

Herausgegeben im Selbstverlag
des Institutes für Hydrologie und Wasserwirtschaft
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

2018

Alle Rechte beim Autor

Optimale Interpolation und Simulation von
Kurzzeitniederschlägen
für die hydrologische Modellierung

Von der Fakultät für Bauingenieurwesen und Geodäsie
der
Gottfried Wilhelm Leibniz Universität Hannover

zur Erlangung des Grades
DOKTOR-INGENIEUR
Dr.-Ing.

genehmigte Dissertation
von
Dipl.-Ing. Alexander Verworn
geboren am 25.10.1978 in Hannover

2018

Referent: Prof. Dr.-Ing. Uwe Haberlandt
Korreferent: Prof. Dr. rer. nat. Andreas H. Schumann

Tag der Promotion: 02. August 2018

Danksagung

Mein Dank richtet sich in erster Linie an Prof. Dr.-Ing. Uwe Haberlandt für die Betreuung während meiner Zeit am Institut für Hydrologie und Wasserwirtschaft und in der Zeit danach als externer Doktorand. Vor allem seine stete Diskussionsbereitschaft, seine vielfältigen Impulse und letztlich sein „langer Atem“ haben zum erfolgreichen Gelingen dieser Arbeit beigetragen.

Bei Herrn Prof. Dr. rer. nat. Andreas H. Schumann bedanke ich mich ganz herzlich für die Übernahme des Korreferats dieser Arbeit. Weiterhin danke ich Frau Prof. Dr. Regina Maria de Oliveira Barros Nogueira und Herrn Prof. Dr.-Ing. Karl-Heinz Rosenwinkel als Mitglieder des Promotionskollegiums.

Außerdem möchte ich mich bei den vielen ehemaligen Kollegen am Institut für das angenehme Arbeitsumfeld und die konstruktiven Gespräche bedanken.

Einen ganz besonderen Dank möchte ich meiner gesamten Familie aussprechen. Ohne die Rücksichtnahme und die vielfältige Unterstützung wäre insbesondere in der letzten Zeit die Anfertigung dieser Arbeit nicht möglich gewesen.

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 Zweck der Überprüfung der Einhaltung allgemein geltender wissenschaftlicher Standards genutzt wird, insbesondere auch unter Verwendung von elektronischen Datenverarbeitungsprogrammen.

Der Vollständigkeit halber möchte ich angeben, dass Teile dieser Arbeit bereits im Vorfeld veröffentlicht wurden. Es handelt sich um die Veröffentlichung Verworn et al. (2011).

Hannover, den 26.03.2018

Alexander Verworn

Kurzfassung

Niederschlagsdaten mit einer hohen räumlichen und zeitlichen Auflösung stellen den zentralen Input für die hydrologische Modellierung dar. Während die zeitliche Auflösung der Messstationen in der Regel geeignet ist, fällt die Netzdichte der Stationen für eine verlässliche räumliche Interpolation häufig zu spärlich aus.

Im ersten Teil dieser Forschungsarbeit wurde eine räumliche Interpolation von stündlichen Niederschlagsdaten neben der Verwendung von univariaten Methoden vornehmlich mit der multivariaten geostatistischen Methode External Drift Kriging (EDK) unter Verwendung von Zusatzinformationen in Form von Wetterradar, Topographie und Stationen mit täglichen Niederschlagsdaten vorgenommen. Das Untersuchungsgebiet wurde durch den 125 km Radius um den Radarstandort Ummendorf begrenzt. Auf der Grundlage von 15 Niederschlagsereignissen im Zeitraum von 2000 bis 2005 konzentrierten sich die Untersuchungen zunächst auf eine detaillierte Analyse des Einflusses von verschiedenen Ansätzen für die Variogrammschätzung mit Unterscheidung zwischen Jahreszeiten und verschiedenen Niederschlagstypen. Im Anschluss stand die verfeinerte Anwendung der Methode External Drift Kriging im Fokus der Untersuchungen. Ein besonderes Augenmerk galt dabei der Erfassung von räumlich stark heterogenen Niederschlagsstrukturen, der Analyse des Einflusses des Pre-Processings von Radardaten sowie die Ergebnisse in Bezug zu den verschiedenen Niederschlagstypen und Jahreszeiten zu setzen.

Im Ergebnis war der Einfluss der unterschiedlich ermittelten Variogramme gering, sodass sich ein über alle Ereignisse gemittelt Variogramm als ausreichend erwies. Die Niederschlags-Kreuzvalidierung zeigte, dass bei konvektiven Niederschlagsereignissen, die im Wesentlichen im Sommer auftreten, Radar die wichtigste Zusatzinformation beim EDK ist. Bei hauptsächlich im Winter auftretenden stratiformen Niederschlagsereignissen sind Tagesniederschläge als Zusatzinformation zielführend. Die Anwendung einer Mehrschritt-Interpolation führte zu einer signifikanten Verbesserung bei der Nachbildung von räumlich stark variierenden Niederschlagsstrukturen.

In vielen Studien wird die Performance der Merging-Methoden nur auf Grundlage der Niederschlagsdaten validiert. Im zweiten Teil dieser Forschungsarbeit galt es die Hypo-

these zu prüfen, dass verbesserte Regendaten gemäß Kreuzvalidierung eine verbesserte Simulation von Hochwasserabflüssen ermöglichen. Der Niederschlag wurde hierbei mit Methoden unterschiedlicher Komplexität von der einfachen Thiessen-Polygon-Methode über Ordinary Kriging als standardmäßigen geostatistischen Ansatz bis hin zur multivariaten geostatistischen Methode External Drift Kriging und der Verwendung von Radardaten als Zusatzinformation interpoliert. Für die Analyse wurden verschiedene Niederschlagsereignisse, drei Einzugsgebiete im Harz bzw. Harzvorland mit verschiedenen physiografischen Charakteristiken und einer unterschiedlichen Dichte bezüglich des Messnetzes an Niederschlagsschreibern sowie zwei grundlegend verschiedene hydrologische Modelle auf der Grundlage eines stündlichen Zeitschrittes herangezogen: Das konzeptionelle, semi-distributive Modell HEC-HMS und das deterministische, rasterbasierte Modell WaSiM-ETH. Drei verschiedene Ansätze zur hydrologischen Validierung wurden angewendet: a) Modell-Rekalibrierung, b) Monte-Carlo-Simulationen und c) Robustheits-Test.

Auf Grundlage der Niederschlags-Kreuzvalidierungen war die Methode EDK mit Radarniederschlagsintensitäten als Zusatzinformation bei weitem die beste Interpolationsmethode. Hinsichtlich der Simulation von Hochwasserereignissen mit dem rasterbasierten Modell WaSiM-ETH waren die Vorteile des hochaufgelösten Niederschlagsinputs limitiert auf Einzugsgebiete ohne eine aufzeichnende Niederschlagsstation in der Nähe, wobei eine einheitliche Parametrisierung deutlichere Unterschiede zeigte als bei Verwendung von unterschiedlichen Parametern für jedes Teileinzugsgebiet. Die kontinuierlichen Simulationen zeigten ähnliche Ergebnisse mit einem Vorteil eines hochaufgelösten Inputs nur bei Einzugsgebieten mit einer größeren Entfernung zu aufzeichnenden Niederschlagsstationen. Das semi-distributive Modell HEC-HMS war vergleichsweise unempfindlich gegenüber räumlich variierenden Niederschlagsdaten. Mit der Modell-Rekalibrierung und den Monte-Carlo-Simulationen zeigten sich bei beiden hydrologischen Modellen ähnliche Ergebnisse, während mit dem Robustheits-Test zusätzliche Einblicke gewonnen werden konnten.

Ein Vorteil der Interpolationsverfahren liegt darin, unverzerrte Schätzungen des Niederschlags zu liefern. Damit einher geht jedoch das Problem, dass die räumliche Verteilung des Niederschlags geglättet wird. Im dritten Teil dieser Forschungsarbeit wurde die bedingte räumliche Simulation des Niederschlags verwendet, um das Problem bezüglich der Reproduktion der Varianz von Punktniederschlägen anzugehen. Ein wesentlicher Aspekt bei der Verwendung der simulierten Niederschlagsdaten für die hydrologische Modellierung war die Bewahrung der räumlich-zeitlichen Abhängigkeit zwischen aufeinanderfolgenden Zeitschritten. Die Niederschlagssimulation wurde mit der Methode

Simulated Annealing ausgeführt, wobei als zusätzliche Randbedingung die Korrelation zu separat interpolierten Bildern unter der Verwendung von OK und EDK mit Radarniederschlagsintensitäten verwendet wurde. Zur Analyse der vom Niederschlagsinput ausgehenden Unsicherheit auf die hydrologische Modellierung wurde ausschließlich das Modell WaSiM-ETH auf der Grundlage einer ereignisbasierten Anwendung ausgewählt. Es wurde unterschieden zwischen einem einheitlichen Parametersatz für alle Niederschlagsrealisationen und einer individuellen Parametrisierung für jede Realisation.

Die resultierenden Unsicherheitsbänder für die Abflussganglinien der vergleichenden hydrologischen Berechnungen zeigten, dass die Unsicherheit überwiegend dem Niederschlagsinput zuzuordnen ist. Im Falle einer existierenden Unsicherheit beim Niederschlagsinput, die in der Regel signifikant höher ausfiel, wenn Radardaten nicht verwendet wurden, war die resultierende Unsicherheit bei den berechneten Abflussganglinien ebenfalls entsprechend hoch. Die Unsicherheit bei der hydrologischen Modellierung kann demzufolge reduziert werden, wenn Radardaten als zusätzliche Information bei der Niederschlagssimulation verwendet werden.

Schlagworte: Niederschlagsinterpolation; External Drift Kriging; Niederschlagssimulation; Simulated Annealing; Hydrologische Modellierung

Abstract

Hydrological modelling of floods relies on precipitation data with a high resolution in space and time. A reliable spatial representation of short time step rainfall is often difficult to achieve due to a low network density.

In the first part of this study hourly precipitation was spatially interpolated - besides some univariate methods - with the multivariate geostatistical method external drift kriging (EDK) using additional information from topography, rainfall data from the denser daily networks and weather radar data. Investigations were carried out for several flood events in the time period between 2000 and 2005 caused by different meteorological conditions. The 125 km radius around the radar station Ummendorf in northern Germany covered the overall study region. One objective was to assess the effect of different approaches for estimation of semivariograms on the interpolation performance of short time step rainfall. Another objective was the refined application of the method external drift kriging. Special attention was not only given to find the most relevant additional information, but also to combine the additional information in the best possible way. A multi-step interpolation procedure was applied to better consider sub-regions without rainfall.

The impact of different semivariogram types on the interpolation performance was low. As it varied over the events, an averaged semivariogram was sufficient overall. Weather radar data were the most valuable additional information for EDK for convective summer events. For interpolation of stratiform winter events using daily rainfall as additional information was sufficient. The application of the multi-step procedure significantly helped to improve the representation of fractional precipitation coverage. The sensitivity of the semivariogram inference on the interpolation performance as well as the interpolation performance itself was evaluated by precipitation cross-validation.

In many studies the advantage of merging methods combining radar data with gauge data is only validated using precipitation data. The second part of this study was to test the hypothesis that improved rainfall data according to precipitation cross-validation leads to a better simulation of floods. For interpolation different methods of varying complexity were chosen: the nearest neighbour method as the simplest one, ordinary kriging

(OK) as standard geostatistical approach and external drift kriging (EDK) as a more sophisticated geostatistical method merging point observations with weather radar data. The investigations were conducted on the basis of flood events caused by precipitation with different characteristics as well as continuous simulations.

For event-based hydrological modelling two hydrological models were chosen: The semi-distributed model HEC-HMS and the raster-based model WaSiM-ETH. For continuous simulations only WaSiM-ETH was selected. Hydrological modelling was conducted on an hourly time step for three mesoscale catchments with varying physiographic characteristics and rainfall network configurations located on the foothills of the Harz Mountains. Three different hydrological validation strategies were employed to test the quality of precipitation data: a) model re-calibration, b) Monte-Carlo simulations and c) robustness test.

According to precipitation cross-validation the most complex interpolation method EDK using radar rainfall intensities as additional information was the best interpolation method by far. Regarding the simulation of floods with the raster-based model WaSiM-ETH, the advantages of this high resolution input were limited to basins with poor rainfall networks, while a lumped parameterization showed more significant differences than allowing different parameters for each subbasin. The continuous simulations showed similar results, favouring high resolution rainfall data only for catchments with no recording station nearby. The semi-distributed model HEC-HMS was comparatively insensitive towards spatially varying rainfall data. The re-calibration and Monte-Carlo validation strategies showed very similar results using both hydrological models while additional insight could be gained from the robustness approach.

The interpolation methods provide an unbiased estimation, but lead to smoothing the precipitation distribution which is unwanted in hydrological modeling. In the third part of this study conditional spatial simulation of precipitation is used to address the problem of reproducing the variance of point precipitation. A main topic regarding the use of simulated precipitation for hydrological modelling was to preserve the space-time-dependence between consecutive time steps. The simulation of precipitation was carried out with the method Simulated Annealing using correlations to separately interpolated images with OK and EDK (with radar data) as additional constraint. Assessing the uncertainty on hydrological modelling resulting from the precipitation input, only the hydrological model WaSiM-ETH was chosen on an event-based application. It was also distinguished between a uniform parameter set for all realizations and individual parameter sets for each realization.

The resulting uncertainty bounds for the flood hydrographs of the comparative hydrological simulations showed, that the uncertainty is mainly related to the precipitation input. In case of existing uncertainties in the precipitation input, which was usually significantly higher if radar data as additional information were missing, the resulting uncertainty in the calculated flood hydrographs occurred accordingly. The uncertainty in hydrological modelling for catchments with poor rainfall networks can therefore only be reduced, if radar data are used as additional information for the simulation of precipitation.

Keywords: Precipitation Interpolation; External Drift Kriging; Precipitation Simulation; Simulated Annealing; Hydrological Modeling

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	1
1.1	Problematik und Zielstellung	1
1.2	Organisation	3
2	Stand der Wissenschaft	5
2.1	Interpolation von (Kurzzeit-) Niederschlägen	5
2.2	Hydrologische Validierung	8
2.3	Unsicherheitsanalyse	10
3	Methodik	13
3.1	Überblick	13
3.2	Interpolations- und Simulationsmethoden	14
3.2.1	Deterministische Interpolationsmethoden	15
3.2.1.1	Thiessen-Polygon-Methode	15
3.2.1.2	Inverse Distanzgewichtung	16
3.2.2	Geostatistische Interpolationsmethoden	16
3.2.2.1	Robuste Variogrammschätzung	17
3.2.2.2	Ordinary Kriging	20
3.2.2.3	External Drift Kriging	21
3.2.3	Bedingte stochastische Simulation	23
3.2.3.1	Simulated Annealing	24
3.3	Hydrologische Modellierung	26
3.3.1	Hydrologische Modelle	27
3.3.1.1	HEC-HMS	27
3.3.1.2	WaSiM-ETH	29
3.3.2	Sensitivitätsanalyse hinsichtlich Niederschlagsinput	31
3.4	Einfluss von Flächenniederschlägen auf die hydrologische Modellierung	32
3.4.1	Vergleich unterschiedlich räumlich interpolierter Niederschläge .	32
3.4.1.1	Rekalibrierungsstrategie	33
3.4.1.2	Monte-Carlo-Ansatz	36
3.4.1.3	Robustheitsansatz	36
3.4.1.4	Kalibrierung / Validierung	37
3.4.2	Analyse und Evaluierung der Unsicherheit	38
3.5	Kriterien zur Beurteilung der Ergebnislüte	39

4	Untersuchungsraum und Daten	43
4.1	Untersuchungsgebiete	43
4.1.1	Gebiet für die Niederschlagsinterpolation und -simulation	43
4.1.2	Flussgebiete für die hydrologische Modellierung	43
4.2	Daten	45
4.2.1	Niederschlags- und Klimadaten	45
4.2.2	Topografische Daten	45
4.2.3	Wetterradar	46
4.2.4	Abflussdaten	47
5	Ergebnisse	49
5.1	Daten-Preprocessing	49
5.1.1	Klassifikation der Niederschlagsereignisse	49
5.1.2	Zusatzinformationen für External Drift Kriging	51
5.1.3	Radardatenumsetzung	52
5.2	Räumliche Niederschlagsinterpolation und -simulation	55
5.2.1	Einfluss des Variogramms auf die Interpolation	55
5.2.2	Interpolation mit verschiedenen Zusatzinformationen	60
5.2.3	Bedingte Niederschlagssimulation	70
5.3	Vergleichende hydrologische Simulationen	80
5.3.1	Sensitivität der hydrologischen Modelle	80
5.3.2	Evaluierung des Einflusses von unterschiedlich räumlich interpolierten Niederschlägen	84
5.3.2.1	Ereignisbasierte Simulationen	84
5.3.2.2	Kontinuierliche Simulation	92
5.3.3	Analyse der niederschlagsbedingten Unsicherheit	96
6	Zusammenfassung und Ausblick	103
6.1	Zusammenfassung	103
6.2	Ausblick	106
	Literatur	107
	Abbildungsverzeichnis	117
	Tabellenverzeichnis	123
	Abkürzungsverzeichnis	125

1 Einleitung

1.1 Problematik und Zielstellung

Räumlich und zeitlich hochaufgelöste Niederschlagsdaten stellen den zentralen Bestandteil für die hydrologische Modellierung von Hochwasserereignissen dar. Aufzeichnende Niederschlagsstationen liefern mittlerweile zwar Daten in einer hohen zeitlichen Auflösung bis 1-Minuten-Intervalle. Jedoch liegen diese Stationen häufig zu weit auseinander, um bei einer räumlichen Interpolation auch die häufig im Sommer auftretende kleinräumige, zwischen den Stationen liegenden, konvektive Niederschlagsstrukturen ausreichend genau zu erfassen. Niederschlagsstationen mit Tageswerten stehen hingegen in einem vergleichsweise dichten Netz zu Verfügung, können aber auf Grund der sehr groben zeitlichen Auflösung nicht als direkter Input für hydrologische Simulationen verwendet werden. Radardaten haben den Vorteil, dass sowohl in räumlicher wie auch in zeitlicher Hinsicht eine hohe Auflösung vorliegt. Dagegen erweist es sich nachteilig, dass Radardaten in einer unkorrigierten Form häufig zu einer Unter- oder Überschätzung des Niederschlagsgeschehens in Abhängigkeit der meteorologischen Randbedingungen führen, sodass eine Verwendung als direkter Input für die hydrologische Modellierung nicht zielführend ist. Um Niederschlagsfelder mit einer hohen räumlichen und zeitlichen Auflösung für Hochwassersimulationen zu erhalten, bietet es sich an, die Vorteile der oben genannten Niederschlagsdaten sowie anderer relevanter Zusatzinformationen, die das Niederschlagsgeschehen beeinflussen, durch Anwendung von entsprechend komplexen Interpolationsmethoden miteinander zu verknüpfen.

Mit der Anwendung von Interpolationsverfahren geht jedoch häufig eine Glättung der räumlichen Niederschlagsverteilung einher, die umso größer ausfällt, je weniger hochaufgelöste Zusatzinformationen einbezogen werden. Im Hinblick auf die Verwendung der interpolierten Flächenniederschläge für die hydrologische Modellierung ist die Unterschätzung der Extremwerte nachteilig zu bewerten, da die berechneten Ganglinien insbesondere von den Extremwerten beim Niederschlagsinput abhängig sind. Als Lösung dieses Problems bieten sich bedingte Simulationen des Niederschlagsgeschehens an, die die volle Variabilität des Niederschlags bewahren. Allerdings muss bei der Gene-

rierung der vielen gleichwahrscheinlichen Realisationen darauf geachtet werden, dass im Hinblick auf die Verwendung als Input für die hydrologische Modellierung nicht nur die räumliche, sondern auch die zeitliche Abhängigkeit des Niederschlags zwischen den einzelnen Zeitschritten bewahrt werden muss.

Auch wenn für die diskrete hydrologische Modellierung von Hochwasserereignissen Niederschlagsdaten mit einer hohen räumlichen und zeitlichen Auflösung die wesentliche Eingangsgröße sind, wird der erzeugte Niederschlagsinput häufig nur auf Grundlage von Niederschlags-Kreuzvalidierungen evaluiert, während die Auswirkungen von unterschiedlich räumlich interpolierten Flächenniederschlägen im Hinblick auf die Modellierungsgüte nicht erfasst werden. Ebenso wurde auf eine Bewertung der vom Niederschlagsinput ausgehenden Unsicherheit hinsichtlich der hydrologischen Modellierung bislang meistens verzichtet. Vielmehr wurden im Rahmen eines traditionellen Kalibrierungsprozesses die verbleibenden Abweichungen zwischen beobachteten und berechneten Ganglinien der Unsicherheit der Modellparameter und nicht der vom Niederschlag ausgehenden Unsicherheit zugeordnet. Hierdurch besteht die Gefahr von fehlerhaften und nicht robusten Parameterschätzungen mit einer beeinträchtigten Vorhersagequalität.

Die Hauptzielsetzung der vorliegenden Arbeit bestand somit in der Evaluierung und weiteren Entwicklung von Verfahren zur optimalen räumlichen Abbildung von Kurzzeitt-niederschlägen für die hydrologische Modellierung mit der Maßgabe, die bei der Hochwassersimulation bestehende Unsicherheit hinsichtlich der Niederschlagsbelastung zu reduzieren. Zudem galt es auf der Grundlage von vergleichenden Hochwassersimulationen die Hypothese zu überprüfen, dass bessere Niederschlagsdaten auch eine bessere Simulation von Hochwasserereignissen ermöglichen. Die wesentlichen, spezifischen Ziele sind nachfolgend zusammenfassend aufgeführt:

- Untersuchung von multivariaten geostatistischen Interpolationsmethoden unter Verwendung von hochaufgelösten stationsbasierten Niederschlagsdaten und Radardaten sowie Niederschlagsdaten aus dem engen Netz der Tageswertstationen
- Evaluation des Potentials von zeitinvarianten, topografischen Daten als Zusatzinformation für die Interpolation
- Analyse von geeigneten Verfahren für die Anpassung von Semivariogrammen unter Berücksichtigung von Niederschlagszeitreihen einschließlich der Bewertung der Auswirkung auf die Interpolation

- Entwicklung und Anwendung einer Methode zur bedingten Simulation von Kurzzeit-Niederschlägen mit Bewahrung der räumlich-zeitlichen Abhängigkeit zwischen den aufeinanderfolgenden Zeitschritten
- Bewertung der vom Niederschlag ausgehenden Unsicherheit hinsichtlich der hydrologischen Modellierung von Hochwasserereignissen in mesoskaligen Einzugsgebieten

1.2 Organisation

Die vorliegende Arbeit untergliedert sich in insgesamt sechs Kapitel. Nach Beschreibung des Standes der Wissenschaft und Einordnung der Hauptzielsetzungen dieser Untersuchungen in Kapitel 2 erfolgt im anschließenden Kapitel die Vorstellung der methodischen Vorgehensweise bzw. deren Komponenten. Hierbei wird eine Untergliederung in die Bereiche Interpolation- und Simulationsmethoden, hydrologische Modellierung und Evaluierung des Einflusses von unterschiedlichen Flächenniederschlägen auf die hydrologische Modellierung vorgenommen, wobei letzteres den Kernpunkt dieser Arbeit darstellt.

Als Grundlage der Untersuchungen werden in Kapitel 4 sowohl der Untersuchungsraum mit den ausgewählten Flusseinzugsgebieten für die hydrologische Modellierung als auch die verfügbaren Daten zur Durchführung der Untersuchungen zusammenfassend dargestellt. Das Kapitel 5 umfasst sämtliche Ergebnisse dieser Arbeit, angefangen vom Daten-Preprocessing, der räumlichen Interpolation und Simulation sowie den durchgeführten vergleichenden hydrologische Simulationen. Das abschließende Kapitel 6 fasst die in den vorherigen Kapiteln dargelegte Vorgehensweise mit den wesentlichen Ergebnissen zusammen und gibt einen Ausblick auf bereits erfolgte und mögliche Entwicklungen.

2 Stand der Wissenschaft

2.1 Interpolation von (Kurzzeit-) Niederschlägen

Niederschlagsdaten mit einer hohen räumlichen und zeitlichen Auflösung stellen den zentralen Input für die hydrologische Modellierung dar. Während die zeitliche Auflösung der Messstationen in der Regel geeignet ist, fällt die Netzdichte der Stationen für eine verlässliche räumliche Interpolation häufig zu spärlich aus. So wird der deutlich variabelere konvektive Niederschlag im Frühling und Sommer schlechter erfasst als der weniger variable stratiforme Winterniederschlag (Kalinga et al. 2003). Niederschlagsdaten von nicht-aufzeichnenden Stationen stehen in der Regel in einem dichten Netzwerk zur Verfügung, weisen aber als zeitliche Auflösung nur Tageswerte auf.

Im Vergleich zu der weitmaschigen räumlichen Auflösung von Niederschlagsdaten mit stündlichen oder kürzeren Zeitschritten von aufzeichnenden Niederschlagsschreibern bieten radarbasierte Niederschläge eine vorteilhafte hohe räumliche Auflösung im Hinblick auf die Verwendung als Input für die hydrologische Modellierung. Verschiedene Untersuchungen haben gezeigt, dass unkorrigierte Radardaten aufgrund des häufig auftretenden großen Raum-Zeit-Fehlers als unzureichend anzusehen sind (Cole et al. 2008; Ehret et al. 2008; Habib et al. 2008; Krajewski et al. 2002; Villarini et al. 2010). Um Niederschlagsfelder mit einer hohen räumlichen und zeitlichen Auflösung für Hochwassersimulationen zu erhalten, ist es daher notwendig, entsprechend komplexe Interpolationsmethoden auf Niederschlagsdaten mit kurzen Zeitschritten in Kombination mit Radarinformationen oder anderen verfügbaren Zusatzinformationen anzuwenden.

Zahlreiche Techniken zur Erzeugung von Niederschlagsfeldern wie z.B. Ordinary Kriging oder Spline-Surface-Fitting werden seit geraumer Zeit eingesetzt (Creutin et al. 1982 and Dubois et al. 2003). Diese bilden die Grundlage für die Anwendung und Weiterentwicklung von multivariaten geostatistischen Methoden, wie z.B. External Drift Kriging oder Collocated Co-Kriging mit verschiedenen Co-Variablen (Sarangi et al. 2005; Grimes et al. 1999; Lloyd 2005; Carrera-Hernandez et al. 2007). Goovaerts (2000) verwendete jährliche und monatliche Niederschlagsbeobachtungen und zeigte damit, dass drei multivariate geostatistische Methoden, die alle ein digitales Geländemodell einbezogen, drei

univariate Methoden an Interpolationsperformance übertrafen. Kyriakidis et al. (2001) betrachteten saisonal gemittelte tägliche Niederschläge und zeigen, dass die Integration von atmosphärischen und geländespezifischen Charakteristiken in ein geostatistisches System zu einer genaueren Darstellung der räumlichen Niederschlagsverteilung führt.

Auf Grund der besseren Verfügbarkeit und der verbesserten Genauigkeit von Radardaten hat sich mittlerweile ein neuer Bereich etabliert, der sich insbesondere mit den Techniken des Zusammenführens von Radar- und Niederschlagsschreiberdaten beschäftigt (den sogenannten Merging-Methoden). Mehrere Merging-Methoden mit einer Kombination aus Radar- oder Satellitendaten und Niederschlagsschreiberdaten wurden entwickelt, damit bessere Eingangsdaten für die diskrete hydrologische Modellierung zur Verfügung stehen (Chiang et al. 2007; Cole et al. 2009; Ehret et al. 2008; Goudenhoofd et al. 2009; Grimes et al. 1999; Haberlandt et al. 2007; Velasco-Forero et al. 2009). So wurden von Velasco-Forero et al. (2009) drei geostatistische Methoden verglichen, die neben Radardaten als sekundäre Information alle eine nicht-parametrische Technik zur automatischen Berechnung von Korrelogrammen verwendeten. Vergleiche der geschätzten Niederschlagsfelder mit Hilfe von Kreuzvalidierungen und visuellen Überprüfungen attestierten der Methode External Drift Kriging die genauesten Ergebnisse. Die von Ehret et al. (2008) entwickelte Merging-Methode kombiniert ein mittleres, aus Niederschlagsschreiberdaten interpoliertes Niederschlagsfeld mit Informationen aus Radardaten bezüglich der räumlichen Variabilität. Garcia-Pintado et al. (2009) kombinierten eine multiplikativ-additive Zerlegung und ein objektives Analysesystem, um multisensorische Niederschläge abzuschätzen. Goudenhoofd et al. 2009 evaluierten für Radar- und Regenschreiberdaten passende Merging-Methoden mit unterschiedlichem Komplexitätsgrad anhand einer vergleichenden Betrachtung der Niederschlagsakkumulationen. Im Ergebnis werden die geostatistischen Merging-Methoden bevorzugt.

Zur Verbesserung der Interpolation sind dennoch einige Fragestellungen zu thematisieren bzw. zu klären, wie z.B. die ausreichende Berücksichtigung von räumlich stark heterogenen Niederschlagsstrukturen (Seo 1998) und die Bedeutung der Aufbereitung von Radardaten im Rahmen des Preprocessings. Dies gilt ebenso für den Wert der Topografie für die Interpolation kurzer Zeitschritte und die Relevanz einer unterschiedlichen Behandlung von Jahreszeiten und Sturmtypen, wenn es darum geht, z.B. die passende Interpolationsmethode auszuwählen.

Vor der eigentlichen Interpolationsaufgabe muss zunächst die räumliche Persistenz und deren Struktur bei den Niederschlägen analysiert werden, welches in der Regel auf einer Analyse des Semivariogramms basiert (Holawe et al. 1999; Skøien et al. 2003; Van

De Beek et al. 2011). Insbesondere in bergigen Regionen ist die Bestimmung von Semivariogrammen basierend auf einem weitmaschigen Netz von Niederschlagsschreibern als kritisch anzusehen. Nach Germann et al. (2001) ist dies weniger gravierend, wenn gleichmäßig verteilte Radardaten verwendet werden. Als Alternative wurde die Anwendung einer dreidimensionalen Schätzung des Variogramms mit der Regendauer als dritte Koordinate vorgeschlagen (Bargaoui et al. 2009). Dies führte zu einem wesentlich geringeren Vorhersagefehler als das klassische zweidimensionale Kriging. Kravchenko (2003) wies aus, dass die Interpolationsperformance von Bodeneigenschaften bei der Verwendung von Kriging und bekannten Variogrammparametern meistens besser ausfällt, als wenn die Variogrammparameter unbekannt sind. Des Weiteren werden optimale Stichprobenverfahren für eine minimale Kriging-Varianz wesentlich durch die Variogrammparameter beeinflusst (Van Groenigen 2000). Dennoch ist der Einfluss der Semivariogrammschätzung auf die Interpolationsperformance von Niederschlagsdaten mit kurzen Zeitschritten vergleichsweise unbekannt.

Eine Fallstudie von Haberlandt (2007), die sich mit der Niederschlagsinterpolation von Stundenwerten unter Verwendung von Niederschlagsschreibern und Radar für ein Starkregenereignis beschäftigte, wurde auf Grundlage von 15 Starkregenereignissen in Verworn et al. (2011) erweitert. Parallel ergaben sich weiterführende Entwicklungen im Bereich der räumlichen Niederschlagsinterpolation. So stellten Woldemeskel et al. (2013) durch eine Kombination von zwei Methoden Verbesserungen im Vergleich zu Kriging-Methoden insbesondere für Regionen mit einem spärlichen Netz an Bodenstationen fest. Für die Zusammenführung von Satellitendaten und Stationsdaten mit einer zeitlichen Auflösung von einem Monat wurde dabei eine Kombination von der geglätteten Thin-Plate-Spline-Methode und der Methode der inversen Distanzgewichtung verwendet. Bárdossy et al. (2013) legten Copula-Techniken sowie Kriging-Methoden für die räumliche Interpolation von Niederschlagssummen für verschiedenen Zeiträume von einem Tag bis zu einem Jahr zugrunde, wobei als Zusatzinformation die Geländehöhe verwendet wurde. Die Copula-basierten Methoden waren für alle Zeiträume in Bezug auf die Qualität der Interpolation (Bias und Schätzung der Unsicherheit) den Kriging-Methoden überlegen.

In Bezug auf das bedingte Zusammenführen von Radardaten und Niederschlagsschreiberdaten (Conditional Merging) wurden von Berndt et al. (2014) unterschiedlich hohe zeitliche Auflösungen von 10 Minuten bis 6 Stunden und verschiedene Dichten in Bezug auf das Netz an Niederschlagsschreibern untersucht und mit anderen multivariaten geostatistischen Methoden verglichen. Ein weiterer zentraler Punkt stellte die Evaluierung des Einflusses von verschiedenen zeitlichen und räumlichen Methoden zur Glättung der

Radardaten sowie die Analyse des Effektes der Qualität von Radardaten auf die Performance der verschiedenen Interpolationsmethoden dar. Durch eine Glättung der rasterbasierten Radardaten konnte methodenübergreifend eine signifikante Verbesserung festgestellt werden. Mit dieser Grundlage stellten sich für alle Kombinationen von Stationsdichten und zeitlichen Auflösungen mit der Methode Conditional Merging die besten Ergebnisse ein, wobei die Methode External Drift Kriging eine ähnlich gute Performance bei einer geringen Stationsdichte und eher größeren zeitlichen Auflösungen zeigte.

Rabiei et al. (2015) verwendeten die Methoden Conditional Merging und External Drift Kriging ebenfalls zur Zusammenführung von Radardaten und Daten von Regenschreibern. Allerdings wurden die Radardaten zuvor einer Bias-Korrektur auf der Grundlage des sogenannten Quantile Mappings unterzogen. Hierdurch wurde nicht nur die Qualität der Radardaten verbessert, sondern auch die Interpolationsperformance bei der Verwendung von Radardaten als Zusatzinformation. Die Methode Conditional Merging stellte sich hierbei analog zu den Untersuchungen von Berndt et al. (2014) als die optimale Methode heraus. Nebenbei konnte auch eine deutliche Saisonalität bei der Interpolationsperformance festgestellt werden.

2.2 Hydrologische Validierung

In den oben genannten Studien wurde die Performance der Merging-Methoden nur auf Grundlage der Niederschlagsdaten validiert, während der Nutzen durch die Verwendung verbesserter Niederschlagsschätzungen für die hydrologische Modellierung nicht evaluiert wurde. Ehret et al. (2008) entwickelten die Methode Conditional Merging zur Kombination von Radar- und Regenschreiberdaten und zeigten damit eine bessere Interpolationsperformance gegenüber der alleinigen Verwendung von Radardaten oder Niederschlagsschreiberdaten. Das geschätzte Niederschlagsfeld wurde für Niederschlagsprognosen und operationelle Hochwasservorhersagen verwendet. Dabei wurden die Hochwasserverhältnisse sowohl mit einem ereignisbasierten, konzeptionellen Raster-Modell als auch mit einem kontinuierlichen, semi-distributiven hydrologischen Modell unter Berücksichtigung von entsprechenden Anfangsbedingungen nachgebildet. Beide Modelle erzeugten akzeptable Ergebnisse für drei Stunden im Voraus. Ein Vergleich von zusammengeführten Radar- und Niederschlagsschreiberdaten mit reinen Radardaten wurde von Cole et al. (2009) durchgeführt. Hier wurde ein einfaches verteiltes Raster-Modell und ein nicht verteiltes Modell eingesetzt, wobei das Raster-Modell in Verbindung mit den anhand von Niederschlagsschreiberdaten angepassten Radarniederschlagsschätzun-

gen bevorzugt wurde. Die Simulationen von Tetzlaff et al. (2005) zeigten, dass die Ergebnisse nur ausreichend sind, wenn eingegrenzte Regenzellen - unter Verwendung eines voll verteilten tracer-gestützten Einzugsgebietsmodells - gut erfasst werden. Dies erfordert nicht nur die Nutzung von Radardaten, sondern auch eine optimale Anpassung auf der Basis von Bodenstationen. Chiang et al. (2007) simulierten die hydrologische Modell-Reaktion von verschiedenen Niederschlagsinputs mit einem Modell, welches auf rückgekoppelten neuronalen Netzen basiert. Ein möglicher Vorteil für satellitengestützte Niederschlagsinformation ergab sich danach vorwiegend für Regionen mit einer geringen Dichte von bodenbezogenen Niederschlagsbeobachtungen.

Ein wichtiges Thema ist der Maßstab, ab dem die räumliche Variabilität des Niederschlages einen wesentlichen Einfluss auf die Abflussreaktion zeigt. Nach Nicotina et al. (2008) wirkte sich die spezifische Niederschlagsverteilung in Einzugsgebieten bis 3.500 km² nicht signifikant auf das Abflussgeschehen aus, sofern die Niederschlagsmenge für jeden Zeitschritt erhalten bleibt. Die exakte Schätzung der tatsächlichen Gebietsniederschlagsmenge ist allein jedoch nicht ausreichend und kann immer noch zu Fehlern in den Abflussberechnungen führen, insbesondere bei lokalen Niederschlagsstrukturen. Sangati et al. (2009) untersuchten auf der Grundlage verschiedener Einzugsgebietsgrößen signifikante Unterschiede beim Spitzenabfluss, welche aus den verschiedenen räumlichen Auflösungen des Niederschlags-Inputs resultieren. Bei einem Verhältnis von Niederschlagsauflösung zu charakteristischer Gebietslänge kleiner als 1 war danach rund 50 Prozent des Spitzenabflussfehlers durch den Niederschlagsmengenfehler bedingt. Der restliche Fehler wurde der Verzerrung der räumlichen Verteilung und der reduzierten Variabilität der Niederschläge zugeordnet.

In Anbetracht einer ereignisbasierten Modellierung spielt die Initialisierung des hydrologischen Modells eine wichtige Rolle für die Validierung verschiedener Niederschlagsinputs. Obwohl ereignisbasierte Initialisierungsstrategien eine ähnliche Performance im Vergleich zu kontinuierlichen Ansätzen aufweisen können (Berthet et al. 2009), ist die Sensitivität der Anfangsbedingungen von entscheidender Bedeutung. Zehe et al. (2005) zeigten, dass verschiedene Realisierungen der anfänglichen Bodenfeuchte stark variierende Ganglinien ergeben. Damit ist es möglich, dass sich auch unter Verwendung von optimal hochaufgelösten Niederschlagsdaten als Input für die hydrologische Modellierung nicht zwangsläufig bessere Abflusssimulationen ergeben als im Vergleich zu einfacheren Niederschlagsabbildungen (Jasper et al. 2002).

Neben der Initialisierung ist auch der Kalibrierungsprozess des hydrologischen Modells zu betrachten, dessen Bedeutung für einen Vergleich verschiedener Niederschlagsin-

puts weitaus größer ist. Hier besteht die zentrale Herausforderung darin, eine einseitige Modellkalibrierung zugunsten eines Niederschlagsinputs zu vermeiden. Die Notwendigkeit für eine Rekalibrierung der Modellparameter aufgrund von Änderungen im Regenschreibernetz wurde in den Untersuchungen von Bárdossy et al. (2008) deutlich. Eine Rekalibrierung aufgrund verschiedener Niederschlagsinputs ist demnach unvermeidlich, um Simulationsfehler zu minimieren. Interaktionen zwischen Niederschlagsrealisierungen und kalibrierten Parametern können strukturelle Modellfehler und Fehler in den Niederschlagsdaten kompensieren. Dies muss bei der Auswertung von Niederschlagsdaten für die hydrologische Modellierung berücksichtigt werden, auch wenn das bei früheren Forschungen nicht immer der Fall war. Kneis et al. (2009) haben in ihren Untersuchungen diese Thematik aufgegriffen und den Monte-Carlo-Ansatz verwendet, um die Auswirkungen von verschiedenen Niederschlagsschätzungen auf die Simulation von Hochwasserverhältnissen zu vergleichen.

2.3 Unsicherheitsanalyse

Ein Vorteil der Interpolationsverfahren liegt darin, unverzerrte Schätzungen des Niederschlags zu liefern. Damit einher geht jedoch das Problem, dass die räumliche Verteilung des Niederschlags geglättet wird. Dies geschieht insbesondere dann, wenn keine räumlich hochaufgelösten Zusatzinformationen in Form von Radardaten zur Verfügung stehen bzw. nur eine geringe Korrelation zwischen Radardaten und Niederschlagsschreiberdaten besteht. Bei der Verwendung der interpolierten Niederschlagsdaten als Input für die hydrologische Modellierung kann es zu einer erhöhten Fehleranfälligkeit kommen, da die simulierten Ganglinien insbesondere von den Extremwerten beim Niederschlagsinput abhängig sind, die durch die interpolierten Niederschlagsdaten in der Regel jedoch unterschätzt werden.

Eine Möglichkeit zur Bewahrung der räumlichen Variabilität des Niederschlags ist die bedingte Simulation des Niederschlags. Hierfür existieren zahlreiche Methoden in Form von sequentiellen Simulationsverfahren wie z.B. die Sequential Gaussian Simulation, die Turning Band Methode oder auch das im Rahmen dieser Arbeit verwendete Simulated Annealing (Deutsch et al. 1992, Goovaerts 1997). Eine besondere Herausforderung besteht bei der Simulation des Niederschlags darin, dass im Hinblick auf die Verwendung für die hydrologische Modellierung auch die spezielle räumlich-zeitliche Abhängigkeit des Niederschlags bewahrt werden muss (Foufoula-Georgiou et al. 2001; Kyriakidis et al. 1999; Haberlandt et al. 2004). AghaKouchak et al. (2010) generierten Ensem-

bles von Niederschlagsschätzungen, indem Felder mit Niederschlagsfehlern über die per Fernerkundung erlangten Schätzungen des Niederschlags gelegt wurden. Dabei wurde eine v-transformierte Copula für die Simulation der Felder mit den Niederschlagsfehlern angewendet. Im Ergebnis zeigte es sich, dass die mit diesem Verfahren generierten Niederschlagsfelder ähnliche räumlich-zeitliche Strukturen aufwiesen wie die Felder der beobachteten Niederschlagsdaten.

In Bezug auf eine Bewertung der vom Niederschlagsinput ausgehenden Unsicherheit hinsichtlich der hydrologischen Modellierung stellt sich die Situation wie folgt dar: Bislang wurde üblicherweise versucht, die simulierte Abflussganglinie der beobachteten Abflussganglinie durch eine Anpassung der konzeptionellen Modell-Parameter im Rahmen eines Kalibrierungsprozesses anzunähern. Die Performance des Modells wird dabei über eine entsprechende Zielfunktion erfasst, wobei die verbleibenden Abweichungen in den simulierten Abflussganglinien der Unsicherheit der Modellparameter zugeordnet werden. Die Existenz einer Unsicherheit bezüglich des Niederschlagsinputs wird hierdurch indirekt ausgeschlossen, was zu fehlerhaften Parameterschätzungen und beeinträchtigten Vorhersagen führen kann (McMillan et al. 2011). Vrugt et al. (2008) beziehen sich daher auf einen stetig ansteigenden Konsens bezüglich der Notwendigkeit einer expliziten Untergliederung und Anerkennung der verschiedenen Fehler bezüglich Parameter, Modellstruktur und Input im Hinblick auf angemessene Rahmenbedingungen für die Simulation von Abflussganglinien. Tatsächlich resultieren verschiedene Fehlerquellen in der Hydrologie, die einzig auf den Niederschlagsinput zurückzuführen sind. Dies kann z.B. ein systematischer Fehler bei der Niederschlagsmessung sein (Tian et al. 2007) oder der Einfluss der räumlichen Dichte von Niederschlagsstationen (Bárdossy et al. 2008).

Moulin et al. (2009) beschäftigten sich mit der Unsicherheit durch die geostatistische Regionalisierung des Niederschlags und den Einfluss auf die hydrologische Simulation von Hochwasserganglinien. Die Ergebnisse zeigten, dass ein erheblicher Anteil der Simulationsfehler auf die Unsicherheiten bei den Niederschlagsschätzungen zurückzuführen sind. Als Grundlage für den Input diente dabei ein Fehlermodell, das das geostatistische Kriging mit einem autoregressiven Modell verbindet, um die zeitliche Abhängigkeit der Fehler zu erfassen. Cecinati et al. (2017) generierten Radarniederschlags-Ensembles auf der Grundlage eines geostatistischen Ansatzes, der synthetische Fehlerfelder unter Berücksichtigung von zeit-varianten Strukturen erzeugt. Im Rahmen einer hydrologischen Fallstudie wurde gezeigt, dass durch die verwendeten Niederschlagsensembles die Diskrepanzen zwischen simulierten und beobachteten Ganglinien nur zum Teil erfasst wurden. Die verbleibende Unsicherheit wurde anderen Quellen wie der Modellstruktur,

der Parameterermittlung oder auch dem beobachteten Abfluss zugeordnet. Renard et al. (2011) untersuchten die Zerlegung der Unsicherheit bei der hydrologischen Modellierung in die beitragenden Quellen unter Verwendung der Bayesian Total Error Analysis Methode (BATEA), bei der sowohl die Parameterunsicherheit als auch die Unsicherheit der Ein- und Ausgangsdaten und des Modells über Fehlermodelle berücksichtigt werden können (Kavetski et al. 2006). Für die bedingte Simulation des Niederschlags wurde die Turning Band Methode verwendet. Die Ergebnisse der Fallstudie zeigten, dass die Prognoseunsicherheit stark von strukturellen Fehler beeinflusst sein kann.

