

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

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

2015

Alle Rechte beim Autor

**Methoden zur abgeleiteten Hochwasserstatistik
unter Angabe von Unsicherheiten**

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

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

genehmigte Dissertation

von

Dipl.-Ing. Imke Radtke

geboren am 07. Juni 1980, in Peine

2012

Referent: Prof. Dr.-Ing. Uwe Haberlandt

Korreferent: Prof. Dr. rer. nat. habil. Dr.-Ing. Bruno Merz

Tag der Promotion: 19. Oktober 2011

Danksagung

Die vorliegende Arbeit entstand während meiner Tätigkeit als wissenschaftliche Mitarbeiterin und Doktorandin am Institut für Wasserwirtschaft, Hydrologie und landwirtschaftlichen Wasserbau der Leibniz Universität Hannover.

Bei Prof. Dr.-Ing. Uwe Haberlandt möchte ich mich ganz herzlich für die Betreuung meiner Dissertation bedanken. Seine stete Diskussionsbereitschaft, die kritischen Anmerkungen und seine Zuversicht haben maßgeblich zum Gelingen der Arbeit beigetragen.

Prof. Dr. rer. nat. habil. Dr.-Ing. Bruno Merz danke ich für die Übernahme des Korreferates. Ebenso möchte ich mich bei Prof. Dr.-Ing. Karl-Heinz Rosenwinkel für den Vorsitz sowie Prof. Dr.-Ing. habil. Torsten Schlurmann für die Mitarbeit in der Promotionskommission bedanken.

Den Mitarbeitern des Instituts - namentlich möchte ich Anna-Dorothea Ebner von Eschenbach, Sven van der Heijden und Timo Krüger nennen - danke ich für die angenehme Arbeitsatmosphäre, die intensiven Diskussionen und den Zusammenhalt.

Ein besonderer Dank gilt meinem Mann Frank Radtke. Sein großer Rückhalt sowie sein Einfühlungsvermögen und seine Aufmunterungen haben mir sehr geholfen.

Ebenso möchte ich mich bei meinen Eltern für ihre Unterstützung bedanken.

Imke Radtke

Kurzfassung

Für die Dimensionierung wasserwirtschaftlicher Anlagen werden Bemessungsabflüsse verschiedener Wiederkehrintervalle benötigt. Gewöhnlich werden diese Abflüsse für beobachtete Flussquerschnitte mit Hilfe der Extremwertstatistik unter Verwendung langer beobachteter Abflusszeitreihen ermittelt. Liegen Abflussbeobachtungen nicht in ausreichender Länge vor, können Hochwasserbemessungswerte auf unterschiedliche Weise mit Hilfe der Niederschlag-Abfluss-Modellierung (N-A-Modellierung) und einer sich anschließenden extremwertstatistischen Auswertung bestimmt werden.

Das Ziel der vorliegenden Arbeit ist die Evaluierung verschiedener Methoden zur abgeleiteten Hochwasserstatistik unter Angabe von Unsicherheiten. Dazu werden deterministisch ermittelte Hochwasserbemessungsabflüsse unter Verwendung von drei verschiedenen Niederschlagsbelastungen in stündlicher Auflösung gegenübergestellt. Neben Bemessungsniederschlägen in Form von Einzelereignissen werden mit einem multiplikativen Kaskadenmodell disaggregierte Tageswerte und mit einem hybriden stochastischen Modell generierte Niederschläge verwendet.

Insbesondere wird die optimale Kalibrierung des N-A-Modells für die deterministische Bestimmung von Bemessungsabflüssen unter Berücksichtigung der verschiedenen Niederschlagsbelastungen untersucht. Die N-A-Modellierung wird mit dem konzeptionellen Modell HEC-HMS für vier mesoskalige Einzugsgebiete im Bodegebiet durchgeführt. Dabei wurden folgende Kalibrierungsstrategien untersucht: a) auf beobachtete Einzelereignisse, b) auf die beobachtete Abflussganglinie jeweils in stündlicher Auflösung mit beobachteten Niederschlagsdaten, c) auf die beobachtete Abflussganglinie der Tagesmittelwerte unter Verwendung der disaggregierten Niederschlagsdaten, d) und e) auf die Verteilungsfunktion der beobachteten Abflussscheitelwerte mit disaggregierten bzw. stochastischen Niederschlägen.

Die modellierten Hochwasserabflüsse werden extremwertstatistisch ausgewertet und mit der Pegelstatistik mit Angabe von Unsicherheitsbandbreiten verglichen. Die Ergebnisse zeigen, dass die resultierenden Unsicherheitsbandbreiten deutlich reduziert werden können, wenn die synthetischen Niederschlagsdaten und die Verteilungsfunktion der beobachteten Abflussscheitelwerte bereits zur Kalibrierung des hydrologischen Modells berücksichtigt werden.

Des Weiteren wurde an Hand eines Untersuchungsgebietes eine Unsicherheitsfallstudie durchgeführt. Der Schwerpunkt lag dabei auf der Ermittlung von Bemessungsabflüssen. Hierbei wurde insbesondere untersucht, ob sich die Unsicherheiten der Modellparameter des hydrologischen Modells und die Unsicherheiten der synthetischen Niederschlagsdaten addieren oder kompensieren. Die Ergebnisse zeigen, dass im vorliegenden Fall die Unsicherheit der Parameter des hydrologischen Modells, bezogen auf die Verteilungsfunktionen der Abflussscheitelwerte, deutlich größer, als die der synthetischen Niederschlagsdaten ist. Des Weiteren wird aus den Resultaten ersichtlich, dass die Kombination der Unsicherheiten der Modellparameter und die der Niederschlagsrealisierungen nur zu einer geringen Aufweitung der Unsicherheitsbandbreite, die aus der Unsicherheit der Modellparameter resultiert, führt.

Schlagworte: Abgeleitete Hochwasserstatistik, N-A-Modellierung, Unsicherheiten

Abstract

For planning of hydraulic structures design floods with different recurrence intervals are required. For monitored river cross sections these values are usually obtained using flood frequency analysis based on long time series of observed discharge. If such observations are missing derived flood frequency analysis based on continuous rainfall-runoff modelling is a recommended alternative.

The objective of the presented work is the evaluation of different methods for derived flood frequency analysis with uncertainty. Therefore the comparison of rainfall-runoff modelling for the estimation of floods using three different rainfall inputs on an hourly time step is carried out. On the one hand design storms are used with event based hydrological modelling. On the other hand two different types of synthetic precipitation loads are applied with continuous hydrological modelling. These are disaggregated daily precipitation data based on a multiplicative random cascade model and stochastic precipitation generated using a space-time alternating renewal model.

In particular different strategies for optimal parameter estimation and application for rainfall-runoff modelling for derived flood frequency analysis using different precipitation data are investigated. For hydrologic modelling the conceptual semi distributed model HEC-HMS is used for four mesoscale catchments within the Bode river basin. For parameter estimation of the hydrological model the following strategies are investigated. On the one hand calibration was done using observed precipitation data as input to calibrate the model on observed single discharge events a) and on observed discharge time series b), respectively. On the other hand calibration is carried out using synthetic precipitation data. The disaggregated daily precipitation data are used as input to calibrate the hydrologic model on observed daily discharge data c). Finally the model is calibrated on fitted probability distributions of observed maximum discharge series using disaggregated d) and stochastic e) precipitation data, respectively.

The peak flows of the simulated runoff time series are statistically analysed. Finally, the estimated flood quantiles resulting from the different precipitation loads and parameter sets are compared with observed flood statistics paying special attention to uncertainty. The results show that the spread of the uncertainty bands can be reduced considerably if synthetic rainfall is used directly for calibration of the hydrological model based on probability distributions of observed maximum flows.

Furthermore an uncertainty estimation case study was carried out for one catchment. The focus was put on the estimation of design floods. Special attention was given to the addition or compensation of the uncertainty spread if the uncertainties of the model parameters of the hydrologic model and of the synthetic precipitation data are combined. The results show, that in the investigated case, the uncertainty of the model parameters of the hydrological model, regarding the distribution of the discharge extreme values, is greater than the one of the synthetic precipitation realisations. Additionally the results show that a combination of uncertain model parameters and different synthetic precipitation realisations leads only to small additional spreading of the uncertainty bands, which result on uncertain model parameters alone.

Key words: derived flood frequency analysis, rainfall-runoff modelling, uncertainty

Inhaltsverzeichnis

Kapitel 1	
Einleitung und Motivation	1
Kapitel 2	
Stand des Wissens	5
2.1 Methoden zur Bestimmung von Bemessungsabflüssen	5
2.1.1 Extremwertstatistik mit beobachteten Abflussscheitelwerten.....	7
2.1.2 Regionalisierung.....	10
2.1.3 Ereignisbasierte Niederschlag-Abfluss-Modellierung (Bemessungsregenmethode).....	13
2.1.4 Kontinuierliche Niederschlag-Abfluss-Modellierung.....	14
2.1.5 Niederschlagsbelastung für die kontinuierliche Niederschlag-Abfluss- Modellierung	16
2.2 Methoden zur Unsicherheitsabschätzung bei der Niederschlag-Abfluss- Modellierung und Anwendungsbereiche	19
2.2.1 Unsicherheiten der eingehenden Niederschlagsdaten	20
2.2.2 Unsicherheiten der eingehenden Abflussdaten	21
2.2.3 Unsicherheiten der Modellstruktur und der Modellparameter.....	21
2.2.4 Unsicherheitsabschätzung bei der Niederschlag-Abfluss-Modellierung	22
2.2.5 Unsicherheitsabschätzung bei der Niederschlag-Abfluss-Modellierung für die abgeleitete Hochwasserstatistik	26
Kapitel 3	
Methodik	29
3.1 Niederschlag-Abfluss-Modellierung & Niederschlagsbelastung.....	29
3.1.1 Hydrologisches Modell HEC-HMS	29
3.1.2 Aus Tageswerten disaggregierte kontinuierliche Niederschlagsstundenwerte	37
3.1.3 Stochastische kontinuierliche Niederschlagsstundenwerte	41
3.1.4 Ereignisbasierte Niederschläge aus KOSTRA.....	48
3.2 Entwicklung von Strategien für die Modellkalibrierung und Anwendung	52
3.2.1 Schätzung der Parametersätze – Kalibrierung	52
3.2.2 Bestimmung der Bemessungswerte – Anwendung.....	60
3.3 Unsicherheitsabschätzung	62
3.3.1 Extremwertstatistik mit Konfidenzintervall	62
3.3.2 Einzelereignis mit Bemessungsregen.....	66
3.3.3 Synthetische Niederschläge mit kontinuierlicher Modellierung.....	67
3.3.4 Generalized Likelihood Uncertainty Estimation (GLUE)	67
Kapitel 4	
Untersuchungsgebiete und Daten	75
4.1 Untersuchungsgebiete und Datengrundlage.....	75
4.1.1 Beobachtete Niederschlagsdaten.....	76
4.1.2 Beobachtete Abflussdaten	76
4.1.3 Beobachtete Klimadaten	76
4.1.4 Geografische Daten	77
4.2 Disaggregierte Niederschlagsdaten	77
4.3 Stochastische Niederschlagsdaten.....	79
4.4 Lokale Hochwasserstatistik mit Konfidenzintervall	83

Kapitel 5

Niederschlag-Abfluss-Modellierung	85
5.1 Pegel Silberhütte (Selke)	85
5.1.1 Schätzung der Parametersätze	85
5.1.2 Validierung der Parametersätze an der beobachteten Ganglinie.....	90
5.1.3 Bestimmung der Bemessungswerte	90
5.1.4 Bestimmung eines HQ50 mit 90%-Konfidenzintervall	93
5.2 Pegel Trautenstein (Rappbode)	94
5.2.1 Schätzung der Parametersätze	95
5.2.2 Validierung der Parametersätze an der beobachteten Ganglinie.....	100
5.2.3 Bestimmung der Bemessungswerte	100
5.2.4 Bestimmung eines HQ50 mit 90%-Konfidenzintervall	103
5.3 Pegel Mahndorf (Holtemme)	104
5.3.1 Schätzung der Parametersätze	104
5.3.2 Validierung der Parametersätze an der beobachteten Ganglinie.....	109
5.3.3 Bestimmung der Bemessungswerte	109
5.3.4 Bestimmung eines HQ50 mit 90%-Konfidenzintervall	112
5.4 Pegel Oschersleben (Großer Graben).....	113
5.4.1 Schätzung der Parametersätze	114
5.4.2 Validierung der Parametersätze an der beobachteten Ganglinie.....	119
5.4.3 Bestimmung der Bemessungswerte	119
5.4.4 Bestimmung eines HQ50 mit 90%-Konfidenzintervall	122
5.5 Vergleich und Diskussion der Kalibrierungsstrategien.....	123

Kapitel 6

Fallstudie Unsicherheit am Beispiel des Pegels Silberhütte.....	127
6.1 Robustheitsanalyse	127
6.2 GLUE unter Verwendung verschiedener Modellparametersätze.....	132
6.3 GLUE unter Verwendung verschiedener Niederschlagsrealisierungen.....	136
6.4 GLUE unter Verwendung verschiedener Modellparametersätze und verschiedener Niederschlagsrealisierungen	138
6.5 Schlussfolgerungen zur GLUE-Methode	139

Kapitel 7

Schlussfolgerungen und Ausblick	143
Literaturverzeichnis	147
Abbildungsverzeichnis.....	153
Tabellenverzeichnis	157
Abkürzungsverzeichnis.....	159
Symbolverzeichnis	161
Anhangsverzeichnis	167

Kapitel 1

Einleitung und Motivation

Starkregenereignisse oder Schneeschmelze führen immer wieder zu steigenden Abflüssen und Wasserständen in Bächen und Flüssen mit den bekannten Folgen von Überflutungen und entsprechenden Schäden. Für die Bemessung wasserwirtschaftlicher Anlagen und einen effektiven Hochwasserschutz werden Hochwasserabflüsse verschiedener Wiederkehrintervalle an beliebigen Punkten im Gewässernetz benötigt. Gewöhnlich werden diese Bemessungswerte für beobachtete Querschnitte mit ausreichend langen Messreihen mit Hilfe der Extremwertstatistik bestimmt (STEDINGER *et al.* 1993). GUTKNECHT *et al.* (2006) empfehlen einen „Mehr-Standbeine“-Ansatz zur Ermittlung von Bemessungshochwässern kleiner Auftretenswahrscheinlichkeit. Dabei werden die Ergebnisse unterschiedlicher Verfahren miteinander kombiniert, um den Bemessungswert einzugrenzen und die Gesamtunschärfe des Bemessungswertes im Vergleich zu den Einzelmethoden zu reduzieren. Zu den verwendeten Verfahren gehören die lokale und regionale Hochwasserstatistik, die Niederschlag-Abfluss-Modellierung (N-A-Modellierung), das Gradex-Verfahren und das Hüllkurven-Verfahren. MERZ & BLÖSCHL (2008a, 2008b) empfehlen eine systematische Herangehensweise, um die Informationen in zeitlicher, räumlicher und kausaler Hinsicht über das Hochwasserkollektiv hinaus zu erweitern. Die Bestimmung des Hochwasserabflusses eines bestimmten Wiederkehrintervalls erfolgt dann aus einer Kombination aller Informationen. Für diesen Ansatz schlagen sie den Begriff Extremwerthydrologie im Gegensatz zur traditionellen Extremwertstatistik vor, um die hydrologische Argumentation besonders hervorzuheben (siehe auch BLÖSCHL & MERZ 2008). Für unbeobachtete Querschnitte kann eine Bemessung unter Verwendung der regionalen Extremwertstatistik erfolgen, wenn für übertragbare Gebiete ausreichende Messwerte vorliegen (STEDINGER *et al.* 1993).

Fehlen ausreichend lange Beobachtungszeitreihen für die extremwertstatistische Auswertung, stellen Regionalisierungsansätze oder die N-A-Modellierung eine mögliche Alternative für die Bestimmung von Abflussbemessungswerten dar. Für Prognosen von Veränderungen infolge des Klimawandels, von Landnutzungsänderungen oder zur Überprüfung möglicher Hochwasserschutzmaßnahmen, ist der Einsatz von Niederschlag-Abfluss-Modellen (N-A-Modellen) zur Bestimmung der Bemessungsabflüsse erforderlich. Zusätzlich zum Abflussscheitel wird bei der N-A-Modellierung die gesamte Abflussganglinie modelliert, so dass auch das Abflussvolumen, das zu Dimensionierung von Hochwasserrückhaltemaßnahmen benötigt wird, vorliegt. Die N-A-Modellierung kann dabei ereignisbasiert oder kontinuierlich erfolgen. Bei der ereignisbasierten Modellierung wird hierbei die Annahme getroffen, dass das Wiederkehrintervall für erzeugenden Niederschlag und resultierenden Abfluss gleich ist. Diese Annahme ist in der Realität so nicht gegeben, weil beispielsweise unterschiedliche Bodenfeuchten zu Beginn des Niederschlagsereignisses für den gleichen Bemessungsregen zu unterschiedlichen Abflüssen führen können. Des Weiteren resultieren aus verschiedenen Intensitätsverläufen des Bemessungsniederschlags unterschiedliche Abflüsse. Somit besteht eine Hauptschwierigkeit bei der ereignisbasierten Modellierung zur Ermittlung von Bemessungsabflüssen in der Bestimmung geeigneter Anfangsbedingungen und eines geeigneten

Intensitätsverlaufes des Bemessungsniederschlags. Eine Möglichkeit, diese Unsicherheiten bei der ereignisbasierten Modellierung zu berücksichtigen, stellen Monte Carlo Simulationen dar, bei denen in jedem Lauf aus der Verteilungsfunktion der Zufallsvariablen zufällige Realisierungen (beispielsweise für Niederschlagsdauer, Niederschlagshöhe, Anfangsfeuchte, etc.) generiert werden. Die so modellierten Abflüsse werden anschließend statistisch ausgewertet, um die Hochwasserhäufigkeitsverteilung zu erstellen (RAHMAN *et al.* 2002).

Die Annahmen und Unsicherheiten der ereignisbasierten N-A-Modellierung können umgangen werden, wenn eine kontinuierliche Langzeitmodellierung des Niederschlag-Abfluss-Geschehens durchgeführt wird, da dabei die Bodenfeuchte kontinuierlich mitmodelliert wird und der Intensitätsverlauf des Niederschlags aus den meteorologischen Eingangsdaten resultiert. Die modellierte kontinuierliche Abflussganglinie wird zur Ableitung der Bemessungswerte extremwertstatistisch ausgewertet.

Für die kontinuierliche N-A-Modellierung müssen jedoch lange Niederschlagszeitreihen in einer für die Hochwassermodellierung zeitlich und räumlich ausreichenden Auflösung zur Verfügung stehen. Da die Reaktionszeiten mesoskaliger Einzugsgebiete oftmals nur wenige Stunden betragen, ist eine Modellierung der Hochwasserabflüsse im Stundenzeitschritt oder sogar in geringeren Zeitintervallen durchzuführen, um die Scheitelabflüsse abbilden zu können. Dazu sind Niederschlagsdaten der gleichen zeitlichen Auflösung erforderlich. Des Weiteren muss die beobachtete Zeitreihe ausreichend lang sein, um möglichst mehrere ausreichend große Ereignisse zu umfassen. Zusätzlich sollten die Anzahl und die Standorte der Niederschlagsmessstationen ausreichen, um die räumliche Verteilung des Niederschlagsgeschehens im Einzugsgebiet zu erfassen. In der Realität ist jedoch das Messnetz der Tageswertstationen deutlich dichter, als das der zeitlich hochaufgelösten Niederschlagsstationen. Ebenfalls ist der Beobachtungszeitraum der Tageswertstationen wesentlich länger als jener der zeitlich hochaufgelösten Niederschlagsstationen. Somit reichen die beobachteten Niederschlagszeitreihen in der Regel weder in der zeitlichen und in der räumlichen Auflösung noch in der Beobachtungslänge für eine kontinuierliche N-A-Modellierung zur Bestimmung von Bemessungsabflüssen aus.

Eine Alternative zu beobachteten Niederschlagsdaten stellen synthetisch generierte Niederschlagsdaten dar (BLAZKOVA & BEVEN 1997; CAMERON *et al.* 1999; CAMERON *et al.* 2000a; BLAZKOVA & BEVEN 2002; MORETTI & MONTANARI 2008; HABERLANDT *et al.* 2008a). Synthetische Niederschläge sind künstlich generierte Niederschläge, die im Mittel die gleichen Eigenschaften wie die beobachteten Zeitreihen aufweisen. Dies können disaggregierte oder stochastisch generierte Niederschlagsdaten sein. Bei der Disaggregation werden beispielsweise Tageswerte zu Stundenwerten unter Beibehaltung der Tagessumme disaggregiert, indem die Eigenschaften z. B. benachbarter stündlicher Zeitreihen berücksichtigt werden. Eine weitere Variante stellen stochastisch generierte Niederschläge dar. Diese weisen zwar gegenüber den beobachteten Niederschlagszeitreihen keine zusätzlichen Informationen auf, auf Grund ihrer frei generierbaren Länge repräsentieren sie das langjährige Niederschlagsgeschehen jedoch eher, als die kurzen beobachteten Zeitreihen (HABERLANDT 1997). Beispielsweise sind in den generierten Zeitreihen höhere und längere Ereignisse als in der kurzen beobachteten Zeitreihe möglich. Somit wird der Stichprobenfehler mit zunehmender Größe der Probe reduziert.

Vorgehensweisen, die aus einem statistischen Niederschlagsmodell, einem deterministischen N-A-Modell und einem mathematischen „framework“, das die beiden Elemente kombiniert, bestehen, um die Eintretenswahrscheinlichkeit eines Hochwassers einzuschätzen, werden als „Abgeleitete Hochwasserstatistik“ bzw. „Derived Flood Frequency Analysis“ bezeichnet (SIVAPALAN *et al.* 2005). Liegen beobachtete Niederschlagszeitreihen in ausreichender zeitlicher und räumlicher Auflösung und ausreichender Zeitreihenlänge vor, können auch diese als Eingangsdaten für das hydrologische Modell verwendet werden. Bei der abgeleiteten Hochwasserstatistik werden der Monte Carlo Ansatz und der direkte oder analytische Ansatz unterschieden. Beim Monte Carlo Ansatz, werden die Niederschlagszeitreihen mit einem stochastischen Niederschlagsmodell generiert und anschließend für die kontinuierliche N-A-Modellierung verwendet (SIVAPALAN *et al.* 2005; BLÖSCHL 2007; EBNER VON ESCHENBACH *et al.* 2008; HABERLANDT *et al.* 2008a). Die modellierte kontinuierliche Abflussganglinie wird dann extremwertstatistisch ausgewertet, um die Hochwasserwahrscheinlichkeitskurve aufzustellen. Beim direkten oder analytischen Ansatz wird die Hochwasserwahrscheinlichkeitskurve unter Verwendung der Theorie abgeleiteter Verteilungsfunktionen direkt aus der Wahrscheinlichkeitsverteilung des Niederschlags abgeleitet (SIVAPALAN *et al.* 2005; BLÖSCHL 2007).

Um Abflussbemessungswerte mit Hilfe der N-A-Modellierung bestimmen zu können, wird in jedem Fall ein kalibriertes hydrologisches Modell benötigt. In bisherigen Untersuchungen erfolgt diese Kalibrierung über einen Zeitraum von wenigen Jahren unter Verwendung beobachteter Niederschlagszeitreihen und beobachteter kontinuierlicher Abflussdaten (CALVER & LAMB 1995; MORETTI & MONTANARI 2008; HABERLANDT *et al.* 2008a). Andere Autoren verwenden neben der kontinuierlichen Ganglinie ausgewählte große Abflüsse der Zeitreihe und zusätzliche Zielfunktionen, um den Fokus der Kalibrierung des hydrologischen Modells auf die Nachbildung der Hochwasserereignisse der betrachteten Zeitreihe zu legen (LAMB 1999; VIVIROLI *et al.* 2009a; 2009b). CAMERON *et al.* (1999; 2000a) verwenden die GLUE-Methode (BEVEN & BINLEY 1992) zur Bestimmung gültiger Parametersätze des hydrologischen Modells. Dabei berücksichtigen sie neben der beobachteten kontinuierlichen Abflussganglinie auch die beobachteten Abflussjahresmaxima bzw. die Abflussdauerlinie des betrachteten Zeitraumes. Das kalibrierte hydrologische Modell wird bzw. die gültigen Parametersätze werden anschließend verwendet, um mit Hilfe langer beobachteter oder synthetischer kontinuierlicher Niederschlagszeitreihen kontinuierliche Abflusszeitreihen zu modellieren. Zur Bestimmung der Abflussbemessungswerte werden diese kontinuierlichen Abflusszeitreihen extremwertstatistisch ausgewertet.

Wie gut ein kalibriertes hydrologisches Modell in der Praxis und für Prognosen angewendet werden kann, hängt jedoch nicht nur von den Einzugsgebietsdaten und den zu kalibrierenden Parametern ab. Entscheidend sind hier die zur Kalibrierung des Modells verwendeten Niederschlags- und Abflussdaten, da diese direkt die kalibrierten Werte der Parameter beeinflussen. Des Weiteren ist der spätere Einsatzzweck des kalibrierten Modells von grundlegender Bedeutung. Ein hydrologisches Modell, das auf eine kurze beobachtete Abflussganglinie kalibriert wurde, ist nicht automatisch für die Hochwassermodellierung geeignet, da im Beobachtungszeitraum in der Regel kaum ausreichend Extremabflüsse vorkommen, um einen geeigneten Parametersatz zu bestimmen. Vielmehr ist es erforderlich das spätere Einsatzgebiet

des hydrologischen Modells bereits bei der Kalibrierung und der Wahl der zur Kalibrierung zu verwendenden Zeitreihen zu berücksichtigen. BLASKOVA & BEVEN (2002) nutzen für ein Einzugsgebiet, das sie als unbeobachtet betrachten, stochastische Temperatur- und Niederschlagszeitreihen als Eingangsdaten des hydrologischen Modells. Zur Bestimmung der gültigen Parameter verwenden sie die GLUE-Methode (BEVEN & BINLEY 1992). An Stelle beobachteter Daten nutzen sie regionalisierte Abfluss- und Schneeedaten, wie die Verteilungsfunktion der Abflussjahresmaxima, die Abflussdauerlinie und die Verteilungsfunktion des maximalen jährlichen Schnee-Wasser-Äquivalents. Die Gewichtung der verwendeten Gütemaße erfolgt dabei über Fuzzy-Kombinationen.

Das Hauptziel der vorliegenden Arbeit ist die Untersuchung von Methoden zur verbesserten Kalibrierung von N-A-Modellen, die zur abgeleiteten Hochwasserstatistik eingesetzt werden sollen. Der spätere Einsatz zur Bestimmung von Abflussbemessungswerten soll bereits bei der Schätzung der Parametersätze des hydrologischen Modells berücksichtigt werden. Dabei werden die synthetischen Niederschlagsdaten und die beobachteten Abflussextrémwerte bereits zur Modellkalibrierung verwendet. Die Ergebnisse werden den Resultaten der Verfahren der derzeitigen Praxis, wie der Extrémwertstatistik mit beobachteten Scheitelabflüssen und der ereignisbasierten N-A-Modellierung mit Bemessungsniederschlägen, gegenübergestellt. Ein weiteres Ziel besteht darin, die mit den Bemessungswerten verbundenen Unsicherheiten aufzuzeigen und zu quantifizieren.

Die vorliegende Arbeit ist folgendermaßen gegliedert. In Kapitel 2 werden die Grundlagen zur Bestimmung von Hochwasserbemessungsabflüssen dargestellt und Unsicherheitsquellen der N-A-Modellierung zur Ermittlung von Bemessungsabflüssen aufgezeigt. Im dritten Kapitel wird als Kern der Arbeit die Methodik der Strategie zur Modellkalibrierung (Kalibrierungsstrategie) und Anwendung der resultierenden Parametersätze zur deterministischen Bestimmung von Bemessungswerten entwickelt. Außerdem werden hier das verwendete hydrologische Modell und die Methoden zur Generierung der verwendeten synthetischen Niederschlagsdaten erläutert. Abschließend erfolgt die Darstellung der verwendeten Methoden zur Unsicherheitsabschätzung der Abflussbemessungswerte. In Kapitel 4 werden die Datengrundlage und die untersuchten Einzugsgebiete dargestellt. Die Ergebnisse der verschiedenen Varianten der Kalibrierung des hydrologischen Modells und der Anwendung der Methoden für die Untersuchungsgebiete werden in Kapitel 5 gezeigt und diskutiert. Kapitel 6 befasst sich mit einer Unsicherheitsfallstudie, die exemplarisch an einem Einzugsgebiet durchgeführt wird. Abschließend werden die Schlussfolgerungen der Untersuchungen dargestellt und ein Ausblick gegeben.

Kapitel 2

Stand des Wissens

Dieses Kapitel fasst die Grundlagen zur Bestimmung von Bemessungsabflüssen zusammen. Dabei werden zum einen Methoden zur Bestimmung von Bemessungsabflüssen vorgestellt und zum anderen Unsicherheitsquellen der N-A-Modellierung aufgezeigt. Der Schwerpunkt liegt dabei auf der Modellierung von Bemessungsabflüssen.

2.1 Methoden zur Bestimmung von Bemessungsabflüssen

Für die Dimensionierung wasserwirtschaftlicher Anlagen werden Bemessungsabflüsse verschiedener Wiederkehrintervalle benötigt. Diese können je nach Datenlage auf unterschiedliche Weise bestimmt werden. GUTKNECHT (2007a) gibt einen Überblick über die in der Ingenieurpraxis angewandten Bestimmungsmethoden und Möglichkeiten Zusatzinformationen zu berücksichtigen:

- Hochwasserstatistik, Frequenzanalyse, Hochwasserwahrscheinlichkeitsanalyse
Durchführung einer statistischen Analyse der Hochwasserabflüsse, wobei Serien von beobachteten Hochwasserscheitelwerten und ergänzend auch teilweise Abflussvolumina zur Verfügung stehen müssen.
- Regionale Hochwasserstatistik
Statistische Abschätzung des zu bestimmenden Hochwasserabflusses über Regionalisierungsansätze aus in Nachbargebieten beobachteten Hochwasserscheitelwerten, wenn für das Untersuchungsgebiet keine Hochwasserabflüsse vorliegen.
- Niederschlag-Abfluss-Modellierung
Deterministische Modellierung von Hochwasserganglinien unter Verwendung von Niederschlagsdaten und einem N-A-Modell für das Einzugsgebiet. Die Modellierung kann ereignisbasiert oder kontinuierlich erfolgen.
- Gradex-Verfahren
Kombination einer Niederschlagsstatistik mit einem deterministischen N-A-Modell und einer Hochwasserstatistik. Dabei wird davon ausgegangen, dass ab einem bestimmten Wiederkehrintervall T_{ges} (z. B. 10 Jahre) das Gebiet als gesättigt betrachtet werden kann und somit jeder darüber hinaus fallende Niederschlag, d.h. Niederschlag mit einem größeren Wiederkehrintervall, direkt ohne Verluste in Abfluss transformiert wird. Die Hochwasserwahrscheinlichkeitskurve und die Wahrscheinlichkeitskurve des Niederschlags verlaufen ab diesem Wiederkehrintervall parallel (siehe z. B. MERZ *et al.* 1999).
- Hüllkurven-Ansatz
Abschätzung möglicher Größtwerte der zu erwartenden Hochwasserscheitel, wobei die größten in einer Region beobachteten Abflussspenden gegen die Gebietsgröße aufgetragen werden, und die Hüllkurve die Kurve ist, die gerade über allen beobachteten Ereignissen liegt.

Dabei sind das Gradex-Verfahren und der Hüllkurvenansatz in ihrem Ansatz bereits auf die Abschätzung von Extremsituationen und die Bestimmung maximaler Hochwasserabflüsse ausgerichtet (GUTKNECHT 2007a).

In der Regel erfolgt in der Praxis die Bestimmung der Bemessungshochwässer für einfache Dimensionierungsaufgaben nur nach einer Methode. Bevorzugt wird die statistische Auswertung beobachteter Hochwasserscheitelwerte durchgeführt. Erfordert die Bemessungssituation jedoch Aussagen für seltene Ereignisse, so erfordert dieses Vorgehen eine Extrapolation weit über den beobachteten Zeitraum hinaus, was mit entsprechend großen Unsicherheiten verbunden ist. Aus diesem Grund schlagen GUTKNECHT *et al.* (2006) einen „Mehr-Standbeine“-Ansatz zur Ermittlung von Bemessungshochwässern kleiner Auftretenswahrscheinlichkeit, bei dem mehrere der oben genannten Verfahren kombiniert werden, vor. Weitere Möglichkeiten die Unsicherheiten der Bemessungswerte zu reduzieren, liegen in der Einbeziehung von historischen Hochwässern, in der Nutzung von Informationen über die Entstehungsbedingungen von Extremereignissen und in der prozess-orientierten Modellbildung in der N-A-Modellierung (GUTKNECHT 2007a). BLÖSCHL & MERZ (2008) und MERZ & BLÖSCHL (2008a, 2008b) verwenden den Begriff der Extremwerthydrologie im Gegensatz zur Extremwertstatistik, wobei sie eine systematische Vorgehensweise vorschlagen, um die Informationen in zeitlicher, räumlicher und kausaler Hinsicht über das beobachtete Hochwasserkollektiv hinaus zu erweitern. Das Hochwasser eines bestimmten Wiederkehrintervalls wird dann aus einer Kombination aller Informationen bestimmt. Dabei kann die zeitliche Informationserweiterung durch Reihenverlängerung aus Wasserstandsdaten, durch Analyse historischer Hochwasserereignisse und den Vergleich mit längeren Abflussreihen aus Nachbargebieten durchgeführt werden. Eine interne zeitliche Informationserweiterung ist mit Hilfe von partiellen Serien möglich. Dabei werden nicht nur die Jahresmaxima des Abflusses, sondern alle unabhängigen Abflussscheitel, die größer als ein gewählter Grenzwert sind, für die statistische Auswertung verwendet. Da jedoch die Hochwasserwahrscheinlichkeitskurve der Abflussjahresmaxima benötigt wird, ist eine Umrechnung der Wahrscheinlichkeiten der partiellen Serie auf die jährliche Serie erforderlich. Zusätzlich ist zu berücksichtigen, dass die partielle Serie zwar einen deutlich größeren Stichprobenumfang als die jährliche Serie aufweist, dadurch der Informationsgehalt im Bereich der seltenen Ereignisse jedoch nicht steigt (DVWK 1999a). Für die räumliche Informationserweiterung können Regionalisierungsmethoden (z. B. Index-Flood-Methode) angewendet werden, so dass auch Aussagen für Gebiete ohne Abflussmessungen möglich sind. Die kausale Informationserweiterung kann einerseits qualitativ durch einen Vergleich mit weiteren hydrologischen Daten sowie andererseits quantitativ mit Hilfe der N-A-Modellierung oder statistisch-deterministischen Verfahren erfolgen (z. B. Gradex-Verfahren). Eine interne kausale Informationserweiterung ist durch die Aufteilung der Hochwasserereignisse in Winter- und Sommerhochwasser und damit in genetisch homogene Kollektive möglich. Dadurch wird der Stichprobenumfang implizit temporär verdoppelt, wobei die Voraussetzung eingehalten werden muss, dass die betrachteten Hochwasserabflüsse sowohl im Winter, als auch im Sommer auftreten können. Die Anpassung der Verteilungsfunktionen erfolgt jeweils getrennt, wobei sich die Unterschreitungswahrscheinlichkeit für die Jahresmaxima nach dem Multiplikationssatz der Wahrscheinlichkeiten unabhängiger Ereignisse ergibt.

Für die Bemessung von beispielweise Regenrückhaltebecken oder Talsperren ist neben dem Scheitelabfluss die gesamte Abflussganglinie für die Bemessung erforderlich. Diese Bemessungsganglinien können zum einen mit einem N-A-Modell als Einzelereignisse oder kontinuierliche Zeitreihe erzeugt werden, zum anderen können empirische Ganglinien mit Ganglinienfunktionen, wie beispielsweise die Ganglinienfunktion nach Kozeny, verwendet werden. Für weitere Informationen zu Ganglinien zur Hochwasserbemessung sei auf KLEIN (2009) verwiesen.

2.1.1 Extremwertstatistik mit beobachteten Abflussscheitelwerten

Die statistische Auswertung beobachteter Hochwasserabflüsse, gewöhnlich Jahresmaxima, stellt die traditionelle Vorgehensweise zur Bestimmung von Bemessungsabflüssen dar. Dabei wird von der Stichprobe der beobachteten Abflüsse auf das Verhalten der Grundgesamtheit, also alle an diesem Punkt möglichen Hochwasserabflüsse, geschlossen. Dazu werden Verteilungsfunktionen gewählt, die unter Verwendung von Parameterschätzverfahren an die beobachteten Abflussscheitel angepasst werden. Bei jährlichen Serien gibt die Verteilungsfunktion die Wahrscheinlichkeit P_U , dass ein Hochwasserscheitelabfluss Q im statistischen Mittel in einem Jahr unterschritten oder erreicht wird, an. Dementsprechend ergibt sich die Überschreitungswahrscheinlichkeit $P_{\bar{U}}$, die angibt mit welcher Wahrscheinlichkeit ein Hochwasserabfluss im statistischen Mittel in einem Jahr überschritten wird, zu $P_{\bar{U}} = 1 - P_U$. Die damit verbundene Jährlichkeit bzw. das Wiederkehrintervall T eines Hochwasserabflusses ist folgendermaßen definiert:

$$T = \frac{1}{1 - P_U}. \quad (2.1)$$

Der Hochwasserabfluss zu einem bestimmten Wiederkehrintervall ist dann das Quantil der Verteilungsfunktion und wird aus deren Umkehrfunktion berechnet.

Im Allgemeinen werden für die einzelnen Scheitelabflüsse der Stichprobe zuerst die empirischen Überschreitungswahrscheinlichkeiten (Plotting Positions bzw. Eintragungsstellen) bestimmt, bevor analytische Verteilungsfunktionen angepasst werden. Diese Plotting Positions dienen als Hilfe zur Eintragung der Scheitelwerte in das Wahrscheinlichkeitspapier und werden zur visuellen Beurteilung der analytischen Verteilungsfunktionen verwendet (DWA 2010). Dazu werden die Stichprobenwerte zuerst der Größe nach geordnet. Die allgemeine Form der Plotting Position (Plotting Formel) lautet:

$$P_U(Q_i) = \frac{m-a}{n+1-2a} \quad \text{bzw.} \quad P_U(Q_i) = \frac{m-a}{n+b}, \quad (2.2)$$

wobei P_U die Überschreitungswahrscheinlichkeit, Q_i der Hochwasserscheitel an der Rangposition i , n der Stichprobenumfang und m die Rangposition mit eins gleich dem Rang des kleinsten Wertes bzw. n gleich dem Rang des größten Wertes der Stichprobe ist. Die Parameter der empirischen Verteilungsfunktion werden mit a und b bezeichnet (siehe u. a. STEDINGER *et al.* 1993; WILLEMS & DICK 2003).

Eine Liste von Plotting Positions ist beispielsweise in STEDINGER *et. al.* (1993) oder in WILLEMS & DICK (2003) zu finden. In Abbildung 2.1 ist an Hand der Jahresmaxima des Pegels Silberhütte ein Vergleich verschiedener Plotting Positions dargestellt. Die Unterschiede verschiedener Parameter für a (und b) werden bei der Zuordnung der Wiederkehrintervalle der größten Abflüsse der Stichprobe besonders deutlich. So variiert beispielsweise das Wiederkehrintervall des größten Abflusses der 56 Jahre umfassenden Stichprobe zwischen 38 Jahren (Thiess) und 170 Jahren (Bednarski). Die rote Kurve stellt die, mit Hilfe der L-Momente als Parameterschätzverfahren, an die beobachteten Scheitelwerte angepasste Allgemeine Extremwertverteilung (AEV) dar. Die Grafik zeigt auch, dass nicht nur die Spannweite des Wiederkehrintervalls der seltenen beobachteten Hochwasserabflüsse sehr groß ist, sondern ebenfalls alle Eintragungsstellen links von der angepassten Verteilung liegen. Dies lässt den Schluss zu, dass die größten Abflussscheitel des beobachteten Zeitraums vermutlich ein zum Teil deutlich größeres Wiederkehrintervall besitzen, als ihnen durch die Plotting Position zugewiesen wird. Somit empfiehlt es sich, seltenen beobachteten Hochwasserabflüssen an Hand historischer Informationen manuell ein Wiederkehrintervall zuzuweisen.

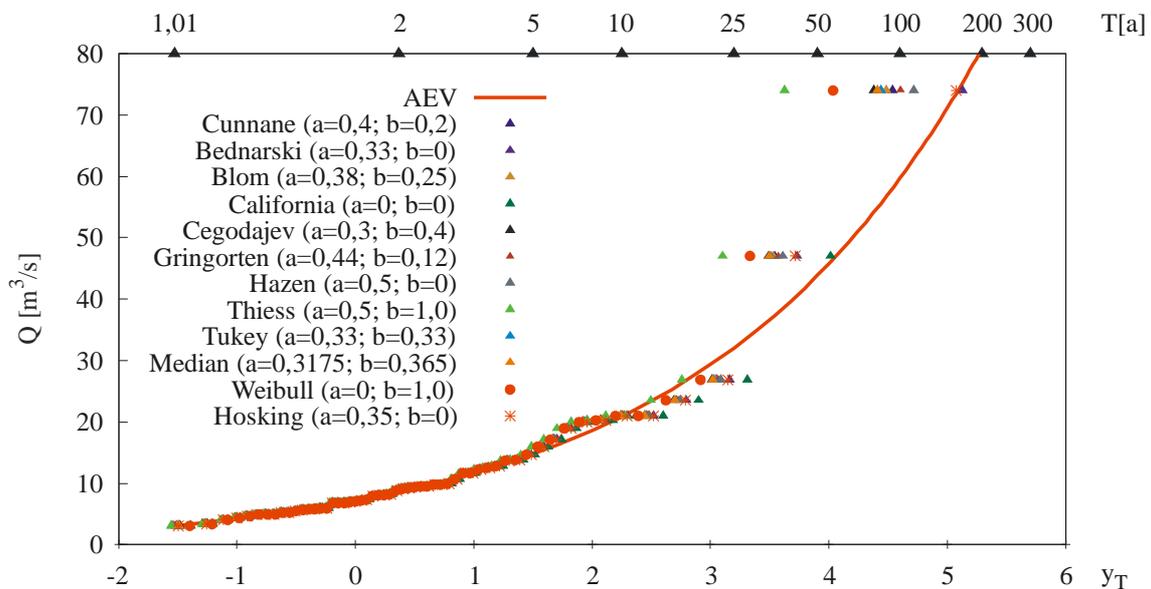


Abbildung 2.1 Wiederkehrintervalle in Abhängigkeit der gewählten Plotting Position (Beispiel Pegel Silberhütte; Jahresmaxima 56 Jahre)

Die Wahl der richtigen Plotting Position ist in der statistischen Literatur strittig (DWA 2010). MAKKONEN (2008a, 2008b) zeigt, dass die Weibull Plotting Position $m/(n+1)$ die einzige korrekte Wahrscheinlichkeits Plotting Position ist und für alle Verteilungen verwendet werden kann. Während im DVWK-Regelwerk 251 (DVWK 1999a) noch für die einzelnen Verteilungsfunktion spezifische Plotting Formeln empfohlen werden, schließt sich der Entwurf des DWA-Merkblattes 552 (DWA 2010) der Aussage von MAKKONEN (2008a, 2008b) an und verwendet einheitlich die Weibull Plotting Position. Dies wird auch damit begründet, dass die empirischen Wiederkehrintervalle allgemein hydrologisch nicht begründet sind, da sie nur auf der Basis der Reihenlänge bestimmt werden und die Größe des jeweiligen Abflusses unberücksichtigt bleibt (DWA 2010).

Im DVWK-Regelwerk 251 „Statistische Analyse von Hochwasserabflüssen“ werden mögliche analytische Verteilungsfunktionen und Parameterschätzverfahren angegeben (DVWK 1999a). Nach GUTKNECHT (2007a) gelingt die Anpassung in dem durch die Beobachtungen abgedeckten Bereich in der Regel gut, wobei die Abweichungen zwischen den verschiedenen Verteilungsfunktionen klein sind. Für den Extrapolationsbereich trifft dies jedoch nicht mehr zu. Da in der Regel zur Bestimmung von Bemessungswerten über den Beobachtungszeitraum hinaus extrapoliert werden muss, wird im DVWK-Regelwerk (DVWK 1999a) empfohlen den Extrapolationszeitraum nicht über das zwei bis dreifache des Beobachtungszeitraumes auszuweiten. Außerdem ist die Aussagekraft der vorliegenden Stichprobe einzuschätzen.

Da die eine „richtige“ Verteilungsfunktion nicht existiert und auch das Parameterschätzverfahren entscheidenden Einfluss auf das Extrapolationsergebnis hat, wird im DVWK-Regelwerk (DVWK 1999a) angeraten, für die Berechnung der Hochwasserwahrscheinlichkeit mehrere Verteilungsfunktionen mit mehreren Parameterschätzverfahren anzuwenden. Damit ergibt sich für ein bestimmtes Wiederkehrintervall an Stelle eines einzelnen Wertes ein Wertebereich. Eine weitere Möglichkeit die Unsicherheit der Abflussbemessungswerte verschiedener Wiederkehrintervalle zu berücksichtigen, stellt die Verwendung von Konfidenzintervallen dar (STEDINGER *et al.* 1993; DVWK 1999a; WILLEMS & DICK 2003). Dabei wird in der Regel der für ein bestimmtes Wiederkehrintervall T berechnete Abfluss x_T als Mittelwert einer Normalverteilung angenommen (MANIAK 2010). Das Konfidenzintervall wird unter Verwendung des vorgegebenen Vertrauensbereiches zu beiden Seiten des Mittelwertes gebildet. Allerdings darf das Konfidenzintervall nicht so interpretiert werden, dass der Abfluss des entsprechenden Wiederkehrintervalls zu 100% innerhalb der Grenzen liegt. Das Konfidenzintervall ist vielmehr als Schwankungsbereich zu werten, der auf Grund des begrenzten Stichprobenumfangs besteht, und aus dem auch nicht abzulesen ist, ob sich der Abfluss mit zunehmendem Stichprobenumfang der oberen oder der unteren Grenze annähert (MANIAK 2010). Die Konfidenzintervalle der Hochwasserquantilwerte verlaufen im Allgemeinen jedoch nicht symmetrisch, sondern asymmetrisch, wobei die Abweichungen nach oben größer als die nach unten sind. Aus diesem Grund sollten Resampling Verfahren, wie z. B. Bootstrap-Verfahren, zur Eingrenzung der Unsicherheit des Schätzwertes verwendet werden, da so die Asymmetrie der Konfidenzintervalle beschrieben werden kann (DWA 2010). Insgesamt wird jedoch empfohlen die Bandbreite eines Hochwassers eines bestimmten Wiederkehrintervalls unter Verwendung zeitlicher, kausaler und räumlicher Zusatzinformationen abzuschätzen, anstatt durch die Angabe eines Konfidenzintervalls (DWA 2010). Weitere Informationen zur Bestimmung von Konfidenzintervallen und den in der vorliegenden Arbeit angewendeten Verfahren sind Kapitel 3.3.1 zu entnehmen.

Besonders für die Extrapolation ist die Berücksichtigung historischer Ereignisse ein wesentliches Element der Informationserweiterung. Der Ansatz, der im DVWK-Regelwerk empfohlen wird, verknüpft das Datenkollektiv aus dem Zeitraum der Pegelaufzeichnungen mit dem der historischen Ereignisse aus dem historischen Zeitraum und ermöglicht eine systematische Behandlung der historischen Werte. Da für den historischen Zeitraum nur einzelne herausragende Ereignisse vorliegen, während für den systematisch beobachteten Zeitraum zahlreiche Ereignisse unterschiedlicher Größe zur Verfügung stehen, muss ein Grenzwert bestimmt wer-

den, ab dem ein Ereignis, das in einem der beiden Zeiträume auftrat als historisches Ereignis zu betrachten ist. SCHUMANN (2007) stellt ein Verfahren auf der Grundlage der wahrscheinlichkeitsgewichteten Momente zur Parameterschätzung der Allgemeinen Extremwertverteilung vor, mit dem historische Ereignisse bei der Anpassung der Verteilungsfunktion berücksichtigt werden können. Dabei wird aufgezeigt, wie die Berechnungsergebnisse von der Wahl des Grenzwertes, der zur Einordnung der großen Ereignisse der systematisch beobachteten Zeitreihe in das Kollektiv der historischen Ereignisse verwendet wird, abhängen.

2.1.2 Regionalisierung

Bei der Regionalisierung werden neben der lokalen Datenreihe auch Informationen von beobachteten Hochwasserabflüssen in anderen Einzugsgebieten berücksichtigt. Die Übertragbarkeit der Informationen der Nachbargebiete kann dabei an Hand meteorologischer, hydrologischer und gebietsbezogenen Faktoren erfolgen. Dazu können direkt Daten aus den beobachteten Gebieten oder generelle Informationen wie beispielsweise Übersichtskarten verwendet werden (GUTKNECHT 2007a).

Für wasserwirtschaftliche Planungsaufgaben ist die Bereitstellung von Hochwasserabflüssen bestimmter Wiederkehrintervalle an beliebigen Punkten im Gewässernetz erforderlich. Die für die Regionalisierung von Hochwasserabflüssen entwickelten Verfahren unterscheiden sich in der Art der verwendeten Informationen, der Komplexität und nach dem Ausmaß, in dem ein Vorwissen über die maßgebenden hydrologischen Prozesse berücksichtigt wird (R. MERZ 2006). Prinzipiell können bei der Regionalisierung von Hochwasserabflüssen deterministisch-konzeptionelle (LUTZ 1984) und statistische Methoden unterschieden werden (WILLEMS 2008). Werden die Hochwasserabflüsse mit Hilfe der N-A-Modellierung bestimmt, wird neben dem Hochwasserscheitelabfluss auch das Hochwasservolumen ermittelt. Zur Modellierung können (regionalisierte) Niederschlagswerte, (regionalisierte) Ereigniskennwerte und (regionalisierte) Gebietskennwerte verwendet werden. Ein Vergleich der Regionalisierungsmethoden für die Parameter von Einzugsgebietsmodellen liefern PARAJKA *et al.* (2005). Bei der Regionalisierung werden Kenngrößen von beobachteten Gebieten auf unbeobachtete Gebiete übertragen. Somit ist die Güte dieser Werte zum einen davon abhängig, wie gut sie räumlich übertragen werden können und zum anderen von der Güte der Bestimmung im beobachteten Gebiet (R. MERZ 2006).

Wenn Hochwasserabflüsse bestimmter Wiederkehrintervalle regionalisiert werden sollen, können einerseits die Hochwasserquantile direkt für das unbeobachtete Gebiet geschätzt werden, oder andererseits die Momente der Hochwasserwahrscheinlichkeitskurve regionalisiert werden. Hierbei werden anschließend die Hochwasserquantile mit Hilfe einer Verteilungsfunktion bestimmt. Für die statistische Regionalisierung von Hochwasserabflüssen sind verschiedene Methoden entwickelt worden. Zu diesen zählen beispielsweise Hüllkurven und empirische Formeln, hydrologische Längsschnitte, regionale Ansätze und Gruppierungsmethoden, wie z. B. die Index-Flood-Methode, funktionale Zusammenhänge mit Gebietseigenschaften und geostatistische Interpolationen (R. MERZ 2006).

R. MERZ (2006) stellt verschiedene Verfahren zur Regionalisierung von statistischen Hochwasserkenngrößen vor. Diese werden im Folgenden basierend auf R. MERZ (2006) zusam-

mengefasst. Für weitergehende Informationen sei auf R. MERZ (2006) und darin zitierte Literatur verwiesen. Ein Überblick über Methoden und deren Vorzüge zur regionalen Hochwasserhäufigkeitsanalyse ist in CUNNANE (1988) zu finden.

Hüllkurven der Hochwasserabflüsse stellen ein sehr einfaches und früher weit verbreitetes Verfahren zur Regionalisierung von Hochwasserkennwerten dar. Dabei werden die größten in einer Region beobachteten Abflussspenden gegen die Einzugsgebietsgröße aufgetragen, wobei die Hüllkurve die Kurve ist, die gerade über allen beobachteten Ereignissen liegt. Sie ist somit als ein erstes Maß für den in dieser Region zu erwartenden maximalen Hochwasserabfluss zu betrachten. Da den Werten der Hüllkurve jedoch kein Wiederkehrintervall zugeordnet ist, ist ihre Verwendung für Bemessungszwecke stark eingeschränkt. Aus den Untersuchungen zu Hüllkurven lassen sich einfache empirische Ansätze zur Abschätzung von Hochwasserabflüssen in kleinen unbeobachteten Einzugsgebieten ableiten. Die Formeln sind leicht anzuwenden, eine Verwendung, ohne die Abläufe im Gebiet zu kennen, ist jedoch als kritisch zu betrachten, da der Hochwasserabfluss zum Teil stark überschätzt wird (R. MERZ 2006).

