

STURZFLUTEN IN KLEINEN EINZUGSGEBIETEN:
RELEVANTE PROZESSE, MUSTER UND STRATEGIEN
FÜR EINE VERBESSERTE MODELLIERUNG IN DER
BEMESSUNGSPRAXIS

FRANZISKA VILLINGER

**STURZFLUTEN IN KLEINEN EINZUGSGEBIETEN:
RELEVANTE PROZESSE, MUSTER UND STRATEGIEN
FÜR EINE VERBESSERTE MODELLIERUNG IN DER
BEMESSUNGSPRAXIS**

Zur Erlangung des akademischen Grades einer

DOKTORIN DER NATURWISSENSCHAFTEN
(Dr. rer. nat.)

von der KIT-Fakultät für
Bauingenieur-, Geo- und Umweltwissenschaften
des Karlsruher Instituts für Technologie (KIT)
genehmigte

DISSERTATION

von
M.Sc. Franziska Villinger
aus Leutkirch im Allgäu

Tag der mündlichen Prüfung:
25.04.2025

REFERENT: Prof. Dr. Erwin Zehe
KORREFERENT: Prof. Dr. Axel Bronstert

Karlsruhe 2025

Für die verschiedenen Teile dieser Arbeit gelten unterschiedliche Lizenzen:

Kapitel I und V sind lizenziert unter der Creative Commons Attribution-NonCommercial-ShareAlike 4.0 International License (CC BY-NC-SA 4.0): <https://creativecommons.org/licenses/by-nc-sa/4.0/>.

Kapitel II ist ein Abdruck von Villinger et al. (2017) mit Genehmigung der Deutschen Vereinigung für Wasserwirtschaft, Abwasser und Abfall e. V. (DWA) (© 2017).

Kapitel III und IV sind lizenziert unter der Creative Commons Attribution-ShareAlike 4.0 International License (CC BY-SA 4.0): <https://creativecommons.org/licenses/by-sa/4.0/>.

Für Thisa, Efraim und Jonte

INHALTSVERZEICHNIS

Abbildungsverzeichnis	x
Tabellenverzeichnis	xi
Zusammenfassung	xiii
Abstract	xvii
I Einleitung	
1.1 Persönliche Motivation	3
1.2 Theoretischer Hintergrund	4
1.2.1 Die Entstehung von Sturzfluten	4
1.2.2 Die komplementären Stärken von konzeptio- nellen (“top-down”) und physikalisch-basierten (“bottom-up”) Modellen	6
1.2.3 Die Rolle des Bodens und der Landnutzung bei der Entstehung von Sturzfluten	10
1.3 Die Lösslandschaft des Kraichgaus als Untersuchungsgebiet	14
1.4 Zielsetzung	15
II Einfluss der räumlichen Niederschlagsheterogenität auf Hoch- wasserscheitel: Untersuchung mit Niederschlagsradar	
2.1 Einleitung	20
2.2 Daten	21
2.2.1 Radardaten und Untersuchungsgebiet	21
2.2.2 KOSTRA-Niederschläge	22
2.3 Methoden	23
2.3.1 Auswahl relevanter Niederschlagsereignisse	23
2.3.2 Bestimmung der räumlichen Niederschlagshete- rogenität	24
2.3.3 Bestimmung von Hochwasserabflüssen	25
2.4 Ergebnisse	26
2.4.1 Räumliche Niederschlagsheterogenität	26
2.4.2 Auswirkung auf Hochwasserabflüsse	28
2.5 Fazit	29
III Physikalisch-basierte Simulation einer abgelaufenen Sturzflut mittels „repräsentativer Hänge“ in einem ländlichen Einzugs- gebiet	
3.1 Einleitung	34
3.2 Untersuchungsgebiet, Datenbasis und das Modell CAT- FLOW	36
3.2.1 Weiherbacheinzugsgebiet	36
3.2.1.1 Die Sturzfluten in den Jahren 1994 und 1995	37
3.2.2 Das physikalisch-basierte Modell CATFLOW	38

3.3	Modellaufbau und numerische Experimente	39
3.3.1	Modellaufbau und Kalibrierung des RHM Weiherbach	39
3.3.1.1	Repräsentative Hangfalllinie und Auflösung des numerischen Rasters	39
3.3.1.2	Parametrisierung von Landnutzungs- und Bodeneigenschaften	40
3.3.1.3	Modellkalibrierung und -evaluierung Referenz-Modell (REF)	42
3.3.2	Numerische Experimente	43
3.4	Ergebnisse	44
3.4.1	Simulation mit dem repräsentativen Hängemodell (RHM)	44
3.4.2	Ergebnisse der numerischen Experimente	46
3.5	Diskussion und Schlussfolgerungen	49
3.5.1	Das repräsentative Hängemodell – eine vereinfachte physikalisch-basierte Modellierung von Sturzfluten	49
3.5.2	Numerische Experimente und die Hydrologie-Hydraulik-Wechselwirkung	50
3.6	Schlussfolgerungen und Ausblick	51
IV	Das Zusammenspiel von Oberflächenrauheit und -abfluss und dessen Potenzial zur dezentralen Minderung von Sturzfluten durch Hecken	
4.1	Einleitung	58
4.2	Untersuchungsgebiet, Datenbasis und das Modell CATFLOW	62
4.2.1	Untersuchungsgebiet	62
4.2.1.1	Beregnungsversuche im Weiherbacheinzugsgebiet	63
4.2.2	Das Modell CATFLOW	63
4.3	Datenanalyse und Modellsetup	64
4.3.1	Datenanalyse der Beregnungsversuche	65
4.3.1.1	Uni- und multivariate Statistik	65
4.3.1.2	Unsicherheiten im Strickler-Beiwert bei instationären Fließbedingungen	67
4.3.2	Numerische Experimente auf der Plotskala	68
4.3.3	Hochwasserminderung durch Hecken auf der Einzugsgebietsskala	69
4.4	Ergebnisse	70
4.4.1	Die Sensitivität von instationärem Oberflächenabfluss auf die Höhe des Strickler-Beiwerts	70
4.4.2	Datenanalyse	71
4.4.3	Numerische Experimente auf der Plotskala	76
4.4.4	Hochwasserminderung durch Heckenstrukturen	78
4.5	Diskussion	80

4.5.1	Die Beziehung zwischen Rauheit und Oberflächenabfluss auf der Plotskala	80
4.5.2	Unsicherheiten im Strickler-Beiwert bei der gekoppelten Simulation von Hydrologie und Hydraulik	83
4.5.3	Minderungspotential von quer zur Fließrichtung gepflanzter Hecken bei Sturzfluten	84
4.5.4	Fazit	86
v	Diskussion und Schlussbetrachtung	
5.1	Zusammenfassung der wichtigsten Erkenntnisse	91
5.1.1	Teil II: Räumliche Niederschlagsheterogenität	91
5.1.2	Teil III: Simulation einer Sturzflut mit „repräsentativen Hängen“	92
5.1.3	Teil IV: Das Zusammenspiel von Oberflächenrauheit und -abfluss	93
5.2	Ausblick	94
5.2.1	Zeitkontinuierliche Bemessungsniederschläge?	94
5.2.2	Wie können wir den „Datenhunger“ von physikalisch-basierten Modellen stillen?	96
5.3	Diskussion: Unterschiedliche Entwicklungsgeschwindigkeiten	99
5.3.1	Anforderungen in der Praxis	99
5.3.2	Der Transfer von Forschungsmodellen in die Praxis	102
vi	Appendix A	
A.1	Appendix von Teil IV	107
	Literatur	111
	Danksagung	126
	Eigene Publikationen	127
	Erklärung	128

ABBILDUNGSVERZEICHNIS

Abbildung 1.1	Grafische Darstellung der Kapitel	16
Abbildung 2.1	Das Untersuchungsgebiet mit Lage des KIT-Niederschlagsradars	22
Abbildung 2.2	Schema zur Bestimmung der räumlichen Niederschlagsheterogenität	25
Abbildung 2.3	<i>HF</i> -Faktor der Dauerstufe 2 h	27
Abbildung 2.4	<i>HF</i> -Faktor der Dauerstufen 30 min bis 24 h	28
Abbildung 2.5	Abflussganglinien für das Testeinzugsgebiet	29
Abbildung 3.1	Übersichtskarte des Weiherbachs	37
Abbildung 3.2	Repräsentative Hangfalllinie	40
Abbildung 3.3	Bodenhorizonte entlang der Hangfalllinie	41
Abbildung 3.4	Ergebnisse der Kalibrierungsläufe	45
Abbildung 3.5	Gesamtabflusskurve der besten Simulation	46
Abbildung 3.6	Ergebnisse der numerischen Experimente	47
Abbildung 3.7	Zusammenhang zwischen Abflussbeiwert und k_{st} -Wert	48
Abbildung 4.1	Sensitivität des Strickler-Beiwerts instationärer Fließbedingungen	72
Abbildung 4.2	Zusammenhang zwischen Abflussbeiwert und Strickler-Beiwert k_{st}	73
Abbildung 4.3	Ergebnisse der Monte Carlo Simulation	74
Abbildung 4.4	Zusammenhang zwischen Abflussbeiwert und Kettenverkürzung k_v	75
Abbildung 4.5	Erklärende Varianz der Prädiktoren	75
Abbildung 4.6	Oberflächenabfluss für k_{st} -Werte zwischen 1 und 30	76
Abbildung 4.7	Relative und absolute Volumenänderung der numerischen Experimente	77
Abbildung 4.8	Fließtiefe, -geschwindigkeit und Infiltration des Versuchs „fk2_2“	78
Abbildung 4.9	Relative Abflussminderung durch zwei fiktive Heckenstreifen	79
Abbildung 4.10	Abflusskurven mit zwei fiktiven Heckenstreifen	80
Abbildung 5.1	Abflussganglinien für unterschiedliche Niederschlagsverteilungen	95
Abbildung A.1	Skizze zur Diskretisierung des Hangs	108
Abbildung A.2	Boxplots der Vorfeuchte	109

TABELLENVERZEICHNIS

Tabelle 2.1	Starkniederschlagshöhen	22
Tabelle 2.2	Anzahl relevanter Niederschlagsereignisse	24
Tabelle 3.1	Van-Genuchten-Mualem Parameter	42
Tabelle 3.2	Relative Skalierungsfaktoren	42
Tabelle 3.3	Charakteristika des Regenereignisses am 27. Juni 1994	44
Tabelle 3.4	NSE für das RHM und das vollverteilte Modell von Zehe et al. (2001)	46
Tabelle 4.1	Koeffizienten des verallgemeinerten Fließgesetzes	59
Tabelle 4.2	Analysierte Teilmengen des Gesamtdatensatzes	66
Tabelle 4.3	Übersicht der verwendeten Prädiktoren	67
Tabelle 4.4	Bodenhydraulische Parameter zur Nachrechnung der Beregnungsversuche	69
Tabelle 4.5	Parametrisierung der Landnutzungsklasse „Hecke“	71
Tabelle A.1	Bestimmtheitsmaße für die Korrelation von Ab- flussbeiwert und Oberflächenrauheit	109

ZUSAMMENFASSUNG

Sturzfluten, ausgelöst durch Starkregen, zählen zu den gefährlichsten Naturgefahren. Sie führen immer wieder zu Todesopfern und verursachen regelmäßig Schäden in Millionenhöhe. Als Folge des Klimawandels wird eine Zunahme sowohl der Häufigkeit als auch der Intensität von Starkregen, und damit auch von Sturzfluten, prognostiziert. Häufig betroffen sind kleine, unbemessene Kopfeinzugsgebiete mit einer Fläche von wenigen Quadratkilometern ($< 10 \text{ km}^2$). Konvektive Starkregen und Sturzfluten treten in Deutschland gehäuft im Sommerhalbjahr auf. Die Abflussbildung findet daher oft auf ungesättigten, trockenen Böden in Form von intensitätskontrolliertem Oberflächenabfluss statt. Als Schwellenwertprozess hängt seine Entstehung von der aktuellen Infiltrationskapazität des Bodens und der Niederschlagsintensität ab. Die Infiltrationsrate eines Bodens wird von zahlreichen Faktoren beeinflusst, darunter seine Beschaffenheit, Feuchte und Struktur. In Verbindung mit der hohen zeitlichen und räumlichen Variabilität konvektiver Starkregen werden dadurch hohe Anforderungen an Daten und Modelle gestellt.

Die adäquate Berücksichtigung von Sturzfluten in Bemessungsfragen kleiner Einzugsgebiete ist mit den derzeit eingesetzten Konzepten, Modellen und Eingangsdaten nur eingeschränkt möglich. Hier setzt diese Arbeit an: Ziel ist es, die relevanten Prozesse bei der Entstehung von Sturzfluten sowie die raum-zeitlichen Muster in Bezug auf Niederschlag, Landnutzung und Infiltrationskapazität zu analysieren und daraus Strategien für eine verbesserte Modellierung in der Bemessungspraxis abzuleiten. Dabei widmen sich die einzelnen Kapitel dieser Arbeit unterschiedlichen Aspekten innerhalb der bestehenden ingenieurhydrologischen Bemessungspraxis.

In Kapitel 2 befasse ich mich mit der räumlichen Heterogenität von sommerlichen Niederschlagsfeldern und deren Auswirkung auf Hochwasserscheitel. Dazu werte ich hochaufgelöste Radarniederschlagsdaten im Zeitraum 2001-2011 hinsichtlich ihrer Heterogenität für unterschiedliche Dauerstufen und Gebietsgrößen aus. Als Maß für die Niederschlags-heterogenität wird ein sogenannter Heterogenitätsfaktor (*HF*-Faktor) eingeführt, der sich aus dem Verhältnis des Niederschlags in der stärker überregneten Gebietshälfte (50% der Fläche) zum Niederschlag im Gesamtgebiet berechnet. Für kleine Gebiete mit wenigen km^2 liegt der *HF*-Faktor nahe 0,5, d.h. das Einzugsgebiet ist homogen überregnet. Je größer das Einzugsgebiet und je kürzer die Dauerstufe, desto größer der Heterogenitätsfaktor, d.h. immer mehr Regen fällt in der stärker überregneten Gebietshälfte.

Um die Auswirkung des Heterogenitätsfaktors auf Hochwasserscheitel zu untersuchen, wird ein 46 km² großes, fiktives, für den Naturraum des Kraichgau repräsentatives Testgebiet modelliert, das einen flächenmäßig gleich großen Ober- und Unterlauf aufweist. Dabei kam das Niederschlag-Abfluss-Modell (N-A-Modell) vom Typ „Flussgebietsmodell“ (FGM) zum Einsatz. Bei der Nullvariante wird eine homogene Gebietsüberregnung simuliert. Mit einem *HF*-Faktor von 0,59 für die bemessungsrelevante Dauerstufe von 2 h, verringert sich der Scheitelabfluss im Vergleich zur Nullvariante, wenn der Niederschlagsschwerpunkt im Unterlauf liegt. Ein erhöhter Hochwasserscheitel (im Vergleich zur Nullvariante) wird mit einem Niederschlagsschwerpunkt im Oberlauf erzielt. Die Ergebnisse zeigen, dass bereits auf der unteren Mesoskala (5 bis 50 km²) eine Heterogenität von Niederschlagsfeldern existiert und diese Auswirkungen auf die Höhe von Hochwasserscheiteln hat. Aufgrund der Konzeptionalisierung des N-A-Modells kann zwar die Auswirkung der räumlichen Niederschlagsheterogenität auf Hochwasserscheitel, nicht jedoch eine potenzielle Volumenänderung, modelliert werden.

Die Tatsache, dass intensitätskontrollierter Abfluss nur unzureichend durch N-A-Modelle abgebildet wird, und der Einfluss der zeitlichen Niederschlagsverteilung auf Hochwasserganglinien, motivierten mich zu der Studie in Kapitel 3. Die Studie besteht aus a) dem Aufbau eines sogenannten „Repräsentativen Hänge Modells“ (RHM) zur Simulation einer beobachteten Sturzflut in einem ländlichen Einzugsgebiet und b) aus numerischen Experimenten, die den Einfluss von verschiedenen Systemparametern, Anfangs- und Randbedingungen auf den Scheitelwert und das Volumen der abgelaufenen Sturzflut untersuchen. Zunächst wurde ein Modell für ein kleines, landwirtschaftlich genutztes Einzugsgebiet auf Grundlage des physikalisch-basierten Modells „CATFLOW“ und acht sogenannter „repräsentativer Hänge“ aufgebaut. Die Hänge haben eine identische Hangfalllinie, entlang derer die Verteilung der mittleren geopotenziellen Energie im Einzugsgebiet abgebildet wird, unterscheiden sich aber in der saisonalen Verteilung ihrer Landnutzungsparameter. Das RHM kann sowohl eine beobachtete Sturzflut, als auch die beobachtete Abflussganglinie mehrerer Jahre mit hoher Modellgüte bei deutlich reduzierten Rechenzeiten (Faktor 20) im Vergleich zu der vollverteilten Variante simulieren. Repräsentative Hänge sind somit ein vielversprechender Ansatz, um physikalisch-basierte Modelle für die praktische Anwendung in der Ingenieurhydrologie zugänglicher zu machen.

Die Modellierungsergebnisse zeigen, in Einklang mit anderen Studien, die hohe Sensitivität der Oberflächenabflussbildung gegenüber der aktuellen Infiltrationskapazität und der Niederschlagsintensität und unterstreichen nochmals den instationären Charakter des Hortonschen

Oberflächenabflusses. Beispielsweise konnte nur durch den Einbau eines verschlammten Hangfußes mit reduzierter Infiltration die Sturzflut mit hoher Modellgüte nachgerechnet werden. Unterschiedliche beobachtete Niederschlagszeitreihen mit vergleichbarer Niederschlagshöhe, aber unterschiedlichen zeitlichen Intensitätsverläufen, führen zu deutlichen Unterschieden im Hochwasserscheitel sowie im Abflussvolumen. Bemerkenswert ist die Abhängigkeit des Oberflächenabflussvolumens von der Landnutzungsklasse der numerischen Experimente, deren Unterschiede auf Ereignisebene im Wesentlichen in den Strickler-Beiwerten liegen, selbst bei identischer Vorfeuchte.

Motiviert durch die Ergebnisse der numerischen Experimente aus Kapitel 3 untersuche ich in Kapitel 4 einen möglichen Zusammenhang zwischen der Oberflächenrauheit und dem Oberflächenabfluss auf verschiedenen Skalen näher. Beginnend auf der Plotskala werte ich Daten aus Berechnungsversuchen sowohl statistisch, als auch durch numerische Experimente innerhalb angepasster Modelle aus. Dabei untersuche ich den Einfluss der Oberflächenrauheit in Form von a) der hydraulischen Rauheit (Strickler-Beiwert) und b) der geometrischen Rauheit (Kettenverkürzung einer feingliedrigen Kette) auf den Oberflächenabflussbeiwert.

Die Ergebnisse der statistischen Analyse zeigen, dass die Höhe der Varianz im Abflussbeiwert, die durch die Oberflächenrauheit erklärt werden kann, abhängig von den betrachteten Teilmengen der Berechnungsversuche ist (z. B. Bewuchs, Analysejahr). Zum Beispiel kann ein nennenswerter Anteil der Varianz im Abflussbeiwert durch die Kettenverkürzung erklärt werden, aber nur bei Versuchen, die im Jahr 1994 durchgeführt wurden. Der stärkste lineare Zusammenhang zwischen Strickler-Beiwert und Abflussbeiwert zeigt sich bei Versuchen mit Bewuchs ($R^2 = 0,78$). Dieser Zusammenhang bleibt auch bestehen, wenn die Unsicherheiten im Strickler-Beiwert, die sich aus instationären Berechnungsexperimenten ergeben, berücksichtigt werden. Zusammenfassend zeigt die statistische Analyse, dass kein uneingeschränkter Zusammenhang zwischen Oberflächenrauheit und Abflussbeiwert besteht. Vielmehr besteht die Annahme, dass der Bewuchs und die Aggregatstabilität der Böden einen Einfluss auf die Höhe des Zusammenhangs zwischen Rauheit und Abfluss haben. Die numerischen Experimente hingegen zeigen einen klaren Zusammenhang zwischen Abflussbildung und der Höhe des Strickler-Beiwerts. So reduziert sich das kumulierte Oberflächenabflussvolumen auf einer Fließstrecke von nur 12 m um knapp 10%, wenn der Strickler-Beiwert von $29 \text{ m}^{\frac{1}{3}} \text{ s}^{-1}$ (invers bestimmt und im Modell verwendet) auf $1 \text{ m}^{\frac{1}{3}} \text{ s}^{-1}$ verringert wird.

Im zweiten Teil der Studie wird eine praktische Anwendung der

Kopplung von Abflussbildung (Hydrologie) und Rauheit (Hydraulik) auf Einzugsgebietsebene untersucht. Dazu kommt das in Kapitel 3 vorgestellte RHM zum Einsatz. In einem virtuellen Experiment werden 50 Modellsetups erstellt, bei denen jeweils zwei Heckenstreifen (quer zur Fließrichtung) zufällig entlang der repräsentativen Hangfalllinie positioniert werden, um ihre Abflussminderung zu analysieren. Die Parametrisierung der Hecke erfolgt auf Grundlage von Literaturdaten. Die Ergebnisse zeigen zwei Aspekte: Erstens, dass der Oberflächenabfluss sowie der Gesamtabfluss aus natürlichen Flächen durch Hecken bei konvektiven Starkregen signifikant gemindert werden können; zweitens, dass das RHM als Werkzeug für den Wirkungsnachweis von Heckenstrukturen geeignet ist. Dadurch können natürliche, dezentrale Hochwasserschutzmaßnahmen wie Hecken oder begrünte Abflussmulden als Ergänzung zu technischen Maßnahmen bei Hochwasserschutzkonzeptionen in Betracht gezogen werden.

ABSTRACT

Flash floods, triggered by heavy rainfall, are among the most dangerous natural hazards, often resulting in fatalities and causing millions of euros in damages regularly. Areas frequently affected include small, ungauged headwater catchments, with areas spanning a few square kilometers ($< 10 \text{ km}^2$). As a consequence of climate change, an increase in both the frequency and intensity of heavy rainfall—and thus flash floods—is predicted. Convective heavy rain and flash floods occur more frequently in Germany in the summer months. Runoff therefore often occurs on unsaturated, dry soils in the form of intensity-controlled surface runoff. As a threshold-driven process, its occurrence depends on the current infiltration capacity and rainfall intensity. As a threshold process, its development depends on the current infiltration capacity of the soil and the intensity of precipitation. The infiltration rate of a soil is influenced by numerous factors, including its composition, moisture and structure. In combination with the high temporal and spatial variability of convective heavy rainfall, this poses high demands on data and models.

Adequate consideration of flash floods in design practices, particularly for small catchments, is only partially feasible with existing concepts, models, and input data. This study therefore aims to analyze the relevant processes in the formation of flash floods as well as the spatial and temporal patterns concerning precipitation, land use, and infiltration capacity, and to derive strategies for improved modeling in practical design applications. The individual chapters of this work address various aspects within the existing engineering hydrological design practice.

In Chapter 2, I focus on the spatial heterogeneity of summer precipitation fields and their impact on flood peaks. For this purpose, I analyze high-resolution radar precipitation data from 2001–2011 regarding their heterogeneity across different duration levels and catchment sizes. A heterogeneity factor (HF factor) is introduced as a measure of rainfall heterogeneity. This factor is calculated as the ratio of precipitation in the half of the catchment area (50% of the total area) experiencing heavier rainfall to the precipitation over the entire catchment area. For small areas of a few square kilometers, the HF factor is close to 0.5, indicating that the rainfall is distributed homogeneously across the catchment. The larger the catchment and the shorter the duration level, the higher the heterogeneity factor, meaning an increasing proportion of rainfall occurs in the more heavily rain-affected half of the catchment.

To investigate the impact of the heterogeneity factor on flood peaks, a 46 km² fictitious test catchment, representative of the Kraichgau region, was modeled. This catchment features an upstream and downstream area of equal size. The rainfall-runoff model (R-R model) used was of the type "Flussgebietsmodell" (FGM). In the baseline scenario, homogeneous rainfall distribution across the area is simulated. With an *HF* factor of 0.59 for the design-relevant duration of 2 hours, the peak discharge decreases compared to the baseline scenario if the rainfall focus is in the downstream catchment half. An increased flood peak (compared to the baseline) is observed when the rainfall focus is in the upstream catchment half. The results demonstrate that even at the lower mesoscale (5–50 km²), heterogeneity in precipitation fields exists and affects flood peak magnitudes. Due to the conceptual design of the R-R model, the impact of spatial precipitation heterogeneity on flood peaks could be modeled, but potential changes in volume could not be simulated.

The deficiency of R-R models to simulate Hortonian overland flow, and the sensitivity of flood hydrographs to the temporal variability in precipitation motivated me to conduct the study presented in Chapter 3. The study consists of a) the development of a Representative Hillslope Model (RHM) for simulating an observed flash flood in a rural catchment, and b) numerical experiments examining the influence of various system parameters, initial, and boundary conditions on the peak value and volume of the flash flood. Initially, a model was developed for a small, agriculturally used catchment based on the physically-based model CATFLOW and eight representative hillslopes. These hillslopes share an identical slope profile, along which the distribution of the mean geopotential energy in the catchment is represented, but differ in the seasonal distributions of their land use parameters. The RHM can simulate both an observed flash flood and the observed runoff hydrograph for multiple years with high model accuracy, while significantly reducing computation times (by a factor of 20) compared to the fully distributed variant. Representative hillslopes thus are a promising approach to make physically-based models more accessible for practical applications in engineering hydrology.

In line with other studies, the modeling results show the high sensitivity of surface runoff formation to the current infiltration capacity and rainfall intensity, further emphasizing the transient nature of Hortonian surface runoff. For example, the flash flood could only be accurately reproduced by incorporating a sealed hillslope foot with reduced infiltration. Different observed precipitation time series with comparable total rainfall amounts but differing temporal intensity distributions resulted in significant variations in the runoff peak and runoff volume.

Remarkable is the dependence of the surface runoff volume on the land use class in the numerical experiments, with the differences at the event level mainly attributed to the Strickler coefficients, even with identical initial moisture conditions.

Motivated by the results of the numerical experiments in Chapter 3, I explore in Chapter 4 a potential relationship between surface roughness and surface runoff at various scales. Starting at the plot scale, I analyze data from sprinkling experiments both statistically and through numerical experiments within adapted models. Thereby I investigate the influence of surface roughness in the form of a) hydraulic roughness (Strickler coefficient) and b) geometric roughness (chain shortening of a fine-grained chain) on the surface runoff coefficient.

The results of the statistical analysis show that the amount of variance in the runoff coefficient explained by surface roughness depends on the subsets of the sprinkling experiments considered (e.g., vegetation, analysis year). For example, a significant portion of the variance in the runoff coefficient can be explained by chain shortening, but only for experiments conducted in 1994. The strongest linear relationship between the Strickler coefficient and runoff coefficient is observed in experiments with vegetation ($R^2 = 0.78$). This relationship remains valid even after accounting for uncertainties in the Strickler coefficient arising from transient sprinkling experiments. In summary, the statistical analysis indicates that there is no unrestricted relationship between surface roughness and runoff coefficient. Rather, it is assumed that vegetation and aggregate stability influence the strength of the relationship between roughness and runoff. On the other hand, the numerical experiments reveal a clear relationship between runoff formation and the magnitude of the Strickler coefficient. For example, the cumulative surface runoff volume along a flow path of just 12 meters decreases by nearly 10% when the Strickler coefficient is reduced from $29 \text{ m}^{\frac{1}{3}} \text{ s}^{-1}$ (inversely determined and used in the model) to $1 \text{ m}^{\frac{1}{3}} \text{ s}^{-1}$.

In the second part of the study, a practical application of coupling runoff formation (hydrology) and roughness (hydraulics) at the catchment scale is examined. For this, the RHM introduced in Chapter 3 is employed. Within a virtual experiment, 50 model setups are created, each with two hedgerow strips (perpendicular to the flow direction) randomly implemented along the representative hillslope, to investigate their runoff reduction effects. The parametrization of the hedgerow is based on literature data. This led to two main results: on one hand, that surface runoff and total runoff from natural areas can be reduced by hedgerows during convective heavy rainfall; on the other hand, that the RHM can be used as a tool to demonstrate the effectiveness of hedgerow structures. This allows natural, decentralized flood protection

measures such as hedgerows or grassed water ways to be considered as complementary options to technical measures in flood protection planning.

Teil I

EINLEITUNG

EINLEITUNG

1.1 PERSÖNLICHE MOTIVATION

Im Mai und Juni 2016 ereignete sich in Süddeutschland eine außergewöhnliche Serie von konvektiven, kleinräumigen Starkregenereignissen (Piper et al. 2016), die in zahlreichen Kommunen zu gravierenden Sturzfluten führten, mit Todesopfern sowie erheblichen Schäden an Gebäuden und der Infrastruktur. Die beiden verheerendsten Ereignisse, die auch das meiste Medieninteresse auf sich zogen, ereigneten sich in Braunsbach (Bronstert et al. 2017; Bronstert et al. 2018) und Simbach am Inn (Brandhuber et al. 2017). Doch auch zahlreiche weitere Kommunen wurden stark getroffen, darunter Königsbach-Stein im Landkreis Karlsruhe am Rande des Kraichgaus. Zu dieser Zeit war ich in einem Ingenieurbüro tätig und wurde mit einem Kollegen Vor-Ort zu einer Bestandsaufnahme geschickt, um möglichst genau die Entstehung der Sturzflut zu dokumentieren.

*Außergewöhnliche
konvektive
Starkregenserie
2016.*

Das Ausmaß der Zerstörung war groß. Der gesamte Ortskern wurde überflutet. Auch höher gelegene Häuser an den steileren Hängen waren durch die Sturzflut betroffen. Mehrere Dezimeter Schlamm schoben die betroffenen Haushalte teils mit Schneeschiebern aus ihren Hofeinfahrten und Erdgeschosswohnungen. Bei unserer Ortsbegehung konnten wir klar die Herkunft der Sedimentfrachten feststellen: Die noch wenig bewachsenen Äcker zeigten eine Vielzahl an Erosionsrillen und verschlammte Bereiche. Die Überflutung wurde durch eine kleine, nur wenige Quadratkilometer große konvektive Zelle ausgelöst, wie eine spätere Auswertung von Radardaten zeigte.

*Vor-Ort Begehung
nach Sturzflut in
Königsbach-Stein
2016.*

Bis zu diesem Zeitpunkt hatte ich mich nicht mit intensitätskontrollierten Abflussbildungsprozessen beschäftigt. In den folgenden Monaten wurde mir zunehmend bewusst, dass der Stand der Technik zur Ableitung von Bemessungsganglinien bei intensitätskontrollierten Abflussbildung in kleinen Einzugsgebieten erhebliche methodische Schwächen aufweist. Im Zuge der globalen Erderwärmung ist eine Intensivierung und Häufigkeitszunahme von kleinräumigem Starkregen wahrscheinlich (Vergara-Temprado et al. 2021; IPCC, 2023; Bürger et al. 2021). Vor diesem Hintergrund erscheint es zwingend notwendig, dass der in der Praxis verwendete Stand der Technik auch die Prozesse und Muster abbildet, die auf der notwendigen räumlichen und zeitlichen Skala für die Entstehung von Sturzfluten ursächlich sind.

*Schwächen in der
Ableitung von
Bemessungsgangli-
nien bei
konvektiven
Starkregen.*

1.2 THEORETISCHER HINTERGRUND

1.2.1 *Die Entstehung von Sturzfluten**Starkregen als Auslöser von Sturzfluten*

Für den Begriff „Starkregen“ existieren unterschiedliche Definitionen, die teilweise eher vage formuliert sind, insbesondere hinsichtlich der Entstehung, Dauer und Auftretenswahrscheinlichkeit von Starkregen. Daher ist es schwierig, eine universelle Definition für Starkregen zu finden (Hänsel et al. 2023). Diese Arbeit orientiert sich an der Definition des Deutschen Wetterdienstes (DWD). Dieser spricht von Starkregen „bei großen Niederschlagsmengen je Zeiteinheit. Er fällt meist aus konvektiver Bewölkung (z.B. Cumulonimbuswolken). Starkregen kann überall auftreten und zu schnell ansteigenden Wasserständen und (bzw. oder) zu Überschwemmungen führen.“ (DWD, 2024). Für die statistische Analyse von Starkniederschlägen wird eine ergänzende Definition des DWD herangezogen. Demnach wird von einem Starkregen gesprochen, „wenn die Niederschlagshöhe einer bestimmten Zeiteinheit im statistischen Mittel am betrachteten Ort nur einmal im Jahr oder seltener auftritt“ (DWD, 2024).

*Definition von
Starkregen des
DWD.*

Der Begriff Starkregen wird häufig nur für kurze, heftige Niederschläge bis zu 6 Stunden Dauer verwendet (Hänsel et al. 2023). Vor allem sehr kurze Ereignisse treten typischerweise auf einer räumlichen Skala von wenigen Quadratkilometern auf (Lengfeld et al. 2020) und werden daher selten vom amtlichen Bodenmessnetz erfasst. Nach Lengfeld et al. (2020) zeigen Radardatenanalysen, dass nur 17,3% der stündlichen Starkregenereignisse zwischen 2001 und 2008 in Deutschland von Bodenmessstationen erfasst wurden. Darüber hinaus ist die zeitliche Variabilität der Niederschlagsintensitäten mit Bodenmessstationen nur eingeschränkt messbar, da die meisten Stationen lediglich aggregierte 24-Stunden-Niederschlagssummen messen. Dies verdeutlicht die Bedeutung von Radardaten zur Erfassung von Starkregenereignissen. Die Unsicherheiten in der Niederschlagshöhe bei ihrer Ableitung aus Radardaten mit der sogenannten „Quantitativen Niederschlagsschätzung“ sind in der Fachwelt mittlerweile hinreichend bekannt (Lengfeld et al. 2020).

*Radardaten zur
Erfassung der
raum-zeitlichen
Skala von
Starkregen.*

Als indirektes Messprinzip resultieren die Unsicherheiten u.a. aus der Umrechnung der Reflektivität (Z) in die Niederschlagsrate (R), der Kalibrierung der Sensoren, Strahlabschwächungen in Abhängigkeit der Frequenz, Bodenverdeckung und Strahlblockierungen (Lengfeld et al. 2020). Eine umfassende Übersicht zu den Unsicherheiten bei der Niederschlagsschätzung aus Radardaten findet sich in Berne und Krajewski (2013). Durch technische und methodische Verbesserungen wurde in den letzten Jahren die Niederschlagsschätzung kontinuierlich

*Verbesserungen in
der „Quantitativen
Niederschlagsschät-
zung“ der letzten
Jahre.*

verbessert (Lengfeld et al. 2020; Kreklow et al. 2020). Dies und die Tatsache, dass Starkregen häufig kleine, unbeobachtet Gebiete betreffen machen sie zu einer Alternative zu Bodenmessstationen bei der Re-Analyse von Sturzfluten (Marchi et al. 2010; Ruiz-Villanueva et al. 2012; Bronstert et al. 2017; Manoj J et al. 2024). Radardaten sind dem Bodenmessnetz bei der Analyse raum-zeitlicher Muster überlegen, insbesondere wenn die Niederschlagshöhe nur von sekundärem Interesse ist. In Kapitel 2 verwende ich Radardaten um die räumliche Heterogenität von sommerlichen Niederschlagsfeldern zu untersuchen.

Die Entstehung einer Sturzflut

Auslöser für Sturzfluten sind die oben beschriebenen kleinräumigen, kurzen meist konvektiven Starkregen mit hohen Niederschlagsintensitäten. Sturzfluten (engl. “flash floods”) sind durch kurze Dauerstufen, hohe Spitzenabflüsse, schnelle Anstiegszeiten der Hochwasserwelle in Vorflutern und temporären Gewässern sowie einem zeitlichen Versatz zwischen dem Niederschlagsschwerpunkt und dem Auftreten des Hochwasserscheitels kleiner als 4 bis 6 Stunden (AMS, 2017; Marchi et al. 2010) charakterisiert. Im Bereich der Starkregenzelle bildet sich flächig Oberflächenabfluss, der häufig intensitätskontrolliert ist - Typ Hortonscher Oberflächenabfluss (Horton, 1933). Das heißt die Niederschlagsintensität übersteigt die aktuelle Infiltration des Bodens, insbesondere in Bereichen mit geringer Infiltration wie versiegelten Flächen oder verschlammten Ackerböden. Letztere sind nach der Frühjahrssaat aufgrund fehlender Bodenbedeckung besonders anfällig für Verschlammung (Roth et al. 1995; Assouline, 2004; Le Bissonnais et al. 1998). In einigen Fällen spielt auch Oberflächenabfluss durch Sättigung - Typ Dunnscher Oberflächenabfluss (Dunne und Black, 1970) - eine Rolle in der Abflussgenese, wie beispielsweise bei der Sturzflut von Simbach am Inn 2016, bei der dem auslösenden Starkregen ein Regenereignis über 24 Stunden mit niedrigen Intensitäten vorausging (Brandhuber et al. 2017). Für die Sturzflut von Braunsbach 2016 haben Bronstert et al. (2017) Hinweise für beide Oberflächenabflusstypen gefunden.

Intensitätskontrollierter Abfluss häufig dominierend bei Sturzfluten.

Der Infiltrationsüberschuss sammelt sich in den lokalen Tiefenlinien und bahnt sich den Weg über Rinnen, Gräben und teilweise auch Straßen zum nächsten permanenten Gewässer. Durch die hohen kinetischen Niederschlagsenergien sowie durch den Oberflächenabfluss kommt es auf unbedeckten Böden zu Erosion. Bei geringer Oberflächenrauheit und großer Reliefenergie (z.B. Quelleinzugsgebiete, (Mittel)gebirgslagen) kann die Abflusskonzentration rasch erfolgen (Bronstert et al. 2017), was zu schnell ansteigenden Wasserständen führt. Hohe Fließgeschwindigkeiten, die sowohl in den Vorflutern selbst als auch in den Überschwemmungsbereichen auftreten (Bronstert et al. 2018), können in Kombination mit großen Wassermengen Geröll,

Schnelle Abflusskonzentration mit großen Fließgeschwindigkeiten und Wasserständen.

Schutt und auch große Gegenstände wie Bäume und z.T. Autos mobilisieren und transportieren. Durch das mitgeschleppte Treibgut haben die Wassermassen ein noch größeres Schadenspotential (Laudan et al. 2017) und es kann auch Engstellen wie Brücken oder Verdolungen blockieren (Verklausung). Rückstaueffekte, Fließwegsänderungen oder der plötzliche Durchbruch des Hindernisses mit entsprechender Verstärkung der Abflussspitzen können die Folge sein (Bronstert et al. 2017).

Sturzfluten haben ein großes Schadenspotential.

Obwohl Sturzfluten in der Regel nur kleine Gebiete erfassen, sind sie aufgrund ihrer kurzen Vorwarnzeiten und großen Fließgeschwindigkeiten die tödlichste Art von Hochwasser weltweit (Doocy et al. 2013). Auch die Schäden an Gebäuden und Infrastruktur können immens ausfallen. So verursachten die Sturzfluten infolge der Starkregenserie 2016 Schäden in Höhe von 2,6 Milliarden Euro (Munich Re, 2017). Allein in Braunsbach beliefen sich die Schäden auf rund 104 Millionen Euro (Laudan et al. 2017).

Methoden zur Rekonstruktion von Sturzfluten in unbeobachteten Gebieten.

Sturzfluten treten häufig in kleinen, unbeobachteten Gebieten auf, wodurch sich ihre Rekonstruktion mitunter schwierig gestaltet. Für die Rekonstruktion von Abflüssen können verschiedene Methoden verwendet werden. Bronstert et al. (2017) schätzten den Abfluss des Orlacher Bachs bei der Sturzflut von Braunsbach mit drei unterschiedlichen Ansätzen: (a) Hochwassermarken und aus Videos abgeleitete Fließgeschwindigkeiten, (b) Schätzungen zu Abflussspende und -verlauf mit gängigen ingenieurhydrologischen Verfahren und (c) Pegelanalyse im Kocher oberhalb und unterhalb der Einmündung des Orlacher Bachs. Diese Verfahren haben alle große Unsicherheiten, die jedoch durch die Kombination mehrerer Methoden deutlich reduziert werden können (Bronstert et al. 2017). Um die relevanten Prozesse bei Sturzfluten besser zu verstehen, sie bei der Bemessung von technischen Anlagen zu berücksichtigen oder sie unter Umständen vorhersagen zu können werden häufig auch hydrologische Modelle eingesetzt (Borga et al. 2008; Ruiz-Villanueva et al. 2012).

1.2.2 *Die komplementären Stärken von konzeptionellen (“top-down”) und physikalisch-basierten (“bottom-up”) Modellen*

Modelle stellen stets eine Abstraktion der Wirklichkeit dar und sind daher mit Vereinfachungen und Annahmen verbunden. Eine etablierte Herangehensweise hydrologische Modelle zu klassifizieren, basiert auf der Perspektive, die dem Modellaufbau zugrunde liegt. Dabei wird zwischen einer makroskopischen (“top-down”) und einer mikroskopischen (“bottom-up”) Perspektive unterschieden (Hrachowitz und Clark, 2017; Loritz, 2020; Savenije, 2009).

Top-down Modelle

Top-down Modelle auch als Konzeptionelle Modelle oder als „Eimer-Modelle“ (engl.: bucket models) bezeichnet, verwenden das Einzugsgebiet als Ausgangspunkt und als Kontrollvolumen für die Massenbilanz. In der Regel werden die Abflussbildung und die Abflusskonzentration als getrennte Prozesse behandelt. Basierend auf ihrer zeitlichen Skala und ihrem Anwendungsgebiet lassen sich konzeptionelle Modelle in ereignisbasierte Niederschlag-Abfluss-Modelle (N-A-Modelle) und zeitkontinuierliche Wasserhaushaltsmodelle unterteilen.

Das Einzugsgebiet als Ausgangspunkt für top-down Modelle.

In Wasserhaushaltsmodellen wird die Abflussbildung kontinuierlich über lange Zeiträume erfasst. Der Abfluss wird durch das Zusammenspiel aus Interzeption, Niederschlag, Evapotranspiration und Infiltration unter Berücksichtigung von Speicherzuständen und Bodenfeuchte modelliert. Die Erfassung der zeitkontinuierlichen Abflusskonzentration durch Retention und Translation wird mithilfe der Kopplung mehrerer Linearspeicher simuliert. Diese Speicher repräsentieren verschiedene hydrologische Komponenten wie die Bodensäule, Interzeptionsverluste oder den Grundwasserkörper. Beispiele sind das HBV (Bergström und Forsman, 1973), LARSIM (Bremicker, 2000) oder das WaSiM-ETH (Schulla und Jasper, 1998).

Zeitkontinuierliche Wasserhaushaltsmodelle.

Bei den N-A-Modellen wird sowohl die Abflussbildung als auch die Abflusskonzentration auf ein einzelnes Niederschlagsereignis fokussiert. Zur Ermittlung des Abflussbeiwerts im ingenieurhydrologischen Kontext kommen vereinfachte Schätzmethode zum Einsatz, die die Dynamik vieler Prozesse weitgehend vernachlässigen (Seibert und Auerswald, 2020). Beispiele sind das Koaxialdiagramm (Kohler und Linsley, 1951), die Horton-Gleichung (Horton, 1939), das LUTZ-Verfahren (Lutz, 1984) oder das international verbreitete SCS Curve Number (CN)-Verfahren (Ponce und Hawkins, 1996). Die Abflusskonzentration erfolgt dabei oft über eine lineare Transferfunktion, beispielsweise in Form der Einheitsganglinie (Sherman, 1932). Beispiele für N-A-Modelle sind HEC-HMS (USACE, 2013) oder das Flussgebietsmodell „FGM“ (Ihringer, 2012). Letzteres wurde in Kapitel 2 verwendet.

Ereignisbasierte N-A-Modelle.

Stand der Technik zur Ableitung von Bemessungsganglinien

In den DVWK-Schriften Band 124 (DVWK, 1999) wird die Vorgehensweise zur Ermittlung von Hochwasserabflüssen sowohl mit N-A-Modellen als auch mit statistischen Verfahren detailliert beschrieben. Er bildet eine Art „Stand der Technik“ bei der Ableitung von Hochwasserabflüssen zur Bemessung von technischen Hochwasserschutzmaßnahmen, hat aber keine rechtlich bindende Wirkung. Der im Folgenden beschriebene Stand der Technik für die Ableitung von Bemessungsganglinien mit N-A-Modellen kann je nach Bundesland oder Ingenieurbüro leicht variieren.

DVWK-Schrift 124 als „Stand der Technik“ ohne rechtlich bindende Wirkung.

*Prozesskette in
Anlehnung an
DVWK (1999) zur
Bestimmung von
Bemessungsgangli-
nien.*

Die Zielgröße in der Bemessungspraxis ist eine Bemessungsganglinie definierter Jährlichkeit für einen definierten Punkt. Sie wird aus Bemessungsniederschlägen definierter Jährlichkeiten und Dauerstufen abgeleitet. Der Deutsche Wetterdienst (DWD) stellt hierzu deutschlandweit mit der „Koordinierten Starkniederschlagsregionalisierung und -auswertung“ (KOSTRA-DWD) einen umfassenden Datensatz bereit. Dieses umfasst Niederschlagshöhen und -spenden auf Rasterbasis für unterschiedliche Dauerstufen und Jährlichkeiten. Die aktuelle Version, KOSTRA-DWD-2020, basiert auf den Niederschlagsdaten der Bodenmessstationen im Zeitraum von 1951 bis 2020 (DWD, 2025). Um aus den KOSTRA-Niederschlagshöhen sogenannte Hyetographen zu generieren, wird deren zeitliche Verteilung über definierte Verteilungsfunktionen, z.B. denen nach DVWK (1999), modelliert. Für Einzugsgebiete bis 25 km² empfiehlt der DWD (2005), die KOSTRA-Niederschlagshöhen direkt zu verwenden. Für größere Einzugsgebiete schlagen etwa Verworn (2008) die Anwendung räumlicher Abminderungsfaktoren vor. Die Variation der Bemessungsniederschläge unterschiedlicher Dauerstufen pro betrachteter Jährlichkeit ermöglicht die Auswahl eines „worst-case“-Szenarios mit dem höchsten Abflussscheitel. Der abflusswirksame Niederschlag wird mit dem oben beschriebenen Verfahren geschätzt und mittels einer linearen Transferfunktion zeitlich verteilt. Durch die ereignisbasierte Modellierung muss die Vorfeuchte geschätzt werden.