3 Methodik

3.1 Überblick

Im ersten Teil dieser Forschungsarbeit wurde die Fallstudie Haberlandt (2007) von erweitert. Auf der Grundlage von 15 Starkregenereignissen konzentrierte sich dieser Teil der Untersuchungen zunächst auf eine detaillierte Analyse des Einflusses von verschiedenen Ansätze für die Variogrammschätzung mit Unterscheidung zwischen Jahreszeiten und verschiedenen Niederschlagstypen. Im Anschluss wurden mehrere Formen der geostatistischen Interpolationsmethode External Drift Kriging bezüglich der Verwendung von Zusatzinformationen (in Form von Wetterradar, Topographie und dem Netz an Stationen mit täglichen Niederschlagsdaten) miteinander verglichen. Ein besonderes Augenmerk lag dabei auf der Berücksichtigung der Erfassung von bruchstückhaften Niederschlagsstrukturen und der Analyse des Einflusses des Radardaten-Preprocessings. Ebenso galt es, die Ergebnisse in Bezug zu den verschiedenen Niederschlagstypen und Jahreszeiten zu setzen. Dies bildete auch die Grundlage für eine anschließende hydrologische Validierung basierend auf einer Niederschlags-Abfluss-Modellierung mit unterschiedlich interpolierten Niederschlagsfeldern als Eingangsgröße.

Der Fokus des zweiten Teils dieser Forschungsarbeit lag daher auf der Bewertung des Nutzens von verbesserten Niederschlagsschätzungen für die hydrologische Modellierung von Hochwasserverhältnissen. Hier war nun die Hypothese zu prüfen, dass verbesserte Regendaten gemäß Kreuzvalidierung eine verbesserte Simulation von Hochwasserabflüssen ermöglichen. Für die Analyse wurden verschiedene Regenereignisse, drei Einzugsgebiete mit verschiedenen physiografischen Charakteristiken und einer unterschiedlichen Dichte bezüglich des Messnetzes an Niederschlagsschreibern sowie zwei grundlegend verschiedene hydrologische Modelle herangezogen. Der Niederschlag wurde mit Methoden unterschiedlicher Komplexität - angefangen von der einfachen Thiesen-Polygon-Methode bis hin zur multivariaten geostatistischen Methode External Drift Kriging und der Verwendung von Radardaten als Zusatzinformation - interpoliert. Die Niederschlagsschätzungen wurden auf der Grundlage von hydrologischen Simulationen in Ergänzung zu den Niederschlagskreuzvalidierungen (Abschnitt 2.1) evaluiert.

Drei verschiedene Ansätze zur hydrologischen Validierung wurden angewendet. Bei der ersten Strategie erfolgte eine Rekalibrierung des jeweils verwendeten hydrologischen Modells für jeden Niederschlagsinput mit einer ereignisbasierten Kreuzvalidierung. Die zweite Strategie nutzte einen Monte-Carlo-Ansatz, wobei zahlreiche Parametersätze generiert wurden und in Anlehnung an die Vorgehensweise von Kneis et al. (2009) die Anzahl an guten Realisationen für jeden Niederschlagsinput verglichen wurden. Als dritte Strategie wurde die Monte-Carlo-Methode um einen Robustheits-Test erweitert, indem die Übertragbarkeit der generierten Parametersätze bewertet wurde. Niederschlagsdaten, die mit einem robusten Parametersatz assoziiert wurden, können hinsichtlich des Inputs für die hydrologische Modellierung als brauchbarer angesehen.

Im dritten Teil dieser Forschungsarbeit wurde der Thematik nachgegangen, ob und inwieweit ein geringere Unsicherheit beim Niederschlagsinput auch zu einer geringeren Unsicherheit bei der hydrologischen Modellierung führt. Neben der Möglichkeit zur besseren Bewahrung der räumlichen Variabilität des Niederschlags ist die bedingte Simulation des Niederschlags durch die Verwendung der verschiedenen Niederschlagsrealisationen als Input für die hydrologische Modellierung darüber hinaus geeignet, um eine Bewertung der vom Niederschlagsinput ausgehenden Unsicherheit vorzunehmen. Hierfür wurde zunächst eine Vielzahl an gleichwahrscheinlichen Realisationen unter der Verwendung der Methode Simulated Annealing hergestellt. Unter dem Ansatz einer zusätzlichen Randbedingung, die gleichzeitig einen Bezug zu zwei verschiedenen Interpolationsverfahren herstellt, wurde die für die hydrologische Modellierung notwendige räumlich-zeitliche Abhängigkeit zwischen zwei aufeinanderfolgenden Zeitschritten berücksichtigt. Bei den anschließenden Niederschlags-Abfluss-Simulationen mit den simulierten Niederschlägen wurde in zwei Varianten bezüglich der Parametrisierung unterschieden, um Aussagen zur der Fragestellung vornehmen zu können, wie die Unsicherheit des Niederschlagsinputs in Bezug auf die Abflusssimulation ausfällt und welchen Anteil die Schätzung der Parameter daran aufweist.

3.2 Interpolations- und Simulationsmethoden

Bei der räumlichen Interpolation wird grundsätzlich in deterministische und geostatistische Verfahren unterschieden, welche typischerweise eine Gewichtung der punktuellen Messwerte enthalten, um Schätzungen an unbekanntenen Stellen zu regionalisieren. In den folgenden Abschnitten werden die ausgewählten Methoden für die räumliche Interpolation und Simulation von Kurzzeitniederschlägen beschrieben. Der Fokus liegt dabei auf

den geostatistischen Interpolations- und Simulationsverfahren. Die deterministischen Methoden werden daher nur kurz erklärt. Für weitergehende Informationen wird auf entsprechende Literatur (Armstrong 1998, Goovaerts 1997) verwiesen.

3.2.1 Deterministische Interpolationsmethoden

Zu den deterministischen Interpolationsverfahren gehören u.a. die Thiessen-Polygon-Methode und die Inverse Distanzgewichtung, die in den nachfolgenden Abschnitten erläutert werden. Sie wurden im Rahmen dieser Arbeit als Vergleichsverfahren zur Bewertung der aufwendigeren Interpolationsmethoden herangezogen.

3.2.1.1 Thiessen-Polygon-Methode

Die Thiessen-Polygon-Methode ist eine weit verbreitete Methode von Thiessen (1911) zur Berechnung des mittleren Gebietsniederschlags für ein Einzugsgebiet auf der Basis von Aufzeichnungen an einzelnen Niederschlagsmessstationen. Bei der Thiessen-Polygon-Methode wird das gesamte Untersuchungsgebiet über eine Mittelsenkrechten-Konstruktion in einzelne Polygone unterteilt, wobei jedes Polygon eine Messstelle enthält, dessen Wert jeweils der gesamten Fläche des Polygons zugeordnet wird. Dadurch wird jedem (unbeobachteten) interpolierten Punkt im Gebiet der Wert der nächstgelegenen benachbarten Station als Referenzpunkt zugewiesen (Thiessen 1911). Dieses Verfahren wird daher auch als Nächster-Nachbar-Interpolation (NN) bezeichnet. Thiessen-Polygone sind so konstruiert, dass die Polygongrenzen äquidistant zwischen benachbarten Messstellen liegen. Im Ergebnis liegt jeder Punkt in einem Polygon seinem Referenzpunkt näher als jedem anderen Punkt. Die Genauigkeit der Thiessen Polygone ist eine Funktion der Stationsdichte (Yang 2009).

Bei dieser relativ einfachen Methode werden somit keine Informationen von benachbarten Messstellen einbezogen, sondern die Schätzung für interpolierte Punkte basiert nur auf einer Messstation. Zudem treten abrupte Sprünge bzw. Diskontinuitäten zwischen den einzelnen Polygonen auf (Otieno et al. 2014, Ly et al. 2011); fließende Übergänge zwischen zwei Messwerten können mit dieser Methode somit nicht dargestellt werden. Die Methode kann zudem keine orographischen Unterschiede in Niederschlagsverteilungen berücksichtigen. Der wesentliche Vorteil dieser Methode liegt neben der vergleichsweise einfachen Realisierung darin, dass die Interpolation nicht mit einem Verlust an Varianz einhergeht.

3.2.1.2 Inverse Distanzgewichtung

Die Methode der inversen Distanzgewichtung (IDW) zählt zu den flexibelsten und am häufigsten verwendeten deterministischen Interpolationstechniken. Als ein lokales und exaktes Interpolationsverfahren berücksichtigt IDW jeweils eine zu definierende Umgebung des zu schätzenden Punktes und weist benachbarten Stationen bzw. gemessenen Werten basierend auf der Entfernung zum Interpolationsort entsprechende Gewichte zu, sodass der interpolierte Wert ein gewichtetes Mittel der Beobachtungswerte darstellt (Ahrens 2006). Die Berechnung der Gewichte erfolgt nach der Formel:

$$\lambda_i = \frac{\frac{1}{|D_i|^d}}{\sum_{i=1}^n \frac{1}{|D_i|^d}}, \quad d > 0 \quad (3.1)$$

wobei D_i die Entfernung zwischen dem bekannten Punkt (hier: Niederschlagsstation) und dem zu schätzenden Punkt ist und d die geometrische Form der Gewichtung darstellt. Je niedriger der Exponent d gesetzt wird, desto gleichförmiger gehen alle Nachbarn in die Berechnung ein und desto glatter wird die Schätzoberfläche. Je höher der Exponent wird, desto unruhiger wird die Oberfläche, da das Gewicht der nächstgelegenen Nachbarn verstärkt in die Interpolation einfließt (Lu et al. 2008, Ly et al. 2011). Standardmäßig wird dieser Exponent auf 2 gesetzt, sodass die umgekehrten Quadrate des Abstands zur Schätzung verwendet werden. Die inversquadierte Distanzgewichtung wird als eine besondere Form der inversen Distanzgewichtung definiert (Goovaerts 2000).

Ein Nachteil der Methode ist, dass die Schätzfunktion gezwungen ist, lokale Maxima oder Minima in den Datenpunkten zu bilden. Dadurch werden kreisförmige Bereiche gleicher Werte um die bekannten Datenpunkte gebildet.

3.2.2 Geostatistische Interpolationsmethoden

Im Vergleich zu den deterministischen Interpolationsverfahren, die keine Kenntnis über die Eigenschaften der zu interpolierenden Variablen besitzen, haben geostatistische Verfahren den Vorteil, dass ihnen ein entsprechendes Modell zugrunde liegt, durch das die spezifischen räumlichen Eigenschaften der zu untersuchenden Variablen in die Interpolation integriert werden können. In den nächsten Abschnitten wird zunächst auf die robuste Variogrammschätzung eingegangen, bevor die Anwendung der Interpolationsmethode Ordinary Kriging (OK) betrachtet wird. Neben OK wird insbesondere die Methode des External Drift Krigings (EDK) und deren verfeinerte Anwendung erläutert.

3.2.2.1 Robuste Variogrammschätzung

Die räumliche Struktur des Niederschlags ist hauptsächlich abhängig vom allgemeinen Wettergeschehen, der Art des Niederschlags, der Topographie des Untersuchungsgebietes sowie der räumlichen und zeitlichen Skala. Sie kann demzufolge vergleichsweise dynamisch in Raum und Zeit ausfallen. Ein spezielles Problem bei der geostatistischen Interpolation von längeren Zeitreihen ist vor diesem Hintergrund die effektive und verlässliche Schätzung eines Semivariogramms für jeden Zeitschritt.

Ein Semivariogramm beschreibt die räumliche Variabilität einer regionalisierten Variablen Z , wobei angenommen wird, dass sie stationär oder intrinsisch ist (Armstrong 1998). Das traditionelle experimentelle Semivariogramm ist wie folgt definiert:

$$\gamma(h) = \frac{1}{2 \cdot N(h)} \sum_{i=1}^{N(h)} (Z(u_i) - Z(u_i + h))^2 \quad (3.2)$$

wobei $N(h)$ die Anzahl der Datenpaare darstellt, die jeweils um den Vektor h voneinander entfernt sind. Die Anpassung eines theoretischen Modells ist im Hinblick auf die Verwendung von Algorithmen für die Interpolation notwendig, um für beliebige Abstände h zwischen den Datenpaaren entsprechende Semivariogramm-Werte ableiten zu können (Goovaerts 1997). Bei einem Abstand von null zwischen den Datenpaaren beträgt der Semivariogramm-Wert theoretisch null. Tatsächlich weist das Semivariogramm bei unendlich kleinen Abständen häufig einen Wert größer null auf. Dies wird als sogenannter Nugget-Effekt bezeichnet und wird durch z.B. Messungenauigkeiten oder zu große Messabstände im Nahbereich verursacht. In der Regel ist das Semivariogramm eine monoton wachsende Funktion, wobei die Varianz der Differenz mit der Entfernung zunimmt. Ab einer bestimmten Entfernung erreicht das Semivariogramm asymptotisch einen Grenzwert, der als Range oder Aussageweite bezeichnet wird. Datenpaare, die innerhalb der Aussageweite voneinander entfernt sind, sind räumlich korreliert, andernfalls werden sie als praktisch unabhängig voneinander betrachtet. Für die Untersuchungen wurde ein sphärisches Modell mit einem Nugget-Anteil ausgewählt, das durch einen linearen Verlauf im Bereich des Ursprungs gekennzeichnet ist:

$$\gamma(h) = c_0 + \begin{cases} c \cdot \left(\frac{3}{2} \cdot \frac{h}{a} - \frac{1}{2} \cdot \frac{h^3}{a^3} \right), & \text{wenn } h \leq a \\ c & \end{cases} \quad (3.3)$$

wobei a die Range, c den Sill und c_0 den Nugget darstellt. Die Wahl des Variogramm-Modells hat sich als wichtiger herausgestellt, als die exakte Übereinstimmung von experimentellem und theoretischem Semivariogramm (Wackernagel 2013). Theoretisch besteht die Notwendigkeit, spezifisch für jeden Zeitschritt die Schätzung eines Semivariogramms durchzuführen. Da bei einer manuellen Vorgehensweise ein großer Zeitaufwand resultiert, wurden neben einer automatischen Methode verschiedene Herangehensweisen in Bezug auf die Entwicklung von gemittelten Semivariogrammen verfolgt und analysiert, die nachfolgend näher beschrieben sind:

- **Ereignis-spezifisches Semivariogramm:**

Für die betrachteten Ereignisse wurde jeweils ein spezifisches experimentelles Semivariogramm abgeleitet, indem eine Mittelung über diejenigen Zeitschritte vorgenommen wurde, bei denen die Niederschlagsintensität oberhalb eines bestimmten Grenzwertes lag. Vor der Mittlung wurde jedes experimentelle Semivariogramm mit der Varianz des jeweiligen Zeitschrittes normiert:

$$\gamma_{ev}(h) = \frac{1}{n} \cdot \sum_{i=0}^n \frac{\gamma(h, i)}{\text{var}(i)} \quad (3.4)$$

wobei n die Anzahl der Zeitschritte, $\gamma(h, i)$ den Semivariogramm-Wert für die Entfernungsklasse h des Zeitschrittes i und $\text{var}(i)$ die Varianz des Zeitschrittes i darstellt. Im Anschluss wurde manuell ein sphärisches Modell angepasst. Bei dem ereignis-spezifischem Semivariogramm wurde zusätzlich noch eine Fallunterscheidung bezüglich der Richtung vorgenommen. Im ersten Fall wurde angenommen, dass das Semivariogramm nur von der Länge des Vektors und nicht von seiner Richtung abhängig ist (ereignis-spezifisch isotrop). Im zweiten Fall wurde die räumliche Anisotropie berücksichtigt (ereignis-spezifisch anisotrop). Eine zonale Anisotropie bedeutet, dass nicht nur geometrische Anisotropien mit unterschiedlichen Ranges, aber gleichen Sills berücksichtigt werden, sondern auch komplexere Strukturen mit unterschiedlichen Sills in den verschiedenen Richtungen integriert sind. Modelltechnisch wurden zonale Strukturen mit genesteten sphärischen Strukturen und einem Anisotropie-Faktor nachgebildet (Deutsch et al. 1992).

- **Gemitteltes Semivariogramm:**

Zur Ableitung eines gemittelten Semivariogrammes über mehrere bzw. alle Ereignisse wurde als Basis der ereignis-spezifische isotrope Typ als Semivariogramm verwendet. Die Mittlung erfolgte, indem die Parameter der theoretischen Semi-

variogramme anhand der Anzahl der Zeitschritte eines jeden Ereignisses, das zur Mittlung ausgewählt wurde, gewichtet wurden:

$$\bar{\theta}_k = \frac{1}{\sum_{i=1}^m n(i)} \cdot \sum_{i=1}^m \theta_{k(i)} \cdot n(i) \quad (3.5)$$

wobei $\theta(k)$ den Parameter k des theoretischen Semivariogramms des Ereignisses i darstellt, m die Anzahl der Ereignisse und $n(i)$ die Anzahl der Zeitschritte des Ereignisses i . Darüber hinaus wurden auch mittlere Semivariogramme für verschiedene Jahreszeiten (saisonal-spezifisch isotrop) abgeleitet, wobei in diesem Fall nur in Sommer- und Winterhalbjahr unterschieden wurde.

- **Automatisches Semivariogramm:**

Neben den Methoden mit einer manuellen Anpassung einer theoretischen Funktion wurde auch ein automatisches Verfahren angewandt, bei dem für jeden Zeitschritt die gewichtete Summe von quadrierten Differenzen zwischen experimentellem und theoretischem Semivariogramm minimiert wurde (Cressie 1985):

$$\sum_{l=1}^L \frac{k(l, i)}{\gamma^2(l, i)} \cdot [\gamma^*(l, i) - \gamma(l, i)]^2 \quad (3.6)$$

$$\rightarrow \text{Min } \forall i = 1, \dots, n$$

wobei k die Anzahl der Datenpaare für jede Entfernungsklasse l und jeden Zeitschritt i darstellt. Die Minimierung der Gleichung 3.6 erfolgte mit der Optimierungsmethode nach Nelder und Mead (Press 1992). Hierbei wurde angenommen, dass die Varianz der Summe aus Nugget c_0 und Sill c entspricht, um möglichst robuste Ergebnisse zu erzielen. Auf diese Weise mussten nur die Parameter Range und das Verhältnis von Nugget zu Sill optimiert werden, und nicht die drei Parameter Range, Sill und Nugget. Der Nugget wurde zu null gesetzt, wenn der berechnete Wert unterhalb von null lag. Der Sill wurde dann gleich der Varianz gesetzt. Für jeden Zeitschritt wurde zudem überprüft, ob der ermittelte Wert der Zielfunktion für das automatische Semivariogramm größer ausfiel als der Wert, der sich mit dem mittleren Semivariogramm ergeben würde. In diesem Fall wurde das mittlere theoretische Semivariogramm ausgewählt und mit der Varianz skaliert. Dies galt auch für den Fall, wenn keine Konvergenz erzielt werden konnte.

- **Lineares Semivariogramm:**

Zusätzlich zu den oben beschriebenen Varianten wurde als einfachste Version oh-

ne den Gebrauch von Daten ein lineares isotropisches Semivariogramm in der Form $\gamma(h) = h$ angewendet.

3.2.2.2 Ordinary Kriging

Die Interpolationsmethode Ordinary Kriging (OK) wurde ausgewählt, da es sich hierbei um einen klassischen geostatistischen Ansatz handelt, der die intrinsische Hypothese berücksichtigt (Journel et al. 1978). Die intrinsische Hypothese besagt, dass der Erwartungswert der Zufallsfunktion $Z(u)$ über den gesamten Untersuchungsraum konstant ist. Zudem hängt die Varianz des Inkrements der Abstandsvektoren $Z(u+h) - Z(u)$ nur vom Abstand h zwischen den beiden Punkten ab und nicht von den spezifischen Positionen:

$$\frac{1}{2}E [(Z(u+h) - Z(u))^2] = \gamma(h) \quad (3.7)$$

wobei die Funktion $\gamma(h)$ das Variogramm darstellt. Der Schätzer für unbekannte Punkte bei der univariaten Methode Ordinary Kriging besteht aus einer gewichteten Summe von n bekannten Punkten $Z(u_i)$ in der Nachbarschaft:

$$Z^*(u) = \sum_{i=1}^n \lambda_i \cdot Z(u_i) \quad (3.8)$$

Die Schätzung der Kriging-Gewichte λ erfolgt auf der Grundlage von Semivariogrammen, die die räumliche Variabilität der Variablen beschreiben (vgl. Abschnitt 3.2.2.1). Die Gewichte werden durch Lösung des nachfolgend aufgeführten Gleichungssystems berechnet:

$$\sum_{j=1}^n \lambda_j \cdot \gamma(u_i - u_j) + \mu = \gamma(u_i - u) \quad i = 1, \dots, n \quad (3.9)$$

$$\sum_{j=1}^n \lambda_j = 1$$

wobei λ die Semivariogramm-Werte und μ den Lagrange-Multiplikator darstellen.

3.2.2.3 External Drift Kriging

External Drift Kriging (EDK) ist ein instationäres Interpolationsverfahren, dessen einfacher und effizienter Algorithmus es ermöglicht, eine oder mehrere Zusatzvariablen einzubinden. Bei den Zusatzvariablen wird angenommen, dass diese in einem linearen Verhältnis zum Erwartungswert der Hauptvariablen stehen. Im Gegensatz zum Universal Kriging wird die Zusatzinformation nicht in Form einer Funktion der Lagekoordinaten nachgebildet, sondern als eine sanft variierende lineare Funktion gemäß ihrer Bezeichnung als externe Variable (Goovaerts 1997).

Der Schätzer beim External Drift Kriging für einen unbekanntem Punkt besteht aus einer gewichteten Summe von n bekannten Punkten $Z(u_i)$ in der Nachbarschaft und fällt daher identisch aus zur bekannten univariaten Methode Ordinary Kriging:

$$Z^*(u_0) = \sum_{i=1}^n \lambda_i \cdot Z(u_i) \quad (3.10)$$

wobei $\lambda(i)$ die Kriging-Gewichte sind. Beim External Drift Kriging wird angenommen, dass der Erwartungswert von Z in einem linearen Verhältnis zu einer Anzahl an m zusätzlichen Variablen $Y_k(u)$ steht:

$$E[Z(u) | Y_k(u)] = b_0 + \sum_{k=1}^m b_k \cdot Y_k(u) \quad (3.11)$$

Die unbekanntem Parameter b_k werden implizit geschätzt und sind daher nicht Bestandteil des Kriging-Gleichungssystems:

$$\begin{aligned} \sum_{j=1}^n \lambda_j \cdot \gamma(u_i - u_j) + \mu_0 + \sum_{k=1}^m \mu_k \cdot Y_k(u_i) &= \gamma(u_i - u) \quad i = 1, \dots, n \\ \sum_{j=1}^n \lambda_j &= 1 \\ \sum_{j=1}^n \lambda_j &= Y(u_0) \quad k = 1, \dots, m \end{aligned} \quad (3.12)$$

wobei n die Anzahl der Nachbarn darstellt, m die Anzahl der zusätzlichen Variablen Y_k und μ_k die Lagrange-Multiplikatoren. Die Semivariogramm-Werte werden von der Hauptvariablen Z abgeleitet und nicht von den Trend-Residuen. Die Verwendung von Semivariogrammen auf der Basis von originalen Niederschlagsdaten stellt zweifelsohne

eine Vereinfachung dar. Die Schwierigkeit liegt in der gleichzeitigen Schätzung des unbekannt Trends und der Residuen. Diese Problematik kann durch die Berechnung der Trend-Komponente mit einem leicht angepassten External Drift Kriging System behoben (Deutsch et al. 1992) und die Residuen sowie das daraus abgeleitete Semivariogramm anschließend ermittelt werden. Allerdings ist dieser iterative Prozess sehr aufwendig. Eine vereinfachte Herangehensweise besteht in der Ableitung des Semivariogramms allein aus Datenpaaren, die nicht durch einen Trend beeinflusst sind. Untersuchungen von Haberlandt (2007) zeigten, dass keine signifikanten Unterschiede zwischen den beiden Methoden hinsichtlich der Güte der Interpolation bestehen, sodass der vereinfachte Ansatz auch hier Anwendung fand. Für eine detaillierte Beschreibung von verschiedenen Modellen zum External Drift Kriging wird auf Chilés et al. (2012) verwiesen.

Ein Schwerpunkt dieser Untersuchung lag in der verfeinerten Anwendung vom External Drift Kriging durch die Verwendung sowie der Transformation von verschiedenen zusätzlichen Variablen. Daher wurden die nachfolgend aufgeführten Varianten implementiert:

- **Transformation der Zusatzvariablen:**

Auf Grund der Annahme eines linearen Verhältnisses zwischen Haupt- und Zusatzvariablen beim External Drift Kriging bestand die begründete Annahme, dass eine Transformation der zusätzlichen Variablen in Form einer Logarithmierung oder der Verwendung der Quadratwurzel sich als vorteilhaft erweisen kann.

- **Bedingte Variante:**

Im Hinblick auf die Vermeidung von Instabilitäten im External Drift Kriging System wurde eine sogenannte 'bedingte' Variante entwickelt. Instabilitäten treten häufig bei Zeitschritten auf, bei denen nur an wenigen Stationen Niederschlag gemessen wird. Es besteht daher nur ein schwacher Zusammenhang zwischen der Haupt- und Zusatzvariablen. Zur Lösung dieses Problems wurde das External Drift Kriging nur dann ausgeführt, wenn die Korrelation zwischen beiden Variablen einen bestimmten Schwellenwert überschreitet. Anderenfalls wurde Ordinary Kriging angewendet.

- **Mehrschritt-Variante:**

Als dritte Variante wurde eine sogenannte Mehrschritt-Interpolation mit der Zielsetzung ausgearbeitet, Teilbereiche ohne Niederschlag, die bei der Interpolation in der Regel eine Überschätzung erfahren, besser nachzubilden. Zu diesem Zweck wurde als erster Schritt ein binäres Indikator-Kriging wie folgt angewendet: Die Zeitreihen aller Niederschlagsstationen wurden Werte von Null für 'kein Regen'

und Eins für 'Regen' transformiert. Durch die Anwendung von Ordinary Kriging auf Basis der binären Zeitreihen konnten anschließend Regen- und Trockenzellen ermittelt werden, indem die geschätzten Werte der Zellen unterhalb eines Schwellenwertes von 0,5 als 'trocken' gekennzeichnet wurden und daher zu Null gesetzt wurden. Zellwerte gleich oder oberhalb des Schwellenwertes wurden dementsprechend als 'nass' berücksichtigt und zu Eins gesetzt. Als zweiter Schritt wurden External Drift Kriging oder auch Ordinary Kriging auf Basis der ursprünglichen Zeitreihen ausgeführt. Die endgültige Schätzung wurde schließlich erzielt, indem die interpolierten Felder aus beiden Schritten multipliziert wurden, sodass prinzipiell nur eine Interpolation über die Bereiche mit Regen erfolgte. Allerdings war hierbei zu berücksichtigen, dass bei diesem Vorgehen das Niederschlagsvolumen nicht vollständig bewahrt und deshalb ein Bias erzeugt wurde.

Auf Grund der Tatsache, dass beim External Drift Kriging mehr als nur eine Zusatzvariable berücksichtigt werden kann, wurden als Erweiterung zu den oben genannten Varianten verschiedene Kombinationen an zusätzlichen Variablen untersucht. Hierbei bestand die Hypothese, dass bestimmte zusätzliche Informationen nur in Verbindung mit anderen Variablen für die Interpolation nützlich sind.

3.2.3 Bedingte stochastische Simulation

Die geostatistischen Interpolationsmethoden wie Ordinary Kriging oder External Drift Kriging (Abschnitt 3.2.2.2 und 3.2.2.3) liefern unverzerrte Schätzungen, da beim Kriging der Erwartungswert des Schätzfehlers zu null wird. Dies führt jedoch in der Regel zu einer räumlichen Glättung der interpolierten Niederschlagsverteilung mit einer Unterschätzung der hohen Werte und einer Überschätzung der niedrigen Werte. Die Varianzen der interpolierten Werte weisen somit häufig geringere Werte als die gemessenen Punktdaten auf. Dies ist insbesondere dann der Fall, wenn nur eine geringe Stichprobengröße vorliegt und keine räumlich hochaufgelösten Zusatzinformationen in Form von Radardaten existieren. Zur Überwindung dieses Problems bietet sich die bedingte räumliche Simulation von Niederschlag an, bei der eine Vielzahl an gleichwahrscheinlichen Realisationen erzeugt wird. Diese Zufallsfelder müssen die gleichen Mittelwerte, Varianzen, Kovarianzen und Semivariogramme aufweisen wie die Ursprungsdaten (Forke 2004). Für die bedingte räumliche Simulation des Niederschlags wurde im Rahmen dieser Arbeit die Methode Simulated Annealing angewendet, die im nachfolgenden Abschnitt näher erläutert wird.

3.2.3.1 Simulated Annealing

Simulated Annealing ist ein deterministische Optimierungsverfahren, das ursprünglich aus der Thermodynamik stammt und dort den Abkühlungsprozess von Metallen mit einem am Ende energiearmen und demzufolge optimierten Zustand beschreibt. Dieses Verfahren lässt sich auf wasserwirtschaftliche Fragestellungen übertragen, indem der optimierte Energiezustand einer bestimmten Zielfunktion gleichgesetzt wird. Der wesentliche Vorgang besteht darin, dass eine Anfangsrealisation durch Vertauschen der Werte so lange verändert wird, bis ein Minimum der Zielfunktion erreicht ist. Ein großer Vorteil des Simulated Annealing besteht in der Möglichkeit, vielfache Kriterien in der Zielfunktion zu verwenden. So können neben globalen Randbedingungen wie eine anisotropisches Variogramm auch lokale Randbedingungen wie eine minimale Fehlervarianz eingebunden werden. Dies zielt darauf ab, Zufallsfelder zu generieren, die sich von ihrer Struktur zwischen geglätteten Interpolationen und unregelmäßigen, sprunghaften Simulationen bewegen. Nachfolgend sind die Schritte der im Rahmen dieser Arbeit verwendeten Prozedur des Simulated Annealing dargestellt, die sich im Wesentlichen an der Vorgehensweise von Haberlandt et al. (2004) orientiert. Für eine detaillierte Beschreibung des Simulated Annealing wird auf Aarts et al. (1989) und Deutsch et al. (1992) verwiesen.

1. Festlegung einer anfänglichen Abkühlungstemperatur $T_a = T_0$ und eines Reduktionsfaktors R ($0 < R < 1$) sowie Generierung eines Anfangsbildes aus der Stichprobenverteilung und den beobachteten Daten.
2. Berechnung des Startwertes für eine Zielfunktion $O_{old} = O_0$, z.B. durch Vergleich des Stichprobenvariogramms $\gamma(h_l)$ und des simulierten Variogramms $\hat{\gamma}(h_l)$ für $l = 1, \dots, n$ Entfernungsklassen. Mit der Division durch das Stichprobenvariogramm wird ein stärkeres Gewicht auf die kleineren Entfernungen gelegt:

$$O_0 = \sum_{l=1}^n \left[\frac{\gamma(h_l) - \hat{\gamma}(h_l)}{\gamma(h_l)} \right]^2 \quad (3.13)$$

3. Auswahl zweier Punkte nach dem Zufallsprinzip und Vertauschen der Werte mit anschließender Neuberechnung der Zielfunktion O_{neu}
4. Wenn für die Zielfunktion $O_{neu} \leq O_{alt}$ gilt, wird die Veränderung angenommen („positive Veränderungen“)

5. Wenn für die Zielfunktion $O_{neu} > O_{alt}$ gilt, wird die Veränderung mit der nachfolgenden Wahrscheinlichkeit angenommen („negative Veränderungen“)

$$\pi = \exp\left(\frac{O_{alt} - O_{neu}}{T_a}\right) \quad (3.14)$$

6. Bei Annahme der Perturbation wird das neue Bild gesichert und $O_{alt} = O_{neu}$ gesetzt
7. Wiederholung der Schritte 3 bis 6 für m Male.
8. Reduzierung der Abkühlungstemperatur auf $T_{a+1} = R * T_a$
9. Wiederholung der Schritte 7 und 8 bis $O < Epsilon$.

Über die Abkühlungstemperatur T_a in Schritt 5 wird festgelegt, mit welcher Wahrscheinlichkeit auch Veränderungen, die zu einer Verschlechterung des Wertes der Zielfunktion führen (negative Veränderung), angenommen werden. Hierdurch wird sichergestellt, dass der Optimierungsprozess nicht in einem lokalen Minimum endet, sondern in Richtung eines globalen Minimums konvergiert. Eine Konvergenz wird letztlich durch die stetige Reduktion der Abkühlungstemperatur nach m Zeitschritten sichergestellt, da mit einer geringeren Abkühlungstemperatur auch die Annahme einer negativen Veränderung immer unwahrscheinlicher wird.

Die oben aufgeführte Vorgehensweise zum Simulated Annealing wurde im Rahmen dieser Arbeit für die Kernzeiten der Niederschlagsereignisse angewendet. Hiermit wurde sichergestellt, dass jeweils die Niederschlagsverteilung, die beobachteten Werte an den bekannten Niederschlagsstationen und die räumliche Struktur des Niederschlags bewahrt wurden. Nur indirekt wird dieser Vorgehensweise hingegen die räumlich-zeitliche Abhängigkeit zwischen aufeinanderfolgenden Zeitschritten berücksichtigt. Gerade die strukturierte Nachbildung des Auftretens von Flächenniederschlägen anstelle einer von der zeitlichen Abfolge gesehen weitgehend unkonditionierten Anordnung stellt jedoch die Voraussetzung dar, wenn die simulierten Niederschläge als Eingangsgröße für die Hochwassermodellierung verwendet werden sollen. Über die bedingte Simulation mit der Berücksichtigung der Werte an den bekannten Niederschlagsstationen werden zwar bestimmte Strukturen bei der Simulation bewahrt. Untersuchungen von Haberlandt et al. (2004) haben jedoch gezeigt, dass dies nicht ausreichend ist. Daher war eine Erweiterung der Zielfunktion durch eine Integration eines weiteren Kriteriums notwendig.

Die Zielsetzung im Rahmen dieser Arbeit bei der Anwendung von simulierten Niederschlägen bestand darin, die niederschlagsbedingte Unsicherheit bei der hydrologischen Modellierung zu evaluieren. Insofern existierte bei der Erweiterung der Zielfunktion neben der räumlich-zeitlichen Komponente zusätzlich die Randbedingung, einen Bezug zu den verschiedenen, in Abschnitt 3.2.2 beschriebenen Interpolationsverfahren herstellen zu können. In Analogie zu dem angewendeten Verfahren bei Haberlandt et al. (2004) wurde daher bei jedem Zeitschritt das in Abhängigkeit des verwendeten Verfahrens interpolierte Bild als bedingte Information verwendet. Die Zielfunktion wurde wie folgt erweitert:

$$O_C = [\rho_{ZY} - \hat{\rho}_{ZY}]^2 \quad (3.15)$$

wobei ρ_{ZY} die Ziel-Korrelation und $\hat{\rho}_{ZY}$ die tatsächliche Korrelation zwischen dem simulierten Bild Z und dem interpolierten Bild Y . Der Wert der Zielkorrelation entspricht jeweils dem Wert der Korrelation $\hat{\rho}_{YY}$ aus der Kreuzvalidierung der verschiedenen Interpolationsverfahren mit

$$\rho_{ZY} = \begin{cases} \rho_{Y\hat{Y}}, & \text{if } \rho_{Y\hat{Y}} > 0 \\ 0, & \text{if } \rho_{Y\hat{Y}} \leq 0 \end{cases} \quad (3.16)$$

Die Zielkorrelation basiert somit auf der Unsicherheit der jeweiligen Interpolation, wobei durch eine höhere Unsicherheit eine entsprechend größere Abweichung des simulierten Bildes vom interpolierten Bild resultieren kann. Die übergeordnete Zielfunktion lautet demnach folgendermaßen:

$$O = \omega_v O_v + \omega_c O_c \quad (3.17)$$

wobei O_v für den Variogramm-Teil (Gleichung 3.13) und O_c für den Korrelation-Teil (Gleichung 3.16) stehen. Über die Gewichte ω können hauptsächlich die relative Gewichtung der einzelnen Komponenten beeinflusst werden.

3.3 Hydrologische Modellierung

Im Hinblick auf die hydrologischen Modelle bestand im Rahmen dieser Untersuchung die wesentliche Aufgabe darin, vergleichende Hochwassersimulationen durchzuführen und auf der Basis von relativen Vergleichen die Hypothese zu überprüfen, dass bessere

Niederschlagsdaten auch eine bessere Simulation von Hochwasserereignissen ermöglichen. Der Fokus lag hierbei nicht in der Anwendung, Evaluierung oder Verbesserung von aufwendigen, auf physikalischen Prozessen basierenden hydrologischen Modellen. Die Untersuchungen zielten vielmehr verstärkt auf die Beurteilung der Bedeutung des Niederschlags als Input für die hydrologische Modellierung von Hochwasserereignissen ab, während die absolute Modell-Performance nachrangig war. In den nachfolgenden Abschnitten werden die für die hydrologische Modellierung ausgewählten Modelle beschrieben und das entwickelte Konzept zur Sensitivitätsanalyse der hydrologischen Modelle hinsichtlich des Niederschlagsinputs vorgestellt.

3.3.1 Hydrologische Modelle

Der verwendete Modellaufbau wurde bei den beiden ausgewählten hydrologischen Modellen HEC-HMS und WaSiM-ETH bewusst möglichst einfach gehalten, damit Unterschiede in den verwendeten Flächenniederschlägen möglichst wenig von dem Modell kompensiert werden konnten. Gleichwohl bestand die Zielsetzung, sowohl ereignisbasierte als auch kontinuierliche Berechnungen durchführen zu können.

3.3.1.1 HEC-HMS

Das hydrologische Programmsystem HEC-HMS (Fleming et al. 2004) ist ein klassisches, konzeptionelles, semi-distributives Niederschlags-Abflussmodell, das bereits mehrfach für Untersuchungen mit unterschiedlichem Niederschlags-Input eingesetzt wurde (Cunderlik et al. 2005; Neary et al. 2004). In der Abbildung 3.1 ist die hier verwendete Modellstruktur schematisch dargestellt.

Die Soil-Moisture-Accounting-Routine (SMA) wurde für die Beschreibung der Abflussbildung verwendet, während die Clark Einheitsganglinie die Prozesse der Transformation in Direktabfluss (Abflusskonzentration des Oberflächenabflusses) nachbildete. Der Basisabfluss und Zwischenabfluss wurden über einen linearen Speicheransatz berücksichtigt. Die einfache Lag-Routing-Methode wurde für die Translation der Abflusswelle angewendet. Die Berücksichtigung der tatsächlichen Verdunstung erfolgte ebenfalls vereinfacht über einen mittleren Monatsansatz. Die hierfür notwendige potentielle Evapotranspiration wurde zunächst extern auf Grundlage der Methode nach Turc-Wendling (DVWK 1996) und unter Ansatz von Daten zu beobachteten Temperaturen und Globalstrahlung berechnet. Der Prozess der Schneeschmelze wurde nur bei kontinuierlichen

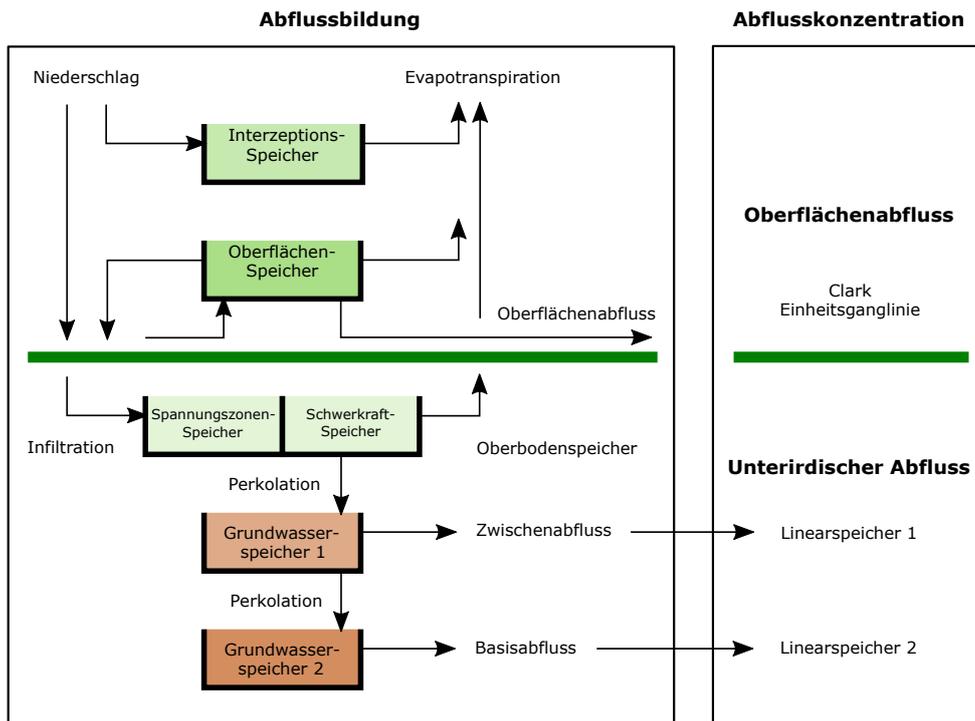


Abb. 3.1: Darstellung der verwendeten Modellstruktur des Programms HEC-HMS, modifiziert nach Feldman (2000)

jahresübergreifenden Simulationen berücksichtigt. Bei den eingesetzten ereignisbasierten Berechnungen resultierten keine Abflüsse aus Schneeschmelze. Für eine detaillierte Beschreibung der Teilprozesse wird auf Feldman (2000) verwiesen.

Die räumliche Diskretisierung basierte auf der Einteilung in Teileinzugsgebiete, sodass die Parametrisierung für die Prozesse der Abflussbildung und Abflusskonzentration individuell für jedes Teileinzugsgebiet erfolgen konnte. Im Hinblick auf die Durchführung von den ausgewählten komplexen Strategien zum Vergleich von unterschiedlich interpolierten und simulierten Niederschlägen wurde neben dem verteilten Ansatz auch eine pauschale Parametrisierung mit konstanten Werten über alle Teileinzugsgebiete zur Reduzierung der Freiheitsgrade angewendet. Auf die Bestimmung der einzelnen Parameter wird im Rahmen der Konzeptentwicklung zur Bewertung des Einflusses von Flächenniederschlägen auf die hydrologische Modellierung (Abschnitt 3.4) näher eingegangen.

Die räumliche Auflösung zur Berücksichtigung des Niederschlags basierte ebenfalls auf den Teileinzugsgebieten. Dies war - auch vor dem Hintergrund, dass eine rasterbasierte Verarbeitung in HEC-HMS möglich ist - bewusst so gewählt, um eine deutliche Abgrenzung zum anderen eingesetzten Modell WaSiM-ETH mit einem Rechteckgitter als

Kernelement (Abschnitt 3.3.1.2) zu erzielen. Dies zog somit eine Aggregation der rasterbasierten Ergebnisse der Niederschlagsinterpolation bzw. -simulation nach sich und reduzierte die ursprüngliche räumliche Variabilität des Niederschlags. Dieser potentielle Nachteil kann nur durch die Definition einer großen Anzahl an Teileinzugsgebieten kompensiert werden, welches im Rahmen dieser Arbeit jedoch nicht weiter untersucht wurde.

Das Modell HEC-HMS wurde auf der Basis eines stündlichen Zeitschrittes angewendet. Die ereignisbasierte Herangehensweise erforderte eine besondere Betrachtung der Anfangsbedingungen, da diese einen hohen Einfluss auf die simulierten Abflüsse aufweisen (Sheikh 2006).

3.3.1.2 WaSiM-ETH

Das hydrologische Modellsystem WaSiM-ETH ist gegenüber HEC-HMS ein deutlich komplexeres, deterministisches hydrologisches Einzugsgebietsmodell, welches auf der Grundlage eines Rechteckgitters flächendifferenziert arbeitet. In der Abbildung 3.2 ist die hier verwendete Modellstruktur dargestellt.

Neben einem digitalen Höhenmodell wurden Angaben zu Bodentyp und Landnutzung auf einer rasterbasierten Datengrundlage benötigt. Für die Berechnung des Bodenwasserhaushaltes und der Abflussbildung wurde der Topmodel-Ansatz nach Beven et al. (1979) verwendet, der in WaSiM-ETH dahingehend abgewandelt wurde, dass die Berechnung von Sättigungsflächen nicht für Klassen topografischer Indizes, sondern für jede Rasterzelle separat erfolgt. Darüber hinaus wurden auch die übrigen hydrologischen Prozesse wie die Schneeschmelze, die Interzeption, die Verdunstung und die Infiltration für jede Zelle des regelmäßigen Gitters simuliert. Für die Berechnung der potentiellen Verdunstung wurde die Methode nach Penman-Monteith angewandt, während das Schneemodell auf der Basis des Temperatur-Index-Verfahrens betrieben wurde. Der lokal bei jeder Rasterzelle gebildete Abfluss wird untergliedert in die Komponenten Basisabfluss, Zwischenabfluss und Direktabfluss. Die einzelnen Abflüsse werden im Modell grundsätzlich jeweils über den Ansatz von Einzellinearspeichern zeitlich verzögert zum Teilgebietsauslass geleitet. Die Berechnung der Translation des aufsummierten Gesamtabflusses im weiteren Verlauf erfolgte nach dem Ansatz der kinematischen Welle. Für eine detaillierte Beschreibung der Teilprozesse wird auf Schulla (1997) und Schulla (2017) verwiesen.

