

Herausgegeben im Selbstverlag
des Institutes für Wasserwirtschaft,
Hydrologie und landwirtschaftlichen Wasserbau
Gottfried Wilhelm Leibniz Universität Hannover

Appelstraße 9a; D-30167 Hannover
Tel.: 0511/762-2237
Fax: 0511/762-3731
E-Mail: info@iww.uni-hannover.de

2016

Alle Rechte beim Autor

Niederschlagsdisaggregation für hydrologische Modellierung

AN DER FAKULTÄT FÜR BAUINGENIEURWESEN UND
GEODÄSIE
DER GOTTFRIED WILHELM LEIBNIZ UNIVERSITÄT
HANNOVER

zur Erlangung des akademischen Grades
Doktor-Ingenieur
- Dr.-Ing. -

genehmigte Dissertation

von

Dipl.-Hydrol. **Hannes Müller**
geboren am 11.11.1984 in Pirna

2016

Referent: Prof. Dr.-Ing. U. Haberlandt
Korreferent: Prof. Dr. rer. nat. Dr.-Ing. habil. A. Bárdossy

Tag der Promotion: 07.07.2016

Danksagung

Die vorliegende Arbeit entstand während meiner Zeit am Institut für Wasserwirtschaft, Hydrologie und landwirtschaftlichen Wasserbau der Leibniz Universität Hannover.

Ganz besonders danken möchte ich Herrn Prof. Dr.-Ing. Uwe Haberlandt für die Betreuung dieser Arbeit. Seine stete Diskussionsbereitschaft und seine Vielzahl an Ideen haben ebenso zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen wie das kritische Hinterfragen neuer Ansätze oder Ergebnisse. Auch möchte ich mich für seine Sicht auf die wissenschaftliche Ethik bedanken, die nicht im direkten Zusammenhang mit dieser Arbeit steht, jedoch meinen persönlichen Werdegang nachhaltig beeinflusst hat.

Bei Herrn Prof. Dr. rer. nat. Dr.-Ing. habil. András Bárdossy bedanke ich mich ganz herzlich für die Übernahme des Korreferats dieser Arbeit. Desweiteren danke ich Herrn Prof. Dr.-Ing. Martin Achmus für seine Mitarbeit im Promotionskollegium.

Für die konstruktiven Gespräche, das sehr angenehme Arbeitsumfeld und alle sozialen Interaktionen möchte ich meinen Kollegen am Institut danken. Dies gilt ganz besonders für Anne Fangmann, Bastian Heinrich, Sven van der Heijden, Markus Wallner und Sabine Poslednik. Für die inhaltliche Auseinandersetzungen mit der vorliegenden Arbeit danke ich außerdem Christian Berndt, Stefan Plötner und Bernhard Vowinckel.

Eine Vielzahl an Ideen und Ansätzen, welche nicht alle Einzug in diese Arbeit gefunden haben, wurden sowohl in diversen studentischen Arbeiten als auch von meinen studentischen Hilfskräften untersucht. Hierfür möchte ich mich, ohne einzelne Namen hervorzuheben, ebenfalls bedanken.

Einen ganz besonderen Dank möchte ich meiner Lebensgefährtin Julia Thomy und meiner Familie aussprechen. Ihr habt mir den Rückhalt, die Unterstützung und die Zuversicht gegeben, mit dem das Anfertigen dieser Arbeit überhaupt erst möglich war. Ohne euer Wirken würde nur Leere folgen.

Hannes Müller

Erklärung

Hiermit versichere ich eidesstattlich, dass ich

1. die Regeln der geltenden Promotionsordnung kenne und eingehalten habe und mit einer Prüfung nach den Bestimmungen der Promotionsordnung einverstanden bin,
2. die Dissertation selbst verfasst habe, keine Textabschnitte von Dritten oder eigener Prüfungsarbeiten ohne Kennzeichnung übernommen und alle von mir benutzten Hilfsmittel und Quellen in meiner Arbeit angegeben habe,
3. Dritten weder unmittelbar noch mittelbar geldwerte Leistungen für Vermittlungstätigkeiten oder für die inhaltliche Ausarbeitung der Dissertation erbracht habe,
4. die vorliegende Dissertation noch nicht als Prüfungsarbeit für eine staatliche oder andere wissenschaftliche Prüfung eingereicht habe,
5. die gleiche oder eine in wesentlichen Teilen ähnliche Arbeit bei keiner anderen Hochschule als Dissertation eingereicht habe und auch keine andere Abhandlung als Dissertation eingereicht habe,
6. damit einverstanden bin, dass die Dissertation auch zum Zwecke der Überprüfung der Einhaltung allgemein geltender wissenschaftlicher Standards genutzt wird, insbesondere auch unter Verwendung elektronischer Datenverarbeitungsprogramme.

Der Vollständigkeit halber möchte ich angeben, dass Teile dieser Arbeit bereits im Vorfeld veröffentlicht wurden. Hierbei handelt es sich um die Veröffentlichungen MÜLLER und HABERLANDT (2015), MÜLLER und HABERLANDT (2016) und DING *et al.* (2016).

Hannover, den 19.05.2016

Hannes Müller

Kurzfassung

In vielen Bereichen der Hydrologie und Wasserwirtschaft werden Niederschlagsdaten mit einer hohen zeitlichen Auflösung benötigt. Derartige Beobachtungszeitreihen sind in den meisten Fällen sehr kurz, so dass sie für einen Großteil dieser Aufgaben nicht genutzt werden können. Im Gegensatz dazu existieren Niederschlagszeitreihen auf Tageswertbasis für wesentlich längere Zeiträume und für ein dichteres Messnetz. Mittels einer Disaggregation dieser Zeitreihen kann ein dichtes Stationsnetzwerk mit langen Zeitreihen in der benötigten zeitlichen Auflösung geschaffen werden.

Für die Disaggregation von Tageswerten des Niederschlages wird ein mikrokanonisches, multiplikatives Kaskadenmodell verwendet. Die Validierung der Methoden erfolgt für Niederschlagsstationen in Niedersachsen. Die Schwerpunkte dieser Untersuchung sind i) die Veränderung der Kaskadenmodellstruktur für eine verbesserte Abbildung beobachteter Niederschlagscharakteristiken auf Stationsbasis, ii) die Implementierung räumlicher Konsistenz in die disaggregierten Zeitreihen sowie iii) deren Anwendung in der hydrologischen Modellierung.

Der Schwerpunkt i) liegt auf der Abbildung von Ereignis- und Zeitreihencharakteristiken sowie von Extremwerten des Niederschlages auf Basis von Stundenwert- und 5-Minutenwert-Zeitreihen. Zum Erreichen stündlicher Auflösungen wird eine Modifikation der Kaskadenmodellstruktur namens Uniform Splitting eingeführt. Hierbei wird der Tagesniederschlag im ersten Disaggregationsschritt auf drei statt zwei feinere Zeitschritte verteilt. Die mit diesem Ansatz disaggregierten Zeitreihen repräsentieren die Beobachtungszeitreihen im Untersuchungsgebiet besser als die mittels eines vergleichbaren Divisions-Ansatzes generierten Zeitreihen. Auf dem Uniform Splitting-Ansatz aufbauend werden neu entwickelte Methoden und ein bestehender Quasi-Tages-Ansatz zum Erreichen 5-minütiger Zeitreihen untersucht. Die Disaggregation zu 7.5-Minutenwerten mit anschließender uniformer Transformation zu Zeitreihen mit 5-minütiger Auflösung führt als neue Methode zur besten Abbildung der Beobachtungswerte.

Die ii) Implementierung räumlicher Konsistenz ist notwendig, da die Disaggregation ohne Berücksichtigung umliegender Stationen stattfindet. Durch die „zufällige“ Verteilung des Niederschlages innerhalb eines Tages existiert keine räumliche Konsistenz in den disaggregierten Zeitreihen, wodurch z.B. Gebietsniederschläge unterschätzt werden. Für die Abbildung räumlicher Konsistenz wird angenommen, dass diese durch die bivariaten und distanzabhängigen Kriterien der Auftretenswahrscheinlichkeit, des Korrelationskoeffizienten nach Pearson und des Kontinuitätsverhältnisses repräsentiert werden kann, welche sich gegenseitig ergänzen. Es wird ein Resampling-Algorithmus vorgestellt, welcher durch den Austausch relativer Tagesgänge unter Beibehaltung der vom Kaskadenmodell generierten Zeitreihenstruktur diese räumlichen Kriterien implementiert. Die Einführung des Resampling-Algorithmus ermöglicht es erstmalig, räumliche Konsistenz in den unabhängig voneinander disaggregierten Zeitreihen zu erzeugen. Eine räumliche Anwendung mit mehreren disaggregierten Zeitreihen ist somit möglich. Mittels des Resampling-Algorithmus können für verschiedene Stationsanzahlen und für verschiedene Einzugsgebietsgrößen Gebietsniederschläge abgebildet werden.

Die iii) Anwendung der disaggregierten Niederschlagszeitreihen erfolgt sowohl in der Niederschlags-Abfluss- als auch in der urbanhydrologischen Modellierung. Für beide Anwendungsfälle erfolgt eine positive Validierung bezüglich der Abbildung der Gebietsniederschläge und der räumlichen Kriterien. Für die Niederschlags-Abfluss-Modellierung werden drei mesoskalige Einzugsgebiete in Niedersachsen betrachtet. Mit den räumlich konsistenten Zeitreihen ist es möglich, beobachtete Sommer- und Winterextreme sowie die Abflussdauerlinien und den Jahresgang der mittleren monatlichen Abflüsse zu reproduzieren. Für eine urbanhydrologische Validierung der disaggregierten Niederschläge wird ein künstliches Entwässerungssystem verwendet. Mittels der räumlich konsistenten Niederschlagszeitreihen als Eingangsdaten können Überstau- und Überlaufvolumina verschiedener Dauern und Wiederkehrintervalle modelliert werden, wie sie auch durch Beobachtungszeitreihen generiert werden. Ohne Implementierung der räumlichen Konsistenz ist dies nicht möglich.

Mit dem vorgestellten mikrokanonischen Kaskadenmodell ist es möglich, Niederschlagstageswerte zu hochaufgelösten Zeitreihen zu disaggregieren. Durch den Resampling-Algorithmus ist erstmalig die Implementierung räumlicher Konsistenz möglich, wodurch die hochaufgelösten Zeitreihen für Anwendungen im Raum zur Verfügung stehen. Sowohl in der Niederschlags-Abfluss- als auch in der urbanhydrologischen Modellierung konnten die resultierenden Niederschlagszeitreihen positiv validiert werden.

Abstract

High-resolution rainfall data are needed in many fields of hydrology and water resources management. In most cases these time series are short, so they cannot be used for most of the applications. Networks of non-recording stations have a much higher density and a longer observation period. Through a disaggregation of the daily time series, a network with high station-density, long time series and a temporal resolution sufficient for the intended application can be achieved.

For the disaggregation a multiplicative micro-canonical cascade model is used. The validation of the methods is carried out for recording and non-recording stations in Lower Saxony. The focuses of the investigation are i) a modification of the cascade model structure for an improved representation of the observed, station-based time series characteristics, ii) the implementation of spatial consistence in the disaggregated time series and iii) the application of those time series in rainfall runoff and urbanhydrological modelling.

Focus i) is the representation of event-based and time series characteristics as well as the representation of extreme values. To achieve an hourly resolution a modification of the cascade model structure called Uniform Splitting is introduced. The daily rainfall amount is distributed on three finer time steps instead of two in the first disaggregation step. Disaggregated time series based on this modification represent observed time series better than those generated by a comparable approach called Diversion. To achieve a temporal resolution of 5 minutes different new alternatives are developed starting at the hourly resolution resulting from the Uniform Splitting approach. Out of these alternatives a disaggregation down to 7.5 minutes with a subsequent uniform transformation shows the best performance. The so-called quasi-daily approach is outperformed by this method as well.

The need for the ii) implementation of spatial consistence is caused by the individual disaggregation of time series without taking into account time series of surrounding stations. Due to the random distribution of the rainfall amount during a day no spatial

consistence exists, which leads, e.g., to the underestimation of areal rainfall. Here, spatial consistence is assumed to be represented by three bivariate and distance-dependent rainfall characteristics that complement each other: probability of occurrence, Pearson's coefficient of correlation and continuity ratio. Relative diurnal cycles of the disaggregated time series are resampled with the aim to reproduce these spatial characteristics while preserving the structure generated by the cascade model. With the resampling algorithm spatial consistence can be generated in the disaggregated time series for the first time. Hence spatial applications with the disaggregated time series are possible. The algorithm works for different numbers of stations and catchment sizes and is able to reproduce areal rainfall.

The iii) disaggregated time series are applied in rainfall runoff as well as urbanhydrological modelling. In both cases the reproduction of areal rainfall and bivariate spatial characteristics is evaluated positively. Rainfall runoff modelling is carried out for three mesoscale catchments in Lower Saxony. With the spatial consistent time series the simulation of extreme flows in the summer and winter season can be simulated. Also the non-exceedance curve of the discharge and the intra-annual cycle of average daily flows show a good agreement with observed values. For urbanhydrological modelling an artificial sewage system is constructed. With the spatial consistent time series flood volumes and combined sewer overflow volumes resulting from rainfall events with different durations and return periods can be achieved similar to those resulting from observed time series. Without spatial consistence, these values cannot be reproduced.

The micro-canonical cascade model can be used for the disaggregation of daily rainfall values to high-resolution rainfall time series. With the introduced resampling algorithm it is possible for the first time to implement spatial consistence in the disaggregated time series. Hence, the disaggregated time series can be used for spatial applications. This applicability has been evaluated positively in rainfall runoff as well as urbanhydrological modelling.

Keywords: rainfall disaggregation, spatial consistence, hydrological modelling

Schlagworte: Niederschlagsdisaggregation, Räumliche Konsistenz, Hydrologische Modellierung

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	1
1.1	Motivation	1
1.2	Zielsetzung und Vorgehen	5
2	Stand der Wissenschaft zur Niederschlagsdisaggregation	7
2.1	Abgrenzung und Begriffsdefinitionen	7
2.2	Modellauswahl zur Generierung hochaufgelöster Niederschläge	9
2.3	Stand der Wissenschaft zum Kaskadenmodell	14
2.4	Räumliche Niederschlagsmodellierung	17
2.5	Offene Fragen	20
3	Überblick Gebiet und Daten	23
4	Angewandte und neu entwickelte Methoden	25
4.1	Kaskadenmodell	25
4.1.1	Beschreibung des Kaskadenmodells	25
4.1.2	Parameterschätzung	27
4.1.3	Variantevergleich zum Erreichen einer stündlichen Auflösung	30
4.1.4	Variantevergleich zum Erreichen einer 5-minütigen Auflösung	33
4.2	Implementierung räumlicher Konsistenz	36
4.2.1	Räumliche Kriterien	36
4.2.2	Simulated Annealing	38
4.3	Anwendungen in der Modellierung	43
4.3.1	Niederschlags-Abfluss-Modellierung	43
4.3.2	Urbanhydrologische Modellierung	45
5	Disaggregation von Niederschlagszeitreihen	47
5.1	Disaggregation zu Stundenwerten	47
5.1.1	Verwendete Niederschlagsdaten	47

5.1.2	Validierung der Punktniederschläge	49
5.2	Disaggregation zu Minutenwerten	55
5.2.1	Verwendete Niederschlagsdaten	55
5.2.2	Validierung der Punktniederschläge	57
5.3	Zusammenfassung der Ergebnisse	67
6	Implementierung räumlicher Konsistenz	71
6.1	Gebiete und Daten	71
6.2	Implementierung der räumlichen Kriterien	72
6.3	Validierung der räumlichen Kriterien	75
6.4	Validierung der Gebietsniederschläge	77
6.5	Zusammenfassung der Ergebnisse	81
7	Anwendung disaggregierter Niederschläge in der N-A-Modellierung	83
7.1	Gebiete und Daten	83
7.2	Aufbereitung der stündlichen Gebietsniederschläge	87
7.3	Kalibrierung und Validierung der N-A-Modelle	90
7.4	Einfluss der räumlichen Konsistenz	93
7.5	Einfluss der Stationsdichte	106
7.6	Diskussion der Ergebnisse	111
7.7	Zusammenfassung der Ergebnisse	114
8	Anwendung disaggregierter Niederschläge in der urbanhydrologischen Modellierung	117
8.1	Gebiete und Daten	117
8.2	Einfluss der Anzahl hochauflösender Stationen	119
8.2.1	Methodik	119
8.2.2	Ergebnis	120
8.3	Validierung der räumlichen Kriterien	122
8.4	Validierung der disaggregierten Zeitreihen	126
8.5	Zusammenfassung der Ergebnisse	130
9	Zusammenfassung, Diskussion und Ausblick	133
9.1	Zusammenfassung und Diskussion	133
9.2	Ausblick	137
	Literatur	141

Abkürzungs- und Symbolverzeichnis	158
Abbildungsverzeichnis	163
Tabellenverzeichnis	169
Anhang	171
A Kaskadenparameter der Station Göttingen	173
B Grenzwertermittlung des Pearson'schen Korrelationskoeffizienten	175
C Parameterspannweiten für die N-A-Modellierung	177
D N-A-Modellergebnisse in Abhängigkeit der Stationsanzahl	179

Kapitel 1

Einleitung

Das Ziel der Niederschlagsdisaggregation ist die Erhöhung der zeitlichen Auflösung von Niederschlagszeitreihen. Hochaufgelöste Zeitreihen werden für Bemessungsaufgaben oder als Eingangsdaten für die Niederschlags-Abfluss- (N-A-) oder urbanhydrologische Modellierung benötigt. Derartige Beobachtungszeitreihen sind meist zu kurz oder liegen nur für entfernte Stationen vor. Die Disaggregation langer Tageswertzeitreihen des Niederschlages stellt hierzu eine Alternative dar. Die Motivation für diese Arbeit ist in Kapitel 1.1 dargestellt. Die Zielsetzung sowie deren Schwerpunkte sind in Kapitel 1.2 enthalten.

1.1 Motivation

Der Niederschlag ist ein elementarer Bestandteil des Wasserhaushalts. Der Energiehaushalt der Erde treibt die Evaporation von offenen Wasser- und Bodenflächen sowie die Transpiration durch Pflanzen an, wodurch sich Wasserdampf in der Atmosphäre sammelt (OKE, 2006). Dieser fällt mit einer Niederschlagsmenge von 1040 mm Niederschlag bei globaler Betrachtung aus der Atmosphäre aus, wobei 20 % des Niederschlages über Landflächen fallen (CHOW, 1975). Über verschiedene Wege (Oberflächen-, Zwischen- oder Basisabfluss) wird das Wasser wieder den Meeren zugeführt oder verdunstet über Land.

Der Niederschlag variiert sowohl auf der räumlichen als auch der zeitlichen Skala. So beträgt der Jahresniederschlag in Hamburg 750 mm, in Berchtesgaden jedoch 1500 mm. Die zeitliche Variation ist an den Niederschlagsmengen für München im Sommer (Mai-Oktober) mit 600 mm und im Winter (November-April) mit 350 mm zu erkennen (alle

1. Einleitung

Werte aus BMU (2003)). Diese Variabilität erstreckt sich über mehrere zeitliche als auch räumliche Skalen, wobei mit einer geringeren räumlichen Ausdehnung (z.B. Luv-Lee-Effekte eines Gebirges oder der Windschatten eines einzelnen Gebäudes) auch die zeitliche Dauer eines Ereignisses oder Effektes abnimmt. Die Betrachtung einer feineren zeitlichen Auflösung wird notwendig (wenige Stunden oder Minuten). Je nach Anwendungsbereich muss daher eine korrespondierende räumliche und zeitliche Auflösung des Niederschlages betrachtet werden. Eine Übersicht hydrologischer und meteorologischer Prozesse sowie der zugehörigen Auflösungen ist in Abbildung 1.1 dargestellt.

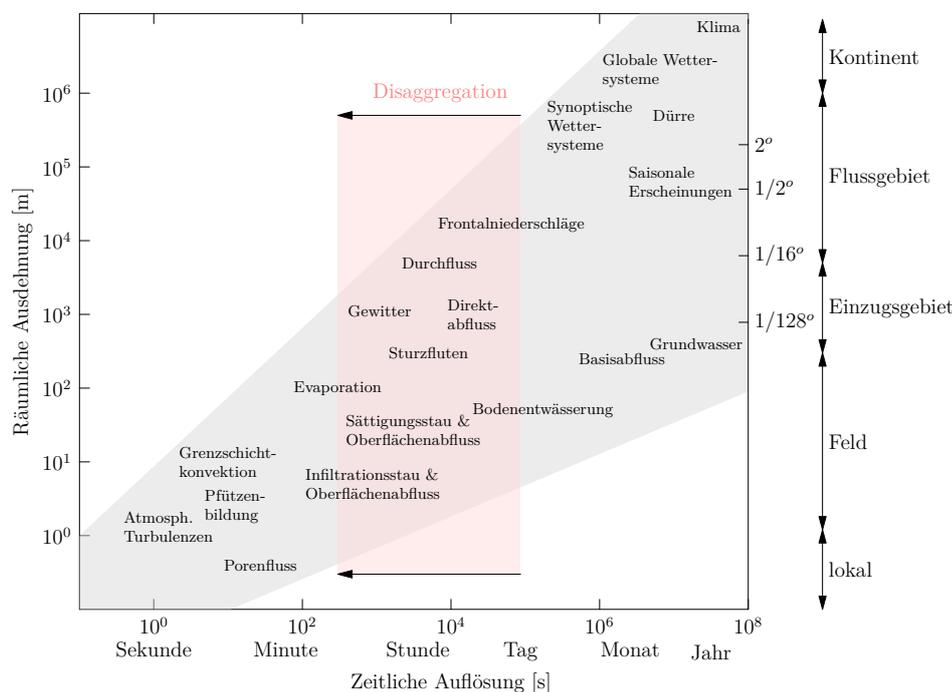


Abbildung 1.1: Zeitliche und räumliche Skalen hydrologischer und meteorologischer Prozesse. Der rote Bereich indiziert die Erhöhung der zeitlichen Auflösung durch die in dieser Untersuchung angewandten Disaggregation. (nach MELSEN *et al.* (2015) basierend auf BRUTSAERT (2005), BLÖSCHL und SIVAPALAN (1995), ORLANSKI (1975), DUNNE (1978), FORTAK (1982) und ANDERSON und BURT (1990) - mit Erlaubnis von L. A. Melsen, verändert)

Der Niederschlag stellt die wichtigste Eingangsgröße für die N-A-Modellierung dar (BEVEN, 2001). Die N-A-Modellierung stellt eine Möglichkeit dar, die abflussrelevanten Prozesse innerhalb eines Einzugsgebietes (EZG) abzubilden. Aus den simulierten Abflussganglinien können die Jahresextrema extrahiert werden und durch Anpassen von Verteilungsfunktionen können für verschiedene Wiederkehrintervalle Bemessungshochwasser ermittelt werden (HOSKING und WALLIS, 1997, PATT, 2001, SALVADORI *et al.*, 2007), welche für die Planung von Talsperren, Poldern und weitere Hochwasserschutzvor-

richtungen nötig sind.

Die benötigte zeitliche Auflösung des Niederschlages hängt von der Reaktionszeit des EZG ab. Für kleine EZG sind Zeitreihen mit Tageswerten nicht ausreichend, da die Reaktion des EZG auf Regenereignisse innerhalb weniger Stunden erfolgt (BEVEN, 2001). Bei einer Verwendung von Tageswerten würden die resultierenden Hochwasserabflüsse und die damit verbundenen Risiken unterschätzt werden. Bei Kanalnetzsimulationen ist aufgrund der geringen Größe der Untersuchungsgebiete und der fehlenden Speicherelemente Boden und Vegetation die Reaktionszeit geringer als bei N-A-Modellierungen im ruralen Raum, sodass die benötigte zeitliche Auflösung feiner ist (BERNE *et al.*, 2004, OCHOA-RODRIGUEZ *et al.*, 2015). Die benötigte Zeitreihenlänge für die Bemessung und Nachweis von Mischwasserentlastungsanlage beträgt 30 Jahre, für Überflutungsprüfungen werden mindestens 60 Jahre benötigt (ROHDE *et al.*, 2014), um Ereignisse mit einem bestimmten Wiederkehrintervall zu simulieren. Die Zeitreihen hochauflösender Niederschlagsmessstationen verfügen oftmals nicht über eine ausreichende Länge und limitieren somit den Modellierungszeitraum. Die auf den Ergebnissen aufbauenden Hochwasserstatistiken sind somit ebenfalls auf einen zulässigen Extrapolationszeitraum begrenzt (MANIAK, 2005). Radarzeitreihen stellen keine Alternative zu den hochaufgelösten Stationszeitreihen dar, da Radardaten in Deutschland flächendeckend erst seit ca. 2001 (BRENDDEL *et al.*, 2015, SCHMITT *et al.*, 2015) zur Verfügung stehen. Die Verwendung von Modellregen bestimmter Dauern und Wiederkehrintervalle, wie diese z. B. aus KOSTRA (DWD, 2005) ableitbar sind, stellt aufgrund der hohen Nicht-Linearität von Niederschlag und Abfluss lediglich einen pragmatischen Ansatz dar.

Auch ist die räumliche Dichte des hochauflösenden Stationsmessnetzes gering. Der Deutsche Wetterdienst (DWD) stellt über das Climate Data Center (CDC) Zeitreihen mit stündlicher Auflösung für ca. 1300 Stationen zur Verfügung, womit eine Station durchschnittlich eine Fläche von 275 km² in Deutschland repräsentiert (DWD-CDC, 2016a). Im Gegensatz dazu existieren ca. 5500 Stationen, welche den Niederschlag mit täglicher Auflösung messen (DWD-CDC, 2016b, Abbildung 1.2). Neben der besseren räumlichen Abbildung (eine Station repräsentiert durchschnittlich 65 km²) existieren für diese Station auch längere Zeitreihen. SAMANIEGO *et al.* (2013) haben z.B. basierend auf den Tageswerten einen deutschlandweiten Datensatz für den Zeitraum 1950-2010 geschaffen.

Das Ziel der Niederschlagsdisaggregation ist die Erhöhung der zeitlichen Auflösung von Tageswertzeitreihen unter der Nutzung von Informationen zeitlich hoch aufgelöster Zeitreihen. Dadurch würde nach der Disaggregation ein Stationsnetz mit einer hohen

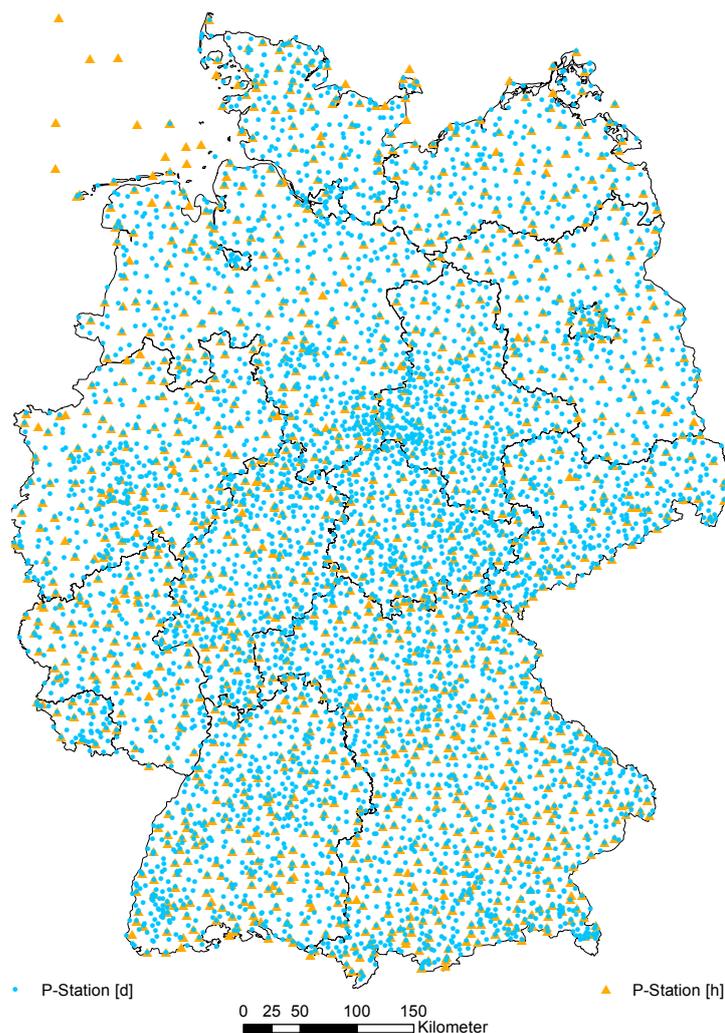


Abbildung 1.2: Räumliche Verteilung der vom DWD-CDC zur Verfügung gestellten Niederschlagsstationen

räumlichen Dichte und mit langen Zeitreihen in der für die jeweilige Anwendung benötigten zeitlichen Auflösung zur Verfügung stehen. Die dafür benötigten Informationen sind abhängig von der Wahl des Disaggregationsmodells (MEHROTRA *et al.*, 2006). Durch die höhere zeitliche Auflösung der disaggregierten Niederschlagszeitreihen ist es u.a. möglich, die Auswirkungen von konvektiven Ereignissen auf den Durchfluss, einsetzenden Oberflächenabfluss oder das Auftreten von Sturzfluten im EZG zu untersuchen (siehe Abbildung 1.1).

Die Disaggregation von Niederschlagszeitreihen aus Klimaszenarien stellt ebenfalls einen wichtigen Anwendungsbereich vor. Diese liegen zumeist als Tages- (u.a. SPEKAT *et al.* (2007)), seltener als Stundenwerte (u.a. JACOB *et al.* (2012)) vor. Durch die Disaggregation dieser Zeitreihen ist eine zukünftige Betrachtung des Abflussgeschehens im

ruralen und urbanen Raum möglich. Auf sich gegebenenfalls verändernde Verhältnisse der Hochwasserquantile oder Abflussmengen kann sich entsprechend vorbereitet werden.

1.2 Zielsetzung und Vorgehen

Das Ziel dieser Arbeit ist es, mittels der Disaggregation von Tagesniederschlägen hochaufgelöste Zeitreihen zu generieren, welche als Eingangsdaten für N-A- oder urbanhydrologische Modellierung genutzt werden können. Nach Auswahl eines geeigneten Disaggregationsmodells wird dieses für Niederschlagsstationen in und um Niedersachsen validiert. Sowohl für die Disaggregation zu Stunden- als auch zu 5 Minuten-Zeitreihen werden zu existierenden Methoden neue Alternativen aufgezeigt und validiert.

Die Schwerpunkte dieser Arbeit sind:

- Disaggregation von Niederschlagszeitreihen : Das ausgewählte Disaggregationsmodell wird hinsichtlich seiner Eignung evaluiert, statistische Ereignis- und Zeitreihencharakteristiken sowie Extremwerte der Niederschlagsintensitäten abzubilden. Für disaggregierte Zeitreihen mit einer stündlichen Auflösung wird ein neuer Ansatz entwickelt. Beobachtete Zeitreihen mit stündlicher Auflösung werden zu Tageswerten aggregiert und anschließend sowohl mit dem neuen als auch mit einem bestehenden Ansatz, welcher als Stand der Wissenschaft angesehen wird, verglichen. Für die Disaggregation zu 5 Minuten-Werten werden drei verschiedene Ansätze entwickelt, welche auf dem Ansatz für Stundenwerte aufbauen. Ein Vergleich mit einem Ansatz aus der Literatur erfolgt analog zu den Stundenwerten.
- Implementierung räumlicher Konsistenz : Die Disaggregation der Zeitreihen erfolgt stationsbasiert ohne Berücksichtigung umliegender Stationen. Nach der Disaggregation liegt keine räumliche Konsistenz der Zeitreihen vor. Unter räumlicher Konsistenz wird ein Niederschlagsverhalten im Raum verstanden, welches sowohl das gleichzeitige Auftreten von Niederschlag als auch die Relationen von Niederschlagsintensitäten innerhalb des Raumes berücksichtigt. Da die Niederschläge durch die Disaggregation „zufällig“ über den Tag verteilt vorliegen, werden die resultierenden Gebietsniederschläge unterschätzt. Es wird eine Methode entwickelt, mit welcher räumliche Niederschlagscharakteristiken durch ein Resampling-Verfahren zwischen

den disaggregierten Zeitreihen implementiert werden können. Diese Methode wird für zwei EZG in Niedersachsen analysiert und mit unterschiedlichen Stationsanzahlen getestet. Für die Berücksichtigung hoher Stationsanzahlen werden verschiedene Implementierungsvarianten umgesetzt und validiert.

- Anwendung in der N – A – Modellierung : Die disaggregierten Zeitreihen auf Stundenwertbasis werden als Eingangsdaten für die kontinuierliche N-A-Modellierung von drei Einzugsgebieten mit unterschiedlichen Charakteristiken (u.a. EZG-Größe, Lage, Höhe) verwendet. Die Kalibrierung der Modelle erfolgt anhand von Sommer- und Winterextremen, des Jahresgangs der mittleren monatlichen Abflüsse sowie der Abflussdauerlinie (ADL). Es wird der Einfluss der räumlichen Konsistenz untersucht, indem drei verschiedene Niederschlagsdatensätze betrachtet werden: disaggregierte Zeitreihen i) ohne Implementierung räumlicher Konsistenz, ii) mit implementierter räumlicher Konsistenz durch die neu entwickelte Methode und iii) mit implementierter überschätzter räumlicher Konsistenz.
- Anwendung in der urbanhydrologischen Modellierung : Die disaggregierten Zeitreihen mit 5-minütiger Auflösung werden als Eingangsdaten für die ereignisbasierte urbanhydrologische Modellierung genutzt. Für ein künstliches Entwässerungssystem werden einerseits der Einfluss des gewählten Disaggregationsansatzes und andererseits der Einfluss der räumlichen Konsistenz (mittels i) und ii), siehe vorheriger Absatz) untersucht.

Die Schwerpunkte finden sich in der Gliederung dieser Arbeit wieder. Eine Übersicht über den Stand der Wissenschaft sowie die darauf aufbauende Modellauswahl erfolgt in Kapitel 2. Das Untersuchungsgebiet wird in Kapitel 3 vorgestellt. Kapitel 4 beinhaltet die angewandten und neu entwickelten Methoden. Die Ergebnisse der Untersuchungen sind analog zu den vorgestellten Schwerpunkten in den Kapiteln 5, 6, 7 und 8 dargestellt. In Kapitel 9 erfolgt eine Zusammenfassung der Ergebnisse und ein Ausblick bezüglich weiterer Forschungsfragen.

Kapitel 2

Stand der Wissenschaft zur Niederschlagsdisaggregation

Das generelle Ziel der Niederschlagsmodellierung ist es, Niederschläge für die verschiedensten Anwendungsfelder der Hydrologie, Wasserwirtschaft oder für verwandte Bereiche bereitzustellen. Die Ursachen hierfür sind entweder fehlende Zeitreihen am Untersuchungsort, die vorhandenen Zeitreihen sind zu kurz und/oder liegen in einer nicht für den jeweiligen Zweck anwendbaren zeitlichen Auflösung vor. Ein möglicher Lösungsansatz für den letzten Punkt stellt die Disaggregation von zeitlich gröber aufgelösten Niederschlagszeitreihen dar. Eine thematische Abgrenzung der vorliegenden Untersuchung erfolgt unter Kapitel 2.1. Unter Kapitel 2.2 wird eine Auswahl bestehender Modelle zur Generierung hochaufgelöster Niederschläge vorgestellt und die Auswahl des in dieser Untersuchung verwendeten Kaskadenmodells begründet. Einen Überblick zum Stand der Wissenschaft bezüglich des Kaskadenmodells erfolgt unter Kapitel 2.3. Für den Übergang von einer punkt- bzw. stationsweisen Niederschlagsgenerierung zu räumlichen Niederschlägen existiert für das Kaskadenmodell keine realitätsnahe Methodik, sodass in Kapitel 2.4 Ansätze weiterer Niederschlagsmodelle vorgestellt werden. Auf diesen Kapiteln aufbauend werden im Kapitel 2.5 aktuell offene Forschungsfragen formuliert.

2.1 Abgrenzung und Begriffsdefinitionen

Für die Erhöhung einer Auflösung werden sowohl die Begriffe Disaggregation als auch Downscaling verwendet. Obwohl Disaggregation zumeist die Erhöhung der zeitlichen Auflösung und Downscaling die Erhöhung der räumlichen (und zeitlichen) Auflösung

bezeichnet, existiert keine zwingende Unterscheidung dieser Begriffe. Es folgen daher Definitionen und Abgrenzungen existierender Begriffe für die weitere Verwendung in dieser Untersuchung.

Beim Downscaling kann zwischen statistischen und dynamischen Methoden unterschieden werden. Zur Abgrenzung beider Methoden werden diese kurz vorgestellt. Beim dynamischen Downscaling werden regionale Klimamodelle (engl. regional climate models = RCM) verwendet, um mittels physikalischer Abbildung der atmosphärischen Prozesse und der Nutzung grobskaliger Modelle (engl. general circulation models = GCM) als Randbedingung hochaufgelöste Klimavariablen zu generieren. Beim statistischen Downscaling werden aus Beobachtungsdaten Eigenschaften bzw. Parameter abgeleitet, welche zur Skalierung verwendet werden können. WILBY und WIGLEY (1997), FOWLER *et al.* (2007) und SHARMA und MEHROTRA (2010) zeigen für beide Ansätze Vor- und Nachteile auf. Im Folgenden werden bezüglich des Downscalings ausschließlich statistische Methoden betrachtet, da diese aus rechentechnischer Sicht sehr effektiv, auf andere Regionen übertragbar und einfach zu implementieren sind. Als nachteilig erweisen sich die hohen Zeitreihenlängen, die für die Kalibrierung der Modelle notwendig sind, die Unterschätzung klimatischer Variabilität (BURTON *et al.*, 2010) und die starke Abhängigkeit von der Wahl der verwendeten Eingangsdaten. Stammen die Eingangsdaten aus zuvor angewandten Modellen (z.B. aus GCM's oder Niederschlagsgeneratoren), ist deren Fehler bei der Auswertung der Downscaling-Ergebnisse zu berücksichtigen. Die statistischen Downscaling-Methoden, welche im Rahmen dieser Untersuchung betrachtet werden, erhöhen ausschließlich die zeitliche Auflösung der Niederschlagszeitreihen.

KOUTSOYIANNIS und LANGOUSIS (2011) verwenden zur Erhöhung der zeitlichen Auflösung sowohl die Begriffe Downscaling als auch Disaggregation, grenzen beide jedoch hinsichtlich ihrer Methodik voneinander ab. Während bei der Disaggregation die Niederschlagsmengen einer gröberen zeitlichen Auflösung (z.B. Tageswerte) als Ausgangspunkt dienen und während des Aufteilungsprozesses exakt erhalten, werden hingegen beim Downscaling zeitliche Verläufe des Niederschlages mit der angestrebten Auflösung generiert anschließend an die Werte der Ausgangszeitreihe skaliert.

Für die weitere Untersuchung wird sich an der Unterscheidung durch KOUTSOYIANNIS und LANGOUSIS (2011) orientiert und die Begriffe Disaggregation und Downscaling wie folgt definiert. Unter Disaggregation wird in dieser Untersuchung die Erhöhung der zeitlichen Auflösung von Niederschlagszeitreihen definiert, wobei die zeitlich grob aufgelösten Zeitreihen als Ausgangspunkt dienen. Durch Aufteilungsprozesse kann ein

exakter Massenerhalt gewährleistet werden. Unter Downscaling werden ausschließlich statistische Methoden zur Generierung einer Zeitreihenstruktur mit anschließender Skalierung an die zeitlich gröber aufgelöste Zeitreihe definiert. Da das Ziel beider Ansätze die Generierung zeitlich hochaufgelöster Zeitreihen darstellt, kann die Disaggregation als vorwärts gerichteter und das Downscaling als rückwärts gerichteter Ansatz betrachtet werden.

2.2 Modellauswahl zur Generierung hochaufgelöster Niederschläge

Zur Generierung hochaufgelöster Zeitreihen aus Tageswerten existiert eine Vielzahl an Disaggregations- und Downscaling-Modellen, von denen an dieser Stelle lediglich die Gruppe der Poisson-Cluster-Modelle, die Fragmentmethode sowie die Modelle auf Basis der Skaleninvarianz vorgestellt werden. Eine Begründung zur Auswahl des Kaskadenmodells als Vertreter der Skaleninvarianzmodelle für die vorliegende Untersuchung erfolgt am Ende dieses Kapitels.

Poisson – Cluster – Modelle

Den Poisson-Cluster-Modellen liegt die Annahme zugrunde, dass das zeitliche Niederschlagsauftreten durch Anhäufungen (engl. cluster) rechteckiger Impulse repräsentiert werden kann (RODRIGUEZ-ITURBE *et al.*, 1987). Die Niederschlagsgenerierung erfolgt in zwei wesentlichen Schritten. Zuerst wird der Beginn eines Niederschlagsereignisses mittels eines Poisson-Prozesses simuliert. Anschließend werden Impulse mit konstanter Intensität und einer bestimmten Dauer generiert. Bezüglich der Anordnung und Verknüpfung dieser Impulse werden zwei Arten von Poisson-Cluster-Modellen unterschieden, die Bartlett-Lewis-Rectangular-Pulse-Modelle (BLRP) und die Neyman-Scott-Rectangular-Pulse-Modelle (NSRP).

Bei BLRP-Modellen (ONOF und WHEATER, 1993) werden Ankunftszeiten (engl. arrival time) einzelner Impulse generiert, bis deren Abfolge eine zuvor ermittelte Ereignisdauer erreicht hat. Zusätzlich wird für jeden Impuls eine Dauer generiert. Eine unabhängig ermittelte Trockendauer schließt sich an, bevor das nächste Ereignis generiert wird

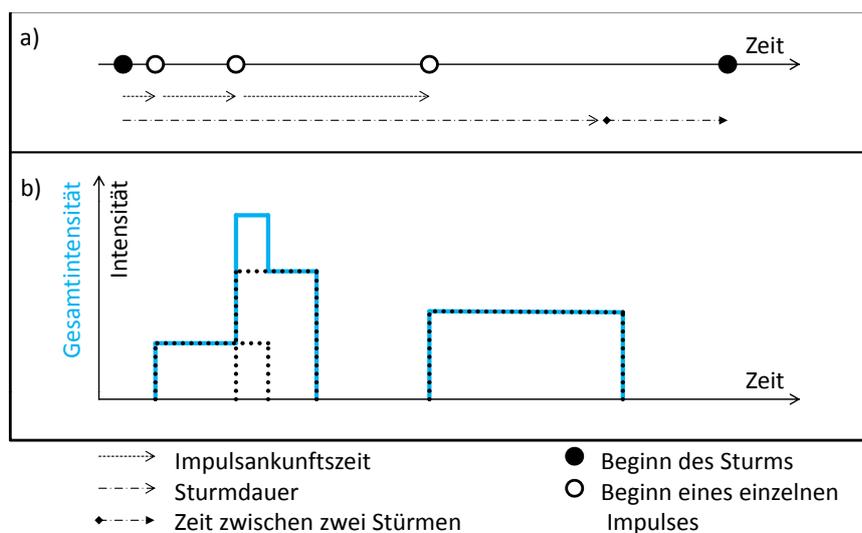


Abbildung 2.1: Methodische Darstellung des BLRP-Modells mit a) der zeitlichen Abfolge der Impulse und b) der resultierenden Intensitäten

(RODRIGUEZ-ITURBE *et al.*, 1988). Bei NSRP-Modellen wird nicht die Abfolge der einzelnen Impulse berücksichtigt, da jedem Impuls eine Ankunftszeit zugeordnet ist, welche sich am Ereignisbeginn orientiert. Sowohl bei BLRP- als auch bei NSRP-Modellen werden sich zeitlich überlappende Impulse aggregiert, wodurch sich die Niederschlagsintensität innerhalb jedes Zeitschrittes ergibt. Dies ist für das BLRP-Modell schematisch in Abbildung 2.1 dargestellt. KOUTSOYIANNIS und ONOF (2001) testen für das BLRP verschiedene Verfahren, um generierte, stündliche Niederschläge ohne Veränderung deren Struktur an Tagessummen einer vorhandenen Niederschlagszeitreihe anzupassen. Damit ist eine Anwendung des Niederschlagsgenerators als Downscaling-Modell möglich. Einen Überblick zu den Entwicklungen beider Modelle geben ONOF *et al.* (2000). COWPERTWAIT *et al.* (2011) verwenden innerhalb des BLRP-Modells keine Rechtecke zur Abbildung der Impulse, sondern variieren die Intensitäten innerhalb eines Impulses, sodass die mittlere Intensität dem eines vergleichbaren Rechteckimpulses entspricht.

Fragmentmethode

Die Fragmentmethode (engl. method of fragments, WESTRA *et al.*, 2012) stellt ein nicht-parametrisches Disaggregationsmodell dar. Hierbei werden für den jeweils zu disaggregierenden Tag einer Station aus den Zeitreihen benachbarter, hochauflösender Stationen Tage mit einer ähnlichen Tagessumme an Niederschlag identifiziert. Hierbei wird auch das (Nicht-) Auftreten von Regen an vorherigen und folgenden Tag berücksich-

tigt. Um Saisonalitäten zu berücksichtigen, kann der Suchzeitraum auf z.B. ± 15 Tage beschränkt werden. Die Tage, welche die zuvor genannten Kriterien erfüllen werden entsprechend ihrer Abweichungen von der Tagessumme des zu disaggregierenden Tages sortiert und zufällig mit einer Wahrscheinlichkeit nach LALL und SHARMA (1996) und MEHROTRA *et al.* (2006) zur Disaggregation genutzt.

Modelle auf Basis der Skaleninvarianz

Unter Skaleninvarianz wird die Selbstähnlichkeit von Strukturen auf verschiedenen räumlichen oder zeitlichen Skalen betrachtet. Bekannte Beispiele aus der Natur sind z.B. die räumliche Struktur von Schwämmen, die geometrische Form von Wolkenoberflächen und von Schneeflocken sowie Küstenlinien als fraktale Kurven (BEHR, 1993). Basierend auf Beobachtungen von Verwirbelungen (engl. eddies) in der Turbulenztheorie, welche ebenfalls eine Selbstähnlichkeit aufweisen, hat MANDELBROT (1974) die multiplikativen Kaskadenmodelle entwickelt. Im Bereich der Niederschlagsdisaggregation können Kaskadenmodelle durch grundlegende Arbeiten von SCHERTZER und LOVEJOY (1987), MARSHAK *et al.* (1994) und MENABDE *et al.* (1997) sowohl zur Erhöhung der räumlichen (u.a. GUPTA und WAYMIRE, 1993, RUPP *et al.*, 2011) als auch der zeitlichen Auflösung (OLSSON, 1998, OLSSON und BERNDTSSON, 1998, RUPP *et al.*, 2009, SERINALDI, 2010, JEBARI *et al.*, 2012) angewandt werden.

Eine Unterteilung der Kaskadenmodelle ist nach verschiedenen Kriterien möglich (SCHERTZER und LOVEJOY, 2011). Bezüglich des Massenerhaltes wird zwischen kanonischen und mikrokanonischen Kaskadenmodellen unterschieden. Bei mikrokanonischen Kaskadenmodellen wird das Niederschlagsvolumen eines Zeitschrittes exakt über alle Disaggregationsstufen hinweg erhalten. Durch eine Aggregation der so generierten Zeitschritte kann der ursprüngliche Zeitschritt exakt reproduziert werden (über alle Aggregationsstufen hinweg). Mikrokanonische Kaskadenmodell zählen daher zu den Disaggregationsmodellen. Da bei kanonischen Modellen das Niederschlagsvolumen lediglich als Mittelwert erhalten bleibt (LOMBARDO *et al.*, 2012), zählen diese zu den Downscaling-Methoden. Für die Erhöhung der zeitlichen Auflösung mittels eines Kaskadenmodells wird z.B. der Tageswert einer Station in z.B. zwei feinere Zeitschritte gleicher Dauer aufgeteilt. Die für die Generierung von nassen und trockenen, feinen Zeitschritten aus einem gröberen, nassen Zeitschritt benötigten Parameter können direkt aus der Aggregation von Beobachtungsdaten geschätzt (CARSTEANU und FOUFOULA-GEORGIOU, 1996, GÜNTNER *et al.*, 2001, LISNIAK *et al.*, 2013) oder mittels theoretischer Verteilungsfunktionen generiert werden,

welche zuvor an Beobachtungsdaten angepasst wurden (RUPP *et al.*, 2009, LICZNAR *et al.*, 2011a, LICZNAR *et al.*, 2011b).

Modellvergleich und –auswahl

PUI *et al.* (2012) haben in einer Untersuchung für Australien ein BLRP, ein kanonisches und ein mikrokanonisches Kaskadenmodell und die Fragmentmethode untersucht. Letztere bildet die in der Untersuchung verwendeten Niederschlagscharakteristiken am besten ab. Die Autoren weisen allerdings daraufhin, dass die Fragmentmethode durch die Verwendung beobachteter Tagesgänge einen wesentlichen Vorteil gegenüber den anderen Modellen hat. Das mikrokanonische Kaskadenmodell führt zu einer Überschätzung der Niederschlagsextreme, jedoch führen PUI *et al.* (2012) dies auf die Wahl der verwendeten Verteilungsfunktion zurück. Die Unterschätzung der Autokorrelation (lag-1) ist geringer als beim kanonischen Kaskadenmodell, das BLRP führt für alle Stationen zu Überschätzungen.

In Deutschland existiert ein sehr dichtes Messnetz an Tageswertstationen. Allein der Deutsche Wetterdienst (DWD) betreibt ca. 5500 Messstationen mit zumeist sehr langen, kontinuierlich vorliegenden Zeitreihen. SAMANIEGO *et al.* (2013) verwenden z.B. den Zeitraum 1950-2010 zur Nutzung dieser Stationen. Eine Verwendung dieser Beobachtungsdaten gegenüber künstlich generierten Niederschlagswerten hat den Vorteil, dass außer quantitativ erfass- und korrigierbaren Messfehlern (RICHTER, 1995, SEVRUK, 2004) keine zusätzlichen Fehler durch Modellannahmen entstehen. Die Konservierung der beobachteten Tagesniederschläge ist daher ein entscheidender Vorteil der Disaggregationsmodelle.

Die Fragmentmethode zeichnet sich in der Untersuchung von PUI *et al.* (2012) durch ihre gute Repräsentation der Beobachtungswerte aus. Allerdings ist dies durch die Verwendung gleicher Perioden für die Ermittlung der relativen Tagesgänge und für die Disaggregation zu begründen. Eine Beurteilung mittels z.B. Kalibrierungs- und Validierungszeitraum findet nicht statt. Die Beschränkung auf beobachtete Tagesgänge stellt eine starke Einschränkung der Methode dar, da einerseits die Anzahl an möglichen Tagesgängen limitiert ist und andererseits die Berücksichtigung von Klimaveränderungen nicht gegeben ist. Letztere beeinflussen jedoch das Niederschlagsverhalten (HUNDECHA und BÁRDOSSY, 2005, HABERLANDT *et al.*, 2010) und damit auch die Niederschlagsverläufe innerhalb eines Tages.

Mittels des mikrokanonischen Kaskadenmodells kann eine Vielzahl möglicher, hochaufge-

löster und kontinuierlicher Niederschlagszeitreihen generiert werden. Ein weiterer Vorteil des Kaskadenmodells ist die Parameterschätzung. Die Parameter können direkt aus der Aggregation von hochaufgelösten Beobachtungsdaten erfolgen (CARSTEANU und FOUFOULA-GEORGIU, 1996), auch wenn diese zumeist nur für kürzere Zeitreihen oder benachbarte Stationen vorliegen. BÜRGER *et al.* (2014) erzielen durch eine Kopplung der Modellparameter an die Tagesmitteltemperatur des jeweils zu disaggregierenden Tages eine Möglichkeit, sich verändernde Klimabedingungen in den Modellparametern zu berücksichtigen. Desweiteren wurde das Kaskadenmodell bereits erfolgreich in Deutschland angewandt (z.B. LICZJAR *et al.* (2011b), BLUMENSAAT *et al.* (2012), THOBER *et al.* (2014), BÜRGER *et al.* (2014) und HABERLANDT und RADTKE (2014)). Durch einen weltweiten Einsatz kann zusätzlich auf eine Vielzahl an bisherigen Ergebnissen aufgebaut werden (Europa: OLSSON und BERNDTSSON (1998), GÜNTNER *et al.* (2001), ONOF *et al.* (2005), PAULSON und BAXTER (2007), LICZJAR *et al.* (2011a), LICZJAR *et al.* (2011b), PASCHALIS *et al.* (2012); Australien: SIVAKUMAR und SHARMA (2008), PUI *et al.* (2012), PASCHALIS *et al.* (2014a); Afrika: JEBARI *et al.* (2012); Südamerika: GÜNTNER *et al.* (2001), Nordamerika: PASCHALIS *et al.* (2014a)).

Die Modelle führen in Abhängigkeit von den klimatischen Bedingungen der Region und der Art der Anwendung, für welche die Methoden untersucht wurden, zu unterschiedlichen qualitativen Ergebnissen. Es existiert kein Modell, welches für jeden Anwendungsbereich regionsunabhängig alle anderen Modelle übertrifft. Die Modellauswahl erfolgt a priori nach den zur Verfügung stehenden Daten, dem Anwendungsbereich und den dem Modell zu Grunde liegenden Annahmen. Darauf basierend wird in dieser Untersuchung ein mikrokanonisches Kaskadenmodell nach OLSSON (1998) verwendet. Die Modellauswahl basiert zusammengefasst auf den folgenden Eigenschaften:

- Als Ausgangspunkt können beobachtete Tageswertzeitreihen des Niederschlages verwendet werden, welche in Deutschland mit einer hohen Stationsdichte und langen Zeitreihen zur Verfügung stehen. Die beobachteten Tagessummen des Niederschlages bleiben durch den mikrokanonischen Modellansatz exakt erhalten. Es finden keine Veränderungen durch Skalierungen statt.
- Die Parameter des Kaskadenmodells können direkt aus beobachteten, hochaufgelösten Zeitreihen geschätzt werden (CARSTEANU und FOUFOULA-GEORGIU, 1996). Es treten keine Unsicherheiten durch ungenaue oder subjektiv geschätzte Parameter auf.

- Mittels des Kaskadenmodells ist es möglich, eine beliebige Anzahl möglicher Realisationen hochaufgelöster Zeitreihen zu generieren. Es resultiert keine Limitation durch Beobachtungswerte.
- Kaskadenmodelle werden in Deutschland bereits erfolgreich zur Niederschlagsdisaggregation eingesetzt. Dadurch können bisherige Ergebnisse als Basis für Weiterentwicklungen und für Modellvalidierungen genutzt werden.
- Durch eine mögliche Kopplung der Modellparameter an die Temperatur können Klimaveränderungen im Modell berücksichtigt werden (BÜRGER *et al.*, 2014).

Im folgenden Kapitel erfolgt eine Übersicht des aktuellen Stands der Wissenschaft zum Kaskadenmodell.

2.3 Stand der Wissenschaft zum Kaskadenmodell

Im Folgenden wird auf den Stand der Wissenschaft zum Kaskadenmodell eingegangen. In Kapitel 2.2 wurde bereits die Unterteilung in kanonische und mikrokanonische Kaskadenmodelle diskutiert, welche sich in der Art der Erhaltung der Masse bzw. des Niederschlagsvolumens unterscheiden.

Eine zweite mögliche Einteilung richtet sich nach der Skalenabhängigkeit der Parameter. Unter Annahme der Skaleninvarianz wird der gleiche Satz an Kaskadenmodellparametern für alle Disaggregationsschritte (z.B. 24 h zu 12 h und 10 min zu 5 min) verwendet. Die Parameter für die Disaggregation von Tageswertzeitreihen können hierbei durch Aggregation dieser Zeitreihen zu zeitlichen Auflösungen von 2, 4, 8, usw. Tagen geschätzt werden. Die Skaleninvarianz ist aber oftmals nur über gewisse zeitliche Auflösungen gegeben. OLSSON (1998) zeigt, dass sich die Parameter, welche bei einer zeitlichen Auflösung <1 h geschätzt werden, stark von denen unterscheiden, welche oberhalb dieser Grenze geschätzt werden. Eine zuverlässige Parameterschätzung erscheint bis zu einer Auflösung von 1.4 d möglich, wobei diese Auflösung aus der Aggregation hochaufgelöster Zeitreihen resultiert. Die Untersuchungen von GÜNTNER *et al.* (2001) bestätigen diesen Skalenbereich. RUPP *et al.* (2009) haben durch die Verwendung skalenabhängiger Parameter innerhalb dieses Bereiches nur geringfügige Verbesserungen erzielt. VENEZIANO *et al.* (2006) geben in ihrem Überblick zu Multifraktalen und Extremen einen generellen Anwendungsbereich von ca. einer Stunde bis zu mehreren Tagen an, welcher durch eine Vielzahl an Literaturstellen hinterlegt ist. Dieser Bereich kann als Ereignis innerhalb einer Großwetterlage betrachtet

werden. In zeitlich höher aufgelösten Bereichen dominieren kleinskaligere Prozesse den Niederschlagsverlauf, während bei Auflösungen gröber als ein oder mehrere Tage z.B. der Verlauf von Großwetterlagen einen entscheidenden Einfluss auf die Parameter nimmt (siehe Abbildung 1.1). Bei einer Anwendung innerhalb eines skaleninvarianten Bereiches kann ein ungebundenes (engl. unbounded) Kaskadenmodell verwendet werden, wobei der gleiche Parametersatz über alle Aggregationsschritte geschätzt und für alle Disaggregationsschritte angewandt wird. Liegt keine Skaleninvarianz vor, werden gebundene (engl. bounded) Kaskadenmodelle verwendet. Hierbei existiert für jeden Aggregations- bzw. Disaggregationsschritt ein eigener Parametersatz. Für eine generelle Diskussion der Skalenabhängigkeit der Parameter wird auf SERINALDI (2010) verwiesen.

Für gebundene Kaskadenmodelle können die Parameter an einer benachbarten Station geschätzt werden, welche über die gewünschte zeitliche Auflösung verfügt (KOUTSOYIANIS *et al.*, 2003). BLUMENSAAT *et al.* (2012) haben in ihrer Untersuchung für Dresden jeweils die Kaskadenmodellparameter einer Station zur Disaggregation einer benachbarten Station verwendet. Die Ergebnisse zeigen nur geringe Unterschiede über mehrere Disaggregationslevel, sodass die Schätzung der Parameter mithilfe einer benachbarten Station möglich erscheint.

In mehreren Untersuchungen von z.B. BUISHAND (1977), OLSSON (1998), GÜNTNER *et al.* (2001), RUPP *et al.* (2009) und MÜLLER und HABERLANDT (2015) wurde gezeigt, dass diese Parameter abhängig von der Position und des Niederschlagsvolumens des jeweiligen Zeitschrittes sind. Zur Berücksichtigung dieser Abhängigkeiten existieren verschiedene Ansätze. Als Positionen werden von OLSSON (1998) und GÜNTNER *et al.* (2001) für die Disaggregation innerhalb einer Zeitreihe unterschieden: beginnende (engl.: starting position), eingeschlossene (enclosed), endende (ending) und isolierte (isolated) Zeitschritte. Ein startender Zeitschritt ist z.B. von einem vorherigen regenfreien Zeitschritt und einem nassen Zeitschritt umgeben. Es werden zwei Volumenklassen verwendet, wobei diese für jede Positionsklasse existieren. THOBER *et al.* (2014) hingegen verwenden für die Disaggregation von Monatswerten zu Tageswerten bis zu 19 Volumenklassen, jedoch findet aufgrund der groben zeitlichen Auflösung keine Differenzierung in Positionsklassen statt. RUPP *et al.* (2009) verwenden eine auf den Intensitäten der jeweiligen Zeitreihen aufbauende Anzahl an Volumenklassen. Diese variiert bei Betrachtungen von 2.7 d bis zu stündlich aufgelösten Zeitreihen zwischen 10 und 12 Volumenklassen. Die Berücksichtigung der Volumenklassen als Modellerweiterung zeigt in der Untersuchung von RUPP *et al.* (2009) eine wesentliche Verbesserung im Vergleich zur Verwendung gebundener Kaskadenmodelle.

Für die Disaggregation werden Verteilungsfunktion benötigt, um das Niederschlagsvolumen eines groben Zeitschrittes auf zwei feinere Zeitschritte zu verteilen. Hierfür wurde die Anpassung mehrerer theoretischer Verteilungsfunktionen untersucht. LICZNAR *et al.* (2011a) haben die Eignung von Beta-Verteilungen untersucht, die das Verhalten der empirischen Verteilungen jedoch nicht gut widerspiegeln konnten. In einer Folgestudie (LICZNAR *et al.*, 2015) wurde ein neuer Verteilungstyp vorgestellt, mit welchem die Abbildung der empirischen Verteilungen sehr gut gelingt. Diese sogenannte 2N-B-Verteilung setzt sich aus zwei verschiedenen Normalverteilungen und einer Beta-Verteilung zusammen. Allerdings ist dieser Verteilungstyp mit sieben Parametern für jeden Disaggregationsschritt sehr parameterreich. LISNIAK (2011) hat Weibull-Verteilungen für zwei Stationen in Sachsen angepasst, wobei auch hier für verschiedene empirische Verteilungen die Anpassung nur mäßig gelingt. In einer weiterführenden Studie verwenden LISNIAK *et al.* (2013) ausschließlich empirische Verteilungsfunktionen. GÜNTNER *et al.* (2001) gehen aufgrund der rein visuellen Unterschiede der empirischen Verteilungsfunktionen davon aus, dass eine gute Anpassung einer theoretischen Verteilungsfunktion nicht funktionieren kann und verwenden ebenfalls empirische Verteilungsfunktionen.

