wie er zuvor zugenommen hatte. In Bettendorf regnete es anfangs weniger, als in Christnach. Um 19:00 Uhr (MESZ) nahm der Niederschlag jedoch sehr schnell zu, wobei um 19:10 Uhr (MESZ) eine maximale Niederschlagsintensität von $16,4 \text{ mm}(10\text{min})^{-1}$ gemessen wurde. Eine zweite, geringere Niederschlagsspitze folgte kurz vor 20:00 Uhr (MESZ). In Bleesbrück begann es später zu regnen (19:00 / 19:10 MESZ). Um 19:30 und 19:40 Uhr (MESZ) wurden maximale Intensitäten von knapp $13 \text{ mm}(10\text{min})^{-1}$ gemessen. Auch hier folgte eine zweite, geringere Niederschlagsspitze. Diese trat etwa 20 Minuten später als in Bettendorf auf.

Für die Simulation der besagten Sturzflut wird die Zeitreihe der Niederschlagsstation Bleesbrück verwendet. Sie zeichnet sich durch die geringste Entfernung zum Einzugsgebiet aus und bei zusätzlicher Betrachtung der Radarbilder scheinen ihre Messwerte relativ gut zu passen. Zudem stehen hier Minutenwerte zur Verfügung, sodass eine zeitliche Auflösung von fünf Minuten verwendet werden kann. Die gemessene Niederschlagssumme von 55,7 mm innerhalb von 110 Minuten entspricht einer Jährlichkeit von über 100 Jahren (KOSTRA-DWD, 2010).

Dieses Starkniederschlagsereignis führte am späten Abend des 22.07.2016 zu Überschwemmungen innerhalb der Ortschaft Gilsdorf. Anwohner dokumentierten das Geschehnis anhand von Fotos. Zwei davon können der Abbildung Abb. 16 entnommen werden.

Mit Hilfe dieser Fotos sowie anhand einer vergleichenden Betrachtung des Wasserspiegellagenmodells HYDRO_AS-2D und des Niederschlag-Abflussmodells Kalypso N.A. rekonstruierten OTT und BUSCHLINGER (2017) das Hochwasserereignis. Ihre Untersuchungen ergaben, dass die in Abb. 16 (links) zu sehende Brücke aufgrund von Anlandungen und Verklausungen lediglich $6 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ abführen

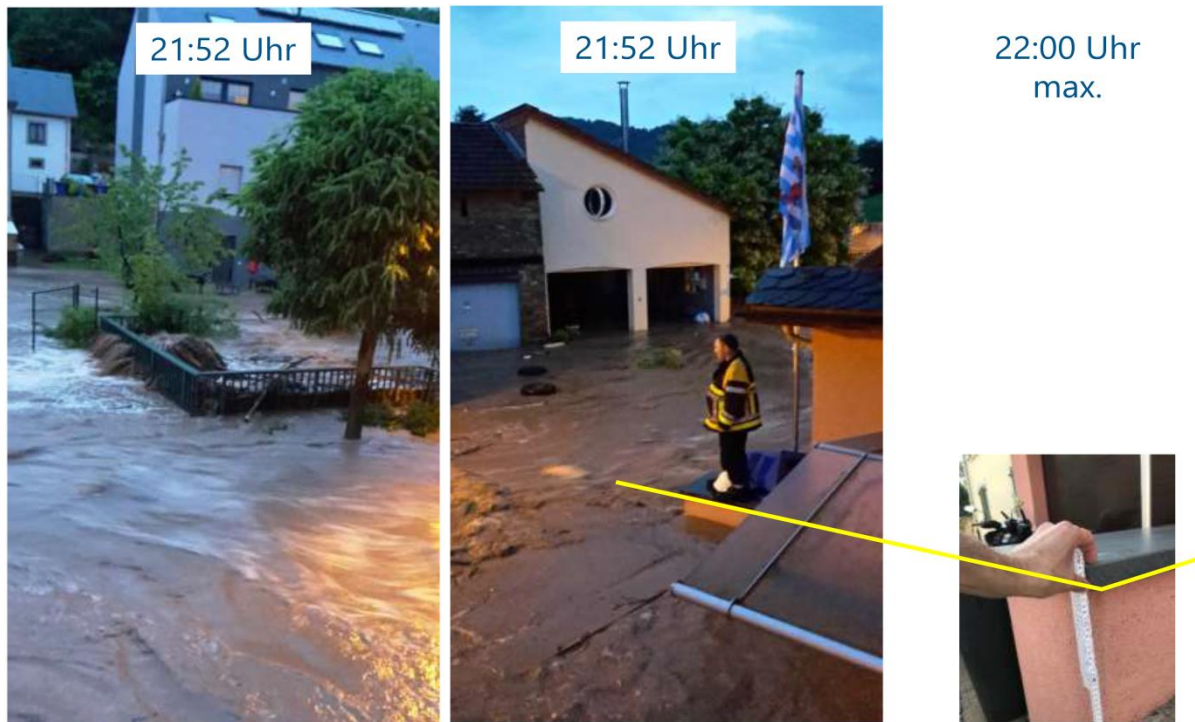


Abb. 16: Fotos der Überschwemmungen innerhalb der Ortschaft Gilsdorf (Luxemburg) am Abend des 22. Juli 2016. Bildquelle: Raymond Geller. Aus OTT und BUSCHLINGER (2017).

konnte. Der Durchlass einer weiteren Brücke flussabwärts beschränkte sich ebenfalls wegen Anlandungen auf $12 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Laut Aussagen der Anwohner trat der Hochwasserscheitel um 22:00 Uhr (MESZ) auf. Basierend auf den Modellierungen wird dieser auf $22 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} \pm 30 \%$ geschätzt (OTT und BUSCHLINGER, 2017).

5 Ergebnisse

In diesem Kapitel werden die Ergebnisse vorgestellt. Da der Fokus in beiden Gebieten auf einer leicht anderen Zielsetzung bzw. Hypothese liegt, werden die Ergebnisse dementsprechend dargestellt und ausgewertet:

- Im Wolfsbach-Einzugsgebiet steht die Modellevaluierung im Vordergrund, sodass die Güte der simulierten Abflussganglinien zum einen qualitativ, d.h. visuell, und zum anderen quantitativ, d.h. anhand der gängigen Güteparameter, beschrieben wird. Anschließend folgt eine Sensitivitätsanalyse, anhand derer der Einfluss des Niederschlags, der Bodenfeuchte, der Landnutzung und des Gewässernetzes auf die Gesamtabflussganglinie untersucht wird.
- Im Fall des Tirelbach-Einzugsgebiets liegt der gesamte Fokus auf der Sturzflut vom 22. Juli 2016, deren Simulierung und den dabei stattgefundenen Prozessen. Deshalb wird nicht nur die Abflussganglinie, sondern auch die räumliche und zeitliche Variabilität der Abflussbildungs- und Infiltrationsprozesse dargestellt. Es folgt eine kurze Sensitivitätsanalyse, bei der, anders als im Wolfsbach-Einzugsgebiet, nur der Einfluss des Niederschlags und der Vorfeuchte betrachtet wird. Um das Prozessverständnis im Tirelbach-Einzugsgebiet weiter zu vertiefen, werden anschließend die Modellergebnisse unter Verwendung mehrerer verschieden langer 100-jähriger Starkniederschläge unterschiedlicher Intensitätsverteilung und verschiedener Vorfeuchten dargestellt und die Unterschiede zwischen den Prozessen beschrieben.

5.1 Wolfsbach-Einzugsgebiet

Modellevaluierung

Im Wolfsbach-Einzugsgebiet wurde die Abflussbildung von acht Starkniederschlagsereignissen simuliert. In fünf von acht Fällen führte das unkalibrierte Modell zu deutlich zu hohen Abflüssen. Ein Beispiel ist in der Abbildung Abb. 17 dargestellt.

Zu Beginn des Ereignisses werden die gemessenen Abflüsse noch relativ gut durch die Simulation getroffen. Um Mitternacht steigen die simulierten Abflüsse an, während der gemessene Abfluss kaum auf den Niederschlag reagiert. Ab 02:00 Uhr (MEZ) fängt auch der gemessene Abfluss an stärker zuzunehmen, bis er um 04:00 Uhr (MEZ) ein Maximum von $0,22 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ erreicht. Danach nimmt der gemessene Abfluss langsam aber stetig ab, wobei noch vereinzelt kleinere Abflussspitzen auftreten. Nachdem der simulierte Abfluss bereits zuvor angestiegen ist, nimmt er dann um 02:40 Uhr (MEZ)

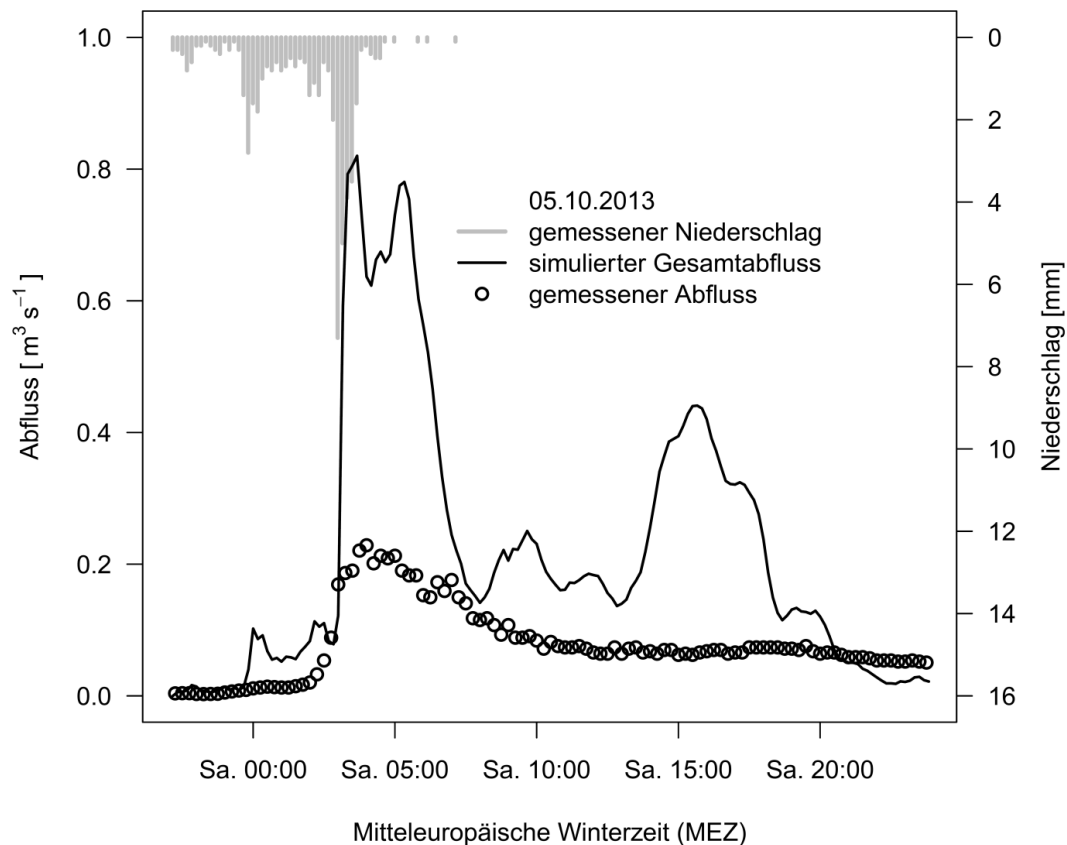


Abb. 17: Vergleich der mit dem Niederschlag-Abflussmodell RoGer simulierten, unkalibrierten Gesamtabflussganglinie und der gemessenen Abflussganglinie am Pegel "Wollefsbach" infolge des Starkniederschlagsereignisses des 5. Oktober 2013.

nochmal deutlich zu. Die simulierte Abflusszunahme ist steil und erreicht eine Stunde später ihr Maximum von $0,8 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Der simulierte Hochwasserscheitel tritt demnach 20 min zu früh ein und ist knapp $0,6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ zu hoch. Um 05:10 Uhr (MEZ) folgt eine weitere Abflussspitze von $0,77 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, anschließend nimmt der simulierte Abfluss rasch ab. Um 08:00 Uhr (MEZ) nähert sich der simulierte Abfluss kurzzeitig dem gemessenen. Er entfernt sich jedoch gleich wieder von diesem, da es in der simulierten Abflussganglinie zu weiteren lokalen, viel zu stark ausgeprägten Abflussspitzen kommt.

Da die simulierten Abflüsse die gemessenen deutlich überschreiten, wurde die Parametrisierung in mehreren Schritten leicht verändert, wobei sich jedoch immer an die Angaben von STEINBRICH *et al.* (2016) gehalten wurde. Für die Abschätzung der Makroporenausstattung und des Rauigkeitsbeiwerts wurden die Werte des Grünlands (STEINBRICH *et al.*, 2016) verwendet, anstatt des gesamten Gewässernetzes wurde nur das permanente Gewässernetz benutzt und die gemessenen Niederschlagswerte wurden anhand der Radardaten („Quantitative Precipitation Estimation QPE“) angepasst. Für diese fünf Ereignisse entstanden jeweils 1 - 3 Gesamtabflussganglinien, die optisch am besten passen und in der Abbildung Abb. 18 dargestellt sind:

- **Ganglinie a:** Grünland, **gesamtes** Gewässernetz, **angepasster** Niederschlag
- **Ganglinie b:** Grünland, **permanentes** Gewässernetz, **gemessener** Niederschlag

- **Ganglinie c:** Grünland, **permanentes** Gewässernetz, **angepasster** Niederschlag

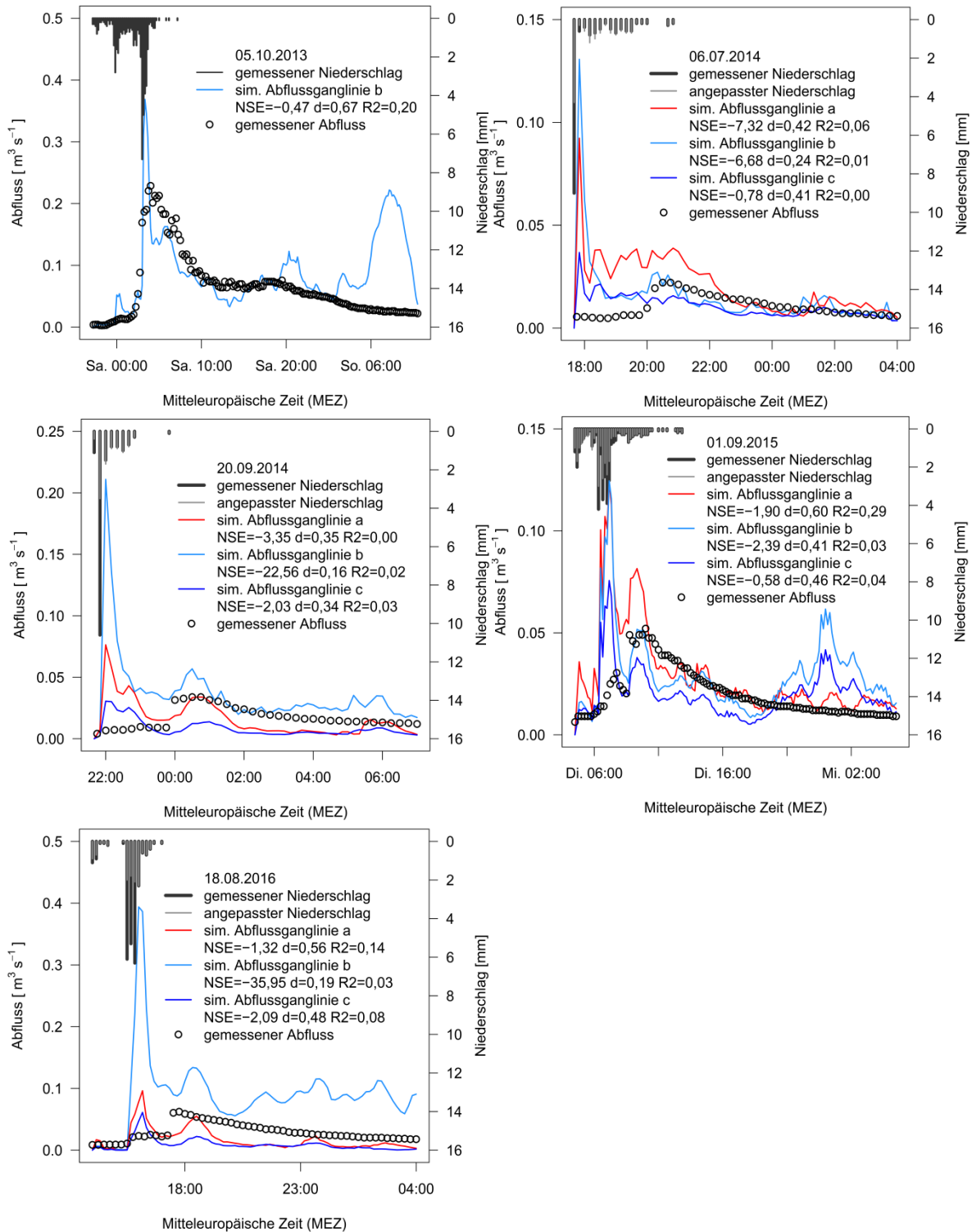


Abb. 18: Vergleich der mit dem Niederschlag-Abflussmodell RoGer simulierten Gesamtabflussganglinien und den gemessenen Abflussganglinien am Pegel "Wollefsbach" infolge ausgewählter Starkniederschlagsereignisse. Als Modellinput dienten die gemessenen und die anhand der QPE-Daten angepassten zehnminütigen Niederschlagssummen der Wetterstation Useldingen. Ganglinie a: Grünland, gesamtes Gewässernetz, angepasster Niederschlag; Ganglinie b: Grünland, permanentes Gewässernetz, gemessener Niederschlag; Ganglinie c: Grünland, permanentes Gewässernetz, angepasster Niederschlag.

Die Abflussrezessionen wurden gegen Ende der Ereignisse etwas gekürzt. Die Güteparameter beziehen sich jeweils auf den dargestellten Zeitraum, sie fallen insgesamt eher schlecht aus. Die NSE ist immer negativ. Für die Abflussganglinie b des 18.08.2016 wurde die schlechteste NSE von knapp -36 berechnet. Ähnliches gilt für den Determinationskoeffizienten R^2 . Im Fall der Abflussganglinien a des 01.09.2015 und des 18.08.2016 sowie im Fall der Abflussganglinie b des 05.10.2013 beträgt R^2 0,29, 0,14 bzw. 0,20, in allen anderen Fällen liegt er unter 0,10. In zwei Fällen (Abflussganglinie c des 06.07.2014 und Abflussganglinie a des 20.09.2014) beträgt R^2 0,00. Etwas besser fällt der Übereinstimmungsindex d aus. Er liegt in drei Fällen über 0,5. Hierzu gehören die Abflussganglinien a des 01.09.2015 und des 18.08.2016 sowie die Abflussganglinie b des 05.10.2013. In fünf Fällen (Abflussganglinien a und c des 06.07.2014, Abflussganglinien b und c des 01.09.2015 und Abflussganglinie c des 18.08.2016) beträgt d zwischen 0,4 und 0,5. In den restlichen fünf Fällen ist d kleiner gleich 0,35. Für die Abflussganglinie b des 20.09.2014 wurde der kleinste Übereinstimmungsindex d von 0,16 bestimmt.

Für den 5. Oktober 2013 stehen keine QPE-Werte zur Verfügung, weshalb in Abb. 18 nur die Abflussganglinie b dargestellt ist. Sie erhält die beste NSE und den besten Übereinstimmungsindex d. Allgemein schneidet die Abflussganglinie b jedoch schlechter als die beiden anderen Abflussganglinien ab. Von den restlichen vier Ereignissen hat die Abflussganglinie b in zwei Fällen das geringste R^2 , in drei Fällen die geringste NSE und in allen vier Fällen den geringsten d-Wert. Gemessen an der NSE, schneidet die Abflussganglinie c am besten ab. In drei von vier Fällen erhält sie die höchste NSE, jedoch ist diese jeweils, wie erwähnt, negativ. Gemessen am Übereinstimmungsindex d und R^2 passt die Abflussganglinie a besser als b und c. In allen vier Fällen hat sie einen höheren d-Wert und in drei Fällen ein höheres R^2 .

Am 06.07.2014 und am 20.09.2014 treten die höchsten Niederschlagsintensitäten zu Beginn bzw. kurz nach Beginn des Niederschlagsereignisses auf. Der gemessene Abfluss reagiert kaum, die simulierten Abflussganglinien hingegen steigen sofort an und erreichen dabei maximale Werte zwischen 0,04 - 0,1 m^3s^{-1} (06.07.2014) bzw. zwischen 0,03 - 0,2 m^3s^{-1} (20.09.2014). Dabei handelt es sich um kurze, steile Abflussspitzen. An beiden Tagen ist ein deutlicherer Anstieg des gemessenen Abflusses erst gegen Ende des Niederschlagsereignisses, etwa zwei Stunden nach dem simulierten Abflussscheitel, zu beobachten. Dabei wurde ein Abflussscheitel von 0,02 m^3s^{-1} am 6. Juli und 0,03 m^3s^{-1} am 20. September gemessen. Zwar werden die Abflüsse zu Beginn der beiden Ereignisse stark überschätzt, die gemessenen Abflussscheitel werden jedoch durch die Abflussganglinie b am 6. Juli und die Abflussganglinie a am 20. September optisch relativ gut getroffen. Ähnliche Probleme treten bei den Simulationen des Ereignisses des 18.08.2016 auf. Auch hier reagieren die simulierten Abflussganglinien sofort auf die hohen Niederschlagsintensitäten und führen zu Abflussscheiteln zwischen 0,06 - 0,35 m^3s^{-1} . Der gemessene Abfluss hingegen nimmt nur geringfügig zu und erreicht erst um 17:45 Uhr (MEZ) seinen Abflussscheitel von rund 0,06 m^3s^{-1} . Um 18:10 Uhr (MEZ) beinhalten auch die simu-

lierten Abflussganglinien eine weitere Abflussspitze. Diese tritt jedoch etwas zu spät auf und nimmt zu schnell wieder ab.

Am 01.09.2015 ist in der gemessenen Abflussganglinie eine erste Abflussspitze von $0,03 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ um 07:45 Uhr (MEZ) zu beobachten. Ein weiterer Anstieg des Abflusses folgt eine knappe Stunde später, wobei sich der Abfluss innerhalb von 15 Minuten verdoppelt. Anschließend stagniert er und beträgt bis 10:30 Uhr (MEZ) rund $0,05 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$. Danach nimmt er stetig ab. Die simulierten Abflussganglinien führen von Anfang an zu kleineren Abflussspitzen, die die gemessenen Abflüsse überschätzen. Die simulierten Abflussscheitel zwischen $0,08 - 0,1 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ treten 35 min zu früh auf und überschreiten die gemessene Abflussspitze deutlich. Das Plateau von 08:45 - 10:30 Uhr (MEZ) wird am besten von der Abflussganglinie b getroffen. Diese steigt jedoch etwas zu spät an und nimmt etwas zu früh wieder ab, beträgt aber zwischen 09:20 - 09:50 Uhr (MEZ), genauso wie der gemessene Abfluss, rund $0,05 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$. Die Abflussganglinie a ist hier $0,03 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ zu hoch und die Abflussganglinie c $0,01 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ zu niedrig. Alle drei nehmen anschließend zu schnell ab, wodurch der Abfluss unterschätzt wird. Zwischen 12:30 - 19:30 Uhr (MEZ) passen die Abflussganglinien a und b relativ gut. Gegen Ende treten jedoch stärkere Schwankungen auf, die so nicht in der gemessenen Abflussganglinie vorkommen und vor allem bei der Abflussganglinie b und c viel zu stark ausgeprägt sind.