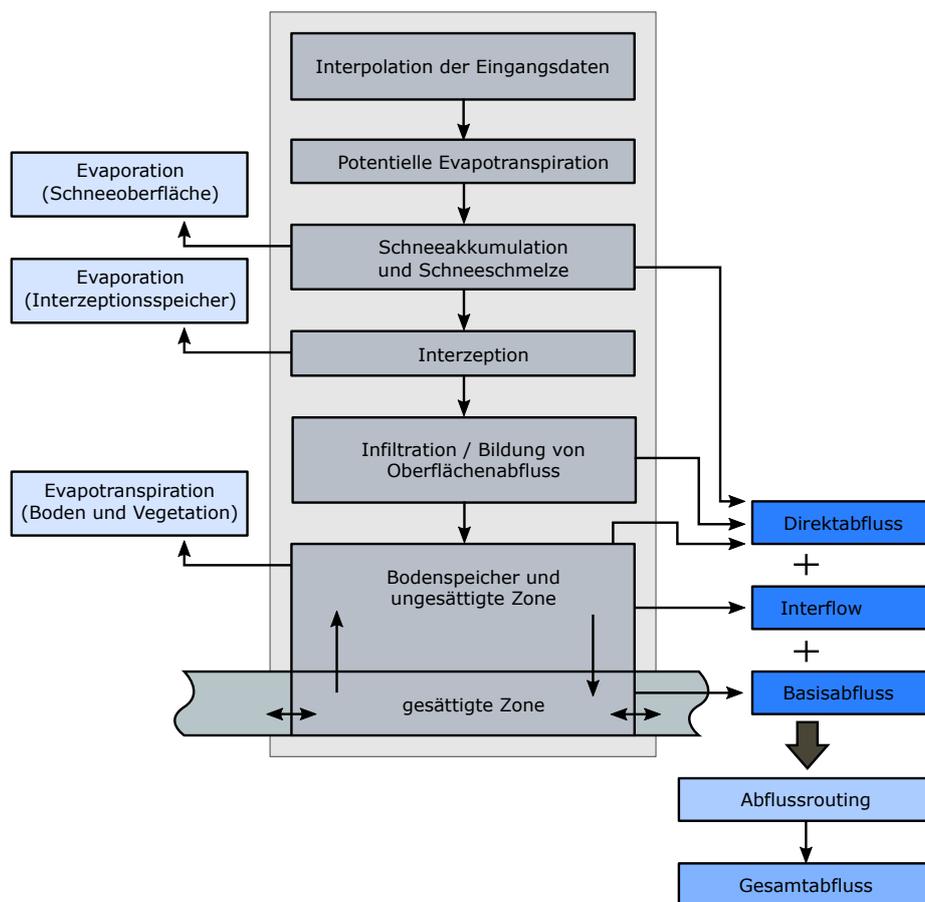


Abb. 3.2: Darstellung der verwendeten Modellstruktur des Programms WaSiM-ETH, modifiziert nach Schulla (2017)

Die Parametrisierung erfolgte analog zum Vorgehen im Modell HEC-HMS (Abschnitt 3.3.1.1). Neben einer teilgebietsbasierten Eingabe der Parameter für das Bodenmodell wurde auch eine pauschale Parametrisierung mit konstanten Werten über alle Teileinzugsgebiete verwendet. Für die Modellierung der Schneeschmelze konnte generell nur eine pauschale Vergabe der Parameter erfolgen. Auf die Bestimmung der einzelnen Parameter wird im Rahmen der Konzeptentwicklung zur Bewertung des Einflusses von Flächenniederschlägen auf die hydrologische Modellierung (Abschnitt 3.4) näher eingegangen.

Während in HEC-HMS die Niederschlagsdaten nur teilgebiets-scharf verarbeitet wurden, erfolgte in WaSiM-ETH ein direkter Import der rasterbasierten Niederschlagsdaten, die im Vorfeld separat interpoliert bzw. simuliert wurden (Abschnitt 3.2). Es wurde im Gegensatz zur Vorgehensweise in HEC-HMS keine Aggregation zu Teilgebietsnieder-

schlägen durchgeführt, sodass die räumliche Variabilität der interpolierten bzw. simulierten Niederschläge modelltechnisch vollständig bewahrt blieb.

Eine Anwendung von WaSiM-ETH erfolgte ebenfalls auf der Basis eines stündlichen Zeitschrittes. Analog zu HEC-HMS ist beim ereignisbasierten Betrieb des Modells ein besonderes Augenmerk auf die Anfangsbedingungen zu legen (Jasper et al. 2002).

3.3.2 Sensitivitätsanalyse hinsichtlich Niederschlagsinput

Eine wichtige Voraussetzung für die modelltechnische Evaluierung von räumlich unterschiedlich interpolierten Niederschlagsdaten betrifft die Sensitivität der hydrologischen Modelle in Bezug auf Veränderungen beim Niederschlagsinput. Insofern wurden im Vorfeld der eigentlichen Untersuchungen zunächst synthetische Veränderungen bei den Flächenniederschlägen generiert, um die Reaktion der Modelle im Hinblick auf das Abflussvolumen sowie den Verlauf der Abflussganglinie zu testen. Hierzu wurden verschiedene Szenarien aufgestellt.

Die Sensitivitätsanalyse wurde folgendermaßen durchgeführt: Für jedes Einzugsgebiet wurde unter Verwendung der Thiessen-Polygon-Interpolationsmethode (NN) ein mittlerer Einzugsgebietsniederschlag für jeden Zeitschritt ermittelt, wobei eine gleichförmige Verteilung über das Einzugsgebiet zugrunde gelegt wurde. Für jedes verwendete Niederschlagsereignis erfolgte eine individuelle Kalibrierung der Parameter, die im Gegensatz zur Rekalibrierungsstrategie nicht das Ziel verfolgte, einen möglichst robusten Parametersatz zu abzuleiten. Vielmehr sollte für jedes Ereignis eine möglichst gute Anpassung der simulierten Ganglinie an die beobachteten Werte erzielt werden, damit eine optimale Basis für die Evaluation der Auswirkungen von Veränderungen beim Niederschlagsinput vorlag und nicht bereits von einem ungenügenden Modellverhalten gestartet werden musste. Bei der automatischen Kalibrierung kam der Dynamically Dimensioned Search Algorithmus (DDS) zum Einsatz (Tolson et al. 2007). Dies ist ein stochastischer, auf einer Einzellösung basierender, heuristischer globaler Suchalgorithmus, der deutlich schneller auf das globale Optimum konvergiert als z.B. der Shuffled Complex Evolution Algorithmus (SCE) (Duan et al. 1994). Als Zielfunktion für die Optimierung wurde der mit dem Mittelwert der beobachteten Werte normierte Root Mean Square Error (RMSE, Abschnitt 3.5) verwendet.

Die nachfolgend aufgeführten Szenarien zu den synthetischen Flächenniederschlägen wurden anhand von Niederschlag-Abfluss-Simulationen mit den in Abschnitt 3.3.1 beschriebenen hydrologischen Modellen HEC-HMS und WaSiM-ETH verglichen:

- **Veränderung beim Niederschlagsvolumen ($\pm 30\%$):**
Sowohl in positiver als auch in negativer Richtung wurde das Niederschlagsvolumen für jeden Zeitschritt um 30% verändert, wobei die räumlich gleichmäßige Verteilung unverändert blieb (Szenarien a und b).
- **Veränderung bei der Niederschlagsverteilung ($\pm 30\%$):**
Während das einzugegebene räumliche Niederschlagsvolumen unverändert blieb, wurde für jeden Zeitschritt eine Veränderung bei der räumlichen Verteilung des Niederschlags in Richtung der Hauptgefälleneigung des Einzugsgebietes sowie in gegensätzlicher Richtung derart erzeugt, dass am Gebietsauslass ein um 30% höherer und an der Quelle des Einzugsgebietes ein um 30% geringerer Niederschlag als im Mittel vorlag bzw. eine genau gegensätzliche Veränderung bei der Niederschlagsverteilung. Für die Bereiche dazwischen wurde linear interpoliert, sodass eine gleichmäßige Abnahme bzw. Zunahme des Niederschlages von der Quelle bis zum Auslass des Einzugsgebietes erfolgte (Szenarien c und d).

Zur Beurteilung der Veränderungen beim Niederschlagsinput im Vergleich zum Basislastfall wurde der Nash-Sutcliffe Effizienz-Koeffizient (NSC) als wesentlicher Performance-Indikator verwendet (vgl. Abschnitt 3.5). Auf diese Weise konnte für jedes Szenario in Abhängigkeit des Ereignisses und des Simulationsmodells der Einfluss des Niederschlagsinputs im Hinblick auf die Modellierungsgüte bestimmt werden.

3.4 Konzeptentwicklung zur Bewertung des Einflusses von Flächenniederschlägen auf die hydrologische Modellierung

3.4.1 Vergleich unterschiedlich räumlich interpolierter Niederschläge

Für eine Bewertung der Performance von Interpolations- oder Merging-Methoden - mit der Zielsetzung beobachtete Regendaten zu reproduzieren - ist eine Verwendung der Niederschlags-Kreuzvalidierung angemessen. Für eine Validierung in Bezug auf mögliche Vorteile für die Modellierung von Hochwasserereignissen ist es jedoch erforderlich, vergleichende hydrologische Modellrechnungen durchzuführen. Bei der Prüfung der Qualität von Niederschlagsdaten sollten bei der Anwendung eines hydrologischen Modells auch andere Quellen der Unsicherheiten, wie z.B. strukturbedingte Modellfehler oder Parameterfehler, betrachtet werden (Renard et al. 2011). Die Herausforderung dabei besteht darin, die Simulationsexperimente so zu definieren, dass ein objektiver Vergleich

der Niederschlagsdaten als Input für die Modellierung möglich ist. Sofern ein Modell unter Verwendung von wahren Eingangs- und Ausgabedaten kalibriert werden kann, fällt dieser Aspekt weniger ins Gewicht. Da dies jedoch normalerweise nicht möglich ist, wurden im Rahmen dieser Arbeit drei Validierungsstrategien auf der Grundlage von ereignisbasierten Simulationen angewendet, um die Qualität der Niederschlagsdaten zu evaluieren. Als zusätzliche Variante wurde unter der Verwendung von kontinuierlichen Simulationen eine traditionelle Strategie mit Kalibrierung und Validierung durchgeführt:

Ereignisbasiert:

- Modell-Rekalibrierung
- Monte-Carlo-Simulationen
- Robustheits-Test

Kontinuierlich:

- Kalibrierung / Validierung

Zur Beurteilung der Performance des hydrologischen Modells für Hochwassersimulationen und somit für die Eignung des Niederschlagsdateninputs wurde das Nash-Sutcliffe Effizienz-Koeffizient (NSC) als wesentlicher Performance-Indikator ausgewählt (vgl. 3.5). Je nach Validierungsstrategie erfolgte auf dieser Basis eine individuelle und der Methode angepasste Auswertung.

3.4.1.1 Rekalibrierungsstrategie

Bei der Rekalibrierungsstrategie wurde das hydrologische Modell simultan unter Einsatz von n Niederschlags-Abfluss-Ereignissen, aber getrennt für jeden Niederschlagsinput kalibriert. Für die Validierung wurde ein zusätzliches $(n+1)$ -Ereignis verwendet. Um das Problem anzugehen, wie die Anfangsbedingungen für das Validierungsereignis - unter der Maßgabe keinen Input zu bevorzugen - zu bestimmen sind, wurde das nachfolgend beschriebene Kreuzvalidierungsverfahren entwickelt: Die Kalibrierungsläufe wurden unter Verwendung verschiedener Kombinationen von Ereignissen vorgenommen. Dabei erfolgte für jedes Ereignis und jeden Niederschlagsinput eine individuelle Kalibrierung der Anfangsbedingungen vor dem Hintergrund, den Einfluss der Anfangsbedingungen auf die Modell-Performance zu eliminieren, um keinen Input zu bevorzugen. Hierdurch wurden immer optimale Anfangsbedingungen für jeden Input zugrunde gelegt.

Jedes ausgelassene Ereignis wurde anschließend für die Validierung herangezogen, wobei die gemittelten Anfangsbedingungen der Kalibrierungsläufe für das jeweilige Ereignis als Anfangsbedingungen für den Validierungslauf fungierten. Somit diente jedes Ereignis einmal für die Validierung, während die Anfangsbedingungen nicht rekaliert werden mussten, aber immer noch zu den jeweiligen Niederschlags-Inputs gehörten. Der potentielle Nutzen eines verbesserten Niederschlags-Inputs konnte damit auf Basis aller Ereignisse validiert werden.

Grundsätzlich hat die Anzahl der Parameter einen starken Einfluss auf den Kalibrierungsprozess. Je mehr Parameter dabei berücksichtigt werden, desto höher ist die Anzahl der Freiheitsgrade und desto größer die mögliche Kompensierung von Fehlern, z.B. aus dem Niederschlagsinput. Um Letzteres zu vermeiden und die Optimierung zu beschleunigen, wurden hier nur ausgewählte Parameter verwendet. Die für die Kalibrierung verwendeten Parameter sind - untergliedert in die beiden angewendeten hydrologischen Modelle HEC-HMS und WaSiM-ETH - mit Angabe von Spannweite und Methode in Tabelle 3.1 zusammengestellt. Beiden Modellen ist gemein, dass die Parameter ausschließlich den Prozessen der Abflussbildung und Abflusskonzentration - wenn gleich auch grundlegend unterschiedlichen Methoden bzw. Ansätzen - zuzuordnen sind. Die beim Modell WaSiM-ETH zusätzlich aufgeführten Parameter bezüglich der Schneeschmelze wurden nur im Rahmen der kontinuierlichen Simulationen berücksichtigt. Mit dem Modell HEC-HMS wurden nur ereignisbasierte Simulationen durchgeführt.

Im Bezug auf die Parametrisierung erfolgte eine Unterscheidung in einen pauschalen Ansatz (lumped), bei dem die Kalibrierungsparameter einheitlich über alle Teileinzugsgebiete angesetzt wurden, und in einen verteilten Ansatz (distributed), wo die Kalibrierungsparameter unterschiedliche Werte für jedes Teileinzugsgebiet annehmen konnten. Hinsichtlich der Anfangsbedingungen wurde generell nur die pauschale Parametrisierung verwendet.

Eine automatische Modellkalibrierung mit den gleichen Einstellungen für alle Niederschlagsdatensätze fand Anwendung für beide hydrologischen Modelle. Für die automatische Kalibrierung wurde der Dynamically Dimensioned Search Algorithmus (DDS) verwendet (Tolson et al. 2007). Als stochastischer, auf einer Einzellösung basierender, heuristischer globaler Suchalgorithmus konvergiert dieser deutlich schneller auf das globale Optimum als z.B. der Shuffled Complex Evolution Algorithmus (SCE) (Duan et al. 1994). Als Zielfunktion für die Optimierung wurde der mit dem Mittelwert der beobachteten Werte normierten Root Mean Square Error (RMSE, Abschnitt 3.5) verwendet.

Tab. 3.1: Ausgewählte Parameter für die Kalibrierung, untergliedert nach den hydrologischen Modellen HEC-HMS und WaSiM-ETH

HEC-HMS			
Parameter		Modell	Spannweite
Anfangszustand Oberbodenspeicher	[%]		10-95
Anfangszustand Bodenspeicher 1	[%]		0-95
Anfangszustand Bodenspeicher 2	[%]	Soil Moisture Accounting (SMA)	10-95
Speichergröße GW-Speicher 1	[mm]		10-500
Speicherkoeffizient GW-Speicher 1	[h]		20-1.000
Speichergröße GW-Speicher 2	[mm]		50-1.000
Speicherkoeffizient GW-Speicher 2	[h]		2.500-10.000
Speicherkoeffizient	[h]	Clark Unit Hydrograph	1-200
Speicherkoeffizient der GW-Speicher	[h]	Linear Reservoir	10-1.000
Speicherkoeffizient der GW-Speicher	[h]		200-5.000
WaSiM-ETH			
Parameter		Modell	Spannweite
Rezessionsparameter für das Sättigungsflächenmodell	[m]		0,005-0,150
Korrekturfaktor (Transmissivitäten)	[-]		0,0001-10.000
Korrekturfaktor (vert. Versickerung)	[m/s]		1-2.000
Speicherrückgangskonst. Direkt	[h]	Soil Model (Topmodel)	1-20
Sättigungsdefizit			5-80
Speicherrückgangskonst. Interflow	[h]		20-100
Anfangsfüllung SUZ-Speicher	[n*nFK]		0,1-3,0
Anfangssättigungsdefizit	[n*nFK]		
Ansprungpunkt Makroporenabfluss	[mm/h]		0,1-10
Reduktionsfaktor	[-]		0-1
Auffüllung von Verdunstungsverlust			
Anteil der effektive Schneeschmelze am Direktabfluss	[-]		0-1
Übergangszone Regen-Schnee	[°C]	Snow Model	0 - 2
Temperaturgrenze Regen	[°C]		-2 - 2
Temperaturgrenze Schneeschmelze	[°C]		-2 - 2
Gradtag-Faktor	[mm/d/°C]		1 - 7

3.4.1.2 Monte-Carlo-Ansatz

Ein Nachteil der Rekalibrierungsstrategie liegt in der Charakteristik der Methode, von Mängeln behaftete Niederschlagsdatensätze auszugleichen, indem die Modellparameter jeweils entsprechend angepasst werden. Ein Monte-Carlo-Ansatz führt insofern zu einer objektiveren Beurteilung, als dass hier keine systematische Korrektur erlaubt wird. Die Modellparameter aus der Rekalibrierung wurden auch für die Monte-Carlo-Analyse verwendet (Tabelle 3.1). Unter Berücksichtigung der Rechenzeit wurden hier 1000 Modellparametersätze zufällig generiert. Diese Anzahl wurde als ausreichend betrachtet, da die Resultate für Teilmengen nur geringfügigen Veränderungen unterlagen. Der Parameterraum wurde gleichmäßig entsprechend der Parametergrenzen belegt (Tabelle 3.1).

Für jeden Parametersatz wurden die Modelle mit allen Niederschlagsdatensätzen, für sämtliche Ereignisse und für die drei ausgewählten Einzugsgebiete betrieben. Zur Bewertung der Performance wurden wiederum die gleichen Fehlermaße wie bei der Rekalibrierung verwendet. Eine aufsteigende Sortierung der Ergebnisse lieferte eine empirische, kumulative Wahrscheinlichkeitsverteilungsfunktion des ausgewählten Performance-Kriteriums (Nash-Sutcliffe Effizienz-Koeffizient). Ein Vergleich der verschiedenen Niederschlagsdatensätze hinsichtlich ihrer Qualität für Hochwassersimulationen kann entweder durch die vergleichende Darstellung bestimmter Quantile der NSC-Fehlerverteilungen (z.B. anhand des 95%-Quantils) oder durch Auszählung der „guten Realisierungen“ (d.h. mit NSC-Werten über einem bestimmten Grenzwert, z.B. $NSC > 0,5$) realisiert werden.

3.4.1.3 Robustheitsansatz

Im Monte-Carlo-Ansatz wird die Übertragbarkeit der Parameter auf andere Bedingungen nicht erfasst. Grundsätzlich werden Niederschlagsdaten, die eine robustere Parameterschätzung erlauben, als bessere Eingangsgröße für die hydrologische Modellierung angesehen als die übrigen Regendaten. Zur Beurteilung dieser Annahme wurde ein sogenannter Robustheits-Ansatz herangezogen. Die tausend zufällig generierten Parametersätze aus dem Monte-Carlo-Ansatz bildeten dabei die Grundlage für diese Analyse. Das Robustheitsmaß stellte hier die durchschnittliche Anzahl von Ereignissen dar, auf die ein entsprechend guter Parametersatz angewendet werden konnte. Dabei bezog sich

die Einordnung „gut“ auf einen NSC-Wert $\geq 0,5$, der mindestens für ein Ereignis erzielt wurde. Der Robustheitsindex R wird nach folgender Formel berechnet:

$$R = \frac{1}{p} \cdot \sum_{i=1}^p \sum_{j=1}^n x_{ij} \quad (3.18)$$

wobei $x[0,1]$ angibt, ob der Parametersatz als „gut“ für das Ereignis j angesehen werden kann, während die Variable n die Anzahl der Ereignisse bzw. die Variable p die Anzahl der Parametersätze darstellt. Je größer R dabei ist, desto robuster kann der betrachtete Parametersatz angesehen werden und desto besser ist somit der Niederschlagsinput. In einem Beispiel mit $n=4$ Ereignissen und $p=5$ „guten“ Parametersätzen ergibt sich der Fall mit der größten Robustheit, wenn alle Parametersätze für jedes Ereignis verwendet werden können. Dies würde in einem Robustheitsindex von $R=4$ resultieren. Für den Fall, dass jeder Parametersatz nur für ein Ereignis verwendet werden kann, fällt der Index auf den kleinsten möglichen Wert von $R=1$.

3.4.1.4 Kalibrierung / Validierung

In Ergänzung zu den drei ereignisbasierten Strategien wurde das hydrologische Modell WaSiM-ETH zusätzlich kontinuierlich über einen Zeitraum von mehreren Jahren in Abhängigkeit der zur Verfügung stehenden Pegeldata betrieben. Das erste Jahr mussten nicht unbedingt Pegeldata, sondern nur Niederschlagsdata zur Verfügung stehen. Dieses wurde als Vorlauf verwendet, da im Gegensatz zur ereignisbasierten Rekalibrierungsstrategie die Anfangsbedingungen nicht kalibriert wurden. Der verbleibende Zeitraum wurde gleichmäßig in einen Kalibrierungsabschnitt und einen Validierungsabschnitt aufgeteilt, wobei der Validierungszeitraum auch vor dem Kalibrierungszeitraum liegen konnte.

Analog zum Rekalibrierungsansatz wurde für die automatische Kalibrierung der Dynamically Dimensioned Search Algorithmus (DDS) mit den entsprechenden Einstellungen eingesetzt (Tolson et al. 2007). Als Zielfunktion für die Optimierung wurde ebenfalls der mit dem Mittelwert der beobachteten Werte normierte RMSE (Abschnitt 3.5) verwendet. Im Vergleich zu den ereignisbasierten Untersuchungen mussten bei den kontinuierlichen Berechnungen auch die Parameter für die Schneeschmelze kalibriert werden. Hinsichtlich der Parametrisierung wurde ausschließlich der pauschale Ansatz angewendet.

3.4.2 Analyse und Evaluierung der Unsicherheit

Dem Vorteil einer minimalen Fehlervarianz steht selbst bei anspruchsvollen geostatistische Interpolationsmethoden, die auch Zusatzinformationen in Form von topografischen Daten oder Radardaten verarbeiten können, die Glättung der räumlichen Verteilung des Niederschlags als Nachteil gegenüber. Dies kann bei der hydrologischen Modellierung von Hochwasserabflüssen zu fehlerhaften Ergebnissen führen, da gerade bei diesen dynamischen Prozessen eine hochgradige Nichtlinearität zwischen Eingangsdaten und Simulationsergebnissen vorliegt und die Reaktion des Modells insbesondere von den extremeren Werten bestimmt wird.

Eine Möglichkeit zur Bewahrung dieser räumlichen Varianz von Niederschlägen besteht in der Simulation von Niederschlägen, wodurch eine Vielzahl an gleichwahrscheinlichen Realisationen erstellt wird. Durch die Verwendung dieser Realisationen als Input für die hydrologische Modellierung ist es zudem möglich, eine Analyse und Evaluierung der Unsicherheit durchzuführen, die vom Niederschlagsinput ausgeht. Gleichzeitig ergeben sich durch eine Mittellung über die Berechnungsläufe mit den Niederschlagsrealisationen erwartungstreuere Simulationsergebnisse.

Als Grundlage für die nachfolgend beschriebenen Untersuchungen wurden unter der Anwendung von Simulated Annealing (Abschnitt 3.2.3) mit dem Ansatz einer zusätzlichen Randbedingung, die einen Bezug zu den in Abschnitt 3.2.2 verwendeten Interpolationsverfahren herstellte, jeweils 100 gleichwahrscheinliche Niederschlagsrealisationen für die Kernbereiche der ausgewählten Niederschlagsereignisse erzeugt. Für die übrigen Zeiten wurden die jeweils interpolierten Niederschlagsdaten verwendet. Die Anzahl von 100 Niederschlagsrealisationen wurde vor dem Hintergrund, dass mehrere Ereignisse in verschiedenen Einzugsgebieten betrachtet wurden, als hinreichend angesehen.

Im Hinblick auf die Beurteilung der niederschlagsbedingten Unsicherheit wurde folgende Vorgehensweise entwickelt: Für jeden Satz der erzeugten 100 Niederschlagsrealisationen, der durch die Berücksichtigung einer Korrelation zum interpolierten Bild einen Bezug zu dieser Interpolationsmethode herstellte, wurden jeweils ereignisbasierte hydrologische Niederschlag-Abfluss-Simulationen durchgeführt, wobei in die folgenden zwei Varianten unterschieden wurde:

- **Variante 1:**

Über alle Niederschlag-Abfluss-Simulationen mit den simulierten Niederschlägen wurde jeweils einheitlich der Parametersatz verwendet, der im Rahmen der Rekalibrierungsstrategie für die jeweilige Interpolationsmethode abgeleitet wurde.

- **Variante 2:**

Für jede Niederschlag-Abfluss-Simulation mit den simulierten Niederschlägen erfolgte eine individuelle Kalibrierung der Parameter. Dies zog in Erwägung, dass jede Realisation die wahre Realisation sein konnte und zu einer anderen Parametrisierung führen konnte als im Rahmen der Rekalibrierungsstrategie.

Für beide Varianten - mit und ohne individuelle Kalibrierung - wurden im Anschluss sogenannte Unsicherheitsbandbreiten für die beobachteten Abflussganglinien ermittelt. Vergleiche zwischen den Ergebnissen dieser beiden Ansätzen erlaubten Aussagen zu der Fragestellung, wie die Unsicherheit des Niederschlagsinputs in Bezug auf die Abflusssimulation ausfällt und welchen Anteil die Schätzung der Parameter daran aufweist.

3.5 Kriterien zur Beurteilung der Ergebnisgüte

Zahlreiche Bewertungskoeffizienten werden zur Validierung der Performance und als Vergleichsmaßstab für verschiedene Methoden bzw. Modelle verwendet. Im Rahmen dieser Arbeit wurden einige Bewertungskoeffizienten - auch als Performance-Indikatoren bezeichnet - ausgewählt, um zum einen die Ergebnisse der räumliche Niederschlagsinterpolation und -simulation (vgl. Abschnitt 3.2) und zum anderen auch die vergleichenden hydrologischen Simulationen zum Einfluss der Flächenniederschläge auf die hydrologische Modellierung (Abschnitt 3.3 und 3.4) zu bewerten.

Bei der räumlichen Niederschlagsinterpolation wurde sowohl der Einfluss des verwendeten Variogramms auf die Interpolation als auch die Verwendung verschiedener Zusatzinformationen anhand des Root Mean Square Errors (RMSE) evaluiert. Ebenso wurde dieser Indikator als Zielfunktion für die Optimierung bzw. automatische Modellkalibrierung bei dem Vergleich der unterschiedlich räumlich interpolierten Niederschläge (Abschnitt 3.4.1) verwendet. Der RMSE ist eine Maßzahl zur Beurteilung der Prognosegüte. Er sagt aus, wie gut simulierte Werte an beobachtete Werte angepasst sind, beziehungsweise wie stark die Schätzung im Durchschnitt von den Beobachtungswerten abweicht. Berechnet wird der RMSE aus der Quadratwurzel des durchschnittlichen Fehlers. Je grö-

ßer der RMSE ist, desto schlechter ist die Anpassung des Modells. Der RMSE wurde im Rahmen dieser Untersuchungen mit dem Mittelwert der beobachteten Werte normiert:

$$RMSE = \frac{1}{\bar{Z}} \sqrt{\frac{1}{n} \cdot \sum_{i=1}^n [Z^*(u_i) - Z(u_i)]^2} \quad (3.19)$$

wobei n die Anzahl der Zeitschritte, $Z^*(u_i)$ und $Z(u_i)$ die simulierten bzw. beobachteten Werte an der Stelle u_i und \bar{Z} den Mittelwert der beobachteten Werte darstellt. Aufgrund der quadratischen Funktion fallen große Abweichungen stärker ins Gewicht. Der BIAS hingegen beschreibt die mittlere Abweichung und deckt somit systematische Fehler auf:

$$BIAS = \frac{1}{n} \cdot \sum_{i=1}^n [Z^*(u_i) - Z(u_i)] \quad (3.20)$$

Simulationen, die im Mittel zu hoch sind, haben einen positiven Bias, während Simulationen, die im Mittel zu niedrig sind, einen negativen Bias aufweisen.

Bei der Interpolation wurde als weiterer Leistungsindikator neben BIAS und RMSE auch der Ratio of Variance (RVar) als Quotient der Varianzen der interpolierten und beobachteten Werte herangezogen:

$$RVar = \frac{Var [Z^*(u)]}{Var [Z(u)]} \quad (3.21)$$

wobei $Var [Z^*(u)]$ und $Var [Z(u)]$ die Varianzen der geschätzten bzw. interpolierten Werte und der beobachteten Werte darstellen. Da die Interpolationsalgorithmen im Allgemeinen zu einer Glättung der Beobachtungen und einem Varianzverlust führen, welches für die hydrologische Modellierung unerwünscht ist (Haberlandt 2007), wurde der RVar als Maß dazu verwendet, inwieweit der interpolierte Niederschlag die Varianz bewahrt. Je näher RVar an 1 heranreicht, desto besser erhält der räumlich interpolierte Niederschlag die beobachtete Varianz (Zhang 2012).

Bei der hydrologischen Modellierung wurde sowohl bei der Sensitivitätsanalyse hinsichtlich des Niederschlagsinputs als auch zur Evaluierung des Einflusses von unter-

schiedlich räumlich interpolierten Niederschlägen der Nash-Sutcliffe Effizienz-Koeffizient (NSC) verwendet. Die Nash-Sutcliffe Effizienz ist ein in der Hydrologie häufig verwendetes Effizienzkriterium. Als normierte dimensionslose statistische Kennzahl gibt der Nash-Sutcliffe Effizienz-Koeffizient (NSC) an, wie gut Werte einer beobachteten hydrologischen Größe mit von einem hydrologischen Modell simulierten Werten übereinstimmen:

$$NSC = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Z(u_i) - Z^*(u_i))^2}{\sum_{i=1}^n (Z(u_i) - \bar{Z})^2} \quad (3.22)$$

wobei i den aktuellen Zeitschritt und n die Anzahl aller Zeitschritte bezeichnet. Der simulierte bzw. beobachtete Wert stellt $Z(u_i)$ bzw. $Z^*(u_i)$ dar und \bar{Z} ist das beobachtete Mittel. NSC-Werte kleiner als null zeigen an, dass der Mittelwert der Beobachtungen eine bessere Schätzung vornimmt als die Simulation, was als nicht akzeptable Modell-Effizienz angesehen wird. Der Maximalwert von 1 bedeutet eine exakte Übereinstimmung der beobachteten und simulierten Zeitreihe. Bei hydrologischen Simulationen sollten Werte größer 0,5 angestrebt werden (CSC 2012).

Für eine Anfangsbewertung der unterschiedlichen Niederschlagsdatensätze bei der Bewertung des Einflusses von Flächenniederschlägen auf die hydrologische Modellierung (Abschnitt 3.4) wurde ergänzend der räumliche Variationskoeffizient verwendet, der zudem zur Klassifizierung der Niederschlagsereignisse im Rahmen des Daten-Preprocessings herangezogen wurde. Er ist definiert als Quotient aus Standardabweichung und Erwartungswert bzw. Mittelwert:

$$CV = \frac{\sqrt{Var [Z^*]}}{E [Z^*]} \quad (3.23)$$

Der CV ist ein relatives Maß für die Streuung einer Größe und weist die durchschnittliche Abweichung aller Werte von ihrem Mittelwert aus.

4 Untersuchungsraum und Daten

4.1 Untersuchungsgebiete

4.1.1 Gebiet für die Niederschlagsinterpolation und -simulation

Das gesamte Untersuchungsgebiet liegt in einem Radius von 125 km um die Radarstation Ummendorf (im Landkreis Börde in Sachsen-Anhalt) und umfasst insgesamt 21 Stationen mit hochauflösenden Niederschlagsdaten in 10-Minuten-Intervallen. Innerhalb des Aktionsradius des Radars sind zudem 676 Stationen mit täglichen Niederschlagswerten vorhanden. Im Nordosten ist das Gelände hauptsächlich durch flache Ebenen gekennzeichnet, während der südöstliche Bereich stark durch das Harzgebirge und dessen Ausläufer geprägt ist (Abbildung 4.1). Die Höhenlage reicht von knapp über Meeresniveau bis 1.043 m ü. NHN.

Das Gesamtgebiet wurde zur Validierung der interpolierten Flächenniederschläge mit einer Kreuzvalidierung sowie für die Niederschlagssimulation verwendet. Fuchs et al. (2003) zufolge variiert der mittlere jährliche Niederschlag für das Gesamtgebiet zwischen ca. 400 mm auf der windabgewandten Seite des Harzgebirges sowie ca. 1.300 mm auf den Gebirgsspitzen.

4.1.2 Flussgebiete für die hydrologische Modellierung

Die Validierung auf der Grundlage der hydrologischen Modellierung wurde für drei ausgewählte Einzugsgebiete durchgeführt, die jeweils im Harzvorland liegen und Einzugsgebietsflächen zwischen 50 und 180 km² umfassen (Abbildung 4.1).

Das Einzugsgebiet der oberen Holtemme umfasst am Pegel Mahndorf eine Fläche von ca. 167 km². Das Gebiet befindet sich auf der in der Regel vom Wind abgewandten Seite des Harzes und weist im Quellbereich steile Gebietsteile auf, während es stromabwärts zunehmend in flaches Gelände übergeht. Die Höhenlage beträgt zwischen 130 und 900 m ü. NHN. Das Einzugsgebiet ist in zehn Teileinzugsgebiete mit Flächen zwischen 8 und

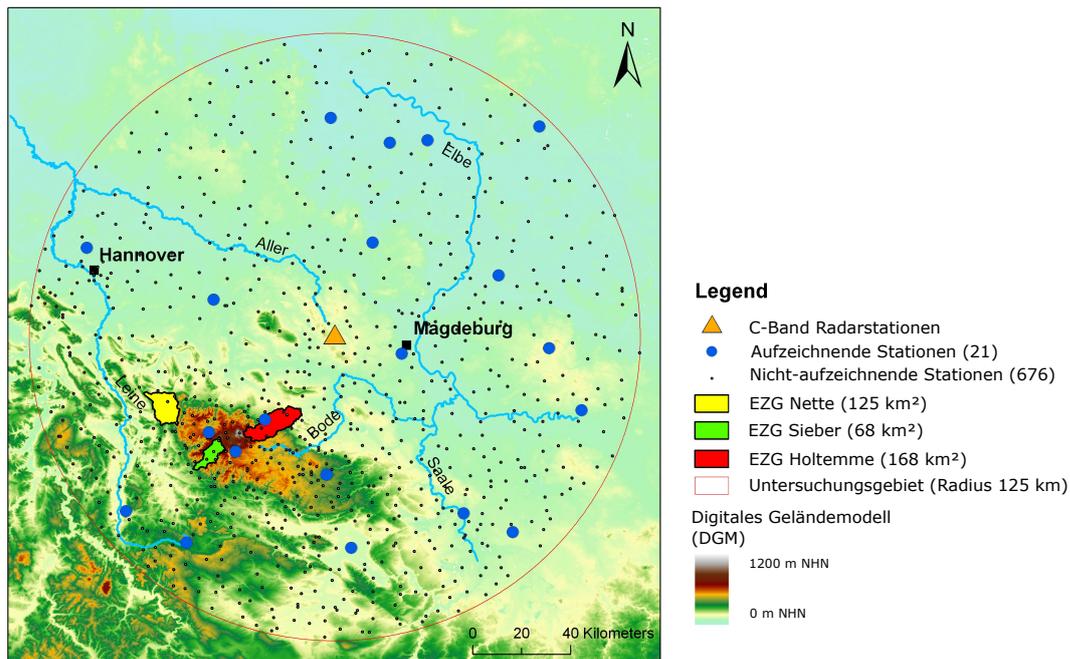


Abb. 4.1: Gesamtes Untersuchungsgebiet mit den vorhandenen Niederschlagsstationen und den ausgewählten Flusseinzugsgebieten

28 km² untergliedert. Der Bemessungsniederschlag mit einer Wiederkehrzeit von 10 Jahren und eine Dauer von 24 Stunden beträgt 73,8 mm für dieses Gebiet (Bartels et al. 2004).

Das Einzugsgebiet der oberen Sieber liegt auf der in der Regel dem Wind zugewandten Seite des Harzes und ist mit einer Einzugsgebietsfläche von 68 km² am Pegel Herzberg das kleinste der drei Untersuchungsgebiete. Die Höhenlage an der Quelle beträgt ca. 900 m ü. NHN und nimmt stetig ab bis auf eine Höhe von 300 m ü. NHN bei der Messstation. Das Gebiet ist in vier Teileinzugsgebiete unterteilt, welche jeweils Flächen zwischen 2 und 28 km² umfassen. Der Bemessungsniederschlag mit einer Wiederkehrzeit von 10 Jahren und eine Dauer von 24 Stunden beträgt 82,5 mm für diese Gebiet (Bartels et al. 2004) und ist damit signifikant höher im Vergleich zum Einzugsgebiet der oberen Holtemme.

Das Einzugsgebiet der oberen Nette mit einer Gebietsfläche von 125 km² ist nordwestlich des Harzes gelegen und weist im Vergleich zu den anderen beiden Gebiet ein wesentlich flacheres Gelände auf. Die Höhenlage reicht von 600 bis 130 m ü. NHN am Pegel Groß Rhüden. Das Einzugsgebiet umfasst insgesamt 17 Teileinzugsgebiete mit Flächen zwischen 2 und 18 km². Für dieses Gebiet beträgt der Bemessungsniederschlag mit einer Wiederkehrzeit von 10 Jahren und eine Dauer von 24 Stunden 77,5 mm (Bartels et al. 2004) und liegt damit zwischen den Werten der beiden anderen Gebiete.

Der Unterschied in Bezug auf die Niederschlagshöhen zwischen dem Einzugsgebiet der oberen Holtemme und der oberen Sieber ist bedingt durch den Effekt des sogenannten Regenschattens auf der dem Wind abgewandten Seite eines Gebirges. Durch die in der Regel von Westen kommenden feuchten Luftmassen treten auf der westlichen Gebirgsseite höhere Niederschlagsmengen auf, während die östlichen Seite des Gebirges durch wesentlich geringere Niederschläge gekennzeichnet ist. Das Einzugsgebiet der Nette ist durch diesen Einfluss weniger betroffen, da es nördlicher gelegen ist und im Vergleich zum Einzugsgebiet der Sieber ein eher flaches Gelände aufweist.

4.2 Daten

4.2.1 Niederschlags- und Klimadaten

Für die Untersuchungen standen 21 Stationen mit hochauflösenden Niederschlagsdaten in 10-Minuten-Intervallen vom Deutschen Wetterdienst (DWD) zur Verfügung. Diese Daten wurden auf Lücken geprüft und zu Stundenwerten aggregiert. In der Tabelle 4.1 ist für jede Station der Name, die Höhenlage, die Koordinaten und der vorliegende Zeitraum angegeben. Bei den 676 Stationen mit Niederschlagsdaten als Tageswerte, die ebenfalls vom DWD stammen, wurde auf Grund der großen Anzahl auf eine detaillierte Auflistung verzichtet. Diese Daten wurden ebenfalls auf Lücken geprüft.

Als Grundlage für die Bestimmung der vom Wind zugewandten bzw. abgewandten Lagen wurden Daten der Klimastation Brocken über die Windrichtung verwendet (Quelle DWD). Für die spätere hydrologischen Modellierungen wurden noch weitere Klimastationen berücksichtigt, wobei neben der Windrichtung auch die Windstärke, die Temperatur, die Sonnenscheindauer und die relative Luftfeuchtigkeit zur Verfügung standen. Diese als Stundenwerte vorhandenen Daten wurden ebenfalls auf Lücken überprüft. In Tabelle 4.2 ist eine Übersicht der Stationen mit Angabe der Bezeichnung, der Höhenlage, der Koordinaten und des zur Verfügung stehenden Zeitraums aufgeführt.

4.2.2 Topografische Daten

Die Grundlage für das digitale Geländemodell (DGM), welches den Untersuchungen zugrunde lag, bildeten die SRTM-Fernerkundungsdaten mit einer Auflösung von 30 m x 30 m. Die Hochskalierung auf die grundsätzlich verwendete Auflösung von 1 km x 1 km bei einer festen Ausdehnung von 230 km x 230 km mit der Radarstation Ummendorf als

Tab. 4.1: Übersicht zu den verwendeten Niederschlagsstationen (Quelle: DWD)

Station	Höhe [mNHN]	GK RW	GK HW	Zeitraum von	Zeitraum bis	Auflösung
Altenau	500	4392402	5741651	01.01.99	31.07.06	10 min
Arendsee	30	4466343	5860779	28.09.99	31.12.06	10 min
Artern	164	4450574	5694016	01.01.93	31.12.06	10 min
Braunlage	607	4403287	5733640	01.01.93	31.12.06	10 min
Braunschweig	88	4394254	5796147	01.01.98	31.12.06	10 min
Gardelegen	47	4459268	5819662	01.01.93	31.12.06	10 min
Genthin	35	4510891	5806154	01.01.93	31.12.06	10 min
Goettingen	173	4357671	5709119	01.11.93	31.12.06	10 min
Halle-Kröllw.	93	4496529	5708239	01.01.93	31.12.06	10 min
Hannover	59	4342371	5817574	29.04.92	31.12.06	10 min
Harzgerode	404	4440485	5724163	01.01.93	31.12.06	10 min
Kyritz	40	4527561	5867417	01.11.91	19.10.06	10 min
Leinefelde	356	4382381	5696245	01.01.93	31.12.06	10 min
Leipzig-Sch.	138	4516686	5700478	01.01.93	31.12.06	10 min
Lüchow	17	4442230	5871023	22.09.93	31.12.06	10 min
Magdeburg	76	4471223	5773960	01.01.93	31.12.06	10 min
Seehausen	21	4481829	5861809	31.10.91	15.06.06	10 min
Ummendorf	162	4443892	5780869	01.01.93	31.12.06	10 min
Werniger.	234	4415256	5746778	01.01.93	31.12.06	10 min
Wiesenburg	187	4531503	5776201	01.01.93	31.12.06	10 min
Wittenberg	105	4544744	5750713	01.01.93	31.12.06	10 min

Mittelpunkt erfolgte mit der Bilinear-Resampling-Methode. Das resultierende digitale Geländemodell ist auf der Abbildung 4.1 dargestellt.

4.2.3 Wetterradar

Es standen Daten des C-Band-Radars an der Station Ummendorf als Roh-Reflektivitäten mit einer räumlichen polaren Auflösung von 1 km x 1 ° Azimuth und eine zeitlichen Diskretisierung von 5 Minuten (dx-Produkt des DWD) zur Verfügung. Es erfolgte zunächst eine Prüfung auf zeitliche Lücken und Ausfälle. In der Tabelle 4.3 sind die Angaben zu den Radardaten zusammengefasst. In Abschnitt 5.1.3 wird detailliert auf die Aufbereitung der Radardaten eingegangen.

Tab. 4.2: Übersicht zu den verwendeten Klimadaten (Quelle: DWD)

Station	Höhe [mNHN]	GK RW	GK HW	Zeitraum von	Zeitraum bis	Auflösung
Brocken	1.134	4404791	5741394	01.01.00	31.07.05	60 min
Braunlage	607	4403287	5733640	01.01.00	31.07.05	60 min
Harzgerode	404	4440485	5724163	01.01.00	31.07.05	60 min
Magdeburg	76	4471223	5773960	01.01.00	31.07.05	60 min
Schierke	609	4407118	5737722	01.01.00	31.07.05	60 min
Ummendorf	162	4443892	5780869	01.01.00	31.07.05	60 min

Tab. 4.3: Übersicht der Radardaten der Station Ummendorf (Quelle: DWD)

Station	Art	GK RW	GK HW	Zeitraum von	Zeitraum bis	Auflösung
Ummendorf	C-Band	4444208	577904	01.01.00	31.07.05	60 min

4.2.4 Abflussdaten

Für die ausgewählten Flussgebiete zur hydrologische Modellierung lagen Abflussganglinien an den jeweiligen Pegeln vor. Die Daten entstammen unterschiedlichen Quellen, welches bedingt ist durch die Lage in unterschiedlichen Bundesländern sowie der Art der Pegelstationen. Die Ganglinien wurden auf Ausfälle und Lücken geprüft. Im Falle von Daten mit 15-Minuten-Intervallen wurden die Werte zur vollen Stunde abgegriffen und zeitgerecht in die gemeinsame Datenbasis eingebracht. In der nachfolgenden Tabelle 4.4 sind die Namen der Pegelstationen mit den Koordinaten, das zugehörige Flusseinzugsgebiet (EZG) und die jeweilige Größe sowie der vorliegende Aufzeichnungszeitraum und die Auflösung der Ausgangsdaten enthalten.

Tab. 4.4: Übersicht zu den Pegelstationen (Quelle: LHW SA, HWW und NLWKN)

Pegel	EZG	Größe [km ²]	GK RW	GK HW	Zeitraum von	Zeitraum bis	Auflösung
Mahndorf	Holtemme	167	4428714	5750615	01.01.00	06.10.05	15 min
Herzberg	Sieber	68	3593370	5726160	01.01.02	31.12.05	60 min
Gr. Rhüden	Nette	125	3577333	5756974	01.01.00	01.01.07	15 min

5 Ergebnisse

5.1 Daten-Preprocessing

Die Vorverarbeitung der Daten (das „Daten-Preprocessing“) gilt als Schnittstelle zwischen den verwendeten Daten und der Modellierung. Sie umfasste im Rahmen dieser Arbeit die Klassifikation der Ereignisse sowie die Ableitung der zusätzlichen Informationen für die Interpolation einschließlich der Radardatenaufbereitung.