Bei den hydrologischen Längsschnitten werden die beobachteten Hochwasserkennwerte (z. B. HQ_{100}) über die Lauflänge des Flusses dargestellt. Dabei wird in der Regel zwischen den beobachteten Stellen linear interpoliert. An Zuflüssen ergeben sich entsprechend vertikale Sprünge. Die grafische Darstellung der Abflüsse entlang des Flusslaufes ermöglicht eine bessere subjektive Einschätzung des Abflusses zwischen zwei beobachteten Stellen und vereinfacht Bilanzüberlegungen. Hydrologische Längsschnitte sind gut für die Ermittlung von Hochwassern an unbeobachteten Stellen größerer Flüsse geeignet, solange die Flächenzunahme entlang des Flusses gegenüber der Gebietsfläche klein ist. Wenn lokale Effekte eine starke Veränderung des Abflussverhaltens entlang des Flusslaufes verursachen können, wie es bei kleineren Flüssen der Fall sein kann, ist der hydrologische Längsschnitt eher ungeeignet. Auf Grund der Darstellung der Abflussveränderungen entlang des Flusslaufes sind Extrapolationen über die letzte Beobachtungsstelle hinaus nur mit Zusatzinformationen möglich (R. MERZ 2006).

Regionale Ansätze und Gruppierungsmethoden basieren auf der Ausweisung von „homogenen“ Regionen, in denen von einem einheitlichen Hochwasserverhalten ausgegangen wird. Sie sind wohl das am weitesten verbreitete Verfahren zur räumlichen Übertragung von Hochwasserkennwerten. Die Idee des Ansatzes liegt darin, die Daten aller Einzugsgebiete innerhalb einer homogenen Region zusammenzufassen, um die Aussagekraft über das Hochwasserverhalten zu vergrößern. Einfache Regionalisierungsverfahren, denen dieser Ansatz zu Grunde liegt, sind regionale Hochwasserspendendiagramme. Dabei werden für jede Region die Hochwasserspenden gegen die Gebietsgröße aufgetragen. Bei ähnlichem Hochwasserverhalten der Gebiete nehmen die Hochwasserspenden mit der Gebietsfläche auf ähnliche Weise ab. Damit ist es möglich, aus dem mittleren Verhalten der beobachteten Gebiete einer Region Werte für unbeobachtete Gebiete zu bestimmen.

Die bekannteste Methode, die auf der Bestimmung homogener Regionen basiert, ist die Index-Flood-Methode. Die Grundannahme hierbei ist, dass sich in einer homogenen Region die Wahrscheinlichkeitsverteilungen der Extremwertserien verschiedener Pegel nur durch einen Skalierungsfaktor, die Index-Flood, unterscheiden (WILLEMS 2008). Die Vorgehensweise erfolgt in drei Schritten. Zuerst werden homogene Regionen gebildet. Dann werden die

Hochwasserwahrscheinlichkeitskurven aller Pegel innerhalb der beobachteten Region mit einem Skalierungsfaktor, der Index-Flood, (meist dem mittleren Jahreshochwasser) normiert und anschließend zu der (dimensionslosen) regionalen Verteilung zusammengefasst. Abschließend erfolgt im dritten Schritt die Bestimmung der Bemessungsabflüsse indem das mittlere Jahreshochwasser mit der regionalen Verteilung multipliziert wird. Bei beobachteten Gebieten resultiert das mittlere Jahreshochwasser aus den beobachteten Abflüssen. Für unbeobachtete Gebiete kann es aus Beziehungen zu verschiedenen Einzugsgebietsmerkmalen bestimmt werden. Homogene Regionen können zum einen basierend auf bekannten geographischen Grenzen oder zum anderen an Hand von Einzugsgebietscharakteristiken ermittelt werden. Eine Methode zur Bestimmung homogener Regionen ist beispielsweise die Cluster-Analyse. Damit die Index-Flood-Methode auf unbeobachtete Punkte angewendet werden kann, ist eine Regionalisierung des Skalierungsfaktors, der Index-Flood, abhängig von den Eigenschaften des unbeobachteten Gebietes erforderlich. HOSKING & WALLIS (1997) entwickelten einen Gesamtansatz zur regionalen Häufigkeitsanalyse auf Basis der Index-Flood-Methode unter Verwendung der L-Momente. Ein Ansatz zur statistischen Hochwasserregionalisierung mit Hilfe der erweiterten Index-Flood-Prozedur wird in WILLEMS (2008) vorgestellt. Eine Erweiterung der Index-Flood-Methode um die multivariate regionale Häufigkeitsanalyse wird in CHEBANA & OUARDA (2009) dargestellt.

Regressionen mit Gebietseigenschaften sind eine weitere weit verbreitete Methode zur Regionalisierung von statistischen Hochwasserkenngößen. Hierbei ist darauf zu achten, dass die zur Regression verwendeten Gebietseigenschaften eine möglichst große Korrelation zur Hochwasserkenngöße besitzen (R. MERZ 2006).

Eine weitere Möglichkeit zur Regionalisierung ist die geostatistische Interpolation von Hochwasserkenngößen. Die Grundlage der geostatistischen Verfahren, wie z. B. Kriging, bildet die Beobachtung, dass benachbarte Gebiete ein ähnliches Hochwasserverhalten aufweisen. Die rein räumliche Interpolation kann, mit Verfahren wie z. B. Georegression, External Drift Kriging oder Cokriging durch Zusatzinformationen erweitert werden. Die Zusatzvariablen können an Hand der Korrelation mit Hochwasserkenngößen oder Expertenwissen ausgewählt werden. Das Top-Kriging (topological kriging) (SKØIEN *et al.* 2006) ist eine Erweiterung des Kriging, bei dem die Topologie der Flussnetzstruktur und vernetzter Einzugsgebiete berücksichtigt wird. Dabei werden die Variablen, die das Abflussgeschehen beeinflussen in zwei Gruppen unterteilt. Die erste Gruppe stellen die im Raum kontinuierlichen Variablen, wie Niederschlag, Verdunstung und Bodeneigenschaften, die die lokale Abflussbildung beeinflussen, dar. Die zweite Gruppe umfasst die Variablen, die sich auf die Abflussvorgänge im Flussnetz, wie mittlerer Jahresabfluss, Hoch- und Niedrigwassercharakteristika etc., beziehen. Im Gegensatz zu den Variablen der ersten Gruppe sind die Variablen der zweiten Gruppe nur an den Punkten des Flussnetzes definiert und können somit nicht durch die Euklidische Distanz beschrieben werden, wie dies beim Kriging üblich ist. Die Ergebnisse der untersuchten Regionen zeigen, dass mit Top-Kriging plausiblere und genauere Schätzungen eines HQ100 erzielt werden können als mit Ordinary Kriging.

Ein systematischer Vergleich von Hochwasserregionalisierungsmethoden für unbeobachtete Gebiete erfolgte in MERZ & BLÖSCHL (2005) (siehe auch R. MERZ 2006). Dabei wurden meh-

rere Varianten von Kriging und Kriging mit Zusatzinformationen, Mehrfachregressionen und als Vertreter der Gruppierungsmethoden der „Region of Influence“ (ROI) - Ansatz gegenübergestellt. Besonders wurde dabei berücksichtigt, wie die Ähnlichkeit zwischen Gebieten verwendet wird. Bei Kriging und Kriging mit Zusatzinformationen erfolgt dies über die räumliche Distanz, während bei der Mehrfachregression und beim ROI die Ähnlichkeit der Gebietseigenschaften als Maß verwendet wird. Für die untersuchten Gebiete in Österreich zeigt sich, dass die Verfahren, die die Ähnlichkeit zwischen Gebieten über die räumliche Distanz (Kriging und Georegression) beschreiben, besser für die Vorhersage regionaler Hochwasserwahrscheinlichkeitskurven geeignet sind, als Verfahren, die Gebietseigenschaften (Mehrfachregression und ROI) verwenden. Als bester Ansatz erweist sich die Georegression, wodurch bestätigt wird, dass Kriging durch Zusatzinformationen verbessert werden kann (R. MERZ 2006).

2.1.3 Ereignisbasierte Niederschlag-Abfluss-Modellierung (Bemessungsregenmethode)

Die ereignisbasierte N-A-Modellierung ist die traditionelle Vorgehensweise bei der Verwendung von N-A-Modellen zur Bestimmung von Hochwasserbemessungswerten eines vorgegebenen Wiederkehrintervalls. Dabei werden Bemessungsabflüsse unter Verwendung von Bemessungsniederschlägen des gesuchten Wiederkehrintervalls und einem hydrologischen Modell in Form von Einzelereignissen modelliert. Der Bemessungsabfluss lässt sich dabei direkt aus dem Scheitelabfluss ablesen. In der Praxis wird diese Vorgehensweise am häufigsten verwendet, weil sie einfach ist und über relativ wenige Freiheitsgrade verfügt (DWA 2010). Die Freiheitsgrade werden reduziert, indem fast alle Zufallsvariablen durch deterministische Werte festgelegt werden, und nur die Niederschlagshöhe durch eine Verteilungsfunktion repräsentiert wird (B. MERZ 2006). Für die Modellierung sind auf der einen Seite Bemessungsniederschläge (Niederschlagshöhe, -dauer und zeitlicher Verlauf) erforderlich, auf der anderen Seite ein geeignetes hydrologisches Modell sowie Annahmen zu den Anfangsbedingungen, d. h. über den Feuchtezustand des Gebietes zu Ereignisbeginn. Dabei wird angenommen, dass das Wiederkehrintervall des Abflusses dem Wiederkehrintervall des, für das Bemessungsereignis gewählten, Niederschlags entspricht. Hierbei wird die Annahme zu Grunde gelegt, dass die gewählten Parameter des N-A-Modells keinen Einfluss auf das Wiederkehrintervall besitzen (BLÖSCHL 2007). Da die Festsetzung des gleichen Wiederkehrintervalls von Niederschlag und berechnetem Abfluss eine Konvention ist, ist das Modellierungsergebnis unter Berücksichtigung aller verfügbaren Informationen, besonders durch statistische Abflussanalysen, abzusichern (DVWK 1999b). Insgesamt soll eine Häufung „ungünstiger“ Annahmen vermieden werden, um dem Ziel, der gleichen Häufigkeit des gewählten Niederschlags und des resultierenden Abflusses, zu entsprechen. Besondere Sorgfalt ist bei der Einzelereignismodellierung auf die Wahl der Anfangsbedingungen zu legen, da der gleiche Bemessungsniederschlag bei unterschiedlichen Feuchtezuständen zu Ereignisbeginn unterschiedliche Bemessungsabflüsse verursacht. Dabei nimmt der Einfluss der Anfangsbedingungen auf den resultierenden Abfluss mit extremen Niederschlagsereignissen deutlich ab (DVWK 1999b). Nach DVWK (1999b) wird empfohlen bei der Bestimmung von Bemessungsabflüssen unter Verwendung von Bemessungsniederschlägen und ereignisbasierter N-A-Modellierung von mittleren Feuchteverhältnissen des Bodens zu Beginn des Ereignisses aus-

zugehen. Als Bemessungsniederschläge können beobachtete Extremniederschläge oder statistische Niederschläge verwendet werden. Mit dem KOSTRA-Atlas (BARTELS *et al.* 2005; MALITZ 2005) vom Deutschen Wetterdienst liegen statistische Niederschlagsinformationen (Niederschlagsdauer, Niederschlagshöhe und Wiederkehrintervall) flächendeckend für Deutschland vor (siehe auch Kapitel 3.1.4). Für die Bestimmung der Abflussbemessungswerte werden gewöhnlich für ein vorgegebenes Wiederkehrintervall verschiedene Niederschlagsdauerstufen für die N-A-Modellierung verwendet und der größte resultierende Abfluss als Bemessungsabfluss verwendet. Eine zusätzliche Variation des Intensitätsverlaufs der einzelnen Dauerstufen wird meist nicht durchgeführt.

Die typische Vorgehensweise bei der Bestimmung von Bemessungsabflüssen mit Hilfe der ereignisbasierten N-A-Modellierung besteht aus folgenden Schritten (BLÖSCHL 2007):

- Annahme eines Niederschlagsereignisses mit einer festgelegten Niederschlagshöhe und zugehörigen Dauer (wodurch ebenfalls das Wiederkehrintervall bestimmt ist)
- Annahme eines dem entsprechenden zeitlichen Verlaufs des Niederschlags
- Annahme eines Faktors für die Flächenabminderung des Niederschlags
- Wahl bzw. Ermittlung der Parameter eines hydrologischen Modells
- Anwendung des hydrologischen Modells mit Niederschlägen verschiedener Dauernstufen
- Wahl des Bemessungswertes (Als Bemessungswert wird dabei der Scheitelabfluss gewählt, der aus der hydrologischen Modellierung mit verschiedenen Niederschlagsdauern den größten Wert liefert.)

Die Beschränkungen und Unsicherheiten der ereignisbasierten N-A-Modellierung können zum einen durch eine kontinuierliche N-A-Modellierung (siehe Kapitel 2.1.4) oder zum anderen durch die ereignisbasierte N-A-Modellierung einer großen Anzahl an Abflussereignissen reduziert werden. RAHMAN *et al.* (2002) stellen einen Monte Carlo Ansatz zur Bestimmung von Hochwasserwahrscheinlichkeitskurven aus Niederschlägen vor. Dabei werden die Hauptfaktoren für große Abflüsse, die Niederschlagsdauer und die Niederschlagsintensität, der zeitliche Verlauf des Niederschlagsereignisses, sowie die Anfangsverluste als Zufallsvariablen betrachtet. Die modellierten Abflussscheitel werden dann verwendet, um die empirische Hochwasserwahrscheinlichkeitskurve zu bestimmen.

2.1.4 Kontinuierliche Niederschlag-Abfluss-Modellierung

Für die Bestimmung von Bemessungsabflüssen mit Hilfe der kontinuierlichen N-A-Modellierung werden unter Verwendung langer kontinuierlicher zeitlich hochaufgelöster Niederschlagszeitreihen mit einem kalibrierten hydrologischen Modell lange kontinuierliche Abflusszeitreihen modelliert, die extremwertstatistisch ausgewertet werden (siehe Kapitel 2.1.1).

In der einfachsten Form erfolgt die Kalibrierung des hydrologischen Modells über einen Zeitraum von wenigen Jahren unter Verwendung beobachteter Niederschlagszeitreihen auf eine kontinuierliche beobachtete Abflussganglinie (CALVER & LAMB 1995; HABERLANDT *et al.* 2008a). Das kalibrierte hydrologische Modell kann im Anschluss unter Verwendung langer beobachteter oder synthetischer Niederschlagsdaten für die abgeleitete Hochwasserstatistik

eingesetzt werden. Unter Berücksichtigung der Anwendung für die Hochwasserstatistik sollte bereits bei der Modellkalibrierung besonderes Gewicht auf größere beobachtete Abflüsse gelegt werden. Aus diesem Grund werden in LAMB (1999) insgesamt vier Zielfunktionen zur Kalibrierung des hydrologischen Modells verwendet. Neben dem Nash-Sutcliffe Koeffizienten (NASH & SUTCLIFFE 1970) wird die Summe der gewichteten absoluten Fehler genutzt, um mehr Gewicht auf die größeren Abflüsse des Beobachtungszeitraumes zu legen. Des Weiteren werden zwei Zielfunktionen verwendet, die die Fehler der Modellierung einer partiellen Serie der beobachteten Abflussscheitel des Kalibrierungszeitraumes bewerten. Dabei werden Informationen über die Größe und den Auftretenszeitpunkt der beobachteten und modellierten Abflüsse der sortierten partiellen Serien zusammengefasst. Eine weitere Zielfunktion bewertet allein die Abweichung der Größe der beobachteten und modellierten Abflüsse der sortierten partiellen Serien. Die Ergebnisse haben gezeigt, dass unter Verwendung der Zielfunktionen auf die partielle Serie der Abflüsse Parametersätze kalibriert werden, die für die abgeleitete Hochwasserstatistik besser geeignet sind, als die, die auf die kontinuierliche Abflussganglinie kalibriert wurden (LAMB 1999). Die in LAMB (1999) angegebenen Zielfunktionen werden in Kombination mit weiteren ebenfalls von VIVIROLI *et al.* (2009a) verwendet, um neben der Nachbildung der Abflussganglinie die Modellierung der größeren Abflüsse besonders berücksichtigen zu können. Dazu erfolgt zusätzlich eine Unterscheidung in Kalibrierung für Normalbedingungen und Kalibrierung für Spitzenabflüsse.

CAMERON *et al.* (1999; 2000a) nutzen die GLUE-Methode (BEVEN & BINLEY 1992) um gültige Parametersätze des hydrologischen Modells zu bestimmen. Dabei verwenden sie ein zweistufiges Verfahren, in dem zuerst eine Bewertung des Parametersatzes an Hand der beobachteten und modellierten Extremwerte erfolgt. Wird der Parametersatz hierbei als geeignet eingestuft, erfolgt im zweiten Schritt die Bewertung des Parametersatzes an Hand der beobachteten und modellierten Abflussganglinie (CAMERON *et al.* 1999) bzw. die Bewertung des Parametersatzes an Hand der beobachteten und modellierten Abflussdauerlinie (CAMERON *et al.* 2000a). Nur Parametersätze, die bei beiden Gütekriterien als geeignet eingestuft wurden und somit sowohl die Scheitelabflüsse als auch die kontinuierliche Abflussganglinie bzw. die Abflussdauerlinie ausreichend gut nachbilden können, werden für die abgeleitete Hochwasserstatistik verwendet.

Die GLUE-Methode wird ebenfalls von BLASKOVA & BEVEN (2002) zur Bestimmung der gültigen Parametersätze des hydrologischen Modells angewendet. Da das Untersuchungsgebiet in der Studie als unbeobachtet betrachtet wird, werden stochastische Temperatur- und Niederschlagszeitreihen als Eingangsdaten des hydrologischen Modells genutzt. An Stelle beobachteter Abflussdaten werden regionalisierte Daten verwendet. Zur Bestimmung der geeigneten Parametersätze werden drei Gütemaße eingesetzt, die über eine Methode von Fuzzy Kombinationen gewichtet werden, wobei jedes Gütemaß als Fuzzy Variable betrachtet wird. Die Bewertung der Parametersätze erfolgt an Hand der Verteilungsfunktion der Jahresmaxima der Abflüsse, der Abflussdauerlinie und der Verteilungsfunktion des maximalen jährlichen Schnee-Wasser-Äquivalents.

Werden die Jahresmaxima oder Saisonmaxima des Abflusses aus einer kontinuierlichen Zeitreihe ermittelt, so ist darauf zu achten, dass die Ereignisse voneinander unabhängig sind. Bei

der Wahl von nur einem Wert pro Jahr ist die statistische Unabhängigkeit meist gegeben und muss nur überprüft werden, wenn zwei Jahresmaxima direkt über den Jahreswechsel aufeinander folgen. Die statistische Unabhängigkeit kann zum einen durch einen zeitlichen Abstand der beiden Hochwasserscheitel, zum anderen durch ein Mindestabsinken des Abflusses zwischen den beiden Hochwasserscheiteln festgelegt werden (LAWA 1997; DVWK 1999a; MANIAK 2010). Allerdings schließen diese Vorgehensweisen nicht in jedem Fall die Unabhängigkeit der einzelnen Hochwasserscheitel ein, so dass das Trennmaß im Einzelfall zu kontrollieren ist (MANIAK 2010). Dies kann durch eine Ganglinienseparation an Hand der aufgetragenen Hochwasserwellen erfolgen, wobei die Wellen mit einer Rezessionskurve getrennt werden (MANIAK 2010). Liegen zwei abhängige Scheitel vor, wird der größere der beiden Abflusswerte für den zugehörigen Zeitraum (z. B. Jahr in dem er auftritt) verwendet. Der kleinere der beiden Abflussscheitel wird verworfen und stattdessen der zweitgrößte Wert des entsprechenden Zeitraumes (z. B. Jahr) verwendet. Die Vorgehensweise zur Bestimmung unabhängiger Hochwasserscheitel wird in der Literatur wenig thematisiert. BEURTON & THIEKEN (2009) verweisen in ihrer Veröffentlichung darauf, dass die Unabhängigkeit zweier aufeinanderfolgender Jahresmaxima gemäß den Empfehlungen des DVWK (DVWK 1999a) getestet wurde. Dabei müssen bei ihnen zwei Scheitelwerte einen Abstand von mehr als sieben Tagen aufweisen, um unabhängig zu sein. Ist diese Bedingung nicht erfüllt, wird der kleinere Scheitelwert ersetzt. VIVIROLI (2007) verwendet bei der Peak-Over-Threshold-Methode für Schweizer Einzugsgebiete einheitlich einen Abstand von 72 Stunden, der sich als Erfahrungswert bewährt hat. Liegen mehrere Scheitel innerhalb dieser Zeitspanne werden sie als abhängig betrachtet und nur der größte Scheitelwert wird extrahiert, andernfalls gelten sie als unabhängig und alle Scheitelwerte werden verwendet. Die Bedingung, dass der Abfluss zwischen zwei Scheitelwerten, bezogen auf den mittleren Jahresabfluss, mindestens unter die halbe Höhe des kleineren Scheitels zurückgehen muss (siehe z. B. MANIAK 2010), wurde von VIVIROLI (2007) ebenfalls getestet. Da im von ihm untersuchten Datenkollektiv jedoch kaum Unterschiede zu verzeichnen waren, wurde die pragmatischere Variante mit einem einheitlichen Abstand von 72 Stunden verwendet.

2.1.5 Niederschlagsbelastung für die kontinuierliche Niederschlag-Abfluss-Modellierung

Für die kontinuierliche N-A-Modellierung werden lange Niederschlagszeitreihen benötigt. Diese Zeitreihen liegen beobachtet für die hydrologische Modellierung meist nicht in ausreichender zeitlicher und räumlicher Auflösung vor. Aus diesem Grund werden hierfür gewöhnlich synthetische Niederschläge verwendet. HABERLANDT *et al.* (2011) geben einen Überblick über verschiedene Niederschlagsmodelle und deren Vor- und Nachteile für die Anwendung zur Hochwassermodellierung. Dabei werden die Niederschlagsmodelle in Alternating-Renewal-Modelle, Zeitreihenmodelle, Punktprozessmodelle, Disaggregationsmodelle und Resampling Modelle unterteilt. Im Folgenden werden ausgewählte Niederschlagsmodelle basierend auf HABERLANDT *et al.* (2011) und BÁRDOSSY & BROMMUNDT (2008) kurz vorgestellt. Für weitergehende Informationen sei auf HABERLANDT *et al.* (2011) und darin zitierte Literatur verwiesen. Eine Übersicht verschiedener Niederschlagsmodelle und deren Einsatz in der kontinuierlichen N-A-Modellierung zur abgeleiteten Hochwasserstatistik ist ebenfalls in LAMB (2005) zu finden.

Alternating-Renewal-Modelle (ARM) beschreiben den Niederschlagsprozess auf Basis der Ereignisstruktur, indem sie das Niederschlagsgeschehen in sich abwechselnde (Alternating) Nass- und Trockenperioden unterteilen. Dabei ist die Dauer der beiden Perioden unabhängig (Renewal) voneinander. Bei Alternating-Renewal-Modellen wird der Niederschlagsprozess in eine äußere und eine innere Struktur unterteilt. Die äußere Struktur beschreibt das Auftreten und das Volumen der Niederschlagsereignisse, während die innere Struktur den Verlauf innerhalb der Nassdauer charakterisiert. Alternating-Renewal-Modelle weisen eine einfache Struktur auf und erlauben eine einfache Schätzung der benötigten Parameter an Hand beobachteter Zeitreihen. Sie eignen sich besonders für die kontinuierliche Modellierung von Niederschlagszeitreihen mit einer hohen zeitlichen Auflösung. In ihrer ursprünglichen Form sind sie nicht zur raum-zeitlichen Modellierung des Niederschlagsgeschehens geeignet, dies lässt sich jedoch durch eine Kopplung mit anderen Niederschlagsmodellen (z. B. Resampling Modellen) erreichen (siehe auch HABERLANDT *et al.* (2008a) und Kapitel 3.1.3).

Bei Zeitreihenmodellen bildet die Abhängigkeit aufeinanderfolgender Beobachtungen die Basis der Modellphilosophie. Vertreter der Zeitreihenmodelle sind Markov Ketten Modelle, ARMA (autoregressive moving average) Modelle und DRAMA (diskrete autoregressive moving average) Modelle. Markov Ketten sind die einfachsten Modelle dieser Klasse. Für die Modellierung des Niederschlagsvorkommens wird die Zeitreihe in eine binäre Reihe von „Nullen“ (Intervall ohne Niederschlag) und „Einsen“ (Intervall mit Niederschlag) zerlegt. Dabei wird für die Markov Kette 1. Ordnung bei der Generierung der Zustand am jeweils vorhergehenden Zeitpunkt als Anfang berücksichtigt. Der Prozess wird durch zwei unabhängige Übergangswahrscheinlichkeiten der Zustände ineinander vollständig charakterisiert. Eine Erweiterung der einfachen Markov Kette hinsichtlich der Anzahl der Zustände n sowie der Ordnung q ist möglich. Dabei steigt die Anzahl der aus der Stichprobe zu schätzenden Übergangswahrscheinlichkeiten auf $n^q \cdot (n-1)$. Die klassischen Zeitreihenmodelle sind die ARMA Modelle. Dabei wird aus einem Anfangswert mit einem autoregressiven (AR) Prozess und einem zufälligen Fehlerterm ϵ eine Zeitreihe erzeugt. Die Anzahl der zu berücksichtigenden vorangehenden Glieder wird durch die Ordnung p der autoregressiven Prozesse bestimmt. Wenn auch der Verlauf des zufälligen Terms ϵ bei dessen Erzeugung durch eine gleitende Mittelung berücksichtigt wird, wird von einem Moving Average (MA) Prozess gesprochen. Hier ist es ebenfalls möglich q vorhergehende Glieder zu berücksichtigen. Der Gesamtprozess heißt dann ARMA(p,q) Prozess. Auf Grund des intermittierenden Charakters des Niederschlags sind ARMA Modelle für eine kontinuierliche zeitlich hochaufgelöste Niederschlagsgenerierung nicht geeignet. DARMA Modelle sind diskrete ARMA Modelle, die aus Linearkombinationen dreier binärer Zufallsvariablen bestehen und nach der Art des ARMA Modells verknüpft werden.

Punktprozessmodelle sind fortgeschrittene Ansätze zur Niederschlagsmodellierung mit einer zeitlichen Auflösung von meist weniger als einem Tag. Dabei basiert ihre Theorie auf der physikalischen Struktur des kontinuierlichen Niederschlagsprozesses. Da Niederschlagsbeobachtungen oft nur an diskreten Punkten oder als Integral über die Zeit vorliegen, ist die Parameterschätzung von Punktprozessmodellen ziemlich schwierig und erfordert gewöhnlich beobachtete Radardaten oder beruht auf Optimierung. Punktprozessmodelle beschreiben das

Auftreten oder die Position von Niederschlagsereignissen im Modellraum. Dieser kann entweder der zeitliche oder der raum-zeitliche Bereich sein. Der Prozess wird „markierter“ Punktprozess genannt, wenn nicht nur das Auftreten, sondern zusätzlich das Niederschlagsvolumen oder die Niederschlagsintensität modelliert werden. Des Weiteren werden diskrete und kontinuierliche Punktprozessmodelle unterschieden, wobei die kontinuierlichen gewöhnlich für kürzere Zeitschritte angewendet werden. Weitere Informationen zu Punktprozessmodellen können HABERLANDT *et al.* (2011) entnommen werden.

Disaggregationsmodelle verwenden beobachtete Niederschlagszeitreihen größerer Auflösung (z. B. Tageswerte) und disaggregieren diese Werte zu Werten einer feineren Auflösung (z. B. Stundenwerte). Typische Vertreter sind die Zufallskaskadenmodelle. Ein solches Modell mit exaktem Massenerhalt ist das multiplikative Zufallskaskadenmodell nach GÜNTNER *et al.* (2001). Dabei werden die beobachteten Niederschlagstageswerte zu Stundenwerten disaggregiert, indem die Werte schrittweise in zwei gleichgroße sich nicht überlappende Zeitintervalle bzw. Boxen aufgeteilt werden. Die Entscheidung welcher Niederschlagsanteil in welche Box fällt, erfolgt an Hand von Wahrscheinlichkeitsfunktionen. Disaggregationsmodelle basieren auf den Skalierungseigenschaften des Niederschlags in Zeit und Raum. In der Regel gehen Disaggregationsmodelle von der Skaleninvarianz aus, d. h. die Modellparameter sind über alle Disaggregationsstufen konstant. Somit können die Modellparameter aus der Aggregation der beobachteten Zeitreihe (z. B. Tageswerte) generiert werden. Wenn die Skaleninvarianz nicht garantiert werden kann, können die Modellparameter auch regionalisiert werden, indem die Parameter der nächstgelegenen beobachteten zeitlich hochaufgelösten (z. B. Stundenwerte) Niederschlagsstation Verwendung finden. Ein großer Vorteil der Disaggregationsmodelle ist die Möglichkeit das räumlich deutlich dichtere Messnetz der Niederschlagstageswertstationen zu nutzen, um zeitlich hochaufgelöstere Niederschlagsdaten zu generieren, deren Niederschlagsvolumen räumlich und zeitlich den beobachteten Tageswerten entspricht. Der Nachteil der Disaggregation liegt darin, dass die mögliche Länge der Zeitreihe durch die Länge der beobachteten Zeitreihe vorgegeben ist. Des Weiteren ist das Problem der räumlich-zeitlichen Disaggregation unter Verwendung von Zufallskaskadenmodellen bislang noch nicht zufriedenstellend gelöst.

Resampling Modelle basieren darauf, dass aus vorhandenen Zeitreihen durch zufälliges Ziehen von Datenstichproben neue Datensätze erzeugt werden, die die gleichen Eigenschaften besitzen, wie der ursprüngliche Datensatz. Zu diesen Methoden gehören das Bootstrapping Verfahren und die Permutation. Beim Bootstrapping werden zufällig Daten mit Zurücklegen aus der beobachteten Stichprobe gezogen, wobei für die Beobachtungen die empirische Verteilung der Beobachtungen verwendet wird. Die Grundannahme des Bootstrapping Verfahrens liegt darin, dass die Originaldaten einer unbekanntem Grundgesamtheit entstammen und somit das Ziehen einer Stichprobe aus der empirischen Verteilung der Originaldaten zu einem weiteren Datensatz mit ähnlichen Eigenschaften führt. Bei der Permutation werden ohne Zurücklegen zufällig Teile des Originaldatensatzes gezogen und neu angeordnet. Somit besteht z. B. bei Niederschlagszeitreihen die neu erzeugte Niederschlagszeitreihe aus den gleichen Ereignissen, wie die beobachtete, allerdings ist die Ereignisabfolge eine andere. Vertreter der Resampling Modelle zur Generierung von Niederschlagszeitreihen sind das k-nächste Nach-

bar Bootstrapping und das Simulated Annealing. Dabei beruht das k-nächste Nachbar Bootstrapping auf einem Bootstrapping Verfahren bei dem eine Anzahl erstrebenswerter Kenndaten der beobachteten Zeitreihe bewahrt werden. Das Simulated Annealing Verfahren (BÁRDOSSY 1998) basiert auf der Monte Carlo Markov Ketten Methode. Als Ausgangspunkt wird unter Beachtung der Niederschlagsanteile eine synthetische Niederschlagsreihe gewünschter Länge generiert. Da die so erzeugte Zeitreihe viele Eigenschaften der ursprünglichen Ganglinie nicht erfüllt, kann das Simulated Annealing sinnvoll eingesetzt werden, um durch mehrfaches Vertauschen der Elemente die gewünschten Eigenschaften der Zeitreihe zu erzeugen. Ein großer Vorteil der Resampling Modelle liegt in der geringen Anzahl der zu treffenden Annahmen. Nachteilig ist, dass sie sehr rechenzeitaufwändig sind.

HABERLANDT *et al.* (2008a) entwickeln zur Erzeugung kontinuierlicher Niederschlagszeitreihen ein hybrides raum-zeitliches stochastisches Niederschlagsmodell, bei dem ein Alternating-Renewal-Modell mit einem Simulated Annealing Resampling Modell kombiniert wird. Dieses Niederschlagsmodell wird in Kombination mit einem N-A-Modell zur abgeleiteten Hochwasserstatistik mesoskaliger Einzugsgebiete eingesetzt.

MORETTI & MONTANARI (2008) verwenden ein multivariates Newmann-Scott-Rechteckimpuls-Prozess Modell um für ein Einzugsgebiet stochastische Niederschlagsdaten in stündlicher Auflösung zu generieren. Diese liefern die Eingangsdaten für die kontinuierliche Niederschlag-Abfluss-Modellierung zur abgeleiteten Hochwasserstatistik.

Ein stochastisches Niederschlagsmodell, das auf den verfügbaren beobachteten Niederschlagsdaten basiert und über Monte Carlo Simulationen zufällige Niederschlagsereignisse generiert, wird von CAMERON *et al.* (1999; 2000a) für die abgeleitete Hochwasserstatistik verwendet. Dabei wird ein Niederschlagsereignis durch die mittlere Ereignisintensität, die Ereignisdauer, die Dauer zwischen zwei Ereignissen sowie zusätzlich durch eine Profilkomponente beschrieben.

2.2 Methoden zur Unsicherheitsabschätzung bei der Niederschlag-Abfluss-Modellierung und Anwendungsbereiche

Modelle stellen eine Vereinfachung des komplexen natürlichen Systems dar. Dabei werden unabhängig von der räumlichen Auflösung des Modells sowohl die beobachteten Zeitreihen und Gebietseigenschaften als auch die natürlichen Prozesse, abgebildet über vereinfachte mathematische Gleichungen, räumlich und zeitlich zusammengefasst. Bei der N-A-Modellierung existieren eine Reihe von Unsicherheiten. Im Allgemeinen werden drei Unsicherheitsquellen unterschieden. Dies sind die Datenunsicherheit, die Unsicherheit der Modellparameter und die Unsicherheit der Modellstruktur des hydrologischen Modells. Die Datenunsicherheit umfasst Messfehler in Raum und Zeit. In der Regel werden die Daten als Punktwerte mit einer festen zeitlichen Diskretisierung aufgenommen. Für die Modellierung werden jedoch Gebietsdaten benötigt. Für die konzeptionelle N-A-Modellierung sind Niederschlags- und Abflussdaten von besonderem Interesse. Die Niederschlagsdaten stellen als Modelleingangsdaten die treibende Kraft dar, während die Abflussdaten meist die einzige beobachtete Größe zur Modellkalibrierung sind. Im Allgemeinen werden in der hydrologischen Modellierung die beobachteten

Niederschlags- und Abflussdaten als korrekt betrachtet. Auf beide Größen und die Unsicherheiten bei der Messung und Anwendung in der hydrologischen Modellierung wird im Folgenden kurz eingegangen (siehe Kapitel 2.2.1 und Kapitel 2.2.2). Für die kontinuierliche N-A-Modellierung werden zusätzlich Informationen über die Verdunstung im Gebiet benötigt, um den Wasserhaushalt abbilden zu können. Da der Niederschlag die treibende Kraft in der N-A-Modellierung ist, reichen meist einfache Verdunstungsmodelle aus (LAMB 2005). Eine weitere unsichere Datenquelle stellen die zur Verfügung stehenden Bodeninformationen dar. Auch hierfür stehen nur punktuelle Stichproben zur Verfügung, die nur begrenzt Informationen über die räumliche Heterogenität des Einzugsgebietes liefern können. In der Regel werden diese Stichproben als Grundlage zur Erstellung flächendeckender Bodenkarten verwendet. Dies führt zu einer Unsicherheit der Bodendaten für die Bereiche in denen keine Messwerte vorliegen. In der konzeptionellen N-A-Modellierung werden die Modellkomponenten durch einfache mathematische Gleichungen beschrieben, so dass die Parameter zwar einen Bezug zu den Gebietseigenschaften besitzen, jedoch nicht direkt physikalisch begründet sind. Somit müssen die Modellparameter an den beobachteten Daten, meist Abflüsse am Gebietsauslass, kalibriert und können nicht direkt durch Messwerte bestimmt werden. Außerdem werden die natürlichen Prozesse auf der Einzugsgebietsebene oder der Teileinzugsgebietsebene abgebildet. Somit kommt den Unsicherheiten der verfügbaren Bodeninformationen eine untergeordnete Rolle zu. Bei der physikalisch basierten bzw. prozessbasierten räumlich-differenzierten hydrologischen Modellierung sollten die Unsicherheiten der Bodendaten bei der Parametrisierung Berücksichtigung finden (siehe z. B. GRUNDMANN 2010).

2.2.1 Unsicherheiten der eingehenden Niederschlagsdaten

Die zur Modellierung verwendeten Niederschlagsdaten werden im Allgemeinen als Punktmessungen mit Hilfe von Niederschlagsmessgeräten ermittelt. Für die hydrologische Modellierung werden jedoch Gebietsniederschläge benötigt. Somit können die Unsicherheiten der eingehenden Niederschlagsdaten in die Unsicherheit der gemessenen Niederschlagshöhe und die Unsicherheit der räumlichen Interpolation der Niederschlagsdaten unterteilt werden. Die mit Niederschlagsmessgeräten am Boden ermittelten Punktniederschläge unterschätzen auf Grund von Windeinflüssen und Benetzungs- und Verdunstungsverlusten die tatsächlich gefallene Niederschlagshöhe systematisch. Dabei ist die Unterschätzung von Schneefall größer als die von Niederschlag in flüssiger Form. Da zumindest bei der kontinuierlichen N-A-Modellierung der gesamte Wasserkreislauf modelliert wird, ist eine Korrektur der Niederschlagsdaten erforderlich. Diese Korrektur kann mit monatlichen Korrekturwerten oder zeitschrittbasierend unter Berücksichtigung der Temperatur zur Unterscheidung von Schnee oder flüssigem Niederschlag erfolgen (RICHTER 1995). Für die Bestimmung des Gebietsniederschlags stehen verschiedene Interpolationsverfahren, wie beispielsweise das Thiessen-Verfahren, das Rasterpunktverfahren (MANIAK 2010) oder geostatistische Verfahren wie Kriging oder Kriging mit Zusatzinformationen zur Verfügung (DYCK & PESCHKE 1995). Die interpolierten Gebietsniederschläge stellen jedoch eine Glättung der räumlichen Niederschlagsverteilung dar. Die hohe Variabilität der Niederschlagsdaten wird nicht ausreichend berücksichtigt. Dies könnte unter Verwendung räumlich generierter Niederschlagsfelder erfolgen.

2.2.2 Unsicherheiten der eingehenden Abflussdaten

Die zur Modellierung oder statistischen Auswertung verwendeten Abflussdaten werden in der Regel nicht direkt kontinuierlich gemessen, sondern aus gemessenen Wasserständen über die Wasserstand-Abfluss-Beziehung (W-Q-Beziehung) berechnet. Dazu werden bei unterschiedlichen Wasserständen die Fließgeschwindigkeiten im Gewässerprofil gemessen und daraus die W-Q-Beziehung aufgestellt (LAWA 1997). Bei der Bestimmung der Abflusswerte weist die W-Q-Beziehung die größten Unsicherheiten auf. Bei höheren Wasserständen ist die Messung der Fließgeschwindigkeit aufwendig und wird meist nicht mehr durchgeführt, so dass eine Extrapolation der Abflusskurve in die hohen Wasserstandsbereiche erfolgt. Des Weiteren kann in Folge großer Hochwasserabflüsse am Pegelquerschnitt eine Veränderung des Gewässerbettes und damit des Gerinnequerschnittes auftreten, wodurch die W-Q-Beziehung beeinflusst wird. Zusätzlich besitzen Geschwindigkeitsmessungen bei Hochwasser auf Grund der großen Fließgeschwindigkeiten und des Feststoff- und Geschiebetransports höhere Messfehler als bei geringeren Wasserständen. Außerdem kann Wellenschlag die Messungen des Wasserstandes stark beeinträchtigen. Angaben zu extremen Hochwasserständen erweisen sich als besonders unsicher, wenn sie auf Grund eines Messgeräteausfalls mittels Hochwasserspuren oder Hochwassermarken rekonstruiert werden mussten. Zu weiteren möglichen Fehlerquellen zählen Ausuferungen oder das Umströmen des Pegels, Rückstau und Eis. Wenn die Hochwasserabflüsse noch aus der Zeit vor dem Beginn der kontinuierlichen Registrierung stammen, ist es möglich, dass die Abflüsse aus Terminablesungen oder Tagesmittelwerten des Wasserstandes abgeleitet wurden und somit nicht den tatsächlich aufgetretenen Maximalwert darstellen (DWA 2010).

2.2.3 Unsicherheiten der Modellstruktur und der Modellparameter

Mit Hilfe von N-A-Modellen werden die Vorgänge des komplexen natürlichen Systems vereinfacht über mathematische Gleichungen abgebildet. Je nach Vereinfachungsgrad und Datenlage führt dies dazu, dass das Modell die zur Verfügung stehenden Daten nicht vollständig nutzen kann oder, was meistens eher der Fall ist, die vorhandene Modellstruktur für die verfügbaren Daten zu komplex ist, wodurch es zu Identifizierbarkeitsproblemen kommt (BLÖSCHL & GRAYSON 2000). Dies wird in Abbildung 2.2 verdeutlicht. Bei einer vorgegebenen Modellkomplexität tritt mit zunehmender Datenverfügbarkeit eine Verbesserung der Vorhersagegüte ein (gestrichelte Linie). Dies erfolgt bis zu dem Punkt, an dem das Modell die zusätzlichen Daten nicht mehr verwenden kann (Schnittpunkt der gestrichelten mit der durchgezogenen Linie). Um die zusätzlichen Daten nutzen zu können, ist ein komplexeres Modell erforderlich (gepunktete Linie). Wird jedoch ein komplexes Modell mit einer ungenügenden Datengrundlage verwendet, so führt dies zu Identifizierbarkeitsproblemen der Modellparameter (Schnittpunkt der gepunkteten mit der durchgezogenen Linie).

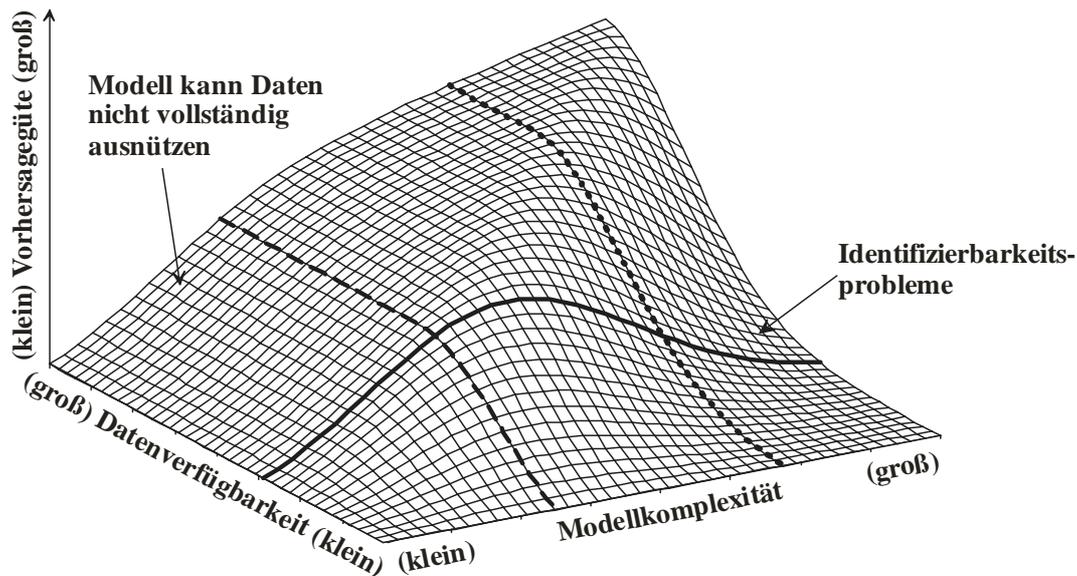


Abbildung 2.2 Schematische Darstellung der Beziehung zwischen Modellkomplexität, Datenverfügbarkeit und Modellgüte (BLÖSCHL & GRAYSON 2000) (verändert)

Des Weiteren muss das Einzugsgebiet für die hydrologische Modellierung räumlich diskretisiert werden (Teilgebiete, Raster, etc.). Außerdem ist ein Berechnungszeitschritt festzulegen, der zum Einsatzzweck des Modells, den verwendeten Modellgleichungen und der räumlichen Gliederung passen sollte. Somit liegen die Unsicherheiten der Modellstruktur in den verwendeten mathematischen Formulierungen, sowie der räumlichen und zeitlichen Diskretisierung der natürlichen Prozesse.

Im Rahmen der N-A-Modellierung werden natürliche Prozesse vielfach über konzeptionelle Ansätze (z. B. lineare Speicher) beschrieben. Die Parameter dieser Ansätze können nicht direkt aus physikalisch bestimmten Messgrößen abgeleitet werden, sondern müssen im Rahmen einer Modellkalibrierung ermittelt werden. In der hydrologischen Modellierung wird meist der Abfluss am Gebietsauslass als einzige Größe zur Kalibrierung der Modellparameter verwendet. Je nach Anzahl der zu kalibrierenden Parameter führt dies dazu, dass keine eindeutige Lösung existiert, sondern vielmehr durch Parameterinteraktionen mehrere Parameterkombinationen zu ähnlich guten Ergebnissen führen.

2.2.4 Unsicherheitsabschätzung bei der Niederschlag-Abfluss-Modellierung

In der hydrologischen Modellierung existieren eine Reihe von Unsicherheitsquellen, die das Modellergebnis beeinflussen. Aus diesem Grund sind in der Vergangenheit in der Hydrologie eine Vielzahl an Verfahren entwickelt und angewendet worden, um die Zuverlässigkeit der Modellaussagen zu beurteilen. Dabei lassen sich die Verfahren in analytische, statistische und numerische Verfahren unterteilen (GRUNDMANN 2010). Eine Übersicht zu Verfahren der Unsicherheitsabschätzung bei der N-A-Modellierung ist in GUPTA *et al.* (2005) zu finden. Im Folgenden werden einige Methoden kurz vorgestellt, um einen Einblick in die in der Hydrologie verwendeten Verfahren zu geben. Da sich die vorliegende Arbeit mit der Bestimmung von Bemessungsabflüssen und nicht mit der Echtzeitvorhersage befasst, wird auf die Darstellung von Verfahren zur Unsicherheitsabschätzung für die Echtzeitvorhersage verzichtet.

In MELCHING (1995) werden verschiedene analytische Methoden zur Schätzung der Unsicherheitsbandbreite der Modellergebnisse vorgestellt. Zu diesen Verfahren, die auf der Entwicklung von Taylorreihen um die geschätzten Erwartungswerte der Modellparameter basieren, zählen die Mean-Value First-Order Second-Moment Method (MFOSM), die Advanced First-Order Second-Moment Method (AFOSM), die Rosenblueth's Point Estimation Method sowie die Harr's Point Estimation Method. Der Vorteil dieser Modelle liegt in ihrer relativen Einfachheit und ihrer Effizienz in der Rechenzeit. Diesem steht jedoch der Nachteil gegenüber, dass die Verfahren Linearität des Modells annähern (GUPTA *et al.* 2005). Diese Annahme ist für hydrologische Modelle, die ein stark nicht lineares Verhalten zeigen jedoch nicht gültig (MELCHING 1995; GUPTA *et al.* 2005). Eine Anwendung von analytischen Methoden für die Unsicherheitsbetrachtung hydrologischer Modelle ist damit nur beschränkt möglich. Wenn die Nichtlinearität des hydrologischen Modells, des Fehlers der Modellstruktur und die Unsicherheit der Modellparameter nicht zu groß sind, können die ersten zwei Momente der vorhergesagten Variablen manchmal unter Verwendung der genannten Methoden exakt berechnet werden (GUPTA *et al.* 2005).

MONTANARI & BRATH (2004) stellen einen stochastischen Ansatz zur Bewertung der Unsicherheit von Niederschlag-Abfluss-Berechnungen vor. Dabei verwenden sie ein Meta-Gauss-Modell zur Schätzung der Unsicherheit als aggregierte Lösung. Die beobachteten und modellierten Abflüsse werden als Realisierungen stochastischer Prozesse betrachtet. Um die beobachtete und modellierte Abflussganglinie in die Normalverteilung zu überführen, wird die Standard Normal-Quantil-Transformation verwendet. Zur Beschreibung der Unsicherheit der Modellergebnisse wird ein Gauss'sches Fehlermodell verwendet. Der Konfidenzbereich für die modellierte Abflussganglinie wird unter Verwendung einer linearen Regressionsbeziehung zwischen den Residuen des Abflusses und den modellierten Abflüssen erzeugt. Das verwendete Meta-Gauss-Modell berücksichtigt die Unsicherheit der Modelleingangs- und Modellausgangsdaten sowie die Parameterunsicherheit, wobei nur die Gesamtunsicherheit ausgewiesen wird, und nicht die einzelnen Anteile getrennt. Der Hauptnachteil der Methode liegt in der Annahme, dass Modellgüte und Modellfehler homoskedastisch sind (GÖTZINGER & BÁRDOSSY 2008), d.h. die gleiche Varianz besitzen.

Des Weiteren sind in der hydrologischen Modellierung eine Reihe von Methoden zur Unsicherheitsabschätzung entwickelt worden, die auf Monte Carlo Simulationen basieren.

Die Generalized Likelihood Uncertainty Estimation (GLUE) Methode (BEVEN & BINLEY 1992) ist ein Verfahren zur Modellkalibrierung und Unsicherheitsabschätzung basierend auf Monte Carlo Simulationen. Die Grundannahme besteht darin, dass in der Modellierung nicht ein einzelner optimaler Parametersatz existiert, der das natürliche System repräsentiert, sondern vielmehr eine Vielzahl von Parametersätzen zu ähnlich guten Modellergebnissen führen. BEVEN (1993) prägt hierfür den Begriff „equifinality“. Im Rahmen der GLUE-Methode werden alle Parameterinteraktionen, sowie die Effekte der Fehler der Eingangsdaten und der Beobachtungsdaten jedem Modellauf implizit mit dem Wert der Zielfunktion zugeordnet und somit nicht getrennt voneinander betrachtet.

VRUGT *et al.* (2003) entwickeln mit dem SCEM-UA (Shuffled Complex Evolution Metropolis algorithm) einen Algorithmus zur Optimierung und Unsicherheitsbewertung der Parameter hydrologischer Modelle. Der SCEM-UA ist eine Weiterentwicklung der globalen Optimierungsmethode SCE-UA (shuffled complex evolution) (DUAN *et al.* 1992). Dabei werden beim SCEM-UA die Stärken des Metropolis Hastings Algorithmus, der geführten Zufallssuche, der konkurrenzbetonten Entwicklung und des komplexen Durchmischens kombiniert, um eine stationäre posterior Verteilung der Modellparameter zu entwickeln.

Eine verbesserte Handhabung von Unsicherheiten in der hydrologischen Modellierung stellt die SODA (simultaneous optimization and data assimilation) Methode (VRUGT *et al.* 2005) dar, die die gleichzeitige Schätzung von Zustandsvariablen und Parametern hydrologischer Modelle erlaubt. Dabei wird in einem hybriden Ansatz der SCEM-UA Algorithmus (VRUGT *et al.* 2003) mit einem Ensemble Kalman Filter kombiniert, wodurch eine bessere Behandlung der Unsicherheiten der Ein- und Ausgangsdaten, der Modellparameter und der Modellstruktur hydrologischer Modelle möglich ist. Der Ansatz besteht aus zwei Schleifen. In der inneren Ensemble Kalman Filter Schleife erfolgt, basierend auf einem angenommenen Parametersatz, die rekursive Schätzung der Zustandsvariablen. Mit der äußeren globalen Optimierungsschleife wird unter Verwendung des SCEM-UA Algorithmus im Batchmodus die Schätzung der Modellparameter durchgeführt.

Mit dem DREAM (differential evolution adaptive Metropolis) stellen VRUGT *et al.* (2008) einen neuen Markov Ketten Monte Carlo Stichprobenprüfer vor, bei dem der Fehler im modellantreibenden Niederschlag im Rahmen der Kalibrierung des hydrologischen Modells berücksichtigt wird. Die Anwendung von DREAM zeigt, dass die explizite Berücksichtigung des Fehlers der Niederschlagsdaten bei der Kalibrierung des hydrologischen Modells nicht nur zu angemesseneren Unsicherheitsbandbreiten führt, sondern auch die posterior Verteilung der Modellparameter des hydrologischen Modells signifikant verändert.

WAGENER *et al.* (2003) entwickeln mit der DYNIA (dynamic identifiability analysis) einen Ansatz um Zeiträume hoher Identifizierbarkeit einzelner Parameter zu lokalisieren und Fehler in der Modellstruktur auf eine objektive Art und Weise zu bestimmen. Ebenso wie die GLUE Methode basiert DYNIA auf Monte Carlo Simulationen, um den Parameterraum zu beproben. Im Gegensatz zur GLUE Methode wird jedoch an Stelle der gesamten Zeitreihe immer nur ein Zeitfenster betrachtet und dieses schrittweise über die gesamte Zeitreihe bewegt. Somit ist der Wirkungsbereich individueller Parameter im Prozessablauf lokalisierbar und erlaubt Rückschlüsse auf die Eignung der Modellstruktur.