*Unsicherheiten bei
der Bestimmung
von Bemessungsab-
flüssen.*

Die gesamte Prozesskette zur Ableitung von Bemessungsganglinien ist relativ einfach umsetzbar. Die Eingangsdaten sind in der Regel verfügbar und die Rechnungen sind schnell und erfordern eine geringe Rechenkapazität. Aufgrund der Vereinfachung der physikalischen Prozesse, die der Transformation von Niederschlag zu Abfluss zugrunde liegen, den Unsicherheiten in den Eingangsdaten, und den getroffenen Annahmen weisen die Bemessungsabflüsse mitunter große Unsicherheiten auf (Rogger et al. 2012). Die Schätzung der Anfangsfeuchte (Camici et al. 2011), ebenso wie die Wahl des Hyeotographen, ist sensitiv auf die Höhe der Hochwasserscheitel. Die Annahme, dass die Jährlichkeit des Bemessungshochwassers gleich der des auslösenden Niederschlags ist, ist oft nicht korrekt (Rogger et al. 2012; Viglione und Blöschl, 2009). Aufgrund der deutlich vereinfachten Prozessbeschreibungen mit zeitlich invarianten Transferfunktionen, welche den Niederschlag in eine Abflussganglinie umwandeln, lässt sich beispielsweise Hortonscher Oberflächenabfluss nicht realistisch abbilden, da es sich um einen nicht-linearen Schwellenwertprozess handelt. Vor dem Hintergrund, dass in Baden-Württemberg etwa 70% der Hochwasserrückhaltebecken in Einzugsgebieten mit einer Fläche von weniger als 10 km² liegen und dass genau auf dieser Skala konvektive Starkregenereignisse auftreten und abflusswirksam werden, erscheint eine kritische Betrachtung der

bestehenden ingenieurhydrologischen Bemessungspraxis zwingend notwendig.

Bottom-up Modelle

Bottom-up Modelle, auch als prozessbasierte oder physikalisch-basierte Modelle bezeichnet, starten am anderen Ende der Skala. Hrachowitz und Clark (2017) weisen zurecht darauf hin, dass der Begriff physikalisch-basiert einen psychologischen Bias aufweist. Dadurch wird fälschlicherweise impliziert, dass diese Modelle durch ihre physikalische Basis die reale Welt „korrekt“ abbilden und dass alle nicht physikalisch-basierten Modelle dadurch weniger korrekt sind. Im Bewusstsein dessen wird dennoch der Begriff physikalisch-basiert im Rahmen dieser Arbeit verwendet, da der Begriff bottom-up im Deutschen nicht üblich ist.

Der psychologische Bias des Begriffs „physikalisch-basiert“.

Als Systemeinheit wird eine Bodensäule verwendet, in der die Massen- und Energieflüsse beschrieben werden. Zur Beschreibung der Wasserflüsse in der ungesättigten Zone kommt in der Regel eine numerische Lösung der Darcy-Richards Gleichung zum Einsatz. Für die Transpiration ist die Verwendung des Penman-Monteith-Ansatzes üblich. Das Routing des Oberflächenabflusses wird typischerweise über eine vereinfachte Form der Saint-Venant-Gleichungen, als kinematische Welle oder Diffusionswelle gelöst. Um von der Plotskala auf die Hang- oder Einzugsgebietsskala zu kommen, werden mehrere Bodensäulen miteinander gekoppelt in Form eines zwei- oder dreidimensionalen Modells. Da alle Modellparameter einen physikalischen Hintergrund haben, können sie theoretisch aus Beobachtungen erfasst werden. Praktisch ist dies jedoch nicht möglich, weswegen physikalisch-basierte Modelle genauso wie konzeptionelle Modelle kalibriert werden.

Bottom-up Modelle, die mikroskopische Perspektive auf Einzugsgebiete.

Durch ihre physikalische Basis können sie jedoch auf Gebiete oder Szenarien übertragen werden, für die keine oder wenig Daten vorliegen (Zehe et al. 2023; Manoj J et al. 2024). Darüber hinaus ist die Analyse von Einzugsgebieten unter veränderten Bedingungen, wie z.B. Landnutzungsänderungen (Abbott et al. 1986) oder Klimawandel, möglich. Physikalisch-basierte Modelle sind aufgrund der numerischen Gleichungen rechenintensiv und erfordern eine Vielzahl an Eingangsdaten. Ein Teil kann aus breitenverfügbaren Daten (Manoj J et al. 2024) beschafft oder aus besser beobachteten Gebieten übertragen werden (Zehe et al. 2023; Manoj J et al. 2024). Beispiele für physikalisch-basierte Modelle sind MIKE SHE (Hughes und Liu, 2008), HydroGeoSphere (Brunner und Simmons, 2012) und CATFLOW (Zehe et al. 2001). Letzteres wurde in Kapitel 3 und 4 benutzt.

Simulationen unter veränderten Bedingungen möglich.

Das Konzept der repräsentativen Hänge: Top-down Perspektive auf physikalisch-basierte Modelle

Die gegensätzlichen Vorteile von konzeptionellen und physikalisch-basierten Modellen.

Auf der einen Seite gibt es die konzeptionellen Modelle, die das Einzugsgebiet als Ausgangspunkt verwenden. Aufgrund ihrer großräumigen Aggregation kann ihr Datenbedarf in der Regel aus breitenverfügbaren Daten gedeckt werden und durch die Verwendung einfacher Transferfunktionen (z.B. Einheitsganglinie) haben sie einen geringen Rechenaufwand. Allerdings sind sie nicht in der Lage, zeitlich invariante Prozesse wie Hortonschen Oberflächenabfluss oder die Kopplung von Prozessen abzubilden. Auf der anderen Seite stehen physikalisch-basierte Modelle, die zwar durch ihren hohen Datenbedarf und lange Rechenzeiten gekennzeichnet sind, jedoch insbesondere die bei Starkregen relevanten Prozesse simulieren können.

Repräsentative Hänge sind physikalisch-basierte Modelle aufgesetzt nach dem Prinzip konzeptioneller.

Loritz et al. (2017) haben ein vereinfachtes, physikalisch-basiertes Modell entwickelt, das entlang der energiekonservierenden Hangfalllinie operiert. Dieses Modell kombiniert die Aggregation auf Einzugsgebietsebene mit der Erhaltung des treibenden geopotentiellen Gradienten und berücksichtigt dabei spezifische Bodenbeschaffenheiten sowie Landnutzungsmuster entlang der repräsentativen Hangfalllinie. Die Methode wurde bereits erfolgreich im Einzugsgebiet der Attert (Luxemburg) getestet. Eine zentrale Fragestellung dieser Arbeit besteht darin, inwiefern dieses Modellkonzept als Alternative für die ingenieurhydrologische Praxis bei konvektiven Starkregen einsetzbar ist. Dieser Frage wird in Kapitel 3 und 4 nachgegangen.

1.2.3 *Die Rolle des Bodens und der Landnutzung bei der Entstehung von Sturzfluten*

Die Koevolution von Böden und Vegetation.

Böden spielen eine zentrale Rolle bei der Entstehung von Sturzfluten. Zum Beispiel steuern sie durch ihre Infiltrationskapazität die Höhe des Oberflächenabflusses. Als dünne Schicht an der Schnittstelle zwischen geologischem Untergrund und Atmosphäre existieren sie jedoch nur im Zusammenspiel mit Pflanzen sowie der Mikro- und Makrofauna. Erst mit der Evolution der Süßwasseralgen zu Landpflanzen setzte auch die Bodenbildung ein. Vorher war die Erdoberfläche steinig und staubig (Filippelli, 2023). Die Vegetation spielt jedoch nicht nur bei der Bodenbildung eine Rolle, sondern kontrolliert zusammen mit dem Boden durch ihre effektiven Rauheitselemente auch das Routing von Oberflächenabfluss. Des Weiteren beeinflusst die Durchwurzelung und die Bodenfauna die Infiltrationskapazität des Bodens. In ackerbaulich genutzten Gebieten unterliegen sowohl die Bodenentwicklung als auch die Vegetation großen anthropogenen Einflüssen. Wechselnde Ackerfrüchte, verschiedene Bodenbearbeitungstechniken, Erntezeitpunkte oder verlegte Drainagen sind Parameter, die die Entstehung und die Hö-

he von Sturzflut beeinflussen können. Breitenverfügbare Daten dazu sind kaum vorhanden, was eine Berücksichtigung dieser Parameter in hydrologischen Modellen schwierig macht.

Die Rolle von Makroporen und Verschlämmung

Mit der Studie von Beven und Germann (1982) rückte die Bedeutung von Makroporen und das präferentielle Fließen in den Fokus der hydrologischen Forschung. Aufgrund ihres großen Durchmessers sind die Reibungskräfte in den Makroporen vermindert, was zu größeren Fließgeschwindigkeiten im Vergleich zur Bodenmatrix und einem Bypass von Wasser in tiefere Bodenschichten führt. Der Regimewechsel von einer Matrix-dominierten Infiltration zu präferentiellem Fluss hängt im Wesentlichen von der Feuchte der Bodenmatrix ab. Erst bei Überschreiten eines Schwellenwertes werden Makroporen aktiviert; bei geringen bis moderaten Niederschlagsereignissen ist dies selten der Fall (Bronstert, 1999; Zehe und Blöschl, 2004; Weiler und Naef, 2003). Makroporen entstehen vor allem durch biologische Aktivität wie Pflanzenwurzeln oder Regenwurmgänge (Beven und Germann, 1982). In tonreichen Böden können Makroporen als Risse infolge von Quellen und Schrumpfen entstehen (Beven und Germann, 1982).

Makroporen sind eng verknüpft mit der biologischen Aktivität in Böden.

Während Makroporen die Infiltrabilität des Bodens erhöhen und damit den Infiltrationsüberschuss deutlich reduzieren können, kann die Infiltration durch Verschlämmung und Krustenbildung erheblich eingeschränkt werden (Assouline, 2004; Roth et al. 1995; Le Bissonnais et al. 1998). Besonders anfällig hierfür sind unbedeckte landwirtschaftlich genutzte Böden, etwa nach der Frühjahrssaat. Vor diesem Hintergrund ist die raum-zeitliche Variabilität der Infiltration ein entscheidender Faktor für die Modellierung von Hortonschem Oberflächenabfluss (Merz und Bárdossy, 1998; Bronstert und Bárdossy, 1999; Zehe et al. 2005). Da sowohl Makroporendichte als auch Verschlammungsprozesse in ihrer raum-zeitlichen Variabilität schwer quantifizierbar sind, ist dies gleichzeitig eine große Herausforderung (Bronstert et al. 2023).

Unbedeckte Böden sind besonders anfällig für Verschlammung.

Hohe raum-zeitliche Variabilität von Makroporen und Verschlammung.

Oberflächenrauheit, Infiltration und die Impulsbilanz

Zwar ist der Anteil der Ackerflächen in Baden-Württemberg, die mit der wendenden (konventionellen) Methode bearbeitet werden, in den letzten Jahren kontinuierlich gesunken, dennoch lag er im Jahr 2023 bei rund 50 %, wie Daten des Statistischen Landesamts zeigen (Statistik-BW, 2024). Das bedeutet, dass der Boden unter Einsatz des Pfluges für die Aussaat vorbereitet wird. Dadurch werden zum einen Makroporen unterbrochen, zum anderen ist der Boden bis zur vollständigen Entwicklung der Ackerfrüchte zumindest teilweise unbedeckt mit einem entsprechend erhöhten Risiko für Erosion und Verschlammung. Die Rauheitselemente von Pflanzen sind sehr wirksam, um Oberflächenabfluss zu bremsen,

Die Rolle der Oberflächenrauheit bei der Entstehung von Erosion und Oberflächenabfluss.

weswegen in bedeckten Gebieten kaum Erosion beobachtet wird. Oberflächenabfluss kann zwar auch auf bewachsenen Flächen entstehen, jedoch hat das Wasser durch die in der Regel höhere Oberflächenrauheit (im Vergleich zu unbedeckten Ackerböden) mehr Zeit zur Infiltration (Fiener und Auerswald, 2003).

Wie Oberflächenrauheit, Abflussgeschwindigkeit und Infiltration miteinander verknüpft sind, wird nachfolgend anhand einiger Gleichungen erläutert.

Linearer Zusammenhang zwischen Geschwindigkeit und Rauheit nach Manning-Strickler.

Mit der empirischen Fließformel nach Manning-Strickler (Gleichung 1.1) kann die Fließgeschwindigkeit v [$m s^{-1}$] als Funktion eines Rauheitsbeiwerts, auch als Strickler-Beiwert k_{st} [$m^{\frac{1}{3}} s^{-1}$] bezeichnet, dem hydraulischen Radius R [m] und dem Energiehöhengefälle I_E [-] bestimmt werden. Bei Dünnschichtabfluss kann der hydraulische Radius gleich der Fließtiefe h [m] gesetzt werden.

$$v = k_{st} \cdot h^{\frac{2}{3}} \cdot I_E^{\frac{1}{2}} \quad (1.1)$$

Saint-Venant-Gleichungen zur Beschreibung von instationärem Dünnschichtabfluss.

Ist die orts- und zeitabhängige Veränderung des Abflusses entlang des Hanges von Interesse, können zur Beschreibung von instationärem Dünnschichtabflusse die Saint-Venant-Gleichungen, auch als Flachwassergleichungen bekannt, verwendet werden (Patt und Jüpner, 2020; Scherer, 2008). Sie bestehen aus der Kontinuitätsgleichung zur Massenerhaltung (Gleichung 1.2) und der Bewegungsgleichung (Gleichung 1.3).

$$\frac{\partial h}{\partial t} = P + q_{lat} - \frac{\partial q}{\partial x} - I \quad (1.2)$$

Mit Zeit t [s], Niederschlag P [$m s^{-1}$], lateralem Zufluss q_{lat} [$m s^{-1}$], breitenspezifischem Abfluss q [$m^2 s^{-1}$], Ort in x-Richtung x [m], Infiltrationsrate I [$m s^{-1}$]. Der Niederschlag P sowie der laterale Zufluss q_{lat} sind Quellterme, die Infiltrationsrate I ist ein Senkenterm.

$$\underbrace{\frac{\partial v}{\partial t} + v \cdot \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{v}{h} \cdot q_{lat} + g \cdot \frac{\partial h}{\partial x}}_{\text{hydrodynamische Welle}} \underbrace{- g \cdot (I_0 - I_E)}_{\substack{\text{kinematische Welle} \\ \text{Diffusionswelle}}} = 0 \quad (1.3)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial v}{\partial t} &\rightarrow \text{lokale Beschleunigung} \\ v \cdot \frac{\partial v}{\partial x} &\rightarrow \text{konvektive Beschleunigung} \\ \frac{v}{h} \cdot q_{\text{lat}} &\rightarrow \text{Beschleunigung des diffusen lateralen Zuflusses} \\ g \cdot \frac{\partial h}{\partial x} &\rightarrow \text{Druckgradient} \end{aligned}$$

Mit Hanggefälle I_0 [-] und Erdbeschleunigung g [$m \ s^{-2}$]. Eine Vereinfachung der Bewegungsgleichung ist die Diffusionswelle, die nur Gravitations-, Reibungs- und Druckkräfte berücksichtigt. Die Fließgeschwindigkeit v wird mit Gleichung 1.1 bestimmt.

Erfolgt der Oberflächenabfluss über einen ungesättigten Boden, so wird durch die Infiltration kontinuierlich Masse an den Untergrund abgegeben (Gl. 1.2). Der Senkenterm in Form der Infiltration I , ist die Änderung der Bodenfeuchte über die Zeit und kann nach Gleichung 1.4 berechnet werden.

Infiltration koppelt auf die Massenbilanz von Gleichung 1.2.

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\frac{\partial q_{\text{mak}}}{\partial z} - \frac{\partial q_{\text{mik}}}{\partial z} + s \quad (1.4)$$

Mit Bodenfeuchte θ [$m^3 \ m^{-3}$], Makroporenfluss q_{mak} [$m \ s^{-1}$], geodätischer Höhe z [m], Matrixfluss q_{mik} [$m \ s^{-1}$], Wurzelentzug s [s^{-1}]. Der Matrixfluss kann z.B. über die Darcy-Richards-Gleichung berechnet werden. Der Makroporenfluss ist abhängig von der raum-zeitlich variablen Makroporendichte und daher schwer zu quantifizieren. Das Zusammenspiel zwischen Oberflächenrauheit und Oberflächenabflussvolumen wird in Kapitel 4 untersucht.

Hecken als dezentrale Hochwasserschutzmaßnahme

Dezentrale Hochwasserschutzmaßnahmen haben das Ziel, Wasser am Ort seiner Entstehung zurückzuhalten oder die Entstehung von (Oberflächen-)Abfluss direkt zu vermeiden. Sie umfassen ein breites Spektrum an Maßnahmen, zum Beispiel die Förderung von Versickerung auf landwirtschaftlichen Flächen, konservierende Bodenbearbeitung, Mulchsaaten sowie strukturelle Maßnahmen wie begrünte Landschaftselemente. Eine detaillierte Übersicht zu dezentralen Hochwasserschutzmaßnahmen und eine Zusammenfassung von Studien mit Fokus auf landwirtschaftliche Flächen bietet Seibert und Auerswald (2020).

Dezentrale Hochwasserschutzmaßnahmen.

Begrünte Landschaftselemente zur dezentralen Hochwasserminderung sind seit einigen Jahren Gegenstand der hydrologischen Forschung (Fiener und Auerswald, 2005; Seibert und Auerswald, 2020; Richet et al.

*Begrünte
Landschafts-
elemente zur
dezentralen Hoch-
wasserminderung.*

2017; Rosier et al. 2024). Dabei handelt es sich um persistente Vegetationsstreifen, die durch eine vergleichsweise dichte Vegetationsstruktur dauerhaft den Boden bedecken und innerhalb landwirtschaftlich genutzter Flächen integriert werden. Besonders hervorzuheben sind hierbei zwei Formen: Hecken und begrünte Abflussmulden. Da begrünte Abflussmulden nicht Gegenstand dieser Arbeit sind, wird im Folgenden ausschließlich auf Hecken eingegangen.

*Hecken sind raue
Strukturen mit
vielen Makroporen.*

Hecken kombinieren eine erhöhte Makroporendichte mit einer großen Oberflächenrauheit (Richet et al. 2017), bedingt durch die bodennahe Dichte der Vegetation. Etablierte Hecken verfügen in der Regel über eine gut entwickelte Streuauflage, und da sie nicht gepflügt werden, bieten sie ideale Lebensbedingungen für Regenwürmer. Gemeinsam mit einer hohen Wurzeldichte und Feinwurzeltiefen bis mindestens 1 Meter (Drexler und Don, 2024), schaffen sie optimale Bedingungen für die Ausbildung präferentieller Fließpfade und die damit einhergehende Tiefeninfiltration bei intensiven Niederschlagsereignissen. Besonders bei sommerlichen Starkregen, die oft mit ungesättigten Böden einhergehen, können Hecken einen deutlichen hochwassermindernden Effekt entfalten (Rosier et al. 2024; Richet et al. 2017), indem sie oberhalb akkumuliertes Oberflächenwasser abbremsen und infiltrieren. Seibert und Auerswald (2020) gehen davon aus, dass die Bedeutung dezentraler Hochwasserschutzmaßnahmen stark unterschätzt wird, unter anderem aufgrund fehlender gekoppelter Hydrologie-Hydraulik Modelle. Kapitel 4 beschäftigt sich mit dieser Fragestellung und zeigt einen Ansatz für einen Wirkungsnachweis von Heckenstrukturen bei Starkregen.

1.3 DIE LÖSSLANDSCHAFT DES KRAICHGAUS ALS UNTERSUCHUNGSGEBIET

*Der Kraichgau,
eine Lösslandschaft
in Südwestdeutsch-
land.*

Der Kraichgau ist ein sanft hügeliger Landschaftsraum in Südwestdeutschland, begrenzt durch die Oberrheinebene im Westen, den Odenwald im Norden und den Schwarzwald im Süden. Der Kraichgau ist eine typische Lösslandschaft mit bis zu 30 m mächtigen Lössauflagen (Plate und Zehe, 2008), die während der letzten Eiszeit aus den periglazialen Gebieten des Oberrheingrabens in den Kraichgau äolisch verlagert wurden (Scherer, 2008). Aufgrund des hohen Schluff- und Kalkgehalts sind die Lössböden des Kraichgaus fruchtbar und werden intensiv ackerbaulich genutzt. Sie sind aber auch anfällig für Erosion und neigen bei hohen Niederschlagsintensitäten und fehlender Bedeckung zu Verschlammung (Scherer, 2008; Gerlinger, 1997). Aufgrund der mächtigen Lössauflagen, die ein gutes Wasserhaltevermögen aufweisen, spielt der Grundwasserabfluss bei der Abflussbildung aus Niederschlag keine Rolle (Plate und Zehe, 2008). Oberflächenabfluss ist der dominierende Prozess.

Der Kraichbach, ein rund 50 km langer Nebenfluss des Rheins, durch-

fließt den Kraichgau von Südosten nach Nordwesten. Der Kohlbach und der Weiherbach sind beides rechtseitige Zuflüsse des Kraichbachs. In Kapitel 2 wurde ein fiktives, aber für den Naturraum des Kraichgau typisches Einzugsgebiet gewählt. Die Parametrisierung dieses Gebietes erfolgte in Anlehnung an die Gebietseigenschaften des Kohlbachs. Die Studien in Kapitel 3 und 4 wurden im Einzugsgebiet des Weiherbachs durchgeführt. Dieses Gebiet ist seit nunmehr 3 Jahrzehnten Gegenstand intensiver hydrologischer Forschungen. Insbesondere in den 1990-ern wurde es im Rahmen des sog. „Weiherbach-Projekts“ intensiv erforscht (Plate und Zehe, 2008).

Zwei Zuflüsse des Kraichbachs als Untersuchungsgebiete.

1.4 ZIELSETZUNG

Bemessungsganglinien, die für die Konzeption von Hochwasserschutzanlagen abgeleitet werden, sind bei sommerlichen Starkregenereignissen in kleinen Einzugsgebieten aufgrund der verwendeten Bemessungsniederschläge, der eingesetzten Modelle und der zugrunde gelegten Annahmen mit Unsicherheiten behaftet. Die aufgrund des Klimawandels projizierte Intensivierung von Starkregen und damit auch von Sturzfluten wird bei der Bemessung gar nicht oder nur unzureichend berücksichtigt. Dadurch steigt die Wahrscheinlichkeit, die Bemessungsabflüsse zu unterschätzen und Hochwasserschutzanlagen zu unterdimensionieren. Der Stand der Technik ist primär zur Auslegung technischer Hochwasserschutzanlagen entwickelt worden, während Landnutzungsanpassungen in den verwendeten Modellen kaum berücksichtigt werden können. Vor diesem Hintergrund entstand die vorliegende Arbeit. Das Hauptziel besteht darin, zu analysieren, welche Prozesse und Muster für die Modellierung von Sturzfluten infolge sommerlicher Starkregen entscheidend sind, welche Anforderungen sich daraus an die Modelle ergeben und welche Strategien notwendig sind, um die Vorgehensweise bei der Ableitung von Bemessungsganglinien für den Hochwasserschutz zu verbessern.

Hintergrund und Hauptziel dieser Arbeit.

In Kapitel 2 befasse ich mich mit dem Aspekt der Bemessungsniederschläge, insbesondere mit der Frage, wie sich die räumliche Heterogenität von sommerlichen Starkniederschlägen auf die Höhe der Hochwasserscheitel auswirkt. Dazu leite ich einen sogenannten Heterogenitätsfaktor auf Basis raum-zeitlich hochaufgelöster Radardaten ab. Anschließend untersuche ich mit einem N-A-Modell, wie sich die räumliche Niederschlagsheterogenität auf Hochwasserscheitel auswirkt.

Kapitel 2: Berücksichtigung der räumlichen Niederschlagsheterogenität bei der Bemessung.

In Kapitel 3 baue ich zunächst ein vereinfachtes, physikalisch-basiertes Modell für das Einzugsgebiet des Weiherbachs auf Basis repräsentativer Hänge auf. Dieses kann sowohl eine beobachtete Sturzflut als auch die langjährige Abflussganglinie mit nur acht repräsentativen Hängen nachbilden. Aufbauend auf den Untersuchungen der vorherigen Studie analysiere ich mit diesem Modell den Einfluss der zeitlichen Variabili-

Kapitel 3: Repräsentative Hänge: Ein alternatives Modellierungskonzept für die Bemessung.

tät von Niederschlägen auf Hochwasserscheitel und -volumen. Zudem untersuche ich die Sensitivität von Vorfeuchte, Makroporosität und Landnutzung (als Maß für die Oberflächenrauheit) auf die Abflussganglinien in numerischen Experimenten.

*Kapitel 4: Die
Kopplung von
Hydrologie und
Hydraulik.*

Motiviert durch die Ergebnisse der numerischen Experimente aus Kapitel 3, widme ich mich in Kapitel 4 der Frage, inwieweit die Oberflächenrauheit auf den Oberflächenabfluss wirkt. Hierzu werde ich zunächst Daten aus Beregnungsversuchen (Gerlinger, 1997) aus und führe numerische Experimente auf der Plot-Skala durch. Mithilfe des in Kapitel 3 entwickelten „Repräsentativen Hänge Modells“ zeige ich schließlich die Wirksamkeit von Hecken als dezentrale Hochwasserschutzmaßnahme bei der beobachteten Sturzflut.

Abbildung 1.1 fasst die untersuchten Themenfelder der einzelnen Kapitel grafisch zusammen.

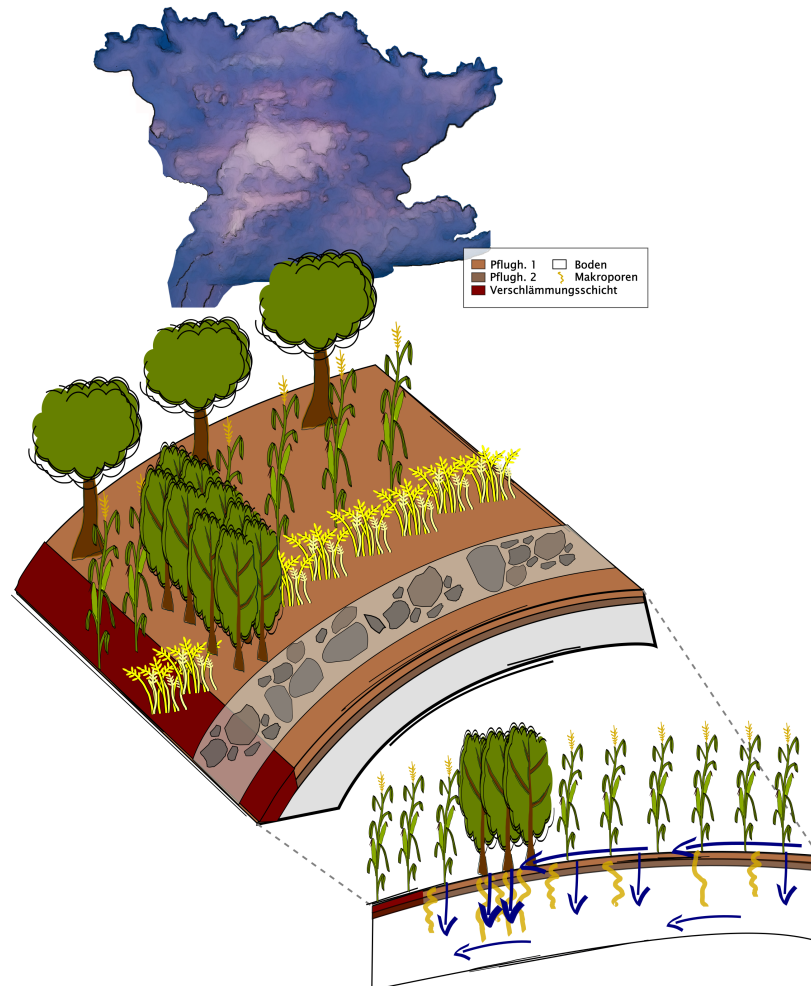


Abbildung 1.1: Grafische Darstellung der Themenfelder, die in den einzelnen Kapiteln behandelt werden.

Teil II

EINFLUSS DER RÄUMLICHEN NIEDERSCHLAGSHETEROGENITÄT AUF HOCHWASSERSCHEITEL: UNTERSUCHUNG MIT NIEDERSCHLAGSRADAR

Diese Studie wurde in der Zeitschrift Korrespondenz Wasserwirtschaft (KW) publiziert. Der nachfolgende Teil von Kapitel II ist ein Abdruck von:

Villinger F., U. Ehret, M. Neuper, J. Ihringer und H. Gysi (2017): "Einfluss der räumlichen Niederschlagsheterogenität auf Hochwasserscheitel: Untersuchungen mit Niederschlagsradar". In: Korrespondenz Wasserwirtschaft 10.11, S. 693-698. <https://doi.org/10.3243/kwe2017.11.005>. Copyright (2017) mit Erlaubnis der DWA.

EINFLUSS DER RÄUMLICHEN NIEDERSCHLAGSHETEROGENITÄT AUF HOCHWASSERSCHEITEL: UNTERSUCHUNGEN MIT NIEDERSCHLAGSRADAR

ZUSAMMENFASSUNG

Zur Ermittlung hydrologischer Bemessungsgrößen werden häufig räumlich homogene Niederschläge definierter Wiederkehrzeit auf Basis von Punktmessungen genutzt (z. B. KOSTRA). Varianten sind dabei möglich durch Änderung von Niederschlagsdauer, -verlauf oder Grad der räumlichen Abminderung. In diesem Artikel wird ein Verfahren vorgestellt, mit dem auf Basis hochaufgelöster Niederschlagsradardaten die räumliche Niederschlagsheterogenität für kleine Einzugsgebiete bestimmt werden kann. In einer beispielhaften Anwendung auf ein 46 km² großes Einzugsgebiet wird gezeigt, dass der Faktor einen deutlichen Einfluss auf den Hochwasser-Scheitelabflusswert haben kann.

ABSTRACT

Influence of the Spatial Precipitation Heterogeneity on Flood Crests: Investigations Using Precipitation Radar

Hydrological dimensioning values are often obtained by applying spatially homogeneous design storms of defined recurrence period on the basis of point values (e.g. KOSTRA). With this, variants are possible through modification of precipitation duration and temporal sequence or degree of spatial reduction. In this article a procedure is presented with which, on the basis of high-resolution precipitation radar data, the spatial precipitation heterogeneity for small catchment areas can be determined. In an exemplary application to a 46 km² large catchment area it is shown that the factor can have a significant impact on the flood crest discharge values.

2.1 EINLEITUNG

In kleinen und mittleren Einzugsgebieten (bis ca. wenige 100 km²) werden hydrologische Bemessungsgrößen häufig auf Basis von Bemessungsniederschlägen ermittelt. Für das Bundesgebiet liegen dafür mit KOSTRA (DWD, 2005; DWD, 2015) flächendeckend Niederschlagshöhen verschiedener Wiederkehrzeiten und Dauerstufen vor, die für kurze Dauerstufen auf statistisch ausgewerteten Punktniederschlägen basieren. Alternativ sind standardisierte Verfahren nach DWA (2012) vorhanden. Für Gebietsgrößen bis 25 km² empfehlen DWD (2005) die KOSTRA-Punktwerte direkt zu übernehmen, für größere Gebiete schlagen Verworn (2008) und Verworn und Schmidtke (2006) räumliche Abminderungsfaktoren auf Basis extremwertstatistisch ausgewerteter Punktniederschläge und durch Interpolation berechneter Gebietsniederschläge auf Basis 5-minütiger Stationsmessungen vor.

Sensitivitätsanalysen bei der hydrologischen Bemessung werden häufig durch die Variation von Niederschlagsdauer, zeitlichem Verlauf und räumlicher Abminderung durchgeführt. Eine Variation der räumlichen Niederschlagsheterogenität, die insbesondere in verzweigten Einzugsgebieten einen Einfluss auf die Hochwasserscheitel haben kann findet jedoch meist nicht statt.

Mit der zunehmend besseren Verfügbarkeit und Qualität von Niederschlagsradardaten ist es möglich, die räumliche Struktur von bemessungsrelevanten Starkniederschlägen in hoher Auflösung zu analysieren (Fabry, 2015; Haberlandt und Berndt, 2016). Damit besteht die Möglichkeit, für die hydrologische Bemessung relevante, realitätsnahe Niederschlagscharakteristika zu bestimmen.

In diesem Artikel wird daher ein Verfahren vorgestellt, mit dem auf Basis von Niederschlagsradardaten die räumliche Heterogenität von Gebietsniederschlägen als Heterogenitätsfaktor berechnet werden kann. Dieser kann auf KOSTRA-Niederschläge angewandt werden und Eingang bei der Bestimmung von Hochwasserscheiteln finden, womit hydrologische Variantenrechnungen durchgeführt werden können.

Das Verfahren wird exemplarisch für die Bestimmung eines einjährigen Hochwasserscheitels in einem 46 km² großen Einzugsgebiet durchgeführt. Die verwendeten Daten werden in Kapitel 2.2 beschrieben, die Methoden zur Auswahl relevanter Niederschlagsereignisse, zur Bestimmung des räumlichen Heterogenitätsfaktors und zur Gewinnung von Hochwasserabflüssen in Kapitel 2.3. Die Ergebnisse werden in Kapitel 2.4 gezeigt, gefolgt von einem Fazit in Kapitel 2.5.

2.2 DATEN

2.2.1 *Radardaten und Untersuchungsgebiet*

Für die Untersuchungen standen operationelle Radardaten in 5-minütlicher Auflösung des C-Band Doppler Niederschlagsradars (Typ METEOR 360 AC) vom Institut für Meteorologie und Klimaforschung am Karlsruher Institut für Technologie (KIT) zur Verfügung. Als Untersuchungsgebiet wurde eine Region im nahegelegenen Kraichgau mit hindernisfreier Sichtbarkeit durch das Radar ausgewählt (Abbildung 2.1). Das quadratische Gebiet wurde passend zum 500 x 500 m Raster der Radardaten positioniert und umfasst 64 x 64 Rasterflächen à 0.25 km², insgesamt also 4096 Gitterflächen mit einer Fläche von 1024 km².

Hinsichtlich der Datenqualität und aus Gründen besserer Vergleichbarkeit wurde das Untersuchungsgebiet so gelegt, dass es zum einen außerhalb des sog. ‚Cone of Silence‘ liegt, innerhalb dessen die Radarstrahlen noch unter der für die Niederschlagsschätzung benutzten Höhe liegen. Zum anderen beträgt die maximale Entfernung im Testgebiet zum Radar 44 km, so dass die Strahlaufweitung relativ gering bleibt und die azimutale Auflösung der Radardaten im Sinne einer Vergleichbarkeit auch der entferntesten Datenpunkte ausreichend ist. Des Weiteren treten bei der Sicht des Radars auf das Untersuchungsgebiet keine Abschattungseffekte durch die Orografie auf (Kuttig, 2012; Konantz, 2002).

Das Radar wird operationell betrieben, die Radardaten werden durch die Karlsruher Firma Radar-Info laufend kontrolliert und kalibriert. Neben einer monatlichen Kalibrierung mit einem Signalgenerator und einer regelmäßigen Kontrolle der Intensität des Sonnensignals, werden insbesondere eine umfangreiche Clutterkorrektur (Korrektur der Bodenechos) mittels eines Hochpassdopplerfilters und anschließender Nutzung einer sog. statischen Cluttermap (Neuper, 2009), eine Schmelzschichtkorrektur (Hannesen, 1998) und eine Eliminierung von Entfernungsmehrdeutigkeiten (sog. Second-trip-Echos) (Bückle, 1998) vorgenommen. Außerdem wird eine – aufgrund von langjährigen Beobachtungen – klimatologisch angepasste Umrechnung der mit dem Radar gemessenen Reflektivitäten in einen Regenrate (Z/R Beziehung) verwendet ($Z=300R^{1.5}$ im Sommer und $Z=200R^{1.6}$ im Winter). Zusätzlich werden abschließend für jedes Niederschlagsereignis die Radarniederschlagssummen mit ausgewählten, repräsentativen (insbesondere orografisch unbeeinflussten) stationsgemessenen Bodenniederschlägen verglichen um die Radardaten nachträglich mittels eines mittleren Ereignis-basierten Faktors multiplikativ anzueichen.

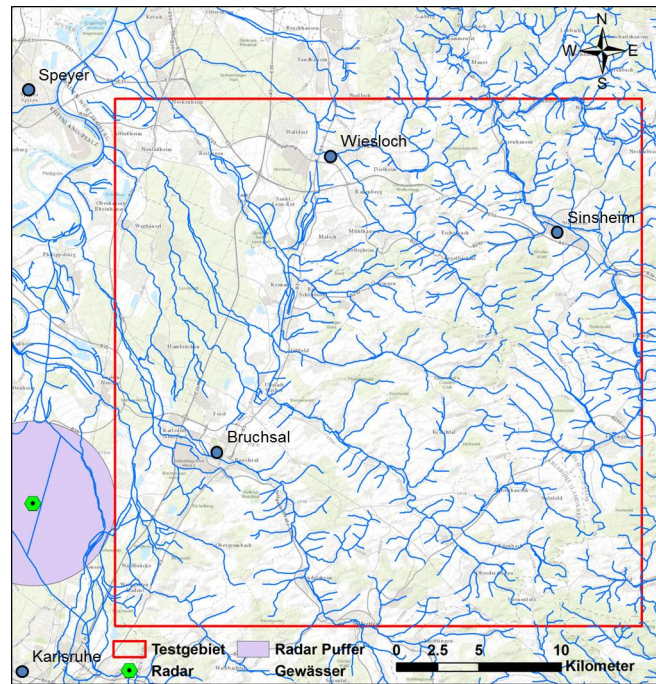


Abbildung 2.1: Das Untersuchungsgebiet mit Lage des KIT-Niederschlagsradars. Der lila Kreis kennzeichnet den ‚Cone of Silence‘ des Radars (siehe Text). Der Rand des 1024 km² großen Testgebietes mit insgesamt 4096 500 x 500 m Rasterflächen ist rot gekennzeichnet.

2.2.2 KOSTRA-Niederschläge

Der Deutsche Wetterdienst (DWD) bietet auf Basis statistischer Auswertungen langjähriger Stations-Niederschlagsmessreihen für das gesamte Bundesgebiet standortbezogene Niederschlagssummen definierter Wiederkehrzeit für verschiedene Dauerstufen (5 min bis 72 h) und Wiederkehrzeiten (0.5 – 100 a) an. Diese sogenannten KOSTRA-Werte (DWD, 2005; DWD, 2015) sind Stand der Technik in der hydrologischen Bemessungspraxis.

Für die vorliegende Untersuchung wurden die KOSTRA-Niederschläge der Wiederkehrzeit 1 a, der KOSTRA-Zelle Ubstadt-Weiher (S23/Z79) als Kriterium für die Auswahl relevanter Niederschlagsereignisse im Testgebiet verwendet (Kapitel 2.3.1). In Tabelle 2.1 sind die KOSTRA-Werte für verschiedene Dauerstufen für diesen zentral im Untersuchungsgebiet liegenden Standort zu sehen.

Tabelle 2.1: Starkniederschlagshöhen (mittlere Werte, Sommerhalbjahr) für das Testgebiet (Standort Ubstadt-Weiher), Wiederkehrzeit 1 a, Dauerstufen 30 min bis 24 h nach KOSTRA 2000 (DWD, 2005)

Dauerstufe	30 min	60 min	90 min	2 h	4 h	6 h	12 h	24 h
N-Summe [mm]	14.0	16.5	17.7	18.5	20.8	22.3	25.0	37.5

2.3 METHODEN

2.3.1 Auswahl relevanter Niederschlagsereignisse

Die Radardaten standen für den Zeitraum 2001-2011 zur Verfügung. Aus diesem Zeitraum wurde eine Vorauswahl potenziell relevanter, sowohl konvektiver als auch stratiformer Niederschlagsereignisse im Untersuchungsgebiet zunächst visuell anhand von Bilddateien der Radarniederschläge durchgeführt. Für jedes Ereignis wurden die 5-min Radarniederschlagsdaten des gesamten Ereigniszeitraums gespeichert. Um eventuell noch vorhandene unrealistisch hohe Niederschlagshöhen auszuschließen, wurden die Daten nochmals korrigiert: Für jeden Zeitpunkt wurden aus allen Rasterniederschlägen größer 0.8 mm/h (um Rasterwerte mit keinem oder kaum Niederschlag auszuschließen) der 95te Perzentil Wert bestimmt. Rasterwerte darüber wurden als nicht vollkommen belastbar angesehen und auf den Wert des 95ten Perzentils gesetzt. Diese Korrektur sorgt dafür, dass die Messdaten insgesamt robuster gegenüber systembedingten technischen Fehlern wie auch gegenüber kurzfristigen stärkeren Abweichungen der für die radarbasierte Niederschlagsschätzung nötigen Annahmen gegenüber den realen Bedingungen sind. Besonders betroffen von diesen Fehlern (oder auch Ausreißern) haben sich die maximalen Reflektivitäten erwiesen, so dass die Praxis des Abschneidens der maximalen Reflektivitäten diesem Umstand auf operationell vertretbare Weise Rechnung trägt.

Aus den korrigierten 5-min Rasterniederschlägen wurden dann getrennt für jedes Ereignis und Rasterfeld mit Hilfe eines ‚moving-window‘ Ansatzes Niederschlagssummen für jede der in Tabelle 2.1 gezeigten KOSTRA-Dauerstufen bestimmt. Aus der Vielzahl resultierender Niederschlagssummen für jede Dauerstufe (eine für jedes Zeitfenster jedes Rasterfeldes) wurde das Zeitfenster und Rasterfeld mit der größten Summe bestimmt. Lag der Wert über dem entsprechenden KOSTRA-Niederschlag der Wiederkehrzeit 1 a, wurde dieser Zeitraum als relevantes Ereignis für die weitere Auswertung gespeichert. (Anmerkung: Die gewählte Schwelle von 1 a liegt unter den üblicherweise für eine Bemessung relevanten Wiederkehrzeiten von meist 100 a. Sie wurde so niedrig angesetzt um ein ausreichend großes Ereigniskollektiv zu gewährleisten). Das Rasterfeld mit dem höchsten Niederschlag bildet dabei das Niederschlagszentrum. Ein bestimmtes Niederschlagsereignis wird daher für jede Dauerstufe maximal einmal berücksichtigt, um die Unabhängigkeit der Ereignisse zu gewährleisten.

In Tabelle 2.2 ist für jede Dauerstufe die Anzahl so erhaltener, relevanter Ereignisse aufgelistet.

Tabelle 2.2: Anzahl relevanter Niederschlagsereignisse für die Dauerstufen 30 min bis 24 h

Dauerstufe	30 min	60 min	90 min	2 h	4 h	6 h	12 h	24 h
Anzahl	51	51	51	51	51	50	49	37

2.3.2 Bestimmung der räumlichen Niederschlagsheterogenität

Mit den im vorigen Kapitel bestimmten Raster-Niederschlagssummen für bis zu 51 relevante Ereignisse je Dauerstufe wird im Folgenden die räumliche Heterogenität des Gebietsniederschlags berechnet.

Ausgehend vom Niederschlagszentrum (Rasterfeld ‚1‘ in Abbildung 2.2) wird das betrachtete Niederschlagsgebiet sukzessive um je ein Rasterfeld vergrößert. Die Auswahl des jeweils nächst hinzukommenden Rasterfeldes berücksichtigt die typischerweise zusammenhängende aber irreguläre Form von Niederschlagsfeldern: Ausgehend vom Niederschlagszentrum wird von den vier flächig angrenzenden Rasterfeldern dasjenige mit der größten Niederschlagssumme hinzugenommen (‚2‘ in Abbildung 2.2). Als nächstes wird das Rasterfeld hinzugenommen, das flächig an das Gebiet ‚1,2‘ angrenzt und den größten Niederschlagswert aufweist (‚3‘ in Abbildung 2.2) etc., bis das gesamte Untersuchungsgebiet abgedeckt ist. Falls ein Niederschlagsgebiet nur von niederschlagsfreien Rasterfeldern umgeben ist, werden diese in einem Schritt als Ring um das Niederschlagsgebiet hinzugenommen, bis wieder Rasterfelder mit Niederschlag erreicht werden. Für alle Fälle in denen die Anzahl Rasterfelder im Niederschlagsgebiet geradzahlig ist, wird anschließend die Niederschlagsheterogenität als Quotient aus der Niederschlagssumme in der stärker überregneten Hälfte (‚1-4‘ in Abbildung 2.2) und dem betrachteten Gesamtgebiet (‚1-8‘ in Abbildung 2.2) nach Gleichung 2.1 bestimmt. Für eine ungerade Anzahl an Rasterfeldern werden 50 % der Niederschlagssumme des „mittleren“ Rasterfeldes zur stärker überregneten Hälfte addiert und anschließend analog der Bestimmung der Niederschlagsheterogenität für geradzahlige Rasterfelder verfahren. Das „mittlere“ Rasterfeld bezieht sich auf die Reihenfolge der hinzugekommenen Raster bei der sukzessiven Gebietserweiterung. Der resultierende Heterogenitätsfaktor HF liegt im Wertebereich $[0.5, 1]$. Werte nahe 0.5 weisen auf eine homogene räumliche Niederschlagsverteilung hin (auf 50 % der Fläche fallen 50 % des Niederschlags). Werte nahe Eins treten auf, wenn der Niederschlag im Gebiet sehr heterogen verteilt ist (auf 50 % der Fläche fallen nahezu 100 % des Niederschlags). Der Heterogenitätsfaktor wurde separat für jedes Ereignis jeder Dauerstufe berechnet, jeweils für alle Gebietsgrößen zwischen 0.25 km^2 und 1024 km^2 in Schritten von je einem Rasterfeld (0.25 km^2).

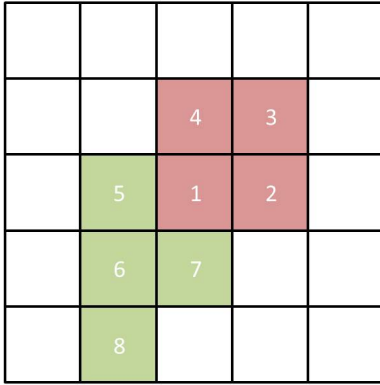


Abbildung 2.2: Schema zur Bestimmung der räumlichen Niederschlagsheterogenität für geradzahlige Anzahl an Rasterfeldern. Die Rasterfelder sind mit abnehmender Niederschlagssumme aufsteigend nummeriert. ‚1‘ kennzeichnet das Feld mit der maximalen Niederschlagssumme. Die roten Felder markieren die stärker überregnete Hälfte des gesamten Niederschlagsgebietes (rote und grüne Felder). Weiße Felder sind niederschlagsfrei.