5.1.1 Klassifikation der Niederschlagsereignisse

Ein wesentlicher Aspekt im Konzept bestand darin, die Untersuchungen vornehmlich ereignisbasiert durchzuführen. Die erforderliche Auswahl der Niederschlagsereignisse erfolgte auf Grundlage der Ganglinien an den Abflusspegeln der drei Einzugsgebiete.

Es wurden Ereignisse aus unterschiedlichen Jahreszeiten betrachtet, die zudem durch unterschiedliche Wetterbedingungen verursacht wurden. Sowohl konvektive als auch stratiforme Niederschlagsstrukturen können dabei zu einem Ereignis beigetragen haben. Die ausgewählten Ereignisse sowie statistische Angaben sind in Tabelle 5.1 aufgeführt.

Eine Klassifikation der Ereignisse in konvektive und stratiforme Ereignisse erfolgte auf Grundlage der Jahreszeit und des Variationskoeffizienten (CV), welcher räumlich für jeden Zeitschritt berechnet und anschließend über die Ereignisdauer gemittelt wurde. Für Berechnung der Standardabweichung und des Variationskoeffizienten (CV) wurden nur solche Zeitschritte verwenden, die eine gemittelte Niederschlagsintensität von 0,1 mm/h überschreiten. Dieser Grenzwert wurde verwendet, um Zeitschritte mit nicht signifikanten Niederschlagsmengen auszuschließen. Ein CV-Wert über 1,70 weist auf einen eher konvektiven Niederschlag hin, während bei einem Wert von 1,70 oder kleiner auf ein eher stratiformes Ereignis geschlossen wird. Der Schwellenwert von 1,70 wurde anhand von visuellen Auswertungen von spezifischen Radarbildern über alle Ereignisse ermittelt. Wie aus Tabelle 5.1 ersichtlich wird, weisen die im Sommerhalbjahr auftretenden Ereig-

Tab. 5.1: Niederschlagsstatistik für die ausgewählten Ereignisse mit stündlichen Daten; Standardabweichung, Variationskoeffizient und Anteil ohne Regen räumlich berechnet und gemittelt über die Zeit

Nr	Zeitraum	Dauer [h]	Anteil ohne Regen [%]		Ø N-Summe [mm/Nr]	Max [mm/h]	Ø Regen-intensität [mm/h]		Standard-Ø abweichung [mm/h]	Ø Variationskoeffizient [-]	Type	Jahreszeit
			ohne Regen [%]	N-Summe [mm/Nr]			Ø Regen-intensität [mm/h]	Standard-Ø abweichung [mm/h]				
2	02.07.-05.07.2001	95	28	19,4	18,3	0,29	1,35	2,78	Konvektiv	Sommer		
3	04.01.-05.01.2001	47	40	10,9	6,3	0,41	0,74	1,42	Stratiform	Winter		
4	31.05.-04.06.2001	119	6	34,1	14,3	0,31	0,65	1,71	Konvektiv	Sommer		
5	07.07.-16.07.2001	239	37	67,7	26,8	0,47	1,08	1,80	Konvektiv	Sommer		
6	02.05.-04.05.2002	71	7	28,5	12,9	0,43	0,81	1,56	Stratiform	Sommer		
7	16.07.-19.07.2002	95	3	63,0	20,2	0,71	1,50	2,08	Konvektiv	Sommer		
8	29.12.-03.01.2003	143	17	59,4	8,4	0,51	0,67	1,37	Stratiform	Winter		
9	07.09.-11.09.2003	119	12	52,9	14,8	0,51	1,29	1,90	Konvektiv	Sommer		
10	03.10.-09.10.2003	167	21	32,7	8,9	0,25	0,69	1,94	Konvektiv	Sommer		
11	11.12.-16.12.2003	143	36	37,7	7,9	0,41	0,73	1,55	Stratiform	Winter		
12	28.01.-02.02.2004	143	22	25,7	5,2	0,23	0,58	1,71	Konvektiv	Winter		
13	01.05.-07.05.2004	167	20	45,5	13,1	0,34	0,88	2,16	Konvektiv	Sommer		
14	15.11.-22.11.2004	191	19	48,4	5,1	0,31	0,55	1,63	Stratiform	Winter		
16	03.05.-07.05.2005	119	33	23,6	14,3	0,31	0,75	2,00	Konvektiv	Sommer		
17	20.07.-23.07.2005	95	23	27,0	6,8	0,37	0,90	1,69	Stratiform	Sommer		

nisse überwiegend einen konvektiven Charakter auf, während die Ereignisse im Winterhalbjahr von stratiformen Strukturen gekennzeichnet sind.

Für die Validierung der interpolierten und simulierten Niederschlagsdatensätze wurden alle aufgeführten Ereignisse verwendet, während für die hydrologische Validierung jeweils nur vier ausgewählte Ereignisse für jedes Einzugsgebiet betrachtet wurden. Dies lag darin begründet, dass die Ereignisauswahl auf der Grundlage des Niederschlagsverhalten im gesamten Einzugsgebiet erfolgte und nicht zwingend bedeutete, dass auch in den drei ausgewählten Flusseinzugsgebieten signifikante Niederschläge mit entsprechenden Abflüssen auftraten. Insofern mussten individuell für jedes Flusseinzugsgebiet signifikante Abflussereignisse aus den zur Verfügung stehenden Niederschlagsereignissen ermittelt werden. Dies führte zu unterschiedlichen Ereignissen in den drei Gebieten. Auf die Auswahl wird in Abschnitt 5.3.2.1 eingegangen, wo die Ereignisse in Tabelle 5.8 zusammen mit mittleren Gebietsniederschlagssummen für verschiedene Interpolationsmethoden aufgeführt sind.

5.1.2 Zusatzinformationen für External Drift Kriging

Es wurde verschiedenen Arten von zusätzlichen Informationen für die Interpolation unter Anwendung des External Drift Krigings genutzt. Die Ableitung dieser Daten wird nachfolgend beschrieben.

Die erste Form bestand aus den zeitinvarianten Variablen Höhenlage und Luv/Lee-Index, die beide auf dem digitalen Geländemodell (DGM) aus Abschnitt 4.2.2 basierten. Die Höhenlage wurde für jede Rasterzelle direkt aus dem DGM übernommen. Die Bestimmung des Luv/Lee-Indizes basierte hingegen auf der Neigungs- und Windrichtung. Die Neigungsrichtung wurde unmittelbar aus dem digitalen Geländemodell abgeleitet, während die Windrichtung von der Klimastation Brocken übernommen wurde, wo stündliche Beobachtungswerte zur Verfügung standen (Abschnitt 4.2.1). Die Windrichtung wurde als räumlich konstant über das Untersuchungsgebiet angenommen. Die räumliche Auflösung des Luv/Lee-Indizes war allerdings von besonderem Interesse. Das Auftreten von Niederschlägen wird in der Regel durch weiträumige klimatologische Eigenschaften beeinflusst. Eine feine Auflösung des DGMs war in diesem Fall deshalb nicht geeignet, weil in einem als Lee-Bereich klassifizierten Gebiet auch Luv-Zellen (und umgekehrt) angezeigt würden aufgrund der Abhängigkeit von der Neigungsrichtung. Für die Bestimmung der optimalen Auflösung des digitalen Geländemodells in Bezug auf die Ableitung von topografischen Indizes wurde die Zellgröße iterativ vergrößert, allerdings unter der

Maßgabe, die ursprüngliche Ausdehnung beizubehalten. Diese Vorgehensweise führte zu einer optimalen Zellgröße von 5.75 km x 5.75 km für den Luv/Lee-Index, der mit dieser Auflösung die höchste Korrelation zu den gemessenen Niederschlägen aufwies. Das anschließende Downscaling des Indizes auf eine Auflösung von 1 km x 1 km wurde mit Hilfe einer bilinearen Resampling-Methode durchgeführt.

Die zweite Form von Zusatzinformationen betraf zeitvariante tägliche Niederschlagsdaten von den Tageswertstationen (Abschnitt 4.2.1). Hierbei wurden drei verschiedene Versionen unterschieden: (a) Verwendung der Niederschlagsdaten pro Tag entsprechend der Messung (P_{daily}) (b) Akkumulierung der täglichen Niederschlagswerte bis zum laufenden Interpolationszeitschritt (P_{cum}) und (c) Aggregation der Niederschlagsdaten zu Ereignissummen (P_{event}). Die Daten wurden mit der Methode der inversen Distanzgewichtung (IDW) räumlich interpoliert. Eine andere Alternative bestand in der Anwendung des Ordinary Kriging. Aufgrund des dichten Netzes an Tageswertstationen war jedoch anzunehmen, dass die Unterschiede nur gering ausfallen, sodass hierfür die einfachere Prozedur angewendet wurde.

Als dritte Form von Zusatzinformationen für das External Drift Kriging kamen die dynamischen zeitvarianten Radardaten zum Einsatz. Die hohe räumliche Auflösung der Radardaten empfahl sich insbesondere für die Kombination mit dem External Drift Kriging. Im Hinblick auf die Verarbeitung von Radardaten sei angemerkt, dass diese Daten hier nur als Hintergrundinformation und nicht als unabhängige primäre Niederschlagsquelle verwendet wurden. Eine gute Korrelation zwischen den Niederschlagsdaten der aufzeichnenden Stationen und den Radarinformationen war daher wichtiger als eine optimale Anpassung oder unverzerrte Schätzung des Radarniederschlages. Nähere Informationen zur Aufbereitung der Radardaten sind im nachfolgenden Kapitel beschrieben.

5.1.3 Radardatenumsetzung

Vor einer Transformation in Niederschlagsintensitäten wurden fehlende Radarwerte anhand einer Interpolation gefüllt und ein kreisförmiger Störbereich in unmittelbarer Nähe zur Radarinstrument wurde aus dem Untersuchungsgebiet herausgeschnitten. Anschließend wurden die Reflektivitäten unter Anwendung der bekannten Z-R-Beziehung in Niederschlagsintensitäten umgewandelt:

$$Z = a \cdot R^b \tag{5.1}$$

wobei Z die Reflektivität in mm^6/m^3 und R die Niederschlagsintensität in mm/h darstellt. Die Parameter a und b wurden entsprechend der Z-R-Beziehung nach Marshall-Palmer konstant für jeden Zeitschritt und alle Ereignisse auf $a=200$ und $b=1,60$ festgesetzt.

Sowohl die Reflektivitäten als auch die Niederschlagsintensitäten wurden als zusätzliche Variablen für das External Drift Kriging verwendet. Die Variablen wurden in einem regulären Raster mit einer Auflösung von $1 \text{ km} \times 1 \text{ km}$ wie folgt interpoliert. Wenn mehr als eine Radarbeobachtung in polaren Koordinaten zu einer Rasterzelle gehörte, wurden die Radardaten gemittelt. Im Falle einer Rasterzelle ohne Radarpunkt, welches in größerer Entfernung vom Radarursprung auftritt, wurde der Wert des nächsten Nachbarn der betroffenen Rasterzelle zugewiesen.

Vor der Aggregation der 5-Minuten-Werte zu stündlichen Werten wurde noch eine räumliche Glättung der Radardaten wie folgt ausgeführt. Die einzelnen Zellwerte wurden neu berechnet, indem der Ziel-Zellwert und die Werte der acht nächsten Nachbarzellen gemittelt wurden. Die Verwendung von Radarniederschlagsintensitäten ohne Glättung als Zusatzinformation für das External Drift Kriging zeigte bei den ersten Anwendungen eine schlechte Performance bzw. keine Verbesserung im Vergleich zum Ordinary Kriging. Daher wurde für alle weiteren Untersuchungen generell nur die nach dem beschriebenen Verfahren geglätteten Radardaten eingesetzt. Der Nutzen einer Glättung von Radardaten sowohl in räumlicher als auch in zeitlicher Hinsicht wurde im weiteren Verlauf detailliert von Berndt et al. (2014) untersucht. Als insgesamt beste Methode ergab sich eine Kombination aus räumlich-zeitlicher Glättung mit einem deutlichen Abstand zum Ordinary Kriging.

Tabelle 5.2 zeigt die geschätzte Durchschnittskorrelation zwischen dem Niederschlag an allen aufzeichnenden Stationen und dem Radarniederschlag in den entsprechenden Zellen für jedes Ereignis. Die Korrelationen bewegen sich in Abhängigkeit des spezifischen Ereignisses zwischen 0,28 und 0,93 mit einem Gesamtdurchschnitt von 0,70. Dies deutet darauf hin, dass sich Radardaten als wertvolle Zusatzinformation für das External Drift Kriging erweisen können. Als Vergleich sind in der Tabelle 5.2 auch die Korrelationen aufgeführt, die sich bei einer direkten Verwendung der Reflektivitäten ohne Transformation in Intensitäten ergeben. Die im Mittel deutlich geringere Korrelation spricht an dieser Stelle für die Verwendung der auf Grundlage der Z-R-Beziehung abgeleiteten Radarniederschlagsintensitäten.

Tab. 5.2: Korrelation zwischen Niederschlag an allen aufzeichnenden Stationen und Radardaten für Zeitschritte > 1,0 mm/h als durchschnittliche Niederschlagsmenge

Ereignis	Reflektivität	Radarniederschlagsintensität		Zeit- schritte
		ohne Dämpfungskorrektur	mit Dämpfungskorrektur	
02	0,86	0,93	0,93	4
03	0,32	0,46	0,41	4
04	0,64	0,72	0,72	8
05	0,63	0,82	0,84	23
06	0,67	0,83	0,84	7
07	0,60	0,80	0,81	24
08	0,44	0,53	0,54	21
09	0,53	0,68	0,65	19
10	0,47	0,53	0,51	6
11	0,68	0,73	0,74	14
12	0,70	0,63	0,63	2
13	0,55	0,69	0,71	6
14	0,23	0,28	0,30	7
16	0,45	0,54	0,55	6
17	0,69	0,77	0,75	10
Ø	0,571	0,698	0,699	159

Bei der direkten Verwendung von Radardaten als Niederschlagsinformation wird eine Dämpfungskorrektur dringend empfohlen (Krämer et al. 2008; Illingworth 2004). Wenn Radardaten als Hintergrundinformation für die Interpolation wie in diesem Falle verwendet wurden, war die Bedeutung einer Dämpfungskorrektur im Vorfeld nicht eindeutig. Um den Einfluss der Dämpfungskorrektur zu evaluieren, wurde ein einfacher Test durchgeführt. Die Umwandlung in Radarniederschlagsintensitäten wurde zusätzlich mit einer uniformen nicht-linearen Dämpfungskorrektur für alle Zeitschritte der ausgewählten Ereignisse nach Krämer et al. (2008) durchgeführt. Die Korrelation zwischen dem Niederschlag an allen aufzeichnenden Stationen und den dämpfungskorrigierten Radarniederschlagsintensitäten wurde anschließend berechnet und ist ebenfalls in Tabelle 5.2 dargestellt. Aus der vergleichenden Darstellung zeigt sich, dass der Einfluss einer uniformen nicht-linearen Dämpfungskorrektur nur unwesentlich im Hinblick auf die Korrelation ist, sodass die Dämpfungskorrektur bei der Anwendung des External Drift Kriging bei der Interpolation nicht berücksichtigt wurde.

5.2 Räumliche Niederschlagsinterpolation und -simulation

5.2.1 Einfluss des Variogramms auf die Interpolation

Für die Niederschlagsinterpolation wurden die Semivariogramme aufgrund der höheren räumlichen Auflösung im Vergleich zu den vorhandenen aufzeichnenden Stationen aus den Radarniederschlagsintensitäten abgeleitet. Basierend auf einem Raster von 1 x 1 km wurden eintausend zufällig ausgewählte Radarzellen für die Schätzung von experimentellen Variogrammen verwendet. Vergleichende Untersuchungen zeigten, dass diese Anzahl die räumliche Niederschlagsstruktur hinreichend genau abbildet. Zur stärkeren Gewichtung von Zeitschritten mit signifikanten Niederschlägen wurde die Schätzung der experimentellen Variogramme nur für Zeitschritte angewendet, die einen durchschnittlichen Radarniederschlag von 0,5 mm/h als Schwellenwert überschreiten. Für einige kleinere Ereignisse wurde der Grenzwert auf 0,25 mm/h gesenkt. Bei der Verwendung von höheren Grenzwerten wären ansonsten nicht genügend Zeitschritte aufgrund einer systematischen Unterschätzung der Niederschläge durch Radar vorhanden gewesen.

Für jedes Niederschlagsereignis wurde mittels Kreuzvalidierung der Einfluss der verschiedenen Variogrammtypen (vgl. Abschnitt 3.2.2) ausgewertet. Für die Interpolation wurden das Ordinary Kriging und das External-Drift-Kriging verwendet. Bei der Methode EDK wurden nur die Radarniederschlagsintensitäten als zusätzliche Variable genutzt. Der Root Mean Square Error (RMSE) diente als Performance-Indikator. Die Kreuzvalidierung wurde für alle Zeitschritte durchgeführt, die auf der Grundlage der hochauflösenden Niederschlagsstationen eine mittlere Niederschlagsintensität von 1,0 mm/h überschreiten. Um sicherzustellen, dass der Fokus immer noch auf den Zeitschritten mit starken Niederschlägen lag, musste der Grenzwert im Vergleich zur alleinigen Verwendung der Radardaten angehoben werden.

Für jedes Ereignis wurden ereignis-spezifisch isotrope experimentelle Semivariogramme geschätzt. Die manuell abgeleiteten Parameter Nugget, Range und Sill sind in der Tabelle 5.3 zusammengefasst. Die generell festgestellten geringen Nugget-Effekte hängen potenziell mit dem verwendeten Netz an Radardaten zusammen, welches in Anbetracht der eintausend zufällig ausgewählten Radarzellen sehr dicht ist. Des Weiteren wurden gemittelte Variogrammparameter für Sommer und Winter sowie in der Gesamtheit berechnet. Obwohl die Mittlung von theoretischen Variogrammparametern eher ungewöhnlich ist, bietet es jedoch einen direkten Weg zur Bestimmung mittlerer Variogramme. Vergleichende Untersuchungen haben gezeigt, dass ein gemitteltes experimentelles Variogramm - berechnet über alle Ereignisse - eine gute Übereinstimmung mit

Tab. 5.3: Abgeleitete Semivariogramm-Parameter unter Berücksichtigung eines sphärischen Modells, gemittelt über die Jahreszeiten sowie über alle Ereignisse (Normierung des Sills mit der Varianz; Verwendung von Zeitschritten mit einer Radarniederschlagsintensität > 1,0 mm/h)

Winter					Sommer				
Nr.	Nugget	Sill	Range [km]	Zeit- schritte	Nr.	Nugget	Sill	Range [km]	Zeit- schritte
03	0,00	1,250	72	8	02	0,00	0,850	43	9
08	0,00	1,300	80	10	04	0,00	0,850	50	7
11	0,00	1,075	65	7	05	0,03	0,770	53	15
12	0,00	1,150	71	9	06	0,00	1,000	62	7
14	0,00	1,200	115	13	07	0,00	0,850	53	17
					09	0,00	1,050	62	18
					10	0,00	1,125	91	6
					13	0,00	0,950	45	9
					16	0,00	1,050	45	4
					17	0,00	0,550	68	10
Ø	0,00	1,202	84	47	Ø	0,00	0,887	57	102

	Nugget	Sill	Range [km]
Gesamt-Ø	0,00	0,986	65

einem durchschnittlichen theoretischen Variogramm aufweist, welches auf gemittelten Parametern basiert.

In der Abbildung 5.1 (links) sind ereignis-spezifisch isotrope experimentelle und theoretische Semivariogramme für zwei ausgewählte Niederschlagsereignisse verschiedener Typen dargestellt. Die Ereignisse im Sommer mit konvektiven Niederschlägen zeigten generell eine kürzere Range und einen höheren Sill im Vergleich zu Winterereignissen mit frontalen Niederschlägen. Die Range des frontalen Niederschlagsereignisses Nr. 14 war beispielsweise mit $a = 115$ km mehr als zweimal so groß wie beim konvektiven Sommerereignis Nr. 16 mit $a = 45$ km. Der geringe Nugget-Effekt ist bei beiden Ereignissen klar erkennbar. Der Vergleich von Semivariogrammen für verschiedene Richtungen wies für alle Ereignisse eine zonale Anisotropie aus. Die Abbildung 5.1 (rechts) zeigt ein Beispiel, wo der höhere Sill einen Azimuth (Winkel) von 90° aufweist, während die größere Range sich in Nord-Süd-Richtung befindet. Dieses Verhalten korrespondiert mit der Großwetterlage, bei der Stürme in der Regel von Westen nach Osten über die Region ziehen.

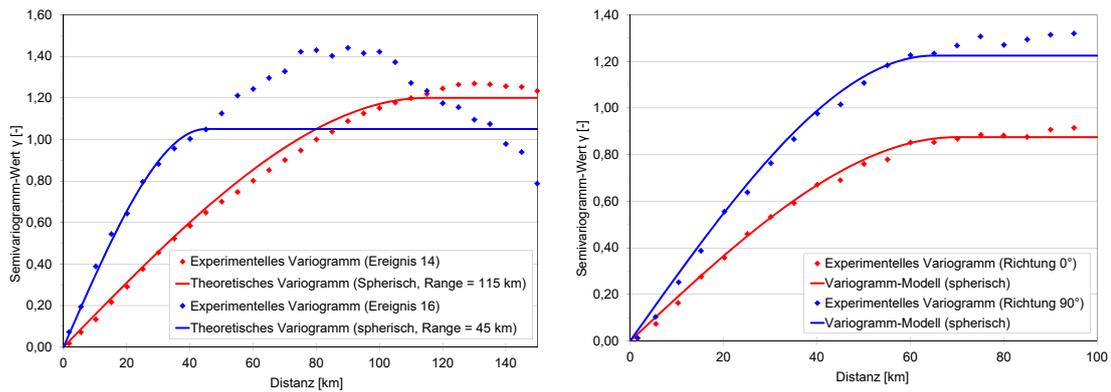


Abb. 5.1: Experimentelle und theoretische Semivariogramme für zwei Ereignisse (links) und direktionale experimentelle und theoretische Semivariogramme für das Ereignis 09 mit zonaler Anisotropie (0°: nord-süd; 90°: ost-west) (rechts)

Eine Gegenüberstellung der Interpolationsperformance für die verschiedenen Typen für das Variogramm ist in den Abbildungen 5.2 und 5.3 anhand berechneten RMSE-Differenzen zum linearen Variogramm dargestellt. Die Grundlage bildete dabei die Kreuzvalidierung mit den Interpolationsmethoden OK und EDK. Grundsätzlich hatte die Wahl der Methode zur Berechnung des Semivariogrammes nur einen geringen Einfluss auf die Interpolationsperformance. Es konnte sogar festgestellt werden, dass für einige Ereignisse die Interpolation besser funktionierte, wenn ein als linear angenommenes Variogramm im Vergleich zu einem gezielt abgeleiteten Variogramm verwendet wurde. Gleichwohl waren für den größten Teil der Ereignisse die spezifischen Variogramme die bessere Wahl.

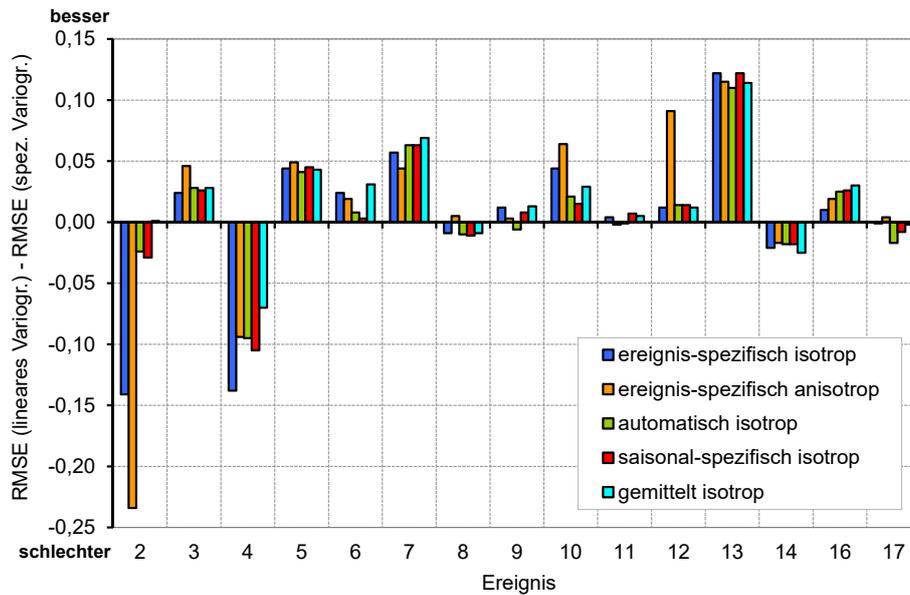


Abb. 5.2: RMSE-Differenz zwischen dem jeweiligen spezifischen Variogramm und einem als linear angenommenen Variogramm, gemittelt über alle Zeitschritte mit einer mittleren Niederschlagsintensität über einem Schwellenwert von 1,0 mm/h - mit OK für die Interpolation

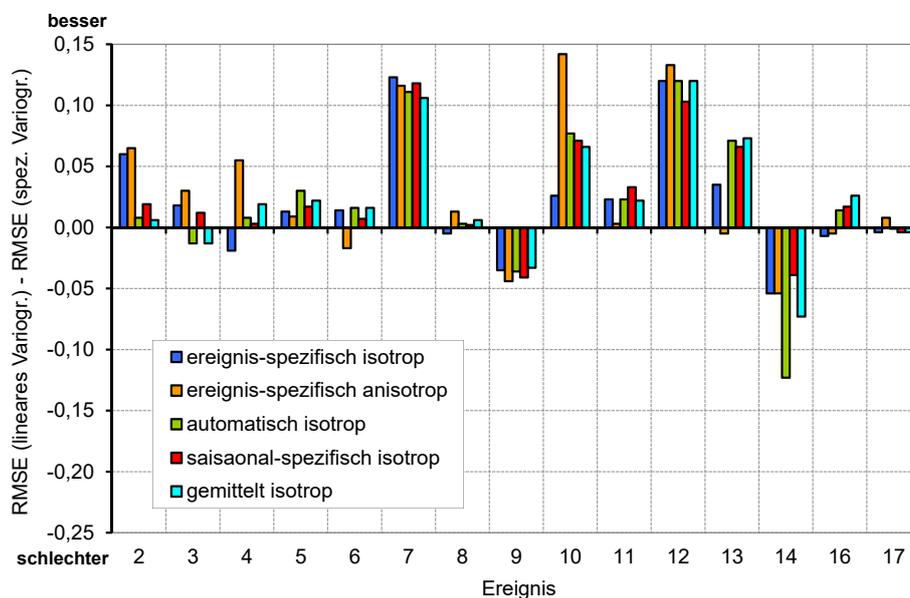


Abb. 5.3: RMSE-Differenz zwischen dem jeweiligen spezifischen Variogramm und einem als linear angenommenen Variogramm, gemittelt über alle Zeitschritte mit einer mittleren Niederschlagsintensität über einem Schwellenwert von 1,0 mm/h - mit EDK und Radarniederschlagsintensitäten für die Interpolation

Bezogen auf die Unterschiede zwischen den ausgewählten Variogrammtypen war es nicht eindeutig, welcher der Variogrammtypen die beste Performance zeigte, da diese sich je nach Ereignis unterschiedlich darstellte. Dies galt für beide Interpolationsmethoden OK und EDK. Zusätzlich veränderte sich die relative Performance eines spezifischen Variogramms häufig in Abhängigkeit der verwendeten Interpolationsmethode. Der Vergleich der über alle Ereignisse gemittelten RMSE-Werte ist in der Tabelle 5.4 zusammengefasst. Hierbei zeigte es sich deutlicher, dass das als linear angenommene Variogramm geringfügig schlechter als die spezifischen Variogramme war. In Anbetracht der sehr geringen Unterschiede der absoluten RMSE-Werte (Tabelle 5.4) war jedoch nicht klar zu bestimmen, welcher der spezifischen Variogrammtypen insgesamt das Optimum darstellte. Die Verwendung eines gemittelten isotropen Semivariogramms erschien insgesamt zielführend zu sein, während die vorgeschlagene automatische Schätzung nicht zu weiteren Verbesserungen führte.

Tab. 5.4: Interpolationsperformance entsprechend der Kreuzvalidierung für die verschiedenen Variogrammtypen unter Verwendung des RMSE, gemittelt über alle Ereignisse und Zeitschritte > 1,0 mm/h als durchschnittliche Niederschlagsmenge

Semivariogrammtyp	Ordinary Kriging	External Drift Kriging
Ereignis-spezifisch isotrop	0,985	0,821
Ereignis-spezifisch anisotrop	0,983	0,816
Automatisch isotrop	0,984	0,819
Saisonal-spezifisch isotrop	0,982	0,816
Gemittelt isotrop	0,976	0,817
Linear	0,997	0,840

Die Abbildung 5.4 bestätigt die Ergebnisse der Kreuzvalidierung anhand der Darstellung der räumlichen Verteilung des Niederschlages für eine Stunde am 17. Juli 2002 (18:00 bis 19:00 Uhr), welche auf Basis verschiedener Semivariogramme mit der OK-Methode interpoliert wurde. Unter der Verwendung von spezifischen Semivariogrammen ergaben sich ähnliche räumliche Muster, während ein als linear angenommener Typ eine wesentlich glattere Karte erzeugte.

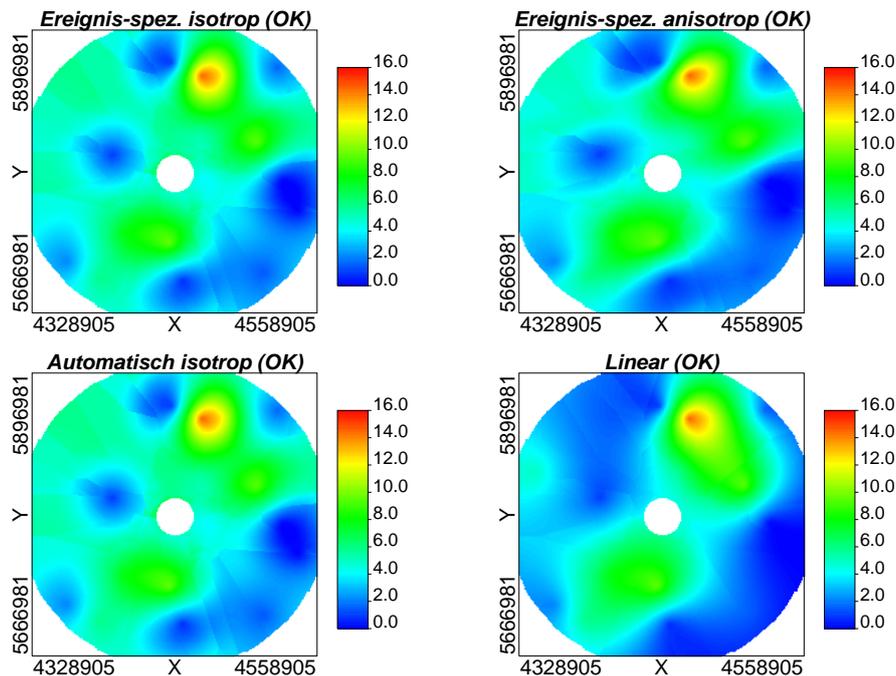


Abb. 5.4: Räumliche Verteilung des Niederschlags in mm/h für eine Stunde zwischen 18 und 19 Uhr am 17. Juli 2002, interpoliert mit OK und unterschiedlichen Semivariogrammtypen

5.2.2 Interpolation mit verschiedenen Zusatzinformationen

Die räumliche Interpolation von stündlichen Niederschlagsdaten wurde mit den gemittelten isotropen Semivariogrammen durchgeführt (Tabelle 5.4). Hierbei lag der Fokus auf der Evaluierung der verschiedenen Versionen der multivariaten geostatistischen Methode External-Drift-Kriging (EDK) (Abschnitt 3.2.2). Als Referenz wurden die univariaten Interpolationsmethoden Inverse Distanzgewichtung (IDW) und Ordinary Kriging (OK) verwendet. Die Interpolationsperformance wurde auf Basis von Kreuzvalidierungen bewertet. Hierbei wurden alle 15 Ereignisse herangezogen, aber nur die Zeitschritte berücksichtigt, die analog zur Variogramm-Kreuzvalidierung über dem Grenzwert einer mittleren Niederschlagsintensität von 1,0 mm/h lagen. Die Performance-Indikatoren RMSE und RVar wurden über Sommer- und Winterereignisse gemittelt und entsprechend der Anzahl der Zeitschritte je Ereignis gewichtet.

Die Interpolationsvarianten wurden in vier Bereiche untergliedert: Referenz-Methoden IDW und OK (A), EDK-Interpolation ohne Verwendung von Wetterradar als zusätzliche Information (B), EDK-Interpolation mit Verwendung von Radarreflektivitäten als zentrale Zusatzinformation (C) und EDK-Interpolation mit Verwendung von Radarnie-

erschlagsintensitäten als zentrale sekundäre Variable (D). Unter Berücksichtigung der bedingten Version von EDK haben Tests gezeigt, dass der niedrigste RMSE-Wert bei einem Korrelationsschwellenwert von 0,5 für die Interpolation ohne Radardaten bzw. 0,3 für die Interpolation mit Radardaten resultierten, welche daher hier angewendet wurden. Höhere Schwellenwerte reduzierten die Anzahl der Zeitschritte mit einer Anwendung von EDK, während bei einem Absenken des Schwellenwertes entsprechende Instabilitäten im EDK-Gleichungssystem bessere Resultate verhinderten. Sofern keine Korrelation zwischen primärer und sekundärer Variablen besteht, sollte EDK theoretisch äquivalent zur OK-Methode sein. Anhand von experimentelle Nachweisen hat es sich jedoch gezeigt, dass für einige Zeitschritte mit geringer Korrelation eine wesentlich schlechtere Performance mit der EDK-Methode erzeugt wurde als mit der OK-Methode. Durch Anwendung der bedingten Version kann dies jedoch verhindert werden. Die Ergebnisse der Kreuzvalidierung sind in Tabelle 5.5 für die Sommerereignisse und in Tabelle 5.6 für die Winterereignisse zusammengestellt. Ausgewählte Varianten sind zudem in den Abbildungen 5.5 (Sommer) und 5.6 (Winter) grafisch dargestellt.

Die Verwendung der Höhenlage (B1) als zusätzliche Information für EDK zeigte generell keine Reduzierung des RMSE im Vergleich zum OK. Ebenso verbesserten weder eine Transformation der Zusatzinformation (in Form einer Logarithmierung oder Bildung einer Quadratwurzel) noch die Interpolation als bedingte Version die Interpolationsperformance für die Sommerereignisse im Vergleich zum OK. Nur für Winterereignisse konnte in der bedingten Version eine marginale Verbesserung festgestellt werden (Tabelle 5.6, B1). Eine Aussage darüber, welcher Niederschlagstyp von der Interpolation mit EDK profitiert, kann auf Grundlage dieser Untersuchung nicht getroffen werden. Ein Grund für die schwache Korrelation zwischen Niederschlag und Höhenlage ist der kurze stündliche Zeitschritt. Ähnliche Ergebnisse wurden für die Sommerereignisse bei der Verwendung des Luv/Lee-Indizes erzielt, während für die Winterereignisse eine signifikante Reduzierung des RMSE erreicht werden konnte (Tabelle 5.6, B2).

Die wichtigste Zusatzinformation für die Interpolation ohne Radardaten konnte aus dem Netz der Tageswertstationen gezogen werden. Hierbei waren die täglichen Niederschlagsmengen zu bevorzugen, gefolgt von den kumulierten Tagesmengen bis zum jeweiligen Zeitschritt sowie dem aufsummierten Niederschlag über das gesamte Ereignis. Die Varianten waren unabhängig vom Halbjahr deutlich den anderen Zusatzvariablen vorzuziehen. Der RMSE-Wert konnte durch die logarithmische Transformation von P_{daily} in Kombination mit der bedingten Version des EDK weiter reduziert werden, jedoch hauptsächlich für Winterereignisse. Jedoch wurde die Varianz deutlich weniger bewahrt (Tabelle 5.6, B7).

Tab. 5.5: Ergebnisse der Niederschlags-Kreuzvalidierung unter Verwendung aller Sommerereignisse, gemittelt über Zeitschritte mit einer durchschnittlichen Niederschlagsintensität > 1,0 mm/h („log“: alle Y_k log-transformiert, „log-log“: Z und Y_k log-transformiert)

Nr	Typ	Zusatz- var 1	Zusatz- var 2	Trans- form	Bedingt	Mehr- schritt	Bias	RMSE [-]	RVar [-]
A1	IDW						0,114	1,140	0,520
A2	OK						0,096	1,091	0,300
A3	OK					x	-0,051	1,082	0,342
B1	EDK	Höhe			x		0,054	1,101	0,243
B2	EDK	Luv/Lee			x		0,066	1,103	0,212
B3	EDK	P_tägl					0,071	1,053	0,427
B4	EDK	P_tägl				x	-0,100	1,038	0,463
B5	EDK	P_tägl			x		0,058	1,034	0,383
B6	EDK	P_tägl		log			0,074	1,041	0,384
B7	EDK	P_tägl		log	x		0,068	1,036	0,347
B8	EDK	P_tägl		log		x	-0,103	1,026	0,422
C1	EDK	RadarZ		log-log			-0,123	0,860	0,670
C2	EDK	RadarZ		log-log		x	-0,149	0,859	0,686
C3	EDK	RadarZ	Höhe	log-log			-0,122	0,853	0,675
C4	EDK	RadarZ	P_tägl	log-log			-0,096	0,828	0,723
C5	EDK	RadarZ	P_tägl	log-log	x		-0,096	0,828	0,723
C6	EDK	RadarZ	P_tägl	log-log		x	-0,125	0,826	0,739
D1	EDK	RadarR					0,094	0,886	0,800
D2	EDK	RadarR	Höhe				0,080	0,881	0,830
D3	EDK	RadarR				x	-0,027	0,875	0,871
D4	EDK	RadarR			x		0,088	0,863	0,734
D5	EDK	RadarR		log			0,061	0,848	0,659
D6	EDK	RadarR	P_tägl				0,115	0,858	0,870
D7	EDK	RadarR	P_tägl		x		0,110	0,854	0,859
D8	EDK	RadarR	P_tägl		x	x	-0,020	0,835	0,915
D9	EDK	RadarR	P_tägl	log			0,096	0,833	0,689
D10	EDK	RadarR	P_tägl	log	x	x	-0,005	0,819	0,733
E1	Radar						-1,112	1,148	—

Tab. 5.6: Ergebnisse der Niederschlags-Kreuzvalidierung unter Verwendung aller Winterereignisse, gemittelt über Zeitschritte mit einer durchschnittlichen Niederschlagsintensität > 1,0 mm/h („log“: alle Y_k log-transformiert, „log-log“: Z und Y_k log-transformiert)

Nr	Typ	Zusatz- var 1	Zusatz- var 2	Trans- form	Bedingt	Mehr- schritt	Bias	RMSE [-]	RVar [-]
A1	IDW						0,084	0,710	0,599
A2	OK						0,087	0,699	0,395
A3	OK					x	0,066	0,702	0,419
B1	EDK	Höhe			x		0,033	0,690	0,432
B2	EDK	Luv/Lee			x		0,055	0,653	0,367
B3	EDK	P_tägl					0,078	0,646	0,799
B4	EDK	P_tägl				x	0,054	0,647	0,825
B5	EDK	P_tägl			x		0,070	0,625	0,726
B6	EDK	P_tägl		log			0,066	0,589	0,633
B7	EDK	P_tägl		log	x		0,066	0,590	0,623
B8	EDK	P_tägl		log		x	0,040	0,586	0,658
C1	EDK	RadarZ		log-log			-0,065	0,601	0,594
C2	EDK	RadarZ		log-log		x	-0,081	0,599	0,624
C3	EDK	RadarZ	Höhe	log-log			-0,057	0,606	0,697
C4	EDK	RadarZ	P_tägl	log-log			-0,030	0,534	0,917
C5	EDK	RadarZ	P_tägl	log-log	x		-0,030	0,534	0,917
C6	EDK	RadarZ	P_tägl	log-log		x	-0,046	0,535	0,942
D1	EDK	RadarR					0,056	0,657	0,652
D2	EDK	RadarR	Höhe				0,016	0,664	0,755
D3	EDK	RadarR				x	-0,044	0,660	0,826
D4	EDK	RadarR			x		0,054	0,654	0,590
D5	EDK	RadarR		log			0,043	0,634	0,611
D6	EDK	RadarR	P_tägl				0,056	0,581	0,927
D7	EDK	RadarR	P_tägl		x		0,056	0,581	0,927
D8	EDK	RadarR	P_tägl		x	x	-0,037	0,596	1,082
D9	EDK	RadarR	P_tägl	log			0,042	0,531	0,776
D10	EDK	RadarR	P_tägl	log	x	x	-0,043	0,546	0,913
E1	Radar						-0,886	0,980	—

Die beste Performance wurde durch die Anwendung des Mehrschrittverfahrens und einer logarithmischen Transformation erreicht (B8). Aufgrund der besseren Unterscheidung von Regionen mit und ohne Niederschlag fiel der RMSE-Wert unabhängig von der verwendeten Zusatzvariablen kleiner aus. Zusätzlich wurde die Varianz besser erhalten. Das Auftreten von negativen Bias-Werten als Nachteil dieser Methode war hier kein Problem. Auch im Falle einer Berücksichtigung von Zeitschritten mit Niederschlägen kleiner 1,0 mm/h bei der Kreuzvalidierung war kein Anstieg des negativen Bias zu verzeichnen. Im Hinblick auf die räumliche Interpolation ist jedoch ein Verlust bei der Gesamtniederschlagsmenge zu berücksichtigen. Die Verwendung von mehr als einer Zusatzvariablen für Fälle ohne Radardaten zeigte keine Verbesserung im Vergleich zur alleinigen Anwendung von jeder Variablen, unabhängig von der Jahreszeit.

Die Tatsache, dass die Höhenlage nicht zu einer besseren Interpolationsperformance beitrug, kann sicherlich auf den kurzen Zeitschritt und die Topografie des Untersuchungsgebietes zurückgeführt werden. Über drei Viertel der aufzeichnenden Stationen befinden sich im flachen Gelände und die durchschnittliche Korrelation zwischen Niederschlag und Höhenlage oder Luv/Lee-Index lag nur bei 0,32 bzw. 0,16. Die in einem dichten Netz verfügbaren Daten der Tageswertstationen zeigten eine stärkere durchschnittliche Korrelation von 0,61 zu den stündlichen Niederschlagsdaten. Jedoch stehen die täglichen Niederschlagsdaten nicht für Echtzeitanwendungen zur Verfügung, wie z.B. operationelle Hochwasservorhersagen.

Der Vergleich von Sommer- und Winterereignissen zeigte bis hierhin, dass die relative Reduzierung des RMSE-Wertes mit den oben genannten Methoden ähnlich ausfällt. Die absoluten Werte waren jedoch für die Sommerereignisse zweimal so hoch. Der RVar-Wert deutete auf eine höhere bewahrte Varianz der beobachteten Werte für die Ereignisse im Winterhalbjahr hin.

Abschließend wurden Radardaten (Gruppe C und D) als zusätzliche Information für das External Drift Kriging sowohl in Form von Reflektivitäten als auch als Niederschlagsintensitäten (Abschnitt 5.1.3) verwendet. Die Anwendung der unbearbeiteten Reflektivitäten als einzige sekundäre Information brachte eine signifikante Verbesserung für Sommerereignisse, wenn die Niederschlagsdaten der Stationen als primäre und die Reflektivitäten als sekundäre Variable beide logarithmisch transformiert wurden (Tabelle 5.5, C1). Dies führt zu einer Linearisierung der Z-R-Beziehung und erfüllt die Grundvoraussetzung des External Drift Krigings (Gleichung 3.10). Im Falle einer Interpolation auf der Basis von logarithmisch transformierten Werten Y wurden die geschätzten Werte mit dem Ansatz $\exp(Y)$ zurück transformiert, bevor die Performance-Indikatoren berechnet

wurden. Bei der Interpolation von transformierten Werten können Probleme mit verzerrten Ergebnissen auftreten. Durch die Potenzierung im Prozess der Rücktransformation wird wiederum jeder Fehler potenziert, sodass sich die Interpolation als sehr empfindlich gegenüber Ausreißern verhält. Bei den vorliegenden Untersuchungen zeigten sich die Ergebnisse jedoch insofern davon unbeeinflusst, als dass die Kreuzvalidierung Bias-Werte ergab, die in einer ähnlichen Größenordnung lagen wie für die Interpolationsmethoden ohne logarithmisch transformierte Daten.

Im Falle von Winterereignissen führte die Verwendung von Reflektivitäten als zusätzliche Information (Tabelle 5.6, C1 und C2) nicht zu einem Anstieg der Performance im Vergleich zu der Verwendung der täglichen Niederschlagsmengen. Eine weitere Reduzierung des RMSE-Wertes konnte mit P_{daily} als weitere zusätzliche Variable erreicht werden (Tabelle 5.6, C4-C6). Die Höhenlage als weitere Zusatzinformation führte zu einer höheren bewahrten Varianz, jedoch nur bei Winterereignissen (Tabelle 5.6, C3). Die bedingte Version wie auch das Mehrschrittverfahren zeigten für den Fall, dass alle Variablen logarithmisch transformiert wurden (Tabelle 5.6, C2, C5, C6), keine signifikanten Auswirkungen.