Die Parameterschätzung in hydrologischen Modellen wird sowohl durch die Fehler in den gemessenen Ein- und Ausgangsdaten (Niederschlags- bzw. Abflussdaten), als auch durch Modellfehler beeinflusst. Die Fehler der Ein- und Ausgangsdaten sind besonders gravierend, wenn die ermittelten Parameter auf andere Gebiete übertragen werden sollen, deren Eingangsdaten andere Fehler aufweisen. KAVETSKI *et al.* (2006a) entwickeln mit der BATEA Methode (Bayesian total error analysis) einen Ansatz mit dem nicht nur die Parameterunsicherheiten betrachtet werden, sondern die Unsicherheiten der Ein- und Ausgangsdaten und des Modells über Fehlermodelle berücksichtigt werden können. Ein erfolgreicher Einsatz der

BATEA Methode unter Berücksichtigung des Fehlers der Niederschlagsdaten wird in KAVETSKI *et al.* (2006b) gezeigt. Auf Grund der ereignisweisen Betrachtung des Fehlers der Niederschlagsdaten durch Fehlermodelle und zusätzliche latente Variablen, ist die BATEA Methode sehr rechenintensiv und daher derzeit nur für Zeitreihen mit bis zu 200 – 300 Ereignissen anwendbar (KAVETSKI *et al.* 2006b). KUCZERA *et al.* (2006) verwenden die BATEA Methode zur Untersuchung des Modellfehlers. Dabei wird davon ausgegangen, dass der Modellfehler durch ereignisabhängige zufällige Variation der Modellparameter charakterisiert werden kann. Die Untersuchungen mit einem einfachen konzeptionellen N-A-Modell zeigen, dass die ereignisabhängige Variation von zwei Modellparametern (einer zur Charakterisierung des Modellfehlers und einer zum Ausdruck der Unsicherheit der Eingangsdaten) zu einer deutlichen Verbesserung der Modellanpassung führt. Dabei dominiert die Unsicherheit der Niederschlagsdaten über die Modellunsicherheit.

GUPTA *et al.* (2005) bezeichnen die typischen statistischen Annahmen wie Normalverteilung, Konstanz der Varianz und die Einfachheit der Struktur der Korrelation der zu Grunde liegenden Fehlermodelle als den Hauptnachteil der derzeitigen Methoden zur Bestimmung der Unsicherheit.

GÖTZINGER & BÁRDOSSY (2008) entwickeln ein kombiniertes Verfahren, um den Modellfehler zu quantifizieren. Dabei verwenden sie zum einen ein stochastisches Simulationsverfahren, um die Unsicherheit des Abflusses auf Grund der meteorologischen Eingangsdaten zu bestimmen. Zum anderen führen sie eine Sensitivitätsanalyse durch, um den Effekt der Repräsentation der Prozesse und Parametrisierung zu quantifizieren. Dabei wird angenommen, dass der Modellfehler auf Grund der Prozessunsicherheit proportional zur Sensitivität ist. Die endgültige Fehlervarianz des Modells lässt sich aus den stochastischen Fehlern und der Prozesssensitivität berechnen. Der vorgestellte Ansatz führt zu realistischeren Konfidenzintervallen der modellierten Abflüsse, als die Standardkalibrierung unter Verwendung des Nash-Sutcliffe Koeffizienten und additiven oder multiplikativen Fehlermodellen (GÖTZINGER & BÁRDOSSY 2008).

Mit IBUNE (Integrated Bayesian Uncertainty Estimator) stellen AJAMI *et al.* (2007) einen hybriden Ansatz vor mit dem zwischen den verschiedenen Unsicherheitsquellen (Unsicherheit der Modelleingangsdaten, Unsicherheit der Modellparameter und Unsicherheit der Modellstruktur) unterschieden werden kann. Für den Fehler der Niederschlagsdaten wird in IBUNE ein normalverteilter Niederschlagsmultiplikator verwendet. Dabei wird angenommen, dass dieser Multiplikator für alle Niederschlagsereignisse gleich ist, und Mittelwert und Varianz unbekannt sind, so dass sie im Rahmen der Parameterschätzung wie zwei zusätzliche Parameter geschätzt werden. Zur Parameterbestimmung und Unsicherheitsbewertung der Modellparameter wird der SCEM (Shuffled Complex Evolution Metropolis) Algorithmus (VRUGT *et al.* 2003) verwendet. AJAMI *et al.* (2007) verwenden im Rahmen von IBUNE den Begriff „erweiterter SCEM“, da der ursprüngliche SCEM (VRUGT *et al.* 2003) so erweitert wurde, dass sowohl die Unsicherheit der Modellparameter als auch die Unsicherheit der Niederschlagsdaten berücksichtigt werden können. Für die Betrachtung der Unsicherheit der Modellstruktur wird in IBUNE ein BMA (Bayesian model averaging scheme) unter Berücksichtigung der Ergebnisse mehrerer hydrologischer Modelle verwendet. Somit kombiniert IBUNE die Stärke des

BMA und des erweiterten SCEM. Im Rahmen der Fallstudie werden drei hydrologische Modelle verwendet. Die Ergebnisse lassen darauf schließen, dass die Nichtbeachtung sowohl von Fehlern in den Niederschlagsdaten als auch von Fehlern in der Modellstruktur zu unrealistischen Modellergebnissen und fehlerhaften Unsicherheitsbandbreiten führt (AJAMI *et al.* 2007).

2.2.5 Unsicherheitsabschätzung bei der Niederschlag-Abfluss-Modellierung für die abgeleitete Hochwasserstatistik

Die im vorangegangenen Abschnitt aufgezeigten Verfahren sind nach Wissensstand des Verfassers auf Grund der erforderlichen Datenlage und des Rechenzeitbedarfs außer der GLUE Methode (BEVEN & BINLEY 1992) noch nicht für die abgeleitete Hochwasserstatistik angewendet worden. Der Einsatz der GLUE Methode für die abgeleitete Hochwasserstatistik erfolgte bereits mehrfach im Rahmen wissenschaftlicher Arbeiten (BLAZKOVA & BEVEN 1997; CAMERON *et al.* 1999; CAMERON *et al.* 2000a; CAMERON *et al.* 2000b; BLAZKOVA & BEVEN 2002).

Im Allgemeinen gelten jedoch für die N-A-Modellierung zur abgeleiteten Hochwasserstatistik die gleichen Gesichtspunkte und Unsicherheitsquellen wie für die hydrologische Modellierung von Einzelereignissen oder kontinuierlich beobachteten Ganglinien. Zusätzlich sind jedoch noch die Unsicherheiten zu berücksichtigen, die daraus resultieren, dass hydrologische Modelle für die abgeleitete Hochwasserstatistik für Abflussbereiche eingesetzt werden, die im beobachteten Zeitraum nicht vorlagen. Des Weiteren sind die Unsicherheiten synthetischer Modelleingangsdaten zu beachten.

LAMB (1999) zeigt, dass die Kalibrierung eines hydrologischen Modells mit beobachteten Niederschlagsdaten auf eine beobachtete Abflussganglinie unter Verwendung des Nash-Sutcliffe Koeffizienten (NASH & SUTCLIFFE 1970) in der Anwendung des Modells zur abgeleiteten Hochwasserstatistik nicht gut geeignet ist. Eine Verbesserung der Kalibrierung des Modells konnte erzielt werden, indem mehr Gewicht auf die Scheitelabflüsse gelegt, und die Kalibrierung unter Verwendung der Abflussscheitel einer partiellen Serie des beobachteten Zeitraumes durchgeführt wurde. Jedoch beinhaltet auch dieses Vorgehen Unsicherheiten, da nicht bekannt ist, ob der bestimmte Parametersatz das globale Minimum darstellt, oder weitere Parametersätze existieren, die ähnlich gute oder bessere Ergebnisse liefern. Ebenso kann durch die Kombination mehrerer Zielfunktionen zwar ein besser geeigneter Parametersatz gefunden werden, das Problem mehrerer möglicher Parametersätze bleibt jedoch bestehen (LAMB 2005).

Ein anderer Blickwinkel der Kalibrierung ist die Annahme der Äquifinalität (equifinality) (BEVEN 1993). Dabei wird die Annahme nur eines gültigen Parametersatzes verworfen und durch viele verschiedene gültige Parameterkombinationen, die ähnlich gute Ergebnisse liefern, ersetzt. Anwendungen dieses Ansatzes für die abgeleitete Hochwasserstatistik finden sich bei CAMERON *et al.* (2000a; 2000b) und BLAZKOVA & BEVEN (2002).

Die Hauptunsicherheitsquelle der Hochwasserstatistik mit beobachteten Abflussdaten liegt im geringen Stichprobenumfang. Unsicherheiten der Abflussbemessungswerte können über ana-

lytische Formulierungen für Konfidenzintervalle oder Bootstrapping-Methoden angegeben werden. Die Quellen für Unsicherheiten in der abgeleiteten Hochwasserstatistik liegen zum einen in der Uneindeutigkeit der kalibrierten Modellparameter sowie zum anderen in der hochgradigen Nichtlinearität inklusive des Schwellwertverhaltens in den Modellantworten hydrologischer Modelle sowie den komplexen Wahrscheinlichkeitsverteilungen der Modellparameter. Auf Grund dessen basieren die meisten Angaben zu Unsicherheitsbandbreiten auf Monte Carlo Simulationen oder Konzepten der Pareto Optimalität (LAMB 2005). Beispielsweise verwenden CAMERON *et al.* (1999) die GLUE Methode (BEVEN & BINLEY 1992) um Unsicherheitsbandbreiten für die Hochwasserwahrscheinlichkeitskurve zu bestimmen. LAMB & KAY (2004) verwenden Monte Carlo Simulationen, um Konfidenzintervalle für Hochwasserwahrscheinlichkeitskurven in unbeobachteten Einzugsgebieten zu bestimmen.

Kapitel 3

Methodik

Das vorliegende Kapitel umfasst die der Arbeit zu Grunde liegende Methodik. Zuerst wird das zur N-A-Modellierung verwendete hydrologische Modell mit den benutzten Komponenten kurz vorgestellt. Danach werden die verwendeten synthetischen Niederschlagsbelastungen dargestellt und die Methoden zur Generierung erläutert. Zusammengefasst unter dem Begriff „Strategien für die Modellkalibrierung und Anwendung“ erfolgt die Beschreibung des Kernstücks der vorliegenden Arbeit. Dies betrifft die Entwicklung und Prüfung einer neuen Methode zur Schätzung der Parameter des hydrologischen Modells bei optimaler Ausnutzung der verfügbaren Niederschlags- und Abflussdaten zur Modellkalibrierung und Anwendung für die abgeleitete Hochwasserstatistik. Abschließend werden die Methoden zur Unsicherheitsabschätzung erläutert, die in der vorliegenden Arbeit für die Bestimmung der Unsicherheitsbandbreiten der beobachteten und modellierten Abflussbemessungswerte angewendet werden.

3.1 Niederschlag-Abfluss-Modellierung & Niederschlagsbelastung

Bei der abgeleiteten Hochwasserstatistik werden die Bemessungsabflüsse unter Verwendung eines deterministischen hydrologischen Modells und beobachteter oder synthetischer Niederschlagsdaten ermittelt. In der vorliegenden Arbeit werden das hydrologische Modell HEC-HMS sowie kontinuierliche disaggregierte und stochastische Niederschlagsdaten sowie KOSTRA-Niederschläge verwendet. Das verwendete hydrologische Modell sowie die unterschiedlichen Niederschlagsbelastungen werden im Folgenden dargestellt.

3.1.1 Hydrologisches Modell HEC-HMS

Die N-A-Modellierung wird mit dem konzeptionellen, teilweise gegliederten Modell HEC-HMS in der Version 3.1.0 (SCHARFFENBERG & FLEMING 2006) im Stundenzeitschritt durchgeführt. Für technische Programmdetails sei auf FELDMAN (2000) verwiesen. Das Modellpaket HEC-HMS besteht aus einer Art Baukastensystem aus dem für die einzelnen Prozesse Abflussbildung, Abflusskonzentration und Wellenablauf aus mehreren implementierten Verfahren die gewünschten zusammengestellt werden können. Zusätzlich werden mehrere Möglichkeiten für die Berechnung der Gebietsniederschläge und der potenziellen Gebietsverdunstung bereit gestellt. Für die Modellierung werden die Einzugsgebiete jeweils in Teileinzugsgebiete untergliedert. Abbildung 3.1 zeigt die für die Teilgebiete verwendete Modellstruktur. Die Abflussbildung wird unter Verwendung der Soil-Moisture-Accounting-Routine (SMA) abgebildet. Für die Abflusskonzentration des Oberflächenabflusses wird die Clark Einheitsganglinie verwendet. Zwischenabfluss und Basisabfluss werden jeweils durch einen Linear-speicher repräsentiert. Der Wellenablauf in den Flussabschnitten wird einfach nur durch eine zeitliche Verschiebung der Welle dargestellt. Die potenzielle Verdunstung wird für die jeweiligen Zeiträume nach Turc-Wendling berechnet und in Form von mittleren Monatssummen dem Modell übergeben. Die aktuelle Verdunstung wird im Modell im Stundenzeitschritt unter Berücksichtigung des verfügbaren Wassers im Interzeptions-, Oberflächen- und Oberbodenspeicher berechnet. Die Gebietsniederschläge werden für die einzelnen Teilgebiete nach dem

Thiessen-Verfahren berechnet. Zuvor werden die Punktniederschläge an den Niederschlagsstationen nach Richter (RICHTER 1995) mit monatlichen Korrekturfaktoren (Annahme: leicht geschützte Lage) erhöht. Die Schneeschmelze wird extern nach dem Temperatur-Index-Verfahren bestimmt.

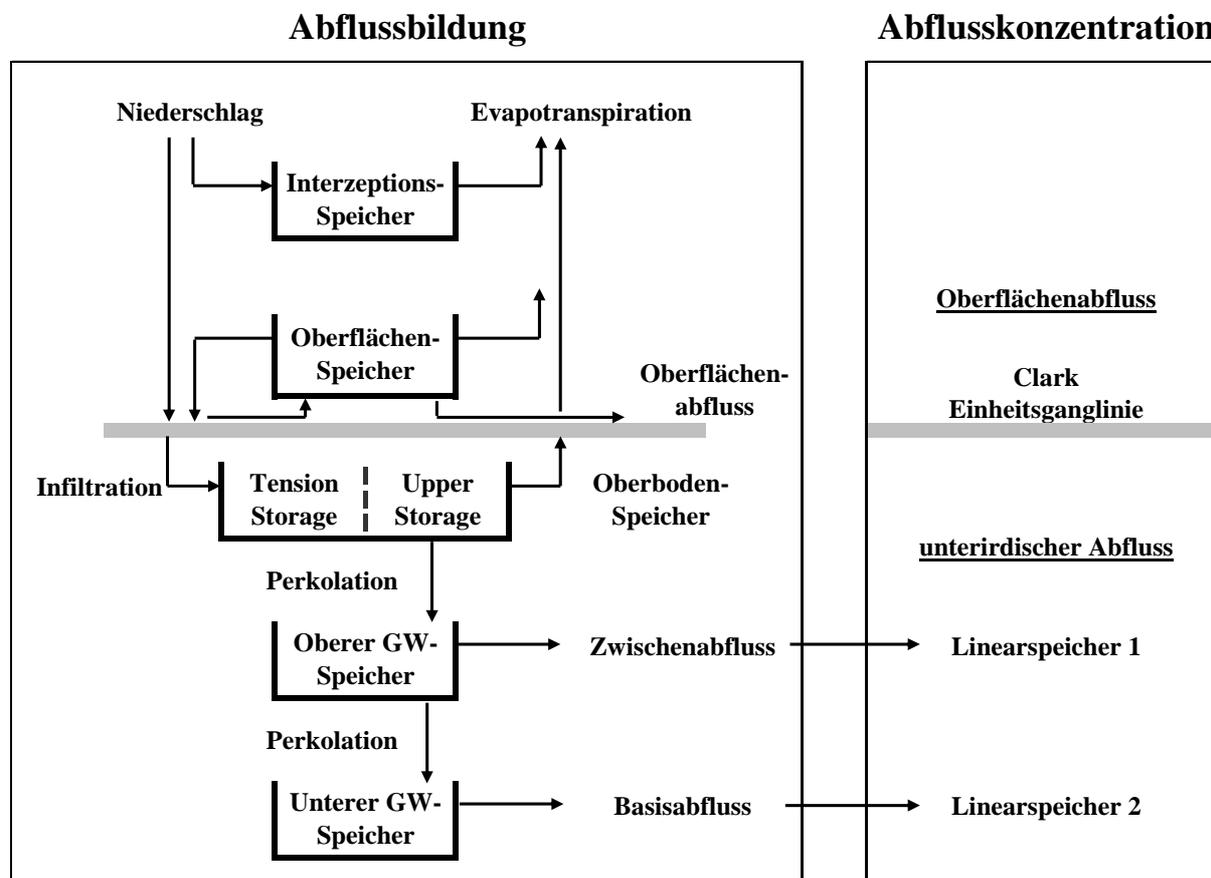


Abbildung 3.1 Modellschema Teileinzugsgebiet HEC-HMS, (FELDMAN 2000), (verändert)

Parametrisierung der gewählten Modellkomponenten:

Abflussbildung:

Für die Soil-Moisture-Accounting-Routine (SMA) werden fünf Layer verwendet, um die Dynamik der Bewegung des Wassers über und im Boden abzubilden. Diese sind ein Interzeptionspeicher, ein Oberflächenspeicher, ein Oberbodenspeicher, der in einen Spannungszonen-speicher und einen Schwerkraftspeicher unterteilt ist, sowie ein oberer und ein unterer Grundwasserspeicher. Der obere Grundwasserspeicher wird zur Abbildung oberflächlicher Zwischenabflussprozesse und der untere Grundwasserspeicher zur Nachbildung der Basisabflussprozesse verwendet. Zur Beschreibung der Prozesse werden zwölf Parameter verwendet. Zusätzlich können über fünf Parameter die Anfangsfüllungen der einzelnen Speicher zu Beginn des Modellierungszeitraumes angegeben werden. In der vorliegenden Arbeit werden die zwölf Parameter wie folgt abgeschätzt.

Interzeptionsspeicher [mm]:

Der Interzeptionsspeicher umfasst die Niederschlagshöhe, die vom Bewuchs zurückgehalten wird und nicht den Boden erreicht. Der Interzeptionsspeicher wird von fallendem Nieder-

schlag zuerst gefüllt und kann nur durch Verdunstung geleert werden. Die Größe des Interzeptionsspeichers wird für die vorliegende Arbeit für alle Teileinzugsgebiete mit 1,3 mm angenommen. FLEMING & NEARY (2004) verwenden diesen Wert für die kontinuierliche Modellierung mit HEC-HMS und der SMA für Bereiche mit allgemeiner Vegetation, wo die Pflanzenart nicht genau bekannt ist.

Oberflächenspeicher [mm]:

Der Oberflächenspeicher repräsentiert die maximale Niederschlagshöhe, die auf der Bodenoberfläche in Mulden etc. zurückgehalten werden kann, bevor Oberflächenabfluss auftritt. Der Oberflächenspeicher wird über Verdunstung und Versickerung geleert. Die Größe des Oberflächenspeichers wird nach FLEMING & NEARY (2004) (Tabelle 3.1) über das mittlere Gefälle im Teileinzugsgebiet abgeschätzt.

Tabelle 3.1 Abschätzung des Oberflächenspeichers in Abhängigkeit vom mittleren Gebietsgefälle (FLEMING & NEARY 2004) (verändert)

Beschreibung	Gefälle [%]	Oberflächenspeicher [mm]
befestigte undurchlässige Flächen	NA	3,2 - 6,4
steile, gleichmäßige Gefälle	> 30	1,0
mäßige bis sanfte Gefälle	5 - 30	12,7 - 6,4
flaches, zerfurchtes Land	0 - 5	50,8

Maximale Infiltrationsrate [mm/h]:

Die maximale Infiltrationsrate *MaxSoilInfil* gibt an wie viel Wasser pro Zeiteinheit aus dem Oberflächenspeicher maximal in den Oberbodenspeicher versickern kann. Nach FLEMING & NEARY (2004) liefert der k_f -Wert eine sinnvolle untere Grenze für die maximale Infiltrationsrate. Eine obere Grenze könnte an Hand der anfänglichen Infiltrationskapazität bestimmt werden. Diese ist jedoch von vielen Faktoren abhängig, sehr variabel und schwer zu schätzen (FLEMING & NEARY 2004). In der vorliegenden Arbeit wird die maximale Infiltrationsrate über den k_f -Wert des Oberbodens abgeschätzt, obwohl es sich um die ungesättigte Bodenzone handelt und die Infiltrationskapazität bei einem trockenen Boden auf Grund von Makroporen und des großen Potenzials deutlich größer sein kann. Das Volumen, das pro Zeiteinheit aus dem Oberflächenspeicher in den Oberbodenspeicher versickern kann, ist eine Funktion bestehend aus dem Wasservolumen, das zur Versickerung zur Verfügung steht, dem aktuellen Speicherfüllungsgrad des Oberbodenspeichers sowie der maximale Infiltrationsrate. Für jeden Zeitschritt wird das potenzielle Infiltrationsvolumen *PotSoilInfil* zu

$$PotSoilInfil = MaxSoilInfil - \frac{CurSoilStore}{MaxSoilStore} \cdot MaxSoilInfil \quad (3.1)$$

berechnet (FELDMAN 2000), wobei *CurSoilStore* das Speichervolumen zu Beginn des Zeitschrittes und *MaxSoilStore* das maximale Speichervolumen des Oberbodenspeichers beschreibt. Die tatsächliche Infiltrationsrate *ActSoilInfil* ist der kleinere Wert des aktuell zur Versickerung zur Verfügung stehenden Volumens und des potenziellen Infiltrationsvolumens.

Anteil der angeschlossenen versiegelten Flächen [%]:

Der Anteil der undurchlässigen, versiegelten Flächen des Teileinzugsgebietes wird prozentual

angegeben. Von diesen Flächen werden keine Verluste berechnet und die gefallene Niederschlagshöhe wird direkt als Oberflächenabfluss weitergeleitet. In der vorliegenden Arbeit werden die bebauten Gebiete nur zum Teil, über den Bebauungsgrad abgeschätzt, als versiegelte Flächen betrachtet.

Oberbodenspeicher (Soil Storage und Tension Storage) [mm]:

Der Oberbodenspeicher wird durch den Soil Storage und den Tension Storage parametrisiert. Der Soil Storage umfasst dabei das gesamte verfügbare Speichervolumen des Oberbodenspeichers. Modellintern wird der Oberbodenspeicher in den Upper Storage (Soil Storage abzüglich Tension Storage) und den Tension Storage unterteilt. Während der Upper Storage das Porenvolumen bezeichnet, in dem sich das Wasser frei bewegen kann, beschreibt der Tension Storage den Anteil, in dem das Wasser gegen die Schwerkraft gehalten wird. Der Upper Storage kann über Verdunstung und Versickerung geleert werden. Das Wasser im Tension Storage kann nur über Verdunstung reduziert werden. In der vorliegenden Arbeit werden der Soil Storage über das Gesamtporenvolumen und der Tension Storage über die Feldkapazität der effektiven Durchwurzelungstiefe der Bodenarten im Teileinzugsgebiet abgeschätzt.

Maximale Bodenperkolationsrate [mm/h]:

Die maximale Bodenperkolationsrate *MaxSoilPerc* gibt an wie viel Wasser pro Zeiteinheit aus dem Oberbodenspeicher maximal in den oberen Grundwasserspeicher versickern kann. Sie wird hier vereinfacht über den k_f -Wert des Bodens unterhalb der effektiven Durchwurzelungstiefe abgeschätzt. Die tatsächliche Bodenperkolationsrate wird in Abhängigkeit des verfügbaren Wassers sowie der potenziell möglichen Versickerungsrate *PotSoilPerc* berechnet. Die *PotSoilPerc* wird dabei für jeden Zeitschritt folgendermaßen berechnet (FELDMAN 2000):

$$PotSoilPerc = MaxSoilPerc \cdot \left(\frac{CurSoilStore}{MaxSoilStore} \right) \cdot \left(1 - \frac{CurGwStore}{maxGWStore} \right), \quad (3.2)$$

wobei der *CurSoilStore* und der *CurGwStore* jeweils die aktuellen Speicherfüllungen des Oberbodenspeichers bzw. des oberen Grundwasserspeichers beschreiben, während mit *MaxSoilStore* und *MaxGwStore* die entsprechenden maximalen Speichergrößen angegeben werden. Das Wasservolumen, das potenziell in einem Zeitschritt aus dem Oberbodenspeicher in den oberen Grundwasserspeicher versickern kann, ergibt sich aus der potenziellen Versickerungsrate *PotSoilPerc* multipliziert mit dem Berechnungszeitschritt. Das hierfür tatsächlich zur Verfügung stehende Wasservolumen bestimmt sich aus der Speicherfüllung des Oberbodenspeichers zu Beginn des Zeitschrittes und der Infiltration während des Zeitschrittes in selbigen. Das tatsächliche Infiltrationsvolumen ist der kleinere Wert aus dem verfügbaren Wasservolumen und dem potenziell möglichen Volumen.

Oberer Grundwasserspeicher [mm]:

Der obere Grundwasserspeicher beschreibt das gesamte verfügbare Speichervolumen dieses Layers. In der vorliegenden Arbeit wird der obere Grundwasserspeicher zur Abbildung des Zwischenabflusses verwendet. Sein Speichervolumen wird über das Gesamtporenvolumen der Bodenarten unterhalb der effektiven Durchwurzelungszone bestimmt. Dabei wird eine Schichtdicke von 50 cm angenommen.

Maximale Perkolationrate des oberen Grundwasserspeichers [mm/h]:

Die maximale Perkulationsrate des oberen Grundwasserspeichers $MaxGwPerc$ gibt an wie viel Wasser pro Zeiteinheit aus dem oberen Grundwasserspeicher maximal in den unteren Grundwasserspeicher versickern kann. Sie wird hier vereinfacht über den k_f -Wert des Bodens unterhalb des oberen Grundwasserspeichers abgeschätzt. Die tatsächliche Perkulationsrate wird im Modell als lineare Funktion der beiden aktuellen Speicherfüllungen beschrieben. Dazu wird analog zur Bodenperkulationsrate für jeden Zeitschritt die potenziell mögliche Perkulationsrate $PotGwPerc$ aus dem oberen in den unteren Grundwasserspeicher zu

$$PotGwPerc = MaxGwPerc \cdot \left(\frac{CurGwStore}{MaxGwStore} \right) \cdot \left(1 - \frac{CurGwStore}{MaxGwStore} \right) \quad (3.3)$$

berechnet (FELDMAN 2000). Wobei der $CurGwStore$ die berechnete Speicherfüllung des unteren Grundwasserspeichers bezeichnet, während mit $MaxGwStore$ die entsprechende maximale Speichergröße angegeben wird. Das aktuelle Perkulationsvolumen wird analog zur Perkolation aus der Oberbodenschicht in die Schicht des oberen Grundwasserspeichers bestimmt.

Speicherkoeffizient des oberen Grundwasserspeichers [h]:

Der Speicherkoeffizient wird als zeitliche Verzögerung des Einzellinearspeichers verwendet, um das Wasser im Speicher in einen lateralen Ausfluss zu transformieren. Dieser Ausfluss bildet im Modell den Zwischenabfluss ab. Der Speicherkoeffizient wird in der vorliegenden Arbeit kalibriert.

Unterer Grundwasserspeicher [mm]:

Der untere Grundwasserspeicher beschreibt das gesamte verfügbare Speichervolumen dieses Layers. In der vorliegenden Arbeit wird der untere Grundwasserspeicher zur Abbildung des langsamen Basisabflusses verwendet. Sein Speichervolumen wird über das Gesamtporenvolumen der Bodenarten unterhalb des oberen Grundwasserspeichers bestimmt. Dabei wird eine Schichtdicke von 150 cm angenommen.

Perkolationrate des unteren Grundwasserspeichers [mm/h]:

Die Perkulationsrate des unteren Grundwasserspeichers gibt an wie viel Wasser pro Zeiteinheit aus dem unteren Grundwasserspeicher in Form einer Tiefenversickerung maximal aus dem System heraus versickern kann. Die tatsächliche Perkulationsrate wird im Modell als lineare Funktion der aktuellen Speicherfüllungen beschrieben. Im vorliegenden Fall soll keine Versickerung aus dem System heraus stattfinden, deshalb wird die Perkulationsrate des unteren Grundwasserspeichers zu null gesetzt.

Speicherkoeffizient des unteren Grundwasserspeichers [h]:

Der Speicherkoeffizient wird als zeitliche Verzögerung des Einzellinearspeichers verwendet, um das Wasser im Speicher in einen lateralen Ausfluss zu transformieren. Dieser Ausfluss bildet im Modell den Basisabfluss ab. Der Speicherkoeffizient ist im Normalfall größer als der des oberen Grundwasserspeichers. In der vorliegenden Arbeit wird er ebenfalls kalibriert.

Abflusskonzentration:

Für die Abflusskonzentration des Oberflächenabflusses wird eine synthetische Einheitsganglinien-Methode, die Clark Einheitsganglinie, verwendet. Der Vorteil der Clark Einheitsgang-

linie liegt darin, dass nicht aus beobachteten Niederschlags- und Abflussereignissen eine Einheitsganglinie aufgestellt werden muss, sondern eine Zeit-Flächenkurve innerhalb des Programms aufgestellt wird, um die Translationsganglinie aus dem Niederschlag abzuleiten. Um die Retention innerhalb des Teileinzugsgebietes zu berücksichtigen wird diese Translationsganglinie durch einen Einzellinearspeicher geleitet. Für die Clark Einheitsganglinie sind die Konzentrationszeit und der Speicherkoeffizient zu bestimmen.

Konzentrationszeit [h]:

Die Konzentrationszeit beschreibt die maximale Fließzeit innerhalb eines Einzugsgebietes und wird verwendet, um die Translationsganglinie aufzustellen. In der vorliegenden Arbeit wird die Konzentrationszeit T_C [h] mit der Formel nach Kirpich (siehe z. B. MANIAK 2010) entlang des längsten Fließweges L_F [km] im Teileinzugsgebiet zu

$$T_C = 0,06625 \left(\frac{L_F}{\sqrt{I}} \right)^{0,77} [h] \quad \text{mit:} \quad I = \frac{h_F}{L_F \cdot 10^3} \quad (3.4)$$

berechnet. Wobei h_F [m] den Höhenunterschied entlang des längsten Fließweges im Einzugsgebietes und I [-] das mittlere Gefälle entlang des längsten Fließweges im Einzugsgebiet beschreibt.

Speicherkoeffizient der Clark Einheitsganglinie [h]:

Der Speicherkoeffizient wird innerhalb des Einzellinearspeichers verwendet, um Verzögerungseffekte zu berücksichtigen. Der Speicherkoeffizient wird kalibriert.

Speicherkoeffizienten der Einzellinearspeicher [h]

Die Abflusskonzentration des Zwischenabflusses und des Basisabflusses wird über Linearspeicher abgebildet. Es wird je ein Linearspeicher verwendet, der jeweils an die Abflussbildungsroute angeschlossen ist, so dass infiltrierendes Wasser unter Massenerhalt weitergeleitet wird. Für die Linearspeicher müssen jeweils der Abfluss zu Beginn der Modellierung, und die Speicherkonstante angegeben werden. Der Anfangsabfluss wird in der vorliegenden Arbeit aus dem beobachteten Abfluss bestimmt, der auf alle Teileinzugsgebiete unabhängig von der Gebietsgröße auf die beiden Linearspeicher gleich aufgeteilt wird. Die Speicherkonstanten werden jeweils kalibriert.

Wellenablauf:

Der Wellenablauf in den Flussabschnitten zwischen den einzelnen Teilgebieten wird in der vorliegenden Arbeit nur über eine zeitliche Verschiebung der Abflussschwelle ohne Formänderung abgebildet. Die Fließzeit in den Flussabschnitten ergibt sich dabei aus der Länge des Flussabschnittes und einer angenommenen Fließgeschwindigkeit von 1 m/s.

Meteorologisches Modell:

Verdunstung:

Für die Verdunstung wird ein einfaches Verfahren verwendet, in welchem dem Modell für jedes Teileinzugsgebiet und jeden Monat die potenzielle Verdunstungshöhe als mittlere Monatssumme über den betrachteten Zeitraum übergeben wird. Diese Summe wird bei der Modellierung gleichmäßig auf alle Berechnungszeitschritte des Monats aufgeteilt. Für die Be-

stimmung der potenziellen Grasreferenzverdunstung wird die Formel nach Turc-Wendling (DVWK 1996) verwendet, da diese für Deutschland gut geeignet ist und als Eingangsdaten nur Temperaturzeitreihen und Globalstrahlungszeitreihen benötigt. Damit berechnet sich die potenzielle Grasreferenzverdunstung ETP_{Tu-We} zu:

$$ETP_{Tu-We} = \frac{s}{s + \gamma} \cdot \left(\frac{0,71 \cdot R_G}{L} + 0,27 \cdot f_k \right), \quad (3.5)$$

$$\text{mit: } \frac{s}{s + \gamma} = 2,3 \cdot \frac{T + 22}{T + 123}, \quad \text{bzw. } L = 28,9 - 0,028 \cdot T. \quad (3.6)$$

Dabei gibt s [hPa/K] die Steigung der Sättigungsdampfdruckkurve an. Mit γ [0,655hPa/K] wird die Psychrometerkonstante und mit L [(W/m²)/(mm/d)] die spezielle Verdunstungswärme bezeichnet. R_G [W/m²] steht für die Globalstrahlung und T [°C] für die Temperatur. Mit f_k [-] wird der Küstenfaktor beschrieben, der für Entfernungen von mehr als 50 km zur Küste den Wert 1,0 annimmt.

Für die Bestimmung der potenziellen Verdunstung unter Berücksichtigung der Landnutzung werden die monatlichen Landnutzungsparameter f_{LN} (ATV-DVWK 2002) verwendet. Damit ergibt sich potenzielle Verdunstung zu:

$$ETP = f_{LN} \cdot ETP_{Tu-We}. \quad (3.7)$$

Die Berechnung der potentiellen Gebietsverdunstung ETP_G erfolgt flächengewichtet je Teileinzugsgebiet nach:

$$ETP_G = \left[\frac{1}{A_G} \cdot \sum_{i=1}^n (A_i \cdot f_{NLi}) \right] \cdot ETP_{Tu-We}, \quad (3.8)$$

wobei A_G die Teileinzugsgebietsfläche bezeichnet. A_i gibt die Teilfläche i mit Landnutzung i an und f_{NLi} beschreibt den zugehörigen Landnutzungsparameter der Teilfläche i mit Landnutzung i .

Die tatsächliche Verdunstung wird im Rahmen der Modellierung für jeden Zeitschritt in Abhängigkeit des verfügbaren Wasserdargebotes bestimmt (siehe auch FELDMAN 2000). Dabei erfolgt die Verdunstung zuerst aus dem Interzeptionsspeicher, danach aus dem Oberflächenspeicher und schließlich aus dem Oberbodenspeicher. Innerhalb des Oberbodenspeichers erfolgt die Verdunstung zuerst aus dem Upper Storage und anschließend aus dem Tension Storage. Solange die Verdunstung aus dem Interzeptions-, dem Oberflächenspeicher und dem Upper Storage erfolgt, entspricht die aktuelle Verdunstung der potenziellen. Erfolgt die Verdunstung aus dem Tension Storage, so ist die tatsächliche Verdunstung $ActEvapSoil$ geringer als die potenzielle Verdunstung und berechnet sich zu (FELDMAN 2000):

$$ActEvapSoil = PotEvapSoil \cdot f(CurSoilStore, MaxTenStore), \quad (3.9)$$

wobei $PotEvapSoil$ die potenzielle Verdunstung, $CurSoilStore$ die aktuelle Speicherfüllung des Oberbodenspeichers und $MaxTenStore$ die vom Benutzer definierte maximale Speichergröße des Tension Storage des Oberbodenspeichers (Feldkapazität) ist. Auf diese Weise wird

modelltechnisch berücksichtigt, dass an Bodenpartikel gebundenes Wasser schwerer verdunstet (siehe auch Abbildung 3.2) als frei verfügbares Wasser. Die Berechnung der Verdunstung aus dem Tension Storage ist modelltechnisch vereinfacht abgebildet, da der Permanente Welkepunkt nicht berücksichtigt wird. In der Realität ist eine vollständige Leerung des Tension Storage nicht möglich.

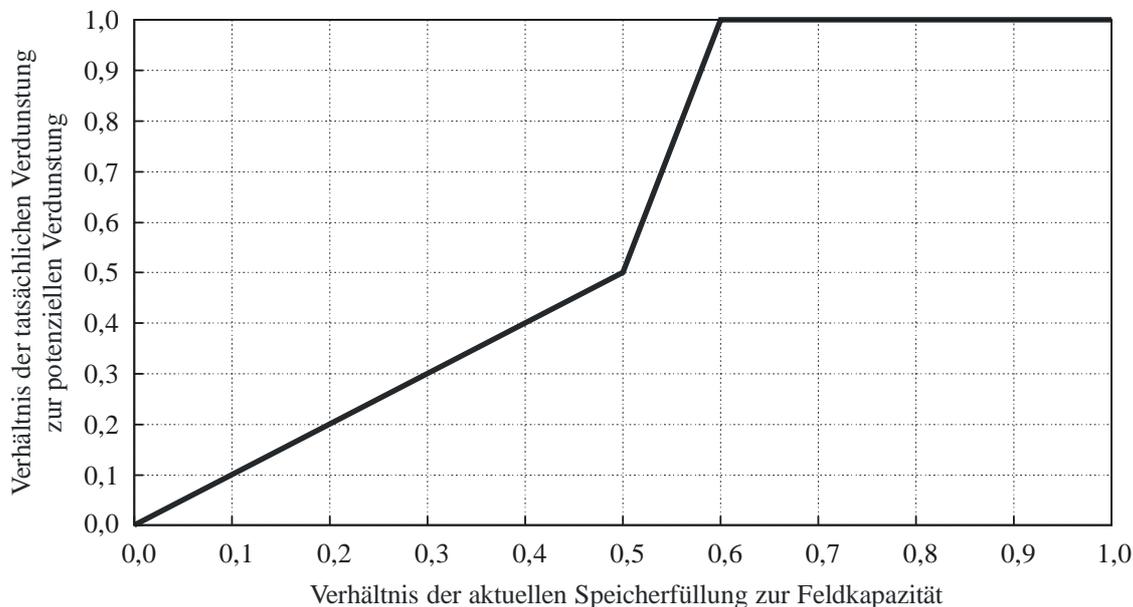


Abbildung 3.2 Verdunstung als Funktion der Feldkapazität (FELDMAN 2000) (verändert)

Berechnung der Schneeakkumulation und Schneeschmelze:

Die Berechnung der Schneeakkumulation und Schneeschmelze wird im Vorfeld der N-A-Modellierung extern unter Verwendung der beobachteten Niederschlags- und Temperaturzeitreihen durchgeführt. Dabei wird angenommen, dass bei Temperaturen kleiner 0°C der Niederschlag als Schnee fällt und im Schneespeicher akkumuliert wird. Die Berechnung der Schneeschmelze $M_{\Delta t}$ [mm/ Δt] pro Zeitschritt erfolgt nach dem Temperatur-Index-Verfahren. Dabei wird die Schneeschmelze nur in Abhängigkeit der Temperaturzeitreihe und eines Schmelzfaktors zu

$$M_{\Delta t} = a_{\Delta t} \cdot (T_L - T_0) \quad (3.10)$$

bestimmt, wobei $a_{\Delta t}$ [mm/($^{\circ}\text{C} \cdot \Delta t$)] den vegetationsabhängigen Schmelzfaktor beschreibt. Mit T_L [$^{\circ}\text{C}$] wird die Lufttemperatur angegeben und mit T_0 [$^{\circ}\text{C}$] die Basistemperatur, bei der die Schneeschmelze beginnt (meist 0°), bezeichnet.

In der Regel wird die Temperatur-Index-Methode auf der Basis von Tageswerten angewendet. In der vorliegenden Arbeit wird sie auf Grund des Berechnungszeitschrittes des hydrologischen Modells im Stundenzeitschritt durchgeführt. Der vegetationsabhängige Schmelzfaktor ist im Rahmen der hydrologischen Modellierung meist ein Kalibrierfaktor. Da in der vorliegenden Arbeit die Schneeschmelze extern berechnet wird, ist eine Kalibrierung des Schmelzfaktors variabel für die einzelnen Teileinzugsgebiete des Modells nur mit sehr viel Aufwand möglich. Aus diesem Grund wurden einige Werte für $a_{\Delta t}$ getestet und für alle Untersuchungsgebiete und deren Teileinzugsgebiete ein einheitlicher Schmelzfaktor von $a_d = 3 \text{ mm}/(^{\circ}\text{C} \cdot \text{d})$,

was einem stündlichen Schmelzfaktor von $a_h = 0,125 \text{ mm}/(^{\circ}\text{C} \cdot \text{h})$ entspricht, festgesetzt. Die Basistemperatur, bei der die Schneeschmelze beginnt wurde zu 0°C angenommen. In der Realität entspricht die Schneeschmelze nicht der Wasserabgabe aus der Schneedecke. Schmelzender Schnee bzw. auf den Schnee fallender Niederschlag kommt nicht unmittelbar zum Abfluss, sondern führt zuerst zu einer Verdichtung der Schneedecke. Erst wenn keine weitere Verdichtung der Schneedecke durch die Schmelze austritt, erfolgt Abfluss aus der Schneedecke. Da in der vorliegenden Arbeit die Schneeschmelze extern berechnet wird, keine weiteren Informationen zu den Schneeprozessen vorliegen und ein einfaches Modell verwendet werden soll, wird die Verdichtung der Schneedecke vernachlässigt und die Schneeschmelze als Wasserabgabe aus der Schneedecke verwendet. Die so ermittelten Zeitreihen werden HEC-HMS als Niederschlagsbelastung übergeben.

Im Rahmen der Kalibrierung werden der Speicherkoeffizient der Clark Einheitsganglinie, die Speicherkoeffizienten der unteren beiden Speicher der Abflussbildungsroute sowie die Speicherkoeffizienten der beiden Linearspeicher, die den unterirdischen Abfluss (Zwischenabfluss und Basisabfluss) modellieren, bestimmt (Tabelle 3.2). Die Speicherkoeffizienten beschreiben maßgeblich den zeitlichen Verlauf des Wassers durch die einzelnen Modellbausteine. Da diese Parameter nicht direkt aus beobachteten Messdaten abgeleitet werden können, werden sie im Rahmen der Modellkalibrierung an Hand der beobachteten Abflussdaten geschätzt.

Tabelle 3.2 Kalibrierungsparameter

Kalibrierungsparameter	Abkürzung
Speicherkoeffizient der Clark Einheitsganglinie	Clark
Speicherkoeffizient des oberen Grundwasserspeichers der SMA	SMA GW1
Speicherkoeffizient des unteren Grundwasserspeichers der SMA	SMA GW2
Speicherkoeffizient des oberen Linearspeichers des Basisabflusses	LR GW1
Speicherkoeffizient des unteren Linearspeichers des Basisabflusses	LR GW2

3.1.2 Aus Tageswerten disaggregierte kontinuierliche Niederschlagsstundenwerte

Die statistische Disaggregation von Niederschlagstageswerten zu Stundenwerten erfolgt mit einem multiplikativen Kaskadenmodell nach GÜNTNER *et al.* (2001), das eine Weiterentwicklung des Kaskadenmodells von OLSSON (1998) ist. Das Modell wird basierend auf OLSSON (1998), GÜNTNER *et al.* (2001) und BELLI (2006) vorgestellt, wobei von BELLI (2006) bereits im Vorfeld Untersuchungen zur Anwendbarkeit des Modells im Bodegebiet durchgeführt wurden. Abbildung 3.3 zeigt die schematische Darstellung des statistischen Disaggregationsmodells. Dabei bezeichnet die Kaskadenstufe die Zeitreihe in einer bestimmten zeitlichen Auflösung. Der Übergang von einer Stufe zur nächst höheren, bei dem eine Verdopplung der zeitlichen Auflösung erfolgt, wird Modulation genannt. Die Zeitintervalle mit einem Volumen $V > 0$ werden als nasse Boxen, die mit einem Volumen $V = 0$ als trockene Boxen bezeichnet.

Im Kaskadenprozess wird eine Zeitperiode T mit dem zugehörigen Volumen V in zwei gleich lange, sich nicht überlappende, Zeitabschnitte aufgeteilt. Dabei entfällt auf T_1 und T_2 jeweils ein Teilvolumen von V (V_1 bzw. V_2). Diese berechnen sich zu $V_1 = W_1 \cdot V$ und $V_2 = W_2 \cdot V$.

W_1 und W_2 sind multiplikative Gewichtungsfaktoren ($0 \leq W \leq 1, W_1 + W_2 = 1$), die zur Beschreibung der Aufteilung der Volumenübergabe zwischen den einzelnen Stufen verwendet werden. Die Aufteilung wird fortgeführt, bis die gewünschte zeitliche Diskretisierung erreicht ist.

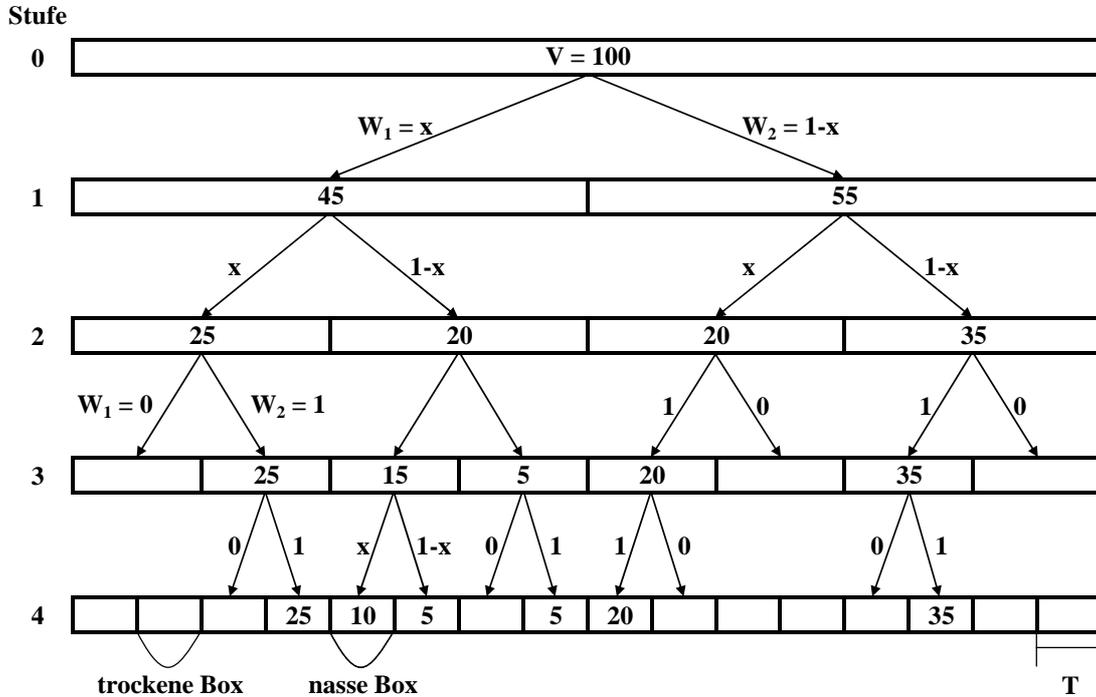


Abbildung 3.3 Schematische Darstellung des Disaggregationsmodells, (OLSSON 1998), (verändert)

Für die Aufteilung der Volumina werden folgende Gewichte betrachtet:

- a) $W_1 = 0, W_2 = 1$
- b) $W_1 = 1, W_2 = 0$
- c) $W_1 = x, W_2 = 1-x$, mit $x \in [0,1]$

Die Gewichte W_1 und W_2 werden im Folgenden für den Fall c) vereinfacht $W_{x/x}$ genannt. Die Generierung von x erfolgt mit empirischen Verteilungsfunktionen in Form von Histogrammen. Die Wahrscheinlichkeiten für die jeweiligen Aufteilungstypen können folgendermaßen angegeben werden:

- a) $P(0/1)$, b) $P(1/0)$, c) $P(x/x)$ mit: $P(0/1) + P(1/0) + P(x/x) = 1,0$.

Eine wichtige Annahme des Modells ist die Skaleninvarianz, die besagt, dass die Wahrscheinlichkeiten P und die Gewichtungsfaktoren $W_{x/x}$ über alle Stufen näherungsweise konstant bleiben. Eine weitere Besonderheit des Modells ist die exakte Konservierung des Niederschlagsvolumens über fortlaufende Kaskadenstufen.

Parameterbestimmung

Im Rahmen der Parameterbestimmung sind die $W_{x/x}$ - Verteilungen und die Wahrscheinlichkeiten P zu ermitteln. Die Parameterbestimmung erfolgt dabei über die Aggregation vorhandener Niederschlagsdaten. Auf Grund der angenommenen Skaleninvarianz gibt es zwei Varianten zur Bestimmung der Parameter. Zum einen können an den Standorten der Tageswertsta-

tionen die beobachteten Tageswerte direkt akkumuliert werden ($1d \rightarrow 2d \rightarrow 4d \dots$). Zum anderen ist es möglich, an Standorten mit zeitlich hochaufgelösten Niederschlagsstationen (z. B. Stundenwerte) die Parameter aus der Aggregation dieser Zeitreihen zu bestimmen. Auch hier ist es nicht erforderlich, dass die zeitlich hochaufgelösten Zeitreihen exakt die gleiche Auflösung wie die Zielreihen der Disaggregation besitzen. Die ermittelten Parameter werden dann über Regionalisierung auf die benachbarten Tageswertstationen übertragen und für die Disaggregation verwendet. Untersuchungen von OLSSON (1998) ergaben für den sinnvollen Einsatz des Modells einen Anwendungsbereich von einer Stunde bis zu einer Woche. Die Wahrscheinlichkeiten P hängen stark vom Niederschlagsvolumen und von der Position der Box innerhalb des Nassereignisses ab (OLSSON 1998). Deshalb erfolgt eine Unterteilung der Parameter in Positions- und Volumenklassen der nassen Boxen. Die Volumenklassen unterteilen sich in die Bereiche oberhalb und unterhalb des Mittelwertes. Die Positionsklassen sind in Tabelle 3.3 dargestellt. Bei der bezeichneten Box handelt es sich jeweils um die mittlere der drei dargestellten.

Tabelle 3.3 Definition und Bezeichnung der Positionsklassen

Definition der Box	Position der Box		
	trocken	nass	nass
Startbox	trocken	nass	nass
eingeschlossene Box	nass	nass	nass
Endbox	nass	nass	trocken
isolierte Box	trocken	nass	trocken

Bei der eigentlichen Parameterbestimmung wird das Modell umgekehrt durchlaufen. Ausgehend von der höchsten zeitlichen Auflösung wird eine Aggregation der beobachteten Zeitreihe durchgeführt, bei der die Anzahl der jeweiligen Aufteilungstypen und die Verteilung der tatsächlich vorhandenen Gewichtungsfaktoren $W_{x/x}$ ermittelt werden.

Die Schätzung der empirischen Wahrscheinlichkeiten P ergibt sich aus der Gesamtanzahl N der nassen Boxen und der Anzahl der (0/1)-, der (1/0)- und der (x/x)-Boxen. Hierbei wird eine Gewichtung der Modellparameter vorgenommen. Bei der Mittelung der Wahrscheinlichkeiten (P -Werte) über mehrere Kaskadenstufen wird jedem P -Wert, entsprechend der Anzahl der Boxen, die für seine Berechnung verwendet wurden, ein Gewicht zugeordnet. Da im Allgemeinen die höheren Auflösungen über eine größere Anzahl an Boxen verfügen und folglich die Wahrscheinlichkeiten genauer abbilden, können sie so stärker berücksichtigt werden.

Die Bestimmung der $W_{x/x}$ -Verteilungen basiert auf Histogrammen. Um die internen Ereignisasymmetrien des beobachteten Datensatzes möglichst gut reproduzieren zu können, wird bei der Bestimmung der $W_{x/x}$ -Verteilungen die Verteilung der W_1 -Gewichte separat betrachtet. Anschließend erfolgt die Berechnung der W_2 -Gewichte zu $W_2 = 1 - W_1$. Auf Grund der großen Variation ist es nicht möglich theoretische Verteilungsfunktionen an die empirischen Verteilungen anzupassen. Deshalb werden die empirischen Verteilungen in Form von 7-Klassen Histogrammen direkt für die Disaggregation verwendet. Die Werte der W_1 -Gewichte aller Auflösungen werden zusammen in die nach Volumen- und Positionsklassen getrennten Histogramme aufgenommen. Damit ist eine stärkere Berücksichtigung der genauer ermittelbaren hoch aufgelösten $W_{x/x}$ -Verteilungen möglich.

Disaggregation

Bei der Disaggregation wird das Modell von der Ausgangsauflösung bis zur Zielauflösung durchlaufen. Dabei wird zuerst die Positionsklasse der zu behandelnden Box ermittelt. Im Anschluss wird unter Verwendung einer Zufallszahl und den Wahrscheinlichkeiten P der Aufteilungstyp bestimmt. Bei einer x/x -Verteilung erfolgt mit einer weiteren Zufallszahl und den Histogrammen der empirischen Verteilung die Bestimmung der Gewichte W_1 und W_2 . Nachdem alle Volumina der Ausgangsstufe ermittelt wurden, werden für die folgenden Stufen bis zum Erreichen der Zielstufe die jeweiligen Volumina auf dem gleichen Weg bestimmt.

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit werden Tageswerte zu Stundenwerten disaggregiert. Da durch fortlaufende Halbierung des Zeitintervalls aus einem Tageswert keine Stundenwerte erzeugt werden können, erfolgt eine Zerlegung des Tageswertes über fünf Stufen in 45 Minutenwerte (24h → 12h → 6h → 3h → 1,5h → 0,75h). Die Ermittlung der Stundenwerte erfolgt dann über eine Umrechnung (siehe Tabelle 3.4), bei der das Niederschlagsvolumen jeder 45 Minuten Box gleichmäßig auf drei 15 Minuten Boxen aufgeteilt und anschließend das Volumen von vier 15 Minuten Boxen zu Stundenwerten zusammengefasst wird.