Ein Heterogenitätsfaktor kann grundsätzlich für beliebige Verhältnisse zwischen Teil- und Gesamtgebiet berechnet werden, exemplarisch wird er hier für das Verhältnis 50/50 gezeigt und diskutiert.

$$HF_m = \frac{\sum_{i=1}^{\frac{m}{2}} N_i}{\sum_{i=1}^m N_i} \quad (2.1)$$

mit

HF_m = Heterogenitätsfaktor für ein Gebiet bestehend aus m Rasterfeldern [-]

N_i = Niederschlagssumme vom Rasterfeld i [mm]

2.3.3 Bestimmung von Hochwasserabflüssen

Um die Auswirkung der räumlichen Heterogenität von Niederschlägen auf die resultierenden Hochwasserabflüsse zu untersuchen, wurde ein für das Untersuchungsgebiet typisches (in Bezug auf die naturräumlichen Gegebenheiten), fiktives Testgebiet mit einer Fläche von 46 km² erstellt. Es besitzt somit eine typische bemessungsrelevante Größe. Es wurde ein fiktives Testgebiet gewählt, um zu vermeiden, dass Hochwasserabflüsse für ein tatsächlich existierendes Gebiet veröffentlicht werden. Darüber hinaus gibt es in der Realität kaum Gebiete, die ein Flächenverhältnis von Ober- zu Unterlauf von 50/50 aufweisen. Die Kenngrößen zur Parametrisierung des Niederschlags-Abfluss Modells vom Typ Flussgebietsmodell (FGM) stammen zum einen aus Einzugsgebieten im Untersuchungsgebiet, entnommen aus (LUBW, 2015). Zum anderen sind es Erfahrungswerte, die aus angepassten Modellen in landschaftlich ähnlichen Gebieten ermittelt wurden. Die Parameter

wurden so gewählt, dass eine ausgeprägte, aber unter Berücksichtigung der im Untersuchungsgebiet tatsächlich vorherrschenden Bedingungen plausible Heterogenität von Ober- und Unterlauf erzielt wurde. FGM ist ein konzeptionelles hydrologisches Modell (Ihringer, 2012), das in Baden-Württemberg häufig in der hydrologischen Bemessungspraxis eingesetzt wird.

Wie in Kapitel 2.3.2 erwähnt, werden in diesem Artikel exemplarisch Heterogenitätsfaktoren für 50/50 geteilte Flächen diskutiert. Um diese direkt anwenden zu können, wurde das Testeinzugsgebiet so in zwei Teilgebiete Ober- und Unterlauf aufgeteilt, dass darauf jeweils genau 50 % der Gesamtfläche entfallen. Grundsätzlich sind beliebige andere Aufteilungen möglich. Auf Basis des 2-stündigen KOSTRA-Niederschlags¹⁾ und der Aufteilung in Ober- und Unterlauf wurden folgende Bemessungsniederschlagsvarianten berechnet:

- Variante 1: Der Standardfall. Räumlich homogener Niederschlag. Der KOSTRA Niederschlag der Wiederkehrzeit 1 a und Dauerstufe 2 h (18.5 mm, siehe Tabelle 2.1) regnet gleichmäßig auf das Einzugsgebiet.
- Variante 2: Heterogener Niederschlag, Niederschlagsschwerpunkt im Oberlauf. Gleiche Niederschlagsmenge wie in Variante 1, der Niederschlag wird aber mit dem Heterogenitätsfaktor HF ungleichmäßig auf Ober- und Unterlauf des Einzugsgebietes verteilt. Der größere Teil des Niederschlags fällt im Oberlauf.
- Variante 3: Heterogener Niederschlag, Niederschlagsschwerpunkt im Unterlauf. Gleiche Niederschlagsmenge wie in Variante 1, der Niederschlag wird aber mit dem Heterogenitätsfaktor HF ungleichmäßig auf Ober- und Unterlauf des Einzugsgebietes verteilt. Der größere Teil des Niederschlags fällt im Unterlauf.

2.4 ERGEBNISSE

2.4.1 Räumliche Niederschlagsheterogenität

In Abbildung 2.3 ist exemplarisch für die Dauerstufe 2 h der Verlauf des Heterogenitätsfaktors in Abhängigkeit von der betrachteten Gebietsgröße dargestellt. Die rote Linie zeigt den Median der HF -Faktoren der verwendeten 51 Niederschlagsereignisse (Tabelle 2.2), der blaue Bereich markiert die Interquartile Range, also den Bereich, in dem die mittleren 50 % aller HF -Faktoren liegen. Aus Gründen der besseren Übersichtlichkeit wurden die Einzelwerte mit einem gleitenden Mittelwertfilter (\pm

¹⁾ Die Variation der Dauerstufe innerhalb der Variante 1 (homogene) Überregnung ergab, dass der 2 h Regen den maximalen Abflussscheitel generiert. Die für diese Gebietsgröße untypisch kurze Dauerstufe ergibt sich aus einer untypischen Niederschlagsverteilung der verwendeten KOSTRA-Zelle (Ubstadt-Weiher).

5 km²) leicht geglättet. Wie zu erwarten liegt der HF -Faktor für kleine Gebietsgrößen nahe 0.5, d. h. die Niederschlagsmenge ist gleichmäßig über beide Gebietshälften verteilt (homogene Überregnung).

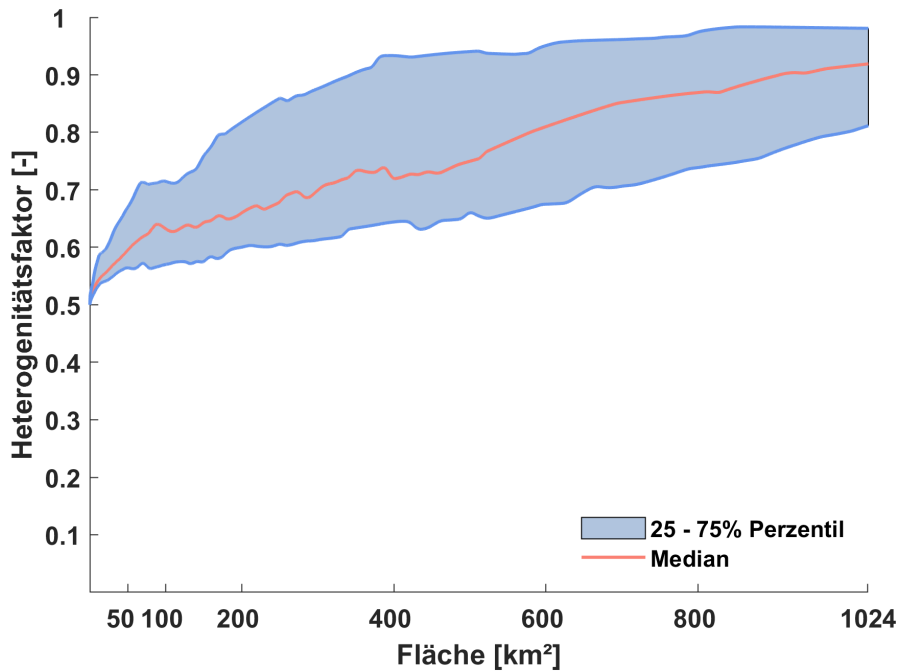


Abbildung 2.3: Räumlicher Niederschlagsheterogenitätsfaktor HF . Median und 25te – 75te Perzentile aller Ereignisse der Dauerstufe 2 h für die Gebietsgrößen 0.25 bis 1024 km².

Mit zunehmender Gebietsgröße steigt der HF -Faktor an, die Niederschlagsheterogenität nimmt zu. Für den gezeigten Niederschlag der Dauerstufe 2 h beträgt die Heterogenität im größten betrachteten Gebiet (1024 km²) bereits 0.92, auf 50 % der Fläche fallen also 92 % des Gebietsniederschlags. Die HF -Werte streuen relativ stark um den Median, was sowohl am relativ kleinen Datenkollektiv liegen kann als auch an der natürlichen räumlichen und zeitlichen Variabilität von Niederschlagsereignissen, insbesondere da bei dieser Untersuchung konvektive und stratiforme Niederschlagsereignisse gemeinsam ausgewertet wurden.

In Abbildung 2.4 sind Medianwerte des HF -Faktors für Dauerstufen zwischen 30 min und 24 h dargestellt, aus Gründen der Übersichtlichkeit wieder leicht geglättet und ohne Darstellung von Perzentilbereichen. Für alle Dauerstufen liegen die HF -Faktoren für kleine Gebiete wie zu erwarten bei 0.5, d. h. die Niederschlagsmenge ist gleichmäßig über beide Gebietshälften verteilt. Mit zunehmender Gebietsgröße nehmen auch die HF -Faktoren zu, wobei sie umso schneller größer werden je kürzer die Dauerstufe ist. Für das Testeinzugsgebiet mit einer Größe von 46 km² liegt der HF -Faktor zwischen 0.64 für 30 min und 0.54 für 24 h, für die bemessungsrelevante Dauerstufe 2 h liegt er bei 0.59 (siehe Abbildung 2.3). Für ein Gebiet von 200 km² liegt er zwischen

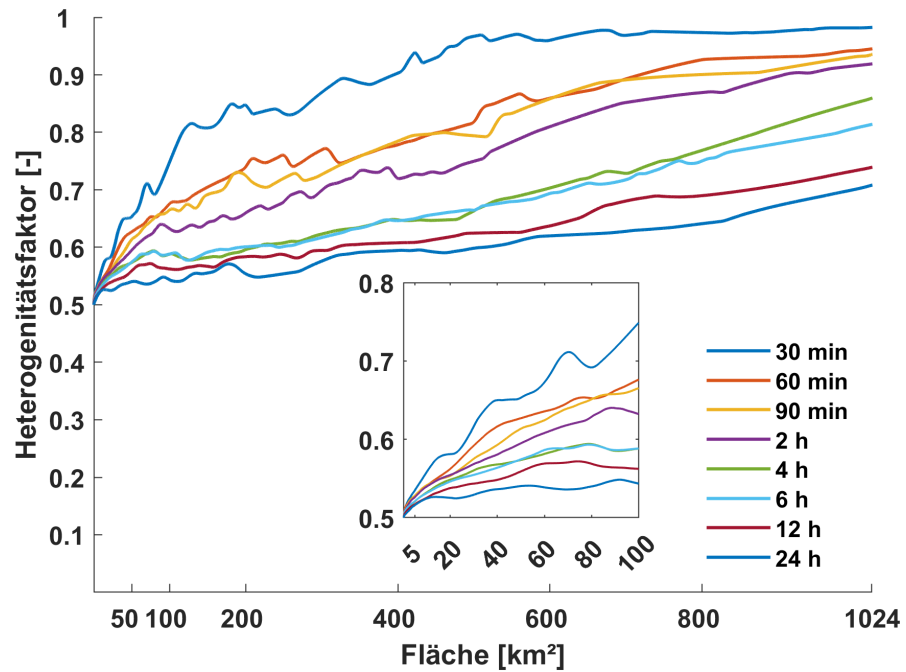


Abbildung 2.4: Räumlicher Niederschlagsheterogenitätsfaktor HF . Mediane der Dauerstufen 30 min bis 24 h für die Gebietsgrößen 0.25 bis 1024 km². Kleines Bild: Ausschnitt für die Gebietsgrößen 0.25 bis 100 km²

0.85 für 30 min und 0.55 für 24 h. Das bedeutet dass je kürzer die Dauerstufe und je größer das betrachtete Gebiet, ein immer größerer Anteil des Niederschlags in der stärker überregneten Hälfte des Gebiets fällt. Dies hebt die Bedeutung der Niederschlagsvariabilität hervor und zeigt, dass räumlich homogene Niederschläge kaum vorkommen. In der hydrologischen Bemessung kann daher im Vergleich zur standardmäßigen Annahme homogener räumlicher Überregung ein heterogener Bemessungsniederschlag zu deutlich anderen Ergebnissen führen.

2.4.2 Auswirkung auf Hochwasserabflüsse

In Abbildung 2.5 sind die Abflussganglinien für das Testeinzugsgebiet für die drei in Kapitel 2.3.3 beschriebenen Niederschlagsvarianten gezeigt. Für Variante 1 (blaue Linie), den Standardfall, beträgt der Scheitelabfluss 4.0 m³/s. Für Variante 2 (rote Linie), bei dem 59 % des Gebietsniederschlags im Oberlauf fallen (HF -Faktor 0.59), erhöht sich der Scheitelabfluss um 12.5 % (bezogen auf Variante 1) auf 4.5 m³/s. Für Variante 3 (grüne Linie), bei der der größere Teil des Niederschlags im Unterlauf fällt, verkleinert sich der Scheitelabfluss um 7.5 % auf 3.7 m³/s. Die deutlichen Unterschiede im Scheitelabfluss bei gleichbleibendem Abflussvolumen sind in diesem Fall in der günstigen bzw. ungünstigen Überlagerung der Abflusswellen des Ober- und Unterliegergebietes zu suchen. Vergleichbare Auswirkungen heterogener Überregnung sind auch zu erwarten in parallel verzweigten Einzugsgebieten mit hydrologisch

unterschiedlich abflusswirksamen Teileinzugsgebieten, oder in Einzugsgebieten in denen die Überschreitung lokaler Niederschlagsschwellenwerte die Abflussreaktion dominiert (hier nicht gezeigt).

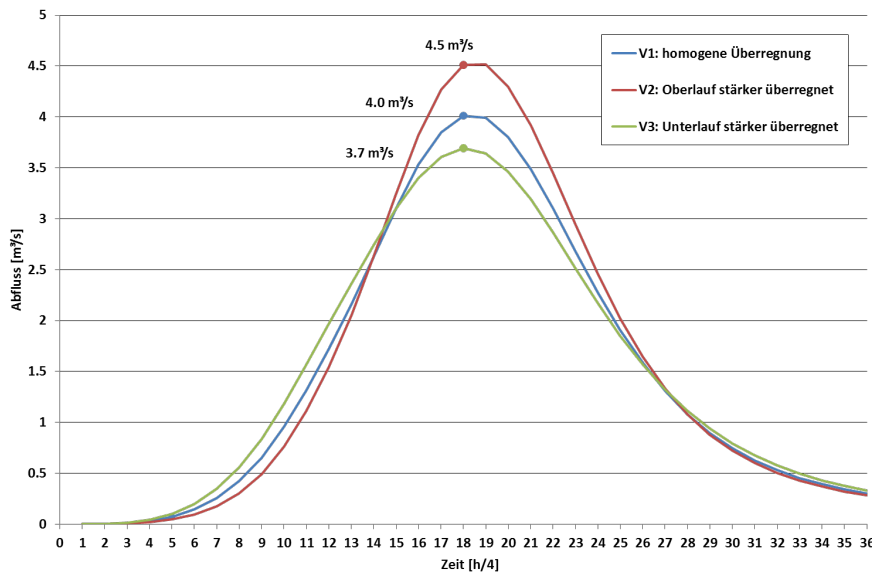


Abbildung 2.5: Abflussganglinien für das Testeinzugsgebiet ($A_e = 46 \text{ km}^2$), mit drei Niederschlagsvarianten auf Basis des 2 h KOSTRA- Niederschlags der Wiederkehrzeit 1 a (18.5 mm).

2.5 FAZIT

Für die Bestimmung von Hochwasserscheiteln kann die Berücksichtigung der räumlichen Niederschlagsheterogenität bei der Variantenerstellung hilfreich sein. In diesem Artikel wurde daher ein Verfahren zur Bestimmung der räumlichen Niederschlagsheterogenität auf Basis hochaufgelöster Niederschlagsradardaten vorgestellt. Die – durch eine Analyse von 51 konvektiven und stratiformen Starkniederschlagsereignissen exemplarisch für eine 50/50 Gebietsteilung ermittelten – Heterogenitätsfaktoren besitzen einen deutlichen Einfluss auf das Hochwassergeschehen. Die Erstellung von Bemessungsvarianten durch räumlich unterschiedlich heterogene Niederschläge kann daher zum Beispiel bei getrennter Betrachtung von Ober- und Unterlaufgebieten, hydrologisch heterogener Einzugsgebiete oder in stark durch hydrologische Schwellenwertprozesse dominierten Einzugsgebieten hilfreich sein.

Die hier vorgestellten Ergebnisse sind lediglich als exemplarische Beispiele zu verstehen; in Zukunft sollten die Untersuchungen mit einem größeren Kollektiv realer Niederschlagsereignisse und für unterschiedliche Regionen wiederholt werden. Dabei sollte auch untersucht werden, ob die räumliche Niederschlagsheterogenität von der Ereignishöhe abhängt. Bislang wurden, um ein ausreichend großes Ereigniskollektiv

zu gewährleisten, alle Ereignisse mit einer Wiederkehrzeit (T) > 1 a gemeinsam ausgewertet, was nach den Auswertungen von Verworn (2008), bei denen sich zumindest räumliche Abminderungsfaktoren für verschiedene Wiederkehrzeiten kaum unterscheiden, für eine erste Untersuchung aber akzeptabel scheint. Die getrennte Betrachtung der verschiedenen Wiederkehrzeiten eröffnet zudem die Möglichkeit, die Erkenntnisse in hydrologische Bemessungsverfahren – auf Basis von Bemessungsniederschlägen definierter Jährlichkeit – einfließen zu lassen. Die Anwendung räumlich heterogener Bemessungsniederschläge größerer Wiederkehrzeiten kann insbesondere für die Beurteilung der Wirksamkeit bestehender oder geplanter Hochwasserrückhaltebecken hilfreich sein.

Des Weiteren wäre eine Bestimmung der Heterogenitätsfaktoren für verschiedene Gebietsteilungen sinnvoll, um das Verfahren flexibel für unterschiedlich geteilte Einzugsgebiete anwenden zu können. Dies würde zudem die Möglichkeit eröffnen, einen Heterogenitätsfaktor auf die Modellierung realer Gebiete anzuwenden, deren Aufteilung (Ober-/Unterlauf oder linker/rechter Flusslauf) in der Realität meist keine 50/50 Flächenanteile aufweist.

Teil III

PHYSIKALISCH-BASIERTE SIMULATION EINER ABGELAUFENEN STURZFLUT MITTELS „REPRÄSENTATIVER HÄNGE“ IN EINEM LÄNDLICHEN EINZUGSGEBIET

Diese Studie wurde in der Zeitschrift Hydrologie und Wasserbewirtschaftung (HyWa) publiziert. Der nachfolgende Teil von Kapitel III ist ein Abdruck von:

Villinger F., R. Loritz und E. Zehe (2022): “Physikalisch-basierte Simulation einer abgelaufenen Sturzflut mittels „repräsentativer Hänge“ in einem ländlichen Einzugsgebiet”. In: Hydrologie und Wasserbewirtschaftung. 66.6, S. 286-297. https://doi.org/10.5675/HyWa_2022.6_1.

PHYSIKALISCH-BASIERTE SIMULATION
EINER ABGELAUFENEN STURZFLUT
MITTELS “REPRÄSENTATIVER HÄNGE” IN
EINEM LÄNDLICHEN EINZUGSGEBIET

ZUSAMMENFASSUNG

Starkregen und Sturzfluten gehören zu den bedrohlichsten Naturgefahren mit hohem Schadenspotenzial. Durch ihre extremen Intensitäten führen Starkregen häufig zu einer erheblichen Abflussreaktion durch Infiltrationsüberschuss, der hangabwärts über einen teilgesättigten Boden dem Vorfluter zuströmt, optional wiederversickert oder Überschwemmungen verursacht. Physikalisch-basierte Modelle können diese oben genannte Kopplung von Starkregenhydrologie und -hydraulik simulieren und könnten somit der Schlüssel für belastbare Simulationen von Sturzfluten in ländlichen Einzugsgebieten sein. Das Potenzial dieser Modelle für den Hochwasserschutz wurde jedoch aus verschiedenen Gründen (z. B. hohe Rechenzeiten, Datenverfügbarkeit) bis dato kaum systematisch untersucht. In dieser Studie wird ein neuartiges Konzept angewandt, bei dem Einzugsgebiete durch repräsentative Hänge vereinfacht repräsentiert werden. Diese Vereinfachung erhält die Vorteile physikalisch-basierter Modelle, bei deutlich reduzierter Rechenzeit. Das Modellkonzept erlaubt eine sehr gute Nachbildung einer im Juni 1994 in einem landwirtschaftlichen geprägten Kopfeinzugsgebiet (3,5 km²) aufgetretenen, extremen Sturzflut und eine gute Vorhersage des Abflussgeschehens über mehrere Jahre. Die Ergebnisse der Studie stützen die Annahme, dass Verschlammung in den unteren Hangbereichen in diesem Landschaftsraum zur Verschärfung der Abflussbildung geführt hat. Im zweiten Teil der Studie wird mit dem kalibrierten Modell mittels numerischer Experimente untersucht, wie sich Veränderungen der Landnutzung, Niederschlagshöhe und -intensität, Bodendurchlässigkeit und -feuchte auf die Simulation der Abflussganglinie auswirken. Die Ergebnisse werden im Hinblick auf Unsicherheiten in der gängigen Bemessungspraxis diskutiert.

ABSTRACT

Physically based simulation of an occurred flash flood using “representative hillslopes” in a rural catchment

Heavy rainfall events and flash floods are among the most dangerous natural hazards with high damage potential. Due to its extreme

intensities, heavy rainfall often leads to a significant runoff reaction by cause of infiltration excess, which flows downslope over a partially saturated soil towards the channel, optionally re-infiltrating or causing floods. Physically based models can simulate this above mentioned coupling of heavy rainfall hydrology and hydraulics, and thus could be key to robust simulations of flash floods in rural catchments. However, the potential of these models for flood protection has hardly been systematically investigated so far for various reasons (e. g. high computation times, data availability). In this study, a novel concept is applied in which catchments are represented in a simplified way by representative hillslopes. This simplification preserves the advantages of physically based models, with significantly reduced computing time. The model concept allows a very good simulation of an extreme flash flood that occurred in June 1994 in an agriculturally dominated head water catchment (3.5 km²) and a good runoff forecast over several years. The simulation supports the assumption that surface sealing at the hillfoot has led to an intensification of runoff formation in this landscape. In the second part of the study, the calibrated model is used to investigate through numerical experiments how changes in land use, precipitation depth and intensity, soil permeability and moisture affect the simulation of the hydrograph. The results are discussed in terms of uncertainties in current design practice.

3.1 EINLEITUNG

Starkregen und Sturzfluten gehören in Mitteleuropa zu den bedrohlichsten Naturgefahren (Bronstert et al. 2017; DWA, 2018). Sie verursachen immer wieder immense Schäden und bedauerlicherweise mitunter Todesopfer. Durch den Klimawandel (Kreienkamp et al. 2021) und zunehmende Versiegelung kommt es höchstwahrscheinlich zu einer Häufung von kleinräumigen, extremen Niederschlagsereignissen und damit einem höheren Risiko von Sturzfluten, insbesondere in kleinen agrarisch genutzten Einzugsgebieten mit ausgeprägter Topografie. Ein erster Vorgeschmack war der Sommer 2016, in dem es zu einer Häufung von kleinräumigen Sturzfluten (Göppert, 2018; Piper et al. 2016) kam, deren Schäden sich deutschlandweit auf einen Versicherungsschaden von ca. 2,6 Mrd. € beliefen (Munich Re, 2017). Spätestens dieser Sommer hat Starkregen und Sturzfluten in den Fokus der hydrologischen Forschung und Praxis katapultiert.

Bei Sturzfluten handelt es sich um kleinräumige Ereignisse mit Reaktionszeiten von wenigen Stunden (Marchi et al. 2010). Die Reaktionszeit ist die Zeit zwischen dem Auftreten der Niederschlagspitze und dem beobachteten Hochwasserscheitel. Auslöser sind typischerweise kleinräumige, konvektive Starkregen. Sie verursachen durch ihre extremen Intensitäten häufig eine heftige Abflussreaktion durch Infiltrations-

überschuss (Beven, 2004; Zehe und Sivapalan, 2009). Im Gegensatz zu Oberflächenabfluss auf gesättigten Flächen (Dunne und Black, 1970) ist der Boden bei Oberflächenabfluss in Folge von Infiltrationsüberschuss nur teilgesättigt. Wasser, das entlang der Geländeoberfläche abfließt, kann deshalb auch wiederversickern. Die Wiederversickerungsrate wird von den hydraulischen Eigenschaften des Bodens inkl. Makroporen, aber auch der Rauheit des Geländes (Bewuchs, Barrieren) sowie der Geländeneigung bestimmt. Hohe kinetische Energien von Starkregen können bei geringer Bodenbedeckung zu einer Verschlämmung der Bodenoberfläche führen, was wiederum die Abflussbildung verschärft. Besonders anfällig für Verschlämmung sind ackerbaulich genutzte Lössböden (Roth et al. 1995).

Um dieses räumlich und zeitlich stark dynamische Zusammenspiel zwischen meteorologischen Eingangsdaten (z. B. Niederschlagsintensität), Gebietseigenschaften (u. a. Böden) und Zustandsvariablen (z. B. Vorfeuchte) abzubilden, bedarf es den Einsatz physikalisch-basierter hydrologischer Modelle. Sie ermöglichen durch eine rückgekoppelte, vollintegrierte Simulation von Abflussbildung und -hydraulik eine realistische Abbildung der unterschiedlichen hydrologischen Prozesse. Dies ist zentral, um Oberflächenabflussbildung durch Infiltrationsüberschuss und dessen optionale Wiederversickerung zu erfassen (Loritz et al. 2021; Zehe et al. 2005; Zehe und Blöschl, 2004). Ein vollverteiltes Modell ist dabei der komplexeste Ansatz. Es erlaubt die Berücksichtigung der gesamten Variabilität der Topographie, der Gebietseigenschaften, des Niederschlags und des Gewässers. Da die numerische Lösung der zugrundeliegenden nicht-linearen, partiellen Differentialgleichungen einen hohen Rechenaufwand erfordert und hochaufgelöste räumliche Datensätze benötigt, beschränkt sich dieser Ansatz meist auf kleine Gebiete oder kurze Zeitreihen. Gerade im Hinblick darauf, stellt sich die Frage nach der notwendigen Komplexität eines physikalisch-basierten Modells.

Loritz et al. (2017) haben gezeigt, dass sich Wasserhaushalt und Abflussverhalten des 20 km² großen Colpach-Einzugsgebiets in Luxemburg durch einen einzigen repräsentativen Hang ohne Gewässernetz in hoher Güte simulieren lassen. Diese Vereinfachung beruht nicht auf einer größeren Auflösung des vollverteilten Modells, sondern auf der Reduktion des Gebiets auf einen repräsentativen topographischen Gradienten, entlang dessen die mittlere Verteilung der potenziellen Energie entlang der Fließpfade zum Gewässer abgebildet wird. Die Abflussbildung, Abflusskonzentration sowie die zugrundeliegende Bodenfeuchtedynamik und Verdunstung werden entlang dieses repräsentativen Gradienten auf Basis repräsentativer bodenhydraulischer Parameter, dem optionalen Einfluss von Makroporen, unterschiedlichen Oberflächen-Rauheiten und Landnutzungsparametern simuliert. Die Rechenzeiten werden dadurch ohne nennenswerte Einbußen in der Modellgüte erheblich verkürzt. Weil

das Abströmen und die Abflusskonzentration entlang der Hänge die Gebietsantwort dominieren, kann das Routing für Gebiete kleiner 20 bis 50 km² vernachlässigt werden (Loritz et al. 2017; Robinson et al. 1995).

Motiviert durch die Arbeiten von Loritz et al. (2017) wird gezeigt, dass sich Abflussbildung und -konzentration im Gewässer auch durch wenige repräsentative Hänge ohne Gewässernetz mit dem Modell CATFLOW (Zehe et al. 2001) simulieren lassen. Untersuchungsgebiet ist das landwirtschaftlich geprägte Kopfeinzugsgebiet des Weiherbachs mit einer Fläche von 3,5 km². Es wird getestet, ob die im Juni 1994 abgelaufene Sturzflut mit einem repräsentativen Hängemodell (RHM) simuliert werden kann. Das RHM besteht aus insgesamt acht Hängen. Die land- und forstwirtschaftlich genutzten Flächen werden mit sieben Hängen unterschiedlicher Landnutzungsparametrisierung und Hangbreite gemäß ihrer relativen Flächenanteile, aber identischer repräsentativer Hangfalllinie, Bodenparametrisierung und Makroporenverteilung simuliert. Der Abfluss aus den versiegelten Teilflächen wird durch einen weiteren repräsentativen Hang mit gleicher Hangfalllinie, aber verminderter hydraulischer Leitfähigkeit und Rauheit abgebildet. Im zweiten Teil der Studie wird untersucht, welche Unsicherheiten sich aus der Variation von Modellparametern, Randbedingungen und Zustandsvariablen, die die Oberflächenabflussbildung kontrollieren, ergeben. Dazu werden insgesamt vier numerische Experimente durchgeführt, bei denen 1.) die Makroporendichte (Makroporenfaktor), 2.) die Rauheiten nach Manning-Strickler (k_{st}) für verschiedener Landnutzungsclassen, 3.) die Niederschlagszeitreihen und 4.) die Vorfeuchte variiert werden.

3.2 UNTERSUCHUNGSGEBIET, DATENBASIS UND DAS MODELL CATFLOW

3.2.1 *Weiherbacheinzugsgebiet*

Seit mehr als 3 Jahrzehnten ist das Einzugsgebiet des Weiherbachs, im ackerbaulich genutzten Hügelland des Kraichgaus, Gegenstand intensiver hydrologischer Forschungen. Dadurch wurde ein umfangreicher Forschungsdatensatz geschaffen, der Abflusszeitreihen ($N = 2$), zeitlich hochaufgelöste Niederschlagszeitreihen ($N = 6$) und meteorologische Zeitreihen ($N = 1$, Strahlungsbilanz, Globalstrahlung, Windstärke und Richtung, Lufttemperatur und -feuchte) sowie Bodenfeuchtezeitreihen integriert über 4 Tiefen ($N = 61$) umfasst. Es liegen repräsentative bodenhydraulische Funktionen aus ungestörten Bodenproben ($N = 100$), Rauheiten nach Manning-Strickler (k_{st}) für Haupt- und Nebenfrüchte als Funktion der Wuchshöhe aus Beregnungsversuchen ($N = 60$) (Gerlinger, 1997; Scherer et al. 2012) sowie Jahresgänge pflanzenmorphologischer Parameter vor. Weiterführende ausführliche Informationen finden sich

in (Plate und Zehe, 2008). Das Kopfeinzugsgebiet des Weiherbachs (Abb. 3.1) umfasst bis zum Pegel Menzingen eine Fläche von 3,5 km² und ist Untersuchungsgebiet dieser Arbeit.

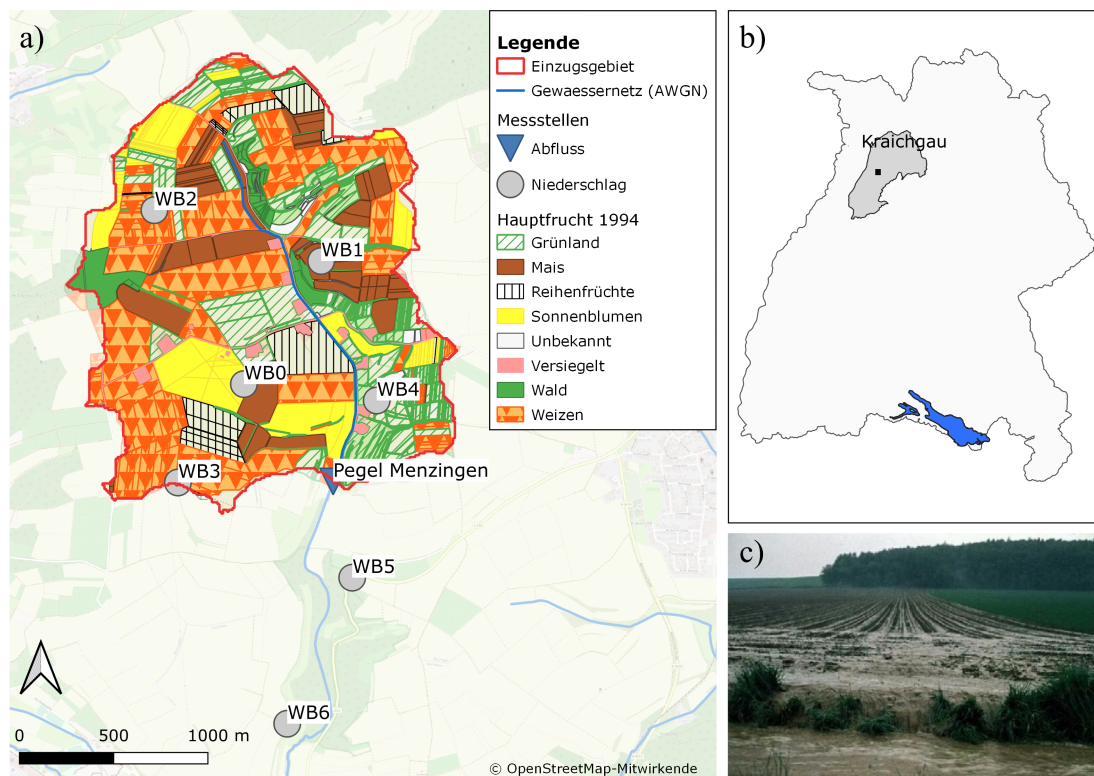


Abbildung 3.1: a) Übersichtskarte des Einzugsgebiets des Weiherbachs mit Bodenmessstationen und der kartierten Landnutzung im Jahr 1994, b) Lage des Weiherbachgebiets (schwarzes Quadrat) innerhalb des Landschaftsraums Kraichgau (dunkelgrau) und in Baden-Württemberg, c) Erosion und Oberflächenabfluss auf einer Ackerfläche im Einzugsgebiet nach der Sturzflut im Juni 1994.

a) Overview map of the Weiherbach catchment with its ground gauges and the distribution of mapped landuse in June 1994, b) location of the Weiherbach catchment (black square) within the landscape zone of the Kraichgau (dark grey) and the state of Baden-Württemberg, c) surface runoff and erosion on an arable land within the catchment after the flash flood in June 1994.

3.2.1.1 Die Sturzfluten in den Jahren 1994 und 1995

Das größte Hochwasser am Pegel Menzingen mit 7,9 m³/s wurde am 27. Juni 1994 beobachtet in Folge eines konvektiven Starkregens mit ca. 78 mm in drei Stunden. Obwohl nach den Abflusskennwerten Baden-Württembergs (Abfluss-BW (LUBW, 2015)) das Hochwasser deutlich über dem $HQ_{10.000}$ von 3,3 m³/s liegt, beträgt der Abflussbeiwert nur rund 12 %. Interessanterweise liegt die Jährlichkeit nach KOSTRA (DWD, 2019) für das auslösende Niederschlagsereignis nur bei 200 bis 500 a. Die Inkonsistenzen zwischen der Jährlichkeit des Hochwassers

und dem auslösenden Niederschlag können zum einen eine Folge der Nichtlinearität der Abflussbildung durch Infiltrationsüberschuss sein. Zum anderen basieren KOSTRA und Abfluss-BW für konvektive Ereignisse in kleinen Einzugsgebieten auf wenigen Beobachtungen mit entsprechenden Unsicherheiten in der jeweiligen Extremwertstatistik. Ein Jahr später am 13. August 1995 ging über dem Weiherbach ein fast genauso extremes Gewitter nieder (73 mm in knapp drei Stunden). Trotz der sogar etwas höheren Vorfeuchte von $0,26 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$, was einer relativen Sättigung von 57 % entspricht, waren Abflussscheitel (-60 %) und Abflussvolumen (-44 %) des ausgelösten Hochwassers geringer. Die nicht linearen Infiltrationseigenschaften von Lössböden spielen dabei eine maßgebliche Rolle. Saisonale Variationen treten durch Schwankungen in der Flächendichte von Makroporen/Wurmgingen auf (Zehe et al. 2005). Während eines Starkregenereignisses kann aber auch die Verschlammung des Oberbodens die Infiltration reduzieren und die Oberflächenabflussbildung verschärfen (Assouline, 2004; Roth et al. 1995).

3.2.2 *Das physikalisch-basierte Modell CATFLOW*

Das physikalisch-basierte Modell CATFLOW wurde von Maurer (1997) und Zehe et al. (2001) entwickelt. Es wird kontinuierlich weiterentwickelt und in verschiedenen Landschaftsräumen bereits erfolgreich genutzt (Graeff et al. 2009; Loritz et al. 2017; Scherer et al. 2012; Wienhöfer und Zehe, 2014; Zehe und Blöschl, 2004).

Mit dem Modell CATFLOW werden ein oder mehrere Hänge betrachtet, die optional über ein Gewässernetz miteinander verbunden sind. Die Hänge werden entlang der Hauptgefällelinie durch ein geländefolgendes 2-dimensionales Gitternetz repräsentiert, dessen vertikale und laterale Maschenweite frei gewählt wird. Eine quasi 3-dimensionale Struktur wird durch Zuweisung einer variablen Hangbreite pro Oberflächen-Netzelement erreicht.

Die Bodenfeuchtedynamik wird mit der 2-dimensionalen Richards-Gleichung berechnet. Die Abschätzung der Evapotranspiration erfolgt mit der Penman-Monteith-Gleichung. Darüber hinaus wird auf der Hangskala Oberflächenabfluss als Folge von Infiltrationsüberschuss oder Sättigung, dessen Wiederversickerung sowie die Entstehung von Zwischenabfluss simuliert. Das Abströmen des Oberflächenabflusses (Infiltrationsüberschuss oder Sättigungsüberschuss) entlang der Hangfalllinie wird durch vereinfachte Saint-Venant-Gleichungen (Diffusionswellen-Ansatz) berechnet. Die Fließgeschwindigkeit wird über die Gauckler-Manning-Strickler-Formel bestimmt.

In CATFLOW gibt es unterschiedliche Möglichkeiten, den Einfluss

von Makroporen bei der Infiltration zu berücksichtigen. Sie können explizit als zusammenhängende Pfade mit hoher hydraulischer Leitfähigkeit vorgegeben werden (Wienhöfer und Zehe, 2014) oder über ein Schwellenwertkonzept (Zehe et al. 2005), welches den Effekt von Makroporenfluss bei der Infiltration durch ein Vielfaches der gesättigten hydraulischen Leitfähigkeit (k_s) beschreibt. Makroporenfluss setzt ein, wenn die relative Sättigung (S) die Grenzwertsättigung (S_0) übersteigt.

$$k_s^b = k_s + k_s \cdot (f_{mac} - 1) \cdot \left(\frac{S - S_0}{1 - S_0} \right) \text{ für } S_0 \leq S \leq 1, \text{ sonst } k_s^b = k_s \quad (3.1)$$

k_s^b ist die hydraulische Leitfähigkeit von Bodenmatrix und Makroporen und f_{mac} der Makroporenfaktor.

3.3 MODELLAUFBAU UND NUMERISCHE EXPERIMENTE

Der erste Teil dieses Kapitels beschreibt den Modellaufbau des RHM Weiherbach und dessen Kalibrierung und Evaluierung. Das Design der numerischen Experimente, die mit dem kalibrierten RHM durchgeführt werden, ist im zweiten Teil des Kapitels beschrieben.

3.3.1 *Modellaufbau und Kalibrierung des RHM Weiherbach*

3.3.1.1 *Repräsentative Hangfalllinie und Auflösung des numerischen Rasters*

Die Vereinfachung vollaufgelöster physikalisch-basierter Modelle auf einen repräsentativen Hang beruht auf einer anderen Grundidee als die gängige Vergrößerung des Berechnungsgitters (Loritz et al. 2017). Der repräsentative Hang, genauer gesagt seine Falllinie, erhält die mittlere Verteilung der geopotenziellen Energie entlang der im Einzugsgebiet vorkommenden Fließpfade ins Gewässer. Zu dessen Ableitung wird die Methodik von Cochrane und Flanagan (2003) auf ein Digitales Geländemodell (DGM) der Auflösung von 10 m x 10 m angewandt. Für jede Rasterzelle werden mittels eines Geoinformationssystems (GRASS GIS) die absolute Höhe über und die Distanz zum Flussnetzwerk berechnet. In Abbildung 3.2 ist die Verteilung der Höhe über dem Fluss (Maß für die geopotenzielle Energie) entlang aller im Gebiet vorhandenen Fließpfade dargestellt. Anschließend erfolgt eine Klassifizierung der Höhe (Klassenweite 10 m) über dem Fluss anhand des korrespondierenden Distanzwerts. Für jede Distanzklasse wird eine gewichtete mittlere Höhe anhand der oberstromigen Entwässerungsfläche bestimmt; je höher die Fließakkumulation, desto größer das Gewicht. Die Länge des repräsentativen Hangs beträgt im Falle des Weiherbachs 360 m.

Der Hang wird in ein Gitter mit einer lateralen Maschenweite von 1 m

aufgelöst. Bei einer Mächtigkeit des Bodenprofils von 2 m, variiert die vertikale Gitterauflösung von 5 cm in den oberflächennahen Zellen bis zu 25 cm am unteren Rand. Es wurde eine atmosphärische Randbedingung für den oberen Rand, eine Null-Fluss-Bedingung am linken Rand, Gravitationsfluss durch den unteren Rand und Sickerrand am rechten Rand vorgegeben.

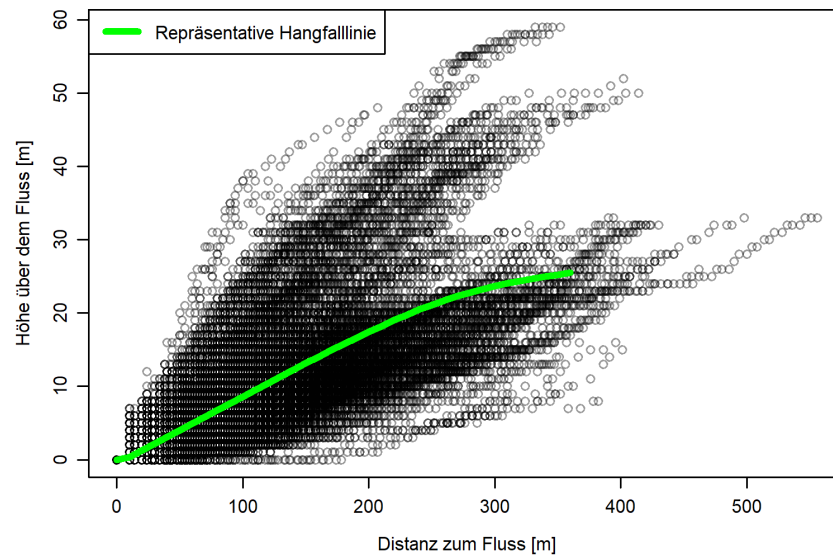


Abbildung 3.2: Höhe über dem Fluss aufgetragen über die Distanz zum Fluss für alle DGM-Rasterzellen. Die repräsentative Hangfalllinie (grün) konserviert näherungsweise die geopotenzielle Energie bis zum Gewässer.

Elevation above the river plotted against the distance to the river for all DEM cells. The representative slope line (green line) conserves approximately the geopotential energy to the stream.

3.3.1.2 Parametrisierung von Landnutzungs- und Bodeneigenschaften

Das Gesamtmodell besteht aus acht repräsentativen Hängen mit identischer repräsentativer Hangfalllinie. Davon bilden sieben Hänge land- und forstwirtschaftlich genutzten Flächen ab. Sie haben eine identische Bodenverteilung, aber unterschiedlicher Landnutzungsparametrisierung, um der heterogenen Landnutzung Rechnung zu tragen. Die beschriebenen Landnutzungsparameter sind Zeitreihen für Blattflächenindex, Bodenbedeckung und Wurzeltiefe, die von Mokry und Ritz (2008) durch Feldkartierungen erhoben wurden, sowie k_{st} -Werte als eine Funktion der Wuchshöhe, die durch Berechnungsversuche mittels Großregner bestimmt wurden (Gerlinger, 1997; Scherer et al. 2012). Der Beitrag aus den versiegelten Flächen wird mit einem repräsentativen Hang gleicher Topografie, aber verminderter hydraulischer Leitfähigkeit und Rauheit modelliert. Der k_{st} -Wert für die versiegelten Bereiche folgt der Vor-

gabe aus dem “Leitfaden Kommunales Starkregenrisikomanagement in Baden-Württemberg” (Cassel et al. 2016). Die Abflussbeiträge aus den einzelnen Hängen werden über deren relative Landnutzungsanteile (= Hangbreite) gewichtet. Der Gesamtabfluss ist die Summe der gewichteten Teilabflüsse aus den acht repräsentativen Hängen.

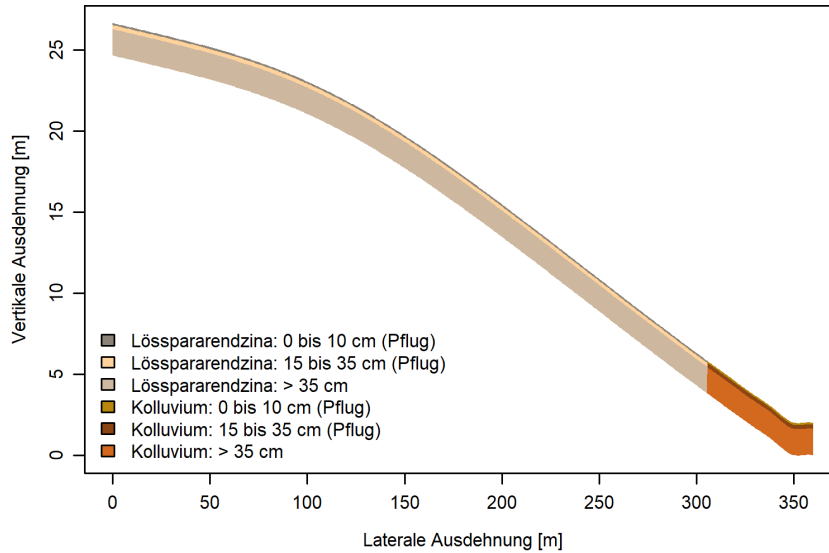


Abbildung 3.3: Verteilung der Bodenhorizonte entlang der repräsentativen Hangfalllinie. Die Mächtigkeit des Bodenprofils beträgt 2 m.

Distribution of the soil layers along the representative hillslope line. The vertical soil resolution is 2 m.

Entlang der repräsentativen Hangfalllinie wird für die land- und forstwirtschaftlich genutzten Hänge ($N = 7$) die typische Lösscatena des Weiherbachs abgebildet (Abb. 3.3). Die oberen 85 % des Hangs von der Kuppe abwärts bestehen aus einer Lösspararendzina (= Löss), die unteren 15 % des Hangs bestehen aus Kolluvium (Zehe et al. 2001). In der Vertikalen wurde der Pflughorizont in zwei Tiefenbereiche unterteilt (0 bis 10 cm und 15 bis 35 cm). Die dazugehörigen bodenhydraulischen Parameter sind in Tabelle 3.1 zusammengefasst.

Das räumliche Muster der Makroporen als Folge von Regenwurmakktivität folgt der typischen Catena mit steigender Aktivität von der Hangkuppe hin zum Hangfuß, wie Kartierungen ergaben (Zehe und Blöschl, 2004; Zehe et al. 2001). Die Zunahme der Makroporenaktivität wird durch relative Skalierungsfaktoren abgebildet (Tab. 3.2), die mit dem mittleren Makroporenfaktor (f_{mac}) des Hangs multipliziert werden. Der Wert für f_{mac} wird bei der Kalibrierung angepasst (Kap. 3.3.1.3).

Tabelle 3.1: Van-Genuchten-Mualem Parameter der beprobten Bodenschichten nach Delbrück (1997): gesättigte hydraulische Leitfähigkeit k_s , Porosität θ_s , residualer Wassergehalt θ_r , reziproken Lufttrittspunkt α und Formparameter n .

Van-Genuchten-Mualem parameters of the sampled soil layers by Delbrück (1997): saturated hydraulic conductivity k_s , porosity θ_s , residual water content θ_r , reciprocal air entry point α and shape parameter n .