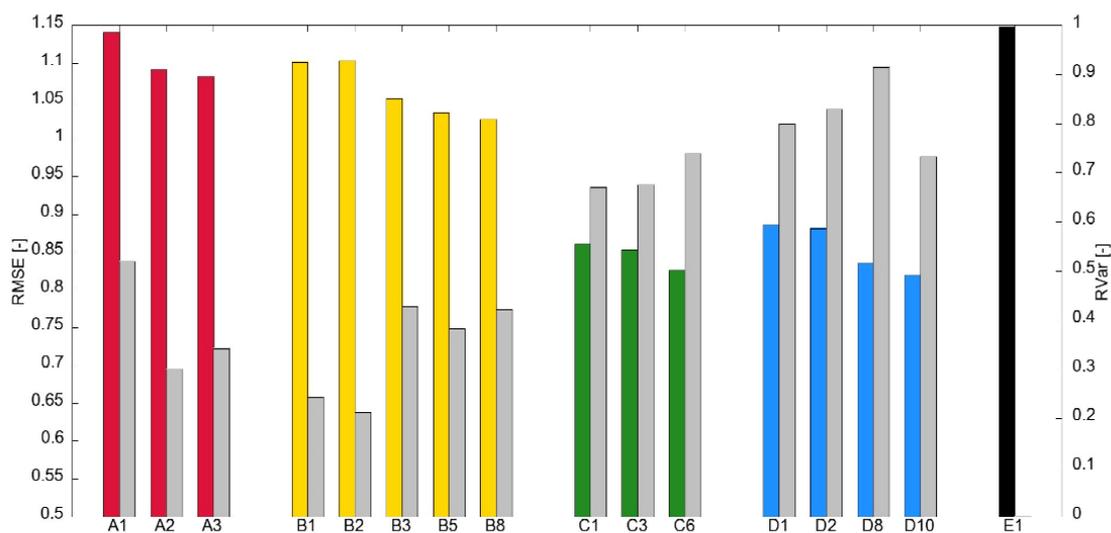


Abb. 5.5: Ergebnisse der Niederschlags-Kreuzvalidierung unter Verwendung aller Sommerereignisse, gemittelt über die Zeitschritte mit einer durchschnittlichen Niederschlagsintensität $> 1,0$ mm/h, für ausgewählte Interpolationsmethoden (rot: univariate Methoden, gelb: EDK ohne Radar, grün: EDK mit Radar-Reflektivitäten, blau: EDK mit Radarregenintensitäten, grau: Koeffizient RVar und schwarz: nur Radar-Regenintensitäten; Kennzeichnung entsprechend der Tabelle 5.5)

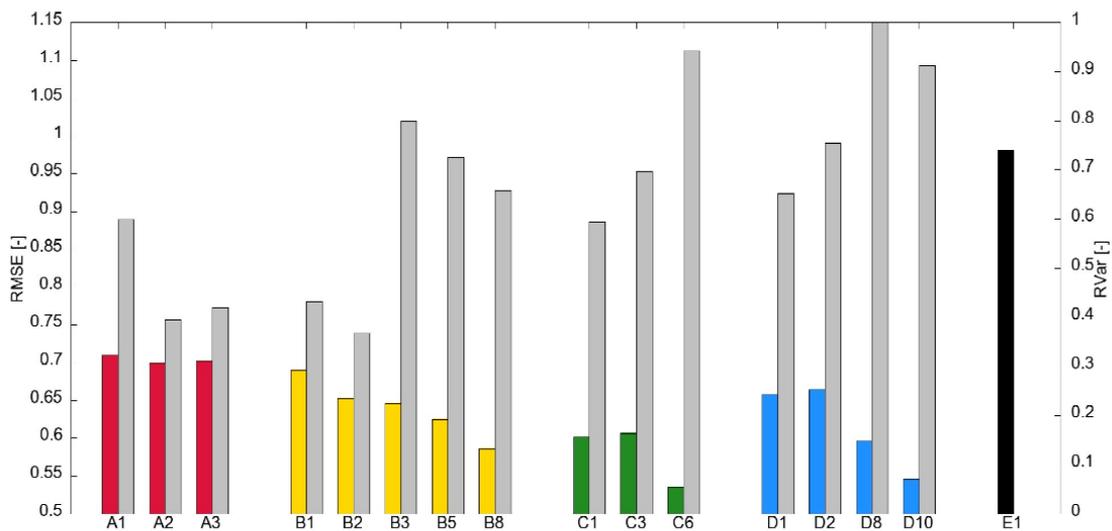


Abb. 5.6: Ergebnisse der Niederschlags-Kreuzvalidierung unter Verwendung aller Winterereignisse, gemittelt über die Zeitschritte mit einer durchschnittlichen Niederschlagsintensität $> 1,0$ mm/h, für ausgewählte Interpolationsmethoden (rot: univariate Methoden, gelb: EDK ohne Radar, grün: EDK mit Radar-Reflektivitäten, blau: EDK mit Radar-Regenintensitäten, grau: Koeffizient RVar und schwarz: nur Radar-Regenintensitäten; Kennzeichnung entsprechend der Tabelle 5.6)

Aus der Verwendung der Radarniederschlagsintensitäten als zusätzliche Information (Tabelle 5.5, D1) ergab sich ein etwas größerer RMSE-Wert als bei der Variante mit den logarithmisch transformierten Reflektivitäten (Tabelle 5.5, C1), wohingegen der Indikator RVar für die bewahrte Varianz stieg. Bei den Winterereignissen in Tabelle 5.6 konnte unter Einsatz der Radarniederschlagsintensitäten ebenfalls kein Anstieg der Performance im Vergleich zur Berücksichtigung der täglichen Niederschlagsdaten als externe Drift registriert werden. Die Verwendung einer weiteren sekundäre Variablen neben den Radarniederschlagsintensitäten führte nur bei den täglichen Niederschlagsdaten zu einer weiteren Verbesserung bzw. zu einer Reduzierung des RMSE-Wertes und einer signifikant stärker bewahrten Varianz für die geschätzten Werte. Dies war sowohl für die Ereignisse im Winterhalbjahr als auch für die Ereignisse im Sommerhalbjahr der Fall (Tabellen 5.5 und 5.6, D6). Weder die Höhenlage noch der Luv/Lee-Index waren in Kombination mit den Radarniederschlagsintensitäten in diesem Fall wertvoll. Allein die Varianz des geschätzten Niederschlages war unter der Verwendung der Höhenlage oder des Luv/Lee-Indexes als zusätzliche Information größer, während der RMSE-Wert nahezu konstant blieb (Tabellen 5.5 und 5.6, D2).

Eine logarithmische Transformation der Radarniederschlagsintensitäten zeigte nur eine Verbesserung bezüglich des RMSE-Wertes für beide Jahreszeiten (Tabellen 5.5 und 5.6,

D5). Das Kriterium RVar sank merklich sowohl bei der alleinigen Verwendung der log-transformierten Radarniederschlagsintensitäten als auch in Kombination mit den täglichen Niederschlagsdaten. Der Vorteil der bedingten Version war aufgrund des gewählten hohen Grenzwertes der Niederschlagsintensitäten von 1,0 mm/h in der Kreuzvalidierung kaum nachweisbar (Tabellen 5.5 und 5.6, D4). Aufgrund der Verwendung des Ordinary Krigings für die wenigen Zeitschritte, bei denen die Korrelation zwischen den Stationen mit den hochauflösenden Niederschlagsdaten und den Radarniederschlagsintensitäten unter dem Grenzwert von 0,3 lag, nahm der RVar-Koeffizient ab.

Wie bereits im Vorfeld angenommen fiel der Nutzen des mehrstufigen Interpolationsverfahrens in Kombination mit Radardaten wegen der höheren räumlichen Auflösung geringer aus als im Vergleich zu den Varianten ohne Radardaten. Im Falle der Reflektivitäten wurden keine Verbesserungen bezüglich der Performance-Indikatoren RMSE und RVar festgestellt. Für die Radarniederschlagsintensitäten wurde der RVar jedoch signifikant verbessert, insbesondere bei Winterereignissen.

Unter Berücksichtigung der beiden Performance-Indikatoren RMSE und RVar wurde die insgesamt beste Interpolationsperformance für die Sommer- und Winterereignisse unter Einsatz des EDK erzielt, wenn entweder die Reflektivitäten und die täglichen Niederschlagsmengen als log-transformierte Variablen in dem mehrstufigen Interpolationsmodus (Tabellen 5.5 und 5.6, C6) oder die jeweils log-transformierten Radarniederschlagsintensitäten und täglichen Niederschlagsmengen als Zusatzinformationen in dem bedingten und mehrstufigen Interpolationsmodus (Tabellen 5.5 und 5.6, D10) verwendet wurden. Für die Sommerereignisse waren die Radardaten bei weitem die wertvollste Zusatzinformation (Abbildung 5.5). Ohne Radardaten konnte nur die Verwendung von täglichen Niederschlagsmengen als sekundäre Variable die Interpolationsperformance im Vergleich zur univariaten Ordinary-Kriging-Methode verbessern. Die Abbildung 5.6 zeigt jedoch deutlich, dass für Winterereignisse mit stratiformen Niederschlagsstrukturen die Radardaten im Grunde nicht unbedingt erforderlich sind. Bei der Verwendung von EDK mit den täglichen Niederschlagsmengen als Driftvariable konnte eine ähnliche Performance im Vergleich zu den Radardaten erreicht werden.

Der Vergleich der RMSE-Werte aus den Tabellen 5.5 und 5.6 zeigt, dass die Werte für Sommerereignisse signifikant höher ausfielen als für Winterereignisse. Die hohen RMSE-Werte, insbesondere im Sommer, verdeutlichen die insgesamt hohe Unsicherheit bei der Interpolation von stündlichen Niederschlägen.

Weiterhin wurde der potentielle Nutzen bewertet, die Radarniederschlagsintensitäten nicht als Zusatzinformation, sondern direkt als Niederschlag ohne Kalibrierung zu ver-

wenden. Dazu wurde keine Kreuzvalidierung, aber ein direkter Vergleich des Radarniederschlags mit den beobachteten hochauflösenden Stationsniederschlägen (Tabellen 5.5 und 5.6 bzw. Abbildungen 5.5 und 5.6, E1) durchgeführt. Die direkte Nutzung des Radarniederschlags in der hier verwendeten Form zeigte die schlechteste Performance, insbesondere für stratiforme Winterereignisse. Der negative Bias ließ eine starke Unterschätzung von beobachteten Niederschlägen erkennen. Für eine direkte Verwendung des Radarniederschlags ist ein deutlich aufwendigeres Pre-Prozessing notwendig, als im Rahmen dieser Arbeit angewendet wurde. Beispielhaft werden hierfür die Methoden der Dämpfungskorrektur (Krämer et al. 2008) oder der Bias-Korrektur (Rabiei et al. 2015) angeführt.

Die in Abbildung 5.7 dargestellten Karten zeigen die räumliche Verteilung von stündlichen Niederschlägen, die unter Verwendung von ausgewählten Methoden beispielhaft für eine Stunde am 17. Juli 2002 (18:00 bis 19:00) interpoliert wurden. Während die Anwendung des Ordinary-Kriging (A2) wie erwartet eine relativ ebene Karte ergab, führte die zusätzliche Berücksichtigung des täglichen Niederschlags nicht zu einer wesentlichen Verbesserung des räumlichen Niederschlagsmusters. Dies hing mit der geringen Korrelation zwischen primärer und zusätzlicher Variablen (0,24) für diesen Zeitschritt zusammen. Erst bei der Verwendung von Radardaten als zusätzliche Information für das External-Drift-Kriging entstanden die komplexen räumlichen Strukturen des Niederschlags in den Karten. Im Falle der log-log-Transformation mit den Reflektivitäten (C1) waren die lokalen Extremwerte am stärksten ausgeprägt, welches ein negatives Artefakt durch den Transformationsprozess darstellt. Durch die Verwendung von Radardaten in Kombination mit dem digitalen Geländemodell (D2) verbesserte sich die Darstellung in Bezug auf eine schärfere Differenzierung von räumlichen Strukturen im Vergleich zum Fall ohne Höhendaten. Wenn Radardaten und tägliche Niederschlagsmengen in Kombination mit dem mehrstufigen Verfahren (D8) verwendet wurden, resultierte der größte Anteil im Gebiet ohne Niederschlag, welches in den überwiegenden Fällen wünschenswert ist. Geostatistische Interpolationsmethoden führen in der Regel zu einer räumlichen Glättung der Niederschlagsverteilung mit einer Unterschätzung von hohen Werten und einer Überschätzung von niedrigen Werten. Insbesondere Bereiche ohne Niederschlag werden nach der Interpolation zu Gebieten mit geringen Niederschlagsintensitäten. Diese Art von Glättungseffekten sind bei Hochwassersimulationen nicht zielführend.

Zusammenfassend ist festzuhalten, dass bei hauptsächlich im Winter auftretenden stratiformen Niederschlagsereignissen die Tagesniederschläge als Zusatzinformation ausreichend sind. Hiermit ist allerdings keine operationelle Anwendung möglich. Bei konvektiven Niederschlagsereignissen, die im Wesentlichen im Sommer auftreten, sind die

Radardaten die wichtigste Zusatzinformation beim External Drift Kriging - mit einem leichten Vorteil für die Radarniederschlagsintensitäten. Insofern wurde für die weiteren Untersuchungen bei der hydrologischen Modellierung das EDK in der bedingten Variante mit Radarniederschlagsintensitäten als Zusatzinformation (CEDK-R) verwendet.

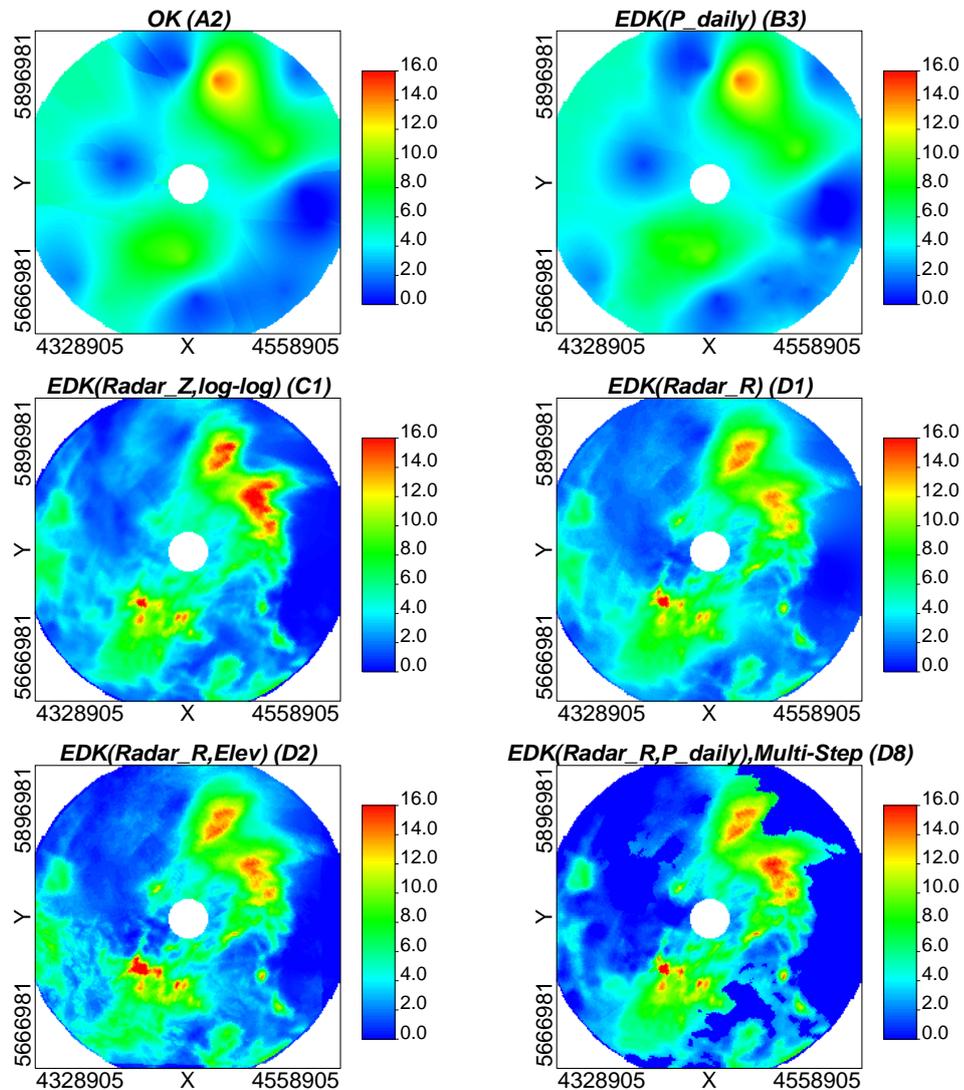


Abb. 5.7: Räumliche Verteilung des Niederschlags in mm/h für eine Stunde zwischen 18 und 19 Uhr am 17. Juli 2002, interpoliert mit unterschiedlichen Methoden, Kennzeichnung entsprechend der Tabelle 5.5)

5.2.3 Bedingte Niederschlagssimulation

Für die räumliche Simulation von stündlichen Niederschlagsdaten wurden insgesamt vier Ereignisse dahingehend ausgewählt, dass in jedem Einzugsgebiet die Realisationen von zwei Ereignissen für die hydrologische Modellierung verwendet werden konnten. Bei der Analyse und Evaluierung der Unsicherheit, die vom Niederschlagsinput ausgeht, waren jedoch nur die Zeitschritte bzw. Abschnitte innerhalb eines Ereignis von besonderem Interesse, die auch signifikante Niederschläge aufwiesen. Insofern wurde auch nur für die sogenannten „Kernzeiten“ der Prozess zur Generierung von Niederschlagsrealisationen durchgeführt.

Bei den Ereignissen fiel die Auswahl auf die Nummern 06, 07, 09 und 13, wobei hier auf die Nummerierung aus der Tabelle 5.1 zurückgegriffen wird. In der Tabelle 5.7 ist neben den Kernzeiten der ausgewählten Ereignisse auch aufgeführt, welche Ereignisse in welchen Einzugsgebieten für die hydrologische Modellierung verwendet wurden.

Tab. 5.7: Ausgewählte Ereignisse für die Niederschlagssimulation mit Angabe von Kernzeiten, Nummerierung der Zeitschritte und Auswahl für die hydrologische Modellierung

Ereignis	Kernzeiten für Niederschlagssimulation	Nummerierung Zeitschritt	Hydrologische Modellierung		
			Holtemme	Sieber	Nette
06	03.05.02 20:00 bis 04.05.02 05:00	1 bis 10			X
	04.05.02 15:00 bis 04.05.02 22:00	11 bis 18			
07	17.07.02 00:00 bis 18.07.02 03:00	1 bis 28	X		X
09	10.09.03 20:00 bis 11.09.03 15:00	1 bis 20	X	X	
13	06.05.04 00:00 bis 07.05.04 22:00	1 bis 47		X	

In den nachfolgenden Abbildungen 5.8 bis 5.11 ist nach Ereignissen untergliedert jeweils der Verlauf des Mittelwertes und der Varianz bezüglich des Niederschlags auf der Basis der Stationen mit hochauflösenden Daten für die einzelnen Zeitschritte der Kernzeiten dargestellt. Weiterhin sind auch die Ergebnisse der Kreuzvalidierung (XV) in Form der Korrelation für die ausgewählten Interpolationsmethoden Ordinary Kriging (OK, A2 in Tabellen 5.5 und 5.6) und bedingtes External Drift Kriging mit Radar-Niederschlagsintensitäten als Zusatzinformation (CEDK-R, D4 in Tabellen 5.5 und 5.6) enthalten, die als Ziel-Korrelation für die Niederschlagssimulation dienen. Hierdurch wurde einerseits im Hinblick auf die Analyse der niederschlagsbedingten Unsicherheit ein Bezug zu den Interpolationsmethoden OK und CEDK-R hergestellt. Andererseits war die Randbedingung erforderlich, um die räumlich-zeitliche Abhängigkeit zwischen aufeinanderfolgenden Zeitschritten zu berücksichtigen, ohne die die Niederschlagsrealisationen nicht für die Hochwassermodellierung sinnvoll als Eingangsgröße verwendet werden konnten.

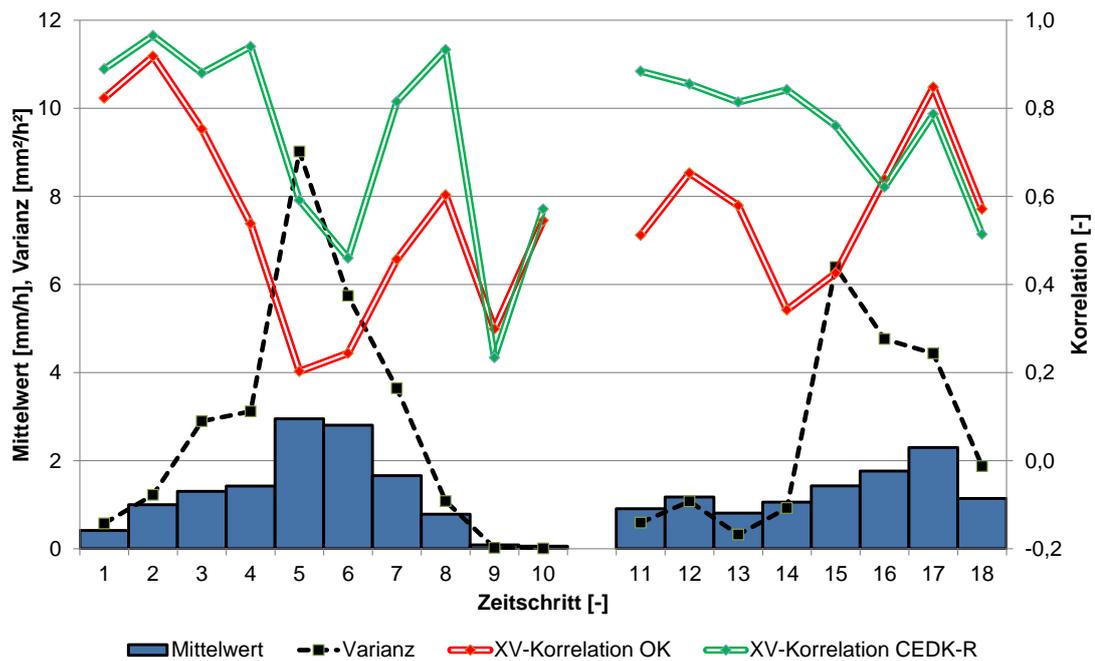


Abb. 5.8: Verlauf von Mittelwert und Varianz (Grundlage: Aufzeichnende Stationen) für die Kernzeiten des Ereignisses 06 mit Angabe der Korrelation der Kreuzvalidierung (XV) für die Methoden OK und CEDK-R

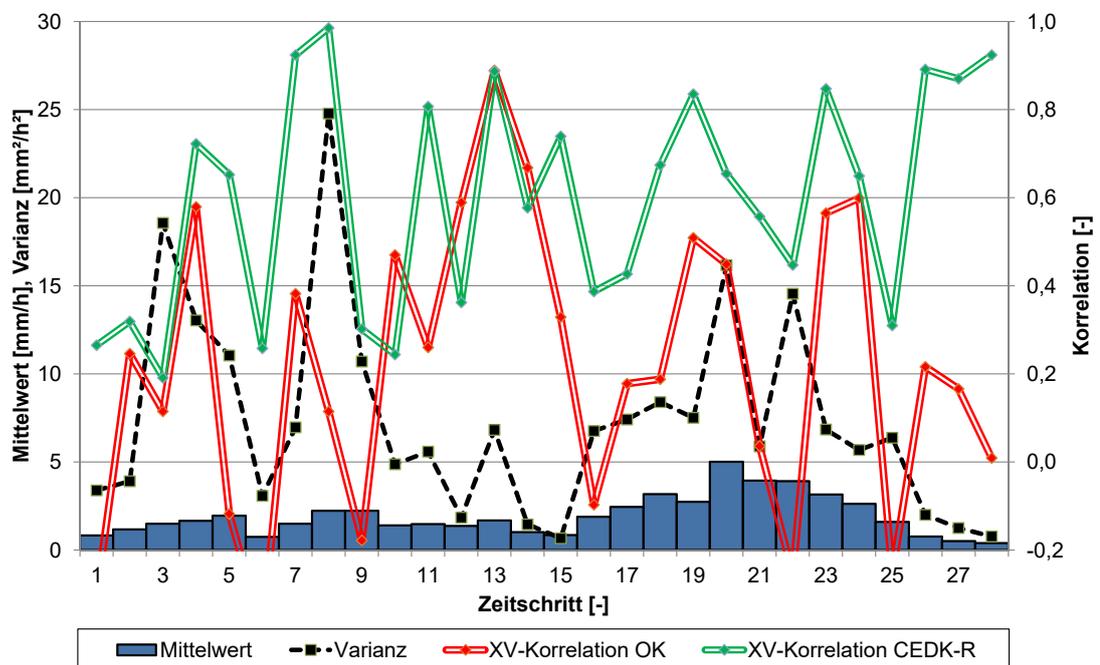


Abb. 5.9: Verlauf von Mittelwert und Varianz (Grundlage: Aufzeichnende Stationen) für die Kernzeit des Ereignisses 07 mit Angabe der Korrelation der Kreuzvalidierung (XV) für die Methoden OK und CEDK-R

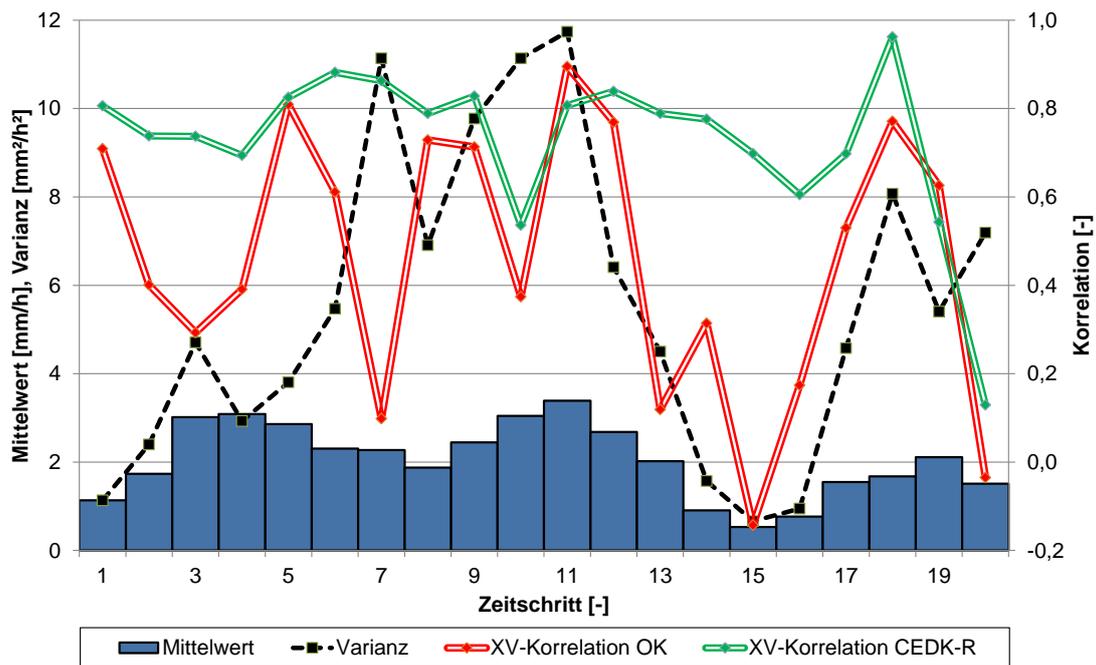


Abb. 5.10: Verlauf von Mittelwert und Varianz (Grundlage: Aufzeichnende Stationen) für die Kernzeit des Ereignisses 09 mit Angabe der Korrelation der Kreuzvalidierung (XV) für die Methoden OK und CEDK-R

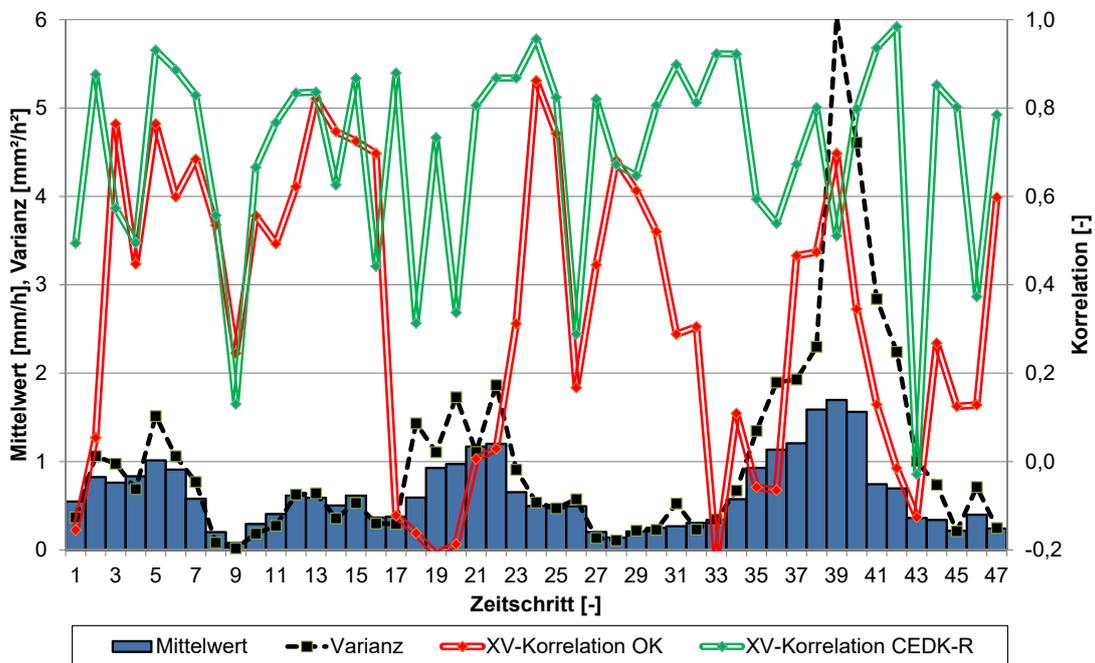


Abb. 5.11: Verlauf von Mittelwert und Varianz (Grundlage: Aufzeichnende Stationen) für die Kernzeit des Ereignisses 13 mit Angabe der Korrelation der Kreuzvalidierung (XV) für die Methoden OK und CEDK-R

Insgesamt wurde deutlich, dass die Interpolationsperformance mit der Korrelation als Indikator nicht nur von Zeitschritt zu Zeitschritt zum Teil stark variierte, sondern auch zwischen den beiden Interpolationsmethoden des gleichen Zeitschritts. Für jedes Ereignis ergab sich im Mittel eine deutlich höhere Korrelation mit der Methode CEDK-R im Vergleich zur Methode OK. Dies ließ erwarten, dass die sogenannten Unsicherheitsbänder der Niederschlagsrealisationen mit den Zielkorrelationen von OK breiter ausfallen als mit denen von CEDK-R.

Im Vorfeld der Niederschlagssimulation wurden zunächst für die Kernzeiten der ausgewählten Ereignisse entsprechende Semivariogramme auf der Grundlage der Radarniederschlagsintensitäten gemäß der Methodik für ereignis-spezifisch isotrope Semivariogramme aus Abschnitt 3.2.2.1 abgeleitet. Mit der Methode Simulated Annealing (Abschnitt 3.2.3.1) wurden schließlich 100 Niederschlagsrealisationen für jeden Zeitschritt der Kernzeiten der ausgewählten Ereignisse generiert. Die Abbildung 5.12 zeigt einen Vergleich zwischen interpoliertem Niederschlag und zwei Realisationen mit simuliertem Niederschlag, jeweils mit den Methoden OK und CEDK-R als Grundlage, beispielhaft für eine Stunde am 17. Juli 2002 (17:00 bis 18:00 Uhr). Die Unterschiede zwischen den interpolierten und simulierten Karten sind deutlich erkennbar. Während die Realisationen jeweils eine deutlich höhere Variabilität zeigen als die Interpolationen, bewahren sie dennoch die wesentlichen Strukturen der Niederschlagsverteilung. Durch die bedingte Simulation wurden die beobachteten Werte an den Niederschlagsstationen exakt beibehalten. Weitere Auswertungen zeigten, dass das Histogramm der Beobachtungen sowie das vorgegebene Semivariogramm sehr gut reproduziert wurden. Für den in Abbildung 5.12 dargestellten Zeitschritt lag bei der Methode OK eine Zielkorrelation von 0,51 und bei der Methode CEDK-R ein Zielkorrelation von 0,84 zugrunde (Zeitschritt 19 in Abbildung 5.9). Dies erklärt auch, warum sich die beiden dargestellten Realisationen beim OK mehr unterscheiden als bei CEDK-R.

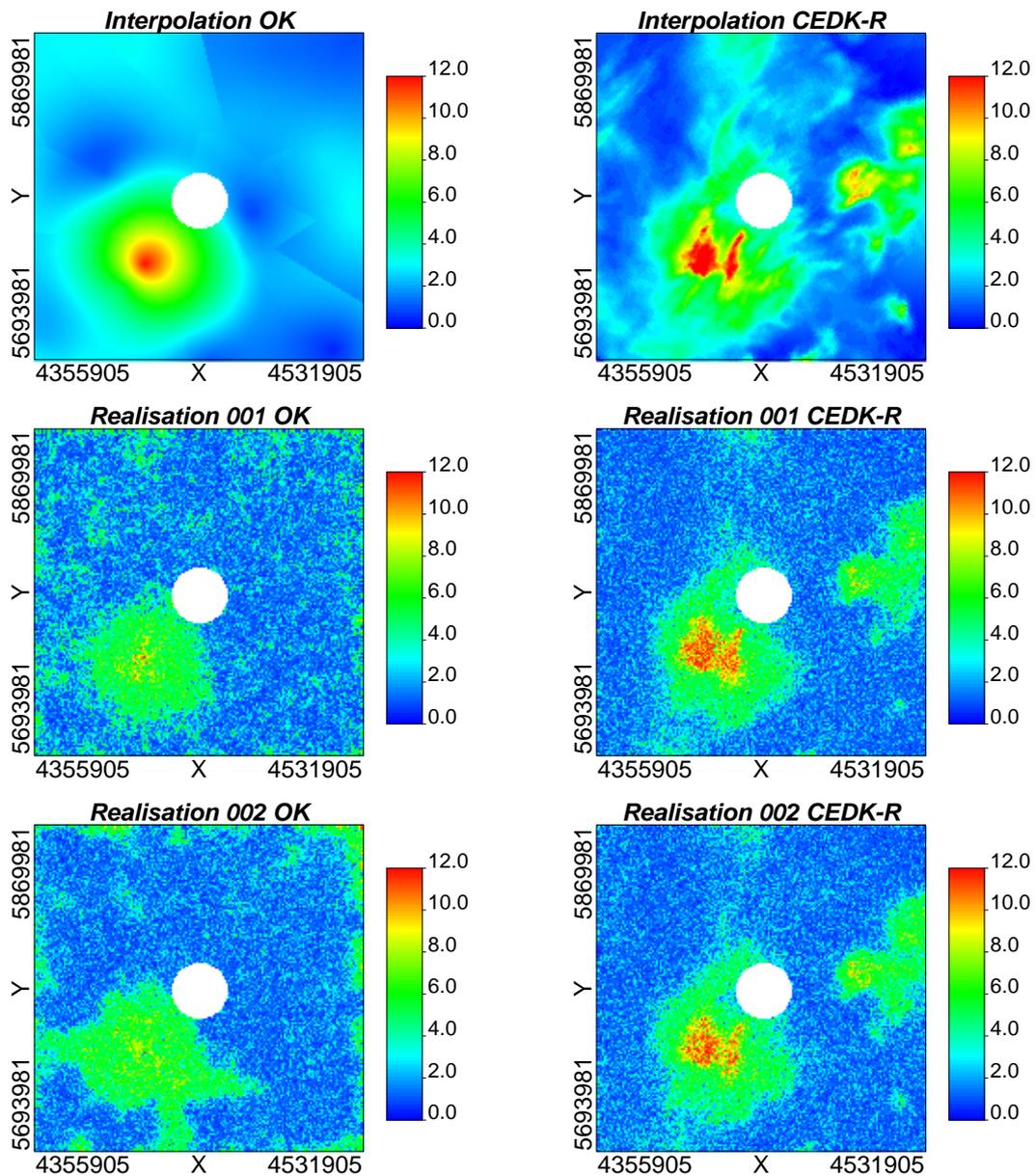


Abb. 5.12: Räumliche Verteilung des Niederschlags in mm/h für eine Stunde zwischen 17 und 18 Uhr am 17. Juli 2002, interpoliert mit den Methoden OK und CEDK-R sowie simuliert mit Simulated Annealing (jeweils zwei Realisationen mit Bezug zu OK bzw. CEDK-R)

Da die Simulationen analog zu den Interpolationen für das gesamte Untersuchungsgebiet um die Radarstation Ummendorf (vgl. Abbildung 4.1) vorgenommen wurden, erfolgte anschließend eine Extraktion der simulierten Niederschläge für die Flusseinzugsgebiete der hydrologischen Modellierung. Für die Kernzeiten der verschiedenen Ereignisse sind in den Abbildungen 5.13 und 5.14 entsprechende Zeitreihen exemplarisch für Einzugsgebiet der Holtemme dargestellt, die räumlich über das Flusseinzugsgebiet gemittelt wurden. Neben der Bandbreite der simulierten Niederschläge und dem Mittelwert aus den 100 Realisationen ist auch die sich aus der Interpolation ergebenden Zeitreihe in den Diagrammen dargestellt. Es ist deutlich zu erkennen, dass die Variabilität zwischen den einzelnen Realisationen umso stärker zunahm, desto niedriger die zugrundeliegende Zielkorrelation ausfiel. Dabei war es für die Einzugsgebietsniederschläge unerheblich, ob es sich um einen Zeitschritt handelte, bei dem für das gesamte Untersuchungsgebiet ein signifikanter mittlerer Niederschlag vorlag. Dies resultierte im Wesentlichen daraus, dass die Einzugsgebietsniederschläge nur einen kleinen Teil des gesamten für die Niederschlagssimulation verwendeten Gebietes darstellten. Bei einigen Ereignissen wich die interpolierte und die mittlere simulierte Niederschlagszeitreihe verstärkt voneinander ab. Dies ist im Wesentlichen auf die Kombination aus zwei Faktoren zurückzuführen: die Verwendung der Ziel-Korrelation als Randbedingung bei der Niederschlagssimulation und die Tatsache, dass es sich nur um die Werte für das jeweilige Flusseinzugsgebiet und damit um einen Ausschnitt aus der gesamten simulierten Karte handelte.

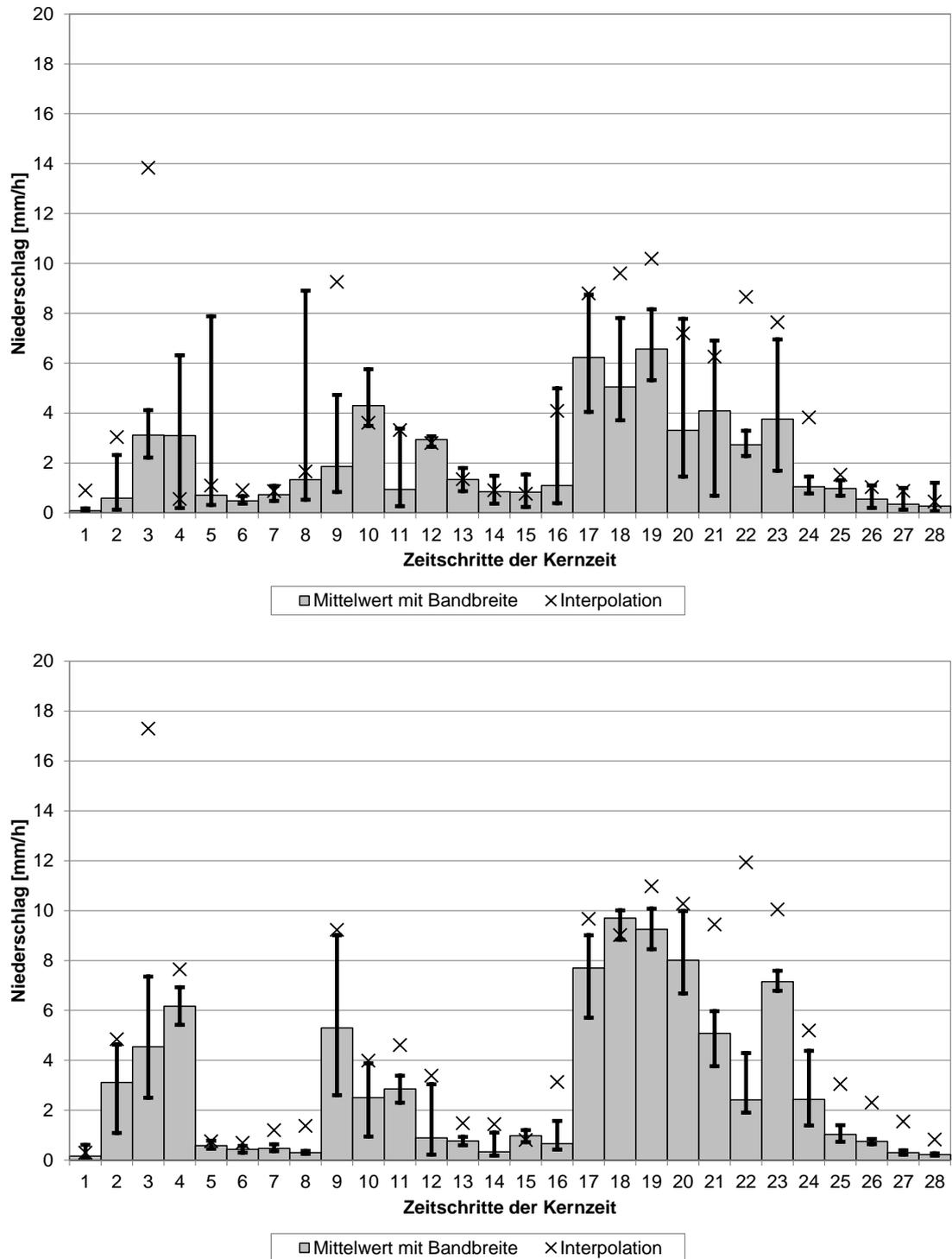


Abb. 5.13: Niederschlagszeitreihen für die Kernzeit des Ereignisses 07, räumlich gemittelt über das Einzugsgebiet der Holtemme, Mittelwerte der simulierten Realisationen (Balken) mit Angabe der Bandbreite (vertikale Linien) und Angabe der interpolierten Werte (Kreuze), für OK (oben) und CEDK-R (unten)

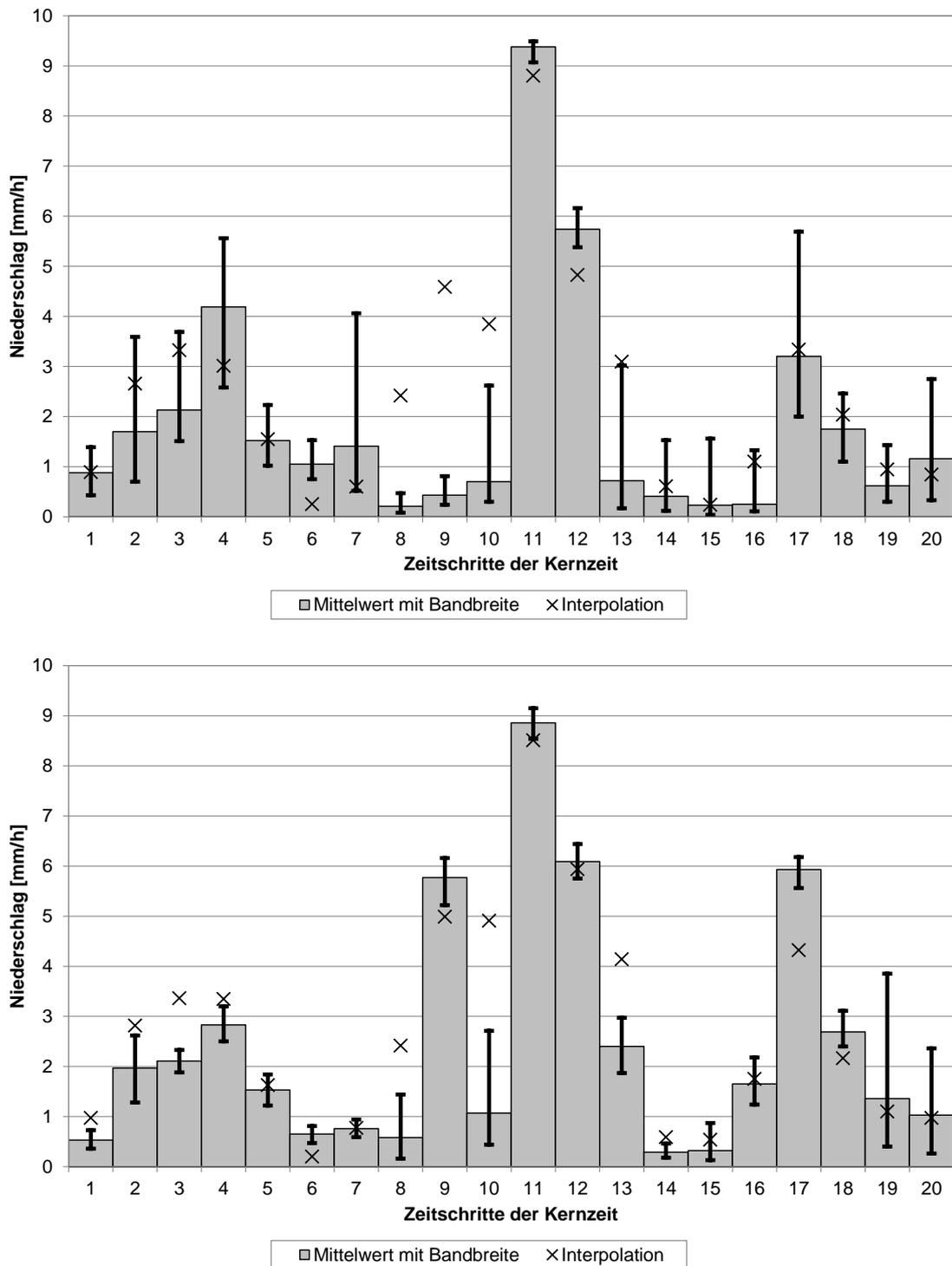


Abb. 5.14: Niederschlagszeitreihen für die Kernzeit des Ereignisses 09, räumlich gemittelt über das Einzugsgebiet der Holtemme, Mittelwerte der simulierten Realisationen (Balken) mit Angabe der Bandbreite (vertikale Linien) und Angabe der interpolierten Werte (Kreuze), für OK (oben) und CEDK-R (unten)

Durch die Berücksichtigung der Korrelation zu den interpolierten Daten galt es eine gewisse räumlich-zeitliche Abhängigkeit zwischen aufeinanderfolgenden Zeitschritten zu bewahren. Dies bezog sich insbesondere auf die Nachbildung der räumlich-zeitlichen Abfolge von Niederschlagsstrukturen. Um die Ähnlichkeit zwischen aufeinanderfolgenden Strukturen zu überprüfen, wurde das Maß der Autokorrelation verwendet. Über die Kernzeiten der Ereignisse wurde die Korrelation zum vorherigen Zeitschritt berechnet. In den nachfolgenden Abbildungen 5.15 und 5.16 sind die Verläufe der Autokorrelation für die Interpolationen und Simulationen mit den Methoden OK und CEDK-R über die Kernzeiten der Ereignisse 07 und 09 dargestellt. Zusätzlich ist zum Vergleich auch der Verlauf der Autokorrelation auf Grundlage der beobachteten Werte an den Niederschlagsstationen aufgeführt.