Tabelle 3.4 Beispiel zur Aggregation der 45 Minutenwerte zu Stundenwerten

Auflösung	Niederschlagsvolumen [mm]											
45 Minuten	6			0			3			12		
15 Minuten	2	2	2	0	0	0	1	1	1	4	4	4
60 Minuten	6			2			13					

Ein Problem der statistischen Disaggregation ist die fehlende Berücksichtigung der räumlichen Persistenz des Niederschlags. Werden die Tageswertzeitreihen der einzelnen Stationen mit dem Disaggregationsmodell zu Stundenwerten disaggregiert, so ergeben sich für jede Station unterschiedliche Verläufe der innertäglichen Niederschlagsverteilung. Dies führt zu einer auch räumlich rein zufälligen Verteilung der Niederschlagsereignisse. Im vorliegenden Fall wird mit einem simplen Verfahren eine räumliche Konsistenz erzeugt. Dabei wird zuerst für jeden Tag an den zu berücksichtigenden Stationen aus den disaggregierten stündlichen Zeitreihen die Station j_{max} mit der größten Tagessumme $maxP_d$ herausgesucht

$$P_d = \sum_{i=1}^{24} P_{h_i}$$

$$max P_d = max \left\{ \sum_{i=1}^{24} P_{h_i} \right\} = max \{ P_{d_j} \} \quad \forall j \Rightarrow j_{max}$$
(3.11)

wobei P_h [mm] die stündliche Niederschlagshöhe, P_d [mm] die Niederschlagstagesumme, i die Laufvariable der Niederschlagsstundenwerte eines Tages und j die Laufvariable über alle Niederschlagsstationen und deren Zeitreihen ist. Im zweiten Schritt wird dann allen j Niederschlagsstationen für diesen Tag mit

$$neuP_{h_{ij}} = P_{d_j} \cdot \frac{P_{h_{ijmax}}}{P_{d_{jmax}}} \quad \forall j$$
(3.12)

der Tagesgang der Station mit der größten Tagessumme aufgeprägt. Die daraus resultierenden neuen Stundenwerte für jede Station j werden mit $neuP_{hj}$ bezeichnet.

Werden die disaggregierten räumlich zufälligen Niederschlagsdaten für die N-A-Modellierung verwendet, ist mit einer Unterschätzung der beobachteten, insbesondere der selteneren Hochwasserereignisse zu rechnen. Die Anwendung der hier erzeugten räumlich gleichzeitigen Niederschlagszeitreihen führt tendenziell eher zu einer Überschätzung der beobachteten Abflüsse (siehe auch EBNER VON ESCHENBACH *et al.* 2008). Somit liegt die Wahrheit zwischen den beiden genannten Varianten. Da sich die vorliegende Arbeit mit der N-A-Modellierung von Hochwasserabflüssen befasst, werden die räumlich gleichzeitigen Niederschlagszeitreihen als geeignet eingestuft und verwendet.

Ein weiterer zu berücksichtigender Aspekt bei der Verwendung disaggregierter Niederschlagsdaten für die abgeleitete Hochwasserstatistik liegt in der Länge der Niederschlagszeitreihe. Da die Tageswerte die Basis für die Disaggregation bilden, ist eine Erzeugung von stündlichen Niederschlagsdaten nur für den Beobachtungszeitraum der Tagesniederschläge möglich.

3.1.3 Stochastische kontinuierliche Niederschlagsstundenwerte

Diese Begrenzung des zeitlichen Umfangs kann umgangen werden, wenn an Stelle disaggregierter Zeitreihen stochastisch generierte Niederschlagsdaten verwendet werden. Bei der Generierung der stochastischen Niederschläge werden zuerst alle Informationen aus einer beobachteten Zeitreihe gewonnen und anschließend mit Hilfe dieser Informationen Niederschlagszeitreihen modelliert. Somit kann der Informationsgehalt von der Länge der beobachteten Zeitreihe abhängen, die Länge der zu generierenden Zeitreihe ist jedoch davon unabhängig frei wählbar.

Das in der vorliegenden Arbeit verwendete hybride raum-zeitliche stochastische Niederschlagsmodell wurde im Rahmen eines Forschungsprojektes (HABERLANDT *et al.* 2008b; HABERLANDT *et al.* 2009) entwickelt. Dabei wurde ein Alternating-Renewal-Modell mit einem Resampling Modell kombiniert, um ein einfaches robustes Niederschlagsmodell für die Verwendung mit N-A-Modellen zur abgeleiteten Hochwasserstatistik bereit zu stellen.

Die stochastische Synthese der kontinuierlichen stündlichen Niederschläge erfolgt in zwei Schritten (EBNER VON ESCHENBACH *et al.* 2008; HABERLANDT *et al.* 2008a). Im ersten Schritt, der univariaten stochastischen Synthese, werden an jeder Niederschlagsstation im Einzugsgebiet Zeitreihen mit Hilfe eines Alternating-Renewal-Modells generiert. Im zweiten Schritt wird den univariat erzeugten stochastischen Niederschlägen eine räumliche Persistenzstruktur durch Resampling nach dem Simulated Annealing Algorithmus (BÁRDOSSY 1998) aufgeprägt.

Univariate Niederschlagssynthese

Die univariate Niederschlagssynthese erfolgt mit einem Alternating-Renewal-Modell (ARM). Alternating-Renewal-Modelle beschreiben den Niederschlagsprozess auf der Basis der Ereignisstruktur. Dabei werden die Niederschlagszeitreihen in Dauern von Nass- ($wsd = wet\ spell\ duration$) und Trockenperioden ($dsd = dry\ spell\ duration$) unterteilt (Abbildung 3.4). Ein Er-

eignis ist durch die Nassdauer und die sich anschließende Trockendauer charakterisiert. Die Nassperioden werden im verwendeten Modell durch ihre Dauern (wsd) und ihre mittlere Niederschlagsintensität ($wsi = \text{wet spell intensity}$) (Niederschlagsvolumen/Nassdauer) beschrieben, während die Trockenperioden allein durch ihre Dauer definiert werden. Die Ereignisstruktur wird durch eine externe und eine interne Form festgelegt. Der externe Aufbau wird durch die Aufteilung in Nass- und Trockendauern beschrieben. Die interne Struktur gibt den Niederschlagsverlauf innerhalb der Nassdauer an.

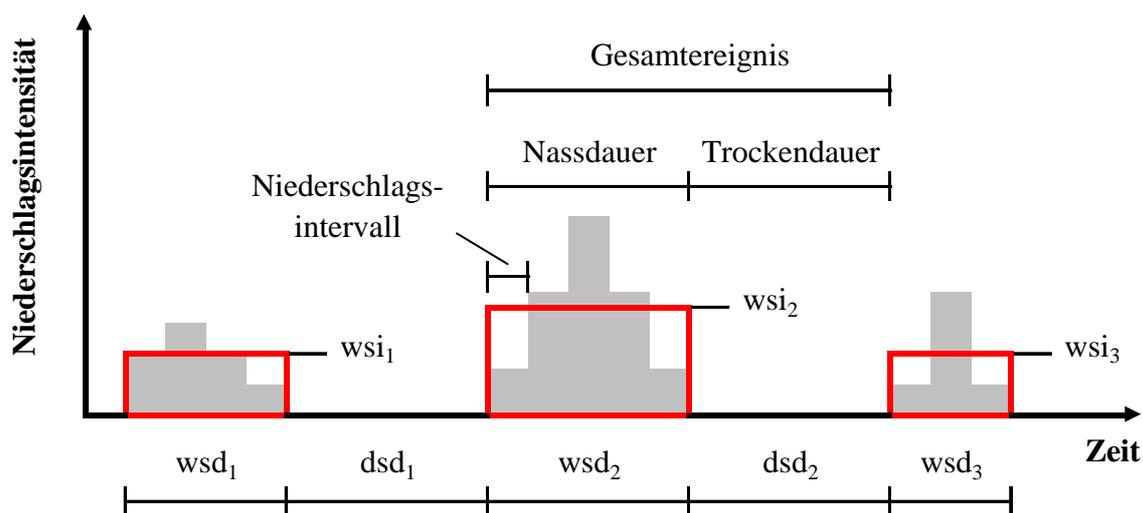


Abbildung 3.4 Schema der externen Ereignisstruktur

Der Prozess des Niederschlagsvorkommens wird bei der Betrachtung als Alternating-Renewal-Prozess vollständig durch die Wahrscheinlichkeitsverteilungen der Dauer der Nassperioden und der Dauer der Trockenperioden spezifiziert. Die Ereignisintensität kann nicht unabhängig von der Ereignisdauer modelliert werden, da beide in starkem Maße korreliert sind.

Die Komponenten des Alternating-Renewal-Modells werden über Verteilungsfunktionen beschrieben.

Die Nassdauer wird über eine Allgemeine Extremwertverteilung (AEV) generiert:

$$F_{wsd}(x) = \exp[-\exp(-y)] \quad \text{mit: } y = \begin{cases} \frac{1}{a} \cdot \ln\left(1 - a \cdot \frac{x-c}{d}\right) & \text{für } a \neq 0 \\ \frac{x-c}{d} & \text{für } a = 0 \end{cases}, \quad (3.13)$$

wobei die Nassdauer mit x ($x > 0$ praktischer Anwendungsbereich) und die drei Parameter der AEV mit dem Lageparameter $c \in \mathfrak{R}$, dem Maßstabsparameter $d > 0$ und dem Formparameter a bezeichnet werden.

Die Trockendauer wird über eine dreiparametrische Weibull-Verteilung modelliert:

$$F_{dsd}(x) = 1 - \exp\left[-\left(\frac{x-c}{d}\right)^a\right], \quad (3.14)$$

hierbei ist x die Trockendauer ($x > 0$ praktischer Anwendungsbereich), c der Lageparameter mit $0 \leq c \leq x$, $d > 0$ der Maßstabsparameter und $a > 0$ der Formparameter der Verteilung.

In dem Niederschlagsmodell wird die Nassdauerintensität wsi an Stelle des Nassdauervolumens wsa ($wsa = \text{wet spell amount}$) modelliert. Für die Intensität war eine bessere Anpassung einer einzigen Wahrscheinlichkeitsverteilung für den gesamten Wertebereich von kleinen bis zu großen Niederschlagsereignissen möglich. Für das Volumen war dies nicht durchführbar (HABERLANDT *et al.* 2008a). Die Niederschlagsintensität wird über eine Kappaverteilung

$$F_{wsi}(x) = \left\{ 1 - h \left[1 - a \cdot \frac{x-c}{d} \right]^{\frac{1}{a}} \right\}^{\frac{1}{h}} \quad (3.15)$$

nachgebildet. Dabei ist x die Niederschlagsintensität ($x > 0$ praktischer Anwendungsbereich). Die vier Parameter der Verteilung sind $c \in \mathfrak{R}$ der Lageparameter, der Maßstabsparameter $d > 0$ und die Formparameter $a \in \mathfrak{R}$ und $h \in \mathfrak{R}$. Die Fälle $a = 0$ und $h = 0$ sind implizit als kontinuierliche Grenzwerte von Gleichung (3.15) als $a \rightarrow 0$ und $h \rightarrow 0$ eingeschlossen (HABERLANDT *et al.* 2008a).

Der Zusammenhang zwischen der Nassdauer und der Niederschlagsintensität wird über eine Copula generiert. Eine Copula C ist eine Funktion $C(u, v) = P(U \leq u, V \leq v)$, die alle Informationen über den Zusammenhang der Variablen x_1 (wsd) und x_2 (wsi) enthält, ohne die Randverteilungen $U = F(x_1)$ und $V = F(x_2)$ zu spezifizieren. Hier wird die Frank Copula verwendet:

$$C(u, v) = -\frac{1}{\alpha} \cdot \ln \left[1 + \frac{(e^{-\alpha u} - 1)(e^{-\alpha v} - 1)}{(e^{-\alpha} - 1)} \right] \quad \text{mit: } c[0,1], u[0,1], v[0,1]. \quad (3.16)$$

Im Vergleich zu anderen Copulas hat die Frank Copula den Vorteil, dass auch negative Zusammenhänge der Variablen beschrieben werden können (DE MICHELE & SALVADORI (2003) zitiert in HABERLANDT *et al.* (2008b)). Der einzige Parameter der Frank Copula α wird folgendermaßen aus Kendalls Rangkorrelationskoeffizienten τ bestimmt:

$$\tau(\alpha) \approx \frac{1}{9} \alpha - \frac{1}{900} \alpha^3 + \frac{1}{52920} \alpha^5 - \frac{1}{2721600} \alpha^7 + \dots \quad (3.17)$$

Damit ist die externe Modellstruktur des Niederschlagsprozesses vollständig beschrieben.

Die Generierung der Niederschläge erfolgt, auf Grund der saisonalen Unterschiede in der Niederschlagsgenese, jeweils getrennt für Sommer und Winter. Dabei wurden folgende Randbedingungen zur Separation von Ereignissen definiert:

- Zur Abgrenzung der Ereignisse wird ein Mindesttrockenintervall von einer Stunde im Sommer und von zwei Stunden im Winter verwendet.
- Die Mindestniederschlagsintensität beträgt 0,001 mm/Min.
- Die Mindestniederschlagshöhe für jedes Ereignis wird zu 0,5 mm festgelegt.

Die unterschiedlichen Mindesttrockenintervalle zur Abgrenzung von Ereignissen im Sommer und Winter wurden gewählt, da im Sommer verstärkt konvektive Ereignisse und im Winter advective Ereignisse auftreten.

Tabelle 3.5 gibt eine zusammenfassende Übersicht über die Komponenten des Niederschlagsmodells.

Tabelle 3.5 Komponenten des wsi-Modells

Komponenten	Modell	Parameter (11 So, 11 Wi)
Nassdauer (wsd)	Allgemeine Extremwert – Verteilung	3
Intensität (wsi)	Kappa – Verteilung	4
Zusammenhang wsd & wsi	Frank – Copula	1
Trockendauer (dsd)	Weibull – Verteilung	3

Die Nachbildung der internen Struktur des Niederschlagsereignisses, des Intensitätsverlaufs innerhalb des Ereignisses, erfolgt separat mit Hilfe eines einfachen stochastischen Modellprofils, welches das Ereignisvolumen (*wsa*) in eine vordefinierte Form zerlegt (HABERLANDT 1998). Als Profil für die zeitliche Verteilung der Niederschlagsintensität $i(t)$ während einer Nassdauer wird eine Kombination aus zwei Exponentialfunktionen

$$i(t) = \begin{cases} wsp \cdot \exp[\lambda \cdot (t - wspt)] & \text{für } \lambda \geq 0, 0 \leq t \leq wspt \\ wsp \cdot \exp[\lambda \cdot (wspt - t)] & \text{für } \lambda \geq 0, t > wspt \end{cases} \quad (3.18)$$

verwendet. Dabei bezeichnet *wsp* die Intensitätsspitze, *wspt* die Eintrittszeit des Scheitels und λ den ereignisspezifischen Parameter, der aus den externen Variablen und dem Scheitel bestimmt werden kann. Die Form und Eigenschaften des Profils zeigt Abbildung 3.5.

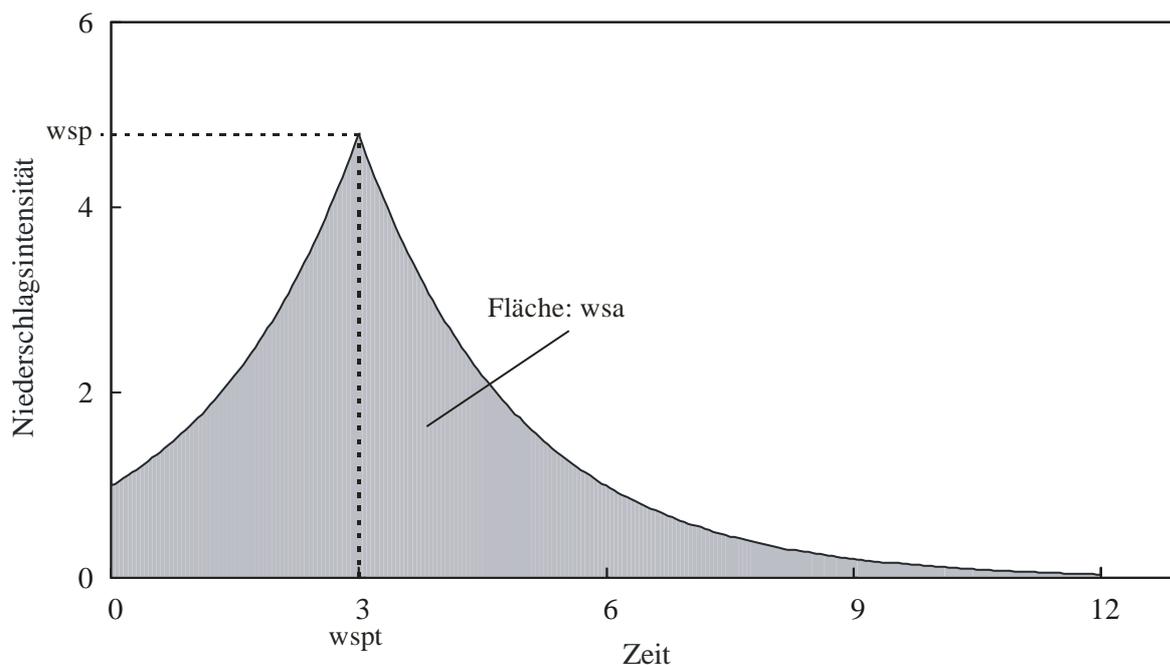


Abbildung 3.5 Schema der internen Ereignisstruktur

Das Profil ist vollständig definiert, wenn die vier Variablen, die Ereignisdauer wsd , das Ereignisvolumen wsa (mittlere Ereignisintensität · Nassdauer), die Intensitätsspitze ($wsp = wet\ spell\ peak$) und deren Eintrittszeit ($wspt = wet\ spell\ peak\ time$) gegeben sind (HABERLANDT 1997). Da die Ereignisdauer und das Ereignisvolumen bereits aus der externen Struktur bekannt sind, brauchen nur noch die Variablen Intensitätsspitze wsp und die zugehörige Eintrittszeit $wspt$ bestimmt werden. Die Generierung der Intensitätsspitze erfolgt über eine lineare Regression zur mittleren Nassdauerintensität $\ln(wsp) = F(\ln[wsa])$ mit:

$$wsp = a \cdot wsa^b \quad \text{mit: } a \geq 1, b \geq 1. \quad (3.19)$$

Auf Grund der hohen räumlichen Konsistenz der saisonal ermittelten Parameter der linearen Regression (Anstieg und Interzept) für alle Stationen, reicht es aus, für das Untersuchungsgebiet jeweils einen Parametersatz für Sommer und Winter zu verwenden.

Die Scheiteintrittszeiten $wspt$ werden über eine Gleichverteilung generiert.

Synthese der Raum-Zeit-Struktur der Niederschläge

In der zweiten Stufe wird den univariat erzeugten Niederschlagszeitreihen eine räumliche Persistenzstruktur aufgeprägt. Hierfür wird eine Neusortierung (Resampling) der Niederschlagsereignisse innerhalb der Zeitreihe nach dem Simulated Annealing Algorithmus (BÁRDOSSY 1998) durchgeführt. Die räumlich zufälligen univariaten Reihen in Ereignisstruktur, nicht die stündlichen Zeitreihen, werden dabei durch Vertauschen der Ereignisse so lange verbessert, bis bestimmte Zieleigenschaften ausreichend genau erreicht sind. Es wurden die folgenden drei räumlich bivariaten Zielkriterien für die stündlichen Niederschlagszeitreihen z definiert:

Das erste Zielkriterium beschreibt das gleichzeitige Auftreten von Niederschlagsereignissen (Niederschlagsvorkommen) an zwei Stationen i und j :

$$P_{ij} \left(z_i > 0 \mid z_j > 0 \right) = \frac{n_{11}}{n_{01} + n_{10} + n_{11} + n_{00}}, \quad (3.20)$$

wobei n_{11} die Anzahl der Stunden mit Niederschlag an Station i und j und n_{00} die Anzahl der Stunden ohne Niederschlag an beiden Stationen ist. Mit n_{10} wird die Anzahl der Stunden mit Niederschlag an Station i und ohne Niederschlag an Station j bezeichnet. Analog dazu beschreibt n_{01} die Anzahl der Stunden ohne Niederschlag an Station i und mit Niederschlag an Station j .

Je dichter zwei Stationen beieinander liegen, desto höher ist die Wahrscheinlichkeit, dass es an beiden Stationen gleichzeitig regnet.

Das zweite Zielkriterium beschreibt die Korrelation der Niederschlagshöhen an zwei Niederschlagsstationen i und j , wenn es an beiden Stationen zeitgleich regnet. Als Maß wird der Pearson'sche Korrelationskoeffizient verwendet:

$$\rho_{ij} = \frac{\text{cov}(z_i, z_j)}{\sqrt{\text{var}(z_i) \cdot \text{var}(z_j)}}, \quad \text{mit: } z_i > 0, z_j > 0. \quad (3.21)$$

Das dritte Kriterium betrachtet die Kontinuität als Zusammenhang zwischen Niederschlagsvorkommen und Niederschlagshöhe der zwei Stationen i und j :

$$K_{ij} = \frac{E(z_i | z_i > 0, z_j = 0)}{E(z_i | z_i > 0, z_j > 0)}. \quad (3.22)$$

Die Kontinuität K_{ij} ist der Quotient aus dem Erwartungswert E des Niederschlags der Station i , wenn es an Station j nicht zeitgleich regnet, geteilt durch den Erwartungswert E des Niederschlags der Station i , dass es an der anderen Station j zeitgleich regnet. Je enger zwei Stationen i und j beieinander liegen, desto kleiner ist das Verhältnis. Liegen zwei Stationen weit voneinander entfernt, ist das Verhältnis nahe 1 (HABERLANDT *et al.* 2008a).

Mit Hilfe der drei gewählten Kriterien kann die räumliche Abhängigkeit des Niederschlags beschrieben werden. Während das erste Kriterium P_{ij} nur das Auftreten des Niederschlags, die Gleichzeitigkeit von Niederschlag an benachbarten Stationen, berücksichtigt, misst das zweite Zielkriterium ρ_{ij} nur den linearen Zusammenhang zwischen den Niederschlagsintensitäten für zwei Stationen beim Auftreten gleichzeitigen Niederschlags. Das dritte Kriterium K_{ij} schätzt die Erwartung des Niederschlags einer Station unter der Bedingung von Niederschlag oder keinem Niederschlag an der Nachbarstation in Kombination mit der räumlichen Beziehung des Niederschlagsvorkommens und der Niederschlagsintensität zwischen zwei Stationen.

Die drei Zielkriterien werden folgendermaßen zu einer bivariaten Zielfunktion gekoppelt:

$$O_{ij} = w_1 \cdot (P_{ij} - \hat{P}_{ij})^2 + w_2 \cdot (\rho_{ij} - \hat{\rho}_{ij})^2 + w_3 \cdot (K_{ij} - \hat{K}_{ij})^2, \quad (3.23)$$

wobei die beobachteten Variablen durch ein Dach gekennzeichnet sind, während die modellierten Werte ohne Dach geschrieben werden. Um die Wichtigkeit der einzelnen Kriterien und deren Maße anpassen zu können, werden die Gewichte $w_1, w_2, w_3 > 0$ eingeführt.

Die Ermittlung der Zielkriterien erfolgt im Präprozessing bivariat in Abhängigkeit der Distanz zwischen den Stationen aus den beobachteten Niederschlagszeitreihen jeweils getrennt für Sommer und Winter. Ist es möglich, diese bivariate Statistik als Funktion der Entfernung zwischen zwei Stationen auszudrücken, kann das Kriterium im Resampling für Zeitreihen von zwei beliebigen Stationen im Untersuchungsgebiet verwendet werden, unabhängig davon, ob für diese Orte direkt Beobachtungen vorliegen.

Das Resampling kann in die Schritte Präprozessing und Simulated Annealing unterteilt werden und erfolgt nach folgendem Prinzip:

I Präprozessing:

- 1) Definition der Zielfunktion für die Zielstation i unter Berücksichtigung der Nachbarstationen j . Die Zielfunktion ergibt sich aus Gleichung (3.23) unter Verwendung der stündlichen Zeitreihen zu

$$O_i = \frac{1}{i-1} \cdot \sum_{j=1}^{i-1} \left[w_1 \cdot (P_{ij} - \hat{P}_{ij})^2 + w_2 \cdot (\rho_{ij} - \hat{\rho}_{ij})^2 + w_3 \cdot (K_{ij} - \hat{K}_{ij})^2 \right]. \quad (3.24)$$

- 2) Festlegen der Gewichte w_k der einzelnen Kriterien der Zielfunktion.
- 3) Festlegung eines maximalen zeitlichen Abstandes für den Tausch von Ereignissen.
- 4) Bestimmung der Annealingparameter.

II Simulated Annealing für N Niederschlagsstationen

Unter der Annahme, dass U die Anzahl aller Stationen ist, die noch nicht getauscht wurden und R die Anzahl aller Stationen, die bereits verändert wurden, läuft der Resampling Algorithmus nach dem Simulated Annealing Verfahren nach folgendem Schema ab:

- 1) Auswahl einer Zielstation i ($i = 1, \dots, N$) aus der Menge U für das Resampling. Es wird eine Sicherung der Zeitreihe in Ereignisstruktur von i gespeichert und die Zeitreihe in stündliche Werte disaggregiert. Wenn die Menge U leer ist, liegen keine weiteren ungetauschten Stationen vor und der Prozess ist beendet.
- 2) Auswahl aller Nachbarstationen j ($j = 1, \dots, N-1$) aus der Menge R , die die Menge der Referenzstationen für das Resampling mit Station i repräsentiert, und Disaggregation in stündliche Werte. Ist die Menge R leer, wird die Station i von der Menge U genommen und unverändert zu der Menge R hinzugefügt, und der Algorithmus kehrt zu Schritt 1) zurück. Ist die Menge R nicht leer, geht der Prozess mit Schritt 3) weiter.
- 3) Zufällige Auswahl und Vertauschen zweier Ereignisse für die Zielstation i . Es wird wieder eine Sicherung der modifizierten Daten für die Periode zwischen den zwei Ereignissen gemacht und die geänderte Periode wieder in stündliche Werte disaggregiert (Update).
- 4) Berechnung (Update) der Zielfunktion O_i (Gleichung (3.24)) für die Station i mit Bezug auf alle vorher gemischten $i - 1$ Nachbarstationen. Es wird ein mittlerer Zielfunktionswert O_i für die Station i unter Berücksichtigung aller Stationen j mit $j = 1, \dots, N-1$ aus der Menge R berechnet.
- 5) Vergleich des neuen O_{new} und des alten O_{old} Zielfunktionswertes, der vor dem letzten Ereignistausch berechnet wurde.
- 6) Falls eine Verbesserung des Zielfunktionswertes erfolgt ist ($O_{new} < O_{old}$), wird die Änderung akzeptiert.
Falls eine Verschlechterung des Zielfunktionswertes erfolgt ist ($O_{new} \geq O_{old}$), wird die Änderung mit der Wahrscheinlichkeit P akzeptiert:

$$P = \exp\left(\frac{O_{old} - O_{new}}{T_a}\right), \quad (3.25)$$

wobei T_a die Annealingtemperatur ist.

Dieser Schritt ist für die Optimierung wichtig, damit der Algorithmus nicht in einem lokalen Minimum endet, sondern eine gute Lösung nahe des Globalen Minimums findet. Die Annealingtemperatur reguliert die Wahrscheinlichkeit der Annahme negativer Änderungen.

- 7) Wiederholung der Schritte 3) bis 6) K mal.

- 8) Verringerung der Annealingtemperatur T_a : $T_a = T_{a-1} \cdot \Delta T$ mit ($0 < \Delta T < 1$) und Fortsetzung des Algorithmus mit Schritt 3). Eine Verringerung der Annealingtemperatur T_a nach jeweils K Iterationsschritten gewährleistet die Konvergenz. Eine langsame Temperatursenkungsrate mit Werten von $\Delta T = 0,95$ oder $\Delta T = 0,90$ hat sich hier bewährt.
- 9) Wiederholung der Schritte 7 und 8 bis zur Konvergenz des Vertauschens der Ereignisse von Station i . Der Algorithmus bricht ab, wenn der berechnete Zielfunktionswert kleiner als ein vorgegebener Wert ist, oder wenn der Zielfunktionswert für eine vorher definierte Anzahl von Iterationen nicht mehr verringert werden kann.
- 10) Entfernen der Zielstation i aus der Menge U und hinzufügen zur Menge R . Der Algorithmus beginnt erneut mit Schritt 1) mit dem Vertauschen der Ereignisse für die nächste Zielstation.

Die verwendeten Verteilungen sind nach oben nicht begrenzt. Es wird lediglich ein Wert für ein maximales Ereignisvolumen festgelegt, der jedoch unabhängig von der Ereignisdauer ist. Somit müssen die generierten Niederschlagszeitreihen abschließend noch auf Plausibilität extremer Niederschlagsereignisse geprüft werden. Hierzu werden im ersten Schritt für ausgewählte Stationen die KOSTRA-Punktwerte (ITWH/DWD 2005) für die Wiederkehrintervalle $T = 10a$ und $T = 100a$ für die Dauerstufen $D = 1h$, $D = 2h$, $D = 3h$ und $D = 4h$ bestimmt und für diese Dauerstufen auf das Wiederkehrintervall $T = 1000a$ extrapoliert. Unter Verwendung der so erhaltenen Niederschlagshöhen für die Wiederkehrintervalle $T = 100a$ und $T = 1000a$ werden im zweiten Schritt die generierten Zeitreihen auf das Vorhandensein größerer Niederschlagssummen für die ausgewählten Dauerstufen überprüft. Wird ein Niederschlagsereignis gefunden, das eine größere Niederschlagssumme aufweist als der zugehörige KOSTRA-Wert, wird abgeschätzt, wie groß die Wahrscheinlichkeit ist, dass in der vorhandenen Zeitreihenlänge ein solcher Wert vorkommen kann. Davon abhängig, verbleibt der Wert entweder in der Zeitreihe oder er wird entfernt und durch den KOSTRA-Wert ersetzt (bei $D > 1h$, gleichverteilt auf die Stundenwerte).

3.1.4 Ereignisbasierte Niederschläge aus KOSTRA

Für Deutschland liegen statistische Regenwerte aus der „Koordinierten Starkregenregionalisierungs-Auswertung - KOSTRA“ flächendeckend als Punktniederschläge vor (ITWH/DWD 2005). Dieser KOSTRA-Atlas (BARTELS *et al.* 2005; MALITZ 2005) stellt für Deutschland in $8,45 \text{ km} \times 8,45 \text{ km}$ ($71,5 \text{ km}^2$) Rasterzellen Punktniederschläge verschiedener Dauerstufen (5 Min bis 72 h) und Überschreitungshäufigkeiten von zweimal im Jahr bis einmal in 100 Jahren (Wiederkehrintervalle T von 0,5a bis 100a) bereit. Zur Ermittlung dieser Bemessungsniederschläge wurden Niederschlagsserien von 1951 – 2000 extremwertstatistisch ausgewertet. Diese Punktniederschläge, die aus einer Niederschlagshöhe h_N und der zugehörigen Dauerstufe D bestehen, müssen für die N-A-Modellierung zum einen in Gebietsniederschläge umgerechnet, zum anderen muss mit Hilfe eines Modellregens ein zeitlicher Verlauf des Niederschlags festgelegt werden. Im Grundlagenbericht zum KOSTRA-Atlas (MALITZ 2005) wird hierzu angemerkt, dass für kleine Einzugsgebiete die Punktniederschläge als Gebietsniederschläge verwendet werden können. Weiter wird angegeben, dass erst bei der Betrachtung von Kurzzeitniederschlägen für große Einzugsgebiete die Abminderung der punktuellen Nie-

erschlagshöhe eine Rolle spielt und somit beachtet werden muss. Es wird jedoch keine Aussage darüber gemacht, wie bei größeren Gebieten mit den KOSTRA-Werten umgegangen werden sollte. Mit dieser Fragestellung befassten sich VERWORN & SCHMIDTKE (2006) im Rahmen des Projektes FLAMINKO (Flächenabhängige Abminderung der Niederschlagswerte in KOSTRA) (siehe auch VERWORN 2008). Ziel des Projektes FLAMINKO war es, auf Basis der KOSTRA-Werte, einheitliche Werte von Abminderungsfaktoren in Abhängigkeit der Gebietsfläche und der Dauerstufe zu liefern. Die bestimmten Abminderungsfaktoren beziehen sich auf Flächen zwischen 25 km² und 1000 km². Größere Gebiete wurden nicht betrachtet, da mit zunehmender Einzugsgebietsgröße die Annahme einer gleichmäßigen Überregnung immer stärker in Frage zu stellen ist. Des Weiteren wird die Anwendung statistischer Regenwerte für größere Gebiete selten durchgeführt (VERWORN 2008). Die Untersuchungen stützten sich auf eine relativ große Datenbasis und wurden für alle KOSTRA-Stützpunkte (D = 15Min, D = 60Min, D = 12h, D = 24h, D = 48h, D = 72h), sowie die Dauerstufe 4h durchgeführt. Die Analysen zeigten, dass die Abminderungsfaktoren nahezu unabhängig von der Wiederkehrzeit sind. Somit ist eine Unterscheidung nach Wiederkehrintervallen nicht erforderlich und die Abminderungsfaktoren lassen sich allein als Funktion der Gebietsgröße und der Dauerstufe angeben (VERWORN 2008).

In der vorliegenden Arbeit werden als Grundlage für die Festlegung der statistischen Gebietsniederschlagswerte die Angaben aus KOSTRA unter Verwendung der Mittelwertbildung in KOSTRA-DWD 2000 (ITWH/DWD 2005), wie von VERWORN (2008) empfohlen, verwendet. Dabei werden alle für das jeweilige Einzugsgebiet zu berücksichtigenden KOSTRA-Rasterfelder markiert. Die aus allen Rasterfeldern gemittelten Werte werden dann für jede Dauerstufe und jedes Wiederkehrintervall von der Software in tabellenform bereitgestellt. Trotz der Mittelung über ein Gebiet stellen diese Werte weiterhin statistische Punktniederschläge dar. Die Ermittlung der Bemessungsniederschläge als Gebietsniederschläge erfolgt für alle Einzugsgebiete unter Verwendung der dauerstufenabhängigen Flächenabminderung (VERWORN 2008) und unter Berücksichtigung der im KOSTRA-Atlas angegebenen Unsicherheitsbandbreiten der statistischen Punktniederschläge.

Die dauerstufenabhängige Flächenabminderung der KOSTRA-Werte erfolgt in zwei Schritten. Im ersten Schritt wird der Abminderungsfaktor AMF mit Hilfe des vereinfachten funktionalen Zusammenhangs zwischen Abminderung und Gebietsgröße A [km²]

$$AMF = 1 - (0,04 \cdot \log A) \quad (3.26)$$

bestimmt (siehe auch linke Seite im Nomogramm von Abbildung 3.6), wobei mit \log der Zehnerlogarithmus angegeben wird.

Im zweiten Schritt werden für alle interessierenden Dauerstufen die Abminderungsfaktoren mit Hilfe der rechten Seite des Nomogramms (Abbildung 3.6) ermittelt.

Da die Gebietsgröße meist bekannt ist und die Abminderungsfaktoren für alle Dauerstufen zu bestimmen sind, liefert VERWORN (2008) ebenfalls eine Grafik, die die Abminderungsfaktoren in Abhängigkeit von der Dauerstufe D und der Gebietsgröße A als Kurvenparameter dar-

stellt (Abbildung 3.7). Bei vorhandenen Einzugsgebietsgrößen, die nicht im Diagramm dargestellt sind, ist zwischen den entsprechenden Kurven zu interpolieren (VERWORN 2008).

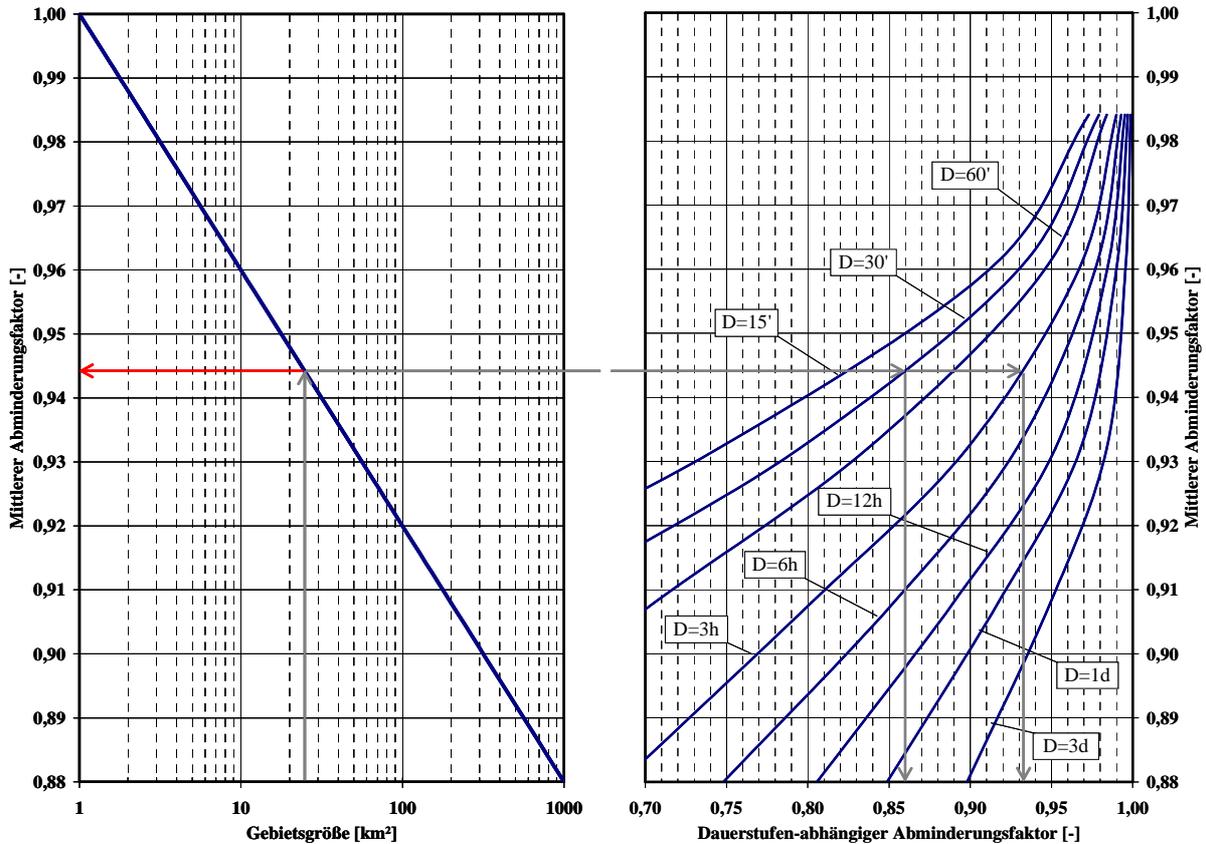


Abbildung 3.6 Nomogramm zur Ermittlung des Abminderungsfaktors aus Gebietsgröße und Dauerstufe (mit Ablesebeispiel) (VERWORN 2008) (verändert)

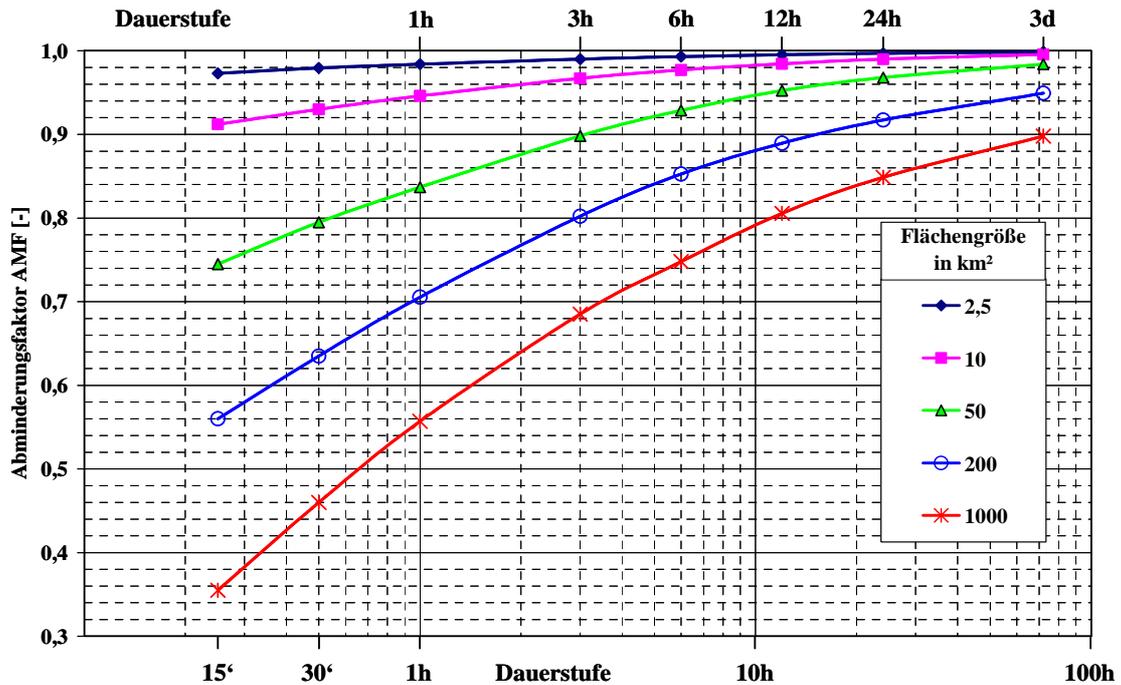


Abbildung 3.7 Ermittlung des Abminderungsfaktors in Abhängigkeit der Dauerstufe mit der Flächengröße als Kurvenparameter (VERWORN 2008) (verändert)

Die so ermittelten Niederschläge bestehen lediglich aus einer Regenhöhe h_N und einer Regendauer D . Für die Verwendung als Bemessungsregen für die N-A-Modellierung ist jedoch noch die Angabe einer zeitlichen Verteilung erforderlich. Da dieser Intensitätsverlauf jedoch aus der statistischen Auswertung nicht abgeleitet werden kann, ist er willkürlich (VERWORN 1999). Bei der Intensitätsverteilung wird zwischen konstant (Blockregen) und variabel (Modellregen) unterschieden. Beim Blockregen wird die Regenhöhe einer bestimmten Dauer in einen Regen mit konstanter Intensitätsverteilung umgesetzt. Da in der Natur keine Blockregen vorkommen, sondern Niederschlagsereignisse ungleichmäßige Intensitätsverteilungen aufweisen, wurden Modellregen entwickelt. Der „richtige“ Modellregen kann jedoch nicht definiert werden, „da hier – wie bei allen Bemessungsregen – vorausgesetzt wird, dass die Regenhäufigkeit auch der Häufigkeit der berechneten Werte auf der Abflusseite entspricht“ (VERWORN 1999). Allgemein können die Intensitätsverläufe der Modellregen in anfangsbetont, endbetont und gleichmäßig unterteilt werden (DVWK 1999b).

In der vorliegenden Arbeit werden für kurze Dauerstufen (1h – 3h) der Blockregen und für Dauerstufen ab $D = 4h$ der KWK-Modellregen (VERWORN 1999) verwendet. Beim KWK-Modellregen wird die Gesamtregendauer D in drei Zeitabschnitte unterteilt, die jeweils eine konstante Intensität aufweisen (siehe Tabelle 3.6 und Abbildung 3.8)

Tabelle 3.6 Modellregen nach KWK (VERWORN 1999)

Regendauer in % von D	Niederschlagshöhe in % von h_N
0 - 25	20
25 - 50	50
50 - 100	30

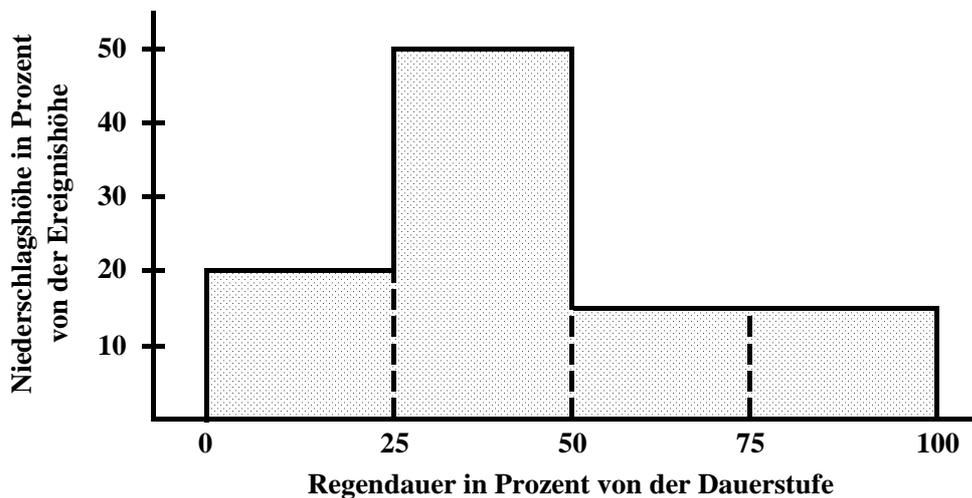


Abbildung 3.8 Modellregen nach KWK, prinzipieller Aufbau (VERWORN 1999)

3.2 Entwicklung von Strategien für die Modellkalibrierung und Anwendung

Für die Bestimmung von Bemessungswerten verschiedener Wiederkehrintervalle werden gewöhnlich beobachtete Abflussscheitelwerte extremwertstatistisch ausgewertet. Stehen hierfür keine ausreichend langen Abflusszeitreihen zur Verfügung, können diese unter Verwendung von N-A-Modellen und langen Niederschlagszeitreihen modelliert werden. Liegen die dazu benötigten Niederschlagszeitreihen nicht in ausreichender Länge und oder Auflösung vor, können synthetische Niederschläge als Eingangsdaten verwendet werden.

Üblicherweise werden hierfür in einem Schritt aus beobachteten Niederschlagszeitreihen die Informationen für die synthetischen Niederschläge gewonnen und diese generiert. In einem getrennten Schritt wird das N-A-Modell an beobachteten Abflusszeitreihen unter Verwendung von beobachteten Niederschlägen kalibriert. Abschließend wird dann das kalibrierte hydrologische Modell verwendet, um aus den synthetischen Niederschlägen Abflüsse zu erzeugen, die anschließend extremwertstatistisch ausgewertet werden.

In der vorliegenden Arbeit wird die Kombination der zur Kalibrierung des hydrologischen Modells verwendeten Niederschlags- und Abflussdaten sowie der daraus resultierende Parametersatz mit dem Begriff „Kalibrierungsstrategie“ beschrieben.

Die in dieser Arbeit entwickelte neue Strategie zur Schätzung der Parametersätze des N-A-Modells, berücksichtigt bereits bei der Kalibrierung alle zur Verfügung stehenden Ein- und Ausgangsdaten. Somit wird bereits in der Phase der Modellkalibrierung besonderer Wert auf die spätere Modellanwendung, die abgeleitete Hochwasserstatistik, gelegt. Die Ergebnisse dieser Vorgehensweise werden in Form von Unsicherheitsbandbreiten dargestellt und führen zu einer abschließenden Bewertung der Methode.

3.2.1 Schätzung der Parametersätze – Kalibrierung

Für die Untersuchungen stehen beobachtete Niederschlagsdaten als Stunden- und Tageswerte zur Verfügung. Darüber hinaus werden die Tageswerte mit Hilfe eines multiplikativen Kaskadenmodells (GÜNTNER *et al.* 2001) zu Stundenwerten disaggregiert (siehe Kapitel 3.1.2). Des Weiteren liegen mit einem hybriden stochastischen Niederschlagsmodell (HABERLANDT *et al.* 2008a) generierte Niederschläge in stündlicher Auflösung vor (siehe Kapitel 3.1.3).

Abflussdaten liegen in Form von digitalisierten Einzelereignissen und kontinuierlichen Zeitreihen in stündlicher Auflösung vor, sowie als Tagesmittelwerte und Monatsscheitelwerte.

Eine Übersicht über mögliche Kalibrierungsstrategien mit den verwendeten Eingangs- und Ausgangsdaten zur Parameterschätzung sowie den zugehörigen Parametersätzen des N-A-Modells gibt Abbildung 3.9.

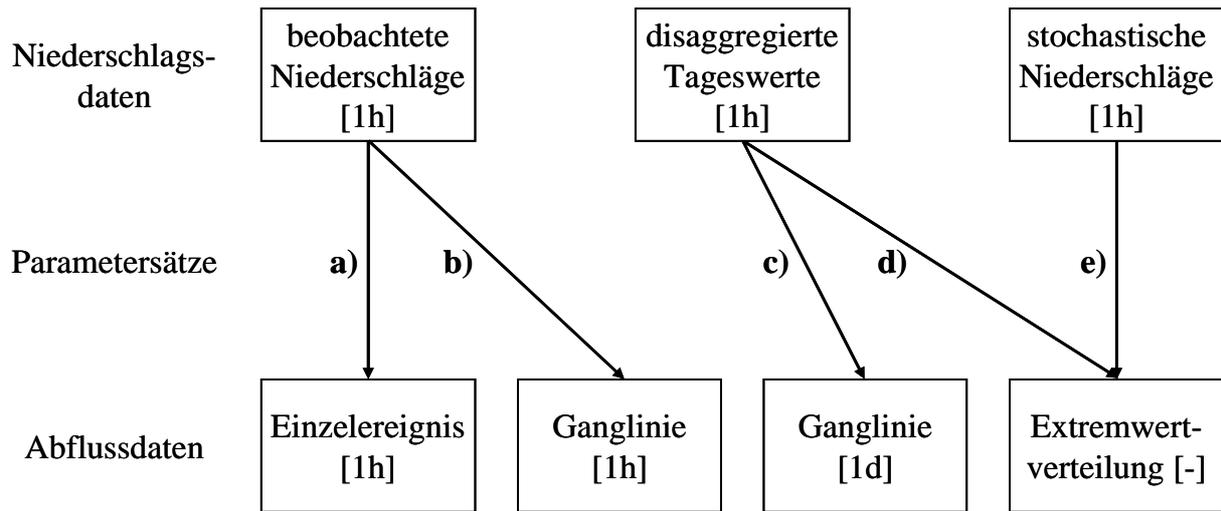


Abbildung 3.9 Ablaufschema der Kalibrierungsstrategien des N-A-Modells

Für alle Parameterschätzungen werden der gleiche Startparametersatz und die gleichen Parametergrenzen verwendet. Um modelliererspezifische Einflüsse zu vermeiden wird auf eine manuelle Kalibrierung verzichtet und für alle Parametersätze eine automatisierte Kalibrierung unter Verwendung des PEST-Algorithmus (PEST = Model Independent Parameter Estimation) (DOHERTY 2004) (Version 11.2) durchgeführt. In der verwendeten Form handelt es sich um eine lokale Optimierung. PEST benutzt zur Optimierung die indirekte Methode, bei der eine Zielfunktion minimiert wird. Als Zielfunktion Φ wird in PEST die Summe der quadrierten gewichteten Differenzen zwischen beobachteten und gemessenen Werten, im vorliegenden Fall Abflüssen, verwendet. Die Zielfunktion Φ berechnet sich damit zu:

$$\Phi = \sum_{i=1}^n \left[w_i \cdot (Q_{beo\ i} - Q_{sim\ i}) \right]^2, \quad (3.27)$$

wobei i die Laufvariable über alle Zeitschritte und n die Anzahl der Messwerte ist. Der Wichtigkeitsfaktor an der Stelle i wird mit w_i bezeichnet. Der beobachtete bzw. der modellierte Abfluss an der Stelle i wird mit $Q_{beo\ i}$ bzw. $Q_{sim\ i}$ angegeben.

Die Minimierung der Zielfunktion wird bei PEST mit einer nichtlinearen Schätztechnik, dem Gauss-Marquart-Levenberg Algorithmus durchgeführt, indem die Modellparameter iterativ variiert werden.

Für die Kalibrierung des N-A-Modells werden fünf Modellparameter verwendet (siehe Tabelle 3.2 in Kapitel 3.1.1).

Die N-A-Modellierung wird für alle Rechenläufe im Stundenzeitschritt durchgeführt.

Im Folgenden werden die Kalibrierungsstrategien erläutert.

Parametersatz a)

Die Schätzung der fünf Parameter erfolgt beim Parametersatz a) mit Hilfe der ereignisbasierten N-A-Modellierung unter Verwendung beobachteter Niederschläge und beobachteter Abflüsse in stündlicher Auflösung. Es werden aus der vorhandenen Zeitreihe mehrere Einzelergebnisse für die Kalibrierung ausgewählt. Die Parameterschätzung erfolgt simultan für alle

Ereignisse, so dass ein Parametersatz gefunden wird, der in der Summe alle Ereignisse am Besten nachbildet. Die Abflusswerte werden alle gleich gewichtet. Die Anfangsbedingungen werden für jedes Ereignis individuell betrachtet. Als Startwert des Abflusses zu Beginn der Modellierung wird jeweils der beobachtete Abfluss zu diesem Zeitpunkt verwendet. Da die Anfangsbedingungen zu Beginn des Ereignisses nicht bekannt sind, werden die Anfangsspeicherfüllungen des Modells für jedes Ereignis im Rahmen der Parameterschätzung mitgeschätzt.

Da sich eine Validierung des Parametersatzes nach der Split Sampling Methode auf Grund der Problematik der Anfangsbedingungen als schwierig erweist, werden alle Ereignisse zur Parameterschätzung verwendet. Die Validierung des Parametersatzes wird über eine kontinuierliche Modellierung durchgeführt.