Die Anzahl an feineren Zeitschritten, welche aus einem gröberen Zeitschritt resultieren, wird durch die Verästelungsnummer b (engl. branching number) bestimmt. Für die meisten Untersuchungen wird eine Verästelungsnummer $b=2$ verwendet. Für die Disaggregation von Tageswertzeitreihen zur Eingangsdatengenerierung für z.B. N-A-Modellierung können somit nur zeitliche Auflösungen von 1.5 h oder 0.75 h erreicht werden. Für eine Vielzahl an N-A-Modellen wird jedoch eine stündliche Auflösung der Eingangsdaten benötigt. GÜNTNER *et al.* (2001) teilen die Niederschlagsvolumina bei einer zeitlichen Auflösung von 0.75 h uniform auf drei Zeitintervalle mit je 0.25 h auf. Anschließend werden jeweils vier sich nicht-überlappende Intervalle zu Stundenwerten zusammengefasst. LISNIAK *et al.* (2013) verwenden $b=3$ im ersten Disaggregationsschritt, wodurch eine zeitliche Auflösung von 8 h und weiterführend mit $b=2$ Auflösungen von 4, 2 und 1 h erreicht werden. Die Aufteilung im ersten Disaggregationsschritt erfolgt über mehrere Verteilungsfunktionen und ist daher sehr parameterreich. Für den betrachteten Kalibrierungszeitraum führte dieser Ansatz in Kombination mit einer Großwetterlagen-abhängigen Parameterschätzung zu einer Verbesserung der Disaggregationsergebnisse, jedoch nicht für den Validierungszeitraum.

Für weitere Anwendungen wie z.B. in der Urbanhydrologie werden mitunter Zeitreihen mit Auflösungen von 5 Minuten oder feiner benötigt (OCHOA-RODRIGUEZ *et al.*, 2015). Mit einer Verästelungsnummer $b=2$ können, ebenfalls ausgehend von Tageswerten, zeitliche Auflösungen von z.B. 5.625 min erreicht werden. Für eine Vielzahl an Modellen ist diese Auflösung der Eingangsdaten ebenfalls ungeeignet. In ihren Untersuchungen verwenden MOLNAR und BURLANDO (2005), MOLNAR und BURLANDO (2008), PASCHALIS *et al.* (2014a), LICZNAR *et al.* (2011a), LICZNAR *et al.* (2011b) und LICZNAR *et al.* (2015) multiplikative Kaskadenmodelle, um Zeitreihen mit einer Auflösung von 1280 min zu 5 min-Werten zu disaggregieren. Durch die positive Validierung der Ergebnisse erscheint eine Verwendung des Kaskadenmodells zur Tageswertdisaggregation für die urbane Hydrologie sinnvoll.

2.4 Räumliche Niederschlagsmodellierung

Die Niederschlagsgenerierung an mehreren Orten stellt eine besondere Herausforderung bei der Niederschlagsmodellierung dar, da neben des zeitlichen Verlaufs einzelner Stationen auch deren räumlicher Zusammenhang berücksichtigt werden muss. Für das ausgewählte mikrokanonische Kaskadenmodell existiert keine Methodik, mittels der eine Disaggregation an mehreren Stationen unter Bewahrung der räumlichen Konsistenz möglich ist. Für andere Niederschlagsmodelle existieren jedoch bereits Methoden bzw. Ansätze zur Erzeugung räumlicher Niederschlagsstrukturen. Eine Auswahl wird im Folgenden aufgezeigt und diskutiert, wobei auch Methoden aufgezeigt werden, welche nicht im Zusammenhang mit Disaggregations- oder Downscaling-Methoden stehen.

Bei *Poisson – Cluster – Modellen* kann die räumliche Niederschlagsgenerierung bereits bei der Zeitreihengenerierung (COX und ISHAM, 1988, COWPERTWAIT, 1995, LEONARD *et al.*, 1996) oder als nachträglicher Schritt erfolgen (SEGOND *et al.*, 2007, TARPANELLI *et al.*, 2012).

COX und ISHAM (1988) erweitern das BLRP-Punktmodell zu einem räumlichen Modell. Zusätzlich zu den bereits in Kapitel 2.2 erwähnten Variablen der Dauer und der Intensität der Rechteckimpulse werden unabhängig davon die räumlichen Ausdehnungen der Impulse generiert. Die räumliche Ausdehnung wird vereinfacht als Kreis angenommen, sodass diese durch dessen Radius repräsentiert ist. Zusätzlich wird angenommen, dass sich

alle Impulse während eines Ereignisses (bzw. Clusters) mit einer gleichen, konstanten Geschwindigkeit bewegen, welche eine weitere Zufallsvariable darstellt. Jeder neue Impuls während eines Sturms wird am jeweils aktuellen Mittelpunkt des Sturms generiert.

In Anlehnung an das NSRP-Modell führt COWPERTWAIT (1995) eine weitere Möglichkeit zur räumlichen Niederschlagsgenerierung ein. Die räumliche Ausdehnung des Niederschlags wird ebenfalls mittels Kreisflächen umgesetzt, deren Radius eine zusätzliche Variable in der Generierung darstellt (BORDOY und BURLANDO, 2014). Im Gegensatz zu COX und ISHAM (1988) findet jedoch keine Bewegung des Ereignisses statt. An einem zufällig bestimmten Ort werden während der Ereignisdauer analog zum NSRP-Modell Impulse generiert. Die Auswahl der Orte erfolgt unabhängig von der Generierung der weiteren Variablen. COWPERTWAIT (1995) erreicht durch die Generierung der Impulse an einem fixen Ort eine bessere Clusterung und damit eine bessere Abbildung des Niederschlagsverhaltens als bei sich bewegendem Ereignissen (COX und ISHAM, 1988). LEONARD *et al.* (1996) führen zusätzlich eine räumliche Begrenzung der generierten Impulse ein, um unrealistische Ausmaße der generierten Ereignisse zu vermeiden.

Den relativen Tagesgang zur Erzeugung räumlicher Strukturen nutzen SEGOND *et al.* (2007). Der Disaggregation einer Tageswertzeitreihe an einer Masterstation mittels des BLRP-Ansatzes (KOUTSOYIANNIS und ONOF, 2001) folgt der Übertrag der relativen Tagesgänge dieser Station auf alle weiteren Stationen im Untersuchungsgebiet, die Tagesniederschläge aufweisen. Dadurch fällt Niederschlag nicht oder gleichzeitig an allen Stationen.

TARPANELLI *et al.* (2012) generieren mittels eines NSRP-Modells räumlich voneinander unabhängige Niederschlagszeitreihen. Die räumliche Konsistenz der Niederschläge wird mittels des Korrelationskoeffizienten nach Pearson beschrieben, der für alle Stationen aus Beobachtungsdaten ermittelt und in einer Matrix zusammengefasst wird. Mithilfe eines auf Matrizen basierenden Verfahrens nach IMAN und CONOVER (1982) werden die Zeitschritte einer generierten Niederschlagszeitreihe ausgetauscht, bis sich eine Korrelationsmatrix ähnlich der aus den Beobachtungsdaten abgeleiteten Matrix ergibt. Die Matrix enthält hierbei nur Ränge, basierend auf den beobachteten Niederschlagsintensitäten.

Bezüglich der angestrebten räumlichen Anwendung der disaggregierten Niederschläge weisen SCHLEISS *et al.* (2014) darauf hin, dass bei Poisson-Cluster-Modellen die Häufigkeiten und Dauern von Trockenperioden über mehrere Zeitebenen schlecht wiedergegeben werden können. Außerdem ist die Parameterschätzung bei Berücksichtigung mehrerer

Standorte schwierig, weswegen deren Nutzung für räumliche Niederschlagsgenerierung nicht zu empfehlen ist.

Einen weiteren Ansatz stellt die räumliche Niederschlagsgenerierung nach WILKS (1998) dar. Für jedes Stationspaar wird die räumliche Korrelation bezüglich des Auftretens und der Menge an Niederschlag ermittelt. Aus den einzelnen Werten der räumlichen Korrelation werden zwei Matrizen gebildet, mit welchen räumlich korrelierte Zufallszahlen generiert werden können. Die eigentliche Niederschlagsgenerierung besteht hierbei aus zwei Schritten. Im ersten Schritt wird mittels einer Markov-Kette (GABRIEL und NEUMANN, 1962) eine Zeitreihe mit Informationen über das Auftreten von Niederschlag (0-kein Regen, 1-Regen) generiert. Die Volumina zu jedem nassen Zeitschritt werden in einem zweiten Zeitschritt mittels einer Exponentialverteilung generiert. Für beide Schritte der Niederschlagsgenerierung, welche parallel für alle Stationen erfolgt, werden Zufallszahlen benötigt, welche zuvor räumlich korreliert generiert wurden. Mit dieser Methode ist es möglich, räumlich korrelierte Niederschlagsfelder zu generieren (QUIAN *et al.*, 2002, MEHROTRA *et al.*, 2006, BRISSETTE *et al.*, 2007). Alternativ zu dem bivariaten Ansatz (Betrachtung der räumlichen Korrelationen ausschließlich für Stationspaare) schlagen BRISSETTE *et al.* (2007) einen multivariaten Ansatz vor, um die räumlichen Strukturen des Niederschlages besser abbilden zu können.

BÁRDOSSY und PEGRAM (2015) stellen eine Methode zur Disaggregation von Tageswerten mittels Copulas vor, mit welcher auch räumliche Niederschlagsfelder generiert werden können. Räumliche und zeitliche Korrelationen werden aus hochaufgelösten Beobachtungszeitreihen der Niederschläge abgeleitet und mittels einer Gaußschen Copula beschrieben. Basierend auf der räumlichen Verteilung der Tagesniederschläge und des räumlichen Musters trockener Zeitintervalle (ebenfalls aus hochaufgelösten, beobachteten Zeitreihen) werden eine Vielzahl an räumlichen Feldern möglicher Niederschlagstagesverläufe geschaffen, welche alle die Bedingung erfüllen, dass die beobachteten Tagesniederschlagsmengen erhalten bleiben.

Einen empirischen, parameterfreien Ansatz für die räumliche und zeitliche Disaggregation liefern DOMINGUEZ-MORA *et al.* (2014). Für jede Station werden zunächst die größten Niederschlagsereignisse einer Zeitreihe ausgewählt und das absolute Niederschlagsvolumen jedes Ereignisses ermittelt. Für alle weiteren Stationen, welche ebenfalls disaggregiert werden sollen, werden die parallel stattfindenden Zeitschritte des Niederschlagsereignisses analysiert und relativ zu dem der betrachteten Station ermittelt. Durch die Betrachtung unterschiedlicher Niederschlagsereignisse stehen somit mehrere Datensätze zur Verfügung, die

relative Tagesgänge für alle Stationen allein in Abhängigkeit des Ereignisvolumens an einer Station enthalten. Durch die Generierung von Ereignisvolumina an dieser Station können für alle Stationen hochaufgelöste Niederschlagszeitreihen ermittelt werden, indem zufällig einer der zuvor ermittelten Datensätze ausgewählt wird. Ein Vorteil dieser Methode ist, dass die resultierenden räumlichen Muster zuvor beobachtet wurden und damit realitätsnah sind. Dies stellt zeitgleich einen Nachteil dar, da die Anzahl an beobachteten Ereignissen und somit der räumlichen Muster limitiert ist. Die ausschließliche Betrachtung von Ereignissen stellt einen weiteren Nachteil dar, da somit keine Anwendung für eine kontinuierliche Zeitreihendisaggregation möglich ist.

Die Niederschlagsdisaggregation mittels eines mikrokanonischen Kaskadenmodells kann sowohl räumlich als auch zeitlich erfolgen. Die räumliche Disaggregation ist nur möglich, wenn die zu disaggregierenden Zeitreihen als Flächendaten (Rasterdaten) vorliegen bzw. generiert wurden (GUPTA und WAYMIRE, 1993, JOTHITYANGKON *et al.*, 2000, RUPP *et al.*, 2011). Auch eine Kombination aus räumlicher und zeitlicher Disaggregation ist in diesem Fall möglich (VENEZIANO und LANGOUSIS, 2010). Aus einem räumlich grob aufgelösten Rasterfeld (mit der Seitenlänge a) werden zumeist vier kleinere Rasterfelder (mit der Seitenlänge $a/2$) generiert.

Für eine Disaggregation von Punktdaten (Stationszeitreihen) existiert bisher keine Methode, räumliche Niederschlagsmuster zu erzeugen bzw. räumliche Niederschlagscharakteristiken mittels des Kaskadenmodells abzubilden. HABERLANDT und RADTKE (2014) umgehen dieses Problem, indem der relative Tagesgang der niederschlagsreichsten Station eines Tages nach der Disaggregation auf alle weiteren Stationen übertragen wird. Dadurch findet an jeder Station gleichzeitig (kein) Niederschlag statt. Durch diese bewusste Überschätzung der räumlichen Konsistenz wird zumindest eine Unterschätzung von Gebietsniederschlägen vermieden.

2.5 Offene Fragen

Basierend auf dem Stand der Wissenschaft ergeben sich offene Fragen, welche an dieser Stelle formuliert werden. Zusätzlich wird angegeben, wie diese Fragen in der Arbeit aufgegriffen werden.

Ein Schwachpunkt des Kaskadenmodells stellen die möglichen zeitlichen Auflösungen der disaggregierten Niederschlagszeitreihen dar. Für die meisten Niederschlags-Abfluss-Modelle werden Zeitreihen mit stündlicher Auflösung als Eingangsdaten benötigt, jedoch

verfügen die disaggregierten Zeitreihen über Auflösungen von 90 Minuten bzw. 45 Minuten. Es existiert eine Möglichkeit zur Transformation dieser zeitlichen Auflösung (Diversio nach GÜNTNER *et al.* (2001)), jedoch wurde diese für andere Klimaregionen entwickelt. Es wird hinterfragt, ob mit dieser Transformation hochaufgelöste Niederschlagszeitreihen generiert werden können, deren statistischen Eigenschaften mit den Beobachtungswerten übereinstimmen. Innerhalb dieser Arbeit wird die Diversio für die Disaggregation von Tageswerten in Niedersachsen validiert und mit einem in dieser Arbeit entwickelten Ansatz (Uniform Splitting) verglichen, welcher stärker an die Modellstruktur des Kaskadenmodells angelehnt ist.

Für urbanhydrologische Anwendungen werden Zeitreihen mit Auflösungen von 5 oder 10 Minuten benötigt, die ebenfalls nicht direkt mittels des Kaskadenmodells generiert werden können. In dieser Arbeit werden hierfür drei neue Methoden vorgestellt und mit einem bestehenden Ansatz (z.B. MOLNAR und BURLANDO (2005)) verglichen. Diese drei Methoden sind Erweiterungen des Uniform Splittings, sodass mittels eines Modells mehrere praktikable zeitliche Auflösungen generiert werden können.

Unabhängig von den unterschiedlichen Ansätzen stellt das Kaskadenmodell ein Punktmodell dar. Die Disaggregation wird jeweils nur für die Zeitreihe einer Station durchgeführt, unabhängig von dem Niederschlagsverlauf an benachbarten Stationen. Dies führt zu realitätsfernen räumlichen Niederschlagsmustern, wenn z.B. Niederschlag bei nah beieinander liegenden Stationen zu verschiedenen Zeitpunkten eines Tages fällt. Obwohl das Kaskadenmodell weltweit eingesetzt wird, existiert bisher keine Methode, wie räumliche Konsistenz der beobachteten Tageswerte des Niederschlages während der Disaggregation erhalten bleiben oder nachträglich implementiert werden kann. In Kapitel 2.4 sind verschiedene bei anderen Modellen genutzte Methoden dargestellt, um räumlich konsistente Niederschläge zu generieren. Basierend auf diesen Ideen wird ein Ansatz entwickelt, mit welchem räumliche Konsistenz der Niederschläge nach der Disaggregation in die hoch aufgelösten Zeitreihen implementiert werden kann. Dieser Ansatz ist für jede zeitliche Auflösung anwendbar und kann auf andere Niederschlagsmodelle übertragen werden.

Kapitel 3

Überblick Gebiet und Daten

In Kapitel 3 wird ein Überblick zu Lage und Klima des Untersuchungsgebietes Niedersachsen gegeben. Die geographische Lage Niedersachsens (47164 km²) sowie die durchschnittlichen Jahresniederschlagshöhen können Abbildung 3.1 entnommen werden.

Das Untersuchungsgebiet gliedert sich orographisch in drei Regionen, den Harz als Mittelgebirge im südlichen Teil mit Höhen bis zu 1141 m, die Küstengebiete an der Nordsee im nördlichen Teil und von diesen beiden eingeschlossen das Gebiet der Lüneburger Heide. Die Jahresniederschlagshöhen variieren zwischen 600 mm und 1700 mm im Untersuchungsgebiet (Abbildung 3.1).

Klimatologisch kann das Untersuchungsgebiet nach Köppen-Geiger in ein gemäßigtes Klima im Norden und ein kaltes Klima im Süden gegliedert werden. Beide Klimazonen verfügen über warme Sommer, jedoch treten keine Trockenperioden auf (PEEL *et al.*, 2007). Nach VAN DER HEIJDEN (2015) dominieren atlantische Westwinde insbesondere bei Tiefdruckwetterlagen in Herbst und Winter das Untersuchungsgebiet. Der damit verbundene Transport feuchtwarmer Luftmassen sorgt für länger anhaltende advektive Niederschläge. Im Sommer treten zumeist konvektive Ereignisse auf.

Die verwendeten Niederschlagsdaten unterscheiden sich je nach betrachteter zeitlicher Auflösung (5-Minutenwert-, Stundenwert- oder Tageswertbasis) und Anwendung. Die verwendeten Daten werden daher für die verschiedenen Untersuchungen in den jeweiligen Kapiteln vorgestellt. Für die Validierung der Disaggregationsmethoden werden Niederschlagszeitreihen mit stündlicher Auflösung in Kapitel 5.1.1 vorgestellt. Für die Validierung disaggregierter Zeitreihen mit einer Auflösung von 5 Minuten werden in Kapitel 5.2.1 die verwendeten Stationen vorgestellt.

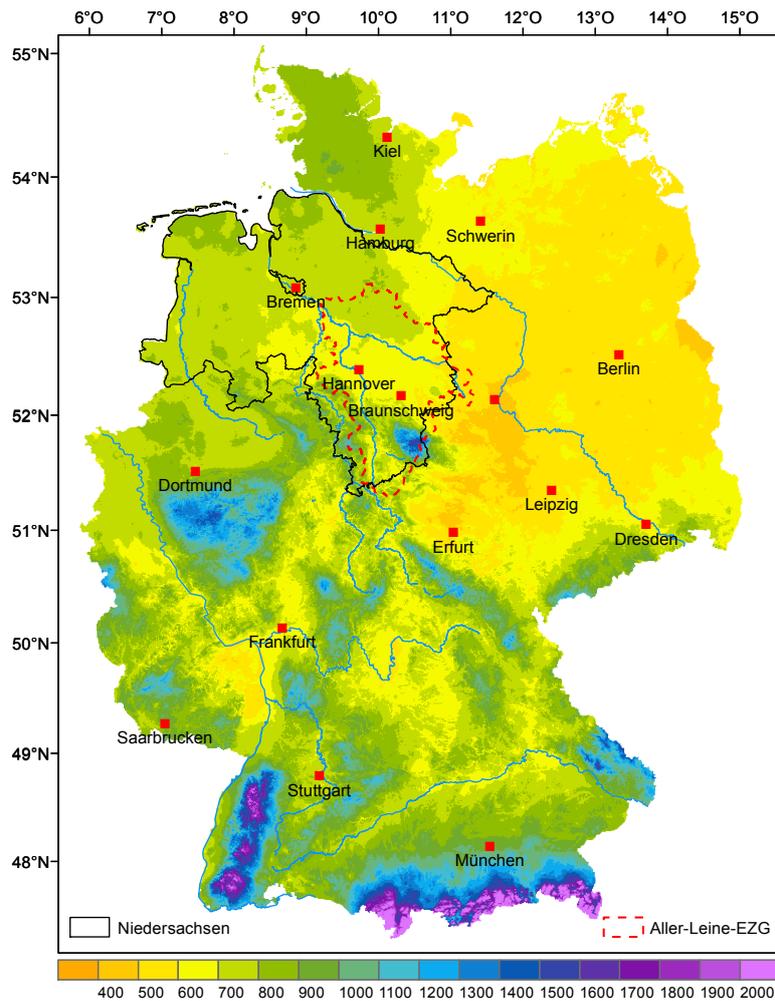


Abbildung 3.1: Geographische Lage des Untersuchungsgebietes Niedersachsen und des Aller-Leine-EZG in Deutschland. Die Farbskalierung gibt die Jahresniederschlagshöhen in [mm] an (basierend auf dem Zeitraum 1961-1990, nach MÜLLER-WESTERMEIER *et al.* (2005), ergänzt)

Eine Validierung der räumlichen Konsistenz auf Stundenwertbasis erfolgt mit einer Auswahl an Stationen, welche bereits für die Validierung der Disaggregationsmethoden genutzt wurden. Für die Stationsauswahl sei auf Kapitel 6.1 verwiesen. Die N-A-Modellierung wird für drei EZG im Aller-Leine-EZG (15703 km²) durchgeführt, welches in Abbildung 3.1 dargestellt ist. Die Leine mündet in die Aller, welche bei Verden in die Weser mündet. Die Weser stellt mit Ems und Elbe die drei wesentlichen Flussgebiete Niedersachsens dar. Eine Beschreibung der betrachteten EZG und der Niederschlagsstationen für die N-A-Modellierung ist in Kapitel 7.1 gegeben. Für die urbanhydrologische Modellierung werden Niederschlagsstationen in Braunschweig verwendet (Abbildung 3.1). Diese werden mit einem künstlichen Entwässerungssystem in Kapitel 8.1 vorgestellt.

Kapitel 4

Angewandte und neu entwickelte Methoden

In diesem Kapitel werden sowohl existierende Methoden als auch neu entwickelte Ansätze vorgestellt. In Kapitel 4.1 werden die grundlegende Funktionsweise des Kaskadenmodells sowie die neuen Ansätze zum Erreichen stündlicher und 5-minütiger Auflösungen vorgestellt. Ein Verfahren zur Implementierung räumlicher Konsistenz wird in Kapitel 4.2 eingeführt. Die disaggregierten Niederschlagszeitreihen werden sowohl in der N-A-Modellierung (Kapitel 7) als auch in der Urbanhydrologie (Kapitel 8) angewandt und validiert.

4.1 Kaskadenmodell

Im Folgenden wird das Kaskadenmodell vorgestellt und die Schätzung der benötigten Parameter erläutert. Für Disaggregation zu Zeitreihen mit stündlicher und 5-minütiger Auflösung werden verschiedene Varianten vorgestellt.

4.1.1 Beschreibung des Kaskadenmodells

Die grundlegende Funktionsweise des Kaskadenmodells ist in Abbildung 4.1 dargestellt. Ein grober Zeitschritt wird in eine definierte Anzahl feinerer Zeitschritte mit gleicher Dauer unterteilt. Die Anzahl an Zeitschritten wird durch die Verästelungsnummer b festgelegt ($b=2$ in Abbildung 4.1).

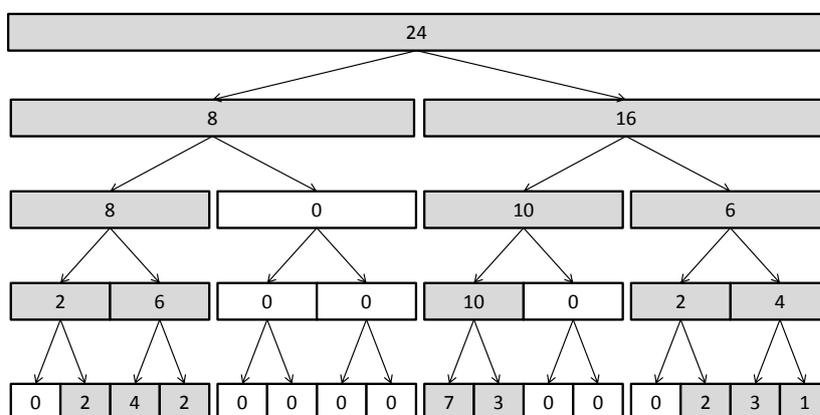


Abbildung 4.1: Multiplikatives Kaskadenmodell (nach OLSSON (1998) - mit Erlaubnis von J. Olsson)

Das Niederschlagsvolumen V eines groben Zeitschrittes wird mit den Wichtungen W_1 und W_2 multipliziert, um die Volumina der beiden feineren Zeitschritte zu erhalten. Die Summe aus W_1 und W_2 ergibt in jedem Zeitschritt 1, die Variablen sind daher nicht unabhängig voneinander. Im sogenannten Kaskadengenerator sind die drei existierenden Möglichkeiten enthalten, wie das Niederschlagsvolumen aufgeteilt werden kann:

$$W_1, W_2 = \begin{cases} 0 \text{ und } 1 & \text{für } P(0/1) \\ 1 \text{ und } 0 & \text{für } P(1/0) \\ x \text{ und } 1 - x & \text{für } P(x/(1-x)) \quad \text{mit } 0 < x < 1 \end{cases} \quad (4.1)$$

Hierbei gibt P die Wahrscheinlichkeit für die jeweilige Aufteilung des Niederschlagsvolumens an. Bei einer Aufteilung mit der Wahrscheinlichkeit $P(1/0)$ wird das gesamte Niederschlagsvolumen dem ersten feineren Zeitschritt zugeordnet, der zweite Zeitschritt bleibt trocken ($W_2=1-W_1=0$). Der gegensätzliche Fall tritt mit der Wahrscheinlichkeit $P(0/1)$ ein. Bei $P(x/(1-x))$ wird das Niederschlagsvolumen auf beide Zeitschritte verteilt. Hierfür wird der Anteil x des Niederschlagsvolumens benötigt, der dem ersten Zeitschritt zugeordnet wird. Der Anteil x wird als Zufallsvariable betrachtet. Somit können der Verteilungsfunktion $F(x)$ für alle zu disaggregierenden Zeitschritte x entnommen werden.

In dieser einfachsten Form des multiplikativen Kaskadenmodells werden ausschließlich die vier Parameter $P(1/0)$, $P(0/1)$, $P(x/(1-x))$ und $F(x)$ zur Niederschlagsdisaggregation genutzt. Basierend auf den Untersuchungen von OLSSON (1998) und GÜNTNER

et al. (2001) erfolgt eine Parameterschätzung in Abhängigkeit von der Position und des Niederschlagsvolumens des jeweiligen Zeitschrittes. Es werden vier mögliche Positionen innerhalb einer Zeitreihe unterschieden: beginnende, eingeschlossene, endende und isolierte Zeitschritte. Einem startenden Zeitschritt geht ein regenfreier Zeitschritt voraus und ein nasser Zeitschritt folgt. Bei umgekehrten Verhältnissen handelt es sich um einen endenden Zeitschritt. Eingeschlossene Zeitschritte werden von nassen Zeitschritten in der Zeitreihe umgeben, isolierte Zeitschritte von trockenen. Zusätzlich zu den Positionsklassen erfolgt eine Unterteilung in zwei Volumenklassen (für alternative Unterteilungen wird auf die Diskussion in Kapitel 2.3 verwiesen). GÜNTNER *et al.* (2001) haben sowohl den Median als auch das arithmetische Mittel der Niederschlagsintensitäten des jeweiligen Disaggregationslevels als mögliche Grenze beider Volumenklassen getestet. Der Unterschied der resultierenden Parameter war zwischen beiden Ansätzen gering. Für die folgenden Untersuchungen wird jeweils das arithmetische Mittel verwendet.

Aufgrund der Kombinationen von vier Positions- und zwei Volumenklassen ergeben sich acht Verteilungsfunktionen $F(x)$ für jedes Disaggregationslevel. Aufgrund der rein visuellen Unterschiede der empirischen Verteilungsfunktionen erscheint eine gute Anpassung theoretischer Verteilungsfunktionen nicht möglich (siehe Diskussion in Kapitel 2.3). Daher werden in den folgenden Untersuchungen für $F(x)$ ausschließlich empirische Verteilungsfunktionen genutzt.

4.1.2 Parameterschätzung

Die Schätzung der Parameter $P(0/1)$, $P(1/0)$, $P(x/(1-x))$ und $F(x)$ erfolgt durch ein „rückwärtiges“ Durchlaufen des Kaskadenmodells (CARSTEANU und FOUFOULA-GEORGIU, 1996). Hierbei wird eine Zeitreihe aggregiert und die Übergänge zwischen den Aggregationslevels unter der Berücksichtigung deren Art ($0/1$, $1/0$ oder $x/(1-x)$, in Abhängigkeit von Position und Volumenklasse) gezählt. Durch Relation der gezählten Übergänge zu deren Gesamtanzahl kann die Wahrscheinlichkeit für jede einzelne Übergangsart ermittelt werden.

Für die empirischen Verteilungsfunktionen werden jeweils die Anteile x eines $x/(1-x)$ -Überganges ermittelt. Resultierend aus der Anzahl n an $x/(1-x)$ -Übergängen wird nach STORM (2007) die Anzahl an Klassen K ermittelt, welche die empirische Verteilungs-

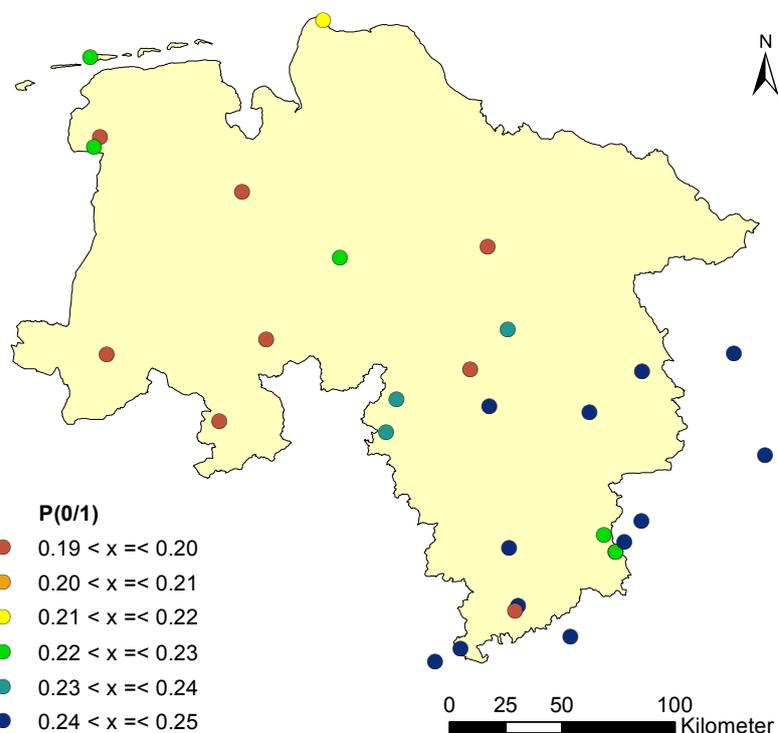


Abbildung 4.2: Räumliche Verteilung des Parameters $P(0/1)$ in Niedersachsen (exemplarisch für eingeschlossene Zeitschritte, untere Volumenklasse)

funktion darstellen, wobei ein oberes Limit von 14 Klassen festgelegt wird:

$$K = \min(5 \cdot \lg(n); 14) \quad (4.2)$$

Die Parameterschätzung zur Disaggregation von Tageswertzeitreihen erfolgt an benachbarten Niederschlagsstationen, welche über die gewünschte zeitliche Auflösung verfügen (KOUTSOYIANNIS *et al.*, 2003, siehe auch Kapitel 2.3). Diese Möglichkeit ist besonders dann von Vorteil, wenn Parameter nur geringfügig im Raum variieren. Eine Untersuchung für die Stationen in Niedersachsen zeigt, dass die Variation der Kaskadenparameter im Raum nur sehr gering ist (siehe exemplarisch für $P(0/1)$ in Abbildung 4.2). BLUMENSAAT *et al.* (2012) haben in ihrer Untersuchung für Dresden ebenfalls eine Übertragbarkeit der Modellparameter im Raum untersucht und erfolgreich validiert. Eine Parameterübernahme für unbeobachtete Orte erscheint daher möglich.

Neben der Parametervariation im Raum ist deren Schätzung auch vom gewählten Zeitraum abhängig. Hierbei muss zwischen einer saisonal abhängigen Schätzung und einer

Tabelle 4.1: Vergleich von saisonaler und ganzjähriger Parameterschätzung am Beispiel der Station Stadthagen (die Parameterschätzung erfolgte über die zeitlichen Auflösungen von 1 h zu 32 h, Angaben in Prozent). Für die Jahresschätzung ist der Parameter an sich, für die Jahreszeiten die Abweichung vom Jahreswert angegeben.

Parameter	Positionskl.	Volumenkl.	Jahr	Frühling	Sommer	Herbst	Winter
P(0/1)	beginnend	untere	0.58	0.00	0.00	0.01	0.01
		obere	0.31	-0.01	0.06	-0.01	-0.05
	eingeschlossen	untere	0.23	0.00	0.04	0.00	-0.01
		obere	0.06	0.00	0.04	-0.01	-0.01
	endend	untere	0.19	0.00	0.01	0.00	0.00
		obere	0.06	0.00	0.02	-0.01	-0.02
	isoliert	untere	0.42	-0.01	0.00	0.01	0.01
		obere	0.24	-0.01	0.02	-0.01	-0.03
P(1/0)	beginnend	untere	0.17	0.00	0.02	0.00	0.00
		obere	0.05	0.00	0.02	-0.01	-0.01
	eingeschlossen	untere	0.25	0.00	0.03	0.00	-0.01
		obere	0.05	0.00	0.03	-0.01	-0.01
	endend	untere	0.58	0.01	0.02	0.00	0.00
		obere	0.29	0.00	0.04	-0.01	-0.02
	isoliert	untere	0.43	0.01	-0.01	0.01	0.01
		obere	0.24	0.00	0.02	0.00	-0.02
P(x/(1-x))	beginnend	untere	0.25	0.00	-0.02	-0.01	-0.01
		obere	0.64	0.02	-0.08	0.02	0.06
	eingeschlossen	untere	0.52	0.00	-0.07	0.00	0.02
		obere	0.89	0.00	-0.07	0.02	0.03
	endend	untere	0.23	0.00	-0.02	0.00	0.00
		obere	0.65	0.00	-0.06	0.02	0.04
	isoliert	untere	0.16	0.00	0.00	-0.02	-0.02
		obere	0.52	0.01	-0.04	0.01	0.05

Schätzung basierend auf unterschiedlich langen Zeiträumen unterschieden werden.

Bei einer saisonalen Schätzung wird davon ausgegangen, dass durch unterschiedliche Typen von Niederschlagsereignissen (konvektiv, advektiv) auch Unterschiede in den geschätzten Parametern erkennbar sind. In einer Voruntersuchung wurde der Einfluss einer saisonalen Parameterschätzung analysiert. Die resultierenden Parameterwerte bzw. deren Abweichungen sind in Tabelle 4.1 für die Station Stadthagen dargestellt.

Es ist erkennbar, dass die größten Variationen im Sommerquartal (Juni, Juli, August) auftauchen. Hierbei sind die Wahrscheinlichkeiten für eine $P(0/1)$ - oder $P(1/0)$ -Aufteilung höher als in den anderen Quartalen. Dies liegt an den im Sommer auftretenden konvek-

ven Niederschlagsereignissen, welche durch kurze Dauern geprägt sind. Im Vergleich dazu sind die Wahrscheinlichkeiten für eine $P(x/(1-x))$ -Aufteilung im Winterquartal höher, da in diesem Zeitraum langanhaltende Frontalniederschläge dominieren. Die Abweichungen sind jedoch gering. In Voruntersuchungen hat die Berücksichtigung saisonaler Parameter keinen signifikanten Einfluss auf die Güte der disaggregierten Niederschläge gezeigt (Güte bezeichnet hierbei die Abbildung der später in dieser Arbeit verwendeten Kriterien, siehe Kapitel 5). Dies wird durch Untersuchungen von OLSSON (1998) und GÜNTNER *et al.* (2001) bestätigt, welche sich ebenfalls mit einer saisonalen Parameterschätzung auseinandergesetzt haben. LISNIAK *et al.* (2013) haben eine Schätzung in Abhängigkeit von großräumigen Niederschlagsmustern durchgeführt und konnten ebenfalls keine Verbesserungen für einen Validierungszeitraum aufzeigen. Es wird daher keine saisonale Schätzung der Parameter durchgeführt.

Desweiteren wurde in einer Voruntersuchung die Mindestzeitreihenlänge analysiert, die für eine verlässliche Parameterschätzung notwendig ist. Dafür wurden die Modellparameter des Kaskadenmodells für unterschiedliche Zeitspannen innerhalb unterschiedlicher Perioden geschätzt. Die Parametervariation ist exemplarisch in Abbildung 4.3 dargestellt. Die Parametervariationen sind bei Schätzungen mittels Zeitreihen von zwei Jahren Länge am größten. Mit zunehmender Zeitreihenlänge sinkt die Variation der geschätzten Parameter. Für die folgenden Untersuchungen werden nur Stationen mit einer Mindestzeitreihenlänge von sieben Jahren verwendet. Dies stellt einen Kompromiss zwischen der Parametervariation und den zur Verfügung stehenden Zeitreihenlängen dar.

4.1.3 Variantenvergleich zum Erreichen einer stündlichen Auflösung

Mit einer Verästelungsnummer von $b=2$ können bei einer Disaggregation von Tageswerten zeitliche Auflösungen von 1.5 h oder 0.75 h erreicht werden. Für eine Vielzahl an Anwendungen wie z.B. für die N-A-Modellierung wird jedoch eine stündliche Auflösung benötigt. GÜNTNER *et al.* (2001) verteilen die Niederschlagsvolumina bei einer zeitlichen Auflösung von 0.75 h gleichmäßig auf drei Zeitintervalle mit je 0.25 h. Von diesen Intervallen werden anschließend jeweils vier sich nicht-überlappende Intervalle zu Stundenwerten zusammengefasst. Dieses Verfahren wird als „Diversification“ bezeichnet.

Alternativ wird das Verfahren des „Uniform Splittings“ eingeführt. Hierbei kann durch eine Verwendung von $b=3$ im ersten Zeitschritt und $b=2$ in allen folgenden Disaggregationsschritten ebenfalls eine stündliche Auflösung erreicht werden. Eine Variation der

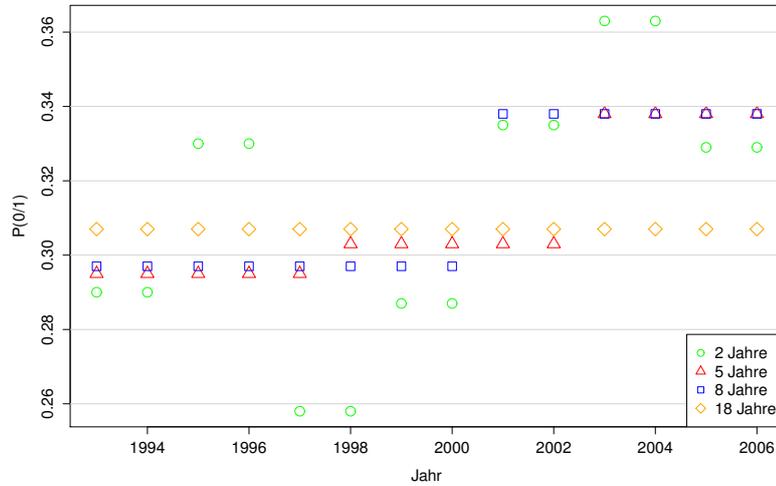


Abbildung 4.3: Abhängigkeit des Parameters $P(0/1)$ von der verwendeten Zeitreihenlänge zur Parameterschätzung für die Station Leinefelde (exemplarisch für beginnende Zeitschritte, obere Volumenklasse für den Zeitraum 1993-2006)

Verästelungsnummer wird z.B. von WANG *et al.* (2010) ($b=4$) und LISNIAK *et al.* (2013) (ebenfalls $b=3$) angewandt. Bei letzterem Modell werden zur Aufteilung des Tagesniederschlags mehrere Verteilungsfunktionen benötigt. Sollte Niederschlag in allen drei 8 h-Intervallen generiert werden, wird mittels einer Verteilungsfunktion $F(x_{Lisniak,1})$ der Niederschlagsanteil $x_{Lisniak,1}$ für das erste Zeitintervall generiert. Die Verteilungsfunktion $F(x_{Lisniak,1})$ ist in sieben äquidistante Bereiche unterteilt, für welche Verteilungsfunktionen $F_{1-7}(x_{Lisniak,2})$ bezüglich des Niederschlagsanteils $x_{Lisniak,2}$ im zweiten Zeitschritt geschätzt werden. Der Niederschlagsanteil $x_{Lisniak,3}$ des dritten Zeitintervalls ergibt sich aus $x_{Lisniak,3} = 1 - x_{Lisniak,1} - x_{Lisniak,2}$.

Um das Kaskadenmodell möglichst parameterarm zu gestalten, wurde im ersten Disaggregationsschritt eine Gleichverteilung angewandt. Dadurch werden zusätzlich zu den in Gleichung 4.1 enthaltenen Parametern ausschließlich die Parameter für ein ($P(0/0/1)$), zwei ($P(0/\frac{1}{2}/\frac{1}{2})$) und drei nasse 8 h-Intervalle ($P(\frac{1}{3}/\frac{1}{3}/\frac{1}{3})$) benötigt. Diese Parameter geben an, wie viele der drei 8 h-Intervalle nass sind. Die Anordnung dieser nassen Positionen erfolgt zufällig. Die Verteilung der Tagesniederschlagssumme erfolgt gleichmäßig auf die nassen Intervalle. Analog zu Gleichung 4.1 ergibt sich der Kaskadengenerator für den ersten Disaggregationsschritt zu Gleichung 4.3.

$$W_1, W_2, W_3 = \begin{cases} 0, 0 \text{ und } 1 & \text{für } P(0/0/1) \\ 0, 1 \text{ und } 0 & \text{für } P(0/0/1) \\ 1, 0 \text{ und } 0 & \text{für } P(0/0/1) \\ 0, \frac{1}{2} \text{ und } \frac{1}{2} & \text{für } P(0/\frac{1}{2}/\frac{1}{2}) \\ \frac{1}{2}, 0 \text{ und } \frac{1}{2} & \text{für } P(0/\frac{1}{2}/\frac{1}{2}) \\ \frac{1}{2}, \frac{1}{2} \text{ und } 0 & \text{für } P(0/\frac{1}{2}/\frac{1}{2}) \\ \frac{1}{3}, \frac{1}{3} \text{ und } \frac{1}{3} & \text{für } P(\frac{1}{3}/\frac{1}{3}/\frac{1}{3}) \end{cases} \quad (4.3)$$

Die Parameter $P(0/0/1)$, $P(0/\frac{1}{2}/\frac{1}{2})$ und $P(\frac{1}{3}/\frac{1}{3}/\frac{1}{3})$ können aus der Aggregation von beobachteten Zeitreihen geschätzt werden, wobei keine Unterscheidung bezüglich der Positionsklassen stattfindet. Es findet jedoch eine Unterteilung in zwei Volumenklassen statt. In Abbildung 4.4 ist erkennbar, dass sich oberhalb eines Quantils von $q=0.998$ nur wenige Niederschlagstageswerte befinden, welche über ein einzelnes oder über zwei 8 h-Intervalle verteilt sind. Bei Verwendung dieses Quantils als Grenzwert unterscheiden sich die Parameter beider Volumenklassen signifikant (siehe auch Tabelle 4.2). Als Volumengrenze wird daher $q=0.998$ gewählt.

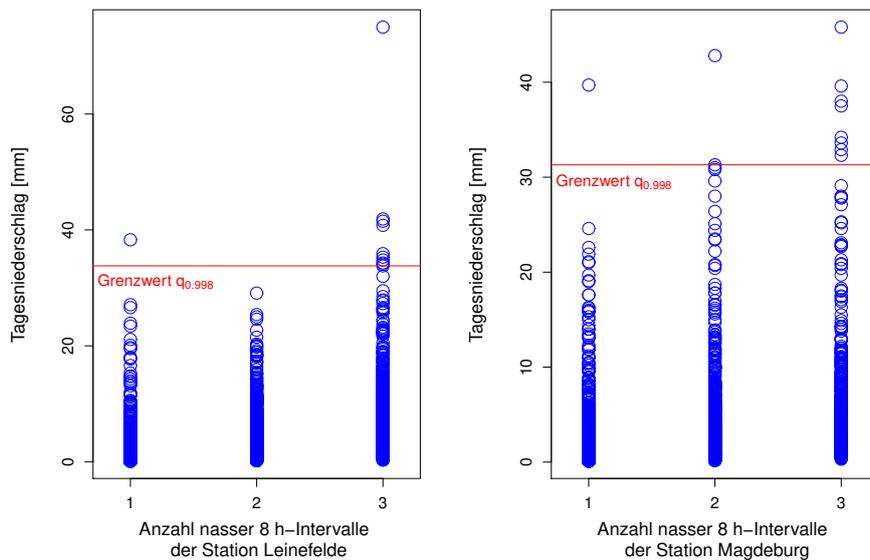


Abbildung 4.4: Tagesniederschlagssummen mit der dazugehörigen Anzahl nasser 8 h-Intervalle. Die rote Linie markiert die Volumengrenze beim Quantil $q=0.998$

Tabelle 4.2: Wahrscheinlichkeiten für die Anzahl an nassen 8 h-Intervallen im ersten Disaggregationsschritt für die Station Göttingen

Volumenklasse	Wahrscheinlichkeit für die Anzahl an nassen 8 h-Intervallen		
	1	2	3
untere	43 %	35 %	22 %
obere	25 %	0 %	75 %

Für die Disaggregationsschritte mit einer Verästelungsnummer $b=2$ wird ein ungebundenes Kaskadenmodell verwendet. Wie bereits unter Kapitel 4.1.2 diskutiert, sind die Parameter für die Disaggregation von Tages- zu Stundenwerten sehr ähnlich, so dass keine skalenabhängige Parametrisierung notwendig ist.

4.1.4 Variantenvergleich zum Erreichen einer 5-minütigen Auflösung

Für verschiedene Anwendungen wie z.B. in der urbanhydrologischen Modellierung oder für Erosionsbetrachtungen sind Zeitreihen mit einer stündlichen Auflösung nicht fein genug. Durch zusätzliche Disaggregationsschritte werden Zeitreihen mit höherer zeitlicher Auflösung erreicht.

Die Disaggregation von Niederschlagszeitreihen mit Tageswerten führt bei Verwendung einer Verästelungsnummer von $b=2$ zu Zeitschritten mit einer Dauer von 5.625 Minuten. Diese Auflösung ist für die weitere Verwendung der Zeitreihen als Eingangsdaten für Modellrechnungen problematisch, da für eine Vielzahl von Modellen (u.a. SWMM (ROSSMANN, 2010), HYSTEM-EXTRAN (ITWH, 2010)) eine zeitliche Auflösung von 5 Minuten benötigt wird.

Eine Disaggregation zu sehr feinen Zeitschritten und anschließende Aggregation, wie es bei einem kanonischen Kaskadenmodell durchgeführt wird, ist bei dem an dieser Stelle betrachteten mikrokanonischen Modell nicht möglich. Für die Disaggregationsschritte mit einer Verästelungsnummer $b=2$ wird ein gebundenes Kaskadenmodell und damit skalenabhängige Parametersätze verwendet. Dies ist notwendig, da die Skaleninvarianz oft nur über einen begrenzten Bereich gegeben ist (siehe Kapitel 2.3). Beobachtete Zeitreihen liegen oftmals nur mit einer zeitlichen Auflösung von einer Minute oder größer vor, sodass ab dieser Auflösung eine Parameterschätzung durch Aggregation der Zeitreihen erfolgen

kann. Für feinere Auflösungen ist dies nicht möglich. Dies stellt eine Limitierung des mikrokanonischen Kaskadenmodells dar.

Eine Möglichkeit zum Erreichen einer 5-minütigen Auflösung stellt der Quasi-Tages-Ansatz dar. Hierbei wird angenommen, dass das Niederschlagsvolumen eines Tages nicht in 1440 Minuten (=24 Stunden), sondern 1280 Minuten gefallen ist. Beginnend bei einer Zeitschrittlänge von 1280 Minuten kann mittels einer Verästelungsnummer von $b=2$ direkt eine zeitliche Auflösung von 5 Minuten erzielt werden. Ein Vorteil dieses Ansatzes ist es, dass sich das Kaskadenmodell in diesem Bereich bereits mehrfach bewährt hat (LICZNAR *et al.*, 2011a, LICZNAR *et al.*, 2011b, LICZNAR *et al.*, 2015, MOLNAR und BURLANDO, 2005, SERINALDI, 2010, PASCHALIS *et al.*, 2014a). Dieser Ansatz wird im Folgenden als Methode A bezeichnet.

Alternativ zum Quasi-Tages-Ansatz kann ebenfalls der bereits in Kapitel 4.1.3 vorgestellte Ansatz des Uniform Splittings verwendet werden. Durch Verwendung einer Verästelungsnummer von $b=3$ im ersten Disaggregationsschritt können zeitliche Auflösungen von z.B. 15, 7.5 oder 3.75 Minuten erreicht werden. Zum Erreichen einer 5-minütigen Auflösung ist eine zusätzliche Umformung notwendig. Für die drei zuvor genannten Auflösungen werden im Folgenden die Umformungsschritte B1, B2 und B3 beschrieben:

B1 : Für die Umformung einer Zeitreihe mit 15-minütiger Auflösung wurden in einer Voruntersuchung verschiedene Möglichkeiten analysiert. Allen Möglichkeiten ist die Verwendung einer Verästelungsnummer von $b=3$ gemein. Neben einer uniformen Aufteilung des Niederschlagsvolumens auf die drei resultierenden 5-Minuten-Zeitschritte wurden auch zwei Varianten des Uniform Splittings angewandt, welche sich hinsichtlich der (Nicht-) Berücksichtigung von Volumenklassen unterscheiden. Für diese Untersuchung wird die Variante Uniform Splitting unter Berücksichtigung von Volumenklassen verwendet, da sich diese gegenüber den beiden anderen Varianten bewährt hat. Für die Festlegung der Volumenklassengrenze wird das arithmetische Mittel aller Niederschlagsintensitäten verwendet, wobei sich die dabei resultierenden Parameter beider Volumenklassen signifikant voneinander unterscheiden. Der Kaskadengenerator ist der gleiche wie bei der Aufteilung eines Niederschlagstageswertes auf drei 8 h-Intervalle (Gleichung 4.3).

B2 : Für Zeitreihen mit 7.5-minütiger Auflösung werden die Niederschlagsmengen uniform auf drei Zeitschritte mit jeweils 2.5 Minuten Dauer zerlegt. Anschließend werden zwei nicht-überlappende Zeitschritte zu 5-Minuten-Werten aggregiert.

B3: Bei 3.75-minütiger Auflösung wird eine vergleichbare uniforme Transformation angewandt. Die Dauer der feineren Zeitschritte beträgt 1.25 Minuten, wobei vier nicht-überlappende Zeitschritte zu einem 5-Minutenzeitschritt aggregiert werden. Diese Umformung wurde bereits von ONOF *et al.* (2005) und ONOF und ARNBJERG-NIELSEN (2009) bei Disaggregationen von 1-Stunden- zu 5-Minuten-Werten genutzt.

Eine Kurzdarstellung aller Methoden kann Tabelle 4.3 entnommen werden.

Tabelle 4.3: Variantenübersicht zur Disaggregation von Tages- zu 5-Minutenwerten

Modell- variante	„Dauer“ des ersten Zeitschrittes	Anwendung von $b=3$ im ersten Disaggregations- schritt?	Anwendungsbereich $b=2$		Umformung zu 5 Minuten
			von	bis	
A	1280	Nein	1280	5	-
B1				15	$b=3$
B2	1440	Ja	480	7.5	Uniforme
B3				3.75	Transformation

4.2 Implementierung räumlicher Konsistenz

Die Disaggregation einer Zeitreihe mittels des Kaskadenmodells erfolgt für jede Station einzeln, ohne Berücksichtigung des räumlichen Zusammenhanges mit den umliegenden Stationen. Dies führt zu unrealistischen räumlichen Mustern des Niederschlages. Die auf Tageswertbasis räumlich zusammenhängenden Niederschlagsereignisse finden durch die Disaggregation zeitlich hoch aufgelöst, jedoch unabhängig voneinander statt. Es wird vermutet, dass dies zu einer Unterschätzung des Gebietsniederschlages führt. Bisher existiert keine Methodik, um realitätsnahe räumliche Niederschläge mittels des Kaskadenmodells aus Tageswertzeitreihen zu generieren. In diesem Kapitel wird hierfür erstmals eine Methodik vorgestellt, mit welcher räumliche Konsistenz in die disaggregierten Zeitreihen implementiert werden kann.

4.2.1 Räumliche Kriterien

Bevor eine Implementation räumlicher Konsistenz in die disaggregierten Zeitreihen erfolgen kann, muss zunächst der Begriff der räumlichen Konsistenz definiert werden. Unter räumlicher Konsistenz wird ein Niederschlagsverhalten im Raum verstanden, welches sowohl das gleichzeitige Auftreten von Niederschlag als auch die Relationen von Niederschlagsintensitäten innerhalb des Raumes berücksichtigt.

Im Folgenden werden drei räumliche Kriterien verwendet, von denen angenommen wird, dass diese sich gegenseitig ergänzen und als Einheit die räumliche Konsistenz repräsentieren. Diese Kriterien sind die Auftretenswahrscheinlichkeit (engl.: probability of occurrence), der Korrelationskoeffizient nach Pearson und das Kontinuitätsverhältnis (engl.: continuity ratio) und wurden in Kombination bereits von HABERLANDT *et al.* (2008) und HABERLANDT *et al.* (2015) angewandt. Die Schätzung dieser Kriterien erfolgt bivariat, d.h. dass diese für jedes Stationspaar separat erfolgt (im Gegensatz zu einer multivariaten Schätzung, bei der alle Stationen in Kombination berücksichtigt werden). Für alle drei Kriterien kann eine Distanzabhängigkeit festgestellt werden. Die Werte dieser Kriterien liegen nach deren Schätzung nur für Distanzen der untersuchten Stationspaare vor. Es erfolgt eine Anpassung von Regressionsgeraden, um mittels dieser Werte für Distanzen zu erhalten, für welche keine Beobachtungswerte vorliegen.

Die Auftretenswahrscheinlichkeit $P_{k,l}$ beschreibt die Wahrscheinlichkeit, dass Niederschlag gleichzeitig in den Zeitreihen z zweier Stationen k und l auftritt:

$$P_{k,l}(z_k > 0 | z_l > 0) \approx \frac{n_{11}}{n} \quad (4.4)$$

wobei n die Anzahl der an beiden Stationen vorliegenden Beobachtungswerte und n_{11} die Anzahl an gleichzeitig fallenden Niederschlägen darstellt. Alternativ kann das sogenannte log-odd-ratio nach MEHROTRA *et al.* (2006) verwendet werden, welches zusätzlich die Wahrscheinlichkeiten für Trockenheit an beiden Stationen sowie Trockenheit an einer und Regen an der jeweils anderen Station beinhaltet.

Der Korrelationskoeffizient nach Pearson $\rho_{k,l}$ beschreibt den Zusammenhang zwischen gleichzeitigen Niederschlägen an zwei Stationen k und l und stellt ein Maß für den linearen Zusammenhang beider Zeitreihen dar:

$$\rho_{k,l} = \frac{\text{cov}(z_k, z_l)}{\sqrt{\text{var}(z_k) \cdot \text{var}(z_l)}} \quad (4.5)$$

mit $z_k > 0$ und $z_l > 0$. Der Korrelationskoeffizient wurde bereits z.B. von BREINL *et al.* (2014) zur standortübergreifenden Niederschlagsgenerierung in Österreich angewandt und stellt ein oft verwendetes räumliches Gütekriterium dar (z.B. in KRAJEWSKI und CIACH (2003), VILLARINI und P. V. MANDAPAKA (2010), PELEG *et al.* (2013)).

Das Kontinuitätsverhältnis $C_{k,l}$ stellt das dritte räumliche Kriterium dar und wurde von WILKS (1998) eingeführt. Es vergleicht die zu erwartende Niederschlagsmenge $E[z]$ an einer Station k bei gleichzeitigem Regen oder Trockenheit an Station l :

$$C_{k,l} = \frac{E(z_k | z_k > 0, z_l = 0)}{E(z_k | z_k > 0, z_l > 0)} \quad (4.6)$$

Da die Kriterien je nach betrachteter zeitlicher Auflösung variieren, wird an dieser Stelle auf die Abbildungen 6.2 und 8.4 verwiesen, in welchen die Kriterien für Zeitreihen mit stündlicher und 5-minütiger Auflösung geschätzt wurden.

4.2.2 Simulated Annealing

Für die Implementierung der räumlichen Konsistenz wird der Optimierungsalgorithmus Simulated Annealing verwendet (KIRKPATRICK *et al.*, 1983). Simulated Annealing ist ein Resampling-Algorithmus, welcher an den Abkühlungsprozess von Metallen angelehnt ist und auf dem Metropolis-Algorithmus (METROPOLIS *et al.*, 1953) basiert (AARTS und KORST, 1989). Der Algorithmus wurde bereits für die Generierung von Niederschlagszeitreihen von BÁRDOSSY (1998) und HABERLANDT *et al.* (2008) verwendet. Es handelt sich um eine nicht-lineare Optimierungsmethode, mit welcher eine Zielfunktion minimiert und ein globales Minimum identifiziert werden kann.

Durch die Implementierung der Abweichungen der räumlichen Kriterien von beobachteten und disaggregierten Zeitreihen in die Zielfunktion $O_{k,l}$ kann daher deren Verbesserung erreicht werden:

$$O_{k,l} = w_1 \cdot (P_{k,l} - P_{k,l}^*) + w_2 \cdot (\rho_{k,l} - \rho_{k,l}^*) + w_3 \cdot (C_{k,l} - C_{k,l}^*) \quad (4.7)$$

In Gleichung 4.7 stellen die mittels * indizierten Elemente die Werte der Regressionsgeraden dar, welche an die Beobachtungswerte angepasst wurde. Die Faktoren w_1 , w_2 und w_3 werden sowohl zur Skalierung als auch zur Wichtung der unterschiedlichen Gütekriterien verwendet.

Für das Resampling existieren zwei Restriktionen, welche durch den Algorithmus eingehalten werden sollen:

1. Die Niederschlagsmenge eines Tages soll erhalten bleiben. Die exakte Masseerhaltung eines Zeitschrittes in jedem Disaggregationsschritt ist ein Vorteil des mikrokanonischen Kaskadenmodells, welcher nicht durch das Resampling verloren gehen soll. Daher werden ausschließlich relative Tagesgänge getauscht, keine absoluten Werte.
2. Die Struktur der generierten Zeitreihen, basierend auf der Einteilung der Tageswerte in Positions- und Volumenklassen, soll beibehalten werden. Dies wird durch einen ausschließlichen Austausch der relativen Tagesgänge innerhalb der gleichen Positions- und Volumenklasse realisiert.

Ein Austausch der relativen Tagesgänge wird erstmals in Kombination mit dem Resampling durchgeführt. In bisherigen Ansätzen wurden einzelne Zeitschritte (BÁRDOSSY,

1998) oder Ereignisse (HABERLANDT *et al.*, 2008) ausgetauscht. Beide Ansätze würden sowohl die durch das Kaskadenmodell generierte Zeitreihenstruktur als auch die Niederschlagsvolumina der einzelnen Tage zerstören. Daher ist der im Folgenden vorgestellte Resampling-Algorithmus nur in Kombination mit den Austausch relativer Tagesgänge fähig, sowohl die Zeitreihenstruktur als auch die Tagesniederschlagssummen zu erhalten. Das Schema eines einzelnen Resampling-Austauschs ist in Abbildung 4.5 dargestellt.

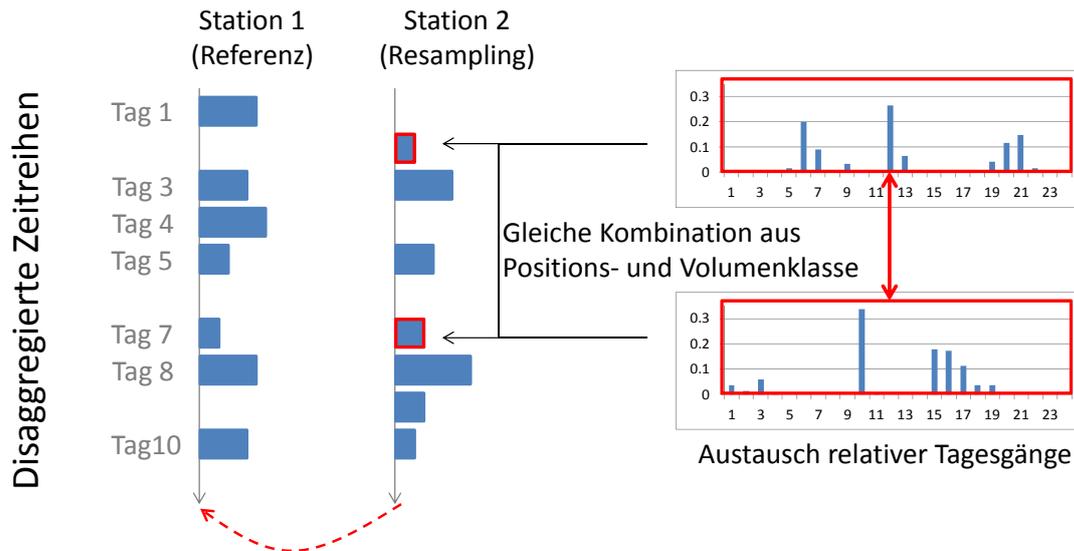


Abbildung 4.5: Schema des Resamplings zum Austausch relativer Tagesgänge einer Zeitreihe (Resampling-Zeitreihe) mit Abgleich an einer Referenzzeitreihe

Unter Berücksichtigung der zuvor genannten Restriktionen werden alle disaggregierten und unveränderten Zeitreihen N (aus der Menge U) einem Resampling unterzogen, um disaggregierte, veränderte Zeitreihen (Menge R) mit räumlicher Konsistenz zu erhalten. Das Simulated Annealing besteht aus folgenden Schritten:

1. Für alle Zeitreihen $k=1, \dots, N$ werden die relativen Tagesgänge jedes nassen Tages aufgestellt. Die Tagesgänge werden in x Untermengen aufgeteilt, wobei $x=1, \dots, S$ die möglichen Kombinationen aus Positions- und Volumenklassen repräsentiert. Im Falle des Uniform Splittings existiert eine zusätzliche Volumenklasse für alle Werte größer als $q_{0.998}$.
2. Eine Zeitreihe k wird zufällig aus der Menge U ausgewählt. Falls die Menge U leer ist, endet die Prozedur.