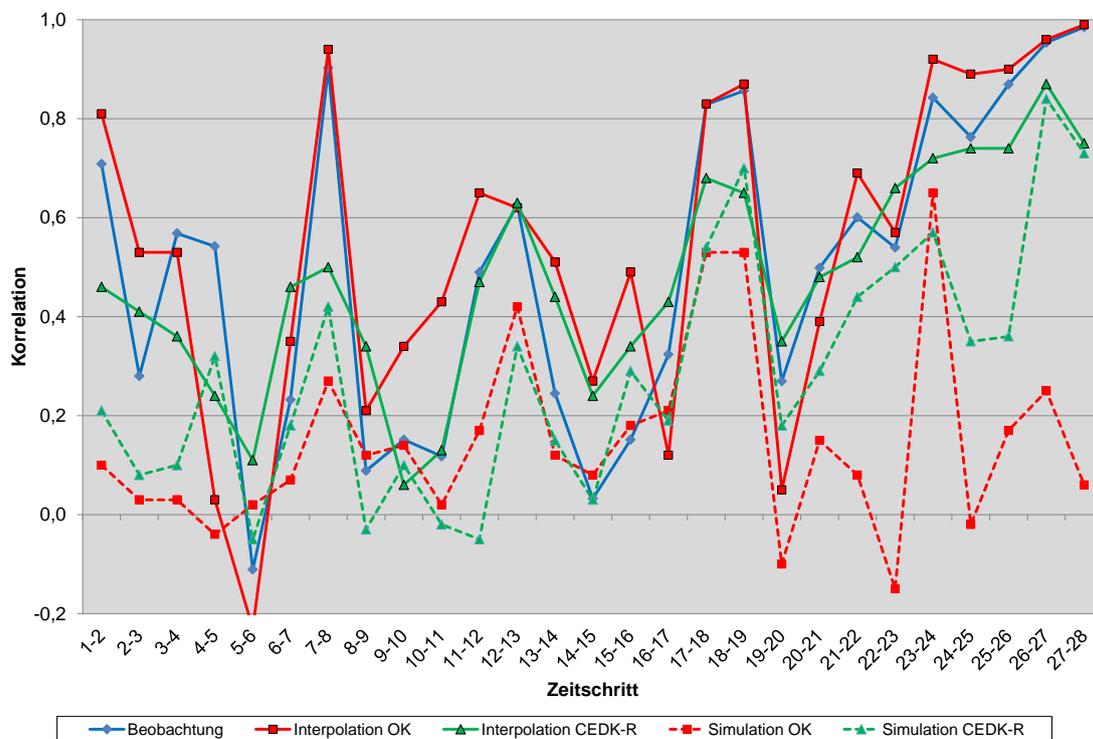


Abb. 5.15: Verläufe der Ein-Schritt-Autokorrelation für die Kernzeit des Ereignisses 07, für Beobachtungen (aufzeichnende N-Stationen), Interpolationen mit OK und CEDK-R sowie Simulationen (Mittelwert) mit Bezug zum OK bzw. CEDK-R

Die Werte für die mit OK interpolierten Karten liegen dabei bis auf wenige Ausnahmen über denen der mit CEDK-R interpolierten Karten und häufig auch leicht über der Autokorrelation der beobachteten Werte (Abbildungen 5.15 und 5.16). Bei der Methode OK fand eine entsprechende Glättung der Niederschlagsverteilung statt, während durch die Berücksichtigung von Radardaten bei der Methode CEDK-R vergleichsweise abrupte

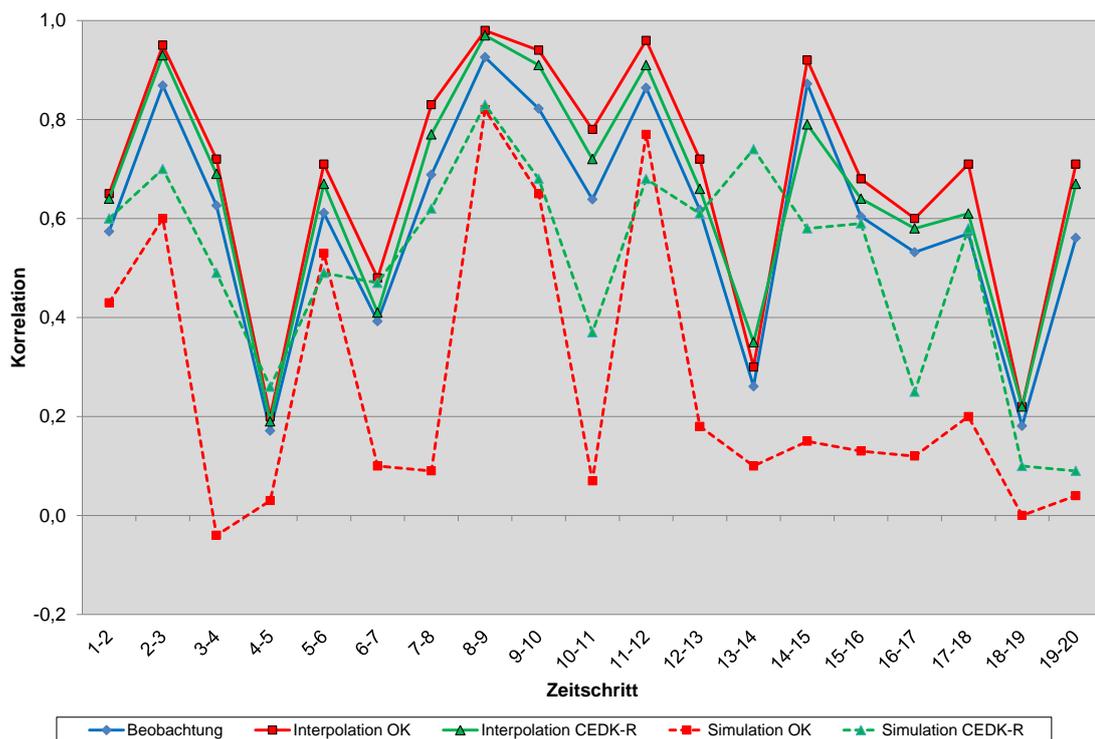


Abb. 5.16: Verläufe der Ein-Schritt-Autokorrelation für die Kernzeit des Ereignisses 09, für Beobachtungen (aufzeichnende N-Stationen), Interpolationen mit OK und CEDK-R sowie Simulationen (Mittelwert) mit Bezug zum OK bzw. CEDK-R

Veränderungen der Niederschlagsstrukturen nachgebildet wurden, die wiederum auch von den punktuellen Daten der Niederschlagsstationen nicht erfasst wurden. Die Autokorrelation bei simulierten Niederschlagskarten hängt hauptsächlich von der vorgegebenen Ziel-Korrelation ab. Insofern liegen die Werte Abbildungen 5.15 und 5.16 mit der Methode OK als Grundlage durch die in der Regel niedrigeren Ziel-Korrelationen auch häufig niedriger als mit CEDK-R als Basis. Allerdings ist auch zu berücksichtigen, dass zum Teil schon deutliche Unterschiede zwischen den mit OK und CEDK-R interpolierten Karten existierten und somit keine gleiche Ausgangsbasis vorlag. In der Gesamtheit liegt die Autokorrelation bei der Simulation meist deutlich unterhalb der Autokorrelation bei der Interpolation. Es ist aber auch insbesondere bei der Simulation mit CEDK-R zu erkennen, dass räumlich-zeitliche Abfolgen von Niederschlagsstrukturen bewahrt wurden.

Die Autokorrelation stellt einen Indikator dar, um die Bewahrung von räumlich-zeitlichen Abfolgen von Niederschlagsstrukturen zu bewerten. Als weitere Möglichkeit können beispielsweise neben räumlichen Variogrammen auch zeitliche Variogramme eingesetzt werden, um die Reproduktion von räumlich-zeitlichen Abhängigkeiten zu prüfen.

5.3 Vergleichende hydrologische Simulationen

Zielsetzung bei der hydrologischen Modellierung war die Untersuchung, ob und in welchem Ausmaß Unterschiede zwischen simulierten und gemessenen Abflussganglinien durch die Verwendung eines optimalen Niederschlagsinputs reduziert werden können. Als optimal wurden hierbei die Niederschlagsdaten angesehen, die einen geringen Fehler bei der Kreuzvalidierung beim Niederschlag sowie eine hohe räumliche Auflösung aufwiesen.

5.3.1 Sensitivität der hydrologischen Modelle

Die Sensitivitätsanalyse der verwendeten hydrologischen Modelle HEC-HMS und WaSiM-ETH hinsichtlich des Niederschlagsinputs wurde auf der Grundlage der drei Einzugsgebiete Holtemme, Sieber und Nette durchgeführt. Für jedes Ereignis und jedes Einzugsgebiet wurde unter der Verwendung der Thiessen-Polygon-Methode (NN) ein mittlerer Gebietsniederschlag interpoliert, der als gleichmäßig über das jeweilige Einzugsgebiet angesetzt wurde. Nach der individuellen Kalibrierung der hydrologischen Modelle separat für jedes Ereignis und jedes Einzugsgebiet wurden die vier in Abschnitt 3.3.2 beschriebenen Szenarien simuliert: (a) +30% Niederschlagsvolumen (b) -30% Niederschlagsvolumen (c) Veränderung der Niederschlagsverteilung mit +30% und (d) Veränderung der Niederschlagsverteilung mit -30%. In den Abbildungen 5.17 und 5.18 sind die Ergebnisse der Sensitivitätsanalyse getrennt nach Einzugsgebiet für die beiden hydrologischen Modelle dargestellt. Über das gewählte Nash-Sutcliffe Effizienz-Kriterium (NSC) konnte der Einfluss des Niederschlagsinputs hinsichtlich der Modellierungsgüte abgeleitet werden.

Die größten Veränderungen bei der Modellierungsgüte zeigten sich beim Modell HEC-HMS in den Einzugsgebieten von Holtemme und Sieber bei dem Szenario einer 30-prozentigen Erhöhung des Niederschlagsvolumens, während beim Einzugsgebiet der Nette die Reduktion des Niederschlagsvolumens zu den größten Abweichungen führte. Die beiden Szenarien mit einer veränderten Niederschlagsverteilung waren nur in wenigen Fällen größeren Auswirkungen unterworfen.

Beim Modell WaSiM-ETH zogen die Szenarien hinsichtlich der Volumenänderung beim Niederschlag in der Regel gleichermaßen deutliche Einbußen bei der Performance nach sich. Die Reaktionen des Modells auf die Variationen bei der Niederschlagsverteilung (Szenarien c und d) waren analog zum Modell HEC-HMS insgesamt geringer. Jedoch

existierten bei einigen Ereignissen auffällige Veränderungen im Vergleich zum kalibrierten Basiszustand. Dabei ist insbesondere das Ereignis 07 mit einem erheblichen Verlust hinsichtlich der Modell-Performance durch die geänderte Niederschlagsverteilung hervorzuheben.

Die grundsätzliche Tendenz, dass auf Veränderungen beim Niederschlagsvolumen von den Modellen deutlich sensitiver reagiert wird als auf Veränderungen bei der Niederschlagsverteilung, konnte bei beiden Modellen festgestellt werden. Der Vergleich zwischen den beiden hydrologischen Modellen zeigte jedoch insgesamt, dass HEC-HMS in der überwiegenden Anzahl an Ereignissen weniger sensitiv in Bezug auf Veränderungen beim Niederschlagsinput reagierte als WaSiM-ETH.

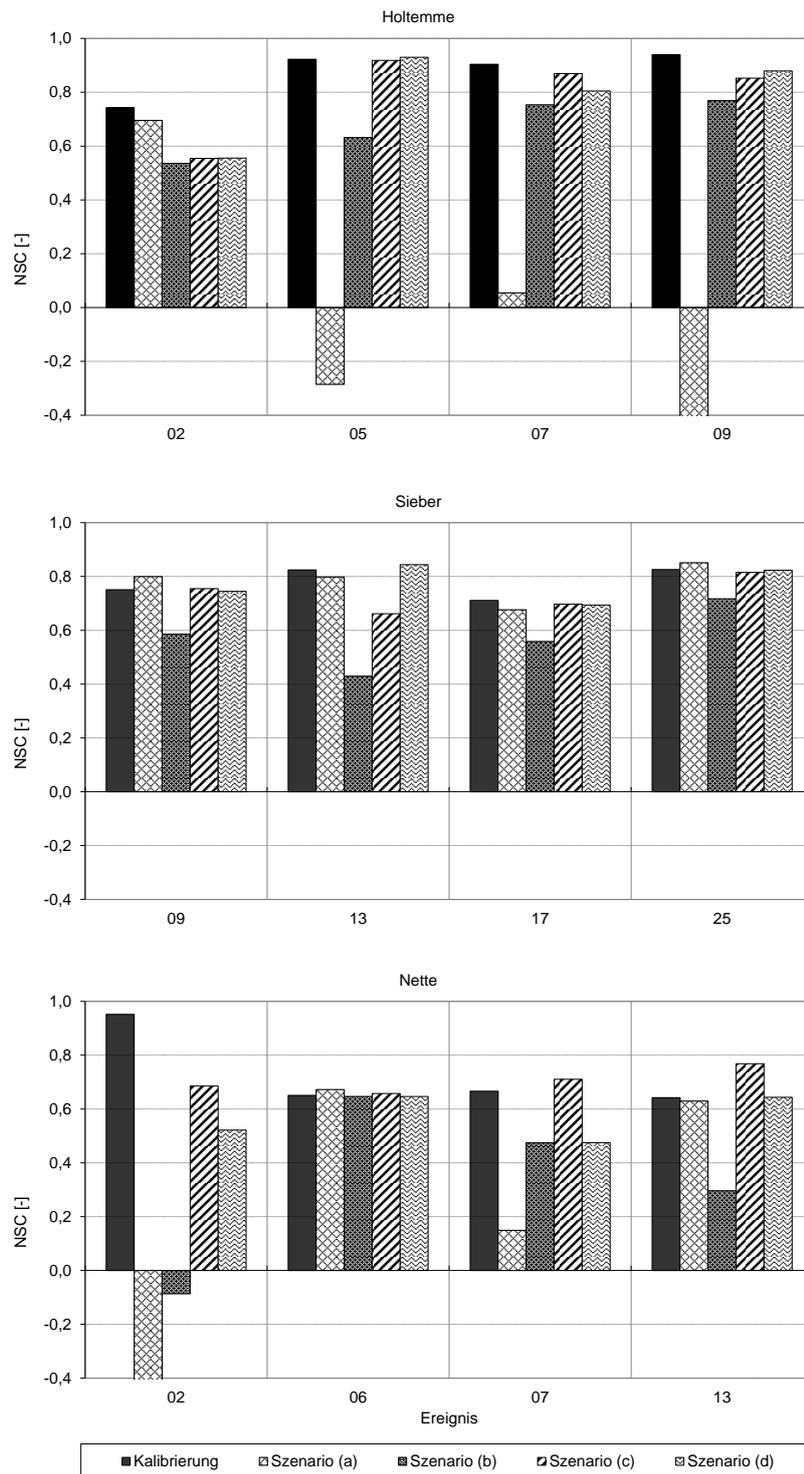


Abb. 5.17: Ergebnisse der Sensitivitätsanalyse unter Verwendung des hydrologischen Modells HEC-HMS für die Szenarien (a) +30% Niederschlagsvolumen (b) -30% Niederschlagsvolumen (c) Veränderung der Niederschlagsverteilung mit +30% und (d) Veränderung der Niederschlagsverteilung mit -30%

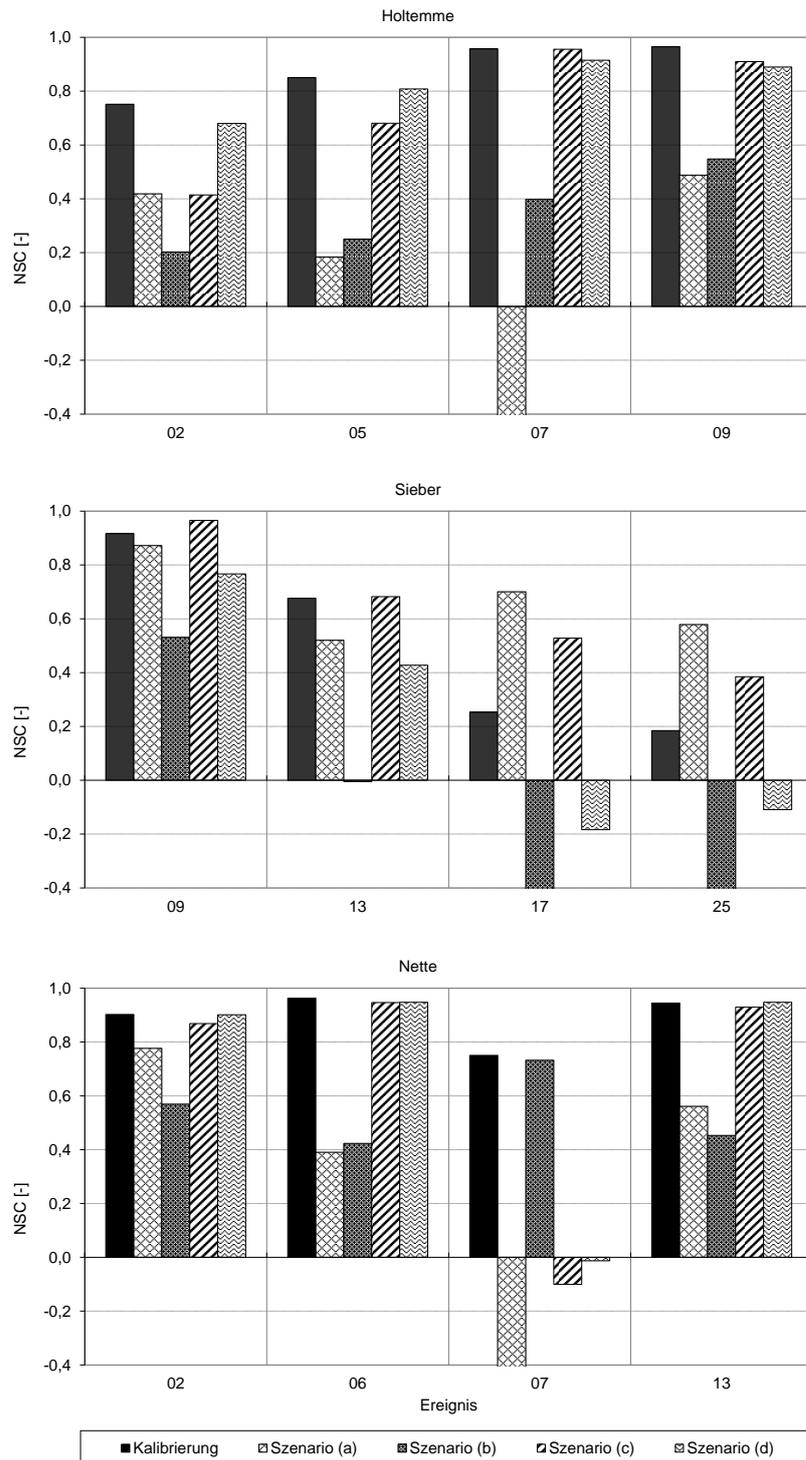


Abb. 5.18: Ergebnisse der Sensitivitätsanalyse unter Verwendung des hydrologischen Modells WaSiM-ETH für die Szenarien (a) +30% Niederschlagsvolumen (b) -30% Niederschlagsvolumen (c) Veränderung der Niederschlagsverteilung mit +30% und (d) Veränderung der Niederschlagsverteilung mit -30%

5.3.2 Evaluierung des Einflusses von unterschiedlich räumlich interpolierten Niederschlägen

Für die Niederschlags-Abfluss-Simulationen wurden Niederschlagszeitreihen für die Einzugsgebiete Holtemme, Sieber und Nette erstellt, wobei drei verschiedene Interpolationsmethoden verwendet wurden. Eine Auswahl war insofern notwendig, als dass nicht sämtliche Varianten der Interpolationsmethoden im Rahmen der hydrologischen Modellierung verwendet werden konnten. Es bestand vielmehr die Zielsetzung, grundlegend unterschiedliche Niederschlagsdaten als Input für die Niederschlags-Abfluss-Simulationen zu verwenden, um die Bedeutung bzw. die Signifikanz eines optimalen Niederschlagsinputs für die hydrologische Modellierung bestmöglich herauszuarbeiten. Darüber hinaus lag der Fokus auf einer Berücksichtigung von Daten, die auch für eine operationelle Vorhersage verwendet werden können. Die Grundlage für die Auswahl der nachfolgend aufgeführten Interpolationsmethoden bildeten dabei die Ergebnisse aus der Kreuzvalidierung beim Niederschlag (Abschnitt 5.2.2):

- Thiessen-Polygon-Methode (NN)
- Ordinary Kriging (OK)
- Bedingtes External-Drift-Kriging mit Radarniederschlagsintensitäten (CEDK-R)

5.3.2.1 Ereignisbasierte Simulationen

Für eine **Anfangsbewertung** der unterschiedlichen Niederschlagsdatensätze wurden die mittleren Gebietsniederschlagssummen für alle ausgewählten Ereignisse und Einzugsgebiete ermittelt, die in der Tabelle 5.8 aufgeführt sind. Dort sind zum Vergleich zusätzlich die Radarniederschlagsintensitäten aufgeführt. Die Unterschiede hinsichtlich des ereignisbasierten Niederschlagsvolumens fielen vergleichsweise groß aus. Für das Einzugsgebiet der Holtemme produzierte die Methode CEDK-R generell die größte Niederschlagsmenge, während für das Einzugsgebiet der Sieber bis auf eine Ausnahme das höchste Niederschlagsvolumen durch die Methode NN resultierte. Für das Einzugsgebiet der Nette war es wiederum die Methode CEDK-R, die bis auf eine Ausnahme die höchsten Gebietsniederschläge hervorbrachte. Die direkte Verwendung der Radarniederschlagsintensitäten führte generell mit Abstand zu den geringsten Gebietsniederschlägen. Dies ist ein weiteres Indiz dafür, dass der Einsatz von Radardaten ohne eine spezifische Korrektur und mit Anwendung lediglich einer allgemeinen R-Z-Beziehung zu einer deutlichen Unterschätzung von Gebietsniederschlägen führt. Für die modelltechnische Evaluierung des Einflusses von unterschiedlich interpolierten Flächennie-

derschlägen wurden daher auch die drei aufgeführten Interpolationsmethoden berücksichtigt.

Tab. 5.8: Mittlere ereignisbasierte Gebietsniederschlagssummen (in mm) für die ausgewählten Ereignisse der Einzugsgebiete Holtemme, Sieber und Nette unter Verwendung der verschiedenen Interpolationsmethoden

Holtemme	Ereignis 02	Ereignis 05	Ereignis 07	Ereignis 09
RADAR	10,3	28,3	45,5	40,1
CEDK-R	26,1	68,8	150,4	59,9
OK	20,6	53,9	125,0	54,1
NN	19,6	51,4	133,4	52,2

Sieber	Ereignis 09	Ereignis 10	Ereignis 13	Ereignis 17
RADAR	24,2	31,3	25,6	19,6
CEDK-R	57,3	97,9	69,4	49,6
OK	65,2	101,0	58,9	47,2
NN	70,8	120,7	63,0	53,5

Nette	Ereignis 02	Ereignis 06	Ereignis 07	Ereignis 13
RADAR	14,5	20,7	30,5	24,7
CEDK-R	39,0	50,5	130,3	66,2
OK	42,9	37,8	86,3	58,6
NN	60,1	34,5	82,3	63,7

Ergänzend wurde der räumliche Variationskoeffizient (CV) ermittelt, der auf mittleren, nach Teileinzugsgebieten untergliederten Niederschlägen basierte. Die Abbildung 5.19 zeigt einen Vergleich des CV unter der Verwendung der ausgewählten Interpolationsmethoden sowie der Radarniederschlagsintensitäten für alle Einzugsgebiete, wobei jeweils das Mittel über alle Ereignisse gebildet wurde. Der räumliche Variationskoeffizient bestätigte die hohe räumliche Variabilität der Radardaten, wobei die Methode CEDK-R insgesamt nur unwesentlich niedriger lag. Bei alleiniger Verwendung der hochaufgelösten Niederschlagsdaten ohne die Nutzung von Radardaten resultierte bei der Methode OK eine signifikante Abnahme hinsichtlich der Varianz bei allen Einzugsgebieten. Während beim Einzugsgebiet der Sieber die Methoden NN und OK noch gleichermaßen die geringste Varianz aufwiesen, zeigte bei den übrigen beiden Einzugsgebieten die Methode NN die niedrigsten Werte. Beim Nette-Einzugsgebiet ergab sich sogar ein CV-Wert von Null, da nur eine Station mit hochauflösenden Niederschlagsdaten als relevanter Nachbar für die Methode NN mit den 17 Teileinzugsgebiete Verwendung fand.

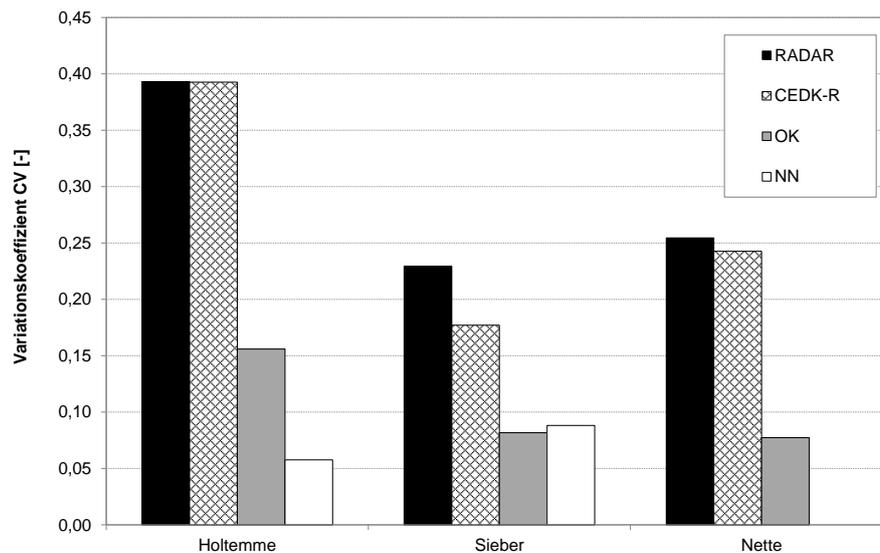


Abb. 5.19: Räumlicher Variationskoeffizient (CV) für mittlere Gebietsniederschläge verschiedener Interpolationsmethoden, gemittelt über die vier ausgewählten Ereignisse jedes Einzugsgebietes

Nach der Anfangsbewertung wurden die in Abschnitt 3.4.1 beschriebenen **Validierungsstrategien** (i) Modell-Rekalibrierung, (ii) Monte-Carlo-Simulationen und (iii) Robustheits-Test auf der Grundlage von ereignisbasierten Simulationen angewendet, um die Qualität der Niederschlagsdaten zu evaluieren.

Bei dem **Rekalibrierungsansatz** wurde das jeweils verwendete hydrologische Modell für jedes Einzugsgebiet unter Verwendung von drei der vier Ereignisse simultan kalibriert, jedoch separat für jeden Niederschlagsinput. Das vierte Ereignis diente der Validierung. Bei der Kalibrierung wurde unterschieden in eine pauschale Parametrisierung (lumped), bei der die Kalibrierungsparameter einheitlich über alle Teileinzugsgebiete angesetzt wurden, und eine verteilte Parametrisierung (distributed), wo die Kalibrierungsparameter unterschiedliche Werte für jedes Teileinzugsgebiet annehmen konnten. In Bezug auf die Anfangsbedingungen wurde generell nur die pauschale Parametrisierung verwendet. Entsprechend der Beschreibung in Abschnitt 3.4.1.1 wurde ein Kreuzvalidierungsverfahren angewendet, um die Anfangsbedingungen für das Validierungsereignis zu bestimmen. Die Performance der beiden hydrologischen Modelle wurde jeweils auf der Grundlage der vier Validierungsläufe je Einzugsgebiet und Niederschlagsinput beurteilt. In den Abbildungen 5.20 (WaSiM-ETH) und 5.21 (HEC-HMS) sind für die beiden Modelle mit der pauschalen Parametrisierung die gemittelten Werte des Performance-Indikators NSC und des Robustheits-Indizes grafisch dargestellt. Für den NSC sind durch die Angabe des Minimums und des Maximums der verschiedenen Ereignisse zusätzlich

auch die Bandbreite dargestellt ist. In Abbildung 5.22 sind für die verteilte Parametrisierung die gemittelten NSC-Werte für beide Modelle abgebildet. Nachfolgend werden die Ergebnisse getrennt nach Modell erläutert.

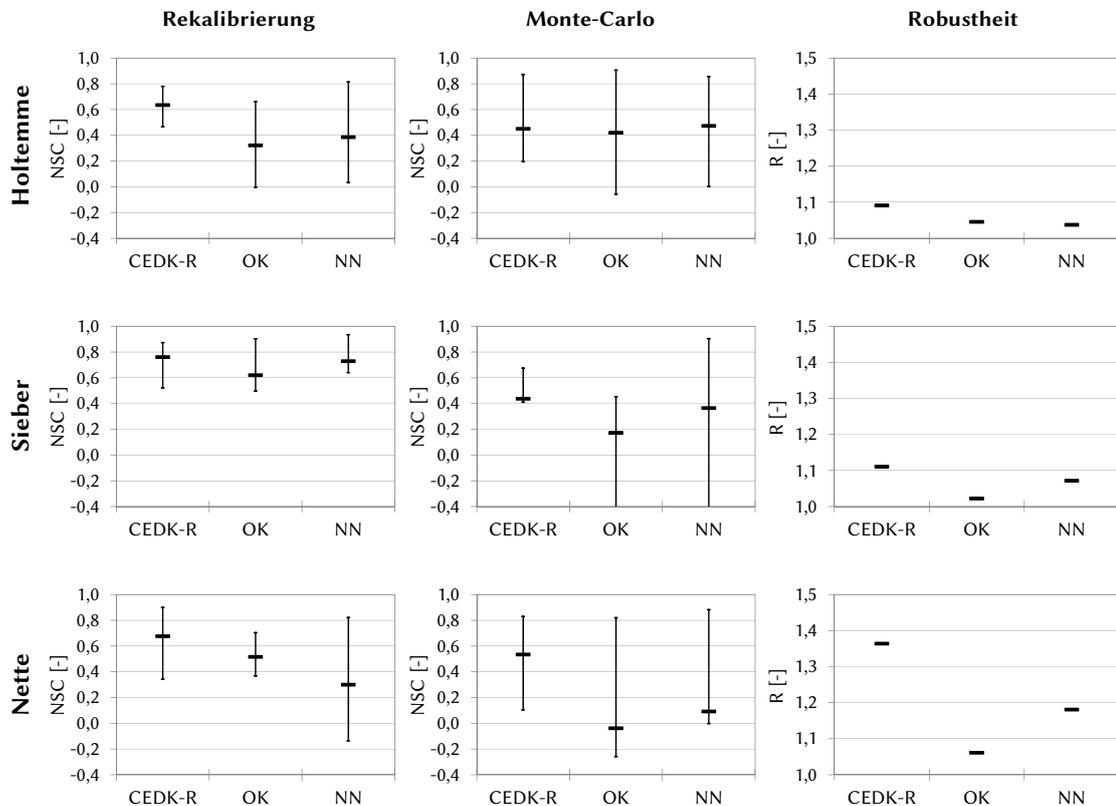


Abb. 5.20: Ergebnisse der Rekalibrierungsstrategie, der Monte-Carlo-Simulationen und des Robustheitsansatzes für jedes Einzugsgebiet, gemittelt über die vier Validierungsläufe oder die vier Ereignisse (mit Angabe der Bandbreite für die Rekalibrierungsstrategie und die Monte-Carlo-Simulationen), mit dem Modell WaSiM-ETH und der pauschalen Parametrisierung

Unter der Verwendung des hydrologischen Modells **WaSiM-ETH** und der pauschalen Parametrisierung zeigten die Ergebnisse beim Rekalibrierungsansatz, dass mit den Niederschlagsdaten, die mit der Methode CEDK-R erzeugt wurden, bei allen drei Einzugsgebietes die höchsten NSC-Werte erzielt werden konnten. Während im Einzugsgebiet der Sieber die Abstände zu den anderen beiden Methoden OK und NN noch vergleichsweise gering ausfielen, war bei den Einzugsgebieten der Holtemme und insbesondere der Nette ein deutlicher Vorteil für die Methode CEDK-R zu erkennen. Die Unterschiede zwischen OK und NN waren bei den Einzugsgebieten der Holtemme und Sieber relativ gering mit insgesamt leicht höheren Werten für die Methode NN, während im Einzugsgebiet der Nette die Methode NN mit Abstand am schlechtesten abschnitt und auch die größte Bandbreite zwischen dem besten und dem schlechtesten Ereignis aufwies. Mit den Nie-

derschlagsdaten der Methode CEDK-R, die auf der Grundlage der Niederschlagskreuzvalidierung den besten Input darstellten, wurden demnach für größere Einzugsgebiete mit einer Niederschlagsstation mit hochaufgelösten Daten in der Nähe (Holtemme) sowie ohne eine Niederschlagsstation in der Nähe (Nette) auch die besten Ergebnisse erzielt. Dies ist ein klarer Hinweis auf die hohe Relevanz der Radardaten als zusätzlich Information. Im Falle kleinerer Einzugsgebiete mit Niederschlagsstationen direkt in der Nähe (Sieber) verlieren die aufwendigen Interpolationsmethoden ihren Einfluss. Allerdings wurde auch festgestellt, dass im Einzugsgebiet der Nette ohne Niederschlagsstation in der Nähe bereits mit geostatistischen Methoden ohne Zusatzinformation (OK) eine Ergebnisverbesserung gegenüber der konventionellen Methode NN erzielt werden konnte.

Für den **Monte-Carlo-Ansatz** wurden 1000 Läufe mit dem hydrologischen Modell WaSiM-ETH und der pauschalen Parametrisierung durchgeführt, wobei zufällig generierte Parametersätze für alle Einzugsgebiete und alle Niederschlagsinputs verwendet wurden. Das Performance-Kriterium NSC wurde jeweils als Mittelwert über alle Ereignisse bestimmt und in absteigender Reihenfolge sortiert. Als Performance-Indikator wurde das 95%-Quantil des NSC-Kriteriums verwendet, das ebenfalls auf der Abbildung 5.20 (mitig) mit Angabe der Bandbreite dargestellt ist. Für das Einzugsgebiet der Nette konnten analog zum Rekalibrierungsansatz mit der Methode CEDK-R mit Abstand die besten Ergebnisse erzielt werden. Die beiden übrigen Methoden OK und NN zeigten mit NSC-Werten um null eine schwache Performance und wiesen zudem auch noch deutlich größere Bandbreiten als CEDK-R auf. Während sich im Einzugsgebiet der Sieber von der Tendenz her ähnliche Resultate einstellten wie bei dem Rekalibrierungsansatz (mit einem leichten Vorteil für die Methode CEDK-R sowie deutlich größeren Bandbreiten bei den Methoden OK und NN) waren für das Einzugsgebiet der Holtemme nur geringfügige Unterschiede zwischen den verschiedenen Niederschlagsdatensätzen zu erkennen. Ein expliziter Vorteil für die Verwendung von Radardaten als Zusatzinformation bei der Interpolation zeigte sich mit dem Monte-Carlo-Ansatz nur für das Einzugsgebiet der Nette und mit Einschränkung für das Einzugsgebiet der Sieber.

Für den **Robustheits-Test** wurden mit dem hydrologischen Modell WaSiM-ETH und der pauschalen Parametrisierung keine erneuten Läufe durchgeführt, sondern die Ergebnisse der Monte-Carlo-Methode unterschiedlich ausgewertet. Der Index zur Robustheit wurde für alle Einzugsgebiete und alle Niederschlagsdatensätze gemäß Gleichung (3.18) berechnet, wobei alle „guten“ Parametersätze mit einem NSC-Wert $\geq 0,5$ verwendet wurden. Die Resultate sind ebenfalls auf der Abbildung 5.20 (rechts) dargestellt. Da für jedes Einzugsgebiet vier Ereignisse analysiert wurden, weist der Index zur Robustheit eine Bandbreite von $1 \leq R \leq 4$ auf. Bei allen drei Einzugsgebieten war CEDK-R der

robusteste Niederschlagsinput. Allerdings variierte der Index auf einem relativen geringen Niveau zwischen den verschiedenen Inputs. Lediglich beim Einzugsgebiet der Nette konnten insgesamt etwas höhere Werte und auch größere Abstände erzielt werden, wobei analog zu den Ergebnissen des Monte-Carlo-Ansatzes CEDK-R die mit Abstand beste Methode war, gefolgt von NN und OK. Beim Einzugsgebiet der Sieber war die Reihenfolge ebenfalls identisch zur Monte-Carlo-Methode, während beim Einzugsgebiet der Holtemme die Methode NN am schwächsten abschnitt. Insgesamt betrachtet bestätigten die Ergebnisse des Monte-Carlo-Ansatzes und des Robustheits-Tests die Aussagen auf der Grundlage des Rekalibrierungsansatzes.

Um zu überprüfen, inwieweit eine über die Teileinzugsgebiete verteilte Parametrisierung eventuelle Einbußen bei der Performance durch den Niederschlagsinput korrigieren kann, wurde der Rekalibrierungsansatz auch mit der Variante mit dem verteilten Ansatz durchgeführt. Auf Grund der deutlich höheren Freiheitsgrade bei der Kalibrierung resultierte ein signifikant größerer Rechenaufwand, der bedingt war durch die wesentlich größere Anzahl an Iterationsläufen bis zur Konvergenz zum globalen Optimum. Monte-Carlo-Simulationen sowie der Robustheits-Test wurden daher für die verteilte Variante nicht durchgeführt. Die Ergebnisse für den Rekalibrierungsansatz und dem hydrologischen Modell WaSiM-ETH mit der verteilten Parametrisierung sind in der Abbildung 5.22 dargestellt. Im Vergleich zur pauschalen Variante fällt auf, dass bei allen Einzugsgebieten die Unterschiede zwischen den verschiedenen Niederschlagsdatensätzen geringer wurden und vor allem keine einheitliche Reihenfolge in der Performance mehr bestand. Zudem fielen die Ergebnisse insgesamt im Hinblick auf die absoluten NSC-Werte schlechter aus. Die relativ eindeutigen Ergebnisse bei der Verwendung einer pauschalen Parametrisierung mit Vorteilen für die Methode CEDR-R mit Radardaten als Zusatzinformation zeigten sich bei der Berücksichtigung einer verteilten Parametrisierung nicht mehr. Zudem gingen damit auch Einbußen bei der Performance einher.

Als eindeutige Empfehlung bei der Verwendung des hydrologischen Modells WaSiM-ETH ist damit die Zugrundelegung einer pauschalen Parametrisierung in Verbindung mit der Methode CEDK-R zur Interpolation der Niederschlagsdaten als Input für die Modellierung zu nennen.

Für das hydrologische Modell **HEC-HMS** wurde die gleiche Prozedur durchgeführt wie zuvor für das Modell WaSiM-ETH. Insofern werden im Folgenden nur die Ergebnisse dargestellt und analysiert. Auf der Abbildung 5.21 sind neben dem Robustheits-Index die mittleren NSC-Werte grafisch dargestellt, für die zusätzlich auch die Bandbreite durch Angabe des Minimums und Maximums der verschiedenen Ereignisse dargestellt ist.

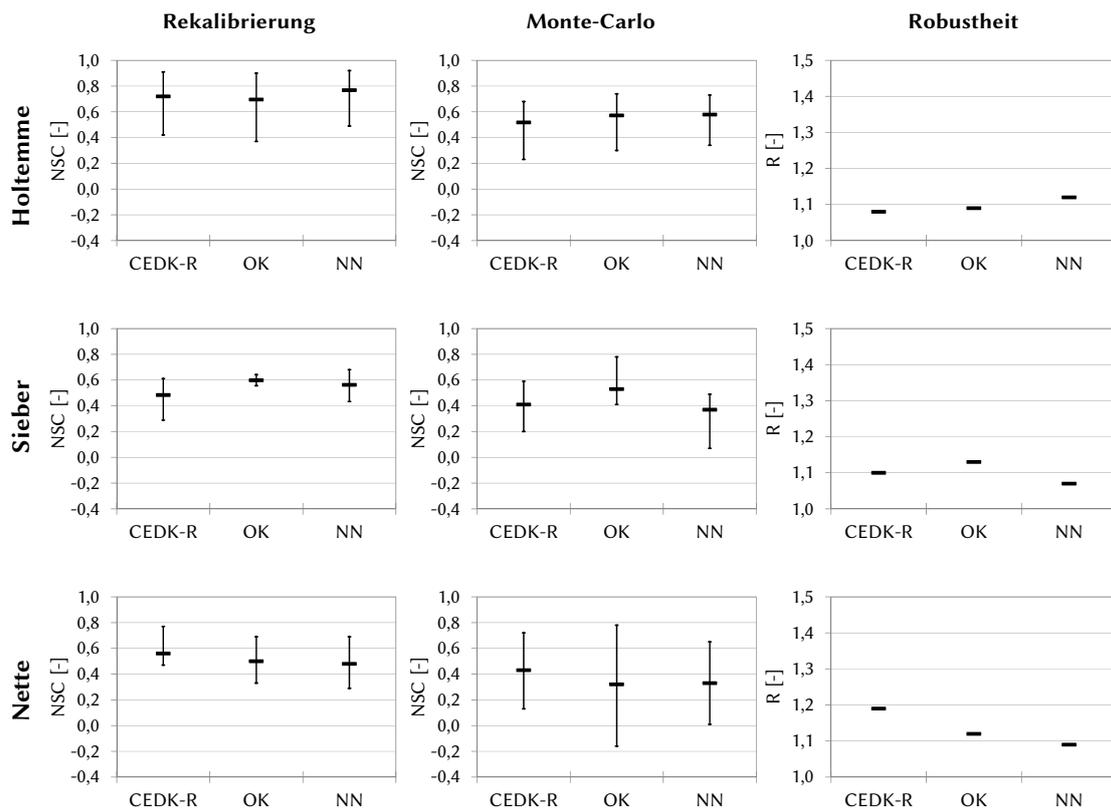


Abb. 5.21: Ergebnisse der Rekalibrierungsstrategie, der Monte-Carlo-Simulationen und des Robustheitsansatzes für jedes Einzugsgebiet, gemittelt über die vier Validierungsläufe oder die vier Ereignisse (mit Angabe der Bandbreite für die Rekalibrierungsstrategie und die Monte-Carlo-Simulationen), mit dem Modell HEC-HMS und der pauschalen Parametrisierung

Bei der Verwendung des hydrologischen Modells HEC-HMS mit der pauschalen Parametrisierung zeigten sich bei dem Rekalibrierungsansatz nur beim Einzugsgebiet der Nette geringe Vorteile bei der Verwendung der Methode CEDK-R. Bei den anderen beiden Einzugsgebieten führten entweder OK (EZG Sieber) oder NN (EZG Holtemme) zu den besten Ergebnissen. Allerdings fielen die Unterschiede bei den absoluten NSC-Werten zwischen den verschiedenen Niederschlagsinputs sehr gering aus. Dies galt auch im Hinblick auf die Bandbreiten, sodass hier der Schluss nahelag, dass das Modell HEC-HMS in der verwendeten Form relativ unempfindlich gegenüber dem Niederschlagsinput reagiert.