Parametersatz b)

Die Parameterschätzung erfolgt beim Parametersatz b) unter Verwendung einer beobachteten kontinuierlichen Niederschlagszeitreihe auf eine kontinuierliche beobachtete Abflussganglinie jeweils in stündlicher Auflösung. Bei der Gewichtung der Abflusswerte werden zwei Varianten getestet. Bei der ersten werden alle beobachteten Abflusswerte gleich gewichtet. Bei der zweiten Variante erfolgt eine zusätzliche stärkere Gewichtung der höheren beobachteten Abflüsse, um einen Parametersatz zu bestimmen, der besonders die größeren Abflusswerte der beobachteten Abflussganglinie gut nachbilden kann. Die Aufteilung der Abflusswerte und die zugehörigen Gewichte erfolgt folgendermaßen:

$$\begin{array}{ll}
 Q_{beo} \leq MQ_{beo} & \text{Gewicht} = 1,0 \\
 MQ_{beo} < Q_{beo} \leq 3 \cdot MQ_{beo} & \text{Gewicht} = 2,0 \\
 3 \cdot MQ_{beo} < Q_{beo} \leq 5 \cdot MQ_{beo} & \text{Gewicht} = 3,0 \\
 Q_{beo} > 5 \cdot MQ_{beo} & \text{Gewicht} = 4,0
 \end{array}$$

wobei Q_{beo} der beobachtete Abfluss und MQ_{beo} der mittlere beobachtete Abfluss über den Kalibrierungszeitraum ist. Mit *Gewicht* wird das für den PEST-Algorithmus für den jeweiligen Abflusswert verwendete Gewicht w_i bezeichnet.

Die Validierung der beiden Parametersätze erfolgt nach dem Split Sampling Verfahren mit der beobachteten Abflusszeitreihe. Der endgültige Parametersatz b) wird der Parametersatz der Variante, der in der Kalibrierungs- und Validierungsperiode die beobachtete Abflussganglinie besser nachbildet. Als Gütekriterien werden der Nash-Sutcliffe Koeffizient *NSK* (NASH & SUTCLIFFE 1970) und der Volumenfehler *Volumenfehler* verwendet. Der *NSK* berechnet sich nach

$$NSK = 1 - \frac{\sum_{t=1}^n [Q_{simt} - Q_{beot}]^2}{\sum_{t=1}^n [Q_{beot} - \bar{Q}_{beo}]^2}, \quad (3.28)$$

wobei t den aktuellen Zeitschritt und n die Anzahl aller Zeitschritte bezeichnet. Der modellierte bzw. der beobachtete Abfluss zum Zeitpunkt t sind $Q_{sim\ t}$ bzw. $Q_{beo\ t}$. \overline{Q}_{beo} ist der mittlere beobachtete Abfluss über alle Zeitschritte.

Der Volumenfehler ergibt sich zu:

$$Volumenfehler = \frac{V_{beo} - V_{sim}}{V_{beo}} \cdot 100 \quad [\%], \quad (3.29)$$

wobei V_{beo} das beobachtete Abflussvolumen und entsprechend V_{sim} das modellierte Abflussvolumen über den betrachteten Zeitraum ist.

Parametersatz c)

Die Parameterschätzung für Parametersatz c) erfolgt unter Verwendung der disaggregierten Niederschläge und der beobachteten Abflusstagesmittelwerte. Da beobachtete Tageswerte des Niederschlags und des Abflusses meist über längere Zeiträume vorliegen als hochaufgelöste Daten, stellt ihre Berücksichtigung für die Bestimmung von Bemessungswerten ein großes Potenzial dar. Die Modellierung des Niederschlag-Abfluss-Prozesses auf Tageswertbasis führt gegenüber der Modellierung auf Stundenwertbasis zu einer Unterschätzung der Scheitelabflüsse. Aus diesem Grund werden die Niederschlagstageswerte zu Stundenwerten disaggregiert (siehe Kapitel 3.1.2) und die Berechnungen auf Stundenwertbasis durchgeführt. Im Anschluss werden aus den modellierten stündlichen Abflüssen Tagesmittelwerte bestimmt und diese mit den beobachteten Tageswerten verglichen. Ebenso wie bei Parametersatz b) werden zwei Varianten bei der Gewichtung der Abflusswerte getestet (siehe Parametersatz b)).

Da es sich bei der Disaggregation der Niederschlagstageswerte um ein statistisches Verfahren handelt, sehen die disaggregierten Tagesgänge mehrerer Realisierungen unterschiedlich aus. Aus diesem Grund werden zehn Niederschlagsrealisierungen für die N-A-Modellierung verwendet.

Der Ablauf der Parameterschätzung lässt sich in folgende Schritte gliedern. Dabei ist N die Anzahl der verwendeten Niederschlagsrealisierungen.

- 1) N-A-Modellierung mit dem gleichen Parametersatz und allen N Niederschlagsrealisierungen. Damit ergeben sich N Abflusszeitreihen in stündlicher Auflösung.
- 2) Bestimmung der Tagesmittelwerte der modellierten Abflüsse für jede der N Abflusszeitreihen zu:

$$\bar{x} = \frac{1}{24} \cdot \sum_{i=1}^{24} x_i, \quad (3.30)$$

wobei \bar{x} der aus den Stundenwerten berechnete Tagesmittelwert des Abflusses ist und x die Stundenwerte des modellierten Abflusses sind.

- 3) Sortieren der N modellierten Abflusstagesmittelwerte je Tag der Größe nach und Bestimmung des Medians x_{med} des modellierten Abflusses für jeden Tag:

$$x_{med} = \begin{cases} x_{\left(\frac{N+1}{2}\right)} & \text{falls } N \text{ ungerade} \\ \frac{1}{2} \cdot \left(x_{\left(\frac{N}{2}\right)} + x_{\left(\frac{N+2}{2}\right)} \right) & \text{falls } N \text{ gerade} \end{cases}, \quad (3.31)$$

wobei $x_{\left(\frac{N+1}{2}\right)}$ der Abflusstagesmittelwert des betrachteten Tages an der Rangposition $(N+1)/2$ ist.

Diese Zeitreihe, die für jeden Tag den Median der Abflusstagesmittelwerte der N Realisierungen enthält, wird dann im Rahmen der PEST-Optimierung den beobachteten Tagesmittelwerten des Abflusses gegenübergestellt. Je nach berechnetem Zielkriterium werden die Parameter neu geschätzt und die Berechnungen beginnen wieder mit Schritt 1) oder die Parameterschätzung wird beendet, und es ist ein optimierter Parametersatz gefunden worden.

Die Validierung des Parametersatzes c) erfolgt zum einen nach dem Split Sampling Verfahren mit der beobachteten Abflussganglinie der Tagesmittelwerte. Zum anderen wird der Parametersatz c) mit den beobachteten Niederschlägen in stündlicher Auflösung angewendet und die modellierte Ganglinie der beobachteten Abflussganglinie in stündlicher Auflösung gegenübergestellt.

Parametersatz d)

Parametersatz d) wird unter Verwendung der disaggregierten Niederschlagszeitreihen und den beobachteten Abflussscheitelwerten des gleichen Zeitraumes bestimmt. Die Ermittlung der Abflussbemessungswerte aus der empirischen Verteilungsfunktion ist sehr stark von dem Beobachtungszeitraum und der Länge der Beobachtungsdaten abhängig. Unter Verwendung einer ausgewählten Plotting Formel wird die Eintragungsstelle und damit das zugehörige Wiederkehrintervall bestimmt. Besonders bei kurzen Abflusszeitreihen können somit große Abflusswerte, deren Wiederkehrintervall größer als die Zeitreihenlänge ist, zu einer Überschätzung der Bemessungswerte führen. Aus diesem Grund werden bei dem vorgestellten Ansatz sowohl an die beobachteten als auch an die modellierten Scheitelwerte theoretische Verteilungsfunktionen angepasst. Somit wird die Unsicherheit bei der Bestimmung der Eintragungsstelle (Wahl der „richtigen“ Plotting Formel bzw. Plotting Position) und damit die Unsicherheit des zugehörigen Wiederkehrintervalls der Abflussscheitel umgangen. Außerdem können so auch bei unterschiedlichen Zeitreihenlängen von beobachteten und modellierten Scheitelwerten die Stützstellen auf gleiche Art bestimmt werden. Als theoretische Verteilungsfunktion wird die Allgemeine Extremwertverteilung (AEV) DVWK (1999a) gewählt. Die Verteilung $F(x)$ ist folgendermaßen definiert:

$$F(x) = \begin{cases} \exp \left[- \left(1 - a \cdot \frac{x-c}{d} \right)^{\frac{1}{a}} \right] & \text{für } a \neq 0 \\ \exp \left[- \exp \left(- \frac{x-c}{d} \right) \right] & \text{für } a = 0 \end{cases}, \quad (3.32)$$

wobei die Abflusswerte mit x ($x > 0$ praktischer Anwendungsbereich) und die drei Parameter der AEV mit dem Lageparameter $c \in \mathfrak{R}$, dem Maßstabsparameter $d > 0$ und dem Formparameter a bezeichnet werden.

Die inverse Verteilungsfunktion ergibt sich zu:

$$x = \begin{cases} c + \frac{d}{a} \cdot \left(1 - \left[-\ln(F(x))\right]^a\right) & \text{für } a \neq 0 \\ c + d \left[-\ln\left(-\ln(F(x))\right)\right] & \text{für } a = 0 \end{cases}, \quad (3.33)$$

mit: $F(x) = P_U$, wobei P_U die Unterschreitungswahrscheinlichkeit ist.

Als Parameterschätzverfahren werden die Linear-Momente (L-Momente) unter Verwendung des Statistikpaketes R (Version 2.6.2) verwendet. Die L-Momente sind ein robustes Verfahren zur Parameterschätzung. Da der Exponent bei den L-Momenten an der Wahrscheinlichkeit und nicht wie beispielsweise bei der Momentenmethode an der Abweichung vom Mittelwert steht, können höhere Momente besser geschätzt werden, und die Parameterschätzung reagiert nicht so sensibel auf Ausreißer in der Stichprobe.

Die Parameterschätzung der AEV nach der Methode der L-Momente wird wie folgt durchgeführt:

$$a = 7,8590 \cdot h + 2,9554 \cdot h^2 \quad \text{mit:} \quad h = \frac{2L_2}{L_3 + 3L_2} - \frac{\ln(2)}{\ln(3)}, \quad (3.34)$$

$$d = \frac{a \cdot L_2}{(1 - 2^{-a}) \cdot \Gamma(1 + a)}, \quad (3.35)$$

$$c = L_1 + \frac{d}{a} [\Gamma(1 + a) - 1], \quad (3.36)$$

wobei L_1 , L_2 und L_3 die ersten drei L-Momente sind und $\Gamma(\cdot)$ die Gammafunktion beschreibt.

Detailliertere Informationen zu den L-Momenten sind beispielsweise in HOSKING & WALLIS (1997), RAO & HAMED (2000) und im DVWK Regelwerk 251 (DVWK 1999a) zu finden.

Die Schätzung des Parametersatzes d) kann in die Abschnitte Präprozessing und Parameteroptimierung unterteilt werden. Im Präprozessing werden die beobachteten Scheitelwerte für die Parameterschätzung vorbereitet, in der Parameteroptimierung erfolgt die Bestimmung der Parameter des N-A-Modells.

Das Präprozessing lässt sich in folgende Schritte unterteilen (siehe auch Abbildung 3.10):

- 1) Ermittlung der beobachteten Abflussscheitelwerte für das Ganzjahr (Kalenderjahr), den Winter (Januar-April und November-Dezember) und den Sommer (Mai-Oktober) des Betrachtungszeitraumes.
- 2) Anpassen je einer Allgemeinen Extremwertverteilung an die Stichproben Ganzjahr, Winter und Sommer.

- 3) Auswahl der Wiederkehrintervalle, die für die Parameterschätzung als Stützstellen verwendet werden sollen, und Berechnung der Abflüsse für diese Wiederkehrintervalle jeweils für Ganzjahr, Winter und Sommer. Diese Abflusswerte werden als „Wahrheit“ für die Parameterschätzung verwendet.
- 4) Festlegen der Gewichte der einzelnen Stützstellen für die Parameterschätzung mit PEST. In der vorliegenden Arbeit werden die Gewichte proportional zum Wiederkehrintervall gewählt, um ein größeres Gewicht auf die größeren Abflusswerte zu legen. Um starke Abweichungen bei den sehr kleinen Wiederkehrintervallen zu verhindern, werden die Gewichte w_i hier bei Bedarf vergrößert.

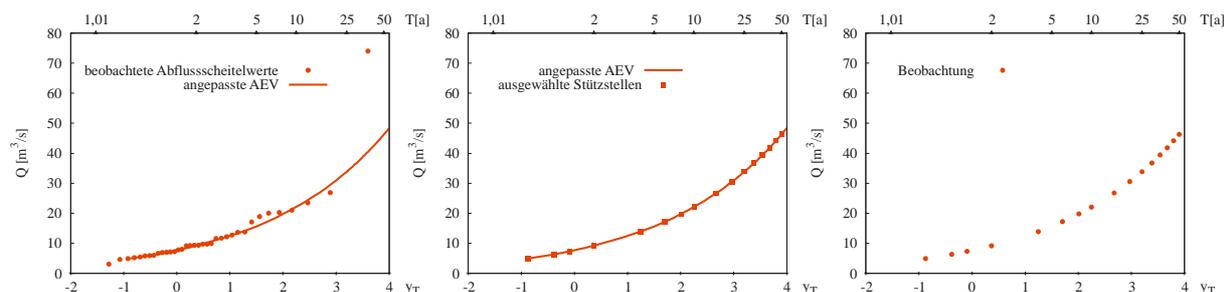


Abbildung 3.10 Ablauf Präprozessing (beobachtete Abflussscheitel = Weibull Plotting Position)

Damit ist das Präprozessing abgeschlossen und die Parameterschätzung kann beginnen. Für die Parameterschätzung werden N Niederschlagsrealisierungen verwendet. Der Ablauf der Parameteroptimierung läuft wie folgt ab (siehe auch Abbildung 3.11):

- 1) N-A-Modellierung mit dem gleichen Parametersatz und allen N Niederschlagsrealisierungen. Damit ergeben sich N Abflusszeitreihen in stündlicher Auflösung.
- 2) Bestimmung der Jahresmaxima bzw. Saisonmaxima des Abflusses jeweils für die Zeiträume Ganzjahr, Winter und Sommer für alle N Abflusszeitreihen. Für die Überprüfung auf Unabhängigkeit zweier Hochwasserscheitel über den Jahreswechsel bzw. den Saisonwechsel wird pragmatisch ein Zeitraum von 10 Tagen festgelegt. Abflussscheitel, die über den Jahres- bzw. Saisonwechsel mehr als 10 Tage auseinander liegen, werden als unabhängig betrachtet. Ist der zeitliche Abstand geringer, wird nur der größere der beiden Abflussscheitel verwendet und anstelle des kleineren der zweitgrößte Abflussscheitel des entsprechenden Zeitraumes verwendet.
- 3) Extremwertstatistische Auswertung: Anpassen von Allgemeinen Extremwertverteilungen an alle Stichproben (N jeweils für Ganzjahr, Winter und Sommer)
- 4) Berechnung der Abflussquantile für die ausgewählten Wiederkehrintervalle (Stützstellen) aus den Verteilungen jeweils für Ganzjahr, Winter und Sommer.
- 5) Sortieren der N Abflüsse je Stützstelle aufsteigend der Größe nach und Berechnen des Medians (Gleichung (3.31)) der N Abflüsse für jedes ausgewählte Wiederkehrintervall jeweils für Ganzjahr, Winter und Sommer.

Die so ermittelten Medianwerte der modellierten Abflussquantile für jede Stützstelle, werden dann im Rahmen der PEST-Optimierung den aus den beobachteten Abflüssen ermittelten Abflussquantilen der Stützstellen gegenübergestellt. Je nach berechnetem Zielkriterium werden

die Parameter neu geschätzt und die Berechnungen beginnen wieder mit Schritt 1) oder die Parameterschätzung wird beendet und es ist ein optimierter Parametersatz gefunden worden.

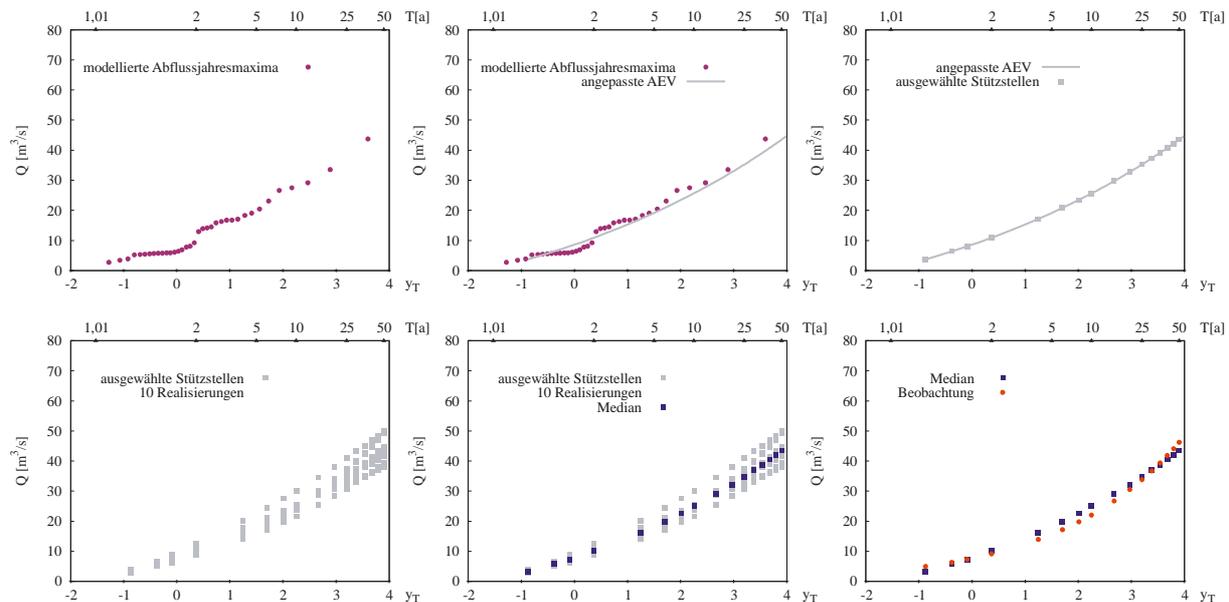


Abbildung 3.11 Ablauf Parameterschätzung (modellierte Abflussjahresmaxima = Weibull Plotting Position)

Die Validierung des Parametersatzes d) erfolgt einerseits mit weiteren Niederschlagsrealisierungen auf die gleiche Art und Weise wie die Parameterschätzung auf die Verteilungsfunktion der beobachteten Abflussscheitelwerte. Andererseits wird der Parametersatz d) mit den beobachteten Niederschlagsdaten in stündlicher Auflösung angewendet und die modellierte Abflussganglinie der beobachteten Abflussganglinie in stündlicher Auflösung gegenübergestellt.

Parametersatz e)

Das Vorgehen der Parameterschätzung des Parametersatzes e) ist genauso wie für Parametersatz d) nur, dass nun die stochastischen Niederschläge die Niederschlagsbelastung darstellen. Da die stochastischen Niederschläge keinen Zeitbezug zu den beobachteten Abflussscheitelwerten besitzen, werden für das Präprozessing alle verfügbaren Abflussscheitelwerte berücksichtigt. In der vorliegenden Arbeit werden die stochastischen Niederschlagsdaten mit einer Länge von 100 Jahren in stündlicher Auflösung generiert. Einerseits kann mit einer längeren Zeitreihe der Stichprobenfehler reduziert werden, andererseits führen längere Zeitreihen zu längeren Rechenzeiten. Da die stochastischen Niederschlagszeitreihen auch für die Modellkalibrierung verwendet werden, werden Zeitreihen mit einer Länge von 100 Jahren als guter Kompromiss zwischen der Reduzierung des Stichprobenfehlers und Begrenzung der Rechenzeit eingestuft.

Die Validierung des Parametersatzes e) erfolgt analog zu der Vorgehensweise für Parametersatz d) zum einen mit weiteren Niederschlagsrealisierungen auf die Verteilungsfunktion der beobachteten Abflussscheitelwerte und zum anderen unter Verwendung der beobachteten Niederschlagsdaten und Abflüsse in stündlicher Auflösung.

3.2.2 Bestimmung der Bemessungswerte – Anwendung

Die Bestimmung der Bemessungswerte erfolgt vergleichsweise für alle Parametersätze a) – e) und drei Arten von Bemessungsniederschlägen (Abbildung 3.12). Als Bemessungsniederschläge werden für die ereignisbasierte Modellierung KOSTRA-Niederschläge (siehe Kapitel 3.1.4) und für die kontinuierliche Modellierung die disaggregierten (siehe Kapitel 3.1.2) und die stochastischen Niederschlagsdaten (siehe Kapitel 3.1.3) verwendet.

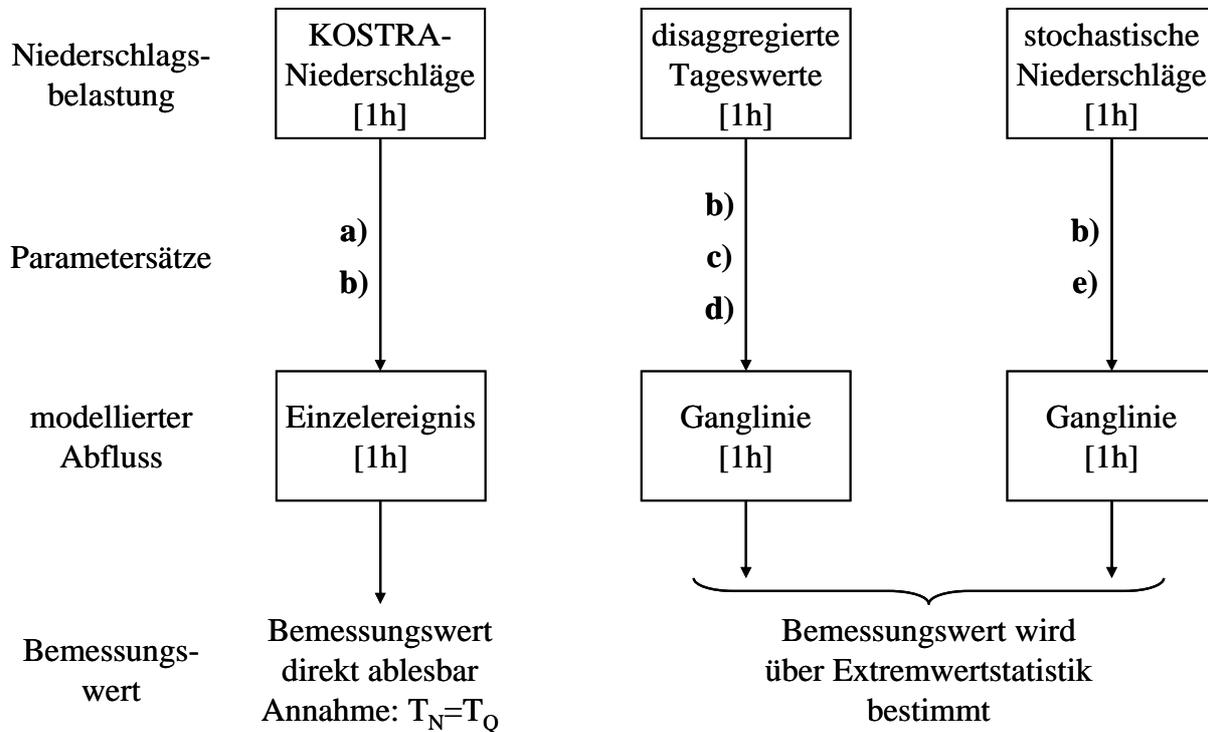


Abbildung 3.12 Ablaufschema zur Bestimmung der Bemessungswerte

Ereignisbasierte Niederschlag-Abfluss-Modellierung:

Für die Ermittlung der Bemessungswerte mit ereignisbasierter N-A-Modellierung werden Niederschlagsdaten aus KOSTRA-DWD 2000 (ITWH/DWD 2005) als Niederschlagsbelastung unter Berücksichtigung der dauerstufenabhängigen Flächenabminderung (VERWORN 2008) und der wiederkehrintervallabhängigen Unsicherheitsbandbreite der KOSTRA-Werte (ITWH/DWD 2005) verwendet. Dabei wird die Annahme getroffen, dass das Wiederkehrintervall des Niederschlags gleich dem Wiederkehrintervall des Abflusses ist. Als Modellregen wird für die Dauerstufen $D = 1\text{h}$ bis $D = 3\text{h}$ ein Blockregen (gleichmäßige Aufteilung der Niederschlagshöhe auf alle Zeitschritte) und ab $D = 4\text{h}$ der Modellregen nach KWK (VERWORN 1999) verwendet (siehe Kapitel 3.1.4).

Für die Modellierung werden verschiedene Wiederkehrintervalle vorgegeben. Um die Unsicherheit der unbekanntenen Bodenfeuchte zu Beginn des Ereignisses zu berücksichtigen, werden verschiedene Anfangsspeicherfüllungen berücksichtigt (siehe Kapitel 3.3.2). Als Basisabfluss zu Beginn des Ereignisses wird der mittlere Abfluss MQ des Pegels aus dem Gewässerkundlichen Jahrbuch (LHW 2005) verwendet. Für jedes Wiederkehrintervall und jede Anfangsspeicherfüllung werden die jeweils maßgeblichen Dauerstufen verwendet, d. h. die deren Niederschlagsvolumen als Bemessungsregen den höchsten Abflussscheitel verursacht. Somit

können die Bemessungswerte für die einzelnen Wiederkehrintervalle direkt bestimmt werden. Für die ereignisbasierte Modellierung mit KOSTRA-Niederschlägen werden die Parametersätze a) und b) verwendet.

Kontinuierliche Niederschlag-Abfluss-Modellierung:

Für die kontinuierliche N-A-Modellierung werden N Realisierungen der disaggregierten Niederschlagstageswerte bzw. der stochastischen Niederschläge als Niederschlagsbelastung verwendet. Die Bestimmung der Abflussbemessungswerte erfolgt in beiden Fällen mit Hilfe der Extremwertstatistik. Die Vorgehensweise bei der Bestimmung der Bemessungswerte ist dem Ablauf der Parameterschätzung ähnlich und kann wie folgt gegliedert werden:

- 1) N-A-Modellierung mit dem gleichen Parametersatz und allen N Niederschlagsrealisierungen. Damit ergeben sich N Abflusszeitreihen in stündlicher Auflösung.
- 2) Bestimmung der Jahresmaxima bzw. der Saisonmaxima des Abflusses jeweils für die Zeiträume Ganzjahr, Winter und Sommer für alle N Abflusszeitreihen.
- 3) Anpassen von Allgemeinen Extremwertverteilungen an alle Stichproben (jeweils N für Ganzjahr, Winter und Sommer)

Für die disaggregierten Niederschlagstageswerte wird die N-A-Modellierung in der genannten Abfolge für die Parametersätze b), c) und d) durchgeführt. Die Modellierung mit den stochastischen Niederschlägen erfolgt für die Parametersätze b) und e).

Aus den angepassten Verteilungen je Parametersatz wird das 90%-Konfidenzintervall bestimmt und als Bandbreite in einem Diagramm mit den beobachteten Abflussscheitelwerten und der an diese angepassten Allgemeinen Extremwertverteilung dargestellt (siehe beispielhaft Abbildung 3.13). So erfolgt eine direkte Gegenüberstellung der Auswirkungen unterschiedlicher Parametersätze. Aus den angepassten Verteilungen werden die Bandbreiten der Bemessungswerte für ausgewählte Wiederkehrintervalle bestimmt. Die beobachteten Abflussscheitelwerte werden zur Orientierung ebenfalls im Diagramm dargestellt. Dabei wird zum einen die Weibull Plotting Position (rote Punkte) und zum anderen die im DVWK 251 Regelwerk (DVWK 1999a) für die AEV empfohlene Plotting Position (rote Sterne) verwendet. Im Regelwerk wird für die AEV die Plotting Position nach Hosking (siehe Abbildung 2.1) vorgeschlagen.

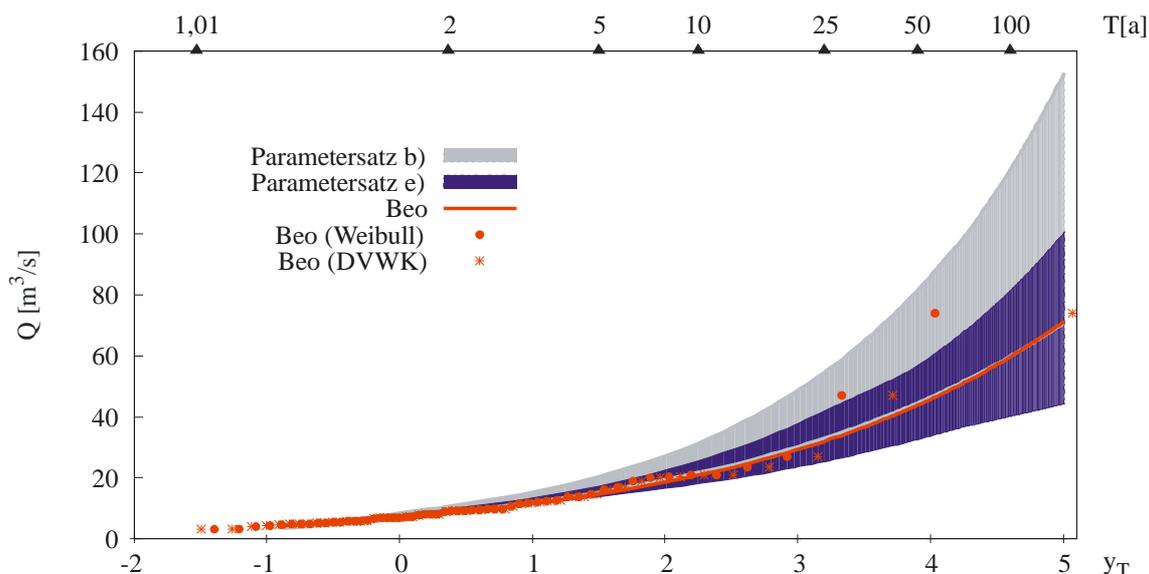


Abbildung 3.13 Prinzipielle Darstellung der Verteilungsfunktionen zur Bestimmung der Bemessungsabflüsse (rote Linie: Allgemeine Extremwertverteilung (AEV) unter Verwendung der beobachteten Abflussscheitel; rote Punkte: beobachtete Abflussscheitel mit Weibull Plotting Position; rote Sterne: beobachtete Abflussscheitel mit der im DVWK Regelwerk empfohlenen Plotting Position für die AEV (DVWK 1999a); grauer Bereich: 90%-Konfidenzintervall AEV unter Verwendung von Parametersatz b); blauer Bereich: 90%-Konfidenzintervall AEV unter Verwendung von Parametersatz e))

Abschließend werden beispielhaft die für ein HQ50 mit unterschiedlichen Bemessungsniederschlägen und verschiedenen Parametersätzen bestimmten Abflussbemessungswerte gegenübergestellt und mit den aus den beobachteten Scheitelwerten bestimmten Werten verglichen. Die Angabe von Unsicherheiten erfolgt unter Verwendung der jeweiligen Bandbreiten.

3.3 Unsicherheitsabschätzung

In diesem Kapitel werden die in dieser Arbeit verwendeten Methoden zur Unsicherheitsabschätzung vorgestellt. Zuerst werden die Methoden erläutert, die zur Bestimmung der Konfidenzintervalle der beobachteten Scheitelwerte verwendet wurden. Danach werden die Methoden zur Abschätzung der Unsicherheit der mit Hilfe der ereignisbasierten und der kontinuierlichen N-A-Modellierung ermittelten Bemessungsabflüsse dargestellt. Abschließend wird die im Rahmen einer Fallstudie für ein Untersuchungsgebiet angewendete GLUE-Methode (BEVEN & BINLEY 1992) näher erläutert. Dabei wird ebenfalls die hier angewendete Strategie zur Bestimmung der Unsicherheit der Abflussbemessungswerte, resultierend aus unsicheren Niederschlagsbelastungen und unsicheren Modellparametern des hydrologischen Modells, vorgestellt.

3.3.1 Extremwertstatistik mit Konfidenzintervall

Mit Hilfe von Konfidenzintervallen kann die Unsicherheit der zufälligen Schwankungen einer Stichprobe auf Grund endlicher Reihenlänge beschrieben werden. Unsicherheiten, die aus der Wahl der angepassten Verteilungsfunktion resultieren, oder darauf basieren, dass die Abflusswerte selbst fehlerbehaftet sind, werden dabei nicht betrachtet (WILLEMS & DICK 2003; DWA 2010). Der Hochwasserabfluss $x(P_U)$, der mit einer Verteilungsfunktion F für eine definierte Unterschreitungswahrscheinlichkeit P_U bestimmt wurde, ist ein Schätzwert. Der wahr-

re Wert ist unbekannt und kann sowohl größer als auch kleiner sein. Es kann jedoch ein Konfidenzbereich bestimmt werden, welcher mit einer statistischen Sicherheit von $(1-\alpha)$ den wahren Wert der Grundgesamtheit enthält. Das Signifikanzniveau α entspricht damit der Wahrscheinlichkeit, dass der tatsächliche aber unbekannte Wert der Grundgesamtheit außerhalb dieses Konfidenzbereiches liegt. Mit zunehmendem Wiederkehrintervall wird der Konfidenzbereich auf Grund der zunehmenden Unsicherheit breiter. Oft wird davon ausgegangen, dass die Abweichungen von dem berechneten Wert $x(P_U)$ asymptotisch normalverteilt sind und der Mittelwert dem berechneten Wert entspricht (KLUGE 1996). Unter Verwendung des Mittelwertes $x(P_U)$ und der Standardabweichung $s_{x(P)}$, können die Grenzen dieses Bereiches mit einer vorzugebenden Wahrscheinlichkeit bestimmt werden. In der Regel verlaufen die Konfidenzintervalle von Hochwasserquantilwerten jedoch asymmetrisch mit größeren Abweichungen nach oben als nach unten, und nicht symmetrisch, wie die angenommene Normalverteilung. Deshalb werden zur Eingrenzung von Unsicherheiten des Schätzwertes zunehmend Resampling-Verfahren angewandt, da mit diesen das Problem der Annahme einer Normalverteilung umgangen werden kann (DWA 2010). Das Merkblatt DWA-M 552 (DWA 2010) empfiehlt die Bandbreite des Hochwassers eines bestimmten Wiederkehrintervalls an Hand zeitlicher, kausaler und räumlicher Zusatzinformationen abzuschätzen, Resampling-Verfahren zu bevorzugen und Konfidenzbereiche nur für den Vergleich zwischen verschiedenen Pegeln zu verwenden. In der Literatur existieren verschiedene Verfahren und Formeln, um Konfidenzintervalle für die verschiedenen Verteilungsfunktionen und unterschiedlichen Parameterschätzverfahren zu bestimmen (STEDINGER *et al.* 1993; DVWK 1999a; DE MICHELE & ROSSO 2001; WILLEMS & DICK 2003; DWA 2010). In der vorliegenden Arbeit werden die Konfidenzintervalle beispielhaft auf drei Arten bestimmt. Zum einen wird das im DVKW-Regelwerk (DVWK 1999a) vorgeschlagene Verfahren angewendet. Zum anderen wird die Formel nach DE MICHELE & ROSSO (2001), die auf Monte Carlo Simulationen beruht, verwendet. Außerdem wird für einzelne ausgewählte Wiederkehrintervalle das Programm HyStat (WILLEMS & DICK 2003), in dem ein parametrisches Bootstrap-Verfahren implementiert ist, eingesetzt, um Konfidenzbereiche zu bestimmen. Die so ermittelten Konfidenzintervalle werden als Unsicherheitsbandbreite für die Bemessungsabflüsse der an die beobachteten Abflussscheitel angepassten Verteilungsfunktion verwendet. Im Folgenden werden die drei Verfahren kurz vorgestellt.

Berechnung der Konfidenzintervalle nach DVWK 251(DVWK 1999a)

Für die Schätzung der unteren und der oberen Grenze ($x_{u,\alpha}$ und $x_{o,\alpha}$) eines Konfidenzbereiches um $x_p = F^{-1}(P)$ einer angepassten Verteilung F mit der Irrtumswahrscheinlichkeit α wird am einfachsten davon ausgegangen, dass x_p normalverteilt ist. Der Mittelwert ist m_{xp} und die Standardabweichung s_{xp} . Bei Annahme von $m_{xp} = x_p$ und mit $u_{1-\alpha/2}$ als Wert der normierten Normalverteilung bei $1-\alpha/2$ gilt dann für die untere bzw. obere Grenze:

$$\begin{aligned} x_{u,\alpha} &= x_p - u_{1-\frac{\alpha}{2}} \cdot s_{xp} \\ x_{o,\alpha} &= x_p + u_{1-\frac{\alpha}{2}} \cdot s_{xp} \end{aligned} \quad (3.37)$$

Für s_{xp} wird im DVWK Regelwerk (DVWK 1999a) die folgende Beziehung genutzt, die jedoch nur näherungsweise gilt:

$$s_{xp}^2 = \frac{m_2}{n} \cdot [1 + k_p \cdot q_3 + 0,25k_p^2 \cdot (q_4 - 1)] = \frac{s^2}{n} \cdot [1 + k_p \cdot q_3 + 0,25k_p^2 \cdot (q_4 - 1)], \quad (3.38)$$

$$\text{mit: } k_p = \frac{x_p - m}{s},$$

wobei m der Mittelwert, s die Standardabweichung und n der Umfang der Stichprobe ist. Die erwartungstreuen Zentralmomente der Ordnung k [$k = 2, 3, \dots$] werden mit m_k und die erwartungstreuen Zentralmomentenquotienten der Ordnung k [$k = 3, 4, \dots$] mit q_k bezeichnet.

Der wahre aber unbekannte Wert x_p liegt dann mit der Wahrscheinlichkeit $1-\alpha$ im Bereich $[x_{u,\alpha}, x_{o,\alpha}]$.

Berechnung der Konfidenzintervalle nach dem Ansatz von DE MICHELE & ROSSO (2001)

DE MICHELE & ROSSO (2001) präsentieren einen einfachen Ansatz zur Unsicherheitsbewertung für die Regionale Hochwasserstatistik unter Verwendung der Allgemeinen Extremwertverteilung mit den wahrscheinlichkeitsgewichteten Momenten als Parameterschätzmethode. Dabei stellen sie eine angenäherte Formulierung für die Varianz des Quantilschätzers vor, mit der die Konfidenzgrenzen der regionalen Verteilung der regionalisierten Hochwasserabflüssen evaluiert werden. Sie zeigen ebenfalls, dass diese Formulierung auch für die lokale Hochwasserstatistik angewendet werden kann, allerdings sollte der Stichprobenumfang ausreichend groß sein ($n > 20$). In diesem Fall werden an Stelle der regionalisierten Parameter die beobachteten Werte eingesetzt. HOSKING *et al.* (1985) (zitiert in (DE MICHELE & ROSSO 2001)) liefern eine Annäherung erster Ordnung für die asymptotische Varianz der Quantile der Allgemeinen Extremwertverteilung unter Verwendung der wahrscheinlichkeitsgewichteten Momente als Parameterschätzer in Form von:

$$\text{var}[\hat{x}_T] = \frac{d^2}{n} \cdot v(a, T), \quad (3.39)$$

wobei n der Stichprobenumfang der regionalisierten normierten Stichprobe ist und $v(\bullet)$ eine Funktion des Formparameters a und des Wiederkehrintervalls T . Das Dach kennzeichnet die Schätzung der gegebenen Variablen.

LU & STEDINGER (1992) (zitiert in (DE MICHELE & ROSSO 2001)) liefern für ausgewählte Formparameter a und ausgewählte Wiederkehrintervalle T Werte für $v(\bullet)$, die sie aus Monte Carlo Simulationen erhalten haben. Diese Monte Carlo Simulationen werden von DE MICHELE & ROSSO (2001) verwendet, um eine annähernde Formulierung für die Varianz des Quantilschätzers anzupassen. Die Formulierung ergibt sich zu:

$$\text{var}[\hat{x}_T] = \frac{d^2}{n} \cdot \exp[y_T \cdot \exp(-1,823a - 0,165)] \quad \text{mit: } a \leq 0, \quad (3.40)$$

dabei ist n der Stichprobenumfang, T das Wiederkehrintervall, d der Maßstabsparameter und a der Formparameter der AEV. Die reduzierte Gumbelvariable y_T berechnet sich zu:

$$y_T = -\ln \left[\ln \left(\frac{T}{T-1} \right) \right] = -\ln \left[-\ln \left(\frac{T-1}{T} \right) \right]. \quad (3.41)$$

Für $y_T \leq 6$ (entspricht einem Wiederkehrintervall von $T \approx 400$ Jahren) liefert die einfache Formulierung zufriedenstellende Ergebnisse, für seltenere Wiederkehrintervalle neigt sie dazu die simulierten Ergebnisse zu überschätzen (De Michele & Rosso 2001).

Somit kann die Formulierung verwendet werden, um die asymptotischen Konfidenzgrenzen der Hochwasserquantile der Allgemeinen Extremwertverteilung für ein gegebenes Signifikanzniveau α zu bestimmen. Die Konfidenzgrenzen \hat{x}_{T,α^\mp} ergeben sich zu:

$$\hat{x}_{T,\alpha^\mp} = \hat{x}_T \mp u_{1-\frac{\alpha}{2}} \cdot \sqrt{\text{var}(\hat{x}_T)}, \quad (3.42)$$

wobei \hat{x}_T das entsprechende Hochwasserquantil des Wiederkehrintervalls T , $u_{1-\alpha/2}$ das $100 \cdot (1-\alpha/2)$ Quantil der Standardnormalverteilung und α das Signifikanzniveau der asymptotischen Konfidenzintervalle ist.

Dabei wird angenommen, dass eine asymptotische Normalverteilung, unter Verwendung der wahrscheinlichkeitsgewichteten Momente als Parameterschätzer der Allgemeinen Extremwertverteilung, für die Parameter und Quantile der Verteilung geeignet ist.

Berechnung der Konfidenzintervalle mit einem parametrischen Bootstrap-Verfahren (HyStat) (WILLEMS & DICK 2003)

Die Berechnung der Konfidenzintervalle mit einem parametrischen Bootstrap-Verfahren wird für ausgewählte Wiederkehrintervalle mit der Software HyStat (WILLEMS & DICK 2003) durchgeführt. Bootstrapping-Verfahren basieren darauf, dass aus einer beobachteten Stichprobe $[x_1, x_2, x_3, \dots, x_n]$ viele Bootstrap-Stichproben $B_i^* [x_1^*, x_2^*, x_3^*, \dots, x_n^*]$ der gleichen Länge erzeugt werden. Dabei ist zwischen nichtparametrischen und parametrischen Bootstrap-Verfahren zu unterscheiden. Bei nichtparametrischen Bootstrap-Verfahren wird die Bootstrap-Stichprobe durch zufälliges Ziehen von Werten mit Zurücklegen aus der beobachteten Stichprobe generiert. Somit kann in der Bootstrap-Stichprobe jeder beobachtete Wert zwischen 0 und n mal vorkommen. Beim parametrischen Bootstrap-Verfahren hingegen wird im ersten Schritt eine theoretische Verteilungsfunktion an die beobachtete Stichprobe angepasst. Im zweiten Schritt erfolgt das Ziehen der Werte für die Bootstrap-Stichprobe aus der angepassten Verteilungsfunktion. Da in HyStat ein parametrisches Verfahren implementiert ist, werden die Werte der Bootstrap-Stichproben B_i^* aus der vom Benutzer gewählten angepassten Verteilungsfunktion $P(X \leq x)$ erzeugt. Für jede dieser so bestimmten Bootstrap-Stichproben B_i^* werden die Parameter der Verteilungsfunktion $F_i^*(X \leq x)$ ermittelt. Dabei wird sowohl die gleiche Verteilungsfunktion als auch das gleiche Parameterschätzverfahren wie für die beobachteten Abflüsse verwendet. In der Regel wird davon ausgegangen, dass die Quantilwerte einer definierten Unterschreitungswahrscheinlichkeit α für die meisten Verteilungen asymptotisch normalverteilt sind. Als Mittelwert wird dabei der Quantilwert Q verwendet, der aus der Quantilfunktion bestimmt wird, die zu der entsprechenden Verteilungsfunktion $P(X \leq x)$ gehört (WILLEMS & DICK 2003). Somit kann die Varianz σ^2 dieser Nor-

malverteilung mit der aus den Bootstrap-Stichproben geschätzten Quantilwerten folgendermaßen abgeschätzt werden (WILLEMS & DICK 2003):

$$\sigma^2 = \frac{1}{q-1} \cdot \sum_{i=1}^q (Q_i^* - Q)^2, \quad (3.43)$$

wobei q die Anzahl der erzeugten Bootstrap-Stichproben, Q der Quantilwert der beobachteten Verteilung und Q_i^* der Quantilwert der jeweiligen Bootstrap-Verteilung ist.

3.3.2 Einzelereignis mit Bemessungsregen

Bei der Bestimmung von Bemessungswerten mit Hilfe der ereignisbasierten N-A-Modellierung werden ein kalibriertes hydrologisches Modell und Bemessungsniederschläge benötigt. Dabei wird die Annahme getroffen, dass das Wiederkehrintervall des Niederschlags gleich dem Wiederkehrintervall des Abflusses ist. Diese Annahme entspricht jedoch nicht der Realität, da der gleiche Niederschlag bei verschiedenen Anfangsfeuchten des Bodens zu unterschiedlichen Abflüssen führt. Somit wirkt sich die für die Modellierung gewählte Anfangsfeuchte direkt auf die Höhe der Bemessungsabflüsse aus. Des Weiteren führen bei unterschiedlichen Anfangsbodenfeuchten unterschiedliche Niederschlagsdauern des gleichen Wiederkehrintervalls zu den maßgebenden Abflüssen. In der vorliegenden Arbeit wird für das verwendete hydrologische Modell eine Methodik entwickelt, wie die Unsicherheit der Anfangsbodenfeuchte bei der Modellierung der Bemessungswerte berücksichtigt werden kann. Im Rahmen der Modellkalibrierung werden die Anfangsspeicherfüllungen für jedes Ereignis individuell kalibriert (siehe Kapitel 3.2.1). Als Abfluss zu Beginn des Ereignisses wird dabei jeweils der beobachtete Abfluss verwendet. Für die Unsicherheitsbetrachtung der Anfangsbedingungen wird für jeden Speicher (Oberbodenspeicher, Zwischenabfluss und Basisabfluss) der Mittelwert aller Ereignisse aus den kalibrierten Werten bestimmt. Die so bestimmten Anfangsspeicherfüllungen werden um 10% und 20% vergrößert und verringert, so dass sich eine Bandbreite möglicher Anfangsbedingungen ergibt. Die Modellierung mit Bemessungsniederschlägen verschiedener Niederschlagsdauern wird mit diesen fünf Anfangsspeicherfüllungen für ausgewählte Wiederkehrintervalle T durchgeführt. Maßgebend wird jeweils die Dauerstufe, die den größten Scheitelabfluss verursacht. Als Abfluss zu Beginn des Ereignisses wird jeweils der mittlere Abfluss des Pegels aus dem Gewässerkundlichen Jahrbuch (LHW 2005) angenommen. Eine weitere Unsicherheitsquelle stellen die Bemessungsniederschläge dar. Die in der vorliegenden Arbeit verwendeten KOSTRA-Niederschlagshöhen weisen laut KOSTRA-Atlas (ITWH/DWD 2005) je nach Wiederkehrintervall eine Unsicherheit von bis zu $\pm 20\%$ auf. Um diese Unsicherheit zu berücksichtigen, werden neben den KOSTRA-Tabellenwerten auch die um die Unsicherheitsangabe reduzierten und erhöhten Niederschlagshöhen für die Modellierung verwendet. Abschließend werden für jedes Wiederkehrintervall ohne und mit Berücksichtigung der KOSTRA-Unsicherheitsbandbreite der Bemessungsniederschlagshöhe in Kombination mit jeder Anfangsspeicherfüllung die maßgebenden Abflüsse bestimmt. Somit kann für jedes betrachtete Wiederkehrintervall ein 90%-Konfidenzintervall der Bemessungsabflüsse angegeben werden. Für die Berechnungen mit den KOSTRA-Tabellenwerten berechnet sich dies aus fünf Abflusswerten, bei der Anwendung der KOSTRA-Unsicherheitsbandbreite aus 15 Werten.

3.3.3 Synthetische Niederschläge mit kontinuierlicher Modellierung

Bei der Verwendung synthetischer Niederschläge und kontinuierlicher N-A-Modellierung werden die Bemessungswerte unter Verwendung der Extremwertstatistik bestimmt (siehe Kapitel 3.2.2). Die Bandbreite der Bemessungswerte beruht auf der Verwendung mehrerer Niederschlagsrealisierungen. Durch den stochastischen Charakter der synthetischen Niederschlagsreihen, weisen diese zwar im Mittel die gleichen Eigenschaften auf, die Ereignisabfolge verschiedener Realisierungen variiert jedoch. Aus diesem Grund werden zur Bestimmung der Abflussbemessungswerte mehrere Niederschlagsrealisierungen für die hydrologische Modellierung verwendet. Für die Bestimmung der Bemessungswerte wird jeweils das 90%-Konfidenzintervall der modellierten und extremwertstatistisch ausgewerteten Abflüsse verwendet.

3.3.4 Generalized Likelihood Uncertainty Estimation (GLUE)

In der klassischen Modellkalibrierung wird unter Verwendung einer Zielfunktion und eines Suchalgorithmus der optimale Parametersatz gesucht. Im Gegensatz hierzu steht die Idee der „equifinality“ der Modelle und Parametersätze (BEVEN 2001). Diese geht davon aus, dass weder das optimale Modell noch der optimalen Parametersatz existieren, sondern vielmehr eine Vielzahl von Modellen und Parametersätzen ähnlich gute Ergebnisse liefern. Die Parametersätze und Modelle werden unter Verwendung geeigneter auch subjektiver Kriterien als gut oder weniger gut geeignet bewertet, oder verworfen, wenn sie das gewählte System nicht repräsentieren können. BEVEN (2001) verwendet hier den Begriff „behavioral“ für die geeigneten und „non-behavioral“ für die zu verwerfenden Parametersätze oder Modelle. Alle guten Parametersätze werden beibehalten und liefern in der Anwendung unterschiedliche Prognosen. Wird den einzelnen Prognosen jedoch ein Vertrauensmaß zugeordnet (das höchste für den besten Parametersatz; null für die verworfenen Parametersätze), so kann die Unsicherheit der Prognose einfach geschätzt werden, indem die Prognosen der akzeptierten Parametersätze gemäß ihrem zugeordneten Vertrauensmaß gewichtet werden.

Diese Vorgehensweise führt nach BEVEN (2001) zu einer Form der Bayes'schen Statistik, bei der diese Art der subjektiven Information genutzt werden kann, um die Wahrscheinlichkeiten verschiedener Ergebnisse zu schätzen.

Diese Betrachtungsweise ist die Grundlage der GLUE-Methode (Generalized Likelihood Uncertainty Estimation) (BEVEN & BINLEY 1992).

Bei der GLUE-Methode werden a priori Verteilungen der Parameterwerte verwendet, um die Parametersätze für die Monte Carlo Simulationen zu generieren. Mit den generierten Parametersätzen werden Modellläufe durchgeführt. Die Modellergebnisse werden an Hand von verfügbaren Kalibrierungsdaten unter Verwendung einer geeigneten Zielfunktion verglichen. Dabei ist zu beachten, dass unterschiedliche Zielfunktionen zu unterschiedlichen Prognoseunsicherheiten führen. Alle Parametersätze mit einem Zielfunktionswert größer null werden für die Prognosen verwendet. Die Prognosen jedes Parametersatzes werden mit dem zu diesem Parametersatz zugehörigen Wert der Zielfunktion gewichtet. Dabei werden die Gewichte so skaliert, dass ihre Summe eins ergibt. Die Summenkurve der Gewichte wird dann für die Schätzung der Quantile zu jedem Zeitschritt verwendet.

Folgende Entscheidungen müssen bei der Verwendung der GLUE-Methode getroffen werden (BEVEN 2001):

- Auswahl des Modells oder der Modelle für die Analyse
- Auswahl der zu variierenden Parameter und Festlegung der möglichen Bandbreiten für jeden einzelnen Parameter
- Auswahl der Sampling Strategie für die Parametersätze
- Auswahl einer geeigneten Zielfunktion bzw. eines geeigneten Gütemaßes

Da diese Entscheidungen alle zu einem gewissen Teil subjektiv sind, sollten sie explizit angegeben werden, so dass die Analyse reproduziert und die Entscheidungen von anderen diskutiert und bewertet werden können (BEVEN 2001).

Bei der GLUE-Methode wird die Unsicherheit der Modellparameter stellvertretend für alle Quellen von Unsicherheiten betrachtet, d. h. sie beinhaltet die Unsicherheit der Eingangsdaten, die Unsicherheit der Beobachtungsdaten, die strukturelle Unsicherheit des Modells sowie die Unsicherheit der Modellparameter.