3. Alle Zeitreihen der Menge R mit $l=1, \dots, M$ werden als Referenzzeitreihen verwendet. Falls die Menge R leer ist, wird die Zeitreihe k aus der Menge U entfernt und der Menge R hinzugefügt. Der Algorithmus kehrt in diesem Fall zu Schritt 2 zurück, andernfalls wird mit Schritt 4 fortgefahren.

4. Eine Teilmenge h aus S wird zufällig ausgewählt, wobei jede Teilmenge mit der jeweiligen Anzahl an Elementen m folgende Wahrscheinlichkeit besitzt:

$$P_{x,i} = \frac{m_h}{\sum_{h=1}^S m_h} \quad (4.8)$$

5. Zwei Tage der in Schritt 4 ausgewählten Teilmenge werden zufällig ausgewählt und deren relative Tagesgänge ausgetauscht.

6. Der Wert der Zielfunktion (Gleichung 4.7) wird aktualisiert. Die Zielfunktionswerte werden anschließend über alle Stationen der Menge R gemittelt:

$$O_k = \frac{1}{k-1} \sum_{l=1}^M O_{k,l} \quad (4.9)$$

7. Der aktualisierte Zielfunktionswert wird mit dem Wert vor dem letzten Austausch verglichen. Der Austauschvorgang wird akzeptiert, wenn $O_{k,neu} < O_{k,alt}$.

8. Falls $O_{k,neu} \geq O_{k,alt}$ wird der Austausch mit der Wahrscheinlichkeit π :

$$\pi = \exp\left(\frac{O_{k,alt} - O_{k,neu}}{T_a}\right) \quad (4.10)$$

akzeptiert, wobei T_a die Schmelztemperatur (engl. annealing temperature) darstellt. Diese regelt die Wahrscheinlichkeit, mit welcher schlechte Austauschvorgänge angenommen werden. Durch deren Akzeptanz können lokale Optima verlassen und das globale Optimum als finale Lösung gefunden werden. Durch die Verminderung von T_a (siehe weitere Schritte) wird auch die Wahrscheinlichkeit für die Akzeptanz schlechter Austauschvorgänge geringer, wodurch eine Konvergenz zum globalen Optimum möglich wird.

9. Die Schritte 4-8 werden K -mal wiederholt.

10. Die Schmelztemperatur wird reduziert:

$$T_a = T_a \cdot dt \quad \text{mit} \quad 0 < dt < 1 \quad (4.11)$$

Anschließend wird mit Schritt 4 fortgefahren.

11. Die Schritte 9 und 10 werden wiederholt, bis der Algorithmus bezüglich des Resamplings der Station k konvergiert.

12. Die Station k wird aus der Menge U entfernt und der Menge R hinzugefügt. Der Algorithmus kehrt zu Schritt 2 zurück, wodurch die nächste Station betrachtet wird.

Der vorgestellte Algorithmus ist theoretisch für eine unbegrenzte Anzahl an Stationen einsetzbar. Jedoch wird es mit einer zunehmenden Anzahl an Stationen schwieriger, kleine Werte für die Zielfunktion und damit eine gute Implementierung der räumlichen Konsistenz zu erhalten. Jede neue Zeitreihe der Menge U muss an alle bereits veränderten Zeitreihen der Menge R angepasst werden. Die Anzahl an verfügbaren relativen Tagesgängen ist hierbei durch die beobachtete Zeitreihenlänge limitiert. Je geringer die Anzahl an zu tauschenden Elementen ist, desto schwieriger gestaltet sich eine gute Anpassung an die Referenzzeitreihen. Mit jeder neu anzupassenden Zeitreihe gestaltet sich eine gute Anpassung daher zunehmend schwieriger. Exemplarisch wird für die Station Gardelegen die Anzahl an verfügbaren Tagesgängen in Abhängigkeit von der jeweiligen Positions- und Volumenklasse in Tabelle 4.4 aufgezeigt.

Tabelle 4.4: Anzahl an Tagesgängen in Abhängigkeit von Positions- und Volumenklasse für die Station Gardelegen, Analysezeitraum: 15.12.2002-30.01.2007

Position	Volumenklasse	
	untere	obere
beginnend	126	52
eingeschlossen	205	114
endend	124	54
isoliert	84	28

Aus Tabelle 4.4 wird ersichtlich, dass sich innerhalb der oberen Volumenklasse der isolierten Positionen lediglich 28 relative Tagesgänge befinden, welche untereinander ausgetauscht werden können. Dies ist eine sehr kleine Anzahl im Vergleich zu den unteren Volumenklassen der anderen Positionen und stellt ein ernsthaftes Problem dar, wenn ein größeres Gebiet mit mehreren Stationen betrachtet wird. Allerdings muss hinterfragt werden, bis zu welcher Ausdehnung und für welche Anwendungen hochaufgelöste Gebietsniederschläge benötigt werden, da sich mit zunehmender räumlicher Ausdehnung die Notwendigkeit einer hohen zeitlichen Auflösung des Niederschlagsgeschehens verringert (siehe auch Abbildung 1.1).

Für einige Anwendungen ist daher eine räumliche Konsistenz von Zeitreihen sehr weit entfernter Stationen nicht zwingend notwendig. Ein Resampling von Niederschlagszeitreihen, welche sich innerhalb eines Teileinzugsgebietes bzw. innerhalb eines Gebietes befinden, kann ausreichend sein. Für große Gebiete kann daher ein mehrstufiges Resampling angewandt werden. Im ersten Schritt wird nur ein Teil an Niederschlagsstationen einem Resampling unterzogen, von denen sich z.B. jede in einem anderen Teileinzugsgebiet befindet. In einem zweiten Schritt wird für jedes Teileinzugsgebiet separat ein Resampling durchgeführt, wobei die bereits veränderte Zeitreihe (l) aus dem ersten Schritt als Referenzzeitreihe (l_1) verwendet wird. Die Zeitreihen der anderen Stationen dieses Gebietes werden an diese Zeitreihe angepasst.

4.3 Anwendungen in der Modellierung

Die Validierung der Niederschlagsdaten und des Einflusses räumlicher Konsistenz erfolgt sowohl mittels N-A- (Kapitel 4.3.1) als auch urbanhydrologischer Modellierung (Kapitel 4.3.2). Die verwendeten Modelle werden im Folgenden vorgestellt. Bei beiden Modellen handelt es sich um halb-verteilte Modelle (engl. semi-distributed) mit uniformen Parametern und Niederschlagseingangsdaten für jedes Teilgebiet. Diese Uniformität begrenzt die Fähigkeit des Modells, die räumliche Variabilität des Niederschlagsgeschehens widerzuspiegeln. Da die Eingangsdaten jedoch aus Stationsdaten abgeleitet werden, verschlechtert sich dadurch nicht die räumliche Auflösung. Dies würde jedoch bei Verwendung räumlich hochaufgelöster Niederschlagsdaten (z.B. Radardaten) einen negativen Aspekt darstellen (GIRES *et al.*, 2014).

4.3.1 Niederschlags-Abfluss-Modellierung

Für die Niederschlags-Abfluss-Modellierung (N-A-Modellierung) wird das Modell HBV-IWW verwendet (Institutsversion des Modells Hydrologiska Byrans Vattenbalansavdelning), welches eine modifizierte Variante des konzeptionellen Modells HBV-IWS (SINGH, 2010) darstellt und auf dem Modell HBV basiert (BERGSTROEM, 1976, LINDSTRÖM *et al.*, 1997, SMHI, 2008). Die nachfolgende Beschreibung ist an WALLNER *et al.* (2013) angelehnt, in welcher eine ausführliche Darstellung zu finden ist.

Die horizontale Gliederung eines EZG erfolgt über Teileinzugsgebiete, welche individuell parametrisiert werden können und über Fließstrecken miteinander verbunden sind.

Für jedes Teileinzugsgebiet wird der Abfluss aus den meteorologischen Eingangsgrößen Niederschlag, Temperatur und potentielle Evaporation berechnet. Die vertikale Struktur jedes Teileinzugsgebietes besteht aus einem Schnee-, einem Boden- und einem Grundwassermodul (siehe Abbildung 4.6, für eine Beschreibung der Parameter siehe Kapitel 7.3). Im Schneemodul findet temperaturabhängig Schneeakkumulation oder (bei einer vorhandenen Schneedecke) Schneeschmelze statt. Die Schneeschmelze wird über das Tagesgradverfahren ermittelt und stellt mit dem Niederschlag die Eingangsdaten für das Bodenmodul dar. In einem ersten Schritt wird unter Berücksichtigung der Wasserverfügbarkeit und der Landnutzung aus der potentiellen die aktuelle Evapotranspiration ermittelt. In einem zweiten Schritt wird der resultierende Abfluss aus der Bodenzone in

Abhängigkeit von Wassergehalt und Sättigung innerhalb der Bodenzone berechnet und an das Grundwassermodul übergeben.

Das Grundwassermodul besteht aus zwei Ebenen. In der oberen Ebene wird die Perkolations, der Zwischenabfluss sowie ein möglicher Oberflächenabfluss berechnet. Die Perkolations speist den zweiten Grundwasserspeicher, aus welchem der Basisabfluss generiert wird. Der Gesamtabfluss eines Teileinzugsgebietes setzt sich aus dem Basisabfluss, dem Zwischenabfluss und dem Oberflächenabfluss zusammen. Der Gesamtabfluss jedes Zeitschrittes wird mittels einer Einheitsganglinie über mehrere Zeitschritte abgegeben. Für die Translation der Abflüsse aus den Teileinzugsgebieten zum Gebietsauslass wird das Muskingum-Verfahren angewandt.

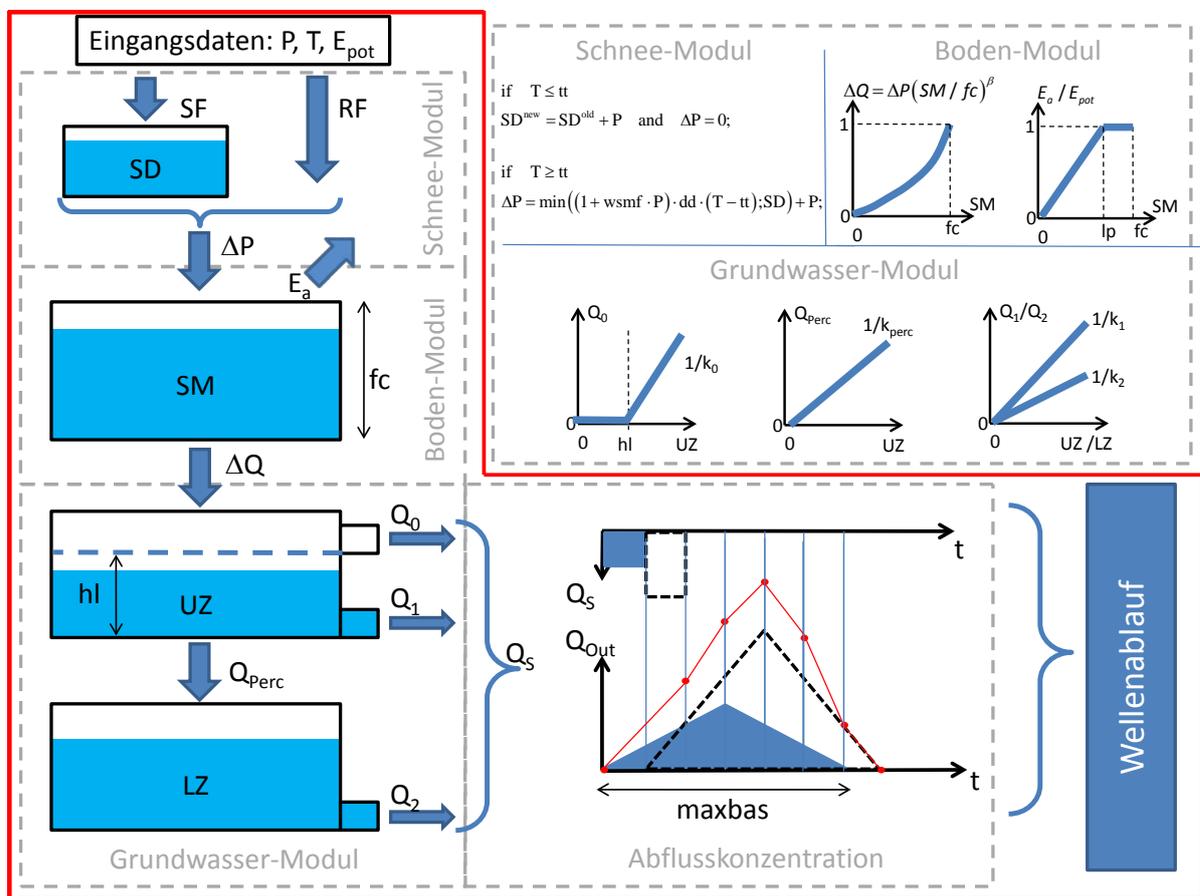


Abbildung 4.6: Vertikale Struktur des HBV-IWW-Modells (aus WALLNER *et al.* (2013) mit Erlaubnis von M. Wallner)

4.3.2 Urbanhydrologische Modellierung

Für die urbanhydrologische Modellierung wird das Storm Water Management Model v5.1 (SWMM) der Umweltschutzbehörde der USA (United States-Environment Protection Agency, US-EPA, ROSSMANN (2010)) verwendet. Mithilfe des Modells ist es möglich, kontinuierliche oder ereignis-basierte Simulationen zur Analyse der Abflussmengen als auch der -qualitäten für städtische Gebiete durchzuführen.

Ein in SWMM konstruiertes Gebiet ist horizontal in Teilgebiete unterteilt, von denen jedes durch eine Vielzahl an Parametern charakterisiert ist. Parameter sind z.B. die Teilgebietsfläche, der Anteil an versiegelter Fläche und die Neigung der Teilgebiete. Die Teilgebiete sind durch Kanalrohre miteinander verbunden. Zusätzlich können Speicher, Aufbereitungsanlagen, Pumpen und andere Regeleinheiten in das System implementiert werden. Für jedes Teilgebiet setzt sich der Abfluss aus Trockenwetter- (repräsentiert häusliche und Industrieabwässer) und Nasswetterabfluss (von durchlässigen und undurchlässigen Flächen) zusammen. Die Infiltration des Niederschlages kann über verschiedene Ansätze berechnet werden. Diese sind das (modifizierte) Verfahren nach Horton, das Green & Ampt- sowie das Kurvennummer-Verfahren, wobei für die Untersuchung letzteres gewählt wird. Für die Berechnung der Ausbreitung der Abwasserwelle innerhalb des Kanalnetzes wird die dynamische Wellen-Approximation der St. Venant-Gleichung genutzt, welche durch die Hazel-Williams-Gleichung gelöst wird. Eine mögliche Überstauung des Kanalnetzes wird für eine realistischere Abbildung zugelassen, jedoch wird auf die zusätzliche Berücksichtigung von Oberflächenabflüssen verzichtet. Bei einer Überstauung des Kanalnetzes wird das Wasser dem Entwässerungssystem wieder an der Stelle zugeführt, an welcher es dieses verlassen hat.

Kapitel 5

Disaggregation von Niederschlagszeitreihen

In diesem Kapitel werden die Ergebnisse der neu entwickelten Ansätze des Kaskadenmodells mit bereits existierenden Ansätzen stationsweise verglichen. In Kapitel 5.1 werden die Disaggregationsergebnisse auf Stundenwertbasis und in Kapitel 5.2 auf 5-Minuten-Basis validiert.

5.1 Disaggregation zu Stundenwerten

5.1.1 Verwendete Niederschlagsdaten

Die für diese Untersuchung verwendeten Stationen liegen innerhalb des Aller-Leine-EZG (Abbildung 5.1). Um eine Vergleichbarkeit der Ergebnisse mit den Ergebnissen aus Kapitel 6 zu ermöglichen, wurde der Analysezeitraum auf den Zeitraum 15.12.2002-30.01.2007 begrenzt. Lediglich für die Analyse der Extremwerte wird der vollständig zur Verfügung stehende Zeitraum genutzt. Eine Kurzdarstellung der Niederschlagsstationen kann Tabelle 5.1 entnommen werden.

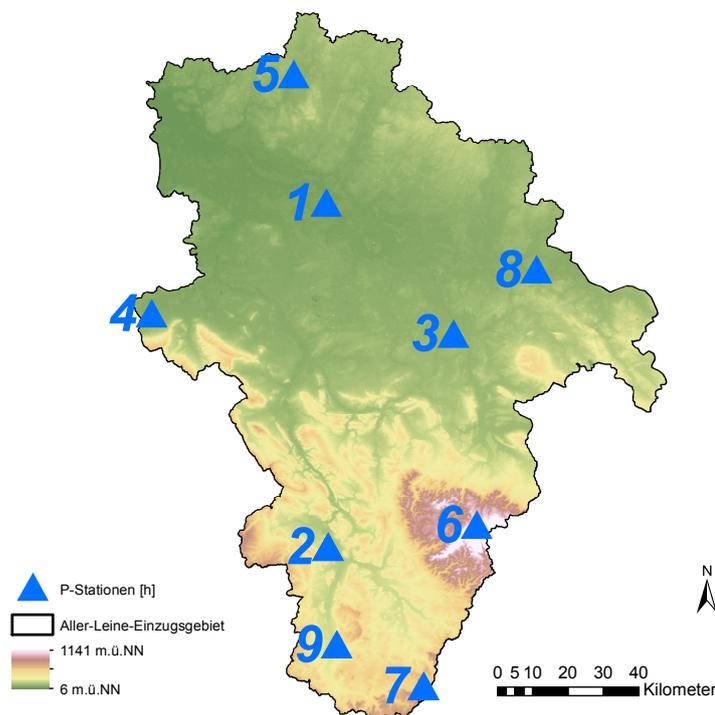


Abbildung 5.1: Zur Validierung verwendete Niederschlagsstationen (P-Stationen) mit stündlicher Auflösung

Tabelle 5.1: Kurzdarstellung* der zur Validierung von Stundenniederschlägen verwendeten Niederschlagsstationen

Station	ID	Höhe [m.ü.NN]	Jahres-P [mm]	wetfr [%]	wsd [h]	wsa [mm]	dsd [h]	avint [mm/h]
Hambühren	1	38	635.0	11.1	2.7	1.9	17.9	0.70
Wetze/Northeim	2	122	642.7	12.3	2.5	1.7	19.5	0.67
Braunschweig- Voel.	3	81	607.7	10.0	2.4	1.9	23.3	0.79
Stadthagen	4	62	622.6	11.1	2.4	1.7	17.3	0.71
Soltau	5	76	799.6	18.1	3.2	2.0	18.3	0.63
Torfhaus (Harz)	6	805	1325.9	10.9	3.7	3.2	15.3	0.86
Leinefelde	7	356	734.5	8.8	2.6	2.0	20.5	0.78
Wolfsburg- Autostadt	8	61	591.3	14.5	2.5	1.7	21.6	0.68
Göttingen	9	167	637.7	11.7	2.7	1.7	19.7	0.63

*Jahres-P - Jahresniederschlag, wetfr - Anteil an Nassstunden, wsd - mittl. Niederschlagsdauer, wsa - mittl. Niederschlagsmenge, dsd - mittl. Trockendauer und avint - mittl. Intensität

5.1.2 Validierung der Punktniederschläge

Das Ziel bei der Anwendung des Kaskadenmodells ist es, Niederschlagstageswerte für Orte zu disaggregieren, an welchen keine hoch aufgelösten Zeitreihen vorliegen. Dies ist für die Validierung der Disaggregationsmethoden jedoch ungeeignet, da an diesen Stellen entsprechende Vergleichsmöglichkeiten fehlen. Daher werden beobachtete, hochaufgelöste Niederschlagszeitreihen erst zu Tageswerten aggregiert und anschließend wieder disaggregiert (Abbildung 5.2).

Bei der Disaggregation handelt es sich um einen Zufallsprozess, der durch einen Zufallsgenerator gesteuert wird. Hierfür wird ein Initialwert benötigt, der den Beginn des Pseudo-Zufallsprozesses festlegt. Um die statistische Variabilität zu berücksichtigen, muss eine Vielzahl an Disaggregationen durchgeführt werden. Untersuchungen im Vorfeld ergaben, dass nach 80 Realisationen die Mittelwerte der Vergleichskriterien sich nur noch geringfügig ändern, weshalb diese Anzahl für die Untersuchungen verwendet wird.

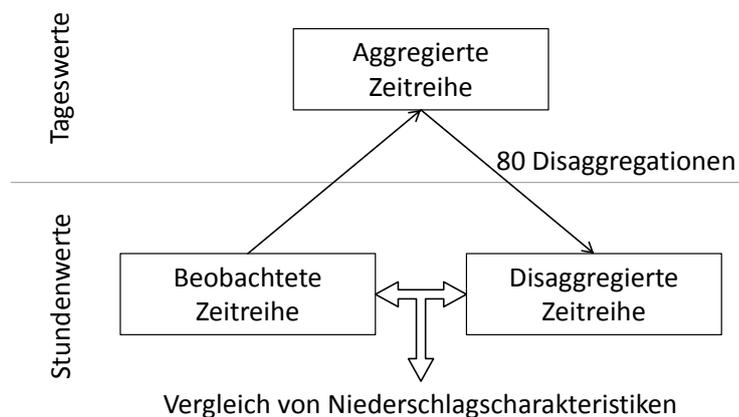


Abbildung 5.2: Methodik zur Validierung der disaggregierten Niederschlagszeitreihen

Die Validierung der disaggregierten Zeitreihen erfolgt anhand verschiedener Charakteristiken. Ereignisunabhängig wird die mittlere Intensität sowie der Anteil an Trockenintervallen analysiert. Ereignisbezogen erfolgt die Auswertung anhand der durchschnittlichen Niederschlagsdauer und -menge sowie der durchschnittlichen Trockendauer, wobei alle Ereignisse betrachtet werden. Als Ereignis wird jede Nassperiode bezeichnet, welche von einem oder mehreren trockenen Zeitintervallen eingeschlossen ist. Zusätzlich wird die Abbildung der Extremwerte untersucht. Dies sind häufig verwendete Kriterien im Zusammenhang mit der Niederschlagsgenerierung (u.a. HABERLANDT *et al.*, 2008, HABERLANDT und RADTKE, 2014).

Für die quantitative Beurteilung der Disaggregationsprodukte *Dis* werden der relative Fehler zur Beschreibung der systematischen Abweichung *BIAS* (Gleichung 5.1), die Wurzel des quadrierten relativen Fehlers *RRSE* (root relative squared error, Gleichung 5.2) und der mittlere absolute Fehler *MAE* (mean absolute error, Gleichung 5.3) im Vergleich zu den Beobachtungswerten *Obs* verwendet. Die Gütekriterien werden für alle Stationen *n* ermittelt, bevor diese über alle Realisationen *m* gemittelt werden.

$$BIAS = \frac{1}{m \cdot n} \cdot \sum_{i=1}^m \sum_{j=1}^n \frac{BIAS_{Dis,i,j} - BIAS_{Obs,j}}{BIAS_{Obs,j}} \quad (5.1)$$

$$RRSE = \frac{1}{m} \cdot \sum_{i=1}^m \sqrt{\frac{1}{n} \cdot \sum_{j=1}^n \left[\frac{RRSE_{Dis,i,j} - RRSE_{Obs,j}}{RRSE_{Obs,j}} \right]^2} \quad (5.2)$$

$$MAE = \frac{1}{m \cdot n} \cdot \sum_{i=1}^m \sum_{j=1}^n |MAE_{Dis,i,j} - MAE_{Obs,j}| \quad (5.3)$$

In Tabelle 5.2 sind die Mittelwerte des jeweiligen Gütekriteriums aller Stationen sowohl für die Diversion (*Div*) als auch für das Uniform Splitting (*US*) dargestellt. Da die Relationen der Gütekriterien für die Diversion und für das Uniform Splitting für den *BIAS* ähnlich denen des *RRSE* sind, beschränkt sich die Diskussion ausschließlich auf den *BIAS*.

Durch die Anwendung der Diversion werden sowohl die mittlere Niederschlags- (40 %) als auch die mittlere Trockendauer (10 %) überschätzt. Die Ursache hierfür ist die Elimination kurzer Trockenereignisse. Aus Abbildung 5.3 ist ersichtlich, dass durch die uniforme Transformation zum Erreichen der stündlichen Auflösung bis zu zwei als trocken generierte Zeitschritte zu nassen Stunden umgewandelt werden können. Dies geht mit der Verschmelzung zweier zunächst kürzerer Niederschlagsereignisse zu einem längerem einher. Die uniforme Verteilung der Niederschlagsvolumina führt ebenfalls zu einer Unterschätzung der mittleren Intensität (-20 %). Eine Überschätzung der mittleren Niederschlagsdauer wurde ebenfalls von GÜNTNER *et al.* (2001) für brasilianische Stationen festgestellt, wobei diese aufgrund einer höheren mittleren Niederschlagsdauer geringer ausfiel (10 %).

Weiterhin ist aus Tabelle 5.2 ersichtlich, dass der Anteil der Trockenintervalle sowohl bei der Diversion als auch beim Uniform Splitting gut abgebildet wird. Dies ist dadurch bedingt, dass in diese Charakteristik auch die niederschlagsfreien Tage einfließen. Unabhängig von der Disaggregationsmethode können aus einem trockenen Tag nur trockene

Tabelle 5.2: Gütekriterien der Niederschlagscharakteristiken für alle untersuchten Stationen bei der Anwendung von Diversion (Div) und Uniform Splitting (US)

Niederschlagscharakteristik	BIAS (%)		RRSE (%)		MAE	
	Div	US	Div	US	Div	US
Niederschlagsdauer [h]						
Mittelwert	40	-12	51	21	1.1	0.5
Standardabweichung	12	-29	30	33	0.7	0.9
Schiefe	-32	-26	36	32	1.3	1.1
Niederschlagsmenge [mm]						
Mittelwert	12	-9	33	24	0.5	0.4
Standardabweichung	-4	-18	28	28	0.8	1.1
Schiefe	-19	-19	25	25	1.4	1.4
Trockendauer [h]						
Mittelwert	10	-6	19	15	2.6	2.3
Standardabweichung	6	-7	15	13	4.1	4.5
Schiefe	-5	9	9	13	0.4	0.5
Anteil Trockenintervalle [%]	-7	-3	6	5	0.0	0.0
Mittlere Intensität [mm/h]	-20	4	22	13	0.1	0.1

Anmerkung: Ergebnisse basieren auf 80 Disaggregationen für jede Methode und Station

Zeitschritte generiert werden. Somit sind die generierten mit den beobachteten, hochaufgelösten Zeitreihen für trockene Tage identisch und es werden für diese Charakteristik nur geringe Abweichungen festgestellt.

Beim Uniform Splitting ist der *BIAS* sowohl bei der mittleren Niederschlags- (-12%) als auch bei der mittleren Trockendauer (-6%) geringer als bei der Diversion. Die ebenfalls geringere Abweichung bei der mittleren Niederschlagsmenge (-9%) führt zu einer sehr geringen Überschätzung der mittleren Intensität von 4%.

0.75 h	0	0	6	0	0	6	0	0
0.25 h	0	0	0	0	0	2	2	2
1 h	0	4	2	2	4	0	0	0

Abbildung 5.3: Elimination kurzer Trockendauern durch die Diversion

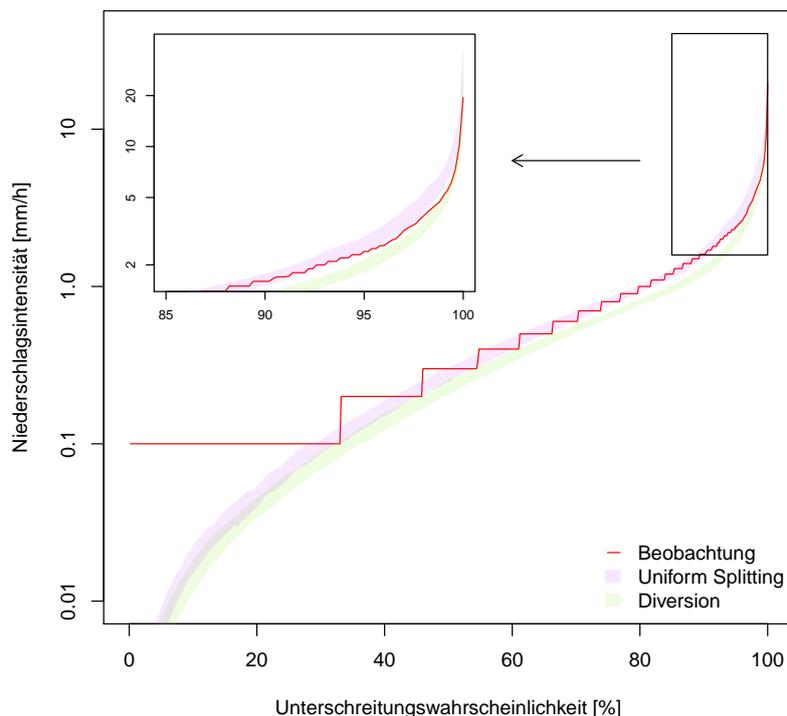


Abbildung 5.4: Dauerlinie der beobachteten und disaggregierten Zeitreihen mit Fokus auf die oberen 15 % der Unterschreitungswahrscheinlichkeit für die Station Wetze/Northeim. Die schattierten Flächen kennzeichnen den Bereich zwischen den Umhüllenden aller 80 Realisationen je Disaggregationsmethode.

Die Dauerlinien der Intensitäten der disaggregierten und beobachteten Zeitreihen sind in Abbildung 5.4 exemplarisch dargestellt. Die mittels Diversion erzeugten Niederschlagsintensitäten unterschätzen die Beobachtungen bis zu 4 mm/h (98 %). Die Unterschätzung beträgt durchschnittlich 20 %. Die mittels Uniform Splitting erzeugten Intensitäten zeigen von 35 % bis 93 % bzw. von 0.1 mm/h bis 2 mm/h eine sehr gute Übereinstimmung. Höhere Niederschlagsintensitäten werden leicht überschätzt.

Desweiteren ist eine starke Unterschätzung der Niederschlagsintensitäten <0.1 mm/h erkennbar, welche immerhin 35 % aller nassen Zeitschritte darstellen. Durch die Genauigkeit des Messgerätes von ± 0.1 mm können feinere Niederschläge nicht registriert werden. Es ist daher nicht möglich, die disaggregierten Niederschläge in diesem Bereich zu validieren. Allerdings sind diese Intensitäten aus hydrologischer Sicht weniger relevant. MOLNAR und BURLANDO (2005) haben ebenfalls eine Unterschätzung bei einer Disaggregation zu 10 Minuten festgestellt. Hierbei werden 48 % der beobachteten Niederschlagsintensitäten unterschätzt, wobei der höhere Anteil vermutlich auf zusätzliche Disaggregationsschritte

zurückzuführen ist (Disaggregation von 1280-Minuten zu 10-Minuten-Werten, insgesamt 7 Disaggregationsschritte).

Eine Möglichkeit den hohen Anteil an sehr geringen Niederschlägen zu vermeiden, wäre die Einführung einer minimalen Intensität für jeden disaggregierten Zeitschritt. Dieses Analogon zur Genauigkeit des Messinstruments bedarf jedoch die Einführung eines neuen Kaskadengenerators (siehe Gleichung 4.1) und wird daher an dieser Stelle nicht weiter untersucht. Es bleibt unklar, ob für den Bereich <0.1 mm/h zu viele geringe Intensitäten generiert oder durch die Messgenauigkeit zu viele geringe Intensitäten eliminiert werden (KOUTSOYIANNIS *et al.*, 2003).

Für die Auswertung der Niederschlagsextreme wird die gesamte zur Verfügung stehende Zeitreihenlänge verwendet. Es wird jeweils nur der Jahreshöchstwert verwendet. Für die Darstellung wird die „plotting position“ nach WEIBULL (1939) genutzt.

Die Extremwerte der beobachteten und disaggregierten Zeitreihen sind in Abbildung 5.5 dargestellt. Für die disaggregierten Zeitreihen sind jeweils die Spannweite der Extremwerte sowie der Median aus 80 Realisationen je Methode dargestellt. Die Beobachtungswerte befinden sich innerhalb der Spannweiten beider Methoden für alle Unterschreitungswahrscheinlichkeiten. Der Median der Diversion führt zu einer leichten Unterschätzung der Extremwerte. Dies geht mit der allgemeinen Unterschätzung der Niederschlagsintensitäten einher. Der Median des Uniform Splittings führt zu einer guten Abbildung der beobachteten Werte bis zu 85 %, während die oberen 15 % der Extremwerte unterschätzt werden. Für die Station Hannover-Langenhagen findet durch das Uniform Splitting eine Überschätzung bis zu einer Unterschreitungswahrscheinlichkeit von 85 % statt, während die oberen 15 % sehr gut durch den Median repräsentiert werden.

Die Spannweiten beider Methoden sind für die betrachteten Stationen bis zu einer Unterschreitungswahrscheinlichkeit von 70 % ähnlich. Für höhere Unterschreitungswahrscheinlichkeiten beträgt die maximale Spannweite der Diversionsergebnisse jedoch das bis zu dreifache der Spannweite resultierend aus dem Uniform Splitting.

Die Validierung anhand von Extremwerten ist besonders interessant, da die Struktur des Kaskadenmodells nicht für die Generierung von Extremwerten geschaffen wurde. Trotzdem werden die beobachteten Niederschlagsextreme gut wiedergegeben. GÜNTNER *et al.* (2001) haben für Stationen in Brasilien und Großbritannien ebenfalls eine Überschätzung der stündlichen Extremwerte mittels der Diversion festgestellt. Für australische Stationen wurde von PUI *et al.* (2012) ebenfalls die Diversion genutzt. Dies führte zu einer erheblichen Überschätzung der Extremwerte für alle untersuchten Stationen. LISNIAK

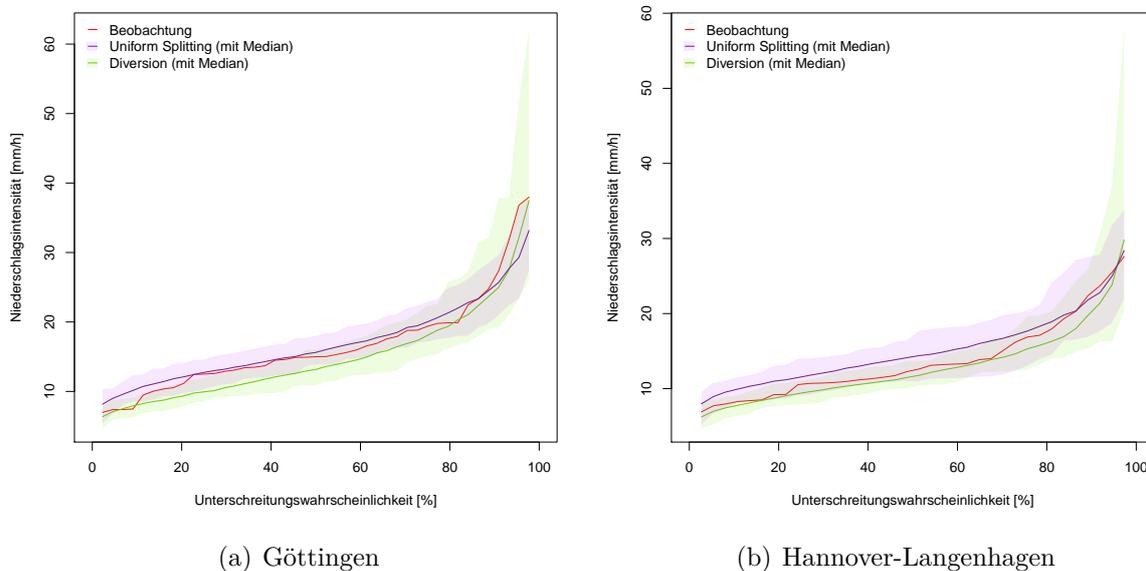


Abbildung 5.5: Empirische Unterschreitungswahrscheinlichkeiten der beobachteten und disaggregierten stündlichen Niederschlagsextreme der Stationen Göttingen (43 Jahre, 1951–2007, mit Fehlwerten von 1981 bis 1993) und Hannover-Langenhagen (36 Jahre, 1959–2007, mit Fehlwerten von 1981 bis 1992); die schattierten Flächen präsentieren die Spannweite aller Realisationen

et al. (2013) haben ebenfalls für die Analyse einer Disaggregation mit einer Aufteilung in 8-Stundenwerte zu Beginn des Disaggregationsprozesses einen Kalibrierungs- und einen Validierungszeitraum genutzt. Im Kalibrierungszeitraum werden die Extremwerte ebenfalls überschätzt, während im Validierungszeitraum eine Unterschätzung stattfindet.

Es kann zusammengefasst werden, dass die durch das Uniform Splitting erhaltenen Niederschlagszeitreihen sowohl die mittleren Ereignischarakteristika, die Dauerlinien der Niederschlagsintensitäten und die Extremwerte besser als die mittels Diversion disaggregierten Zeitreihen wiedergeben.

5.2 Disaggregation zu Minutenwerten

5.2.1 Verwendete Niederschlagsdaten

Für die Validierung der Disaggregationsmethoden zur Erzeugung 5-minütiger Niederschlagszeitreihen werden Stationen aus Niedersachsen verwendet. Als Messinstrumente wurden Tröpfchenzähler, Niederschlagswippen und -waagen mit Genauigkeiten von ± 0.1 mm oder ± 0.01 mm verwendet. Durch die Kombination verschiedener Datenbasen mit unterschiedlichen zeitlichen Auflösungen stehen Zeitreihen mit einer durchschnittlichen Zeitreihenlänge von 17 Jahren in der Zeitspanne von 1993 bis 2013 mit einem Minimum von 9 und einem Maximum von 20 Jahren zur Verfügung. Die geographische Lage der Stationen kann Abbildung 5.6 (ID 1-24) entnommen werden. Eine zusammenfassende Charakterisierung ist in Tabelle 5.3 dargestellt.

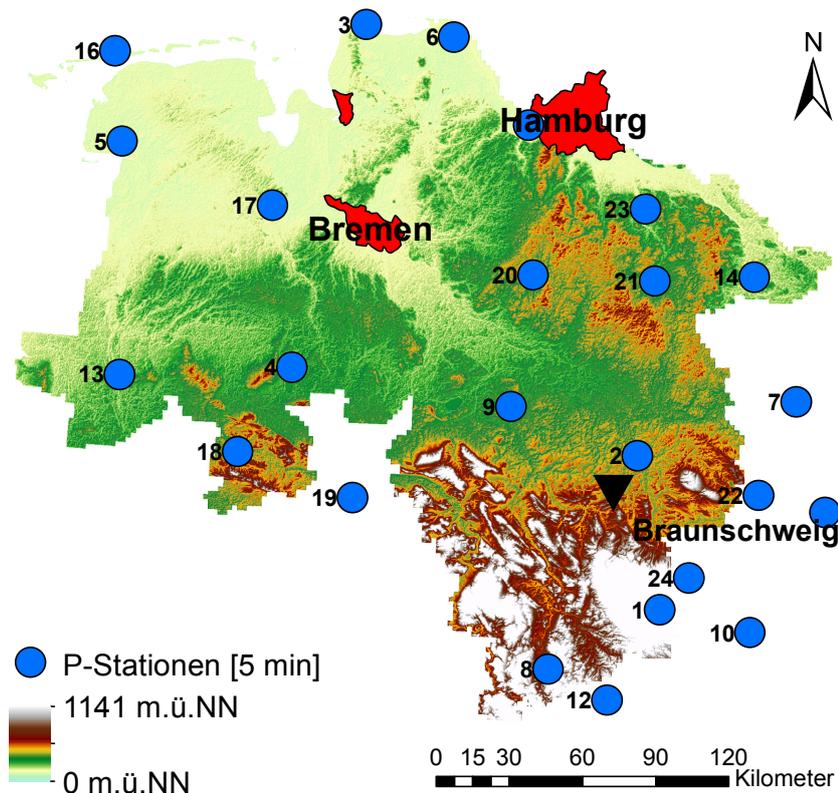


Abbildung 5.6: Zur Validierung verwendete Niederschlagsstationen (P-Stationen) mit 5-minütiger Auflösung

Tabelle 5.3: Kurzdarstellung* der zur Validierung von 5-Minuten-Niederschlägen verwendeten Stationen

ID	Station	Höhe [m.ü.NN]	Jahres-P [mm]	wetfr [%]	wsd [min]	wsa [mm]	dsd [min]
1	Braunlage	607	1397	8.1	15.5	0.51	175.3
2	Braunschweig-Voel.	81	638	4.4	15.7	0.43	336.8
3	Cuxhaven	5	869	6.2	19.1	0.51	291.9
4	Diepholz	39	690	4.6	15.2	0.43	314.8
5	Emden	0	825	5.5	15.5	0.47	281.2
6	Freiburg/Elbe	2	888	6.4	18.5	0.49	272.9
7	Gardelegen	47	581	6.2	22.7	0.40	340.2
8	Göttingen	167	631	4.3	14.1	0.40	315.3
9	Hannover	55	641	3.9	13.2	0.41	323.0
10	Harzgerode	404	612	7.3	23.9	0.38	304.3
11	Jork-Moorende	1	727	5.7	18.4	0.44	302.0
12	Leinefelde	356	942	8.0	25.5	0.57	291.1
13	Lingen	22	749	5.5	16.6	0.46	286.6
14	Lüchow	17	569	3.9	14.3	0.39	349.3
15	Magdeburg	76	596	5.5	22.1	0.38	373.3
16	Norderney	11	744	4.5	14.6	0.46	309.5
17	Oldenburg	11	809	6.4	18.1	0.43	263.1
18	Osnabrück	95	874	5.4	14.8	0.45	258.3
19	Bad Salzuflen	135	825	5.0	13.5	0.42	253.0
20	Soltau	76	804	5.3	15.4	0.44	274.1
21	Uelzen	50	643	5.5	17.5	0.39	300.1
22	Ummendorf	162	549	5.9	23.6	0.41	367.2
23	Wendisch Evern	62	686	5.8	18.0	0.40	290.2
24	Wernigerode	234	625	7.1	23.6	0.39	305.1

*Jahres-P - Jahresniederschlag, wetfr - Anteil nasser 5 min-Zeitschritte, wsd - mittl. Niederschlagsdauer, wsa - mittl. Niederschlagsmenge und dsd - mittl. Trockendauer

5.2.2 Validierung der Punktniederschläge

Für die Validierung der 5-minütigen Niederschlagszeitreihen werden erneut ereignisabhängige (*wsd*, *wsa*, *dsd*) und -unabhängige Charakteristiken (mittlere Intensität, Anteil an Trockenintervallen) sowie die Extremwerte verwendet. Als zusätzliches Kriterium wird die Autokorrelation innerhalb der Zeitreihen zur Validierung genutzt. Die Autokorrelation ist eine Möglichkeit, den Grad der zeitlichen Abhängigkeit eines Zeitschrittes von vorherigen Zeitschritten zu quantifizieren (SALAS, 1992). Hierbei wird die Zeitreihe um i Zeitschritte (engl. lags) verschoben und die Korrelation mit der Zeitreihe ohne Verschiebung verglichen. Ein niedriger Autokorrelationswert gibt hierbei ein kurzes Erinnerungsvermögen (geringe zeitliche Abhängigkeit, geringe Persistenz) für die betrachtete Verschiebung an. Häufig wird die Verschiebung um einen Zeitschritt (lag 1-Autokorrelation) oder aber über den Bereich an lags verglichen, in welchen sich die Autokorrelationswerte dem Wert Null annähern.

Zur Quantifizierung werden die gleichen Gütekriterien verwendet wie für die stündlichen Niederschläge (siehe Kapitel 5.1.2).

Die Ergebnisse aller vier Methoden (A, B1, B2, B3) sind in Tabelle 5.4 und Abbildung 5.7 dargestellt. Sowohl die Ergebnisse von MOLNAR und BURLANDO (2005) als auch die Validierungsergebnisse aus Kapitel 5.1.2 zeigen, dass die disaggregierten Zeitreihen viele Zeitschritte mit sehr geringen Niederschlagsintensitäten enthalten. Der Anteil dieser Zeitschritte scheint mit zunehmender Anzahl an Disaggregationsstufen zu steigen (Kapitel 5.1.2: Disaggregation auf 1 h, 35 % aller Werte; MOLNAR und BURLANDO (2005): Disaggregation auf 10 min, 48 % aller Werte). Da diese sehr geringen Intensitäten aus hydrologischer Sicht irrelevant sind und ein systematischer Fehler bei der Validierung vermieden werden soll, werden die in Abbildung 5.7 dargestellten Ergebnisse zusätzlich bei ausschließlicher Betrachtung von Niederschlagsintensitäten >0.1 mm in Abbildung 5.8 durchgeführt.

Bezüglich der Niederschlagsdauer zeigt sich, dass bei Berücksichtigung aller Niederschlagsintensitäten (Abbildung 5.7) die Methoden B2 und B3 zu einer akzeptablen Übereinstimmung mit den Beobachtungswerten führen. Für längere Niederschlagsdauern führen alle Methoden zu einer Unterschätzung. Die Ergebnisse sind ähnlich bei ausschließlicher Berücksichtigung von Niederschlagsintensitäten von >0.1 mm (Abbildung 5.8). Hierbei führt Methode B1 zu einer leichten Unterschätzung für alle Niederschlagsdauern. Methode B2 führt zu einer guten Anpassung für Niederschlagsdauern bis 14 Minuten, anschließend führt sie wie Methode A und B3 ebenfalls zu Unterschätzungen. Die generelle

5. Disaggregation von Niederschlagszeitreihen

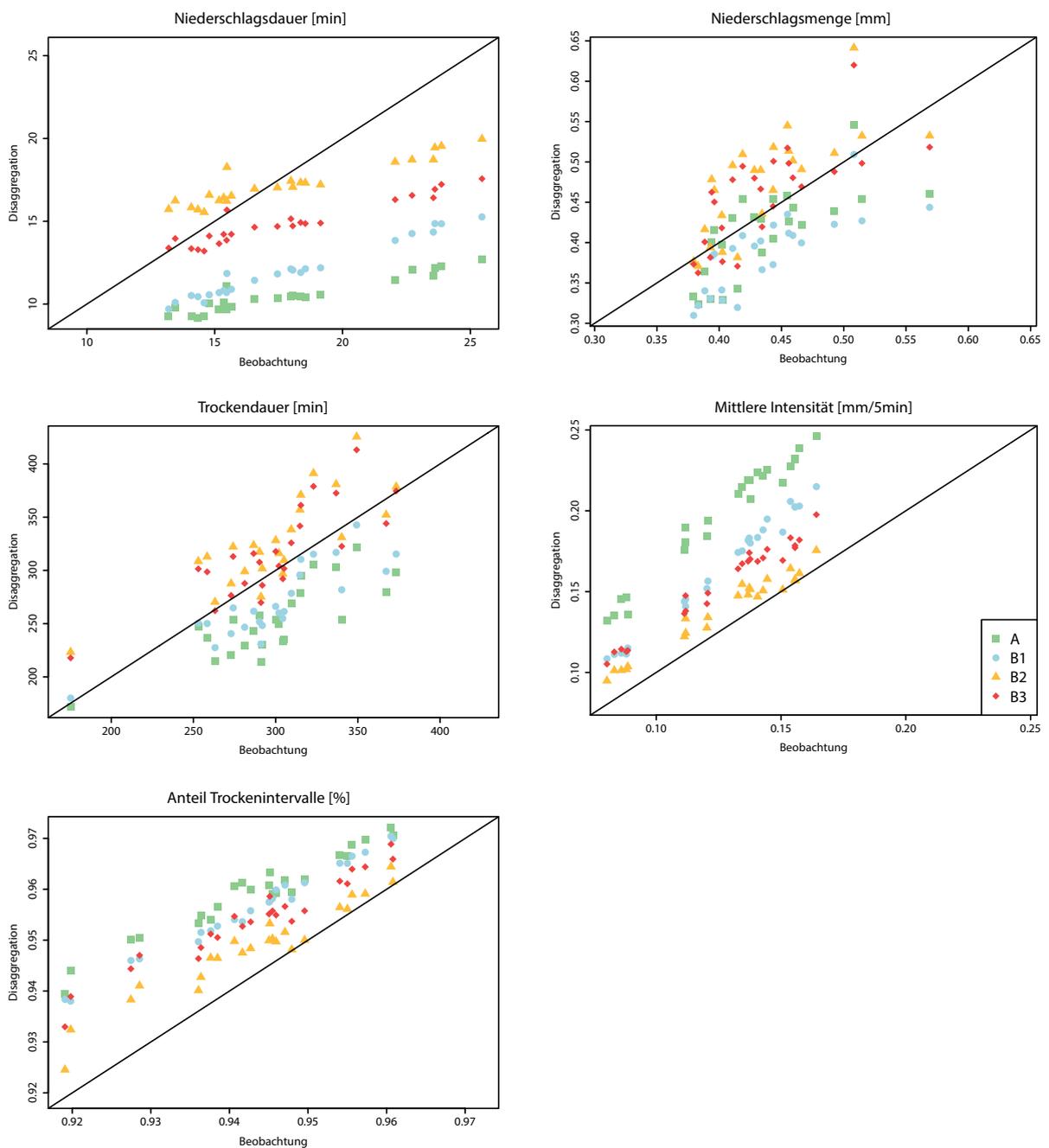


Abbildung 5.7: Gegenüberstellung beobachteter und disaggregierter Niederschlagscharakteristiken für alle Intensitäten bei 5-minütiger Auflösung

Unterschätzung kann mittels der Definition eines Niederschlagsereignisses begründet werden. Jedes Ereignis wird durch ein Trockenintervall beendet, wobei die Länge dieses Trockenintervalles irrelevant ist. Somit reicht bereits ein trockenes Zeitintervall aus, um ein längeres Niederschlagsereignis in zwei kürzere zu teilen.

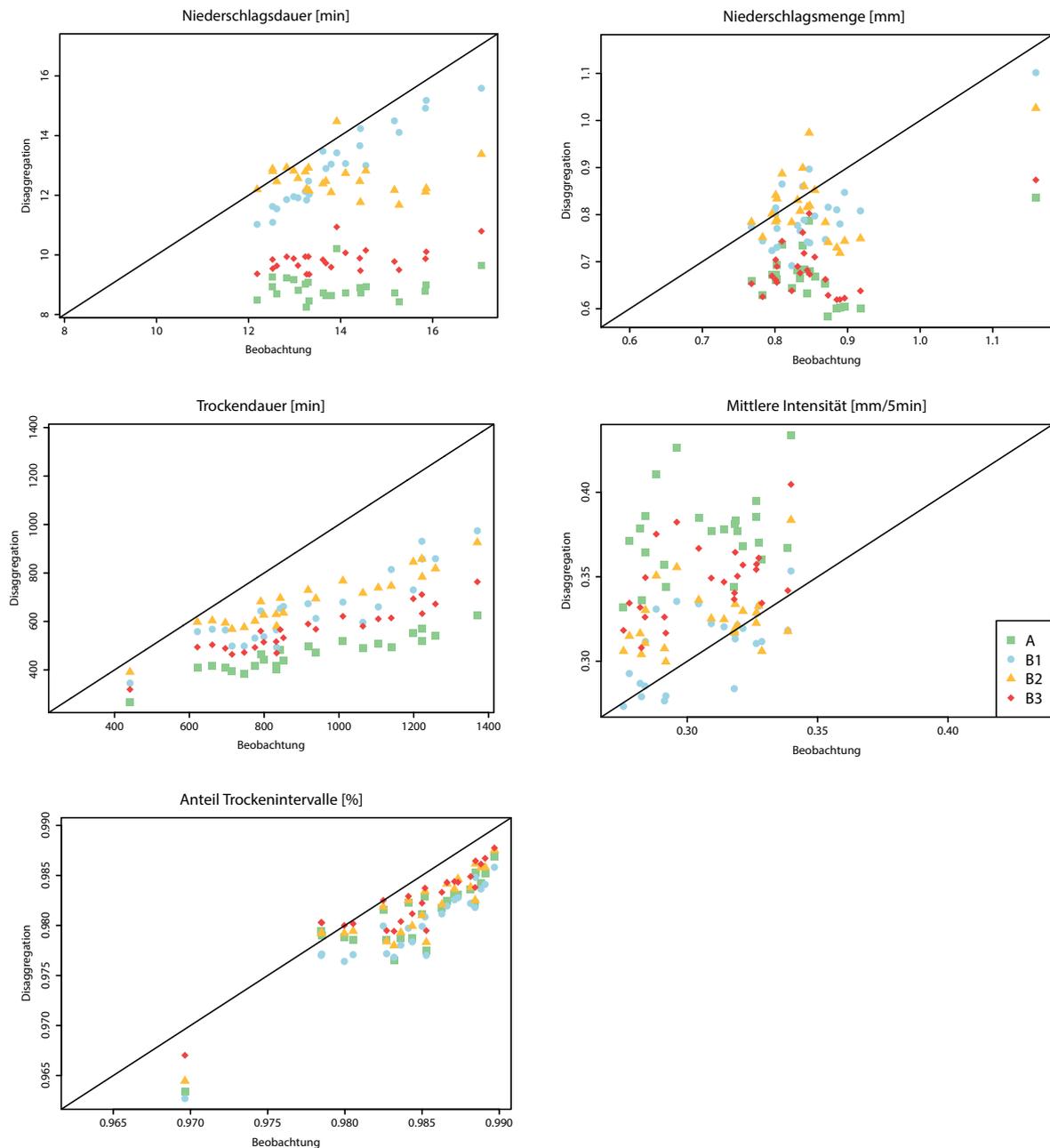


Abbildung 5.8: Gegenüberstellung beobachteter und disaggregierter Niederschlagscharakteristiken für Intensitäten >0.1 mm bei 5-minütiger Auflösung

Die Generierung trockener Intervalle hängt von den Wahrscheinlichkeiten $P(0/1)$ und $P(1/0)$ ab, welche für alle Positionsklassen für die untere Volumenklasse höher sind als für die obere. Die Parameter sind für Methode A in Anhang A für alle Skalenübergänge dargestellt. Auf diese Intensitätsabhängigkeit haben bereits von RUPP *et al.* (2009) hingewiesen. RUPP *et al.* (2009) haben ebenfalls festgestellt, dass die Variation der Parameter zwischen den Volumenklassen größer ist als zwischen den Skalen.

5. Disaggregation von Niederschlagszeitreihen

Tabelle 5.4: *BIAS* der Niederschlagscharakteristiken für alle untersuchten Stationen bei der Anwendung der Disaggregationsmethoden (Mittelwert über alle 24 Stationen)

Niederschlagscharakteristik	BIAS [%]			
	A	B1	B2	B3
Niederschlagsdauer [min]				
Mittelwert	-41	-32	-3	-16
Standardabweichung	-66	-70	-52	-53
Schiefe	-46	-59	-47	-49
Mittlere Intensität [mm/5min]				
Mittelwert	63	30	11	23
Niederschlagsmenge [mm]				
Mittelwert	-4	-11	8	4
Standardabweichung	-24	-29	-19	-20
Schiefe	3	-1	-12	-10
Trockendauer [min]				
Mittelwert	-13	-10	8	5
Standardabweichung	-18	-12	-3	-5
Schiefe	10	15	5	7
Anteil Trockenintervalle []				
	2	1	1	1
Autokorrelation [-]				
lag 1	-50	-3	-4	-30
lag 12	-52	-42	-49	-56

Die Ergebnisse für die mittleren Niederschlagsintensitäten zeigen ebenfalls eine klare Tendenz, wenn alle Intensitäten berücksichtigt werden. Durch alle Methoden findet eine Überschätzung statt, wobei diese bei Methode A mit 63 % am größten ist. Dies liegt an der Reduzierung der Tageslänge auf 1280 Minuten und der damit bereits verbundenen Erhöhung der Niederschlagsintensität, da die Tagesniederschlagsmenge unverändert erhalten bleibt. Unter der ausschließlichen Berücksichtigung von Niederschlägen >0.1 mm sind die Abweichungen für alle Methoden geringer. B3 führt in beiden Analysen zu Überschätzungen, da hierbei das gesamte Niederschlagsvolumen, welches auf der 15-Minuten-Ebene disaggregiert wird, innerhalb eines 3.75-Minuten-Zeitschrittes fallen kann. Insgesamt führt B2 zur besten Repräsentation der mittleren Intensität mit einer geringen Überschätzung von 11 % für alle Intensitäten.

Während für Niederschlagsdauer und -intensität klare Tendenzen der einzelnen Methoden erkennbar sind, ist dies bei der Niederschlagsmenge nicht der Fall. Die Unterschätzung der Niederschlagsdauer und die Überschätzung der Intensitäten kompensieren sich teilweise und führen so zu einer nur leichten Unterschätzung der Niederschlagsmenge durch Methode A von 4%. Methode B1 führt zu einer Unterschätzung, B2 und B3 zu Überschätzungen für die meisten Stationen. Bei Vernachlässigung der Intensitäten ≤ 0.1 mm verändern sich die Verhältnisse. Die Methoden A und B3 zeigen starke Unterschätzungen der Niederschlagsmenge, während B1 und B2 akzeptable Übereinstimmungen mit sowohl Über- als auch Unterschätzungen der Beobachtungswerte zeigen.

Für die Trockendauer zeigen bei Berücksichtigung aller Intensitäten die Methoden B2 und B3 ähnliche Ergebnisse mit leichten Überschätzungen von 8% und 5%. Durch die Einführung des Grenzwertes 0.1 mm und der damit verbundenen Elimination einzelner, minimaler Auslösungen des Messinstrumentes (engl. single tips) erhöht sich die Trockendauer wesentlich. Alle Methoden führen zu Unterschätzungen, wobei diese von Methode B2 über B1, B3 zu A zunehmen.

Die Unterschätzung sowohl der Niederschlags- als auch der Trockendauer durch Methode A ist ein systematischer Fehler in Folge der Kürzung der Gesamttageslängen von 1440 zu 1280 Minuten. Die Trockendauer könnte erhöht werden, indem weitere trockene Intervalle in die disaggregierte Niederschlagszeitreihe eingebaut werden. Jedoch wird auch der Anteil an Trockenintervallen durch Methode A schlecht repräsentiert. Hierbei kommt es bei allen Methoden zu Überschätzungen, wenn alle Intensitäten berücksichtigt werden, und zu Unterschätzungen, wenn die Intensitäten ≤ 0.1 mm nicht berücksichtigt werden. Die Unterschiede zwischen den Methoden sind geringer ($< 1\%$) als für z.B. die Niederschlagsdauer, da hierbei auch alle trockenen Tage eingehen, welche nicht durch die Disaggregationsmethode beeinflusst werden.

Zusätzlich wurde die Autokorrelation der disaggregierten Zeitreihen untersucht. Dies ist exemplarisch für die Station Harzgerode in Abbildung 5.9 dargestellt. Der *BIAS* wurde für Lag 1 (Verschiebung um 5 Minuten) und Lag 12 (Verschiebung um 1 Stunde) über alle Stationen gemittelt und ist in Tabelle 5.4 dargestellt. Alle Methoden führen zu einer Unterschätzung der Autokorrelation über alle Lags. Für Lag 1 können große Unterschiede zwischen den einzelnen Methoden festgestellt werden. Methode A unterschätzt die Lag 1-Autokorrelation um 50%, B1 und B2 zeigen Unterschätzungen von 3% bzw. 4%. Bei Lag 12 sind die Unterschiede zwischen den einzelnen Methoden wesentlich geringer, der

Autokorrelationswert der beobachteten Zeitreihe wird um 42 % bei B1 bzw. bis zu 56 % bei B3 unterschätzt. Für B1 ist in Abbildung 5.9 zusätzlich ein Muster aus höheren Autokorrelationswerten aller drei Lags zu erkennen, welches aus dem Uniform Splitting-Ansatz bei 15 Minuten und der damit verbundenen möglichen uniformen Aufteilung auf drei Zeitschritte resultiert. Die Unterschätzung der Autokorrelationsfunktion ist ein generelles Problem des Kaskadenmodells und wurde zuvor bereits von OLSSON (1998), GÜNTNER *et al.* (2001), PUI *et al.* (2012), PASCHALIS *et al.* (2012) und PASCHALIS *et al.* (2014a) festgestellt.