Beprobte Bodenschicht	k_s [10^{-6} m/s]	θ_s [-]	θ_r [-]	α [1/m]	n [-]
Lösspararendzina: 0 bis 10 cm (Pflug)	6,0	0,46	0,06	1,50	1,36
Lösspararendzina: 15 bis 35 cm (Pflug)	1,7	0,46	0,06	1,50	1,36
Lösspararendzina: größer 35 cm	2,1	0,44	0,06	0,40	2,06
Kolluvium: 0 bis 10 cm (Pflug)	54	0,46	0,10	2,40	1,22
Kolluvium: 15 bis 35 cm (Pflug)	27	0,43	0,11	3,80	1,20
Kolluvium: größer 35 cm	50	0,40	0,04	1,90	1,25

Sowohl Beobachtungen im Rahmen von Feldbegehungen (Abb. 3.1c) als auch der Vergleich der hydrologischen Charakteristika der Sturzfluten in den Jahren 1994 und 1995 (Kap. 3.2.1.1) stützen die Annahme, dass die Leitfähigkeit am Hangfuß aufgrund von Verschlammungsprozessen bei der Sturzflut im Juni 1994 reduziert war. Daher wird eine Verschlammungsschicht am Hangfuß mit unbekannter lateraler Ausdehnung in Richtung Oberhang mit $f_{mac} = 1,0$ abgebildet. Das heißt, es gibt keinen Beitrag von Makroporen zur Infiltration. Die Ausdehnung wird bei der Kalibrierung des Modells angepasst (Kap. 3.3.1.3).

Tabelle 3.2: Relative Skalierungsfaktoren zur Berücksichtigung der Makroporendichte entlang der Hangcatena.

Relative scaling factors to consider the macropore density along the hillslope catena.

Von*	Bis*	Skalierungsfaktor
0	< 0,7	0,6
0,7	< 0,85	1,1
0,85	1	1,5

* Relative Koordinaten von der Hangkuppe Richtung Hangfuß

3.3.1.3 Modellkalibrierung und -evaluierung Referenz-Modell (REF)

Durch eine Vorsimulation beginnend am 1. November 1993 wird die Vorfeuchte initialisiert. Die Kalibrierung erfolgt über die beiden Variablen “mittlerer Makroporenfaktor” (f_{mac}) und die “Ausdehnung der Verschlammungsfläche nach Oberhang” (Kap. 3.3.1.2). Der mittlere

Makroporenfaktor (f_{mac}) wird zwischen 2,5 und 4,5 in 0,1-Schritten variiert. Die Ausdehnung der Verschlammungsfläche am Hangfuß wird zwischen 0 % und 15 % der Hangfläche in 1%-Schritten variiert. Durch Kombinationen beider Variablen ergeben sich 336 Modellläufe. Anhand der Nash-Sutcliff-Effizienz (NSE) werden sie bewertet und Modelle mit $NSE \geq 0,90$ werden akzeptiert sowie evaluiert. Die beste Modellanpassung in Bezug auf NSE, Volumen und Scheitelabfluss wird als Vergleichsvariante (REF) zum Vergleich der Ergebnisse aus den numerischen Experimenten ausgewählt. Zur Evaluierung der besten Modellstruktur werden zeitkontinuierlich mehrere Jahre vom 1. November 1990 bis 31. Dezember 1995 ohne weitere Parameteranpassung simuliert. Da in dem vorgestellten Modellaufbau durch den Fokus auf Oberflächenabfluss nur die obersten Bodenschichten abgebildet werden, wird ein konstanter Basisabfluss von $0,016 \text{ m}^3/\text{s}$ (Median aus der gemessenen Abflusszeitreihe) für jeden Zeitschritt addiert.

3.3.2 Numerische Experimente

Insgesamt werden die vier nachfolgend beschriebenen numerischen Experimente durchgeführt.

Experiment 1: Variation des Makroporenfaktors

Infiltrationsüberschuss als dominierender Abflussprozess bei Starkregen und Sturzfluten ist eine Funktion der aktuellen Infiltrationskapazität und damit von Bodenfeuchte, bodenhydraulischen Funktionen, der Makroporendichte und der Niederschlagsintensität abhängig. Die Variation des Makroporenfaktors und der Ausdehnung der Verschlammungsfläche im Rahmen der automatischen Kalibration liefern bereits wichtige Erkenntnisse über den Einfluss beider Größen auf den Abfluss (Kap. 3.3.1.3).

Experiment 2: Variation der k_{st} -Werte (Landnutzung)

Der gebildete Oberflächenabfluss fließt hangabwärts dem Gewässer zu und kann optional wiederversickern. Die Fließgeschwindigkeiten, die Fließtiefe und die Zeit für die Re-Infiltration sind dabei eine Funktion der Rauheit. Daher wird der Einfluss der Variation der Rauheit auf die Form und das Volumen der Ganglinie bei invarianter Bodenparametrisierung, Vorfeuchte und Niederschlags-Eingangsdaten der land- und forstwirtschaftlich genutzten repräsentativen Hänge ($N = 7$) untersucht, die aufgrund der unterschiedlichen Landnutzungsklassen auch unterschiedliche k_{st} -Werte aufweisen. Es werden die k_{st} -Werte für Ende Juni verwendet. Um die sieben repräsentativen Hänge miteinander zu vergleichen, wird die Hangfläche auf die Einzugsgebietsgröße von $3,5 \text{ km}^2$ normiert. Das heißt, es wird pro Simulation das gesamte Einzugsgebiet mit einer Landnutzungsklasse gerechnet, z. B. ist das gesamte Einzugsgebiets mit Mais bestanden.

Experiment 3: Variation der Niederschlagszeitreihen

Während des Starkregenereignisses am 27. Juni 1994 wurde eine beachtliche räumliche Variabilität der Niederschlagshöhe und -intensität an den sechs Bodenmessstationen im Gebiet (Abb. 3.1) bzw. in unmittelbarer Nähe (Entfernung kleiner 1,5 km) und damit auch der Jährlichkeit nach KOSTRA 2010R beobachtet (Tab. 3.3). Im Vergleich zur Referenz-Variante (REF), die mit den Niederschlags-Eingangsdaten der Station WB0 simuliert wurden, werden weitere Rechenläufe mit den Niederschlagszeitreihen der Stationen WB1 bis WB6 durchgeführt.

Tabelle 3.3: Gemessene Niederschlagsmengen N , maximale Intensitäten I_{max} sowie die Jährlichkeit T für N nach der KOSTRA 2010R Statistik für eine Ereignisdauer von drei Stunden für das Ereignis am 27. Juni 1994.

Observed rainfall N , maximum intensity I_{max} and the corresponding return period T for N according to the KOSTRA-2010R statistics for an event duration of three hours for the event on 27/6/1994.

Station	$N[mm]$	$I_{max}[mm/h]$	$T[a]$
WB0	78,6	94	200
WB1	83,0	98	200-500
WB2	72,5	89	100-200
WB3	72,2	95	100-200
WB4	79,5	113	200
WB6	83,1	114	200-500

Experiment 4: Variation der Vorfeuchte

Da eine Simulation eines Einzelereignisses als Anfangs-Randwertproblem stark vom Anfangszustand bestimmt wird und die hydraulische Leitfähigkeit des Bodens mit der Bodenfeuchte abnimmt, wird deren Rolle durch Skalierung der Startbodenfeuchte untersucht. Der Skalierungsfaktor liegt im Bereich von 0,7 bis 1,3 und wird in 0,1-Schritten variiert. Das Bodenfeuchtemuster bleibt dabei unverändert.

3.4 ERGEBNISSE

3.4.1 Simulation mit dem repräsentativen Hängemodell (RHM)

Aus der Kalibrierung der 336 Modelle sind insgesamt 37 Simulationsvarianten mit einer Nash-Sutcliff-Effizienz (NSE) größer gleich 0,9 hervorgegangen, die im Weiteren verwendet werden (Abb. 3.4a). Rund 50 % der 336 Rechenläufe haben eine NSE von größer gleich 0,5. Die kalibrierten Parameter der 37 ausgewählten Modelle variieren zwischen 4 und 14 % für die Ausdehnung der Verschlammungsfläche und Werten zwischen 2,8 und 4,5 für den mittleren f_{mac} der oberhalb anschließenden Fläche. Beide Größen zeigen eine starke Interaktion bei der Modellanpassung – der Makroporenfaktor wächst linear mit der

Größe der Verschlammungsfläche (Abb. 3.4b).

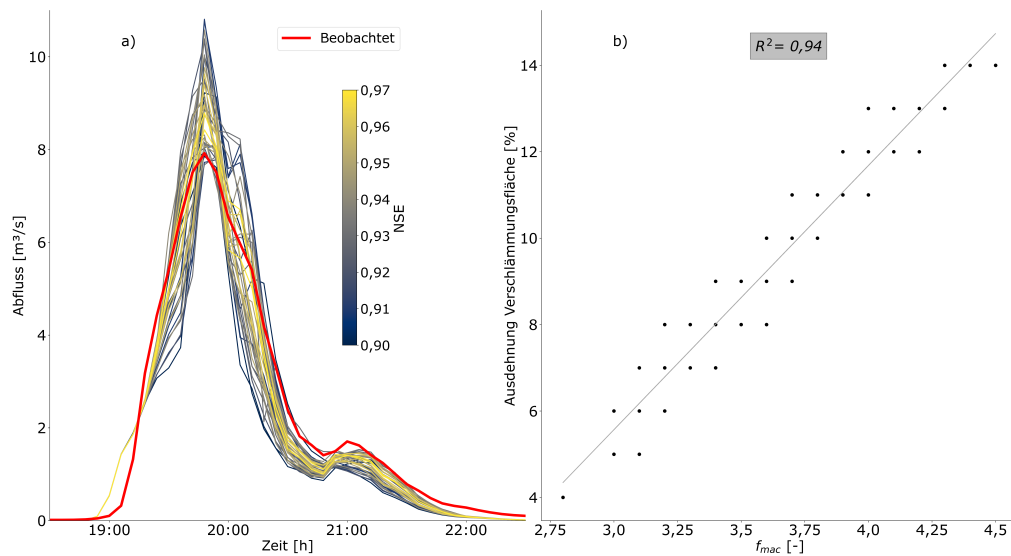


Abbildung 3.4: a) Gesamtabflusskurven der 37 besten Modellläufe mit einer NSE größer gleich 0,9 im Vergleich zur gemessenen Ganglinie am Pegel Menzingen (blau) b) Lineare Korrelation (graue Linie) zwischen f_{mac} und der Ausdehnung der Verschlammungsfläche für Simulationen mit einer NSE größer gleich 0,9 mit einem Korrelationskoeffizienten (R^2) von 0,94.

Total discharge curves of the 37 best model runs with an NSE greater equal 0.9 compared to the observed hydrograph at Menzingen gauge (blue) b) Linear correlation (grey line) between f_{mac} and the extent of the sealed area for simulations with an NSE greater equal 0.9 with a correlation coefficient (R^2) of 0.94.

Die beste Modellanpassung (Referenzvariante REF) an die beobachtete Hochwasserganglinie in Bezug auf die NSE, Volumen und Scheitelabfluss ist in Abbildung 3.5 dargestellt und erfolgte mit einem $f_{mac} = 3,8$ sowie einer Verschlammungsfläche mit 11 % Ausdehnung hangaufwärts. Das RHM bildet die gemessene Abflusskurve mit einer NSE von 0,97 gut nach. Das simulierte Abflussvolumen wird um 5 % im Vergleich zum beobachteten Volumen unterschätzt und der Scheitelabfluss mit $8,8 \text{ m}^3/\text{s}$ (beobachtet $7,9 \text{ m}^3/\text{s}$) leicht überschätzt. Der dominierende Abflussprozess ist Oberflächenabfluss durch Infiltrationsüberschuss mit einem Anteil von rund 67 % am Gesamtabfluss.

Mit einer NSE von 0,82 wird das Abflussgeschehen für die 5-Jahre-Simulation (1. November 1990 bis 31. Dezember 1995) gut nachgebildet, obwohl es nur an das Starkregenereignis im Juni 1994 angepasst wurde. In Tabelle 3.4 sind die NSE-Werte für das RHM sowie für das vollverteilte Modell nach Zehe et al. (2001) aufgeführt.

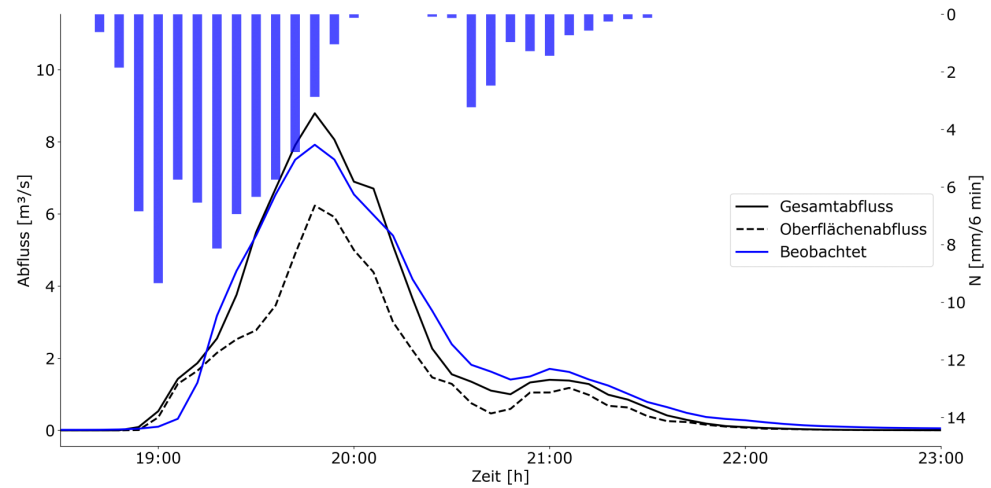


Abbildung 3.5: Beste Simulation der Gesamtflusskurve (REF-Variante) als Summe der gewichteten Abflüsse aus den repräsentativen Hängen. Der Anteil des Oberflächenabflusses beträgt 67 %.

Best simulation of the total discharge (REF-version) as sum of the weighted discharge of the representative hillslopes. The share of surface runoff is 67 %.

Tabelle 3.4: Modellgüte in Form der NSE für die Modellvarianten aus Kalibrierung und Evaluierung für das RHM sowie das vollverteilte Modell von Zehe et al. (2001).

Model performance in form of the NSE for the model runs from calibration and evaluation for RHM and fully distributed model of Zehe et al. (2001).

Berechnungsvariante	NSE
Sturzflut vom 27. Juni 1994 mit dem RHM (Variante REF)	0,97
1. November 1990 bis 31. Dezember 1995 mit dem RHM	0,82
Sturzflut vom 27. Juni 1994 mit dem vollverteilten Modell von Zehe et al. (2001)	0,98
1. April 1994 bis 31. Dezember 1995 mit dem vollverteilten Modell von Zehe et al. (2001)	0,82

3.4.2 Ergebnisse der numerischen Experimente

Abbildung 3.6 zeigt die Ergebnisse der numerischen Experimente. Die Variation aller vier Größen hat einen signifikanten Einfluss auf das Volumen und den Scheitel der simulierten Abflussganglinie, teilweise auch auf die Anstiegszeiten verglichen mit der Referenzsimulation REF.

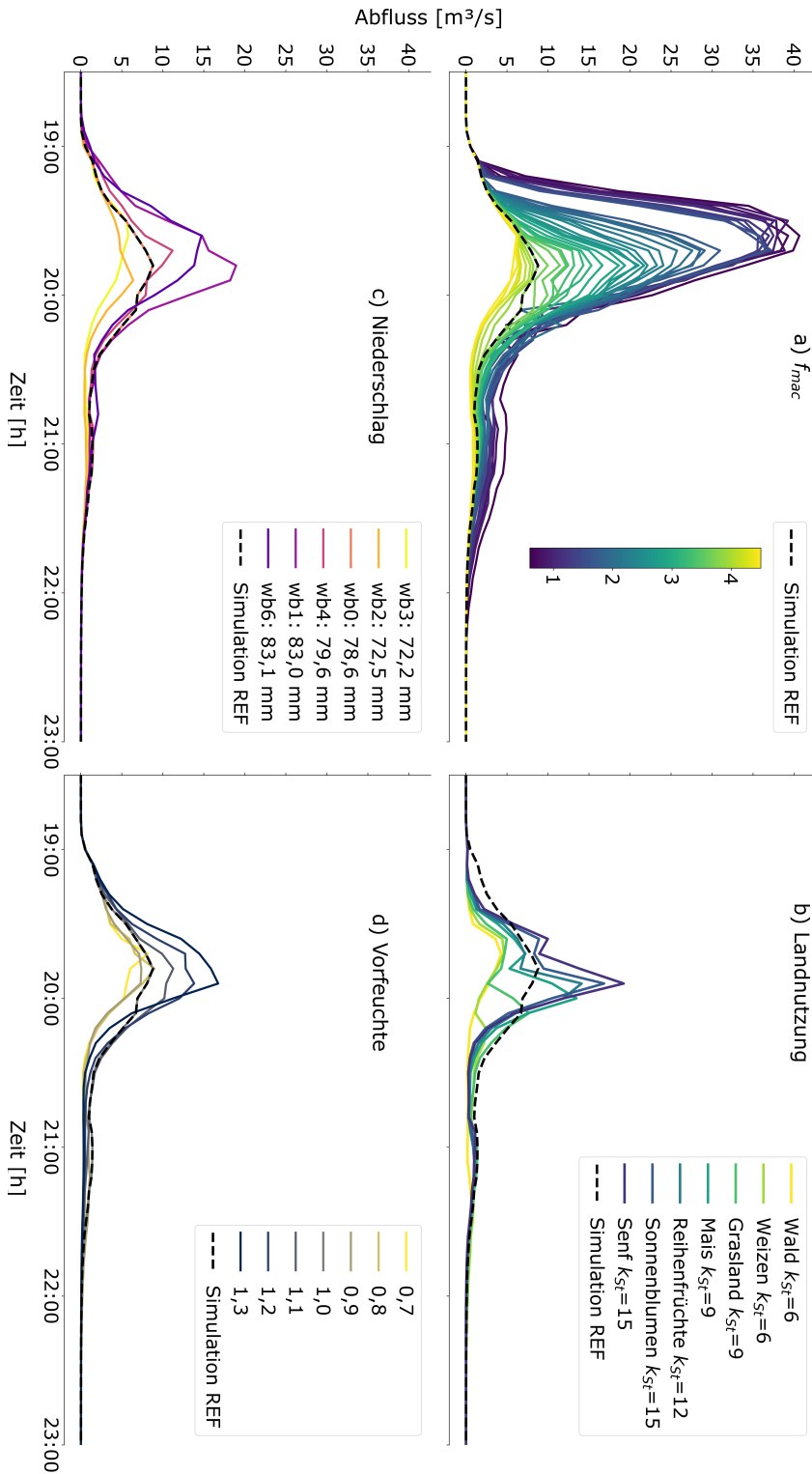


Abbildung 3.6: Ergebnisse der numerischen Experimente a) die Variation von f_{mac} mit 11 % Verschlammungsfläche, b) Simulationen mit einheitlicher Landnutzung im gesamten Gebiet, die k_{st} -Werte sind nach Gerlinger (1997) für Ende Juni, c) die Modellläufe mit den beobachteten Niederschlagszeitreihen und d) die Variation der Vorfeuchte durch einen Skalierungsfaktor zwischen 0,7 und 1,3.

Results of the numerical experiments a) variation of f_{mac} with 11 % of sealed area, b) simulation with homogenous landuse within the catchment, k_{st} -values by Gerlinger (1997) for end of June, c) model runs with observed rainfall timeseries and d) variation of the pre-event moisture by a scaling factor between 0.7 and 1.3.

Experiment 1: Makroporen

Ein zunehmender Makroporenfaktor dämpft wie erwartet die Abflussbildung, wobei die Simulation ohne Makroporen einen 4,5-fach erhöhten Scheitelwert aufweist (Abb. 3.6a). Eine Abnahme an Makroporen führt zu kürzeren Anstiegszeiten der Ganglinien.

Experiment 2: k_{st} -Werte

Veränderungen der Landnutzung bzw. Ackerfrüchte haben einen deutlichen Effekt auf Scheitel und Volumen der Abflussganglinien (Abb. 3.6b). Da alle Varianten mit gleicher Bodenparametrisierung und Niederschlagszeitreihe simuliert werden, ist die Varianz des Abflusses im Wesentlichen auf die veränderten Rauheiten nach Manning- Strickler (k_{st}) und damit auf sich ändernden Fließgeschwindigkeiten des Oberflächenabflusses zurückzuführen. Es besteht ein linearer Zusammenhang (Abb. 3.7) zwischen dem abgeflossenen Oberflächenabfluss und dem k_{st} -Wert der jeweiligen Nutzung/Ackerfrucht. Der Oberflächenabflussbeiwert nimmt mit wachsendem k_{st} -Wert und damit wachsender Fließgeschwindigkeit stark zu. Je schneller das Wasser fließt, desto weniger Zeit bleibt für die Re-Infiltration.

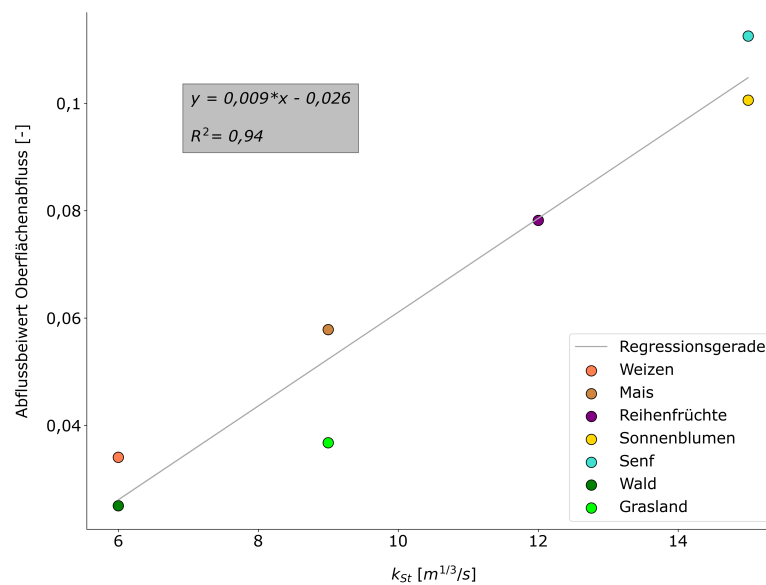


Abbildung 3.7: Linearer Zusammenhang (graue Regressionsgerade) zwischen dem Abflussbeiwert des Oberflächenabflusses und dem k_{st} -Wert für unterschiedliche Landnutzungsclassen bzw. Ackerfrüchte.

Linear relationship (grey regression line) between the runoff coefficient of the overland flow and k_{st} -value for different landuse classes or crops.

Experiment 3: Niederschlagszeitreihe

Das simulierte Abflussgeschehen variiert stark mit den Niederschlags-Eingangsdaten (Abb. 3.6c und Tab. 3.3). Tendenziell bedeutet eine größere Niederschlagsmenge auch mehr Abfluss. Die Niederschlagsmenge ist jedoch nicht hinreichend, um die Abflusshöhe zu erklären. Auch der zeitliche Intensitätsverlauf spielt eine Rolle, was der Vergleich von WB1 und WB6 deutlich macht. Beide Ereignisse sind anfangsbetont mit rund 85 % der Niederschlagsmengen in der ersten Hälfte des Ereignisses. Die Station WB6 weist zwei Intensitätsspitzen im Abstand von 30 min auf, dazwischen fällt die Intensität stark ab. Im gleichen Zeitraum liegen die Intensitäten an der Station WB1 für eine Dauer von 30 min über 70 mm/h. Die Intensitätsverteilung hat darüber hinaus auch einen Einfluss auf die Anstiegszeiten der Wellen.

Experiment 4: Vorfeuchte

Eine um 30 % erhöhte Vorfeuchte verschärft den Abfluss um das Doppelte. Hingegen vermindert eine Reduktion der Vorfeuchte um 30 % den Abfluss nur minimal (Abb. 3.6d). Der Einfluss auf die Anstiegszeit ist im Vergleich zur Variante REF minimal.

3.5 DISKUSSION UND SCHLUSSFOLGERUNGEN

3.5.1 *Das repräsentative Hängemodell – eine vereinfachte physikalisch-basierte Modellierung von Sturzfluten*

Die präsentierten Ergebnisse zeigen das Potenzial a) physikalisch-basierter Modelle zur Simulation extremer Hochwasser bei Starkregen und b) des repräsentativen Hangkonzepts als recheneffizientes vereinfachtes vollintegriertes hydrologisches Modell. Das Hochwasserereignis vom 27. Juni 1994 wird mit einem Modell bestehend aus acht repräsentativen Hängen mit ähnlich hoher Modellgüte wie mit dem vollverteilten Modell simuliert (Tab. 3.4). Das vollverteilte Modell besteht aus 169 Hängen sowie einem angeschlossenen Gewässernetz (Zehe et al. 2005) und seine Rechenzeiten sind um den Faktor 20 höher als mit dem RHM. Die zeitkontinuierliche Simulation im Rahmen des “split sampling” zeigt zudem, dass die Kalibration auf Basis des größten Hochwassers auch eine sehr gute Vorhersage des Abflussgeschehens über fünf Jahre erlaubt. Die Ergebnisse stehen im Einklang mit den Studien von Loritz et al. (2017) und Loritz et al. (2018), allerdings war für das bewaldete 20 km² große Colpach-Einzugsgebiet in Luxemburg aufgrund der homogenen Landnutzung bereits ein repräsentativer Hang ausreichend.

Konsistent mit den Studien von Wienhöfer und Zehe (2014), Ebel und Loague (2006) und Beven (1993) zeigt sich auch hier Equifinalität, d. h. unterschiedliche Kombinationen des Makroporenfaktors und der Ausdehnung der Verschlammungsfläche führen zu akzeptablen

Ergebnissen. Der lineare Zusammenhang zwischen beiden Parametern zeigt, in Einklang mit den Untersuchungen von Bárdossy (2007), dass Modellparameter durch Interaktionen im “Team” arbeiten.

Das Modell deutet auf eine Schlüsselrolle der Verschlämmung hin. So konnte erst durch die Parametrisierung einer Verschlammungsfläche am Hangfuß die Sturzflut vom 27. Juni 1994 im Weiherbach mit hoher Modellgüte simuliert werden. Dass es zu Verschlammung auf unbedeckten Böden bei hohen Niederschlagsintensitäten kommt und diese abflussverschärfend wirkt, haben zahlreiche Feld- und Laborexperimente gezeigt (Assouline, 2004; Le Bissonnais et al. 1998; Roth et al. 1995). Besonders anfällig sind Lössböden. Verschlammung scheint jedoch nur von lokaler Bedeutung zu sein. So haben Niehoff (2001) und Niehoff et al. (2002) in ihren Simulationsstudien auf der Mesoskala gezeigt, dass nur durch die Deaktivierung des Verschlammungsmoduls konvektive Ereignisse simuliert werden können.

3.5.2 *Numerische Experimente und die Hydrologie-Hydraulik-Wechselwirkung*

Die Ergebnisse der numerischen Experimente belegen den Schwellenwertcharakter von Infiltrationsüberschuss und die daraus erwachsenden typischen Abhängigkeiten. Eine wachsende Makroporosität wirkt, wie erwartet, stark abflusssdämpfend. Aber auch kleine Änderungen von Vorfeuchte, Rauheit und der Niederschlagszeitreihe erzeugen eine große Varianz im simulierten Abfluss. Diese Abhängigkeiten stehen im Einklang mit zahlreichen Studien (Bronstert und Bárdossy, 1999; Bronstert und Bárdossy, 2003; Loos und Elsenbeer, 2011; Merz und Bárdossy, 1998; Zehe et al. 2005), die belegen, dass das Zusammenspiel von aktueller Niederschlagsintensität und aktueller Infiltrationskapazität entscheidet, ob Infiltrationsüberschuss entsteht und dieser das Gewässer erreicht oder nicht (Wiederversickerung).

Weiterhin belegen unsere Ergebnisse, jenseits der genannten Studien, dass sich kleine Unterschiede im zeitlichen Intensitätsverlauf bei gleicher Niederschlagssumme enorm auf die simulierten Hochwasserspitzen und Volumina auswirken. Besonders überraschend ist die klare Abhängigkeit der simulierten Oberflächenabflussganglinien von der Rauheit (k_{st}) hinsichtlich Scheitel und Volumen. Dieses Ergebnis und die Notwendigkeit einer Fläche mit reduzierter Infiltration am Hangfuß (Verschlammungsfläche) unterstreichen, dass bei intensitätskontrollierten Abflussbildungsprozessen das Wechselspiel von Hydrologie und Hydraulik entlang des Hangs den Scheitel und das Volumen der Hochwasserwelle entscheidend bestimmt. Durch die Erhöhung der Oberflächenrauheit verringert sich die Fließgeschwindigkeit – an der Bodenoberfläche entsteht eine Überstauhöhe, die wiederum die Infiltrationsrate in den Boden erhöht (Druckrandbedingung). Die einsetzende

Aufsättigung des Bodens setzt ein weiteres Wechselspiel in Gang, indem die Infiltrationsrate weiter erhöht wird (Funktion der aktuellen Feuchte) und Makroporenfluss aktiviert wird, sobald die Grenzwertsättigung S_0 überschritten wird. In Anbetracht des recht kleinen Abflussbeiwerts ($\sim 12\%$) des Hochwasserereignisses wird schnell klar, dass 2 bis 3 % Änderung des Abflussbeiwerts einer relativen Änderung des Hochwasservolumens von 15 bis 25 % entsprechen. Dies eröffnet wiederum die Möglichkeit, durch angepasste Landnutzung dezentral die Oberflächenabflussbildung zu dämpfen (Fiener und Auerswald, 2003; Fiener und Auerswald, 2006; Richet et al. 2017; Schmitt et al. 1999; Seibert und Auerswald, 2020).

3.6 SCHLUSSFOLGERUNGEN UND AUSBLICK

Physikalisch-basierte Modelle werden in der hydrologischen Praxis bis dato kaum eingesetzt, u. a. weil sie rechenzeit- und parameterintensiv sind. Die Ergebnisse dieser Studie zeigen, dass die Reduktion auf einige wenige, strukturell ähnliche repräsentative Hänge das Niederschlagsereignis vom Juni 1994 mit ähnlich hoher Modellgüte wie der des vollverteilten Modells simuliert bei erheblicher Reduktion der Rechenzeit (Faktor 20). Die Rechenzeit von vollverteilten Modellen kann zwar auch mittels Hochleistungsrechnern (High Performance Computing) deutlich verkürzt werden, jedoch ist der Einsatz dieser Systeme noch immer ressourcenintensiv. Im Hinblick auf die erfolgreiche Anwendung des repräsentativen Hangkonzepts wird geschlussfolgert, dass die mittlere Verteilung der potenziellen Energie gepaart mit a) den unterschiedlichen Landnutzungen/Rauheiten gemäß ihrer Flächenanteile und b) einer typischen Hangcatena mit typischen Bodenparametern für eine erfolgreiche gekoppelte Simulation von oberflächlichen Abflussverhalten und Hydraulik bei Starkregen in kleinen Einzugsgebieten hinreichend ist.

Die numerischen Experimente liefern wichtige Erkenntnisse in Bezug auf Unsicherheiten bei der Modellierung von konvektiven Extremen:

- 1.) Die in der Bemessungspraxis eingesetzten Niederschlag-Abflussmodelle schätzen den Anfangszustand. Dieses Vorgehen birgt Unsicherheiten, die durch eine zeitkontinuierliche Simulation erheblich reduziert werden können.
- 2.) Nicht nur die Niederschlagssumme, sondern auch die Intensitätsverteilung hat einen Einfluss auf die Abflussbildung. Durch die Wahl einer synthetischen Niederschlagsverteilung, um z. B. Niederschlagshöhen nach KOSTRA in eine Zeitreihe zu transformieren, entstehen auch an dieser Stelle Unsicherheiten. Durch die Simulation von mehreren gängigen synthetischen Niederschlagsverteilungen kann zumindest ein Unsicherheitsbereich quantifiziert werden.

3.) Die aktuellen Infiltrationsbedingungen des Bodens unterliegen nicht nur saisonalen (Makroporen durch Regenwurmaktivität), sondern auch ereignisspezifischen Schwankungen, wie z. B. Verschlämmung. Diese müssen bei der Modellierung von Oberflächenabfluss durch Infiltrationsüberschuss in kleinen Einzugsgebieten berücksichtigt werden.

4.) Das Zusammenspiel von Hydrologie und Hydraulik auf der Hangskala ist zentral, um Wiederversickerung zu simulieren. Bei sommerlichen konvektiven Ereignissen erfolgt der Oberflächenabfluss typischerweise über einen ungesättigten Boden. Dieses ungenutzte Speichervolumen kann durch Landnutzungsanpassung, wie z. B. begrünte Abflussmulden oder Heckenstrukturen (Richt et al. 2017; Seibert und Auerswald, 2020) zumindest teilweise aktiviert werden.

CONCLUSION

Physically based models have hardly been used in hydrological practice to date, including because they are computationally and parameter intensive. The results of this study show that the reduction to a few structurally similar representative hillslopes simulates the June 1994 event with model performance similar to that of the fully distributed model with a considerable reduction in computing time (factor 20). Although the computing time of fully distributed models can also be significantly reduced by means of high-performance computing, the use of these systems is still resource-intensive. Therefore, with respect to the successful application of the representative hillslope concept, we conclude that the average distribution of potential energy coupled with a) the different land uses/roughnesses according to their area fractions and b) a typical slope catena with typical soil parameters is sufficient for a successful coupled simulation of surface runoff hydrology and hydraulics during heavy rainfall in small catchments.

The numerical experiments provide important insights with respect to uncertainties in modelling convective extremes:

1.) The rainfall-runoff models used in design practice estimate the initial condition. This approach entails uncertainties that can be significantly reduced by continuous-time simulation.

2.) Not only the precipitation sum, but the intensity distribution has an influence on the runoff formation. By choosing a synthetic precipitation distribution to transform e. g. KOSTRA precipitation heights into a time series, uncertainties also arise at this point. By simulating several common synthetic precipitation distributions, at least an uncertainty range can be given.

3.) The current infiltration conditions of the soil are not only subject to seasonal (macropores due to rain-worm activity), but also event-specific variations, such as surface sealing. These must be accounted for when modelling surface runoff due to infiltration excess in small catchments.

4.) Coupling hydrology and hydraulics at the slope scale is central to simulating re-infiltration. During summer convective events, surface runoff typically occurs over an unsaturated soil. This unused storage volume can be at least partially activated through land use adaptation, such as grassed waterways or hedge structures (Richet et al. 2017; Seibert und Auerswald, 2020).

Teil IV

DAS ZUSAMMENSPIEL VON OBERFLÄCHENRAUHEIT UND -ABFLUSS UND DESSEN POTENZIAL ZUR DEZENTRALEN MINDERUNG VON STURZFLUTEN DURCH HECKEN

Kapitel IV enthält ein Manuskript, das für die Einreichung in der Zeitschrift Hydrologie und Wasserbewirtschaftung (HyWa) vorbereitet wurde:

*Villinger, F., D. Yahşi, S. Schroers und E. Zehe (2025):
“Das Zusammenspiel von Oberflächenrauheit und -abfluss und
dessen Potenzial zur dezentralen Minderung von Sturzfluten
durch Hecken”.*

DAS ZUSAMMENSPIEL VON OBERFLÄCHENRAUHEIT UND -ABFLUSS UND DESSEN POTENZIAL ZUR DEZENTRALEN MINDERUNG VON STURZFLUTEN DURCH HECKEN

ZUSAMMENFASSUNG

Dieser Artikel untersucht das Zusammenspiel von Oberflächenrauheit und Oberflächenabfluss und analysiert das Potenzial von Hecken als Maßnahme zur dezentralen Hochwasserminderung. Dazu werden experimentelle Berechnungsdaten und physikalisch-basierte Modellierungen genutzt, um die Abhängigkeit des Abflussbeiwerts von der Oberflächenrauheit systematisch zu untersuchen. Die Studie beleuchtet zudem die Rolle des Strickler-Beiwerts als zentralen Rauheitsparameter und diskutiert die Unsicherheiten, die sich aus seiner Bestimmung unter instationären Abflussbedingungen ergeben. Die Ergebnisse der statistischen Analysen zeigen, dass die Varianz im Abflussbeiwert, die durch die Oberflächenrauheit erklärt werden kann von den betrachteten Teilmengen (z.B. Bewuchs, Analysejahr) der Berechnungsversuche abhängt. Es besteht die Annahme, dass der Bewuchs und die Aggregatstabilität der Böden einen entscheidenden Einfluss auf die Höhe des Zusammenhangs zwischen Rauheit und Oberflächenabflussvolumen haben. Die numerischen Experimente hingegen zeigen einen klaren Zusammenhang zwischen Abflussbildung und der Höhe des Strickler-Beiwerts. Anhand eines realen Sturzflutereignisses in einem kleinen landwirtschaftlich genutzten Einzugsgebiet in Südwestdeutschland wird das Minderungspotenzial von Heckenstrukturen auf das Abflussvolumen aufgezeigt. Die Ergebnisse zeigen einerseits, dass für eine erfolgreiche Modellierung von konvektiven Starkregenereignissen eine Kopplung von Abflussbildung (Hydrologie) und Abflusskonzentration entlang der Hänge (Hydraulik) notwendig ist. Andererseits kann dieses Zusammenspiel genutzt werden, um mit gekoppelten Modellen einen Wirkungsnachweis von Hecken zur dezentralen Hochwasserminderung zu führen.

ABSTRACT

This study investigates the interaction of surface roughness and surface runoff and analyzes the potential of hedgerows as a measure for decentralized flood mitigation. For this purpose, experimental sprinkling data and physically-based modeling are used to systematically investigate the dependence of the runoff coefficient on surface roughness. The study

also highlights the role of the Strickler coefficient as a key roughness parameter and discusses the uncertainties arising from its determination under transient runoff conditions. The results of the statistical analysis show that the variance in the runoff coefficient, which can be explained by the surface roughness, depends on the considered subsets (e.g. vegetation, year of analysis) of the sprinkling experiments. It is assumed that the vegetation and the aggregate stability of the soils have a decisive influence on the correlation between roughness and surface runoff volume. The numerical experiments, on the other hand, show a clear correlation between runoff formation and the level of the Strickler coefficient. Using a real flash flood event in a small agricultural catchment area in southwest Germany, the reduction potential of hedgerow structures on the runoff volume is demonstrated. On the one hand, the results show that successful modeling of convective heavy rainfall events requires a coupling of runoff formation (hydrology) and runoff concentration along the slopes (hydraulics). On the other hand, this interaction can be used to conduct an impact assessment of hedgerows for decentralized flood mitigation using coupled models.

4.1 EINLEITUNG

Konvektive Starkregen entstehen, wenn feucht-warme Luft rasch aufsteigt. Diese konvektiven Zellen haben meist eine geringe räumliche Ausdehnung von wenigen Quadratkilometern und bestehen in der Regel nur für wenige Stunden (Lengfeld et al. 2020). Der Deutsche Wetterdienst (DWD) warnt vor Starkregen in drei Stufen. Die höchste Stufe wird ausgerufen, wenn mehr als 40 Millimeter Regen in einer Stunde oder über 60 Millimeter in sechs Stunden prognostiziert sind (DWD, 2024). Starkregen tritt vermehrt im Sommerhalbjahr auf, da dann ausreichend Energie in der Atmosphäre vorhanden ist, um die Entstehung solcher Phänomene zu begünstigen. Beispielsweise haben Hänsel et al. (2023) für Deutschland eine klare Häufung von Starkregeneignissen kurzer Dauer (1 bis 6 Stunden) zwischen Mai und August festgestellt. Durch die globale Erderwärmung ist eine Intensivierung und Häufigkeitszunahme von konvektiven Starkregen wahrscheinlich (Vergara-Temprado et al. 2021; Schröter et al. 2024; IPCC, 2023; Bürger et al. 2021).

Nicht jeder Starkregen verursacht auch lokale Überflutungen oder Sturzfluten. Sturzfluten (engl. „flash floods“) sind durch kurze Dauerstufen, hohe Spitzenabflüsse, schnelle Anstiegszeiten der Hochwasserswelle in Vorflutern und temporären Gewässern sowie einem zeitlichen Versatz zwischen dem Niederschlagspeak und dem Auftreten des Hochwasserscheitels kleiner als 4-6 Stunden (AMS, 2017; Marchi et al. 2010) charakterisiert. Eine hohe Reliefenergie und wenig durchlässige Böden begünstigen ihre Entstehung. In landwirtschaftlich geprägten

Einzugsgebieten entstehen Sturzfluten oft durch die Bildung von Oberflächenabfluss infolge von Infiltrationsüberschuss, auch bekannt als Hortonscher Oberflächenabfluss (Horton, 1933). Dabei fließt das Wasser entlang des Hanges dem nächsten Gewässer zu. Im Gegensatz zu Dunneschem Sättigungsflächenabfluss (Dunne und Black, 1970), erfolgt die Abflussbildung über einem teilgesättigten Boden mit der Möglichkeit zur Infiltration. Neben der Bodenfeuchte spielt hier die Fließgeschwindigkeit v des Oberflächenabflusses eine zentrale Rolle. Je langsamer das Wasser entlang einer ungesättigten Oberfläche fließt, desto mehr Zeit hat es zu infiltrieren (Fiener und Auerswald, 2003; Villinger et al. 2022). Die Fließgeschwindigkeit wird meist mit der Darcy-Weisbach oder der Manning-Strickler Formel bestimmt. Beide beruhen auf der Annahme eines stationären Kräftegleichgewichts zwischen Schwere und turbulenter Reibung. Die Manning-Strickler Gleichung lässt sich aus der Chézy Formel ableiten, in dem der Chézy-Koeffizient gleich der sechsten Wurzel des hydraulischen Radius dividiert durch die Rauheit nach Manning gesetzt wird (siehe Gl. 4.1 und Tab. 4.1).

$$v = c_1 \cdot h^{c_2} \cdot \sqrt{I} \quad (4.1)$$

Tabelle 4.1: Koeffizienten c_1 [-] und c_2 [-] des verallgemeinerten Fließgesetzes nach Gleichung 4.1. Mit Strickler-Beiwert k_{st} [$m^{\frac{1}{3}} s^{-1}$], Erdbeschleunigung g [$m s^{-2}$], Chézy-Koeffizient C [$m^{\frac{1}{2}} s^{-1}$] und Reibungsfaktor f [-] nach Darcy-Weisbach.

Coefficients c_1 [-] and c_2 [-] of the generalized flow law according to Equation 4.1. With Strickler coefficient k_{st} [$m^{\frac{1}{3}} s^{-1}$], gravitational acceleration g [$m s^{-2}$], Chézy coefficient C [$m^{\frac{1}{2}} s^{-1}$], and friction factor f [-] according to Darcy-Weisbach.

	c_1	c_2
Manning-Strickler	k_{st}	$\frac{2}{3}$
Chézy	C	$\frac{1}{2}$
Darcy-Weisbach	$(\frac{8g}{f})^{\frac{1}{3}}$	$\frac{1}{2}$

Grundsätzlich ist die Geschwindigkeit v [$m s^{-1}$] eine Funktion der Wassertiefe h [m], der topografischen Neigung I [-] und einem Rauheitsbeiwert c_1 [-] (Schroers et al. 2022; Singh, 2003). Dieser und der Exponent c_2 [-] variieren für die oben erwähnten Gleichungen und sind in Tabelle 4.1 dargestellt. Verschiedene Studien haben Strickler-Beiwerte (k_{st}), d.h. den Kehrwert der Rauheit, mittels Berechnungsversuchen auf unterschiedlichen Landnutzungen mit unterschiedlichen Methoden bestimmt (Emmett, 1970; Engman, 1983; Gerlinger, 1997; Routschek, 2000; Richet et al. 2017; Feldmann et al. 2023). Die Bestimmung der Strickler-Beiwerte erfolgt a) experimentell-rechnerisch oder b)

numerisch. Bei der experimentell-rechnerischen Ermittlung wird die Fließgeschwindigkeit anhand von Tracern oder der Oberflächenabfluss und die Fließtiefe des Schicht- oder Rillenabflusses mittels Volumenbilanzierung ermittelt. Die Berechnung von k_{st} erfolgt dann direkt über Gleichung 4.1. Bei den numerischen Verfahren wird der Strickler-Beiwert mittels einer kinematischen Welle nach der Methode von Engman (1983) oder eines 2-D hydraulischen Modells (Feldmann et al. 2023) durch Anpassung an den ansteigenden oder abfallenden Ast der Abflusskurve invers bestimmt. Der Strickler-Beiwert ist die Summe aller Rauheits-elemente entlang des Hanges; darunter fallen die Mikrotopographie, Pflanzenbewuchs, Splash-Effekte durch den Regentropfenaufprall sowie Energieverluste durch Erosions- und Sedimenttransport (Engman, 1983). Obwohl der Strickler-Beiwert fließtiefenabhängig ist (Smith et al. 2011), die empirische Gleichung aus der Gerinnehydraulik stammt und nur für turbulente Strömungen gültig ist, bleibt die Gleichung nach Manning-Strickler die häufigste Methode zur Berechnung von Dünnschichtabfluss entlang von Hängen.

Andere Analyseverfahren erfassen im Gegensatz zur oben beschriebenen hydraulischen Rauheit (z.B. Strickler-Beiwert) ausschließlich die Variation der Bodenoberfläche und sind somit ein Maß für die Mikrotopografie unbedeckter Böden (Govers et al. 2000). Ein einfaches Verfahren zur Bestimmung der Oberflächenrauheit ist die Kettenverkürzung nach Saleh (1993). Dabei wird eine feingliedrige Kette der Länge L_1 (meistens 1 m) auf den Boden gelegt. Die horizontale Länge L_2 der Kette wird mit zunehmender Oberflächenrauheit entsprechend kürzer (Saleh, 1993; Auerswald, 1993; Gerlinger, 1997). Die Kette kann dabei längs oder quer zum Hang gelegt werden. Weitere Möglichkeiten zur Messung der Rauheit sind kontaktlose Verfahren mittels Photogrammetrie oder Laser-Vermessung. Diese haben den Vorteil, dass keine Zerstörung der Bodenaggregate durch Beprobung erfolgt (Govers et al. 2000). Zudem wird die Bodenoberfläche in hohem Detailgrad als 2- oder 3-Modell erfasst. Allerdings sind diese Methoden mit einem hohen zeitlichen und finanziellen Aufwand verbunden.

Dass nicht der potentielle Gradient die Fließgeschwindigkeit kontrolliert, sondern die Reibungselemente entlang des Hanges, zeigt dieses einfache Rechenbeispiel. Würde bei einem Höhenunterschied von 10 m (von der Hangkuppe bis zum Hangfuß) die potentielle Energie zu 100 % in kinetische Energie umgewandelt, läge die Fließgeschwindigkeit des Oberflächenabflusses am Hangfuß bei 14 m s^{-1} . Die beobachteten Geschwindigkeiten für Rillenabfluss liegen jedoch in der Größenordnung von $0,3 \text{ m s}^{-1}$ (Gerlinger, 1997). Bei reibungsfreiem Fließen wäre ein Höhenunterschied von rund 5 cm dafür ausreichend. Das bedeutet, dass bei diesem Rechenbeispiel 99,9 % der potentiellen Energie dissipiert wird. In diesem Zusammenhang entwickelten Nearing et al.