Wie erwähnt wird das Ereignis des 05.10.2013, gemessen an den Güteparametern NSE und d, am besten simuliert. Auch rein visuell ist zu erkennen, dass sowohl die Abflüsse als auch die Dynamik der Abflussganglinien zumindest bis 19:10 Uhr (MEZ) am besten passen. Zu Beginn und in der Mitte des Ereignisses führen kleinere Abflussspitzen zu einer leichten Überschätzung des Abflusses. Die größten Abweichungen sind beim simulierten Abflussscheitel und gegen Ende des Ereignisses zu beobachten. Der simulierte Abflussscheitel tritt 40 min zu früh auf und ist rund $0,1 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ zu hoch. Außerdem nimmt der Abfluss anschließend zu schnell und zu stark ab, weshalb der Abfluss um $0,05 - 0,07 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ unterschätzt wird. Die Simulation führt zu hohen Abflussspitzen ab 19:10 Uhr (MEZ), wodurch der Abfluss bis zu $0,2 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ überschätzt wird und sich die Güteparameterwerte deutlich verschlechtern. Werden die Güteparameter nur für den Zeitraum 04.10.2013 21:10 Uhr – 05.10.2013 19:10 Uhr (MEZ), d.h. ohne Berücksichtigung dieser Abflussspitzen, berechnet, ergibt dies folgende, gute Güteparameterwerte: $\text{NSE} = 0,63$; $d = 0,90$ und $R^2 = 0,68$.

Bei allen dargestellten Gesamtabflussganglinien ist der HOA der dominierende Abflussbildungsprozess. Er entsteht vor allem auf den teilversiegelten Flächen. SFA tritt lediglich zu Beginn der Ereignisse auf und bildet jeweils einen Teil der ersten simulierten Abflussspitze. Unter Verwendung des gemessenen Niederschlags (Abflussganglinie b) erreicht SFA dabei jedoch wesentlich geringere Abflüsse als HOA. Unter Verwendung des angepassten Niederschlags (Abflussganglinie a und c) wird etwa gleich viel bis etwas mehr SFA und meist weniger HOA gebildet, sodass der SFA den HOA bei

der ersten Abflussspitze kurzzeitig überschreiten kann. Beispiele inklusive räumlicher Darstellung des HOA können dem Anhang (Abb. 37 und Abb. 38) entnommen werden.

Bei den drei übrigen Ereignissen führte eine Anpassung der gemessenen Niederschläge anhand der QPE-Daten, genauso wie die Verwendung des permanenten anstatt des gesamten Gewässernetzes, zu deutlich zu geringen Abflüssen. Aus diesem Grund wurden in diesen Fällen jeweils folgende zwei Gesamtabflussganglinien erstellt:

- **Ganglinie d: Komplexe Parzellenstruktur**, gesamtes Gewässernetz, gemessener Niederschlag
- **Ganglinie e: Grünland**, gesamtes Gewässernetz, gemessener Niederschlag

Diese sind in der nachfolgenden Abbildung Abb. 19 zusammen mit den gemessenen Abflüssen und Niederschlägen dargestellt.

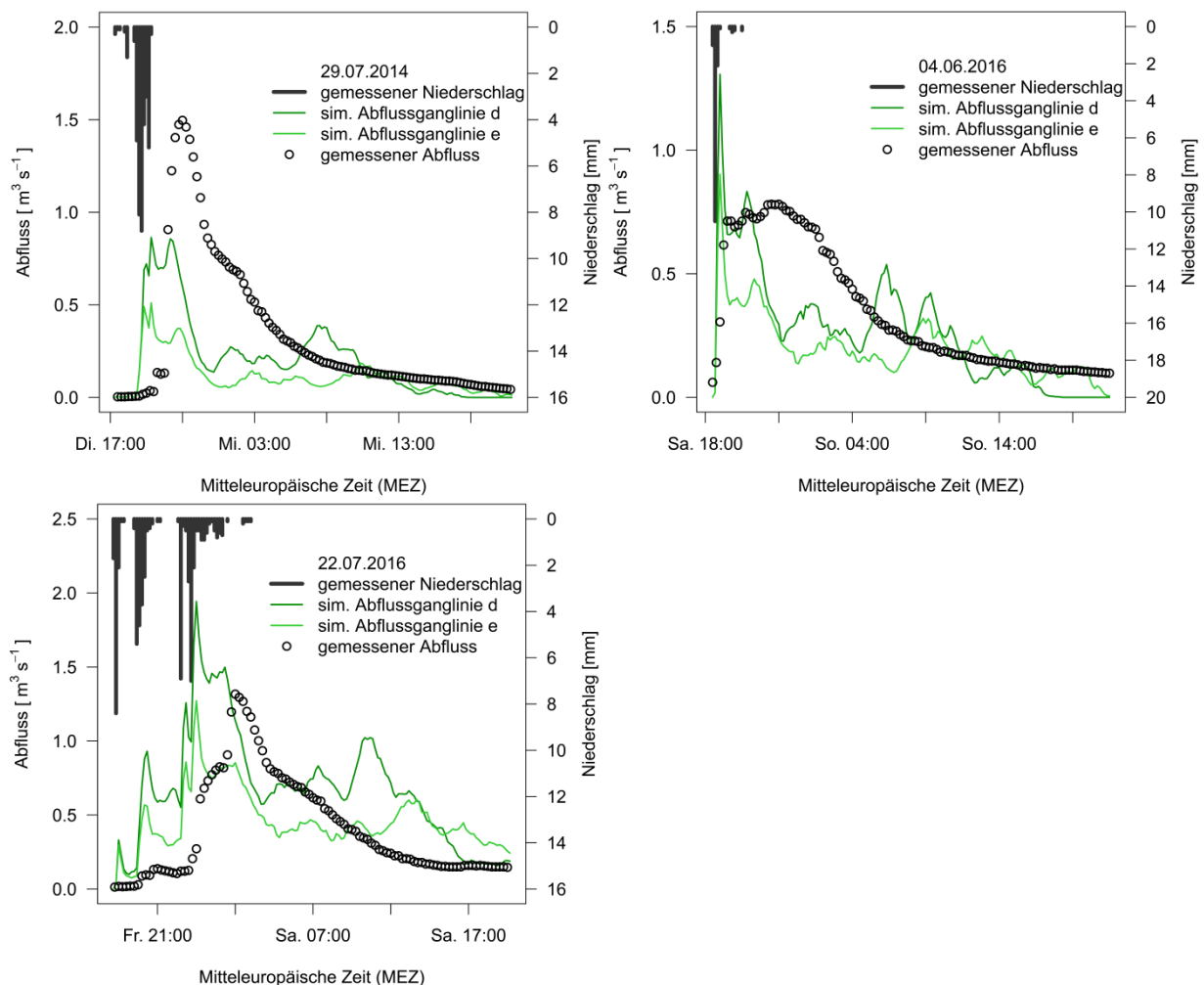


Abb. 19: Vergleich der mit dem Niederschlag-Abflussmodell RoGer simulierten Gesamtabflussganglinien und den gemessenen Abflussganglinien am Pegel "Wollefsbach" infolge ausgewählter Starkniederschlagsereignisse. Als Modellinput wurden die gemessenen, zehnminütigen Niederschlagssummen der Station Useldingen verwendet. Ganglinie d: Komplexe Parzellenstruktur, gesamtes Gewässernetz, gemessener Niederschlag; Ganglinie e: Grünland, gesamtes Gewässernetz, gemessener Niederschlag.

Da bereits auf den ersten Blick auffällt, dass die simulierten Abflüsse in diesen drei Fällen nicht passen, wurde davon abgesehen die Güteparameter zu berechnen.

Bei der Simulierung des Ereignisses des 29.07.2014 ist zu erkennen, dass die Abflüsse zum einen nicht hoch genug und zum anderen auch zu früh steigen. Während die gemessene Abflussganglinie erst um 20:00 Uhr (MEZ) zunimmt und ihren Scheitelabfluss von rund $1,5 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ um 22:00 Uhr (MEZ) erreicht, nehmen die simulierten Abflüsse bereits ab 18:50 Uhr zu. Sie steigen rasch an, was zu einer steilen Abflussganglinie führt. Ihr jeweiliger Abflussscheitel von $0,9$ bzw. $0,5 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ unterschreitet dabei jedoch deutlich den gemessenen Abflussscheitel und tritt zudem 2 Stunden und 10 Minuten zu früh auf. Ähnliche Probleme treten bei der Simulierung des Ereignisses des 22.07.2016 auf. Auch hier reagiert das Modell zu früh. Anders als beim Ereignis des 29.07.2014 werden die Abflüsse zusätzlich überschätzt. Während die gemessenen Abflüsse infolge des Niederschlags zunächst nur schwach zunehmen, enthalten die beiden simulierten Abflussganglinien von Beginn an deutliche lokale Maxima, die die gemessenen Abflüsse übersteigen. Die zweite Abflussspitze tritt zudem etwa 20 – 25 min zu früh auf. Diese zeitliche Verschiebung nimmt im Laufe des Ereignisses zu. So treten die simulierten Abflussscheitel ($1,9$ und $1,3 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) 2,5 Stunden früher auf, als der gemessene ($1,3 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$).

Beim Ereignis des 04.07.2016 steigen sowohl die simulierten als auch die gemessenen Abflüsse gleich nach Niederschlagsbeginn an. Dabei erreichen beide simulierten Ganglinien um 19:00 Uhr (MEZ) ihren Hochwasserscheitel von $1,3$ bzw. $0,9 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Die gemessene Abflussganglinie ist zu Beginn ähnlich steil, beträgt um 19:30 Uhr (MEZ) jedoch erst $0,7 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ und steigt danach wesentlich langsamer an. Erst um 22:30 Uhr (MEZ) erreicht sie ihren Hochwasserscheitel von knapp $0,8 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Da die simulierten Abflussganglinien nach Erreichen des Hochwasserscheitels mit Ausnahme kleinerer lokaler Maxima sehr schnell wieder abnehmen, sind sie zu diesem Zeitpunkt $0,4$ bzw. $0,5 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ zu tief.

Auch in diesen Fällen dominiert der HOA. SFA entsteht lediglich zu Beginn der Ereignisse und in einem wesentlich geringeren Maß als HOA. Anders als bei den fünf zuvor beschriebenen Ereignissen, wird bei diesen drei großflächig HOA gebildet (Anhang Abb. 37 und Abb. 38).

Sensitivitätsanalyse

In den folgenden Abschnitten wird der Einfluss des Niederschlags, der Bodenfeuchte, der Landnutzung und des Gewässernetzes auf die Gesamtabflussganglinie untersucht. Die Unterschiede zwischen den hierfür berechneten Gesamtabflussganglinien werden am Beispiel des Ereignisses des 5. Oktober 2013 veranschaulicht.

Ausgehend von der Abflussganglinie b (Grünland, permanentes Gewässernetz, gemessener Niederschlag) wurden zunächst nacheinander der Niederschlag und die Bodenfeuchte jeweils um 10 % erhöht und danach reduziert. In zwei weiteren Simulierungen wurden der Niederschlag und die Boden-

feuchte gleichzeitig um 10 % erhöht bzw. reduziert. Die daraus resultierenden Gesamtabflussganglinien werden in der Abbildung Abb. 20 dargestellt.

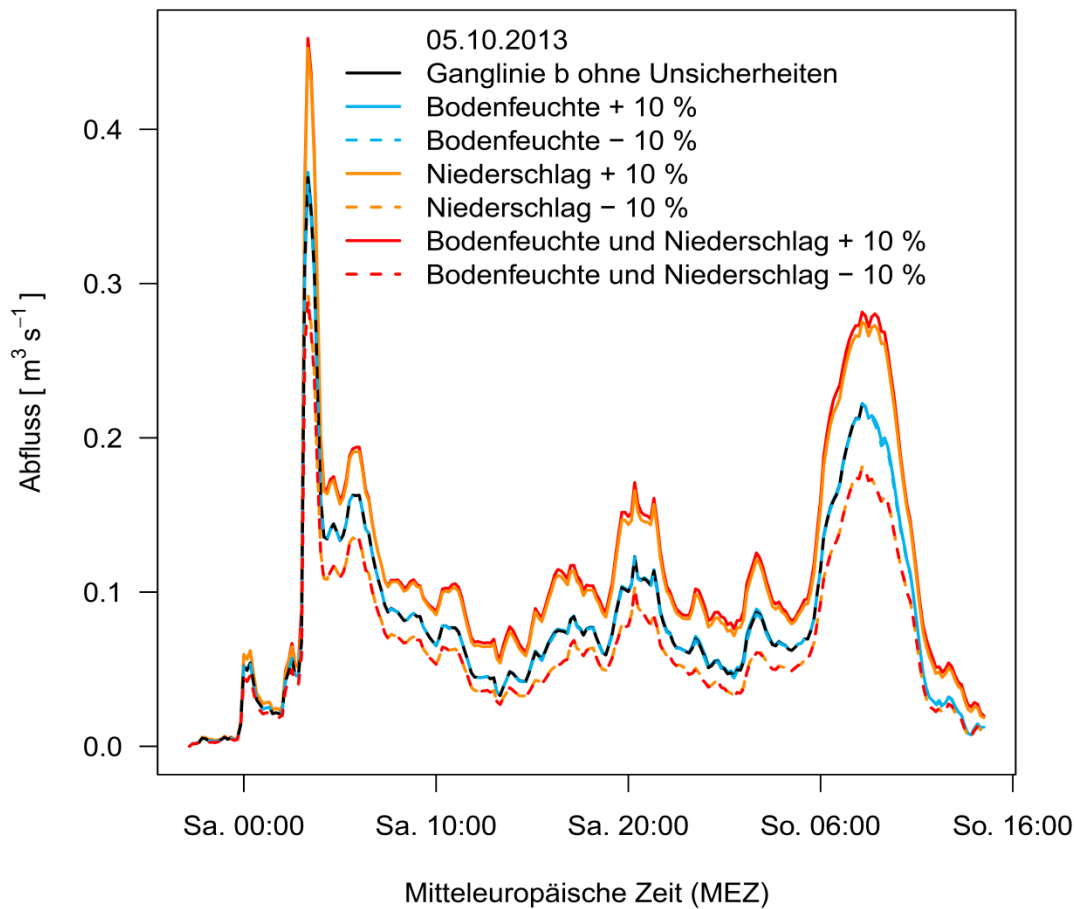


Abb. 20: Einfluss einer zehnprozentigen Veränderung des Niederschlags und der Bodenfeuchte auf die mit dem Niederschlag-Abflussmodell RoGer simulierte Gesamtabflussganglinie am Beispiel des Ereignisses des 5. Oktober 2013 im Wolfsbach-Einzugsgebiet.

Eine Veränderung der Bodenfeuchte (Ausgangswerte: 28 %nFK unter Wald und 16 %nFK unter der restlichen Fläche) hat kaum einen Einfluss auf die Gesamtabflussganglinie. Eine Erhöhung oder Reduzierung des Niederschlags hingegen führt zu einer sichtbaren Veränderung der ursprünglichen Abflussganglinie. Die Erhöhung des Niederschlags um 10 % führt dazu, dass die Abflüsse ab 03:00 Uhr MEZ (kurz vor Erreichen des Abflussscheitels) um rund 0,02 - 0,09 m^3s^{-1} höher liegen, als die ursprüngliche Abflussganglinie b. Etwas kleiner sind die Unterschiede im Fall einer Reduzierung des Niederschlags: Hier sind die simulierten Abflüsse zwischen rund 0,01 - 0,07 m^3s^{-1} geringer als die ursprüngliche Ganglinie b. Bei gleichzeitiger Erhöhung bzw. Reduzierung beider Parameter treten ähnliche Unterschiede auf, da die Veränderung der Bodenfeuchte die Abflussganglinie auch unter diesen Bedingungen kaum beeinflusst. Die Form der Abflussganglinie ist in allen Fällen die gleiche.

Um den Einfluss der Landnutzung und des Gewässernetzes zu untersuchen, werden die Gesamtabflussganglinien b, d, e und f in Abbildung Abb. 21 dargestellt. Die Unterschiede der Parametrisierung

zwischen d, e und f (Abb. 21 links) beschränken sich auf die Abschätzung des Rauigkeitsbeiwerts und der Makroporenausstattung. Bei der Abflussganglinie d wurden sowohl der Rauigkeitsbeiwert als auch die Makroporenausstattung der komplexen Parzellenstruktur verwendet. Die Makroporenausstattung der beiden Abflussganglinien e und f basiert jeweils auf den Werten des Grünlands. Der einzige Unterschied zwischen diesen beiden Ganglinien besteht darin, dass bei e der Rauigkeitsbeiwert des Grünlands und bei f der der komplexen Parzellenstruktur verwendet wurde. Der Unterschied zwischen den Gesamtabflussganglinien b und e (Abb. 21 rechts) liegt in der Definierung des Gewässernetzes. Für die Berechnung der Abflussganglinie b wurde lediglich das permanente, 800 m lange Gewässernetz verwendet. Dies bedeutet, dass alle Teilprozesse auf Basis dieses kurzen Gewässernetzes parametrisiert wurden. Im Fall der Abflussganglinie e wurde nur der Grundwasserflurabstand anhand des permanenten Gewässernetzes berechnet, für die Parametrisierung aller anderen Prozesse wurde das gesamte Gewässernetz verwendet. In allen Fällen diente der gemessene Niederschlag der Station Useldingen als Modellinput.

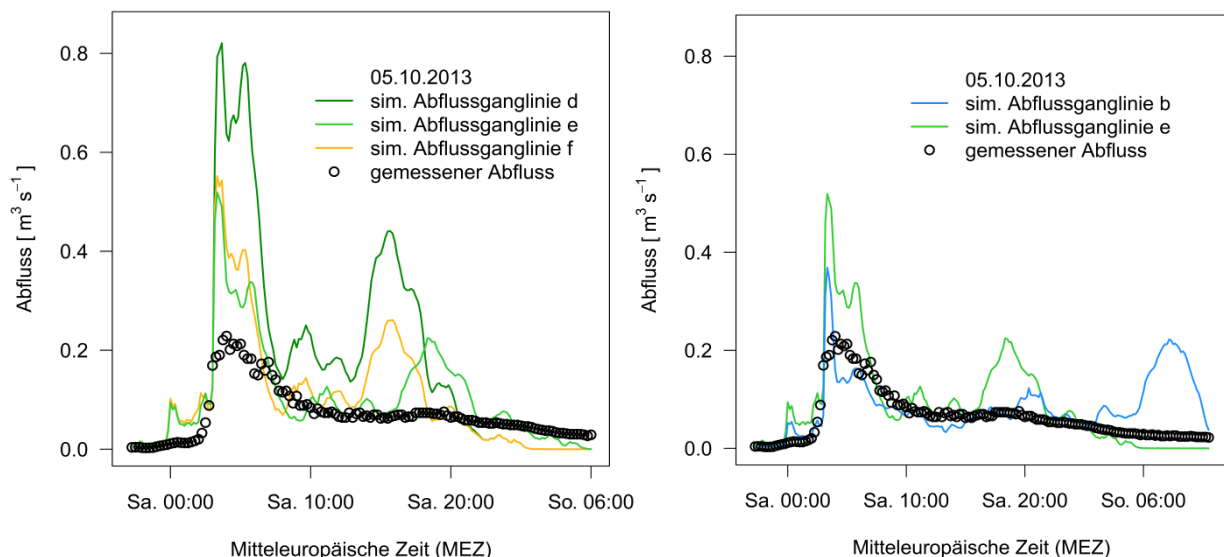


Abb. 21: Vergleich der mit dem Niederschlag-Abflussmodell RoGeR simulierten Gesamtabflussganglinien d, e und f (links) und Vergleich der mit dem Niederschlag-Abflussmodell RoGeR simulierten Gesamtabflussganglinien b und e (rechts) im Wolfsbach-Einzugsgebiet. Ganglinie b: MP und k_{st} Grünland, permanentes Gewässernetz; Ganglinie d: MP und k_{st} komplexe Parzellenstruktur, gesamtes Gewässernetz; Ganglinie e: MP und k_{st} Grünland, gesamtes Gewässernetz; Ganglinie f: MP Grünland, k_{st} komplexe Parzellenstruktur, gesamtes Gewässernetz, mit MP = Makroporenausstattung und k_{st} = Rauigkeitsbeiwert nach Strickler.

Zu Beginn des Ereignisses unterscheiden sich die drei Abflussganglinien d, e und f kaum. Die Unterschiede nehmen erst kurz vor dem Erreichen des Abflussscheitels zu. Die Abflussganglinie d führt während des gesamten Ereignisses zu den höchsten Abflüssen und hebt sich dadurch am stärksten von den beiden anderen Abflussganglinien ab. Sie erreicht um 03:40 Uhr (MEZ) ihren Abflussscheitel von $0,8 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Damit liegt dieser $0,6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ höher als der gemessene Abflussscheitel und $0,3 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ höher als die Abflussscheitel der Ganglinien e und f, die sich zu diesem Zeitpunkt nur geringfügig unterscheiden. Um 05:20 Uhr (MEZ) ist der Unterschied zwischen der Abflussganglinie d und den Abfluss-

ganglinien e und f noch etwas höher und beträgt knapp 0,5 bzw. 0,4 m^3s^{-1} . Zwar liegt die Ganglinie d während des Großteils des Ereignisses mindestens 0,05 - 0,1 m^3s^{-1} höher als die Ganglinie f, jedoch ist die Form bzw. die Dynamik beider Abflussganglinien sehr ähnlich. Auch die Abflussganglinie e hat zunächst eine ähnliche Form, jedoch ist ab 08:00 Uhr (MEZ) ein deutlicher zeitlicher Versatz von etwa 1,5 Stunden zu erkennen. Gegen Ende des Ereignisses nimmt dieser Versatz noch weiter zu, bis er rund 4 Stunden beträgt.

Während des Großteils des Ereignisses führt die Verwendung des permanenten Gewässernetzes zu höheren Abflüssen, doch auch hier nehmen die Unterschiede erst kurz vorm Erreichen des Abflussscheitels zu. Zwischen 03:10 - 06:00 und 18:20 - 18:50 Uhr (MEZ) liegt die Abflussganglinie e über 0,15 m^3s^{-1} höher, als die Abflussganglinie b. Noch höhere Unterschiede treten am Ende des Ereignisses auf: Als bereits der Großteil des Wassers der Ganglinie e abgeflossen ist, steigt die Abflussganglinie b erneut an und bildet eine weitere Abflussspitze von über 0,2 m^3s^{-1} . Kleinere Unterschiede von maximal 0,06 m^3s^{-1} treten am Anfang des Ereignisses und zwischen 07:20 - 16:40 Uhr (MEZ) auf.

Der Einfluss der Landnutzungsklasse und des Gewässernetzes auf die Gesamtabflussganglinie kann je nach Niederschlags- und Vorfeuchtebedingungen leicht variieren. Als Beispiel werden die Gesamtabflussganglinien b, d, e und f zum einen unter sehr feuchten Vorbedingungen (Vorfeuchte von 100 %nFK) und zum anderen unter Verwendung eines 100-jährigen Starkniederschlags mit einer Niederschlagsdauer von 60 min und einer mittenbetonten Euler II Verteilung erneut berechnet und in der nachfolgenden Abbildung Abb. 22 dargestellt.