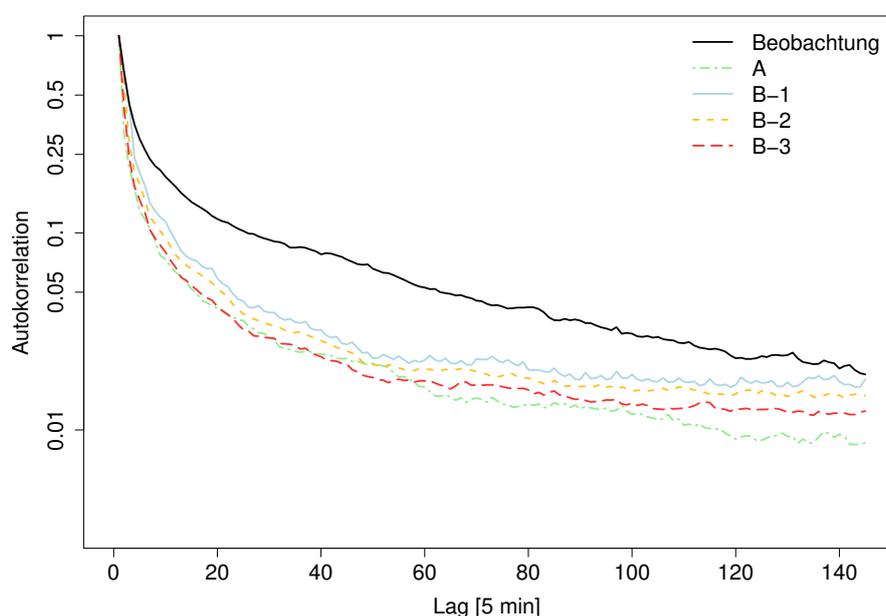


Abbildung 5.9: Autokorrelationsfunktion der beobachteten und disaggregierten Zeitreihen für die Station Harzgerode. Für letztere ist jeweils der Median der Autokorrelationswerte aus 30 disaggregierten Zeitreihen dargestellt.

Die Extremwerte der beobachteten und disaggregierten Zeitreihen sind exemplarisch für die Station Osnabrück in Abbildung 5.10 mithilfe der Weibull-Plotting position dargestellt. Zusätzlich zur Spannweite der Ergebnisse sind der Median und das 0.05- bzw. 0.95-Quantil angegeben. Die Mediane und Quantile sind für die anderen Stationen ähnlich. Die Mediane der Methoden B1, B2 und B3 zeigen eine gute Übereinstimmung mit den Beobachtungswerten bei ähnlichen Quantilen und Spannweiten. Methode A überschätzt die Beobachtungswerte, wobei auch die Spannweite der Ergebnisse wesentlich größer ist als bei den anderen drei Methoden. Für das größte Wiederkehrintervall $T_k=35$ Jahre wird der beobachtete Wert durch das Maximum der Spannweite um das sechsfache überschritten.

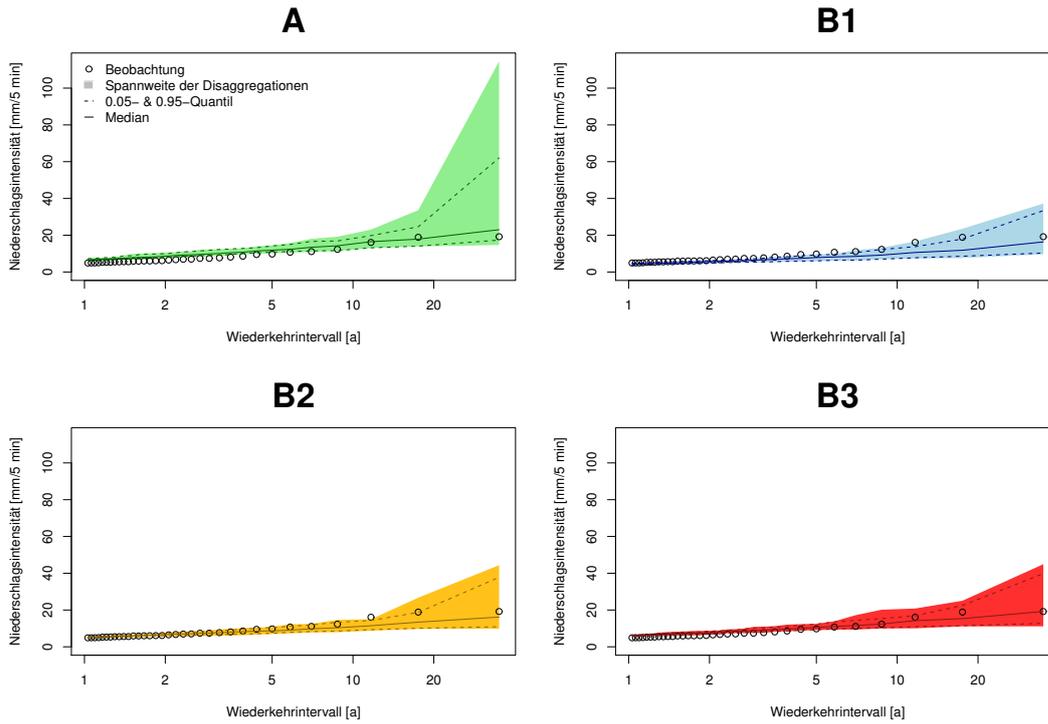


Abbildung 5.10: 5-Minuten-Extremwerte der Station Osnabrück (Januar 1993 - November 2010)

Ein Vergleich der Extremwerte über alle Stationen ist mittels der empirischen Wiederkehrintervalle nicht möglich, da die Anzahl an Extremwerten jeder Station von deren Zeitreihenlänge abhängig ist. Diese ist jedoch von Station zu Station verschieden, wodurch unterschiedliche Anzahlen an Extremwerten und damit verschiedene Wiederkehrintervalle resultieren. Für einen stationsübergreifenden Vergleich wurden daher Exponentialverteilungen an die Mediane der jeweiligen Disaggregationsmethoden angepasst. Die Exponentialverteilung wurde gewählt, da diese in Deutschland als Standard für partielle Serien des Niederschlages verwendet wird (DWA-A 531, 2012).

Die Abweichungen der Niederschlagsextreme der disaggregierten (*Dis*) von den beobachteten (*Obs*) Zeitreihen werden als *RRSE* für einzelne Wiederkehrintervalle T_k der angepassten Verteilungsfunktionen über alle Stationen n ermittelt. Die Ergebnisse sind für eine zeitliche Auflösung von 5 Minuten in Tabelle 5.5 dargestellt.

$$RRSE(T_k) = \sqrt{\frac{1}{n} \cdot \sum_{i=1}^n \left[\frac{RRSE(T_{k,Dis,i}) - RRSE(T_{k,Obs,i})}{RRSE(T_{k,Obs,i})} \right]^2} \quad \text{mit } T_k = 0.5, 1, 2, 5, 10 a \quad (5.4)$$

Tabelle 5.5: RRSE für Niederschlagsextreme mit 5 Minuten Dauer verschiedener Wiederkehrintervalle (basierend auf allen 24 Stationen)

$T_k[\text{a}]$	RRSE(T_k) [-]			
	A	B1	B2	B3
0.5	0.48	0.23	0.20	0.38
1	0.55	0.18	0.20	0.40
2	0.63	0.18	0.25	0.44
5	0.72	0.21	0.30	0.48
10	0.77	0.23	0.33	0.51

Für die Wiederkehrintervalle von 1 und 5 Jahren sind die $RRSE(T_k)$ der einzelnen Methoden bezüglich der Extremwerte in Abbildungen 5.11 für 5-minütige und in Abbildung 5.12 für stündliche Zeitreihen dargestellt.

Aus Abbildung 5.11 wird ersichtlich, dass Methode A die Beobachtungswerte für beide Wiederkehrintervalle am stärksten überschätzt. Diese Überschätzung ist konsistent mit der allgemeinen Überschätzung der Niederschlagsintensitäten (siehe Abbildung 5.7) durch Methode A und kann mit der künstlichen Intensitätserhöhung durch die Verkürzung der Tageslänge begründet werden.

Die Methode B3 führt ebenfalls zu Überschätzungen der Extremwerte. Durch die Disaggregation zu einer sehr hohen zeitlichen Auflösung von 3.75 Minuten kann das gesamte Niederschlagsvolumen innerhalb eines sehr kurzen Zeitschrittes fallen, was zu einer Überschätzung der Extremwerte führt.

Bei Methode B2 endet die Disaggregation bei einer zeitlichen Auflösung von 7.5 Minuten, wodurch das Niederschlagsvolumen auf längere Zeitschritte verteilt wird. Dies führt zu einer leichten Überschätzung der Beobachtungswerte für die meisten Stationen.

Für Methode B1 führt das Uniform Splitting am Ende der Disaggregation durch eine mögliche Verteilung des Niederschlagsvolumens auf drei 5-Minuten-Zeitschritte zu einer Unterschätzung der Extremwerte und nur für wenige Stationen zu einer leichten Überschätzung. Generell ist die Spannweite der Ergebnisse bei B1 geringer als bei allen anderen Methoden. Aus Tabelle 5.5 wird ersichtlich, dass die Abweichungen der Extremwerte von den Beobachtungswerten bei B1 geringer ausfallen als für B2. Aus ingenieurstechnischer Sicht ist B2 mit einer Überschätzung der Extremwerte jedoch auf der sicheren Seite,

während B1 mit einer Unterschätzung der Extreme zu Problemen führen könnte, wenn diese z.B. für Bemessungsaufgaben genutzt werden.

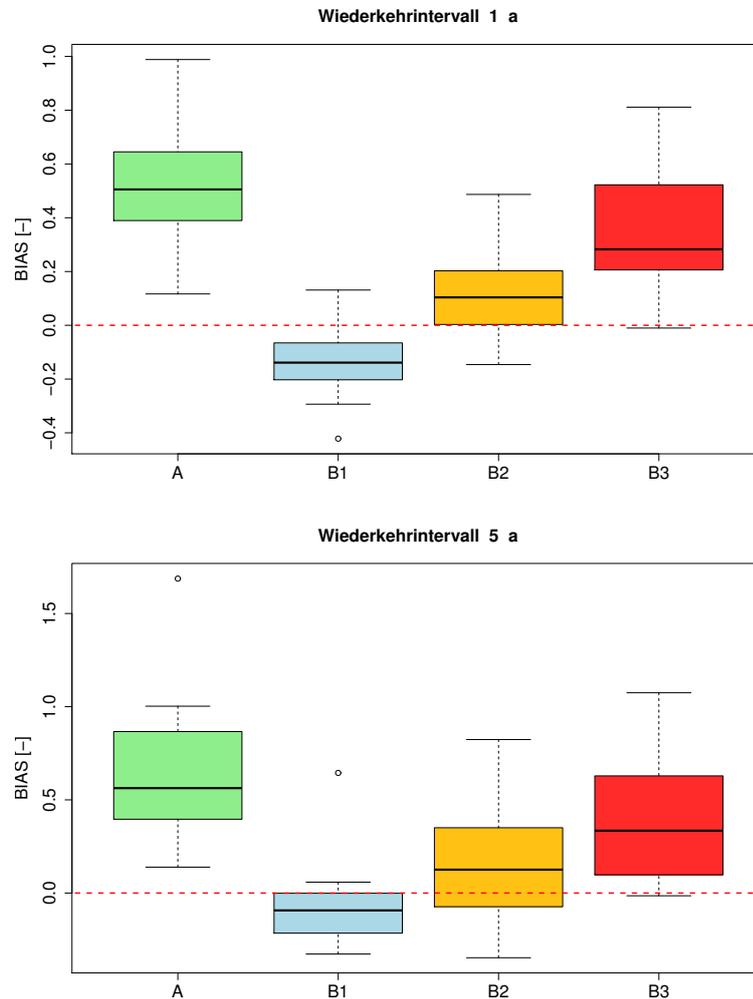


Abbildung 5.11: BIAS der Extremwerte der disaggregierten Niederschlagszeitreihen mit 5-minütiger Auflösung für Wiederkehrintervalle von 1 Jahr (oberer Teil) und 5 Jahren (unterer Teil) für alle Stationen (nach Anpassung von Exponentialverteilungen). Die gestrichelte Linie markiert eine Abweichung von 0.

Bei Extremwerten mit Dauern von einer Stunde sind die Unterschiede zwischen den Methoden wesentlich geringer (siehe Abbildung 5.12). Für B1, B2 und B3 sind die Ergebnisse sehr ähnlich, da der Disaggregationsprozess bis zu dieser Auflösung identisch ist. Die Unterschiede ergeben sich lediglich aus den benachbarten Zeitschritten. Für ein Wiederkehrintervall von einem Jahr zeigen die Mediane aller vier Methoden leichte Überschätzungen der Beobachtungswerte. Für ein Wiederkehrintervall von 5 Jahren werden die Beobachtungswerte durch Methode A leicht überschätzt, während B1, B2 und B3 zu einer Unterschätzung führen. Allerdings sind die Abweichungen wesentlich

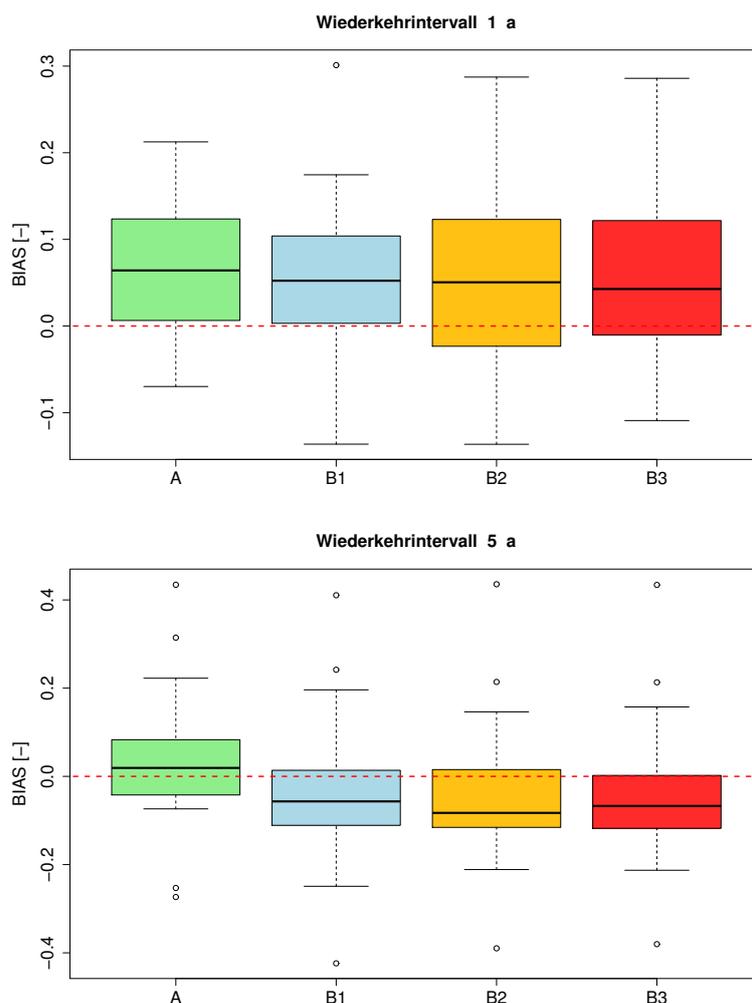


Abbildung 5.12: BIAS der Extremwerte der disaggregierten Niederschlagszeitreihen mit stündlicher Auflösung für Wiederkehrintervalle von 1 Jahr (oberer Teil) und 5 Jahren (unterer Teil) für alle Stationen (nach Anpassung von Exponentialverteilungen). Die gestrichelte Linie markiert eine Abweichung von 0.

geringer als für die Extremwerte mit einer Dauer von 5 Minuten. Die Spannweite ist für beide Wiederkehrintervalle am geringsten für Methode A, welche zur besten Anpassung bei einer zeitlichen Auflösung von einer Stunde führt.

Der $RRSE(T_k)$ (siehe Tabelle 5.5) ist für alle Wiederkehrintervalle für Methode A mit bis zu 77 % am höchsten, gefolgt von B3 mit bis zu 51 %. Für B2 ergeben sich leicht höhere Werte als für B1 für alle Wiederkehrintervalle mit Ausnahme von $T=0.5 a$. Die aus den Abbildungen 5.11 und 5.12 gezogenen Schlussfolgerungen können daher für andere Wiederkehrintervalle bestätigt werden.

5.3 Zusammenfassung der Ergebnisse

In diesem Kapitel werden die wesentlichen Untersuchungsergebnisse der Disaggregation zu Stunden- (Kapitel 5.1.2) und 5-Minuten-Werten (Kapitel 5.2.2) zusammengefasst. Für beide Untersuchungen wurden Niederschlagsstationen in Niedersachsen verwendet.

Sowohl bei der Disaggregation zu Stunden- als auch zu 5-Minuten-Werten wurde ein neuer Ansatz des Kaskadenmodells verwendet. Durch eine Verästelungsnummer $b=3$ im ersten Disaggregationsschritt (MÜLLER und HABERLANDT, 2015) werden, ausgehend von Niederschlagstageswerten, Stundenwerte direkt als Resultat des Kaskadenmodells erhalten. Es bedarf keiner weiteren Umwandlung der zeitlichen Auflösung wie z.B. einer uniformen Transformation wie in GÜNTNER *et al.* (2001). Für den vorgestellten Ansatz sind aufgrund der Gleichverteilung innerhalb des Uniform Splittings weniger Parameter notwendig als für den Ansatz von LISNIAK *et al.* (2013), welcher ebenfalls $b=3$ für den ersten Disaggregationsschritt verwendet.

Für die Validierung wurden die Ansätze Uniform Splitting von MÜLLER und HABERLANDT (2015) und Diversion von GÜNTNER *et al.* (2001) hinsichtlich ihrer Abbildung verschiedener Zeitreihencharakteristiken und der Extremwerte bei stündlicher Auflösung miteinander verglichen. Die Hauptschlussfolgerungen sind:

- Uniform Splitting führt zu besseren Ergebnissen hinsichtlich grundlegender Zeitreihencharakteristiken sowie der Unterschreitungsdauerlinien der Niederschlagsintensitäten.
- Die Statistiken der Beobachtungszeitreihen können durch Uniform Splitting gut wiedergegeben werden. Die Anteile der Trockenintervalle, die mittlere Niederschlagsmenge sowie die mittlere Niederschlags- und Trockendauer werden leicht unterschätzt (3 %, 9 %, 12 % und 6 %), während die mittlere Intensität leicht überschätzt wird (4 %).
- Die Unterschreitungsdauerlinie der Niederschlagsintensitäten zeigt eine gute Übereinstimmung mit den Beobachtungsdaten zwischen 35 % (0.1 mm/h) und 93 % (2 mm/h). Für höhere Wahrscheinlichkeiten findet eine leichte Überschätzung statt.
- Die beobachteten Niederschlagsextremwerte sind von den durch Uniform Splitting generierten Extremwerten aller 80 Realisationen eingeschlossen. Der Median der Realisationen zeigt für einige Stationen leichte Überschätzungen der Beobachtungswerte.

Bei allen disaggregierten Zeitreihen sind ein Drittel der Niederschlagsintensitäten kleiner als der kleinste Werte der Beobachtungszeitreihe. Letzterer ist bedingt durch die Auflösung des Messinstrumentes. Es kann nicht festgestellt werden, ob durch die Disaggregation zu geringe Intensitäten generiert werden oder ob die Auflösung der Messinstrumente die Messung dieser verhindert (KOUTSOYIANNIS *et al.*, 2003). Eine Unterschätzung von 48 % der minimalen Intensität wurde ebenfalls durch MOLNAR und BURLANDO (2005) festgestellt.

Um 5-minütige Niederschlagswerte zu erreichen, muss ein zusätzlicher Schritt eingeführt werden, um die nach der Disaggregation vorliegenden Zeitreihen mit 15-, 7.5- oder 3.75-minütiger Auflösung zu 5 Minuten umzuwandeln. Hierfür wurden erneut eine Variante des Uniform Splittings (15 Minuten, B1) sowie zwei Varianten uniformer Transformation (B2- 7.5 und B3- 3.75 Minuten) untersucht (MÜLLER und HABERLANDT, 2016). Ein Vergleich erfolgte mit Methode A, welcher die Annahme zu Grunde liegt, dass ein Tag aus nur 1280 Minuten statt 1440 Minuten besteht. Die wesentlichen Erkenntnisse sind:

- Die Methoden B1, B2 und B3 führen bezüglich mittlerer Niederschlags- und Trockendauer, der Lag-1-Autokorrelation und der Niederschlagsmenge zu besseren Ergebnissen als Methode A.
- Für die mittlere Niederschlagsmenge führen A und B3 zu besseren Ergebnissen als B1 und B2, wenn alle Zeitschritte berücksichtigt werden. Bei ausschließlicher Berücksichtigung von Niederschlägen mit Intensitäten >0.1 mm/5 min erzielen hingegen B1 und B2 die besseren Ergebnisse.
- Für Extremwerte mit 5-minütiger Dauer führen A und B3 zu hohen Überschätzungen. B1 führt zu leichten Unter-, B2 zu leichten Überschätzungen. Für Extremwerte mit 1 h-Dauer werden nur geringe Unterschiede zwischen den Methoden ersichtlich.
- Zusammenfassend spiegelt B2 die Beobachtungswerte am besten wider. Es werden nur leichte Überschätzungen für die mittlere Intensität (11 %), Niederschlagsmenge und Trockendauer (beide 8 %) sowie eine geringe Unterschätzung der mittleren Niederschlagsdauer (3 %) festgestellt. Für Extremwerte mit einem Wiederkehrintervall von 0.5 bis 2 Jahren beträgt der *RRSE* 20- 25 %.

Die Überschätzung von Extremwerten mittels B3 wurde zuvor bereits von ONOF *et al.* (2005) festgestellt. MOLNAR und BURLANDO (2005) zeigen ebenfalls für Extremwerte Überschätzungen durch A, während LICZNAR *et al.* (2011a) für eine Dauerstufe von 5 Minuten Unterschätzungen festgestellt haben.

Die Unterschätzung der Autokorrelation ist ein bekanntes Problem bei der Verwendung des Kaskadenmodells und wurde u.a durch OLSSON (1998), GÜNTNER *et al.* (2001), PUI *et al.* (2012), PASCHALIS *et al.* (2012) und PASCHALIS *et al.* (2014a) festgestellt. LISNIAK *et al.* (2013) konnten in ihrer Untersuchung eine gute Abbildung der Autokorrelation in der Validierungsperiode feststellen, jedoch nicht in der Kalibrierungsperiode. RUPP *et al.* (2009) haben vier verschiedene Kaskadenmodelle untersucht. Je nach Modellauswahl wurde die Autokorrelation über- oder unterschätzt. LOMBARDO *et al.* (2012) haben nachgewiesen, dass eine Reproduktion der Autokorrelation mittels des Kaskadenmodells in seiner bisherigen Struktur nicht möglich ist.

Zusammenfassend führt das Uniform Splitting mit der Erweiterung B2 zu den besten Ergebnissen hinsichtlich der betrachteten Niederschlagscharakteristiken.

Kapitel 6

Implementierung räumlicher Konsistenz

In diesem Kapitel wird die generelle Eignung des unter Kapitel 4.2 vorgestellten Resampling-Algorithmus zur Implementierung räumlicher Konsistenz des Niederschlages in bereits disaggregierte Zeitreihen untersucht. Die verwendeten Stations- und Gebietsdaten sind in Kapitel 6.1 aufgeführt. Die verwendete Methodik ist in Kapitel 6.2 und die resultierenden Ergebnisse bezüglich der räumlichen Kriterien und der Gebietsniederschläge sind in den Kapiteln 6.3 und 6.4 dargestellt.

6.1 Gebiete und Daten

Die für diese Untersuchung verwendeten Niederschlagsstationen befinden sich in und um das Aller-Leine-EZG (Abbildung 6.1).

Das Untersuchungsgebiet umschließt sowohl die Lüneburger Heide als auch den Harz. Das Einzugsgebiet der Oberen Leine mit einer Fläche von 992 km² befindet sich im Süden des Aller-Leine-Einzugsgebietes und stellt ein Kopfeinzugsgebiet dar.

Die verwendeten 22 Niederschlagsstationen wurden vom DWD und der Meteomedia AG zur Verfügung gestellt. Für diese Stationen liegen lange Zeitreihen mit einer stündlichen Auflösung oder feiner vor. Die Niederschlagsstationen sind in Gruppe A und B unterteilt. Die Gruppeneinteilung dient lediglich zur Unterscheidung der unterschiedlichen Anwendungsbereiche der Niederschlagsstationen innerhalb dieser Untersuchung.

Für das Resampling werden ausschließlich Stationen der Gruppe A verwendet. Im Idealfall würden die verwendeten Zeitreihen keine bzw. einen sehr geringen Anteil an Fehlwerten aufweisen. Die Zeitreihen der Gruppe A werden für das Resampling auf

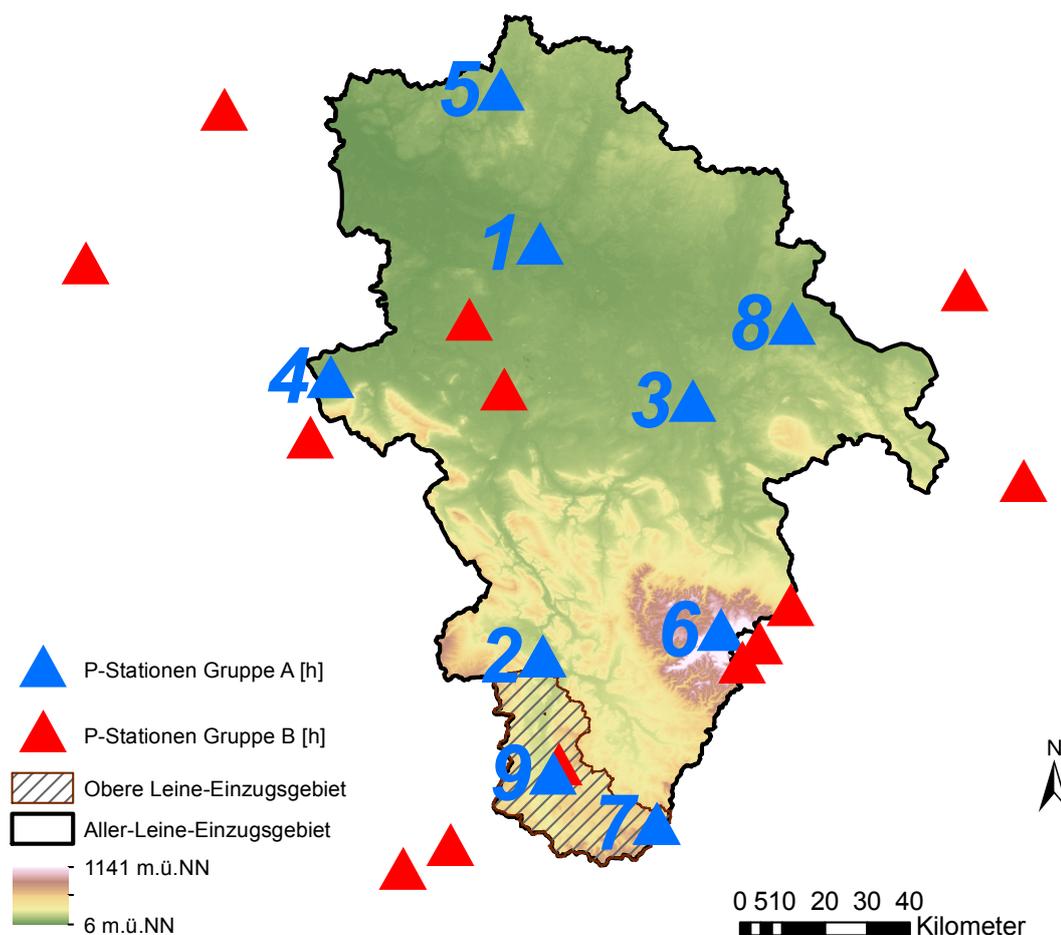


Abbildung 6.1: Verwendete Niederschlagsstationen und Einzugsgebiete zur Validierung des Resampling-Algorithmus für die Implementierung räumlicher Konsistenz

den Zeitraum vom 15.12.2002 bis 30.01.2007 gekürzt, in welchem diese Voraussetzungen erfüllt sind. Eine Beschreibung der Niederschlagsstationen der Gruppe A kann Tabelle 5.1 entnommen werden. Es handelt sich hierbei um die gleichen Stationen, welche zuvor für die Validierung des Kaskadenmodells zur Generierung von Stundenwerten verwendet wurden. Zur Schätzung der räumlichen Kriterien werden sowohl Niederschlagsstationen der Gruppe A als auch B genutzt.

6.2 Implementierung der räumlichen Kriterien

Als räumliche Kriterien werden die Auftretenswahrscheinlichkeit (Gleichung 4.4), der Korrelationskoeffizient nach Pearson (4.5) und das Kontinuitätsverhältnis (4.6) verwendet. Die Schätzung dieser Kriterien erfolgt distanzabhängig mittels der Niederschlagsstationen

aus Gruppe A und B. Hierfür wird die gesamte zur Verfügung stehende Zeitreihenlänge jeder Station genutzt. Die geschätzten Parameter sind in Abbildung 6.2 dargestellt.

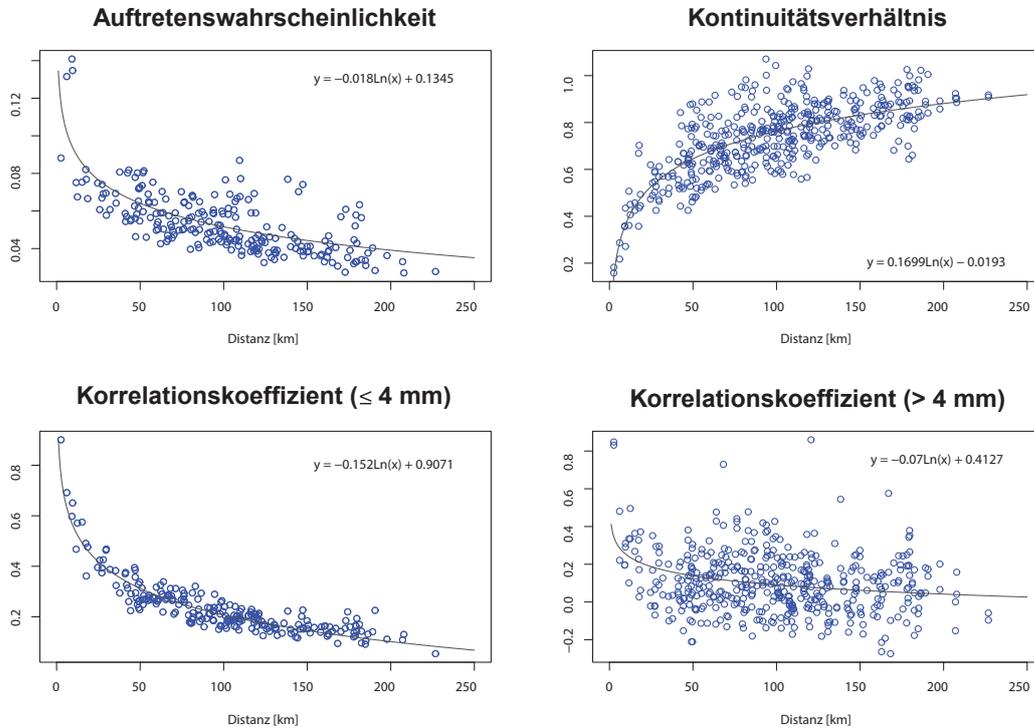


Abbildung 6.2: Geschätzte räumliche Kriterien in Abhängigkeit der Distanz zweier Stationen für stündliche Zeitreihen (Hinweis: Die Ordinatenachsen der Korrelationskoeffizienten sind unterschiedlich eingeteilt)

Aus Abbildung 6.2 wird ersichtlich, dass der Korrelationskoeffizient wesentlich von den in der Niederschlagszeitreihe untersuchten Volumina abhängt. Für die untersuchten Zeitreihen wird ein Grenzwert der Niederschlagsintensitäten von 4 mm/h identifiziert. Unterhalb dieses Grenzwertes ist eine starke Distanzabhängigkeit des Korrelationskoeffizienten zu erkennen, während für höhere Niederschlagsvolumina sogar negative Werte festgestellt werden können. Dies ist auf den Ursprung der Niederschläge zurückzuführen. Niedrigere Intensitäten resultieren aus advektiven Niederschlagsereignissen mit einer hohen räumlichen Ausdehnung, deren Korrelation wesentlich ausgeprägter ist als bei hohen Intensitäten, welche vermeintlich aus konvektiven Ereignissen mit einer geringen räumlichen Ausdehnung stammen. Daher werden für Niederschläge ≤ 4 mm und > 4 mm verschiedene Korrelationskoeffizienten verwendet. Für die Methodik zur Festlegung des Grenzwertes auf 4 mm wird auf den Anhang B verwiesen. Für geringere Niederschlagsintensitäten ist ein räumlicher, distanzabhängiger Zusammenhang der Niederschlagsintensitäten zu erkennen. Ab einem Grenzwert von 4 mm ist der räumliche Zusammenhang sehr gering,

sodass davon ausgegangen wird, dass es sich hierbei um konvektive Ereignisse handelt.

Als Regressionsgeraden werden für alle Kriterien logarithmische Funktionen verwendet, da diese zu den besten Anpassungen für die verwendeten Kriterien führen. Durch die Erweiterung der räumlichen Kriterien um den Korrelationskoeffizienten für Niederschlagsintensitäten > 4 mm wird die in Kapitel 4.2.2 vorgestellte Zielfunktion (Gleichung 4.7) ersetzt durch:

$$O_{k,l} = w_1 \cdot (P_{k,l} - P_{k,l}^*) + w_2 \cdot (\rho_{k,l>4} - \rho_{k,l>4}^*) + w_3 \cdot (\rho_{k,l\leq 4} - \rho_{k,l\leq 4}^*) + w_4 \cdot (C_{k,l} - C_{k,l}^*) \quad (6.1)$$

Mit dieser Zielfunktion wird der Resampling-Algorithmus aus Kapitel 4.2.2 für das Einzugsgebiet der Oberen Leine angewandt. Es werden die Niederschlagsstationen Wetzze/Northeim (ID: 2), Göttingen (9) und Leinefelde (7) (siehe Abbildung 6.1) verwendet.

Für das Aller-Leine-EZG wird zusätzlich zu dem bisherigen Resampling-Verfahren (Einschritt-Verfahren, engl. one-step approach) aufgrund der Problematik einer hohen Anzahl an Stationen ein weiterer Ansatz verfolgt. Im sogenannten Zwei-Schritt-Verfahren (two-step approach) wird zuerst nur eine Teilmenge an Zeitreihen optimiert. In einem zweiten Schritt werden die bereits optimierten Zeitreihen als Referenzstationen für die Optimierung der anderen Stationen angewandt.

Für ein besseres Verständnis wird das Zwei-Schritt-Verfahren anhand der Stationskennung (ID) aus Abbildung 6.1 im Zusammenhang mit dem 12-Punkte-Resampling-Schema aus Kapitel 4.2.2 erläutert.

Im ersten Schritt wird eine Teilmenge U_1 bestehend aus den Stationen $\{1,2,3\}$ aus der Menge $U=\{1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8\}$ extrahiert, welche eine große räumliche Ausdehnung repräsentiert. Die Stationen werden derart ausgewählt, dass sie die verschiedenen Bereiche des Untersuchungsgebietes darstellen, den Norden (Station 1), den Süden (Station 2) und den Osten (Station 3). Die Teilmenge U_1 wird anstatt der Menge U im Resampling verwendet.

Die optimierten Zeitreihen werden im zweiten Schritt als Referenzzeitreihen auf t Teilmengen aufgeteilt und für das Resampling von Niederschlagsstationen mit einer kleineren räumlichen Ausdehnung verwendet. Jeder neuen Teilmenge U_{1-t} werden disaggregierte, noch nicht optimierte Zeitreihen entsprechend ihrer Nähe zu den Referenzzeitreihen hinzugefügt: $U_{1-1} = \{1, 4, 5\}$, $U_{1-2} = \{2, 6, 7\}$ und $U_{1-3} = \{3, 8\}$.

Die neuen Teilmengen werden unabhängig voneinander optimiert, jedoch wird die bereits optimierte Zeitreihe der Menge R als Referenzzeitreihe verwendet ($k_1=1$ für U_{1-1} , $k_1=2$ für U_{1-2} und $k_1=3$ für U_{1-3}). Dieses Vorgehen kann auf weitere Schritte bzw. weitere Untermengen erweitert werden.

6.3 Validierung der räumlichen Kriterien

Durch die Implementierung der räumlichen Konsistenz sollen sich sowohl die durch das Kaskadenmodell generierte Zeitreihenstruktur als auch die Niederschlagstageswerte nicht ändern. Unter Berücksichtigung dieser Restriktionen werden für den Erhalt der Niederschlagstageswerte nur relative Tagesgänge getauscht. Durch den Austausch relativer Tagesgänge werden die ermittelten Niederschlagscharakteristiken (w_{sd} , w_{sa} , w_{etfr} , av_{int} , d_{sd}) nicht verändert. Für den Erhalt der Zeitreihenstruktur werden nur zwischen Tagen der gleichen Positions- und Volumenklasse Tauschvorgänge zugelassen.

Für die Implementierung wurden die bivariaten Kriterien Auftretenswahrscheinlichkeit, der Korrelationskoeffizient nach Pearson (≤ 4 mm und > 4 mm) und das Kontinuitätsverhältnis verwendet. Da diese vier Kriterien in der Zielfunktion während des Resamplings enthalten sind, ist von einer Verbesserung dieser auszugehen. Die Kriterien sind vor und nach dem Resampling in Abbildung 6.3 dargestellt.

Die in Abbildung 6.3 dargestellten Ergebnisse beruhen auf einer Disaggregation mittels des Uniform Splittings. Das Ziel der Optimierung ist es, die disaggregierten Werte (blau) derart zu verbessern (rot), dass sie sich den Beobachtungswerten (grau) annähern und eine Distanzabhängigkeit der Kriterien erkennbar wird. Für den Bereich, der sich durch die beobachteten Werte ergibt, wird der Begriff der 'Beobachtungswolke' eingeführt. Von den 80 Realisationen der Disaggregation werden drei zufällig ausgewählt und für das Resampling verwendet. Für jede Realisation wird die Optimierung dreimal durchgeführt, um deren Zufallscharakter zu berücksichtigen, sodass insgesamt 9 Optimierungsergebnisse für das Ein-Schritt-Verfahren und 27 für das Zwei-Schritt-Verfahren analysiert werden.

Die Werte des Kontinuitätsverhältnisses befinden sich nach der Disaggregation bereits innerhalb der Beobachtungswolke und verbleiben auch bei beiden Resampling-Verfahren darin (Abbildung 6.3). Es wurde untersucht, ob ein Entfernen dieser Charakteristik aus der Zielfunktion möglich ist. Dies führte jedoch zu einer Verschlechterung dieser Charakteristik, sodass diese beibehalten wurde. Obwohl sich die Werte nach dem Resampling noch innerhalb der Beobachtungswolke befinden, sind diese weiter gestreut als vorher.

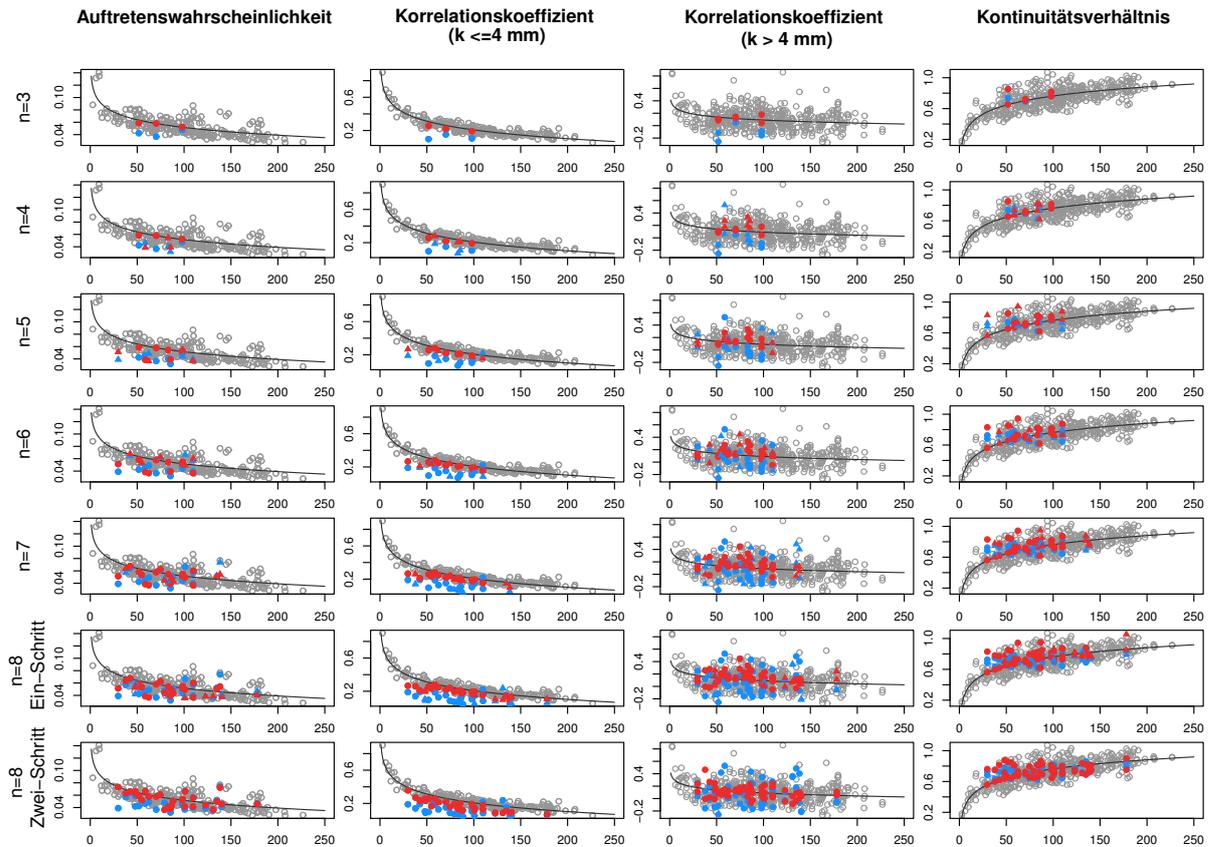


Abbildung 6.3: Räumliche Charakteristiken vor (blau) und nach (rot) dem Resampling der disaggregierten Zeitreihen für das Ein- und das Zwei-Schritt-Verfahren. Die Anzahl an involvierten Stationen steigt für das Ein-Schritt-Verfahren in Zeile 1-6 jeweils um eine Station an. Die neue Station wird durch Dreiecke repräsentiert, die bereits optimierten durch Kreise. Die grauen Punkte markieren die Beobachtungswolke. Für das Zwei-Schritt-Verfahren ($n=8$, Zeile 7) wurde keine Differenzierung zwischen alten und neuen Stationen durchgeführt.

Dies wird durch die Definition des Kontinuitätsverhältnisses verursacht. Es werden jeweils nur nasse Zeitschritte für Station k ausgewählt und die gleichzeitigen Zeitschritte von Station l betrachtet, eine Analyse in entgegengesetzter Richtung findet während des Resamplings nicht statt. Jedoch unterscheiden sich die Kriterien $C_{k,l}$ und $C_{l,k}$, da unterschiedliche Zeitschritte berücksichtigt werden. Von daher kann eine Verbesserung von $C_{k,l}$ bei gleichzeitiger Verschlechterung von $C_{l,k}$ erreicht werden.

Durch das Resampling werden die Werte der Auftretenswahrscheinlichkeit verbessert (Abbildung 6.3). Sobald mehr als drei Stationen im Resampling-Prozess betrachtet werden, kann für einige Werte im Ein-Schritt-Verfahren keine Verbesserung erzielt werden. Beim Zwei-Schritt-Verfahren hingegen befinden sich fast alle Werte innerhalb der

Beobachtungswolke. Der Vorteil dieses Verfahrens ist, dass jeweils nur maximal zwei Referenzstationen betrachtet werden, wodurch ein höherer Freiheitsgrad entsteht und eine bessere Anpassung an die Beobachtungswerte möglich ist.

Für den Korrelationskoeffizienten ($k > 4 \text{ mm}$) befindet sich bereits vor dem Resampling der Großteil der Werte innerhalb der Beobachtungswolke (Abbildung 6.3). Nach dem Resampling befinden sich jedoch alle Werte innerhalb. Für dieses Kriterium wurde ebenfalls ein Entfernen aus der Zielfunktion überprüft. Dies führt jedoch zu einer Überschätzung der extremen Gebietsniederschläge. Dies wird durch den Optimierungsalgorithmus verursacht, der bei Anwendung einer Intensitätsunabhängigkeit dieses Kriteriums versucht, dass die höchsten Niederschlagsintensitäten der Zeitreihen parallel auftreten. Da es sich hierbei jedoch zumeist um konvektive Ereignisse handelt, ist es nicht zielführend, diese sehr hohen Niederschlagsintensitäten an allen betrachteten Stationen gleichzeitig vorzufinden. Daher wird dieses Kriterium in der Zielfunktion belassen.

Der Korrelationskoeffizient der Intensitäten $\leq 4 \text{ mm}$ wird von den disaggregierten Zeitreihen unterschätzt. Für alle Stationen kann durch das Resampling eine Verbesserung erzielt werden (Abbildung 6.3). Bei der Anwendung von drei Stationen können Werte ähnlich denen der Beobachtung erzielt werden. Bei einer Verwendung von acht Stationen befinden sich einige Werte noch unterhalb der Beobachtungswerte mittels des Ein-Schritt-Verfahrens. Diese Unterschätzung ist unabhängig von der Distanz der Stationen. Bei Anwendung des Zwei-Schritt-Verfahrens wird eine höhere Anzahl an Unterschätzungen identifiziert. Da das Zwei-Schritt-Verfahren bei der Auftretenswahrscheinlichkeit zu besseren Ergebnissen führt, müssen die fehlenden Informationen der Niederschlagsmengen aus U_1 und $U_{1-\text{alle}}$ während der Optimierung die Unterschätzung verursachen.

6.4 Validierung der Gebietsniederschläge

Zusätzlich zur Überprüfung der räumlichen Kriterien werden die aus den Zeitreihen resultierenden Gebietsniederschläge für das Obere Leine- und das Aller-Leine-EZG analysiert. Zur Ermittlung des Gebietsniederschlags wird die Inverse-Distanz-Methode verwendet. Hierbei wird zunächst das jeweilige Untersuchungsgebiet in ein Raster mit 1000 m Gitterlänge unterteilt. Für jedes Rasterelement wird ein gewichtetes Mittel des Niederschlags berechnet, wobei die Wichtungen invers proportional zum quadrierten Abstand zwischen dem Rasterelement und den verwendeten Stationen sind (GOOVAERTS,

2000). Im Anschluss wird der Gebietsniederschlag als Mittelwert der so erhaltenen einzelnen Rasterwerte bestimmt.

Die Unterschreitungskurven der Gebietsniederschläge sind für das Obere Leine-EZG in Abbildung 6.4 und für das Aller-Leine-EZG in Abbildung 6.5 resultierend aus Diversion und Uniform Splitting dargestellt. Die Darstellung erfolgt für Niederschläge ≥ 0.1 mm. Die Formen der Unterschreitungskurven kleinerer Niederschlagsintensitäten unterscheiden sich nur unwesentlich voneinander und sind aufgrund ihrer geringen hydrologischen Relevanz nicht dargestellt.

Die Anwendung der Diversion ohne eine nachträgliche Optimierung führt zu einer Unterschätzung der Gebietsniederschläge über alle Wahrscheinlichkeiten für das Obere Leine-Gebiet. Durch das Resampling ist die Unterschreitungskurve näher an den Beobachtungen für Wahrscheinlichkeiten größer als 20 %. Für kleinere Wahrscheinlichkeiten sind die Änderungen nur sehr gering.

Für das Aller-Leine-EZG führt die Diversion ebenfalls zu einer Unterschätzung über alle Wahrscheinlichkeiten (außer der höchsten Werte). Die Niederschlagshöhen werden für alle Unterschreitungswahrscheinlichkeiten unterschätzt, unabhängig von der Anwendung des Optimierungsverfahrens.

Werden alle Niederschlagsintensitäten berücksichtigt, werden die Unterschreitungswahrscheinlichkeiten überschätzt (dies ist hier nicht dargestellt). Dies steht im Widerspruch zu der Annahme, dass der Gebietsniederschlag ohne Implementation der räumlichen Konsistenz unterschätzt wird. Durch die Diversion werden zu viele Niederschläge mit zu geringen Intensitäten generiert (siehe Abbildung 5.4). Mit einer steigenden Anzahl an Stationen nimmt daher auch die Wahrscheinlichkeit zu, dass Ereignisse mit geringem Niederschlag simultan auftreten und den hohen Anteil an geringen Gebietsniederschlägen verursachen.

Mittels Uniform Splitting werden Gebietsniederschläge für das Obere Leine-Gebiet größer als 30 % ebenfalls unterschätzt, jedoch in einem geringeren Maße als bei der Diversion (Abbildung 6.4). Nach dem Resampling schließen die Disaggregationsergebnisse die Beobachtungswerte zwischen 60 % (0.4 mm) und 90 % (1.3 mm) ein. Für andere Unterschreitungswahrscheinlichkeiten wird der Gebietsniederschlag leicht überschätzt.

Für das Aller-Leine-Gebiet kann eine visuell bessere Anpassung für alle Datensätze des Uniform Splittings als für die Diversion erreicht werden (Abbildung 6.5). Unterhalb

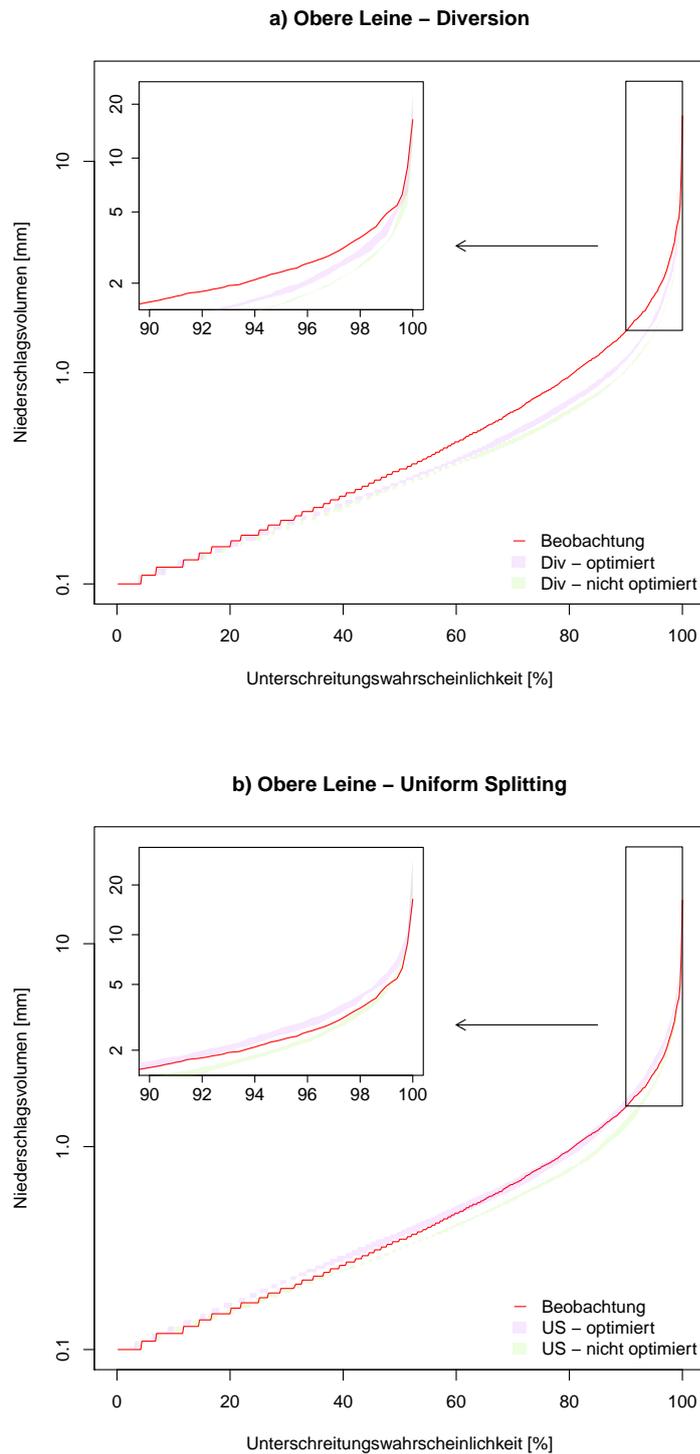


Abbildung 6.4: Unterschreitungskurven der Gebietsniederschläge für Intensitäten ≥ 0.1 mm für das Obere Leine-Gebiet resultierend aus a) Diversion und b) Uniform Splitting vor und nach dem Resampling (die schattierten Flächen präsentieren die Spannweite aller Realisationen)

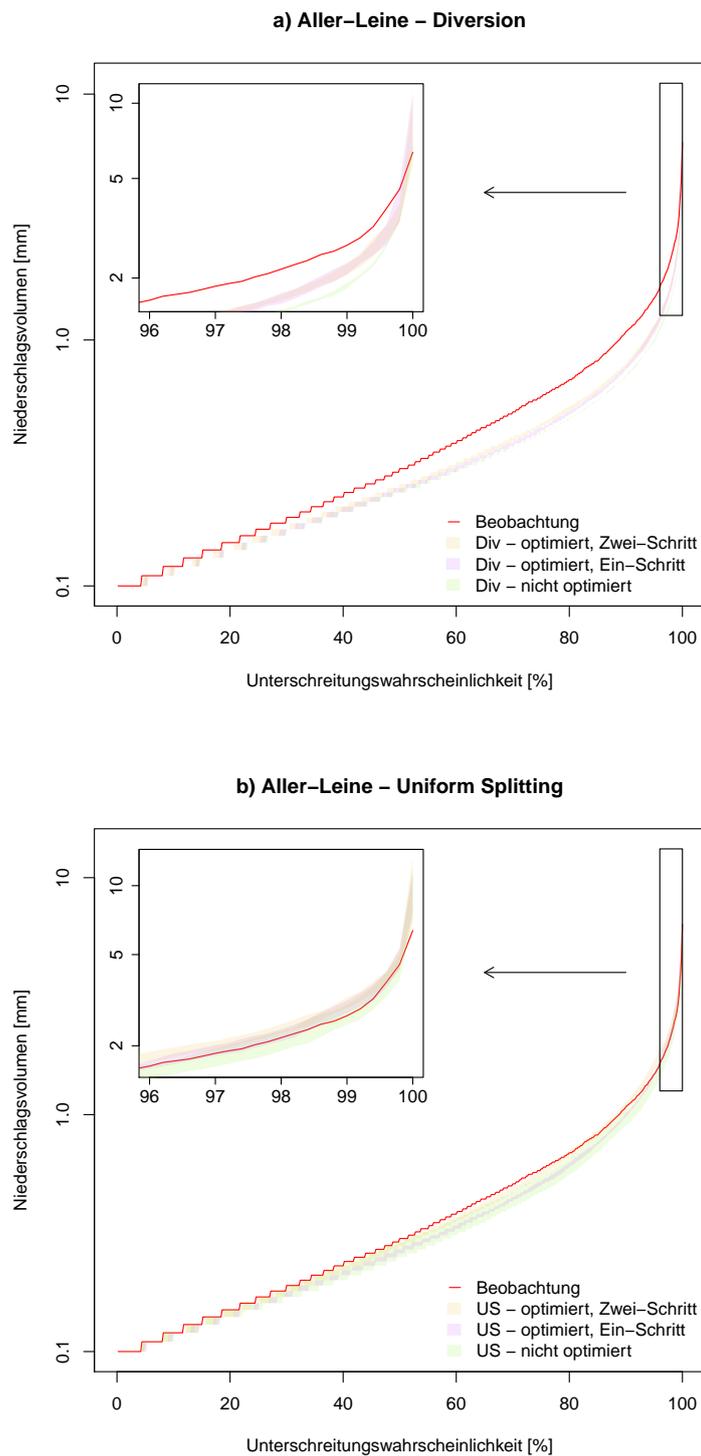


Abbildung 6.5: Unterschreitungskurven der Gebietsniederschläge für Intensitäten ≥ 0.1 mm für das Aller-Leine-Gebiet resultierend aus a) Diversion und b) Uniform Splitting vor und nach dem Resampling (die schattierten Flächen präsentieren die Spannweite aller Realisationen)

einer Wahrscheinlichkeit von 20 % haben alle drei Unterschreitungslinien einen ähnlichen Verlauf. Für den Bereich zwischen 20 % (0.15 mm) und 90 % (1.1 mm) führt das Zwei-Schritt-Verfahren zur besten Anpassung an die Beobachtung. Für Gebietsniederschläge größer als 1.5 mm vereinigen sich die Spannweiten aller drei Datensätze zu einem einheitlichen Verlauf.

6.5 Zusammenfassung der Ergebnisse

In Kapitel 4.2 wird ein Resampling-Algorithmus vorgestellt, der räumliche Konsistenz für unabhängig voneinander disaggregierte Zeitreihen implementiert. Der verwendete Resampling-Algorithmus wurde für das Obere Leine- (992 km²) und das Aller-Leine-EZG (15703 km²) mit unterschiedlichen Stationsanzahlen (drei und acht Stationen) und für unterschiedliche Varianten des Kaskadenmodells (Diversion und Uniform Splitting) getestet (MÜLLER und HABERLANDT, 2015). Es können folgende Erkenntnisse zusammengefasst werden:

- Alle berücksichtigten bivariaten Charakteristiken werden durch das Simulated Annealing verbessert. Die nicht-berücksichtigte Form des Kontinuitätsverhältnisses ($C_{l,k}$) befindet sich trotz leichter Verschlechterung noch innerhalb der Beobachtungswolke.
- Durch das Resampling der disaggregierten Zeitreihen werden die Unterschreitungskurven der Gebietsniederschlagsintensitäten unabhängig von der gewählten Disaggregationsvariante verbessert. Der Algorithmus kann sowohl Unter- als auch Überschätzungen der Unterschreitungskurven reduzieren.
- Die Implementierung räumlicher Konsistenz gelingt besser für die mittels Uniform Splitting disaggregierten Zeitreihen als in die mittels der Diversion disaggregierten Zeitreihen.

Für das Aller-Leine-EZG wurde zusätzlich untersucht, ob bei einer größeren Anzahl an Niederschlagsstationen durch ein Ein- oder Zwei-Schritt-Verfahren bessere Ergebnisse erzielt werden können. Die wesentlichen Erkenntnisse sind:

- Die Anzahl an verwendeten Stationen wirkt sich limitierend auf die Abbildung der Auftretenswahrscheinlichkeit im Ein-Schritt-Verfahren bzw. des Korrelationskoeffizienten (≤ 4 mm) im Zwei-Schritt-Verfahren aus.

- Mittels des Zwei-Schritt-Verfahrens wird die Unterschreitungskurve des Gebietsniederschlags etwas besser abgebildet als mittels des Ein-Schritt-Verfahrens

Mittels des Simulated Annealing-Algorithmus können die räumlichen Kriterien Auftretenswahrscheinlichkeit, Kontinuitätsverhältnis und die Korrelationskoeffizienten der Volumenklassen ≤ 4 mm und > 4 mm und somit die räumliche Konsistenz der Niederschläge verbessert werden. HABERLANDT *et al.* (2008) haben ein ähnliches Resampling-Verfahren für Niederschlagszeitreihen verwendet, welche mittels eines Alternating Renewal-Modells unabhängig voneinander generiert wurden. Hierbei konnte die räumliche Niederschlagsstruktur ebenfalls nachgebildet werden.

Für weitergehende Untersuchungen kann der Einfluss zusätzlicher bzw. alternativer bivariater Kriterien innerhalb der Zielfunktion untersucht werden, z.B. das log-odd-ratio (MEHROTRA *et al.*, 2006). Die Verwendung multivariater Kriterien sollte die Abbildung der räumlichen Konsistenz zusätzlich verbessern, da die gleichzeitige Betrachtung von Niederschlägen aller Stationen eine bessere Abbildung der räumlichen Struktur als mit bivariaten Kriterien ermöglicht. Hierfür könnte z.B. ein multivariater Ansatz für die Auftretenswahrscheinlichkeit (BRISSETTE *et al.*, 2007) genutzt werden. Der Algorithmus könnte für ein multivariates Resampling derart abgewandelt werden, dass für jeden Austauschvorgang der relativen Tagesgänge zwei Stationen zufällig ausgewählt werden. Dieses zeitgleiche Optimieren mehrerer Zeitreihen würde den Freiheitsgrad während des Resamplings erhöhen.

Der Simulated Annealing-Algorithmus wurde auf Basis von Niederschlagszeitreihen mit stündlicher Auflösung validiert. Diese Auflösung wird für Eingangsdaten für die Niederschlags-Abfluss-Modellierung für EZG benötigt, bei denen die Verwendung einer gröberen zeitlichen Auflösung zu einer Unterschätzung der Hochwasserscheitel führt. Hierbei handelt es sich zumeist um mesoskalige EZG mit Flächen bis zu 1000 km² (OKE, 2006), bei denen die Abflusskonzentrationszeit kürzer als ein Tag ist (MANIAK, 2005). Für diese EZG sollte ebenfalls eine Validierung des Algorithmus erfolgen (siehe hierzu Kapitel 7).

Zusammenfassend erscheint es möglich, dass zeitlich hoch aufgelöste Zeitreihen mit räumlicher Konsistenz aus Beobachtungsdaten oder Klimaszenarien mittels des Uniform Splittings und des anschließenden Simulated Annealings generiert werden können.