2017 die Hypothese, dass sich die Oberflächenrauheit so anpasst, dass die Fließgeschwindigkeit für Schichtabfluss eine eindeutige Funktion des Oberflächenabflusses darstellt, unabhängig von der Hangneigung. Unter Berücksichtigung von Rillenabfluss zeigen Studien (Schroers et al. 2022; Gómez et al. 2003), dass eine größere Oberflächenrauheit zu mehr Fließakkumulation in den Rillen führt.

Eine erhöhte Oberflächenrauheit reduziert die Fließgeschwindigkeit. Je langsamer das Wasser über eine ungesättigte Bodenoberfläche fließt, desto mehr Zeit steht ihm für die Infiltration zur Verfügung (Fiener und Auerswald, 2003; Villinger et al. 2022). Begrünte Abflussmulden oder Hecken kombinieren eine raue Oberfläche mit erhöhten Infiltrationsraten. Unter bestimmten Voraussetzungen können sie effektiv zur Hochwasserminderung beitragen. So konnten Fiener und Auerswald (2003) eine signifikante Minderung des Oberflächenabflusses und der Erosion durch begrünte Abflussmulden in zwei landwirtschaftlich genutzten Einzugsgebieten beobachten und mit angepassten Modellen ihre Wirkung extrapolieren (Fiener und Auerswald, 2005). Ebenso zeigten Rosier et al. (2024) mithilfe eines vollverteilten Modells, dass optimal platzierte begrünte Landschaftselemente nahezu den gesamten Abfluss bei einem zehnjährlichen Niederschlagsereignis in einem kleinen, landwirtschaftlich genutzten Einzugsgebiet in Belgien zurückhalten konnten. Für die Parametrisierung der Hecken verwendeten sie von Richet et al. (2017) an realen Hecken erhobene Daten zu Infiltration und Rauheit.

Bei Hecken handelt es sich um linienförmige Gehölzstreifen, die aus Sträuchern oder einer Mischung aus Bäumen und Sträuchern bestehen (Machmerth et al. 2020; Drexler et al. 2021) und typischerweise eine Tiefe von 2 bis 15 Metern (Machmerth et al. 2020; Drexler und Don, 2024) aufweisen. Ihre Artenzusammensetzung ist standortspezifisch und variiert je nach klimatischen und pedologischen Gegebenheiten (Machmerth et al. 2020; Drexler et al. 2021). Neben der Minimierung von Oberflächenabfluss und Erosion erbringen Hecken weitere Ökosystemdienstleistungen: Sie fördern die Kohlenstoffspeicherung und steigern die Biodiversität durch die Bereitstellung und Vernetzung von Lebensräumen (Drexler und Don, 2024). Ursprünglich dienten sie in Mitteleuropa der Markierung von Grenzen, der Einzäunung von Vieh, der Gewinnung von Bau- und Feuerholz sowie als Nahrungsquelle (z.B. Beeren, Nüsse) (Baudry et al. 2000; Machmerth et al. 2020). Im Zuge der Flurbereinigung nach dem Zweiten Weltkrieg verschwanden sie zunehmend aus dem deutschen Landschaftsbild, da sie als Hindernis für den Einsatz großer Maschinen auf landwirtschaftlichen Nutzflächen angesehen wurden (Machmerth et al. 2020).

Die Studie analysiert, inwieweit die Rauheit der Oberfläche tatsäch-

lich auf das Oberflächenabflussvolumen rückkoppelt. Dabei werden 1) experimentelle Daten aus Beregnungsversuchen von Gerlinger (1997) auf Ackerflächen in einem Einzugsgebiet in Südwestdeutschland statistisch ausgewertet 2) ausgewählte Beregnungsversuche mithilfe eines physikalisch-basierten Modells simuliert, um durch numerische Experimente die Sensitivität der Rauheit auf den Oberflächenabfluss zu untersuchen.

Anhand einer beobachteten Sturzflut wird abschließend gezeigt, wie die gekoppelte Simulation von Abflussbildung (Hydrologie) und Abflusskonzentration (Hydraulik) als Wirkungsnachweis für den dezentralen Hochwasserschutz genutzt werden kann. Konkret wird das Minderungspotenzial von Heckenstrukturen auf den Oberflächenabfluss einer im Juni 1994 aufgetretenen Sturzflut untersucht, die durch einen 200-jährlichen Starkregen ausgelöst wurde. Die Simulationen basieren auf einem „Repräsentativen Hänge Modell“ aus einer vorherigen Studie (Villinger et al. 2022) für dasselbe Einzugsgebiet des Weiherbachs, in dem auch die Beregnungsversuche durchgeführt wurden.

4.2 UNTERSUCHUNGSGEBIET, DATENBASIS UND DAS MODELL CATFLOW

4.2.1 *Untersuchungsgebiet*

Das Weiherbach-Einzugsgebiet, im Hügelland des Kraichgau gelegen, befindet sich rund 30 km nordwestlich von Karlsruhe. Der Oberlauf des Einzugsgebiets bis zum Pegel Menzingen umfasst rund 3,5 km². Seit nunmehr drei Jahrzehnten ist das Weiherbach-Einzugsgebiet Gegenstand intensiver hydrologischer Forschungen. Der umfangreiche Datensatz besteht u.a. aus kontinuierlichen Abflusszeitreihen ($N = 2$), Niederschlagszeitreihen ($N = 6$), meteorologische Zeitreihen ($N = 1$), Bodenfeuchtezeitreihen in 4 Tiefen ($N = 61$), bodenhydraulische Funktionen aus ungestörten Bodenproben sowie invers bestimmte Rauheiten nach Manning-Strickler aus Beregnungsversuchen (Gerlinger, 1997).

Die Bodengenese erfolgte aus den bis zu 15 m mächtigen Lössauflagen. An den Hangkuppen findet sich Löss-Pararendzina, während am Hangfuß durch Umlagerungseffekte Löss-Kolluvium vorherrscht. Diese typische Hangcatena findet sich im gesamten Einzugsgebiet. Aufgrund der fruchtbaren Lössböden wird das Gebiet intensiv agrarisch genutzt. Der Anteil von Wald- und Siedlungsflächen beträgt jeweils wenige Prozent. Ein Großteil der Fläche wird als Ackerland genutzt mit wechselnden Anteilen an den Hauptfrüchten Wintergetreide, Kartoffeln, Zuckerrüben und Mais. Die intensive ackerbauliche Nutzung und der hohe Schluffgehalt der Oberböden machen das Gebiet besonders anfällig

für Erosion und Verschlammung.

Hortonscher Oberflächenabfluss ist der dominierende Abflussprozess (Plate und Zehe, 2008). Aufgrund der mächtigen Lössauflagen und ihres starken Wasserhaltvermögens sowie dem Fehlen von sog. „Pipes“ die schnell auf direkten Niederschlag anspringen, spielt der Grundwasserabfluss auf Ereignisskala keine Rolle (Plate und Zehe, 2008). Ein nach KOSTRA-2010R (DWD, 2019) 200- bis 500-jährlicher konvektiver Starkregen löste am 27. Juni 1994 eine Sturzflut mit großen Überflutungen und Erosionsschäden aus. Obwohl mit $7,9 \text{ m}^3/\text{s}$ am Pegel Menzingen, das höchste je gemessene Ereignis, lag sein Abflussbeiwert nur bei rund 12 % (Villinger et al. 2022) .

4.2.1.1 *Beregnungsversuche im Weiherbacheinzugsgebiet*

Um die Erodierbarkeit der Böden auf landwirtschaftlichen Flächen unter maximaler Belastung zu untersuchen, wurden von Gerlinger (1997) insgesamt 61 Beregnungsversuche mit transportablem Großregner in den Jahren 1993 (N=30), 1994 (N=30) und 1995 (N=1) durchgeführt. Die Versuche wurden auf unterschiedlichen Ackerfrüchten und in verschiedenen Entwicklungsstadien realisiert. Um auf den räumlich begrenzten Parzellen (i.d.R. 2 m x 12 m) vergleichbare Fließgeschwindigkeiten und Abflusstiefen zu erreichen, wurden hohe Niederschlagsintensitäten zwischen 32 und 62 mm/h appliziert (Gerlinger, 1997; Scherer et al. 2012).

Während der Beregnungsversuche wurden der Oberflächenabfluss, die Sedimentkonzentration sowie die Fließgeschwindigkeit in der Hauptrille mittels Farbtracern gemessen. Für jede Parzelle wurde außerdem der Wassergehalt des Oberbodens vor der Beregnung, die Bodenart (Sand-, Schluff- und Tonfraktionen) sowie der Gehalt an organischer Substanz im Labor ermittelt. Die Oberflächenrauheit wurde a) in Form des Rauheitsbeiwerts nach Manning-Strickler (k_{st}), invers bestimmt aus dem abfallenden Ast der Oberflächenabflusskurve nach Engman (1983) und b) als Kettenrauheit in Form der Kettenverkürzung einer 1 Meter langen, feingliedrigen Kette, ermittelt.

4.2.2 *Das Modell CATFLOW*

Das physikalisch basierte Modell CATFLOW wurde von Maurer (1997) und Zehe et al. (2001) entwickelt und wird kontinuierlich weiterentwickelt. Es wurde bereits erfolgreich in verschiedenen Landschaftsräumen und auf unterschiedlichen Skalen eingesetzt (Graeff et al. 2009; Scherer et al. 2012; Wienhöfer und Zehe, 2014; Zehe und Blöschl, 2004; Loritz et al. 2017; Villinger et al. 2022). Das Modell besteht aus einem oder mehreren zweidimensionalen Hängen, die optional über ein Gewässernetz verbunden sind. Die Hänge werden durch ein geländefolgendes

zweidimensionales Gitternetz repräsentiert. Die dritte Dimension wird durch eine variable Hangbreite realisiert.

Die Bodenwasserdynamik wird mit der zweidimensionalen Richards-Gleichung berechnet, die numerisch durch eine massenerhaltende Picard-Iteration gelöst wird. Bodenhydraulische Eigenschaften werden in der Regel durch das Van Genuchten-Mualem-Modell parametrisiert (Mualem, 1976; Genuchten, 1980). Der Makroporenfluss kann entweder explizit als zusammenhängende Fließpfade mit lokal erhöhter hydraulischer Leitfähigkeit (Wienhöfer und Zehe, 2014) oder über ein Schwellenwertkonzept vorgegeben werden (Zehe et al. 2001). Dabei wird die Leitfähigkeit durch einen Makroporenfaktor f_{mac} skaliert, sobald die relative Sättigung einen Schwellenwert überschreitet. Evapotranspiration wird mit der Penman-Monteith-Gleichung berechnet. Auf der Hangskala wird Oberflächenabfluss (Sättigung oder Infiltrationsüberschuss), dessen optionale Wiederversickerung sowie die Entstehung von Zwischenabfluss simuliert. Das Abströmen des Oberflächenabflusses kann in CATFLOW entweder als Schichtabfluss oder Rillenabfluss (Schroers et al. 2022) mit dem Diffusionswellen-Ansatz, einer vereinfachten Form der Saint-Venant-Gleichungen, simuliert werden. Die Fließgeschwindigkeit wird durch die Manning-Strickler-Formel (vgl. Gl. 4.1) berechnet. Entsprechende Rauheitswerte liegen für die meisten Ackerfrüchte als Funktion ihres Wuchsstadiums in tabellierter Form vor.

4.3 DATENANALYSE UND MODELLSETUP

In diesem Kapitel werden die verschiedenen methodischen Ansätze zur Analyse des Zusammenhangs zwischen Oberflächenrauheit und Abflussbildung sowie die praktische Anwendung daraus beschrieben. Der Methodikteil gliedert sich in drei Unterabschnitte. Unterkapitel 4.3.1 fasst das Vorgehen bei der statistischen Analyse der Beregnungsversuche zusammen. Diese Analyse erfolgte mithilfe univariater Statistik und multipler Regressionsmodelle mit dem Ziel, die Beziehung zwischen der Oberflächenrauheit und der Abflussbildung zu verstehen und zu beschreiben. Dabei wird auch auf die Unsicherheiten eingegangen, die sich bei der Ableitung von Strickler-Beiwerten für Versuche mit instationärem Oberflächenabfluss ergeben.

In Abschnitt 4.3.2 wird der Modellaufbau zur Nachrechnung ausgewählter Beregnungsversuche beschrieben. Das physikalisch-basierte Modell CATFLOW wird eingesetzt, um die Sensitivität der Rauheit auf die Oberflächenabflussbildung zu analysieren. Durch numerische Experimente werden die Auswirkungen unterschiedlicher Rauheiten (von rau nach glatt) auf den Oberflächenabfluss systematisch untersucht und die Höhe der Abflussminderung quantifiziert.

In Unterkapitel 4.3.3 werden die Erkenntnisse aus den Analysen auf der Plotskala auf die Einzugsgebietsskala übertragen. Die Abflussminderung bei einer beobachteten Sturzflut durch virtuelle, quer zum Hang gepflanzte Heckenstreifen wird quantifiziert und die optimale Position entlang der Hangfalllinie analysiert. Die Modellierung auf Einzugsgebietsebene ermöglicht eine Bewertung der Wirksamkeit von Hecken bei Starkregen als Maßnahme zur dezentralen Hochwasserminderung.

4.3.1 Datenanalyse der Beregnungsversuche

4.3.1.1 Uni- und multivariate Statistik

Die in Kapitel 4.2.1.1 beschriebenen Beregnungsversuche wurden hinsichtlich eines Zusammenhangs zwischen der Rauheit und der Abflussbildung analysiert. Es wurden die im Rahmen der Versuche erhobenen Rauheitsmaße verwendet: a) die hydraulische Rauheit nach Manning-Strickler, nachfolgend k_{st} -Wert [$m^{\frac{1}{3}} s^{-1}$] oder Strickler-Beiwert genannt und b) die Kettenrauheit in Form der Kettenverkürzung k_v [$cm m^{-1}$]. Als Maß für die Abflussbildung wurde ein dimensionsloser Oberflächenabflussbeiwert, im Folgenden als Abflussbeiwert A bezeichnet, bestimmt.

Neben dem Gesamtdatensatz wurden Teildatensätze zu a) unterschiedlichen Bodenbedeckungsgraden und b) unterschiedlichen Analysejahren aus dem Gesamtdatensatz gebildet und analog zum Gesamtdatensatz analysiert, um eine differenzierte Betrachtung zu ermöglichen. Die Kettenrauheit misst ausschließlich die Rauheit des Bodens; der Einfluss der Pflanzendecke wird nicht erfasst. Daher wurde die Abhängigkeit der Rauheit ohne und mit Pflanzenbewuchs analysiert. Die Vorfeuchten der Analysejahre 1993 und 1994 unterscheiden sich signifikant (siehe Abb. A.2). Daher erscheint eine getrennte Betrachtung der Analysejahre 1993 und 1994 sinnvoll. Die analysierten Varianten sind in Tabelle 4.2 zusammengefasst.

Ein linearer Zusammenhang zwischen Abflussbeiwert und Rauheiten wurde für alle Varianten untersucht. Hierbei wurden die Bestimmtheitsmaße R_P^2 (Pearson) und R_S^2 (Spearman) ermittelt. Da der Abflussbeiwert n beschränkt ist, wurde für den k_{st} -Wert eine mit dem Koeffizienten c gleich 1 beschränkte Wachstumsfunktion nach Gleichung 4.2 und für die Kettenrauheit eine exponentielle Abnahmefunktion mit c gleich 0 angepasst und für beide ein nicht lineares (n.l.) $R_{n.l.}^2$ bestimmt. Dabei ist y die Zielvariable in Form des Abflussbeiwerts und x die erklärende Variable k_{st} bzw. k_v . a und b sind Koeffizienten, die angepasst werden. Bei Verwendung der Kettenrauheit ist der Koeffizient a negativ.

$$y = c - ae^{-bx} \quad (4.2)$$

Tabelle 4.2: Analyierte Teilmengen des Gesamtdatensatzes.
Analyzed subsets from the entire dataset.

Variante	Beschreibung	Anzahl Datenpunkte N
V1	Alle Versuche 1993, 1994 u. 1995	58
V2	Versuche 1993	26
V3	Versuche 1994	31
V4	Versuche mit Bewuchs	11
V5	Versuche ohne Bewuchs	47
V6	Versuche ohne Bewuchs 1993	22
V7	Versuche ohne Bewuchs 1994	25

Da nur ein Teil der Varianz im Abflussbeiwert durch die Rauheit erklärt werden kann, wurde die Abhängigkeit des Abflussbeiwerts von weiteren standortspezifischen (z.B. Bodentyp, Gefälle, Bodenbedeckung) und ereignisspezifischen Faktoren (u.a. Vorfeuchte, Niederschlagsintensität, Monat, Jahr) durch ein multiples lineares Regressionsmodell untersucht. Die Analysen wurden mit der freien Statistiksoftware „R“ Version 4.4.0 (R Core Team, 2024) durchgeführt. Die Prädiktoren Monat und Jahr sind kategorische Variablen. Dummy-Variablen sind eine gängige Methode, um kategorische Variablen in einem multiplen Regressionsmodell zu berücksichtigen (Rutherford, 2012), indem n-1 binäre Variablen (n ist die Anzahl der Kategorien) generiert werden. Die Prädiktoren sind in Tabelle 4.3 zusammengefasst. Das lineare Regressionsmodell kann ausgedrückt werden als:

$$A = \beta_0 + \sum_{i=1}^n \beta_i x_i \quad (4.3)$$

mit n Prädiktoren (x_1, \dots, x_n) und den Regressionskoeffizienten (β_0, \dots, β_n), die so bestimmt werden, dass die Residuen minimal werden.

Die Prädiktoren wurden zunächst auf Kollinearität untersucht, indem eine Spearman-Rangkorrelationsmatrix bestimmt wurde. Die Prädiktorenpaare Tongehalt und Schluffgehalt ($\rho = 0,92$) sowie kumulierter Sedimentabtrag und Strickler-Beiwert ($\rho = 0,71$) lagen über der verbreiteten Grenze für Kollinearität mit einem Spearman-Korrelationskoeffizienten $|\rho| > 0,7$ (Dormann et al. 2013). Die Prädiktoren Tongehalt sowie kumulierter Sedimentabtrag wurden daher aus der multiplen Regressionsanalyse ausgeschlossen.

Für den Gesamtdatensatz (V1), den Teildatensatz 1993 (V2) und den Teildatensatz 1994 (V3) wurde jeweils ein Modell mit allen 12 Prädiktoren erstellt. Das R-Paket *relaimpo* (Groemping, 2006) wurde

verwendet, um die relativen Gewichte der einzelnen Prädiktoren an der erklärten Varianz pro Modell zu ermitteln. Aus den vier am höchsten gewichteten Prädiktoren wurde anschließend jeweils eine reduzierte Modellvariante erstellt, um Überparametrisierung zu vermeiden.

Tabelle 4.3: Übersicht der verwendeten Prädiktoren bei der linearen Regressionsanalyse. Die in grau dargestellten Prädiktoren wurden aufgrund von Kollinearität aus der Analyse ausgeschlossen. *Overview of the predictors used in the linear regression analysis. The predictors shown in gray were excluded from the analysis due to collinearity.*

Parameter	Formelzeichen	Einheit
Rauheitsbeiwert nach Manning-Strickler	k_{st}	$m^{\frac{1}{3}} s^{-1}$
Kettenrauheit als Kettenverkürzung	k_v	$cm m^{-1}$
Fließgeschwindigkeit in der Hauptrinne	v_{rill}	$m s^{-1}$
Gefälle	I	-
Vorfeuchte	θ	%
Schluffgehalt	$frac_{Sc}$	%
Organikgehalt	$frac_C$	%
Bodenbedeckungsgrad	BBG	%
Niederschlagsintensität	NI	$mm h^{-1}$
Jahr	-	-
Monat	-	-
Abfluss im Steady State	Q_{SS}	-
kumulierter Sedimentabtrag	m_{sed}	kg
Tongehalt	$frac_T$	%

4.3.1.2 Unsicherheiten im Strickler-Beiwert bei instationären Fließbedingungen

Nach Schroers et al. (2022) ist ein stationärer Zustand (Steady State) erreicht, wenn im letzten Viertel der Versuchsdauer die Abflussschwankungen kleiner als ein angenommener Messfehler von 10 % sind. Eine Voraussetzung für die inverse Bestimmung des Strickler-Beiwerts an den abfallenden Ast der beobachteten Abflussganglinie nach Engman (1983) sind stationäre Fließbedingungen mit konstanter Endinfiltrationsrate. Rund 20 % der Beregnungsversuche von Gerlinger (1997) erreichten keinen stationären Oberflächenabfluss. Um diese Versuche trotzdem in die statistische Analyse einzubeziehen, wurden die Abweichungen im Strickler-Beiwert zu früh abgebrochener Beregnungen untersucht.

An zehn Beregnungsversuche mit stationärem Oberflächenabfluss wurde ein CATFLOW-Modell (siehe dazu Kap. 4.3.2) angepasst. Für jedes angepasste Modell wurden Simulationen mit dem [0,75; 0,85; 1,00]-fachen der tatsächlichen Beregnungszeit durchgeführt und die Simulationsergebnisse als „virtuelle Messungen“ verwendet. Über die

inverse Anpassung einer Diffusionswelle (siehe Anhang A.1) an den abfallenden Ast dieser virtuellen Messungen wurde für jede Berechnungsdauer und jeden Standort ein k_{st} -Wert ermittelt. Die relative Abweichung des k_{st} -Werts zu früh abgebrochener Berechnungen (Berechnungsdauer 0,75 und 0,85) zum k_{st} -Wert der tatsächlichen Berechnungsdauer wurde für alle zehn Standorte ermittelt und in einer anschließenden Monte-Carlo Simulation als Fehlermaß verwendet. Dabei wurde für jeden instationären Berechnungsversuch zufällig ein Wert innerhalb des bestimmten Fehlerbereichs gezogen und ein angepasster k_{st} -Wert bestimmt. Insgesamt wurden 10.000 zufällige Datensätze erzeugt und hinsichtlich ihres linearen Zusammenhangs zwischen Abflussbeiwert und Strickler-Beiwert untersucht.

4.3.2 Numerische Experimente auf der Plotskala

Aus dem Datensatz zu den Berechnungsversuchen (Kapitel 4.2.1.1) generierte Scherer et al. (2012) CATFLOW-Modelle, die durch Anpassung des Makroporenfaktors f_{mac} an den beobachteten Oberflächenabflussdaten kalibriert wurden. Die Hänge wurden parametrisiert und initialisiert auf Basis beobachteter Daten zur Hangneigung, Rauheit (k_{st}), Pflanzenbewuchs, bodenhydraulischer Parameter und Vorfeuchte. Die Modelle wurden durch einen Blockregen mit der Dauer und Intensität des jeweiligen Experiments angetrieben. Für den 12 m langen und 2 m breiten Berechnungsplot erfolgte die laterale Diskretisierung in 60-cm-Schritten. Die vertikale Diskretisierung reichte von 1 cm an der Bodenoberfläche bis 5 cm im unteren Bereich der 1 m tiefen Bodensäule, was zu einer Auflösung von 21 mal 29 Berechnungsknoten führte.

Im Rahmen dieser Studie wurden die von Scherer et al. (2012) generierten CATFLOW-Modelle neu kalibriert. Anstatt der direkt gemessenen hydraulischen Leitfähigkeit wurde die invers ermittelte Leitfähigkeit von Delbrück (1997) verwendet. Diese berücksichtigt im Gegensatz zur direkt gemessenen nur die Leitfähigkeit der Bodenmatrix ohne Makroporen. Anschließend wurde der Makroporenfaktor, f_{mac} , als Kalibrierungsgröße angepasst. Die bodenhydraulischen Parameter für das Van Genuchten-Mualem Modell sind in Tabelle 4.4 zusammengefasst. Aus den vorhandenen Modellen wurden zwei Berechnungsversuche a) „fk2_2“ mit einem mittleren Abflussbeiwert von 40 % und einem f_{mac} von 3,7 sowie b) „lek_2“ mit einem großen Abflussbeiwert von 72 % und einem kleinen f_{mac} von 1. Beide Versuche erfüllten die Bedingung für einen stationären Oberflächenabfluss bei Berechnungsende. Die von Gerlinger (1997) invers ermittelten Strickler-Beiwerte betragen für fk2_2 $29 \text{ m}^{\frac{1}{3}} \text{ s}^{-1}$ und für lek_2 $22 \text{ m}^{\frac{1}{3}} \text{ s}^{-1}$.

Der k_{st} -Wert wurde in 1-er Schritten zwischen $1 \text{ m}^{\frac{1}{3}} \text{ s}^{-1}$ und $30 \text{ m}^{\frac{1}{3}} \text{ s}^{-1}$ variiert und liegt zwischen den Extremen einer sehr rauen Ober-

fläche mit Vergetationstrukturen wie Hecken oder dichten Grasflächen (Richet et al. 2017; Engman, 1983; Fiener und Auerswald, 2003) und einem verschlammten, unbedeckten Acker nach der Saatbettbereitung (Gerlinger, 1997). Anschließend wurden bei beiden Versuchen die Oberflächenabflussänderung sowohl absolut als auch relativ quantifiziert und mit dem kalibrierten Modell, das als Referenzlauf diente, verglichen. Die Höhe der Abflussminderung durch eine Reduktion des Strickler-Beiwerts ist zusätzlich abhängig von der Infiltrabilität des Bodens. Daher wurden in einem zweiten Schritt beim Berechnungsversuch `fk2_2` mit f_{mac} gleich 3,7 zusätzlich zur Variation des Strickler-Beiwerts der Makroporenfaktor f_{mac} für die Werte [1,0; 2,4; 3,7; 5,1; 6,4; 7,8; 9,1] verändert. Die 210 Rechenläufe wurden anschließend hinsichtlich ihrer Abflussminderung evaluiert.

Tabelle 4.4: Bodenhydraulische Parameter für das Van Genuchten-Mualem Modell zur Parametrisierung der CATFLOW Modelle zur Nachrechnung der Berechnungsversuche. Mit der gesättigten hydraulischen Leitfähigkeit k_s , Porosität θ_s , residualer Wassergehalt θ_r , reziprokem Lufttrittspunkt α und dem Formparameter n .

Soil hydraulic parameters for the Van Genuchten-Mualem model for parameterizing the CATFLOW models to simulate the artificial rainfall experiments. With the saturated hydraulic conductivity k_s , porosity θ_s , residual water content θ_r , reciprocal air entry point α and shape parameter n .

	k_s	θ_s	θ_r	α	n
	[$m\ s^{-1}$]	[$m^3\ m^{-3}$]	[$m^3\ m^{-3}$]	[m^{-1}]	[–]
Löss-Pararendzina	$3,8 \cdot 10^{-7}$	0,444	0,066	0,51	2,24

4.3.3 Hochwasserminderung durch Hecken auf der Einzugsgebietskala

Die Abflussminderung durch quer zur Fließrichtung orientierte Heckenstrukturen wurde exemplarisch an der im Juni 1994 aufgetretenen Sturzflut im Einzugsgebiet des Weiherbachs, ausgelöst durch einen konvektiven Starkregen (Jährlichkeit 200-500 Jahre nach KOSTRA-2010R (DWD, 2019)) analysiert und quantifiziert. Dabei wurde das „Repräsentative Hänge Modell (RHM)“ aus der Studie von Villinger et al. (2022) verwendet. Das Modell besteht aus insgesamt acht repräsentativen Hängen mit identischer Hangfalllinie und Bodenverteilung, aber unterschiedlicher Landnutzungsparametrisierung, um der heterogenen Landnutzung Rechnung zu tragen. Die Hangfalllinie der repräsentativen Hänge wird aus der mittleren Verteilung der geopotenziellen Energie im Einzugsgebiet abgeleitet. Die Abflussbeiträge aus den einzelnen Hängen werden über deren relative Landnutzungsanteile (= Hangbreite) gewichtet. Der Gesamtabfluss ist die Summe der gewichteten Teilabflüsse aus den acht repräsentativen Hängen. Für weitere Informationen zum Modellaufbau sowie zum theoretischen Hintergrund der repräsentativen Hänge sei auf Villinger et al. (2022) verwiesen.

In einem virtuellen Experiment, wurde ein idealisierter Verlauf zweier Heckenstreifen quer zur Fließrichtung angenommen. Somit werden alle Fließwege mit gleicher Distanz zum Fluss von der jeweiligen Hecke unterbrochen. Für beide Hecken wurde eine Tiefe von zwei Metern angenommen und sie wurden lateral in 20 cm aufgelöst, was 10 Modellknoten pro Heckenstreifen entspricht. Ein Heckenstreifen erstreckt sich dabei über die gesamte Hangbreite, d.h. seine Länge entspricht der Hangbreite der entsprechenden Landnutzung. Die Position der beiden Heckenstreifen wurde zufällig bestimmt unter den Bedingungen, dass die erste Hecke mindestens 60 m von der Hangkuppe entfernt steht und zwischen den beiden Heckenstreifen ein Mindestabstand von 60 m besteht, um eine genügend große Fließakkumulation zu gewährleisten. Insgesamt wurden 50 verschiedene Modellkonfigurationen generiert und berechnet. Es wurden die Landnutzungen Getreide, Mais, Zuckerrüben, Sonnenblumen und Grünland mit den beiden Heckenstreifen versehen.

Die Parametrisierung der Landnutzungsclassen „Hecke“ erfolgte durch Anpassung der bereits existierenden Landnutzungsdatei für Wald mittels Literaturdaten (siehe Tab. 4.5). Die Bodenfeuchte wurde dynamisch initialisiert. Der Zielwert der gesättigten hydraulischen Leitfähigkeit (k_s) von 400 mm/h unter der Hecke wurde durch Skalierung des k_s -Werts des ursprünglichen Bodens durch den Makroporenfaktor erreicht. Der Abfluss am Gebietsauslass ergibt sich als Summe aus den fünf Landnutzungsclassen mit integrierten Hecken plus den Anteilen der Landnutzungsclassen ohne Hecken (Wald, versiegelte Fläche) aus der Referenzvariante. Ein intakter Wald wirkt bereits hochwassermindernd und eine Hochwasserminderung durch Hecken wurde an dieser Stelle von der Betrachtung ausgeschlossen, da eine praktische Realisierung eher schwierig erscheint. Es wurden verschiedene Abflussvarianten ausgewertet: der Oberflächenabfluss aus natürlichen Flächen (ohne versiegelten Anteil), der Gesamtabfluss aus natürlichen Flächen (Oberflächenabfluss + schneller Zwischenabfluss) und der Gesamtabfluss aller Flächen. Als Vergleichsvariante (REF) wurde die jeweilige Abflussganglinie aus dem kalibrierten RHM verwendet.

4.4 ERGEBNISSE

4.4.1 *Die Sensitivität von instationärem Oberflächenabfluss auf die Höhe des Strickler-Beiwerts*

Die Sensitivität des Strickler-Beiwerts unter instationären Abflussbedingungen wurde anhand von zehn ausgewählten Berechnungsversuchen untersucht. Abbildung 4.1 a zeigt die relativen Abweichungen der invers bestimmten k_{st} -Werte der Dauern 0,75 und 0,85 verglichen mit den invers bestimmten Werten der tatsächlichen Berechnungsdauer (Re-

Tabelle 4.5: Parametrisierung der Landnutzungsklasse „Hecke“. *Parameterization of the land-use class “hedgerow”.*

Parameter	Wert	Einheit	Quelle
Höhe (h)	2,0	m	Axe et al. 2017, Richet et al. 2017
Tiefe	2,0	m	Axe et al. 2017, Herbst et al. 2006
Strickler-Beiwert (k_{st})	2,0	$m^{\frac{1}{3}} s^{-1}$	Richet et al. 2017
gesättigte hydraulische Leitfähigkeit (k_s)	400	mmh^{-1}	Richet et al. 2017
Blattflächenindex (BFI)	4,7	–	Herbst et al. 2006
Durchwurzelungstiefe (TWU)	1,0	m	Axe et al. 2017
Pflanzenhöhe (PFH)	2,0	m	Axe et al. 2017
Minimaler Stomatawiderstand	100	$s m^{-1}$	CATFLOW-Landnutzung Wald

ferenz). Die Strickler-Beiwerte zu früh abgebrochener Berechnungen weichen zwischen -3 bis 17 % vom Referenz- k_{st} -Wert ab. Es wurden daher tendenziell zu glatte Oberflächen berechnet. Für die Monte-Carlo-Simulation wurden die Strickler-Beiwerte für die instationären Versuche mit einer zufällig gezogenen Zahlen zwischen 0,83 und 1,03 multipliziert, um so den Fehler bei zu früh abgebrochenen Versuchen zu berücksichtigen. Die Ergebnisse sind in 4.4.2 dargestellt. Spannend ist, dass auch die invers bestimmten Rauheiten deutlich von den im CATFLOW-Modell benutzten Werten bei voller Berechnungsdauer (vgl. Abb. 4.1 b) abweichen.

4.4.2 Datenanalyse

Zunächst werden die Ergebnisse der Datenanalyse der Beziehung zwischen Abflussbeiwert und k_{st} -Wert erläutert. Der Zusammenhang ist in Abbildung 4.2 dargestellt. Die Bestimmtheitsmaße der linearen Regressionbeziehung nach Spearman (R_S^2) und Pearson (R_P^2) sowie der nichtlinearen Kurvenanpassung ($R_{n.l.}^2$) aller Varianten sind in der Tabelle A.1 im Anhang zusammengefasst. Der stärkste (lineare und nichtlineare) Zusammenhang zwischen Abflussbeiwert und k_{st} -Wert mit einem R^2 von jeweils 0,78 zeigt sich bei den Versuchen mit Bewuchs (V4). Dieser Zusammenhang ist robust und bleibt auch bestehen, wenn die Unsicherheiten im k_{st} -Wert der Versuche mit instationärem Oberflächenabfluss berücksichtigt werden (vgl. Abb. 4.3 c) wie das 95 % Konfidenzintervall von R_P^2 zwischen 0,78 und 0,82 der Monte Carlo Simulation zeigt. Insgesamt ist der Zusammenhang zwischen Strickler-Beiwert und Abflussbeiwert stark von der betrachteten Variante abhängig. Eine schwache lineare Korrelation der Werte des Gesamtdatensatzes (V1) und der Teildatensätze nach Jahren (V2 und V3) zeigt sich mit einem R_P^2 im Bereich von 0,32. Unterschiede hingegen gibt es bei der Korrelation der

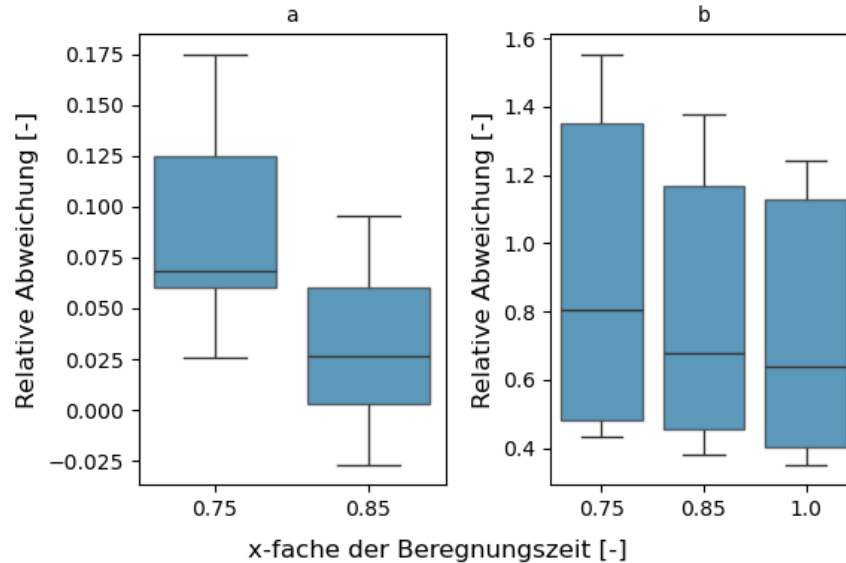


Abbildung 4.1: Sensitivität des Strickler-Beiwerts bei zu früh abgebrochener Beregnung, d. h. vor Erreichen eines Steady States im Oberflächenabfluss. Dargestellt ist a) die relative Abweichung der invers bestimmten k_{st} -Werte zu früh abgebrochener Beregnungen, verglichen mit den invers bestimmten der tatsächlichen Beregnungszeit (Referenz), und b) die relative Abweichung der invers bestimmten Strickler-Beiwerte im Vergleich zum k_{st} -Wert des jeweiligen CATFLOW-Modells.

Sensitivity of the Strickler coefficient when sprinkling is cancelled too early, i.e. before a steady state is reached in the surface runoff. Shown is a) the relative deviation of the inversely determined k_{st} values of sprinkling cancelled too early compared to the inversely determined values of the actual irrigation time (reference), and b) the relative deviation of the inversely determined Strickler coefficients compared to the k_{st} value of the respective CATFLOW model.

Ränge und der nichtlinearen Korrelation. Sowohl im Gesamtdatensatz (V1) als auch in der Teilmenge aus dem Jahr 1993 (V2) zeigen die Ränge von Abflussbeiwert und k_{st} -Wert eine stärkere Korrelation von R_S^2 gleich 0,43 bzw. 0,45. Bei den Versuchen von 1994 können 42 % der Varianz im Abflussbeiwert durch den Strickler-Beiwert bei Annahme einer nichtlinearen Beziehung erklärt werden. Die Verteilung von R_P^2 und R_S^2 für den Gesamtdatensatz der Monte-Carlo Simulation unter Berücksichtigung eines Fehlermaßes für instationäre Versuche sind in Abbildung 4.3 a und b dargestellt. Das 95 % Konfidenzintervall für R_P^2 liegt zwischen 0.33 - 0.36 und für R_S^2 zwischen 0,43 und 0,44. Es wird daraus geschlossen, dass die Ergebnisse der statistischen Analyse wenig bis gar nicht von den Fehlern der instationären Experimente beeinflusst sind.

Der Zusammenhang für ausgewählte Varianten zwischen Abflussbeiwert und k_v ist in Abbildung 4.4 bzw. in Tabelle A.1 im Anhang dargestellt. Wie schon beim Strickler-Beiwert ist ein Zusammenhang zwischen Kettenrauheit und Abflussbeiwert nur für einige Teildatensätze erkennbar.

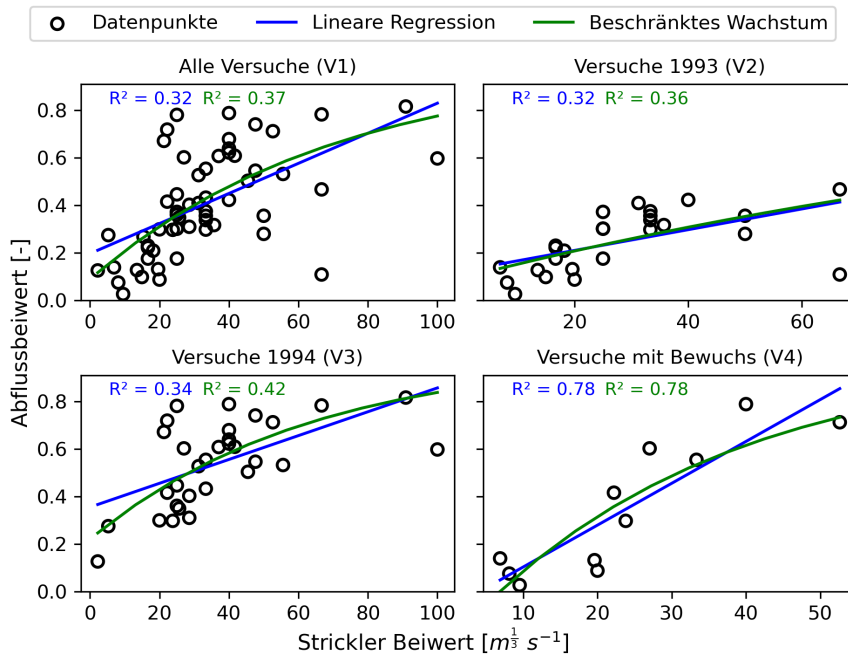


Abbildung 4.2: Zusammenhang zwischen dem Abflussbeiwert und dem Strickler-Beiwert k_{st} . Die blaue Kurve wurde über eine lineare Regressionsbeziehung, die grüne Kurve über eine nichtlineare Funktion angepasst.

Relationship between the runoff coefficient and the Strickler coefficient k_{st} . The blue curve was fitted using a linear regression relationship, the green curve using a non-linear function.

Es sind keine großen Unterschiede in der Korrelation der Werte, Ränge und der nichtlinearen Kurve erkennbar. Ein schwacher Zusammenhang zwischen Kettenverkürzung und Abflussbeiwert zeigt sich für den Gesamtdatensatz (V1) mit R_p^2 gleich 0,29. Ein stärkerer Zusammenhang besteht hingegen für den Teildatensatz von 1994 ohne Bewuchs (V7), bei dem knapp 50 % der Varianz im Abflussbeiwert durch die Kettenverkürzung erklärt werden können. Beim Teildatensatz von 1993 ist hingegen kein Zusammenhang erkennbar.

Mittels multipler Regressionsanalyse wurde der kombinierte Einfluss von standort- und ereignisspezifischen Größen (Tab. 4.3) aus den Beregnungsversuchen auf den beobachteten Abflussbeiwert untersucht. Die Ergebnisse für das Prädiktor-reduzierte Modell sind in Abbildung 4.5 dargestellt. Die erklärende Varianz der übrigen Prädiktoren lag im Gesamtmodell bei unter 10 %. 27 % der erklärenden Varianz lassen sich auf das Untersuchungsjahr zurückführen. Daher wurden neben der Variante mit allen Datenpunkten (V1), die Versuche aus dem Jahr 1993 (V2) und dem Jahr 1994 (V3) gesondert betrachtet.

78 % der Varianz im Abflussbeiwert der Variante 1, 72 % der Varianz im Abflussbeiwert der Variante 2 und 62 % der Varianz im Abflussbeiwert der Variante 3 können durch das auf vier Prädiktoren reduzierte lineare Regressionsmodell erklärt werden. Bei der Variante 1 ist der größte Bei-

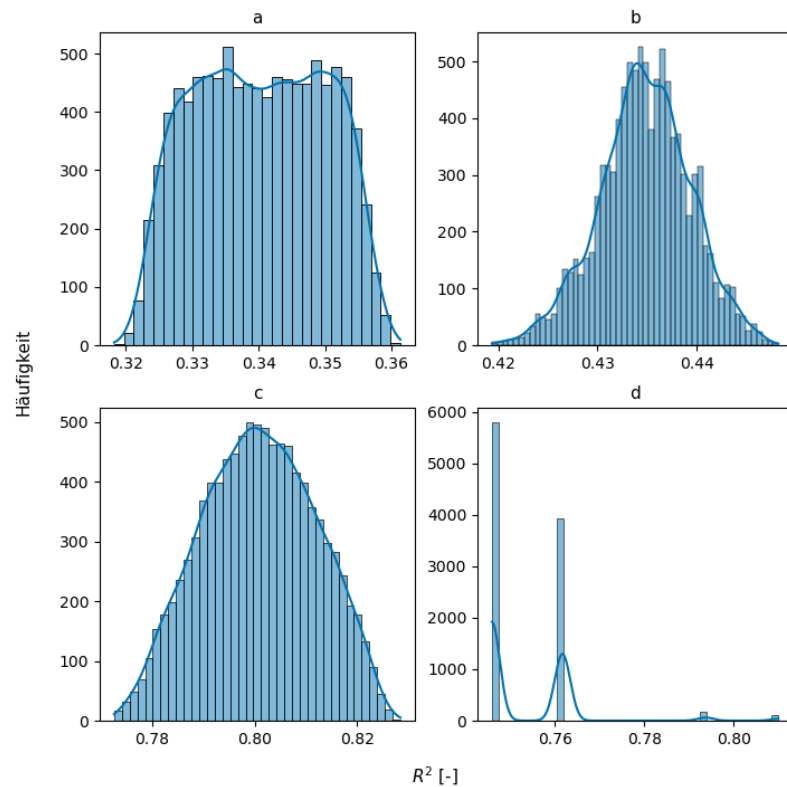


Abbildung 4.3: Die Verteilung der Bestimmtheitsmaße Pearson R_P^2 (a) und Spearman R_S^2 (b) für alle Berechnungsversuche (V1) sowie R_P^2 (c) und R_S^2 (d) für die Versuche mit Pflanzenbewuchs (V3) der Monte-Carlo-Simulation für die Variablen Abflussbeiwert und Strickler-Beiwert, unter Berücksichtigung eines Fehlerterms der instationären Versuche.

The distribution of the Pearson coefficients of determination R_P^2 (a) and Spearman R_S^2 (b) for all sprinkling experiments (V1) as well as R_P^2 (c) and R_S^2 (d) for the experiments with vegetation (V3) of the Monte Carlo simulation for the variables runoff coefficient and Strickler coefficient, taking into account an error term of the transient experiments.

trag zur erklärenden Varianz mit 27 % das Analysejahr. 19 % sind auf den Strickler-Beiwert und jeweils 16 % auf den Monat der Durchführung sowie auf das Erreichen von stationären Abflussbedingungen zurückzuführen. Der größte Beitrag zur erklärenden Varianz mit 24 % innerhalb des Prädiktor-reduzierten Modells der Versuche im Jahr 1993 (V2) hat der Monat des Experiments (24 %), gefolgt vom Strickler-Beiwert mit 21 %, dem (Nicht-)Erreichen von stationären Abflussbedingungen (19 %) und der Niederschlagsintensität mit 8 %. Bei den Versuchen im Jahr 1994 ist der Beitrag zur erklärenden Varianz im Abflussbeiwert im Prädiktor-reduzierten Modell wie folgt: Strickler-Beiwert (23 %), das (Nicht-)Erreichen von stationären Abflussbedingungen (21 %), die Kettenverkürzung (11 %) und der Schluffgehalt (7 %).

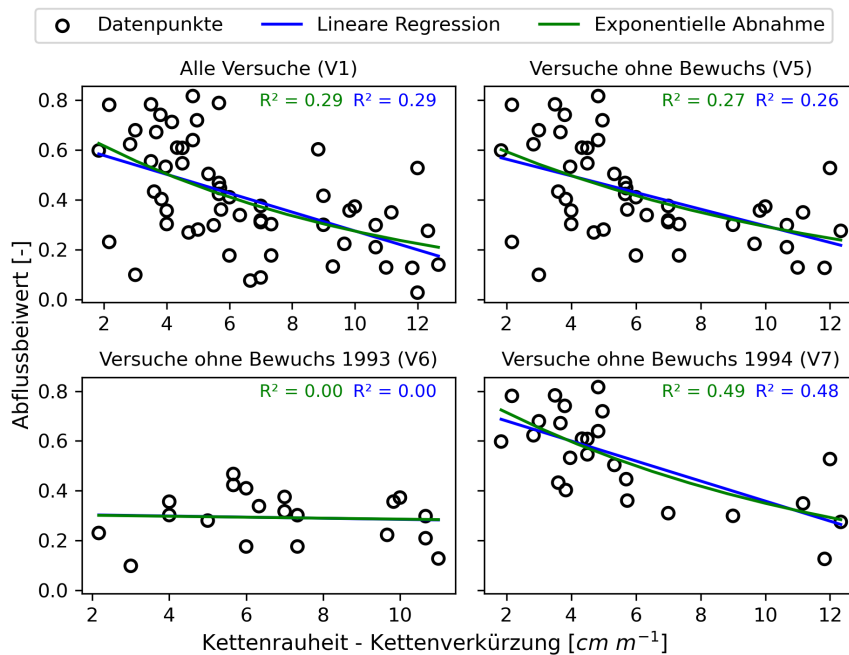


Abbildung 4.4: Zusammenhang zwischen dem Abflussbeiwert und der Kettenverkürzung k_v . Die blaue Kurve wurde über eine lineare Regressionsbeziehung, die grüne Kurve über eine nichtlineare Funktion angepasst.
Relationship between the runoff coefficient and the chain shortening k_v . The blue curve was fitted using a linear regression relationship, the green curve using a non-linear function.