Diese Hypothese fand Bestätigung durch die Ergebnisse der Monte-Carlo-Methode. Hier war auch beim Einzugsgebiet der Nette die Methode CEDK-R den anderen beiden Methoden nur leicht überlegen. Während im Einzugsgebiet der Sieber erneut die mit OK interpolierten Niederschlagsdatensätze den höchsten mittleren NSC-Wert erzeugten, schnitt CEDK-R im Einzugsgebiet der Holtemme sogar am schlechtesten ab. Die Bandbreiten fie-

len insgesamt gesehen höher aus als bei der Rekalibrierungsstrategie. Die Anwendung des Robustheitstest zeigte keine grundlegend anderen Erkenntnisse. Der Index zur Robustheit fiel für das Einzugsgebiet der Nette wiederum am größten aus, während in den beiden übrigen Einzugsgebieten sich erneut eine alternierende Reihenfolge ergab. Wie zuvor bei WaSiM-ETH, fielen auch beim hydrologischen Modell HEC-HMS die generell sehr niedrigen Index-Werte auf.

Die Ergebnisse für den Rekalibrierungsansatz unter Verwendung des Modells HEC-HMS mit der verteilten Parametrisierung sind auf Abbildung 5.22 (rechts) dargestellt. Insgesamt ist auffällig, dass sich im Vergleich zur Variante mit der pauschalen Parametrisierung keine signifikanten Unterschieden einstellen. Mit der Methode CEDK-R ergaben sich zwar die höchsten NSC-Werte in den Einzugsgebieten der Nette und Sieber. Die Unterschiede zwischen den einzelnen Niederschlagsdatensätzen fielen jedoch weiterhin relativ gering aus. Lediglich die Bandbreiten waren z.T. etwas größeren Veränderungen unterworfen.

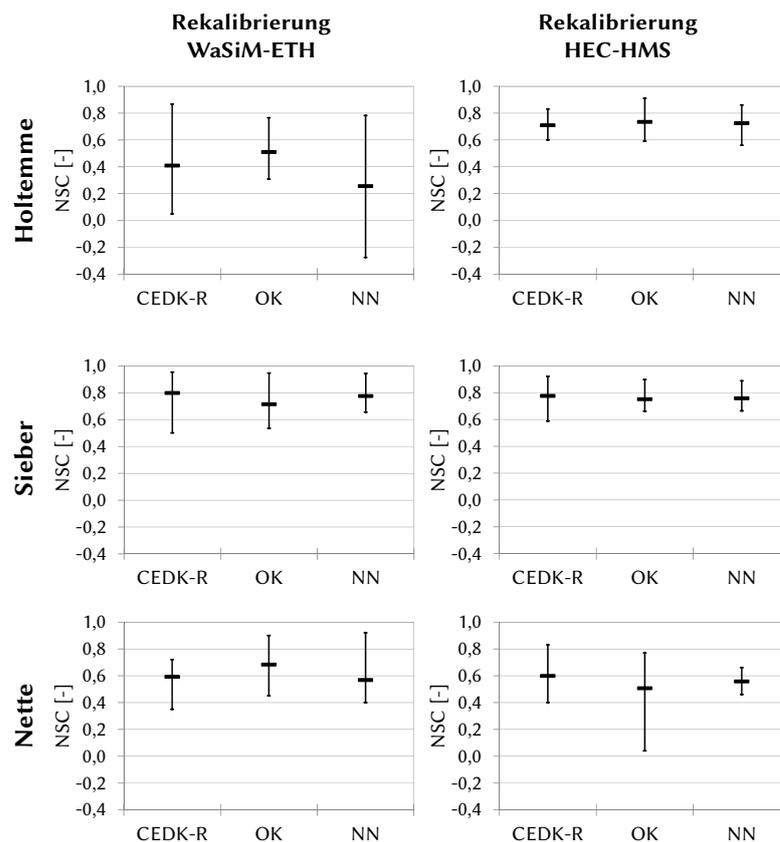


Abb. 5.22: Ergebnisse der Rekalibrierungsstrategie für jedes Einzugsgebiet, gemittelt über die vier Validierungsläufe mit Angabe der Bandbreite, mit den Modellen WaSiM-ETH und HEC-HMS und der verteilten Parametrisierung

Im Vergleich zum Modell WaSiM-ETH wurden mit dem hydrologischen Modell HEC-HMS ähnliche Ergebnisse in Bezug auf die absolute Performance erzielt, unabhängig vom Niederschlagsinput. Jedoch zeigte sich HEC-HMS weitgehend unempfindlich gegenüber räumlich unterschiedlich interpolierten Niederschlagsdaten. Der vorhandene Nutzen einer Verwendung von aufwendigen geostatistischen Interpolationsmethoden sowie Radardaten als Zusatzinformation wird hierbei als äußerst gering eingestuft. In der Konsequenz wurden die weiteren Untersuchungen in Form von kontinuierlichen Simulationen sowie Unsicherheitsbetrachtungen ausschließlich mit dem hydrologischen Modell WaSiM-ETH durchgeführt.

5.3.2.2 Kontinuierliche Simulation

Als Ergebnis der umfangreichen ereignisbasierten Untersuchungen wurde für die kontinuierlichen Simulationen ausschließlich das hydrologische Modell WaSiM-ETH mit der pauschalen Parametrisierung (lumped) verwendet. Das hydrologische Modell HEC-HMS hat sich generell nicht als sensitiv gegenüber den verschiedenen Niederschlagsinputs erwiesen und die verteilte Parametrisierung (distributed) war auch aus rechenzeittechnischen Gründen mit deutlich länger dauernden kontinuierlichen Simulationen nicht geeignet. Für die verschiedenen Einzugsgebiete wurden die in der nachfolgenden Tabelle 5.9 aufgeführten Zeiträume für die Kalibrierung und die Validierung ausgewählt. Zusätzlich ist die jeweils über ein Jahr andauernde Vorlaufzeit angegeben.

Tab. 5.9: Vorlauf sowie Kalibrierungs- und Validierungszeiträume für die kontinuierlichen Simulationen für die Einzugsgebiete Holtemme, Sieber und Nette

	Holtemme	Sieber	Nette
Vorlauf	01.01.2000 - 31.12.2000	01.01.2001 - 31.12.2001	01.01.2000 - 31.12.2000
Kalibrierung	01.01.2001 - 30.09.2002	01.01.2002 - 30.09.2003	01.10.2002 - 31.12.2004
Validierung	01.10.2002 - 31.12.2004	01.10.2003 - 31.07.2005	01.01.2001 - 30.09.2002

Entsprechend der Beschreibung in Abschnitt 3.4.1.4 wurde das hydrologische Modell getrennt für jeden Niederschlagsinput und jedes Einzugsgebiet kalibriert, wobei jeweils über den in Tabelle 5.9 aufgeführten Gesamtzeitraum simuliert, für die Kalibrierung jedoch nur der Kalibrierungszeitraum berücksichtigt wurde. Mit dem kalibrierten Parametersatz wurden die Berechnungsergebnisse des Validierungszeitraums ausgewertet und denen der Kalibrierung in der Abbildung 5.23 gegenübergestellt. Für das Einzugsgebiet der Nette sind zudem die Ganglinien des Validierungszeitraums für alle drei Niederschlagsinputs in den Abbildungen 5.24 und 5.25 aufgeführt. Hierbei ist anzumerken, dass

für eine übersichtlichere Darstellung bei den Abflusswerten (y-Achse) der Logarithmus gebildet wurde. Vom 13.12.2001 bis 31.12.2001 lag zudem ein Ausfall bei den gemessenen Werten vor. Dieser Zeitraum wurde daher bei der Berechnung des Performance-Kriteriums ausgelassen.

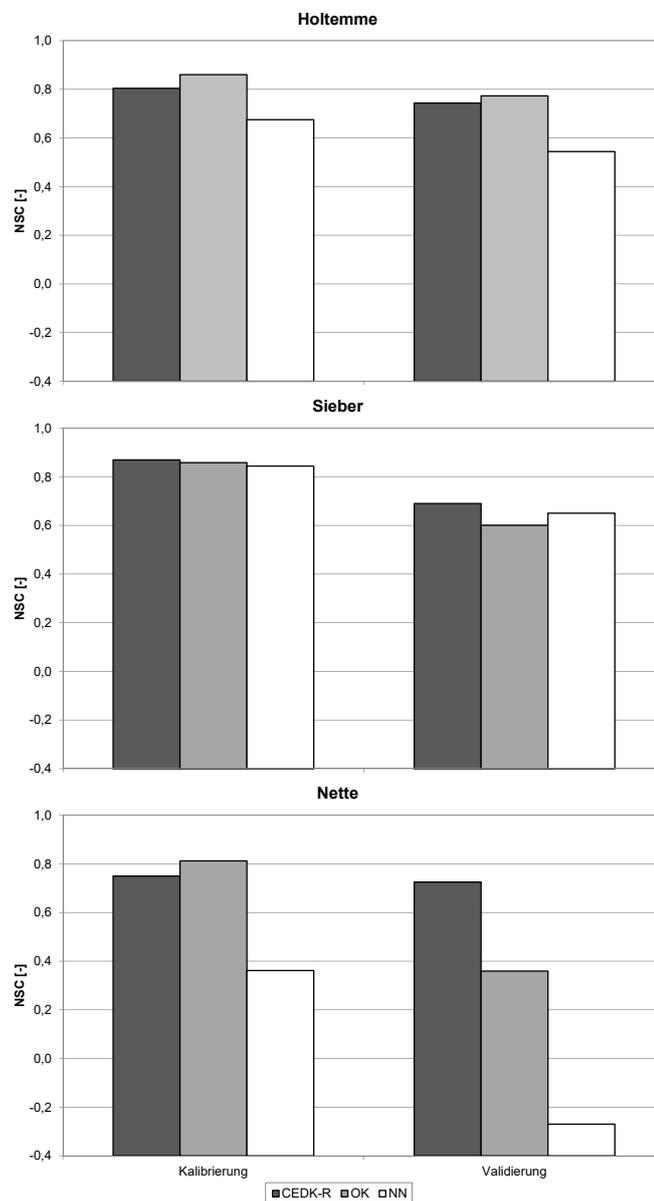


Abb. 5.23: Kalibrierungs- und Validierungsergebnisse der kontinuierlichen Simulationen für jedes Einzugsgebiet mit dem Modell WaSiM-ETH und der pauschalen Parametrisierung

Unter Verwendung des hydrologischen Modells WaSiM-ETH und der pauschalen Parametrisierung zeigten die Ergebnisse der kontinuierlichen Simulationen insgesamt betrachtet deutliche Ähnlichkeiten zu den Ergebnissen der ereignisbasierten Simulationen

mit der Rekalibrierungsstrategie. Während beim Einzugsgebiet der Sieber die Unterschiede zwischen den verschiedenen Niederschlagsdatensätzen nur marginal ausfielen (mit leichten Vorteilen für die Methode CEDK-R) waren bei den übrigen beiden Einzugsgebieten signifikante Abweichungen erkennbar. Beim Einzugsgebiet der Holtemme fiel der mit der Methode NN erzeugte Niederschlagsinput insbesondere bei der Validierung deutlich gegenüber den anderen beiden Niederschlagsdatensätzen ab, wobei hier die Radardaten als Zusatzinformation für die Interpolation keine Vorteile gegenüber der univariaten geostatistischen Methode OK brachten und die Methode CEDK-R leicht schlechter abschnitt. Beim Einzugsgebiet der Nette waren analog zum ereignisbasierten Ansatz die größten Unterschiede erkennbar. Während für den Kalibrierungszeitraum die mit den Methoden OK und CEDK-R produzierten Niederschlagsdatensätze noch ähnlich gute Ergebnisse lieferten, konnte mit dem auf der Methode NN basierten Niederschlagsinput keine guten Abflussganglinien simuliert werden. Bei der Validierung zeigte sich dann der Vorteil der Radardaten als Zusatzinformation, da nur mit den interpolierten Niederschlagsdaten der Methode CEDK-R annähernd gleich gute Ergebnisse wie bei der Kalibrierung erzielt werden konnten. Die beiden anderen Methoden fielen deutlich gegenüber der Kalibrierung ab, wobei die Simulationen auf der Basis der mit der Methode NN erzeugten Niederschlagsdaten sogar in einem negativen NSC-Wert mündeten.

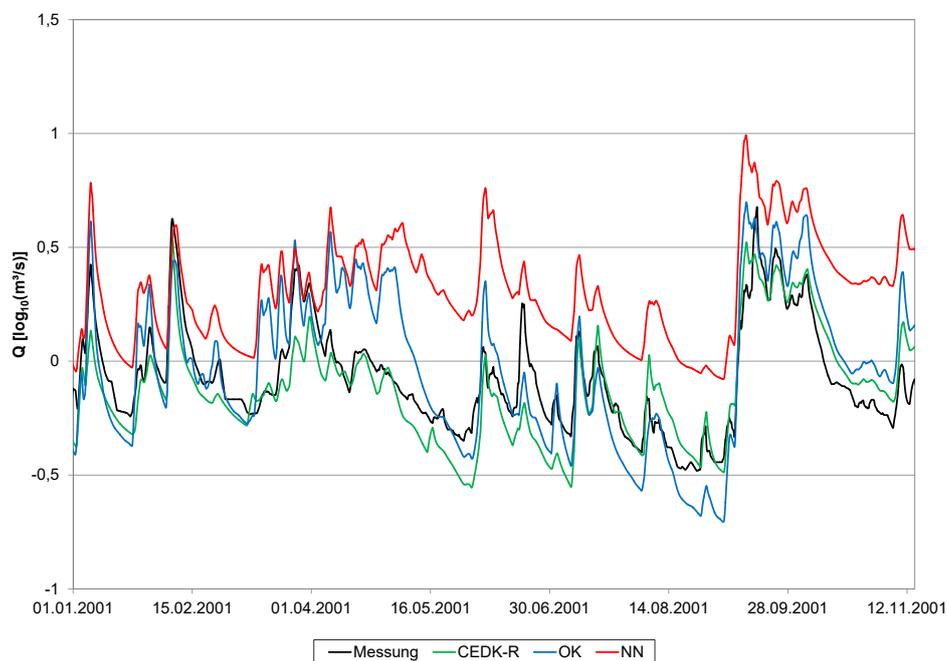


Abb. 5.24: Abflussganglinien (Ziehung der Quadratwurzel bei den Abflusswerten) der kontinuierlichen Simulationen für das EZG Nette mit dem Modell WaSiM-ETH und der pauschalen Parametrisierung für den Validierungszeitraum vom 01.01.2001 bis 15.11.2001

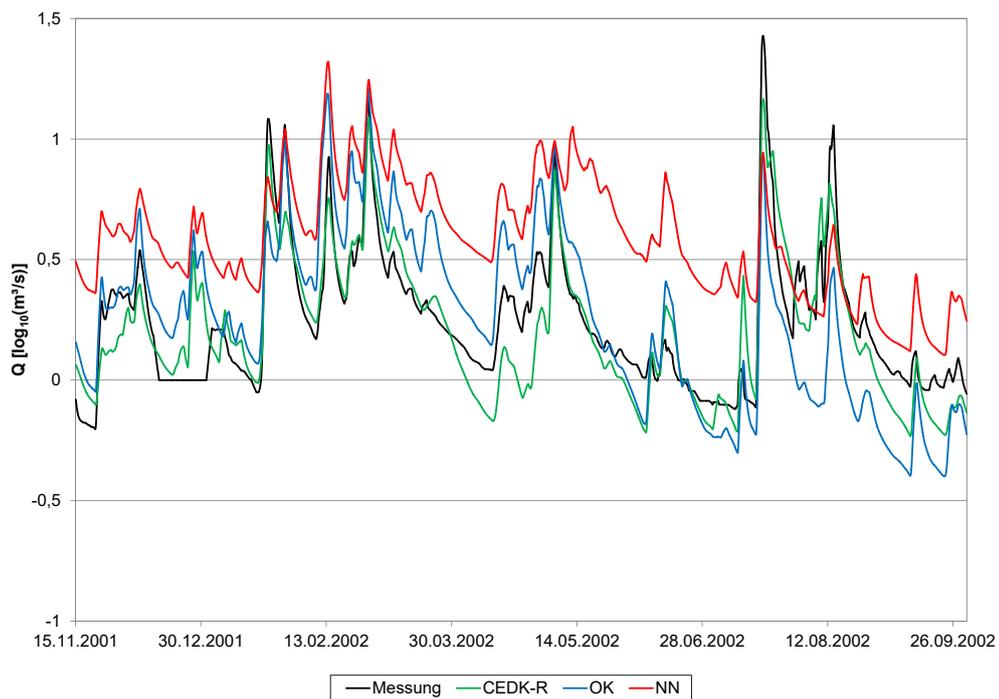


Abb. 5.25: Abflussganglinien (Ziehung der Quadratwurzel bei den Abflusswerten) der kontinuierlichen Simulationen für das EZG Nette mit dem Modell WaSiM-ETH und der pauschalen Parametrisierung für den Validierungszeitraum vom 16.11.2001 bis 30.09.2002 (Anmerkung: Ausfall der Messung vom 13.12.2001 bis 31.12.2001)

Anhand der Ganglinien für das Einzugsgebiet der Nette in den Abbildungen 5.24 und 5.25 zeigte sich deutlich, dass insbesondere die im Juli und August 2002 aufgetretenen Abflussspitzen nur mit den Niederschlagsdaten der Methode CEDK-R annähernd gut nachgebildet werden konnten, während mit den beiden anderen Methoden nur geringe Ausschläge in den Ganglinien auftraten. Die ausgeprägten Abflussspitzen zu Beginn des Jahres 2002 wurden hingegen von den Niederschlagsinputs mit NN und OK überschätzt, während mit CEDK-R wiederum eine deutlich bessere Ganglinie simuliert wurde. In den übrigen Zeiträumen zeigten die Ganglinien von OK und CEDK-R hingegen grundsätzlich einen ähnlichen Verlauf. Die mit der Methode NN erzeugte Abflussganglinie wich dagegen über den gesamten Zeitraum gesehen erheblich von dem gemessenen Verlauf ab.

Ein weiterer auffälliger Aspekt bestand darin, dass bei der Kalibrierung für den Zeitraum von November 2002 bis März 2003 nur mit der bedingten Version des External Drift Krigings (CEDK-R) eine ähnlich gute Ganglinie simuliert werden konnte wie mit der Methode OK, während sich bei einer generellen Verwendung des External Drift Krigings ein viel zu niedriger Verlauf ergab. Dies ist darauf zurückzuführen, dass in diesem

Zeitraum ein vergleichsweise großer Anteil des Niederschlags als Schnee gefallen war, was bei den Radarreflektivitäten zu signifikanten Unterschieden im Vergleich zu Niederschlag in Form von Regentropfen führte. Hierdurch resultierte dann nur noch ein geringer Zusammenhang zwischen der Haupt- und Zusatzvariablen, was letztendlich zu einer Unterschätzung des Niederschlagsgeschehens führte.

Als Fazit für die kontinuierlichen Simulationen unter der Verwendung des hydrologischen Modells WaSiM-ETH mit der pauschalen Parametrisierung ist festzuhalten, dass mit den Niederschlagsdaten der Methode CEDK-R für Einzugsgebiete ohne eine Niederschlagsstation mit hochaufgelösten Daten in der Nähe (Nette) insbesondere dann die besten Ergebnisse erzielt werden konnten, wenn es sich um Zeiträume mit starken, räumlich heterogenen Niederschlägen handelte, die vornehmlich im Sommer auftreten. Hierbei zeigte sich die hohe Relevanz von Radardaten als zusätzliche Information. Im Falle größerer Einzugsgebiete mit einer Niederschlagsstation in der Nähe (Holtemme) wird der Vorteil von Radardaten praktisch egalisiert, wobei die geostatistischen Interpolationsmethoden auch hierbei noch einen Vorteil gegenüber der sehr einfachen Methode der Nächster-Nachbar-Interpolation (NN) erzielen konnten. Bei kleinen Einzugsgebieten mit Niederschlagsstationen direkt in der Nähe (Sieber) traten mit den verschiedenen Niederschlagsdatensätzen keine signifikanten Unterschiede bei den simulierten Abflussganglinien auf.

5.3.3 Analyse der niederschlagsbedingten Unsicherheit

Als Ergebnis der umfangreichen ereignisbasierten Untersuchungen wurde für die Unsicherheitsbetrachtungen ausschließlich das hydrologische Modell WaSiM-ETH mit der pauschalen Parametrisierung (lumped) verwendet. Als Input für die Niederschlags-Abfluss-Simulationen wurden die simulierten Niederschläge verwendet, die einen Bezug zu den Interpolationsmethoden OK und CEDK-R herstellen (Abschnitt 5.2.3). Für jedes der drei Einzugsgebiete wurden zwei Ereignisse ausgewählt, die auch schon im Rahmen der ereignisbasierten hydrologischen Modellierungen mit den unterschiedlichen räumlich interpolierten Niederschlägen Anwendung fanden (Tabelle 5.7).

Für die Analyse der niederschlagsbedingten Unsicherheit wurde das hydrologische Modell mit den jeweils 100 Niederschlagsrealisationen betrieben. In einem ersten Schritt wurde dabei einheitlich über alle Realisationen jeweils der kalibrierte Parametersatz verwendet, der unter der Verwendung der korrespondierenden Interpolationsmethode bei der Rekalibrierungsstrategie abgeleitet wurde (Variante 1, Abschnitt 3.4.2). In einem

zweiten Schritt erfolgte für jede Niederschlagsrealisation eine individuelle Kalibrierung (Variante 2, Abschnitt 3.4.2).

Die Ergebnisse der hydrologischen Modellierungen sind auf den nachfolgenden Abbildungen 5.26 bis 5.31 getrennt nach Einzugsgebiet und Ereignis dargestellt. Neben einer über alle 100 Berechnungsläufe gemittelten Abflussganglinie ist auch die gesamte Bandbreite der Abflussganglinien aufgetragen. Zusätzlich ist noch die beobachtete Ganglinie des jeweiligen Pegels enthalten. Um einen direkten Vergleich zu den mit OK und CEDK-R interpolierten Niederschlagsdaten herstellen zu können, sind darüber hinaus die Ganglinien dargestellt, die sich bei der Rekalibrierungsstrategie ergaben. Unterschieden wird dabei in die Validierungsganglinie (links in den Abbildungen), die mit der Variante 1 bei den simulierten Niederschlägen korrespondiert, und die beste Ganglinie aus den Kalibrierungsläufen (rechts in den Abbildungen), die mit der Variante 2 durch die individuelle Kalibrierung vergleichbar sind.

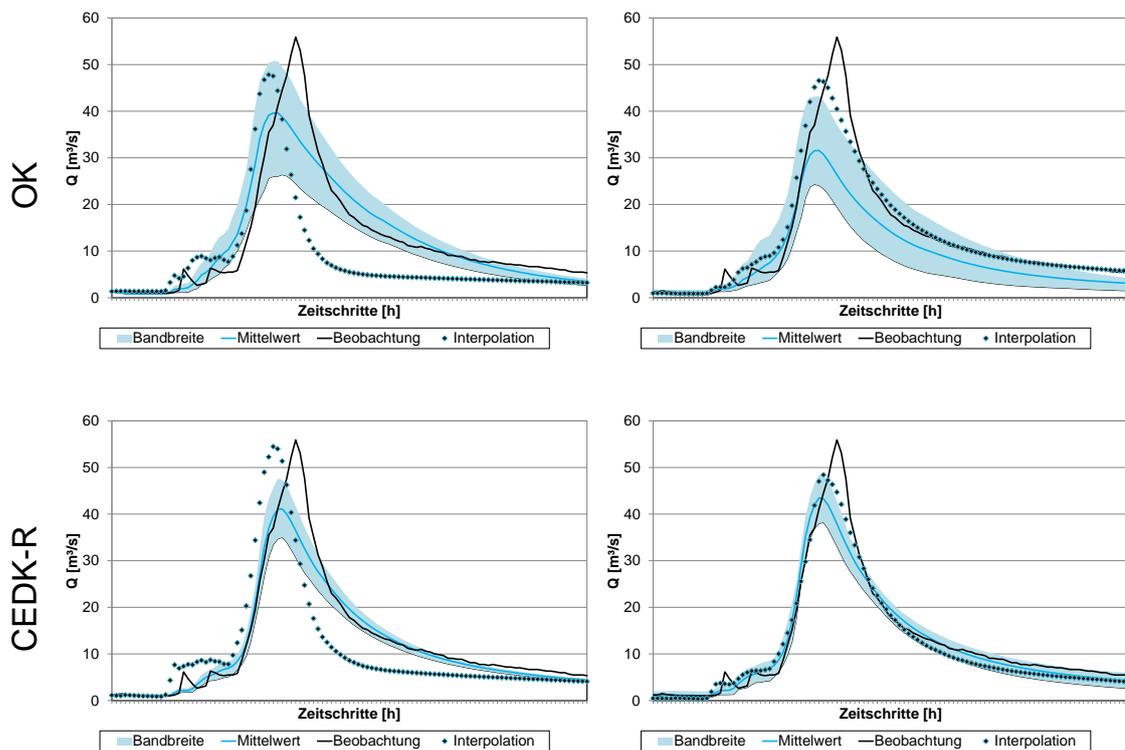


Abb. 5.26: Darstellung der gemessenen Abflussganglinie am Pegel, der Abflussganglinien des Validierungslaufs (links) und des besten Kalibrierungslaufs (rechts) mit interpolierten Niederschlägen von OK (oben) und CEDK-R (unten), der mittleren Abflussganglinien mit simulierten Niederschlägen mit Bezug zum OK (oben) und CEDK-R (unten) unter Angabe der Bandbreite (ohne Kalibrierung (links); mit Kalibrierung (rechts)), jeweils für das Ereignis 07 im Einzugsgebiet der Holtemme

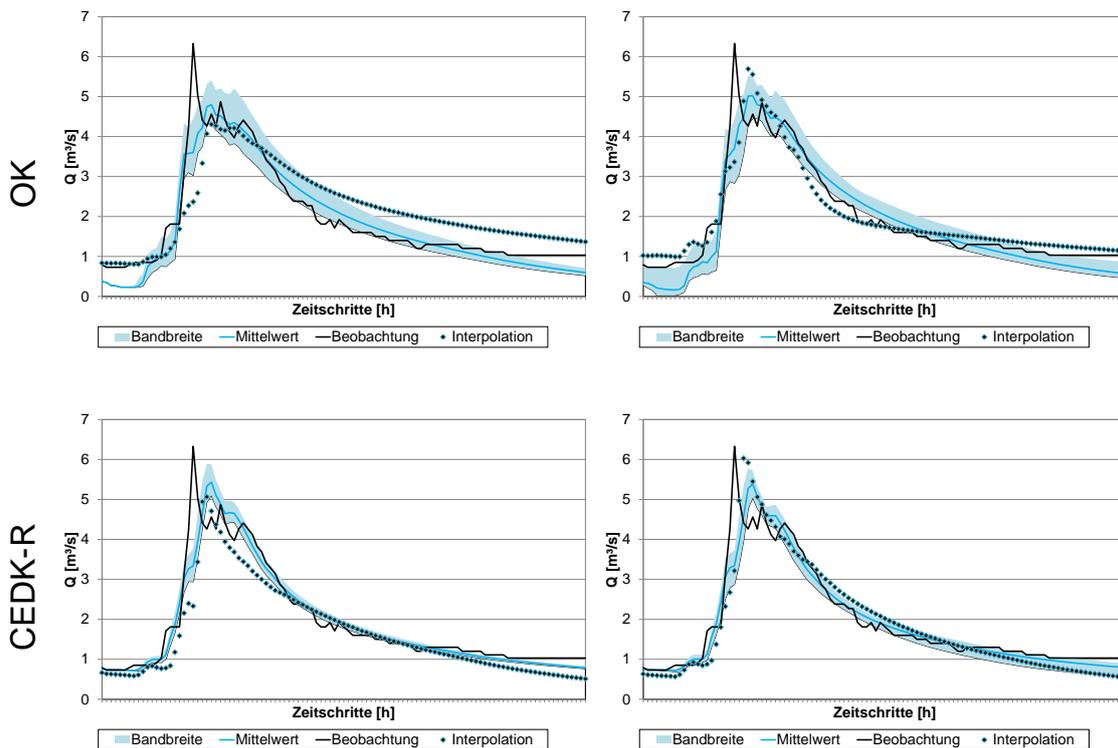


Abb. 5.27: Darstellung der gemessenen Abflussganglinie am Pegel, der Abflussganglinien des Validierungslaufs (links) und des besten Kalibrierungslaufs (rechts) mit interpolierten Niederschlägen von OK (oben) und CEDK-R (unten), der mittleren Abflussganglinien mit simulierten Niederschlägen mit Bezug zum OK (oben) und CEDK-R (unten) unter Angabe der Bandbreite (ohne Kalibrierung (links); mit Kalibrierung (rechts)), jeweils für das Ereignis 09 im Einzugsgebiet der Holtemme

Die aus den Ganglinien abgeleiteten Bandbreiten der Variante 1 beinhalten durch den generell einheitlichen Parametersatz neben der Unsicherheit vom Niederschlagsinput auch Unsicherheiten, die von der Parametrisierung ausgehen. Durch die individuelle Kalibrierung der Parameter für jede Realisation bei der Variante 2 wurde berücksichtigt, dass jede Realisation die wahre Realisation sein könnte. Die Unsicherheitsbandbreiten sind dementsprechend nur noch dem Niederschlagsinput zuzuordnen.

Ein Vergleich zwischen den beiden Varianten 1 und 2 zeigte insgesamt deutlich, dass die bei den Abflussganglinien aufgetretenen Unsicherheiten fast ausnahmslos dem Niederschlagsinput zuzurechnen sind. Die Unterschiede bei den Bandbreiten fielen meist nicht signifikant aus. Teilweise existierten bei der individuellen Kalibrierung sogar größere Unsicherheiten als bei dem einheitlichen Parametersatz. Dies war in der Regel dann der Fall, wenn eine relative schlechte Performance des hydrologischen Modells z.B. in Form

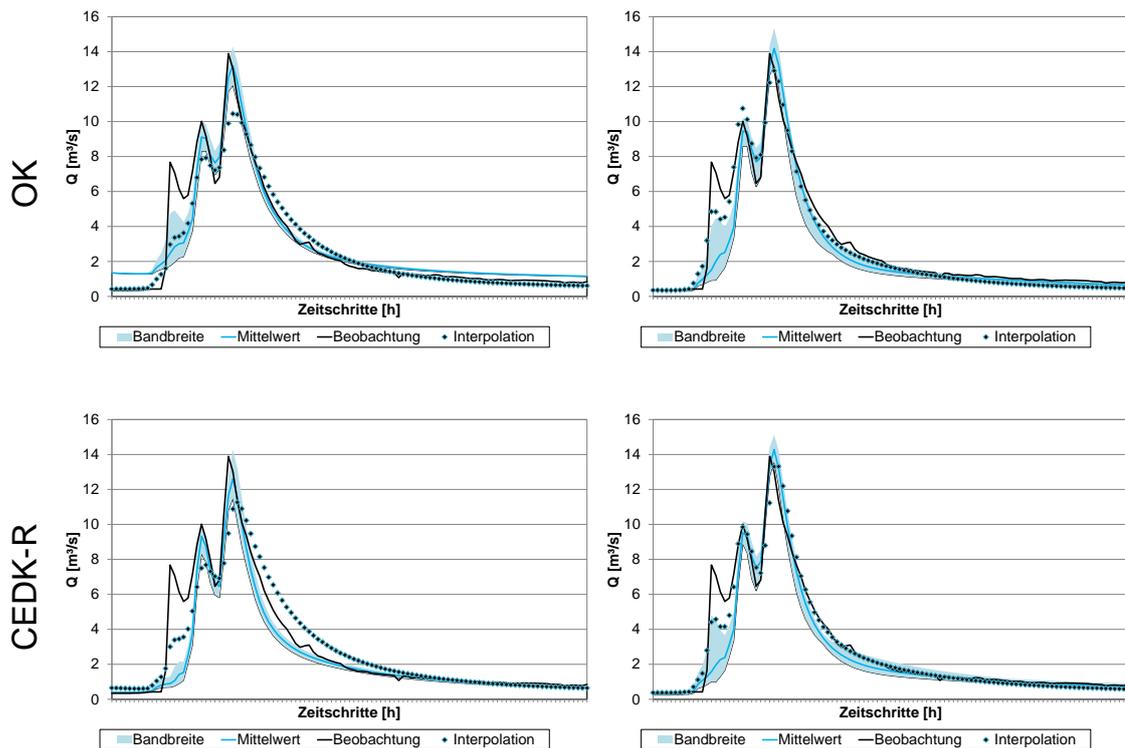


Abb. 5.28: Darstellung der gemessenen Abflussganglinie am Pegel, der Abflussganglinien des Validierungslaufs (links) und des besten Kalibrierungslaufs (rechts) mit interpolierten Niederschlägen von OK (oben) und CEDK-R (unten), der mittleren Abflussganglinien mit simulierten Niederschlägen mit Bezug zum OK (oben) und CEDK-R (unten) unter Angabe der Bandbreite (ohne Kalibrierung (links); mit Kalibrierung (rechts)), jeweils für das Ereignis 09 im Einzugsgebiet der Sieber

einer generellen Unterschätzung der beobachteten Ganglinie vorlag und durch die individuelle Kalibrierung versucht wurde, in die Regionen der beobachteten Ganglinie zu gelangen (wie beim Ereignis 13 im Einzugsgebiet der Sieber und dem Input OK). Die Ergebnisse korrespondierten somit gut mit denen der ereignisbasierten Simulationen unter der Verwendung des hydrologischen Modells WaSiM-ETH mit der pauschalen Parametrisierung, wobei sich signifikante Unterschiede durch die Wahl des Niederschlags ergaben, die durch die Parametrisierung nicht ausgeglichen wurden.

Im Fall von vorhandenen Unsicherheiten beim Niederschlagsinput wurden diese auf die Abflusssimulationen übertragen und es traten entsprechende Bandbreiten bei den simulierten Abflüssen auf. Dies ließ sich umso mehr bei Zeitschritten mit signifikanten Niederschlagsintensitäten beobachten, wie z.B. beim Ereignis 6 im Einzugsgebiet der Nette unabhängig vom Niederschlagsinput. Bei einer hohen Unsicherheit und einer nur gerin-

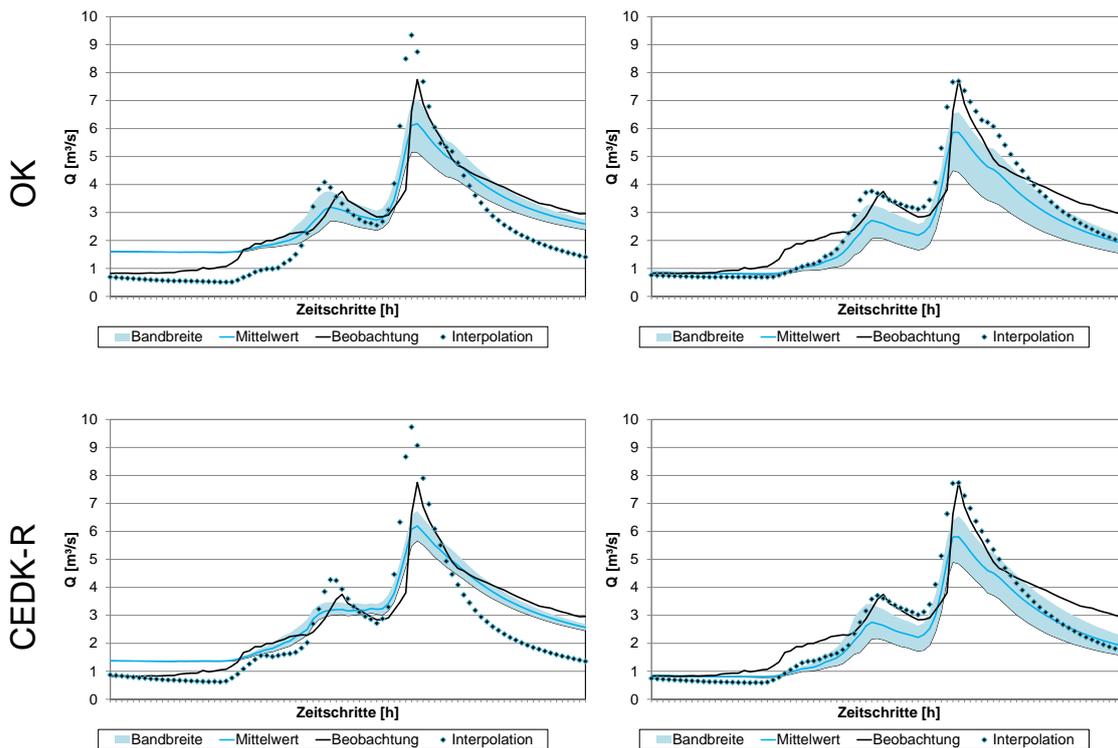


Abb. 5.29: Darstellung der gemessenen Abflussganglinie am Pegel, der Abflussganglinien des Validierungslaufs (links) und des besten Kalibrierungslaufs (rechts) mit interpolierten Niederschlägen von OK (oben) und CEDK-R (unten), der mittleren Abflussganglinien mit simulierten Niederschlägen mit Bezug zum OK (oben) und CEDK-R (unten) unter Angabe der Bandbreite (ohne Kalibrierung (links); mit Kalibrierung (rechts)), jeweils für das Ereignis 13 im Einzugsgebiet der Sieber

gen Niederschlagsintensität waren hingegen kaum Auswirkungen in der Bandbreite erkennbar. Wenn bei signifikanten Niederschlagsintensitäten nur geringe Niederschlagsunsicherheiten vorhanden waren, führte dies über den gesamten Verlauf der Abflussganglinie zu einer schmalen Bandbreite bzw. zu einer geringen niederschlagsbedingten Unsicherheit (wie beim Ereignis 7 im Einzugsgebiet der Nette und dem Input CEDK-R). Aus diesen Ergebnissen läßt sich somit eindeutig ableiten, dass das Hauptaugenmerk darauf liegen muss, das Niederschlagsgeschehen bei Zeitschritten mit einer hohen Niederschlagsintensität möglichst gut nachzubilden, um die Unsicherheit bei der hydrologischen Modellierung maßgeblich zu reduzieren. Bei den übrigen Zeitschritten ist dies von untergeordneter Relevanz.

Ein weiteres wesentliches Ergebnis ergab sich beim Vergleich der beiden verschiedenen Sätze an Niederschlagsrealisationen (OK und CEDK-R) bzw. den daraus resultierenden

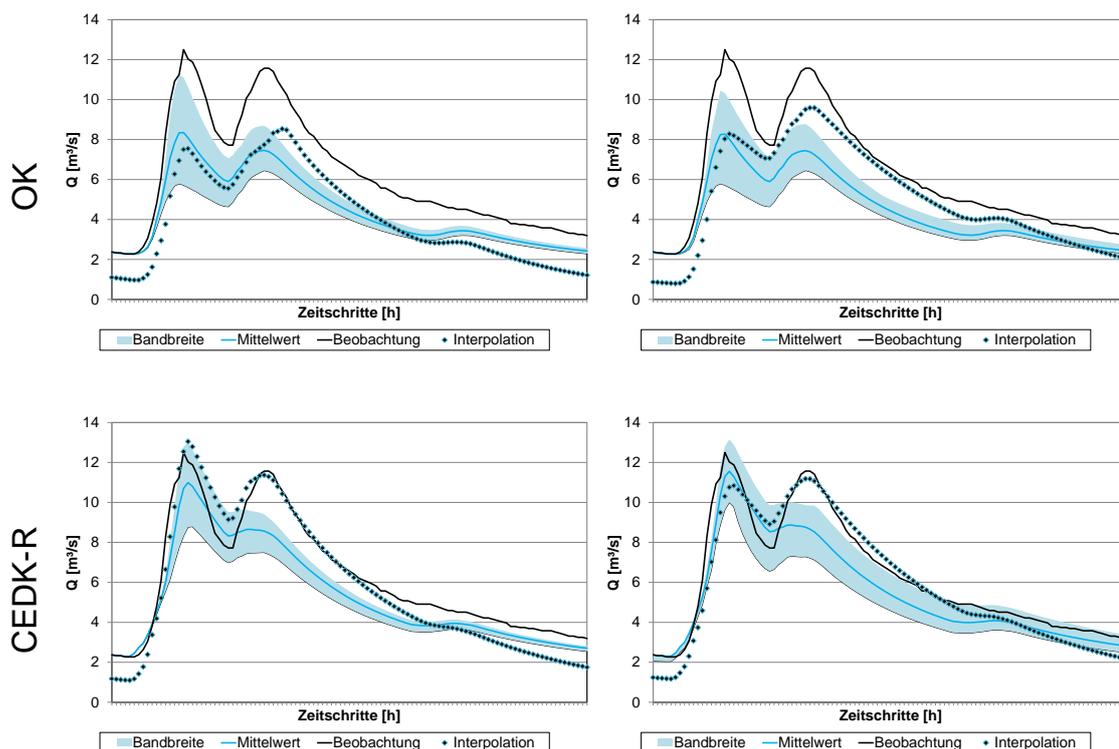


Abb. 5.30: Darstellung der gemessenen Abflussganglinie am Pegel, der Abflussganglinien des Validierungslaufs (links) und des besten Kalibrierungslaufs (rechts) mit interpolierten Niederschlägen von OK (oben) und CEDK-R (unten), der mittleren Abflussganglinien mit simulierten Niederschlägen mit Bezug zum OK (oben) und CEDK-R (unten) unter Angabe der Bandbreite (ohne Kalibrierung (links); mit Kalibrierung (rechts)), jeweils für das Ereignis 06 im Einzugsgebiet der Nette

Abflussganglinien. Bei der Simulation der Niederschläge wurde ein Bezug zu den unterschiedlich interpolierten Niederschlagskarten hergestellt, die somit die Basis für die Erzeugung der Niederschlagsrealisationen darstellten. Wenn wie im Fall des Einzugsgebietes der Nette das Niederschlagsgeschehen durch die Interpolationsmethode OK im Hinblick auf die hydrologische Modellierung nur unzureichend abgebildet wurde, ergaben sich aus den Niederschlagssimulationen mit Bezug zum OK ebenfalls Abflussganglinien mit einer schlechten Performance (Ereignisse 6 und 7 mit dem Input OK). Nur bei Zugrundelegung der Interpolationsmethode CEDK-R ergab sich mit den simulierten Niederschlägen eine Bandbreite an Abflussganglinien, die im Bereich der gemessenen Abflussganglinie lag. Diese Tatsache unterstreicht die Relevanz von Radardaten für Einzugsgebiete, die keine Niederschlagsstation in der Nähe haben.

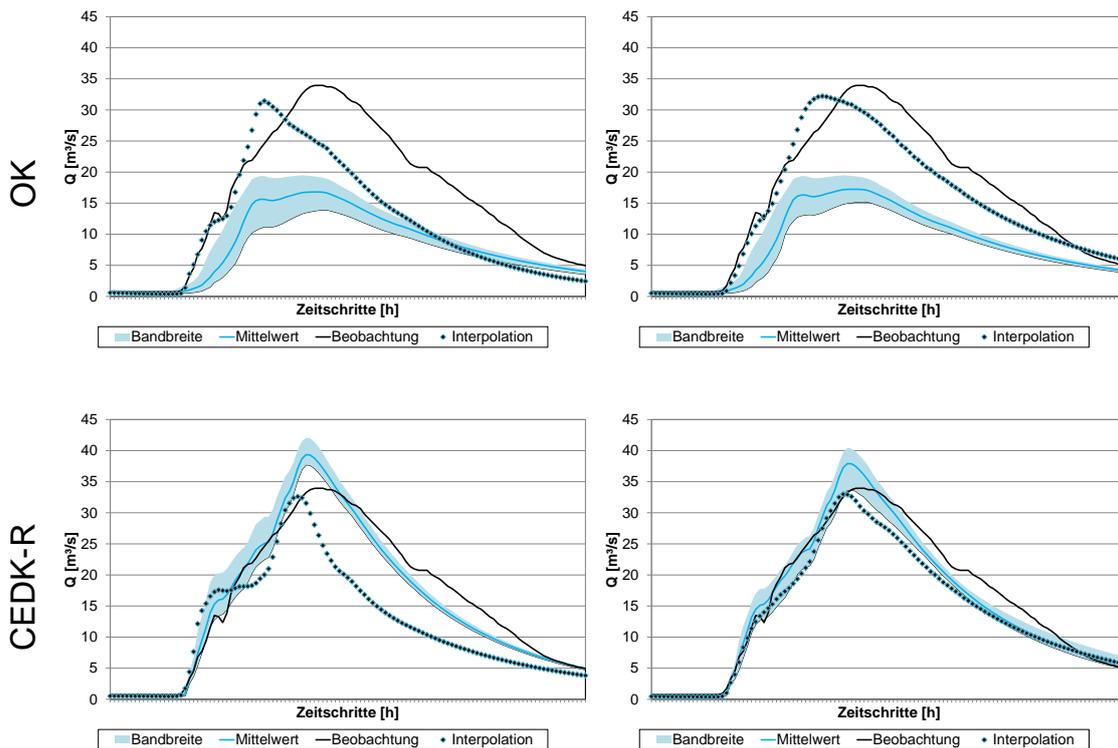


Abb. 5.31: Darstellung der gemessenen Abflussganglinie am Pegel, der Abflussganglinien des Validierungslaufs (links) und des besten Kalibrierungslaufs (rechts) mit interpolierten Niederschlägen von OK (oben) und CEDK-R (unten), der mittleren Abflussganglinien mit simulierten Niederschlägen mit Bezug zum OK (oben) und CEDK-R (unten) unter Angabe der Bandbreite (ohne Kalibrierung (links); mit Kalibrierung (rechts)), jeweils für das Ereignis 07 im Einzugsgebiet der Netze

Ein Vergleich der Abflussganglinien, die aus interpolierten und simulierten Niederschlägen resultierten, zeigt zudem, dass weder die eine noch die andere Methode hinsichtlich der optimalen räumlichen Abbildung von Kurzzeitniederschlägen zu generell besseren hydrologischen Simulationen von Hochwasserabflüssen führte. Die teilweise aufgetretene schlechtere Performance (insbesondere bei OK) bei der Verwendung von simulierten Niederschlägen ist auch auf die vereinfachte Nachbildung der räumlich-zeitlichen Abfolgen von Niederschlagsstrukturen über die Verwendung einer Zielkorrelation zurückzuführen.