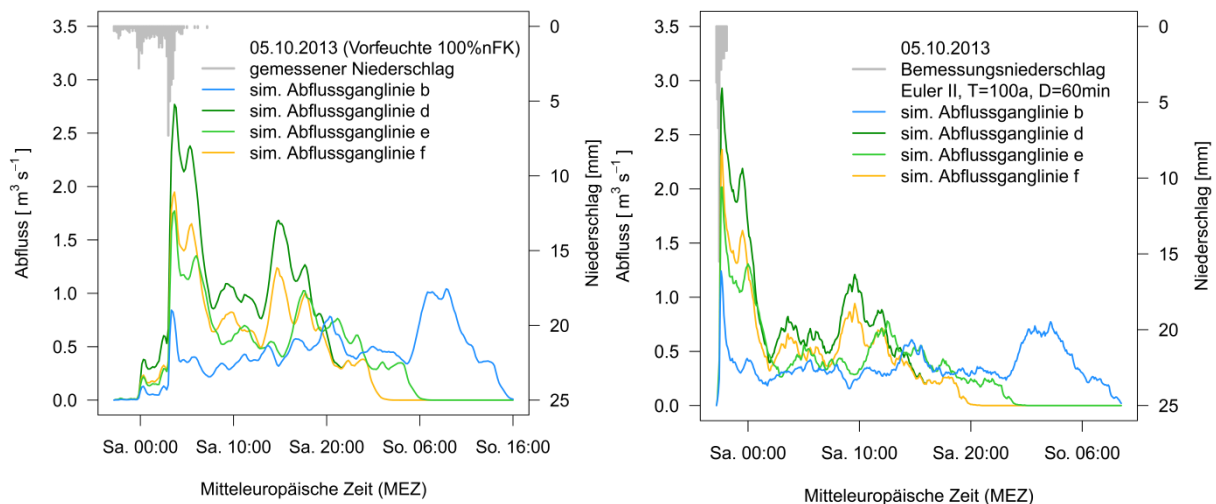


Abb. 22: Vergleich der mit dem Niederschlag-Abflussmodell RoGer simulierten Abflussganglinien b, d, e und f bei einer Vorfeuchte von 100 %nFK (links) und unter Verwendung eines 100-jährigen Starkniederschlags mit einer Dauer von 60 min und einer Euler II Intensitätsverteilung (rechts) im Wolfsbach-Einzugsgebiet. Ganglinie b: MP und k_{st} Grünland, permanentes Gewässernetz; Ganglinie d: MP und k_{st} komplexe Parzellenstruktur, gesamtes Gewässernetz; Ganglinie e: MP und k_{st} Grünland, gesamtes Gewässernetz; Ganglinie f: MP Grünland, k_{st} komplexe Parzellenstruktur, gesamtes Gewässernetz, mit MP = Makroporenausstattung und k_{st} = Rauigkeitsbeiwert nach Strickler.

Die Abflussganglinie d erreicht in beiden Fällen nach wie vor die höchsten Werte, jedoch sind die Unterschiede zwischen der Ganglinie d und den Ganglinien e und f geringer als in Abb 21. Während

der Abflussscheitel der Ganglinie d in Abb. 21 noch 51 % bzw. 68 % höher lag als der der Abflussganglinie f bzw. e, sind es unter feuchten Vorbedingungen nur noch 42 % bzw. 56 %. Unter Verwendung des genannten Beispiels eines 100-jährigen Starkregenereignisses ist der Unterschied noch etwas geringer. Hier liegt der Abflussscheitel der Ganglinie d 23 % bzw. 45 % höher als der Scheitel der Abflussganglinie f bzw. e. In Abb. 21 betrug die Abflussganglinie d zwischen 05:40 - 07:40 und 18:40 - 19:20 Uhr (MEZ) mehr als das Doppelte der Abflussganglinie f. Bei hoher Vorfeuchte ist sie zu diesem Zeitpunkt nur noch maximal 41 % höher. Unter Verwendung des 100-jährigen Starkniederschlagsereignisses liegt die Abflussganglinie d maximal 45 % höher als die Abflussganglinie f. Die Unterschiede zwischen den Abflussganglinien e und f sind in beiden Fällen zunächst gering und nehmen, wie schon in Abb. 21, aufgrund einer zeitlichen Verschiebung im Laufe des Ereignisses zu. Genauso wie in Abb. 21 beträgt diese zeitliche Verschiebung gegen Ende beider Ereignisse etwa 4 Stunden. Feuchtere Vorbedingungen verursachen, im Vergleich zur Abb. 21, jedoch zusätzlich eine Veränderung der Form der Abflussganglinie b. Außerdem dauert es länger, bis das gesamte Ereigniswasser abgeflossen ist. Ähnlich wie bei allen anderen Ganglinien, ist auch in Ganglinie b eine Abflussspitze um 03:20 Uhr (MEZ) zu beobachten. Diese beträgt rund $0,8 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$. Nach anfänglicher Abflussabnahme beginnt der Abfluss jedoch nach vier Stunden erneut zu steigen und erreicht einen Abflussscheitel von $1 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ um 08:50 Uhr (MEZ).

5.2 Tirelbach-Einzugsgebiet

Simulierung der Sturzflut des 22.07.2016

Simuliert wurde die Sturzflut, die am 22. Juli 2016 zu Überschwemmungen in der Ortschaft Gilsdorf führte. Die gemessenen Niederschläge (5min-Summen der Station Bleesbrück) sowie die modellierten, unkalibrierten Ganglinien des Gesamtabflusses, des HOA und des SFA sind in der Abbildung Abb. 23 dargestellt.

Das Niederschlagsereignis beginnt um 20:10 Uhr (MESZ). Sofort bildet sich SFA. Fünf Minuten später entsteht zusätzlich HOA. Der HOA sowie der Gesamtabfluss steigen rasch an und erreichen um 21:40 Uhr (MESZ) beide ihr Maximum von 25,6 bzw. $26 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$. Die simulierte Reaktionszeit beträgt demnach 90 Minuten. In beiden aufsteigenden Ästen ist ein Knick um 21:10 Uhr (MESZ) sichtbar, hier ändert sich die Steigung der Kurven. Gleichzeitig steigt auch der SFA, wenn auch in einem wesentlich geringeren Maß als der HOA und der Gesamtabfluss. Er erreicht seinen maximalen Abfluss von rund $0,6 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ bereits um 20:50 Uhr (MESZ), 50 Minuten früher als der HOA und der Gesamtabfluss. Danach nimmt der SFA wieder ab. Auch der HOA und der Gesamtabfluss sinken nach Erreichen des Hochwasserscheitels erneut. Dabei ist die Abnahme fast genauso steil wie die Zunahme.

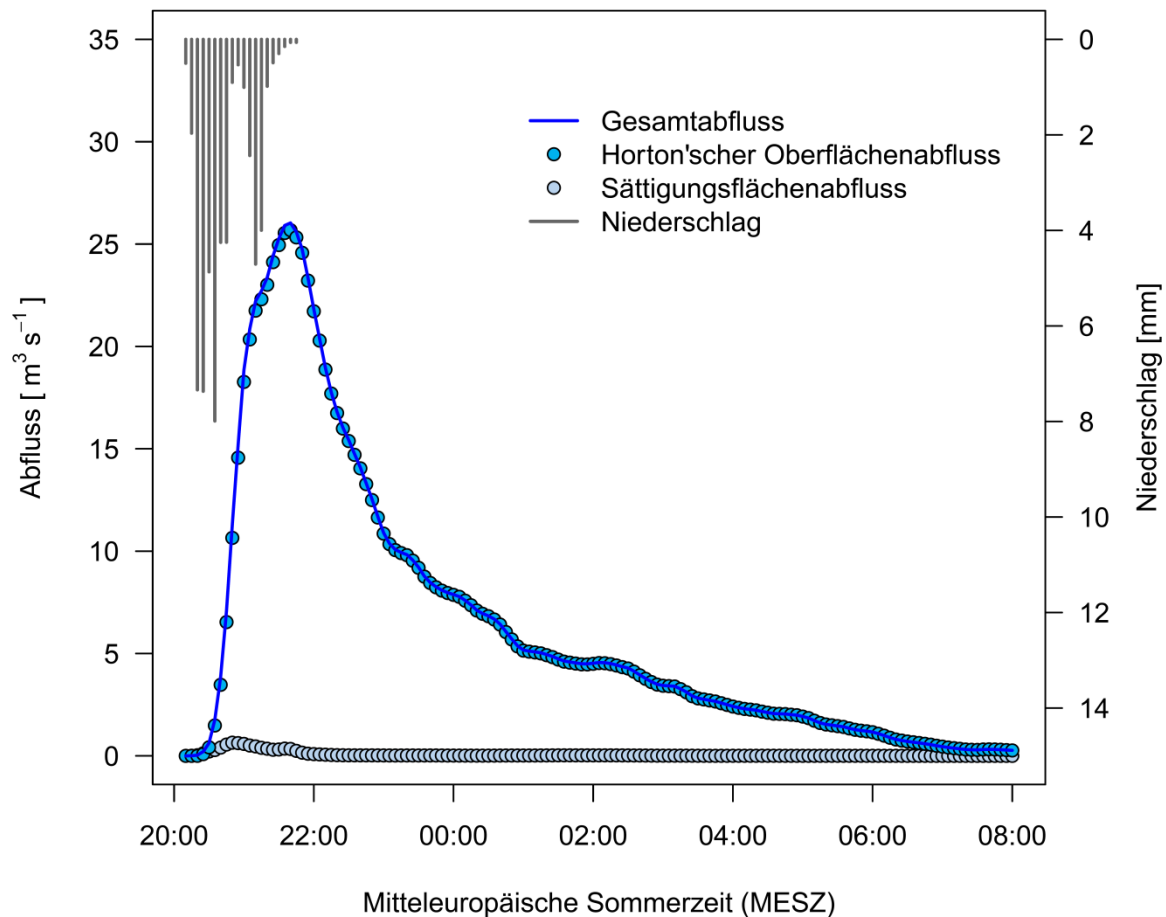


Abb. 23: Darstellung der mit dem Niederschlag-Abflussmodell RoGeR simulierten, unkalibrierten Abflussganglinien des Gesamtabflusses, des Horton'schen Oberflächenabflusses und des Sättigungsflächenabflusses im Tirelbach-Einzugsgebiet sowie der gemessenen, fünfminütigen Niederschlagssummen der Niederschlagsstation Bleesbrück.

Ab einem Abfluss von etwa $10 \text{ m}^3 \text{s}^{-1}$ verlangsamt sich die Rezession dann aber, sodass es noch einige Stunden dauert, bis das gesamte Wasser abgeflossen ist. Der Abflussbeiwert beträgt knapp 0,4. Der Abflussscheitel tritt 20 min zu früh auf (OTT und BUSCHLINGER, 2017).

Während des gesamten Hochwasserereignisses ist der HOA die dominante Abflusskomponente. Die Ganglinie besteht fast während der gesamten Zeit zu über 99 % aus HOA, nur zu Beginn des Ereignisses ist sein Anteil geringer. In den ersten zehn Minuten trägt der HOA nur zu 7 % zur Abflussganglinie bei. Zu diesem Zeitpunkt dominiert noch der SFA. Bereits fünf Minuten später steigt der Anteil an HOA am Gesamtabfluss auf 41 % und schon 30 Minuten nach Niederschlagsbeginn wird der Gesamtabfluss zu 90 % aus HOA gespeist. Der Zwischenabfluss und die Tiefenperkolation spielen keine nennenswerte Rolle. Ihre Abflüsse erreichen maximal 7 bzw. 19 ls^{-1} und sind aus diesem Grund nicht in der Abbildung eingezeichnet.

SFA tritt hauptsächlich in unmittelbarer Gewässernähe auf. Er wird aber nicht entlang des gesamten Gewässernetzes gebildet, sondern nur an zwei Stellen, einmal entlang des Sturmbachs und einmal entlang des Mittellaufs des Tirelbachs. Am Rand der Ortschaft Gilsdorf entsteht ebenfalls an einer Stelle

SFA. In Abbildung Abb. 24 ist die räumliche Variabilität des HOA und der Gesamtinfiltration dargestellt. Die Gesamtinfiltration beinhaltet die Matrix-, die Makroporen- und die Trockenrissinfiltration, auf die anschließend eingegangen wird. Bei allen Abbildungen handelt es sich um die Menge [mm], die während des gesamten Ereignisses abgeflossen bzw. infiltriert ist.

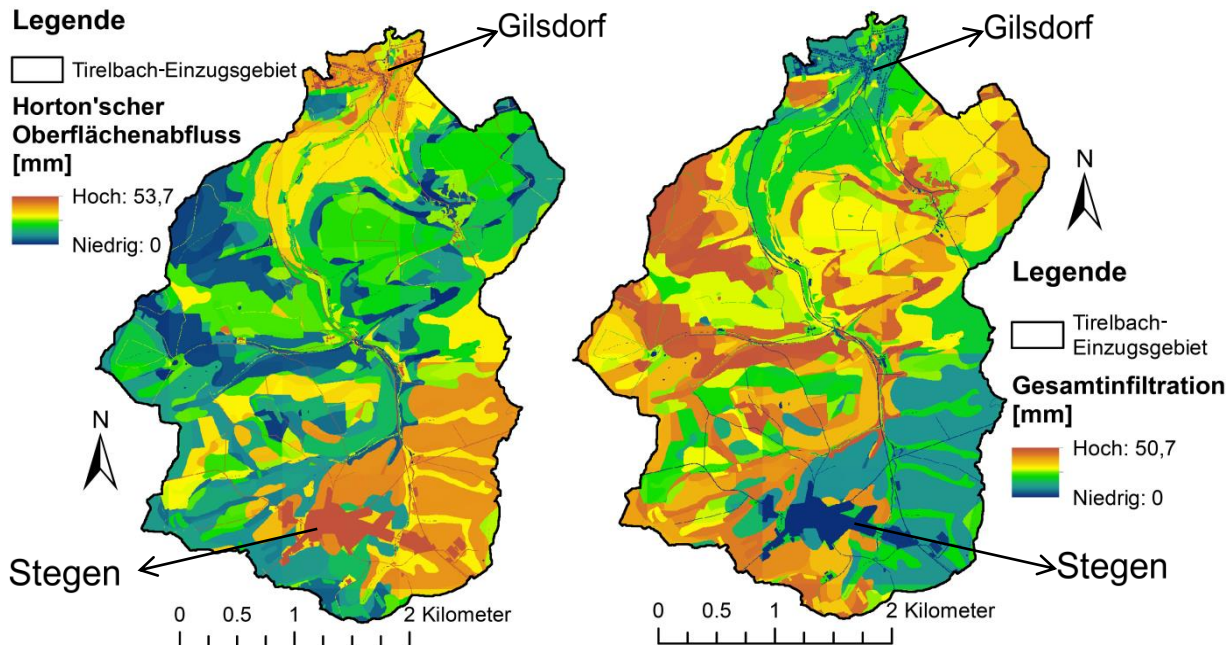


Abb. 24: Räumliche Variabilität des Horton'schen Oberflächenabflusses [mm] (links) und der Gesamtinfiltration [mm] (rechts), die insgesamt während des Ereignisses am 22.07.2016 im Tirlbach-Einzugsgebiet mit dem Niederschlags-Abflussmodell RoGer simuliert wurden.

HOA tritt nahezu im gesamten Einzugsgebiet auf. Nur dort wo Teiche sind, ist der Wert des HOA gleich null. Es wird am meisten HOA im Südosten des Einzugsgebiets, einschließlich der Ortschaft Stegen, und im Norden des Einzugsgebiets, einschließlich der Ortschaft Gilsdorf, gebildet. Im Südosten fließen zwischen 28 - 36 mm des Niederschlags als HOA ab, was 50 - 65 % des gesamten Niederschlags (Summe des gesamten Niederschlagsereignisses = 55,7 mm) entspricht. Auf den gering versiegelten Flächen innerhalb der Ortschaft Gilsdorf bildet sich ein Infiltrationsüberschuss von rund 34 mm, in Stegen sind es 43 mm. Dies entspricht einem Anteil von 61 bzw. 77 % des gesamten Niederschlags. Auf den vollständig versiegelten Flächen (Gebäude, geteerte Straßen) fließt der gesamte Niederschlag als HOA ab. Im Nordosten und im Westen, teilweise auch im Nord- und Südwesten des Einzugsgebiets, wird am wenigsten HOA gebildet. Hier variiert der Wert zwischen 5 - 20 mm (9 - 36 % des Niederschlags). Im Vergleich zum HOA zeigt die Gesamtinfiltration genau das entgegengesetzte Verhalten. Sie ist am geringsten im Südosten und im Norden sowie in Stegen und Gilsdorf. Sie variiert hier zwischen 0 - 20 mm. Im Nordosten und im Westen ist die Gesamtinfiltration mit 36 - 48 mm (65 - 86 % des Niederschlags) am höchsten.

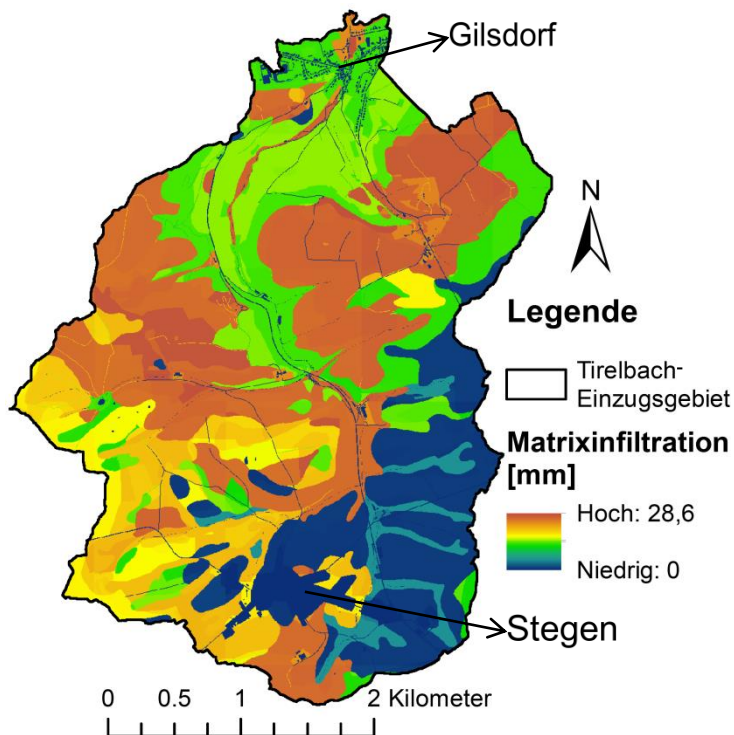


Abb. 25: Räumliche Variabilität der Matrixinfiltration [mm], die insgesamt während des Ereignisses am 22.07.2016 im Tirlbach-Einzugsgebiet mit dem Niederschlag-Abflussmodell RoGeR simuliert wurde.

In der nebenstehenden Abbildung Abb. 25 ist die Matrixinfiltration [mm] dargestellt. Es infiltriert am wenigsten Wasser von der Erdoberfläche in die Bodenmatrix im Südosten des Einzugsgebiets und in Stegen. Hier infiltrieren lediglich zwischen 5 - 8 mm. Genauso wie bei allen anderen Infiltrationsprozessen, infiltriert auf den vollständig versiegelten Flächen gar kein Wasser. Im Südwesten, im Norden und in Teilen des Nordostens überwiegen mittlere Matrixinfiltrationswerte zwischen 13 - 19 mm. Im Nordwesten, Nordosten sowie in Teilen des Zentrums und Südens des Einzugsgebiets infiltriert am meisten Wasser in die Bodenmatrix. Die Werte liegen zwischen 23 - 29 mm.

Die Infiltration in die Makroporen und Trockenrisse [mm] ist in Abbildung Abb. 26 veranschaulicht.

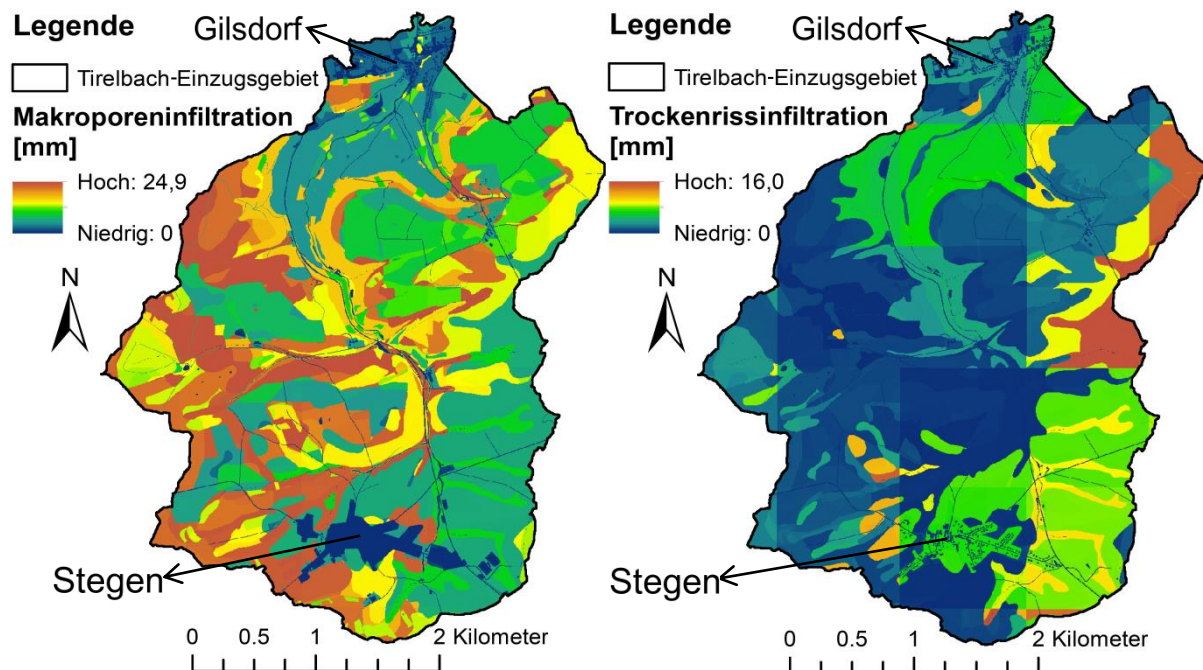


Abb. 26: Räumliche Variabilität der Makroporeninfiltration [mm] (links) und der Trockenrissinfiltration [mm] (rechts), die insgesamt während des Ereignisses am 22.07.2016 im Tirlbach-Einzugsgebiet mit dem Niederschlag-Abflussmodell RoGeR simuliert wurden.

Die Makroporeninfiltration ist am geringsten im Südosten, Norden und Nordosten des Einzugsgebiets sowie in Stegen und Gilsdorf. Sie variiert hier zwischen 2 - 10 mm (0 auf vollständig versiegelten Flächen). Im Nordwesten sowie in Teilen des Südwestens und des Westens des Einzugsgebiets fließt am meisten Wasser in die Makroporen. Dabei erreicht die Makroporeninfiltration maximale Werte von knapp 25 mm. Generell ist die räumliche Variabilität der Makroporeninfiltration wesentlich heterogener und kleinräumiger als die der Matrix- und der Trockenrissinfiltration. Letztere ist im Großteil des Einzugsgebiets mit 0,3 - 3 mm eher gering. Die höchste Trockenrissinfiltration von knapp 16 mm wird im Nordosten des Einzugsgebiets erreicht. Im Südosten und Norden des Einzugsgebiets sowie in Stegen infiltrieren etwa 5 - 8 mm in die Trockenrisse.

Um die zeitliche Entwicklung der Abflussbildungs- und Infiltrationsprozesse zu erfassen, wurde zusätzlich mit Hilfe von RoGeR für jeden Zeitschritt, d.h. alle fünf Minuten, und für jeden Prozess je eine Karte erstellt. Daraus wurde in ArcGIS mit Hilfe der Funktion „Zonal Statistics“ der „Spatial Analyst“ Toolbox jeweils die mittlere Menge $[\text{mm}(5\text{min})^{-1}]$ jedes einzelnen, stattgefundenen Prozess berechnet. Die Ergebnisse sind in der nachfolgenden Abbildung Abb. 27 dargestellt.