Das generelle Vorgehen bei der GLUE-Methode umfasst folgende Schritte:

- 1) Festlegen der Parametergrenzen der zu variierenden Modellparameter
Die Wahl der Parametergrenzen ist sorgfältig zu treffen. Ziel ist es einen Parameterraum zu finden, der einerseits groß genug ist, um gute Modellanpassungen zu ermöglichen, andererseits darf er nicht so groß sein, dass Parameterwerte unplausibel werden oder sich unnötig viele non-behavioral Modellläufe ergeben (BEVEN 2001). Des Weiteren muss der Parameterraum mit der Anzahl der durchführbaren Rechenläufe repräsentativ beprobt werden können.
- 2) Wahl der Sampling Strategie
In den meisten GLUE-Anwendungen wurde bisher eine Gleichverteilung der Parameterwerte innerhalb der Parametergrenzen angenommen und die Werte der einzelnen Parameter voneinander unabhängig zufällig daraus gezogen (BEVEN 2001). Dieses Verfahren ist einfach zu implementieren und sichert die Unabhängigkeit der Parametersätze bevor sie mit Hilfe der Zielfunktion bewertet werden. Als Nachteil ist anzumerken, dass es eine relativ ineffiziente Strategie ist, die bei großen Parameterräumen zu vielen zu verwerfenden Modellläufen führen kann. Aus diesem Grund wurden bereits verschiedene Sampling Strategien wie Latin Hypercube Methoden und Monte Carlo Markov Ketten Methoden getestet, um die Generierung der Parametersätze effizienter zu gestalten.
- 3) Wahl des Gütemaßes
Als Gütemaß kann für die GLUE-Methode jede Zielfunktion verwendet werden, die die Bedingungen erfüllt, dass ihr Wert mit zunehmender Güte der Modellierungsergebnisse monoton steigt und den zu verwerfenden Parametersätzen einen „likelihood“ von null zugewiesen wird. Da die Modellläufe entsprechend ihres Gütekriteriums sortiert werden, ist zu berücksichtigen, dass verschiedene Zielfunktionen unterschiedliche Rangfolgen der Parametersätze zur Folge haben. Die Wahl des Gütekriteriums sollte dem Einsatzgebiet des Modells entsprechend getroffen werden. Als gängiges Gütemaß wird

in der hydrologischen Modellierung und auch für die GLUE-Methode der Nash-Sutcliffe Koeffizient (NASH & SUTCLIFFE 1970) verwendet (BEVEN 2001; MONTANARI 2005; GATKE 2006; YANG *et al.* 2008). Weitere Gütekriterien sind in Beven & Freer (2001) zu finden. In der vorliegenden Arbeit findet der Nash-Sutcliffe Koeffizient *NSK* Anwendung:

$$NSK = 1 - \frac{\sum_{t=1}^n [Q_{sim t} - Q_{beo t}]^2}{\sum_{t=1}^n [Q_{beo t} - \bar{Q}_{beo}]^2}, \quad (3.44)$$

wobei t der aktuelle Zeitschritt und n die Anzahl aller Zeitschritte ist. $Q_{sim t}$ gibt den modellierten und $Q_{beo t}$ den beobachteten Abfluss zum Zeitpunkt t an. \bar{Q}_{beo} bezeichnet den mittleren beobachteten Abfluss über alle Zeitschritte. Die Werte des *NSK* liegen zwischen $-\infty$ und 1, wobei höhere Werte einer besseren Übereinstimmung zwischen beobachteten und modellierten Werten entsprechen. Der Wert 1,0 entspricht einer perfekten Übereinstimmung der beobachteten und modellierten Werte. Der *NSK* nimmt den Wert 0,0 an, wenn die Restvarianz genauso groß ist, wie die Varianz in den gemessenen Daten. Er wird negativ, wenn die Restvarianz größer ist als die Varianz in den beobachteten Daten, d. h. der mittlere beobachtete Abfluss repräsentiert die beobachtete Ganglinie besser als der modellierte Abfluss. Da diese Modelle verworfen werden, können diese Werte zu null gesetzt werden, wenn der *NSK* als Gütemaß verwendet wird.

4) Festlegen des Schwellwertes für das Gütemaß

Die Anwendung der GLUE-Methode erfordert die Festlegung eines Auswahlkriteriums nach dem Parametersätze, die nicht zu akzeptablen Modellierungsergebnissen führen, verworfen werden. Eine Möglichkeit stellt hierbei ein fester Schwellwert des Gütemaßes dar. Dieser bestimmt, ob ein Rechenlauf und der damit verbundene Parametersatz behavioral oder non-behavioral ist. Dabei bedeutet behavioral, dass das berechnete Gütemaß besser ist, als der festgelegte Schwellwert, und non-behavioral, dass das ermittelte Gütemaß schlechter ist, als der festgesetzte Schwellwert. Die Wahl des Schwellwertes hat erhebliche Auswirkungen auf die modellierte GLUE-Bandbreite und somit auf die Wahrscheinlichkeit, dass beobachtete Werte nicht innerhalb dieser Bandbreite liegen (MONTANARI 2005). Die Wahl des Schwellwertes ist deshalb sorgfältig zu treffen. Wird er zu hoch gewählt, so werden viele Parametersätze verworfen und nur wenige als geeignet eingestuft. Als Folge ergeben sich sehr schmale Unsicherheitsbandbreiten. Diese führen dazu, dass die beobachteten Messwerte zum Teil weit außerhalb liegen, und somit die Modellstruktur fragwürdig erscheint. Sehr große Unsicherheitsbandbreiten hingegen ergeben sich, wenn der Schwellwert zu niedrig gewählt wird, und nahezu alle Parametersätze als geeignet eingestuft werden. Dies deutet darauf hin, dass das Modell nahezu keine Prognosefähigkeit besitzt (BEVEN & BINLEY 1992).

Eine andere Möglichkeit, die guten bzw. geeigneten Parametersätze zu bestimmen, stellt die Auswahl einer festen Anzahl der nach dem Gütemaß sortierten Parametersätze dar (siehe beispielsweise GATKE (2006)).

- 5) Durchführen der Monte Carlo Simulationen für jeden Parametersatz.
- 6) Berechnen des Wertes der Zielfunktion für jeden Modelllauf und unterteilen der Parametersätze in gute und zu verwerfende gemäß gewähltem Schwellwert.
- 7) Bestimmen des Gewichtes für jeden behavioral Lauf, so dass die Summe der Gewichte eins beträgt (YANG *et al.* 2008):

$$w_i = \frac{L(\theta_i)}{\sum_{k=1}^N L(\theta_k)} \quad \text{mit:} \quad \sum w_i = 1,0, \quad (3.45)$$

wobei N die Anzahl der behavioral Läufe, $L(\theta_i)$ der jeweilige Gütekennwert und w_i das jeweilige Gewicht ist.

- 8) Bestimmen der Bandbreite für jeden Zeitschritt. Für jeden Zeitschritt bzw. jede Stützstelle werden die Abflusswerte der Größe nach geordnet, wobei die ihrem Rechenlauf zugehörigen Gewichte mit sortiert werden. Aus der kumulierten Dichteverteilung der Gewichte werden anschließend die gewünschten Quantile z. B. 5% und 95%-Quantil bestimmt und die zugehörigen Abflusswerte ausgelesen.

In der vorliegenden Arbeit wird die GLUE-Methode angewendet, um die Unsicherheitsbandbreiten bei der Bestimmung von Bemessungsabflüssen zu quantifizieren. Dabei sollen zum einen die Unsicherheiten verschiedener Parametersätze und verschiedener Niederschlagsrealisierungen verglichen werden. Zum anderen wird die Unsicherheit der Kombination verschiedener Niederschlagsrealisierungen und verschiedener Parametersätze betrachtet. Insbesondere soll dabei untersucht werden, ob sich die Unsicherheitsbandbreiten der Parametersätze und der Niederschlagsrealisierungen in der Kombination addieren oder kompensieren. Des Weiteren werden die Unsicherheitsbandbreiten der Bemessungsabflüsse untersucht, wenn die Parametersätze und Gewichte für die Modellierung verwendet werden, die unter Verwendung einer beobachteten Abflusszeitreihe mit Hilfe der GLUE-Methode für geeignet bestimmt wurden.

Für die Modellierung werden zum einen die kontinuierliche stündliche Abflusszeitreihe mit den beobachteten stündlichen Niederschlägen und zum anderen die Verteilung der Extremwerte der Abflüsse mit den disaggregierten bzw. den stochastischen Niederschlägen verwendet. Bei der Anwendung auf die Extremwertverteilung werden folgende drei Fälle unterschieden:

- I GLUE unter Verwendung verschiedener Modellparametersätze
- II GLUE unter Verwendung verschiedener Niederschlagsrealisierungen
- III GLUE unter Verwendung verschiedener Modellparametersätze und verschiedener Niederschlagsrealisierungen

Für die Berechnungen mit der GLUE-Methode werden 1000 Parametersätze verwendet. Für die Parameterwerte wird eine Gleichverteilung innerhalb der Parametergrenzen angenommen und die Werte der einzelnen Parameter werden unabhängig voneinander und zufällig gezogen. Es werden die gleichen fünf Parameter und die gleichen Parametergrenzen wie für die Kali-

brierungsstrategie verwendet. Auf der Niederschlagsseite stehen je 100 Realisierungen der disaggregierten und der stochastischen Niederschläge zur Verfügung. Bei den Niederschlagsmodellen werden alle erzeugten Realisierungen bezogen auf das Niederschlagsmodell als behavioral angesehen, da die Modellparameter der Niederschlagsmodelle an Hand von beobachteten Daten bestimmt wurden. Die Unterschiede der einzelnen Niederschlagsrealisierungen ergeben sich aus dem stochastischen Charakter der Niederschlagsmodelle. Die stochastische Variabilität wird von sich aus als hoch angesehen, so dass die Parameter der Niederschlagsmodelle nicht variiert werden. Es erfolgt keine Unsicherheitsabschätzung der modellierten Niederschläge auf beobachtete Niederschlagszeitreihen. Es wird die, durch die Variabilität der Niederschlagsrealisierungen verursachte, Bandbreite der Bemessungsabflüsse auf Unsicherheiten untersucht. Das verwendete Gütemaß ist der Nash Sutcliffe Koeffizient. Als Schwellwert für die Aufteilung der Parametersätze in gute (behavioral) und zu verwerfende (non-behavioral) wird ein *NSK* von 0,75 festgelegt.

I GLUE unter Verwendung verschiedener Modellparametersätze

Die GLUE-Methode unter Verwendung verschiedener Modellparametersätze wird zum einen für die beobachtete Abflussganglinie mit beobachteten Niederschlägen und zum anderen für die Verteilung der Extremwerte der beobachteten Abflussscheitel unter Verwendung je einer Niederschlagsrealisierung der disaggregierten Tageswerte bzw. der stochastisch generierten Niederschläge durchgeführt. Dabei wird für die synthetischen Niederschläge jeweils eine Realisierung ausgewählt, die im Rahmen der Modellkalibrierung (siehe Kapitel 3.2) mit dem kalibrierten Parametersatz gute Ergebnisse geliefert hat. Dadurch soll der Einfluss der Unsicherheit der Niederschlagsrealisierung möglichst gering gehalten werden.

Für die Ganglinie werden die Modellläufe durchgeführt und die Parametersätze gemäß dem Gütekriterium und dem Schwellwert in gute und zu verwerfende unterteilt. Für die guten Parametersätze werden anschließend die zugehörigen Gewichte nach Gleichung (3.45) bestimmt. Als Ergebnis wird die beobachtete Abflussganglinie mit dem modellierten 90%-GLUE-Konfidenzintervall dargestellt.

Für die Anwendung der GLUE-Methode auf die Extremwerte der Abflüsse wird vom Prinzip her genauso vorgegangen wie bei der Kalibrierungsstrategie (siehe Kapitel 3.2). Zuerst wird an die beobachteten Extremwerte des Abflusses unter Verwendung der L-Momente eine Allgemeine Extremwertverteilung angepasst. Für alle generierten Parametersätze werden mit dem hydrologischen Modell Rechenläufe unter Verwendung der synthetischen Niederschläge durchgeführt. Die modellierten Zeitreihen werden extremwertstatistisch ausgewertet indem zuerst die Jahresmaxima bzw. die Saisonmaxima der Abflüsse bestimmt werden, und dann jeweils mit Hilfe der L-Momente eine Allgemeine Extremwertverteilung angepasst wird. Die Unterscheidung der Parametersätze in gute und zu verwerfende erfolgt an Hand der gewählten Zielfunktion und der AEV. Dafür werden sowohl von der an die beobachteten Abflussextrwerte angepassten AEV, als auch von den an die modellierten Abflussextrwerte angepassten Verteilungen, Abflusswerte für ausgewählte Wiederkehrintervalle bestimmt. Diese werden unter Verwendung des Gütemaßes miteinander verglichen und unter Berücksichtigung des gewählten Schwellwertes die Parametersätze in gute und zu verwerfende unterteilt. Für die Angabe der Unsicherheitsbandbreite werden die modellierten Abflusswerte der guten Pa-

rametersätze für jedes Wiederkehrintervall der Größe nach sortiert. Entsprechend der zugeordneten Gewichte wird das 90%-GLUE-Konfidenzintervall ermittelt. Die resultierende Bandbreite wird als Unsicherheitsbandbreite der Modellparameter gewertet.

Da die GLUE-Methode auch als Kalibrierung mit Unsicherheitsbandbreiten verstanden werden kann, wird an dieser Stelle analog zur Kalibrierungsstrategie (siehe Kapitel 3.2) ebenfalls untersucht, ob die guten Parametersätze aus der Modellierung der Ganglinie auch sinnvoll für die Bestimmung von Bemessungsabflüssen mit synthetischen Niederschlägen eingesetzt werden können. Im Rahmen der Kalibrierung werden mit Hilfe des Gütekriteriums und des Schwellwertes die guten Parametersätze und die zugehörigen Gewichte bestimmt. Im Folgenden wird angenommen, dass diese Parametersätze und die zugehörigen Gewichte für die Validierung/Anwendung des Modells verwendet werden können. Im Rahmen der Unsicherheitsfallstudie werden die guten Parametersätze für die Ganglinie an Hand der beobachteten stündlichen Abflüsse bestimmt (s.o.). Analog zur Kalibrierungsstrategie werden diese guten Parametersätze auch für die Bestimmung der Bemessungswerte mit den synthetischen Niederschlägen verwendet. Die modellierten Zeitreihen werden extremwertstatistisch ausgewertet, und an jede Reihe wird mit Hilfe der L-Momente eine Allgemeine Extremwertverteilung angepasst. Entsprechend der für die Ganglinie bestimmten Gewichte werden die Unsicherheitsbandbreiten (90%-GLUE-Konfidenzintervall) für die AEV dargestellt. An Hand der Bemessungsabflüsse werden die modellierten Unsicherheitsbandbreiten gegenübergestellt. Zum einen ist dies die Bandbreite (90%-GLUE-Konfidenzintervall), die mit der GLUE-Methode unter Verwendung der synthetischen Niederschlagsdaten und der beobachteten AEV bestimmt wird. Zum anderen ist es das 90%-GLUE-Konfidenzintervall, das sich aus der Anwendung der, mit der GLUE-Methode für die Nachbildung der beobachteten Abflussganglinie bestimmten, guten Parametersätze ergibt, wenn diese für die N-A-Modellierung mit synthetischen Niederschlägen angewendet werden. Der Vorteil dieser Anwendung liegt in der benötigten Rechenzeit. Die Berechnungszeit der GLUE-Methode für die Ganglinie ist deutlich kürzer als die Berechnungszeit der GLUE-Methode für die Verteilungsfunktion. Somit könnte in der Praxis Zeit gespart werden, wenn eine Anwendung der für die Ganglinie geeigneten Parametersätze erfolgen könnte. Für die Bestimmung der Bemessungswerte bräuchte im Folgenden die N-A-Modellierung nur noch mit den guten und nicht mehr mit allen Parametersätzen durchgeführt werden.

II GLUE unter Verwendung verschiedener Niederschlagsrealisierungen

Die GLUE-Methode unter Verwendung verschiedener Niederschlagsrealisierungen erfolgt für die Verteilung der Jahresmaxima bzw. der Saisonmaxima der Abflüsse unter Verwendung von je 100 Niederschlagsrealisierung der disaggregierten Tageswerte bzw. der stochastisch generierten Niederschläge. Als Parametersatz wird jeweils der im Rahmen der Modellkalibrierung (siehe Kapitel 3.2) ermittelte Parametersatz verwendet. So soll der Einfluss der Unsicherheit des verwendeten Parametersatzes möglichst gering gehalten werden.

Für jede Niederschlagsrealisierung wird ein Modellrechenlauf durchgeführt. Die Auswertung auf die Extremwerte des Abflusses erfolgt vom Ablauf her genauso wie unter I beschrieben. Das ermittelte 90%-GLUE-Konfidenzintervall der Bemessungsabflüsse, um die, an die beob-

achteten Abflussextrremwerte angepasste, AEV, wird als Unsicherheitsbandbreite der Niederschlagsrealisierungen gewertet.

III GLUE unter Verwendung verschiedener Modellparametersätze und verschiedener Niederschlagsrealisierungen

Mit Hilfe der GLUE-Methode unter Verwendung verschiedener Modellparametersätze und verschiedener Niederschlagsrealisierungen wird untersucht, ob sich die unter I und II ermittelten Unsicherheitsbandbreiten in der Kombination vergrößern oder gegenseitig kompensieren. Es werden die gleichen 1000 Parametersätze wie unter I verwendet. Da jeweils nur 100 Niederschlagsrealisierungen vorliegen, wird jede Niederschlagsrealisierung zehnmal, also mit zehn verschiedenen Parametersätzen verwendet. Die Kombination der Niederschlagsrealisierungen und der Modellparametersätze erfolgt zufällig. Insgesamt werden jeweils für die disaggregierten Niederschlagstageswerte bzw. die stochastisch generierten Niederschläge 1000 Rechenläufe mit dem hydrologischen Modell durchgeführt. Die Auswertung der Modellläufe nach der GLUE-Methode erfolgt wie unter II auf die Bemessungswerte des Abflusses. Das ermittelte 90%-GLUE-Konfidenzintervall wird als Unsicherheitsbandbreite der Modellparameter und der Niederschlagsrealisierungen betrachtet.

Kapitel 4

Untersuchungsgebiete und Daten

Die Untersuchungen erfolgen an vier mesoskaligen Teileinzugsgebieten des ca. 3.500 km² großen Einzugsgebietes der Bode. Geografisch gliedert sich das im mitteldeutschen Raum liegende Bodeeinzugsgebiet in die Einheiten Harz und Harzvorland. Der Brocken stellt mit 1142 m üNN die höchste Erhebung des Gebietes dar. Der tiefste Bereich liegt bei Nienburg mit 57 m üNN, wo die Bode in die Saale mündet.

4.1 Untersuchungsgebiete und Datengrundlage

Die Untersuchungen werden an den Einzugsgebieten der Pegel Trautenstein (Rappbode) (39,1 km²), Silberhütte (Selke) (105 km²), Mahndorf (Holtemme) (168 km²) und Oschersleben (Großer Graben) (838 km²) durchgeführt. Die Lage der Untersuchungsgebiete und die verwendeten Messstationen sind in Abbildung 4.1 dargestellt.

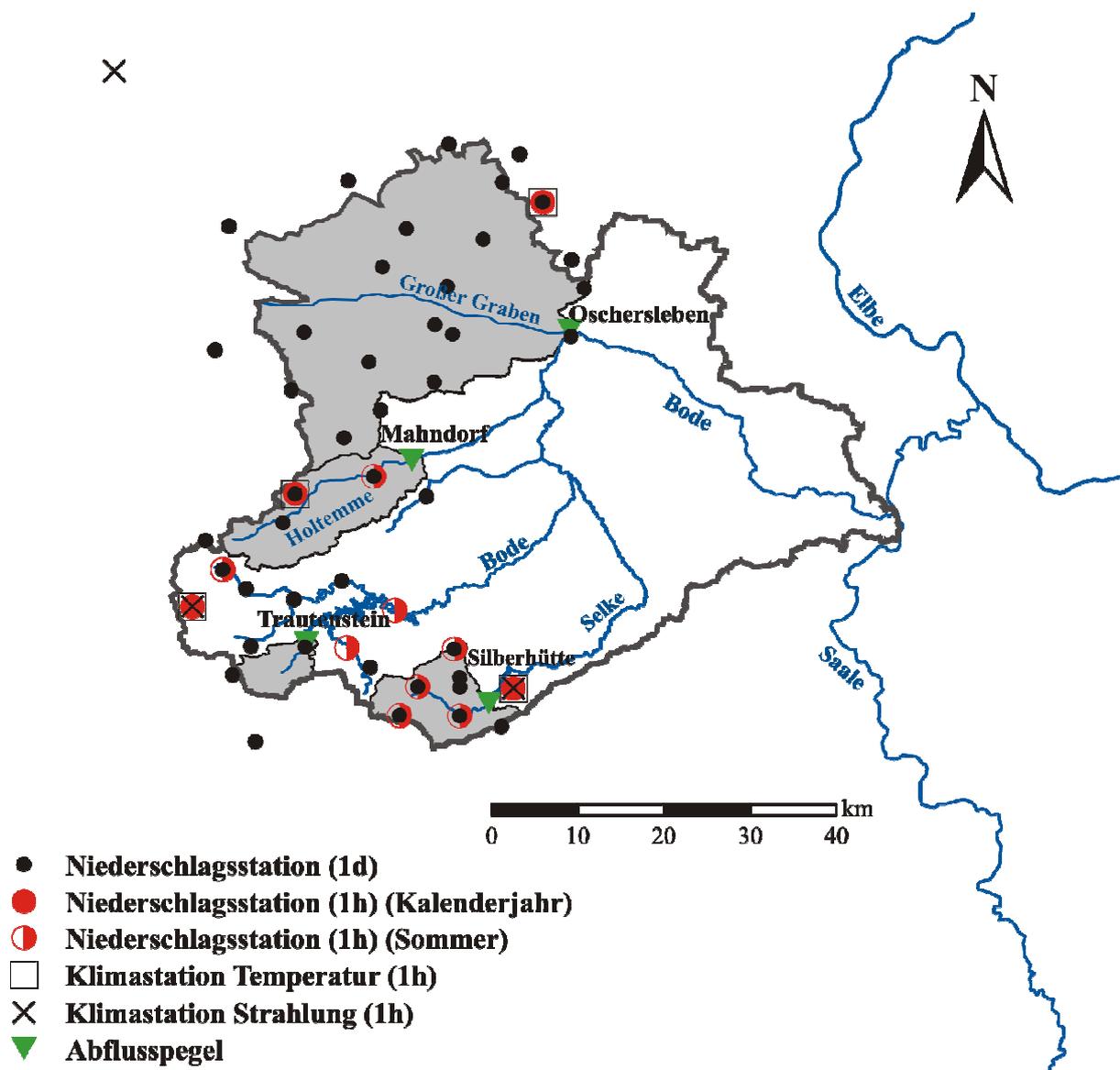


Abbildung 4.1 Bodeeinzugsgebiet mit Untersuchungsgebieten und Datenbasis

4.1.1 Beobachtete Niederschlagsdaten

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit kann auf die aufbereitete Datenbasis des BMBF-RIMAX Projektes HW-Bode – Extreme Hochwasserereignisse und Kumulschadenspotenziale im Bodegebiet (HABERLANDT *et al.* 2008b) zurückgegriffen werden, so dass fehlerfreie Zeitreihen zur Verfügung stehen. Für die hydrologische Modellierung wurden alle Lücken und Fehljahre in den beobachteten Niederschlagszeitreihen mit Hilfe des Verfahrens der Inversen Distanz und den Daten der umliegenden Stationen gefüllt. Die beobachteten Niederschlagsdaten mit einer zeitlichen Auflösung von weniger als einer Stunde werden zu Stundenwerten aggregiert. Um auch das Messnetz der Niederschlagstagesstationen für die hydrologische Modellierung im Stundenzeitschritt verwenden zu können, wird den Tageswerten der Tagesgang der nächstgelegenen Station mit zeitlich hochaufgelösten Daten aufgeprägt. Stündliche Niederschläge stehen an allen verwendeten Stationen für den Zeitraum von 1993 – 2006 zur Verfügung. Die Niederschlagsereignisse für die ereignisbasierte N-A-Modellierung werden an Hand der ausgewählten Abflussereignisse bestimmt (siehe Kapitel 4.1.2). Die Niederschlagstageswerte liegen für den Zeitraum von 1968 – 2005 vor. In Anhang I sind die verwendeten Niederschlagsstationen und Beobachtungszeiträume zusammengestellt.

4.1.2 Beobachtete Abflussdaten

Abflussdaten stehen in Form von Tagesmittelwerten sowie Monatsscheitelwerten zur Verfügung. Zusätzlich liegen gemessene Wasserstandsdaten kontinuierlich als 15 Minuten-Werte vor. Mit Hilfe der W-Q-Beziehungen erfolgt die Umrechnung der Wasserstände in Abflusswerte. Für die Modellierung werden die Abflusswerte zu Stundenwerten gemittelt. Lücken in den Zeitreihen werden manuell an Hand vorhandener Abflusswerte bzw. bei größerem Umfang unter Verwendung der gemessenen Tagesmittelwerte gefüllt. In Tabelle I.7 in Anhang I ist eine Übersicht der beobachteten und zur Kalibrierung und Validierung des hydrologischen Modells verwendeten Abflussdaten gegeben. Für die ereignisbasierte N-A-Modellierung werden für die einzelnen Untersuchungsgebiete geeignete Abflussereignisse aus der kontinuierlichen Abflussganglinie ausgewählt. Dabei wird darauf geachtet sowohl die großen als auch kleinere Hochwasserereignisse für die Modellkalibrierung zu verwenden. Zusätzlich liegen für das Hochwasser 1994 digitalisierte Abflussdaten vor. Die für die einzelnen Untersuchungsgebiete ausgewählten Ereignisse sind in Anhang I, Tabelle I.8 bis Tabelle I.11 aufgeführt.

4.1.3 Beobachtete Klimadaten

Für die hydrologische Modellierung mit HEC-HMS werden in der verwendeten Form (siehe Kapitel 3.1.1) beobachtete Temperatur- und Strahlungszeitreihen benötigt. Für die Untersuchungen werden die Temperaturdaten von vier und die Strahlungsdaten von drei Stationen (siehe Abbildung 4.1) verwendet. Fehljahre und Fehlwerte in den zeitlich hochaufgelösten Reihen werden wie auch bei den Niederschlagszeitreihen mit Hilfe des Verfahrens der Inversen Distanz unter Verwendung der Zeitreihen der umliegenden Stationen gefüllt. Die Berechnung der Verdunstung für die kontinuierliche N-A-Modellierung erfolgt jeweils unter Verwendung der Temperatur- und Strahlungsdaten des entsprechenden Zeitraumes. Für die Ein-

zelereignismodellierung werden die gleichen Daten wie für die Modellierung der kontinuierlichen Ganglinie in stündlicher Auflösung verwendet. Die Berechnung der Schneeschmelze erfolgt jeweils unter Berücksichtigung der nächstgelegenen Temperaturstation des betrachteten Zeitraumes. Für die hydrologische Modellierung mit den stochastischen Niederschlagsdaten werden für die Berechnung der Schneeschmelze Temperaturzeitreihen mit einer Länge von 100 Jahren benötigt. Eine Zeitreihe mit diesem Umfang liegt beobachtet im Bodegebiet nicht vor. Aus diesem Grund wird die Zeitreihe von 1978 – 2002 vier Mal aneinandergereiht. Fehljahre in den zeitlich hochaufgelösten Temperaturzeitreihen werden soweit vorhanden über Disaggregation mit den Daten der sich am selben Ort befindenden Tageswertstation gefüllt. Dabei erfolgt die Disaggregation mit der nächsten Nachbarstation, d. h. der Klimastation mit täglicher Auflösung wird die innertägliche Verteilung der nächst gelegenen Klimastation in stündlicher Auflösung aufgeprägt (HABERLANDT *et al.* 2008b). Ist diese Vorgehensweise nicht möglich, wird die über Inverse Distanz gefüllte Zeitreihe verwendet. Für die Berechnung der Verdunstung werden die über Inverse Distanz gefüllten Zeitreihen des gesamten zur Verfügung stehenden Zeitraumes verwendet. In Anhang I sind die verwendeten Klimastationen mit den zugehörigen Beobachtungszeiträumen zusammengestellt.

4.1.4 Geografische Daten

Für die Untersuchungen steht ein Höhenmodell als DGM 10 für das Bodegebiet zur Verfügung. Für die Bestimmung der Bodeneigenschaften wird die digitale Bodenübersichtskarte der Bundesrepublik Deutschland (BÜK 1000 V1.0) verwendet. Für die k_f -Werte wird die Bodenkundliche Kartieranleitung (AD-HOC-AG BODEN 2005) genutzt. Die Landnutzung wird den vorliegenden CIR-Daten (ColorInfraRot Luftbilder) entnommen. Die Pegel Einzugsgebiete liegen als Shape-Dateien in Form von Teileinzugsgebieten vor, ebenso ist eine Nutzung des Fließgewässernetzes im Maßstab 1:10.000 als Shape-Datei möglich. An Hand der Teileinzugsgebiete und des Fließgewässernetzes erfolgt die Bestimmung der Teileinzugsgebiete der Pegel für die hydrologische Modellierung.

4.2 Disaggregierte Niederschlagsdaten

Die disaggregierten Niederschläge werden an allen Tageswertstationen, die zur hydrologischen Modellierung verwendet werden, generiert. Für die Bestimmung der Parameter des Disaggregationsmodells werden die Zeitreihen der zeitlich hochaufgelösten Ganzjahresstationen verwendet. Zur Bewertung der Güte der Disaggregation werden zuerst die Parameter des Disaggregationsmodells für die hochaufgelösten Stationen bestimmt, indem die Disaggregation rückwärts durchlaufen wird. Anschließend werden die stündlichen Niederschlagszeitreihen zu Tageswerten aggregiert und mit den zuvor ermittelten Parametern wieder zu Stundenwerten disaggregiert. Dabei werden zum einen die Parameter der eigenen Station und zum anderen die Parameter einer Nachbarstation angewendet. Insgesamt werden für jede Station jeweils zehn Realisierungen der disaggregierten Niederschläge erzeugt. Für die Untersuchung werden die aufbereiteten fehlerfreien beobachteten Niederschlagszeitreihen von 1993 – 2006 verwendet. In Tabelle 4.1 und Tabelle 4.2 sind die statistischen Kennwerte auf Ereignisbasis der beobachteten und disaggregierten Niederschlagszeitreihen (zehn Realisierungen je Station)

unter Verwendung der stationseigenen Parameter (Tabelle 4.1) bzw. der Parameter der Nachbarstation (Tabelle 4.2) zusammengestellt. Dabei werden sowohl bei den beobachteten wie auch bei den disaggregierten Zeitreihen alle Ereignisse mit einem Ereignisvolumen von mindestens 0,5 mm pro Ereignis berücksichtigt. Die Kennwerte zeigen, dass die Charakteristik der beobachteten Niederschlagsdaten mit dem Disaggregationsmodell ausreichend gut wiedergegeben werden kann. Ein Vergleich der Kennwerte aus der Disaggregation mit stationseigenen und stationsfremden Parametern zeigt nur geringe Unterschiede. Somit ist eine Übertragung der Parameter einer Station auf eine benachbarte Station möglich. Diese Eigenschaft wird für die Disaggregation der Zeitreihen der Tageswertstationen ausgenutzt. Die Zeitreihen an den Tageswertstationen werden immer mit den Parametern der nächstgelegenen zeitlich hochaufgelösten Ganzjahresstation disaggregiert.

Tabelle 4.1 Kennwerte der disaggregierten Niederschläge – Disaggregation mit stationseigenen Parametern (N: mittl. Ereignisanzahl pro Jahr; h_N : mittl. N-Höhe pro Jahr; wsa: mittl. Ereignisvolumen)

Station	$N_{\text{Ereignisse/Jahr}}$ [Anzahl/Jahr]		$h_{N,\text{Jahr}}$ [mm/Jahr]		wsa _{Erwartungswert} [mm]		wsa _{Standardabweichung} [mm]		wsa _{Schiefe} [-]	
	BEO	SYN	BEO	SYN	BEO	SYN	BEO	SYN	BEO	SYN
03173	156	185	511	508	3,27	2,74	4,84	3,79	5,53	6,24
03180	165	206	622	631	3,77	3,07	6,04	4,44	7,29	7,51
03193	163	202	550	549	3,37	2,72	5,04	3,79	6,14	7,07
03984	252	297	1420	1415	5,63	4,77	8,92	6,85	4,79	4,29

Tabelle 4.2 Kennwerte der disaggregierten Niederschläge – Disaggregation mit Parametern der Nachbarstation (N: mittl. Ereignisanzahl pro Jahr; h_N : mittl. N-Höhe pro Jahr; wsa: mittl. Ereignisvolumen)

Station	$N_{\text{Ereignisse/Jahr}}$ [Anzahl/Jahr]		$h_{N,\text{Jahr}}$ [mm/Jahr]		wsa _{Erwartungswert} [mm]		wsa _{Standardabweichung} [mm]		wsa _{Schiefe} [-]	
	BEO	SYN	BEO	SYN	BEO	SYN	BEO	SYN	BEO	SYN
03173 mit 03180	156	185	511	506	3,27	2,74	4,84	3,83	5,53	6,06
03180 mit 03193	165	207	622	634	3,77	3,07	6,04	4,25	7,29	6,00
03193 mit 03180	163	202	550	551	3,37	2,73	5,04	3,79	6,14	6,06
03984 mit 03180	252	298	1420	1419	5,63	4,77	8,92	6,46	4,79	3,99

Zusätzlich zu den statistischen Kennwerten werden auch die empirischen Verteilungsfunktionen der beobachteten und modellierten Extremwerte verschiedener Dauerstufen untersucht. In Abbildung 4.2 sind beispielhaft für die Station Harzgerode und die Dauerstufen eine Stunde und zwei Stunden die beobachteten und die mit den stationseigenen (oben) bzw. den stationsfremden (unten) Parametern modellierten Extremwerte dargestellt. Die beobachteten Extremwerte liegen in beiden Fällen innerhalb der Bandbreite der 10 Realisierungen der modellierten Extremwerte. Die Abbildungen der anderen Niederschlagsstationen sowie der Dauerstufe 4h sind Anhang II zu entnehmen.

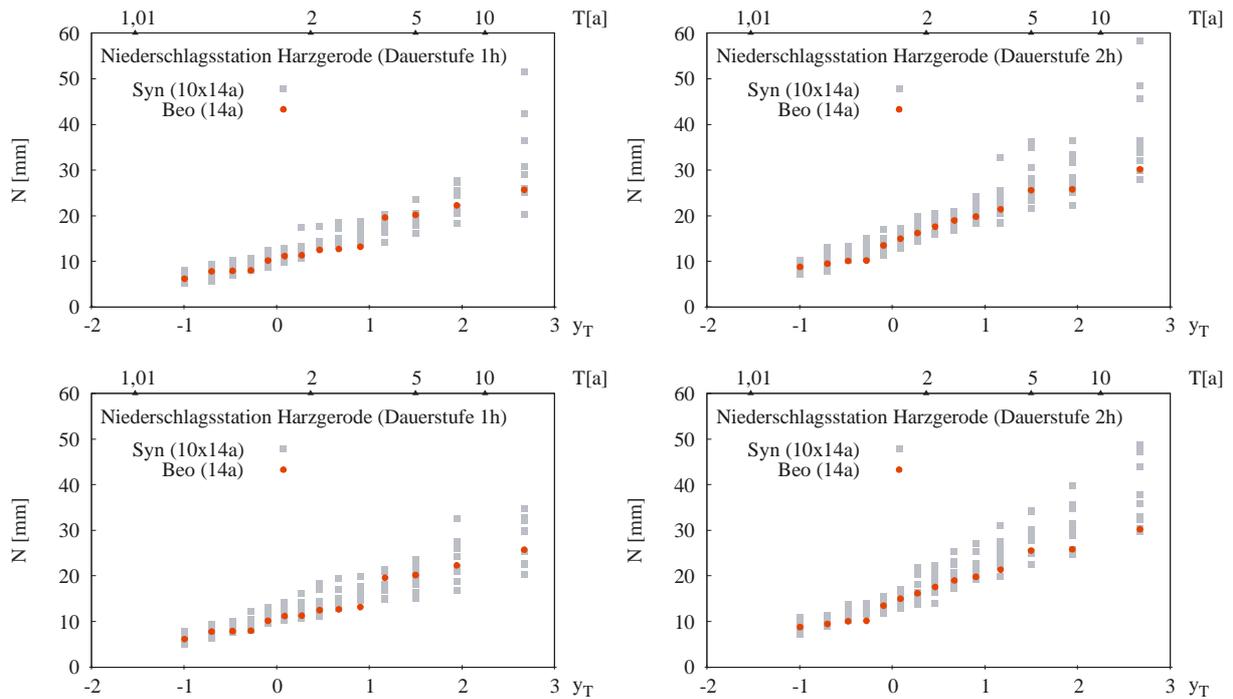


Abbildung 4.2 Empirische Verteilungsfunktion der disaggregierten Niederschläge der Station Harzgerode für die Dauerstufen eine Stunde und zwei Stunden; oben: Disaggregation mit stationseigenen Parametern, unten: Disaggregation mit Parametern der Station Wernigerode

Für die hydrologische Modellierung wird für die untersuchten Pegelzugsgebiete jeweils eine räumliche Gleichzeitigkeit der generierten disaggregierten Niederschlagszeitreihen, die für die N-A-Modellierung dieses Gebietes verwendet werden, erzeugt. Dazu wird für jeden Tag der Tagesgang der Station mit der größten Tagessumme auf alle anderen Stationen übertragen (siehe auch Kapitel 3.1.2).

4.3 Stochastische Niederschlagsdaten

Die stochastischen Niederschläge werden an den Orten der zeitlich hochaufgelösten Niederschlagsstationen getrennt für das Winterhalbjahr und das Sommerhalbjahr generiert. Für die Bestimmung der Parameter des Niederschlagsmodells werden die beobachteten Zeitreihen (1993 - 2006) mit Fehlwerten verwendet (HABERLANDT *et al.* 2008b). Die Validierung der univariaten Niederschlagsgenerierung an den Stationsorten erfolgt über einen Vergleich statistischer Kenngrößen der beobachteten und der synthetischen Niederschlagsreihen (siehe Tabelle 4.3 und Tabelle 4.4). Dabei werden sowohl für die beobachteten als auch die stochastischen Niederschlagszeitreihen die unter Kapitel 3.1.3 genannten Bedingungen zur Separation von Ereignissen berücksichtigt. Für den Vergleich werden 1000 Jahre stochastische Niederschläge verwendet. Für die Anwendung des stochastischen Niederschlagsmodells wurden die Fehlwerte in den Beobachtungszeitreihen nicht gefüllt. Somit ist für den Vergleich der mittleren Ereignisanzahl pro Saison und der mittleren Niederschlagshöhe pro Saison eine Korrektur der beobachteten Werte erforderlich, da die stochastischen Niederschlagszeitreihen keine Lücken aufweisen. Die mittlere Anzahl der Ereignisse pro Saison der Beobachtung wurde im Rahmen des HW-Bode-Projektes (HABERLANDT *et al.* 2008b) für jede Station unter Berücksichtigung des Fehlwertanteils und der mittleren beobachteten Ereignisanzahl der Zeitreihe

ermittelt. Die mittlere beobachtete Niederschlagshöhe pro Saison ergibt sich dann aus dem Produkt der mittleren Ereignisanzahl und dem mittleren Ereignisvolumen. Insgesamt zeigt sich an Hand der Kennwerte eine hinreichend gute Übereinstimmung der beobachteten und stochastischen Niederschlagszeitreihen. Sowohl im Winter- als auch im Sommerhalbjahr ist eine gute Übereinstimmung der mittleren Ereignisanzahl pro Saison zu erkennen. Der Vergleich der mittleren Niederschlagshöhe pro Saison liefert ebenfalls eine zufriedenstellende Übereinstimmung, wobei eine leichte Unterschätzung der Beobachtung festzustellen ist. Größere Abweichungen sind bei den höheren Momenten festzustellen. Besonders im Sommerhalbjahr ist bei der Schiefe eine deutliche Überschätzung der Beobachtung zu erkennen.

Tabelle 4.3 Kennwerte der stochastischen Niederschläge – Winterhalbjahr (N: mittlere Ereignisanzahl pro Saison; h_N : mittlere Niederschlagshöhe pro Saison; wsa: mittleres Ereignisvolumen)

Station	$N_{\text{Ereignisse/Winter}}$ [Anzahl/Winter]		$h_{N,\text{Winter}}$ [mm/Winter]		$w_{sa}\text{Erwartungswert}$ [mm]		$w_{sa}\text{Standardabweichung}$ [mm]		$w_{sa}\text{Schiefe}$ [-]	
	BEO	SYN	BEO	SYN	BEO	SYN	BEO	SYN	BEO	SYN
03173	105	93	304	265	2,89	2,86	3,15	3,28	3,14	6,30
03180	102	90	383	317	3,77	3,55	5,21	4,49	3,85	5,19
03193	79	76	267	248	3,39	3,25	4,93	4,16	7,49	7,19
03984	115	111	854	779	7,44	7,03	11,49	10,03	3,91	4,15

Tabelle 4.4 Kennwerte der stochastischen Niederschläge – Sommerhalbjahr (N: mittlere Ereignisanzahl pro Saison; h_N : mittlere Niederschlagshöhe pro Saison; wsa: mittleres Ereignisvolumen)

Station	$N_{\text{Ereignisse/Sommer}}$ [Anzahl/Sommer]		$h_{N,\text{Sommer}}$ [mm/Sommer]		$w_{sa}\text{Erwartungswert}$ [mm]		$w_{sa}\text{Standardabweichung}$ [mm]		$w_{sa}\text{Schiefe}$ [-]	
	BEO	SYN	BEO	SYN	BEO	SYN	BEO	SYN	BEO	SYN
03173	106	96	401	360	3,80	3,75	5,62	6,39	4,38	8,10
03180	102	94	396	348	3,88	3,72	6,02	6,00	4,93	7,53
03193	89	88	329	313	3,68	3,56	5,36	5,62	4,81	7,73
03984	134	130	714	680	5,33	5,23	8,42	8,84	5,08	6,20
44339	97	96	366	353	3,79	3,70	5,27	5,94	3,74	7,47
44401	117	117	633	608	5,41	5,21	9,19	8,88	5,50	6,05
44408	94	94	362	353	3,84	3,76	5,65	6,23	4,59	7,71
44416	90	90	361	365	4,00	4,04	5,44	7,00	3,70	7,65
44423	100	99	380	371	3,80	3,73	5,48	6,33	3,92	7,67
44428	85	84	330	316	3,90	3,76	6,30	6,50	5,24	7,73
44434	94	94	367	348	3,91	3,72	6,48	6,34	5,75	7,82
44442	101	100	396	388	3,93	3,89	5,48	6,28	4,49	7,38

Im zweiten Schritt der stochastischen Niederschlagssynthese wird in einem einzugsgebietsbezogenem Resampling den vorher univariat generierten Niederschlagszeitreihen eine räumliche Persistenzstruktur aufgeprägt. Das Resampling erfolgt gemäß Kapitel 3.1.3 an Hand der Zielkriterien der räumlichen Korrelation und Kontinuität sowie des Vorkommens gleichzeitiger Regenereignisse. Dabei zeigt sich, dass die realistische Wiedergabe des Vorkommens gleichzeitiger Ereignisse am schwierigsten ist, während die räumliche Korrelation und Kontinuität gut wiedergegeben werden. Insgesamt ist eine zufriedenstellende Nachbildung der räumlichen Niederschlagsstruktur möglich (siehe auch HABERLANDT *et al.* 2008a). In Abbildung 4.3 ist ein Vergleich der beiden benachbarten Niederschlagsstationen Harzgerode und Strassberg dargestellt. Das obere Bild zeigt die zeitlich rein zufälligen stochastischen Niederschläge der beiden Stationen mit nicht gleichzeitig auftretenden Trocken- und Nassperioden sowie Ex-

tremereignissen. Im Resampling wird diesen Zeitreihen eine räumliche Struktur aufgeprägt. Die Extremereignisse wie auch die Trocken- und Nassperioden treten danach gleichzeitiger auf (unteres Bild). Die Station, die auf der unteren Abszisse abgebildet wird, dient als Referenzstation und bleibt daher unverändert.

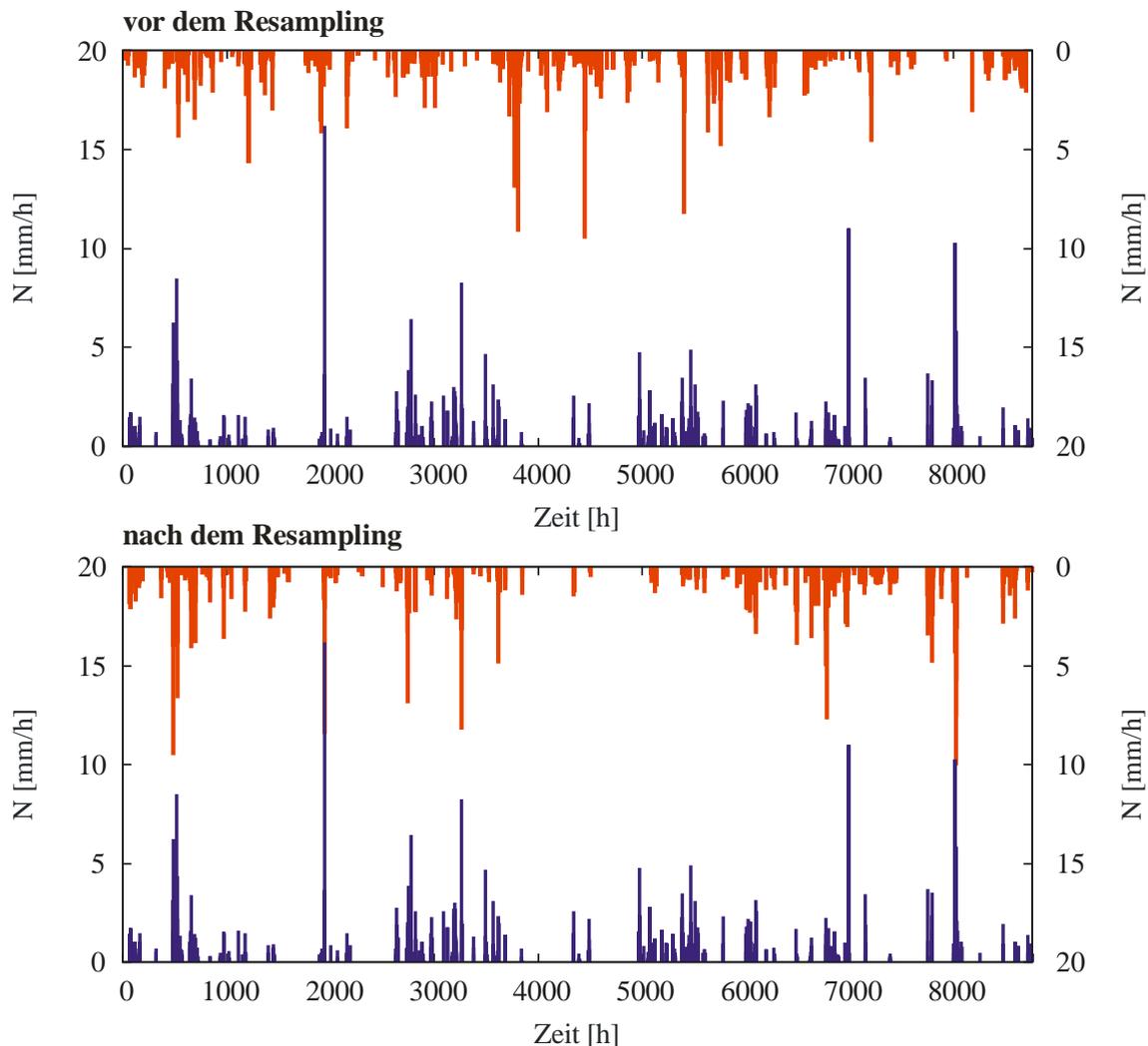


Abbildung 4.3 Vergleich zeitgleicher stündlicher Niederschlagszeitreihen an den Stationen Harzgerode (blau) und Strassberg (rot) vor und nach dem Resampling

Abschließend erfolgt eine Überprüfung der stochastischen Niederschläge an Hand eines Vergleichs der empirischen Verteilungsfunktionen der beobachteten und generierten Winter- und Sommerextremwerte. Hierfür werden die beobachteten Niederschlagsreihen (13 bzw. 14 Jahre) sowie zehn synthetische Reihen mit einer Länge von je 100 Jahren verwendet. In Abbildung 4.4 sind beispielhaft die Ergebnisse für die Station Harzgerode für das Winter- und das Sommerhalbjahr für die Dauerstufen eine Stunde und zwei Stunden dargestellt. Die Ergebnisse der Dauerstufe vier Stunden und die der anderen Niederschlagsstationen sind Anhang III zu entnehmen. Insgesamt ist eine gute Übereinstimmung der beobachteten und synthetisch erzeugten Niederschlagsextrmwerte festzustellen. Je größer die Dauerstufen werden, desto stärker ist jedoch eine gewisse Überschätzung durch das Niederschlagsmodell sichtbar.

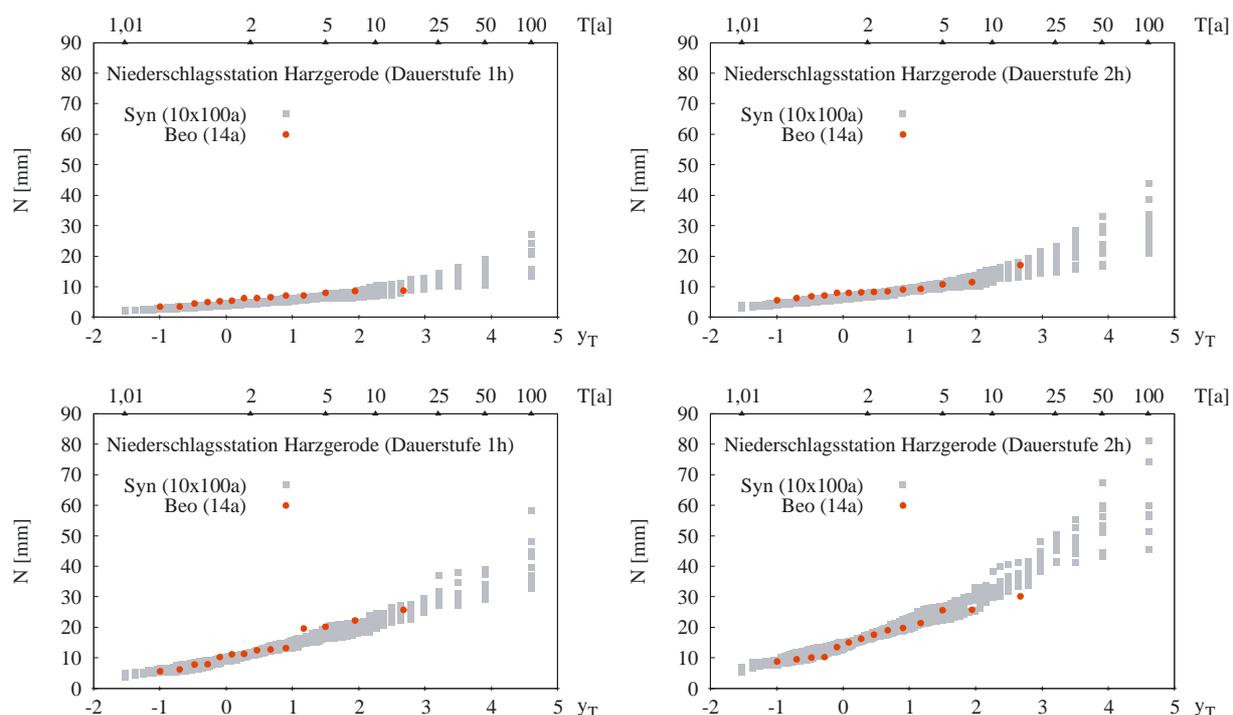


Abbildung 4.4 Empirische Verteilungsfunktion der stochastischen Niederschläge der Station Harzgerode der Dauerstufen eine Stunde und zwei Stunden; oben: Winter, unten: Sommer

Für die hydrologische Modellierung werden die stochastischen Niederschlagszeitreihen univariat getrennt für das Winter- und das Sommerhalbjahr an den Orten der zeitlich hochaufgelösten Niederschlagsstationen generiert. Die Aufprägung der räumlichen Persistenzstruktur erfolgt einzugsgebietsbezogen nach dem Simulated Annealing Algorithmus. Die Untersuchungen haben gezeigt, dass die Effizienz des Simulated Annealing Algorithmus von den verwendeten Zielkriterien und der Anzahl der verwendeten Stationen abhängt. Wobei mit weniger Stationen bessere Resultate erzielt werden (HABERLANDT *et al.* 2008a). Somit wird das Resampling für jedes Pegelinzugsgebiet separat durchgeführt. Eine nachträgliche Korrektur der stochastischen Niederschlagsdaten um die kleinen Ereignisse mit Ereignisvolumen kleiner 0,5 mm pro Ereignis, die in den generierten Zeitreihen nicht enthalten sind, wird für die hydrologische Modellierung nicht durchgeführt. Die kleinen Ereignisse werden bei der N-A-Modellierung modelltechnisch komplett im Interzeptionsspeicher zurückgehalten, verdunstet und werden nicht abflusswirksam. Da sich die vorliegende Arbeit mit der Modellierung von Hochwasserabflüssen befasst, wird diese Vorgehensweise als zulässig erachtet.