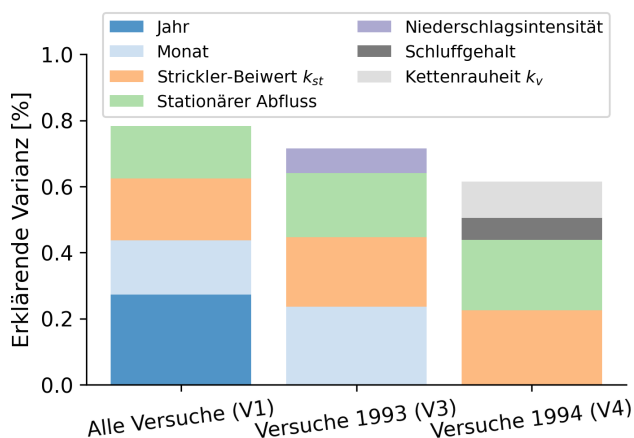


Abbildung 4.5: Anteil an der erklärenden Varianz der vier Prädiktoren, die im Prädiktor-reduzierten Regressionsmodell verwendet wurden.
Proportion of the explanatory variance of the four predictors used in the predictor-reduced regression model.

Die Statistiksoftware „R“ gibt p-Werte aus der T-Statistik (T-Test) zurück, mithilfe derer die statistische Signifikanz für unterschiedliche Signifikanzniveaus ermittelt werden kann. Für ein Signifikanzniveau

von 0,05 sind bei allen drei untersuchten Varianten der Strickler-Beiwert und die stationären Abflussbedingungen statistisch signifikant. Bei der Variante 1 sind zusätzlich das Analysejahr und der Monat September, bei der Variante 2 die Niederschlagsintensität und der Monat August und bei der Variante 3 der Schluffgehalt auf dem Signifikanzniveau von 0,05 signifikant.

4.4.3 Numerische Experimente auf der Plotskala

Die Ergebnisse der Variation des k_{st} -Werts im Rahmen der numerischen Experimente sind für die Berechnungsversuche „fk2_2“ und „lek_2“ in Abbildung 4.6 dargestellt. Der kalibrierte Modelllauf (REF) beider Experimente zeigt eine gute Übereinstimmung mit den beobachteten Werten mit einem R^2 von 0,90 (fk2_2) bzw. R^2 von 0,92 (lek_2). Beim Experiment fk2_2 wurde ein Strickler-Wert von $29 \text{ m}^{\frac{1}{3}} \text{ s}^{-1}$, beim Versuch lek_2 ein k_{st} -Wert von $22 \text{ m}^{\frac{1}{3}} \text{ s}^{-1}$ verwendet.

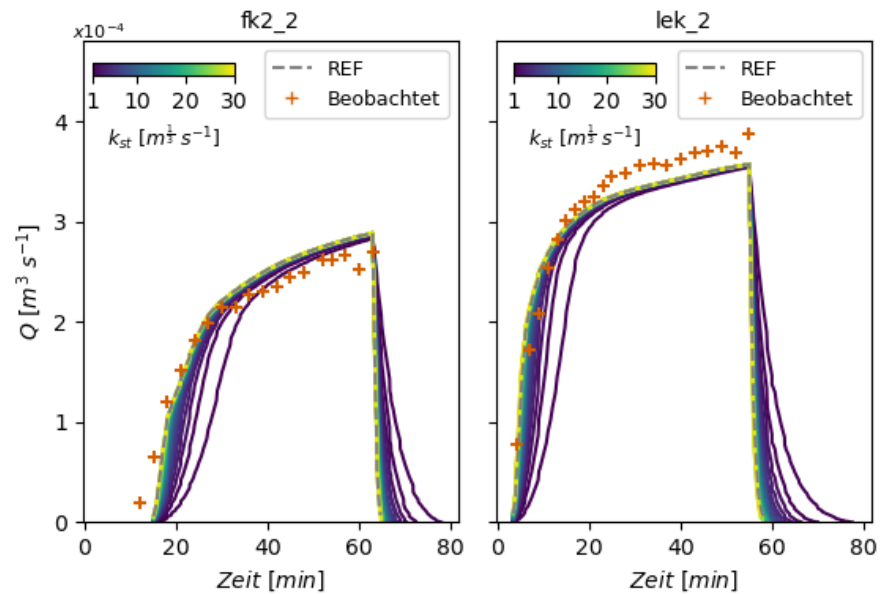


Abbildung 4.6: Oberflächenabflusskurven für k_{st} -Werte zwischen 1 und 30 im Vergleich zum Referenzlauf (REF) der beiden Berechnungsversuche „fk2_2“ und „lek_2“.

Surface runoff curves for k_{st} values between 1 and 30 compared to the reference run (REF) of the two sprinkling experiments „fk2_2“ and „lek_2“.

Die Abflusskurven unterscheiden sich deutlich in ihren Anstiegszeiten. Eine geringere Rauheit (niedriger k_{st} -Wert) führt zu einer verzögerten Abflussreaktion im Vergleich zur Referenzvariante (REF). Beim kleinsten untersuchten k_{st} -Wert von $1 \text{ m}^{\frac{1}{3}} \text{ s}^{-1}$ beträgt der zeitliche Versatz zur Referenzvariante im Maximum rund 10 Minuten bei beiden Versuchen. Im Gegensatz dazu liegt der zeitliche Versatz bei Rechenläufen mit k_{st} -Werten nahe der kalibrierten Variante bei nur wenigen

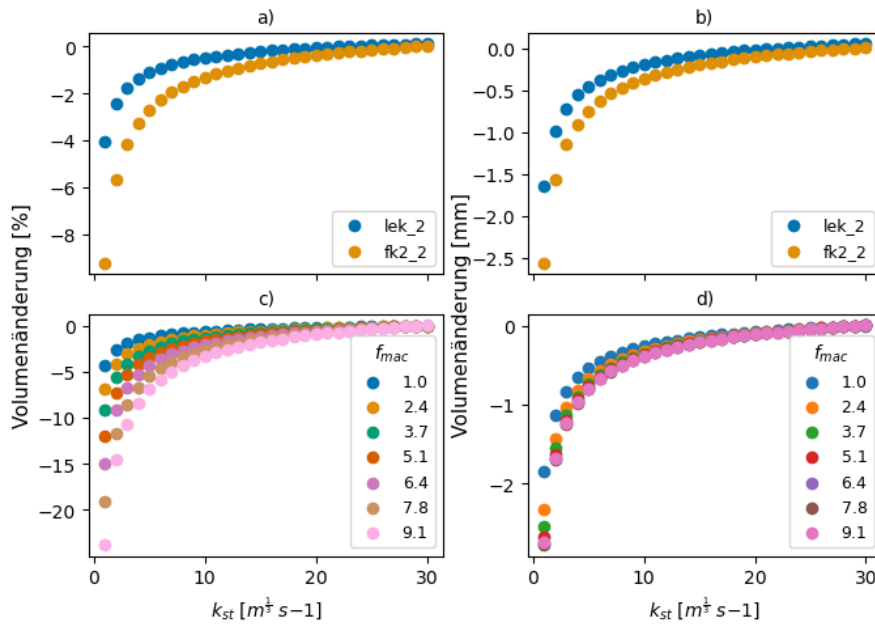


Abbildung 4.7: Relative (a) und absolute (b) Volumenänderung durch Variation des Strickler-Beiwerts im Vergleich zur Referenzsimulation. Die Relative (c) und absolute (d) Volumenänderung durch die Variation des Strickler-Beiwerts und des Makroporenfaktors (f_{mac}) im Vergleich zur Referenz des Beregnungsversuchs „fk2_2“.

Relative (a) and absolute (b) volume change due to variation of the Strickler coefficient compared to the reference simulation. The relative (c) and absolute (d) volume change due to the variation of the Strickler coefficient and the macropore factor (f_{mac}) compared to the reference of the sprinkling experiment „fk2_2“.

Sekunden. Die Abweichung vom Endabfluss der Referenz reicht von einigen Prozent bei einem k_{st} -Wert von $1 m^{1/3} s^{-1}$ bis hin zu Promillewerten bei Rechenläufen mit einem Strickler-Beiwert nahe dem der Referenzsimulation.

Die Änderungen im Abflussvolumen in Abhängigkeit vom k_{st} -Wert zeigen, dass sowohl die relative (Abb. 4.7 a) als auch die absolute (Abb. 4.7 b) Volumenreduktion beim Beregnungsversuch fk2_2 größer sind als beim Versuch lek_2. Überschreitet der k_{st} -Wert den der Referenzsimulation, wird erwartungsgemäß eine, wenn auch sehr kleine, Zunahme im Oberflächenabfluss registriert. Die Beziehung zwischen dem k_{st} -Wert und der Volumenreduktion ist nichtlinear.

Die Ergebnisse des numerischen Experiments, das die Wirksamkeit einer reduzierten Rauheit in Kombination mit einer erhöhten Infiltrabilität für den Beregnungsversuch fk2_2 untersucht, sind in Abbildung 4.7 c) und d) dargestellt. Die Ergebnisse zeigen, dass die relative Abflussreduktion durch Variation der Rauheit besonders effektiv ist, wenn gleichzeitig die Infiltration erhöht wird (Abb. 4.7 c). Hingegen ist ab einem f_{mac} -Wert

von 5,1 die absolute Volumenänderung nur noch marginal ausgeprägt (Abb. 4.7 d).

Abbildung 4.8 zeigt für ausgewählte k_{st} -Werte den Verlauf der Fließtiefe, Geschwindigkeit und der Infiltrationsrate des Schichtabflusses entlang des Hanges unter stationären Bedingungen für den Versuch fk2_2. Je rauer die Oberfläche ist, desto größer sind die Fließtiefen und desto langsamer fließt das Wasser entlang des Hanges. Bei einem k_{st} -Wert von $1 \text{ m}^{\frac{1}{3}} \text{ s}^{-1}$ sind die Infiltrationsraten geringfügig höher, als bei den glatteren Simulationen. Aufgrund der Nullrandbedingung ist der Fluss an den Rändern instabil und fluktuiert. Belastbar sind daher nur die Infiltrationsraten zwischen 2 und 10 Metern.

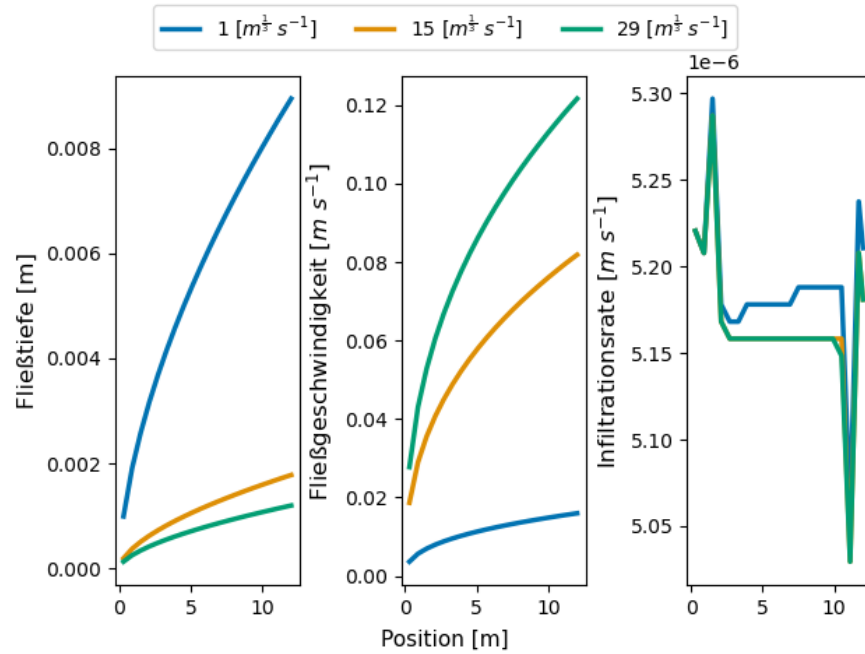


Abbildung 4.8: Verlauf der Fließtiefe h , der Fließgeschwindigkeit v und der Infiltration entlang des Hanges für die Strickler-Beiwerte 1, 15 und $29 \text{ m}^{\frac{1}{3}} \text{ s}^{-1}$ des Beregnungsversuchs „fk2_2“. Zwei Minuten vor dem Ende der Beregnung (bei $t = 61 \text{ min}$) herrschen stationäre Fließbedingungen. Der Nullpunkt liegt an der Hangkuppe.

Development of flow depth h , flow velocity v and infiltration along the slope for the Strickler coefficients 1, 15 and $29 \text{ m}^{\frac{1}{3}} \text{ s}^{-1}$ of the sprinkling experiment „fk2_2“. Two minutes before the end of sprinkling (at $t = 61 \text{ min}$) the surface runoff has reached steady-state conditions. The zero point is at the top of the slope.

4.4.4 Hochwasserminderung durch Heckenstrukturen

Die relativen Abflussminderungen der 50 Simulationen mit zwei Heckenstreifen im Vergleich zur Referenz sind in Abbildung 4.9 dargestellt.

Es wird zwischen dem Oberflächenabfluss ohne versiegelte Fläche, dem Gesamtabfluss (Oberflächenabfluss + schneller Zwischenabfluss) ohne und mit versiegelter Fläche unterschieden. Die größte Oberflächenabflussminderung ohne versiegelte Fläche durch zwei Heckenstreifen beträgt 47 %. Beim Gesamtabfluss ohne versiegelte Fläche liegt die maximale Hochwasserminderung bei 31 %, während der Gesamtabfluss mit versiegelter Fläche, die ohne Heckenstreifen berechnet wurden, eine maximale Hochwasserreduktion von 23 % aufweist.

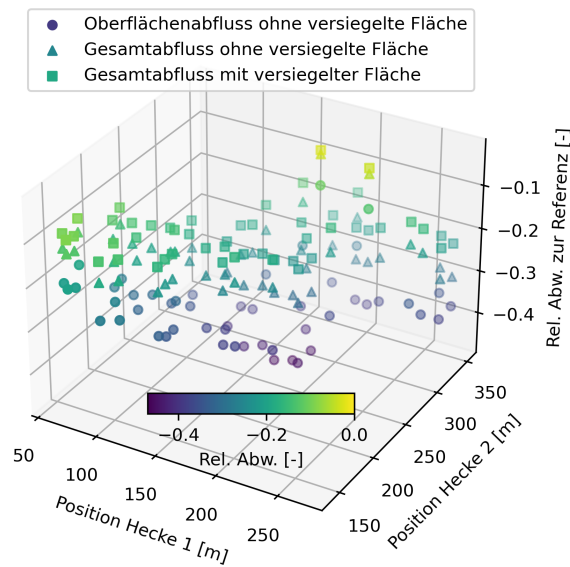


Abbildung 4.9: Relative Abflussminderung durch zwei fiktive Heckenstreifen des Oberflächenabflusses ohne versiegelte Fläche sowie des Gesamtabflusses ohne und mit versiegelter Fläche im Vergleich zum Referenzlauf von Villinger et al. 2022.

Relative runoff reduction by two fictitious hedgerows of the surface runoff without sealed surface and the total runoff without and with sealed surfaces compared to the reference run of Villinger et al. 2022.

Auch die Hochwasserscheitel zeigen eine deutliche Reduktion. Der Scheitelwert des Oberflächenabflusses ohne versiegelte Fläche (vgl. Abb. 4.10 a) wird durch zwei Heckenstreifen im Maximum um 42 % im Vergleich zur Referenz reduziert. Beim Gesamtabfluss ohne versiegelte Fläche liegt die Reduktion noch bei 33 % (vgl. Abb. 4.10 b), während die Reduktion beim Gesamtabfluss mit versiegelten Flächen noch 28 % beträgt (vgl. Abb. 4.10 c).

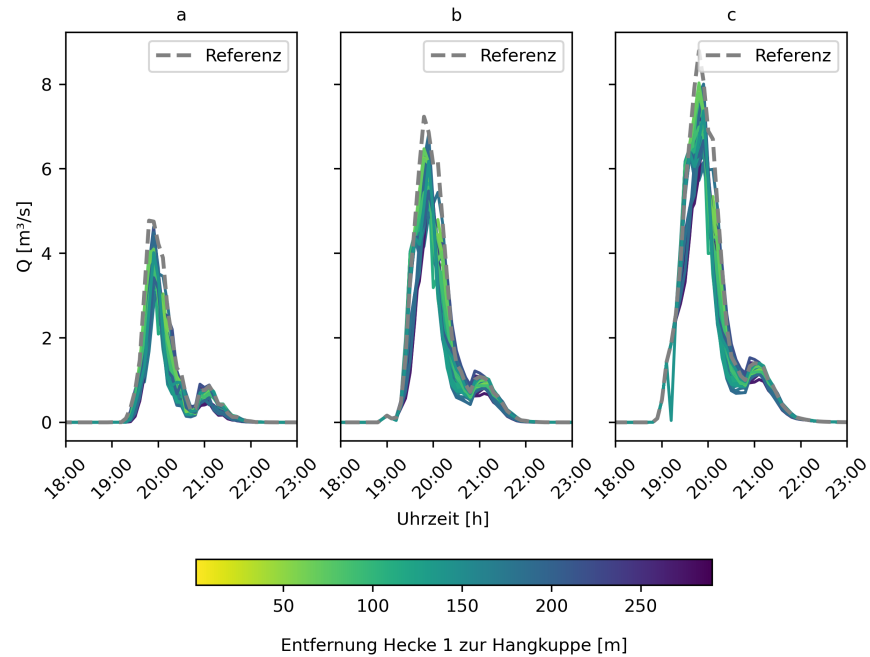


Abbildung 4.10: Die Abflusskurven für das Ereignis vom 27.06.1994 mit zwei fiktiven Heckenstreifen der 50 Simulationen für a) den Oberflächenabfluss ohne versiegelte Fläche, b) den Gesamtabfluss ohne versiegelte Fläche und c) den Gesamtabfluss mit versiegelter Fläche im Vergleich zum Referenzlauf. *The runoff curves for the event of 27.06.1994 with two fictitious hedgerows of the 50 simulations for a) the surface runoff without sealed surface, b) the total runoff without sealed surface and c) the total runoff with sealed surface in comparison to the reference run.*

4.5 DISKUSSION

4.5.1 Die Beziehung zwischen Rauheit und Oberflächenabfluss auf der Plotskala

Die statistischen Analysen deuten auf einen Zusammenhang zwischen der hydraulischen Rauheit als Maß für die Abflussgeschwindigkeit und des Abflussbeiwerts als Maß für die Oberflächenabflussmenge hin. Sowohl die Stärke des Zusammenhangs als auch die Art des Zusammenhangs (linear, nichtlinear) sind abhängig von der untersuchten Variante. Für Versuche mit Pflanzenbedeckung konnten 78 % der Varianz im Abflussbeiwert durch den k_{st} -Wert erklärt werden. Sowohl die Ränge als auch die Werte sind ähnlich stark korreliert. Diese Beziehung bleibt robust, selbst bei Berücksichtigung eines Fehlerbereichs, der durch das Nichterreichen stationärer Abflussbedingungen während der Versuchsdurchführung entsteht. Der Strickler-Beiwert ist ein summarischer Parameter verschiedener Rauheitselemente u.a. der Mikrotopografie und des Bewuchses (Engman, 1983, Gerlinger, 1997). Die Stärke dieses Zusammenhangs erklären wir durch die Dominanz der Rauheitselemente der Pflanzen im Vergleich zu denen der Mikrotopografie.

Die Korrelation der Kettenrauheit als Maß für die Mikrotopografie mit dem Abflussbeiwert ist stark vom Analysejahr abhängig. Bei den Versuchen im Jahr 1994 konnten 50 % der Varianz im Abflussbeiwert durch die Kettenverkürzung erklärt werden, was sich auch in den Ergebnissen des linearen Regressionsmodells widerspiegelt. Im Gegensatz dazu war bei den Versuchen aus dem Jahr 1993 kein Zusammenhang erkennbar, was durch die lineare Regression zusätzlich bestätigt wird. Die Vorfeuchten der Analysejahre 1993 und 1994 unterscheiden sich signifikant (siehe Abb. A.2). Für das Jahr 1993 liegt der Median der Vorfeuchte bei 0,11 und damit im Bereich des permanenten Welkepunktes (PWP = 4,2) für die Löss-Böden im Weiherbach. Für das Jahr 1994 lag der Median der Vorfeuchte bei 0,22, also zwischen dem PWP und der Feldkapazität (FK=1,8), die Böden waren damit deutlich feuchter. Bei den kohäsiven Löss-Böden führen trockene Bedingungen zu einer erhöhten Aggregatstabilität, wodurch die Aggregate vermutlich auch bei höheren Niederschlagsintensitäten stabil bleiben. Insgesamt weisen die Beregnungsversuche im Jahr 1993 deutlich kleinere Abflussbeiwerte (vgl. Abb.4.4) auf, bei vergleichbaren Niederschlagsintensitäten wie im Jahr 1994. Es wird angenommen, dass die erhöhte Aggregatstabilität unabhängig von der Mikrotopografie wirksam bleibt, weshalb kein Zusammenhang zwischen Kettenverkürzung und den Abflussbeiwerten der 1993-er Versuche erkennbar ist.

Konsistent mit den Ergebnissen der univariaten Statistik zeigen auch die Resultate der multiplen Regressionsanalyse Unterschiede zwischen den Analysejahren 1993 und 1994. Rund 20 % der Varianz im Abflussbeiwert bei der Analyse aller Beregnungsversuche sind auf das Analysejahr zurückzuführen. Erwartungsgemäß nimmt der Anteil der erklärenden Varianz bei der multiplen Regressionsanalyse im Vergleich zur univariaten Analyse ab. Während bei der univariaten Statistik 32 % der Varianz im Abflussbeiwert durch den k_{st} -Wert erklärt werden konnten, beträgt der entsprechende Wert bei der multiplen Regressionsanalyse für die 1993-er Versuche noch 21 %. Dennoch kann je nach Ausgangsbedingungen (z.B. Vorfeuchte) und Standortbedingungen (Bewuchs) ein nennenswerter Teil der Varianz im Abflussbeiwert durch die Oberflächenrauheit erklärt werden. Grundsätzlich ist die Entstehung von Oberflächenabfluss ein komplexer Prozess aus einem Wechselspiel unterschiedlicher Parameter wie Bodenhydraulik, Niederschlagsintensität und Mikrotopografie. Es besteht sicherlich kein monokausaler Zusammenhang zwischen Oberflächenrauheit und Abflussbeiwert. Vor diesem Hintergrund ist es durchaus beachtlich, dass zwischen 35 % und 50 % der Varianz im Abflussbeiwert durch die Oberflächenrauheit bei der univariaten Analyse und zwischen 19 % und 35 % bei der multiplen Regressionsanalyse durch die Oberflächenrauheit erklärt werden können.

Bei allen drei untersuchten Varianten hat das Erreichen von stationären Abflussbedingungen einen erheblichen Einfluss auf die Varianz im Abflussbeiwert. Versuche, die zu früh abgebrochen wurden, haben ihren Endabflussbeiwert noch nicht erreicht. Der Abflussbeiwert wird dadurch unter Umständen unterschätzt. Wir vermuten darin die Ursache für die vergleichsweise hohen Abhängigkeit von stationären Abflussbedingungen und der Höhe des Abflussbeiwerts. Die Hangneigung spielt hingegen nur eine untergeordnete Rolle; sie wird in keinem der Prädiktor-reduzierten Regressionsmodelle berücksichtigt. Dies steht im Einklang mit den Studien von Nearing et al. (2017). Die Autoren stützen die Hypothese eines slope-velocity-equilibriums, wonach an steileren Hängen durch Erosionsprozesse die Rauheit erhöht wird, wodurch die Fließgeschwindigkeit zu einer eindeutigen Funktion des Abflusses wird, unabhängig von der Hangneigung. Studien von Schroers et al. (2022) und Gómez et al. (2003) zeigen einen Zusammenhang zwischen einer erhöhten Fließakkumulation in Rillen und der Oberflächenrauheit. Eine erhöhte Fließakkumulation bedeutet aber ein schnelleres Abfließen des Wassers, was wiederum die Infiltration reduzieren kann (weniger Zeit zum Infiltrieren). Inwieweit Erosionsprozesse einen Einfluss auf den Zusammenhang zwischen Oberflächenrauheit und Abflussbeiwert haben, müssen zukünftige Studien zeigen.

Die Ergebnisse der statistischen Analysen liefern Hinweise für einen Zusammenhang zwischen der Oberflächenabflussmenge und der Oberflächengeschwindigkeit. Dieser Zusammenhang wird durch die Ergebnisse aus den numerischen Experimenten weiter untermauert. Mit sinkendem k_{st} -Wert steigt die Abflussreduktion im Vergleich zur Referenzvariante (Abb. 4.9). Das bedeutet, je größer die Oberflächenrauheit ist, desto mehr Wasser kann entlang des 12 m langen Hangs infiltrieren. Durch die Reduktion der Fließgeschwindigkeit infolge einer erhöhten Rauheit hat das Wasser mehr Zeit, um zu infiltrieren (Villinger et al. 2022; Fiener und Auerswald, 2003), was zu größeren Fließtiefen führt, wie in Abbildung 4.8 dargestellt. Nach Villinger et al. 2022 führen größere Überstauhöhen (vgl. Abb. 4.8) zu höheren Infiltrationsraten (vgl. Abb. 4.8) in den Boden (Druckrandbedingung) und lösen durch die beginnende Aufsättigung des Bodens ein weiteres Wechselspiel aus. Dabei wird die Infiltrationsrate weiter erhöht (abhängig von der aktuellen Bodenfeuchte) und Makroporenfluss wird aktiviert, sobald eine Grenzwertsättigung überschritten wird. Für einen k_{st} -Wert von $1 \text{ m}^{\frac{1}{3}} \text{ s}^{-1}$ ist die Infiltrationsrate während der Beregnung (vgl. Abb. 4.8) und auch danach leicht erhöht im Vergleich zu Experimenten mit höheren k_{st} -Werten. Durch die kleineren Fließgeschwindigkeiten dauert es länger, bis das Wasser vollständig aus dem 12 m lange Plot abgeflossen ist, wodurch das Wasser zusätzlich Zeit zur Infiltration hat. Insgesamt führen diese Faktoren zu einer rund 9 % höheren Infiltration bei einer vergleichsweise kurzen Fließstrecke von 12 m und einem

k_{st} -Wert von $1 \text{ m}^{\frac{1}{3}} \text{ s}^{-1}$.

Es wird davon ausgegangen, dass die Abflussminderung bis zu einem gewissen Grad mit der Fließstrecke skaliert. Dafür spricht, dass die Fließtiefe eine Funktion der Hanglänge ist und wie oben beschrieben, die hangabwärts zunehmende Überstauhöhe auf die Infiltrationsraten rückkoppelt. Fiener und Auerswald (2005) ermittelten in ihren Modellierungen zur Wirksamkeit von begrüntem Abflussmulden einen linearen Zusammenhang zwischen der Hanglänge und der relativen Abflussreduktion. Allerdings verwendeten sie für ihre Analysen eine Zuflussganglinie, die über einer 300 m langen begrüntem Abflussmulde geleitete wurde. Zudem zeigten die Autoren, dass mit sinkender Jährlichkeit der eingeleiteten Welle in die Abflussmulde die Abflussreduktion im Vergleich zur Eingangswelle zunimmt. Allerdings untersuchten sie nur Jährlichkeiten zwischen 1 und 10 Jahren. Die bei den hier betrachteten Berechnungsversuchen im Weiherbach applizierten Regenmengen (62,4 mm bei 1 Stunde Beregnung) entsprachen einer Jährlichkeit von 200 Jahren gemäß KOSTRA-2010R (DWD, 2019) und waren extrem, was sich auch in den hohen Abflussbeiwerten widerspiegelte. Bei Ereignissen mit kleineren Abflussbeiwerten (höherer Infiltrabilität) ist die relative Abflussminderung deutlich höher (vgl. Abb. 4.9). Dies unterstreicht das Potential von begrüntem Landschaftselementen wie Hecken oder Abflussmulden zur Hochwasserminderung durch die Kombination von großer Oberflächenrauheit und hoher Infiltrabilität.

4.5.2 *Unsicherheiten im Strickler-Beiwert bei der gekoppelten Simulation von Hydrologie und Hydraulik*

Hydraulikmodelle benötigen Rauheitsbeiwerte zur Berechnung der Fließgeschwindigkeiten. Liegt dem Modell die Manning-Strickler Formel (4.1) zugrunde, so werden Strickler-Beiwerte benötigt. Die Werte für Dünnschichtabfluss werden dabei häufig aus Literaturdaten entnommen. Im Rahmen dieser Studie wurde deutlich, dass invers bestimmte k_{st} -Werte, die über eine kinematische Welle (Engman, 1983), eine Diffusionswelle oder einem 2-D Hydraulik-Modell (Feldmann et al. 2023) aus Freilandexperimenten bestimmt werden, mitunter große Unsicherheiten aufweisen. Das betrifft auch Versuche, bei denen der Oberflächenabfluss bereits einen Gleichgewichtszustand erreicht hat. Bei der Bestimmung von k_{st} -Werten nach Engman (1983) wird die Beregnung i.d.R. zweistufig durchgeführt. Bei einem ersten, sogenannten „Dry-Run“, wird der Untersuchungsplot zunächst aufgesättigt, um beim anschließenden „Wet-Run“ konstante Infiltrationsraten zu gewährleisten.

Allerdings verzichtete Gerlinger (1997) auf einen Dry-Run und passte die kinematische Welle an den abfallenden Ast der gemessenen Oberflächenabflusskurve an. Voraussetzung sind hierbei stationäre

Oberflächenabflüsse. Bei rund 20 % der Beregnungsversuche im Weiherbach wurden jedoch keine konstanten Oberflächenabflüsse erreicht, da die Beregnung zu früh abgebrochen wurde. Die hier vorgestellte Analyse zur Sensitivität von zu kurzen Beregnungsdauern auf die Höhe des Strickler-Beiwerts zeigt tendenziell eine Überschätzung des Strickler-Beiwerts. Das bedeutet, es werden zu glatte Oberflächen ermittelt. Diese Überschätzung lag für die hier untersuchten Versuche im Maximum bei 17 %, wenn die Beregnung um 25 % zu früh abgebrochen wurde im Vergleich zur tatsächlichen Beregnungszeit. Zu früh abgebrochene Versuche haben die Endinfiltrationsrate noch nicht erreicht und weisen daher eine vergleichsweise höhere Infiltration auf. Eine höhere Infiltration führt dazu, dass mit Abschalten der Beregnung vergleichsweise mehr Wasser in den Untergrund „verloren“ geht. Dies bewirkt, dass der Oberflächenabfluss am Ende des Beregnungsplots schneller abnimmt als ohne Infiltration. Die 1-D kinematische Welle, Diffusionswelle oder auch ein 2-D Hydraulik-Modell, die ohne Infiltrationsterm rechnen, bilden diesen schnelleren Abfall in der Oberflächenabflusskurve durch höhere Strickler-Beiwerte ab. Dieser Effekt zeigt sich auch bei den invers bestimmten Strickler-Beiwerte der tatsächlichen Beregnungszeit. Verglichen mit den Werten im CATFLOW-Modell sind die invers bestimmten Strickler-Beiwerte im Durchschnitt 70 % größer (vgl. Abb. 4.1). Die Überschätzung des Strickler-Beiwerts durch die Diffusionswellenanpassung steigt mit sinkendem Abflussbeiwert (höhere Infiltration).

Zu diesen Unsicherheiten kommen weitere Faktoren hinzu. Die Annahme eines homogenen Schichtabflusses ist insbesondere bei kleinen Fließtiefen nicht zutreffend. Vielmehr fließt ein Teil des Wasser in Rillen ab (Schroers et al. 2022). Diese Verkleinerung des hydraulischen Radius bei der Projektion des Rillenabflusses in die Fläche, führt zu einer systematischen Überschätzung der Strickler-Beiwerte (Kerlin et al. 2022). Vor diesem Hintergrund erscheint es nicht sinnvoll, die Modellierung auf einen festen Strickler-Beiwert zu beschränken. Das Vorgehen von Manoj J et al. (2024), bei dem eine Bandbreite an Strickler-Beiwerten für die Nachrechnung von Sturzfluten verwendet wurde, könnte eine Alternative sein. Indem die Spanne aller Ganglinien der Ensemble-Läufe als mögliche Ergebnisse berücksichtigt wird, lassen sich die Unsicherheiten im Strickler-Beiwert transparent darstellen.

4.5.3 *Minderungspotential von quer zur Fließrichtung gepflanzter Hecken bei Sturzfluten*

Die oben beschriebene Rückkopplung der Rauheit auf Abflusshöhe, Fließgeschwindigkeit und Infiltration macht den Einsatz gekoppelter Modelle, die sowohl die Oberflächenabflussbildung (Hydrologie) als auch das Routing des Wassers entlang des Hanges (Hydraulik) berücksichtigen, zwingend erforderlich. Gleichzeitig kann dieser Zusammenhang

aber auch für den dezentralen Hochwasserschutz genutzt werden. Mit den entsprechenden Modellen lässt sich ein Wirkungsnachweis von dezentralen Maßnahmen wie Hecken, begrünten Abflussmulden oder Faschinen führen.

Die hier analysierten virtuellen Heckenstreifen konnten in der günstigsten Positionierung rund die Hälfte des Oberflächenabflussvolumens von landwirtschaftlich genutzten Flächen (d.h. ohne versiegelte Fläche) zurückhalten. Ein Teil des infiltrierten Oberflächenabflusses wird jedoch an den Hecken in Form von schnellem Zwischenabfluss wieder abflusswirksam. Dies zeigt sich in der geringeren Abflussminderung (31 %) des Gesamtabflusses ohne versiegelte Fläche im Vergleich zum Oberflächenabfluss. Da rund 25 % des Abflusses aus der versiegelten Fläche stammen, fällt die Reduktion im Gesamtabflussvolumen unter Berücksichtigung der versiegelten Fläche mit 23 % deutlich geringer aus als ohne diese Flächen. Der Abflussbeiwert des Hochwasserereignissen reduziert sich durch zwei Heckenstreifen von 11,3 % auf 8,7 % und verdeutlicht das Potential zur Reduktion von Abflussvolumen bei konvektiven Starkregen. Zwar ist diese Reduktion kleiner als die von Rosier et al. (2024) ermittelte Abflussminderung von bis zu 97 % in einem kleinen, agrarisch genutzten Einzugsgebiet in Belgien. Die Autoren nutzten ein vollverteiltes Modell, optimierten die Position der Hecken und verwendeten einen gleichverteilten 2-h Niederschlag mit einer Jährlichkeit von 10 a. Das im Rahmen dieser Studie verwendete, beobachtete Niederschlagsereignis hingegen hatte eine Jährlichkeit von 100-200 a nach KOSTRA-2010R (DWD, 2019). Zwar wurde hier mit einem vereinfachten Modellansatz gerechnet, der sich für die Modellierung der Abflussganglinie allerdings klar bewährt hat (Villinger et al. 2022). Der hier verwendete Ansatz ermöglicht eine hinreichend vereinfachte und dennoch realistische Simulation von Szenarien zu Landnutzungsänderungen, wie sie in der ingenieurhydrologischen Praxis benötigt werden. Wir gehen davon aus, dass das Minderungspotential von Hecken bei kürzeren Hängen und kleinen Jährlichkeiten deutlich größer ist, aufgrund einer kleineren Fließakkumulation vom Oberhang. Um jedoch Aussagen zur optimalen Positionierung von Hecke zu treffen, müsste wie bei Rosier et al. (2024) auf ein verteiltes Modell zurückgegriffen werden. Dies hätte jedoch den Nachteil längerer Rechenzeiten und eines höheren Datenbedarfs.

Weiterhin können Hecken durch größere Tiefenversickerung und höheren Humusanteil (Drexler und Don, 2024) Wasser für Dürreperioden speichern. Gerade vor dem Hintergrund einer prognostizierten Intensivierung extremer Wetterereignisse, können Hecken somit zur Resilienz von Einzugsgebieten beitragen. Darüber hinaus können sie die Schubspannung reduzieren und dadurch Erosion vermeiden (Richet et al. 2017). Zwar sind Hecken relativ kostengünstig zu etablieren, sie bedürfen

jedoch einer regelmäßigen Pflege, um ihr positiven Effekte auf den Wasserhaushalt und die Biodiversität zu erhalten. Bei ihrer Pflanzung ist es wichtig, die Bedürfnisse der Landwirtinnen und Landwirte (z.B. Maschinenbreite, Wendegassen) mit zu berücksichtigen, um die Akzeptanz zu erhöhen.

4.5.4 *Fazit*

Die Ergebnisse zeigen, dass eine erhöhte Oberflächenrauheit die Fließgeschwindigkeit des Oberflächenabflusses signifikant reduziert, die Abflusshöhen erhöht und dadurch mehr Wasser infiltriert, mit dem Effekt einer Minimierung des Oberflächenabflusses. Bei den Analysen wurden Erosionsprozesse nicht berücksichtigt. Durch die Verwendung eines Modells, das sowohl Infiltration als auch das Routing von Schichtabfluss entlang des Hanges erfasst, kann die Wirkung natürlicher, dezentraler Hochwasserschutzkonzepte wie z.B. Hecken quantifiziert werden. Die Simulationen von fiktiven Heckenstreifen in dem kleinen, landwirtschaftlich genutzten Einzugsgebiet des Weiherbachs verdeutlichen, dass Heckenstrukturen durch ihre Lage und Verteilung entlang der Fließwege eine effektive Reduzierung des Abflussvolumens bewirken und zudem die Abflusszeit verlängern können. Das vorgestellte Modellkonzept ermöglicht eine hinreichend vereinfachte und dennoch realistische Simulation von Szenarien zu Landnutzungsänderungen. Dadurch können begrünte Landschaftselemente, wie Hecken oder Abflussmulden, bei Hochwasserschutzkonzeptionen als Ergänzung zu technischen Maßnahmen berücksichtigt werden.

Ferner zeigen die Analysen, dass Strickler-Beiwerte, die aus Beregnungsversuchen mit durchlässiger Sohle invers über eine kinematische Welle oder Diffusionswelle abgeleitet sind, mitunter große Unsicherheiten aufweisen. Die Abweichungen sind abhängig vom Erreichen stationärer Fließbedingungen und den Endinfiltrationsraten der experimentellen Beregnungsversuche. Dies zeigt, dass Versuche zur Bestimmung von Rauheiten im Feld sorgfältig auf die Fragestellung abgestimmt werden müssen.

Conclusion

The results show that increased surface roughness significantly reduces the flow velocity of surface runoff, increases runoff depths and thus infiltrates more water, with the effect of minimizing surface runoff. Erosion processes were not taken into account in the analyses. By using a model that captures both infiltration and the routing of sheet flow along the slope, the effect of natural, decentralized flood protection concepts such as hedgerows can be quantified. The simulations of fictitious hedgerows in the small, agriculturally used catchment area of the Weiherbach illustrate that hedge structures can effectively reduce

the runoff volume due to their location and distribution along the flow paths and can also extend the runoff time. The model concept presented enables a sufficiently simplified yet realistic simulation of scenarios for land use changes. This means that vegetated landscape elements, like hedgerows or grassed waterways, can be taken into account in flood protection concepts as a supplement to technical measures.

Furthermore, the analyses show that Strickler coefficients, which are derived inversely from sprinkling experiments with a permeable bed via a kinematic wave or diffusion wave, sometimes have large uncertainties. The deviations depend on the achievement of stationary flow conditions and the final infiltration rates of the sprinkling experiments. This shows that experiments to determine roughness in the field must be carefully tailored to the problem at hand.

Teil V

DISKUSSION UND SCHLUSSBETRACHTUNG

Im nachfolgenden Kapitel werden die zentralen Erkenntnisse zusammengefasst. Sie werden bezüglich ihrer Relevanz für die hydrologische Praxis eingeordnet, und der zukünftige Forschungsbedarf auf dem Weg zu einer optimierten Modellierung von Sturzfluten infolge von Starkregenereignissen in kleinen Einzugsgebieten wird umrissen. Abschließend versuche ich mich der Frage anzunähern, warum sich die hydrologische Forschung und die Ingenieurhydrologie unterschiedlich schnell weiterentwickelt haben.

5.1 ZUSAMMENFASSUNG DER WICHTIGSTEN ERKENNTNISSE

Nachfolgend werden die wichtigsten Erkenntnisse der Kapitel 2 bis 4 zusammengefasst und ihre Bedeutung im Kontext einer angepassten Strategie zur Ableitung von Bemessungsganglinien bei konvektiven Starkregen in kleinen Einzugsgebieten erläutert.

5.1.1 *Teil II: Einfluss der räumlichen Niederschlagsheterogenität auf Hochwasserscheitel: Untersuchung mit Niederschlagsradar*

Die Auswertung von Radardaten zu sommerlichen Starkniederschlägen in Kapitel 2 zeigt, dass die beiden Gehälften eines Einzugsgebiets je nach Dauerstufe und Gebietsgröße sehr unterschiedlich überregnet sind (Abb. 2.4). Die Berücksichtigung der Niederschlagsheterogenität in der Modellierung von Bemessungsganglinien durch den abgeleiteten HF -Faktor stellt eine einfache und praktikable Methode dar, um Bemessungsniederschläge entsprechend anzupassen. Da der Faktor jedoch nur für eine Gebietsteilung von 50% / 50% abgeleitet wurde, ist seine Anwendung derzeit noch eingeschränkt. Prinzipiell ist es jedoch möglich, den HF -Faktor für beliebig aufgeteilte Gebiete zu ermitteln. Aufgrund der Beschränkung auf eine symmetrische Gebietsaufteilung wurde in der anschließenden Modellierungsstudie ein fiktives Einzugsgebiet verwendet, dessen Ober- und Unterlauf gleich groß sind. Die Ergebnisse verdeutlichen, dass die Berücksichtigung der Niederschlagsheterogenität in der Modellierung von Bemessungsganglinien mit einem N-A-Modell Auswirkungen auf die Höhe der Hochwasserscheitel hat. Abhängig davon, ob der Ober- oder der Unterlauf stärker überregnet wird, erhöht oder reduziert sich der Hochwasserscheitel im Vergleich zur homogen überregneten Variante (Abb. 2.5).

Die zentralen Erkenntnisse von Kapitel 2 sind:

- Das angeeichte Radarprodukt eignet sich gut, um räumliche Muster zu analysieren. Insbesondere bei kurzen Dauerstufen und großen Einzugsgebieten ist die Niederschlagsheterogenität ausgeprägt.
- Die räumliche Niederschlagsheterogenität beeinflusst die Scheitelabflüsse maßgeblich. Als Ergänzung zum Abminderungsfaktor (z.B. Verworn, 2008), kann der HF -Faktor bei der Variantenrech-

nung, insbesondere in hydrologisch heterogenen Einzugsgebieten oder bei Schwellenwertprozessen, sinnvoll sein.

- Das verwendete N-A-Modell vom Typ Flussgebietsmodell (FGM) ist jedoch nicht in der Lage, Schwellenwertprozesse wie z.B. Hortonischen Oberflächenabfluss abzubilden. Der *HF*-Faktor wirkt sich daher auch nur auf die Scheitel, jedoch nicht auf die Abflussvolumen aus.

5.1.2 *Teil III: Physikalisch-basierte Simulation einer abgelaufenen Sturzflut mittels „repräsentativer Hänge“ in einem ländlichen Einzugsgebiet*

Die Ergebnisse von Kapitel 3 zeigen, dass mithilfe eines vereinfachten, physikalisch-basierten Modells auf Basis von acht repräsentativen Hängen sowohl eine beobachtete Sturzflut im Juni 1994 als auch das Abflussgeschehen über mehrere Jahre mit hoher Modellgüte berechnet werden kann. Die repräsentativen Hänge unterscheiden sich lediglich in ihrer Landnutzungsparametrisierung, während die energiekonservierende Hangfalllinie sowie die Verteilung der für das Gebiet typischen Bodencatena identisch sind. Das „Repräsentative Hänge Modell (RHM)“ weist im Vergleich zu einem vollverteilten Modell deutlich kürzere Rechenzeiten auf (Faktor 20), bildet jedoch die zentralen hydrologischen Prozesse und deren antreibenden Gradienten im Mittel ab.

Die Ergebnisse der numerischen Experimente verdeutlichen den instationären Charakter von Hochwasserereignissen infolge von Starkregen. In Einklang mit Studien von (Zehe et al. 2005; Bronstert und Bárdossy, 1999; Bronstert und Bárdossy, 2003; Merz und Bárdossy, 1998) erwiesen sich die Vorfeuchte, die Makroporendichte und die Niederschlagsintensität als sensitive Parameter für die Abflusspeaks und -volumen. Eine neue Erkenntnis war hingegen die Rückkopplung der Oberflächenrauheit auf das Oberflächenabflussvolumen. Die Simulationen mit gleicher Vorfeuchte aber unterschiedlicher Landnutzung und damit auch unterschiedlichen Strickler-Beiwerten zeigen, dass auf weniger rauen Oberflächen tendenziell mehr Niederschlag abflusswirksam wird.

Die zentralen Erkenntnisse von Kapitel 3 sind:

- Mit wenigen repräsentativen Hängen, die die Landnutzungsverteilung des Einzugsgebiets widerspiegeln, kann ein physikalisch-basiertes Modell so vereinfacht werden, dass es mit vergleichsweise geringen Rechenzeiten sowohl die Abflusszeitreihe über mehrere Jahre als auch eine Sturzflut realistisch abbildet. Dies eröffnet neue Möglichkeiten für den Einsatz physikalisch-basierter Modelle für ingenieurhydrologische Fragestellungen.

- Für die korrekte Erfassung der Abflussbildung ist das Zusammenspiel von Niederschlagsintensität und aktueller Infiltration entscheidend. Die Verteilung von Makroporen und weniger durchlässigen, verschlammten Bereichen ist für die Simulation der Sturzflut vom Juni 1994 erforderlich. Dies ist allerdings auch eine Herausforderung in wenig beobachteten Gebieten.
- Die numerischen Experimente legen einen Zusammenhang zwischen Oberflächenrauheit und Oberflächenabflussvolumen nahe. Je rauer die Oberfläche ist, desto mehr Wasser infiltriert.