Kapitel 7

Anwendung disaggregierter Niederschläge in der N-A-Modellierung

In diesem Kapitel erfolgt die Überprüfung der disaggregierten Niederschlagsdaten hinsichtlich ihrer Eignung als Eingangsdaten in der N-A-Modellierung. Zunächst werden in Kapitel 7.1 die verwendeten Einzugsgebiete vorgestellt. Die Aufbereitung der stündlichen Niederschläge wird in Kapitel 7.2 beschrieben, die Kalibrierung und Validierung der EZG-Modelle in Kapitel 7.3. Für die Validierung der Niederschlagsdaten wird in einem ersten Schritt der Einfluss der räumlichen Konsistenz der Niederschläge für drei EZG analysiert (Kapitel 7.4). Darauf aufbauend wird für ein EZG der Einfluss der Stationsdichte untersucht (Kapitel 7.5). Eine Diskussion kann Kapitel 7.6 und eine Zusammenfassung Kapitel 7.7 entnommen werden.

7.1 Gebiete und Daten

Die in dieser Untersuchung verwendeten Einzugsgebiete und Niederschlagsstationen sind in Abbildung 7.1 dargestellt. Die drei Gebiete befinden sich im Aller-Leine-EZG, unterscheiden sich aber bezüglich der Einzugsgebietsgrößen (Tabelle 7.1), ihrer Höhenverteilung (Abbildung 7.1), der vorherrschenden Böden und der jeweiligen Landnutzung wesentlich voneinander. Die Abflusskonzentrationszeiten der EZG betragen nach KIRPICH (1940) für das EZG Pionierbrücke 1.8 h und für die EZG Tetendorf und Reckershausen 7.4 h und 7.2 h.

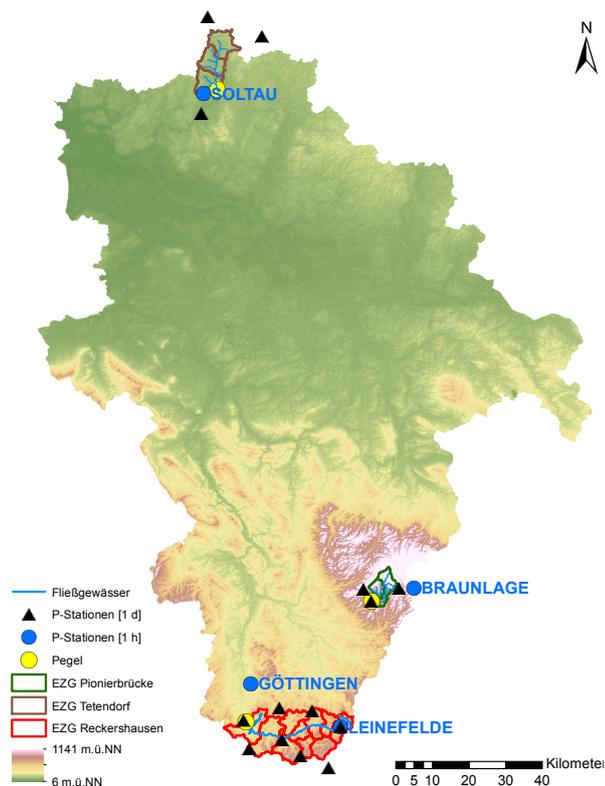


Abbildung 7.1: Verwendete Einzugsgebiete und Niederschlagsstationen für die Einflussuntersuchung der räumlichen Konsistenz

Auf Grundlage der BÜK1000 (HARTWICH *et al.*, 1998) können für das EZG Reckershausen podsolige Braunerde und Pelosol-Braunerde als die dominierenden Bodentypen (mit Anteilen von 37 % und 23 %) identifiziert werden, während im EZG Tetendorf hauptsächlich Eisenhumus-Podsol und Pseudogley (40 % und 26 %) anzutreffen sind. Für das EZG Pionierbrücke dominiert Braunerde und Podsol-Braunerde mit 77 % die Bodentypen.

Die Landnutzungsanalyse basiert auf dem CORINE2006-Datensatz (FEDERAL ENVIRONMENT AGENCY, 2009) und weist sowohl für die EZG Reckershausen als auch Tetendorf nicht-bewässertes Ackerland (59 % bzw. 39 %) als Hauptnutzungsart aus, gefolgt von 19 % Laubwald für das EZG Reckershausen bzw. 29 % Nadelwald für das EZG Tetendorf. Im wesentlich höher gelegenen EZG Pionierbrücke dominieren Nadelwald und Übergangsbereiche von Wald zu Strauch die Landnutzung (81 % und 11 %).

Die Sommer- und Winterextreme des Abflusses liegen als Höchstwerte für den in Tabelle 7.1 gegebenen Zeitraum vor und wurden mit Maximalwerten aus beobachteten stündlichen Abflusszeitreihen verlängert. Die Gleichsetzung des stündlichen Extremwerts mit dem gemessenen Abflusshöchstwert ist für die untersuchten EZG legitim (DING *et al.*, 2016).

Tabelle 7.1: Kurzdarstellung der verwendeten Einzugsgebiete und der verfügbaren Abflussdaten

EZG-Pegel	Gewässer	Größe [km ²]	Pegelnr.	Stündl. Abflüsse	Monats- extreme	Jahre gesamt
Pionierbrücke	Sieber	62	4882161	2000-2013	1952-2005	44
Tetendorf	Böhme	110	4894107	2004-2013	1986-2000	25
Reckershausen	Leine	321	4881121	2004-2009	1974-2005	36

Die verfügbaren Zeiträume für die Niederschlagsstationen sind in Tabelle 7.2 und 7.3 dargestellt. Die Disaggregationszeiträume der Tageswerte wurden für jedes Gebiet unter der Bedingung ausgewählt, dass für alle Niederschlagsstationen Messwerte vorlagen. Eine Kurzbeschreibung der hochaufgelösten Zeitreihen kann Tabelle 5.3 bei 5-minütiger Auflösung entnommen werden.

Tabelle 7.2: Verwendete Tageswertstationen für die Disaggregation

Pegel	P-Station	ID	Beginn	Ende
Reckershausen	Wachstedt	43650		
	Leinefelde (WEWA)	43854		
	Heiligenstadt-Kalteneber	43860		
	Reinholterode	43945		
	Uder	43965	1972	2006
	Bornhagen	50525		
	Friedland/NdS	54413		
	Gleichen-Elbickerode	54423		
Pionierbrücke	Rehberger Grabenhaus	54515		
	Sieber	54552	1950	2004
	Hanskuehnenburg	54556		
Tetendorf	Bispingen-Huetzel	48469		
	Fallingbostel	55121	1984	2006
	Schneverdingen	56122		

Eine räumliche Übersicht, welche Tageswertstationen in welchem Datensatz für die Untersuchung des Stationsdichteinflusses verwendet werden, ist in Abbildung 7.2 dargestellt. Die Auswahl der Stationen erfolgt visuell mit dem Ziel einer möglichst guten räumlichen Abdeckung des EZG. Alternativ wäre eine Auswahl mittels eines Simulated-Annealing-Algorithmus nach AARTS und KORST (1989) möglich (BÁRDOSSY und DAS, 2008).

Tabelle 7.3: Verwendete Stundenwertstationen für die Parameterschätzung des Kaskadenmodells

Pegel	P-Station	ID	Beginn	Ende
Reckershausen	Göttingen	11691	Jan '93	Sep '13
	Leinfelde	12925	Jan '93	Sep '13
Pionierbrücke	Braunlage	11656	Jan '93	Sep '13
Tetendorf	Soltau	14745	Jan '93	Sep '13

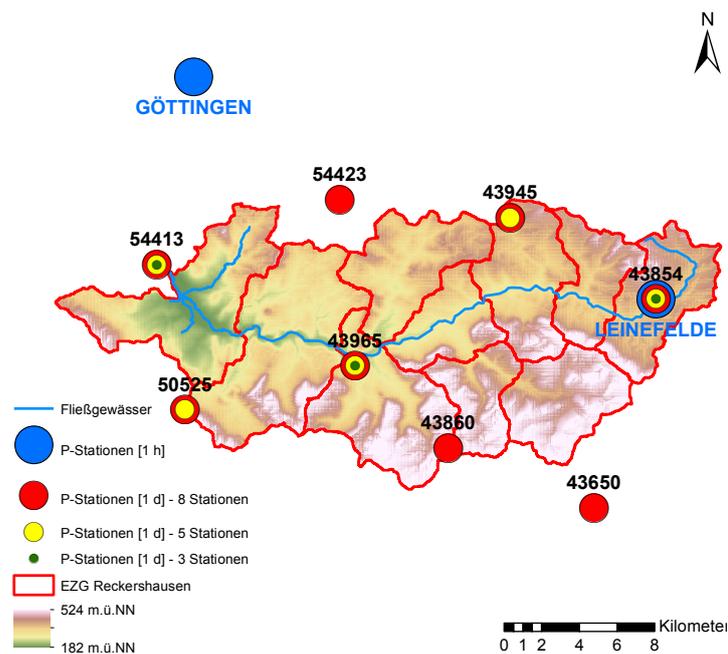


Abbildung 7.2: Verwendete Niederschlagsstationen für die Einflussuntersuchung der Stationsdichte auf die Ergebnisse der N-A-Modellierung für das EZG Reckershausen. Die Größen der Kreise kennzeichnen die Einbindung der Tageswertstationen in die Datensätze von drei, fünf und acht Stationen.

7.2 Aufbereitung der stündlichen Gebietsniederschläge

Für diese Untersuchung werden Niederschlagstageswerte mittels des unter Kapitel 4.1.3 vorgestellten Kaskadenmodells in Kombination mit dem Uniform Splitting disaggregiert. Für jedes Untersuchungsgebiet werden drei Stationen verwendet. Für Reckershausen wird zusätzlich der Einfluss der Stationsdichte untersucht, indem auch Szenarien mit fünf bzw. acht Stationen einbezogen werden.

Bei der Disaggregation mehrerer Niederschlagszeitreihen wird der Einfluss der räumlichen Konsistenz analysiert. Hierbei werden drei Varianten untersucht:

Variante 1 („V1“) : Es erfolgt keine nachträgliche Implementierung räumlicher Konsistenz nach der Disaggregation. Die disaggregierten Zeitreihen werden ohne Veränderung oder Abgleich untereinander zur Eingangsdatengenerierung verwendet. Aufgrund der Abbildung der räumlichen Kriterien nach der Disaggregation (siehe Abbildung 6.3) wird die räumliche Konsistenz in V1 unterschätzt.

Variante 2 („V2“) : Der in Kapitel 4.2.2 vorgestellte Resampling-Algorithmus wird gebietsweise angewandt. Mittels des Simulated Annealing werden die Niederschlagszeitreihen der drei (bzw. fünf und acht) Stationen mit dem Ziel optimiert, räumliche Konsistenz zwischen den Zeitreihen zu erzeugen. Aus Abbildung 6.3 wird geschlossen, dass mit dieser Methodik eine gute Abbildung der räumlichen Kriterien und damit der räumlichen Konsistenz möglich ist.

Variante 3 („V3“) : Basierend auf dem Ansatz von HABERLANDT und RADTKE (2014) wird für jeden Tag die Station mit der höchsten Tagesniederschlagssumme identifiziert und deren relativer Tagesgang auf alle anderen Stationen übertragen. An allen Stationen regnet es gleichzeitig oder nicht. Die räumliche Konsistenz wird bewusst überschätzt.

Zusätzlich zu den vorgestellten drei Varianten wird für Reckershausen auch der Einfluss von unterschiedlichen Stationsdichten untersucht, wobei die Gebietsniederschläge aus den disaggregierten Zeitreihen von drei, fünf oder acht Stationen resultieren. Die drei Stationen Leinefelde, Uder und Friedland sind in allen drei Datensätzen enthalten, während für fünf Stationen zusätzlich Reinholterode und Bornhagen genutzt werden. Für acht Stationen werden alle in Tabelle 7.2 für Reckershausen gelisteten Stationen verwendet (siehe auch Abbildung 7.2).

Für jedes Teilgebiet innerhalb des Modells wird eine Zeitreihe des Gebietsniederschlags benötigt. Für dessen Berechnung wird die Nearest-Neighbour-Methode verwendet.

Hierbei wird jedem Element eines Rasterfeldes (1 km^2 Auflösung) im Einzugsgebiet der Niederschlagswert der nahegelegensten Station zugeordnet, anschließend erfolgt eine flächengewichtete Mittelung jeweils innerhalb eines Teilgebietes. Diese Methode hat den Vorteil, dass eine „Glättung“ der Extremwerte im Vergleich zu anderen Methoden (Inverse Distanz-Methode, Isohyetenmethode, Ordinary Kriging) nur bedingt erfolgt und sich mögliche Unterschiede bezüglich der einzelnen Varianten stärker auswirken.

Zunächst wird der Einfluss der Varianten V1, V2 und V3 auf die räumlichen Kriterien untersucht (Abbildung 7.3). Für die Beurteilung werden die zuvor für das gesamte Aller-Leine-EZG geschätzten räumlichen Kriterien verwendet („Beobachtungswolke“, siehe Abbildung 6.2). Mit V1 werden die räumlichen Kriterien unterschätzt. Durch das Resampling in V2 können die Auftretenswahrscheinlichkeit und die Korrelationskoeffizienten beider Volumenklassen verbessert werden. Für das Kontinuitätsverhältnis ist keine eindeutige Tendenz zu erkennen, da sich sowohl Verbesserungen als auch Verschlechterungen einstellen. Mittels V3 wird die Auftretenswahrscheinlichkeit und der Korrelationskoeffizient der oberen Volumenklasse überschätzt, da Niederschlag immer an allen Stationen gleichzeitig fällt. Allerdings werden für sehr geringe Distanzen die Werte des Korrelationskoeffizienten der unteren Volumenklasse sowie das Kontinuitätsverhältnis sehr gut abgebildet.

Desweiteren wird der Einfluss der räumlichen Konsistenz auf die Gebietsniederschläge analysiert. Exemplarisch sind in Abbildung 7.4 die Unterschreitungskurven der Gebietsniederschläge resultierend aus den Varianten V1, V2 und V3 für eins der beiden Teilgebiete des EZG Pionierbrücke dargestellt. Variante V1, ohne nachträgliche Implementation räumlicher Konsistenz, führt zu geringeren Gebietsniederschlägen als V3 und für 20 - 100 % Unterschreitungswahrscheinlichkeit für V2. V3 führt zu den höchsten Gebietsniederschlägen, da Niederschläge immer gleichzeitig stattfinden. Die Unterschreitungskurve von V2 liegt zwischen V1 und V3.

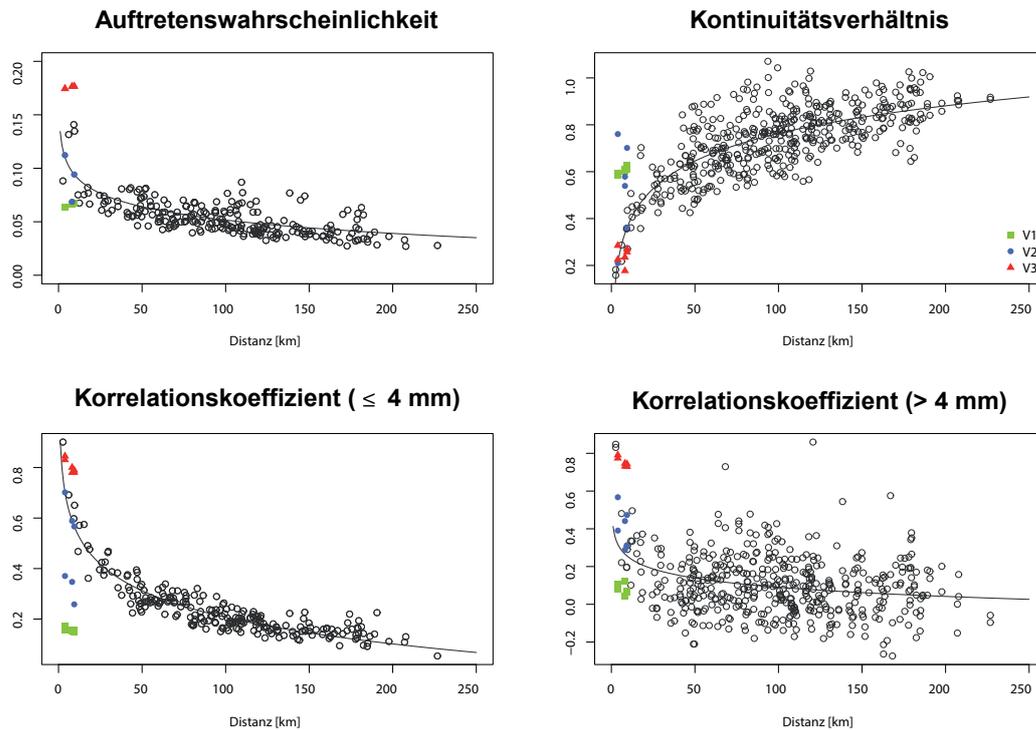


Abbildung 7.3: Räumliche Kriterien in Abhängigkeit von V1, V2 und V3 für das EZG Pionierbrücke (basierend auf einer Realisation) im Vergleich zu aus Beobachtungsdaten geschätzten räumlichen Kriterien (schwarz), siehe Abbildung 6.2

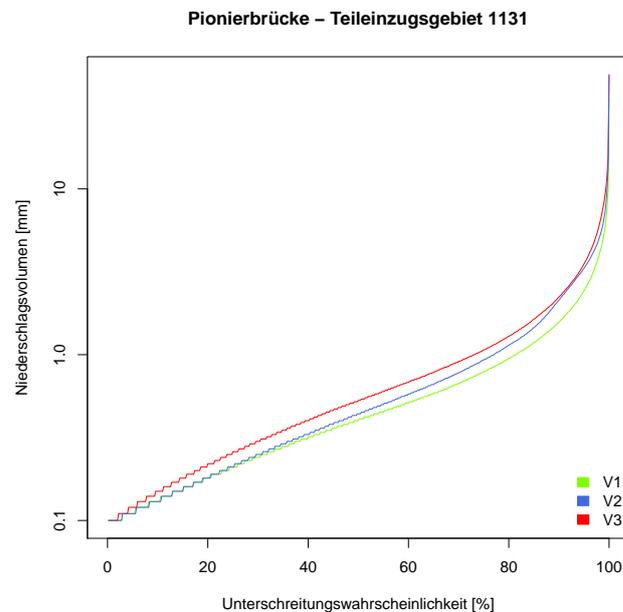


Abbildung 7.4: Unterschreitungskurven des Gebietsniederschlags für V1, V2 und V3 für ein Teilgebiet des EZG Pionierbrücke (Median aus allen zehn Realisationen)

7.3 Kalibrierung und Validierung der N-A-Modelle

In der Hydrologie erfolgt die Kalibrierung und Validierung eines hydrologischen Modells i.d.R. durch die Anpassung simulierter an beobachtete Ganglinien (DYCK, 1978, BEVEN, 2001). Dies ist bei der Verwendung von disaggregierten Niederschlägen nicht möglich, da die zeitliche Verteilung der generierten Werte innerhalb eines Tages zufällig erfolgt. Es fehlt somit der zeitliche Bezug zwischen Niederschlag und resultierendem Abfluss.

Eine alternative Strategie stellt die Kalibrierung der Modellparameter anhand von Abflussstatistiken dar und wurde bereits erfolgreich von YU und YANG (2000), WESTERBERG *et al.* (2011), HABERLANDT und RADTKE (2014), WALLNER und HABERLANDT (2015) und DING *et al.* (2016) angewandt. Die Abflussstatistiken haben keinen zeitlichen Bezug, enthalten jedoch wichtige Informationen über die betrachtete Abflussganglinie. Bei einer gleichzeitigen Betrachtung mehrerer, sich ergänzender Abflussstatistiken wird davon ausgegangen, dass das Abflussverhalten an einem Pegel hinreichend charakterisiert wird. Für die Repräsentanz ist die Auswahl der Statistiken entscheidend.

Da die N-A-Modellierung oft zur Bestimmung von Hochwässern genutzt wird (BLAZKOVA und BEVEN, 2002, BROCCA *et al.*, 2011, CAMERON *et al.*, 1999), sind die simulierten Abflussextreme von besonderem Interesse. Sowohl die Extreme des Sommer- (01.05.-30.10., *Extr-So*) und Winterhalbjahres (01.11.-30.04. des Folgejahres, *Extr-Wi*) werden aufgrund ihrer unterschiedlichen Genese (MERZ *et al.*, 1999, BEURTON und THIEKEN, 2009, BERGHUIS *et al.*, 2016) als Abflussstatistiken genutzt. An die jährlichen Serien jeder Saison wird jeweils eine 2-parametrische Gumbel-Verteilung angepasst, welche aufgrund ihrer Robustheit für kurze Zeitreihen besser geeignet ist als 3-parametrische Verteilungsfunktionen. Die Parameterschätzung mittels L-Momenten (HOSKING und WALLIS, 1997) verringert die Sensitivität gegenüber Ausreißern. Die Überprüfung der Abflussextreme erfolgt für verschiedene Unterschreitungswahrscheinlichkeiten (Gleichung 7.2). Da für die Modellierung von Hochwässern die Anfangsbedingungen einen entscheidenden Einfluss haben (PATHIRAJA *et al.*, 2012) und diese bei ereignisbasierenden Simulationen unbekannt sind, wird kontinuierlich simuliert. Dies ermöglicht plausible Speicherfüllungen zu Beginn jedes Hochwasserereignisses und die mögliche Ableitung von Jährlichkeiten der simulierten Hochwasser. Einen weiteren Vorteil stellt die Berücksichtigung aller Ereignisse des N-A-Geschehens dar. Aufgrund der hohen Nichtlinearität von Niederschlag und Abfluss können auch aus eher unscheinbaren Niederschlagsereignissen hohe Abflusswerte resultieren, welche bei einer ereignisbasierten Betrachtung nicht berücksichtigt würden.

Die Abflussextrême repräsentieren jedoch nur eine sehr kurze Zeitspanne der modellierten Abflusszeitreihen. Die Berücksichtigung mittlerer Abflüsse erfolgt über die Abflussdauerlinie (*ADL*) sowie die mittleren Abflusswerte der einzelnen Monate (*Q-mon*), die direkt aus den simulierten Abflüssen extrahiert werden können. Die *ADL* wurde u.a. von YU und YANG (2000) und WESTERBERG *et al.* (2011) für Modellkalibrierungen genutzt und basiert auf mittleren Tageswerten der Abflüsse, da sich einerseits ein Unterschied zu Stundenwerten nur für Extrême finden lässt (welche bereits als Abflussstatistiken berücksichtigt werden), sich dadurch aber andererseits die Rechenzeit verkürzt. Die Überprüfung der *ADL* erfolgt für verschiedene Quantile (siehe Gleichung 7.2, ähnlich zu YADAV *et al.* (2007)). Diese werden derart gewählt, dass sie sowohl den gesamten Bereich der *ADL* abbilden als auch den höheren Durchflüssen ein stärkeres Gewicht verleihen. Durch die Berücksichtigung der mittleren Monatsabflüsse wird gewährleistet, dass ein gewisser zeitlicher Bezug der simulierten Abflusswerte zum mittleren Jahresgang des Abflusses existiert.

Es wird jeweils nur der Pegel am Gebietsauslass verwendet, Pegel innerhalb der betrachteten Einzugsgebiete stehen nicht zur Verfügung. Zusätzlich wird für die Kalibrierung eine Einschwingphase von einem Jahr vorgeschaltet, welche für realitätsnahe Speicherfüllungen sorgen soll und nicht mit in die Analyse einfließt.

Die Kalibrierung hinsichtlich der Parameterauswahl und der Zielfunktion erfolgt analog zu WALLNER (2014). Die Anpassungsgüte wird für jede Abflussstatistik separat über den Nash-Sutcliffe-Koeffizienten *NSE* (engl. Nash-Sutcliffe efficiency, NASH und SUTCLIFFE (1970)) ermittelt. Eine perfekte Übereinstimmung eines simulierten und beobachteten Abflusskriteriums liefert den Wert $NSE=1$. Ein Wert $NSE=0$ wird bei konstanter Verwendung des Mittelwertes des betrachteten Abflusskriteriums erreicht. Der *NSE* berechnet sich nach Gleichung 7.1 mit 7.2:

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{t=1}^n (Q_{Obs}(t) - Q_{Sim}(t))^2}{\sum_{t=1}^n (Q_{Obs}(t) - \overline{Q_{Obs}})^2} \rightarrow \max \quad (7.1)$$

$$t = \begin{cases} \{0.05, 0.25, 0.5, 0.75, 0.95, 0.975\} & \text{für } ADL \\ \{1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 11, 12\} & \text{für } Q - mon \\ \{0.2, 0.5, 0.8, 0.9, 0.95, 0.98, 0.99\} & \text{für Extr-So und Extr-Wi.} \end{cases} \quad (7.2)$$

Q_{sim} repräsentiert die simulierten und Q_{obs} die beobachteten Werte der Abflusskriterien ADL , $Q-mon$, $Extr-So$ und $Extr-Wi$. Die Berechnung erfolgt über jedes Element t für alle Elemente n des jeweiligen Kriteriums. Die Kriterien werden in der Zielfunktion O_{stat} zusammengefasst:

$$O_{stat} = 1 - (0.25 \cdot NSE_{Extr-So} + 0.25 \cdot NSE_{Extr-Wi} + 0.2 \cdot NSE_{ADL} + 0.3 \cdot NSE_{Q-mon}) \rightarrow \min \quad (7.3)$$

Für die Optimierung der Zielfunktion wird ebenfalls ein Simulated Annealing-Algorithmus verwendet (Kapitel 4.2.2). Sofern das globale Minimum nach 1000 Iterationen noch nicht gefunden ist, bricht der Algorithmus den Optimierungsprozess ab und der bis zu diesem Zeitpunkt erhaltene beste Parametersatz wird beibehalten. Diese Variante wurde zuvor bereits von WALLNER *et al.* (2013) verwendet. Die vertikale Modellstruktur des HBV-IWW ist in Abbildung 4.6 dargestellt. Die zu kalibrierenden Parameter sind:

- der Grenzwert hl , ab welchem Oberflächenabfluss eintritt
- die Speicherkoeffizienten des Grundwassermoduls (k_0, k_1, k_2, k_{perc})
- die Feldkapazität fc , das Maximum für potentielle Verdunstung lp und ein empirischer Parameter zur Berechnung des resultierenden Abflusses aus der Bodenschicht β
- die Parameter des Tagesgradverfahrens $wsmf, tt$ und dd
- die Dauer der Einheitsganglinie $maxbas$

Die für die Kalibrierung genutzten Spannweiten der einzelnen Parameter können der Tabelle in Anhang C entnommen werden. Für eine Erläuterung der weiteren Parameter sei an dieser Stelle auf WALLNER *et al.* (2013) verwiesen.

Die Kalibrierung der Parameter erfolgt für jede untersuchte Variante einzeln (V1, V2 oder V3, bzw. für die Stationsdichte-Untersuchung für drei, fünf oder acht Stationen), um eine Bevorteilung einzelner Varianten auszuschließen. Dies ist besonders bei der Untersuchung der Stationsdichte notwendig, da BÁRDOSSY und DAS (2008) eine Verschlechterung der Modellergebnisse festgestellt haben, wenn eine geringere Stationsdichte bei der Anwendung als bei der Kalibrierung verwendet wird.

Die Kalibrierung erfolgt nicht für einzelne Realisationen, sondern für alle Realisationen einer Variante gleichzeitig. Dadurch bleibt einerseits der Einfluss der Niederschlagsunsicherheit erhalten, gleichzeitig wird jedoch die parameterbezogene Unsicherheit verringert.

Eine Verringerung der parameterbezogenen Unsicherheit bedeutet, dass im Gegensatz zu einer realisationsbezogenen Kalibrierung (10-fache Kalibrierung jedes Parameters) bei einer variantenbezogenen Kalibrierung (1-fache Kalibrierung jedes Parameters) die entstehenden Freiheitsgrade und damit Unsicherheiten wesentlich geringer sind. Da dies bei Verwendung aller 80 Realisationen einen sehr hohen Rechenaufwand darstellen würde, werden bei der Verwendung disaggregierter Niederschlagszeitreihen jeweils zehn Realisationen zufällig ausgewählt. Dies stellt einen Kompromiss zwischen der Abbildung der Variabilität der Ergebnisse und der benötigten Rechenzeit dar. Die Kalibrierungs- und Validierungszeiträume sind in Tabelle 7.4 dargestellt.

Aufgrund der Verwendung von disaggregierten Tageswertzeitreihen mit ausreichender Zeitreihenlänge (Reckershausen: 30 Jahre und Pionierbrücke: 50 Jahre) wird gewährleistet, dass sowohl für die Kalibrierung als auch die Validierung Perioden mit ausreichender Zeitreihenlänge zur Verfügung stehen (DYCK, 1978). Bei der Verwendung beobachteter, hochaufgelöster Zeitreihen wären die Kalibrierungs- und Validierungsperiode kürzer (Tabelle 7.3). Dies gilt nur bedingt für Tetendorf, da der Auswertungszeitraum für dieses EZG durch die zur Verfügung stehende Abflussdaten begrenzt ist. Die Auswahl der Zeiträume wird durch die vorliegenden Monatsextreme limitiert, da die Extreme sowohl von Sommer als auch Winter für die Kalibrierung und Validierung benötigt werden.

Tabelle 7.4: Kalibrierungs- und Validierungszeiträume zur Überprüfung der Eignung disaggregierter Niederschläge als Eingangsdaten in der N-A-Modellierung

Pegel	Kalibrierung		Validierung	
	Beginn	Ende	Beginn	Ende
Reckershausen	1.11.1974	31.10.1990	1.11.1990	31.10.2006
Pionierbrücke	1.11.1952	31.10.1977	1.11.1977	31.10.2003
Tetendorf	1.11.1986	31.10.1993	1.11.1993	31.10.2000

7.4 Einfluss der räumlichen Konsistenz

Die Kalibrierungsergebnisse der Varianten V1, V2 und V3 sind für das EZG Reckershausen in Abbildung 7.5, für Pionierbrücke in Abbildung 7.7, und für Tetendorf in Abbildung 7.9 dargestellt. Für Reckershausen wird in dieser Untersuchung lediglich die Variante mit drei Stationen betrachtet. Die Abflussstatistiken aus der Validierungsperiode können den Abbildungen 7.6 (Reckershausen), 7.8 (Pionierbrücke) und 7.10 (Tetendorf) entnommen werden.

Für alle Kalibrierungsergebnisse sind Abflusswerte mit Wiederkehrintervallen von bis zu 100 Jahren dargestellt. Der zulässige Extrapolationsbereich der Hochwasser ist aus statistischer Sicht jedoch für die untersuchten Einzugsgebiete kleiner, da er sich auf die zwei- bis dreifache Länge der verwendeten Zeitreihe beschränkt (MANIAK, 2005). Daher sollten für Reckershausen nur Hochwasser mit Wiederkehrintervallen bis zu 45 Jahren (15 Jahre Kalibrierungszeitraum) betrachtet werden, für Pionierbrücke bis zu 75 Jahren und für Tetendorf bis zu 21 Jahren. Die Diskussion der Ergebnisse wird auf den zulässigen Extrapolationsbereich beschränkt. Für eine Vergleichbarkeit der Abbildungen untereinander wird die einheitliche Darstellung jedoch beibehalten. Die zulässigen Extrapolationsbereiche sind für das dreifache der verwendeten Zeitreihenlänge in den jeweiligen Grafiken dargestellt (senkrechte gestrichelte Linie).

Für eine quantitative Bewertung der Varianten sind die *NSE* der einzelnen Abflussstatistiken (resultierend aus Gleichung 7.1) in Tabelle 7.5 sowie die Werte der Zielfunktion O_{stat} (resultierend aus Gleichung 7.3) in Tabelle 7.6 dargestellt. Für die Berechnung des *NSE* werden die Mediane aller Realisationen verwendet.

Für das *EZG Reckershausen* können im Kalibrierungszeitraum sowohl die Sommer- als auch die Winterextreme gut abgebildet werden. Für V1 schließen die ermittelten Hochwasser aller Wiederkehrintervalle die Beobachtungswerte ein ($NSE=0.99$ bzw. 0.97). Für V2 und V3 ist dies nur für die Sommerhochwasser der Fall, die Winterhochwasser werden leicht überschätzt. Die Überschätzung findet bei V2 für Wiederkehrintervalle bis 5 Jahre statt, während durch V3 alle Wiederkehrintervalle überschätzt werden.

In der Validierungsperiode kommt es für das EZG Reckershausen (Abbildung 7.6) sowohl für die Sommer- als auch für die Winterextreme zu einer Überschätzung. Die Überschätzung ist mit $20 \text{ m}^3/\text{s}$ im Winter für HQ_{50} größer als im Sommer ($10 \text{ m}^3/\text{s}$). Eine Ursache für diese Überschätzung in der Validierungsperiode wird in höheren beobachteten Jahresabflüssen in der Kalibrierungsperiode vermutet. Die Modellparameter werden kalibriert, um diese hohen Werte in der Kalibrierungsperiode abbilden zu können. Da die Jahresabflüsse in der Validierungsperiode geringer ausfallen als in der Kalibrierungsperiode, könnte dies ein Grund für die Überschätzung der Extreme sein. Dies wird auch durch die mittleren Monatsabflüsse und die *ADL* deutlich. Der innerjährliche Verlauf der mittleren Monatsabflüsse wird relativ gut in der Kalibrierungsperiode abgebildet ($0.96 (V1) \leq NSE \leq 0.99 (V3)$), für die *ADL* können Unterschätzungen für Überschreitungswahrscheinlichkeiten größer als 40 % festgestellt werden. In der Validierungsphase jedoch finden sowohl für den innerjährlichen Verlauf starke Überschätzungen (April bis

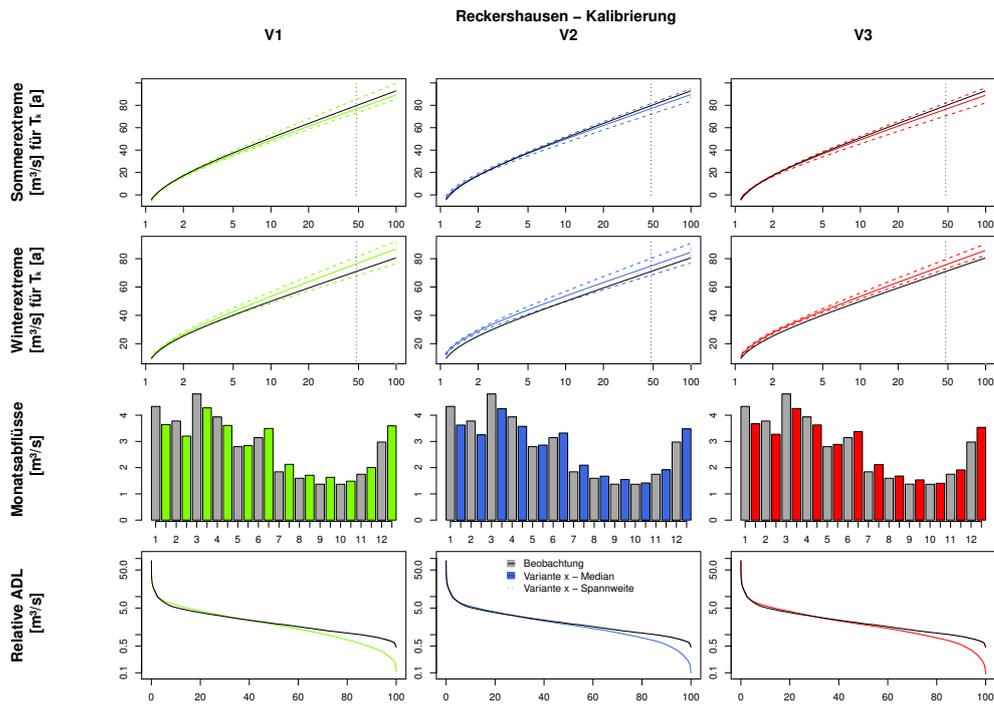


Abbildung 7.5: Abflussstatistiken nach der Kalibrierung in Abhängigkeit der gewählten Variante zur Implementierung räumlicher Konsistenz für das EZG Reckershausen (3 Stationen)

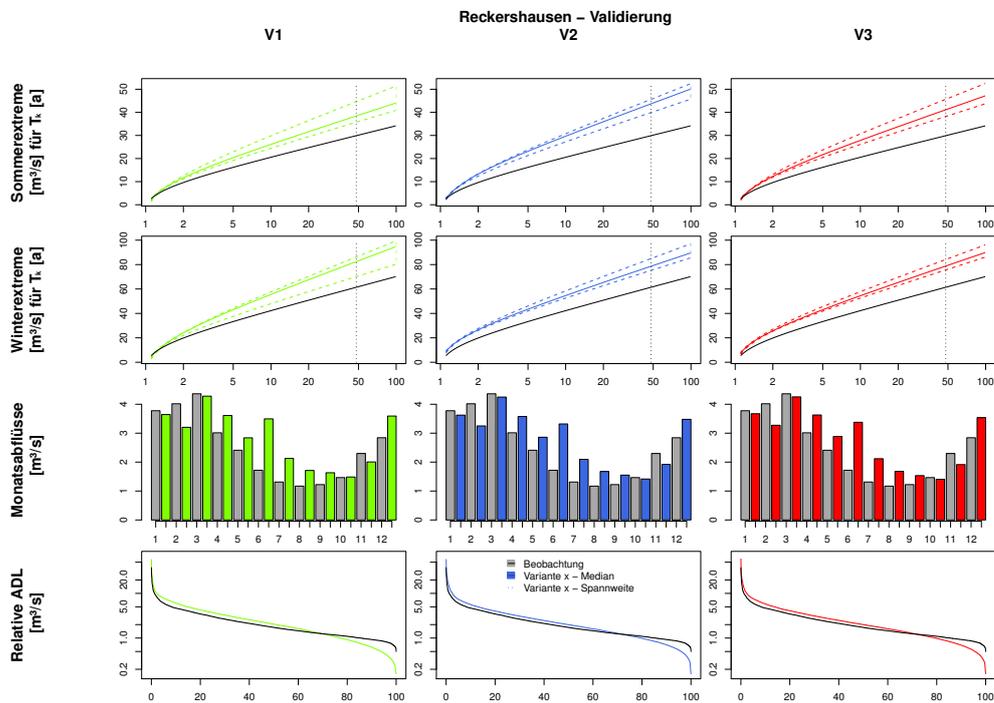


Abbildung 7.6: Abflussstatistiken der Validierungsperiode in Abhängigkeit der gewählten Variante zur Implementierung räumlicher Konsistenz für das EZG Reckershausen (3 Stationen)

September, $0.57 (V1) \leq NSE \leq 0.63 (V2)$) als auch für die *ADL* Überschätzungen für Überschreitungswahrscheinlichkeiten bis zu 60 % statt.

Die Zielfunktionswerte unterscheiden sich nur geringfügig für den Kalibrierungszeitraum ($O_{stat}=0.04$ für V1, $O_{stat}=0.03$ für V2 und V3). Für den Validierungszeitraum zeigen sich, hauptsächlich durch unterschiedliche Abbildung der Sommer- und Winterextreme, größere Unterschiede ($O_{stat}=0.39$ für V1, $O_{stat}=0.48$ für V2 und $O_{stat}=0.40$ für V3). Die Unterschiede zwischen den einzelnen Varianten V1, V2 und V3 sind jedoch sowohl für den Kalibrierungs- als auch für den Validierungszeitraum bezüglich aller Abflusskriterien sehr gering für das EZG Reckershausen.

Für das *EZG Pionierbrücke* ist anzumerken, dass für einige Zeitschritte sowohl während der Kalibrierungs- als auch während der Validierungsperiode simulierte Abflüsse von $Q=0 \text{ m}^3/\text{s}$ auftreten. Für beobachtete Abflüsse ist $Q \geq 0.1 \text{ m}^3/\text{s}$. Das bedeutet, dass für einige Zeitschritte weder Direkt- bzw. Zwischenabfluss resultierend aus kürzlich gefallenem Niederschlägen noch eine Speisung aus gebietsinternen Speichern (Basisabfluss) während der Simulation stattfindet. Diese Problematik wird für alle untersuchten Varianten festgestellt und ist in Abbildung 7.7 und 7.8 anhand der starken Unterschreitung der Dauerlinie zu erkennen. Eine mögliche Ursache hierfür ist die Auswahl an Kriterien innerhalb der Zielfunktion. Die Kalibrierung erfolgt auf Hochwasser- und Mittelwasserabflüsse, jedoch nicht auf Niedrigwasserabflüsse. Dadurch werden Niedrigwasserperioden nicht gut abgebildet. Für eine gute Abbildung von Niedrigwasserperioden sind jedoch keine hochaufgelösten Niederschlagszeitreihen notwendig, da hierfür Tageswerte ausreichend sind. Daher stellt deren Abbildung kein Ziel der Kalibrierung dar. Für V3 zeigt sich, dass die *ADL* für Unterschreitungswahrscheinlichkeiten $<35\%$ während der Kalibrierungsperiode besser angepasst ist als bei V1 und V2, allerdings werden zu viele geringe Abflüsse produziert, weshalb die *ADL* für höhere Unterschreitungswahrscheinlichkeiten die Beobachtung unterschätzt. Dies ist für V1 und V2 erst ab einer Unterschreitungswahrscheinlichkeit von 60 % der Fall. Während der Validierungsperiode kann die *ADL* besser abgebildet werden, signifikante Unterschätzungen treten variantenunabhängig nur für Unterschreitungswahrscheinlichkeiten $>80\%$ auf. Die Speicherentleerung des Gebietes beeinflusst auch die mittleren Monatsabflüsse, welche außer von Juni bis Oktober (in der Validierungsphase: Mai bis Oktober) unterschätzt werden. Bezüglich der Extremwerte findet, ebenfalls variantenunabhängig eine Unterschätzung für alle Wiederkehrintervalle in der Kalibrierungsphase statt. Für die Validierungsphase werden Hochwasser mit einem Wiederkehrintervall <2 Jahre überschätzt, nur höhere Wiederkehrintervalle werden unterschätzt.

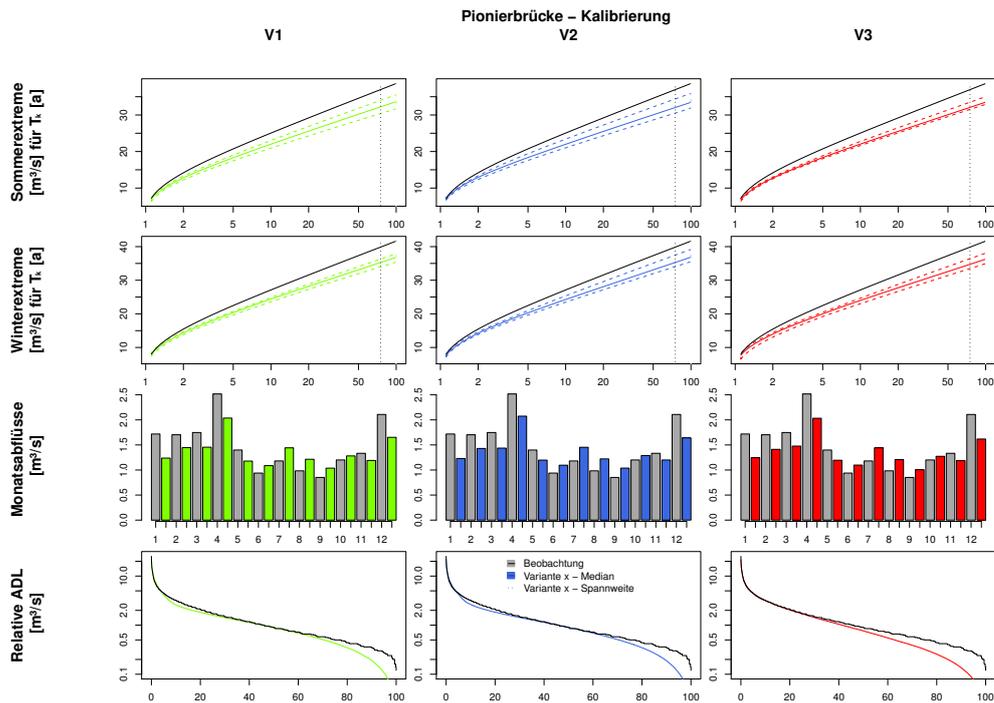


Abbildung 7.7: Abflussstatistiken nach der Kalibrierung in Abhängigkeit der gewählten Variante zur Implementierung räumlicher Konsistenz für das EZG Pionierbrücke

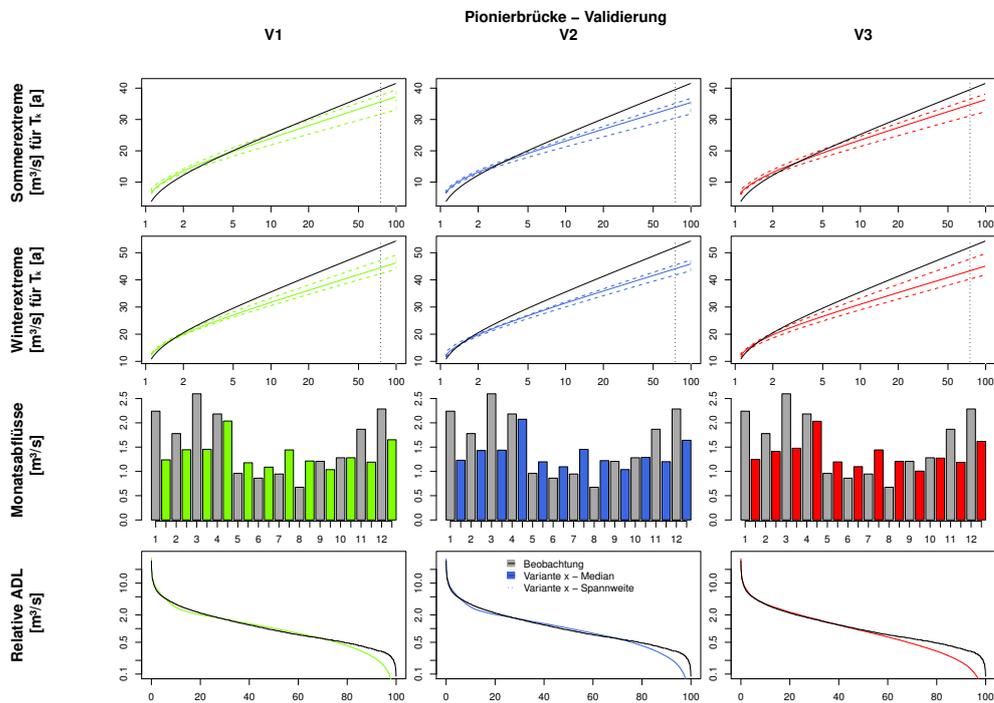


Abbildung 7.8: Abflussstatistiken der Validierungsperiode in Abhängigkeit der gewählten Variante zur Implementierung räumlicher Konsistenz für das EZG Pionierbrücke

Wie bereits zuvor für das EZG Reckershausen festgestellt werden konnte, sind die Unterschiede resultierend aus der Variantenwahl nur sehr gering. Die Werte der Zielfunktion unterscheiden sich sowohl für die Kalibrierungs- (0.13 (V1 und V2) $\leq O_{stat} \leq 0.14$ (V3)) als auch die Validierungsperiode (0.21 (V1) $\leq O_{stat} \leq 0.23$ (V2 und V3)) nur geringfügig.

Die ADL wird für das *EZG Tetendorf* sowohl für die Kalibrierungs- (0.78 (V2) $\leq NSE \leq 0.86$ (V1)) als auch die Validierungsperiode (0.92 (V2 und V3) $\leq NSE \leq 0.93$ (V1)) durch alle Varianten überschätzt (Abbildung 7.9 und 7.10). Die mittleren monatlichen Abflüsse werden bis auf September und Oktober ebenfalls überschätzt (Kalibrierung: 0.71 (V3) $\leq NSE \leq 0.84$ (V2), Validierung: 0.65 (V2) $\leq NSE \leq 0.82$ (V1)). Allerdings wird der Verlauf der Verteilung gut abgebildet. Für die Extreme sei erneut darauf hingewiesen, dass nur bis zu einem Wiederkehrintervall von ca. 20 Jahren Aussagen ohne größere statistische Unsicherheiten getroffen werden können und daher nur diese hier betrachtet werden. Für die Sommerextreme findet in der Kalibrierungsperiode eine Unterschätzung für Wiederkehrintervalle bis zu ca. fünf Jahren bei allen Varianten statt. Für die Winterextreme bildet der Median von V1 die Beobachtungswerte relativ gut ab. Für V2 und V3 befinden sich die Beobachtungswerte für Wiederkehrintervalle länger als 2 Jahre zumindest in der durch die Realisierungen ermittelten Spannweite der Ergebnisse. Für die Validierungsperiode werden Jährlichkeiten $HQ_{<2}$ sowohl im Sommer- als auch im Winter unterschätzt. Für die Sommerextreme kann durch den Resampling-Algorithmus (V2) die Überschätzung, welche durch V1 und V3 auftritt, reduziert werden. Allerdings führt der Resampling-Algorithmus für die Winterextreme zu einer Überschätzung, welche stärker als für V1 und V3 ausfällt. Eine Überschätzung der Extreme beider Halbjahre durch V1 (ohne räumliche Konsistenz) wird prinzipiell nicht erwartet.

Aufgrund der saisonalen Unterschiede für Tetendorf wird untersucht, ob eine Schätzung der Resampling-Kriterien in Abhängigkeit von Sommer und Winter zu unterschiedlichen Ergebnissen führt. Die Ergebnisse einer saisonalen Schätzung sind im Vergleich zur ganzjährigen Schätzung in Abbildung 7.11 dargestellt. Für die Kriterien Auftretenswahrscheinlichkeit, Kontinuitätsverhältnis und die Korrelationskoeffizienten beider Volumenklassen werden saisonale Unterschiede identifiziert, welche sich durch die unterschiedlichen Genesen der Sommer- und Winterniederschläge erklären lassen. So ist die Auftretenswahrscheinlichkeit im Sommer aufgrund einer höheren Anzahl an konvektiven Ereignissen geringer als im Winter. Jedoch ist der distanzabhängige Verlauf aller saisonal geschätzten gleich dem der ganzjährig geschätzten Kriterien. Jedoch werden durch den Resampling-Algorithmus die Werte der räumlichen Kriterien lediglich an die

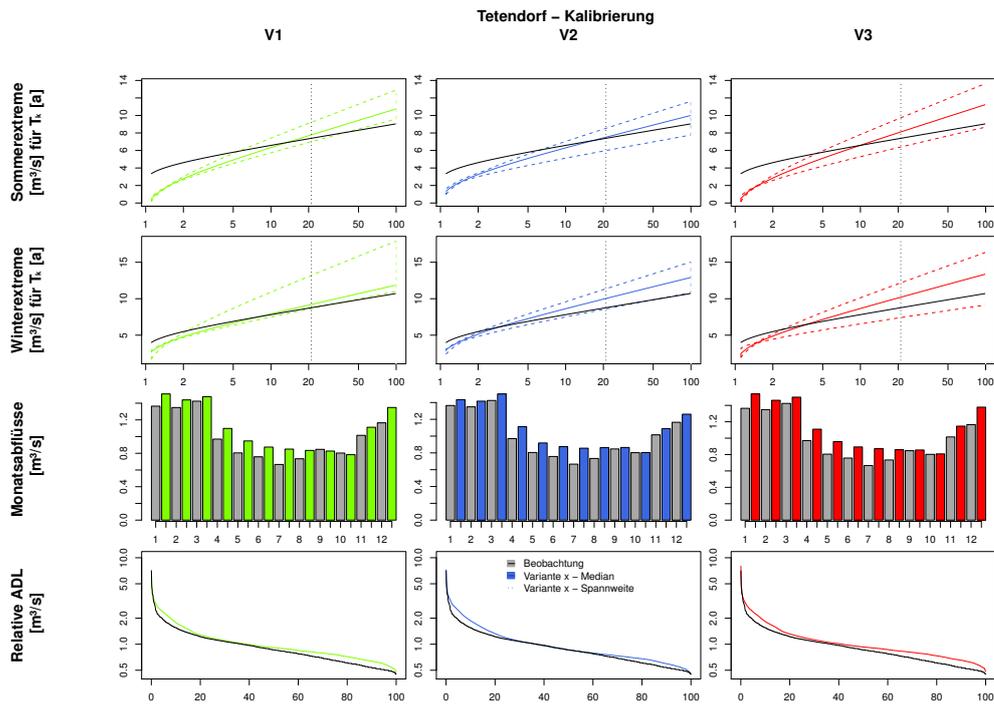


Abbildung 7.9: Abflussstatistiken nach der Kalibrierung in Abhängigkeit der gewählten Variante zur Implementierung räumlicher Konsistenz für das EZG Tetendorf

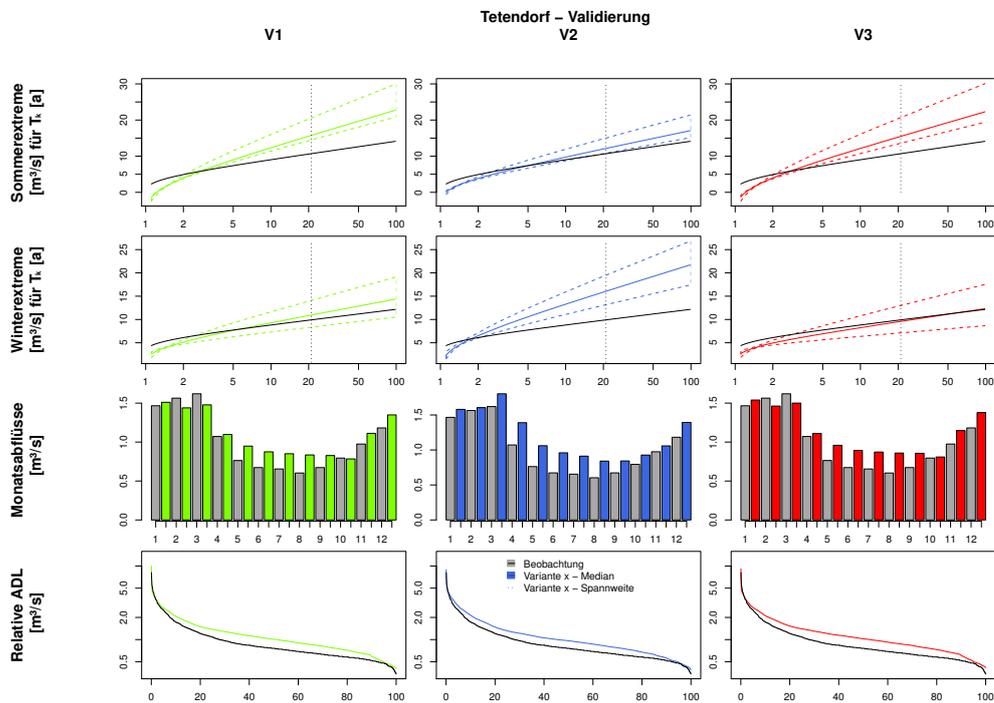


Abbildung 7.10: Abflussstatistiken der Validierungsperiode in Abhängigkeit der gewählten Variante zur Implementierung räumlicher Konsistenz für das EZG Tetendorf

Regressionsgeraden angenähert (siehe Abbildung 7.3). Die verbleibenden Differenzen zwischen einzelnen Werten und der Regressionsgeraden sind größer als die Differenzen der saisonalen Regressionsgeraden, weswegen keine saisonale Unterscheidung durchgeführt wird.

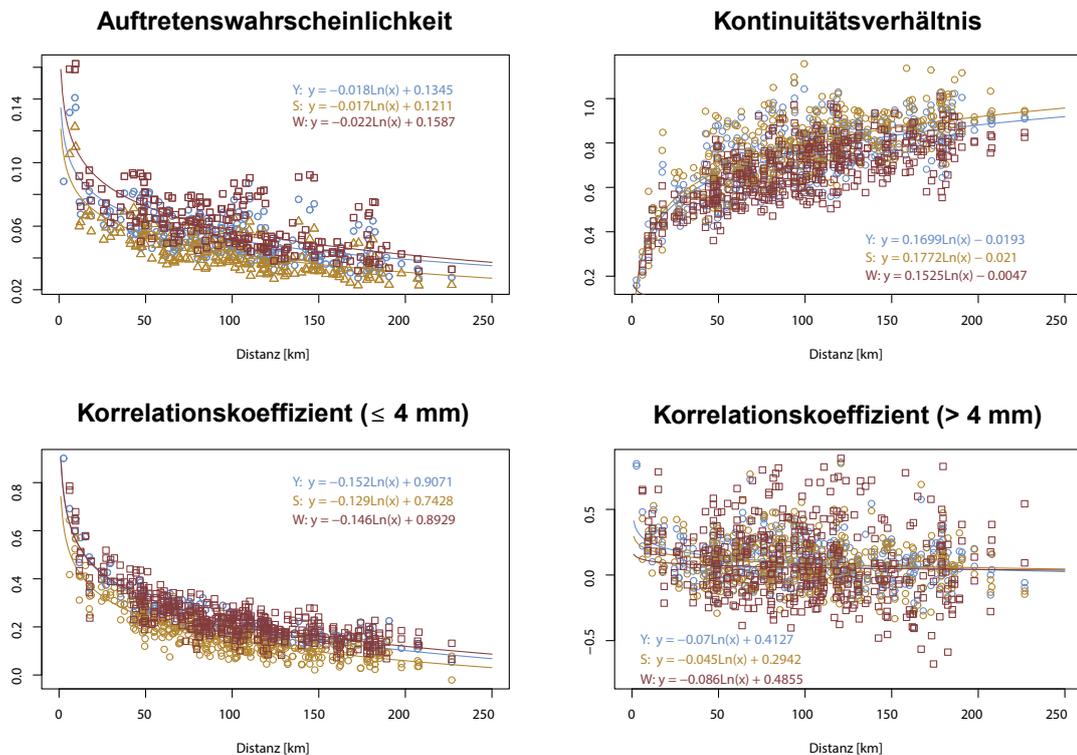


Abbildung 7.11: Vergleich saisonaler und ganzjähriger Schätzung der räumlichen Kriterien (Y: ganzjährig, S: Sommer, W: Winter)

Als Grund für die saisonal unterschiedlichen Ergebnisse wird für Tetendorf der kurze Kalibrierungs- und Validierungszeitraum erachtet. Durch die kurzen Zeiträume steht lediglich eine geringe Anzahl an relativen Tagesgängen zur Verfügung, welche während des Resamplings ausgetauscht werden können. Dadurch ist der Resampling-Algorithmus stark eingeschränkt. Diese Einschränkung wirkt sich negativ auf die N-A-Modellergebnisse aus.

Bei längeren Kalibrierungs- und Validierungszeiträumen (EZG Reckershausen, EZG Pionierbrücke) treten für V1, V2 und V3 sehr ähnliche Ergebnisse der betrachteten Abflussstatistiken auf. Der Einfluss der gewählten Variante zur Implementierung der räumlichen Konsistenz ist nicht zu erkennen. Geringe Unterschiede bezüglich der Jahreshochwasser zwischen V1 und V3 wurden bereits von MÜLLER und HABERLANDT (2012)

festgestellt. Jedoch wurde in dieser Untersuchung die beiden Varianten in Kombination mit der unter Kapitel 4.1.3 vorgestellten Diversions-Methodik für verschiedene EZG in Niedersachsen angewandt. Die Unterschiede zwischen den Gebieten fallen jedoch sowohl für den Kalibrierungs- als auch für den Validierungsperiode sehr unterschiedlich aus.

In einer Untersuchung für mediterrane EZG haben ANDRES-DOMENECH *et al.* (2015) die Wirkung der EZG als „Filter“ von Klimaeinflüssen analysiert und deren Auswirkungen auf das resultierende Abflussverhalten untersucht. Nach ANDRES-DOMENECH *et al.* (2015) hat die mittlere Niederschlagsereignishöhe einen wesentlichen Einfluss auf Hochwasser mit Wiederkehrintervallen bis zu zehn Jahren. Diese ist für alle drei Varianten V1, V2 und V3 unterschiedlich (Abbildung 7.4). Dennoch ist kein wesentlicher Unterschied zwischen den Varianten für diese Hochwasserquantile ersichtlich. Für größere Wiederkehrintervalle (>10 Jahre) hängen nach ANDRES-DOMENECH *et al.* (2015) die Hochwasserquantile asymptotisch von den zugehörigen Niederschlagsquantilen ab. Das bedeutet, dass bei einer Füllung der möglichen Gebietspeicher ein direkter Zusammenhang zwischen Niederschlags- und Hochwasserquantilen besteht. Hierfür werden exemplarisch die Jahresextreme der Teilgebietsniederschläge für das EZG Pionierbrücke ermittelt und über die Wiederkehrintervalle in Abbildung 7.12 dargestellt (mittels Weibull-plotting position). Es wird ersichtlich, dass die Extreme von V1 deutlich kleiner sind als von V2 und V3, welche beide ähnliche Werte aufweisen. Lediglich für hohe Wiederkehrintervalle (>18 Jahre) führt V3 zu deutlich höheren Werten als V2 (Wiederkehrintervall von 54 Jahren: V2 - 47.7 mm, V3 - 50.8 mm). Analog zu den Unterschieden der Niederschlagsvolumina von V2 und V3 zu V1 sollten sich auch für die resultierenden Hochwasser Unterschiede ergeben. Dies ist jedoch nicht aus den Ergebnissen der Kalibrierungs- und Validierungszeiträume ersichtlich (Abbildung 7.7 und 7.8).