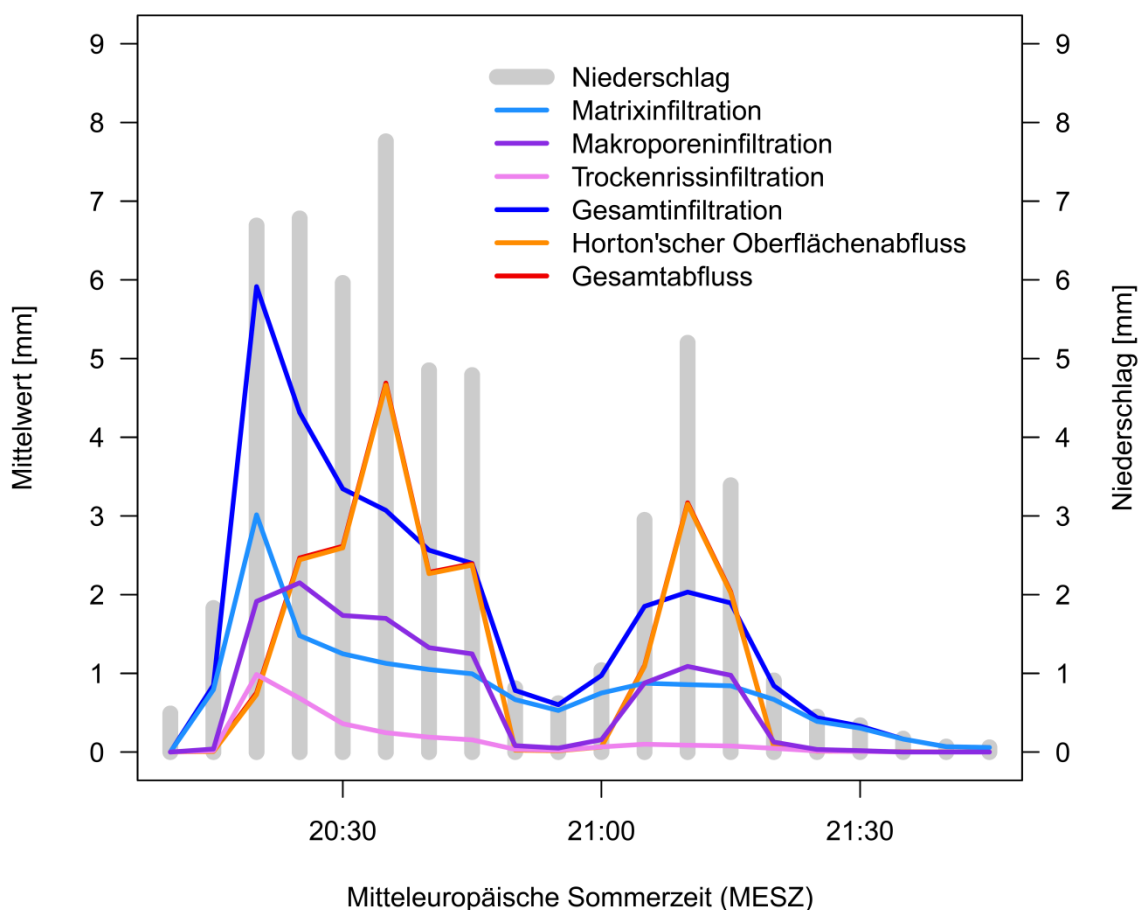


Abb. 27: Zeitliche Variabilität der mit dem Niederschlag-Abflussmodell RoGeR simulierten Abflussbildungsprozesse (Gesamtabfluss und Horton'scher Oberflächenabfluss) $[\text{mm}(5\text{min})^{-1}]$ und der Infiltrationsprozesse (Gesamt-, Matrix-, Makroporen- und Trockenrissinfiltration) $[\text{mm}(5\text{min})^{-1}]$ am 22.07.2016 im Tirelbach-Einzugsgebiet.

Kurz nach Niederschlagsbeginn steigen die Matrix- und die Gesamtinfiltration. Anschließend nehmen auch die Makroporen- und die Trockenrissinfiltration zu. Dies führt zu einer hohen Gesamtinfiltration, die um 20:20 Uhr (MESZ) ihr Maximum erreicht und mit 5,9 mm rund 88 % des Niederschlags entspricht. Der HOA und der Gesamtabfluss, deren simulierten Kurven während des gesamten Ereignisses fast identisch sind, sind zu dem Zeitpunkt mit 0,7 bzw. 0,8 mm noch gering. Während die Gesamt-, Matrix- und Trockenrissinfiltration nach Erreichen ihres jeweiligen Maximums um 20:20 Uhr (MESZ) bereits wieder abnehmen, nehmen der HOA und der Gesamtabfluss weiter zu. Auch die Makroporeninfiltration steigt noch etwas, jedoch in wesentlich geringerem Maße als der HOA und der Gesamtabfluss. Sie erreicht um 20:25 Uhr (MESZ) ihr Maximum von rund 2 mm, danach nimmt sie langsam aber stetig ab. Der HOA und der Gesamtabfluss erreichen zehn Minuten später ebenfalls ihr Maximum von jeweils rund 4,7 mm. Zu diesem Zeitpunkt fließen demnach knapp 61 % des Niederschlags als Oberflächenabfluss ab. Mit der Abnahme der Niederschlagsintensität sinkt anschließend auch die Bildung des Oberflächenabflusses. Die geringen Niederschlagsintensitäten zwischen 20:50 - 21:00 Uhr (MESZ) führen zu einer starken Abnahme des HOA, des Gesamtabflusses sowie der Trockenriss- und der Makroporeninfiltration. Die Gesamt- und Matrixinfiltration betragen zu diesem Zeitpunkt jeweils knapp 1 mm. Mit erneuter Niederschlagszunahme steigen auch der HOA, der Gesamtabfluss sowie die Gesamt- und Makroporeninfiltration wieder an. Bei der Trockenrissinfiltration findet keine nennenswerte Zunahme mehr statt. Auch die Matrixinfiltration steigt nur noch geringfügig und stagniert dann. Um 21:10 Uhr (MESZ) erreichen der HOA und der Gesamtabfluss ein lokales Maximum von 3,1 bzw. 3,2 mm (61 % des Niederschlags).

Sensitivitätsanalyse

Um die Unsicherheiten bezüglich des Niederschlags und der Bodenfeuchte zu berücksichtigen, wurden, genauso wie im Wolfsbach-Einzugsgebiet, die zwei Parameter in mehreren Modellläufen nacheinander um 10 % erhöht bzw. reduziert. In zwei weiteren Simulationen wurden der Niederschlag und die Vorfeuchte gleichzeitig um 10 % erhöht bzw. reduziert. Das Ergebnis ist eine Spannweite möglicher Ganglinien des Gesamtabflusses, die in der Abbildung Abb. 28 dargestellt sind.

Die Form der Abflussganglinie wird weder durch eine Erhöhung, noch durch eine Reduzierung der Vorfeuchte und/oder des Niederschlags groß verändert, sie ist weiterhin sehr steil. Jedoch ändern sich vor allem der Hochwasserscheitel und das Abflussvolumen (Abflussbeiwert). Dabei treten unterschiedlich starke Abweichungen zu der Ausgangsmodellierung auf, je nachdem welcher Parameter verändert wird. Als Ausgangsmodellierung wird die Gesamtabflussganglinie unter Verwendung der originalen Niederschlags- und Vorfeuchtwerte (ohne Veränderungen) bezeichnet. Bei einer Veränderung der Bodenfeuchte um 10 % ändert sich der Abfluss nur geringfügig. Die größten Unterschiede treten beim Abflussscheitel auf, doch auch dieser ist nur rund $1 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ höher bzw. geringer als der der

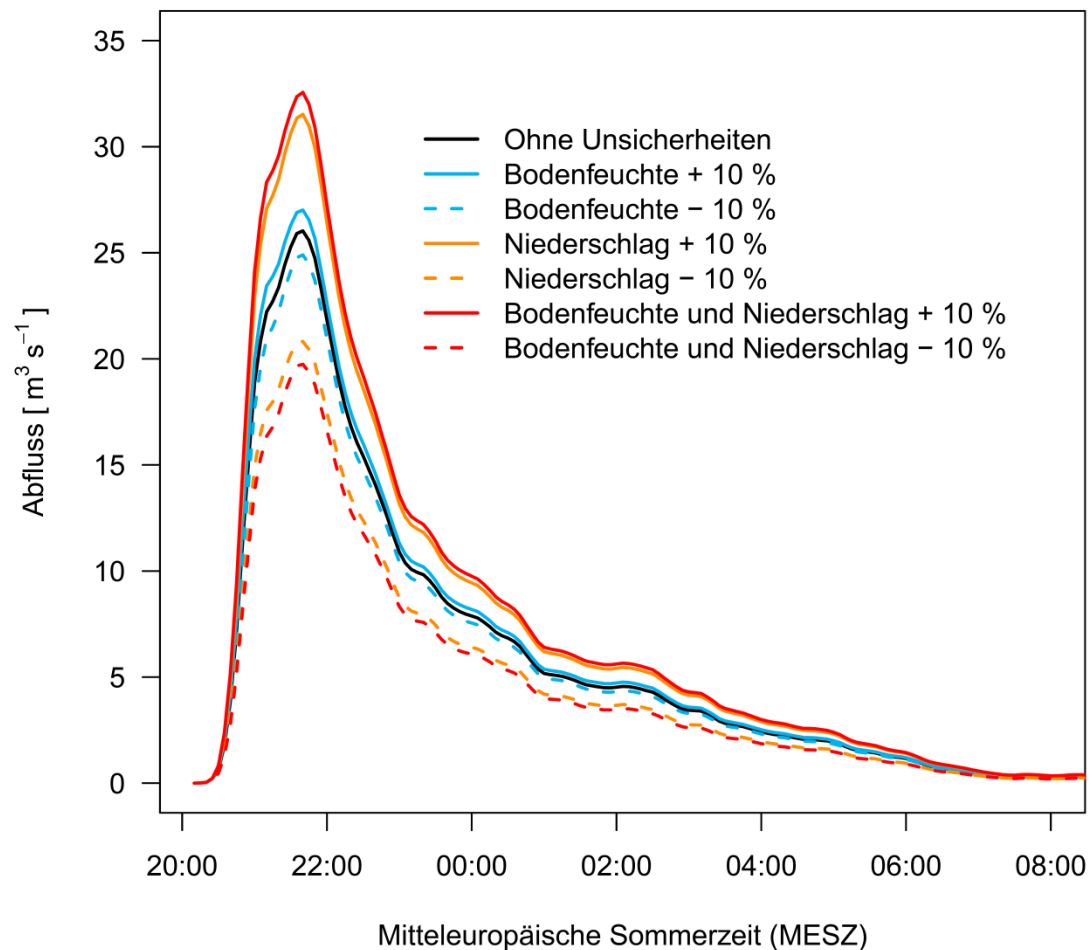


Abb. 28: Einfluss einer zehnprozentigen Veränderung des Niederschlags und der Bodenfeuchte auf die mit dem Niederschlag-Abflussmodell RoGeR simulierte Gesamtabflussganglinie der Sturzflut des 22.07.2016 im Tirelbach-Einzugsgebiet.

Ausgangsmodellierung. Dies führt dazu, dass sich die Abflussbeiwerte bei erhöhter und reduzierter Vorfeuchte nicht wesentlich von dem der Ausgangsmodellierung unterscheiden, sie betragen alle rund 0,4. Eine Veränderung des Niederschlags führt zu größeren Abweichungen. Der Abflussscheitel liegt in diesem Fall 5 - 6 m^3s^{-1} über bzw. unter dem der Ausgangsmodellierung. Dies entspricht einer Abweichung von 20 - 23 %. Zu Beginn der Abflussganglinie unterscheiden sich die Abflüsse bei verändertem Niederschlag nicht von denen der Ausgangsmodellierung, ab 21:00 Uhr (MESZ) nehmen die Abweichungen dann stetig zu, bis sie zum Zeitpunkt des Abflussscheitels ihr Maximum erreichen. Danach nehmen die Abweichungen wieder langsam ab. Die Abflussbeiwerte betragen 0,34 und 0,43 bei einer Reduzierung bzw. bei einer Erhöhung des Niederschlags. Die höchsten Unterschiede zur Ausgangsmodellierung entstehen bei gleichzeitiger Erhöhung bzw. Reduzierung des Niederschlags und der Vorfeuchte. Die daraus resultierenden Abflussganglinien sind aber nur geringfügig höher bzw. tiefer als die, bei denen nur der Niederschlag verändert wurde. So ist der Abflussscheitel bei gleichzeitiger Veränderung beider Parameter nur 1 m^3s^{-1} höher bzw. tiefer, als der Scheitel bei alleiniger Veränderung des Niederschlags. Die Abflussbeiwerte betragen 0,32 und 0,45. In allen simulierten Fällen

dominiert der HOA. Die räumlichen Muster der Prozesse bleiben die gleichen, nur die Mengen unterscheiden sich.

Unterschiedliche Bemessungsniederschläge

In der nachfolgenden Abbildung Abb. 29 sind zunächst die Gesamtabflussganglinien unter Verwendung verschieden langer anfangs- und endbetonter 100-jähriger Starkniederschläge dargestellt.

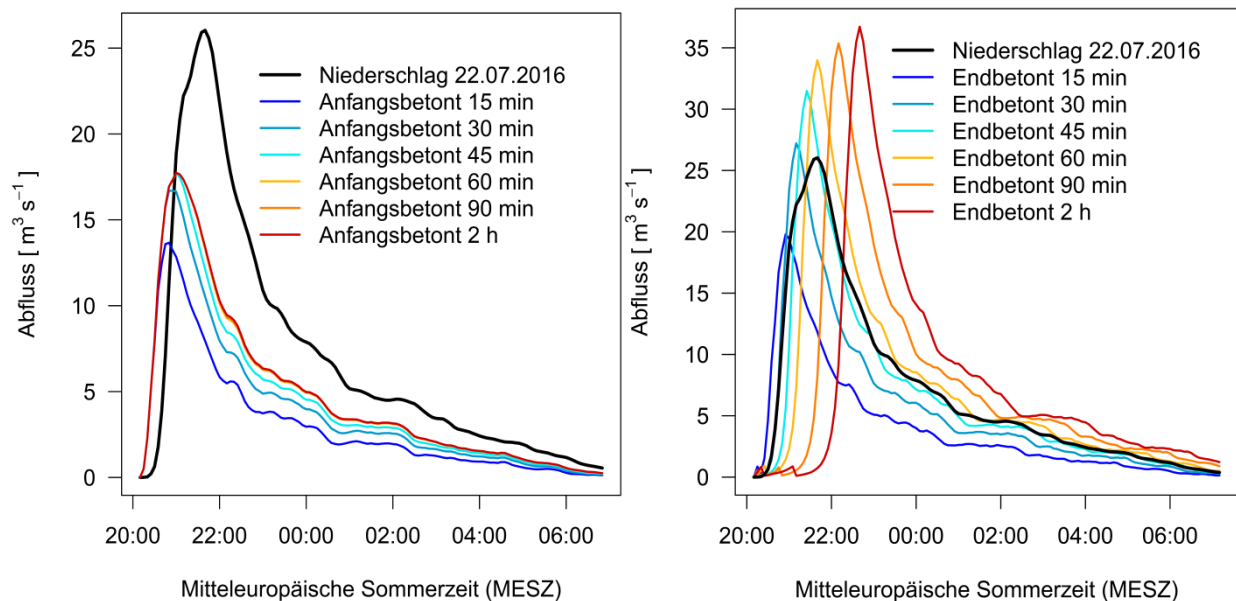


Abb. 29: Die mit dem Niederschlag-Abflussmodell RoGeR simulierten Gesamtabflussganglinien unter Verwendung verschieden langer anfangs- und endbetonter 100-jähriger Starkniederschläge im Tirelbach-Einzugsgebiet.

Die unterschiedlich langen anfangsbetonten Niederschläge führen zu steilen Abflussganglinien, deren Abflussscheitel je nach Niederschlagsdauer zwischen 14 - 18 m³s⁻¹ schwanken. Obwohl die Abflussganglinien ähnlich steil wie die Ausgangsmodellierung sind, sind ihre Abflussscheitel jedoch deutlich niedriger. Auch die Reaktionszeiten sind kürzer. Sie liegen zwischen 40 - 50 min. Der Abflussscheitel und die Reaktionszeit steigen mit zunehmender Niederschlagsdauer, erreichen aber schon bei einer Dauer von 60 min ihr Maximum und stagnieren danach. Bei allen sechs Modellierungen liegt der Abflussbeiwert bei rund 0,3. Auch die Makroporen- und die Trockenrissinfiltration nehmen nur bis zu einer Dauerstufe von 45 min zu und stagnieren danach. Die Matrixinfiltration nimmt jedoch weiterhin zu, sodass auch die Gesamtinfiltration mit zunehmender Niederschlagsdauer kontinuierlich steigt.

Die Abflussganglinien sind auch bei der endbetonten Verteilung sehr steil. Die Abflüsse nehmen hier nach Erreichen des Hochwasserscheitels noch schneller ab, weshalb die Abflussganglinien spitzer sind. Zudem sind die Reaktionszeit, der Abflussscheitel und der Abflussbeiwert deutlich höher, als bei der anfangsbetonten Verteilung. Je nach Niederschlagsdauer variiert der Abflussscheitel zwischen 20 - 37 m³s⁻¹ und die Reaktionszeit zwischen 45 - 150 min. Sie nehmen beide mit zunehmender Dauer

kontinuierlich zu. Der Abflussbeiwert ist höher als der der Ausgangsmodellierung, er erreicht in allen Fällen einen Wert von rund 0,5. Alle Oberflächen- und Infiltrationsprozesse (HOA, SFA, Gesamtabfluss, Matrix-Inf, MP-Inf, TR-Inf, Gesamtinfiltration) nehmen mit zunehmender Niederschlagsdauer kontinuierlich zu. Im Gegensatz zur anfangsbetonten Verteilung, führt die endbetonte Verteilung zu keiner Stagnation.

In der nachfolgenden Abbildung Abb. 30 sind die Gesamtabflussganglinien unter Verwendung verschieden langer, 100-jähriger Starkniederschläge mit einer Euler II Verteilung sowie verschieden langer, 100-jähriger Blockregen dargestellt.

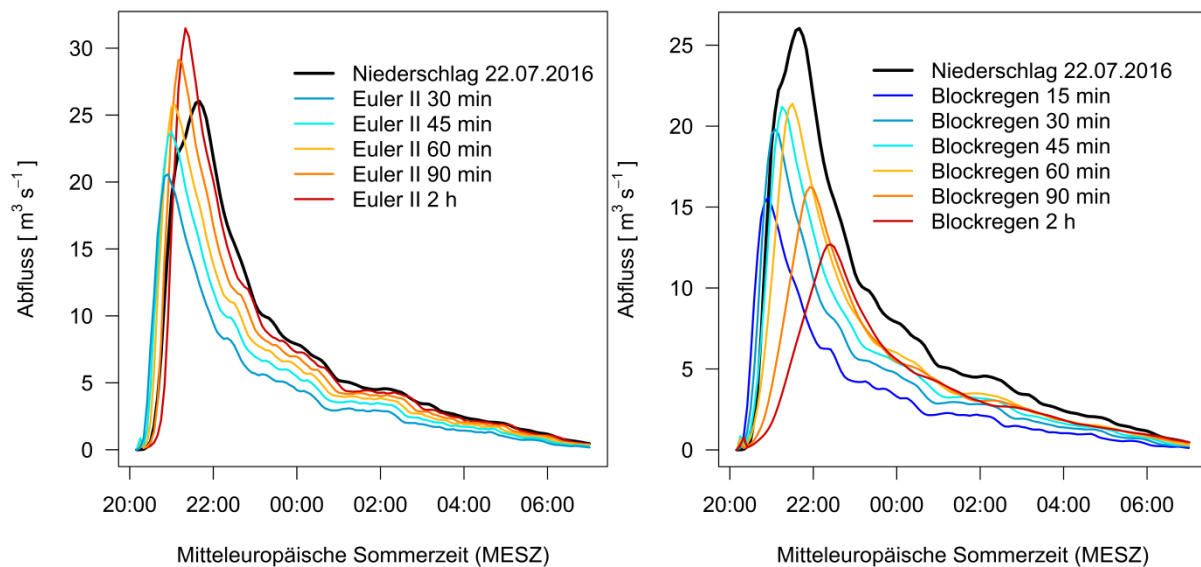


Abb. 30: Die mit dem Niederschlag-Abflussmodell RoGeR simulierten Gesamtabflussganglinien unter Verwendung verschieden langer 100-jähriger Niederschläge mit einer Euler II Verteilung sowie verschieden langer 100-jähriger Blockregen im Tirelbach-Einzugsgebiet.

Die Euler II Verteilung führt zu ähnlich steilen Abflussganglinien wie die endbetonte Intensitätsverteilung (Abb. 29). Die Reaktionszeiten, die Abflussscheitel und die Abflussbeiwerte liegen bei der Euler II Verteilung zwischen denen der anfangs- und endbetonten Verteilung. Bei der Euler II Verteilung schwankt der Abflussscheitel zwischen $21 - 31 \text{ m}^3 \text{s}^{-1}$ und die Reaktionszeit zwischen 45 - 70 min. Genauso wie bei der endbetonten Verteilung steigen der Abflussscheitel und die Reaktionszeit mit zunehmender Niederschlagsdauer kontinuierlich. Zwar übersteigt der Abflussscheitel je nach Dauer jenen vom 22.07.2016, die Reaktionszeit ist jedoch in allen Fällen kleiner. Der Abflussbeiwert liegt konstant bei rund 0,4. Er ähnelt damit stark dem Abflussbeiwert der Ausgangsmodellierung. Genauso wie bei der endbetonten Verteilung nehmen auch bei der Euler II Verteilung alle Prozesse mit zunehmender Niederschlagsdauer kontinuierlich zu.

Beim Blockregen liegt der Abflussscheitel zwischen $13 - 21 \text{ m}^3 \text{s}^{-1}$ und die Reaktionszeit zwischen 45 - 135 min. Die Reaktionszeit nimmt mit steigender Dauer kontinuierlich zu. Der Abflussscheitel hingegen steigt nur bis zu einer Dauerstufe von 45 min, wo er sein Maximum erreicht. Danach stagniert er,

d.h. auch bei einer Dauerstufe von 60 min beträgt der Abflussscheitel weiterhin $21 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$. Anders als bei den anderen drei Verteilungen nimmt der Abflussscheitel dann ab einer Dauerstufe von 90 min ab und erreicht bei einer Niederschlagsdauer von zwei Stunden nur noch knapp $13 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$. Höhere Dauerstufen in Verbindung mit noch geringeren Abflussscheiteln wurden nicht simuliert. Somit hängt die Form der Abflussganglinie beim Blockregen stärker als bei den anderen Verteilungen von der Niederschlagsdauer ab. Kurze Niederschlagsdauern führen zu steilen Abflussganglinien. Mit zunehmender Dauerstufe wird die Steigung des zunehmenden sowie des abfallenden Asts flacher. Deutlich wird dies ab einer Niederschlagsdauer von 60 - 90 min. Am flachsten ist die Abflussganglinie bei einem zwei-stündigen Blockregen. Der Abflussbeiwert liegt um 0,3 – 0,4. Genauso wie der Abfluss steigen auch die Makroporen- und die Trockenrissinfiltration nur bis zu der Dauerstufe von 60 min und nehmen danach wieder ab. Die Matrixinfiltration und die Gesamtinfiltration hingegen nehmen kontinuierlich zu.

In allen Fällen dominiert der HOA und es entsteht nur zu Beginn SFA, dessen Beitrag zur Hochwasserganglinie minimal ist. Der Zwischenabfluss und die Tiefenperkolation leisten keinen nennenswerten Beitrag zur Hochwasserbildung. Die räumlichen Muster bleiben weiterhin die gleichen. Die Niederschlagsverteilung beeinflusst jedoch die infiltrierenden und oberflächlich abfließenden Niederschlagsmengen. Diese von RoGeR über das gesamte Einzugsgebiet gemittelten Mengen [mm] sind für die verschiedenen Niederschlagsverteilungen bei einer Dauerstufe von 60 min und einer Niederschlagssumme von 48 mm in der Tabelle Tab. 6 aufgeführt. Die Werte wurden zuvor gerundet.

Tab. 6: Die vom Niederschlag-Abflussmodell RoGeR simulierten und über das gesamte Einzugsgebiet des Tirelbachs gemittelten Mengen [mm] der Abflussbildungs- und Infiltrationsprozesse für die verschiedenen Niederschlagsverteilungen bei einer Dauerstufe von 60 min und einer Niederschlagssumme von 48 mm (KOSTRA-DWD (2010), Station Bollendorf).