5.1.3 *Teil IV: Das Zusammenspiel von Oberflächenrauheit und -abfluss und dessen Potenzial zur dezentralen Minderung von Sturzfluten durch Hecken*

Die Ergebnisse der statistischen und numerischen Analysen auf der Plotskala zeigen eine Rückkopplung der Oberflächenrauheit auf das Volumen des Oberflächenabflusses bei sommerlichen Starkregenereignissen (Abb. 4.2 und 4.6). Die Auswertung der Fließgeschwindigkeit, Fließtiefe und Infiltration der numerischen Experimente in Abbildung 4.8 untermauert die Hypothese, dass aufgrund einer größeren Oberflächenrauheit die Wasserspiegel ansteigen. Durch den hydrostatischen Druck erhöht sich die Infiltration, wenn auch nur gering. Darüber hinaus hat das Wasser bei geringeren Fließgeschwindigkeiten mehr Zeit zu infiltrieren. Eine gekoppelte Simulation ist daher bei intensitätskontrollierter Abflussbildung erforderlich. Die Ergebnisse der numerischen Experimente zeigen darüber hinaus mitunter große Unsicherheiten in den invers bestimmten Strickler-Beiwerten, die auf zwei Hauptfaktoren zurückzuführen sind: a) die instationären Abflussbedingungen und b) die hohen Endinfiltrationsraten.

Das Routing des Oberflächenabflusses über ein ungesättigtes, poröses Medium erweist sich als praktisch relevant für die Hochwasserminderung. Die Ergebnisse der virtuellen Experimente zeigen, dass zwei quer zur Fließrichtung orientierte Heckenstreifen das Oberflächenabflussvolumen aus landwirtschaftlich genutzten Flächen deutlich reduzieren können.

Die zentralen Erkenntnisse von Kapitel 4 sind:

- Die Rückkopplung der Oberflächenrauheit (Hydraulik) auf das Oberflächenabflussvolumen (Hydrologie) erfordert eine gekoppelte Modellierung. Dies ist besonders bei sommerlichen Starkregen von Bedeutung, weil das Routing häufig über ungesättigte, trockene Bodenschichten erfolgt.
- Das RHM ist ein Ansatz, um einen Wirkungsnachweis für Heckenstrukturen (dezentrale Hochwasserschutzmaßnahmen) zu führen.

Dies ist mit den gängigen ingenieurhydrologischen Werkzeugen nicht möglich.

- Eine signifikante Minderung des Oberflächenabflusses bei einem konvektiven Starkregen durch zwei fiktive Heckenstreifen konnte gezeigt werden. Begrünte Landschaftselemente wie Heckenstreifen bieten eine nachhaltige und kostengünstige Alternative zum technischen Hochwasserschutz. Zudem erhöhen sie die Resilienz der Landschaft gegenüber Extremereignissen wie Dürren.
- Um den Unsicherheiten in den invers bestimmten Strickler-Beiwerten zu begegnen, könnten Ensembleläufe mit unterschiedlichen Rauheiten genutzt werden.
- Versuche zur Bestimmung von Rauheiten im Feld müssen sorgfältig auf die Fragestellung abgestimmt werden. Die Ableitung von Rauheiten aus Beregnungsversuche, deren ursprüngliche Zielsetzung eine andere war, führt unter Umständen zu sehr unsicheren Ergebnissen.

5.2 AUSBLICK

In Kapitel 2 bis 4 habe ich die Prozesse und Muster mit verschiedenen Methoden analysiert, die für die Entstehung von Sturzfluten entscheidend sind. Für einige Aspekte in der Prozesskette zur Ableitung von Bemessungsganglinien konnte ich bereits Lösungen aufzeigen. Andere Punkte bleiben noch unbeantwortet. Das nachfolgende Kapitel zeigt den weiteren Forschungsbedarf auf und gibt einen Ausblick auf eine alternative Strategie zur Ableitung von Bemessungsganglinien in kleinen Einzugsgebieten bei Starkregen.

5.2.1 *Bemessungsniederschläge: Statistische Extremwerte oder doch besser zeitkontinuierlich?*

Sommerliche Starkregenereignisse zeichnen sich durch ihre kleinräumige Ausdehnung und kurzen Dauerstufen aus. Untersuchungen von Lengfeld et al. 2020 zeigen, dass ein Großteil der stündlichen Ereignisse nicht vom amtlichen Bodenmessnetz erfasst wird. Infolgedessen sind sie auch nicht in den DWD-KOSTRA Daten berücksichtigt. Hinweise darauf, dass KOSTRA die Niederschläge kurzer Dauerstufen unterschätzt gibt die Studie von Göppert, 2018. Diese ordnet die Niederschlagshöhen angeeichter Radardaten mehrere Dutzend Starkregenereignisse zwischen 2006 und 2018 in die KOSTRA-DWD-Statistik ein und fand eine unrealistisch hohe Anzahl an Ereignissen mit einer Jährlichkeit $T \gg 100$ Jahre. Schroerer et al. 2018 ermittelten mit einem sehr dichten Bodenmessnetz für ein Untersuchungsgebiet in Österreich, dass das amtliche Messnetz die

*Unterschätzung der
Niederschläge
kurzer Dauerstufen
in KOSTRA-DWD
wahrscheinlich.*

Gesamtmenge kurzer, konvektiver Ereignisse um etwa 20% unterschätzt.

Mittlerweile existiert mit dem DWD-RADKLIM-Produkt eine radarklimatologische Auswertung von rund 20 Jahren Daten, deren extremwertstatistische Methoden sich an der KOSTRA-Vorgehensweise orientieren (Winterrath et al. 2017). Aufgrund des unterschiedlichen Auswertungszeitraums und der unterschiedlichen Messeinheit (1 km^2 vs. 200 cm^2) sowie der Berücksichtigung der Orografie bei der KOSTRA Regionalisierung ist der Vergleich der absoluten Niederschlagshöhen von KOSTRA und RADKLIM nicht direkt möglich (Winterrath et al. 2017). Die räumliche Verteilung der Ereignisse mit einer kurzen Dauerstufe und großer Jährlichkeit sind in RADKLIM von der Orografie unabhängig und unterscheiden sich daher signifikant vom räumlichen Auftreten in KOSTRA (Winterrath et al. 2017). In ein bis zwei Jahrzehnten ist es wahrscheinlich, dass für kurze Dauerstufen der KOSTRA-Datensatz vom RADKLIM-Datensatz abgelöst wird, da dessen statistische Belastbarkeit mit längeren Zeitreihen steigt.

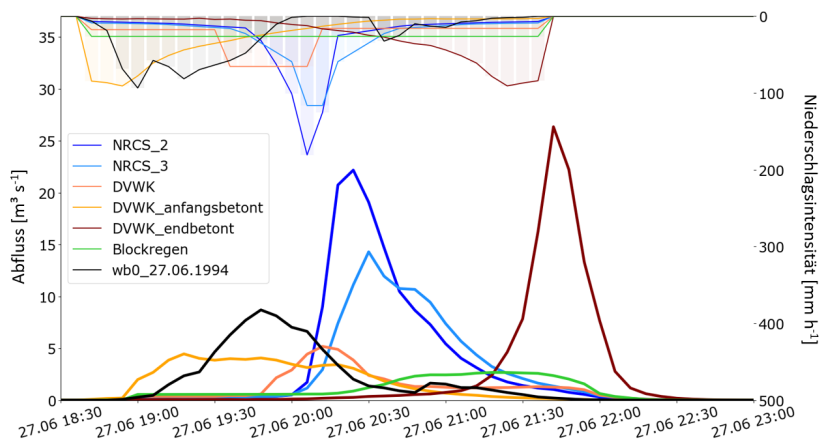


Abbildung 5.1: Abflussganglinien für unterschiedliche Niederschlagsverteilungen nach DVWK (1999) und NRCS (2019) im Vergleich zur beobachteten Niederschlagsverteilung der Station wb0. Die Niederschlagshöhe von 78,6 mm ist bei allen Simulationen mit dem RHM identisch.

In Kapitel 2 wurde mit dem *HF*-Faktor zwar ein relativ einfacher Ansatz zur Berücksichtigung räumlicher Niederschlagsheterogenität für Bemessungsregen vorgestellt, doch die zeitliche Verteilung der Niederschlagshöhe bleibt bei der Verwendung von extremwertstatistischen Niederschlagshöhen aus KOSTRA (perspektivisch RADKLIM) weiterhin eine Herausforderung. Intensitätskontrollierter Abfluss, der als Schwellenwertprozess stark von der Niederschlagsintensität abhängt, reagiert besonders sensitiv auf die zeitliche Verteilung der Niederschlagsintensität (Bronstert und Bárdossy, 2003). In Abbildung 5.1 wurde das in Kapitel 3 vorgestellte RHM mit unterschiedlichen Niederschlagszeitreihen betrieben. Für die beobachtete Niederschlagshöhe

HF-Faktor aus Kapitel 2 löst räumliche Variabilität nicht aber die zeitliche.

der Sturzflut im Juni 1994 (78,6 mm) wurden Hyetographen (Abb. 5.1 obere x-Achse) mit unterschiedlichen gängigen Verteilungsfunktionen aus Deutschland (DVWK, 1999) und den USA (NRCS, 2019) erstellt. Die Abflussganglinien unterscheiden sich nicht nur signifikant in ihren Scheitelwerten, sondern auch in ihren Abflussvolumina. Die Simulationen verdeutlichen die Disaggregierungsproblematik, die sich aus der integralen Betrachtung der Niederschlagshöhe bei Bemessungsniederschlägen ergibt.

*Plädoyer für eine
zeitkontinuierliche
Simulation bei
sommerlichen
Starkregen.*

Eine zeitkontinuierliche Simulation in kleinen Einzugsgebieten, deren Hochwassergenese von sommerlichen Starkregen abhängig ist, ist zu befürworten. Dies löst die oben beschriebene Problematik der zeitlichen Disaggregation der Niederschläge. Die Frage nach der richtigen Schätzung der Vorfeuchte entfällt, und die Annahme, dass die Jährlichkeit des Niederschlags die Jährlichkeit des Hochwasserscheitels bestimmt, wird obsolet. Die extremwertstatistische Auswertung der Simulationen erfolgt am Ende nur für die Zielgröße der Abflussganglinie, wobei sowohl die Scheitel als auch die Füllen statistisch ausgewertet werden können.

*Zeitkontinuierliche
Simulation mit
dem Klimamodell-
Ensemble von
Hundhausen et al.
2024 möglich.*

Dazu braucht es jedoch zeitkontinuierliche Niederschläge. Mit dem neuartigen konvektionsdurchlässigen (convection-permitting), multiglobalen Klimamodell-Ensemble aus regionalen COSMO-CLM Simulationen generierten Hundhausen et al. 2024 auf einem 2,8-km-Gitter mit einer zeitlichen Auflösung von 1 Stunde Niederschlagsdaten für den Zeitraum 1971 bis 2100. Die Neuerung liegt zum einen in der hohen zeitlichen Auflösung und der Berücksichtigung von konvektiven Zellen durch den convection-permitting-Ansatz. Ein weiterer entscheidender Vorteil ist, dass Klimaprojektionen berücksichtigt werden. Dies ist für die Bemessung von Anlagen des technischen Hochwasserschutzes von zentraler Bedeutung, da diese für zukünftige und nicht für historische Hochwasserereignisse ausgelegt werden müssen. Aktuell werden diese veränderten Rahmenbedingungen in der ingenieurhydrologischen Bemessungspraxis in einigen Bundesländern vereinfacht über einen regionalen „Klimaänderungsfaktor“, mit dem die Hochwasserabflüsse multipliziert werden, berücksichtigt (KLIWA, 2006).

5.2.2 *Wie können wir den „Datenhunger“ von physikalisch-basierten Modellen stillen?*

*Parameter aus
breitenverfügbaren
Daten oder durch
Transfer.*

Physikalisch-basierte Modelle zeichnen sich durch ihre hohe räumliche und zeitliche Auflösung aus, was sie jedoch auch besonders dateninintensiv macht. Große Messkampagnen, die mit hoher raum-zeitlicher Auflösung die Landnutzung, bodenhydraulische Parameter, Bodenfeuchte sowie hydro-klimatologische Daten erfassen, sind nur in wenigen Forschungsgebieten durchführbar. Um physikalisch-basierte Modelle

in die ingenieurshydrologische Praxis zu überführen, müssen entweder breitenverfügbare Datenquellen genutzt oder Parametersätze aus gut beobachteten Gebieten innerhalb desselben Landschaftsraums übertragen werden. Für den Naturraum Kraichgau haben Zehe et al. (2023) und Manoj J et al. (2024) dies exemplarisch umgesetzt, indem bodenhydraulische Parameter nahezu unverändert zwischen Standorten mit Erfolg transferiert wurden.

Am Beispiel Baden-Württembergs wird im Folgenden erläutert, welche Informationen für das in Kapitel 3 verwendete „Repräsentative Hänge Modell“ notwendig sind und wie diese aus breitenverfügbaren Datenquellen generiert werden können. Dieses Vorgehen ist im Wesentlichen auch auf andere Bundesländer übertragbar. Für das RHM sind folgende Daten notwendig:

- Raum-zeitlich hochaufgelöste Niederschläge (bereits in vorherigem Absatz diskutiert)
- Landnutzungsanteile für die Parametrisierung der Transpiration und Oberflächenrauheit
- Bodenhydraulische Parameter

Datenbedarf des Repräsentativen Hänge Modells.

Parzellenscharfe Informationen zu landwirtschaftlich genutzten Flächen können über den WFS-Dienst des Systems zur Identifizierung landwirtschaftlicher Parzellen in Baden-Württemberg (GISELa) (MLR, 2025) des Ministeriums für Ländlichen Raum und Verbraucherschutz Baden-Württemberg bezogen werden. Diese Daten stammen aus dem System zur Identifizierung landwirtschaftlicher Parzellen (LPIS) und erlauben eine Differenzierung zwischen Grünland, Ackerflächen, Dauerkulturen und Heckenstrukturen. Für die Identifikation von Waldflächen und versiegelten Flächen kann der CORINE-Datensatz (Coordination of Information on the Environment) herangezogen werden (EEA, 2020). CORINE wird alle sechs Jahre aktualisiert; die jüngste Version stammt aus dem Jahr 2018. Informationen zu den Anteilen der Ackerfrüchte (Mais, Getreide, Kartoffeln, Gemüse) auf den Ackerflächen sind für jede Kommune für ausgewählte Jahre (zuletzt 2020) über das Statistische Landesamt Baden-Württemberg (Statistik-BW, 2025) verfügbar.

Landnutzung über GISELa, CORINE und dem Landesamt für Statistik BW.

Alternativ, aber wesentlich aufwändiger, können parzellenscharfe Informationen zu Ackerfrüchten mithilfe von Satellitendaten (z.B. Sentinel II) und maschinellem Lernen (etwa Random Forest oder neuronale Netze) abgeleitet werden (Mahlayeye et al. 2022). Für das Trainieren und Validieren solcher Modelle sind jedoch kartierte Landnutzungen (Ground Truth) erforderlich, die zwar über das Integrierte Verwaltungs- und Kontrollsystem (InVeKoS), das die Grundlage für Agrarsubventionen in der Landwirtschaft bildet, verfügbar, aber nicht frei zugänglich sind.

Parzellenscharfe Landnutzung mit Fernerkundung und Maschinellern Lernen.

*Unsicherheiten
bodenhydraulischer
Parameter aus
PTF.*

Für die Berechnung der Darcy-Richards-Gleichung sind bodenhydraulische Parameter wie die Wasserretention sowie die gesättigte und ungesättigte hydraulische Leitfähigkeit erforderlich. Deren Erhebung auf Einzugsgebietsebene ist jedoch zeit- und kostenintensiv. Mit Pedotransfer-Funktionen (PTF) können die bodenhydraulischen Parameter aus leicht zu messenden Bodeneigenschaften wie Textur (Ton-, Schluff-, Sandanteil) und Lagerungsdichte abgeleitet werden (Zhang und Schaap, 2017; Szabó et al. 2021). Aufgrund der Ableitung und Datenbasis von PTF ergeben sich jedoch mehrere kritische Punkte, die die Vorhersagegüte von bodenhydraulischen Parametern mindern und ihre Anwendung in hydrologischen Modellen einschränken können. Landwirtschaftlich genutzte Böden der mittleren Breiten sind in den Datensätzen zur Ableitung von PTF überrepräsentiert, was zu einem Bias in Richtung lehmiger Ackerböden führt (Fatichi et al. 2020; Or, 2020; Bonetti et al. 2021). Die Parametrisierung von PTF ist stark auf die Bodentextur fokussiert, während strukturelle Merkmale wie Makroporen, die durch biologische Aktivität entstehen, entweder gar nicht oder nur unzureichend berücksichtigt werden (Fatichi et al. 2020; Bonetti et al. 2021). Zudem basieren PTF in der Regel auf Laboranalysen punktueller Bodenproben. Angesichts der hohen Variabilität der bodenhydraulischen Funktionen innerhalb weniger Dezimeter ist dieses Vorgehen problematisch (Weber et al. 2024; Conrad, 2015; Zehe und Blöschl, 2004; Mälicke et al. 2020). Ein weiteres Problem stellt die Anwendung auf großräumige Modelle dar, da geeignete Upscaling-Methoden erforderlich sind, um die Variabilität mehrerer Bodentypen innerhalb einer Rasterzelle zu berücksichtigen.

*Bodenhydraulische
Parameter aus
PTF und
Musterprofilen.*

Trotz dieser Herausforderungen stellt der Einsatz von PTF unter bestimmten Bedingungen eine praktikable Methode dar, um die bodenhydraulischen Parameter für physikalisch-basierte Modelle abzuleiten. Die Auswahl einer PTF, die in einer vergleichbaren Klimazone und für ähnliche Landschaftsformen entwickelt wurde, sowie die Berücksichtigung von Makroporen in der Modellstruktur können die Vorhersagegüte signifikant verbessern. Darüber hinaus kann das Upscaling-Problem durch die Nutzung repräsentativer Hänge umgangen werden, da heterogene Bodenstrukturen entlang der Hangfalllinie mit unterschiedlichen bodenhydraulischen Parametern modelliert werden können. Für Baden-Württemberg sind keine flächendeckenden Textur- und Lagerungsdichteinformationen verfügbar. Manoj J et al. 2024 schlagen daher vor die Texturdaten entweder aus dem EU-weiten LUCAS-Datensatz (Ballabio et al. 2016) oder aus Musterprofilen des Landesamts für Geologie Rohstoffe und Bergbau (LGRB), die über dessen Kartenviewer zugänglich sind (LGRB, 2025), zu verwenden.

5.3 DISKUSSION: EINE ANALYSE DER UNTERSCHIEDLICHEN ENTWICKLUNGSGESCHWINDIGKEITEN IN DER INGENIEURSHYDROLOGIE UND DER HYDROLOGISCHEN FORSCHUNG

In seiner auf eigenen Erfahrungen basierenden Veröffentlichung zur Entwicklung der Hydrologie als etablierte Erdwissenschaft aus der Ingenieurhydrologie schreibt Sivapalan (2018): „the hydrology being taught and practiced using traditional estimation methods might have appeared strange and even mysterious. In the early days, I remember being frustrated that I could not make much physical sense of the cookbook treatment of the hydrologic estimation procedures, being unable to connect it to fundamental fluid mechanics principles.“ Die Bemessungsmethoden, die er hier adressiert, sind u.a. das SCS-Verfahren für die Abflussbildung und die Einheitsganglinie für die Abflusskonzentration.

Die Entwicklung der Hydrologie aus der Ingenieurhydrologie nach Sivapalan (2018).

Herrn Prof. Sivapalans Anfänge lagen in den 1970-er Jahren, und obwohl meine Anfänge gut 40 Jahre später waren, haben sich die grundsätzlichen Methoden zumindest in der süddeutschen Bemessungspraxis bis dato kaum verändert (Abflussbildungsschätzer und Einheitsganglinie). Auch ich hatte ähnliche Gedanken als ich mit meiner Arbeit in der Ingenieurhydrologie begann. Die Konzepte erschienen auch mir teilweise rätselhaft und mein - aus der Geoökologie kommend - eher ganzheitliches und auf Prozesse basierendes Verständnis von Landschaft und Hydrologie war zunächst eher hinderlich. Im Gegensatz zu den Anfängen von Herrn Prof. Sivapalan hat sich die Hydrologie aber im wissenschaftlichen Bereich zwischenzeitlich zu einer etablierten Erdwissenschaft entwickelt. Die Datenverfügbarkeit, Rechenkapazität und auch die Anzahl der entwickelten Methoden und Modelle ist im Vergleich zu den 1970-er und 1980-er-Jahren immens gestiegen. Obwohl offensichtlich, dass die empirischen Ansätze, insbesondere bei intensitätskontrollierter Abflussbildung in kleinen Einzugsgebieten an ihre Grenzen kommen, gibt es bis dato wenig Bestrebungen die Fortschritte in Bezug auf Prozessverständnis und Modellweiterentwicklung in die ingenieurhydrologische Praxis zu übertragen. Den Gründen dafür versuche ich mich nachfolgend anzunähern.

Wenig Transfer der Forschungserfolge der letzten Jahrzehnte in die Bemessungspraxis.

5.3.1 Anforderungen in der Praxis

Ich möchte meine Analyse bei den Anwender/-innen in den Ingenieurbüros beginnen. Büros, die schon mehrere Jahrzehnte bestehen, konnten unter Umständen in den letzten Jahren die Grenzen der von ihnen eingesetzten Methoden und Modellen erkennen. Bei bestehenden Becken mussten teilweise bei Sicherheitsüberprüfungen die Jährlichkeit der

*Wieso
Ingenieurbüros
(aus)gereifte,
einfach bedienbare
Modelle brauchen.*

Schutzwirkung nach unten korrigiert werden, da neue Erkenntnisse, beispielsweise zu Einstauhäufigkeit, vorlagen. Auf alternative Modelle umzusteigen gestaltet sich schwierig. Der wirtschaftliche Druck in Ingenieurbüros ist hoch. Projekte sind oft knapp kalkuliert und dadurch bleibt wenig Spielraum für Unvorhergesehenes oder dem Erproben von Neuem. Zwar gibt es mittlerweile auf verschiedenen Ebenen (z.B. EU, Bund) bei Projektausschreibungen Vorgaben zur Projektbeteiligung von Praxispartnern. Doch da die Eigenanteile für Ingenieurbüros häufig recht hoch sind (mitunter 50%), erscheinen diese Projekte aus wirtschaftlicher Sicht oft wenig attraktiv. Hinzu kommt, dass die Laufzeiten solcher Projekte in der Regel zu kurz sind, um gewonnene Erkenntnisse nachhaltig in Form von Modellen oder Methoden im Praxisalltag zu etablieren.

Daher setzen Ingenieurbüros betriebswirtschaftlich nachvollziehbar auf etablierte, gut kalkulierbare Modelle und Verfahren. Ein zentrales Problem dieser empirisch geprägten Ansätze ist jedoch, dass sie ein hohes Maß an sogenanntem Expertenwissen erfordern, welches oft mit langjähriger Berufserfahrung einhergeht. Problematisch wird dies insbesondere im Fall eines Generationenwechsels, da aufgrund der Empirie der Modelle keine allgemeingültigen Vorgehensweisen an die nachfolgende Generation weitergegeben werden können. Ein Innovationschub durch Ingenieurbüros selbst ist daher eher unrealistisch. Sie benötigen einfach bedienbare und kostengünstige Werkzeuge in Form von (aus)gereiften Modellen, die auch technische Hochwasserschutzanlagen simulieren können. Im besten Fall ermöglichen solche Produkte präzisere Vorhersagen bei gleichem oder geringerem Aufwand.

*Bemessung findet
häufig in
unbeobachteten
Gebieten statt.*

Die Beurteilung der Vorhersagegüte der abgeleiteten Bemessungslinien gestaltet sich schwierig. Ein zentraler Grund dafür ist die geringe Anzahl aktiver Pegel in Einzugsgebieten kleiner als 10 km². In Baden-Württemberg waren Stand Dezember 2021 lediglich zehn Pegel auf dieser Skala noch in Betrieb. Zwar existiert in Baden-Württemberg mit der Regionalisierung von Hochwasserkennwerten (LUBW, 2015) ein häufig genutztes Produkt, das als Bezugsgröße für die Kalibrierung von Niederschlags-Abfluss-Modellen dient. Da dieses Modell aber auf den wenigen vorhandenen (N = 10) sowie auf den stillgelegten Pegeln (N = 35) basiert, die zudem oft nur über sehr kurze Zeitreihen verfügen, ist die Unsicherheit der regionalisierten, seltenen Hochwasserabflüsse in kleinen Einzugsgebieten (< 10 km²) erheblich.

*Regionalisierte
Abflusskennwerte
sind für kleine
Einzugsgebiete
unsicher.*

Dies zeigt sich beispielsweise daran, dass der geschätzte Scheitelwert der Sturzflut in Braunsbach (Bronstert et al. 2018) sowie der gemessene Scheitelwert der in Kapitel 3 analysierten Sturzflut im Weiherbach ein Vielfaches größer waren als das durch die Regionalisierung angegebene HQ10.000. Ein vielversprechender Ansatz, das Datenkollektiv von

Hochwasserabflussganglinien in kleinen Einzugsgebieten zu erhöhen, ist die inverse Ableitung des Abflusses aus Wasserstandsganglinien von Hochwasserrückhaltebecken (HRB) bei Kenntnis der Beckengeometrie (Manoj J et al. 2024). Um die Entstehung von Sturzfluten hinreichend zu verstehen und sie somit adäquat bei Bemessungsaufgaben berücksichtigen zu können oder gar vorherzusagen, bedarf es einer größeren Datensammlung. Eine zentrale Erfassung dieser Daten wäre wünschenswert. Da weder die Vorhersagegüte der Bemessungsganglinien noch die Korrektur des Schutzgrades von HRB zentral erfasst und evaluiert werden, fehlt eine fundierte Datenbasis, um die Problematik der unzureichenden Berücksichtigung von intensitätskontrollierter Abflussbildung bei Starkregen systematisch zu analysieren. Während sich die Anwender/-innen dieser Problematik unter Umständen bewusst sind, betrifft dies nicht zwangsläufig die Entscheidungsträger/-innen.

Mit dem Leitfaden „Kommunales Starkregenrisikomanagement in Baden-Württemberg“ (Cassel et al. 2016) wurde nach der außergewöhnlichen Serie konvektiver Starkregen 2016 ein landesweit einheitliches Verfahren geschaffen, das Kommunen dabei unterstützt, Gefährdungen durch Starkregen zu analysieren und Vorsorgemaßnahmen effektiv umzusetzen. Ziel dieses Leitfadens ist es, durch bauliche, organisatorische und aufklärende Maßnahmen Schäden zu minimieren und die Resilienz der Gemeinden zu erhöhen. Ein zentrales Instrument dabei sind die sogenannten Starkregengefahrenkarten. Aus landeseinheitlich berechneten Oberflächenabflusswerten und zweidimensionalen hydraulischen Modellen werden Fließwege, Überflutungstiefen und gegebenenfalls Fließgeschwindigkeiten simuliert. Darauf basierend werden die Starkregengefahrenkarten abgeleitet.

Starkregengefahrenkarten für Baden-Württemberg.

Diese Karten eignen sich sehr gut, um besonders gefährdete Bereiche zu identifizieren und die betroffenen Bürgerinnen und Bürger für die Themen Starkregen und Sturzfluten zu sensibilisieren. Auch für den punktuellen technischen Hochwasserschutz, etwa zur Entschärfung neuralgischer Punkte, sind diese Karten von großem Nutzen. Für ein integrales Hochwasserschutzkonzept sind die Karten jedoch weniger geeignet. Ein Wirkungsnachweis für Hochwasserrückhaltebecken kann zwar mit erheblichem Aufwand im hydraulischen Modell erbracht werden. Da die landeseinheitlich abgeleiteten Oberflächenabflüsse jedoch keine definierten Jährlichkeiten besitzen, ist eine korrekte Auslegung sicherheitsrelevanter Bauwerksteile gemäß DIN 19700-10 (DIN, 2009) nicht möglich. Ferner kann durch die entkoppelte Betrachtung von hydrologischer und hydraulischer Modellierung kein Wirkungsnachweis für Landnutzungsmaßnahmen erbracht werden.

Starkregengefahrenkarten sind nicht anschlussfähig an die bestehende Bemessungspraxis.

5.3.2 *Der Transfer von Forschungsmodellen in die Praxis*

*Forschungsmodelle
wurden oft für
konkrete
Forschungsfragen
entwickelt.*

Im Bereich der hydrologischen Forschung wurde in den letzten Jahrzehnten eine Vielzahl von physikalisch-basierten Modellen entwickelt. Eine gute Übersicht der gängigsten Modelle bietet Hrachowitz und Clark (2017). Diese Modelle wurden häufig für konkrete Forschungsfragen in gut beobachteten Forschungsgebieten mit hohem Detaillierungsgrad und entsprechenden Anforderungen an die Datenbasis entwickelt. Auf die Problematik der Datenverfügbarkeit und mögliche Lösungen wurde ausführlich in Abschnitt 5.2 eingegangen.

*Lange Rechenzeiten
sind kein Argument
mehr gegen den
Einsatz
physikalisch-
basierter Modelle.*

Je heterogener und räumlich verteilter ein Modell ist, desto komplexer und rechenintensiver wird es. Die Rechenzeit für einen einzelnen Hang kann bei entsprechender Auflösung mehrere Stunden für eine Beobachtungsperiode von mehreren Wochen betragen (Loritz (2020) beruft sich hierbei auf Hopp und McDonnell (2009)). Eine Vereinfachung physikalisch-basierter Modelle und damit eine erhebliche Reduktion der Rechenzeiten ist möglich und wurde ausführlich in Kapitel 3 und 5.2 beschrieben. In Kombination mit einer gestiegenen Rechenleistung im letzten Jahrzehnt, sind lange Rechenzeiten kein Argument mehr gegen den Einsatz physikalisch-basierter Modelle in der Bemessungspraxis. In der Regel verfügen physikalisch-basierte Modelle nicht über ein Modul zur Simulation von Hochwasserrückhaltebecken, ein wichtiger Baustein um diese Anlagen richtig planen oder überprüfen (z.B. Sicherheitsüberprüfung nach DIN 19700-10) zu können.

Um Forschungsmodelle in die Praxis zu überführen, bedarf es einiger Anpassungen. Nachfolgend sind Gruppen aufgelistet, die alternative Modelle und Strategien zur Ableitung von Bemessungsganglinien aus physikalisch-basierten Forschungsmodellen entwickeln oder bereitstellen könnten:

*Akteure um
alternative Modelle
und Strategien für
die
Bemessungspraxis
zu entwickeln.*

- Marktwirtschaftlich agierende (Software)Unternehmen
- Bildungseinrichtungen der öffentlichen Hand (Forschungsinstitute, Universitäten)
- Behörden oder Ministerien
- Vereine, z.B. Deutsche Vereinigung für Wasserwirtschaft, Abwasser und Abfall e. V. (DWA)
- Open-Source-Projekte

Die Bereitstellung von Modellen für Bemessungsfragen erfordert ein hohes Maß an Know-how sowohl im Bereich der Hydrologie als auch der Softwareentwicklung. Marktwirtschaftliche Unternehmen müssen am Markt bestehen; das bedeutet, dass sie, insbesondere bei Produkten für einen eingeschränkten Kundenkreis, hohe Lizenzgebühren erheben

müssen (z.B. MIKE SHE, rund 700 € pro Monat und Lizenz). Modelle, die an Universitäten oder Forschungseinrichtungen entwickelt werden, werden zwar häufig öffentlich zugänglich gemacht, sind jedoch aus den oben genannten Gründen nicht direkt in der Praxis einsetzbar.

Behörden und Ministerien entwickeln in Deutschland eher selten Modelle, die einem breiten Anwenderkreis zugänglich gemacht werden. Sie definieren unter Umständen die Rahmenbedingungen oder Anforderungen an die verwendeten Modelle für bestimmte Fragestellungen. Die DWA entwickelt keine eigenen Modelle, legt jedoch in Arbeitsgruppen technische Standards für verschiedene Bereiche fest. Der DVWK (Deutscher Verband für Wasserwirtschaft und Kulturbau), ein Vorläufer der DWA, setzte 1999 mit der Schrift „Hochwasserabflüsse“ eine Art technischen Standard für die Herleitung von Bemessungsganglinien. Warum seitdem keine Fortschreibung oder Überarbeitung erfolgt ist, entzieht sich meiner Kenntnis. Ein zunehmend verbreiteter Ansatz sind Open-Source-Projekte, die von einer freiwilligen Community aufgebaut und unterstützt werden, beispielsweise CATHY (Camporese et al. 2010). Diese Projekte profitieren oft von einer engen Verzahnung zwischen Wissenschaft und der unterstützenden Gemeinschaft.

Die Zusammenfassung meiner obigen Analyse ist, dass Bemessung meist in unbeobachteten Gebieten stattfindet und deshalb kaum eine Evaluierung der Vorhersagegüte möglich ist. Weiterhin gibt es keine zentrale Erfassung, wenn durch gewonnene Erkenntnisse im Laufe der Zeit, beispielsweise durch einen Monitoringpegel oder einen Wasserstandspegel eines Hochwasserrückhaltebeckens, die Jährlichkeiten der bestehenden Hochwasserschutzanlagen korrigiert werden müssen. Daher liegt die Vermutung nahe, dass es im Kontext von Bemessungsaufgaben nur ein geringes Problembewusstsein für die Unsicherheiten bei intensitätskontrollierter Abflussbildung in kleinen Einzugsgebieten gibt. Im Gegensatz dazu steht, dass Starkregen und Sturzfluten durchaus ernst genommen werden. Dies zeigt sich im Leitfaden „Kommunales Starkregenrisikomanagement“. Allerdings ist der Erkenntnisgewinn aus den Starkregenrisikokarten nicht direkt anschlussfähig an die bestehende Bemessungspraxis, sodass ein integrales Hochwasserschutzkonzept derzeit nicht möglich ist.

Zwar ist innerhalb der hydrologischen Forschungsgemeinschaft das Prozessverständnis immens gestiegen, und es wurden zahlreiche physikalisch-basierte Modelle entwickelt. Diese Modelle erfüllen jedoch noch nicht alle Anforderungen (z.B. Modul zur Simulation von HRB), die ihren Einsatz in Ingenieurbüros ermöglichen würden. Als vielversprechende Alternative zu den derzeit eingesetzten ereignisbasierten N-A-Modellen, müssten diese Modelle jedoch für den Einsatz in kleinen Einzugsgebieten angepasst werden. Die Frage bleibt, welche Akteure diese Alternativen

*Zusammenfassung
der Analyse der
unterschiedlichen
Entwicklungsgeschwindigkeiten in
Forschung und
Praxis.*

*Open-Source-
Projekt(e) zur
Entwicklung von
alternativen
Konzepten und
Modellen für die
Praxis?*

entwickeln und pflegen könnten. Aus meiner Sicht stellt der Ansatz eines Open-Source-Projekts mit enger Beteiligung von Universitäten und gegebenenfalls politischen Akteuren einen vielversprechenden Weg dar.

Teil VI

APPENDIX A

APPENDIX A

A.1 APPENDIX VON TEIL IV

A 1: Erklärung zur Diffusionswelle

In Anlehnung an die Methodik von Engman (1983) wurden die Rauheiten in Form des Strickler-Beiwerts aus Berechnungsversuchen mithilfe einer Diffusionswelle zurück gerechnet. Die Diffusionswelle ist eine vereinfachte Form der Saint-Venant-Gleichungen (Patt und Jüpner, 2020; Scherer, 2008), die aus der Kontinuitätsgleichung (A.1) und der dynamischen Grundgleichung (A.2) bestehen

$$\frac{\partial Q}{\partial x} + \frac{\partial h}{\partial t} = q_{\text{lat}} \quad (\text{A.1})$$

Mit Fließtiefe h [m], breitenspezifischem Abfluss Q [$m^2 s^{-1}$], Zeit t [s], Ort x [m] und lateralem Zufluss (hier nur Niederschlagsinput) q_{lat} [$m s^{-1}$]

$$\underbrace{\frac{\partial v}{\partial t} + v \cdot \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{v}{h} \cdot q_{\text{lat}} + g \cdot \frac{\partial h}{\partial x}}_{\text{hydrodynamische Welle}} \underbrace{- g \cdot (I_0 - I_E)}_{\substack{\text{kinematische Welle} \\ \text{Diffusionswelle}}} = 0 \quad (\text{A.2})$$

Mit Fließgeschwindigkeit v [$m s^{-1}$], Hanggefälle I_0 [-] und Energiehöhengefälle I_E [-]

Da zur Hangbreite die Wassertiefe vergleichsweise gering ist, kann der hydraulische Radius R mit dieser gleichgesetzt werden. Die Berechnung der Fließgeschwindigkeit bzw. des breitenspezifischen Abflusses ergibt sich auf Basis von Manning-Strickler mit dem Strickler-Beiwert k_{st} [$m s^{-\frac{1}{3}}$]

$$Q = k_{\text{st}} \cdot \sqrt{I_E} \cdot h^{\frac{5}{3}} \quad (\text{A.3})$$

Wobei das Energieliniengefälle mit Gleichung A.4 berechnet wird.

$$I_E = I_0 - \frac{h_i^j - h_{i-1}^j}{\Delta x_i} \quad (\text{A.4})$$

Um die Diffusionswelle in eindimensionaler Form numerisch zu lösen, wird der Hang in diskrete Segmente unterteilt (siehe Abb. A.1) und Gleichung A.1 in finite Differenzen zerlegt (vgl. Gl. A.5). Für die örtliche

Zerlegung werden Rückwärtsdifferenzen für die zeitliche Vorwärtsdifferenzen verwendet.

$$\frac{Q_i^j - Q_{i-1}^j}{\Delta x_i} + \frac{h_i^{j+1} - h_i^j}{\Delta t} = q_{\text{lat},i}^j \quad \text{mit } \Delta t = t^{j+1} - t^j \quad (\text{A.5})$$

Die Fließtiefe h ergibt sich dann zu:

$$h_i^{j+1} = h_i^j - \frac{Q_i^j - Q_{i-1}^j}{\Delta x_i} \cdot \Delta t + q_{\text{lat},i}^j \cdot \Delta t \quad \text{mit } \Delta t = t^{j+1} - t^j \quad (\text{A.6})$$

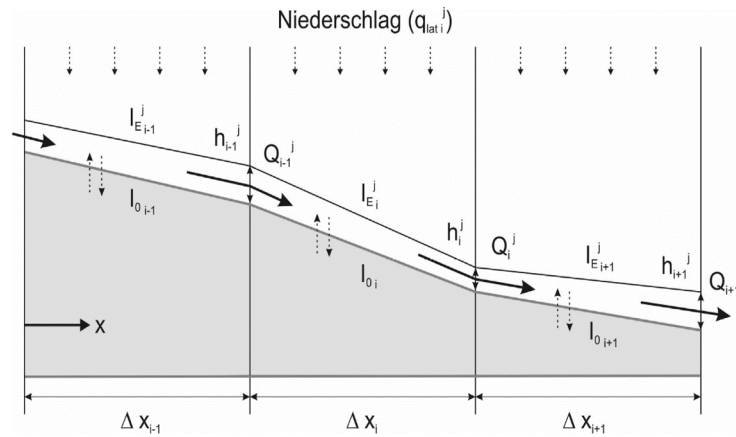


Abbildung A.1: Skizze von Scherer (2008) zur Diskretisierung des Hangs in Segmente zur Anwendung der finiten Differenzen Methode.

Damit es zu keiner numerischen Instabilität kommt, muss das Courant-Friedrich-Lewy-Kriterium (CFL) eingehalten werden. Der Zeitschritt muss dabei so klein gewählt werden, dass eine Welle mit der Wellenfortpflanzungsgeschwindigkeit c [$m^2 s^{-1}$] ein diskretes Element Δx in Fließrichtung nicht komplett durchlaufen kann (Scherer, 2008). Kontrolliert wird die Bedingung über die Courant-Zahl C_0 [-].

$$C_0 = c \cdot \frac{\Delta t}{\Delta x} < 1 \quad \text{mit } c = \frac{5}{3} \cdot v \quad (\text{A.7})$$

A 2: Weiterführende Informationen zur Datenanalyse

Die Bestimmtheitsmaße der in Tabelle 4.2 beschriebenen Varianten sind in Tabelle A.1 dargestellt.

A 3: Vorfeuchte der Berechnungsversuche nach Analysejahren

Tabelle A.1: Die Bestimmtheitsmaße für die Pearson-Korrelation (P), die Spearman-Rangkorrelation (S) sowie für eine nichtlineare Kurve (n.l.) der Varianten 1 bis 7 (siehe Tab. 4.2). Analysiert wurden der Zusammenhang zwischen dem Abflussbeiwert und dem Strickler-Beiwert k_{st} sowie zwischen dem Abflussbeiwert und der Kettenrauheit k_v .

The coefficients of determination for the Pearson correlation (P), the Spearman rank correlation (S) and for a non-linear curve (n.l.) of variants 1 to 7 (see Table 4.2). The relationship between the runoff coefficient and the Strickler coefficient k_{st} and between the runoff coefficient and the chain roughness k_v were analyzed.

Variante	Beschreibung	Strickler-Beiwert k_{st}			Kettenrauheit k_v		
		R_P^2	R_S^2	$R_{n.l.}^2$	R_P^2	R_S^2	$R_{n.l.}^2$
V1	Alle Versuche 1993, 1994 u. 1995	0,32	0,43	0,37	0,29	0,31	0,29
V2	Versuche 1993	0,32	0,45	0,36	0,08	0,09	0,07
V3	Versuche 1994	0,34	0,32	0,42	0,39	0,34	0,39
V4	Versuche mit Bewuchs	0,78	0,75	0,78	0,34	0,28	0,35
V5	Versuche ohne Bewuchs	0,26	0,32	0,29	0,26	0,28	0,27
V6	Versuche ohne Bewuchs 1993	0,16	0,29	0,18	0,0	0,02	0,0
V7	Versuche ohne Bewuchs 1994	0,34	0,28	0,41	0,48	0,43	0,49

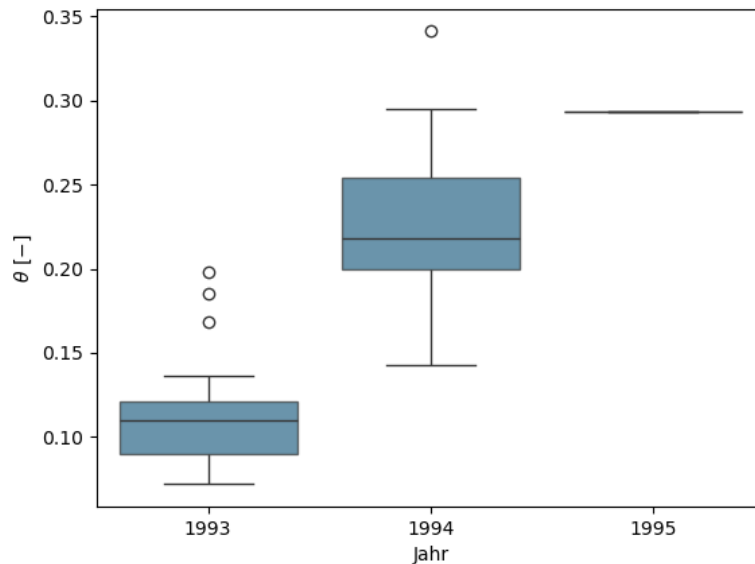


Abbildung A.2: Boxplots der Vorfeuchte θ [$m^3 m^{-3}$] der unterschiedlichen Analysejahre. Die Box reicht vom 25. bis 75. Perzentil. Die Vertikale Linie repräsentiert den Median.

Boxplots of the pre-moisture θ [$m^3 m^{-3}$] of the different analysis years. The box ranges from the 25th to 75th percentile. The vertical line represents the median.

LITERATUR

- AMS - American Meteorological Society (2017). “Flash Floods: The Role of Science, Forecasting, and Communications in Reducing Loss of Life and Economic Disruptions. An Information Statement of the American Meteorological Society”. <https://www.ametsoc.org/index.cfm/ams/about-ams/ams-statements/archive-statements-of-the-ams/flash-floods-the-role-of-science-forecasting-and-communications-in-reducing-loss-of-life-and-economic-disruptions/>. Letzter Zugriff: 14.10.2024.
- Abbott, M. B., J. C. Bathurst, J. A. Cunge, P. E. O’Connell und J. Rasmussen (1986). “An introduction to the European Hydrological System — Systeme Hydrologique Europeen, “SHE”, 1: History and philosophy of a physically-based, distributed modelling system”. In: *Journal of Hydrology* 87.1-2, S. 45–59. DOI: 10.1016/0022-1694(86)90114-9.
- Assouline, S. (2004). “Rainfall-Induced Soil Surface Sealing: A Critical Review of Observations, Conceptual Models, and Solutions”. In: *Vadose Zone Journal* 3.2, S. 570–591. DOI: 10.2136/vzj2004.0570.
- Auerswald, K. (1993). “Bodeneigenschaften und Bodenerosion”. Stuttgart, Germany: Schweizerbart Science Publishers.
- Axe, M. S., I. D. Grange und J. S. Conway (2017). “Carbon storage in hedge biomass—A case study of actively managed hedges in England”. In: *Agriculture, Ecosystems & Environment* 250, S. 81–88. DOI: 10.1016/J.AGEE.2017.08.008.
- Ballabio, C., P. Panagos und L. Monatanarella (2016). “Mapping topsoil physical properties at European scale using the LUCAS database”. In: *Geoderma* 261, S. 110–123. DOI: 10.1016/J.GEODERMA.2015.07.006.
- Bárdossy, A (2007). “Calibration of hydrological model parameters for ungauged catchments”. In: *Hydrology and Earth System Sciences* 11.2, S. 703–710. DOI: 10.5194/hess-11-703-2007.
- Baudry, J., R. G. Bunce und F. Burel (2000). “Hedgerows: An international perspective on their origin, function and management”. In: *Journal of Environmental Management* 60.1, S. 7–22. DOI: 10.1006/jema.2000.0358.
- Bergström, S. und A. Forsman (1973). “Development of a conceptual deterministic rainfall-runoff-model”. In: *Hydrology Research* 4.3, S. 147–170. DOI: 10.2166/nh.1973.0012.
- Berne, A. und W. F. Krajewski (2013). “Radar for hydrology: Unfulfilled promise or unrecognized potential?” In: *Advances in Water Resources* 51, S. 357–366. DOI: 10.1016/J.ADVWATRES.2012.05.005.