Eine mögliche Ursache für die geringen Unterschiede zwischen den drei Varianten liegt in der Kalibrierung. Mittels der Kalibrierung können die Parameter variantenabhängig variieren und somit den Einfluss der räumlichen Konsistenz des Niederschlages dämpfen. Um diese Ursache auszuschließen, wäre die Kalibrierung mittels eines Niederschlagsdatensatzes zu empfehlen, welcher einerseits die räumliche Struktur des Niederschlages gut abbildet und andererseits keine der untersuchten Varianten bevorteilt. Damit wäre es möglich, die Varianten V1, V2 und V3 ohne Neukalibrierungen miteinander zu vergleichen. Da hochaufgelöste, langjährige Zeitreihen nicht mit einer ausreichenden Stationsdichte vorliegen, könnte die Verwendung von Radardaten einen möglichen Ansatz darstellen. Diese liegen für das Untersuchungsgebiet jedoch nicht für ausreichend lange Zeiträume vor, um Hochwasserstatistiken abzuleiten.

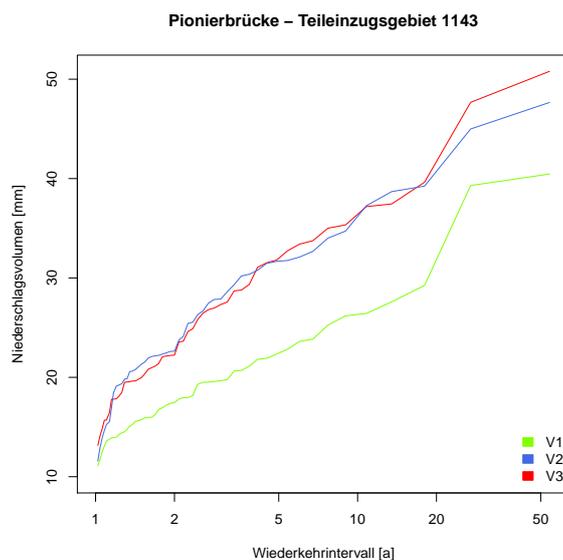


Abbildung 7.12: Extremwerte des Gebietsniederschlags und Wiederkehrintervalle für V1, V2 und V3 für ein Teilgebiet des EZG Pionierbrücke (basierend auf einer Realisation)

Tabelle 7.5: *NSE* der einzelnen Abflussstatistiken für Kalibrierungs- (Kalib) und Validierungsperiode (Valid) aller drei EZG

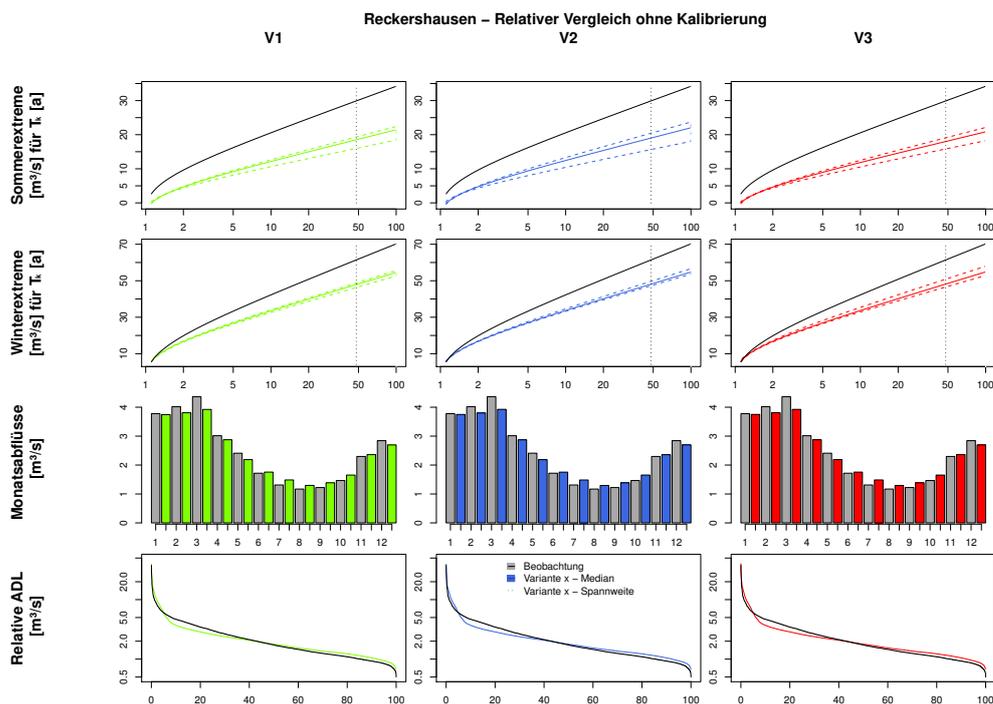
EZG	Abflussstatistik	V1		V2		V3	
		Kalib	Valid	Kalib	Valid	Kalib	Valid
Reckershausen	Sommerextreme	0.99	0.60	1.00	-0.05	0.99	0.31
	Winterextreme	0.97	0.43	0.97	0.58	0.97	0.58
	Monatsabflüsse	0.88	0.57	0.90	0.63	0.90	0.61
	Relative ADL	0.96	0.81	0.99	0.89	0.98	0.85
Pionierbrücke	Sommerextreme	0.89	0.95	0.88	0.91	0.89	0.94
	Winterextreme	0.91	0.88	0.91	0.86	0.89	0.83
	Monatsabflüsse	0.61	0.17	0.61	0.16	0.61	0.17
	Relative ADL	0.99	1.00	0.99	1.00	0.99	0.99
Tetendorf	Sommerextreme	0.32	-0.79	0.68	0.78	0.21	-0.61
	Winterextreme	0.87	0.70	0.64	-4.36	0.47	0.88
	Monatsabflüsse	0.79	0.82	0.84	0.65	0.71	0.78
	Relative ADL	0.86	0.93	0.78	0.92	0.83	0.92

Um Neukalibrierungen zu vermeiden, wird daher ein pragmatischer Ansatz gewählt. Die in Tabelle C.1 enthaltenen oberen und unteren Grenzen der Spannweiten werden gemittelt und als neutraler Parametersatz angesehen. Mit diesem neutralen Parametersatz werden die Untersuchungen für den Validierungszeitraum erneut durchgeführt. Zwar

Tabelle 7.6: Zielfunktionswerte O_{stat} der Kalibrierungs- (Kalib) und Validierungsperiode (Valid) aller drei EZG

EZG	V1		V2		V3	
	Kalib	Valid	Kalib	Valid	Kalib	Valid
Reckershausen	0.04	0.39	0.03	0.48	0.03	0.40
Pionierbrücke	0.13	0.21	0.13	0.23	0.14	0.23
Tetendorf	0.29	0.58	0.27	1.49	0.44	0.50

ist eine Unterteilung in Kalibrierungs- und Validierungszeitraum mit einem neutralen Parametersatz nicht notwendig, jedoch wird es an dieser Stelle für die Vergleichbarkeit zwischen den Ergebnissen mit und ohne Kalibrierung genutzt. Die Ergebnisse sind für Reckershausen in Abbildung 7.13, für Pionierbrücke in Abbildung 7.14 und für Tetendorf in Abbildung 7.15 dargestellt. Für eine quantitative Bewertung sind erneut die NSE der einzelnen Abflussstatistiken sowie die Werte der Zielfunktion O_{stat} in Tabelle 7.7 und Tabelle 7.8 dargestellt.

**Abbildung 7.13:** Abflussstatistiken ohne Kalibrierung der Modellparameter in Abhängigkeit der gewählten Variante zur Implementierung räumlicher Konsistenz für das EZG Reckershausen

Für die EZG Pionierbrücke und Tetendorf zeigen sich ohne Kalibrierung der Modellparameter deutlich schlechtere Anpassungen an die Beobachtungswerte (z.B. für EZG

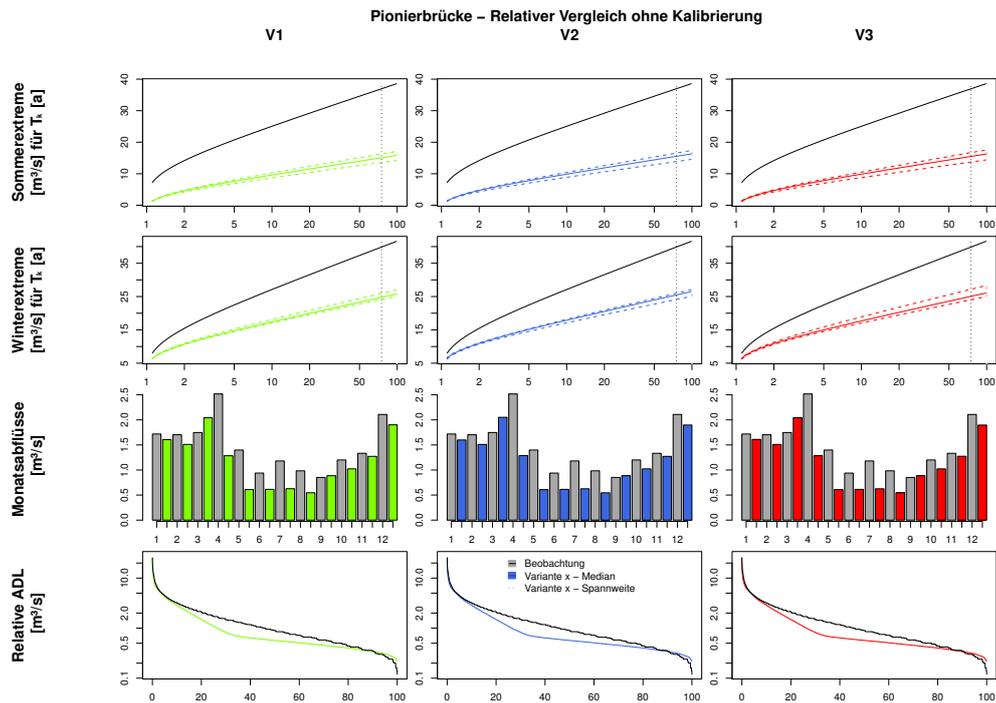


Abbildung 7.14: Abflussstatistiken ohne Kalibrierung der Modellparameter in Abhängigkeit der gewählten Variante zur Implementierung räumlicher Konsistenz für das EZG Pionierbrücke

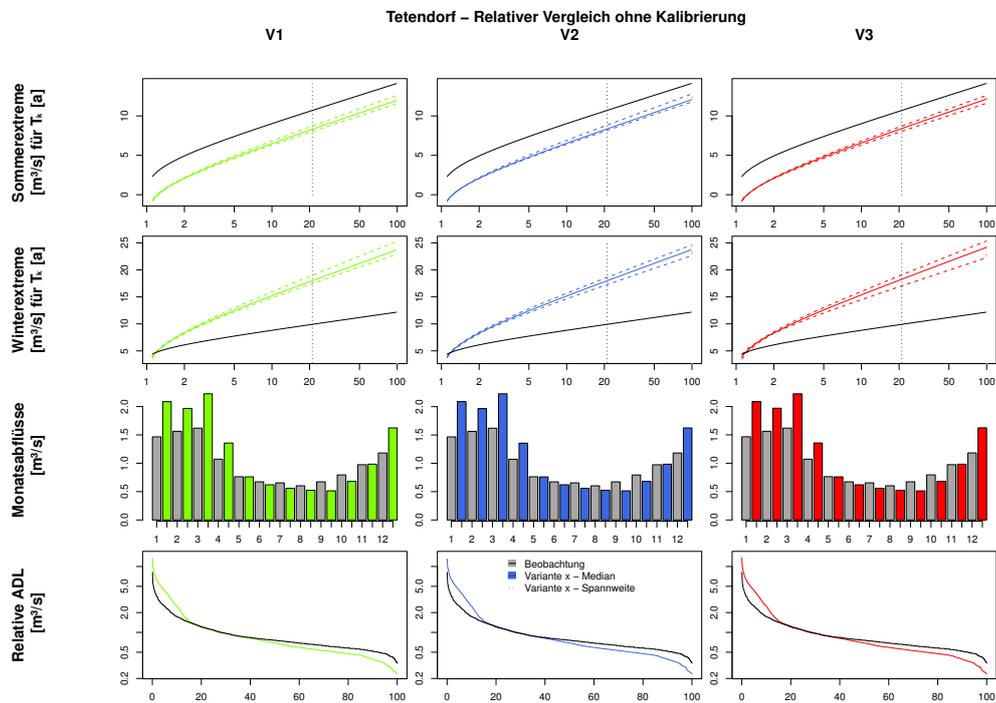


Abbildung 7.15: Abflussstatistiken ohne Kalibrierung der Modellparameter in Abhängigkeit der gewählten Variante zur Implementierung räumlicher Konsistenz für das EZG Tetendorf

Tabelle 7.7: *NSE* der einzelnen Abflussstatistiken für die Validierungsperiode aller drei EZG ohne Kalibrierung

EZG	Abflussstatistik	V1	V2	V3
Reckershausen	Sommerextreme	0.20	0.26	0.14
	Winterextreme	0.76	0.77	0.77
	Monatsabflüsse	0.97	0.97	0.97
	Relative ADL	0.99	0.99	0.99
Pionierbrücke	Sommerextreme	-1.68	-1.58	-1.59
	Winterextreme	0.01	0.10	0.06
	Monatsabflüsse	-0.07	-0.07	-0.07
	Relative ADL	0.96	0.96	0.96
Tetendorf	Sommerextreme	0.52	0.54	0.55
	Winterextreme	-7.78	-7.78	-8.41
	Monatsabflüsse	0.19	0.19	0.19
	Relative ADL	-0.06	-0.05	-0.11

Tabelle 7.8: Zielfunktionswerte O_{stat} der Validierungsperiode aller drei EZG ohne Kalibrierung

EZG	V1	V2	V3
Reckershausen	0.27	0.25	0.28
Pionierbrücke	1.14	1.10	1.11
Tetendorf	2.79	2.79	2.96

Pionierbrücke, V1: $O_{stat, ohne Kalibrierung}=1.14$ statt $O_{stat, mit Kalibrierung}=0.21$). Für das EZG Reckershausen ergibt sich ohne Kalibrierung eine leichte Verbesserung, da die kalibrierten Parameter zu einer Überschätzung sowohl der Extreme beider Halbjahre als auch der *ADL* und der mittleren monatlichen Abflüsse führte (z.B. für V3: $O_{stat, ohne Kalibrierung}=0.28$ statt $O_{stat, mit Kalibrierung}=0.40$). Für alle EZG werden variantenunabhängig ohne Kalibrierung die Sommerextreme unterschätzt. Die Winterextreme werden für die EZG Reckershausen und Pionierbrücke ebenfalls unterschätzt, für Tetendorf jedoch überschätzt. Für alle EZG ist ein Jahrgang der mittleren monatlichen Abflüsse zu erkennen. Für das EZG Reckershausen wird eine gute Übereinstimmung mit den Beobachtungswerten festgestellt, während für das EZG Pionierbrücke im Winterhalbjahr starke Unterschätzungen und im EZG Tetendorf starke Überschätzungen auftreten. Die *ADL* werden für keines der EZG gut wiedergegeben.

Die Unterschiede zwischen den Varianten V1, V2 und V3 sind trotz der Verwendung eines neutralen Parametersatzes gering (siehe Tabelle 7.8). Für das EZG Pionierbrücke ergeben sich ohne Kalibrierung Zielfunktionswerte zwischen $1.10 (V2) \leq O_{stat} \leq 1.14 (V1)$ und verfügen damit über eine vergleichbare Spannweite wie bei der Kalibrierung ($0.21 (V1) \leq O_{stat} \leq 0.23 (V2 \text{ und } V3)$). Die Nähe dieser Werte kann nicht auf die Kalibrierung zurückgeführt werden. Eine weitere mögliche Ursache stellt die geringe Stationsdichte dar, welche für die Untersuchung der räumlichen Konsistenz genutzt wurde. Für das EZG Reckershausen wird daher der Einfluss verschiedener Stationsanzahlen getestet.

7.5 Einfluss der Stationsdichte

Der Einfluss der räumlichen Variabilität des Niederschlages auf den resultierenden Abfluss kann nicht direkt ermittelt werden und ist nur über N-A-Modellierung bestimmbar. Untersuchungen hierzu finden sich u.a. in KRAJEWSKI *et al.* (1991), OGDEN und JULIEN (1993), OBLED *et al.* (1994) und NICOTINA *et al.* (2008). Für die Untersuchung des Einflusses der Stationsdichte auf die N-A-Modellergebnisse wird das EZG Reckershausen mit drei, fünf und acht Stationen verwendet. Dies entspricht Stationsdichten von 0.9, 1.6 und 2.5 Stationen pro 100 km². Kalibrierungs- und Validierungszeitraum sind mit denen aus Kapitel 7.4 identisch.

Die Auswertung erfolgt variantenbezogen, daher sind die Ergebnisse für alle Stationsanzahlen in den Abbildungen 7.16 und D.1 für V1, in den Abbildungen 7.17 und D.2 für V2 und in den Abbildungen 7.18 und D.3 für V3 dargestellt. Eine quantitative Beurteilung der Ergebnisse kann für *NSE* und *O_{stat}* den Tabellen 7.9 und 7.10 entnommen werden.

Zunächst ist anzumerken, dass variantenunabhängig für den Kalibrierungszeitraum bessere Ergebnisse erzielt werden als für den Validierungszeitraum. Im Validierungszeitraum findet unabhängig von der Anzahl an Stationen, der Variante oder der Saison eine Überschätzung der Abflussextrême, der mittleren monatlichen Abflüsse sowie der *ADL* statt. Dies wurde bereits in Kapitel 7.4 für das EZG Reckershausen bei der Verwendung von drei Stationen festgestellt.

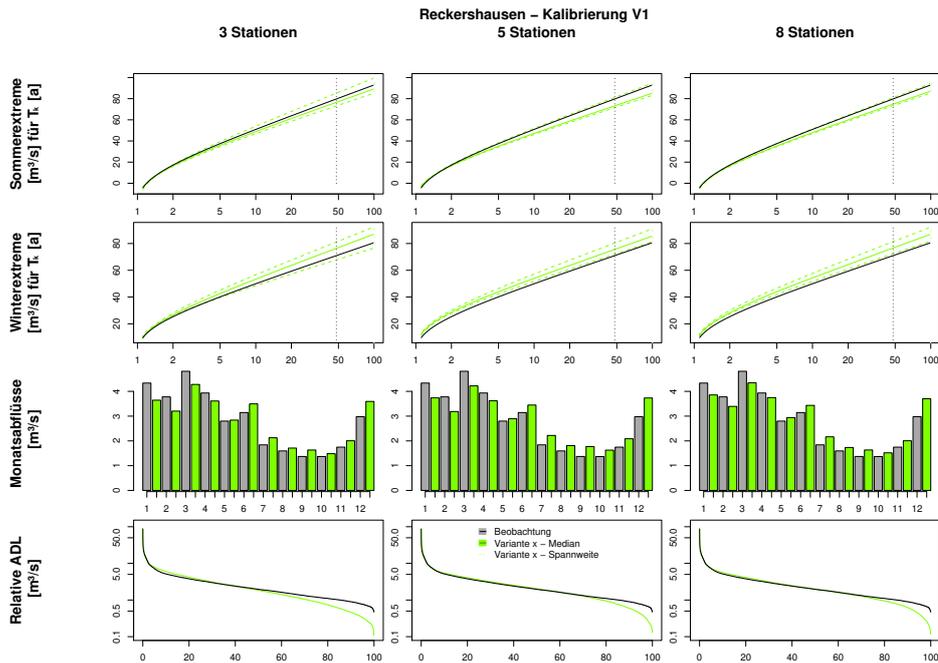


Abbildung 7.16: Abflussstatistiken für V1 nach der Kalibrierung in Abhängigkeit der verwendeten Stationsanzahl zur Implementierung räumlicher Konsistenz

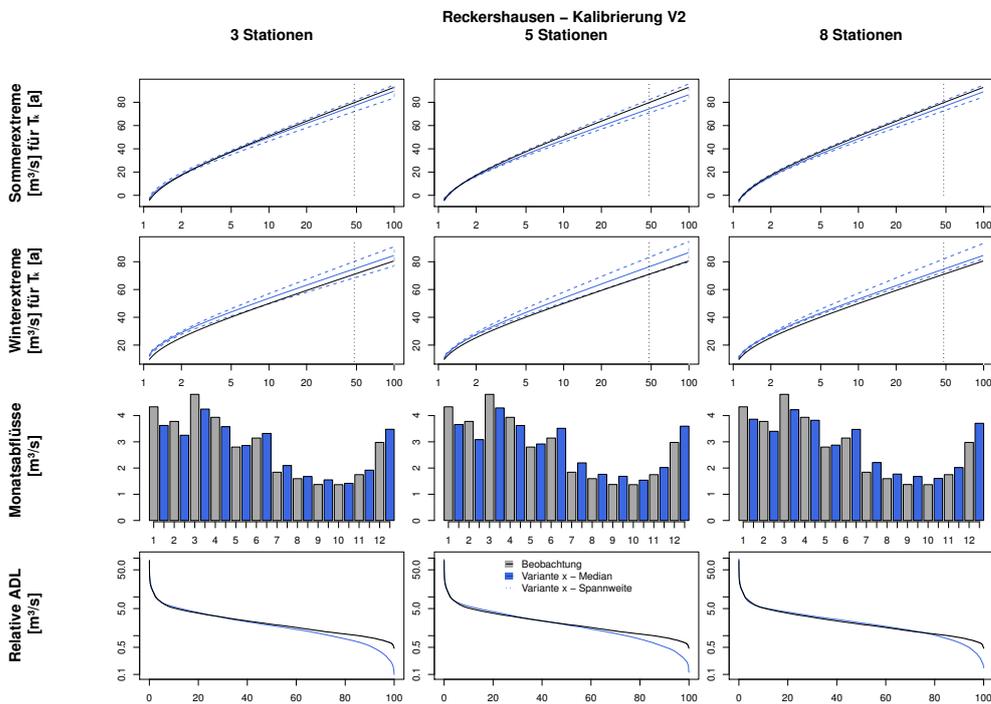


Abbildung 7.17: Abflussstatistiken für V2 nach der Kalibrierung in Abhängigkeit der verwendeten Stationsanzahl zur Implementierung räumlicher Konsistenz

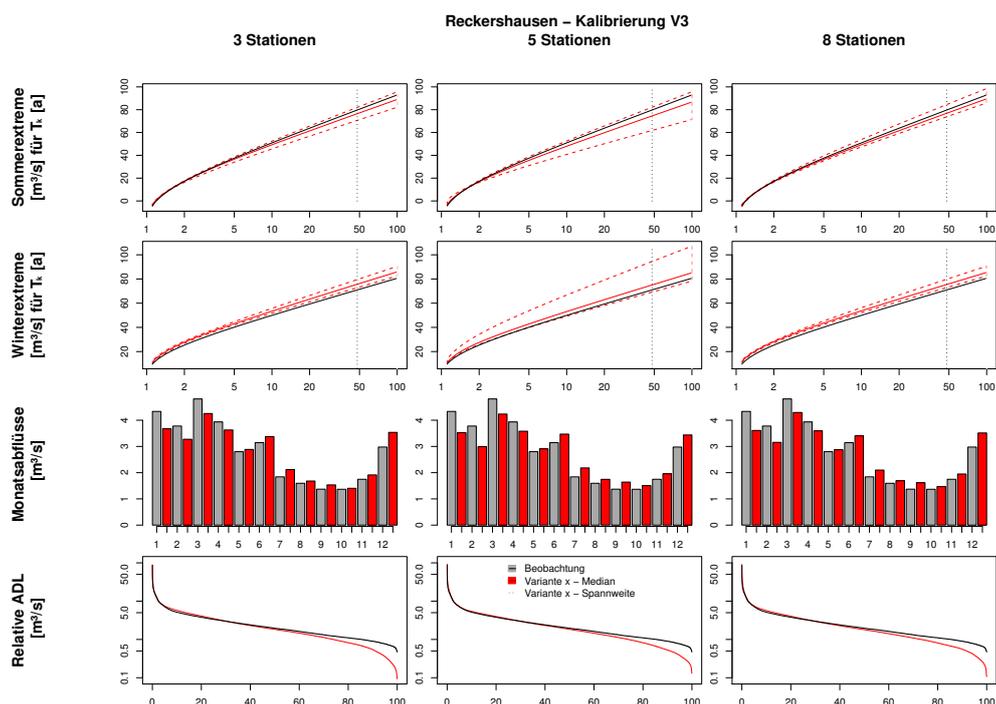


Abbildung 7.18: Abflussstatistiken für V3 nach der Kalibrierung in Abhängigkeit der verwendeten Stationsanzahl zur Implementierung räumlicher Konsistenz

Tabelle 7.9: NSE der einzelnen Abflussstatistiken für Kalibrierungs- (Kalib) und Validierungsperiode (Valid) für das EZG Reckershausen bei unterschiedlicher Stationsanzahl

Anzahl Stationen	Abflussstatistik	V1		V2		V3	
		Kalib	Valid	Kalib	Valid	Kalib	Valid
3	Sommerextreme	0.99	0.60	1.00	-0.05	0.99	0.31
	Winterextreme	0.97	0.43	0.97	0.58	0.97	0.58
	Monatsabflüsse	0.88	0.57	0.90	0.63	0.90	0.61
	Relative ADL	0.96	0.81	0.99	0.89	0.98	0.85
5	Sommerextreme	0.98	-0.24	0.98	0.09	0.99	-0.23
	Winterextreme	0.97	0.68	0.96	0.48	0.98	0.65
	Monatsabflüsse	0.86	0.53	0.87	0.53	0.86	0.55
	Relative ADL	0.99	0.91	0.98	0.86	0.99	0.91
8	Sommerextreme	0.99	0.75	0.99	0.46	1.00	0.54
	Winterextreme	0.96	0.62	0.98	0.64	0.97	0.59
	Monatsabflüsse	0.91	0.57	0.89	0.54	0.89	0.60
	Relative ADL	0.99	0.88	0.99	0.94	0.98	0.88

Die betrachteten Varianten V1, V2 und V3 führen zu Unterschieden bei den Modellergebnissen der simulierten Abflussextrême. Bezüglich des Kalibrierungszeitraumes wird

Tabelle 7.10: Zielfunktionswerte O_{stat} der Kalibrierungs- (Kalib) und Validierungsperiode (Valid) für das EZG Reckershausen bei unterschiedlicher Stationsanzahl

Anzahl Stationen	V1		V2		V3	
	Kalib	Valid	Kalib	Valid	Kalib	Valid
3	0.04	0.39	0.03	0.48	0.03	0.40
5	0.05	0.51	0.04	0.49	0.04	0.51
8	0.04	0.28	0.03	0.34	0.04	0.33

festgestellt, dass sich die Extreme resultierend aus V1 und V2 sehr ähnlich sind. Die Variante V3 führt bei fünf Stationen zu größeren Spannweiten der Abflussextrême als bei drei Stationen in beiden Halbjahren (Abbildung 7.18), sowohl für den Kalibrierungs- als auch den Validierungszeitraum. Bei Verwendung von acht Stationen ist dieser Unterschied jedoch nicht festzustellen.

Geringe Unterschiede zwischen den verwendeten Stationsdichten zeigen sich ebenfalls bei den mittleren monatlichen Abflüssen für jede Variante (z.B. für V3: 0.86 (5 Stationen) $\leq NSE \leq$ 0.90 (3 Stationen)). Für einige Monate verbessern sich die Abflussstatistiken durch die Verwendung mehrerer Stationen geringfügig, jedoch zeigen sich für andere Monate leichte Verschlechterungen. Eine generelle Verbesserung durch die Verwendung einer steigenden Anzahl an Stationen kann nicht beobachtet werden. Es können lediglich leichte Veränderung der *ADL* beobachtet werden, jedoch ist keine Systematik erkennbar. Dies ist für die mittleren monatlichen Abflüsse als auch für die *ADL* unerwartet, da durch die zusätzlichen Informationen absoluter Tagesniederschlagsvolumina eine Verbesserung dieser Charakteristiken erwartet werden sollte. Für die Zielfunktionswerte ergeben sich keine systematischen Verbesserungen oder Verschlechterungen bei steigender Stationsanzahl (z.B. O_{stat} für V2, Kalibrierungsperiode: 0.03 (3 Stationen), 0.04 (5 Stationen), 0.03 (8 Stationen)).

Die Unterschiede der Abflussstatistiken im Validierungszeitraum sind vergleichbar gering und werden an dieser Stelle nicht gesondert diskutiert. Die Ergebnisse sind im Anhang (Abbildungen D.1, D.2 und D.3) enthalten.

Wie bereits in Kapitel 7.4 erfolgt zusätzlich zu den Untersuchungen mittels kalibrierter Parametersätze eine Untersuchung mit einem neutralen Parametersatz für die Validierungsperiode (Abbildung 7.19 sowie D.4 und D.5). Quantifizierungen zu O_{stat} und *NSE* können Tabelle 7.11 und D.1 entnommen werden. Ohne Kalibrierung können die beobachteten Sommer- und Winterextreme sowie die *ADL* durch keine der Varianten

abgebildet werden. Für die mittleren monatlichen Abflüsse sind die Ergebnisse mit dem neutralen Parametersatz jedoch besser als mit dem kalibrierten Parametersatz (z.B. für V2, 5 Stationen: $NSE_{unkalibriert}=0.97 > NSE_{kalibriert}=0.53$). Das Ziel bei Verwendung dieses Parametersatzes ist es jedoch, die Unterschiede bei Verwendung unterschiedlicher Stationsanzahlen zu identifizieren.

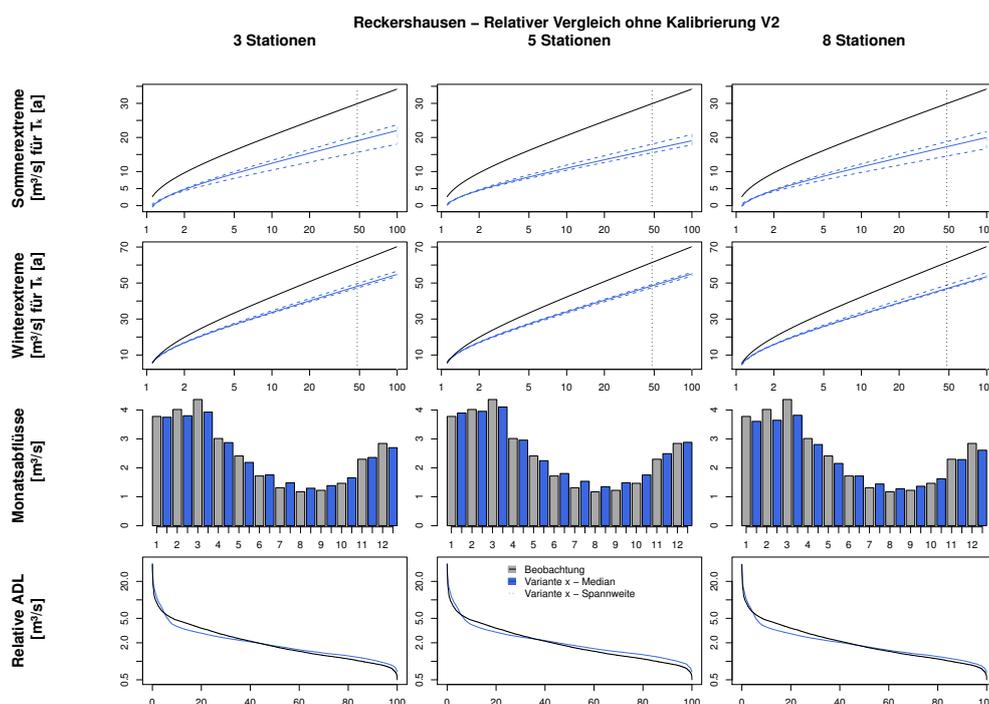


Abbildung 7.19: Abflussstatistiken ohne Kalibrierung für V2 in Abhängigkeit der verwendeten Stationsanzahl im Validierungszeitraum

Tabelle 7.11: Zielfunktionswerte O_{stat} der Validierungsperiode für das EZG Reckershausen bei unterschiedlicher Stationsanzahl ohne Kalibrierung

Anzahl Stationen	V1	V2	V3
3	0.27	0.25	0.28
5	0.32	0.33	0.29
8	0.34	0.33	0.34

Für V2 (Abbildung 7.19) lassen sich Unterschiede bezüglich der Spannweiten der Sommerhochwasser identifizieren. Diese ist bei fünf Stationen mit $3 \text{ m}^3/\text{s}$ geringer als bei drei und acht Stationen (beide ca. $6 \text{ m}^3/\text{s}$). Bezüglich der ADL findet bei drei Stationen eine Überschätzung ab 50 %, bei fünf Stationen ab 40 % und bei acht Stationen ab 60 % statt. Sowohl die Variation der Spannweiten der Sommerhochwasser als auch der ADL werden ebenfalls für V1 und V3 (Abbildung D.4 und Abbildung D.5) festgestellt. Bezüglich

der Winterextreme und des mittleren monatlichen Jahresganges sind nur geringfügige Unterschiede feststellbar (Winterextreme, V3: 0.74 (8 Stationen) $\leq NSE \leq 0.78$ (5 Stationen); mittleren monatlichen Abflüsse, V2: 0.95 (8 Stationen) $\leq NSE \leq 0.97$ (3 und 5 Stationen)).

Der Einfluss der Stationsdichte hat nur einen geringen Einfluss auf die simulierten Abflussstatistiken. Dies steht teilweise im Widerspruch zu anderen Studien, wie im Folgenden gezeigt wird. Die Verwendung von drei, fünf und acht Stationen entspricht Stationsdichten von 0.9, 1.6 und 2.5 Stationen pro 100 km^2 . SELIGA *et al.* (1992) schlagen für räumlichen Niederschlag Informationen je 5 km^2 vor, was 20 Stationen pro 100 km^2 entspricht. Von daher sollte bis zu dieser Stationsdichte eine Verbesserung der Ergebnisse zu erwarten sein.

Für ein französisches Einzugsgebiet mit einer Fläche von 71 km^2 haben OBLED *et al.* (1994) ebenfalls mit einem halb-verteiltern Modell den Einfluss auf N-A-Simulationsergebnisse bei Verwendung von 5 und 21 Stationen untersucht (entsprechen 7 bzw. 21.6 Stationen pro 100 km^2). Durch die Verwendung von 21 Stationen konnte, obwohl alle 16 zusätzlichen Zeitreihen gut mit denen der 5 Stationen korrelieren, eine deutliche Verbesserung der Modellgüte erreicht werden. Dies führen OBLED *et al.* (1994) jedoch ausschließlich auf die bessere Abbildung des Niederschlagsvolumens zurück, nicht auf dessen räumliche Verteilung.

XU *et al.* (2013) haben den Einfluss der Stationsdichte für ein wesentlich größeres Einzugsgebiet analysiert und tägliche Niederschlagszeitreihen als Eingangsdaten für die N-A-Modellierung verwendet, weswegen ein direkter Vergleich der Stationsdichten nicht möglich ist. Sie weisen jedoch daraufhin, dass die Verteilung der Stationen innerhalb des Gebietes entscheidend für die Abbildung des Niederschlages ist. Bei einer guten räumlichen Verteilung können mit weniger Stationen bessere Simulationsergebnisse erzielt werden als mit einer größeren Anzahl an Stationen, welche nicht optimal angeordnet sind. Dies könnte eine Erklärung dafür sein, dass der Einfluss der Stationsdichte in dieser Untersuchung nur einen geringen Einfluss zeigt. Die Stationen wurden so ausgewählt, dass das EZG jeweils räumlich gut abgedeckt ist (Abbildung 7.2).

7.6 Diskussion der Ergebnisse

In den beiden vorherigen Kapiteln werden Ergebnisse der N-A-Modellierung für verschiedene Varianten räumlicher Konsistenz und für unterschiedliche Stationsdichten vorgestellt.

Mit allen untersuchten Varianten ist es möglich, die saisonalen Abflussextrême, die mittleren monatlichen Abflüsse sowie die *ADL* mittels Kalibrierung auf die unterschiedlichen Varianten abzubilden. Die Unterschiede zwischen den einzelnen Varianten sind jedoch gering. Mögliche Ursachen für die geringen Unterschiede sind:

- eine geringe Variabilität der Eingangsdaten
- eine Dämpfung der variantenbedingten Unterschiede durch die kalibrierten Parameter
- das Dämpfungsverhalten der EZG
- die Auswahl des N-A-Modells und dessen Fähigkeit, Unterschiede des räumlichen Niederschlages abzubilden

Diese Ursachen werden kurz diskutiert. Eine *geringe Eingangsdatenvariabilität* würde zu geringen Unterschieden in den Ergebnissen der N-A-Modellierung führen. Jedoch unterscheiden sich die Niederschläge zwischen den Varianten deutlich. Sowohl die räumlichen Kriterien (Abbildung 7.3) als auch die resultierenden Gebietsniederschläge (Abbildung 7.4) und deren Extrême (Abbildung 7.12) zeigen Unterschiede, welche sich auch in den Modellergebnissen widerspiegeln sollten. Deswegen wird eine geringe Variabilität der Eingangsdaten als Ursache ausgeschlossen.

Eine weitere mögliche Ursache stellt die *separate Kalibrierung* der N-A-Modellparameter für jede untersuchte Variante dar. Die verwendete Kalibrierungsstrategie zeigt hierbei die Fähigkeit, die unterschiedlichen Niederschlagsdatensätze mit den Zielkriterien in Einklang zu bringen. Dies ist besonders gut für das EZG Reckershausen bei Verwendung von drei Stationen ersichtlich. Während der Kalibrierungsperiode treten sowohl im Sommer als auch im Winter größere Abflussextrême auf als in der Validierungsperiode. Der Parametersatz, welcher für die Kalibrierungsperiode generiert wird, bildet diese hohen Durchflüsse sehr gut ab. Allerdings führt er in der Validierungsperiode zu einer Überschätzung aller Abflusskriterien, welche auf den kalibrierten Parametersatz zurückzuführen ist. Durch die Verwendung eines neutralen Parametersatzes kann die Kalibrierung als mögliche Ursache ausgeschlossen werden.

Das *Dämpfungsverhalten* der untersuchten EZG basiert auf deren Größe und Reaktionszeit und kann einen wesentlichen Einfluss auf die Modellergebnisse haben (ANDRESDOMENECH *et al.*, 2015). Einzugsgebiete agieren als Filter, d.h. der Niederschlag als Eingangssignal wird durch diverse Prozesse (Interzeption, Verluste durch Speicherfüllung, Transportprozesse, etc.) bei der Umwandlung zum Abfluss im Gerinne gedämpft

(PACHEPSKY *et al.*, 2016). MANDAPAKA *et al.* (2009) haben für (Teil-) Einzugsgebiete verschiedener Größen mittels eines verteilten Modells verschiedene Niederschlagszenarios untersucht, wobei allen Szenarios ein Erwartungswert am Gesamtniederschlagsvolumen von 10 mm gemein ist. Für EZG mit Flächen $<10 \text{ km}^2$ ist eine deutliche Abhängigkeit von Dauer, Intensität und räumlicher Verteilung des Niederschlages zu erkennen. Mit zunehmender EZG-Größe nimmt deren Einfluss jedoch ab und wird für EZG mit Flächen von 1000 km^2 fast vollständig gedämpft. Da die untersuchten EZG-Größen ($62 \text{ km}^2 < x < 321 \text{ km}^2$) deutlich größer als 10 km^2 sind, könnte dies eine mögliche Erklärung für die ausbleibenden Unterschiede bezüglich der Modellergebnisse sein.

Im Gegensatz dazu legen die Ergebnisse von OBLED *et al.* (1994) und SELIGA *et al.* (1992) nahe, dass eine Erhöhung der Stationsdichte zu einer Verbesserung der Niederschlagsinformation und damit zu besseren Modellergebnissen führen sollte. OGDEN und JULIEN (1993) führen in ihrer Untersuchung die Konzentrationszeit der EZG als wichtigen Einflussfaktor an. Sind die hochwasserverursachenden Niederschläge kürzer als die Konzentrationszeit, hat die räumliche Verteilung des Niederschlages einen Einfluss auf die resultierenden Abflüsse. Für längere Niederschläge ist der räumliche Einfluss gering und die zeitliche Verteilung innerhalb eines Ereignisses dominiert. NICOTINA *et al.* (2008) identifizieren für stündliche Niederschläge erst einen entscheidenden Einfluss der räumlichen Muster bei EZG mit Flächen $>1000 \text{ km}^2$, basierend auf den unterschiedlichen Fließzeiten innerhalb eines Einzugsgebietes. Die Konzentrationszeiten in den untersuchten EZG sind mit $1.8 \text{ h} \leq x \leq 7.4 \text{ h}$ gering, jedoch sollte die zeitliche Verteilung („zufälliges“, realitätsnahes oder paralleles Auftreten innerhalb eines Tages) einen Einfluss auf das Abflussgeschehen haben.

Bezüglich der *Modellauswahl* zweifeln OBLED *et al.* (1994) an, ob räumliche Niederschlagsmuster sinnvoll in halb-verteilten Modellen umgesetzt werden können bzw. für die Abflussermittlung in ruralen Einzugsgebieten dieser Größe notwendig sind. Auch KRAJEWSKI *et al.* (1991) schlussfolgerten nach ihrer Studie mittels eines 1-dimensionalen, halb-verteilten Modells, dass für die Analyse räumlicher Probleme 2-dimensionale und verteilte Modelle besser geeignet sind und empfehlen diese zur weiteren Verwendung. Auch BÁRDOSSY und DAS (2008) weisen darauf hin, dass mit einer höheren räumlichen Auflösung des verwendeten N-A-Modells die Sensitivität gegenüber dem verwendeten Stationsnetzwerk steigen kann.

7.7 Zusammenfassung der Ergebnisse

Für drei EZG in Niedersachsen, welche sich hinsichtlich ihrer Größe, Höhenlage, Landnutzung und anzutreffender Bodentypen unterscheiden, wurde der Einfluss der räumlichen Konsistenz auf simulierte Abflussstatistiken untersucht. Es wurden drei Ansätze räumlicher Konsistenz untersucht, welche als V1-„zufälliges Auftreten“ (DING *et al.*, 2016), V2-realtätsnahes Auftreten (MÜLLER und HABERLANDT, 2015) und V3-gleichzeitiges Auftreten (HABERLANDT und RADTKE, 2014) bezeichnet werden. Bezüglich der räumlichen Niederschlagscharakteristiken konnten folgende Erkenntnisse gewonnen werden:

- Die drei untersuchten Varianten führen zu deutlich unterschiedlichen Ergebnissen bezüglich aller räumlichen Niederschlagscharakteristiken.
- Die räumlichen bivariaten Kriterien konnten durch V2 für die Auftretenswahrscheinlichkeit und die Korrelationskoeffizienten beider Volumenklassen verbessert und an die beobachteten Werte angenähert werden. V1 führt zur Unterschätzung aller Kriterien. Durch V3 werden die Auftretenswahrscheinlichkeit und der Korrelationskoeffizient der oberen Volumenklasse überschätzt, das Kontinuitätsverhältnis und der Korrelationskoeffizient der unteren Volumenklasse jedoch gut abgebildet.
- Ein relativer Vergleich der Teilgebieten niederschläge resultierend aus V1, V2 und V3 mittels Unterschreitungskurven zeigt, dass V1 für alle Unterschreitungswahrscheinlichkeiten die geringsten, V3 die höchsten Niederschlagsvolumina aufweist. Die Unterschreitungskurve von V2 befindet sich zwischen denen von V1 und V3.
- Ein relativer Vergleich von V1, V2, und V3 bezüglich der Extremwerte der Gebietsniederschläge zeigt, dass V1 zu den geringsten Niederschlagsintensitäten führt. V2 und V3 führen für Extremwerte mit Wiederkehrintervallen ≤ 18 Jahren zu ähnlichen Extremwerten. Für Wiederkehrintervalle > 18 Jahren führt V3 zu höheren Werten als V2 (Wiederkehrintervall von 54 Jahren: V2-47.7 mm, V3-50.8 mm).

Mittels des Resamplings ist es möglich, auch für kleinere, mesoskalige Gebiete bivariate räumliche Kriterien in die disaggregierten Zeitreihen zu implementieren. Dies wurde zuvor nur für größere Stationsdistanzen untersucht (Kapitel 6). Die Niederschläge wurden als Eingangsdaten in der N-A-Modellierung verwendet. Das Ziel der N-A-Modellierung war die Abbildung der Sommer- und Winterextreme des Abflusses, des Jahresganges der mittleren monatlichen Abflüsse sowie der *ADL*. Hierbei wurden Untersuchungen mittels variantenbezogenen kalibrierten Parametern sowie mit einem neutralen Parametersatz

durchgeführt. Für das EZG Reckershausen erfolgte eine Einflussuntersuchung bezüglich der Niederschlagsstationsdichte, ebenfalls mittels eines kalibrierten und eines neutralen Parametersatzes. Als Erkenntnisse werden festgehalten:

- Für alle drei EZG können im Kalibrierungszeitraum die Mehrheit der beobachteten Abflussstatistiken gut bis sehr gut wiedergegeben werden. Im Validierungszeitraum gilt dies für das EZG Pionierbrücke und Tetendorf. Für das EZG Reckershausen finden Überschätzungen aller Abflussstatistiken statt.
- Trotz deutlicher Unterschiede bezüglich der räumlichen Kriterien und resultierender Gebietsniederschläge in den Eingangsdaten sind die Unterschiede in den N-A-Modellergebnissen gering. Dies gilt für alle EZG, sowohl beim kalibrierten als auch beim neutralen Parametersatz.
- Die verwendete Anzahl an Niederschlagsstationen im EZG Reckershausen hat Auswirkungen auf die simulierten Abflussstatistiken. Die Varianten 1 und 2 führen zu gleichwertigen Ergebnissen, lediglich die Spannweiten der Sommer- und Winterextreme unterscheiden sich bei der Verwendung von drei Stationen.
- Die Ergebnisse für V3 zeigen bei der Verwendung von fünf Stationen großen Spannweiten bei Sommer- und Winterextremen, welche nicht bei Verwendung von drei oder acht Stationen erkennbar sind. Bei V1 und V2 werden solche Unterschiede bezüglich der Extremwerte nicht festgestellt.
- Für die *ADL* und die mittleren monatlichen Abflüsse zeigen sich variantenunabhängig nur geringfügige Änderungen bei steigender Stationsanzahl. Eine Systematik ist nicht erkennbar. Dies trifft auch bei Verwendung eines neutralen, nicht kalibrierten Parametersatzes zu.

Die geringen Unterschiede in den Modellergebnissen sowohl bei Betrachtung der unterschiedlichen Varianten als auch bei verschiedenen Anzahlen verwendeter Stationen können durch verschiedene Ursachen hervorgerufen werden. Diese Ursachen werden in Kapitel 7.7 diskutiert. Als Schlussfolgerung wird für weiterführende Untersuchungen die Verwendung eines verteilten Modells empfohlen. Trotzdem die Varianten V1, V2 und V3 zu sehr ähnlichen Ergebnissen der simulierten Abflussstatistiken mittels HBV-IWW führen, zeigt V2 bezüglich der räumlichen bivariaten Kriterien die besten Ergebnisse und wird daher für die weitere Anwendung empfohlen.

Kapitel 8

Anwendung disaggregierter Niederschläge in der urbanhydrologischen Modellierung

In diesem Kapitel erfolgt die Validierung der disaggregierten Niederschlagszeitreihen und die durch den Resampling-Algorithmus implementierte räumliche Konsistenz mittels urbanhydrologischer Modellierung. Zunächst werden in Kapitel 8.1 die verwendeten Niederschlagsstationen sowie das für die Validierung verwendete Gebiet vorgestellt. In Kapitel 8.3 erfolgt die Validierung der räumlichen Kriterien des Niederschlages und in Kapitel 8.4 die Validierung mittels simulierter Abflüsse für das betrachtete Gebiet.

8.1 Gebiete und Daten

Für die urbanhydrologische Validierung werden fünf benachbarte Stationen aus Braunschweig mit Distanzen < 5 km verwendet (Stations-ID I-V). Die Zeitreihenlänge dieser Stationen ist wesentlich kürzer (02.01.2000 - 24.12.2006) als die in Kapitel 5.2.1 verwendeten Stationen, sodass diese nicht zur Validierung der Niederschlagsmethoden genutzt wurden. Eine Kurzdarstellung der Niederschlagsstationen kann Tabelle 8.1 entnommen werden.

Für die Validierung der verschiedenen Disaggregationsansätze wurde ein künstliches Entwässerungsnetz konstruiert (Abbildung 8.1). Die Anwendung künstlicher Entwässerungsnetze stellt eine gängige Methode zur Bewertung synthetischer Niederschläge dar (KIM und OLIVERA, 2012). Das Entwässerungssystem besteht aus 22 Teilgebieten mit

Tabelle 8.1: Kurzdarstellung* der Niederschlagsstationen aus Braunschweig

Station	ID	Höhe [m.ü.NN]	Jahres-P [mm]	wetfr [%]	wsd [min]	wsa [mm]	dsd [min]
Prinzenweg	I	77	628	3.3	11.0	0.39	318.4
Bürgerpark	II	77	606	3.1	11.1	0.41	344.1
Fremersdorfer Straße	III	83	577	3.0	10.9	0.39	347.9
Weststadt	IV	91	597	3.1	11.1	0.41	346.9
Grünewaldstraße	V	76	623	3.4	10.9	0.38	310.5

*Jahres-P - Jahresniederschlag, wetfr - Anteil nasser 5 min-Zeitschritte, wsd - mittl. Niederschlagsdauer, wsa - mittl. Niederschlagsmenge und dsd - mittl. Trockendauer

einer durchschnittlichen Fläche von 7.6 ha, wobei die Flächen von 1.1 ha bis 16 ha mit einer Standardabweichung von 4.6 ha variieren. Die Gesamtfläche beträgt 168.1 ha. Jedes Teileinzugsgebiet ist zu 65 % versiegelt und weist eine Neigung von 0.25 % auf. Vor dem Zulauf zur Kläranlage wurde ein Mischwassertank eingebaut. Dieser kann das bei Niederschlagsereignissen anfallende Abwasser bis zu einem gewissen Volumen zurückhalten. Das Volumen des Tanks beträgt $2184 m^3$ und entspricht damit nach IMHOFF und IMHOFF (2010) $20 m^3$ pro Hektar versiegelter Fläche. Bei einer Überschreitung dieses Volumens wird das überschüssige Abwasser in den Vorfluter geleitet.

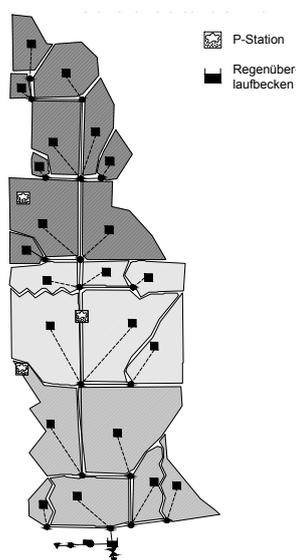


Abbildung 8.1: Karte des Entwässerungsnetzes (168.1 ha) mit den drei angeordneten Stationen. Die jeder Station zugeordneten Teilgebiete sind durch verschiedene Schattierungen hervorgehoben (Weststadt - oberer Bereich, Bürgerpark - unterer Bereich, Prinzenweg - mittlerer Bereich)

Drei der fünf Braunschweiger Stationen (Station I, II und IV) sind mit den Distanzen innerhalb des Entwässerungsnetzes angeordnet, durch welche sie auch in der Realität getrennt sind. Dies ermöglicht einen direkten Vergleich zwischen simulierten Abflüssen und zugehörigen Flutvolumina resultierend aus disaggregierten und beobachteten Niederschlagszeitreihen. Mit einer maximalen Distanz von 3 km entsprechen die Stationen den Anforderungen von BERNE *et al.* (2004) und EMMANUEL *et al.* (2012). Es werden nur drei der fünf Stationen ausgewählt, da die nicht verwendeten Stationen durch Standortwechsel beeinflusst sind.

Jede der Stationen beeinflusst einen etwa gleich großen Anteil am Gesamtgebiet (Station I: 32.7 %, Station II: 31.2 %, Station IV: 36.0 %), wobei jedem Teilgebiet die Niederschlagszeitreihe der nächstgelegenen Station unverändert zugewiesen wird (siehe Abbildung 8.1). Für die Identifizierung der nächstgelegenen Station wird der Mittelpunkt jedes Teilgebietes verwendet. Durch die zentrale Lage aller drei Stationen wird vermieden, dass der räumliche Einfluss einer Station zu hoch ist und die Ergebnisse bezüglich des Einbaus der räumlichen Konsistenz überlagert.

8.2 Einfluss der Anzahl hochauflösender Stationen

Bevor analysiert wird, ob mittels des Resampling-Algorithmus räumliche Konsistenz in die disaggregierten Zeitreihen implementiert werden kann, wird zunächst untersucht, ob für kleine städtische Gebiete (in diesem Fall 168.1 ha) mehr als eine hochaufgelöste Niederschlagsstation benötigt wird. Dafür werden die simulierten Abflüsse, resultierend aus der Verwendung von einer Station oder mehr (hier: drei Stationen) als Eingangsdaten für die urbanhydrologische Modellierung des Entwässerungssystems, hinsichtlich resultierender Überstau- und Überlaufereignisse untersucht.

8.2.1 Methodik

Für die Untersuchung des Einflusses der Stationsanzahl werden ausschließlich Beobachtungsdaten der drei Braunschweiger Stationen verwendet. Basierend auf den beobachteten Niederschlagszeitreihen werden deren partielle Extremwertserien ermittelt (siehe Kapitel 5.2.2). Basierend auf der Zeitreihenlänge (02.01.2000 - 24.12.2006) ergeben sich 14 Extremwerte, jeweils für die Stationen Prinzenweg, Bürgerpark und Weststadt. Die empirischen Wiederkehrintervalle der Extremwerte werden erneut mit der Weibull-Plotting

position ermittelt (WEIBULL, 1939). Die Vergleiche werden für Extreme mit einer Dauerstufe von 30 Minuten und einem Wiederkehrintervall von $T_k=0.9$ und $T_k=4.4$ Jahren durchgeführt. Dies sind repräsentative Wiederkehrintervalle für die Bemessung von Elementen der Entwässerungssysteme (DWA-A 118, 2006, DIN EN 752-2, 1996).

Bei Verwendung einer einzelnen Station, fällt der Niederschlag uniform im gesamten Modellgebiet. Diese Untersuchung wird für jede der drei Stationen durchgeführt, sodass für jedes Wiederkehrintervall drei Simulationen durchgeführt werden.

Bei der Berücksichtigung von drei Stationen wird das Extremereignis einer Station (Master-Station) und die simultan stattfindenden Zeitschritte der anderen zwei Stationen als räumlich heterogene Niederschlags-Eingangsdaten verwendet. Jede Station wird als Master-Station genutzt, sodass sich bei drei Stationen und 30 Realisationen der Disaggregation insgesamt 90 Realisationen ergeben. Als Extremereignis wird hierbei ein Element der partiellen Serie mit einer Dauer von 30 Minuten betrachtet.

Für die Validierung der disaggregierten Niederschlagszeitreihen und deren räumliche Konsistenz werden die zwei Kriterien Überstau- und Überlaufvolumen genutzt. Das Überstauvolumen stellt die Wassermenge dar, welche vom Entwässerungssystem aus kapazitären Gründen nicht mehr aufgenommen werden kann oder dieses durch die Einlassöffnungen wieder verlässt und zu einem Überstau des jeweiligen Teilgebietes führt. Das Überlaufvolumen ist eine kumulative Validierungsgröße und bezeichnet das Volumen, welches das Regenüberlaufbecken über den Überlauf in den Vorfluter und nicht zur Kläranlage verlässt.

8.2.2 Ergebnis

Die aus der Verwendung von einer Station (uniformer Niederschlag) und drei Stationen (räumlich differenziert) resultierenden Überstauvolumina sind in Abbildung 8.2 für ein Extremereignis von 30 Minuten Dauer und einem Wiederkehrintervall von $T_k=4.4$ Jahren dargestellt.

Es wird angenommen, dass der räumlich differenzierte Niederschlag die Referenz darstellt. Für den räumlich uniformen Niederschlag können große Unterschiede zwischen den Extremwerten an den betrachteten Stationen festgestellt werden. Das Überstauvolumen wird bei der Betrachtung von nur einer Station durchschnittlich um 143% überschritten im Vergleich zum Mittelwert bei Betrachtung aller drei Stationen. Obwohl die Betrachtung

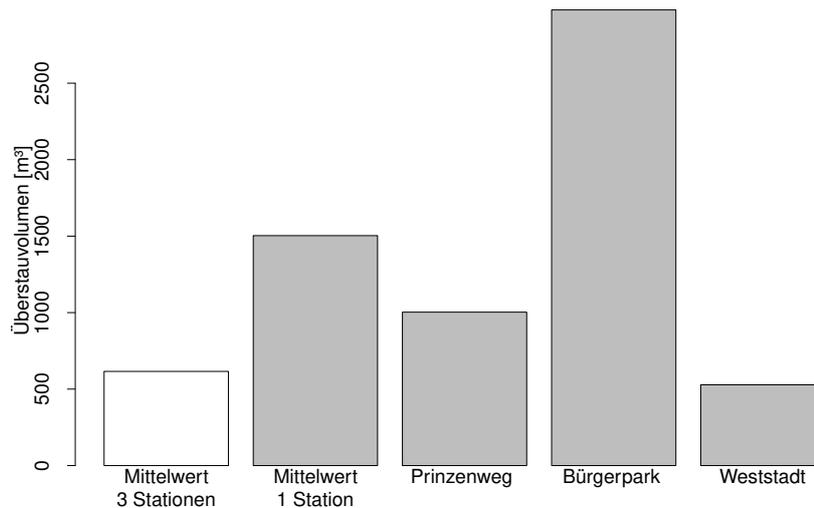


Abbildung 8.2: Überstauvolumina resultierend aus räumlich differenzierter (weiß) und uniformer (grau) Niederschlagseingangsdaten für ein Ereignis mit 30 Minuten Dauer und einem Wiederkehrintervall an der Master-Station $T_k=4.4$ Jahren

von nur einer Station zu sehr großen Überschätzungen führen kann (384 % für Station Bürgerpark), sind auch Unterschätzungen möglich (15 % für Weststadt).

Für Ereignisse mit einem Wiederkehrintervall von $T_k=0.9$ Jahren wird die gleiche Untersuchung durchgeführt. Keins der drei Ereignisse führte zu einem Überstauereignis bei Betrachtung von Niederschlagseingangsdaten von drei Stationen (hier nicht gezeigt). Für räumlich uniformen Niederschlag führt lediglich das Ereignis an der Station Weststadt zu einem Überstau, wodurch erneut eine Überschätzung durch die Betrachtung von nur einer Station auftritt.

Die Ergebnisse für das Überlaufvolumen sind ähnlich. Es wird bei Betrachtung von nur einer Niederschlagsstation das Überlaufvolumen für beide Wiederkehrintervalle überschätzt (siehe Abbildung 8.3).

Es kann daher geschlussfolgert werden, dass eine Station nicht für eine adäquate Abbildung des Niederschlagsgeschehens ausreichend ist, obwohl nur ein sehr kleines Gebiet (168.1 ha) betrachtet wird. Dies bestätigt die Ergebnisse von SCHILLING (1991), BERNE *et al.* (2004), GIRES *et al.* (2014), BRUNI *et al.* (2015) und OCHOA-RODRIGUEZ *et al.* (2015), dass für die Repräsentation der räumlichen Niederschlagsvariabilität eine sehr hohe Stationsdichte entscheidend ist.

Mittels dieser Ergebnisse kann auch der theoretische Hintergrund der Methode der Flächenreduktionsfaktoren untermauert werden. Die grundlegende Idee dieser Methode ist es, dass Extremwerte aus Punktniederschlägen nicht uniform für Anwendungen

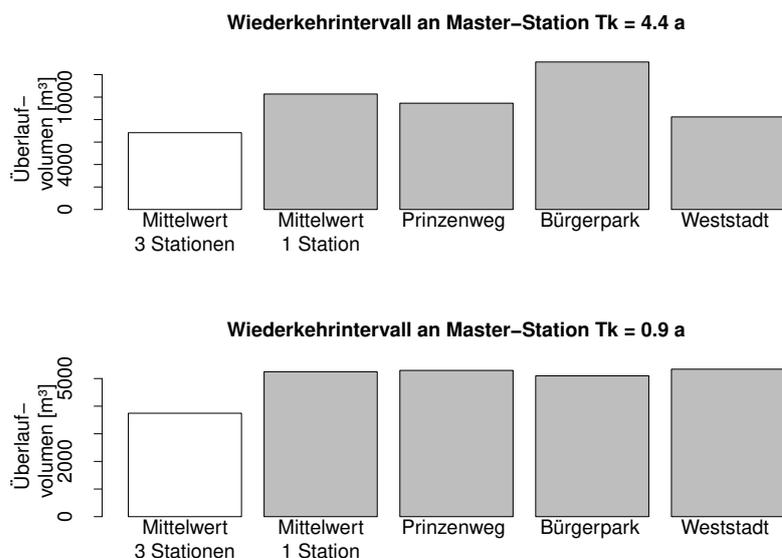


Abbildung 8.3: Überlaufvolumina resultierend aus räumlich differenzierter (weiß) und uniformer (grau) Niederschlagseingangsdaten für Ereignisse mit 30 Minuten Dauer und verschiedenen Wiederkehrintervallen an der Master-Station

genutzt werden können, welche räumlichen Niederschlag benötigen (z.B. N-A- oder urbanhydrologische Modellierung). Allerdings ist eine Reduktion des Extremwerts mittels Flächenreduktionsfaktoren möglich, um von einem punktbezogenen Extremwert auf einen flächigen Extremwert zu schließen. Dies wird durch die vorliegenden Ergebnisse bestätigt, da ohne eine Flächenreduktion Überschätzungen von bis zu 67 % ($T_k=4.4$ Jahren) bzw. 71 % ($T_k=0.9$ Jahren) für das Überlaufvolumen auftreten, wenn die Mittelwerte basierend auf einer und drei Stationen miteinander verglichen werden. Die Flächenreduktionsfaktoren sind nach SIVAPALAN und BLÖSCHL (1998) abhängig von der Gebietsgröße und dem Wiederkehrintervall. Für eine kritische Zusammenfassung der Möglichkeiten zur Schätzung dieser Faktoren wird an dieser Stelle an WRIGHT *et al.* (2013) verwiesen. Für die weiteren Untersuchungen wird nur noch räumlich differenzierter Niederschlag verwendet.