Prozess	Anfangsbetont	Endbetont	Blockregen	Euler II
Horton'scher Oberflächenabfluss [mm]	15	23	16	19
Matrixinfiltration [mm]	14	12	14	14
Makroporeninfiltration [mm]	12	9	12	11
Trockenrissinfiltration [mm]	4	2	3	3
Gesamtinfiltration [mm]	33	24	31	29
Gesamtoberflächenabfluss [mm]	15	23	16	19

In allen Fällen besteht der Gesamtabfluss (fast) ausschließlich aus HOA. Dieser ist bei der endbetonten Verteilung am höchsten und bei der anfangsbetonten Verteilung am niedrigsten. Gleichzeitig zeichnet sich die endbetonte Verteilung durch die geringsten Matrix-, Makroporen- und Trockenrissinfiltrationen aus, was ebenfalls zur geringsten Gesamtinfiltration führt. Bezüglich der Matrixinfiltration unterscheiden sich die anderen drei Verteilungen nicht. Die höchsten Makroporeninfiltrationen

treten beim Blockregen und bei der anfangsbetonten Verteilung auf. Letztere führt zudem zur höchsten Trockenrissinfiltration, sodass sich die anfangsbetonte Verteilung auch durch die höchste Gesamteinfiltration charakterisiert. Da diese Tabelle jedoch nur für eine Dauerstufe von 60 min gilt, können je nach Niederschlagsdauer mehr oder weniger starke Variationen auftreten. Die größten Unterschiede treten beim zweistündigen Niederschlagsereignis auf. Beim Blockregen sind in dem Fall der HOA, der Gesamtabfluss sowie die Makroporen- und Trockenrissinfiltration am geringsten und die Matrix- und die Gesamteinfiltration am höchsten.

Unterschiedliche Vorfeuchtebedingungen

Die Gesamtabflussganglinien unter Verwendung verschiedener Vorfeuchten (10 %nFK, 30 %nFK, 50 %nFK, 70 %nFK und 100 %nFK) und dem an der Station Bleesbrück gemessenen Niederschlag sind in Abbildung Abb. 31 dargestellt.

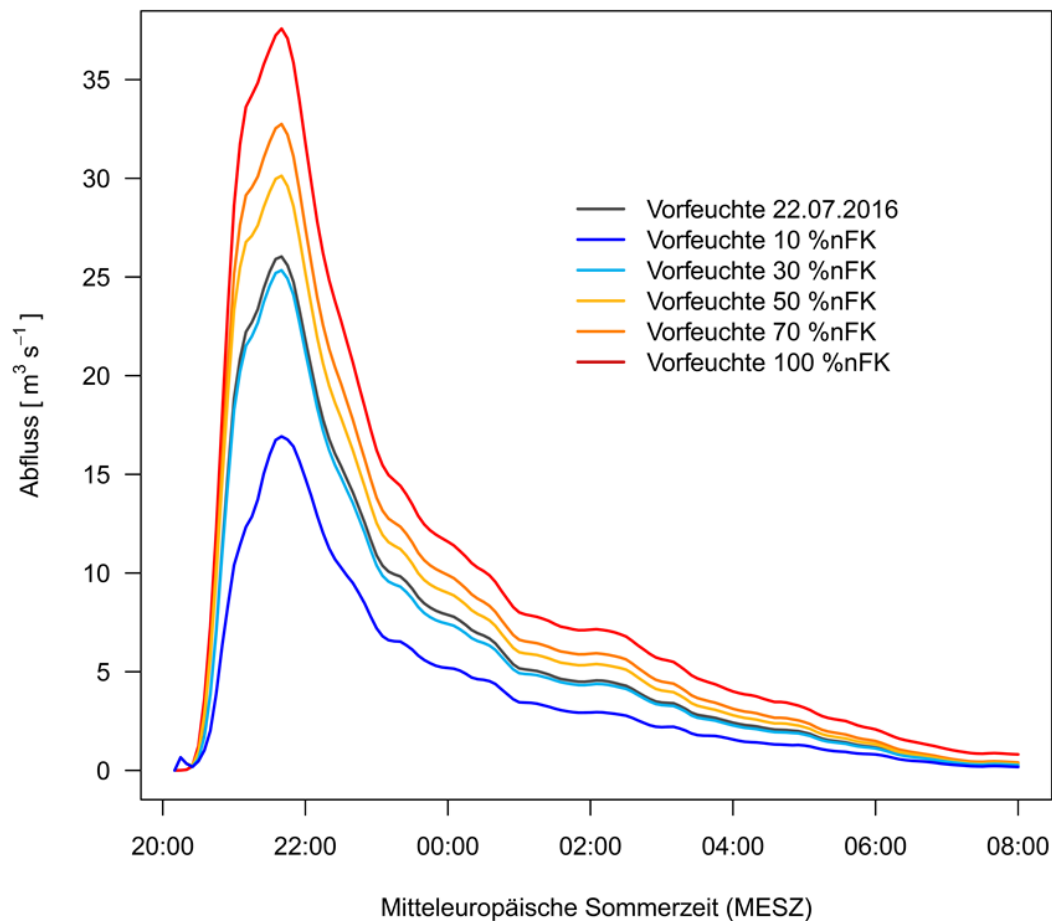


Abb. 31: Die mit dem Niederschlag-Abflussmodell RoGeR simulierten Gesamtabflussganglinien im Tirelbach-Einzugsgebiet unter Verwendung verschiedener Vorfeuchten (10 %nFK, 30 %nFK, 50 %nFK, 70 %nFK und 100 %nFK) und den an der Station Bleesbrück gemessenen, fünfminütigen Niederschlagssummen [mm].

Die Unterschiede zwischen den Abflussganglinien unter Verwendung unterschiedlicher Vorfeuchten sind bis etwa 21:00 Uhr (MESZ) sehr gering. Die höchsten Unterschiede treten zum Zeitpunkt des

Hochwasserscheitels, der mit zunehmender Vorfeuchte von $17 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ auf $38 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ steigt, auf. Danach nehmen die Unterschiede wieder ab, wobei sich die Abflussganglinien immer noch um einige m^3s^{-1} unterscheiden: So ist beispielsweise der Abfluss bei einer Vorfeuchte von 100 %nFK um Mitternacht $6 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ höher als der Abfluss bei einer Vorfeuchte von 10 %nFK. Werden jeweils zwei aufeinander folgende Abflussganglinien, wie die bei 10 und 30 %nFK oder die bei 70 und 100 %nFK, betrachtet, fällt auf, dass die Unterschiede bei geringerer Vorfeuchte größer sind und mit zunehmender Vorfeuchte abnehmen. Zudem steigt der Abflussbeiwert mit zunehmender Vorfeuchte und variiert zwischen rund 0,3 - 0,6. Die Reaktionszeit hingegen verändert sich nicht und beträgt konstant 90 min. Dies lässt darauf schließen, dass der Abflussscheitel ähnlich wie bei der Ausgangsmodellierung 20 Minuten zu früh auftritt.

Zusätzlich sind in der nachfolgenden Tabelle Tab. 7 die für das gesamte Einzugsgebiet gemittelten und von der jeweiligen Vorfeuchte abhängigen Mengen an infiltrierendem und oberflächlich abfließendem Wasser [mm] aufgelistet.

Tab. 7: Die vom Niederschlag-Abflussmodell RoGeR simulierten und für das gesamte Einzugsgebiet des Tirelbachs gemittelten Mengen [mm] der Abflussbildungs- und Infiltrationsprozesse in Abhängigkeit der Vorfeuchte [%nFK].

Prozess	Vorfeuchte [%nFK]				
	10	30	50	70	100
Horton'scher Oberflächenabfluss [mm]	13	21	24	28	32
Matrixinfiltration [mm]	16	15	14	14	13
Makroporeninfiltration [mm]	15	14	12	12	10
Trockenrissinfiltration [mm]	9	4	1	0	0
Gesamtinfiltration [mm]	40	33	27	26	23
Gesamtoberflächenabfluss [mm]	13	21	24	29	32

Wie auch zuvor ändern sich die räumlichen Muster der Prozesse nicht wesentlich. Zudem bleibt der HOA der dominierende Abflussbildungsprozess. Er nimmt mit steigender Vorfeuchte von 13 auf 32 mm zu. Die einzelnen Infiltrationsprozesse hingegen nehmen mit zunehmender Vorfeuchte um jeweils 3 bis 9 mm ab, was zu einer Abnahme der Gesamtinfiltration von 17 mm führt. Ab einer Vorfeuchte von 70 %nFK bilden sich keine Trockenrisse mehr, sodass die Trockenrissinfiltration bei hoher Vorfeuchte vollständig entfällt.

Unterschiedliche Niederschlags- und Vorfeuchtebedingungen

Zusätzlich wurden mehrere Simulationen unter gleichzeitiger Verwendung verschiedener Vorfeuchte- und Niederschlagsbedingungen durchgeführt. So kann einerseits beurteilt werden, was

vergangenes Jahr unter anderen Bedingungen hätte passieren können, andererseits kann damit auch abgeschätzt werden, wie das Tirelbach-Einzugsgebiet zukünftig bei einem 100-jährigen Starkniederschlag reagieren könnte. Die Ergebnisse sind in der nachfolgenden Tabelle Tab. 8 aufgeführt.

Tab. 8: Die mit dem Niederschlag-Abflussmodell RoGeR simulierten Hochwasserscheitel [m^3s^{-1}] und Reaktionszeiten [min] unter Verwendung verschiedener Vorfeuchtebedingungen [%nFK] und unterschiedlich langer [min] Starkniederschläge (KOSTRA-DWD (2010), Station Bollendorf) unterschiedlicher Intensitätsverteilung.

Intensitäts- verteilung	Dauerstufe [min]	Gesamtabflussscheitel [m^3s^{-1}] bei unterschiedlichen Vorfeuchten					Reaktionszeit [min]
		10 %nFK	30 %nFK	50 %nFK	70 %nFK	100 %nFK	
Anfangsbetont	15	6	13	19	21	26	35 - 40
	30	7	16	23	25	30	40 - 50
	45	7	17	24	26	31	50
	60	7	17	24	26	31	50
Blockregen	15	9	15	20	22	25	45
	30	11	19	24	27	31	55 - 60
	45	12	20	25	28	33	65 - 75
	60	12	21	25	28	33	80 - 85
Euler II	30	11	20	26	28	32	40 - 45
	45	15	23	29	31	35	45 - 50
	60	17	25	30	32	36	50 - 55
Endbetont	15	14	19	23	25	28	45
	30	20	27	31	32	36	60
	45	24	31	35	37	40	75
	60	27	33	37	39	44	90

Der Abflussscheitel steigt mit zunehmender Niederschlagsdauer und mit zunehmender Vorfeuchte. Bei der anfangsbetonten Verteilung und dem Blockregen stagniert er ab einer Dauerstufe von 45 min. Dabei ist davon auszugehen, dass die Abflussscheitel beim Blockregen ab einer Dauerstufe von über 90 min erneut sinken würden, aus Zeitgründen wurden diese jedoch nicht mehr simuliert. Die anfangsbetonte Verteilung führt jeweils zu den geringsten und die endbetonte Verteilung zu den höchsten Abflussscheiteln. Der geringste simulierte Abflussscheitel beträgt $6 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ und der höchste $44 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$. Anders als der Abflussscheitel wird die Reaktionszeit nur von der Niederschlagsdauer und -verteilung, aber nicht von der Vorfeuchte beeinflusst. Die anfangsbetonte und die Euler II Verteilung führen zu den geringsten Reaktionszeiten. Beim Blockregen und bei der endbetonten Verteilung dauert es etwas länger, bis der Hochwasserscheitel erreicht wird. Die Reaktionszeit steigt mit zunehmender Niederschlagsdauer, bleibt aber für eine bestimmte Dauerstufe, unabhängig von der Vorfeuchte, konstant. Nur bei der anfangsbetonten Verteilung stagniert sie ab einer Dauerstufe von 30 bis 45 min. Die Reaktionszeit nimmt zudem beim Blockregen und bei der endbetonten Verteilung mit zunehmender Niederschlagsdauer stärker zu, als bei den anderen beiden Verteilungen.

6 Diskussion

In diesem Kapitel werden die Ergebnisse aus beiden Einzugsgebieten diskutiert, d.h. sie werden interpretiert, hinsichtlich der definierten Hypothesen aus Kapitel 2.1 bewertet und mit relevanter Literatur verglichen.

Wolfsbach-Einzugsgebiet

Gemessen am qualitativen und quantitativen Vergleich der modellierten und gemessenen Abflüsse, fallen die Ergebnisse im Wolfsbach-Einzugsgebiet allgemein schlechter als erwartet aus. Diverse Faktoren können dazu führen, dass die Simulationen nicht die erwünschten Ergebnisse erzielen:

- **Landnutzung:** Anhand der Landnutzungsklassen wird u.a. die Makroporenausstattung abgeschätzt und darüber die Makroporeninfiltration gesteuert. Wird die Makroporenausstattung ausschließlich mit Hilfe der CORINE-Landnutzungsklassen, die vor allem aus komplexen Parzellenstrukturen bestehen, bestimmt, führt dies zu viel zu hohen Abflüssen. Wenn für die Parametrisierung der Makroporen jedoch das Luftbild (hauptsächlich Grünland) herangezogen wird, entsteht wesentlich weniger Oberflächenabfluss. Dies liegt daran, dass die vertikalen Makroporen des Grünlands 50 cm länger sind (STEINBRICH *et al.*, 2016) und dadurch mehr Niederschlag in die Makroporen fließen kann. Die Ergebnisse mehrerer Felduntersuchungen, u.a. von SCHERRER (1996), WEILER und FLÜHLER (2004) und ANDERSON *et al.* (2009b), unterstreichen die Relevanz der Makroporeninfiltration in der Reduzierung des HOA.
- **Gewässernetz:** Das Gewässernetz beeinflusst nicht nur den Abflussscheitel, sondern auch die Form der Ganglinie. Unter Verwendung des permanenten Gewässernetzes wird ein kleinerer Abflussscheitel gebildet, jedoch treten vor allem gegen Ende zu hohe Abflussspitzen auf. Zudem dauert es länger, bis das gesamte Ereigniswasser abgeflossen ist. Hierfür gibt es zwei Gründe: Zum einen infiltriert etwas mehr Niederschlag und zum anderen dauert es länger bis der im Westen des Einzugsgebiets entstandene Oberflächenabfluss das Gewässer erreicht und vollständig abgeflossen ist. Es können aber auch weitere, in der Sensitivitätsanalyse nicht berücksichtigte Gewässerparameter die Abflussbildung beeinflussen. So könnten schlechte Modellergebnisse auch auf ein zu breites Bachbett, das aufgrund der räumlichen Auflösung des digitalen Geländemodells auf 5 m festgelegt wurde, oder zu hohe Fließgeschwindigkeiten zurückzuführen sein. Eine ausführlichere Sensitivitätsanalyse wäre hier sinnvoll.
- **Anthropogene Nutzung:** Das Einzugsgebiet wird stark anthropogen genutzt. Drainagen ermöglichen es, das Einzugsgebiet als Weide- und Ackerland zu bewirtschaften. Es ist jedoch

nicht bekannt, inwiefern diese die Abflussbildung beeinflussen (PFISTER *et al.*, 2006). Die drei Ereignisse, bei denen auch auf den unversiegelten Flächen vermehrt HOA gebildet wird, werden schlecht simuliert. Aus diesem Grund stellt sich die Frage, ob hier möglicherweise weitere Prozesse, die aufgrund der Datenlage, des fehlenden Prozesswissens und der fehlenden Implementierung in RoGeR nicht berücksichtigt werden konnten, auftreten. Bevor weitere Modellierungen erfolgen, sollten deshalb Felduntersuchungen in Form von Berechnungsversuchen und großräumigen Tracerversuchen durchgeführt werden.

- **Messfehler und -unsicherheiten:** Messfehler bzw. -unsicherheiten in der Niederschlags- und Abflusszeitreihe können ebenfalls zu schlechteren Modellergebnissen bzw. zu schlechteren Güteparametern führen (STEINBRICH *et al.*, 2016). So ist es beispielsweise fraglich, ob am 06.07.2014 und am 20.09.2014 wirklich nur so wenig Abfluss gebildet wurde oder ob hier Messfehler auftraten. Auch die fehlende Berücksichtigung der räumlichen Variabilität des Niederschlags kann zur Über- oder Unterschätzung der Abflüsse führen.
- **Fehlerhafte Parametrisierung der Teilprozesse:** Die hier durchgeführte, händische Berechnung der einzelnen Parameter in ArcGIS und SAGA GIS birgt ein höheres Fehlerpotential als die Erstellung von Skripten, anhand derer die Berechnungen automatisiert werden können. Aufgrund fehlender Programmierkenntnisse und der begrenzten Zeit wurde sich jedoch für die manuelle Variante entschieden.

Die Hypothese, dass RoGeR auch in luxemburgischen Einzugsgebieten ohne Kalibrierung zu zufriedenstellenden Ergebnissen führt, kann damit trotzdem nicht vollständig widerlegt werden. Die erfolgreiche Modellierung mit RoGeR ist nämlich, wie in der Hypothese aus Kapitel 2.1 definiert, an eine qualitativ und quantitativ gute Datengrundlage gebunden (STEINBRICH *et al.*, 2016). Im Fall von Messfehlern oder Prozessen, die in den verwendeten Daten oder im Modell aufgrund von mangelndem Prozesswissen nicht berücksichtigt werden, können demnach keine zufriedenstellenden Ergebnisse erwartet werden bzw. können nur gute Ergebnisse entstehen, wenn die Messfehler oder die unberücksichtigten Prozesse keine nennenswerte Rolle spielen. Die Hypothese kann somit im Fall des Wolfsbach-Einzugsgebiets weder belegt, noch widerlegt werden.

Tirelbach-Einzugsgebiet

Die Simulation ergab, dass der HOA während des gesamten Ereignisses am 22. Juli 2016 der dominante Abflussbildungsprozess war. Die höchsten HOA-Werte wurden im Südosten, Norden und innerhalb der Ortschaften Stegen und Gilsdorf erreicht. Sie sind auf die geringe Gesamtinfiltration an diesen Standorten zurückzuführen. Grund hierfür ist die räumliche Variabilität folgender Parameter:

- **Versiegelungsgrad:** Alle einzelnen Infiltrationsprozesse werden um den Versiegelungsgrad reduziert (STEINBRICH *et al.*, 2016). Auf vollständig versiegelten Flächen, wie den geteerten Straßen und den Gebäuden, findet gar keine Infiltration statt.
- **Landnutzung:** Die Landnutzung steuert in erster Linie die Makroporeninfiltration. Die Ortschaften Gilsdorf, Broderbour und Stegen sowie die Äcker und komplexen Parzellenstrukturen führen aufgrund geringerer Makroporenlängen und -dichten zu einer geringen Makroporeninfiltration im Norden, Nordosten und Süden des Gebiets. Die Laubwälder im Westen des Einzugsgebiets hingegen zeichnen sich durch hohe Makroporeninfiltrationen aus. Außerdem charakterisieren sie sich durch den höchsten Interzeptionsspeicher, der ähnlich wie die Makroporen anhand der Landnutzungs-kategorie geschätzt wird (BREMICKER, 2000).
- **Bodenart:** Die Bodenart steuert u.a. die Matrixinfiltration. Die lehmigen und mittel schluffigen Tone im Südosten des Einzugsgebiets und in Stegen sind schlecht durchlässig und führen zu den geringsten Matrixinfiltrationen. Die Oberböden im Südwesten (Ut3), Norden (Lt2) und Nordosten (Lt2) kennzeichnen sich durch eine mittlere Durchlässigkeit und mittlere Matrixinfiltrationen. Die höchsten Matrixinfiltrationen sind auf dem gut durchlässigen, schluffig-lehmigen Sand zu beobachten. Die räumliche Variabilität der Oberbodenart spiegelt sich demnach 1:1 in der räumlichen Variabilität der Matrixinfiltration wieder. Des Weiteren beeinflusst die Bodenart die Makroporeninfiltration. Diese hängt zwar hauptsächlich von der Landnutzung ab, jedoch steuert die Bodenart wieviel Wasser von der Makropore in die umliegende Bodenmatrix fließt. Im Südosten treten geringe Makroporeninfiltrationen auf, obwohl die Landnutzung aus Grünland besteht und andere Grünlandstandorte im Gebiet höhere Matrixinfiltrationen aufzeigen. Dies liegt an den schwach durchlässigen, tonigen Böden, die die Infiltration von der Makropore in die Bodenmatrix begrenzen. Des Weiteren steuert die Bodenart die Trockenrissbildung und -infiltration. Während die Matrix- und die Makroporeninfiltration auf den schlecht durchlässigen Böden abnehmen, ist die Trockenrissbildung auf diesen stark tonhaltigen Böden am höchsten. So zeichnen sich der Nordosten, der Südosten und Stegen durch die höchsten Trockenrissinfiltrationen aus.
- **Vorfeuchte:** Die Vorfeuchte beeinflusst maßgeblich die Trockenrissbildung und -infiltration. So treten im Südosten des Einzugsgebiets trotz höherem Tongehalt geringere Trockenrissinfiltrationen als im Nordosten auf. Dies ist auf die Vorfeuchte zurückzuführen. Sie betrug im Südosten 40 %nFK und im Nordosten lediglich 15 %nFK. Außerdem beeinflusst die Vorfeuchte die Matrix- und Makroporeninfiltration. Deutlich wird dies anhand der Simulationen der verschiedenen Szenarien, die von sehr trockenen bis zu sehr feuchten Vorbedingungen durchgeführt wurden. Der Grund für die Abnahme der Matrix- und Makroporeninfiltration ist der geringere freie Bodenspeicher zu Beginn des Niederschlagsereignisses. Dieser führt dazu, dass weniger Niederschlag von der Erdoberfläche in die Bodenmatrix infiltrieren und weniger Wasser von den Makroporen, aber auch von den Trockenrissen (doppelter Einfluss), in die

umliegende Bodenmatrix fließen kann. Hohe Vorfeuchten verhindern zudem die Bildung von Rissen und die damit verbundene Trockenrissinfiltration. Daher sind die Unterschiede zwischen den Abflussganglinien bei geringer Vorfeuchte am höchsten und nehmen mit zunehmender Bodensättigung ab.

- **Topographie:** Die Topographie (vor allem die hohen Hangneigungen) und die Form des Einzugsgebiets steuern die Abflusskonzentration. Ihr Einfluss wurde hier jedoch nicht näher untersucht.

Des Weiteren wird die Abflussbildung durch die Niederschlags Eigenschaften gesteuert. Hierzu gehört nicht nur die Niederschlagsintensität, deren Einfluss bereits bei einer zehnprozentiger Erhöhung bzw. Reduzierung zu beobachten ist, sondern auch die Niederschlagsdauer und die Intensitätsverteilung:

- **Anfangsbetont:** Die anfangsbetonte Verteilung führt dazu, dass der Abflussscheitel und die Reaktionszeit mit zunehmender Dauer nur leicht variieren. Dies liegt daran, dass das für die Bildung von HOA wichtigste Niederschlagsspitzenintervall immer zu Beginn des Ereignisses auftritt. Bis zu einer Dauerstufe von 45 min sind aber auch noch die Intensitäten der nächst kleineren Intervalle hoch genug, um die Infiltrationskapazität zu überschreiten und zumindest zum Teil HOA zu bilden. Folglich steigen der Abflussscheitel und die Reaktionszeit bis zu dieser Dauerstufe an. Die Niederschlagsintensitäten der Intervalle, mit denen die Zeitachse bei Niederschlagsdauern > 60 min gefüllt wird, sind gering genug, um vollständig infiltrieren zu können. Aus diesem Grund stagnieren der Abflussscheitel und die Reaktionszeit bei hoher Niederschlagsdauer.
- **Endbetont:** Bei der endbetonten Verteilung tritt das Spitzenintervall erst ganz zum Schluss auf. Zu Beginn des Ereignisses können die Niederschlagsintervalle vollständig bzw. zum Großteil infiltrieren. Folglich nimmt die Infiltrationskapazität im Laufe des Ereignisses ab, wodurch von den Niederschlagsintervallen mit höheren Intensitäten weniger infiltriert. Daher werden höhere Abflussscheitel als bei der anfangsbetonten Verteilung erreicht, wobei die Abflussscheitel kontinuierlich steigen und auch bei höherer Niederschlagsdauer nicht stagnieren. Die Unterschiede zwischen den einzelnen Abflussganglinien nehmen jedoch mit zunehmender Dauer ab, da die Zeitachse mit immer kleineren Niederschlagsintervallen aufgefüllt wird. Da das Niederschlagsspitzenintervall von keinem weiteren Intervall gefolgt wird und daher kein HOA mehr entsteht, sinkt die Abflussganglinie nach Erreichen des Hochwasserscheitels sehr schnell.
- **Euler II:** Die Euler II Verteilung ist eine bestimmte Art der mittenbetonten Verteilung. Grob vereinfacht ist sie eine Zwischenstufe zwischen der anfangs- und endbetonten Verteilung, weshalb auch die Ergebnisse unter Verwendung der Euler II Verteilung zwischen denen der beiden anderen genannten Verteilungen liegen. Im Laufe des Ereignisses führt die Infiltration zu einer allmählichen Reduzierung der Infiltrationskapazität. Diese Reduzierung ist jedoch

aufgrund der spezifischen mittenbetonten Verteilung weniger stark ausgeprägt, als bei der endbetonten Verteilung.