Für die hydrologische Modellierung mit beobachteten und disaggregierten Niederschlagsdaten werden die Zeitreihen an allen verfügbaren Stunden- und Tageswertstationen verwendet. Da die Generierung der stochastischen Niederschläge nur an den Orten der Stundenwertstationen erfolgt, stehen für die N-A-Modellierung nur eine geringe Anzahl an Niederschlagsstationen zur Verfügung. Da unterschiedliche Messnetzichten in Kalibrierung und Anwendung zu unterschiedlichen Ergebnissen führen (BÁRDOSSY & DAS 2008), wird auch für die Orte der Tageswertstationen stochastischer Niederschlag bereitgestellt. Dieser wird von der jeweils nächst gelegenen Stundenstation übertragen und entsprechend der unterschiedlichen mittleren Niederschlagshöhen der Standorte je mit einem Faktor für das Winter- und das Sommerhalbjahr korrigiert.

4.4 Lokale Hochwasserstatistik mit Konfidenzintervall

Die mit Hilfe der lokalen Hochwasserstatistik bestimmten Extremwertabflüsse werden in der vorliegenden Arbeit als Referenz- und Bewertungsgröße für die mit der N-A-Modellierung ermittelten Extremwertabflüsse verwendet. Als Verteilungsfunktion wird hierfür an die beobachteten Abflussscheitel die Allgemeine Extremwertverteilung angepasst. Um die Unsicherheit der Bemessungswerte zu berücksichtigen, werden drei Ansätze zur Berechnung von Konfidenzintervallen untersucht (siehe Kapitel 3.3.1). In Abbildung 4.5 sind die Abflussjahresmaxima der untersuchten Pegeleinzugsgebiete mit der angepassten Allgemeinen Extremwertverteilung sowie den ermittelten 90%-Konfidenzintervallen dargestellt. Die Extrapolation erfolgt in Abhängigkeit des Stichprobenumfangs bis zu einem Wiederkehrintervall von 150 Jahren. Damit wird die Empfehlung des DVWK Regelwerkes (DVWK 1999a), nicht über das Dreifache des Stichprobenumfangs hinaus zu extrapolieren, eingehalten.

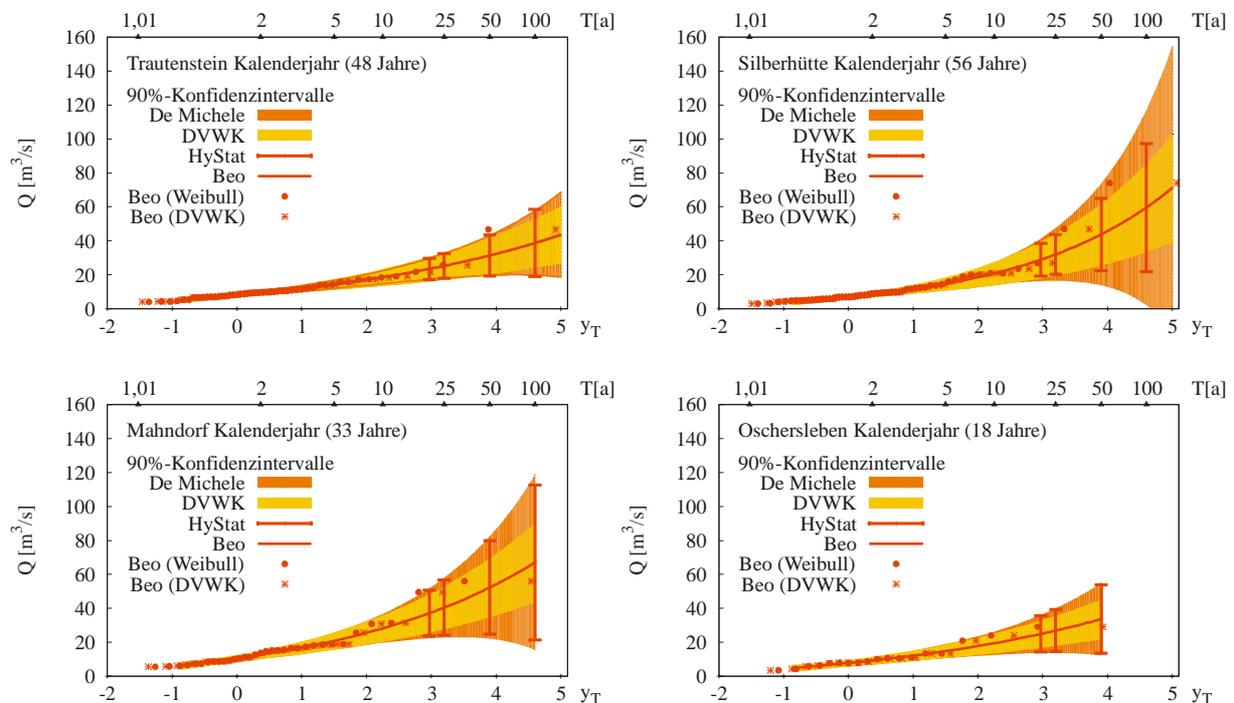


Abbildung 4.5 Lokale Hochwasserstatistik (Allgemeine Extremwertverteilung; Jahresmaxima) der betrachteten Abflusspegel unter Angabe des 90%-Konfidenzintervalls (siehe auch Kapitel 3.3.1)

Die 90%-Konfidenzintervalle werden mit den Formeln nach dem DVWK Merkblatt 251 (DVWK 1999a) und nach DE MICHELE & ROSSO (2001) kontinuierlich und mit HyStat (WILLEMS & DICK 2003) für die Wiederkehrintervalle 20, 25, 50 und 100 Jahre bestimmt. Der Vergleich der 90%-Konfidenzintervalle zeigt besonders im Extrapolationsbereich deutliche Unterschiede. Bei allen Verfahren ist eine Vergrößerung der Bandbreite mit zunehmender Extrapolation zu erkennen. Während bei der Vorgehensweise nach dem DVWK Regelwerk sowohl die obere als auch die untere Grenze des 90%-Konfidenzintervalls mit zunehmendem Wiederkehrintervall kontinuierlich ansteigen, weisen die 90%-Konfidenzbereiche nach DE MICHELE & ROSSO und HyStat im Extrapolationsbereich einen trompetenförmigen Verlauf auf. Dies führt dazu, dass die untere Grenze der Bandbreite für ein HQ100 einen geringeren Abflusswert aufweist, als die untere Grenze des Konfidenzintervalls für das HQ50 des glei-

chen Pegels. Diese starke Zunahme der Unsicherheit bei der Extrapolation wird besonders am Diagramm des Pegels Silberhütte (Abbildung 4.5 oben rechts) deutlich. Die Betrachtung der beobachteten Jahresmaxima und der angepassten Allgemeinen Extremwertverteilung zeigt, dass die beiden größten Abflüsse der Zeitreihe wahrscheinlich ein deutlich größeres Wiederkehrintervall besitzen, als der Beobachtungszeitraum umfasst. Diese Unsicherheit auf Grund der endlichen Reihenlänge wird von den drei Verfahren sehr unterschiedlich ausgewiesen.

In den Ergebnisgrafiken zur Bewertung der in der Arbeit untersuchten Methoden zur Bestimmung von Abflussbemessungswerten, werden aus Gründen der Übersichtlichkeit nur die mit HyStat auf Basis des Bootstrapping-Verfahrens bestimmten 90%-Konfidenzintervalle für die beobachteten Abflüsse dargestellt. Zum einen werden Bootstrapping Verfahren derzeit ebenfalls für die praktische Anwendung empfohlen (DWA 2010). Zum anderen wird bei diesem Verfahren die Unsicherheit im Extrapolationsbereich stärker berücksichtigt, als bei der Anwendung der Formel nach DVWK Merkblatt 251. Abweichungen zur Formel nach DE MICHELE & ROSSO zeigen sich hauptsächlich für die Abflussbandbreite des Pegels Silberhütte, bei dem sich nach DE MICHELE & ROSSO vermutlich zu große 90%-Konfidenzintervalle für den Extrapolationsbereich ergeben.

Kapitel 5

Niederschlag-Abfluss-Modellierung

In diesem Kapitel werden zuerst die Ergebnisse der Kalibrierung des hydrologischen Modells unter Verwendung der verschiedenen Niederschlags- und Abflussdaten, sowie die Resultate der Validierung der ermittelten Parametersätze dargestellt. Im zweiten Schritt werden die ermittelten Abflussbemessungswerte gezeigt. Die Darstellung erfolgt zuerst einzeln für die untersuchten Pegel Einzugsgebiete. Abschließend werden die Resultate der einzelnen Gebiete vergleichend diskutiert.

5.1 Pegel Silberhütte (Selke)

Das Einzugsgebiet des Pegels Silberhütte beträgt 105 km² und ist das Kopfgebiet der Selke. Für die N-A-Modellierung wird das Pegel Einzugsgebiet in neun Teileinzugsgebiete unterteilt. In Abbildung 5.1 ist das Einzugsgebiet des Pegels Silberhütte mit dem Höhenmodell, dem Flussnetz sowie der verwendeten Gebietsunterteilung und dem zur Verfügung stehenden Messnetz dargestellt. Das Einzugsgebiet ist überwiegend bewaldet und weist nur geringe landwirtschaftlich genutzte oder besiedelte Flächen auf (siehe Anhang IV). Die größten beobachteten Abflüsse treten im Winterhalbjahr auf.

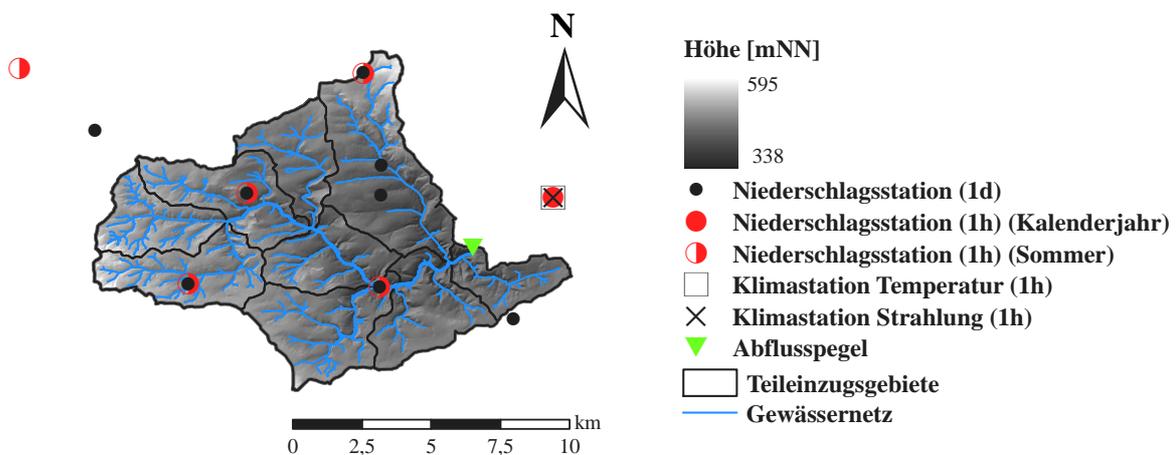


Abbildung 5.1 Einzugsgebiet des Pegels Silberhütte mit Teileinzugsgebietsunterteilung, Höhenmodell, Flussnetz und Messnetz

Im Winterhalbjahr stehen an nur einer Station (Harzgerode) zeitlich hochaufgelöste Niederschlagsdaten für das Einzugsgebiet zur Verfügung. Somit werden die an der Station Harzgerode für das Winterhalbjahr univariat erzeugten stochastischen Niederschlagszeitreihen für die N-A-Modellierung verwendet, ohne dass ein Resampling durchgeführt wird.

5.1.1 Schätzung der Parametersätze

Die Schätzung der Parametersätze der fünf Kalibrierungsstrategien erfolgt unter Verwendung aller zur Verfügung stehenden Niederschlags- und Abflussdaten (siehe Kapitel 3.2.1).

Parametersatz a)

Für die Bestimmung der hydrologischen Modellparameter für Parametersatz a) werden zwölf Einzelereignisse ausgewählt (siehe Anhang I, Tabelle I.9). Dabei werden sowohl große als auch kleinere Hochwasserereignisse berücksichtigt. Die Schätzung des Parametersatzes a) erfolgt simultan auf alle zwölf Ereignisse, wobei die Parameter der Anfangsspeicherfüllungen für jedes Ereignis individuell ermittelt werden. Die Ergebnisse (Abbildung 5.2 bzw. Anhang V, Abbildung V.1 und Abbildung V.2) zeigen eine gute Übereinstimmung der modellierten mit den beobachteten Abflussereignissen. Für zehn der zwölf Abflussereignisse wird mit dem kalibrierten Parametersatz a) ein *NSK* zwischen 0,81 und 0,96 erzielt. Die kalibrierten Anfangsspeicherfüllungen ergeben sich gemittelt über alle Ereignisse zu 74,62% für den Oberbodenspeicher, 1,46% für den oberen Grundwasserspeicher und 69,54% für den unteren Grundwasserspeicher.

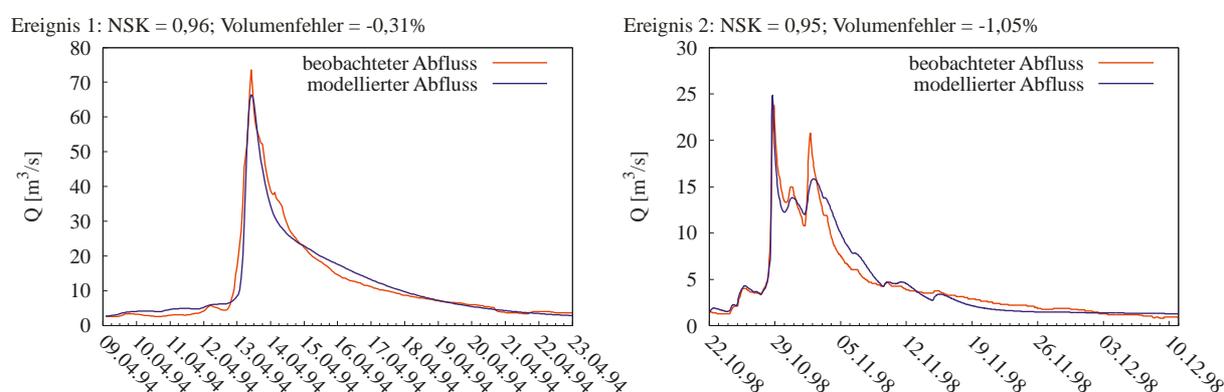


Abbildung 5.2 Beobachtete und modellierte Einzelereignisse (1h), Pegel Silberhütte

Parametersatz b)

Für die Bestimmung der fünf Parameter für Parametersatz b) werden die beobachteten Niederschlagsdaten in stündlicher Auflösung von 1993 bis 2004 sowie die beobachteten stündlichen Abflussdaten der hydrologischen Jahre 1998 bis 2004 verwendet. Die Kalibrierung erfolgt über vier Jahre (Nov. 1997 bis Okt. 2001). Für die Validierung des Parametersatzes b) stehen die verbleibenden drei Jahre (Nov. 2001 bis Okt. 2004) zur Verfügung. Für den Zeitraum vor 1997 liegen keine kontinuierlichen stündlichen Abflussdaten vor, so dass dieser Zeitraum zum Einschwingen des hydrologischen Modells genutzt wird. Für die Parameterschätzung werden die Abflüsse zum einen gleich gewichtet, zum anderen erfolgt eine zusätzliche stärkere Gewichtung der größeren Abflüsse (siehe Kapitel 3.2.1). Insgesamt zeigt sich bei beiden Varianten eine gute Übereinstimmung der modellierten und der beobachteten Abflussganglinie. An Hand der Zielkriterien *NSK* und *Volumenfehler* führt die Variante mit gleichen Gewichten zu leicht besseren Ergebnissen, und wird deshalb im Folgenden als Parametersatz b) verwendet (Abbildung 5.3). Die Nash-Sutcliffe Koeffizienten belaufen sich auf 0,87 für den Kalibrierungs- und 0,83 für den Validierungszeitraum. Es wird jedoch auch ersichtlich, dass die größten beobachteten Abflüsse des Zeitraumes von der modellierten Ganglinie unterschätzt werden.

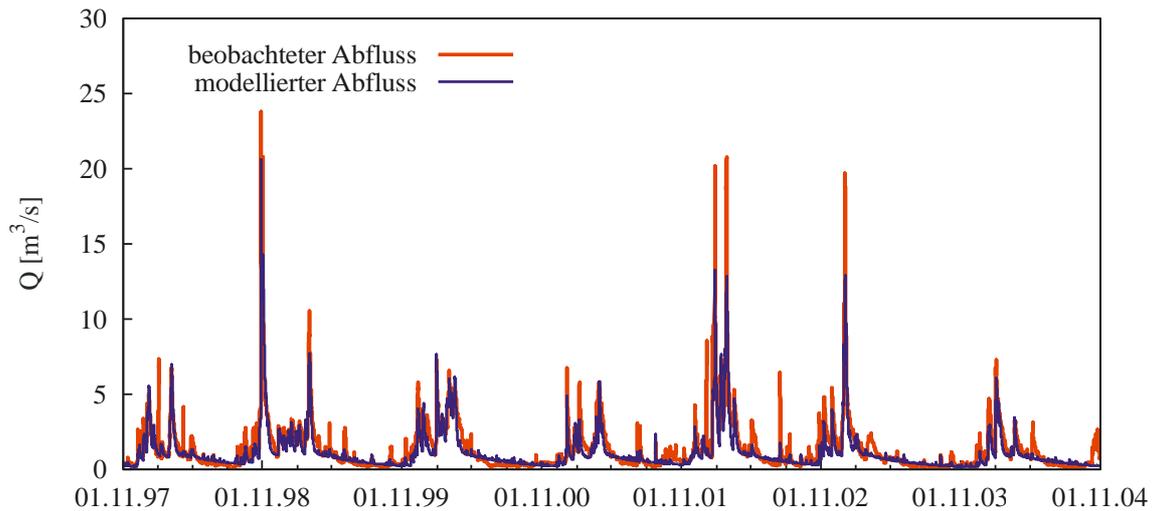


Abbildung 5.3 Beobachtete und modellierte Abflussganglinie (1h), Pegel Silberhütte

Parametersatz c)

Für die Ermittlung der fünf Parameter des Parametersatzes c) werden die disaggregierten Niederschlagsstageswerte und die beobachteten Abflusstagesmittelwerte verwendet (siehe auch Kapitel 3.2.1). Die disaggregierten Niederschläge liegen für die Jahre 1968 bis 2004 vor. Abflusstagesmittelwerte sind am Pegel Silberhütte für einen längeren Zeitraum vorhanden, so dass die Niederschlagszeitreihe hier die limitierende Größe darstellt. Das Jahr 1968 wird für die hydrologische Modellierung als Einschwingjahr verwendet. Die Kalibrierung erfolgt über die hydrologischen Jahre 1969 bis 1984 und die Validierung über den Zeitraum Nov. 1984 bis Okt. 2004. Wie auch bei Parametersatz b) werden zwei Varianten der Gewichte der Abflusswerte betrachtet. An Hand der analytischen Gütekriterien kann die beobachtete Abflussganglinie mit beiden Varianten gleich gut nachgebildet werden. Der visuelle Vergleich zeigt, dass die größeren beobachteten Abflüsse durch die Variante mit unterschiedlichen Gewichten besser modelliert werden (Abbildung 5.4). Diese Variante wird somit für die weiteren Untersuchungen verwendet. Die ermittelten *NSK* liegen bei 0,51 für die Kalibrierung und 0,85 für die Validierung.

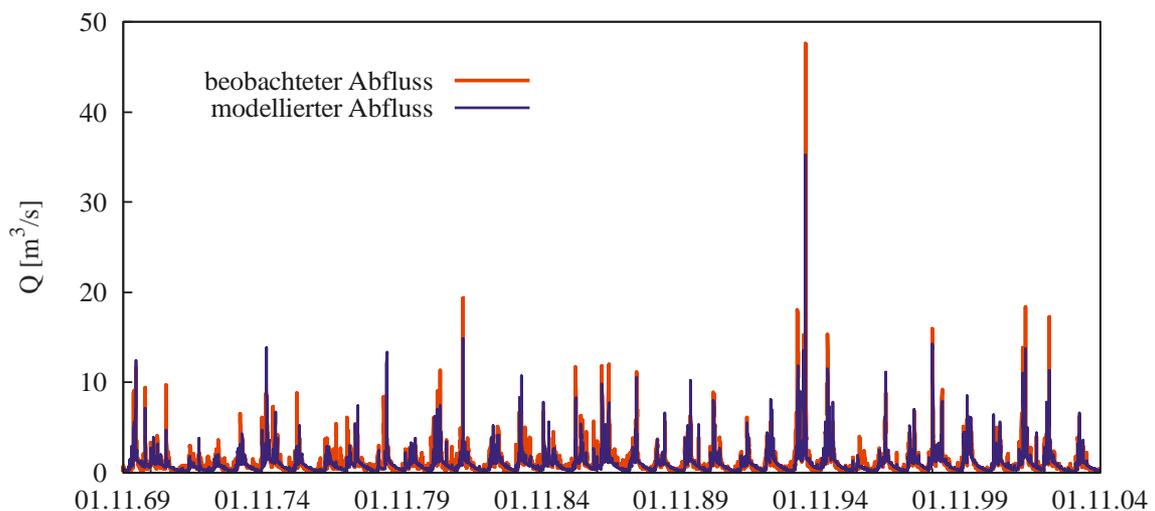


Abbildung 5.4 Beobachtete und modellierte (Median aus zehn Realisierungen) Abflussganglinie (Tagesmittelwerte), Pegel Silberhütte

Parametersatz d)

Die Bestimmung der Parameter des Parametersatzes d) erfolgt unter Verwendung der disaggregierten Niederschläge und der AEV der beobachteten Abflussscheitel. Disaggregierte Niederschläge sind für die Kalenderjahre 1968 bis 2004 vorhanden. Das Jahr 1968 wird für die hydrologische Modellierung als Einschwingjahr verwendet. Somit stehen mit den Jahren 1969 – 2004 36 Jahre zur Bestimmung der Parameter des Parametersatzes d) zur Verfügung. Für die Anpassung der AEV an die beobachteten Abflussscheitel werden ebenfalls nur die Werte dieses Zeitraumes verwendet. Die Kalibrierung erfolgt simultan auf die Verteilungsfunktion der Abflussscheitel des Kalenderjahres sowie die des Winter- und Sommerhalbjahres. Mit dem ermittelten Parametersatz d) lässt sich für das Kalenderjahr an den ausgewählten Stützstellen der AEV (Abbildung 5.5) eine gute Übereinstimmung des modellierten Medians, der zehn zur Parameterschätzung verwendeten Realisierungen, und der Beobachtung erzielen. Die Resultate für das Winter- und das Sommerhalbjahr (siehe Anhang V, Abbildung V.4 und Abbildung V.5) zeigen, dass auch die Saisonalität gut wiedergegeben wird.

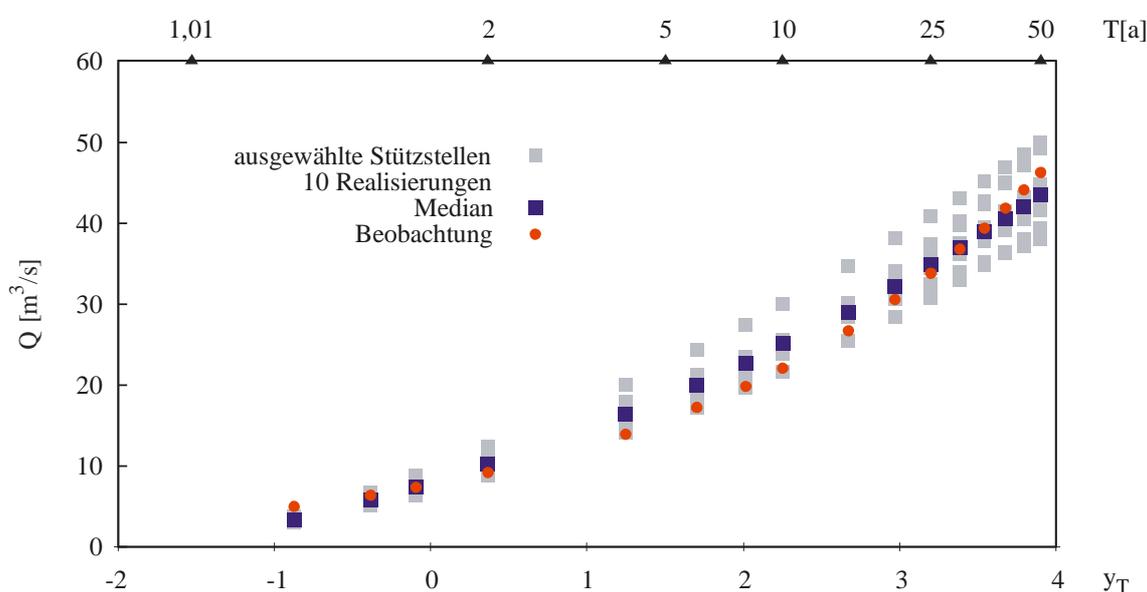


Abbildung 5.5 Beobachtete und modellierte Abflüsse an den Stützstellen ausgewählter Wiederkehrintervalle der AEV (Kalenderjahr; N-Belastung disaggregierte Niederschläge), Pegel Silberhütte

Die Validierung des Parametersatzes d) mit weiteren zehn Realisierungen der disaggregierten Niederschläge zeigt, dass unter Verwendung des Parametersatzes auch für nicht in der Kalibrierung verwendete Niederschlagsrealisierungen gute Ergebnisse erzielt werden, und die Beobachtung gut wiedergegeben wird (siehe Anhang V, Abbildung V.6 bis Abbildung V.8). Ein Vergleich der Mediane der zehn Realisierungen der Kalibrierung und der zehn Realisierungen der Validierung zeigt nur sehr geringe Abweichungen.

Parametersatz e)

Die Parameterschätzung des Parametersatzes e) erfolgt ebenso wie beim Parametersatz d) auf die beobachtete AEV. Als Niederschlagsbelastung werden zehn Realisierungen je 100 Jahren der stochastischen Niederschlagsdaten verwendet. Da die stochastischen Niederschläge keinen realen Zeitbezug besitzen, werden alle beobachteten Abflussscheitel bei der Anpassung

der AEV berücksichtigt. Für die hydrologische Modellierung wird pragmatisch ein Jahr zusätzlich an den Anfang der Niederschlagszeitreihe kopiert, um ein Einschwingjahr zu erhalten. In Abbildung 5.6 ist das Ergebnis der Kalibrierung an Hand der beobachteten und modellierten Abflusswerte an den ausgewählten Stützstellen für das Kalenderjahr dargestellt. Es zeigt sich eine gute Übereinstimmung des Medians der zehn Realisierungen mit der Beobachtung. Es ist jedoch ebenfalls eine recht große Spannweite der modellierten Abflüsse, besonders für die selteneren Wiederkehrintervalle, festzustellen. Abbildung V.13 (Winterhalbjahr) und Abbildung V.14 (Sommerhalbjahr) in Anhang V ist zu entnehmen, dass auch die Saisonalität der Abflüsse gut wiedergegeben wird.

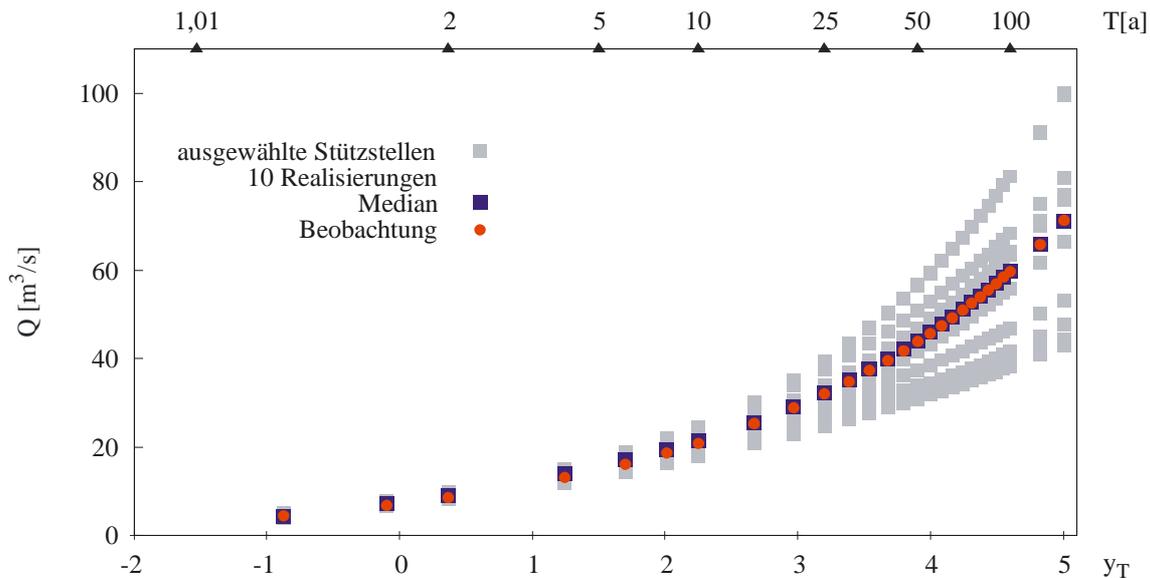


Abbildung 5.6 Beobachtete und modellierte Abflüsse an den Stützstellen ausgewählter Wiederkehrintervalle der AEV (Kalenderjahr; N-Belastung stochastische Niederschläge), Pegel Silberhütte

Die Validierung des Parametersatzes e) erfolgt ebenfalls mit zusätzlichen Niederschlagsrealisierungen. In Anhang V, Abbildung V.15 bis Abbildung V.17 sind die Ergebnisse der Validierung für das Kalenderjahr sowie das Winter- und das Sommerhalbjahr dargestellt. Auch mit Niederschlagsrealisierungen, die nicht zur Parameterschätzung berücksichtigt wurden, werden mit dem Parametersatz e) gute Resultate erzielt. Ein Vergleich der Mediane der Kalibrierungs- und Validierungsrealisierungen zeigt im Kalenderjahr und im Winterhalbjahr kleine und im Sommerhalbjahr nur sehr geringe Abweichungen.

In Tabelle 5.1 sind die kalibrierten Parameter der fünf Kalibrierungsstrategien gegenübergestellt. Insgesamt liegen die kalibrierten Parameter der Speicherkoeffizienten des oberen und unteren Speichers der SMA und die der beiden Linearspeichern bei allen Strategien in einer ähnlichen Größenordnung. Eine Ausnahme bildet hier der Parametersatz d) bei dem der Speicherkoeffizient des unteren Grundwasserspeichers der SMA einen deutlich größeren Wert als bei den anderen Parametersätzen aufweist. Der größere Wert des Speicherkoeffizienten des oberen Grundwasserspeichers der SMA wird im Vergleich zu den anderen Parametersätzen durch einen kleineren Wert des Speicherkoeffizienten des Linearspeichers 1 ausgeglichen. Die größten Unterschiede lassen sich in den kalibrierten Speicherkoeffizienten der Clark Einheitsganglinie, die für die Abbildung des Oberflächenabflusses genutzt wird, ausmachen. Ein

kleinerer Wert weist hier auf eine schneller ansteigende modellierte Ganglinie mit einem größeren Abflussscheitel hin. Auffällig ist hier, dass die mit beobachteten Niederschlägen kalibrierten Parametersätze a) und b) deutlich kleinere Werte aufweisen, als die mit synthetischen Niederschlägen auf die AEV kalibrierten Parametersätze d) und e).

Tabelle 5.1 Kalibrierte Parameter der fünf Kalibrierungsstrategien (SMA GW 1 bzw. SMA GW 2 = Speicherkoeffizient des oberen bzw. unteren Grundwasserspeichers der SMA, LR GW 1 bzw. LR GW 2 = Speicherkoeffizient des Linearspeichers 1 bzw. 2, Clark = Speicherkoeffizient der Clark Einheitsganglinie)

Parameter	Parametersatz a)	Parametersatz b)	Parametersatz c)	Parametersatz d)	Parametersatz e)
SMA GW1 [h]	20,00	20,00	20,00	204,60	22,84
SMA GW2 [h]	2500,00	3467,41	2500,00	10000,00	3132,81
LR GW1 [h]	64,76	89,52	61,49	20,00	48,52
LR GW2 [h]	200,00	200,00	200,00	200,00	234,87
Clark [h]	9,38	12,40	17,15	21,77	21,74

5.1.2 Validierung der Parametersätze an der beobachteten Ganglinie

Die Validierung der ermittelten Parametersätze der fünf Kalibrierungsstrategien erfolgt zum einen, wo möglich, entweder nach dem Split Sampling Verfahren mit in der Kalibrierung nicht verwendeten Zeitreihen oder unter Verwendung zusätzlicher Niederschlagsrealisierungen. Zusätzlich erfolgt eine Validierung der Parametersätze an Hand der beobachteten stündlichen Abflussganglinie. Dazu wird mit allen fünf Parametersätzen unter Verwendung der beobachteten stündlichen Niederschlagsdaten der Zeitraum von 1993 – 2004 modelliert. Die Auswertung erfolgt genauso wie für Parametersatz b) für die hydrologischen Jahre 1998 – 2001 und 2002 – 2004. Die Ergebnisse der Gütekriterien *NSK* und *Volumenfehler* sind für alle fünf Kalibrierungsstrategien in Tabelle 5.2 zusammengestellt. Die bereits bei den einzelnen Parametersätzen getroffenen Aussagen zur Güte der Parametersätze lassen sich mit den Ergebnissen der Ganglinienmodellierung bestätigen. Alle fünf Parametersätze liefern ähnlich gute Ergebnisse und können zur Modellierung der kontinuierlichen Ganglinie verwendet werden, auch wenn sie auf Basis von Einzelereignissen oder Verteilungsfunktionen von Abflussscheitelwerten bestimmt worden sind.

Tabelle 5.2 Gegenüberstellung der Parametersätze mit den zugehörigen Gütekriterien

	Nov 1997 - Okt 2001		Nov 2001 - Okt 2004	
	NSK [-]	Volumenfehler [%]	NSK [-]	Volumenfehler [%]
Parametersatz a)	0,86	13,44	0,82	20,36
Parametersatz b)	0,87	13,52	0,83	20,21
Parametersatz c)	0,86	13,44	0,82	20,36
Parametersatz d)	0,85	13,81	0,86	20,02
Parametersatz e)	0,83	13,51	0,81	20,23

5.1.3 Bestimmung der Bemessungswerte

Für die Einzelereignismodellierung mit KOSTRA-Niederschlägen werden die Parametersätze a) und b) verwendet. Um bei der Modellierung der Bemessungsabflüsse mit KOSTRA-Niederschlägen die Problematik der Anfangsbedingungen zu beachten, werden fünf verschiedene Anfangsbedingungen betrachtet (Mittelwert, $\pm 10\%$, $\pm 20\%$) (siehe Kapitel 3.2.2 und Kapi-

tel 3.3.2). Dafür wird aus den kalibrierten Anfangsspeicherfüllungen für jeden Speicher der Mittelwert gebildet. Diese Anfangsbedingungen werden ebenso für Parametersatz b) verwendet. In Abbildung 5.7 werden die Ergebnisse (links: Parametersatz a), rechts: Parametersatz b)) im Netzdruck der Gumbelverteilung gezeigt. Dargestellt sind die 90%-Konfidenzintervalle für ausgewählte Wiederkehrintervalle. Ein Vergleich mit den beobachteten Scheitelwerten und der angepassten AEV zeigt bei Verwendung der KOSTRA-Tabellenwerte mit dauerstufenabhängiger Flächenabminderung für Parametersatz a) eine gute Übereinstimmung. Werden die Toleranzbereiche der KOSTRA-Niederschläge berücksichtigt, ergeben sich deutlich größere Bandbreiten. Unter Anwendung des Parametersatzes b) in gleicher Art und Weise ergeben sich etwas kleinere Bandbreiten und vor allem geringere Bemessungswerte. Dies lässt sich damit erklären, dass der Parametersatz b) auch in der Kalibrierung auf die Ganglinie die größeren Abflussscheitel eher unterschätzt (siehe auch Abbildung 5.4).

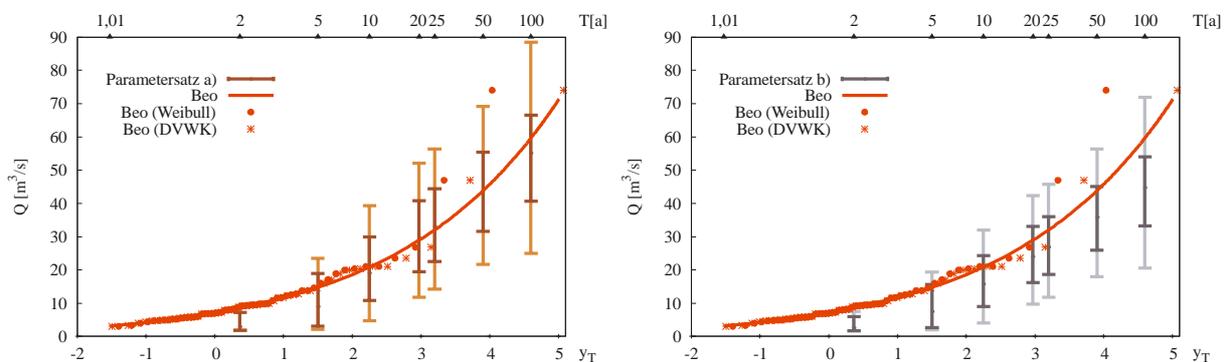


Abbildung 5.7 Verteilung HQ (Kalenderjahr); N-Belastung KOSTRA-Niederschläge, rot: beobachtete Abflussscheitel (Weibull bzw. DVWK Plotting Position) bzw. angepasste AEV; braun: 90%-Konfidenzintervall Parametersatz a) (KOSTRA-Tabellenwerte), hellbraun: 90%-Konfidenzintervall Parametersatz a) (unter Berücksichtigung der KOSTRA-Toleranzen); dunkelgrau und hellgrau analog für Parametersatz b)

Die Bemessungswerte, die mit Hilfe der kontinuierlichen Modellierung mit synthetischen Niederschlägen bestimmt wurden, sind in Abbildung 5.8 (disaggregierte Niederschläge) und Abbildung 5.9 (stochastische Niederschläge) dargestellt. Es werden jeweils die Ergebnisse für das Kalenderjahr gezeigt. Die Resultate des Winter- bzw. des Sommerhalbjahres sind Anhang V (Abbildung V.10 und Abbildung V.11 bzw. Abbildung V.19 und Abbildung V.20) zu entnehmen.

Das 90%-Konfidenzintervall, das sich unter Verwendung der disaggregierten Niederschläge für Parametersatz b) ergibt, umschließt die beobachtete AEV sehr gut. Eine geringere Bandbreite wird unter Verwendung des Parametersatzes c) bestimmt. Tendenziell ist eher eine Unterschätzung der beobachteten AEV zu erkennen. Die Bandbreite kann noch reduziert werden, wenn Parametersatz d) verwendet wird. Besonders für die selteneren Hochwasserabflüsse wird die beobachtete AEV gut und eng vom modellierten 90%-Konfidenzintervall umschlossen. Es zeigt sich jedoch auch, dass sich der Verlauf der modellierten Bandbreite von dem der beobachteten AEV unterscheidet, was besonders im Fall der Extrapolation zu beachten ist.

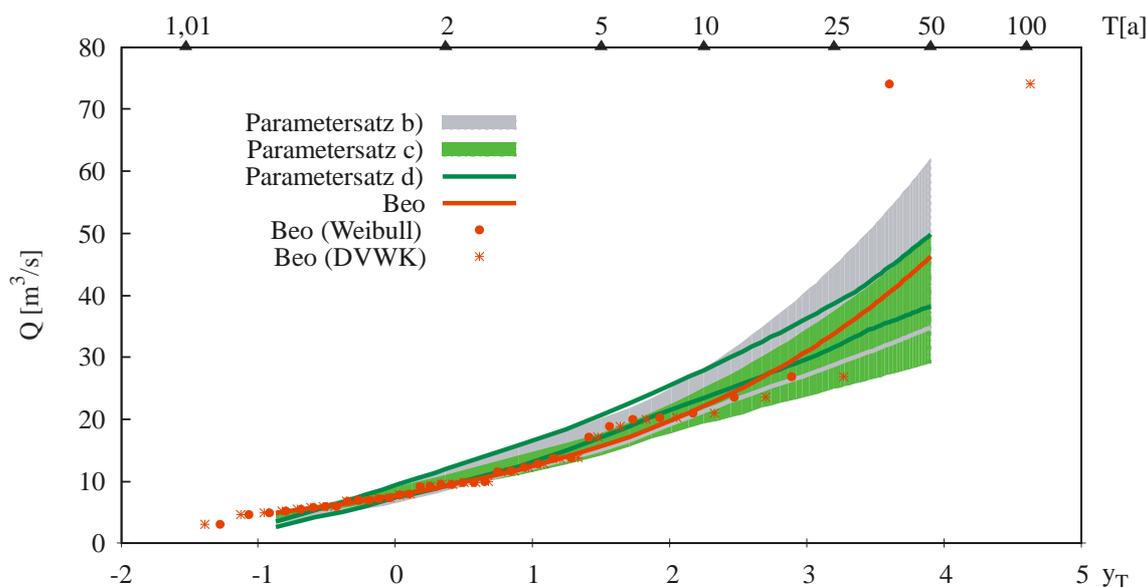


Abbildung 5.8 Verteilung HQ (Kalenderjahr); N-Belastung disaggregierte Niederschläge (20 Realisierungen à 36 Jahre); rot: beobachtete Abflussscheitel (Weibull bzw. DVWK Plotting Position) bzw. angepasste AEV; grau: 90%-Konfidenzintervall Parametersatz b); hellgrün: 90%-Konfidenzintervall Parametersatz c); dunkelgrün: 90%-Konfidenzintervall Parametersatz d)

Die Betrachtung der Ergebnisse des Winter- und Sommerhalbjahres zeigt (Anhang V, Abbildung V.10 und Abbildung V.11), dass die Saisonalität nur unter Verwendung des Parametersatzes d) korrekt wiedergegeben wird. Für beide Halbjahre wird die beobachtete AEV gut von dem modellierten 90%-Konfidenzintervall umschlossen. Die Anwendung der beiden auf die Ganglinien kalibrierten Parametersätze b) und c) weist besonders für die selteneren Hochwasserabflüsse eine deutliche Unterschätzung der Beobachtung im Winterhalbjahr, sowie eine deutliche Überschätzung der Beobachtung im Sommerhalbjahr auf.

Die Anwendung der stochastischen Niederschläge mit Parametersatz b) führt zu einer großen Bandbreite des 90%-Konfidenzintervalls und einer deutlichen Überschätzung der beobachteten AEV (Abbildung 5.9). Diese Bandbreite wird deutlich reduziert, wenn der Parametersatz e) Anwendung findet. Das mit diesem Parametersatz ermittelte 90%-Konfidenzintervall umschließt die beobachtete AEV gut.

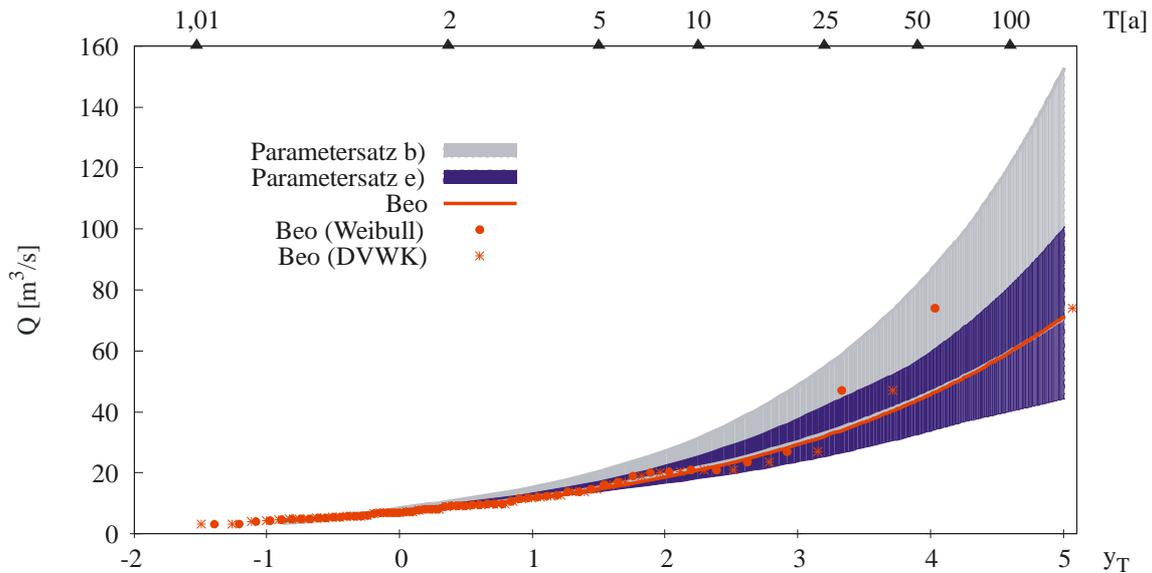


Abbildung 5.9 Verteilung HQ (Kalenderjahr); N-Belastung stochastische Niederschläge (20 Realisierungen à 100 Jahre); rot: beobachtete Abflussscheitel (Weibull bzw. DVWK Plotting Position) bzw. angepasste AEV; grau: 90%-Konfidenzintervall Parametersatz b); blau: 90%-Konfidenzintervall Parametersatz e)

Die Resultate des Winter- und des Sommerhalbjahres zeigen (Anhang V, Abbildung V.19 und Abbildung V.20), dass unter Verwendung des Parametersatzes e) die Beobachtung für beide Halbjahre gut von dem modellierten 90%-Konfidenzintervall umschlossen wird. Die Verwendung des Parametersatzes b) führt für beide Saisons zu einer Überschätzung der Beobachtung. Im Sommerhalbjahr liegt die Beobachtung für die selteneren Abflüsse komplett außerhalb des modellierten 90%-Konfidenzintervalls.

5.1.4 Bestimmung eines HQ50 mit 90%-Konfidenzintervall

Zusammenfassend werden an Hand eines HQ50 die ermittelten Bandbreiten (90%-Konfidenzintervall) und die damit verbundene Unsicherheit bei der Bestimmung der Bemessungsabflüsse gegenübergestellt (Abbildung 5.10). Das 90%-Konfidenzintervall der Beobachtung wird mit HyStat (WILLEMS & DICK 2003) unter Verwendung eines parametrischen Bootstrapping-Verfahrens bestimmt. Insgesamt zeigen sich gute Übereinstimmungen der beobachteten und modellierten Bemessungswerte. Für die ereignisbasierte hydrologische Modellierung mit KOSTRA-Niederschlägen zeigt sich mit Parametersatz a) eine gute Übereinstimmung zwischen Beobachtung und Modellierung. Die Verwendung des Parametersatzes b) mit KOSTRA-Niederschlägen führt zu einer leichten Unterschätzung der Beobachtung. Insgesamt liefert die Modellierung mit KOSTRA-Niederschlägen jedoch, vor allem unter Berücksichtigung der KOSTRA-Toleranzen, sehr große Bandbreiten. Werden die disaggregierten Niederschläge als Niederschlagsbelastung verwendet, weist das mit Parametersatz d) ermittelte 90%-Konfidenzintervall die beste Übereinstimmung mit der Beobachtung und die geringste Bandbreite auf. Unter Verwendung der stochastischen Niederschlagsdaten und Parametersatz b) wird die Beobachtung deutlich überschätzt. Eine deutliche bessere Übereinstimmung wird hier mit Parametersatz e) erzielt. Zusammenfassend ist festzustellen, dass sich die modellierten Bandbreiten deutlich reduzieren lassen, wenn die synthetischen Niederschlagsdaten nicht

nur als Niederschlagsbelastung verwendet, sondern bereits bei der Parameterschätzung des hydrologischen Modells berücksichtigt werden (Kalibrierungsstrategie d) und e)).

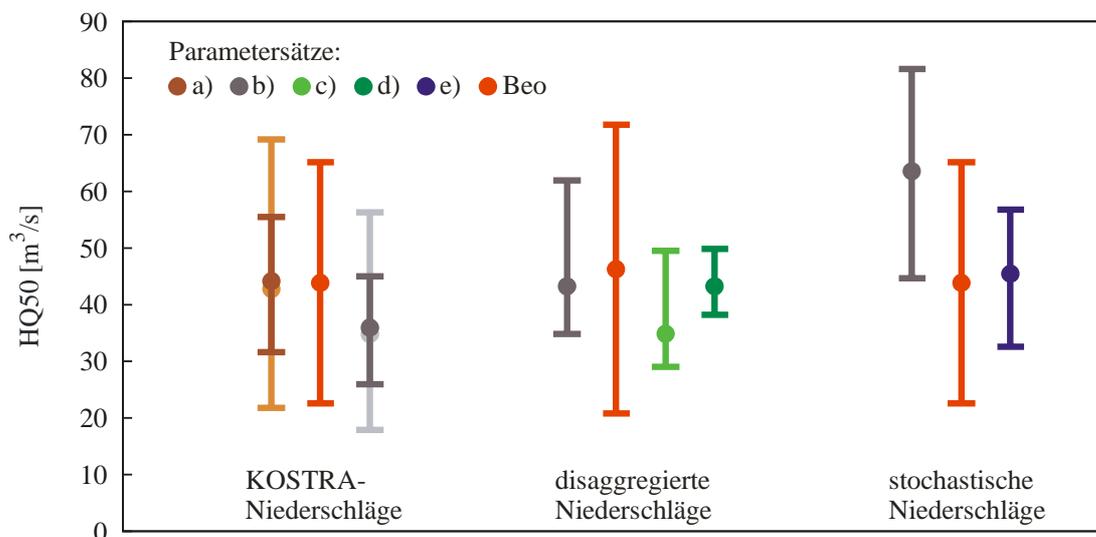


Abbildung 5.10 Vergleich der Bemessungswerte für ein HQ50 (Bandbreite = 90%-Konfidenzintervall; Punkt = Median der Realisierungen) unter Verwendung der unterschiedlichen Niederschlagsbelastungen und Parametersätze

5.2 Pegel Trautenstein (Rappbode)

Das Einzugsgebiet des Pegels Trautenstein ist mit einer Fläche von 39,1 km² das kleinste der betrachteten Untersuchungsgebiete. An Hand der vorliegenden Flussläufe wird das Gebiet für die N-A-Modellierung in acht Teileinzugsgebiete unterteilt. Abbildung 5.11 zeigt das Einzugsgebiet des Pegels Trautenstein mit dem Höhenmodell, dem Flussnetz sowie der verwendeten Teilgebietsunterteilung und dem Messnetz. Insgesamt ist das Gebiet recht schlecht beobachtet. Lediglich eine Niederschlagsstageswertstation in der Nähe des Abflusspegels liegt innerhalb des Gebietes. Alle anderen Stationen liegen zum Teil recht weit außerhalb. Das Einzugsgebiet ist neben einzelnen Siedlungen fast ausschließlich bewaldet (siehe Anhang IV). Die größeren Abflüsse treten am Pegel Trautenstein im Sommerhalbjahr auf. Ebenso wie auch bei dem Einzugsgebiet des Pegels Silberhütte liegen für das Winterhalbjahr an nur einer zeitlich hochaufgelösten Niederschlagsstation (Braunlage) Daten vor. Somit werden auch hier die univariat an dieser Station erzeugten stochastischen Niederschlagsdaten ohne Resampling für die N-A-Modellierung verwendet.

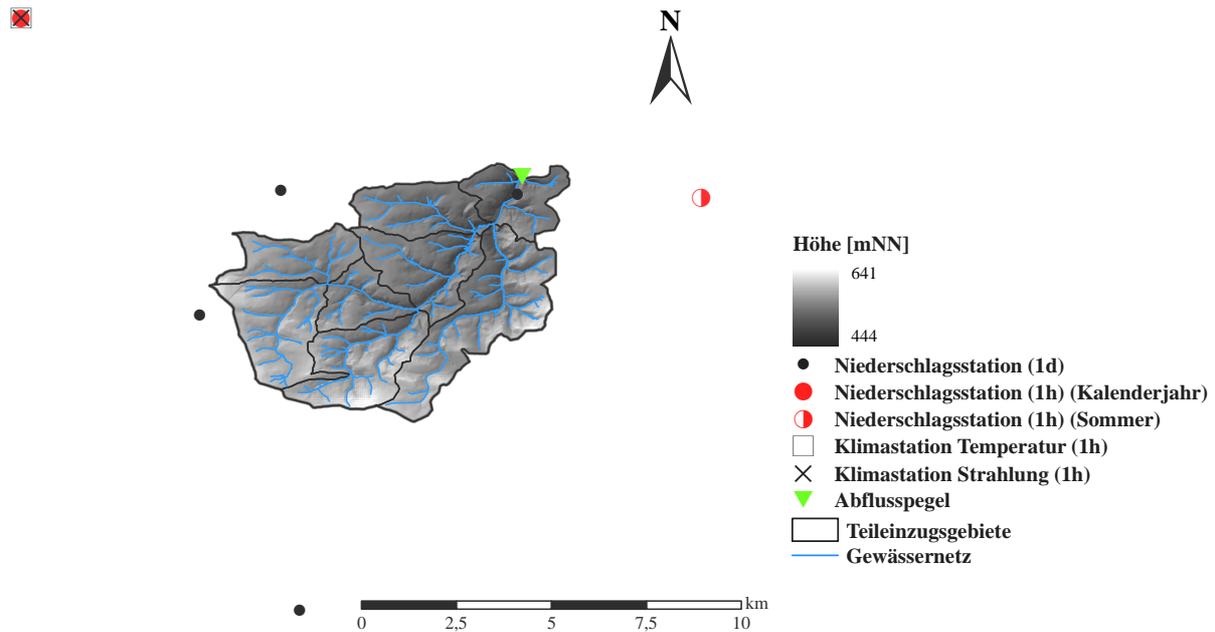


Abbildung 5.11 Einzugsgebiet des Pegels Trautenstein mit Teileinzugsgebietsunterteilung, Höhenmodell, Flussnetz und Messnetz

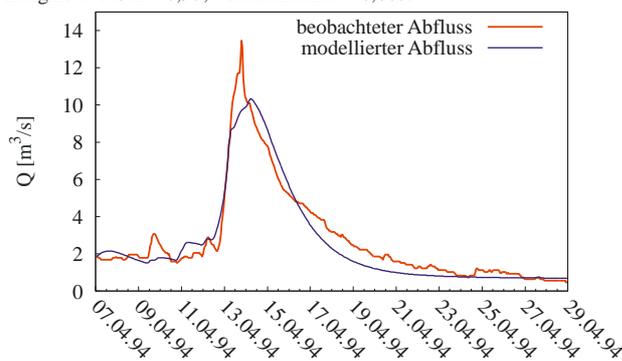
5.2.1 Schätzung der Parametersätze

Für die Schätzung der Parametersätze der fünf Kalibrierungsstrategien werden alle zur Verfügung stehenden Niederschlags- und Abflussdaten verwendet (siehe Kapitel 3.2.1).