8.3 Validierung der räumlichen Kriterien

Es wird angenommen, dass die räumliche Konsistenz durch die drei bivariaten Kriterien der Auftretenswahrscheinlichkeit, des Korrelationskoeffizienten nach Pearson und dem Kontinuitätsverhältnis repräsentiert werden kann. In Abbildung 8.4 sind diese Werte resultierend aus beobachteten, disaggregierten und optimierten Niederschlagszeitreihen

dargestellt. Zur Ableitung der Kriterien aus beobachteten Zeitreihen wurden alle fünf Braunschweiger Stationen genutzt.

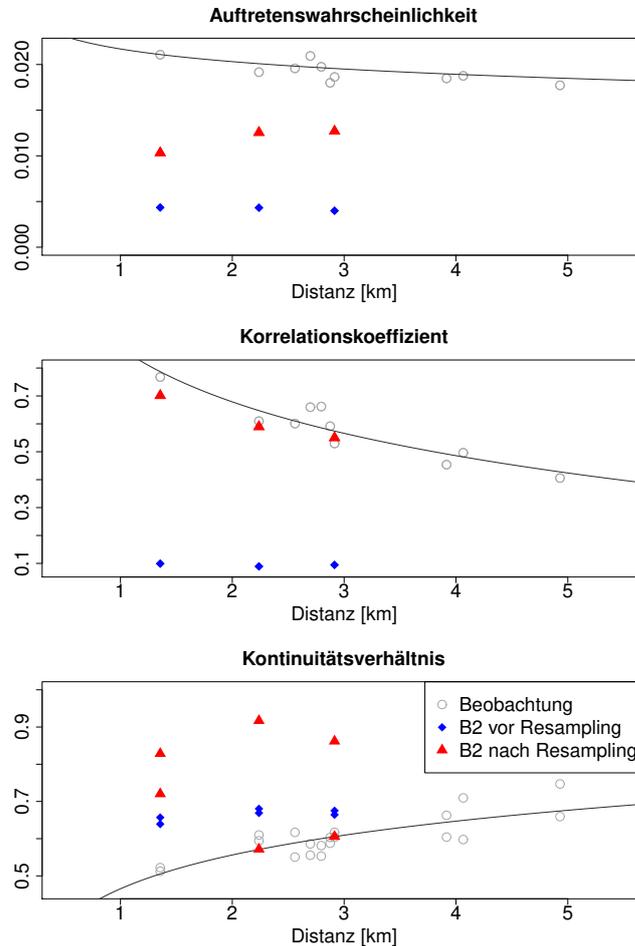


Abbildung 8.4: Bivariate Niederschlagscharakteristiken resultierend aus beobachteten (Kreise), disaggregierten und nicht-optimierten (Rauten - vor dem Resampling) und disaggregierten und optimierten Zeitreihen (Dreiecke - nach dem Resampling)

Für den Korrelationskoeffizienten können durch die Optimierung distanzabhängige Werte vergleichbar zu denen der Beobachtungen erhalten werden, obwohl vor der Optimierung eine distanzunabhängige Unterschätzung der Beobachtungswerte vorlag.

Für das Kontinuitätsverhältnis ergeben sich sowohl Verbesserungen als auch Verschlechterungen. Wie bereits in Kapitel 6.3 erläutert, existieren für jede Kombination an Stationen zwei Werte $C_{k,l}$ und $C_{l,k}$, bedingt durch die Definition dieses Kriteriums. Die Kontinuitätsverhältnisse $C_{k,l}$, welche während der Optimierung berücksichtigt werden, haben sich für Distanzen >2 km verbessert. Für eine kürzere Distanz hat sich das Kriterium nach

der Optimierung leicht verschlechtert. Die Distanzen mit $C_{l,k} > 0.8$ wurden während der Optimierung nicht berücksichtigt und haben sich daher distanzunabhängig verschlechtert. Ein Verzicht auf dieses Kriteriums in der Zielfunktion führt jedoch zu einer erheblichen Verschlechterung (MÜLLER und HABERLANDT, 2015), sodass das Kriterium beibehalten wird.

Die Auftretenswahrscheinlichkeit wird durch die disaggregierten Zeitreihen distanzunabhängig unterschätzt. Durch das Resampling kann dieses Kriterium signifikant verbessert werden, jedoch können die Werte der beobachteten Zeitreihen noch nicht abgebildet werden. Die Ursache hierfür wird einerseits in den kurzen Zeitreihen gesehen, da die Auswahl an möglichen relativen Tagesgängen zum Tauschen limitiert ist. Andererseits ist das Erreichen dieses Zielkriteriums für 5-Minuten-Werte auch wesentlich schwieriger als für Stundenwerte, da durch die Disaggregation die Niederschlagsintervalle „zufällig“ auf 288 Zeitschritte verteilt werden (288 Zeitschritte mit 5 Minuten Dauer entsprechen 24 Stunden), anstatt nur auf 24 wie bei den Stundenwerten. Das Kriterium der Auftretenswahrscheinlichkeit hat während des Resamplings mit $w_1 = 0.899$ eine hohe Wichtigkeit im Vergleich zu $w_2 = 0.002$ für den Korrelationskoeffizienten und $w_3 = 0.099$ für das Kontinuitätsverhältnis erhalten. Eine bessere Annäherung an die Beobachtungswerte erscheint für die Auftretenswahrscheinlichkeit nicht möglich. Es wird jedoch vermutet, dass sich dieses Kriterium mit zunehmender Zeitreihenlänge verbessert.

Desweiteren wird der Einfluss des Resamplings auf das Skalenverhalten der disaggregierten Zeitreihen analysiert. Die Selbstähnlichkeit der zeitlichen Skalen untereinander wird mit:

$$M_q = \lambda^{K(q)} \quad (8.1)$$

dargestellt, wobei M die Momente, q die Ordnung der Momente, $K(q)$ den Skalenexponenten und λ das Skalenverhältnis darstellt. Die Analyse des Skalenverhaltens unter der Verwendung von log-log-Plots von M und λ ist eine oft angewandte Methodik (OVER und GUPTA, 1994, SVENSSON *et al.*, 1996, BURLANDO und ROSSO, 1996, SERINALDI, 2010). Das Skalenverhältnis stellt ein dimensionsloses Verhältnis zweier zeitlicher Auflösungen einer Zeitreihe dar. Niederschlagsfreie Zeitschritte werden bei der Analyse nicht berücksichtigt. Für die Momentenschätzung werden wahrscheinlichkeitsgewichtete Momente (PWM) verwendet (YU *et al.*, 2014, DING *et al.*, 2016). Ein Vorteil der PWM ist deren Robustheit gegen hohe Niederschlagsintensitäten (KUMAR *et al.*, 1994, HOSKING und WALLIS, 1997). Die Analyse wird nach KUMAR *et al.* (1994) und LOMBARDO *et al.*

(2014) auf $1 \leq q \leq 3$ beschränkt. Die arithmetischen Mittel aller Realisationen sind in Abbildung 8.5 dargestellt. Das erste PWM stellt das arithmetische Mittel an Niederschlagsintensitäten einer Zeitreihe dar. Dieses wird durch das Resampling nicht beeinflusst, da sich das Gesamtniederschlagsvolumen der Zeitreihe nicht verändert und die Anzahl an nassen Zeitschritten gleich bleibt. Das zweite und das dritte PWM zeigen nach dem Resampling einen leichten Anstieg, wodurch Veränderungen der Standardabweichung und der Schiefe der Niederschlagsintensitäten aufgezeigt werden. Die Abweichungen der Momente vor und nach dem Resampling sind für hohe zeitliche Auflösungen größer und können für alle Disaggregationsvarianten festgestellt werden. Die Abweichungen von den Momenten vor und nach dem Resampling sind jedoch kleiner als $<5\%$ und werden daher nicht weiter beachtet.

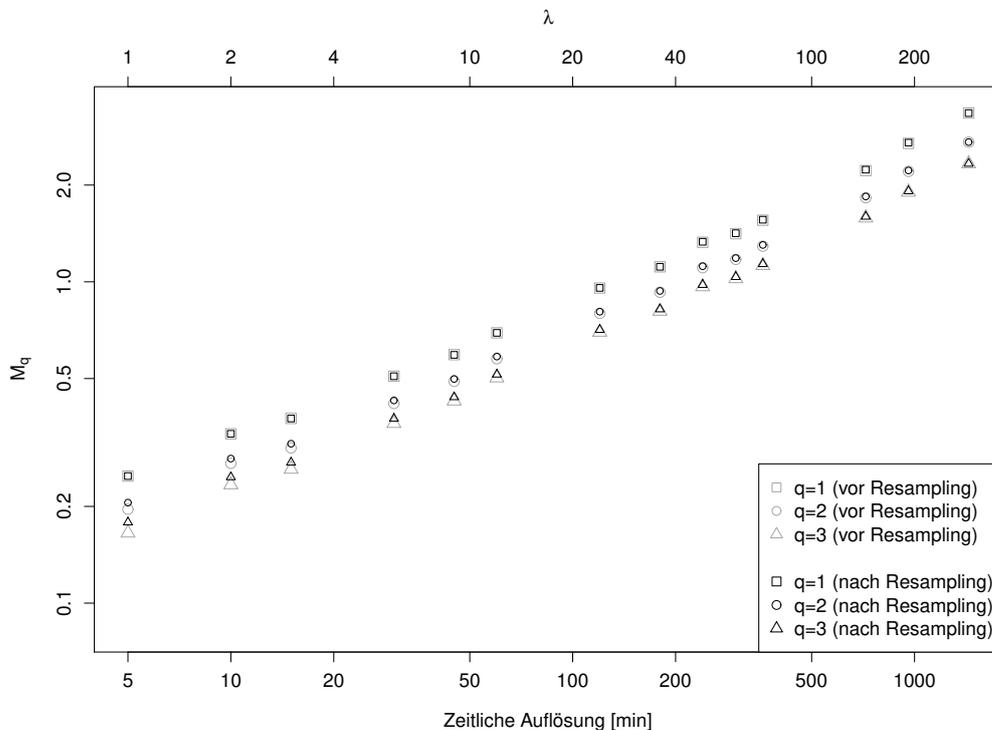


Abbildung 8.5: PWM der disaggregierten Zeitreihen vor und nach dem Resampling für die Station Prinzenweg (Mittelwerte basierend auf 30 Realisationen)

8.4 Validierung der disaggregierten Zeitreihen

Das Ziel dieser Untersuchung ist es, für die verschiedenen Disaggregationsergebnisse zu überprüfen, ob eine Implementation räumlicher Konsistenz für die Modellierung notwendig ist und ob mit dem vorgestellten Resampling-Algorithmus eine gute Implementierung der räumlichen Konsistenz möglich ist.

Für jede Disaggregationsmethode (siehe Tabelle 4.3) wurden die Zeitreihen aller 30 Realisationen hinsichtlich räumlicher Konsistenz optimiert (im Folgenden mit „res“ bezeichnet). Für jede Methode (A, A-res, B1, B1-res, B2, B2-res, B3, B3-res) und jede Realisation (1-30) werden die partiellen Extremwertserien ermittelt. Analog zu Kapitel 8.2.1 wurden für alle Extremwertereignisse einer Master-Station die simultanen Zeitschritte an den jeweils anderen Stationen ermittelt. Dadurch stehen für jedes Wiederkehrintervall Niederschlagseingangsdaten für 90 Simulationen zur Verfügung.

Für die Validierung werden die Überstau- und Überlaufvolumina, welche aus den beobachteten Zeitreihen resultieren, als Referenz verwendet und als „Beobachtung“ bezeichnet. Die Ergebnisse sind in Abbildung 8.6 und Abbildung 8.7 dargestellt.

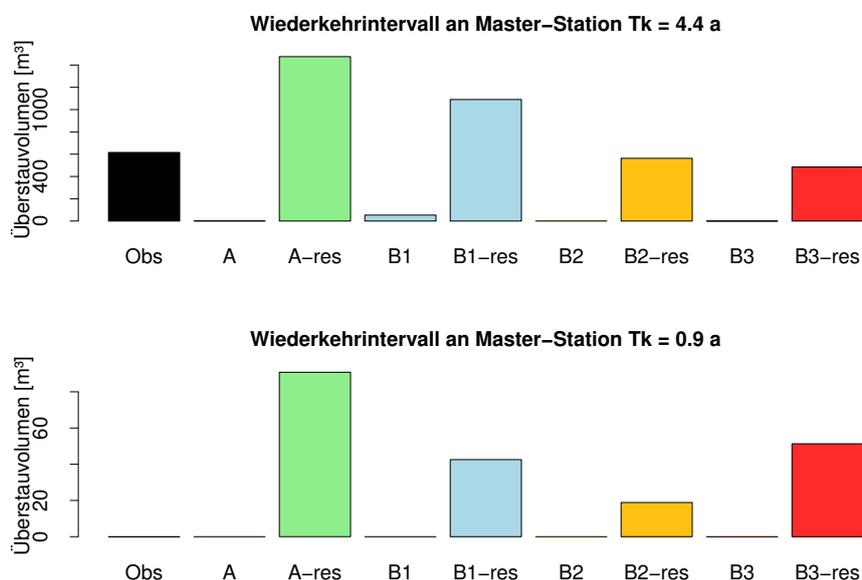


Abbildung 8.6: Überstauvolumina für Extremwerte mit 30 Minuten Dauer und Wiederkehrintervallen an der Master-Station $T_k=0.9$ und $T_k=4.4$ Jahren (Mittelwert aus 90 ereignisbasierten Simulationen für A, B1, B2, B3 (und deren optimierte Analoga („res“)), 3 Simulationen für Beobachtung („Obs“))

Aus Abbildung 8.6 ist ersichtlich, dass das Überstauvolumen nach der Optimierung immer höher ist als zuvor. Nach der Disaggregation und vor der Optimierung befinden sich die nassen Zeitschritte „zufällig“ verteilt innerhalb des Tagesganges wieder. Nach der Optimierung ist die gleichzeitige Auftretenswahrscheinlichkeit nasser Zeitschritte wesentlich höher, wodurch sich höhere Gebietsniederschläge ergeben und dementsprechend die Überstauvolumina ansteigen. Ohne das Resampling werden die beobachteten Überstauvolumina durch jede Methode unterschätzt. Bei der Verwendung von mehr als einer Niederschlagsstation muss daher ein Resampling erfolgen. Ohne das Resampling werden unrealistische räumliche Felder erzeugt und die Überstauvolumina sind nicht repräsentativ.

Für Methode A wurde bereits zuvor eine Überschätzung der mittleren Niederschlagsintensität und der Extremwerte festgestellt. Nach der Optimierung wird für Ereignisse mit einem Wiederkehrintervall von $T_k=4.4$ Jahren auch das Überstauvolumen mit ca. 240 % überschätzt. Die Überschätzung durch B1 und Unterschätzung durch B3 erscheint widersprüchlich im Vergleich mit den Ergebnissen für die Extremwerte, welche durch B1 unter- und B3 überschätzt wurden.

Mittels B1 kann der Niederschlag uniform von einem 15-Minuten-Intervall auf drei 5-Minuten-Intervalle aufgeteilt werden. Dies führt zu einer Unterschätzung der Extremwerte des Niederschlages, aber auch zu kontinuierlichen Niederschlägen. Mittels B3 werden die Niederschlagsextremwerte überschätzt, aber die Niederschlagsintervalle werden durch trockene Zeitschritte unterbrochen. Bezüglich des Überstauvolumens scheint die Kontinuität eines Niederschlagsereignisses einen größeren Einfluss zu haben als dessen absolute Niederschlagshöhe. Die optimierten Zeitreihen B2-res führen mit einer Unterschätzung von 20 % zur besten Anpassung an die Beobachtungswerte, mit leicht besseren Ergebnissen als B3-res.

Für die kleineren Niederschlagsereignisse mit einem Wiederkehrintervall von $T_k=0.9$ Jahren entsteht durch die beobachteten Zeitreihen kein Überstau (Abbildung 8.6). Auch für die nicht-optimierten Zeitreihen wird kein Überstauvolumen identifiziert, im Gegensatz zu den Ergebnissen der optimierten Zeitreihen. Dies sollte jedoch nicht als gute Übereinstimmung aufgrund der fehlenden Optimierung betrachtet werden. Für die optimierten Zeitreihen wird durch A-res das höchste und für B2-res das geringste Überstauvolumen erzeugt. Das durch B3-res verursachte Überstauvolumen ist größer als für B2-res und damit konsistent bezüglich der Extremwertvergleiche beider Methoden (vgl. Abbildung 5.11).

Es wird zusätzlich zum Überstauvolumen das Überlaufvolumen für beide Wiederkehrintervalle betrachtet (Abbildung 8.7). Für die nicht-optimierten Zeitreihen treten keine bzw. nur sehr geringe Überläufe ein, wodurch es zu hohen Unterschätzungen im Vergleich mit den Überlaufvolumina der beobachteten Zeitreihen kommt. Für ein Wiederkehrintervall von $T_k=4.4$ Jahren sind die Ergebnisse der Überlaufvolumina sehr ähnlich denen der Überstauvolumina. Während A-res und B1-res zu Überschätzungen führen, werden die Volumina durch B2-res und B3-res unterschätzt. Die beste Übereinstimmung liefert B2-res mit einer Unterschätzung von 3,4 %

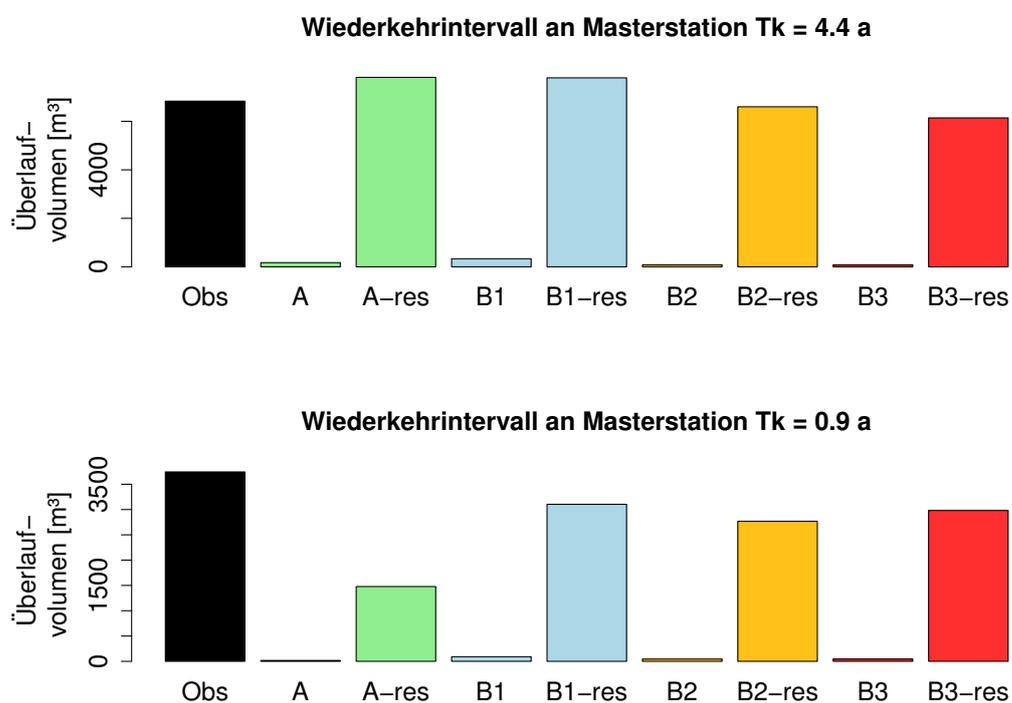


Abbildung 8.7: Überlaufvolumina für Extremwerte mit 30 Minuten Dauer und Wiederkehrintervallen an der Master-Station von $T_k=0.9$ und $T_k=4.4$ Jahren (Mittelwert aus 90 ereignisbasierten Simulationen für A, B1, B2, B3 (und deren optimierte Analoga (“res”)), 3 Simulationen für Beobachtung („Obs“))

Für das Wiederkehrintervall $T_k=0.9$ Jahre führen alle Methoden zu Unterschätzungen bezüglich der Überlaufvolumina. Erneut können die nicht-optimierten Zeitreihen die Überlaufvolumina der Beobachtungen nicht abbilden. Nach dem Resampling führt A-res zur stärksten Unterschätzung des Überlaufvolumens, während B1-res, B2-res und B3-res zu ähnlichen Unterschätzungen führen (ca. 21%). Bei zusammenhängender Auswertung der Abbildungen 8.6 und 8.7 wird ersichtlich, dass ohne Überstau in den einzelnen

Teilgebieten eine Entleerung des Regenüberlaufbeckens in den Vorfluter eintritt, welcher durch alle Disaggregationsmethoden unterschätzt wird. Dies kann durch den Anteil an trockenen Zeitschritten innerhalb des Extremereignisses erklärt werden (Tabelle 8.2).

Tabelle 8.2: Anteil an Trockenintervallen an Extremwertereignissen mit Wiederkehrintervallen $T_k=0.9$ Jahren mit 30 Minuten Dauer (Mittelwert aus 90 ereignisbasierten Simulationen für A, B1, B2, B3 (und deren optimierte Analoga („res“)), 3 Simulationen für Beobachtung („Obs“))

	Master-Station				Andere Stationen					
	Obs	A-res	B1-res	B2-res	B3-res	Obs	A-res	B1-res	B2-res	B3-res
Anteil an Trockenintervallen [%]	0	31	18	20	21	6	66	50	56	58

Für die drei beobachteten Ereignisse treten keinerlei trockene Zeitschritte an der Master-Station auf, während es innerhalb der optimierten zu Anteilen zwischen 18 % (B1-res) und 31 % (A-res) kommt. Für die anderen Stationen erfolgt eine noch stärkere Überschätzung des Anteils der Trockenintervalle mit 50 %-60 % im Vergleich zu 6 % bei den Beobachtungen. Obwohl die Niederschlagsmenge der Extremereignisse gut durch die Methoden abgebildet werden kann, hat die Verteilung des Niederschlages innerhalb des Ereignisses einen signifikanten Einfluss auf die Simulationsergebnisse. Daher kann eine Beurteilung der Anwendbarkeit von generierten Niederschlagsereignissen nicht ohne eine Validierung mittels urbanhydrologischer Modellierung stattfinden.

Die höhere Niederschlagsintensität in einem einzelnen Zeitschritt bedingt durch einen höheren Anteil an Trockenintervallen innerhalb eines Ereignisses führt zu einer Überschätzung der Überstauvolumina aller Disaggregationsmethoden. Bei der Verwendung beobachteter Zeitreihen resultiert aus dem kontinuierlichen Niederschlagsverlauf innerhalb eines Ereignisses ein gleichmäßiger Abflussverlauf. Ein Überstau des Entwässerungssystems findet nicht statt. Der entstehende Abfluss wird zum Regenüberlaufbecken geleitet und verursacht den Überlauf. Dieser Überlauf wird durch die Disaggregationsmethoden unterschätzt, da bereits zuvor durch die höheren Intensitäten einzelner Zeitschritte ein Überstau des Entwässerungssystems einsetzt.

8.5 Zusammenfassung der Ergebnisse

Es wurden die in Kapitel 4.1.4 vorgestellten und in Kapitel 5.2 stationsweise validierten Disaggregationsvarianten hinsichtlich ihrer Eignung zur Abbildung urbanhydrologischer relevanter Größen wie Überstau- und Überlaufvolumina untersucht. Aufgrund der hohen Dynamik des Abflussgeschehens wird eine zeitliche Auflösung von 5 Minuten als Eingangsdaten benötigt.

Für diese Eignungsuntersuchung wurden drei Niederschlagsstationen verwendet. Anhand von Beobachtungsdaten wurde untersucht, ob für die Abbildung der zuvor genannten Kriterien in einem künstlichen Untersuchungsgebiet (168.1 ha) eine Station (räumlich gleichmäßiger Niederschlag) ausreichend ist oder mehrere Stationen (räumlich variabler Niederschlag) betrachtet werden müssen. Die Ergebnisse der Modellierung zeigen, dass die Verwendung von nur einer Station eine Überschätzung von Überlauf- und Überstauvolumina zur Folge hat. Für die Repräsentation der räumlichen Niederschlagsvariabilität ist daher eine sehr hohe Stationsdichte entscheidend (SCHILLING, 1991, BERNE *et al.*, 2004, GIRES *et al.*, 2014, BRUNI *et al.*, 2015 und OCHOA-RODRIGUEZ *et al.*, 2015).

Bei der Verwendung mehrerer Stationen fehlt nach der Disaggregation die räumliche Konsistenz der generierten Zeitreihen. Es wurde der in Kapitel 4.2 vorgestellte Resampling-Algorithmus verwendet, um mittels bivariater Kriterien die räumliche Konsistenz in die disaggregierten Zeitreihen zu implementieren (MÜLLER und HABERLANDT, 2016). Die daraus gewonnenen Erkenntnisse sind:

- Es ist mittels des Resampling-Algorithmus möglich, bei Zeitreihen mit 5-minütiger Auflösung räumliche Konsistenz zu erzeugen.
- Die Auftretenswahrscheinlichkeit und der Korrelationskoeffizient nach Pearson können deutlich verbessert werden. Für das Kontinuitätsverhältnis zeigt sich eine leichte Verschlechterung.

Die beobachteten und disaggregierten Niederschlagszeitreihen (mit und ohne räumliche Konsistenz) wurden als Eingangsdaten für das künstliche Entwässerungssystem verwendet. Die Erkenntnisse dieser Untersuchung sind:

- Die räumlich konsistenten Zeitreihen führen zu Ergebnissen, die mit denen der Beobachtungszeitreihen vergleichbar sind. Die Ergebnisse mittels Zeitreihen, welche nicht einem Resampling unterzogen wurden, führen zu unrealistischen Ergebnissen

bezüglich Überstau- und Überlaufvolumina. Beide Volumina werden ohne ein Resampling der disaggregierten Zeitreihen deutlich unterschätzt.

- Die Variante B2 mit anschließender Optimierung führt im Vergleich mit den Beobachtungszeitreihen zu den besten Ergebnissen hinsichtlich Überstau- und Überlaufvolumina. Die Ergebnisse der Variante A repräsentieren diese am schlechtesten.

Kapitel 9

Zusammenfassung, Diskussion und Ausblick

Die durchgeführten Untersuchungen und die gewonnenen Erkenntnisse dieser Arbeit werden untersuchungsübergreifend in Kapitel 9.1 zusammengefasst. In Kapitel 9.2 werden zukünftige Forschungsmöglichkeiten zum Thema dieser Arbeit aufgezeigt.

9.1 Zusammenfassung und Diskussion

Der Schwerpunkt dieser Arbeit liegt in der methodischen Entwicklung, räumliche Konsistenz in hochaufgelösten, disaggregierten Zeitreihen zu erzeugen. Die wesentlichen Neuerungen und damit der Beitrag dieser Untersuchung zur aktuellen Forschung werden an dieser Stelle hervorgehoben, eine ausführliche Zusammenfassung folgt dieser Aufzählung:

- Für die Disaggregation von Tageswerten des Niederschlages wird ein mikrokanonisches Kaskadenmodell verwendet. Durch die Einführung einer Verästelungsnummer $b=3$ im ersten Disaggregationsschritt können hochaufgelöste Zeitreihen mit stündlicher Auflösung generiert werden. Die mittels dieses sogenannten Uniform Splitting-Ansatzes generierten Zeitreihen repräsentieren die Beobachtungszeitreihen im Untersuchungsgebiet besser als der Divisions-Ansatz von GÜNTNER *et al.* (2001).
- Auf dem Uniform Splitting-Ansatz aufbauend können auf 7.5-Minutenwerte disaggregierte Zeitreihen mittels eines uniformen Transformationsansatzes zu Zeitreihen

mit 5-minütiger Auflösung umgewandelt werden. Diese Zeitreihen führen zu einer besseren Abbildung beobachteter Zeitreihen als der Ansatz von u.a. MOLNAR und BURLANDO (2005).

- Die Disaggregation der Zeitreihen findet ohne Berücksichtigung umliegender Stationen statt. Durch die „zufällige“ Verteilung des Niederschlages innerhalb eines Tages existiert keine räumliche Konsistenz in den disaggregierten Zeitreihen. Die Einführung eines Resampling-Algorithmus ermöglicht es erstmalig, räumliche Konsistenz in die unabhängig voneinander disaggregierten Zeitreihen zu implementieren.
- Durch die Möglichkeit, räumliche Konsistenz zu erzeugen, ist somit eine räumliche Anwendung mit disaggregierten Zeitreihen mehrerer Stationen möglich. Gebietsniederschläge können für verschiedene Stationsanzahlen mittels des Resampling-Algorithmus abgebildet werden.
- Die hochaufgelösten Niederschlagszeitreihen werden als Eingangsdaten für N-A- und urbanhydrologische Modellierung genutzt. Mit den räumlich konsistenten Zeitreihen ist es in der N-A-Modellierung möglich, beobachtete Sommer- und Winterextreme sowie die Abflussdauerlinien und mittlere monatliche Abflüsse zu reproduzieren. In der Urbanhydrologie können Überstau- und Überlaufvolumina modelliert werden, wie sie auch durch Beobachtungszeitreihen generiert werden.

Die Disaggregation erfolgt mit einem mikrokanonischen Kaskadenmodell. Die Auswahl des Modells erfolgte aufgrund des exakten Erhalts der beobachteten Tageswerte des Niederschlages, welche als Ausgangspunkt für die Disaggregation dienen, sowie der Möglichkeit, die Parameter direkt aus hochaufgelösten Beobachtungsdaten zu schätzen. Die weite Verbreitung des Modells stellt einen zusätzlichen Vorteil dar (siehe Kapitel 2.2). Die Implementierung der räumlichen Konsistenz schließt an den Disaggregationsvorgang an und ist von dessen Güte abhängig. Nur wenn die disaggregierten Zeitreihen gut mit den Beobachtungszeitreihen übereinstimmen, ist eine erfolgreiche Implementierung räumlicher Konsistenz möglich. Daher erfolgte zunächst eine stationsweise Validierung der generierten Niederschläge.

Die Motivation für die Niederschlagsdisaggregation ist die Bereitstellung hochaufgelöster Niederschlagsdaten für die hydrologische Modellierung. Die Validierung erfolgte daher an Zeitreihen auf Stundenwert- und 5-Minutenwertbasis, da dies die typischen Auflösungen der Eingangsdaten für N-A- und urbanhydrologische Modellierung darstellen. Zum Erreichen stündlicher Auflösungen wurde der sogenannte Uniform Splitting-Ansatz entwickelt. Dieser verwendet im ersten Disaggregationsschritt eine Verästelungsnummer

von $b=3$ statt $b=2$ wie in den weiteren Disaggregationsschritten, d.h. es werden aus einem Tageswert drei 8 h-Intervalle erzeugt. Die uniforme Aufteilung des Niederschlages auf die als nass identifizierten 8 h-Intervalle stellt hierbei eine Vereinfachung des natürlichen Niederschlagsgeschehens dar, ist jedoch weniger parameterintensiv als ein vergleichbarer Ansatz von LISNIAK *et al.* (2013). Die Ergebnisse des Uniform-Splitting-Ansatzes wurden mit denen eines Diversions-Ansatz von GÜNTNER *et al.* (2001) auf Stundenwertbasis verglichen (Kapitel 5.1). Bei der Validierung der disaggregierten Zeitreihen führte Uniform Splitting zu besseren Ergebnissen als die Diversion bezüglich Zeitreihenreihen- und Ereignischarakteristiken. Beobachtete Niederschlagsextreme können ebenfalls gut abgebildet werden.

Aufbauend auf dem Uniform Splitting-Ansatz wurden drei Varianten zum Erreichen einer 5-minütigen Auflösung der Niederschlagszeitreihen getestet, welche an verschiedenen möglichen Auflösungen disaggregierter Zeitreihen ansetzen. Ein Vergleich dieser Varianten erfolgte mit einem Quasi-Tagesansatz von u.a. MOLNAR und BURLANDO (2005). Die Variante B2, welche disaggregierte Zeitreihen mit einer zeitlichen Auflösung von 7.5 Minuten durch uniforme Transformation zu 5-Minuten-Zeitreihen umwandelt, führt bei Betrachtung aller untersuchten Kriterien zur besten Übereinstimmung mit den Beobachtungswerten (Kapitel 5.2). Lediglich die Autokorrelation konnte durch keine der untersuchten Varianten gut abgebildet werden. LOMBARDO *et al.* (2012) haben nachgewiesen, dass dies durch die Struktur des Kaskadenmodells verursacht wird (Kapitel 9.2).

Die Disaggregation der Niederschlagszeitreihen findet stationsweise ohne Berücksichtigung umliegender Stationen statt. Eine Berücksichtigung umliegender Stationen mit dem Ziel, die auf Tageswertebasis vorhandene räumliche Konsistenz zu erhalten, existiert bisher nicht. Der Niederschlagsverlauf innerhalb eines Tages erfolgt daher bei z.B. nah beieinanderliegenden Stationen unabhängig voneinander, wodurch sich unrealistische räumliche Muster des Niederschlages ergeben und Gebietsniederschläge unterschätzt werden. Es wurde ein Resampling-Algorithmus (Simulated Annealing) verwendet, um räumliche Konsistenz zwischen den disaggregierten Niederschlagszeitreihen zu erzeugen. Es wird angenommen, dass die räumliche Konsistenz durch die räumlichen, bivariaten Kriterien Auftretenswahrscheinlichkeit, Korrelationskoeffizient nach Pearson und Kontinuitätsverhältnis repräsentiert werden kann. Die räumlichen Kriterien, welche nach der Disaggregation nicht gut abgebildet werden, können durch den Resampling-Algorithmus sowohl auf Stundenwert- als auch auf 5-Minutenwertbasis erfolgreich verbessert werden.

Für die Untersuchung der räumlichen Konsistenz auf Stundenwertbasis wurden Untersuchungsgebiete mit Flächen von 60 km^2 bis 300 km^2 (Kapitel 7) sowie 1000 km^2 und 15700 km^2 (Kapitel 6) verwendet. Zusätzlich konnte gezeigt werden, dass mittels Uniform Splitting und dem Resampling-Algorithmus Gebietsniederschläge vergleichbar mit denen der Beobachtungswerte erzeugt werden können.

Auf 5-Minutenwertbasis konnten nicht alle räumlichen Kriterien gut abgebildet werden. Für den Korrelationskoeffizienten nach Pearson war dies möglich, für die Auftretenswahrscheinlichkeit haben sich die Werte signifikant verbessert. Für das Kontinuitätsverhältnis treten definitionsbedingt sowohl Verbesserungen als auch Verschlechterungen auf. Dies wurde auch für Zeitreihen mit stündlicher Auflösung festgestellt, jedoch in einem geringeren Maße. Als wesentliche Ursache, dass nicht alle räumlichen Kriterien sehr gut wiedergegeben werden können, wird die zur Verfügung stehende Zeitreihenlänge erachtet. Mit zunehmender Zeitreihenlänge steigt die Anzahl an relativen Tagesgängen, welche im Resampling-Algorithmus untereinander ausgetauscht werden. Dadurch erhöht sich die Möglichkeit, gute zeitliche und quantitative Übereinstimmungen des Niederschlagsauftretens an mehreren Stationen zu erhalten.

Die Zeitreihen auf Stunden- und 5-Minutenwertbasis wurden mit Anwendungen in der N-A- und in der urbanhydrologischen Modellierung validiert. Auf Stundenwertbasis erfolgte ein Vergleich der disaggregierten Zeitreihen ohne räumliche Konsistenz, mit räumlicher Konsistenz durch das Resampling und mit Überschätzung der räumlichen Konsistenz durch zeitlich parallel auftretende Niederschläge für drei mesoskalige Einzugsgebiete. Als N-A-Modell wurde HBV-IWW verwendet (Kapitel 7). Die Unterschiede der räumlichen Konsistenz der Niederschlagsdatensätze zeigen sich sowohl in den räumlichen bivariaten Kriterien als auch in den resultierenden Gebietsniederschlägen und dessen Extremen. Trotz dieser Unterschiede führen die Niederschlagsdatensätze zu vergleichbaren Ergebnissen hinsichtlich Sommer- und Winterextremen, Abflussdauerlinien und mittlerer monatlicher Jahregänge, sowohl in der Kalibrierungs- als auch in der Validierungsperiode. Auch bei Verwendung eines neutralen Parametersatzes (ohne Kalibrierung) sind keine signifikanten Unterschiede resultierend aus den unterschiedlichen Niederschlagsdatensätzen erkennbar. Die Verwendung eines halb-verteilter Modells wird hierfür als wesentliche Ursache erachtet.

Für die Validierung der disaggregierten 5-Minutenzeitreihen und des Einflusses räumlicher Konsistenz mittels urbanhydrologischer Modellierung wurden ebenfalls zwei verschiedene Niederschlagsdatensätze, ohne und mit räumlicher Konsistenz durch Simulated Annealing,

verwendet. Die Unterschiede beider Datensätze sind sowohl in den räumlichen Kriterien als auch in den resultierenden Abflüssen ersichtlich, welche mit SWMM modelliert wurden (Kapitel 8). Als Zielgröße wurden mittels beobachteter Niederschlagsereignisse bestimmter Dauern (30 Minuten und 1 Stunde) und Wiederkehrintervalle ($T_k=0.9 a$ und $T_k=4.4 a$) Überstau- und Überlaufvolumina erzeugt. Ohne räumliche Konsistenz ist eine Abbildung der Zielgrößen nicht möglich. Nach dem Resampling können die Zielgrößen jedoch gut abgebildet werden, wobei B2 erneut zu den besten Ergebnissen führt.

Zusammenfassend führt das Uniform Splitting mit der Erweiterung B2 zu den besten Ergebnissen hinsichtlich verschiedener Niederschlagscharakteristiken. Mittels des Resampling-Algorithmus ist es möglich, räumliche Konsistenz in den disaggregierten Zeitreihen zu implementieren. Sowohl bei Validierungen mittels N-A- und urbanhydrologischer Modellierung konnten Beobachtungswerte reproduziert werden.

9.2 Ausblick

Im Laufe der Arbeit konnten nicht alle offenen Fragestellungen bezüglich der räumlichen Anwendung eines mikrokanonischen Kaskadenmodells beantwortet werden bzw. haben sich während der Bearbeitung neue Ideen und Fragestellungen ergeben. Diese werden im Folgenden formuliert, um Forschungspotenzial bzw. mögliche Lösungsansätze aufzuzeigen.

- Bei der Disaggregation stellt die Unterschätzung der Autokorrelation ein generelles Problem des Kaskadenmodells dar. Diese Unterschätzung ist methodisch bedingt und wurde von LOMBARDO *et al.* (2012) nachgewiesen. LOMBARDO *et al.* (2012) schlagen einen dyadischen Modellansatz zur Lösung des Problems vor. Dies erhöht die Anzahl an Modellparametern, jedoch stellt die damit verbundene Verfeinerung der Positionsbestimmung des zu disaggregierenden Zeitschrittes eine vielversprechende mögliche Lösung des Problems dar. Die Einbindung der Autokorrelation in die Zielfunktion während des Resampling-Vorgangs (BÁRDOSY, 1998) stellt eine weitere bzw. zusätzliche Möglichkeit dar. Hierbei existieren verschiedene Möglichkeiten bezüglich der Anzahl und Auswahl an Verschiebungen (lags), welche berücksichtigt werden sollten. Auch die auszutauschenden Elemente können variiert werden, indem anstatt relativer Tagesgänge unter den gleichen Restriktionen relative Verläufe kürzerer Dauern verwendet werden.

- Mittels des vorgestellten Resampling-Algorithmus kann räumliche Konsistenz zwischen den disaggregierten Zeitreihen erzeugt werden. Der Algorithmus ist einfach zu implementieren und kann durch Veränderungen der Restriktionen z.B. bezüglich der zu erhaltenden Zeitreihen- oder Ereignisstruktur auf weitere Niederschlagsmodelle wie z.B. Poisson-Cluster-Modelle übertragen werden.
- Neben den in der Zielfunktion des Resampling-Vorgangs verwendeten bivariaten Kriterien Auftretenswahrscheinlichkeit, Korrelationskoeffizient nach Pearson und Kontinuitätsverhältnis können weitere bivariate Kriterien hinsichtlich ihrer Eignung zur Abbildung der räumlichen Konsistenz untersucht werden (z.B. das log-odd ratio nach MEHROTRA *et al.* (2006)). Zusätzlich sollte die Verwendung multivariater Kriterien angedacht werden (z.B. BRISSETTE *et al.* (2007)). Durch eine umfassendere Berücksichtigung des räumlichen Niederschlagsgeschehens scheint durch eine multivariate Betrachtung eine deutliche Verbesserung der räumlichen Konsistenz möglich.
- Das Resampling als Schritt nach der Disaggregation stellt nur eine Möglichkeit zur Implementierung räumlicher Konsistenz vor. Die Berücksichtigung von Niederschlägen umliegender Stationen bereits während des Disaggregationsvorganges würde die Anwendung dieses zweiten Schrittes ersparen. Da der Disaggregationsprozess „zufällig“ erfolgt, stellen räumlich korrelierte Zufallszahlen (WILKS, 1998) einen möglichen Ansatz dar.
- Sowohl die Modellparameter als auch die räumlichen Kriterien wurden in dieser Arbeit als stationär betrachtet. Stationarität ist eine Annahme, welche besonders mit Fokus auf Klimaveränderungen kontrovers diskutiert wird (u.a. MILLY *et al.* (2008) und MONTANARI und KOUTSOYIANNIS (2014)) und im Mittelpunkt der wissenschaftlich-hydrologischen Dekade 2013-2022 „Panta Rhei-Alles fließt“ steht (MONTANARI *et al.*, 2013). Für die Anwendung des Kaskadenmodells zur Betrachtung von Klimaveränderungen sollte einerseits überprüft werden, ob und in welchem Maße sich die Parameter des Kaskadenmodells verändern und andererseits, welchen Einfluss diese Veränderungen auf die Disaggregationsergebnisse haben.
- Bezüglich der Berücksichtigung von Klimaveränderungen erweist sich die Parameterschätzung als schwierig, da viele der Klimaszenarien als flächige (Raster-) Daten vorliegen und nicht als Punkt- (Stations-) Daten. Für die Parameterschätzung müsste eine Flächen-Punkt-Transformation der Parameter erfolgen. Obwohl

eine solche Transformation mit zusätzlichen zu quantifizierenden Unsicherheiten verbunden ist, stellt dieser Ansatz eine vielversprechende Lösung des Problems dar.

Aus Sicht des Autors erscheinen der dyadische Modellansatz, die Berücksichtigung räumlicher Konsistenz bereits während der Disaggregation sowie die Flächen-Punkt-Transformation die vielversprechendsten Forschungsfelder darzustellen. Einige der Themen sind bereits in aktuelle Untersuchungen eingebunden. Unbeeinflusst davon ist es mit dem Kaskadenmodell in seiner jetzigen Form möglich, Niederschlagszeitreihen zu disaggregieren. Ausgehend von Niederschlagstageswerten können hochaufgelöste Zeitreihen generiert und Fehlwerte in Beobachtungszeitreihen gefüllt werden. Da disaggregierte Zeitreihen sowohl in der N-A- als auch in der urbanhydrologischen Modellierung erfolgreich validiert wurden, stellen diese Modellierungsbereiche weitere Anwendungen dar. Aufgrund der Güte der Disaggregationsergebnisse erscheint auch die Anwendung in weiteren Bereichen (z.B. Erosionsbetrachtungen) möglich.

Literatur

- AARTS, E. und KORST, J. (1989). *Simulated annealing and Boltzmann machines: A stochastic approach to combinatorial optimization and neural computing*. Chichester, U.K.: John Wiley & Sons.
- ANDERSON, M. G. und BURT, T. (1990). *Subsurface runoff*. Anderson, M. G. und T. Burt (Editoren): *Process Studies in Hillslope Hydrology*, Wiley, Chichester, S. 365-400.
- ANDRES-DOMENECH, I., GARCIA-BARTUAL, R., MONTANARI, A. und MARCO, J. B. (2015). „Climate and hydrological variability: the catchment filtering role“. *Hydrology and Earth System Science* 19, S. 379–387.
- BMU (2003). *Hydrologischer Atlas von Deutschland*. Bonn: Bundesministerium für Umwelt, Naturschutz und Reaktorsicherheit.
- BÁRDOSSY, A. (1998). „Generating precipitation time series using simulated annealing“. *Water Resources Research* 34 (7), S. 1737–1744.
- BÁRDOSSY, A. und DAS, T. (2008). „Influence of rainfall observation network on model calibration and application“. *Hydrology and Earth System Science* 12, S. 77–89.
- BÁRDOSSY, A. und PEGRAM, G. (2015). „Space-time conditional disaggregation of precipitation at high resolution via simulation“. *Water Resources Research*, accepted, DOI: 10.1002/2015WR018037.
- BEHR, R. (1993). *Ein Weg zur fraktalen Geometrie*. Klett Verlag, 1. Auflage.
- BERGHUIS, W. R., WOODS, R. A., HUTTON, C. J. und SIVAPALAN, M. (2016). „Dominant flood generating mechanisms across the United States“. *Geophysical Research Letters* accepted, doi: 10.1002/2016GL068070.
- BERGSTROEM, S. (1976). *Development and application of a conceptual runoff model for Scandinavian catchments*. Norrköping: SMHI Report RHO 7.

- BERNE, A., DELRIEU, G., CREUTIN, J.-D. und OBLED, C. (2004). „Temporal and spatial resolution of rainfall measurements required for urban hydrology“. *Journal of Hydrology* 299 (3–4), S. 166–179.
- BEURTON, S. und THIEKEN, A. H. (2009). „Seasonality of floods in Germany“. *Hydrological Sciences Journal* 54 (1), S. 62–76.
- BEVEN, K. J. (2001). *Rainfall-Runoff Modelling: The Primer*. John Wiley und Sons, Chichester.
- BLAZKOVA, S. und BEVEN, K. J. (2002). „Flood frequency estimation by continuous simulation for a catchment treated as ungauged (with uncertainty)“. *Water Resources Research* 38 (8), S. 14–1–14–14.
- BLÖSCHL, G. und SIVAPALAN, M. (1995). „Scale issues in hydrological modelling: a review“. *Water Resources Research* 9, S. 251–290.
- BLUMENSAAT, F., PAVLIK, D., SCHUBERT, K., TÖNNIES, A., BERNHOFER, C. und KREBS, P. (2012). „Temporal rainfall disaggregation under minimum data requirements“. *9th Proceedings of the International Workshop on Rainfall in Urban Areas*.
- BORDOY, R. und BURLANDO, P. (2014). „Stochastic downscaling of climate model precipitation outputs in orographically complex regions: 2. Downscaling methodology“. *Water Resources Research* 50, S. 562–579.
- BREINL, K., TURKINGTON, T. und STOWASSER, M. (2014). „Simulating daily precipitation and temperature: a weather generation framework for assessing hydrometeorological hazards“. *Meteorological Applications* 22 (3), S. 334–347.
- BRENDEL, C., JUNGHÄNEL, T., WINTERRATH, T., HAFFER, M., WEIGL, E. und BECKER, A. (2015). *Towards a radar-based precipitation climatology for Germany - the importance of surface precipitation observations*. in Molnar, P. und P. Nadav (Editoren): *Rainfall in urban and natural systems*, Proceedings of the 10th International Workshop on Precipitation in Urban Areas, Pontresina, 1.-5. Dezember, Paper 15-03, ETH Zürich, Institute of Environmental Engineering.
- BÜRGER, G., HEISTERMANN, M. und BRONSTERT, A. (2014). „Towards subdaily rainfall disaggregation via Clausius-Clapeyron“. *Journal of Hydrometeorology* 15, S. 1303–1311.

-
- BRISSETTE, F. P., KHALILI, M. und LECONTE, R. (2007). „Efficient stochastic generation of multi-site synthetic precipitation data“. *Journal of Hydrology* 345, S. 121–133.
- BROCCA, L., MELONE, F. und MORAMARCO, T. (2011). „Distributed rainfall-runoff modelling for flood frequency estimation and flood forecasting“. *Hydrological Processes* 25 (18), S. 2801–2813.
- BRUNI, G., REINOSO, R., GIESEN, N. C. VAN DE, CLEMENS, F. H. L. R. und VELDHUIS, J. A. E. TEN (2015). „On the sensitivity of urban hydrodynamic modelling to rainfall spatial and temporal resolution“. *Hydrology and Earth System Science* 19 (2), S. 691–709.
- BRUTSAERT, W. (2005). *Hydrology: An Introduction*. Cambridge: Cambridge University Press.
- BUISHAND, T. A. (1977). *Stochastic Modelling of daily rainfall sequences*. Wageningen: H. Veenman & Zonen B. V.
- BURLANDO, P. und ROSSO, R. (1996). „Scaling and multiscaling models of depth-duration-frequency curves for storm precipitation“. *Journal of Hydrology* 187 (1 2), S. 45–64.
- BURTON, A., FOWLER, H. J., BLENKINSOP, S. und KILSBY, C. G. (2010). „Downscaling transient climate change using a Neyman-Scott Rectangular Pulses stochastic rainfall model“. *Journal of Hydrology* 38, S. 18–32.
- CAMERON, D. S., BEVEN, K. J., TAWN, J., BLAZKOVA, S. und NADEN, P. (1999). „Flood frequency estimation by continuous simulation for a gauged upland catchment (with uncertainty)“. *Journal of Hydrology* 219, S. 169–187.
- CARSTEANU, A. und FOUFOULA-GEORGIU, E. (1996). „Assessing dependence among weights in a multiplicative cascade model of temporal rainfall“. *Journal of Geophysical Research* 10 (D21), S. 26363–26370.
- CHOW, V. T. (1975). *Hydrologic cycle*. Encyclopaedia Britannica, 15. Auflage.
- COWPERTWAIT, P. S. P. (1995). „A generalized spatial-temporal model of rainfall based on a clustered point process“. *Proceedings of the Royal Society A* 450, S. 163–175.

- COWPERTWAIT, P. S. P., XIE, G., ISHAM, V., ONOF, C. und WALSH, D. C. I. (2011). „A fine-scale point process model of rainfall with dependent pulse depth within cells“. *Journal of Hydrology* 56 (7), S. 1110–1117.
- COX, D. R. F. R. S. und ISHAM, V. (1988). „A simple spatial-temporal model of rainfall“. *Proceedings of the Royal Society* A415, S. 317–328.
- DIN EN 752-2 (1996). *Entwässerungssysteme außerhalb von Gebäuden*. Institut für Normung, Berlin.
- DWA-A 118 (2006). *Hydraulische Bemessung und Nachweis von Entwässerungssystemen*. Arbeitsblatt der DWA, Hennef.
- DWA-A 531 (2012). *Starkregen in Abhängigkeit von Wiederkehrzeit und Dauer*. Arbeitsblatt der DWA, Hennef.
- DWD-CDC (2016a). *Datensatzbeschreibung - Historische stündliche Stationsmessung der Niederschlagshöhe*. Version v004.
- DWD-CDC (2016b). *Datensatzbeschreibung - Historische tägliche Stationsbeobachtungen (Temperatur, Druck Niederschlag, Wind, Sonnenscheindauer, etc.) für Deutschland*. Version v004.
- DWD (2005). *KOSTRA-DWD-2000 - Starkniederschlagshöhen für Deutschland (1951-2000)*. Deutscher Wetterdienst, Abteilung Hydrometeorologie, Offenbach am Main.
- DING, J., WALLNER, M., MÜLLER, H. und HABERLANDT, U. (2016). „Estimation of instantaneous peak flows from maximum mean daily flows using the HBV hydrological model“. *Hydrological Processes* 30 (9), S. 1431–1448.
- DOMINGUEZ-MORA, R., ARGANIS-JUAREZ, M. L., MENDOZA-RESENDIZ, A., CARRIZOSA-ELIZONDO, E., GUZMAN-GARCIA, H., ECHAVARRIA-SOTO, B. und BANOS-MARTINEZ, J. J. (2014). „Time and spatial synthetic hourly rainfall generation in the Basin of Mexico“. *International Journal of River Basin Management* 12 (4), S. 367–375.
- DUNNE, T. (1978). *Field studies of hillslope hydrology*. Kirkby, M. J. (Editor): Hillslope Hydrology, Wiley, Chichester, S. 227-298.
- DYCK, S. (1978). *Angewandte Hydrologie - Teil 2*. Verlag für Bauwesen, Berlin.

-
- EMMANUEL, I., ANDRIEU, H., LEBLOIS, E. und FLAHAUT, B. (2012). „Temporal and spatial variability of rainfall at the urban hydrological scale“. *Journal of Hydrology* 430 431 (0), S. 162–172.
- FEDERAL ENVIRONMENT AGENCY (2009). *CORINE Land Cover*. DLR-DFD, Hannover.
- FORTAK (1982). *Meteorologie*. Reimer, Berlin.
- FOWLER, H. J., BLENKINSOP, S. und TEBALDI, C. (2007). „Linking climate change modelling to impact studies: Recent advances in downscaling techniques for hydrological modelling“. *International Journal of Climatology* 27 (12), S. 1547–1578.
- GABRIEL, K. R. und NEUMANN, J. (1962). „A Markov chain model for daily rainfall occurrence at Tel Aviv“. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 88, S. 90–95.
- GIRES, A., GIANGOLA-MURZYN, A., ABBES, J.-B., TCHIGUIRINSKAIA, I., SCHERTZER, D. und LOVEJOY, S. (2014). „Impacts of small scale rainfall variability in urban areas: a case study with 1D and 1D/2D hydrological models in a multifractal framework“. *Urban Water Journal* 12 (8), S. 607–617.
- GÜNTNER, A., OLSSON, J., CALVER, A. und GANNON, B. (2001). „Cascade-based disaggregation of continuous rainfall time series: the influence of climate“. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 5 (2), S. 145–164.
- GOOVAERTS, P. (2000). „Geostatistical approaches for incorporating elevation into the spatial interpolation of rainfall“. *Journal of Hydrology* 228 (1 2), S. 113–129.
- GUPTA, V. K. und WAYMIRE, E. C. (1993). „A Statistical Analysis of Mesoscale Rainfall as a Random Cascade“. *Journal of Applied Meteorology* 32 (2), S. 251–267.
- HABERLANDT, U. und RADTKE, I. (2014). „Hydrological model calibration for derived flood frequency analysis using stochastic rainfall and probability distributions of peak flows“. *Hydrology and Earth System Science* 18 (1), S. 353–365.
- HABERLANDT, U., ESCHENBACH, A.-D. Ebner VON und BUCHWALD, I. (2008). „A space-time hybrid hourly rainfall model for derived flood frequency analysis“. *Hydrology and Earth System Science* 12 (6), S. 1353–1367.

- HABERLANDT, U., BELLI, A. und HÖLSCHER, J. (2010). „Trends in beobachteten Zeitreihen von Temperatur und Niederschlag in Niedersachsen“. *Hydrologie und Wasserbewirtschaftung* 54 (1), S. 28–36.
- HABERLANDT, U., BELLI, A. und BÁRDOSSY, A. (2015). „Statistical downscaling of precipitation using a stochastic rainfall model conditioned on circulation patterns - an evaluation of assumptions“. *International Journal of Climatology* 35, S. 417–432.
- HARTWICH, R., BEHRENS, J., ECKELMANN, W., HAASE, G., RICHTER, A., ROESCHMANN, G. und SCHMIDT, R. (1998). *Bodenübersichtskarte der Bundesrepublik Deutschland*. Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover.
- HOSKING, J. und WALLIS, J. (1997). *Regional Frequency Analysis: an approach based on L-moments*. Cambridge University Press, New York.
- HUNDECHA, Y. und BÁRDOSSY, A. (2005). „Trends in daily precipitation and temperature extremes across western Germany in the second half of the 20th century“. *International Journal of Climatology* 25 (9), S. 1189–1202.
- ITWH (2010). *Modellbeschreibung HYSTEM-EXTRAN 7*. ITWH GmbH.
- IMAN, R. I. und CONOVER, W. J. (1982). „A distribution free approach to inducing rank correlation among input variables“. *Communications in Statistics* 11, S. 311–334.
- IMHOFF, K. und IMHOFF, K. R. (2010). *Taschenbuch der Stadtentwässerung*. Industrieverlag, Oldenburg.
- JACOB, D., BÜLOW, K., KOTOVA, L., MOSELEY, C., PETERSEN, J. und RECHID, D. (2012). *Regionale Klimaprojektionen für Europa und Deutschland - Ensemble-Simulationen für die Klimafolgenforschung*. Climate Service Center Report 6, Hamburg.
- JEBARI, S., BERNDTSSON, R., OLSSON, J. und BAHRI, A. (2012). „Soil erosion estimation based on rainfall disaggregation“. *Journal of Hydrology* 436-437, S. 102–110.
- JOTHITYANGKON, C., SIVAPALAN, M. und VINEY, N. R. (2000). „Tests of a space-time model of daily rainfall in southwestern Australia based on nonhomogeneous random cascades“. *Water Resources Research* 36 (1), S. 267–284.

-
- KIM, D. O. und OLIVERA, F. (2012). „Relative Importance of the Different Rainfall Statistics in the Calibration of Stochastic Rainfall Generation Models“. *Journal of Hydrologic Engineering* 17 (3), S. 368–376.
- KIRKPATRICK, S., GELATT, C. D. und VECCHI, M. P. (1983). „Optimization by simulated annealing“. *Science* 220 (4598), S. 671–680.
- KIRPICH, Z. P. (1940). „Time of concentration of small agricultural watersheds“. *Civil Engineering* 10 (6), S. 362.
- KOUTSOYIANNIS, D. und LANGOUSIS, A. (2011). *Precipitation*. Wilderer, P. und S. Uhlenbrook (Editoren): Treatise on Water Science, Vol. 2, Academic Press, Oxford, S. 27-78.
- KOUTSOYIANNIS, D. und ONOF, C. (2001). „Rainfall disaggregation and adjusting procedures on a Poisson cluster model“. *Journal of Hydrology* 246, S. 109–122.
- KOUTSOYIANNIS, D., ONOF, C. und WHEATER, H. S. (2003). „Multivariate rainfall disaggregation at a fine timescale“. *Water Resources Research* 39 (7), S. 1173.
- KRAJEWSKI, W. F. und CIACH, G. J. (2003). „An analysis of small-scale rainfall variability in different climatic regimes“. *Journal of Hydrological Sciences* 48 (2), S. 151–162.
- KRAJEWSKI, W. F., LAKSHMI, V., GEORGAKAKOS, K. P. und JAIN, S. C. (1991). „A Monte Carlo study of rainfall sampling effect on a distributed catchment model“. *Water Resources Research* 27 (1), S. 119–128.
- KUMAR, P., GUTTARP, P. und FOUFOULA-GEORGIU, E. (1994). „A probability-weighted moment test to assess simple scaling“. *Stochastic Hydrology and Hydraulics* 8, S. 173–183.
- LALL, U. und SHARMA, A. (1996). „A nearest neighbor bootstrap for resampling hydrologic time series“. *Water Resources Research* 32 (3), S. 679–693.
- LEONARD, M., LAMBERT, M. F., METCALFE, A. V. und COWPERTWAIT, P. S. P. (1996). „A space-time Neyman-Scott rainfall model with defined storm extent“. *Water Resources Research* 44, W09402.

- LICZNAR, P., LOMOTOWSKI, J. und RUPP, D. E. (2011a). „Random cascade driven rainfall disaggregation for urban hydrology: An evaluation of six models and a new generator“. *Atmospheric Research* 99 (3-4), S. 563–578.
- LICZNAR, P., SCHMITT, T. G. und RUPP, D. E. (2011b). „Distributions of Microcanonical Cascade Weights of Rainfall at Small Timescales“. *Acta Geophysica* 59 (5), S. 1013–1043.
- LICZNAR, P., MICHELE, C. De und ADAMOWSKI, W. (2015). „Precipitation variability within an urban monitoring network via microcanonical cascade generators“. *Hydrology and Earth System Science* 19 (1), S. 485–506.
- LINDSTRÖM, G., JOHANSSON, B., PERSSON, M., GARDELIN, M. und BERGSTRÖM, S. (1997). „Development and test of the distributed HBV-96 hydrological model“. *Journal of Hydrology* 201 (1-4), S. 272–288.
- LISNIAK, D. (2011). *Weiterentwicklung und Parametrisierung eines Kaskadenmodells zur zeitlichen Disaggregation von Niederschlagszeitreihen mit Tagessummen*. Diplomarbeit Institut für Hydrologie und Meteorologie Fakultät für Forst- Geo- und Hydrowissenschaften Technische Universität Dresden.
- LISNIAK, D., FRANKE, J. und BERNHOFER, C. (2013). „Circulation pattern based parameterization of a multiplicative random cascade for disaggregation of observed and projected daily rainfall time series“. *Hydrology and Earth System Science* 17 (7), S. 2487–2500.
- LOMBARDO, F., VOLPI, E. und KOUTSOYIANNIS, D. (2012). „Rainfall downscaling in time: theoretical and empirical comparison between multifractal and Hurst-Kolmogorov discrete random cascades“. *Hydrological Sciences Journal* 57 (6), S. 1052–1066.
- LOMBARDO, F., VOLPI, E., KOUTSOYIANNIS, D. und PAPALEXIOU, S. M. (2014). „Just two moments! A cautionary note against use of high-order moments in multifractal models in hydrology“. *Hydrology and Earth System Science* 18 (1), S. 243–255.
- MANDAPAKA, P. V., KRAJEWSKI, W. F., MANTILLA, R. und GUPTA, V. K. (2009). „Dissecting the effect of rainfall variability on the statistical structure of peak flows“. *Advances in Water Resources* 32, S. 1508–1525.