- **Blockregen:** Beim Blockregen existiert kein Spitzenintervall, da er aus Intervallen gleicher Niederschlagsintensität besteht. Vor allem bei kurzer Niederschlagsdauer ist diese jedoch sehr hoch und führt zur Bildung von HOA. Mit zunehmender Niederschlagsdauer sinkt die Niederschlagsintensität. Dies liegt daran, dass der Niederschlagszuwachs von einer Dauerstufe zur nächsten in der KOSTRA-Tabelle immer geringer wird, sodass bei hoher Dauer eine nur geringfügig höhere Niederschlagsmenge auf eine höhere Anzahl fünfminütiger Intervalle aufgeteilt werden muss. Dies führt zu einer Zunahme der Infiltration und einer gleichzeitigen Abnahme der Infiltrationskapazität. Es entsteht gemäß der Definition nach SCHERRER (1996) zeitlich verzögerter HOA, weshalb die Reaktionszeit mit zunehmender Niederschlagsdauer steigt. Auch der Abflussscheitel nimmt anfangs noch zu. Steigt die Dauer jedoch weiter an, nimmt die Niederschlagsintensität weiter ab. Immer mehr Niederschlag infiltriert und immer weniger fließt als HOA ab. Der Abflussscheitel sinkt und die Ganglinie wird flacher.

Auch am 22.07.2016 wurden die Abflussbildungs- und Infiltrationsprozesse durch die Eigenschaften des Niederschlagsereignisses beeinflusst. Dieses kann jedoch nicht direkt einer der erwähnten Verteilungsklassen zugeordnet werden. Es besteht vielmehr aus zwei konsekutiven Niederschlagsspitzen (20:10 - 20:55 Uhr und 20:55 - 21:45 Uhr MESZ), die beide, einzeln betrachtet, eine mittenbetonte Intensitätsverteilung haben. Während des ersten Teils des Niederschlagsereignisses spielen die einzelnen Infiltrationsprozesse eine wichtige Rolle. Nachdem zu Beginn des Niederschlagsereignisses ein Teil des Niederschlags im Interzeptions- und Muldenspeicher zurückgehalten wurde, steigt zunächst die Matrixinfiltration und anschließend nehmen auch die Makroporen- und die Trockenrissinfiltration zu. Dies führt zu einer hohen Gesamtinfiltration, die um 20:20 Uhr (MESZ) ihr Maximum erreicht und 88 % des Niederschlags entspricht. Dementsprechend gering ist der HOA zu diesem Zeitpunkt. Die hohe Infiltration führt zu einer Zunahme der Bodensättigung und zu einer Abnahme der Infiltrationskapazität, infolge derer die einzelnen Infiltrationsprozesse abnehmen und der Infiltrationsüberschuss (HOA) zunimmt. Mit der anschließenden Abnahme der ersten Niederschlagsspitze sinkt auch der HOA. Um 20:50 Uhr (MESZ) ist die Niederschlagsintensität gering genug, um auf den unversiegelten Flächen fast vollständig in die Bodenmatrix zu infiltrieren. Da kaum noch potentieller HOA gebildet wird, fließt nur sehr wenig Wasser in die Makroporen. Nur auf den schlecht durchlässigen, tonigen Böden entsteht noch etwas potentieller HOA, der in die Makroporen fließt. Aufgrund der hohen Bodenfeuchte spielen die Trockenrisse ab 20:45 Uhr (MESZ) für den Rest des Ereignisses keine nennenswerte Rolle mehr. Mit der erneuten Zunahme des Niederschlags, nimmt auch die Gesamtinfiltration wieder zu. Die Matrixinfiltration nimmt jedoch aufgrund der genannten Reduzierung der Infiltrationskapazität kaum zu, sie stagniert. Diese Stagnation der Matrixinfiltration auf einem relativ geringen Level führt zu einer Zunahme des potentiellen HOA. Dieser fließt zum Teil in die Makropo-

ren, weshalb die Makroporeninfiltration zunimmt. Da durch die vorherige Abnahme der Infiltrationskapazität weniger Wasser von den Makroporen in die umgebende Bodenmatrix fließen kann, erreicht die Makroporeninfiltration nur noch moderate Werte. Folglich nimmt der HOA deutlich zu. Er erreicht dabei höhere Werte, als bei ähnlich hoher Niederschlagsintensität während des ersten Teils des Niederschlagsereignisses.

Die Sturzflut des 22. Juli 2016 im Tirelbach-Einzugsgebiet entstand demnach aufgrund eines komplexen Zusammenspiels mehrerer, verschiedener Faktoren, zu denen die Gebietscharakteristika, die Vorbedingungen (Vorfeuchte) sowie die Niederschlagsseigenschaften gehören. Es ist nicht möglich, eine einzige Ursache für die Entstehung der Sturzflut zu benennen. Es konnte gezeigt werden, dass das Einzugsgebiet unter anderen Umständen, sei es eine andere Vorfeuchte oder andere Niederschlagsseigenschaften, sehr unterschiedlich reagiert. Veränderungen der Abflussbildungs- und Infiltrationsprozesse führen dabei zu höheren oder niedrigeren Abflussscheiteln, Reaktionszeiten und Abflussvolumina.

Die komplexe Genese von Sturzfluten wurde u.a. bereits von GAUME und BORGA (2008), MARCHI *et al.* (2009), BRONSTERT *et al.* (2017) und VOGEL *et al.* (2017) beschrieben. Auch sie bildeten Sturzfluten anhand einer retrospektiven Analyse nach und untersuchten die auftretenden Prozesse, wobei räumliche Unterschiede entweder auf unterschiedliche Gebietseigenschaften oder die räumliche Variabilität des Niederschlags zurückzuführen waren (GAUME und BORGA, 2008; MARCHI *et al.*, 2009). Im geographisch nächst gelegenen Braunsbach im Nordosten Baden-Württembergs führte eine Sturzflut am 29. Mai 2016 aufgrund extremer Abflüsse und Geschiebetransport zu hohen Schäden (BRONSTERT *et al.*, 2017; VOGEL *et al.*, 2017). BRONSTERT *et al.* (2017) und VOGEL *et al.* (2017) unterstreichen den vielschichtigen Charakter dieser Sturzflut. Laut BRONSTERT *et al.* (2017) ergab die retrospektive Untersuchung der Sturzflut, dass „eine singuläre Ursachenbenennung oder gar „Schuldzuweisung“ [...] wissenschaftlich unseriös und irreführend“ (BRONSTERT *et al.*, 2017:160) sei.

Anhand der mit RoGeR berechneten Simulationen und den Erkenntnissen aus der Literatur, kann die zweite Hypothesen, dass ein komplexes Zusammenwirken mehrerer Faktoren zur Bildung der Sturzflut am Abend des 22. Juli 2016 im Tirelbach-Einzugsgebiet führte, somit bestätigt werden.

Zudem wurde angenommen, dass RoGeR unter der Verwendung einer quantitativ und qualitativ guten Datengrundlage zufriedenstellende, unkalibrierte Ergebnisse liefert. Aufgrund der Fotos der Überflutung in Gilsdorf ist davon auszugehen, dass der modellierte Abflussscheitel 20 Minuten zu früh auftritt. Dies liegt wahrscheinlich daran, dass die räumliche Variabilität dieses konvektiven Niederschlagsereignisses nicht berücksichtigt wurde. Ob 20 Minuten Zeitunterschied viel oder wenig sind, liegt dabei im Auge des Betrachters und ist daher schwierig objektiv zu bewerten. Basierend auf den Ergebnissen von OTT und BUSCHLINGER (2017) ist ein Abflussscheitel von $26 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ als plausibel einzustufen. Zudem waren die dabei ablaufenden Prozesse nachvollziehbar, Unstimmigkeiten traten

keine auf. Auch die Berechnung unterschiedlicher Szenarien ergab plausible Modellergebnisse. Bei der Sturzflut in Braunsbach bildete sich ebenfalls in kurzer Zeit großflächig Oberflächenabfluss. Dabei wurde jedoch ein höherer Abflussbeiwert von 0,75 erreicht (BRONSTERT *et al.*, 2017). Ob dies nun ein Hinweis darauf ist, dass die Modellergebnisse nicht ganz passen und bei der Simulation möglicherweise zu wenig abfließt (Abflussbeiwert knapp 0,4), ist schwer zu bewerten, da sich beide Gebiete in ihren Charakteristika unterscheiden. Außerdem war die Niederschlagsintensität in Braunsbach deutlich höher. Hier fielen 100 - 150 mm innerhalb von zwei Stunden (BRONSTERT *et al.*, 2017) verglichen zu knapp 60 mm in 1,5 Stunden in Bleesbrück. Bei solch hohen Niederschlagsintensitäten wie in Braunsbach wären auch die simulierten Abflüsse und Abflussbeiwerte im Tirelbach-Einzugsgebiet höher ausgefallen, wie die Modellergebnisse bei bereits zehnprozentiger Erhöhung des Niederschlags vermuten lassen. Im Fall des Tirelbachs-Einzugsgebiets kann die Hypothese, dass RoGeR auch in luxemburgischen Einzugsgebieten zufriedenstellende Ergebnisse bei der Modellierung von Sturzfluten liefert, daher eher bestätigt werden.

7 Schlussfolgerungen

Im Wolfsbach-Einzugsgebiet konnte nicht ganz an die Erfolge von STEINBRICH *et al.* (2016) angeknüpft werden. Hier bleiben zu viele offene Fragen, die, bevor weitere Modellierungen erfolgen, anhand von Felduntersuchungen beantwortet werden sollten. Möglicherweise wird die Abflussbildung im Wolfsbach-Einzugsgebiet durch weitere, hier nicht berücksichtigte Prozesse beeinflusst. Solange diese nicht bekannt sind und nicht durch die verfügbaren Daten abgebildet werden, können weder mit RoGeR, noch mit einem anderen Modell gute unkalibrierte Ergebnisse erzielt werden. Aufgrund des fehlenden Prozessverständnisses könnte in diesem Fall ein Black-Box Modell mit anschließender Kalibrierung schneller und einfacher zufriedenstellende Ergebnisse liefern. Um bei der Parametrisierung der Teilprozesse sowohl das Fehlerpotential als auch die benötigte Bearbeitungszeit zu minimieren, wird eine Automatisierung der Parametrisierungsschritte anhand von Skripten in einer geeigneten Programmiersprache empfohlen.

Für die retrospektive Analyse der Sturzflut im Tirelbach-Einzugsgebiet konnte RoGeR jedoch erfolgreich eingesetzt werden. Vor allem die vielfältigen Ausgabemöglichkeiten der Ergebnisse konnten hier überzeugen. Die verschiedenen Karten, die die räumliche Variabilität der Abflussbildungs- und Infiltrationsprozesse für jeden Zeitschritt oder das gesamte Ereignis beinhalten, die Mittelwerte der einzelnen Prozesse, die berechneten Abflussbeiwerte sowie die Ganglinien des Gesamtabflusses und seiner Komponenten halfen dabei die abgelaufenen Prozesse nachzuvollziehen. Mit Hilfe von RoGeR konnte gezeigt werden, dass die Sturzflut im Tirelbach-Einzugsgebiet durch ein komplexes Zusammenspiel mehrerer Faktoren entstand. Für die Überschwemmungen am 22. Juli 2016 in der Ortschaft Gilsdorf kann nicht eine einzige Ursache verantwortlich gemacht werden. Die Berechnung verschiedener Szenarien ergab zudem, dass bei jedem 100-jährigen Starkniederschlag das Zusammenspiel der Gebietscharakteristika, Vorfeuchtebedingungen und Niederschlagseigenschaften neu analysiert und bewertet werden sollte, da sich die Abflussbildungs- und Infiltrationsprozesse ändern können. Außerdem bieten die diversen Ausgabemöglichkeiten auch bei wenig Modelliererfahrung eine gewisse „Sicherheit“, da sowohl die Eingabeparameter als auch die daraus resultierenden Ergebnisse physikalisch interpretierbar sind und gleich gegenüber gestellt werden können. Diese Sicherheit können beispielsweise Black-Box Modelle in dieser Form nicht gewährleisten.

Ein weiterer Vorteil von RoGeR ist die Berücksichtigung der Makroporen- und Trockenrissinfiltration, da beide Prozesse die Abflussbildung beeinflussen. Vor allem im Westen und Südwesten sowie in Teilen des (Süd)Osten Luxemburgs, wo bindige Böden dominieren (MARX und FLAMMANG, 2016), kann die Trockenrissinfiltration bei Starkregen ein wichtiger Faktor sein und sollte zukünftig nicht unterschätzt werden.

Da RoGeR in dieser Arbeit nur für die Modellierungen in zwei luxemburgischen Einzugsgebieten verwendet wurde, wäre es sinnvoll, das Modell zukünftig noch in weiteren Einzugsgebieten unterschiedlicher Geologie, Pedologie, Topographie und Landnutzung anzuwenden und zu evaluieren. Es sind mehr als zwei Einzugsgebiete nötig, um objektiv bewerten zu können, wie gut sich RoGeR für die Modellierung von Sturzfluten in Luxemburg eignet. Die Ergebnisse aus dem Tirelbach-Einzugsgebiet sind jedoch vielversprechend.

Literaturverzeichnis

- Ad-hoc-Arbeitsgruppe Boden, 2005. Bodenkundliche Kartieranleitung. 5. Auflage, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (Hrsg.), Hannover. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele und Obermiller), Stuttgart. 438.
- Ad-hoc-Arbeitsgruppe Hydrogeologie, 1998. Hydrogeologische Kartieranleitung. Reihe G, Heft 2, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe und Staatliche Geologische Dienste der Bundesrepublik Deutschland (Hrsg.), Hannover. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele und Obermiller), Stuttgart.
- Administration du Cadastre et de la Topographie, 2013. Base de données topo-cartographiques du Grand-Duché de Luxembourg BD - L - TC. Spécifications de contenu. Version 1 Juin 2013. Grand-Duché du Luxembourg. , 1–33.
- ANDERSON, A.E., WEILER, M., ALILA, Y., HUDSON, R.O., 2009a. Dye staining and excavation of a lateral preferential flow network. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 13 (6), 935–944.
- ANDERSON, A.E., WEILER, M., ALILA, Y., HUDSON, R.O., 2009b. Subsurface flow velocities in a hillslope with lateral preferential flow. *Water Resour. Res.* 45 (11), 1043.
- ARMBRUSTER, V., 2002. Grundwasserneubildung in Baden-Württemberg. *Freiburger Schriften zur Hydrologie* Band 17, 141.
- ARTIGUE, G., JOHANNET, A., BORRELL, V., PISTRE, S., 2012. Flash flood forecasting in poorly gauged basins using neural networks. Case study of the Gardon de Mialet basin (southern France). *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 12 (11), 3307–3324.
- BACHMAIR, S., WEILER, M., 2011. New Dimensions of Hillslope Hydrology. In: D.F. LEVIA, D. CARLYLE-MOSES, T. TANAKA (Hrsg.), *Forest Hydrology and Biogeochemistry. Synthesis of Past Research and Future Directions*. Springer Science+Business Media B.V, Dordrecht, 455–481.
- BARAM, S., KURTZMAN, D., DAHAN, O., 2012. Water percolation through a clayey vadose zone. *Journal of Hydrology* 424-425, 165–171.
- BARBEN, M., HODEL, H.-P., KLEEGERG, H.-B., SPREAFICO, M., WEINGARTNER, R., 2001. Übersicht über Verfahren zur Abschätzung von Hochwasserabflüssen. Erfahrungen aus den Rheinanliegerstaaten. Internationale Kommission für die Hydrologie des Rheingebietes, Lelystad Niederlande. 191.
- BENISTON, M., 2009. Trends in joint quantiles of temperature and precipitation in Europe since 1901 and projected for 2100. *Geophys. Res. Lett.* 36 (7), 1-6.
- BERG, P., MOSELEY, C., HAERTER, J.O., 2013. Strong increase in convective precipitation in response to higher temperatures. *Nature Geosci* 6 (3), 181–185.
- BERGSTROM, S., 1976. Development and application of a conceptual runoff model for Scandinavian catchments. *Bulletin Series A 52: University of Lund*, 134.

- BEVEN, K., 2007. Towards integrated environmental models of everywhere: uncertainty, data and modelling as a learning process. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, European Geosciences Union 11 (1), 460–467.
- BEVEN, K.J., 2012. Rainfall-runoff modelling. The primer. Wiley-Blackwell, Hoboken. 457.
- BLÖSCHL, G., RESZLER, C., KOMMA, J., 2008. A spatially distributed flash flood forecasting model. *Environmental Modelling & Software* 23 (4), 464–478.
- BORGA, M., STOFFE, M., MARCHI, L., MARRA, F., JAKOB, M., 2014. Hydrogeomorphic response to extreme rainfall in headwater systems: Flash floods and debris flows. *Journal of Hydrology* 518, 194–205.
- BREMICKER, M., 2000. Das Wasserhaushaltsmodell LARSIM - Modellgrundlagen und Anwendungsbeispiele. *Freiburger Schriften zur Hydrologie* (11), 1–119.
- BRONSTERT, A., AGARWAL, A., BOESSENKOOL, B., FISCHER, M., HEISTERMANN, M., KÖHN-REICH, L., MORAN, T., WENDI, D., 2017. Die Sturzflut von Braunsbach am 29. Mai 2016 – Entstehung, Ablauf und Schäden eines „Jahrhundertereignisses“. Teil 1: Meteorologische und hydrologische Analyse. *Hydrologie und Wasserbewirtschaftung* 61 (3), 150–162.
- BURNASH, R.J., FERRAL, R.L., MCGUIRE, R.A., 1973. A generalized stream flow simulation system. *Concerned Modelling for Digital Computers*, Joint Federal–State River Forecast Centre: Sacramento, California, US, 204.
- CIARAPICA, L., TODINI, E., 2002. TOPKAPI: a model for the representation of the rainfall-runoff process at different scales. *Hydrol. Process.* 16 (2), 207–229.
- COLLIER, C.G., 2007. Flash flood forecasting. What are the limits of predictability? *Q.J.R. Meteorol. Soc.* 133 (622), 3–23.
- De Roo, A. P. J., WESSELING, C.G., Van Deursen, W. P. A., 2000. Physically based river basin modelling within a GIS: the LISFLOOD model. *Hydrological Processes* 14, 1981–1992.
- Deutscher Wetterdienst DWD, 2016. Starkregen und Verkehrsbehinderungen. https://www.dwd.de/DE/wetter/thema_des_tages/2016/5/24.html. Zuletzt geprüft am 15.11.2017.
- DISSE, M., 2013. Hydrologische Grundlagen. In: H. PATT, R. JÜPNER (Hrsg.), *Hochwasser-Handbuch*. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, 17–89.
- DUNNE, T., BLACK, R.D., 1970. An Experimental Investigation of Runoff Production in Permeable Soils. *Water Resour. Res.* 6 (2), 478–490.
- EHRET, U., BÁRDOSSY, A., 2002. Hochwasser–Staatsfeind Nr. 1. Wechselwirkungen, *Jahrbuch aus Lehre und Forschung der Universität Stuttgart*, 52–64.
- ENGLAND, J.F., VELLEUX, M.L., JULIEN, P.Y., 2007. Two-dimensional simulations of extreme floods on a large watershed. *Journal of Hydrology* 347 (1-2), 229–241.
- ESTUPINA-BORRELL, V., DARTUS, D., ABABOU, R., 2006. Flash flood modeling with the MARINE hydrological distributed model. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions* 3, 3397–3438.

- FOODY, G.M., GHONEIM, E.M., ARNELL, N.W., 2004. Predicting locations sensitive to flash flooding in an arid environment. *Journal of Hydrology* 292 (1-4), 48–58.
- GAO, J., WEINMEISTER, H.W., LANG, E., 2000. Ermittlung der Starkregenhöhen in Abhängigkeit von Regendauer und Jährlichkeit im Einzugsgebiet des Gradenbaches/Österreich. Internationales Symposium Interpraevent 2000 - Villach/Österreich. Tagungspublikation 3, 89–97.
- GAUME, E., BAIN, V., BERNARDARA, P., NEWINGER, O., BARBUC, M., BATEMAN, A., BLÁŠKOVIČOVÁ, L., BLÖSCHL, G., BORGA, M., DUMITRESCU, A., DALIAKOPOULOS, I., GARCIA, J., IRIMESCU, A., KOHNOVA, S., KOUTROULIS, A., MARCHI, L., MATREATA, S., MEDINA, V., PRECISO, E., SEMPERE-TORRES, D., STANCALIE, G., SZOLGAY, J., TSANIS, I., VELASCO, D., VIGLIONE, A., 2009. A compilation of data on European flash floods. *Journal of Hydrology* 367 (1-2), 70–78.
- GAUME, E., BORGA, M., 2008. Post-flood field investigations in upland catchments after major flash floods: proposal of a methodology and illustrations. *Journal of Flood Risk Management* 1 (4), 175–189.
- GDV, 2015. Naturgefahrenreport 2015. Die Schaden-Chronik der deutschen Versicherer in Zahlen, Stimmen und Ereignissen. GDV Gesamtverband der Deutschen Versicherungswirtschaft e.V., Berlin. 52.
- Gemeinde Bollendorf, o.J. Unser schönes Bollendorf. <http://www.bollendorf.de/ortsinfo/>. Zuletzt geprüft am 14.11.2017.
- GRAHAM, C.B., WOODS, R.A., MCDONNELL, J.J., 2010. Hillslope threshold response to rainfall. (1) A field based forensic approach. *Journal of Hydrology* 393 (1-2), 65–76.
- GREEN, W.H., AMPT, G.A., 1911. Studies in soil physics. 1 The flow of air and water through soils. *J Agric Sci* 4, 1–24.
- HABERLANDT, U., 2016. 4.4 Bemessungsniederschlag. In: N. FOHRER, H. BORMANN, K. MIEGEL, M. CASPER, A. BRONSTERT, A. SCHUMANN, M. WEILER (Hrsg.), *Hydrologie*. Haupt Verlag, Bern, 62–64.
- HAPUARACHCHI, H.A.P., WANG, Q.J., PAGANO, T.C., 2011. A review of advances in flash flood forecasting. *Hydrol. Process.* 25 (18), 2771–2784.
- HORTON, R.E., 1933. The role of infiltration in the hydrologic cycle. *Eos, Transactions American Geophysical Union* 14 (1), 446–460.
- HRACHOWITZ, M., SAVENIJE, H., BLÖSCHL, G., MCDONNELL, J.J., SIVAPALAN, M., POMEROY, J.W., ARHEIMER, B., BLUME, T., CLARK, M.P., EHRET, U., FENICIA, F., FREER, J.E., GELFAN, A., GUPTA, H.V., HUGHES, D.A., HUT, R.W., MONTANARI, A., PANDE, S., TETZLAFF, D., TROCH, P.A., UHLENBROOK, S., WAGENER, T., WINSEMIUS, H.C., WOODS, R.A., ZEHE, E., CUDENNEC, C., 2013. A decade of Predictions in Ungauged Basins (PUB)—a review. *Hydrological Sciences Journal* 58 (6), 1198–1255.
- IRDR, 2011. Forensic Investigations of Disasters: The FORIN Project (IRDR FORIN Publication No. 1). Beijing: Integrated Research on Disaster Risk, 57.