6 Zusammenfassung und Ausblick

6.1 Zusammenfassung

Die Hauptzielsetzung der vorliegenden Arbeit bestand in der Evaluierung und weiteren Entwicklung von Verfahren zur optimalen räumlichen Abbildung von Kurzzeitniederschlägen für die hydrologische Modellierung mit der Maßgabe, die bei der Hochwassersimulation bestehende Unsicherheit hinsichtlich der Niederschlagsbelastung zu reduzieren. Zudem galt es auf Grundlage von vergleichenden Hochwassersimulationen die Hypothese zu überprüfen, dass bessere Niederschlagsdaten auch eine bessere Simulation von Hochwasserereignissen ermöglichen. Die durchgeführten Untersuchungen lassen sich in drei wesentliche Bereiche untergliedern:

1. Verbesserung der räumlichen Interpolation von Stundenniederschlägen unter Einbezug verschiedener Zusatzinformationen aus Radar, Tageswertstationen oder Topografie
2. Simulation von Stundenniederschlägen mit besonderem Fokus auf der Bewahrung der Varianz der Punktniederschläge und der räumlich-zeitlichen Abhängigkeit zwischen den einzelnen Zeitschritten
3. Durchführung von vergleichenden hydrologischen Modellierungen zur Untersuchung des Einflusses von verbessertem Niederschlagsinput für die Hochwassersimulation in mesoskaligen Einzugsgebieten

Das Untersuchungsgebiet wurde durch den 125 km Radius um den Radarstandort Ummendorf begrenzt. Innerhalb des Radarkreises befinden sich 21 Niederschlagsschreiber sowie über 600 Tageswertstationen. Für die hydrologischen Modellierungen mit den Modellen WaSiM-ETH und HEC-HMS wurden drei mesoskalige Einzugsgebiete ausgewählt, die sich im Harz und Harzvorland befinden. Insgesamt 15 Hochwasserereignisse im Zeitraum von 2000 bis 2005 bildeten die Basis für die Untersuchungen hinsichtlich der Interpolation, wobei jeweils vier für die Simulation des Niederschlags und die hydrologische Modellierung ausgewählt wurden.

Für die räumliche Niederschlagsinterpolation wurde neben univariaten Verfahren (deterministisch wie stochastisch) die multivariate geostatistische Methode External Drift Kriging (EDK) in verschiedenen Variationen verwendet. Als zusätzliche Informationen wurden topographische Variablen, Tagesniederschläge und Wetterradardaten in die Interpolation einbezogen. Zunächst wurde der Einfluss von verschiedenen Variogrammschätzmethoden auf die Interpolation untersucht. Im Ergebnis war der Einfluss der unterschiedlich ermittelten Variogramme gering, sodass sich ein über alle Ereignisse gemitteltes Variogramm als ausreichend erwiesen hat. Die Niederschlags-Kreuzvalidierung zeigte, dass bei konvektiven Ereignissen, die im Wesentlichen im Sommer auftreten, Radar die wichtigste Zusatzinformation beim EDK ist. Bei hauptsächlich im Winter auftretenden stratiformen Niederschlagsereignissen sind Tagesniederschläge als Zusatzinformation zielführend. Mit Letzteren ist allerdings keine operationelle Anwendung möglich.

Für die Simulation der Niederschläge wurde die Methode Simulated Annealing verwendet. Im Hinblick auf die Evaluation der niederschlagsbedingten Unsicherheit bei der hydrologischen Modellierung bestand die Notwendigkeit, neben der Erweiterung der Zielfunktion mit einer räumlich-zeitlichen Komponente auch einen Bezug zu den hierbei verwendeten geostatistischen Interpolationsverfahren Ordinary Kriging (OK) und bedingtes External Drift Kriging mit Radarniederschlagsintensitäten als Zusatzinformation (CEDK-R) herzustellen. Hierfür wurde die Zielfunktion um eine Zielkorrelation zwischen simuliertem und interpoliertem Bild ergänzt, die der Korrelation aus der Niederschlags-Kreuzvalidierung der verschiedenen Interpolationsverfahren entsprach. Durch die deutliche niedrigeren Korrelationen bei der Niederschlags-Kreuzvalidierung für OK im Vergleich zu CEDK-R resultierte auch dementsprechend auch eine deutlich höhere Variabilität zwischen den einzelnen Realisationen, die die Unsicherheit beim Niederschlagsinput darstellte. Durch das Maß der Autokorrelation konnte gezeigt werden, dass mit der verwendeten Methode gewisse räumlich-zeitliche Abfolgen von Niederschlagsstrukturen bewahrt werden konnten, die jedoch umso niedriger ausfielen, je niedriger die Zielkorrelation war.

Im Rahmen der hydrologischen Validierung wurden die folgenden drei Strategien für eine ereignisbasierte Vorgehensweise entwickelt, um zu untersuchen, ob die verbesserten Niederschlagsdaten als Input für die hydrologischen Modelle auch zu einer verbesserten Simulation von Hochwasserereignissen führen: 1) Rekalibrierung mit Kreuzvalidierung, 2) Monte-Carlo Simulationen und 3) Robustheitstest. Die Hypothese, dass CEDK-R, welche der Niederschlags-Kreuzvalidierung zufolge optimal war, den besten Input für die

Hochwassersimulation lieferte, konnte nicht generell bestätigt werden. Im einzelnen ergaben sich folgende Ergebnisse:

Beim Modell WaSiM-ETH unter Verwendung einer pauschalen Parametrisierung über alle Teileinzugsgebiete wurden mit den Niederschlagsdaten der Methode CEDK-R für größere Einzugsgebiete mit einem Niederschlagsschreiber in der Nähe sowie insbesondere ohne einen Niederschlagsschreiber in der Nähe die besten Ergebnisse erzielt. Dies ist ein klarer Hinweis auf die hohe Relevanz der Radardaten als zusätzlich Information. Im Falle kleinerer Einzugsgebiete mit Niederschlagsschreibern direkt in der Nähe verlieren die aufwendigen Interpolationsmethoden ihren Einfluss. Im Falle einer verteilten Parametrisierung über die Einzugsgebiete waren die Unterschiede zwischen den einzelnen Niederschlagsdatensätzen deutlich geringer und es bestand auch kein eindeutiger Vorteil mehr für die Interpolationsmethode CEDK-R. Einbußen bei der Performance durch den Niederschlagsinput konnten insofern nicht mit einer verteilten Parametrisierung korrigiert werden, da die absolute Modellperformance insgesamt schlechter ausfiel. Kontinuierliche Simulationen mit der pauschalen Parametrisierung bestätigten den Vorteil der Methode CEDK-R insbesondere für Einzugsgebiete ohne Niederschlagsschreiber und dabei für Zeiträume mit starken, räumlich heterogenen Niederschlagsstrukturen.

Das Modell HEC-HMS zeigte sich insgesamt relativ unempfindlich gegenüber dem Niederschlagsinput bei den ereignisbasierten Untersuchungen. Lediglich beim Einzugsgebiet ohne Niederschlagsschreiber in der Nähe konnten leichte Vorteile für die Interpolationsmethode CEDK-R festgestellt werden. Dabei war es auch nicht von Relevanz, ob eine pauschale oder verteilte Parametrisierung zugrunde lag. Kontinuierliche Simulationen wurden mit HEC-HMS nicht durchgeführt.

Zur Analyse der niederschlagsbedingten Unsicherheit wurde ebenfalls nur das Modell WaSiM-ETH herangezogen. In einem ersten Schritt wurde ein einheitlicher Parametersatz über alle Niederschlagsrealisationen verwendet, während in einem zweiten Schritt eine individuelle Kalibrierung für jede Niederschlagsrealisation erfolgte. Der Vergleich zwischen diesen beiden Varianten zeigte, dass die bei den Abflussganglinien aufgetretenen Unsicherheiten fast ausnahmslos dem Niederschlagsinput zuzurechnen waren. Im Fall von vorhandenen Unsicherheiten bei signifikanten Niederschlagsintensitäten wurde diese auf die Abflussganglinien übertragen und es traten entsprechende Bandbreiten bei den berechneten Abflüssen auf. Aus diesen Ergebnissen ließ sich eindeutig ableiten, dass das Hauptaugenmerk auf einer guten Nachbildung des Niederschlagsgeschehens bei Zeitschritten mit einer hohen Niederschlagsintensität liegen muss, um die vom Niederschlag ausgehende Unsicherheit bei der hydrologischen Modellierung maßgeblich zu

reduzieren. Ein Vergleich der Abflussganglinien, die aus interpolierten und simulierten Niederschlägen resultieren, zeigte zudem, dass weder die eine noch die andere Methode zur optimalen räumlichen Abbildung von Kurzzeitniederschlägen zu generell besseren hydrologischen Simulationen von Hochwasserabflüssen führte.

6.2 Ausblick

Die im Rahmen dieser Arbeit angewendeten Methoden und erzielten Ergebnisse zeigten im Hinblick auf die nachfolgend aufgeführten Aspekte ein entsprechendes Potential für weitergehende Anwendungen bzw. Entwicklungen:

Sowohl bei der Interpolation als auch bei der Simulation von Niederschlägen zeigten sich Radardaten mit Abstand als wertvollste Zusatzinformation. Zudem wurde auch in weiterführenden Studien ein erhebliches Potential im Pre-Processing von Radardaten festgestellt, sei es bei der Zusammenführung mit Niederschlagsdaten von aufzeichnenden Stationen (Berndt et al. 2014, Rabiei et al. 2015) oder auch bei der direkten Verwendung von Radardaten. Insofern sollte das Hauptaugenmerk zukünftiger Untersuchungen in einer weiteren Verbesserung des Pre-Processings von Radardaten liegen.

Ein weiterer Kernpunkt weiterführender Untersuchungen sollte im Bereich der hydrologischen Modellierung liegen. Vergleichende hydrologische Berechnungen im Rahmen dieser Arbeit mit zwei grundlegend unterschiedlichen hydrologischen Modellen konnten bereits Anhaltspunkte dafür geben, wie hydrologische Modelle beschaffen sein müssen, um räumlich hochaufgelöste Niederschlagsdaten für eine bessere Abflussberechnungen nutzen zu können. Allerdings fiel die diesen Untersuchungen zugrundeliegende ereignisbasierte Stichprobe mit vier Ereignissen in drei Einzugsgebieten vergleichsweise gering aus, sodass die Ergebnisse aus den verschiedenen Berechnungsvarianten nicht immer eindeutige Schlussfolgerungen zuließen. Insofern besteht die Notwendigkeit bei weiterführenden Analysen, den Stichprobenumfang sowohl im Hinblick auf Ereignisse und Einzugsgebiete als auch den Aufbau der hydrologischen Modelle zu erhöhen, um eine bessere Untergliederung in niederschlagsbedingte, parameterinduzierte oder Fehler aufgrund der Modellstruktur vornehmen zu können (Vrugt et al. 2008).

Literatur

Aarts, E.H.L. und Korst, J. (1989). *Simulated annealing and Boltzmann machines: a stochastic approach to combinatorial optimization and neural computing*. Hrsg. von Leungthong, O. Wiley-Interscience series in discrete mathematics and optimization. Wiley.

AghaKouchak, A., Bárdossy, A. und Habib, E. (2010). „Conditional simulation of remotely sensed rainfall data using a non-Gaussian v-transformed copula“. *Advances in Water Resources* 33.6, S. 624–634.

Ahrens, B. (2006). „Distance in spatial interpolation of daily rain gauge data“. *Hydrology and Earth System Sciences* 10.2, S. 197–208.

Armstrong, M. (1998). *Basic Linear Geostatistics*. Springer Berlin Heidelberg.

Bárdossy, A. und Das, T. (2008). „Influence of rainfall observation network on model calibration and application“. *Hydrology and Earth System Sciences* 12.1, S. 77–89.

Bárdossy, A. und Pegram, G. (2013). „Interpolation of precipitation under topographic influence at different time scales“. *Water Resources Research* 49.8, S. 4545–4565.

Bargaoui, Z. und Chebbi, A. (2009). „Comparison of two kriging interpolation methods applied to spatiotemporal rainfall“. *Journal of Hydrology* 365.1-2, S. 56–73.

Bartels, H., Weigle, E., Reich, T., Lang, P., Wagner, A, Kohler, O. und Gerlach, N. (2004). *Projekt RADOLAN. Routineverfahren zur Online-Aneicherung der Radarniederschlagsdaten mit Hilfe von automatischen Bodenniederschlagsstationen*. Techn. Ber. Deutscher Wetterdienst, Abteilung Hydrometeorologie.

Berndt, C., Rabiei, E. und Haberlandt, U. (2014). „Geostatistical merging of rain gauge and radar data for high temporal resolutions and various station density scenarios“. *Journal of Hydrology* 508, S. 88–101.

Berthet, L., Andréassian, V., Perrin, C. und Javelle, P. (2009). „How crucial is it to account for the antecedent moisture conditions in flood forecasting? Comparison of

event-based and continuous approaches on 178 catchments“. *Hydrology and Earth System Sciences* 13.6, S. 819–831.

Beven, K.J. und Kirkby, M.J. (1979). „A physically based, variable contributing area model of basin hydrology“. *Hydrological Sciences Bulletin* 24.1, S. 43–69.

Carrera-Hernandez, J. J. und Gaskin, S. J. (2007). „Spatio temporal analysis of daily precipitation and temperature in the Basin of Mexico“. *Journal of Hydrology* 336.3-4, S. 231–249.

Cecinati, F., Rico-Ramirez, M.A., Heuvelink, G.B.M. und Han, D. (2017). „Representing radar rainfall uncertainty with ensembles based on a time-variant geostatistical error modelling approach“. *Journal of Hydrology* 548, S. 391–405.

Chiang, Y.-M.a, Hsu, K.-L.b, Chang, F.-J.a, Hong, Y.c und Sorooshian, S.b (2007). „Merging multiple precipitation sources for flash flood forecasting“. *Journal of Hydrology* 340.3-4, S. 183–196.

Chilés, J.P. und Delfiner, P. (2012). *Geostatistics: Modeling Spatial Uncertainty*. Wiley Series in Probability and Statistics. Wiley.

Cole, S. und Moore, R. (2008). „Hydrological modelling using raingauge- and radar-based estimators of areal rainfall“. *Journal of Hydrology* 358.3-4, S. 159–181.

– (2009). „Distributed hydrological modelling using weather radar in gauged and ungauged basins“. *Advances in Water Resources* 32.7, S. 1107–1120.

Cressie, N. (1985). „Fitting variogram models by weighted least squares“. *Journal of the International Association for Mathematical Geology* 17.5, S. 563–586.

Creutin, J.D. und Obled, C. (1982). „Objective analyses and mapping techniques for rainfall fields: An objective comparison“. *Water Resources Research* 18.2, S. 413–431.

CSC (2012). *Statistische Verfahren bei der Auswertung von Klimamodell- und Impaktmodelldaten*. Techn. Ber. Climate Service Center Germany.

Cunderlik, J.M. und Simonovic, S.P. (2005). „Hydrological extremes in a southwestern Ontario river basin under future climate conditions“. *Hydrological Sciences Journal* 50.4, S. 631–654.

Deutsch, C.V. und Journel, A.G. (1992). *GSLIB : geostatistical software library and user's guide*. New York, USA: Oxford University Press.

Duan, Q. und Sorooshian S. and Gupta, V.K. (1994). „Optimal use of the SCE-UA global optimization method for calibrating watershed models“. *Journal of Hydrology* 158.3-4, S. 265–284.

Dubois, G., Malczewski, J. und DeCort, M. (2003). *Mapping radioactivity in the environment. Spatial Interpolation Comparison 97. JRC Ispra, EUR 20067*. Techn. Ber. Luxembourg: European Commission.

DVWK (1996). *DVWK-Merkblatt 238/1996: Ermittlung der Verdunstung von Land- und Wasserflächen. Merkblätter zur Wasserwirtschaft. 238/1996*. Hrsg. von Wasserwirtschaft und Kulturbau e.V., Deutscher Verband für. Bonn.

Ehret, U., Götzinger, J., Bárdossy, A. und Pegram, G.G.S. (2008). „Radar-based flood forecasting in small catchments, exemplified by the Goldersbach catchment, Germany“. *International Journal of River Basin Management* 6.4, S. 323–329.

Feldman, A. D. (2000). *Hydrological Modeling System HEC-HMS, Technical Reference Manual*. Techn. Ber. Davis, CA: US Army Corps of Engineers, Hydrological Engineering Center. 145 S.

Fleming, M. und Neary, V. (2004). „Continuous hydrologic modeling study with the Hydrologic Modeling System“. *Journal of Hydrologic Engineering* 9.3, S. 175–183.

Forkel, C. (2004). *Numerische Modelle für die Wasserbaupraxis: Grundlagen, Anwendungen, Qualitätsaspekte*. Lehrstuhl und Institut für Wasserbau und Wasserwirtschaft, RWTH Aachen. Aachen: Shaker.

Foufoula-Georgiou, E. und Vuruptur, V. (2001). „Patterns and Organisation in Precipitation“. *Spatial Patterns in Catchment Hydrology: Observations and Modelling*. Hrsg. von Grayson, R. und Blöschl, G. Cambridge Univ. Press. Kap. 4, S. 82–104.

Fuchs, P., Müller-Westermeier, G. und Schmidt, A. (2003). „Mittlere jährliche Niederschlagshöhe“. *Hydrologischer Atlas von Deutschland*. Bundesministerium für Umwelt N. u. R, S. 1.

- Garcia-Pintado, J., Barberá, G.G., Erena, M. und Castillo, V.M. (2009).** „Rainfall estimation by rain gauge-radar combination: A concurrent multiplicative-additive approach“. *Water Resources Research* 45.1, W01415.
- Germann, U. und Joss, J. (2001).** „Variograms of radar reflectivity to describe the spatial continuity of alpine precipitation“. *Journal of Applied Meteorology* 40.6, S. 1042–1059.
- Goovaerts, P. (1997).** *Geostatistics for Natural Resources Evaluation*. Applied geostatistics series. Oxford University Press.
- (2000). „Geostatistical approaches for incorporating elevation into the spatial interpolation of rainfall“. *Journal of Hydrology* 228.1-2, S. 113–129.
- Goudenhoofd, E. und Delobbe, L. (2009).** „Evaluation of radar-gauge merging methods for quantitative precipitation estimates“. *Hydrology and Earth System Sciences* 13.2, S. 195–203.
- Grimes, D.I.F., Pardo-Igúzquiza, E. und Bonifacio, R. (1999).** „Optimal areal rainfall estimation using raingauges and satellite data“. *Journal of Hydrology* 222.1-4, S. 93–108.
- Haberlandt, U. (2007).** „Geostatistical interpolation of hourly precipitation from rain gauges and radar for a large-scale extreme rainfall event“. *Journal of Hydrology* 332.1-2, S. 144–157.
- Haberlandt, U., Ebner Von Eschenbach, A. D., Belli, A. und Gattke, C. (2007).** „Space-time representativity of precipitation for rainfall-runoff modelling: Experience from some case studies. Proceedings of Symposium HS2004 at IUGG2007“. *Quantification and Reduction of Predictive Uncertainty for Sustainable Water Resources Management*. Perugia, S. 61–69.
- Haberlandt, U. und Gattke, C. (2004).** „Spatial interpolation versus simulation of precipitation, for rainfall-runoff modelling - a case study in the Lippe River Basin, Germany.“ *Hydrology: Science & Practice for the 21st Century*. Bd. 1, S. 120–127.
- Habib, E.a, Malakpet, C.G.a, Tokay, A.b c und Kucera, P.A.d (2008).** „Sensitivity of streamflow simulations to temporal variability and estimation of Z-R relationship“. *Journal of Hydrologic Engineering* 13.12, S. 1177–1186.

- Holawe, F.a und Dutter, R.b (1999).** „Geostatistical study of precipitation series in Austria: Time and space“. *Journal of Hydrology* 219.1-2, S. 70–82.
- Illingworth, A. (2004).** „Improved Precipitation Rates and Data Quality by Using Polarimetric Measurements“. *Weather Radar: Principles and Advanced Applications*. Physics of Earth and Space Environments. Berlin, Heidelberg, New York: Springer-Verlag. Kap. 5, S. 130–166.
- Jasper, K., Gurtz, J. und Lang, H. (2002).** „Advanced flood forecasting in Alpine watersheds by coupling meteorological observations and forecasts with a distributed hydrological model“. *Journal of Hydrology* 267.1-2, S. 40–52.
- Journel, A.G. und Huijbregts, C.J. (1978).** *Mining Geostatistics*. New York: Academic Press.
- Kalinga, O., Gan, T.Y. und Xie, J. (2003).** „Applying radar rainfall data in basin hydrological modelling“. *Weather Radar Information and Distributed Hydrological Modelling - Proceedings of symposium HS03 / IUGG2003*. Sapporo: IAHS Press, S. 258–267.
- Kavetski, D., Kuczera, G. und Franks, S.W. (2006).** „Bayesian analysis of input uncertainty in hydrological modeling: 1. Theory“. *Water Resources Research* 42.3.
- Kneis, D. und Heistermann, M. (2009).** „Quality assessment of radar-based precipitation estimates with the example of a small catchment“. *Hydrologie und Wasserbewirtschaftung* 53.3, S. 160–171.
- Krajewski, W.F. und Smith, J.A. (2002).** „Radar hydrology: Rainfall estimation“. *Advances in Water Resources* 25.8-12, S. 1387–1394.
- Krämer, S. und Verworn, H.-R. (2008).** *Analysen und Algorithmen für die Korrektur von C-Band-Radarniederschlägen in Echt-Zeit*. Abschlussbericht. Auftraggeber Emschergenossenschaft / Lippeverband. Insitut für Wasserwirtschaft, Hydrologie und landwirtschaftlichen Wasserbau, Leibniz Universität Hannover.
- Kravchenko, A.N. (2003).** „Influence of spatial structure on accuracy of interpolation methods“. *Soil Science Society of America Journal* 67.5, S. 1564–1571.
- Kyriakidis, P.C. und Journel, A.G. (1999).** „Geostatistical space-time models: A review“. *Mathematical Geology* 31.6, S. 651–684.

- Kyriakidis, P.C., Kim, J. und Miller, N.L. (2001).** „Geostatistical mapping of precipitation from rain gauge data using atmospheric and terrain characteristics“. *Journal of Applied Meteorology* 40.11, S. 1855–1877.
- Lloyd, C.D. (2005).** „Assessing the effect of integrating elevation data into the estimation of monthly precipitation in Great Britain“. *Journal of Hydrology* 308.1-4, S. 128–150.
- Lu, George Y. und Wong, David W. (2008).** „An adaptive inverse-distance weighting spatial interpolation technique“. *Computers & Geosciences* 34.9, S. 1044–1055.
- Ly, S., Charles, C. und Degré, A. (2011).** „Geostatistical interpolation of daily rainfall at catchment scale: The use of several variogram models in the Ourthe and Ambleve catchments, Belgium“. *Hydrology and Earth System Sciences* 15.7, S. 2259–2274.
- McMillan, H., Jackson, B., Clark, M., Kavetski, D. und Woods, R. (2011).** „Rainfall uncertainty in hydrological modelling: An evaluation of multiplicative error models“. *Journal of Hydrology* 400.1-2, S. 83–94.
- Moulin, L.a b, Gaume, E.a c und Obled, C.d (2009).** „Uncertainties on mean areal precipitation: Assessment and impact on streamflow simulations“. *Hydrology and Earth System Sciences* 13.2, S. 99–114.
- Neary, V., Habib, E. und Fleming, M. (2004).** „Hydrologic modeling with NEXRAD precipitation in Middle Tennessee“. *Journal of Hydrologic Engineering* 9.5, S. 339–349.
- Nicotina, L., Alessi Celegon, E., Rinaldo, A. und Marani, M. (2008).** „On the impact of rainfall patterns on the hydrologic response“. *Water Resources Research* 44.12, W12401.
- Otieno, H., Yang, J., Liu, W. und Han, D. (2014).** „Influence of rain gauge density on interpolation method selection“. *Journal of Hydrologic Engineering* 19.11, S. 04014024.
- Press, W. H. (1992).** *Numerical recipes in FORTRAN : the art of scientific computing*. Cambridge: Cambridge Univ. Press.
- Rabiei, E. und Haberlandt, U. (2015).** „Applying bias correction for merging rain gauge and radar data“. *Journal of Hydrology* 522, S. 544–557.
- Renard, B., Kavetski, D., Leblois, E., Thyer, M., Kuczera, G. und Franks, S.W. (2011).** „Toward a reliable decomposition of predictive uncertainty in hydrological mo-

deling: Characterizing rainfall errors using conditional simulation“. *Water Resources Research* 47.11, W11516.

Sangati, M. und Borga, M. (2009). „Influence of rainfall spatial resolution on flash flood modelling“. *Natural Hazards and Earth System Science* 9.2, S. 575–584.

Sarangi, A., Cox, C.A. und Madramootoo, C.A. (2005). „Geostatistical methods for prediction of spatial variability of rainfall in a mountainous region“. *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers* 48.3, S. 943–954.

Schulla, J. (1997). „Hydrologische Modellierung von Flussgebieten zur Abschätzung der Folgen von Klimaänderungen“. Dissertation. ETH Zürich.

– (2017). *Modellbeschreibung WaSiM-ETH (Wasserhaushalts-Simulations-Modell ETH) [update version]*. Techn. Ber. Hydrology Software Consulting J. Schulla.

Seo, D.-J. (1998). „Real-time estimation of rainfall fields using rain gage data under fractional coverage conditions“. *Journal of Hydrology* 208.1-2 /2, S. 25–36.

Sheikh, V. (2006). „Soil Moisture Prediction: Bridging Event and Continuous Runoff Modelling“. Diss. Wageningen: Wageningen University, Department Land Degradation und Development.

Skøien, J.O., Blöschl, G. und Western, A.W. (2003). „Characteristic space scales and timescales in hydrology“. *Water Resources Research* 39.10 (SWC 11).

Tetzlaff, D.a und Uhlenbrook, S.b (2005). „Significance of spatial variability in precipitation for process-oriented modelling: Results from two nested catchments using radar and ground station data“. *Hydrology and Earth System Sciences* 9.1-2, S. 29–41.

Thiessen, A. H. (1911). „Precipitation averages for large areas“. *Monthly Weather Review* 39.7, S. 1082–1089.

Tian, X., Dai, A., Yang, D. und Xie, Z. (2007). „Effects of precipitation-bias corrections on surface hydrology over northern latitudes“. *Journal of Geophysical Research Atmospheres* 112.14.

Tolson, B. und Shoemaker, C. (2007). „Dynamically dimensioned search algorithm for computationally efficient watershed model calibration“. *Water Resources Research* 43.1, W01413.

- Van De Beek, C.Z., Leijnse, H., Torfs, P.J.J.F. und Uijlenhoet, R. (2011).** „Climatology of daily rainfall semi-variance in the Netherlands“. *Hydrology and Earth System Sciences* 15.1, S. 171–183.
- Van Groenigen, J.W. (2000).** „The influence of variogram parameters on optimal sampling schemes for mapping by kriging“. *Geoderma* 97.3-4, S. 223–236.
- Velasco-Forero, C. A., Sempere-Torres, D., Cassiraga, E. F. und Jaime Gomez-Hernandez, J. (2009).** „A non-parametric automatic blending methodology to estimate rainfall fields from rain gauge and radar data“. *Advances in Water Resources* 32.7, S. 986–1002.
- Verworn, A. und Haberlandt, U. (2011).** „Spatial interpolation of hourly rainfall-effect of additional information, variogram inference and storm properties“. *Hydrology and Earth System Sciences* 15.2, S. 569–584.
- Villarini, G., Smith, J. A., Lynn Baeck, M., Sturdevant-Rees, P. und Krajewski, W. F. (2010).** „Radar analyses of extreme rainfall and flooding in urban drainage basins“. *Journal of Hydrology* 381.3-4, S. 266–286.
- Vrugt, J. A., Braak, C. J. F. ter, Clark, M. P., Hyman, J. M. und Robinson, B. A. (2008).** „Treatment of input uncertainty in hydrologic modeling: Doing hydrology backward with Markov chain Monte Carlo simulation“. *Water Resources Research* 44.12, W00B09.
- Wackernagel, H. (2013).** *Multivariate Geostatistics: An Introduction with Applications*. Springer Berlin Heidelberg.
- Woldemeskel, F.M., Sivakumar, B. und Sharma, A. (2013).** „Merging gauge and satellite rainfall with specification of associated uncertainty across Australia“. *Journal of Hydrology* 499, S. 167–176.
- Yang, X. (2009).** „Spatial Interpolation“. *Handbook of Research on Geoinformatics*. Hrsg. von Karimi, Hassan A. Information Science Reference. Kap. XVII, S. 129–136.
- Zehe, E., Becker, R., Bárdossy, A. und Plate, E. (2005).** „Uncertainty of simulated catchment runoff response in the presence of threshold processes: Role of initial soil moisture and precipitation“. *Journal of Hydrology* 315.1-4, S. 183–202.

Zhang, X. (2012). „Precipitation Estimate Using NEXRAD Ground-Based Radar Images - Validation, Calibration and Spatial Analysis“. *Multiscale Hydrologic Remote Sensing - Perspectives and Applications*. Hrsg. von Chang, N.-B. und Hong, Y. Boca Raton, FL: CRC Press. Kap. 12, S. 271–302.

Abbildungsverzeichnis

3.1	Darstellung der verwendeten Modellstruktur des Programms HEC-HMS, modifiziert nach Feldman (2000)	28
3.2	Darstellung der verwendeten Modellstruktur des Programms WaSiM-ETH, modifiziert nach Schulla (2017)	30
4.1	Gesamtes Untersuchungsgebiet mit den vorhandenen Niederschlagsstationen und den ausgewählten Flusseinzugsgebieten	44
5.1	Experimentelle und theoretische Semivariogramme für zwei Ereignisse (links) und direktionale experimentelle und theoretische Semivariogramme für das Ereignis 09 mit zonaler Anisotropie (0°: nord-süd; 90°: ost-west) (rechts)	57
5.2	RMSE-Differenz zwischen dem jeweiligen spezifischen Variogramm und einem als linear angenommenen Variogramm, gemittelt über alle Zeitschritte mit einer mittleren Niederschlagsintensität über einem Schwellenwert von 1,0 mm/h - mit OK für die Interpolation	58
5.3	RMSE-Differenz zwischen dem jeweiligen spezifischen Variogramm und einem als linear angenommenen Variogramm, gemittelt über alle Zeitschritte mit einer mittleren Niederschlagsintensität über einem Schwellenwert von 1,0 mm/h - mit EDK und Radarniederschlagsintensitäten für die Interpolation	58
5.4	Räumliche Verteilung des Niederschlags in mm/h für eine Stunde zwischen 18 und 19 Uhr am 17. Juli 2002, interpoliert mit OK und unterschiedlichen Semivariogrammtypen	60
5.5	Ergebnisse der Niederschlags-Kreuzvalidierung unter Verwendung aller Sommerereignisse, gemittelt über die Zeitschritte mit einer durchschnittlichen Niederschlagsintensität > 1,0 mm/h, für ausgewählte Interpolationsmethoden (rot: univariate Methoden, gelb: EDK ohne Radar, grün: EDK mit Radar-Refektivitäten, blau: EDK mit Radar-regenintensitäten, grau: Koeffizient RVar und schwarz: nur Radar-Regenintensitäten; Kennzeichnung entsprechend der Tabelle 5.5)	65

5.6	Ergebnisse der Niederschlags-Kreuzvalidierung unter Verwendung aller Winterereignisse, gemittelt über die Zeitschritte mit einer durchschnittlichen Niederschlagsintensität $> 1,0$ mm/h, für ausgewählte Interpolationsmethoden (rot: univariate Methoden, gelb: EDK ohne Radar, grün: EDK mit Radar-Refektivitäten, blau: EDK mit Radar-Regenintensitäten, grau: Koeffizient RVar und schwarz: nur Radar-Regenintensitäten; Kennzeichnung entsprechend der Tabelle 5.6)	66
5.7	Räumliche Verteilung des Niederschlags in mm/h für eine Stunde zwischen 18 und 19 Uhr am 17. Juli 2002, interpoliert mit unterschiedlichen Methoden, Kennzeichnung entsprechend der Tabelle 5.5)	69
5.8	Verlauf von Mittelwert und Varianz (Grundlage: Aufzeichnende Stationen) für die Kernzeiten des Ereignisses 06 mit Angabe der Korrelation der Kreuzvalidierung (XV) für die Methoden OK und CEDK-R	71
5.9	Verlauf von Mittelwert und Varianz (Grundlage: Aufzeichnende Stationen) für die Kernzeit des Ereignisses 07 mit Angabe der Korrelation der Kreuzvalidierung (XV) für die Methoden OK und CEDK-R	71
5.10	Verlauf von Mittelwert und Varianz (Grundlage: Aufzeichnende Stationen) für die Kernzeit des Ereignisses 09 mit Angabe der Korrelation der Kreuzvalidierung (XV) für die Methoden OK und CEDK-R	72
5.11	Verlauf von Mittelwert und Varianz (Grundlage: Aufzeichnende Stationen) für die Kernzeit des Ereignisses 13 mit Angabe der Korrelation der Kreuzvalidierung (XV) für die Methoden OK und CEDK-R	72
5.12	Räumliche Verteilung des Niederschlags in mm/h für eine Stunde zwischen 17 und 18 Uhr am 17. Juli 2002, interpoliert mit den Methoden OK und CEDK-R sowie simuliert mit Simulated Annealing (jeweils zwei Realisationen mit Bezug zu OK bzw. CEDK-R)	74
5.13	Niederschlagszeitreihen für die Kernzeit des Ereignisses 07, räumlich gemittelt über das Einzugsgebiet der Holtemme, Mittelwerte der simulierten Realisationen (Balken) mit Angabe der Bandbreite (vertikale Linien) und Angabe der interpolierten Werte (Kreuze), für OK (oben) und CEDK-R (unten)	76
5.14	Niederschlagszeitreihen für die Kernzeit des Ereignisses 09, räumlich gemittelt über das Einzugsgebiet der Holtemme, Mittelwerte der simulierten Realisationen (Balken) mit Angabe der Bandbreite (vertikale Linien) und Angabe der interpolierten Werte (Kreuze), für OK (oben) und CEDK-R (unten)	77

5.15	Verläufe der Ein-Schritt-Autokorrelation für die Kernzeit des Ereignisses 07, für Beobachtungen (aufzeichnende N-Stationen), Interpolationen mit OK und CEDK-R sowie Simulationen (Mittelwert) mit Bezug zum OK bzw. CEDK-R	78
5.16	Verläufe der Ein-Schritt-Autokorrelation für die Kernzeit des Ereignisses 09, für Beobachtungen (aufzeichnende N-Stationen), Interpolationen mit OK und CEDK-R sowie Simulationen (Mittelwert) mit Bezug zum OK bzw. CEDK-R	79
5.17	Ergebnisse der Sensitivitätsanalyse unter Verwendung des hydrologischen Modells HEC-HMS für die Szenarien (a) +30% Niederschlagsvolumen (b) -30% Niederschlagsvolumen (c) Veränderung der Niederschlagsverteilung mit +30% und (d) Veränderung der Niederschlagsverteilung mit -30%	82
5.18	Ergebnisse der Sensitivitätsanalyse unter Verwendung des hydrologischen Modells WaSiM-ETH für die Szenarien (a) +30% Niederschlagsvolumen (b) -30% Niederschlagsvolumen (c) Veränderung der Niederschlagsverteilung mit +30% und (d) Veränderung der Niederschlagsverteilung mit -30%	83
5.19	Räumlicher Variationskoeffizient (CV) für mittlere Gebietsniederschläge verschiedener Interpolationsmethoden, gemittelt über die vier ausgewählten Ereignisse jedes Einzugsgebietes	86
5.20	Ergebnisse der Rekalibrierungsstrategie, der Monte-Carlo-Simulationen und des Robustheitsansatzes für jedes Einzugsgebiet, gemittelt über die vier Validierungsläufe oder die vier Ereignisse (mit Angabe der Bandbreite für die Rekalibrierungsstrategie und die Monte-Carlo-Simulationen), mit dem Modell WaSiM-ETH und der pauschalen Parametrisierung . . .	87
5.21	Ergebnisse der Rekalibrierungsstrategie, der Monte-Carlo-Simulationen und des Robustheitsansatzes für jedes Einzugsgebiet, gemittelt über die vier Validierungsläufe oder die vier Ereignisse (mit Angabe der Bandbreite für die Rekalibrierungsstrategie und die Monte-Carlo-Simulationen), mit dem Modell HEC-HMS und der pauschalen Parametrisierung	90
5.22	Ergebnisse der Rekalibrierungsstrategie für jedes Einzugsgebiet, gemittelt über die vier Validierungsläufe mit Angabe der Bandbreite, mit den Modellen WaSiM-ETH und HEC-HMS und der verteilten Parametrisierung	91
5.23	Kalibrierungs- und Validierungsergebnisse der kontinuierlichen Simulationen für jedes Einzugsgebiet mit dem Modell WaSiM-ETH und der pauschalen Parametrisierung	93

- 5.24 Abflussganglinien (Ziehung der Quadratwurzel bei den Abflusswerten) der kontinuierlichen Simulationen für das EZG Nette mit dem Modell WaSiM-ETH und der pauschalen Parametrisierung für den Validierungszeitraum vom 01.01.2001 bis 15.11.2001 94
- 5.25 Abflussganglinien (Ziehung der Quadratwurzel bei den Abflusswerten) der kontinuierlichen Simulationen für das EZG Nette mit dem Modell WaSiM-ETH und der pauschalen Parametrisierung für den Validierungszeitraum vom 16.11.2001 bis 30.09.2002 (Anmerkung: Ausfall der Messung vom 13.12.2001 bis 31.12.2001) 95
- 5.26 Darstellung der gemessenen Abflussganglinie am Pegel, der Abflussganglinien des Validierungslaufs (links) und des besten Kalibrierungslaufs (rechts) mit interpolierten Niederschlägen von OK (oben) und CEDK-R (unten), der mittleren Abflussganglinien mit simulierten Niederschlägen mit Bezug zum OK (oben) und CEDK-R (unten) unter Angabe der Bandbreite (ohne Kalibrierung (links); mit Kalibrierung (rechts)), jeweils für das Ereignis 07 im Einzugsgebiet der Holtemme 97
- 5.27 Darstellung der gemessenen Abflussganglinie am Pegel, der Abflussganglinien des Validierungslaufs (links) und des besten Kalibrierungslaufs (rechts) mit interpolierten Niederschlägen von OK (oben) und CEDK-R (unten), der mittleren Abflussganglinien mit simulierten Niederschlägen mit Bezug zum OK (oben) und CEDK-R (unten) unter Angabe der Bandbreite (ohne Kalibrierung (links); mit Kalibrierung (rechts)), jeweils für das Ereignis 09 im Einzugsgebiet der Holtemme 98
- 5.28 Darstellung der gemessenen Abflussganglinie am Pegel, der Abflussganglinien des Validierungslaufs (links) und des besten Kalibrierungslaufs (rechts) mit interpolierten Niederschlägen von OK (oben) und CEDK-R (unten), der mittleren Abflussganglinien mit simulierten Niederschlägen mit Bezug zum OK (oben) und CEDK-R (unten) unter Angabe der Bandbreite (ohne Kalibrierung (links); mit Kalibrierung (rechts)), jeweils für das Ereignis 09 im Einzugsgebiet der Sieber 99
- 5.29 Darstellung der gemessenen Abflussganglinie am Pegel, der Abflussganglinien des Validierungslaufs (links) und des besten Kalibrierungslaufs (rechts) mit interpolierten Niederschlägen von OK (oben) und CEDK-R (unten), der mittleren Abflussganglinien mit simulierten Niederschlägen mit Bezug zum OK (oben) und CEDK-R (unten) unter Angabe der Bandbreite (ohne Kalibrierung (links); mit Kalibrierung (rechts)), jeweils für das Ereignis 13 im Einzugsgebiet der Sieber 100

-
- 5.30 Darstellung der gemessenen Abflussganglinie am Pegel, der Abflussganglinien des Validierungslaufs (links) und des besten Kalibrierungslaufs (rechts) mit interpolierten Niederschlägen von OK (oben) und CEDK-R (unten), der mittleren Abflussganglinien mit simulierten Niederschlägen mit Bezug zum OK (oben) und CEDK-R (unten) unter Angabe der Bandbreite (ohne Kalibrierung (links); mit Kalibrierung (rechts)), jeweils für das Ereignis 06 im Einzugsgebiet der Nette 101
- 5.31 Darstellung der gemessenen Abflussganglinie am Pegel, der Abflussganglinien des Validierungslaufs (links) und des besten Kalibrierungslaufs (rechts) mit interpolierten Niederschlägen von OK (oben) und CEDK-R (unten), der mittleren Abflussganglinien mit simulierten Niederschlägen mit Bezug zum OK (oben) und CEDK-R (unten) unter Angabe der Bandbreite (ohne Kalibrierung (links); mit Kalibrierung (rechts)), jeweils für das Ereignis 07 im Einzugsgebiet der Nette 102

Tabellenverzeichnis

3.1	Ausgewählte Parameter für die Kalibrierung, untergliedert nach den hydrologischen Modellen HEC-HMS und WaSiM-ETH	35
4.1	Übersicht zu den verwendeten Niederschlagsstationen (Quelle: DWD) . .	46
4.2	Übersicht zu den verwendeten Klimadaten (Quelle: DWD)	47
4.3	Übersicht der Radardaten der Station Ummendorf (Quelle: DWD)	47
4.4	Übersicht zu den Pegelstationen (Quelle: LHW SA, HWW und NLWKN)	47
5.1	Niederschlagsstatistik für die ausgewählten Ereignisse mit stündlichen Daten; Standardabweichung, Variationskoeffizient und Anteil ohne Regen räumlich berechnet und gemittelt über die Zeit	50
5.2	Korrelation zwischen Niederschlag an allen aufzeichnenden Stationen und Radardaten für Zeitschritte > 1,0 mm/h als durchschnittliche Niederschlagsmenge	54
5.3	Abgeleitete Semivariogramm-Parameter unter Berücksichtigung eines sphärischen Modells, gemittelt über die Jahreszeiten sowie über alle Ereignisse (Normierung des Sills mit der Varianz; Verwendung von Zeitschritten mit einer Radarniederschlagsintensität > 1,0 mm/h)	56
5.4	Interpolationsperformance entsprechend der Kreuzvalidierung für die verschiedenen Variogrammtypen unter Verwendung des RMSE, gemittelt über alle Ereignisse und Zeitschritte > 1,0 mm/h als durchschnittliche Niederschlagsmenge	59
5.5	Ergebnisse der Niederschlags-Kreuzvalidierung unter Verwendung aller Sommerereignisse, gemittelt über Zeitschritte mit einer durchschnittlichen Niederschlagsintensität > 1,0 mm/h („log“: alle Y_k log-transformiert, „log-log“: Z und Y_k log-transformiert)	62
5.6	Ergebnisse der Niederschlags-Kreuzvalidierung unter Verwendung aller Winterereignisse, gemittelt über Zeitschritte mit einer durchschnittlichen Niederschlagsintensität > 1,0 mm/h („log“: alle Y_k log-transformiert, „log-log“: Z und Y_k log-transformiert)	63

5.7	Ausgewählte Ereignisse für die Niederschlagssimulation mit Angabe von Kernzeiten, Nummerierung der Zeitschritte und Auswahl für die hydrologische Modellierung	70
5.8	Mittlere ereignisbasierte Gebietsniederschlagssummen (in mm) für die ausgewählten Ereignisse der Einzugsgebiete Holtemme, Sieber und Netze unter Verwendung der verschiedenen Interpolationsmethoden	85
5.9	Vorlauf sowie Kalibrierungs- und Validierungszeiträume für die kontinuierlichen Simulationen für die Einzugsgebiete Holtemme, Sieber und Netze	92

Abkürzungsverzeichnis

Kurz	Langform
BATEA	Bayesian Total Error Analysis
CEDK-R	Bedingtes External Drift Kriging mit Radarniederschlagsintensitäten
CV	Variationskoeffizient
DDS	Dynamically Dimensioned Search Algorithmus
DGM	Digitales Geländemodell
DWD	Deutscher Wetterdienst
EDK	External Drift Kriging
EZG	Einzugsgebiet
GK	Gauss-Krüger-Koordinatensystem
GW	Grundwasser
HEC-HMS	Hydrological Modeling System HEC-HMS
HW	Hochwert
HWW	Harzwasserwerke
IDW	Inverse Distanzgewichtung
LHW SA	Landesbetrieb für Hochwasserschutz und Wasserwirtschaft Sachsen-Anhalt
NLWKN	Nds. Landesbetrieb für Wasserwirtschaft, Küsten- und Naturschutz
NN	Nächster-Nachbar-Methode bzw. Thiessen-Polygon-Methode
NSC	Nash-Sutcliffe-Koeffizient
OK	Ordinary Kriging
RMSE	Root Mean Square Error
RVar	Ratio of Variance
RW	Rechtswert
SCE	Shuffled Complex Evolution Algorithmus
SMA	Soil Moisture Accounting
SUZ	Ungesättigte Zone (Speicher WaSim-ETH)
WaSiM-ETH	Abfluss- und Wasserhaushaltsmodell WaSiM-ETH
XV	Kreuzvalidierung