- Beven, K. (1993). "Prophecy, reality and uncertainty in distributed hydrological modelling". In: *Advances in Water Resources* 16, S. 51. DOI: 10.1016/0309-1708(93)90028-E.
- Beven, K. (2004). "Robert E. Horton's perceptual model of infiltration processes". In: *Hydrological Processes* 18.17, S. 3447–3460. DOI: 10.1002/hyp.5740.
- Beven, K. und P. Germann (1982). "Macropores and water flow in soils". In: *Water Resources Research* 18.5, S. 1311–1325. DOI: 10.1029/WR018i005p01311.
- Bonetti, S., Z. Wei und D. Or (2021). "A framework for quantifying hydrologic effects of soil structure across scales". In: *Communications Earth and Environment* 2.1, S. 1–10. DOI: 10.1038/s43247-021-00180-0.
- Borga, M., E. Gaume, J. D. Creutin und L. Marchi (2008). "Surveying flash floods: gauging the ungauged extremes". In: *Hydrological Processes* 22.18, S. 3883–3885. DOI: 10.1002/hyp.7111.
- Brandhuber, R., M. Treisch, F. Fischer, M. Kistler, H. Maier und K. Auerswald (2017). "Starkregen, Bodenerosion, Sturzfluten". In: *Schriftenreihe der Bayerischen Landesanstalt für Landwirtschaft* 2, Freising–Weihenstephan.
- Bremicker, M. (2000). "Das Wasserhaushaltsmodell LARSIM :". Freiburger Schriften zur Hydrologie ; Freiburg i. Br. : Inst. für Hydrologie der Univ. Freiburg.
- Bronstert, A. (1999). "Capabilities and limitations of detailed hillslope hydrological modelling". In: *Hydrological Processes* 13.1, S. 21–48. DOI: 10.1002/(SICI)1099-1085(199901)13:1<21::AID-HYP702>3.0.CO;2-4.
- Bronstert, A., A. Agarwal, B. Boessenkool, M. Fischer, M. Heistermann, L. Köhn-Reich, T. Moran und D. Wendi (2017). "Die Sturzflut von Braunsbach am 29. Mai 2016 – Entstehung, Ablauf und Schäden eines „Jahrhundertereignisses“. Teil 1: Meteorologische und hydrologische Analyse". In: *Hydrologie und Wasserbewirtschaftung* 61.3, S. 150–162. DOI: 10.5675/HyWa_2017,3_1.
- Bronstert, A. und A. Bárdossy (1999). "The role of spatial variability of soil moisture for modelling surface runoff generation at the small catchment scale". In: *Hydrology and Earth System Sciences* 3.4, S. 505–516. DOI: 10.5194/HESS-3-505-1999.
- Bronstert, A. und A. Bárdossy (2003). "Uncertainty of runoff modelling at the hillslope scale due to temporal variations of rainfall intensity". In: *Physics and Chemistry of the Earth* 28.6-7, S. 283–288. DOI: 10.1016/S1474-7065(03)00039-1.
- Bronstert, A., D. Niehoff und G. R. Schiffler (2023). "Modelling infiltration and infiltration excess: The importance of fast and local processes". In: *Hydrological Processes* 37.4, S. 1–20. DOI: 10.1002/hyp.14875.

- Bronstert, A. et al. (2018). “Forensic hydro-meteorological analysis of an extreme flash flood: The 2016-05-29 event in Braunsbach, SW Germany”. In: *Science of The Total Environment* 630, S. 977–991. DOI: 10.1016/J.SCITOTENV.2018.02.241.
- Brunner, P. und C. T. Simmons (2012). “HydroGeoSphere: A Fully Integrated, Physically Based Hydrological Model”. In: *Groundwater* 50.2, S. 170–176. DOI: 10.1111/j.1745-6584.2011.00882.x.
- Bückle, J. (1998). “Korrektur von Second Trip Echos in Radardaten. Diplomarbeit”. Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Universität Karlsruhe.
- Bürger, G., A. Pfister und A. Bronstert (2021). “Zunehmende Starkregenintensitäten als Folge der Klimaerwärmung: Datenanalyse und Zukunftsprojektion”. In: *Hydrologie und Wasserbewirtschaftung* 65.6, S. 262–271. DOI: 10.5675/HyWa_2021.6_1.
- Camici, S., A. Tarpanelli, L. Brocca, F. Melone und T. Moramarco (2011). “Design soil moisture estimation by comparing continuous and storm-based rainfall-runoff modeling”. In: *Water Resources Research* 47.5, S. 1–18. DOI: 10.1029/2010WR009298.
- Camporese, M., C. Paniconi, M. Putti und S. Orlandini (2010). “Surface-subsurface flow modeling with path-based runoff routing, boundary condition-based coupling, and assimilation of multisource observation data”. In: *Water Resources Research* 46.2. DOI: 10.1029/2008WR007536.
- Cassel, M., M. Groteklaes, S. Röder, L. Krause, W. Hennegriff, M. Koch, K. Wilkinson, M. Moser, D. Weinbrenner und L. Gosch (2016). “Leitfaden Kommunales Starkregenrisikomanagement in Baden-Württemberg”. Hrsg. von L. für Umwelt Baden-Württemberg (LUBW). Karlsruhe: Verlagspublikation Umweltverwaltung Baden-Württemberg.
- Cochrane, T. A. und D. C. Flanagan (2003). “Representative Hillslope Methods for Applying the WEPP Model with DEMs and GIS”. In: *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers* 46.4, S. 1041–1049. DOI: 10.13031/2013.13966.
- Conrad, J. (2015). “Linking structure and functioning of hydrological systems :” Diss. Karlsruhe: Karlsruher Institut für Technologie.
- DIN - Deutsches Institut für Normung e. V. (2009). “Stauanlagen - Teil 10: Gemeinsame Festlegungen”. Berlin: Beuth Verlag.
- DVWK - Deutscher Verband für Wasserwirtschaft und Kulturbau (1999). “Hochwasserabflüsse”. Bd. 124. Schriftenreihe des Deutschen Verbandes für Wasserwirtschaft und Kulturbau e.V. Bonn: Wirtschafts- und Verl.-Ges. Gas und Wasser.
- DWA - Deutsche Vereinigung für Wasserwirtschaft, Abwasser u. Abfall e.V. (2012). “Arbeitsblatt DWA-A 531: Starkregen in Abhängigkeit von Wiederkehrzeit und Dauer”. DWA-Regelwerk. Hennef: DWA.
- DWA - Deutsche Vereinigung für Wasserwirtschaft, Abwasser und Abfall e. V. (2018). “Hochwasser- und Starkregenvorsorge bleibt Dauer-

- aufgabe. DWA-Position zu Hochwasser und Sturzfluten”. In: *Korrespondenz Wasserwirtschaft* 11, S. 378–381.
- DWD - Deutscher Wetterdienst (2005). “KOSTRA-DWD-2000 Starkniederschlagshöhen für die Bundesrepublik Deutschland”. Offenbach am Main: Eigenverlag des Deutschen Wetterdienstes.
- DWD - Deutscher Wetterdienst (2015). “KOSTRA-DWD-2010 Starkniederschlagshöhen für die Bundesrepublik Deutschland”. Offenbach am Main: Eigenverlag des Deutschen Wetterdienstes.
- DWD - Deutscher Wetterdienst (2019). “KOSTRA-DWD-2010R Raster der Wiederkehrintervalle für Starkregen (Bemessungsniederschläge) in Deutschland. Climate Data Center (CDC). ”
- DWD - Deutscher Wetterdienst (2024). “Deutscher Wetterdienst: Wetter- und Klimalexikon”. <https://www.dwd.de/DE/service/lexikon/Functions/glossar.html?nn=103346&lv2=102248&lv3=102572>. Letzter Zugriff: 17.12.2024.
- DWD - Deutscher Wetterdienst (2025). “KOSTRA-DWD-2020: Koordinierte Starkniederschlagsregionalisierung und -auswertung des DWD”. https://www.dwd.de/DE/leistungen/kostra_dwd_rasterwerte/kostra_dwd_rasterwerte.html. Letzter Zugriff: 18.01.2025.
- Delbrück, M (1997). “Großflächiges Bromidtracereperiment zur räumlichen und zeitlichen Variabilität des Wassertransports an einem Lößhang”. Universität Heidelberg, Dissertation.
- Doocy, S., A. Daniels, S. Murray und T. D. Kirsch (2013). “The Human Impact of Floods: a Historical Review of Events 1980-2009 and Systematic Literature Review”. In: *PLoS Currents*. DOI: 10.1371/currents.dis.f4deb457904936b07c09daa98ee8171a.
- Dormann, C. F. et al. (2013). “Collinearity: a review of methods to deal with it and a simulation study evaluating their performance”. In: *Ecography* 36.1, S. 27–46. DOI: 10.1111/j.1600-0587.2012.07348.x.
- Drexler, S. und A. Don (2024). “Carbon sequestration potential in hedgerow soils: Results from 23 sites in Germany”. In: *Geoderma* 445.March, S. 116878. DOI: 10.1016/j.geoderma.2024.116878.
- Drexler, S., A. Gensior und A. Don (2021). “Carbon sequestration in hedgerow biomass and soil in the temperate climate zone”. In: *Regional Environmental Change* 21.3. DOI: 10.1007/s10113-021-01798-8.
- Dunne, T. und R. D. Black (1970). “An Experimental Investigation of Runoff Production in Permeable Soils”. In: *Water Resources Research* 6.2, S. 478–490. DOI: 10.1029/WR006i002p00478.
- EEA - European Environment Agency (2020). “CORINE Land Cover 2018”. <https://land.copernicus.eu/pan-european/corine-land-cover/clc2018>. Letzter Zugriff: 11.01.2025. DOI: 10.2909/960998c1-1870-4e82-8051-6485205ebbac.

- Ebel, B. A. und K. Loague (2006). “Physics-based hydrologic-response simulation: Seeing through the fog of equifinality”. In: *Hydrological Processes* 20.13, S. 2887–2900. DOI: 10.1002/HYP.6388.
- Emmett, W. W. (1970). “Hydraulics of Overland Flow on Hillslopes”. Professional Paper 662-A. Washington, D.C.: U.S. Geological Survey.
- Engman, E. T. (1983). “Roughness coefficients for routing surface runoff.” In: *Journal of Irrigation and Drainage Engineering* 112.1. DOI: 10.1061/(asce)0733-9437(1986)112:1(39).
- Fabry, F. (2015). “Radar meteorology : Principles and Practice”. Cambridge: Cambridge University Press.
- Faticchi, S., D. Or, R. Walko, H. Vereecken, M. H. Young, T. A. Ghezzehei, T. Hengl, S. Kollet, N. Agam und R. Avissar (2020). “Soil structure is an important omission in Earth System Models”. In: *Nature Communications* 11.1, S. 522. DOI: 10.1038/s41467-020-14411-z.
- Feldmann, D., P. Laux, A. Heckl, M. Schindler und H. Kunstmann (2023). “Near surface roughness estimation: A parameterization derived from artificial rainfall experiments and two-dimensional hydrodynamic modelling for multiple vegetation coverages”. In: *Journal of Hydrology* 617, S. 128786. DOI: 10.1016/J.JHYDROL.2022.128786.
- Fiener, P. und K. Auerswald (2003). “Concept and effects of a multi-purpose grassed waterway”. In: *Soil Use and Management* 19.1, S. 65–72. DOI: 10.1111/J.1475-2743.2003.TB00281.X.
- Fiener, P. und K. Auerswald (2005). “Measurement and modeling of concentrated runoff in grassed waterways”. In: *Journal of Hydrology* 301.1-4, S. 198–215. DOI: 10.1016/J.JHYDROL.2004.06.030.
- Fiener, P. und K. Auerswald (2006). “Influence of scale and land use pattern on the efficacy of grassed waterways to control runoff”. In: *Ecological Engineering* 27.3, S. 208–218. DOI: 10.1016/J.ECOLENG.2006.02.005.
- Filippelli, G. M. (2023). “Climate Change and Life : The Complex Co-evolution of Climate and Life on Earth, and Beyond.” Elsevier.
- Genuchten, M. T. van (1980). “A Closed-form Equation for Predicting the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Soils”. In: *Soil Science Society of America Journal* 44.5, S. 892–898. DOI: 10.2136/sssaj1980.03615995004400050002x.
- Gerlinger, K. (1997). “Erosionsprozesse auf Lössböden : Experimente und Modellierung”. Diss. Karlsruhe: Mitteilungen des Instituts für Wasser und Gewässerentwicklung, Bereich Wasserwirtschaft und Kulturtechnik, mit Theodor-Rehbock-Wasserbaulaboratorium der Universität Karlsruhe (TH) ; 194.
- Gómez, J. A., F. Darboux und M. A. Nearing (2003). “Development and evolution of rill networks under simulated rainfall”. In: *Water Resources Research* 39.6. DOI: 10.1029/2002WR001437.

- Göppert, H. (2018). “Auswertung von abgelaufenen Starkregenereignissen über Radarmessungen”. In: *Wasserwirtschaft* 108.11, S. 44–50. DOI: 10.1007/s35147-018-0223-8.
- Govers, G., I. Takken, K. Helming, G. Govers, I. Takken und K. Helming (2000). “Soil roughness and overland flow”. In: *Agronomie* 20.2, S. 131–146. DOI: 10.1051/agro:2000114.
- Graeff, T., E. Zehe, D. Reusser, E. Lück, B. Schröder, G. Wenk, H. John und A. Bronstert (2009). “Process identification through rejection of model structures in a mid-mountainous rural catchment: observations of rainfall-runoff response, geophysical conditions and model inter-comparison”. In: *Hydrological Processes* 23.5, S. 702–718. DOI: 10.1002/hyp.7171.
- Groemping, U. (2006). “Relative Importance for Linear Regression in R: The Package relaimpo”. In: *Journal of Statistical Software* 17.1, S. 1–27. DOI: 10.18637/jss.v017.i01.
- Haberlandt, U. und C. Berndt (2016). “The value of weather radar data for the estimation of design storms – an analysis for the Hannover region”. In: *Proceedings of the International Association of Hydrological Sciences* 373, S. 81–85. DOI: 10.5194/piahs-373-81-2016.
- Hannesen, R. (1998). “Analyse konvektiver Niederschlagssysteme mit einem C-Band Dopplerradar in orographisch gegliedertem Gelände”. Universität Karlsruhe.
- Hänsel, S., K. Lengfeld, E. Walawender, C. Brendel, A. Palarz, K. Stanlay, T. Junghänel, M. Rauthe, T. Winterrath und E. Weigel (2023). “Starkregen in Deutschland - Kein Thema in Trockenjahren?” In: *Korrespondenz Wasserwirtschaft* 16.2, S. 82–90.
- Herbst, M., J. M. Roberts, P. T. Rosier und D. J. Gowing (2006). “Measuring and modelling the rainfall interception loss by hedgerows in southern England”. In: *Agricultural and Forest Meteorology* 141.2-4, S. 244–256. DOI: 10.1016/j.agrformet.2006.10.012.
- Hopp, L. und J. J. McDonnell (2009). “Connectivity at the hillslope scale: Identifying interactions between storm size, bedrock permeability, slope angle and soil depth”. In: *Journal of Hydrology* 376.3-4, S. 378–391. DOI: 10.1016/J.JHYDROL.2009.07.047.
- Horton, R. E. (1933). “The role of infiltration in the hydrologic cycle”. In: *Trans. Am. Geophys. Union* 14th Annua, S. 446–460.
- Horton, R. E. (1939). “Analysis of runoff-plat experiments with varying infiltration-capacity”. In: *Eos, Transactions American Geophysical Union* 20.4, S. 693–711. DOI: 10.1029/TR020i004p00693.
- Hrachowitz, M. und M. P. Clark (2017). “HESS Opinions: The complementary merits of competing modelling philosophies in hydrology”. In: *Hydrol. Earth Syst. Sci* 21, S. 3953–3973. DOI: 10.5194/hess-21-3953-2017.

- Hughes, J. D. und J. Liu (2008). “MIKE SHE : Software for Integrated Surface Water/Ground Water Modeling”. In: *Groundwater* 46.6, S. 797–802. DOI: 10.1111/j.1745-6584.2008.00500.x.
- Hundhausen, M., H. Feldmann, R. Kohlhepp und J. G. Pinto (2024). “Climate change signals of extreme precipitation return levels for Germany in a transient convection-permitting simulation ensemble”. In: *International Journal of Climatology* 44.5, S. 1454–1471. DOI: 10.1002/joc.8393.
- IPCC (2023). “Intergovernmental Panel on Climate Change. Technical Summary”. In: *Climate Change 2021 – The Physical Science Basis*. Cambridge University Press, S. 35–144. DOI: 10.1017/9781009157896.002.
- Ihringer, J. (2012). “Softwarepaket: Hochwasseranalyse und -berechnung, Anwenderhandbuch. Aufgabenbereich: Detaillierte Niederschlag-Abfluss-Modellierung in einem komplexen Einzugsgebiet (FGM).” Institut für Wasser und Gewässerentwicklung, Karlsruher Institut für Technologie.
- KLIWA - Arbeitskreis Klimaveränderung und Wasserwirtschaft (2006). “Regionale Klimaszenarien für Süddeutschland”. Techn. Ber. Arbeitskreis KLIWA, Landesanstalt für Umwelt Baden-Württemberg (LUBW), Landesamt für Umwelt Bayern (LfU), KLIWA-Berichte, Heft 9.
- Kerlin, T., P. Oberle, A. Kron und M. J. Franca (2022). “Parameterization of Flow Resistance for Hydrodynamic Numerical Simulation of Sheetflow”. In: *Proceedings of the 39th IAHR World Congress*. June.
- Kohler, M. A. und R. K. Linsley (1951). “Predicting the runoff from storm rainfall”. Bd. 30. US Department of Commerce, Weather Bureau.
- Konantz, B. (2002). “Analyse der Zugbahnen sommerlicher konvektiver Zellen im Oberrheingebiet mit dem Zellverfolgungsalgorithmus TRACE3D. Diplomarbeit”. Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Universität Karlsruhe.
- Kreienkamp, F. et al. (2021). “Rapid attribution of heavy rainfall events leading to the severe flooding in Western Europe during July 2021”. In: *World Weather Attribution* 13.July, S. 18.
- Kreklow, J., B. Tetzlaff, B. Burkhard und G. Kuhnt (2020). “Radar-based precipitation climatology in germany-developments, uncertainties and potentials”. In: *Atmosphere* 11.2. DOI: 10.3390/atmos11020217.
- Kuttig, M. (2012). “Untersuchung von Gewitterzugbahnen im südwestdeutschen Raum anhand von Radardaten. Diplomarbeit”. Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Karlsruher Institut für Technologie.
- LGRB - Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau Baden-Württemberg (2025). “LGRB Kartenviewer”. <https://lgrb->

- bw . de / karten - und - daten / kartenviewer. Letzter Zugriff: 12.01.2025.
- LUBW - Landesanstalt für Umwelt Baden-Württemberg (2015). “Abfluss-BW, Regionalisierte Abflusskennwerte Baden-Württemberg - Hochwasserabflüsse”. Karlsruhe: LUBW, S. 1–80.
- Laudan, J., V. Rözer, T. Sieg, K. Vogel und A. H. Thielen (2017). “Damage assessment in Braunsbach 2016: Data collection and analysis for an improved understanding of damaging processes during flash floods”. In: *Natural Hazards and Earth System Sciences* 17.12, S. 2163–2179. DOI: 10.5194/nhess-17-2163-2017.
- Le Bissonnais, Y., H. Benkhadra, V. Chaplot, D. Fox, D. King und J. Daroussin (1998). “Crusting, runoff and sheet erosion on silty loamy soils at various scales and upscaling from m^2 to small catchments”. In: *Soil and Tillage Research* 46.1-2, S. 69–80. DOI: 10.1016/S0167-1987(98)80109-8.
- Lengfeld, K., P. E. Kirstetter, H. J. Fowler, J. Yu, A. Becker, Z. Flamig und J. Gourley (2020). “Use of radar data for characterizing extreme precipitation at fine scales and short durations”. In: *Environmental Research Letters* 15.8. DOI: 10.1088/1748-9326/ab98b4.
- Loos, M. und H. Elsenbeer (2011). “Topographic controls on overland flow generation in a forest – An ensemble tree approach”. In: *Journal of Hydrology* 409.1-2, S. 94–103. DOI: 10.1016/J.JHYDROL.2011.08.002.
- Loritz, R. (2020). “The role of energy and information in hydrological modeling”. Karlsruher Institut für Technologie (KIT). DOI: 10.5445/IR/1000105128.
- Loritz, R., H. Gupta, C. Jackisch, M. Westhoff, A. Kleidon, U. Ehret und E. Zehe (2018). “On the dynamic nature of hydrological similarity”. In: *Hydrology and Earth System Sciences* 22.7, S. 3663–3684. DOI: 10.5194/hess-22-3663-2018.
- Loritz, R., S. K. Hassler, C. Jackisch, N. Allroggen, L. Van Schaik, J. Wienhöfer und E. Zehe (2017). “Picturing and modeling catchments by representative hillslopes”. In: *Hydrol. Earth Syst. Sci* 21, S. 1225–1249. DOI: 10.5194/hess-21-1225-2017.
- Loritz, R., M. Hrachowitz, M. Neuper und E. Zehe (2021). “The role and value of distributed precipitation data in hydrological models”. In: *Hydrology and Earth System Sciences* 25.1, S. 147–167. DOI: 10.5194/hess-25-147-2021.
- Lutz, W. (1984). “Berechnung von Hochwasserabflüssen unter Anwendung von Gebietskenngrößen”. Diss. Mitteilungen des Instituts für Hydrologie und Wasserwirtschaft, 24. Universität Karlsruhe (TH).
- MLR - Ministerium für Ländlichen Raum und Verbraucherschutz Baden-Württemberg (2025). “System zur Identifizierung landwirtschaftlicher Parzellen in Baden-Württemberg (GISELa) GA 2022”. <https://www.daten-bw.de/suchen/-/details/system->

- zur-identifizierung-landwirtschaftlicher-parzellen-in-baden-wuerttemberg-gisela. Letzter Zugriff: 11.01.2025.
- Machmerth, E., E. Schweiger, H. Volz und O. Wünsche (2020). "Hecken und Feldgehölze mit ihren Säumen der Vielfalt. LfL-Information". Techn. Ber. Bayrische Landesanstalt für Landwirtschaft, S. 20.
- Mahlayeye, M., R. Darvishzadeh und A. Nelson (2022). "Cropping Patterns of Annual Crops: A Remote Sensing Review". In: *Remote Sensing* 14.10. DOI: 10.3390/rs14102404.
- Mälicke, M., S. K. Hassler, T. Blume, M. Weiler und E. Zehe (2020). "Soil moisture: Variable in space but redundant in time". In: *Hydrology and Earth System Sciences* 24.5, S. 2633–2653. DOI: 10.5194/hess-24-2633-2020.
- Manoj J, A., R. Loritz, F. Villinger, M. Mälicke, M. Koopaeidar, H. Göppert und E. Zehe (2024). "Toward Flash Flood Modeling Using Gradient Resolving Representative Hillslopes". In: *Water Resources Research* 60.6. DOI: 10.1029/2023WR036420.
- Marchi, L., M. Borga, E. Preciso und E. Gaume (2010). "Characterisation of selected extreme flash floods in Europe and implications for flood risk management". In: *Journal of Hydrology* 394.1-2, S. 118–133. DOI: 10.1016/j.jhydro.2010.07.017.
- Maurer, T. (1997). "Physikalisch begründete, zeitkontinuierliche Modellierung des Wassertransports in kleinen ländlichen Einzugsgebieten". Diss. Mitteilungen des Instituts für Hydrologie und Wasserwirtschaft ; 61. Karlsruhe.
- Merz, B. und A. Bárdossy (1998). "Effects of spatial variability on the rainfall runoff process in a small loess catchment". In: *Journal of Hydrology* 212-213.1-4, S. 304–317. DOI: 10.1016/S0022-1694(98)00213-3.
- Mokry, M. und D. Ritz (2008). "Bodennutzungserhebung sowie pflanzen- und ackerbauliche Untersuchungen zur Bilanzierung landwirtschaftlich relevanter Stoffe". In: *Hydrologie und Stoffdynamik kleiner Einzugsgebiete. Prozesse und Modelle*. Hrsg. von E. Plate und E. Zehe. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung. Kap. 4.3.4.
- Mualem, Y. (1976). "A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media". In: *Water Resources Research* 12.3, S. 513–522. DOI: 10.1029/WR012i003p00513.
- Munich Re (2017). "Naturkatastrophen 2016 Analysen, Bewertungen, Positionen. Topics Geo." Techn. Ber. München: Münchener Rückversicherungs-Gesellschaft.
- NRCS - Natural Resources Conservation Service (2019). "Chapter 4: Storm Rainfall Depth and Distribution". In: *National Engineering Handbook*. U.S. Department of Agriculture.
- Nearing, M. A., V. O. Polyakov, M. H. Nichols, M. Hernandez, L. Li, Y. Zhao und G. Armendariz (2017). "Slope-velocity equilibrium and evolution of surface roughness on a stony hillslope". In: *Hydrology*

- and Earth System Sciences* 21.6, S. 3221–3229. DOI: 10.5194/hess-21-3221-2017.
- Neuper, M. (2009). “Anomale Strahlausbreitung – Prinzip und Fallbeispiele. Seminararbeit”. Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Universität Karlsruhe.
- Niehoff, D. (2001). “Modellierung des Einflusses der Landnutzung auf die Hochwasserentstehung in der Mesoskala”. Diss. Universität Potsdam, S. 1–165.
- Niehoff, D., U. Fritsch und A. Bronstert (2002). “Land-use impacts on storm-runoff generation: Scenarios of land-use change and simulation of hydrological response in a meso-scale catchment in SW-Germany”. In: *Journal of Hydrology* 267.1-2, S. 80–93. DOI: 10.1016/S0022-1694(02)00142-7.
- Or, D. (2020). “The Tyranny of Small Scales—On Representing Soil Processes in Global Land Surface Models”. In: *Water Resources Research* 56.6. DOI: 10.1029/2019WR024846.
- Patt, H. und R. Jüpner, Hrsg. (2020). “Hochwasser-Handbuch”. Wiesbaden: Springer Fachmedien Wiesbaden. DOI: 10.1007/978-3-658-26743-8.
- Piper, D., M. Kunz, F. Ehmele, S. Mohr, B. Mühr, A. Kron und J. Daniell (2016). “Exceptional sequence of severe thunderstorms and related flash floods in May and June 2016 in Germany - Part 1: Meteorological background”. In: *Natural Hazards and Earth System Sciences* 16.12, S. 2835–2850. DOI: 10.5194/nhess-16-2835-2016.
- Plate, E. und E. Zehe (2008). “Hydrologie und Stoffdynamik kleiner Einzugsgebiete. Prozesse und Modelle”. Schweizerbart’sche Verlagsbuchhandlung, S. 366.
- Ponce, V. M. und R. H. Hawkins (1996). “Runoff Curve Number: Has It Reached Maturity?” In: *Journal of Hydrologic Engineering* 1.1, S. 11–19. DOI: 10.1061/(asce)1084-0699(1996)1:1(11).
- R Core Team (2024). *R: A Language and Environment for Statistical Computing*. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria.
- Richet, J. B., J. F. Ouvry und M. Saunier (2017). “The role of vegetative barriers such as fascines and dense shrub hedges in catchment management to reduce runoff and erosion effects: Experimental evidence of efficiency, and conditions of use”. In: *Ecological Engineering* 103, S. 455–469. DOI: 10.1016/j.ecoleng.2016.08.008.
- Robinson, J. S., M. Sivapalan und J. D. Snell (1995). “On the relative roles of hillslope processes, channel routing, and network geomorphology in the hydrologic response of natural catchments”. In: *Water Resources Research* 31.12, S. 3089–3101. DOI: 10.1029/95WR01948.
- Rogger, M., B. Kohl, H. Pirkl, A. Viglione, J. Komma, R. Kirnbauer, R. Merz und G. Blöschl (2012). “Runoff models and flood frequency statistics for design flood estimation in Austria – Do they tell a

- consistent story?" In: *Journal of Hydrology* 456-457, S. 30–43. DOI: 10.1016/J.JHYDROL.2012.05.068.
- Rosier, I., J. Diels, B. Somers und J. Van Orshoven (2024). "Maximising runoff retention by vegetated landscape elements positioned through spatial optimisation". In: *Landscape and Urban Planning* 243. April 2023, S. 104968. DOI: 10.1016/j.landurbplan.2023.104968.
- Roth, C. H., K. Helming und N. Fohrer (1995). "Oberflächenverschlämung und Abflußbildung auf Böden aus Löß und pleistozänen Sedimenten". In: *Z. Pflanzenernaehr. Bodenk* 158, S. 43–53.
- Routschek, A. (2000). "Anwendung des physikalisch begründeten Erosionsprognosemodells EROSION 2D/3D - Empirische Ansätze zur Ableitung der Modellparameter". Diss. Technischen Universität Bergakademie Freiberg.
- Ruiz-Villanueva, V., M. Borga, D. Zoccatelli, L. Marchi, E. Gaume und U. Ehret (2012). "Extreme flood response to short-duration convective rainfall in South-West Germany". In: *Hydrology and Earth System Sciences* 16.5, S. 1543–1559. DOI: 10.5194/hess-16-1543-2012.
- Rutherford, A. (2012). "Anova and Ancova". 2. Aufl. Wiley.
- Saleh, A. (1993). "Soil roughness measurement: Chain method". In: *Journal of Soil and Water Conservation* 48.6, S. 527–529.
- Savenije, H. H. G. (2009). "HESS opinions: "The art of hydrology" ". In: *Hydrology and Earth System Sciences* 13.2, S. 157–161. DOI: 10.5194/hess-13-157-2009.
- Scherer, U. (2008). "Prozessbasierte Modellierung der Bodenerosion in einer Lösslandschaft". Diss. Karlsruhe: Schriftenreihe der Siedlungswasserwirtschaft (SWW), 129. Universität Karlsruhe (TH).
- Scherer, U., E. Zehe, K. Träbing und K. Gerlinger (2012). "Prediction of soil detachment in agricultural loess catchments: Model development and parameterisation". In: *CATENA* 90, S. 63–75. DOI: 10.1016/j.catena.2011.11.003.
- Schmitt, T. J., M. G. Dosskey und K. D. Hoagland (1999). "Filter Strip Performance and Processes for Different Vegetation, Widths, and Contaminants". In: *Journal of Environmental Quality* 28.5, S. 1479–1489. DOI: 10.2134/JEQ1999.00472425002800050013X.
- Schroer, K., G. Kirchengast und O. Sungmin (2018). "Strong Dependence of Extreme Convective Precipitation Intensities on Gauge Network Density". In: *Geophysical Research Letters* 45.16, S. 8253–8263. DOI: 10.1029/2018GL077994.
- Schroers, S., O. Eiff, A. Kleidon, U. Scherer, J. Wienhöfer und E. Zehe (2022). "Morphological controls on surface runoff: An interpretation of steady-state energy patterns, maximum power states and dissipation regimes within a thermodynamic framework". In: *Hydrology and Earth System Sciences* 26.12, S. 3125–3150. DOI: 10.5194/hess-26-3125-2022.

- Schröter, J., J. Knauf, M. Tivig, P. Lorenz und R. Sauerbrei (2024). “Attributionsstudie zu den Niederschlagsereignissen in Bayern und Mai-Juni 2024 Kurzzusammenfassung”. Techn. Ber. Offenbach am Main: Deutscher Wetterdienst (DWD), S. 30.
- Schulla, J. und K. Jasper (1998). “Modellbeschreibung WaSiM-ETH”. http://www.wasim.ch/downloads/doku/wasim/wasim_1998_de.pdf. Letzter Zugriff: 22.01.2025.
- Seibert, S. P. und K. Auerswald (2020). “Hochwasserminderung im ländlichen Raum”. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg. DOI: 10.1007/978-3-662-61033-6.
- Sherman, L. (1932). “Streamflow from rainfall by the unit-graph method”. In: *Engineering News Record* 108, S. 501–505.
- Singh, V. P. (2003). “On the theories of hydraulic geometry”. In: *International Journal* 18.3, S. 196–218.
- Sivapalan, M. (2018). “From engineering hydrology to Earth system science: Milestones in the transformation of hydrologic science”. In: *Hydrology and Earth System Sciences* 22.3, S. 1665–1693. DOI: 10.5194/hess-22-1665-2018.
- Smith, M. W., N. J. Cox und L. J. Bracken (2011). “Terrestrial laser scanning soil surfaces: A field methodology to examine soil surface roughness and overland flow hydraulics”. In: *Hydrological Processes* 25.6, S. 842–860. DOI: 10.1002/hyp.7871.
- Statistik-BW - Statistisches Landesamt Baden-Württemberg (2025). “Ackerland nach Fruchtarten”. <https://www.statistik-bw.de/Landwirtschaft/Bodennutzung/05025037.tab?R=GS436055>. Letzter Zugriff: 11.01.2025.
- Statistik-BW - Statistisches Landesamt Baden-Württemberg (2024). “Pressemitteilung 283/2024: Grubber und Egge überholen den Pflug”. <https://www.statistik-bw.de/Presse/Pressemitteilungen/2024283>. Letzter Zugriff: 18.01.2025.
- Szabó, B., M. Weynants und T. K. D. Weber (2021). “Updated European hydraulic pedotransfer functions with communicated uncertainties in the predicted variables (euptfv2)”. In: *Geoscientific Model Development* 14.1, S. 151–175. DOI: 10.5194/gmd-14-151-2021.
- USACE - U.S. Army Corps of Engineers, Hydrologic Engineering Center (2013). “Hydrologic Modeling System HEC-HMS. User’s Manual, Version 4.0, CPD-74A”. Techn. Ber. Davis, CA: U.S. Army Corps of Engineers, Hydrologic Engineering Center.
- Vergara-Temprado, J., N. Ban und C. Schär (2021). “Extreme Sub-Hourly Precipitation Intensities Scale Close to the Clausius-Clapeyron Rate Over Europe”. In: *Geophysical Research Letters* 48.3. DOI: 10.1029/2020GL089506.
- Verworn, H.-R. (2008). “Flächenabhängige Abminderung statistischer Regenwerte”. In: *Korrespondenz Wasserwirtschaft* 9.1, S. 493–498.
- Verworn, H.-R. und S. Schmidtke (2006). “Flaminko – Flächenabhängige Abminderung der statistischen Regenwerte in KOSTRA. Ab-

- schlussbericht". http://www.laenderfinanzierungsprogramm.de/cms/WaBoAb_prod/Wa-BoAb/Vorhaben/LAWA/Vorhaben_des_ehemaligen_Ausschusses_Daten/D_2.04/. Letzter Zugriff: 22.09.2017.
- Viglione, A. und G. Blöschl (2009). "On the role of storm duration in the mapping of rainfall to flood return periods". In: *Hydrology and Earth System Sciences* 13.2, S. 205–216. DOI: 10.5194/hess-13-205-2009.
- Villinger, F., U. Ehret, M. Neuper, J. Ihringer und H. Gysi (2017). "Einfluss der räumlichen Niederschlagsheterogenität auf Hochwasserscheitel: Untersuchungen mit Niederschlagsradar". In: *Korrespondenz Wasserwirtschaft* 10.11, S. 693–698. DOI: 10.3243/kwe2017.11.005.
- Villinger, F., R. Loritz und E. Zehe (2022). "Physikalisch-basierte Simulation einer abgelaufenen Sturzflut mittels "repräsentativer Hängeein einem ländlichen Einzugsgebiet". In: *Hydrologie und Wasserbewirtschaftung* 66.6, S. 286–297. DOI: 10.5675/HyWa_2022.6_1.
- Weber, T. K. D. et al. (2024). "Hydro-pedotransfer functions: A roadmap for future development". In: *Hydrology and Earth System Sciences* 28.14, S. 3391–3433. DOI: 10.5194/hess-28-3391-2024.
- Weiler, M. und F. Naef (2003). "An experimental tracer study of the role of macropores in infiltration in grassland soils". In: *Hydrological Processes* 17.2, S. 477–493. DOI: 10.1002/hyp.1136.
- Wienhöfer, J. und E. Zehe (2014). "Predicting subsurface stormflow response of a forested hillslope – the role of connected flow paths". In: *Hydrology and Earth System Sciences* 18.1, S. 121–138. DOI: 10.5194/hess-18-121-2014.
- Winterrath, T., C. Brendel, M. Hafer, T. Junghänel, A. Klameth, E. Walawender und A. Becker (2017). "Berichte des Deutschen Wetterdienstes 251 Erstellung einer radargestützten Niederschlagsklimatologie". Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes.
- Zehe, E., R. Becker, A. Bárdossy und E. Plate (2005). "Uncertainty of simulated catchment runoff response in the presence of threshold processes: Role of initial soil moisture and precipitation". In: *Journal of Hydrology* 315.1-4, S. 183–202. DOI: 10.1016/j.jhydro1.2005.03.038.
- Zehe, E. und G. Blöschl (2004). "Predictability of hydrologic response at the plot and catchment scales: Role of initial conditions". In: *Water Resources Research* 40.10, S. 1–21. DOI: 10.1029/2003WR002869.
- Zehe, E., T. Maurer, J. Ihringer und E. Plate (2001). "Modeling water flow and mass transport in a loess catchment". In: *Physics and Chemistry of the Earth, Part B: Hydrology, Oceans and Atmosphere* 26.7-8, S. 487–507. DOI: 10.1016/S1464-1909(01)00041-7.
- Zehe, E. und M. Sivapalan (2009). "Threshold behaviour in hydrological systems as (human) geo-ecosystems: Manifestations, controls, im-

- plications”. In: *Hydrology and Earth System Sciences* 13.7, S. 1273–1297. DOI: 10.5194/hess-13-1273-2009.
- Zehe, E., F. Villinger, R. Loritz, M. Koopaeidar und H. G. Hügelsheim (2023). “Physikalisch basierte Simulation von Sturzfluten in kleinen ländlichen Gebieten – eine Option für die Bemessungspraxis”. In: *Korrespondenz Wasserwirtschaft* 16.2, S. 108–118. DOI: 10.3243/kwe2023.02.004.
- Zhang, Y. und M. G. Schaap (2017). “Weighted recalibration of the Rosetta pedotransfer model with improved estimates of hydraulic parameter distributions and summary statistics (Rosetta3)”. In: *Journal of Hydrology* 547, S. 39–53. DOI: 10.1016/J.JHYDROL.2017.01.004.

DANKSAGUNG

Viele wundervolle Menschen haben zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen. Ihnen möchte ich in den nächsten Zeilen danken.

Zuallererst möchte ich meinem Doktorvater Prof. Dr. Erwin Zehe meinen tiefsten Dank aussprechen. Erwin, durch die vielen lehrreichen Gespräche und Diskussionen, deine kreativen Ideen und deine ständige Bereitschaft, meine unzähligen Fragen zu beantworten, hast du maßgeblich zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen. Ich habe in den letzten Jahren sehr viel von dir gelernt. Die flexible, extrem familienfreundliche Arbeitsatmosphäre hat es erst möglich gemacht, nach meinen Elternzeiten die Arbeit wieder aufzunehmen. Danke dir für deine unermüdliche Unterstützung und dein Vertrauen.

Die erste Veröffentlichung entstand in Zusammenarbeit mit Uwe. Immer Freitags an meinem „freien“ Tag bin ich an die Uni gekommen, um das Papier zu einem Ende zu bringen. Dies war erst durch deine Unterstützung und deine strukturierte Arbeitsweise möglich. Danke, Uwe, dafür.

Herrn Prof. Dr. Axel Bronstert möchte ich für die Übernahme des Zweitgutachtens danken.

Danke meinen Ko-Autoren: Erwin Zehe, Uwe Ehret, Ralf Loritz, Malte Neuper, Samuel Schroers, Doga Yashi, Jürgen Ihringer und Hermann Gysi. Eure Ideen und euer Feedback waren sehr hilfreich. Danke, Jan, Ralf, Sarah und Thisa, für das Korrekturlesen des Abstracts, der Einleitung und des Schlussteils in der Endphase der Arbeit. Euer Feedback war sehr wertvoll für mich.

Durch Jutta, Maria und Raziye ist erst ein reibungsloser Ablauf der administrativen und organisatorischen Prozesse im Hintergrund möglich. Danke euch dafür.

Vielen Dank meinen (ehemaligen) Kolleg*innen für den fachlichen Austausch und die vielen kurzweiligen Mittagessen, Kaffeepausen und Kubb-Runden. Ich denke ihr wisst wer gemeint ist.

Svenja, hättest du dich nicht zusammen mit mir auf die recht knappe Abgabe-Deadline eingelassen und hätten wir uns nicht in den letzten Monaten fast täglich (selbst an Neujahr) zu unseren morgendlichen Online-Treffen verabredet, hätte ich wohl kaum die nötige Motivation gefunden, diese Arbeit so zielstrebig abzuschließen. Spätestens an den organisatorischen Herausforderungen wäre ich alleine gescheitert. Danke dir dafür.

Zuletzt möchte ich meiner Familie für ihre endlose Unterstützung danken. Allen voran meinem Mann Thisa. Lieber Thisa, ohne deine Unterstützung wäre die Fertigstellung dieser Arbeit nicht möglich gewesen. Indem du mir in den letzten Monaten praktisch Tag und Nacht den Rücken freigehalten hast, hatte ich den nötigen Raum und Kopf um

diese Arbeit fertig zu stellen. Lieber Efraim und lieber Jonte, danke, dass ihr mich selbst an Wochenenden und Feiertage in Ruhe habt arbeiten lassen. Schön, dass es euch drei gibt.

EIGENE PUBLIKATIONEN

ERSTAUTORIN ODER KO-AUTORIN; PEER-REVIEWED VERÖFFENTLICHUNGEN

Villinger F., R. Loritz und E. Zehe (2022): “Physikalisch-basierte Simulation einer abgelaufenen Sturzflut mittels „repräsentativer Hänge“ in einem ländlichen Einzugsgebiet”. In: Hydrologie und Wasserbewirtschaftung. 66.6, S. 286-297. https://doi.org/10.5675/HyWa_2022.6_1.

Manoj J, A., R. Loritz, **F. Villinger**, M. Mälicke, M. Koopaeidar, H. Göppert und E. Zehe (2024). Toward Flash Flood Modeling Using Gradient Resolving Representative Hillslopes. In: Water Resources Research. 60.6. <https://doi.org/10.1029/2023WR036420>.

ERSTAUTORIN ODER KO-AUTORIN VON FACHARTIKELN IN DEUTSCHEN FACHZEITSCHRIFTEN

Villinger F., U. Ehret, M. Neuper, J. Ihringer und H. Gysi (2017): “Einfluss der räumlichen Niederschlagsheterogenität auf Hochwasserscheitel: Untersuchungen mit Niederschlagsradar”. In: Korrespondenz Wasserwirtschaft 10.11, S. 693-698. <https://doi.org/10.3243/kwe2017.11.005>.

Zehe, E., **F. Villinger**, R. Loritz, M. Koopaeidar und H. Göppert (2023). “Physikalisch basierte Simulation von Sturzfluten in kleinen ländlichen Gebieten – eine Option für die Bemessungspraxis”. In: Korrespondenz Wasserwirtschaft. 16.2, 108–118. <https://doi.org/10.3243/kwe2023.02.004>.

ERKLÄRUNG

Beiträge der Autorin:

Kapitel 2: Villinger F., U. Ehret, M. Neuper, J. Ihringer und H. Gysi (2017): “Einfluss der räumlichen Niederschlagsheterogenität auf Hochwasserscheitel: Untersuchungen mit Niederschlagsradar”. In: Korrespondenz Wasserwirtschaft 10.11, S. 693-698. <https://doi.org/10.3243/kwe2017.11.005>. .

Franziska Villinger (FV) entwickelte die zugrunde liegenden Konzepte und Methoden zusammen mit Uwe Ehret (UE). FV evaluierte und analysierte die Radardaten durch die Entwicklung von Matlab Codes. FV führte die Modellierungen mit dem FGM durch. Unterstützt wurde sie von Jürgen Ihringer (JI) bei der Modellvalidierung. Malte Neuper (MN) und Hermann Gysi (HG) stellten die angeeichten Radardaten zur Verfügung und lieferten den theoretischen Hintergrund dazu. FV und UE entwickelten und schrieben gemeinsam das Manuskript, dessen Endfassung von allen übrigen Autoren überprüft wurde. FV begleitete es mit Unterstützung von UE durch den Begutachtungsprozess.

Kapitel 3: Villinger F., R. Loritz und E. Zehe (2022): “Physikalisch-basierte Simulation einer abgelaufenen Sturzflut mittels „repräsentativer Hänge“ in einem ländlichen Einzugsgebiet”. In: Hydrologie und Wasserbewirtschaftung. 66.6, S. 286-297. https://doi.org/10.5675/HyWa_2022.6_1.

FV setzte das CATFLOW-Modell mit Unterstützung von Ralf Loritz (RL) auf. FV führte die Modellkalibrierung, die numerischen Experimente und die Analyse der Ergebnisdaten durch, indem sie Python und R Codes entwickelte. Die der Studie zugrunde liegenden Ideen entwickelte FV zusammen mit Erwin Zehe (EZ) und RL. FV schrieb das Manuskript, das zusammen mit den finalen Ergebnissen von allen Autor*innen interpretiert und überarbeitet wurde. EZ stellte die Daten zur Verfügung. FV begleitete es mit Unterstützung von EZ und RL durch den Begutachtungsprozess.

Kapitel 4: Villinger, F., D. Yahşi, S. Schroers und E. Zehe (2025): “Das Zusammenspiel von Oberflächenrauheit und -abfluss und dessen Potenzial zur dezentralen Minderung von Sturzfluten durch Hecken”. Zur Einreichung in Hydrologie und Wasserbewirtschaftung vorbereitetes Manuskript.

FV hat das Manuskript geschrieben, führte die Datenanalysen und

Modellierungen durch. Sie entwickelte die zugrunde liegenden Ideen und Methoden zusammen mit EZ. Die finalen Ergebnisse und das Manuskript wurde von allen Autor*innen interpretiert und verbessert.

Eidesstattliche Versicherung gemäß § 13 Absatz 2 Satz 1 Ziffer 4 der Promotionsordnung des Karlsruher Instituts für Technologie (KIT) für die KIT-Fakultät für Bauingenieur-, Geo- und Umweltwissenschaften:

1. Bei der eingereichten Dissertation zu dem Thema *Sturzfluten in kleinen Einzugsgebieten: Relevante Prozesse, Muster und Strategien für eine verbesserte Modellierung in der Bemessungspraxis* handelt es sich um meine eigenständig erbrachte Leistung.
2. Ich habe nur die angegebenen Quellen und Hilfsmittel benutzt und mich keiner unzulässigen Hilfe Dritter bedient. Insbesondere habe ich wörtlich oder sinngemäß aus anderen Werken übernommene Inhalte als solche kenntlich gemacht.
3. Die Arbeit oder Teile davon habe ich bislang nicht an einer Hochschule des In- oder Auslands als Bestandteil einer Prüfungs- oder Qualifikationsleistung vorgelegt.
4. Die Richtigkeit der vorstehenden Erklärungen bestätige ich.
5. Die Bedeutung der eidesstattlichen Versicherung und die strafrechtlichen Folgen einer unrichtigen oder unvollständigen eidesstattlichen Versicherung sind mir bekannt.

Ich versichere an Eides statt, dass ich nach bestem Wissen die reine Wahrheit erkläre und nichts verschwiegen habe.

Karlsruhe, 2025

Franziska Villinger

COLOPHON

This document was typeset using the typographical look-and-feel `classicthesis` developed by André Miede. The style was inspired by Robert Bringhurst's seminal book on typography "*The Elements of Typographic Style*". `classicthesis` is available for both L^AT_EX and L^YX:

<https://bitbucket.org/amiede/classicthesis/>

Happy users of `classicthesis` usually send a real postcard to the author, a collection of postcards received so far is featured here:

<http://postcards.miede.de/>

Final Version as of 27. November 2025 (`classicthesis` v4.6).