- IVANOV, V.Y., VIVONI, E.R., BRAS, R.L., ENTEKHABI, D., 2004. Catchment hydrologic response with a fully distributed triangulated irregular network model. *Water Resour. Res.* 40 (11), 1–23.
- KAVETSKI, D., FENICIA, F., 2011. Elements of a flexible approach for conceptual hydrological modeling: 2. Application and experimental insights. *Water Resour. Res.* 47 (11), 1757.
- KERN, F.-J., 2012. Flächenversiegelung (Atlustafel 6.2). Umweltministerium Baden-Württemberg, Stuttgart (2001). *Wasser- und Bodenatlas Baden-Württemberg 4. Lieferung.*
- KNAPP, H.V., DURGUNOĞLU, A., ORTEL, T.W., 1991. A review of rainfall-runoff modeling for stormwater management. Illinois State Water Survey, Hydrology Division, SWS Contract Report 516, 1–92.
- KOBOLD, M., BRILLY, M., 2006. The use of HBV model for flash flood forecasting. *Natural Hazards and Earth System Science, Copernicus Publications on behalf of the European Geosciences Union* 6 (3), 407–417.
- KOREN, V., REED, S., SMITH, M., ZHANG, Z., SEO, D.-J., 2004. Hydrology laboratory research modeling system (HL-RMS) of the US national weather service. *Journal of Hydrology* 291 (3-4), 297–318.
- KOSTRA-DWD, 2010. Niederschlagshöhen und -spenden nach KOSTRA-DWD 2010. Rasterfeld: Spalte 4, Zeile 69; Ortsname: Bollendorf (RP); Zeitspanne: Januar - Dezember. Deutscher Wetterdienst DWD.
- KRAUSE, P., BOYLE, D.P., BÄSE, F., 2005. Comparison of different efficiency criteria for hydrological model assessment. *Adv. Geosci.* 5, 89–97.
- LE LAY, M., SAULNIER, G.M., 2007. Exploring the signature of climate and landscape spatial variabilities in flash flood events: Case of the 8-9 September 2002 Cévennes-Vivarais catastrophic event. *Geophys. Res. Lett.* 34 (L13401), 1-5.
- LIEBSCHER, H.-J., MENDEL, H.G., 2010. Vom empirischen Modellansatz zum komplexen hydrologischen Flussgebietsmodell. Rückblick und Perspektiven. Bundesanstalt für Gewässerkunde (Hrsg.). Druckpartner Moser, Druck + Verlag GmbH, Rheinbach. 130.
- LINDSTRÖM, G., JOHANSSON, B., PERSSON, M., GARDELIN, M., BERGSTRÖM, S., 1997. Development and test of the distributed HBV-96 hydrological model. *Journal of Hydrology* 201 (1-4), 272–288.
- LUBW, 2016. Leitfaden Kommunales Starkregenrisikomanagement in Baden-Württemberg. LUBW Landesanstalt für Umwelt Messungen und Naturschutz, Karlsruhe. 60.
- MANIAK, U., 2010. Hydrologie und Wasserwirtschaft. Eine Einführung für Ingenieure. Springer, Berlin, Heidelberg. 686.
- MARCHI, L., BORGA, M., PRECISO, E., GAUME, E., 2010. Characterisation of selected extreme flash floods in Europe and implications for flood risk management. *Journal of Hydrology* 394 (1-2), 118–133.

- MARCHI, L., BORGA, M., PRECISO, E., SANGATI, M., GAUME, E., BAIN, V., DELRIEU, G., BONNIFAIT, L., POGACNIK, N., 2009. Comprehensive post-event survey of a flash flood in Western Slovenia: observation strategy and lessons learned. *Hydrol. Process.* 23, 3761–3770.
- MARTÍNEZ-CARRERAS, N., UDELHOVEN, T., KREIN, A., GALLART, F., IFFLY, J.F., ZIEBEL, J., HOFFMANN, L., PFISTER, L., WALLING, D.E., 2010. The use of sediment colour measured by diffuse reflectance spectrometry to determine sediment sources: Application to the Attert River catchment (Luxembourg). *Journal of Hydrology* 382 (1-4), 49–63.
- MARX, S., FLAMMANG, F., 2016. La cartographie des sols au Grand-Duché de Luxembourg. Légende de la carte des sols détaillée à l'échelle 1/25.000. Service de pédologie, Administration des services techniques de l'agriculture (Hrsg.), Ettelbruck, 1–39.
- MATHIAS, L., 2017. Synoptic analysis of the flash flood producing thunderstorms over the Vallée de l'Ernz in Luxembourg on 22 July 2016, 1–9.
- MEIN, R.G., LARSON, C.L., 1973. Modelling infiltration during a steady rain. *Water Resour. Res.* 9 (2), 384–394.
- MERZ, B., BRONSTERT, A., 2005. I.2 Infiltrationsüberschuss. In: A. BRONSTERT (Hrsg.), *Abflussbildung. Prozessbeschreibung und Fallbeispiele*. DWA Dt. Vereinigung für Wasserwirtschaft Abwasser und Abfall, Hennef, 11–15.
- MeteoLux, 2016. Rétrospective sur les fortes précipitations du 22 juillet 2016. <http://meteolux.lu/fr/actualites/retrospective-sur-les-fortes-precipitations-du-22-juillet-2016/>. Zuletzt geprüft am 18.09.2017.
- MOUSSA, R., CHAHINIAN, N., BOCQUILLON, C., 2007. Distributed hydrological modelling of a Mediterranean mountainous catchment – Model construction and multi-site validation. *Journal of Hydrology* 337 (1-2), 35–51.
- MULLIGAN, M., 2004. Modelling Catchment Hydrology. Chapter 4. In: J. WAINWRIGHT, M. MULLIGAN (Hrsg.), *Environmental Modelling. Finding Simplicity in Complexity*. John Wiley and Sons Ltd, Chichester, 107–121.
- Münich Re Group, 2016. Naturkatastrophen 2015. Analysen, Bewertungen, Positionen. *Topics Geo* 2015, 1–80.
- MUNLV und LANUV NRW, 2004. Ermittlung von Bemessungsabflüssen nach DIN 19700 in Nordrhein-Westfalen, Düsseldorf.
- NASH, J.E., SUTCLIFFE, J.V., 1970. River flow forecasting through conceptual models. Part I: a discussion of principles. *Journal of Hydrology* 10, 282–290.
- National Weather Service, o.J. Flash Flood Guidance. <https://www.weather.gov/ohrfc/FFG#>. Zuletzt geprüft am 04.09.2017.
- OLAYA, V., 2004. A gentle introduction to SAGA GIS. The SAGA User Group e.V. (Hrsg.), Göttingen, Deutschland.

- OTT, M., BUSCHLINGER, M., 2017. Starkregen- und Hochwasserschutzkonzept für den Tirelbaach mit Kosten-Nutzen-Analyse. Bisherige Ergebnisse. eepi Luxembourg S.à r.l., 1–25.
- PESCHKE, G., 1985. Zur Bildung und Berechnung von Regenabfluss. Wissenschaftliche Zeitschrift der TU Dresden 34 (4), 195–200.
- PFISTER, L., BARNICH, F., BOUCHET, A., EL IDRISSE, A., HOFFMANN, L., IFFLY, J.F., MATGEN, P., SALVIA-CASTELLVÍ, M., TAILLEZ, C., VAN-DEN-BOS, R., HOFMANN, H., KIES, A., STELLATO, L., TOSHEVA, Z., 2006. Cycleau project final report. National Research Fund – Program ‘Eau’., Centre de Recherche Public-Gabriel Lippmann, Département Environnement et Biotechnologies and Université du Luxembourg, Laboratoire de Physique des Radiations.
- PFISTER, L., DROGUE, G., EL IDRISSE, A., IFFLY, J.F., MATGEN, P., POIRIER, C., HOFFMANN, L., 2004a. Hydrological impacts of climate change at catchment scale: A case study in the Grand-Duchy of Luxembourg. *Geologica Acta* 2 (2), 135–145.
- PFISTER, L., HUMBERT, J., HOFFMANN, L., 2000. Recent trends in rainfall-runoff characteristics in the Alzette River basin, Luxembourg. *Climate Change* 45, 323–337.
- PFISTER, L., KWADIJK, J., MUSY, A., BRONSTERT, A., HOFFMANN, L., 2004b. Climate change, land use change and runoff prediction in the Rhine–Meuse basins. *River Res. Applic.* 20 (3), 229–241.
- PIOTROWSKI, A., NAPIÓRKOWSKI, J.J., ROWIŃSKI, P.M., 2006. Flash-flood forecasting by means of neural networks and nearest neighbour approach – a comparative study. *Nonlin. Processes Geophys.* 13 (4), 443–448.
- Professur für Hydrologie, o.J. Handbuch RoGeR V.2. Albert-Ludwigs-Universität Freiburg, 1–33.
- SAHOO, G.B., RAY, C., CARLO, E.H. de, 2006. Use of neural network to predict flash flood and attendant water qualities of a mountainous stream on Oahu, Hawaii. *Journal of Hydrology* 327 (3–4), 525–538.
- SALVIA-CASTELLVÍ, M., IFFLY, J.F., BORGHT, P.V., HOFFMANN, L., 2005. Dissolved and particulate nutrient export from rural catchments: A case study from Luxembourg. *The Science of the total environment* 344 (1–3), 51–65.
- SCHAEFLI, B., GUPTA, H.V., 2007. Do Nash values have value? *Hydrol. Process.* 21 (15), 2075–2080.
- SCHERRER, S., 1996. Abflussbildung bei Starkniederschlägen. Identifikation von Abflussprozessen mittels künstlicher Niederschläge. Abhandlung zur Erlangung des Titels Doktor der Naturwissenschaften der Eidgenössischen Technischen Hochschule Zürich, 1–180.
- SCHERRER, S., NAEF, F., FAEH, A.O., CORDERY, I., 2007. Formation of runoff at the hillslope scale during intense precipitation. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 11 (2), 907–922.
- SCHMITZ, G.H., CULLMANN, J., 2008. PAI-OFF: A new proposal for online flood forecasting in flash flood prone catchments. *Journal of Hydrology* 360 (1–4), 1–14.
- SCHUMANN, A., 2004. Nach dem Hochwasser ist vor dem Hochwasser. *Rubin-Wissenschaftsmagazin der Ruhr Universität Bochum* (1), 36–44.

- SIDLE, R.C., HIRANO, T., GOMI, T., TERAJIMA, T., 2007. Hortonian overland flow from Japanese forest plantations—an aberration, the real thing, or something in between? *Hydrol. Process.* 21 (23), 3237–3247.
- SIDLE, R.C., NOGUCHI, S., TSUBOYAMA, Y., LAURSEN, K., 2001. A conceptual model of preferential flow systems in forested hillslopes. Evidence of self-organization. *Hydrol. Process.* 15 (10), 1675–1692.
- SIRDAS, S., SEN, Z., 2007. Determination of flash floods in Western Arabian Peninsula. *Journal of Hydrologic Engineering* 12 (6), 676–681.
- SIVAPALAN, M., BLÖSCHL, G., ZHANG, L., VERTESSY, R., 2003a. Downward approach to hydrological prediction. *Hydrol. Process.* 17 (11), 2101–2111.
- SIVAPALAN, M., TAKEUCHI, K., FRANKS, S.W., GUPTA, V.K., KARAMBIRI, H., LAKSHMI, V., LIANG, X., MC DONNELL, J.J., MENDIONDO, E.M., O'CONNELL, P.E., OKI, T., POMEROY, J.W., SCHERTZER, D., UHLENBROOK, S., ZEHE, E., 2003b. IAHS Decade on Predictions in Ungauged Basins (PUB), 2003–2012: Shaping an exciting future for the hydrological sciences. *Hydrological Sciences Journal* 48 (6), 857–880.
- STEINBRICH, A., LEISTERT, H., WEILER, M., 2016. Model-based quantification of runoff generation processes at high spatial and temporal resolution. *Environ Earth Sci* 75 (21), 165.
- STEINBRICH, A., WEILER, M., 2012a. Abflussbildung und Abflusskomponenten (Atlafel 6.5). Umweltministerium Baden-Württemberg, Stuttgart (2001). Wasser- und Bodenatlas Baden-Württemberg 4. Lieferung 2012.
- STEINBRICH, A., WEILER, M., 2012b. Direktabflusshöhe: Hundertjähriges Niederschlagsereignis (Atlafel 6.7). Umweltministerium Baden-Württemberg, Stuttgart (2001). Wasser- und Bodenatlas Baden-Württemberg 4. Lieferung.
- STEINBRICH, A., WEILER, M., 2012c. Einzugsgebietsbezogene Abflussbildung (Atlafel 6.6). Umweltministerium Baden-Württemberg, Stuttgart (2001). Wasser- und Bodenatlas Baden-Württemberg 4. Lieferung.
- STEINBRICH, A., WEILER, M., 2012d. Feldkapazität und nutzbare Feldkapazität der Böden (Atlafeln 4.5 und 4.6). Umweltministerium Baden-Württemberg, Stuttgart (2001). Wasser- und Bodenatlas Baden-Württemberg 4. Lieferung 2012.
- STEINBRICH, A., WEILER, M., LEISTER, H., 2015. Alles RoGeR? Modellierung von Sturzfluten aufgrund von Starkniederschlägen. *Forum für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung* (35.15), 1–11.
- TAKEUCHI, K., HAPUARACHCHI, P., ZHOU, M., ISHIDAIRA, H., MAGOME, J., 2008. A BTOP model to extend TOPMODEL for distributed hydrological simulation of large basins. *Hydrol. Process.* 22 (17), 3236–3251.
- Thiele Büttner GbR, 2012. Die Verwendung der Euler-2-Verteilung als Niederschlagsinput in NA-Modelle, Erfurt.

- TOUKOURE, M., JOHANNET, A., DREYFUS, G., AYRAL, P.-A., 2011. Rainfall-runoff modeling of flash floods in the absence of rainfall forecasts. The case of “Cévenol flash floods”. *Appl Intell* 35 (2), 178–189.
- TOUKOURE, M.S., JOHANNET, A., DREYFUS, G., 2009. Flash flood forecasting by statistical learning in the absence of rainfall forecast: a case study. *International Conference on Engineering Applications of Neural Networks*. Springer, Berlin, Heidelberg., 98–107.
- UHLENBROOK, S., 1999. Untersuchung und Modellierung der Abflußbildung in einem mesoskaligen Einzugsgebiet. *Freiburger Schriften zur Hydrologie* 10, 1–201.
- UHLENBROOK, S., 2005. 1.3 Sättigungsüberschuss. In: A. BRONSTERT (Hrsg.), *Abflussbildung. Prozessbeschreibung und Fallbeispiele*. DWA Dt. Vereinigung für Wasserwirtschaft Abwasser und Abfall, Hennef, 16–18.
- VAN DEN BOS, R., HOFFMANN, L., JUILLERET, J., MATGEN, P., PFISTER, L. Conceptual modelling of individual HRU's as a trade-off between bottom-up and top-down modelling, a case study. *Conf. Environmental Modelling and Software. Proc. 3rd Bien Meet Int Enviro Model Softw Soc. Vermont, USA*.
- VERMEIRE, R., 1967. *Oppervlaktegeologie en bodemgesteldheid van het westelijk Gutland (Groot-Hertogdom Luxemburg)*. Doktorarbeit, Rijksuniversiteit Gent, Faculteit der Wetenschappen.
- VIVIROLI, D., 2013. Methoden für die Hochwasserabschätzung. In: M. SPREAFICO, D. VIVIROLI (Hrsg.), *Ausgewählte Beiträge zur Abschätzung von Hochwasser und Feststofftransport in der Schweiz - Grundlagen, Methoden, Fallbeispiele. Beiträge zur Hydrologie der Schweiz, Bern*, 47–50.
- VOGEL, K., OZTURK, U., RIEMER, A., LAUDAN, J., SIEG, T., WENDI, D., AGARWAL, A., RÖZER, V., KORUP, O., THIEKEN, A., 2017. Die Sturzflut von Braunsbach am 29. Mai 2016 – Entstehung, Ablauf und Schäden eines „Jahrhundertereignisses“. Teil 2: Geomorphologische Prozesse und Schadensanalyse. *Hydrologie und Wasserbewirtschaftung* 61 (3), 163–175.
- WaBoA, 2012. *Hydrogeologische Einheiten (Atlas Tafel 5.2)*. Umweltministerium Baden-Württemberg, Stuttgart (2001). *Wasser- und Bodenatlas Baden-Württemberg 4. Lieferung*.
- WEILER, M., FLÜHLER, H., 2004. Inferring flow types from dye patterns in macroporous soils. *Geoderma* 120 (1-2), 137–153.
- WEILER, M., MC DONNELL, J.J., TROMP-VAN MEERVELD, I., UCHIDA, T., 2006. Subsurface stormflow, Anderson MG, McDonnell JJ (Hrsg.) *Encyclopedia of hydrological sciences*. John Wiley and Sons, New York.
- WEILER, M., MCDONNELL, J., 2004. Virtual experiments. A new approach for improving process conceptualization in hillslope hydrology. *Journal of Hydrology* 285 (1-4), 3–18.
- WEILGUNI, V., 2014. *eHYD Bemessungsniederschlag*.
- Wessolek, G., Kaupenjohann, M., Renger, M. (Hrsg.), 2009. *Bodenphysikalische Kennwerte und Berechnungsverfahren für die Praxis*. TU Berlin Selbstverl., Berlin.
- WILLMOT, C.J., 1981. On the validation of models. *Physical Geography* 2, 184–194.

ZEHE, E., EHRET, U., PFISTER, L., BLUME, T., SCHRÖDER, B., WESTHOFF, M., JACKISCH, C., SCHYMANSKI, S.J., WEILER, M., SCHULZ, K., ALLROGGEN, N., TRONICKE, J., DIETRICH, P., SCHERER, U., ECCARD, J., WULFMEYER, V., KLEIDON, A., 2014. HESS Opinions. Functional units: a novel framework to explore the link between spatial organization and hydrological functioning of intermediate scale catchments. *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.* 11 (3), 3249–3313.

Anhang

Tab. 9: RoGeR-ID je Landnutzungs-kategorie. Verändert nach PROFESSUR FÜR HYDROLOGIE (o.J.).

Landnutzungs-kategorie	RoGeR- ID
Teilweise oder ganz versiegelte Flächen (Siedlung, Infrastruktur...)	0
Ackerland	5
Weinbauflächen	6
Obst- und Beerenobst	7
Grünland	8
Komplexe Parzellenstruktur	9
Laubwald	10
Mischwald	11
Nadelwald	12
Feuchtflächen	13
Wasserfläche See (hier: Teiche und Weiher)	14
Unbekannte Baumart	15
Wasserfläche Fluss	20

Tab. 10: Bodenparameter je Bodenart. Steht anstatt eines Wertes ein Diagonalstrich (/), wurden die Werte nicht benötigt (Unterboden). Verändert nach AD-HOC-ARBEITSGRUPPE BODEN (2005) und PROFESSUR FÜR HYDROLOGIE (o.J.)

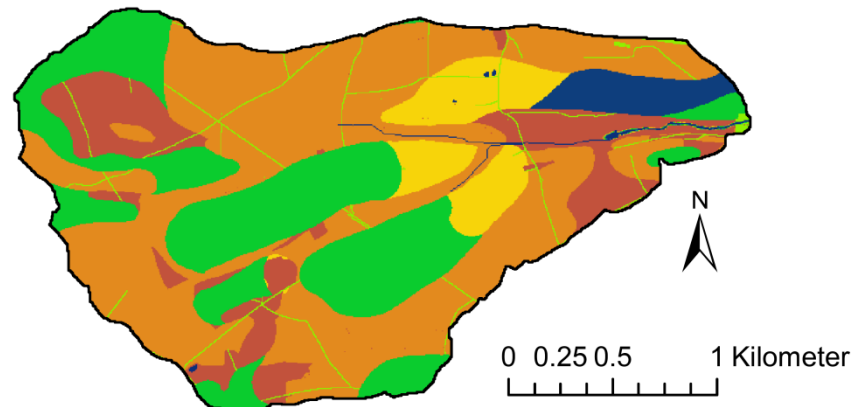
Boden- art	BA-ID [-]	Tongehalt [%]	Ausroll- grenze [-]	Schrumpfung- Grenze [-]	PWP [Vol.%]	nFK [Vol.%]	LK [Vol.%]	Kf [cmd ⁻¹]
Bei einer mittleren Trockenrohdichte ρ_{t3} von 1,4 – 1,6 gcm ⁻³								
SI4	15	14,5	0,1973	0,1138	12	18	12	42
Slu	16	12,5	0,2142	0,1263	12	21	10	28
Ls4	8	21	0,2269	0,1506	16	16	11	36
Lt2	9	30	0,2694	0,2069	22	14	7	13
Lt3	/	/	/	/	/	12	5	7
Lts	/	/	/	/	/	14	6	10
Lu	/	/	/	/	/	17	7	16
Ut3	34	14,5	0,2582	0,1432	12	25	6	12
Ut4	35	21	0,2752	0,1633	16	21	7	13
TI	23	55	0,3931	0,3264	28	13	4	6
Tu2	28	52	0,3993	0,3335	30	12	4	3

Legende

Wolfsbach-Einzugsgebiet

Oberboden-mächtigkeit [m]

Hoch: 1
Niedrig: 0



Legende

Wolfsbach-Einzugsgebiet

Gesamtboden-mächtigkeit [m]

Hoch: 1,8
Niedrig: 0

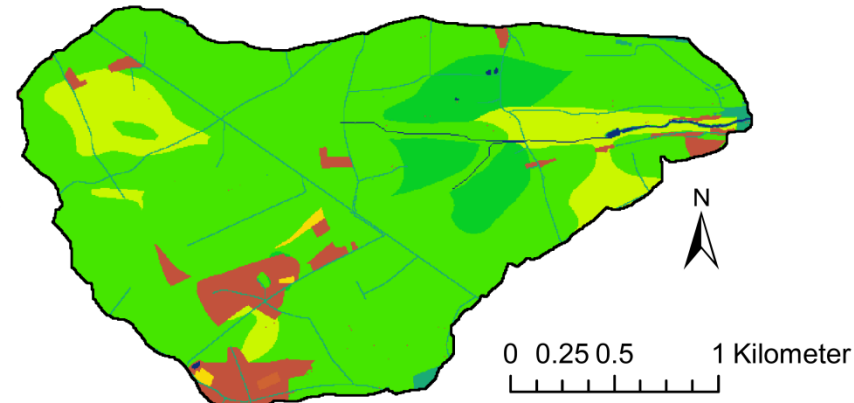


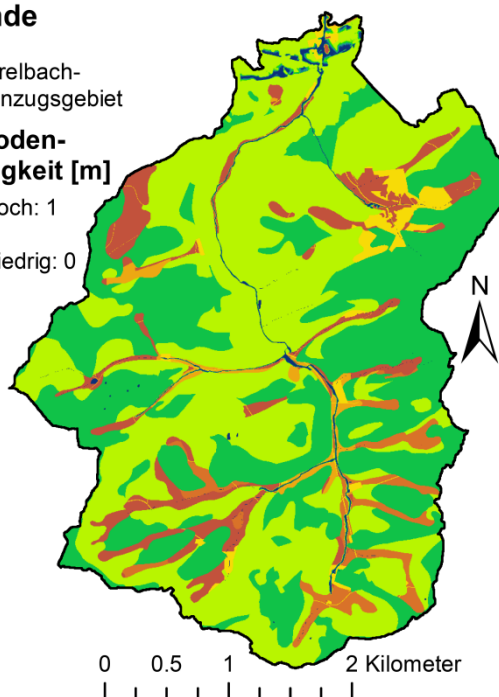
Abb. 32: Oberbodenmächtigkeit [m] (oben) und Gesamtbodenmächtigkeit [m] (unten) im Wolfsbach-Einzugsgebiet.