- MANDELBROT, B. B. (1974). „Intermittent turbulence in self-similar cascades: divergence of high moments and dimension of the carrier“. *Journal of Fluid Mechanics* 62 (2), S. 331–358.
- MANIAK, U. (2005). *Hydrologie und Wasserwirtschaft*. Springer Verlag, Berlin.
- MARSHAK, A., DAVIS, A., CAHALAN, R. und WISCOMBE, W. (1994). „Bounded cascade models as nonstationary multifractals“. *Physical Review E* 49 (1), S. 55–69.
- MEHROTRA, R., SRIKANTHAN, R. und SHARMA, A. (2006). „A comparison of three stochastic multi-site precipitation occurrence generators“. *Journal of Hydrology* 331 (1-2), S. 280–292.
- MELSEN, L. A., TEULING, A. J., TORFS, P. J. J. F., UIJLENHOET, R., MIZUKAMI, N. und CLARK, M. P. (2015). „Hydrology and Earth System Science Opinions: The need for process-based evaluation of large-domain hyper-resolution models“. *Hydrology and Earth System Science* 20, S. 1069–1079.
- MENABDE, M., HARRIS, D., SEED, A., AUSTIN, G. und STOW, D. (1997). „Multiscaling properties of rainfall and bounded random cascades“. *Water Resources Research* 33 (12), S. 2823–2830.
- MERZ, R., PIOCK-ELLENA, U., BLÖSCHL, G. und GUTKNECHT, D. (1999). *Seasonality of flood processes in Austria*. in Gottschalk, L. et. al. (Editoren): Hydrological Extremes: Understanding, Predicting, Mitigating, IAHS Publication, 255.
- METROPOLIS, N., ROSENBLUTH, A., ROSENBLUTH, M., TELLER, A. und TELLER, E. (1953). „Equations of state calculations by fast computing machines“. *Journal of Chemical Physics* 21, S. 1087–1092.
- MILLY, P. C. D., BETANCOURT, J., FALKENMARK, M., HIRSCH, R. M., KUNDZEWICZ, Z. W., LETTENMAIER, D. P. und STOUFFER, R. J. (2008). „Stationarity is dead: Whiter water management?“ *Science* 319 (5863), S. 573–574.
- MÜLLER-WESTERMEIER, G., WALTER, A. und DITTMANN, E. (2005). *Klimaatlas Bundesrepublik Deutschland, Teil 1-4*. Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes, Offenbach am Main.
- MÜLLER, H. und HABERLANDT, U. (2012). *Disaggregation von Niederschlägen ausgewählter WETTREG-Szenarien für Teilgebiete in Niedersachsen als Grundlage für mesoskalige Modellierungen*. Projektbericht KliBiW, Institut für Hydrologie, Was-

serwirtschaft und landwirtschaftlichen Wasserbau, Leibniz Universität Hannover, Hannover.

- MÜLLER, H. und HABERLANDT, U. (2015). „Temporal Rainfall Disaggregation with a Cascade Model: From Single-Station Disaggregation to Spatial Rainfall“. *Journal of Hydrologic Engineering* 20 (11), S. 04015026.
- MÜLLER, H. und HABERLANDT, U. (2016). „Temporal rainfall disaggregation using a multiplicative cascade model for spatial application in urban hydrology“. *Journal of Hydrology* accepted, doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.hydrol.2016.01.031>.
- MOLNAR, P. und BURLANDO, P. (2005). „Preservation of rainfall properties in stochastic disaggregation by a simple random cascade model“. *Atmospheric Research* 77.1 4, S. 137–151.
- MOLNAR, P. und BURLANDO, P. (2008). „Variability in the scale properties of high-resolution precipitation data in the Alpine climate of Switzerland“. *Water Resources Research* 44 (10), W10404.
- MONTANARI, A. und KOUTSOYIANNIS, D. (2014). „Modeling and mitigating natural hazards: Stationarity is immortal!“ *Water Resources Research* 50, S. 9748–9756.
- MONTANARI, A., YOUNG, G., SAVENJIE, H. H. G., HUGHES, D., WAGENER, T., REN, L. L., KOUTSOYIANNIS, D., CUDENNEC, C., TOTH, E., GRIMALDI, S., BLÖSCHL, G., SIVAPALAN, M., BEVEN, K., GUPTA, H., HIPSEY, M., SCHAEFLI, B., ARHEIMER, B., BOEGH, E., SCHYMANSKI, S. J., BALDASSARRE, G. Di, YU, B., HUBERT, P., HUANG, Y., SCHUMANN, A., POST, D. A., SRINIVASAN, V., HARMAN, C., THOMPSON, S., ROGGER, M., VIGLIONE, A., McMILLAN, H., CHARACKLIS, G., PANG, Z. und BELYEAV, V. (2013). „Panta Rhei-Everything flows: Change in hydrology and society-The IAHS Scientific Decade 2013-2022“. *Hydrological Sciences Journal* 58 (6), S. 1256–1275.
- NASH, J. E. und SUTCLIFFE, J. V. (1970). „River flow forecasting through conceptual models part I - a discussion of principles“. *Journal of Hydrology* 10, S. 282–290.
- NICOTINA, L. E., CELEGON, E. Alessi, RINALDO, A. und MARANI, M. (2008). „On the impact of rainfall patterns on the hydrologic response“. *Water Resources Research* 44, W12401.

- OBLED, C., WENDLING, J. und BEVEN, K. (1994). „The sensitivity of hydrological models to spatial rainfall patterns: an evaluation using observed data“. *Journal of Hydrology* 159 (1-4), S. 305–333.
- OCHOA-RODRIGUEZ, S., WANG, L.-P., GIRES, A., PINA, R. D., REINOSO-RONDINEL, R., BRUNI, G., ICHIBA, A., GAITAN, S., CRISTIANO, E., ASSEL, J. v., KROLL, S., MURLA-TUYLS, D., TISSERAND, B., SCHERTZER, D., TCHIGUIRINSKAIA, I., ONOF, C., WILLEMS, P. und VELDHUIS, M.-C. TEN (2015). „Impact of Spatial and Temporal Resolution of Rainfall Inputs on Urban Hydrodynamic Modelling Outputs: A Multi-Catchment Investigation“. *Journal of Hydrology* 531 (2), S. 389–407.
- OGDEN, F. L. und JULIEN, P. Y. (1993). „Runoff sensitivity to temporal and spatial rainfall variability at runoff plane and small basin scales“. *Water Resources Research* 29 (8), S. 2589–2597.
- OKE, T. R. (2006). *Boundary Layer Climates*. Routledge, London.
- OLSSON, J. (1998). „Evaluation of a scaling cascade model for temporal rainfall disaggregation“. *Hydrology and Earth System Science* 2 (1), S. 19–30.
- OLSSON, J. und BERNDTSSON, R. (1998). „Temporal rainfall disaggregation based on scaling properties“. *Water Science & Technology* 37 (11), S. 73–79.
- ONOF, C. und ARNBJERG-NIELSEN, K. (2009). „Quantification of anticipated future changes in high resolution design rainfall for urban areas“. *Atmospheric Research* 92 (3), S. 350–363.
- ONOF, C. und WHEATER, H. S. (1993). „Modelling of British rainfall using a random parameter Bartlett-Lewis Rectangular Pulse Model“. *Journal of Hydrology* 149, S. 67–95.
- ONOF, C., CHANDLER, R. E. und KAKOU, A. (2000). „Rainfall modelling using Poisson-cluster processes: a review of developments“. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment* 6 (14), S. 384–411.
- ONOF, C., TOWNEND, J. und KEE, R. (2005). „Comparison of two hourly to 5-min rainfall disaggregators“. *Atmospheric Research* 77 (1-4), S. 176–187.
- ORLANSKI, I. (1975). „A rational subdivision of scales for atmospheric processes“. *Bulletin of the American Meteorologic Society* 56, S. 527–530.

- OVER, T. M. und GUPTA, V. K. (1994). „Statistical Analysis of Mesoscale Rainfall: Dependence of a Random Cascade Generator on Large-Scale Forcing“. *Journal of Applied Meteorology* 33 (12), S. 1526–1542.
- PACHEPSKY, Y. A., MARTINEZ, G., PAN, F., WAGENER, T. und NICHOLSON, T. (2016). „Evaluating hydrological model performance using information theory-based metrics“. *Hydrology and Earth System Science Discussions*, doi: 10.5194/hess-2016-46, in review.
- PASCHALIS, A., MOLNAR, P. und BURLANDO, P. (2012). „Temporal dependence structure in weights in a multiplicative cascade model for precipitation“. *Water Resources Research* 48 (1), W01501.
- PASCHALIS, A., MOLNAR, P., FATICHI, S. und BURLANDO, P. (2014a). „On temporal stochastic modeling of precipitation, nesting models across scales“. *Advances in Water Resources* 63 (0), S. 152–166.
- PATHIRAJA, S., WESTRA, S. und SHARMA, A. (2012). „Why continuous simulation? The role of antecedent moisture in design flood estimation“. *Water Resources Research* 48 (6), W06534.
- PATT, H. (2001). *Hochwasser-Handbuch: Auswirkungen und Schutz*. Berlin: Springer-Verlag.
- PAULSON, K. S. und BAXTER, P. D. (2007). „Downscaling of rain gauge time series by multiplicative beta cascade“. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 112 (D9), S. D09105.
- PEEL, M. C., FINLAYSON, B. L. und MCMAHON, T. A. (2007). „Updated world map of the Köppen-Geiger climate classification“. *Hydrology and Earth System Science* 11 (5), S. 1633–1644.
- PELEG, N., BEN-ASHER, M. und MORIN, E. (2013). „Radar subpixel-scale rainfall variability and uncertainty: lessons learned from observations of a dense rain-gauge network“. *Hydrology and Earth System Science* 17, S. 2195–2208.
- PUI, A., SHARMA R. Mehrotra, B. Sivakumar und JEREMIAH, E. (2012). „A comparison of alternatives for daily to sub-daily rainfall disaggregation“. *Journal of Hydrology* 470 471 (0), S. 138–157.

-
- QUIAN, B., CORTE-REAL, J. und XU, H. (2002). „Multisite stochastic weather models for impact studies“. *International Journal of Climatology* 22 (11), S. 1377–1397.
- RICHTER, D. (1995). *Ergebnisse methodischer Untersuchungen zur Korrektur des systematischen Meßfehlers des Hellmann-Niederschlagsmessers*. Berichte des Deutschen Wetterdienstes, Selbstverlag, Offenbach am Main.
- RODRIGUEZ-ITURBE, I., COX, D. R. und ISHAM, V. (1987). „Some models for rainfall based on stochastic point-processes“. *Proceedings of the Royal Society of London* A410, S. 269–288.
- RODRIGUEZ-ITURBE, I., COX, D. R. und ISHAM, V. (1988). „A point process model for rainfall: further developments“. *Proceedings of the Royal Society of London* A417, S. 283–298.
- ROHDE, S., MÜLLER, H., SCHROEDER, K., KUCHENBECKER, A. und HABERLANDT, U. (2014). „SYNOPSE - Künstliche Niederschlagsreihen“. *Wasserwirtschaft Wassertechnik* 12, S. 8–11.
- ROSSMANN, L. A. (2010). *Storm water management model - User's manual version 5.0*. Environmental Protection Agency EPA/600/R-05/040.
- RUPP, D. E., KEIM, R. F., OSSIANDER, M., BRUGNACH, M. und SELKER, J. S. (2009). „Time scale and intensity dependency in multiplicative cascades for temporal rainfall disaggregation“. *Water Resources Research* 45 (7), W07409.
- RUPP, D. E., LICZNAR, P., ADAMOWSKI, W. und LESNIEWSKI, M. (2011). „Multiplicative cascade models for fine spatial downscaling of rainfall: parameterization with rain gauge data“. *Hydrology and Earth System Science* 16, S. 671–684.
- SMHI (2008). *Integrated Hydrological Modelling System - Manual Version 6.0*. Swedish Meteorological und Hydrological Institute.
- SALAS, J. D. (1992). *Analysis and modeling of hydrologic time series*. in Maidment, D. R. (Editor): *Handbook of Hydrology*, McGraw Hill.
- SALVADORI, G., MICHELE, C. D., KOTTEGODA, N. T. und ROSSO, R. (2007). *Extremes in Nature - An approach using copulas*. Springer-Verlag, Dordrecht: Water Science und Technology Library.

- SAMANIEGO, L., KUMAR, R. und ZINK, M. (2013). „Implications of parameter uncertainty on soil moisture drought analysis in Germany“. *Journal of Hydrolometeorology* 14 (1), S. 47–68.
- SCHERTZER, D. und LOVEJOY, S. (1987). „Physical Modeling and Analysis of Rain and Clouds by Anisotropic Scaling Multiplicative Processes“. *Journal of Geophysical Research* 92 (8), S. 9693–9714.
- SCHERTZER, D. und LOVEJOY, S. (2011). „Multifractals, Generalized Scale Invariance and Complexity in Geophysics“. *International Journal of Bifurcation and Chaos* 21 (12), S. 3417–3456.
- SCHILLING, W. (1991). „Rainfall data for urban hydrology: what do we need?“ *Atmospheric Research* 27 (1-3), S. 5–21.
- SCHLEISS, M., CHAMOUN, S. und BERNE, A. (2014). „Stochastic simulation of intermittent rainfall using the concept of dry drift“. *Water Resources Research* 50 (3), S. 2329–2349.
- SCHMITT, A., BRENDDEL, C., JUNGHÄNEL, T., WINTERRATH, T., HAFER, M., WEIGL, E. und BECKER, A. (2015). *The German radar precipitation climatology and its fields of application in urbanized areas and urban flood risk mapping*. in Molnar, P. und P. Nadav (Editoren): Rainfall in urban and natural systems, Proceedings of the 10th International Workshop on Precipitation in Urban Areas, Pontresina, 1.-5. Dezember, Paper 15-72, ETH Zürich, Institute of Environmental Engineering.
- SEGOND, M.-L., NEOKLEOUS, N., MAKROPOULOS, C., ONOF, C. und MAKSIMOVIC, C. (2007). „Simulation and spatio-temporal disaggregation of multi-site rainfall data for urban drainage applications“. *Hydrological Sciences Journal* 52 (5), S. 917–935.
- SELIGA, T. A., ARON, G., AYDIN, K. und WHITE, E. (1992). „Storm runoff simulation using radar-estimated rainfall rates and a Unit Hydrograph model (SYN-HYD) applied to GREVE watershed“. *American Meteorological Society, 25th International Conference on Radar Hydrology*, S. 587–590.
- SERINALDI, F. (2010). „Multifractality, imperfect scaling and hydrological properties of rainfall time series simulated by continuous universal multifractal and discrete random cascade models“. *Nonlinear Processes in Geophysics* 17 (6), S. 697–714.

-
- SEVRUK, B. (2004). *Niederschlag als Wasserkreislaufelement - Theorie und Praxis der Niederschlagsmessung*. Zürich: Eigenverlag des Instituts für Atmosphäre und Klima der ETH Zürich.
- SHARMA, A. und MEHROTRA, R. (2010). *Rainfall Generation*. in Testik, F. Y. und Gebremichael, M. (Editoren): *Rainfall-State of the Science*, Geophysical monograph 191, geopress, Washington.
- SINGH, S. K. (2010). *Robust Parameter Estimation in Gauged and Ungauged Basins*. PhD-Dissertation No. 198, Institut für Wasser- und Umweltsystemmodellierung, Universität Stuttgart.
- SIVAKUMAR, B. und SHARMA, A. (2008). „A cascade approach to continuous rainfall data generation at point locations“. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment* 22 (4), S. 451–459.
- SIVAPALAN, M. und BLÖSCHL, G. (1998). „Transformation of point to areal rainfall: Intensity- duration-frequency curves“. *Journal of Hydrology* 204 (1-4), S. 150–167.
- SPEKAT, A., ENKE, W. und KREIENKAMP, F. (2007). *Neuentwicklung von regional hoch aufgelösten Wetterlagen für Deutschland und Bereitstellung regionaler Klimaszenarios auf der Basis von globalen Klimasimulationen mit dem Regionalisierungsmodell WETTREG auf der Basis von globalen Klimasimulationen mit ECHAM5/MPI-OM T63L31 2010 bis 2100 für die SRES-Szenarios B1, A1B und A2*. Publikationen des Umweltbundesamtes, Potsdam.
- STORM, R. (2007). *Wahrscheinlichkeitsrechnung, mathematische Statistik und statistische Qualitätskontrolle*. München: Carl Hanser Verlag.
- SVENSSON, C., OLSSON, J. und BERNDTSSON, R. (1996). „Multifractal Properties of Daily Rainfall in Two Different Climates“. *Water Resources Research* 32 (8), S. 2463–2472.
- TARPANELLI, A., FRANCHINI, M., BROCCA, L., CAMICI, S., MELONE, F. und MORAMARCO, T. (2012). „A simple approach for stochastic generation of spatial rainfall patterns“. *Journal of Hydrology* 472-473, S. 63–76.
- THOBER, S., MAI, J., ZINK, M. und SAMANIEGO, L. (2014). „Stochastic temporal disaggregation of monthly precipitation for regional gridded data sets“. *Water Resources Research* 50 (11), S. 8714–8735.

- VAN DER HEIJDEN, S. (2015). *Fuzzyregelbasierte Metamodellierung von Nitrattransport für großskalige Entscheidungsunterstützung*. Selbstverlag des Institutes für Wasserwirtschaft, Hydrologie und landwirtschaftlichen Wasserbau, Leibniz Universität Hannover.
- VENEZIANO, D. und LANGOUSIS, A. (2010). *Scaling and fractals in hydrology*. Sivakumar, B., R. Berndtsson (Editoren): *Advances in Data-based Approaches for Hydrologic Modelling und Forecasting*, World Scientific, 145 S.
- VENEZIANO, D., LANGOUSIS, A. und FURCOLO, P. (2006). „Multifractality and rainfall extremes: A review“. *Water Resources Research* 42 (6), W06D15.
- VILLARINI, G. und P. V. MANDAPAKA W. F. Krajewski, R. J. Moore (2010). „Rainfall and sampling uncertainties: A rain gauge perspective“. *Journal of Geophysical Research* 113 (D11), S. D11102.
- WALLNER, M. (2014). *Räumlicher und zeitlicher Transfer von hydrologischen Modellparametern und deren Anwendung in der Klimafolgenforschung*. Doktorarbeit, Institut für Wasserwirtschaft, Hydrologie und landwirtschaftlichen Wasserbau, Fakultät für Bauingenieurwesen und Geodäsie, Leibniz Universität Hannover.
- WALLNER, M. und HABERLANDT, U. (2015). „Klimabedingte Änderung von Hochwasserabflüssen im Aller-Leine-Einzugsgebiet - Eine Fallstudie mit HBV-IWW“. *Hydrologie und Wasserbewirtschaftung* 59 (4), S. 174–183.
- WALLNER, M., HABERLANDT, U. und DIETRICH, J. (2013). „A one-step similarity approach for the regionalization of hydrological model parameters based on Self-Organizing Maps“. *Journal of Hydrology* 494 (0), S. 59–71.
- WANG, L., ONOF, C. und MAKSIMOVIC, C. (2010). „Reconstruction of sub-daily rainfall sequences using multinomial multiplicative cascades“. *Hydrology and Earth System Science Discussions* 7 (4), S. 5267–5297.
- WEIBULL, W. (1939). „The Phenomenon of Rupture in Solids“. *Journal of Hydrology* 322 (1-4), S. 105–119.
- WESTERBERG, I. K., GUERRERO, J.-L., YOUNGER, P. M., BEVEN, K. J., SEIBERT, J., HALLDIN, S., FREER, J. E. und XU, C.-Y. (2011). „Calibration of hydrological models using flow-duration curves“. *Hydrology and Earth System Science* 15 (7), S. 2205–2227.

-
- WESTRA, S., MEHROTRA, R., SHARMA, A. und SRIKANTHAN, R. (2012). „Continuous rainfall simulation: 1. A regionalized subdaily disaggregation approach“. *Water Resources Research* 48, W01535.
- WILBY, R. L. und WIGLEY, T. M. L. (1997). „Downscaling general circulation model output: a review of methods and limitations“. *Progress in Physical Geography* 21, S. 530–548.
- WILKS, D. S. (1998). „Multisite generalization of a daily stochastic precipitation generation model“. *Journal of Hydrology* 210 (1-4), S. 178–191.
- WRIGHT, D. B., SMITH, J. A. und BAECK, M. L. (2013). „A critical examination of area reduction factors“. *Journal of Hydrologic Engineering* 19 (4), S. 769–776.
- XU, H., CHONG-YU, X., ZHANG, Z. und LI, L. (2013). „Assessing the influence of rain gauge density and distribution on hydrological model performance in a humid region of China“. *Journal of Hydrology* 505, S. 1–12.
- YADAV, M., WAGENER, T. und GUPTA, H. (2007). „Regionalization of constraints on expected watershed response behavior for improved predictions in ungauged basins.“ *Advances in Water Resources* 30 (8), S. 1756–1774.
- YU, P. S. und YANG, T. C. (2000). „Using synthetic flow duration curves for rainfall-runoff model calibration at ungauged sites“. *Hydrological Processes* 14 (1), S. 117–133.
- YU, P.-S., YANG, T.-C. und LIN, C.-S. (2014). „Regional rainfall intensity formulas based on scaling property of rainfall“. *Journal of Hydrology* 295, S. 108–123.

Abkürzungs- und Symbolverzeichnis

Symbol	Erläuterung
β	empirischer Parameter zur Abflussberechnung aus der Bodenschicht
λ	Skalenverhältnis
π	Wahrscheinlichkeit zur Akzeptanz von Austauschvorgängen während des Resampling-Vorgangs
$\rho_{k,l}$	Korrelationskoeffizient nach Pearson für Station k und l
<i>ADL</i>	Abflussdauerlinie
<i>avint</i>	mittlere Intensität [mm/h, mm/5 min]
<i>b</i>	Verästelungsnummer (engl. branching number)
<i>BIAS</i>	systematische Abweichung mittels des relativen Fehlers [%]
<i>BÜK</i>	Bodenübersichtskarte
$C_{k,l}$	Kontinuitätsverhältnis
<i>CDC</i>	Climate Data Center
<i>dd</i>	Parameter des Tagesgradverfahrens [mm °C ⁻¹ d ⁻¹]
<i>dis</i>	disaggregiert
<i>dsd</i>	mittlere Trockendauer [min, h]
<i>dt</i>	Reduktionsfaktor der Schmelztemperatur
<i>Div</i>	Diversion
<i>DWD</i>	Deutscher Wetterdienst
<i>E</i>	Erwartungswert
<i>Extr – So</i>	Extremwerte des Sommerhalbjahres
<i>Extr – Wi</i>	Extremwerte des Winterhalbjahres
<i>EZG</i>	Einzugsgebiet
<i>fc</i>	Feldkapazität [mm]
<i>GCM</i>	Globales Klimamodell (engl. global climate model)
<i>h</i>	Index zur Identifizierung einer Untermenge aus <i>S</i>
<i>hl</i>	Grenzwert für Oberflächenabfluss [mm]

Symbol	Erläuterung
<i>HBV</i>	Hydrologiska Byrans Vattenbalansavdelning
<i>IWW</i>	Institut für Wasserwirtschaft, Hydrologie und landwirtschaftlichen Wasserbau
<i>Jahres – P</i>	Jahresniederschlag
<i>k</i>	Index zur Stationsidentifizierung
k_0, k_1, k_2, k_{perc} ,	Speicherkoeffizienten des Grundwassermoduls [d]
<i>K</i>	Anzahl an Klassen
$K(q)$	Skalenexponent
<i>KOSTRA</i>	Koordinierte Starkniederschlagsregionalisierung - Auswertung DWD
<i>l</i>	Index zur Stationsidentifizierung
<i>lp</i>	Maximum für potentielle Verdunstung
<i>maxbas</i>	Dauer der Einheitsganglinie [h]
<i>MAE</i>	mittlerer absoluter Fehler (engl. mean absolute error)
<i>n</i>	Anzahl der betrachteten Grundgesamtheit
n_{11}	Zeitschrittanzahl mit Niederschlägen an zwei Stationen
<i>N</i>	Anzahl unveränderter Zeitreihen während des Resamplings
<i>NSE</i>	Nash-Sutcliffe-Koeffizient (engl. Nash-Sutcliffe coefficient)
<i>M</i>	Anzahl veränderter Zeitreihen während des Resamplings
M_q	Moment q-ter Ordnung
$N - A -$	Niederschlags-Abfluss-
<i>obs</i>	beobachtet (engl. observed)
O_k	Zielfunktionswert für Station k zu allen Referenzstationen
$O_{k,l}$	Zielfunktionswert für Station k und l
$W_{1/2/3}$	Wichtungsfaktor innerhalb des Kaskadengenerators
$P(1/0)$	Wahrscheinlichkeit für 1/0-Aufteilung
$P(0/1)$	Wahrscheinlichkeit für 0/1-Aufteilung
$P(x/(1 - x))$	Wahrscheinlichkeit für x/(1-x)-Aufteilung
$P_{k,l}$	Auftretenswahrscheinlichkeit für Station k und l
<i>q</i>	Ordnung
<i>Q</i>	Abfluss
<i>Q – mon</i>	mittlerer monatlicher Abfluss
<i>Q – sim</i>	simuliertes Abflusskriterium
<i>Q – obs</i>	beobachtetes Abflusskriterium
<i>RCM</i>	Regionales Klimamodell (engl. regional climate model)

Symbol	Erläuterung
<i>RRSE</i>	Wurzel des quadrierten, relativen Fehlers (engl. root relative squared error) [%]
<i>R</i>	Anzahl veränderter Zeitreihen während des Resamplings
<i>S</i>	Anzahl an Positions- und Volumenklassen-Kombinationen während des Resamplings
<i>SWMM</i>	Storm Water Management Model
<i>P – Station</i>	Niederschlagsstation
<i>T_a</i>	Schmelztemperatur (engl. annealing temperature)
<i>tt</i>	Parameter des Tagesgradverfahrens [°C]
<i>T_k</i>	Wiederkehrintervall
<i>U</i>	Anzahl unveränderter Zeitreihen während des Resamplings
<i>US</i>	Uniform Splitting
<i>w₁, w₂, w₃, w₄</i>	Wichtungen innerhalb der Zielfunktion
<i>wetfr</i>	Anteil an Nassstunden [%]
<i>wsa</i>	mittlere Niederschlagsmenge [mm]
<i>wsd</i>	mittlere Niederschlagsdauer [min, h]
<i>wsmf</i>	Parameter des Tagesgradverfahrens [mm ⁻¹]
<i>x</i>	Niederschlagsanteil im ersten Zeitschritt
<i>z</i>	Zeitreihe

Abbildungsverzeichnis

1.1	Zeitliche und räumliche Skalen hydrologischer und meteorologischer Prozesse. Der rote Bereich indiziert die Erhöhung der zeitlichen Auflösung durch die in dieser Untersuchung angewandten Disaggregation. (nach MELSEN <i>et al.</i> (2015) basierend auf BRUTSAERT (2005), BLÖSCHL und SIVAPALAN (1995), ORLANSKI (1975), DUNNE (1978), FORTAK (1982) und ANDERSON und BURT (1990) - mit Erlaubnis von L. A. Melsen, verändert)	2
1.2	Räumliche Verteilung der vom DWD-CDC zur Verfügung gestellten Niederschlagsstationen	4
2.1	Methodische Darstellung des BLRP-Modells mit a) der zeitlichen Abfolge der Impulse und b) der resultierenden Intensitäten	10
3.1	Geographische Lage des Untersuchungsgebietes Niedersachsen und des Aller-Leine-EZG in Deutschland. Die Farbskalierung gibt die Jahresniederschlagshöhen in [mm] an (basierend auf dem Zeitraum 1961-1990, nach MÜLLER-WESTERMEIER <i>et al.</i> (2005), ergänzt)	24
4.1	Multiplikatives Kaskadenmodell (nach OLSSON (1998) - mit Erlaubnis von J. Olsson)	26
4.2	Räumliche Verteilung des Parameters $P(0/1)$ in Niedersachsen (exemplarisch für eingeschlossene Zeitschritte, untere Volumenklasse)	28
4.3	Abhängigkeit des Parameters $P(0/1)$ von der verwendeten Zeitreihenlänge zur Parameterschätzung für die Station Leinefelde (exemplarisch für beginnende Zeitschritte, obere Volumenklasse für den Zeitraum 1993-2006)	31
4.4	Tagesniederschlagssummen mit der dazugehörigen Anzahl nasser 8 h-Intervalle. Die rote Linie markiert die Volumengrenze beim Quantil $q=0.998$	32
4.5	Schema des Resamplings zum Austausch relativer Tagesgänge einer Zeitreihe (Resampling-Zeitreihe) mit Abgleich an einer Referenzzeitreihe	39

4.6	Vertikale Struktur des HBV-IWW-Modells (aus WALLNER <i>et al.</i> (2013) mit Erlaubnis von M. Wallner)	44
5.1	Zur Validierung verwendete Niederschlagsstationen (P-Stationen) mit stündlicher Auflösung	48
5.2	Methodik zur Validierung der disaggregierten Niederschlagszeitreihen	49
5.3	Elimination kurzer Trockendauern durch die Diversion	51
5.4	Dauerlinie der beobachteten und disaggregierten Zeitreihen mit Fokus auf die oberen 15 % der Unterschreitungswahrscheinlichkeit für die Station Wetze/Northeim. Die schattierten Flächen kennzeichnen den Bereich zwischen den Umhüllenden aller 80 Realisationen je Disaggregationsmethode.	52
5.5	Empirische Unterschreitungswahrscheinlichkeiten der beobachteten und disaggregierten stündlichen Niederschlagsextreme der Stationen Göttingen (43 Jahre, 1951–2007, mit Fehlwerten von 1981 bis 1993) und Hannover-Langenhagen (36 Jahre, 1959–2007, mit Fehlwerten von 1981 bis 1992); die schattierten Flächen präsentieren die Spannweite aller Realisationen	54
5.6	Zur Validierung verwendete Niederschlagsstationen (P-Stationen) mit 5-minütiger Auflösung	55
5.7	Gegenüberstellung beobachteter und disaggregierter Niederschlagscharakteristiken für alle Intensitäten bei 5-minütiger Auflösung	58
5.8	Gegenüberstellung beobachteter und disaggregierter Niederschlagscharakteristiken für Intensitäten >0.1 mm bei 5-minütiger Auflösung	59
5.9	Autokorrelationsfunktion der beobachteten und disaggregierten Zeitreihen für die Station Harzgerode. Für letztere ist jeweils der Median der Autokorrelationswerte aus 30 disaggregierten Zeitreihen dargestellt.	62
5.10	5-Minuten-Extremwerte der Station Osnabrück (Januar 1993 - November 2010)	63
5.11	BIAS der Extremwerte der disaggregierten Niederschlagszeitreihen mit 5-minütiger Auflösung für Wiederkehrintervalle von 1 Jahr (oberer Teil) und 5 Jahren (unterer Teil) für alle Stationen (nach Anpassung von Exponentialverteilungen). Die gestrichelte Linie markiert eine Abweichung von 0.	65

5.12	BIAS der Extremwerte der disaggregierten Niederschlagszeitreihen mit stündlicher Auflösung für Wiederkehrintervalle von 1 Jahr (oberer Teil) und 5 Jahren (unterer Teil) für alle Stationen (nach Anpassung von Exponentialverteilungen). Die gestrichelte Linie markiert eine Abweichung von 0.	66
6.1	Verwendete Niederschlagsstationen und Einzugsgebiete zur Validierung des Resampling-Algorithmus für die Implementierung räumlicher Konsistenz	72
6.2	Geschätzte räumliche Kriterien in Abhängigkeit der Distanz zweier Stationen für stündliche Zeitreihen (Hinweis: Die Ordinatenachsen der Korrelationskoeffizienten sind unterschiedlich eingeteilt)	73
6.3	Räumliche Charakteristiken vor (blau) und nach (rot) dem Resampling der disaggregierten Zeitreihen für das Ein- und das Zwei-Schritt-Verfahren. Die Anzahl an involvierten Stationen steigt für das Ein-Schritt-Verfahren in Zeile 1-6 jeweils um eine Station an. Die neue Station wird durch Dreiecke repräsentiert, die bereits optimierten durch Kreise. Die grauen Punkte markieren die Beobachtungswolke. Für das Zwei-Schritt-Verfahren (n=8, Zeile 7) wurde keine Differenzierung zwischen alten und neuen Stationen durchgeführt.	76
6.4	Unterschreitungskurven der Gebietsniederschläge für Intensitäten ≥ 0.1 mm für das Obere Leine-Gebiet resultierend aus a) Diversion und b) Uniform Splitting vor und nach dem Resampling (die schattierten Flächen präsentieren die Spannweite aller Realisationen)	79
6.5	Unterschreitungskurven der Gebietsniederschläge für Intensitäten ≥ 0.1 mm für das Aller-Leine-Gebiet resultierend aus a) Diversion und b) Uniform Splitting vor und nach dem Resampling (die schattierten Flächen präsentieren die Spannweite aller Realisationen)	80
7.1	Verwendete Einzugsgebiete und Niederschlagsstationen für die Einflussuntersuchung der räumlichen Konsistenz	84
7.2	Verwendete Niederschlagsstationen für die Einflussuntersuchung der Stationsdichte auf die Ergebnisse der N-A-Modellierung für das EZG Reckershausen. Die Größen der Kreise kennzeichnen die Einbindung der Tageswertstationen in die Datensätze von drei, fünf und acht Stationen.	86

7.3	Räumliche Kriterien in Abhängigkeit von V1, V2 und V3 für das EZG Pionierbrücke (basierend auf einer Realisation) im Vergleich zu aus Beobachtungsdaten geschätzten räumlichen Kriterien (schwarz), siehe Abbildung 6.2	89
7.4	Unterschreitungskurven des Gebietsniederschlages für V1, V2 und V3 für ein Teilgebiet des EZG Pionierbrücke (Median aus allen zehn Realisationen)	89
7.5	Abflussstatistiken nach der Kalibrierung in Abhängigkeit der gewählten Variante zur Implementierung räumlicher Konsistenz für das EZG Reckershausen (3 Stationen)	95
7.6	Abflussstatistiken der Validierungsperiode in Abhängigkeit der gewählten Variante zur Implementierung räumlicher Konsistenz für das EZG Reckershausen (3 Stationen)	95
7.7	Abflussstatistiken nach der Kalibrierung in Abhängigkeit der gewählten Variante zur Implementierung räumlicher Konsistenz für das EZG Pionierbrücke	97
7.8	Abflussstatistiken der Validierungsperiode in Abhängigkeit der gewählten Variante zur Implementierung räumlicher Konsistenz für das EZG Pionierbrücke	97
7.9	Abflussstatistiken nach der Kalibrierung in Abhängigkeit der gewählten Variante zur Implementierung räumlicher Konsistenz für das EZG Tetendorf	99
7.10	Abflussstatistiken der Validierungsperiode in Abhängigkeit der gewählten Variante zur Implementierung räumlicher Konsistenz für das EZG Tetendorf	99
7.11	Vergleich saisonaler und ganzjähriger Schätzung der räumlichen Kriterien (Y: ganzjährlich, S: Sommer, W: Winter)	100
7.12	Extremwerte des Gebietsniederschlages und Wiederkehrintervalle für V1, V2 und V3 für ein Teilgebiet des EZG Pionierbrücke (basierend auf einer Realisation)	102
7.13	Abflussstatistiken ohne Kalibrierung der Modellparameter in Abhängigkeit der gewählten Variante zur Implementierung räumlicher Konsistenz für das EZG Reckershausen	103
7.14	Abflussstatistiken ohne Kalibrierung der Modellparameter in Abhängigkeit der gewählten Variante zur Implementierung räumlicher Konsistenz für das EZG Pionierbrücke	104
7.15	Abflussstatistiken ohne Kalibrierung der Modellparameter in Abhängigkeit der gewählten Variante zur Implementierung räumlicher Konsistenz für das EZG Tetendorf	104

7.16	Abflussstatistiken für V1 nach der Kalibrierung in Abhängigkeit der verwendeten Stationsanzahl zur Implementierung räumlicher Konsistenz . .	107
7.17	Abflussstatistiken für V2 nach der Kalibrierung in Abhängigkeit der verwendeten Stationsanzahl zur Implementierung räumlicher Konsistenz . .	107
7.18	Abflussstatistiken für V3 nach der Kalibrierung in Abhängigkeit der verwendeten Stationsanzahl zur Implementierung räumlicher Konsistenz . .	108
7.19	Abflussstatistiken ohne Kalibrierung für V2 in Abhängigkeit der verwendeten Stationsanzahl im Validierungszeitraum	110
8.1	Karte des Entwässerungsnetzes (168.1 ha) mit den drei angeordneten Stationen. Die jeder Station zugeordneten Teilgebiete sind durch verschiedene Schattierungen hervorgehoben (Weststadt - oberer Bereich, Bürgerpark - unterer Bereich, Prinzenweg - mittlerer Bereich)	118
8.2	Überstauvolumina resultierend aus räumlich differenzierter (weiß) und uniformer (grau) Niederschlagseingangsdaten für ein Ereignis mit 30 Minuten Dauer und einem Wiederkehrintervall an der Master-Station $T_k=4.4$ Jahren	121
8.3	Überlaufvolumina resultierend aus räumlich differenzierter (weiß) und uniformer (grau) Niederschlagseingangsdaten für Ereignisse mit 30 Minuten Dauer und verschiedenen Wiederkehrintervallen an der Master-Station . .	122
8.4	Bivariate Niederschlagscharakteristiken resultierend aus beobachteten (Kreise), disaggregierten und nicht-optimierten (Rauten - vor dem Resampling) und disaggregierten und optimierten Zeitreihen (Dreiecke - nach dem Resampling)	123
8.5	PWM der disaggregierten Zeitreihen vor und nach dem Resampling für die Station Prinzenweg (Mittelwerte basierend auf 30 Realisationen) . . .	125
8.6	Überstauvolumina für Extremwerte mit 30 Minuten Dauer und Wiederkehrintervallen an der Master-Station $T_k=0.9$ und $T_k=4.4$ Jahren (Mittelwert aus 90 ereignisbasierten Simulationen für A, B1, B2, B3 (und deren optimierte Analoga („res“)), 3 Simulationen für Beobachtung („Obs“))	126
8.7	Überlaufvolumina für Extremwerte mit 30 Minuten Dauer und Wiederkehrintervallen an der Master-Station von $T_k=0.9$ und $T_k=4.4$ Jahren (Mittelwert aus 90 ereignisbasierten Simulationen für A, B1, B2, B3 (und deren optimierte Analoga („res“)), 3 Simulationen für Beobachtung („Obs“))	128
B.1	Bestimmtheitsmaß der Regressionsgeraden für den Pearson'schen Korrelationskoeffizienten in Abhängigkeit des verwendeten Grenzwertes	175

D.1	Abflussstatistiken für V1 nach der Validierung in Abhängigkeit der verwendeten Stationsanzahl zur Implementierung räumlicher Konsistenz . .	179
D.2	Abflussstatistiken für V2 nach der Validierung in Abhängigkeit der verwendeten Stationsanzahl zur Implementierung räumlicher Konsistenz . .	180
D.3	Abflussstatistiken für V3 nach der Validierung in Abhängigkeit der verwendeten Stationsanzahl zur Implementierung räumlicher Konsistenz . .	180
D.4	Abflussstatistiken ohne Kalibrierung für V1 in Abhängigkeit der verwendeten Stationsanzahl im Validierungszeitraum	181
D.5	Abflussstatistiken ohne Kalibrierung für V3 in Abhängigkeit der verwendeten Stationsanzahl im Validierungszeitraum	181

Tabellenverzeichnis

4.1	Vergleich von saisonaler und ganzjähriger Parameterschätzung am Beispiel der Station Stadthagen (die Parameterschätzung erfolgte über die zeitlichen Auflösungen von 1 h zu 32 h, Angaben in Prozent). Für die Jahresschätzung ist der Parameter an sich, für die Jahreszeiten die Abweichung vom Jahreswert angegeben.	29
4.2	Wahrscheinlichkeiten für die Anzahl an nassen 8 h-Intervallen im ersten Disaggregationsschritt für die Station Göttingen	33
4.3	Variantenübersicht zur Disaggregation von Tages- zu 5-Minutenwerten . .	35
4.4	Anzahl an Tagesgängen in Abhängigkeit von Positions- und Volumenklasse für die Station Gardelegen, Analysezeitraum: 15.12.2002-30.01.2007 . . .	41
5.1	Kurzdarstellung* der zur Validierung von Stundenniederschlägen verwendeten Niederschlagsstationen	48
5.2	Gütekriterien der Niederschlagscharakteristiken für alle untersuchten Stationen bei der Anwendung von Diversion (Div) und Uniform Splitting (US)	51
5.3	Kurzdarstellung* der zur Validierung von 5-Minuten-Niederschlägen verwendeten Stationen	56
5.4	<i>BIAS</i> der Niederschlagscharakteristiken für alle untersuchten Stationen bei der Anwendung der Disaggregationsmethoden (Mittelwert über alle 24 Stationen)	60
5.5	RRSE für Niederschlagsextreme mit 5 Minuten Dauer verschiedener Wiederkehrintervalle (basierend auf allen 24 Stationen)	64
7.1	Kurzdarstellung der verwendeten Einzugsgebiete und der verfügbaren Abflussdaten	85
7.2	Verwendete Tageswertstationen für die Disaggregation	85
7.3	Verwendete Stundenwertstationen für die Parameterschätzung des Kaskadenmodells	86

7.4	Kalibrierungs- und Validierungszeiträume zur Überprüfung der Eignung disaggregierter Niederschläge als Eingangsdaten in der N-A-Modellierung	93
7.5	NSE der einzelnen Abflussstatistiken für Kalibrierungs- (Kalib) und Validierungsperiode (Valid) aller drei EZG	102
7.6	Zielfunktionswerte O_{stat} der Kalibrierungs- (Kalib) und Validierungsperiode (Valid) aller drei EZG	103
7.7	NSE der einzelnen Abflussstatistiken für die Validierungsperiode aller drei EZG ohne Kalibrierung	105
7.8	Zielfunktionswerte O_{stat} der Validierungsperiode aller drei EZG ohne Kalibrierung	105
7.9	NSE der einzelnen Abflussstatistiken für Kalibrierungs- (Kalib) und Validierungsperiode (Valid) für das EZG Reckershausen bei unterschiedlicher Stationsanzahl	108
7.10	Zielfunktionswerte O_{stat} der Kalibrierungs- (Kalib) und Validierungsperiode (Valid) für das EZG Reckershausen bei unterschiedlicher Stationsanzahl	109
7.11	Zielfunktionswerte O_{stat} der Validierungsperiode für das EZG Reckershausen bei unterschiedlicher Stationsanzahl ohne Kalibrierung	110
8.1	Kurzdarstellung* der Niederschlagsstationen aus Braunschweig	118
8.2	Anteil an Trockenintervallen an Extremwertereignissen mit Wiederkehrintervallen $T_k=0.9$ Jahren mit 30 Minuten Dauer (Mittelwert aus 90 ereignisbasierten Simulationen für A, B1, B2, B3 (und deren optimierte Analoga („res“)), 3 Simulationen für Beobachtung („Obs“))	129
A.1	Wahrscheinlichkeiten [%] für die Aufteilung nasser Zeitschritte geschätzt aus der Aggregation der Zeitreihe der Station Göttingen in Abhängigkeit von Positions- und Volumenklasse	174
C.1	Minimum- und Maximumwerte der zu kalibrierenden HBV-IWW-Parameter	177
D.1	NSE der einzelnen Abflussstatistiken für die Validierungsperiode für das EZG Reckershausen bei unterschiedlicher Stationsanzahl ohne Kalibrierung	182

Anhang

A Kaskadenparameter der Station Göttingen

Tabelle A.1: Wahrscheinlichkeiten [%] für die Aufteilung nasser Zeitschritte geschätzt aus der Aggregation der Zeitreihe der Station Göttingen in Abhängigkeit von Positions- und Volumenklasse

Aggregationsschritt [min]	Positions- und Volumenklasse							
	beginnend		eingeschlossen		endend		isoliert	
	untere	obere	untere	obere	untere	obere	untere	obere
	P(1/0)							
5 - 10	36	3	22	1	48	20	46	45
10 - 20	20	2	16	1	57	27	46	21
20 - 40	14	2	16	1	60	27	44	22
40 - 80	14	4	19	2	60	29	42	24
80 - 160	13	4	23	3	59	29	45	24
160 - 320	15	4	26	6	59	28	43	21
320 - 640	18	6	29	8	58	31	38	25
640 - 1280	20	7	28	10	56	26	34	16
	P(0/1)							
5 - 10	49	27	21	1	40	2	46	44
10 - 20	56	30	16	1	28	3	47	19
20 - 40	57	32	14	2	18	3	43	21
40 - 80	58	33	17	4	16	6	44	23
80 - 160	58	31	21	4	17	7	41	23
160 - 320	60	28	23	6	18	8	40	25
320 - 640	55	32	27	10	19	8	40	18
640 - 1280	57	35	28	12	18	6	44	21
	P(x/(1-x))							
5 - 10	15	70	58	98	13	78	8	11
10 - 20	24	68	68	98	16	70	7	60
20 - 40	29	66	70	97	21	69	13	57
40 - 80	28	63	64	95	25	66	14	53
80 - 160	29	65	56	92	24	64	14	53
160 - 320	25	67	51	88	24	65	17	54
320 - 640	27	62	44	82	23	61	21	57
640 - 1280	23	58	44	78	26	68	23	63

B Grenzwertermittlung des Pearson'schen Korrelationskoeffizienten

Der Pearsonsche Korrelationskoeffizient als bivariates räumliches Kriterium ist abhängig von der Genese der Niederschlagsereignisse. Bei konvektiven und damit niederschlagsintensiven Ereignissen ist die Korrelation mit Niederschlagsintensitäten anderer Stationen gering, da diese Ereignisse lokal begrenzt sind. Zur Ermittlung eines möglichen Grenzwertes wurde jeweils das Bestimmtheitsmaß (=Quadrat des Korrelationskoeffizienten, siehe Gleichung 4.5) der logarithmischen Regressionsgeraden mit den aus den Beobachtungsdaten geschätzten Werten gegenüber der als Grenzwert verwendeten Niederschlagshöhe ermittelt (siehe Abbildung B.1). Der Wert des Bestimmtheitsmaßes ist ab einem Grenzwert von 4 mm sehr gering (<0.1), sodass dieser Wert als geeigneter Grenzwert zur Abgrenzung konvektiver Ereignisse für das räumliche Kriterium erscheint.

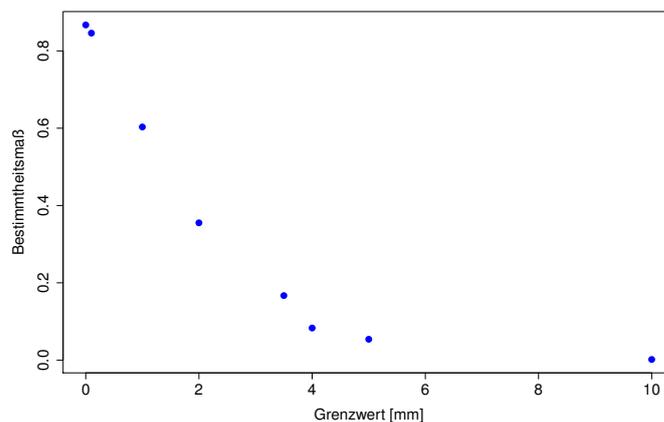


Abbildung B.1: Bestimmtheitsmaß der Regressionsgeraden für den Pearson'schen Korrelationskoeffizienten in Abhängigkeit des verwendeten Grenzwertes

C Parameterspannweiten für die N-A-Modellierung

Tabelle C.1: Minimum- und Maximumwerte der zu kalibrierenden HBV-IWW-Parameter

Parameter	Einheit	Minimum	Maximum
wsmf	[mm ⁻¹]	1	4
tt	[°C]	-1.5	1.5
dd	[mm °C ⁻¹ d ⁻¹]	0.5	5
fc	[mm]	50	300
lp	[-]	0.1	0.95
β	[-]	0.5	4
hl	[mm]	1	30
k ₀	[d]	0.25	5
k ₁	[d]	3	40
k ₂	[d]	50	500
k _{perc}	[d]	3	40
maxbas	[h]	3	10
m _x	[-]	0.1	0.4
m _k	[h]	0.25	10

D N-A-Modellergebnisse in Abhängigkeit der Stationsanzahl

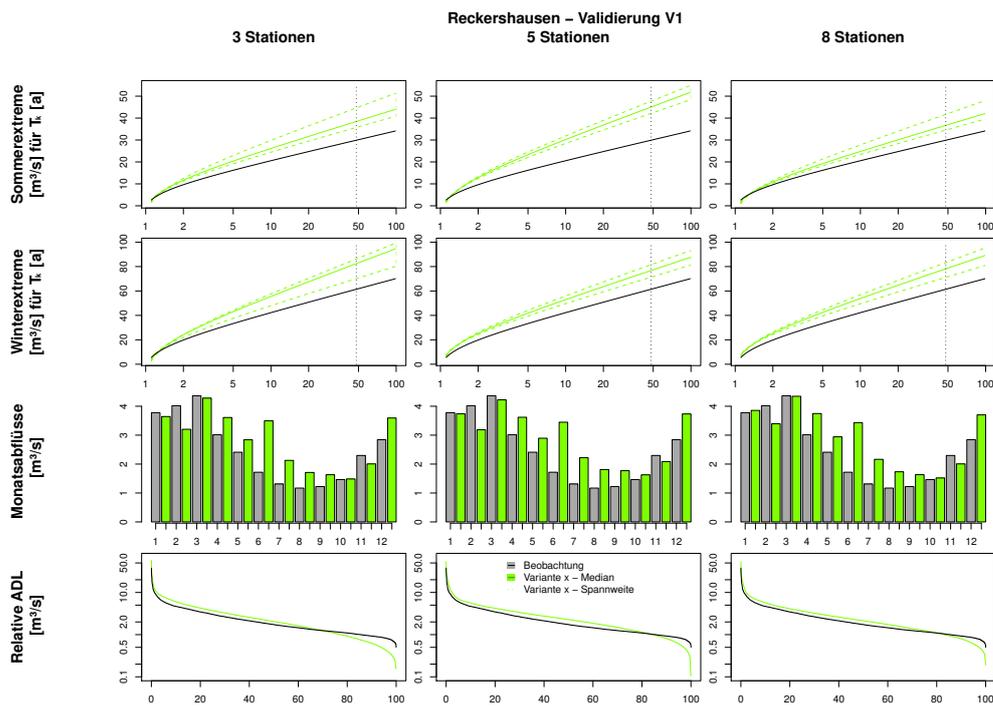


Abbildung D.1: Abflussstatistiken für V1 nach der Validierung in Abhängigkeit der verwendeten Stationsanzahl zur Implementierung räumlicher Konsistenz

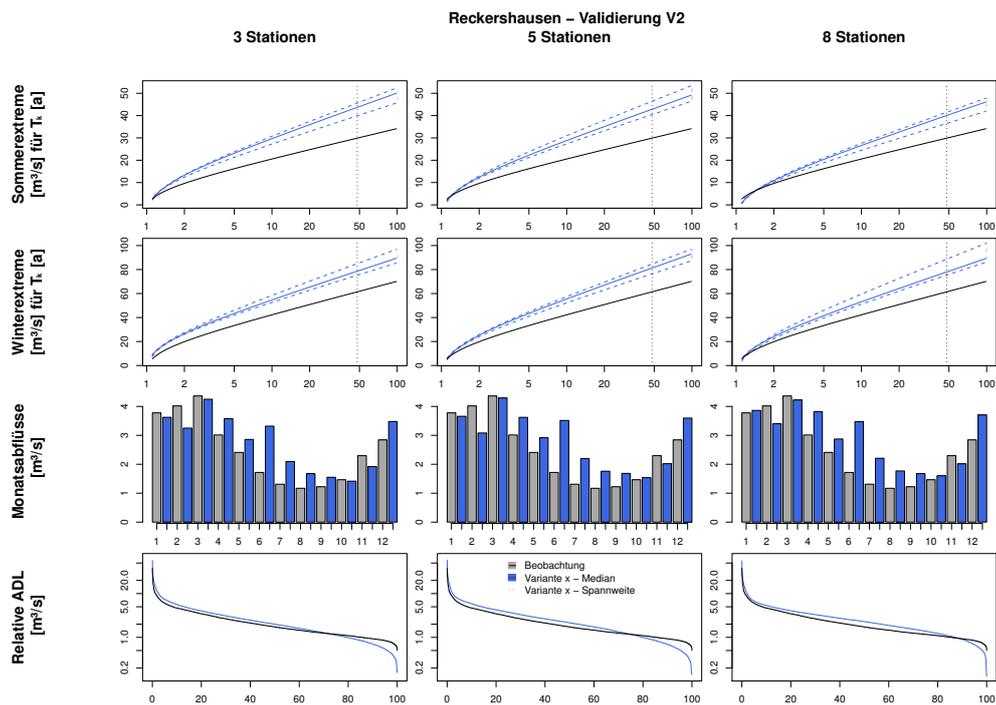


Abbildung D.2: Abflussstatistiken für V2 nach der Validierung in Abhängigkeit der verwendeten Stationsanzahl zur Implementierung räumlicher Konsistenz

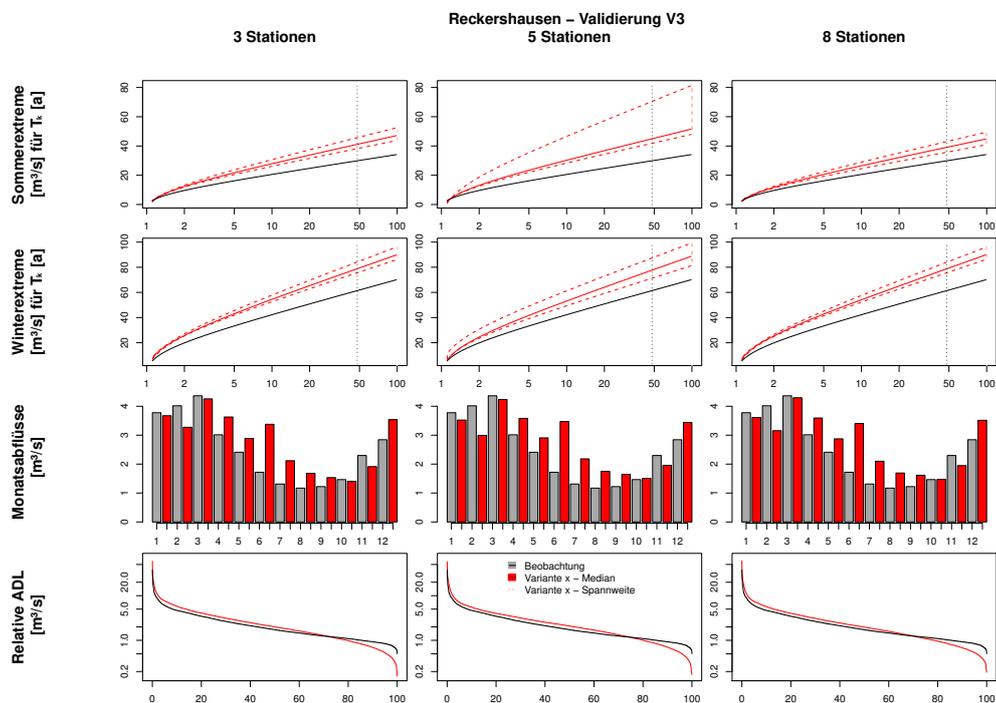


Abbildung D.3: Abflussstatistiken für V3 nach der Validierung in Abhängigkeit der verwendeten Stationsanzahl zur Implementierung räumlicher Konsistenz

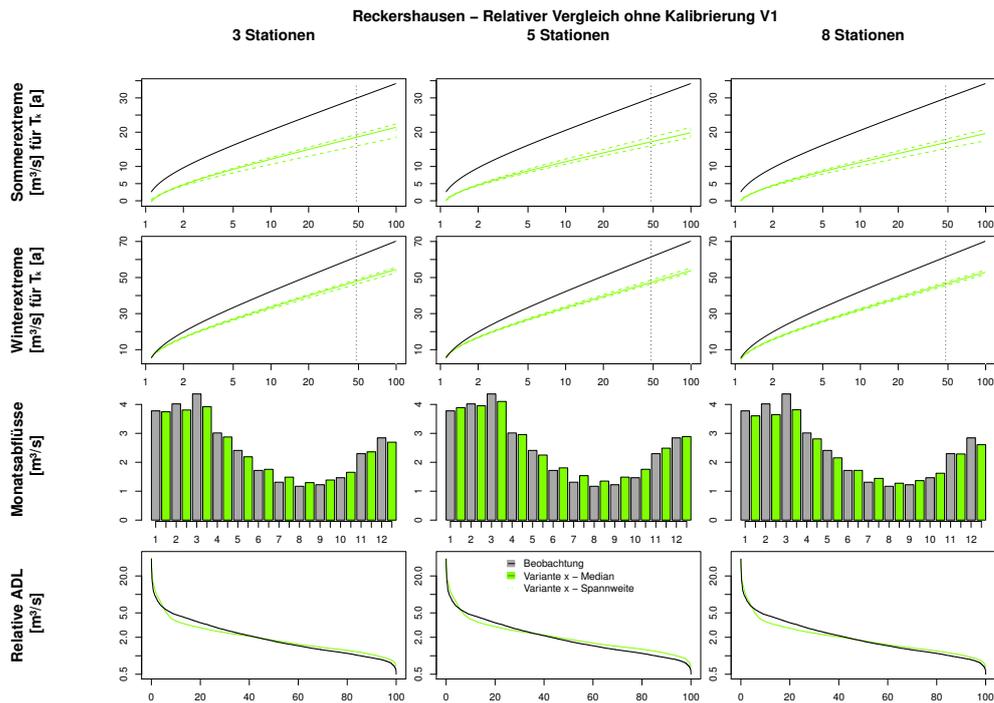


Abbildung D.4: Abflussstatistiken ohne Kalibrierung für V1 in Abhängigkeit der verwendeten Stationsanzahl im Validierungszeitraum

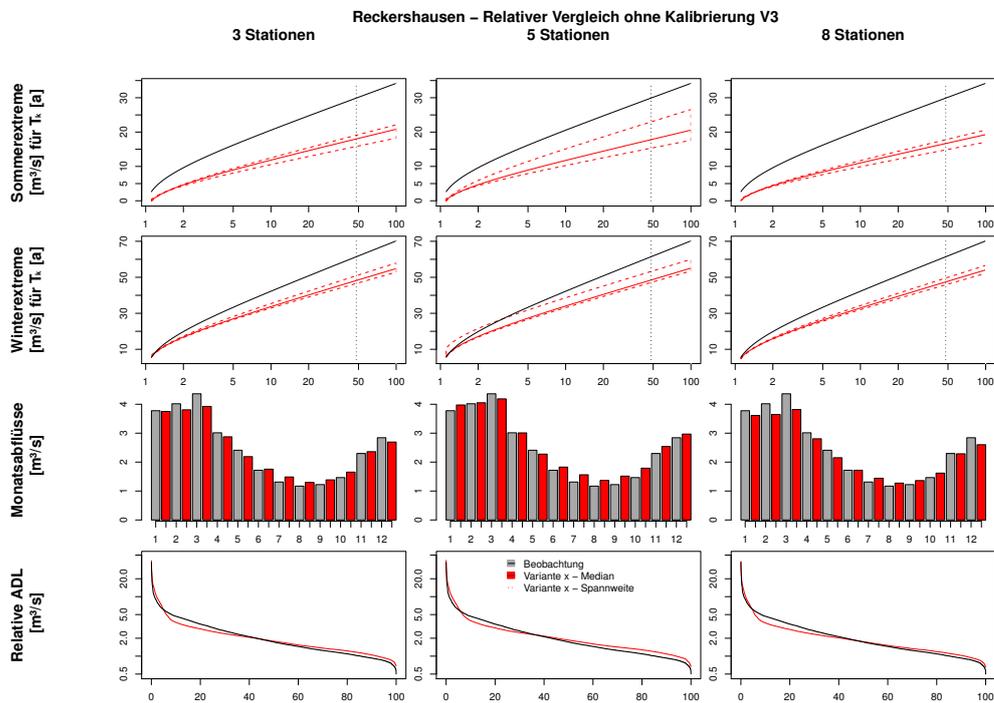


Abbildung D.5: Abflussstatistiken ohne Kalibrierung für V3 in Abhängigkeit der verwendeten Stationsanzahl im Validierungszeitraum

Tabelle D.1: *NSE* der einzelnen Abflussstatistiken für die Validierungsperiode für das EZG Reckershausen bei unterschiedlicher Stationsanzahl ohne Kalibrierung

Anzahl Stationen	Abflussstatistik	V1	V2	V3
3	Sommerextreme	0.20	0.26	0.14
	Winterextreme	0.76	0.77	0.77
	Monatsabflüsse	0.97	0.97	0.97
	Relative ADL	0.99	0.99	0.99
5	Sommerextreme	0.03	-0.07	0.11
	Winterextreme	0.75	0.78	0.78
	Monatsabflüsse	0.97	0.97	0.97
	Relative ADL	0.99	0.98	0.98
8	Sommerextreme	-0.01	0.04	-0.05
	Winterextreme	0.70	0.72	0.74
	Monatsabflüsse	0.95	0.95	0.95
	Relative ADL	0.98	0.98	0.98