Legende

Tirelbach-Einzugsgebiet

Oberboden-mächtigkeit [m]

Hoch: 1
Niedrig: 0



Legende

Tirelbach-Einzugsgebiet

Gesamtboden-mächtigkeit [m]

Hoch: 1,8
Niedrig: 0

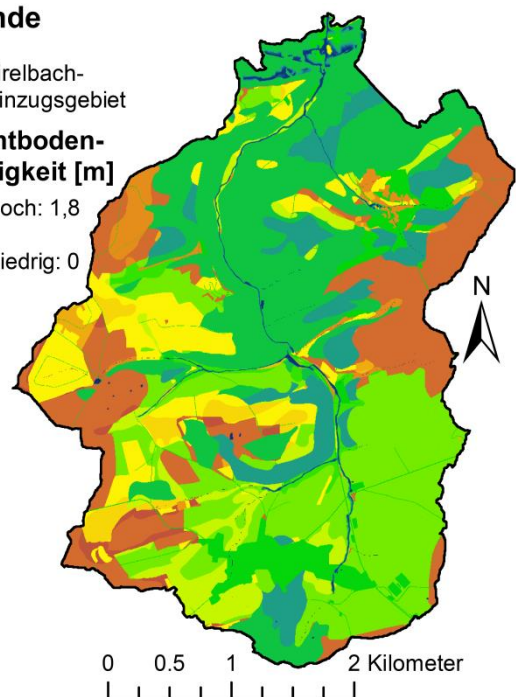


Abb. 33: Oberbodenmächtigkeit [m] (links) und Gesamtbodenmächtigkeit [m] (rechts) im Tirelbach-Einzugsgebiet.

Tab. 11: Bodenfeuchte [%nFK] je Landnutzungs-kategorie (Wald und nicht-Wald) für die acht modellierten Ereignisse im Wolfsbach-Einzugsgebiet.

Datum	Wald	Nicht-Wald	Datum	Wald	Nicht-Wald
Vorfeuchte [%nFK]			Vorfeuchte [%nFK]		
05.10.2013	28,33	16,21	01.09.2015	10,33	10,34
06.07.2014	23,68	9,12	04.06.2016	84,24	90,44
29.07.2014	31,75	22,27	22.07.2016	31,31	48,43
20.09.2014	25,59	39,20	18.08.2016	19,66	48,67

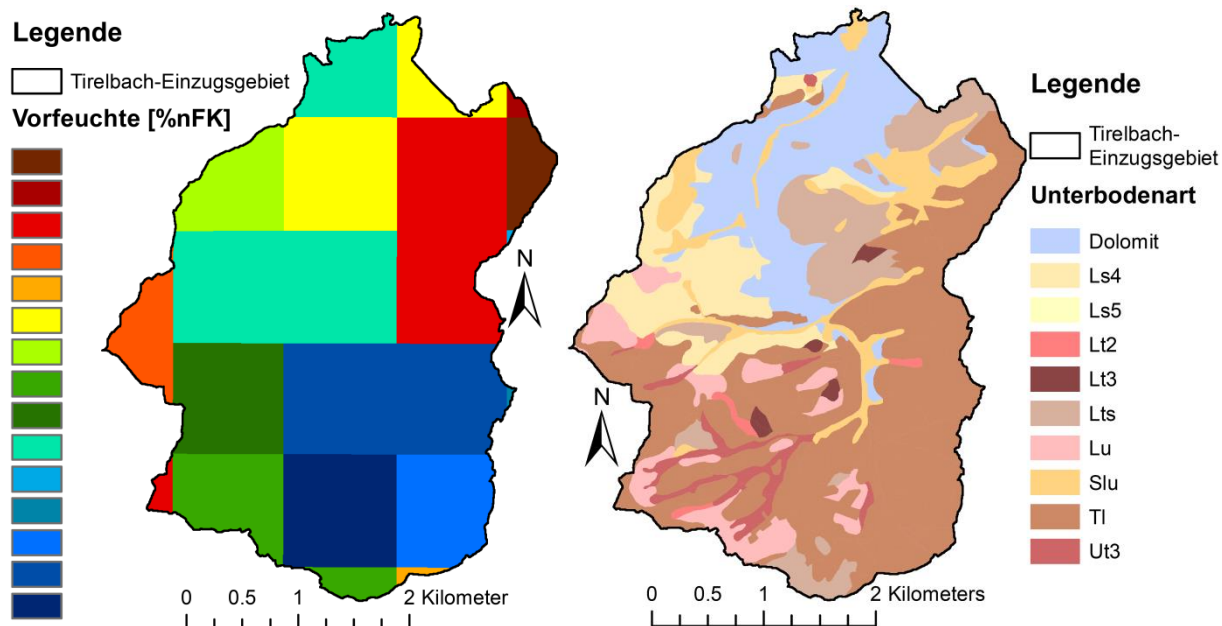


Abb. 34: Die mit LARSIM berechnete Bodenfeuchte [%nFK] des 21.07.2016 (links) und die Unterbodenarten (rechts) im Tirlbach-Einzugsgebiet.

Tab. 12: Vertikale und horizontale Makroporendichte (MPdichte) [MPm⁻²] und vertikale Makroporenlänge (MPlänge) [cm] sowie der K-Wert nach Strickler [m^{1/3}s⁻¹] je Versiegelungsgrad [%].

Versiegelungsgrad [%]	Vertikale MPdichte [MPcm ⁻²]	Vertikale MPlänge [cm]	Horizontale MPdichte [MPcm ⁻²]	K-Wert nach Strickler [m ^{1/3} s ⁻¹]
5	71	30	119	32
6	71	30	118	33
8	69	30	115	34
11	67	30	111	35
20	60	30	100	39
80	15	30	25	66
100	0	0	0	75

Legende

Wolfsbach-Einzugsgebiet

Unterbodenart

Ls4
Lt2
Slu
Tl
Ut3

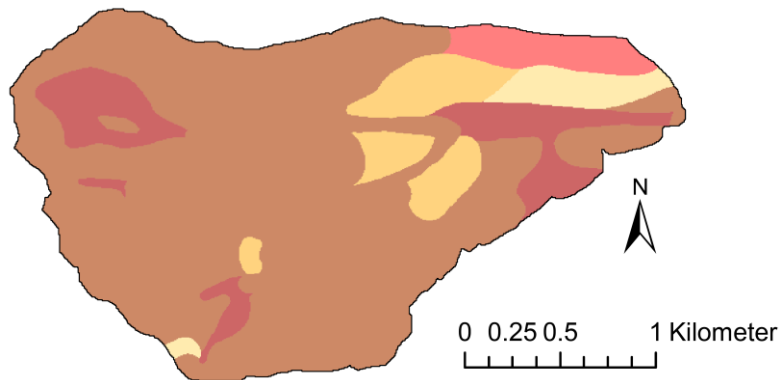


Abb. 35: Die Unterbodenarten im Wolfsbach-Einzugsgebiet.

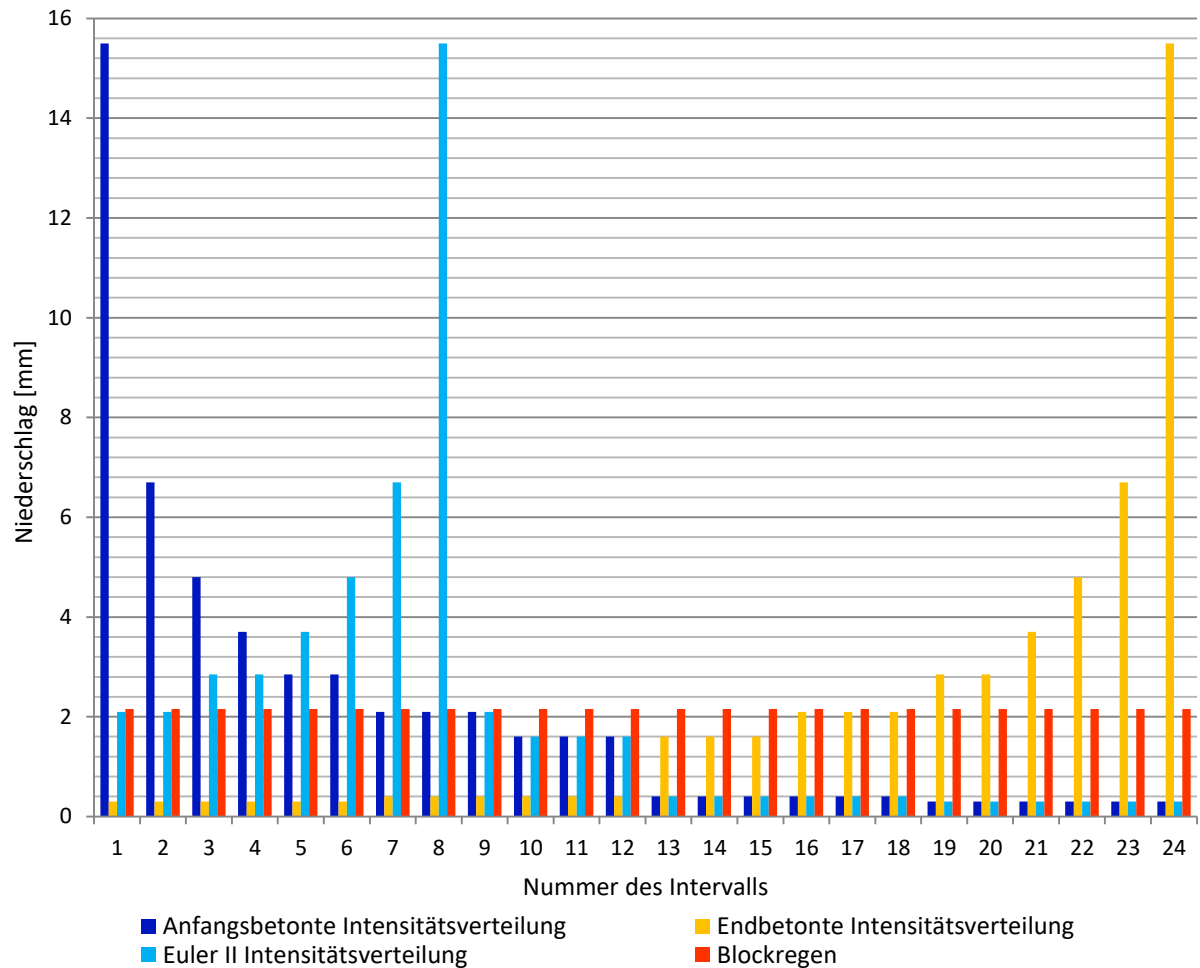


Abb. 36: Verwendete 100-jährige Starkniederschläge mit einer Niederschlagsdauer von zwei Stunden und unterschiedlichen Intensitätsverteilungen (anfangsbetont, endbetont, Euler II und Blockregen). Basierend auf diesen Werten können alle anderen benötigten, kürzeren Starkniederschläge abgeleitet werden. Verändert nach KOSTRA-DWD (2010).

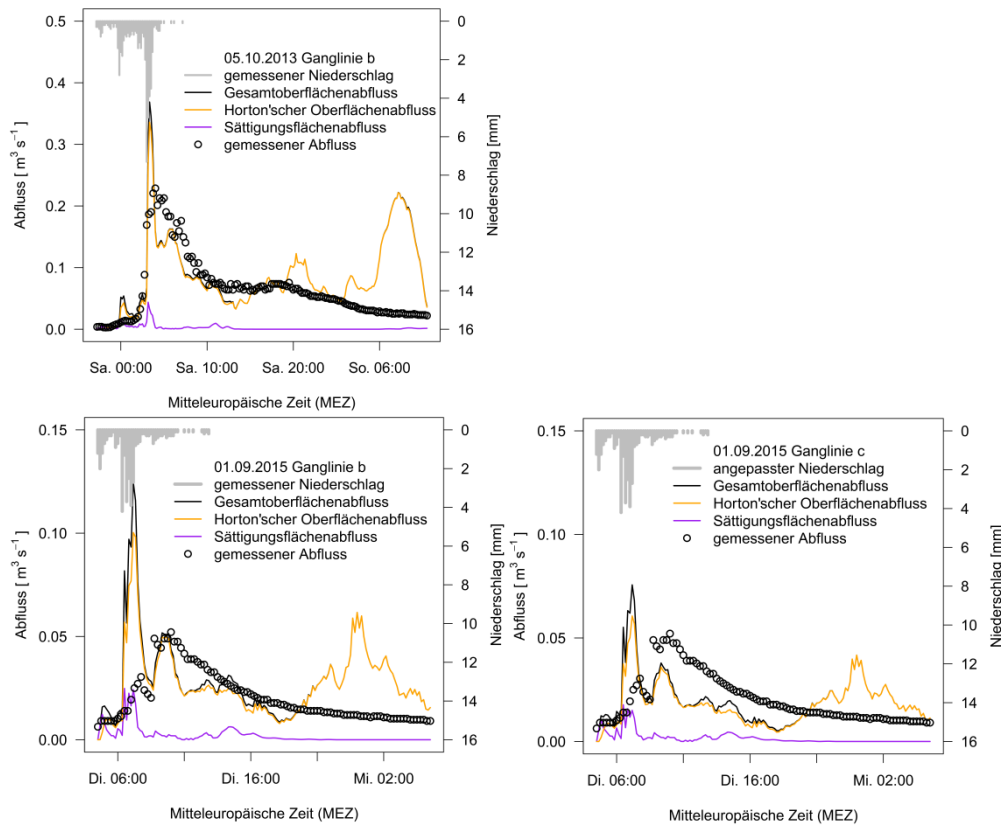


Abb. 37: Die mit dem Niederschlag-Abflussmodell RoGer simulierten Gesamtabflussganglinien b und c sowie deren Komponenten (Horton'scher Oberflächenabfluss und Sättigungsflächenabfluss) des 05.10.2013 und 01.09.2015 im Wolfsbach-Einzugsgebiet. Als Modellinput dienten die gemessenen und die anhand der QPE-Daten angepassten zehnminütigen Niederschlagssummen der Wetterstation Useldingen.

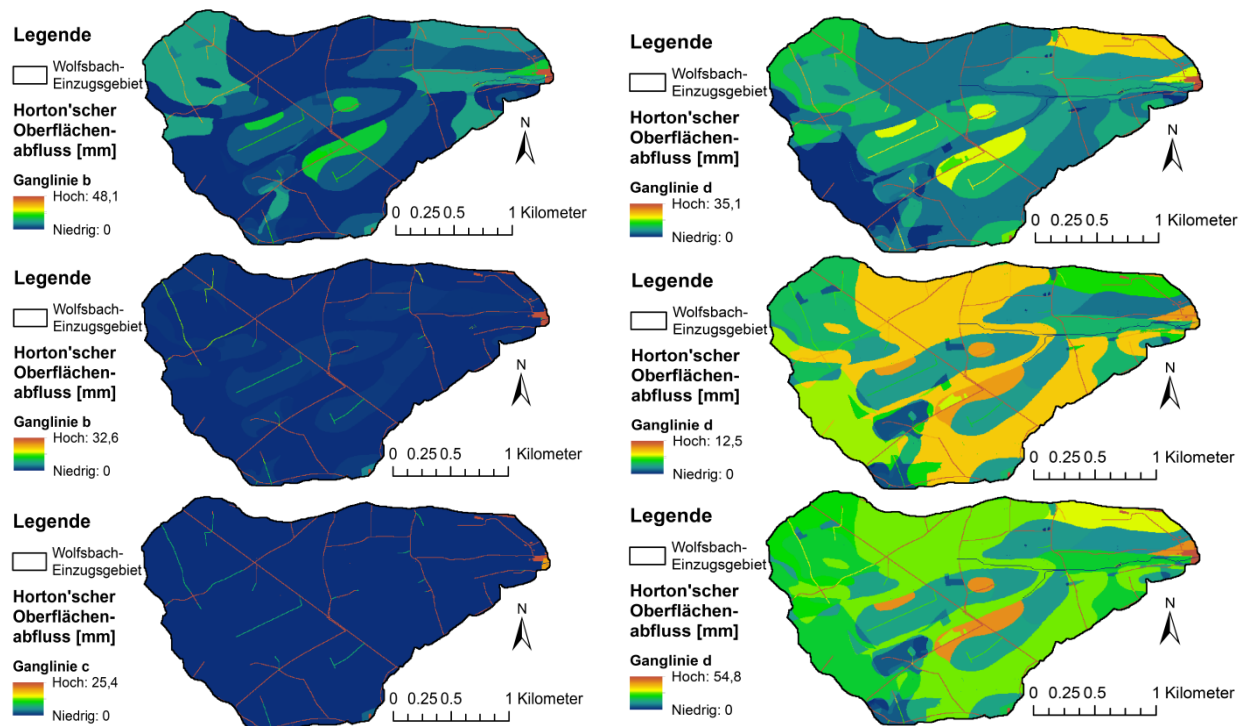


Abb. 38: Räumliche Variabilität des Horton'schen Oberflächenabflusses der Ganglinie b des 05.10.2013 (links oben), der Ganglinie b des 01.09.2015 (links Mitte), der Ganglinie c des 01.09.2015 (links unten), der Ganglinie d des 29.07.2014 (rechts oben), der Ganglinie d des 04.06.2016 (rechts Mitte), der Ganglinie d des 22.07.2016 (rechts unten).

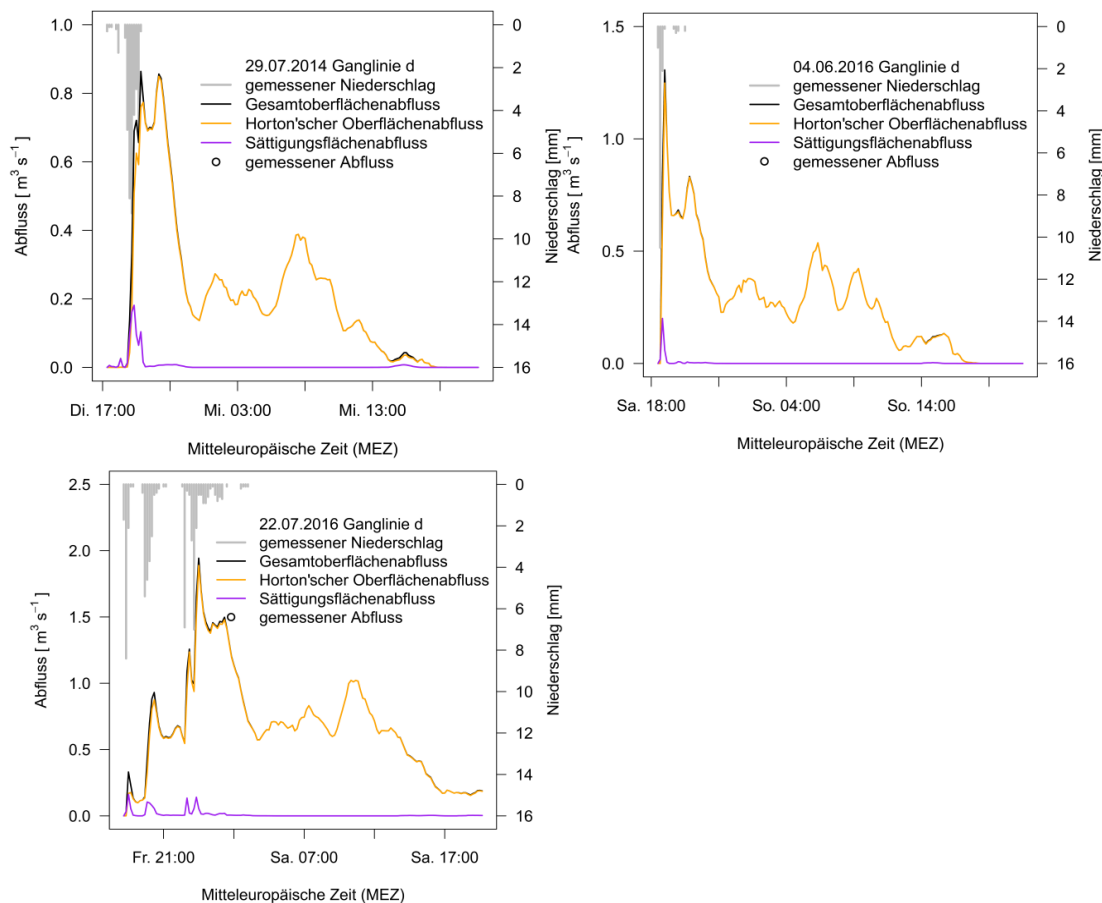


Abb. 38: Die mit dem Niederschlag-Abflussmodell RoGer simulierten Gesamtabflussganglinien d sowie deren Komponenten (Horton'scher Oberflächenabfluss und Sättigungsflächenabfluss) des 29.07.2014, 04.06.2016 und 22.07.2016 im Wolfsbach-Einzugsgebiet. Als Modellinput dienten die gemessenen zehnminütigen Niederschlagssummen der Wetterstation Useldingen.

Liste der verwendeten Abkürzungen

Name	Einheit	Symbol
Administration de la Gestion de l'Eau		AGE
Administration des Ponts et Chaussées		PCH
Aktuelle Trockenrisstiefe	[mm]	Z_c
Aktuelle Vorfeuchte	[%nFK]	%nFK
Administration des Services Techniques de l'Agriculture		ASTA
Administration du Cadastre et de la Topographie		ACT
Anteil des Volumens bei Ausrollgrenze an der nFK	[%]	A
Bodenart-ID	[-]	BA-ID

Catchments As Organised Systems		CAOS
Coordination of Information on the Environment		CORINE
Determinationskoeffizient	[-]	r^2
Deutsche Forschungsgemeinschaft		DFG
Distributed Runoff Generation Model		DROGen
Drainierbare Porenvolumen	[Vol.-%] [0,1mm]	LK
Deutscher Wetterdienst		DWD
European Environment Agency		EEA
Folgende		f.
Fließgeschwindigkeit	[ms ⁻¹]	v
Fonds National de la Recherche		FNR
Gegebenenfalls		Ggf.
Gemessene Abflüsse	[m ³ s ⁻¹]	O
Geoinformationssysteme		GIS
Gesellschaft mit beschränkter Haftung (fran.: Société à responsabilité limitée)		S.à r.l.
Goodness-of-Fit		gof
Horton'scher Oberflächenabfluss	[m ³ s ⁻¹]	HOA
Koordinierte Starkniederschlagregionalisierungs-Auswertung für die Bundesrepublik Deutschland		KOSTRA
Luxembourg Institute of Science and Technology		LIST
Makroporeninfiltration	[mm]	MP-Inf
Matrixinfiltration	[mm]	Matrix-Inf
Maximale Trockenrisstiefe	[mm]	$Z_{\max}$
Meter über Meer	[m]	m ü.M.
Minimaler Tongehalt	[%]	$C_{\min}$
Mittlere Trockenrohdichte	[gcm ⁻³]	ρ_{t3}
Niederschlag-Abflussmodell		NA-Modell
Nash-Sutcliffe Effizienz	[-]	NSE
Nutzbare Feldkapazität	[Vol.-%] [0,1mm]	nFK
Permanenter Welkepunkt	[Vol.-%]	PWP
Rauhigkeitsbeiwert nach Strickler	[m ^{1/3} s ⁻¹]	k_{st}
Runoff Generation Research Model		RoGeR

Sättigungsflächenabfluss	$[\text{m}^3\text{s}^{-1}]$	SFA
Spanne von Ausrollgrenze zu Schrumpfungsgrenze als Anteil der nFK	[%]	D
Simulierte Abflüsse	$[\text{m}^3\text{s}^{-1}]$	P
Tiefenperkolation	$[\text{m}^3\text{s}^{-1}]$	TP
Tirelbach		T.
Tongehalt	[%]	C
Trockenrissinfiltration	[mm]	TR-Inf
Unter anderem		u.a.
Übereinstimmungsindex	[-]	d
Wolfsbach		W.
Zwischenabfluss	$[\text{m}^3\text{s}^{-1}]$	ZA
Zum Beispiel		z.B.
Zunahme der Trockenrisstiefe [mm] je 1 % Tongehalt	$[\text{mm}\%^{-1}]$	F

Ehrenwörtliche Erklärung

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

Freiburg, der 8. Dezember 2017

Rachel Krier