Parametersatz a)

Die fünf Parameter des hydrologischen Modells werden für Parametersatz a) simultan an Hand von 14 Einzelereignissen, die sowohl große als auch kleinere Hochwasserabflüsse umfassen, kalibriert (siehe Anhang I, Tabelle I.8). Die Anfangsspeicherfüllungen werden für jedes Ereignis individuell berücksichtigt. Insgesamt zeigt sich eine gute Übereinstimmung der modellierten mit den beobachteten Abflussereignissen. Für elf der 14 Ereignisse liegen die ermittelten *NSK* zwischen 0,76 und 0,93 (Abbildung 5.12 bzw. Anhang V, Abbildung V.21 und Abbildung V.22). Die über alle Ereignisse gemittelten Anfangsspeicherfüllungen betragen 79,41% für den Oberbodenspeicher und 3,58% bzw. 56,44% für den oberen bzw. den unteren Grundwasserspeicher.

Ereignis 1: *NSK* = 0,93; Volumenfehler = 6,80%



Ereignis 2: *NSK* = 0,91; Volumenfehler = 2,53%

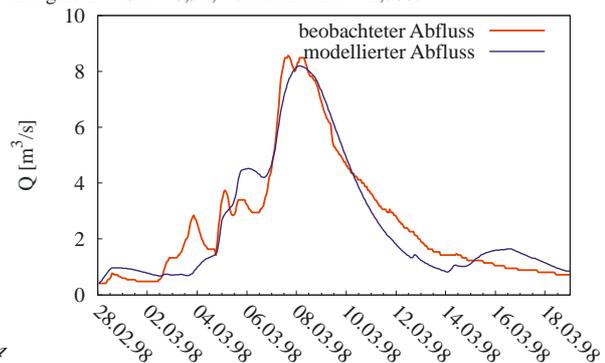


Abbildung 5.12 Beobachtete und modellierte Einzelereignisse (1h), Pegel Trautenstein

Parametersatz b)

Für die Kalibrierung der fünf Parameter des Parametersatzes b) stehen beobachtete Niederschlagsdaten in stündlicher Auflösung von 1993 bis 2004 und kontinuierlich beobachtete stündliche Abflüsse der hydrologischen Jahre 1998 bis 2004 zur Verfügung. Zur Modellkalibrierung werden die hydrologischen Jahre 1998 bis 2001 (vier Jahre) verwendet. Die Validierung des Parametersatzes erfolgt an Hand der hydrologischen Jahre 2002 bis 2004 (drei Jahre). Der Zeitraum vor Nov. 1997, für den keine beobachteten Abflussdaten in stündlicher Auflösung vorliegen, wird als Einschwingperiode des hydrologischen Modells genutzt. Die Parameterschätzung erfolgt mit beiden Kalibrierungsvarianten (gleiche bzw. unterschiedliche Gewichte der beobachteten Abflüsse) (siehe auch Kapitel 3.2.1). Beide Parametersätze liefern gute Ergebnisse. Für die weiteren Untersuchungen wird der Parametersatz b) verwendet, der aus der Variante mit gleichen Gewichten resultiert. Für den Kalibrierungszeitraum ergibt sich mit diesem Parametersatz ein *NSK* von 0,86 und für den Validierungszeitraum von 0,82 (Abbildung 5.13).

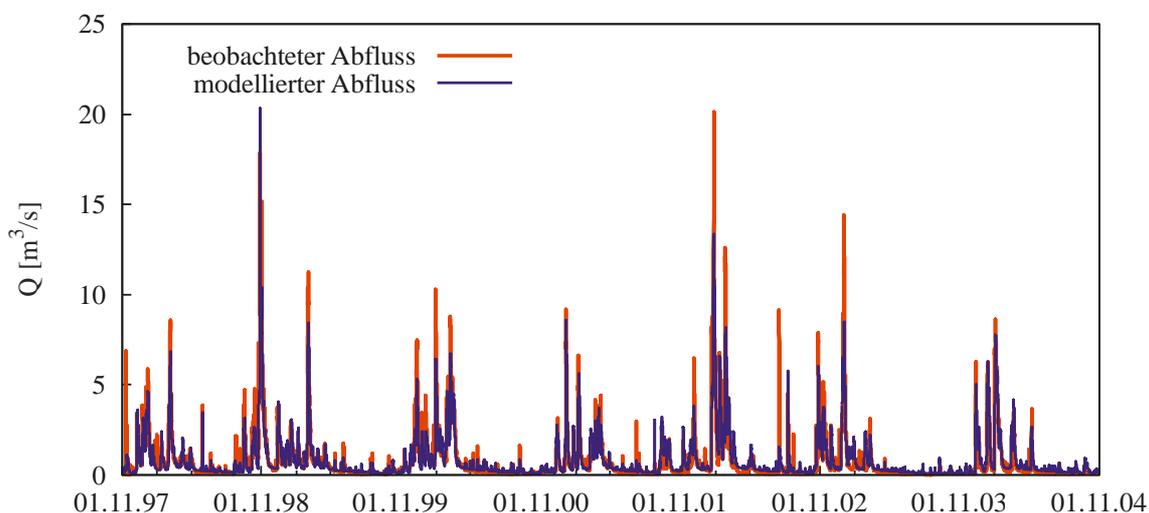


Abbildung 5.13 Beobachtete und modellierte Abflussganglinie (1h), Pegel Trautenstein

Parametersatz c)

Die fünf Parameter des Parametersatzes c) werden unter Verwendung der disaggregierten Niederschlagstageswerte und der beobachteten Tagesmittelwerte des Abflusses bestimmt. Die disaggregierten Tageswerte sind für die Jahre 1968 bis 2004 verfügbar. Beobachtete Abflusstagesmittelwerte liegen für den Pegel Trautenstein über einen noch längeren Zeitraum vor. Somit wird für die Schätzung der Modellparameter der Zeitraum der disaggregierten Niederschläge verwendet. Dabei werden die hydrologischen Jahre 1969 bis 1984 für die Kalibrierung und die hydrologischen Jahre 1985 bis 2004 zur Validierung genutzt. Der Zeitraum vor Nov. 1969 dient der Einschwingphase des hydrologischen Modells. Wie auch bei Parametersatz b) werden zwei Varianten der Gewichte der Abflusswerte berücksichtigt. Für den Gesamtzeitraum liefert die Variante mit unterschiedlichen Gewichten an Hand der Zielkriterien leicht bessere Werte. Dieser Parametersatz wird somit im Folgenden als Parametersatz c) verwendet. In Abbildung 5.14 ist die Ganglinie der beobachteten Abflusstagesmittelwerte sowie für jeden Tag der Median der modellierten Tagesmittelwerte aus zehn Realisierungen darge-

stellt. Für den Kalibrierungszeitraum ergibt sich ein NSK von 0,58 und für den Validierungszeitraum von 0,78.

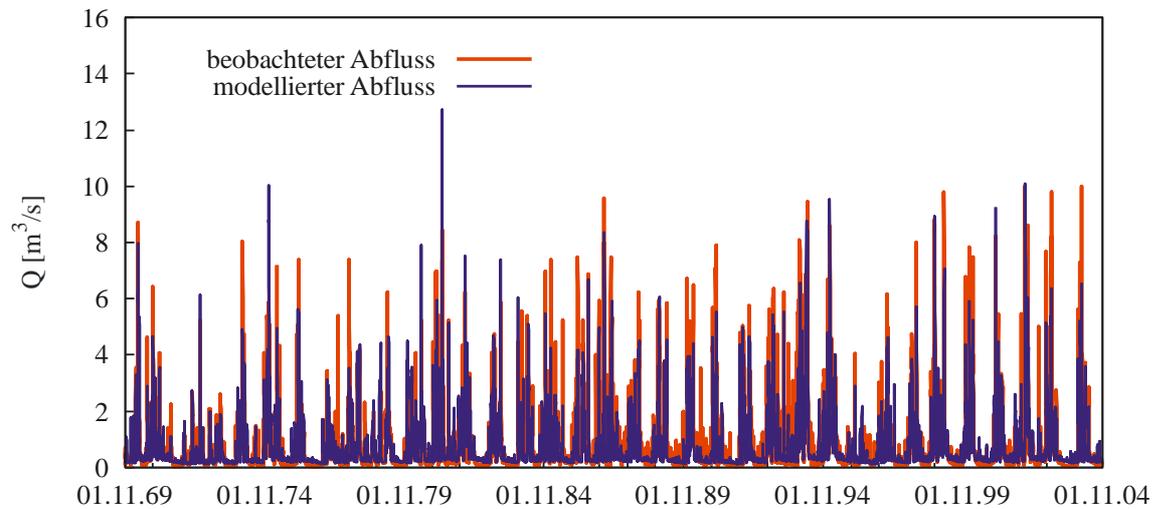


Abbildung 5.14 Beobachtete und modellierte (Median aus zehn Realisierungen) Abflussganglinie (Tagesmittelwerte), Pegel Trautenstein

Parametersatz d)

Die Kalibrierung der fünf Parameter für Parametersatz d) erfolgt unter Verwendung der disaggregierten Niederschlagsdaten, die von 1968 bis 2004 vorliegen, und der an die beobachteten Abflussscheitel der Jahre 1969 bis 2004 angepassten AEV. Das Jahr 1968 wird als Einschwingjahr des hydrologischen Modells genutzt. In Abbildung 5.15 ist das Ergebnis der Kalibrierung auf die ausgewählten Stützstellen der AEV dargestellt. Für das Kalenderjahr zeigt sich eine gute Übereinstimmung des Medians der zehn zur Kalibrierung verwendeten Realisierungen und der Beobachtung. Die Resultate des Winter- und Sommerhalbjahres (siehe Anhang V, Abbildung V.24 und Abbildung V.25) zeigen jedoch, dass im Winterhalbjahr eine deutliche Überschätzung der Beobachtung und im Sommerhalbjahr eine deutliche Unterschätzung der Beobachtung auftritt. Die Ursache hierfür könnte zum einen darin liegen, dass die disaggregierten Niederschlagsdaten für das gesamte Jahr generiert werden. Somit erfolgt keine getrennte Berücksichtigung der unterschiedlichen Niederschlagsintensitäten des Winter- bzw. Sommerhalbjahres. Folglich können auch im Winter Niederschläge auftreten, deren Intensitäten beobachtet nur bei Sommergewittern vorkommen. Des Weiteren zeigen sich beim Vergleich der disaggregierten Niederschläge mit stationeigenen und stationsfremden Parametern bei der Station Braunlage, besonders bei den Extremwerten, deutliche Unterschiede (siehe Anhang II, Abbildung II.4). Es kann also vermutet werden, dass die Parameter des Disaggregationsmodells der Station Braunlage, der Charakteristik des Niederschlagsgeschehens im Einzugsgebietes des Pegels Trautenstein nicht so gut entsprechen.

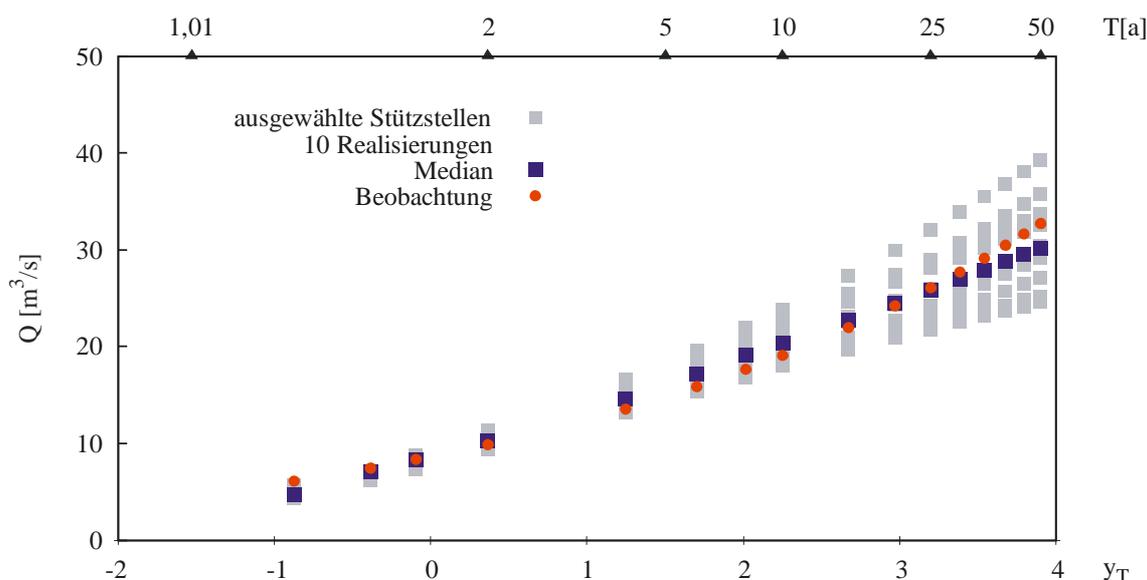


Abbildung 5.15 Beobachtete und modellierte Abflüsse an den Stützstellen ausgewählter Wiederkehrintervalle der AEV (Kalenderjahr; N-Belastung disaggregierte Niederschläge), Pegel Trautenstein

Die Ergebnisse der Validierung des Parametersatzes d) mit zehn weiteren Niederschlagsrealisierungen bestätigen die Ergebnisse der Kalibrierung (siehe Anhang V, Abbildung V.26 bis Abbildung V.28).

Parametersatz e)

Für die Parameterschätzung des Parametersatzes e) werden zehn Realisierungen der stochastischen Niederschlagszeitreihen mit einer Länge von jeweils 100 Jahren, sowie einem zusätzlichen Einschwingjahr für das hydrologische Modell, verwendet. Die Kalibrierung erfolgt auf die, an die beobachteten Abflussscheitel angepasste, AEV. Da die stochastischen Niederschläge keinen direkten Zeitbezug besitzen, werden alle zur Verfügung stehenden Abflussscheitelwerte zur Anpassung der AEV berücksichtigt. In Abbildung 5.16 sind die Ergebnisse der Modellkalibrierung exemplarisch für das Kalenderjahr dargestellt. Es zeigt sich eine sehr gute Übereinstimmung des modellierten Medians der zehn Realisierungen mit der Beobachtung, bei einer recht kleinen Spannweite. Den Resultaten für das Winter- und das Sommerhalbjahr (Anhang V, Abbildung V.33 und Abbildung V.34) ist zu entnehmen, dass unter Verwendung der stochastischen Niederschläge, die für das Winter- und das Sommerhalbjahr getrennt generiert werden, die Eigenschaften der Saisonalität gut abgebildet werden können.

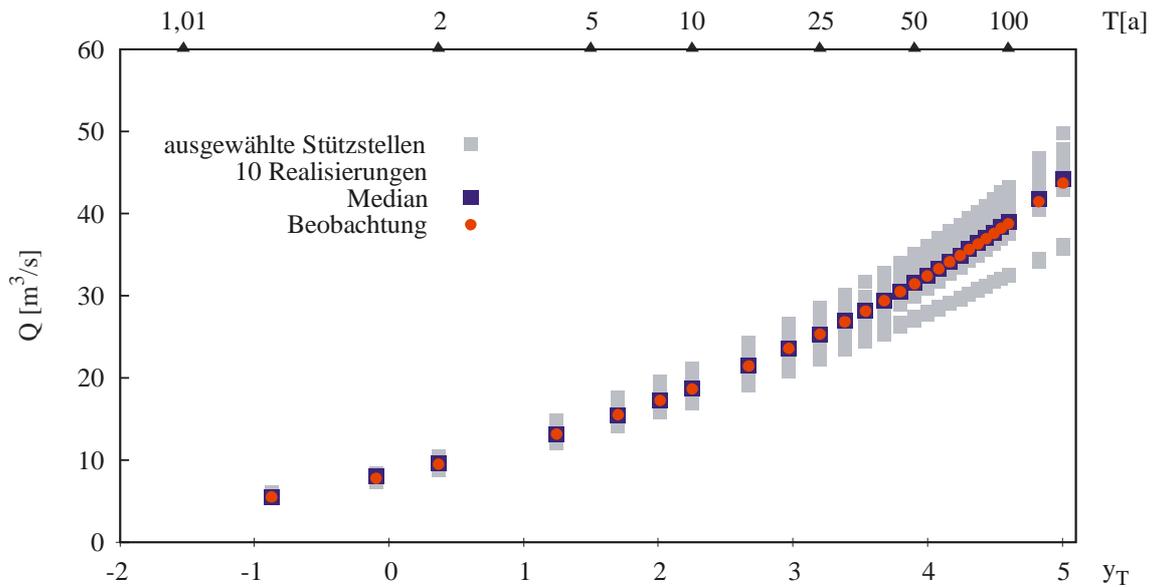


Abbildung 5.16 Beobachtete und modellierte Abflüsse an den Stützstellen ausgewählter Wiederkehrintervalle der AEV (Kalenderjahr; N-Belastung stochastische Niederschläge), Pegel Trautenstein

Die Validierung des Parametersatzes e) erfolgt im ersten Schritt mit zehn weiteren Niederschlagsrealisierungen. Die Resultate sind Anhang V, Abbildung V.35 bis Abbildung V.37 zu entnehmen. Hierbei zeigt sich, dass die Saisonalität unter Verwendung des Parametersatzes e) ebenfalls mit nicht in der Kalibrierung verwendeten Niederschlagsrealisierungen korrekt repräsentiert wird. Gleichzeitig ist jedoch festzustellen, dass mit den zehn Realisierungen, die zur Validierung verwendet werden, die beobachtete Verteilung der Abflüsse etwas unterschätzt wird. Im Mittel sind die Kennwerte der zehn Niederschlagsrealisierungen der Kalibrierung und Validierung gleich. Es kann jedoch festgestellt werden, dass bei den zehn Niederschlagsrealisierungen der Validierung die Anzahl der großen Ereignisse etwas geringer ist. Dies wirkt sich, neben anderen Faktoren wie beispielsweise der Ereignisabfolge oder der Niederschlagsform, als Schneefall oder Regen in Kombination mit der Temperaturzeitreihe, besonders auf die selteneren Hochwasserabflüsse aus.

Eine Übersicht der kalibrierten Parameter der fünf Kalibrierungsstrategien ist in Tabelle 5.3 gegeben. Die Parameter der Verlustroutine *SMA GW 1* bzw. *SMA GW 2* und des unterirdischen Abflusses *LR GW 1* bzw. *LR GW 2* weisen keine direkten Tendenzen bezüglich der verwendeten Niederschlags- bzw. Abflussdaten auf. Für die Kalibrierung auf die Verteilungsfunktion der Scheitelabflüsse werden größere Speicherkoeffizienten für den unteren Speicher der SMA kalibriert. Hingegen werden für die Parametersätze a) und c) größere Werte für den *LR GW 2* bestimmt. Eine Tendenz ist nur für den Speicherkoeffizienten des Oberflächenabflusses *Clark* festzustellen. Unter Verwendung der synthetischen Niederschlagsdaten werden hier größere Werte als mit den beobachteten Niederschlägen kalibriert.

Tabelle 5.3 Kalibrierte Parameter der fünf Kalibrierungsstrategien (SMA GW 1 bzw. SMA GW 2 = Speicherkoeffizient des oberen bzw. unteren Grundwasserspeichers der SMA, LR GW 1 bzw. LR GW 2 = Speicherkoeffizient des Linearspeichers 1 bzw. 2, Clark = Speicherkoeffizient der Clark Einheitsganglinie)

Parameter	Parametersatz a)	Parametersatz b)	Parametersatz c)	Parametersatz d)	Parametersatz e)
SMA GW1 [h]	20,00	20,00	20,00	20,00	42,94
SMA GW2 [h]	2500,00	2500,00	2500,00	3100,80	9996,14
LR GW1 [h]	38,73	56,83	77,02	44,70	23,38
LR GW2 [h]	1105,61	200,00	4049,58	200,00	200,00
Clark [h]	5,40	6,33	16,99	11,50	13,15

5.2.2 Validierung der Parametersätze an der beobachteten Ganglinie

Die Validierung der Parametersätze der fünf Kalibrierungsstrategien erfolgt abschließend an der beobachteten Abflussganglinie in stündlicher Auflösung unter Verwendung der beobachteten Niederschlagsdaten. Die Auswertung erfolgt, analog zur Kalibrierung und Validierung des Parametersatzes b), zum einen auf die hydrologischen Jahre 1998 bis 2001 und zum anderen auf den Zeitraum Nov. 2001 – Okt. 2004. Die Ergebnisse sind in Tabelle 5.4 dargestellt. Alle Parametersätze liefern nahezu gleich gute Resultate. An Hand der Nachbildung der beobachteten Abflussganglinie sind alle Parametersätze für die Modellierung als geeignet einzustufen. Dabei zeigt sich, dass auch mit ereignisbasierter Kalibrierung oder unter Verwendung synthetischer Niederschlagsdaten und der Verteilungsfunktion der Abflussscheitelwerte robuste Parametersätze bestimmt werden können, die zur Modellierung einer kontinuierlichen Abflussganglinie geeignet sind.

Tabelle 5.4 Gegenüberstellung der Parametersätze mit den zugehörigen Gütekriterien

	Nov 1997 - Okt 2001		Nov 2001 - Okt 2004	
	NSK [-]	Volumenfehler [%]	NSK [-]	Volumenfehler [%]
Parametersatz a)	0,84	-1,99	0,82	-22,71
Parametersatz b)	0,86	-2,28	0,82	-22,33
Parametersatz c)	0,84	-1,71	0,78	-22,95
Parametersatz d)	0,85	-2,26	0,82	-22,35
Parametersatz e)	0,81	-2,39	0,79	-22,11

5.2.3 Bestimmung der Bemessungswerte

Die Bestimmung der Abflussbemessungswerte erfolgt zum einen ereignisbasiert unter Verwendung der KOSTRA-Niederschläge und zum anderen kontinuierlich mit disaggregierten und stochastischen Niederschlägen. Für die ereignisbasierte Modellierung werden die Parametersätze a) und b) verwendet. Zusätzlich werden fünf verschiedene Anfangsspeicherfüllungen berücksichtigt (siehe Kapitel 3.2.2 und Kapitel 3.3.2). Die Ergebnisse sind in Abbildung 5.17 (links: Parametersatz a); rechts: Parametersatz b)) angegeben. Für beide Parametersätze zeigt sich eine recht deutliche Überschätzung der Beobachtung besonders für die selteneren Wiederkehrintervalle. Mit 39,1 km² ist die Einzugsgebietsfläche des Pegels Trautenstein recht klein, weshalb die KOSTRA-Tabellenwerte durch die dauerstufenabhängige Flächenabminderung nur wenig reduziert werden (siehe Kapitel 3.1.4). Zusätzlich ist die Reaktionszeit des Gebietes kurz, so dass die maßgeblichen Abflussscheitel meist aus den unteren

Dauerstufen (1h - 4h) und entsprechend großen Intensitäten [mm/h] resultieren. Ebenso wird der Speicherkoeffizient der Clark Einheitsganglinie für die Parametersätze a) und b) auf einen kleinen Wert kalibriert. Dies hat zur Folge, dass beim Auftreten von Oberflächenabfluss die Welle schnell und steil abläuft.

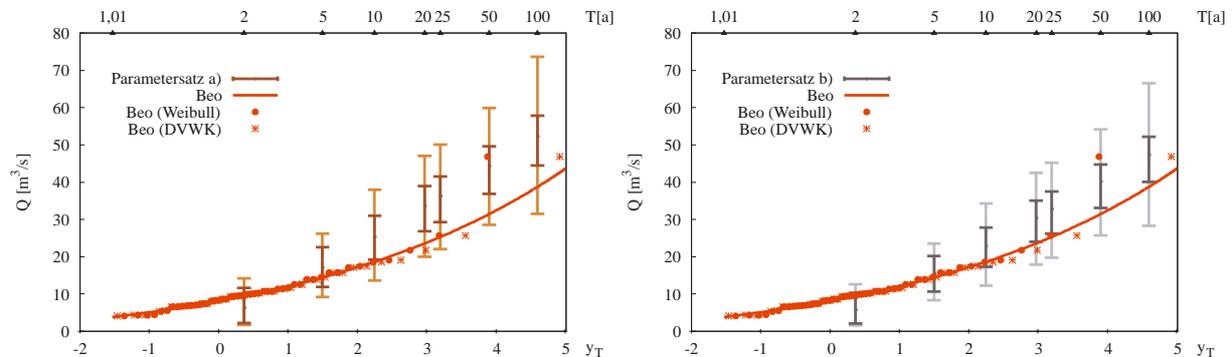


Abbildung 5.17 Verteilung HQ (Kalenderjahr); N-Belastung KOSTRA-Niederschläge, rot: beobachtete Abflussscheitel (Weibull bzw. DVWK Plotting Position) bzw. angepasste AEV; braun: 90%-Konfidenzintervall Parametersatz a) (KOSTRA-Tabellenwerte), hellbraun: 90%-Konfidenzintervall Parametersatz a) (unter Berücksichtigung der KOSTRA-Toleranzen); dunkelgrau und hellgrau analog für Parametersatz b)

Die Bemessungswerte, die mit Hilfe der kontinuierlichen Modellierung mit synthetischen Niederschlägen bestimmt wurden, sind in Abbildung 5.18 (disaggregierte Niederschläge) und Abbildung 5.19 (stochastische Niederschläge) dargestellt. Abgebildet sind jeweils die Ergebnisse für das Kalenderjahr. Die Resultate des Winter- bzw. des Sommerhalbjahres sind Anhang V, Abbildung V.30 und Abbildung V.31 bzw. Abbildung V.39 und Abbildung V.40 zu entnehmen.

Unter Verwendung der disaggregierten Niederschlagsdaten und Parametersatz b) zeigt sich eine recht große Bandbreite des 90%-Konfidenzintervalls und eine deutliche Überschätzung der Beobachtung. Für Parametersatz c) ergibt sich eine deutlich schmalere Bandbreite. Allerdings ist hier eine klare Unterschätzung der Beobachtung zu erkennen. Wird Parametersatz d) angewendet, so umschließt das modellierte 90%-Konfidenzintervall die Beobachtung gut.

Die Betrachtung der Diagramme für das Winter- und das Sommerhalbjahr (Anhang V, Abbildung V.30 und Abbildung V.31) zeigt, dass die Saisonalität mit keinem Parametersatz korrekt abgebildet wird. Mit Parametersatz b) wird im Winterhalbjahr die Beobachtung deutlich überschätzt. Im Sommerhalbjahr ist ebenfalls eine Überschätzung zu erkennen, allerdings liegt hier die Beobachtung noch im unteren Bereich der modellierten Bandbreite. Mit Parametersatz c) kann die Beobachtung des Winterhalbjahres besonders für die selteneren Hochwasserabflüsse gut abgebildet werden. Die Beobachtung des Sommerhalbjahres wird von dem modellierten 90%-Konfidenzintervall jedoch weit unterschätzt. Für Parametersatz d) ergibt sich wie bereits in der Kalibrierung eine Überschätzung der Beobachtung im Winter- und eine Unterschätzung der Beobachtung im Sommerhalbjahr.

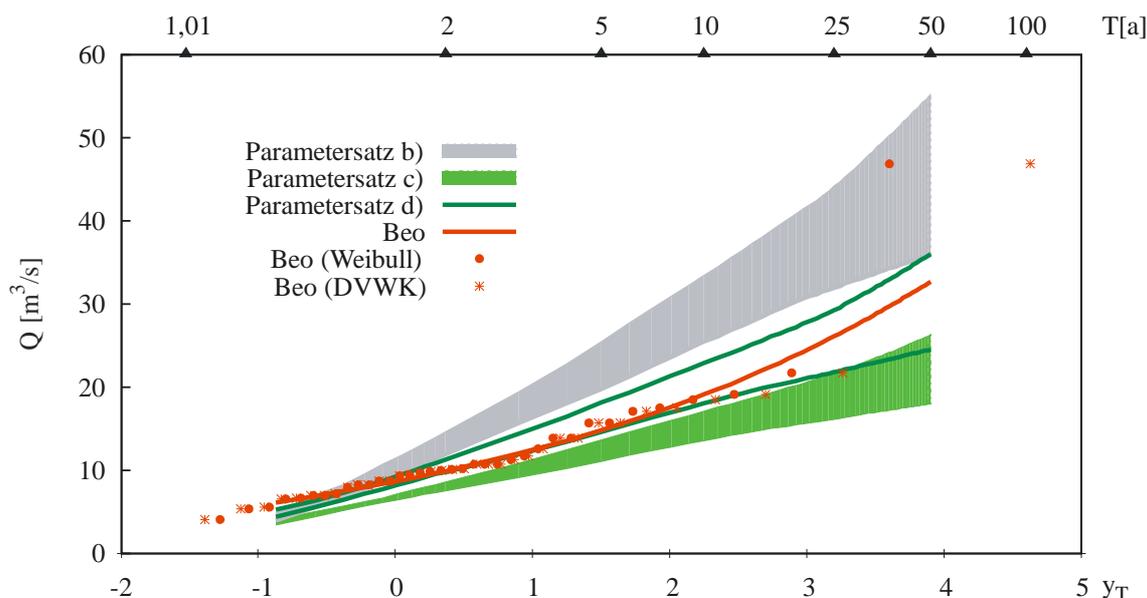


Abbildung 5.18 Verteilung HQ (Kalenderjahr); N-Belastung disaggregierte Niederschläge (20 Realisierungen à 36 Jahre); rot: beobachtete Abflussscheitel (Weibull bzw. DVWK Plotting Position) bzw. angepasste AEV; grau: 90%-Konfidenzintervall Parametersatz b); hellgrün: 90%-Konfidenzintervall Parametersatz c); dunkelgrün: 90%-Konfidenzintervall Parametersatz d)

Die Anwendung der stochastischen Niederschläge mit Parametersatz b) führt zu einer deutlichen Überschätzung der Beobachtung (Abbildung 5.19). Wird hingegen Parametersatz e) verwendet, so umschließt das modellierte 90%-Konfidenzintervall die Beobachtung gut und weist eine recht geringe Bandbreite auf.

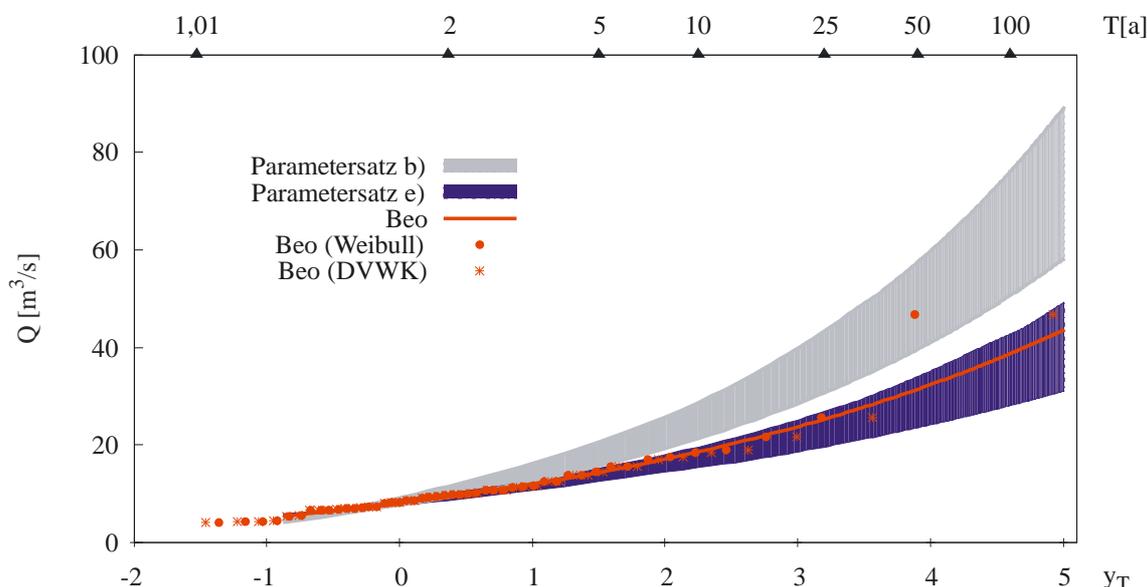


Abbildung 5.19 Verteilung HQ (Kalenderjahr); N-Belastung stochastische Niederschläge (20 Realisierungen à 100 Jahre); rot: beobachtete Abflussscheitel (Weibull bzw. DVWK Plotting Position) bzw. angepasste AEV; grau: 90%-Konfidenzintervall Parametersatz b); blau: 90%-Konfidenzintervall Parametersatz e)

Werden die Ergebnisse des Winter- und Sommerhalbjahres (Anhang V, Abbildung V.39 und Abbildung V.40) betrachtet, so zeigt sich im Winterhalbjahr sowohl für Parametersatz b) als auch für Parametersatz e) bei den selteneren Hochwasserabflüssen eine gute Übereinstim-

mung zwischen modellierter Bandbreite und Beobachtung. Die geringere Bandbreite liefert dabei Parametersatz e). Kleinere Hochwasserabflüsse werden von beiden Parametersätzen leicht unterschätzt. Die Beobachtung des Sommerhalbjahres wird vom modellierten 90%-Konfidenzintervall des Parametersatzes e) gut umschlossen. Unter Verwendung des Parametersatzes b) erfolgt jedoch eine deutliche Überschätzung.

5.2.4 Bestimmung eines HQ50 mit 90%-Konfidenzintervall

An Hand eines HQ50 werden die Ergebnisse der ermittelten Abflussbemessungswerte und der zugehörigen Unsicherheitsbandbreiten für die Beobachtung sowie für alle Modellierungen unter Verwendung der unterschiedlichen Niederschlagsbelastungen und Parametersätze zusammengefasst (Abbildung 5.20). Das 90%-Konfidenzintervall der Beobachtung wird mit HyStat (WILLEMS & DICK 2003) mit einem parametrischen Bootstrapping-Verfahren ermittelt. Es zeigt sich, dass die Verwendung der synthetischen Niederschlagsdaten bereits zur Parameterschätzung des hydrologischen Modells (Parametersätze d) und e)) sinnvoll ist. Die so ermittelten Bemessungswerte und Bandbreiten stimmen jeweils am besten mit der Beobachtung überein und liefern recht schmale Unsicherheitsbandbreiten. Allerdings sollte bei den disaggregierten Niederschlagsdaten berücksichtigt werden, dass die Saisonalität der Beobachtung nicht korrekt wiedergegeben wird. Somit ist von der Verwendung der ermittelten Bemessungswerte abzuraten. Die mit ereignisbasierter Modellierung mit KOSTRA-Niederschlägen ermittelten Bemessungsabflüsse weisen recht geringe Bandbreiten auf, wenn die KOSTRA-Tabellenwerte und nicht die KOSTRA-Bandbreiten verwendet werden. Allerdings führt die Verwendung der KOSTRA-Niederschläge bei dem kleinen Einzugsgebiet des Pegels Trautenstein (39,1 km²) trotz dauerstufenabhängiger Flächenabminderung zu einer Überschätzung der Beobachtung.

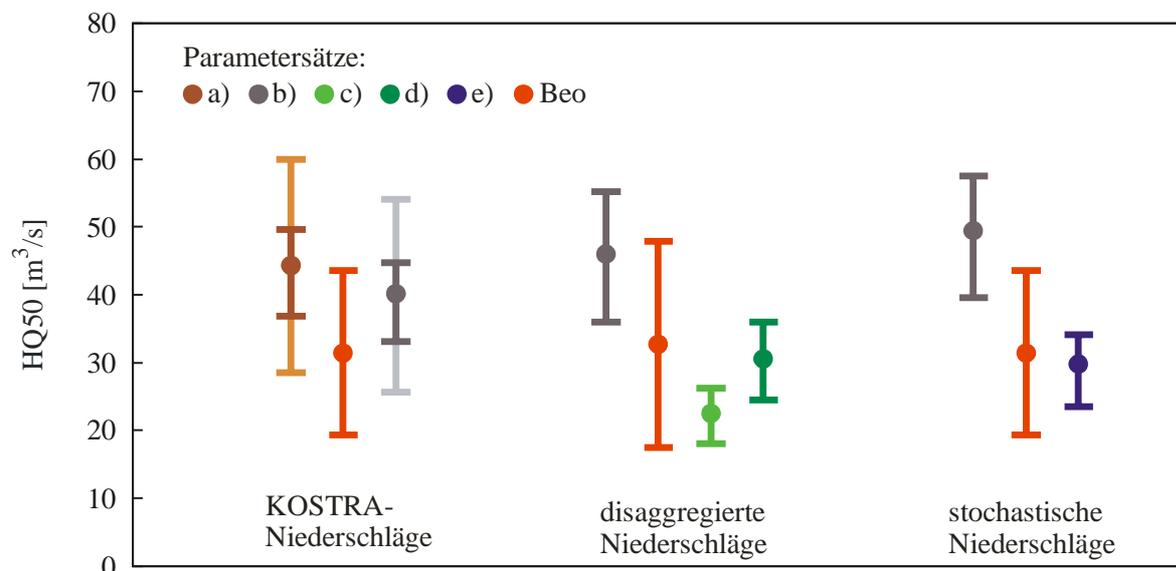


Abbildung 5.20 Vergleich der Bemessungswerte für ein HQ50 (Bandbreite = 90%-Konfidenzintervall; Punkt = Median der Realisierungen) unter Verwendung der unterschiedlichen Niederschlagsbelastungen und Parametersätze

5.3 Pegel Mahndorf (Holtemme)

Das Einzugsgebiet des Pegels Mahndorf ist mit dem Höhenmodell, dem Flussnetz sowie der zur N-A-Modellierung verwendeten Teilgebietsunterteilung und dem zur Verfügung stehenden Messnetz in Abbildung 5.21 dargestellt. Für die N-A-Modellierung wird das 168 km² große Einzugsgebiet in zehn Teileinzugsgebiete untergliedert. Bezüglich der Landnutzung weist das Gebiet eine Zweiteilung auf. Der steilere obere Teil ist bewaldet, während der untere flachere Bereich landwirtschaftlich genutzt wird (siehe Anhang IV). Die größte Versiegelung im Einzugsgebiet stellt die Stadt Wernigerode dar. Die größten Abflüsse am Pegel Mahndorf treten im Sommerhalbjahr auf.

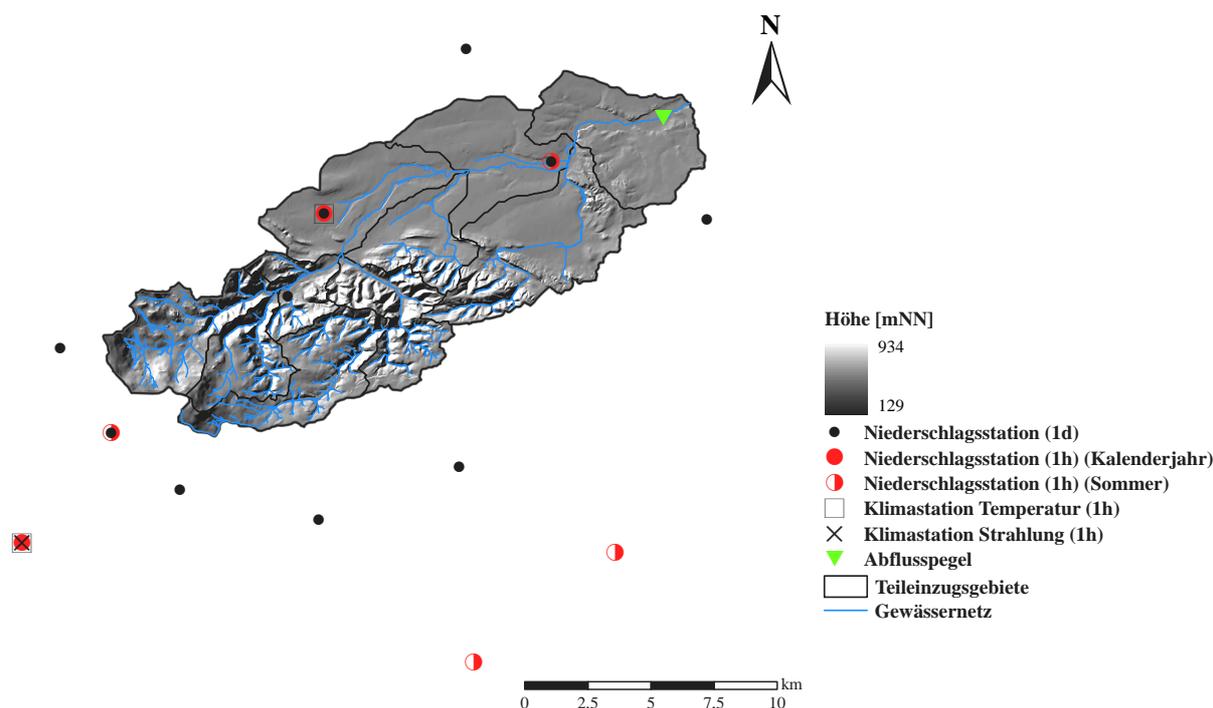


Abbildung 5.21 Einzugsgebiet des Pegels Mahndorf mit Teilgebietsunterteilung, Höhenmodell, Flussnetz und Messnetz

Im Unterschied zu den Empfehlungen von FLEMING & NEARY (2004) (siehe auch Kapitel 3.1.1, Tabelle 3.1) wird der Oberflächenspeicher auch für die drei Teilgebietsbereiche, in denen das mittlere Gefälle kleiner als 6% ist, auf einen Wert von 12,7 mm festgesetzt. Diese Teilgebietsbereiche werden zwar überwiegend landwirtschaftlich genutzt, ein Oberflächenspeicher von 50,8 mm wird dennoch als zu groß angesehen.

5.3.1 Schätzung der Parametersätze

Für die Schätzung der Parametersätze der fünf Kalibrierungsstrategien werden alle verfügbaren Niederschlags- und Abflussdaten genutzt (siehe Kapitel 3.2.1).

Parametersatz a)

Für die ereignisbasierte Kalibrierung des Parametersatzes a) werden 13 Ereignisse verwendet (siehe Anhang I, Tabelle I.10). Dabei werden sowohl große als auch kleinere Hochwasserere-

eignisse ausgewählt. Die Schätzung der Parameter des Parametersatzes a) wird simultan für alle 13 Ereignisse durchgeführt, wobei die Parameter der Anfangsspeicherfüllungen für jedes Ereignis individuell kalibriert werden. Insgesamt zeigt sich eine gute Übereinstimmung der modellierten mit den beobachteten Abflüssen (Abbildung 5.22 bzw. Anhang V, Abbildung V.41 und Abbildung V.42). Für neun der 13 Ereignisse werden NSK größer gleich 0,73 bestimmt. Größere Überschätzungen treten bei kleineren Sommerereignissen auf, für die neben einer Überschätzung des Abflussscheitels vor allem ein deutlich zu großes Abflussvolumen modelliert wird. Die mittleren Anfangsspeicherfüllungen der Kalibrierungsereignisse betragen für den Oberbodenspeicher 53,22% und für den oberen bzw. unteren Grundwasserspeicher 0,22% bzw. 33,81%.

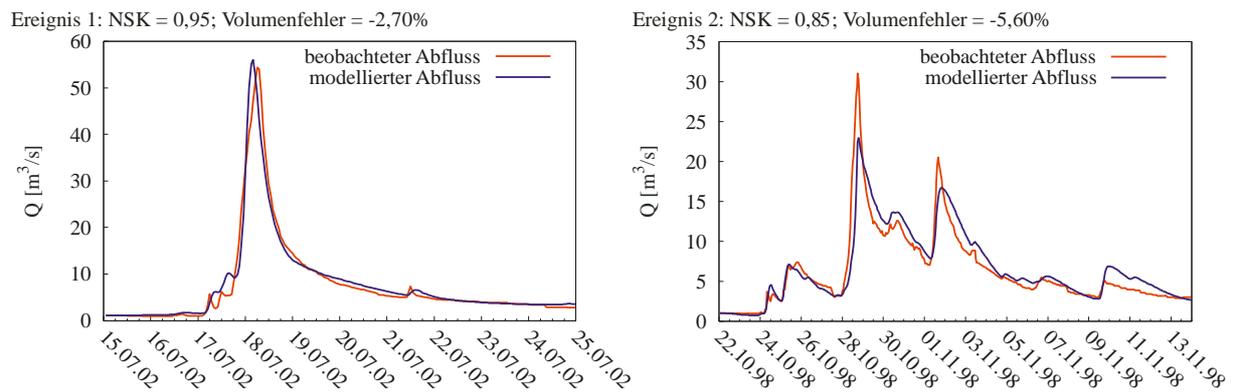


Abbildung 5.22 Beobachtete und modellierte Einzelereignisse (1h), Pegel Mahndorf

Parametersatz b)

Die Schätzung der Parameter des Parametersatzes b) wird unter Verwendung der beobachteten Niederschlagsdaten und der beobachteten Abflussganglinie in stündlicher Auflösung durchgeführt. Die Kalibrierung erfolgt auf die hydrologischen Jahre 1998 bis 2001. Für die Validierung wird der Zeitraum Nov. 2001 bis Okt. 2004 verwendet. Der Zeitraum von 1993 bis zum Beginn des Kalibrierungszeitraumes dient als Einschwingperiode für das hydrologische Modell. Von den beiden Kalibrierungsvarianten (gleiche bzw. unterschiedliche Gewichte der beobachteten Abflüsse) (siehe auch Kapitel 3.2.1) liefert die Variante mit gleichen Gewichten an Hand der Gütekriterien bessere Ergebnisse. Dieser Parametersatz wird im Folgenden als Parametersatz b) verwendet. Insgesamt wird die beobachtete Ganglinie gut von der modellierten nachgebildet (Abbildung 5.23). Es ist jedoch auch zu erkennen, dass die größten beobachteten Abflüsse von der modellierten Ganglinie unterschätzt werden, während kleinere beobachtete Abflüsse teilweise überschätzt werden. Die ermittelten NSK belaufen sich für die Kalibrierung auf 0,72 und für die Validierung auf 0,78.

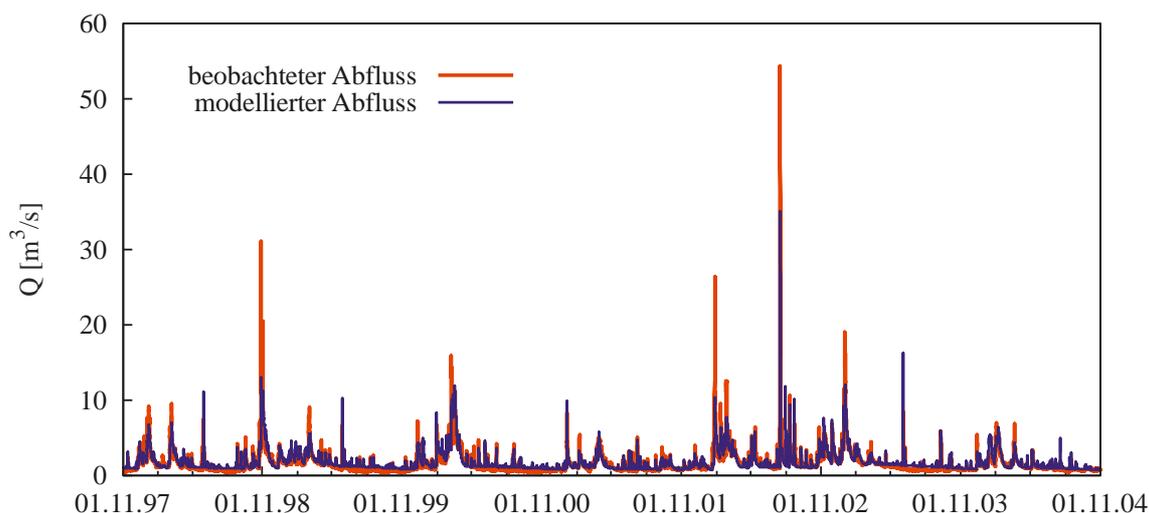


Abbildung 5.23 Beobachtete und modellierte Abflussganglinie (1h), Pegel Mahndorf

Parametersatz c)

Die Kalibrierung des hydrologischen Modells für Parametersatz c) erfolgt unter Verwendung der disaggregierten Niederschläge und der beobachteten Abflusstagesmittelwerte. Die disaggregierten Niederschlagsdaten stehen von 1968 bis 2004 zur Verfügung. Da die Aufzeichnungen der Tagesmittelwerte des Abflusses erst ab Nov. 1971 vorliegen, werden die hydrologischen Jahre 1972 bis 1984 zur Modellkalibrierung und der Zeitraum von Nov. 1984 bis Okt. 2004 zur Validierung verwendet. Der Zeitraum Jan. 1970 bis Okt. 1971 wird als Einschwingperiode für das hydrologische Modell genutzt. Für die Kalibrierung werden ebenso wie bei Parametersatz b) zwei Varianten (gleiche bzw. unterschiedliche Gewichte der beobachteten Abflüsse) getestet. An Hand der Zielkriterien liefert der Parametersatz, der aus der Kalibrierungsvariante mit gleichen Gewichten resultiert, bessere Ergebnisse und wird im Folgenden als Parametersatz c) verwendet. Der Ganglinienvergleich ist in Abbildung 5.24 dargestellt. Die Kalibrierung liefert einen *NSK* von 0,55. Für die Validierung wird ein *NSK* von 0,65 berechnet.

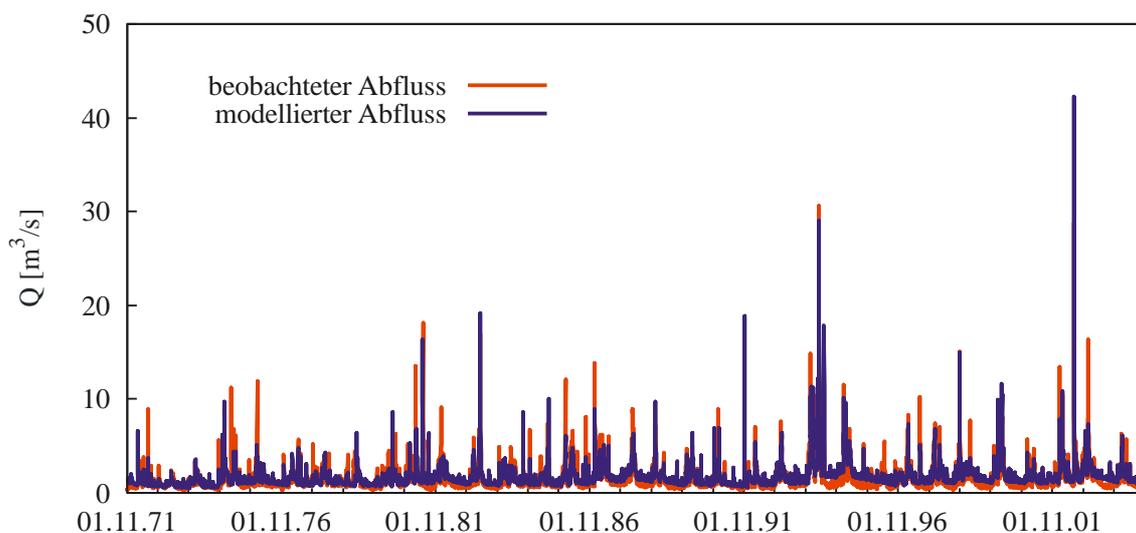


Abbildung 5.24 Beobachtete und modellierte (Median aus zehn Realisierungen) Abflussganglinie (Tagesmittelwerte), Pegel Mahndorf

Parametersatz d)

Für die Kalibrierung des Parametersatzes d) werden die disaggregierten Niederschlagsdaten und die AEV der beobachteten Abflussscheitel verwendet. Die disaggregierten Niederschläge stehen von 1968 bis 2004 zur Verfügung. Beobachtete Abflussscheitel liegen jedoch erst ab Nov. 1971 vor. Um bei der Beobachtung und der Modellierung den gleichen Zeitraum zu betrachten, wird die Modellierung erst ab 1971 durchgeführt. Dabei dient das Jahr 1971 als Einschwingjahr für das hydrologische Modell. Die extremwertstatistische Auswertung wird für die Jahre 1972 bis 2004 durchgeführt. In Abbildung 5.25 sind die Ergebnisse der Kalibrierung für die ausgewählten Stützstellen und zehn Niederschlagsrealisierungen für das Kalenderjahr dargestellt. Dabei ist eine gute Übereinstimmung des modellierten Medians der zehn Realisierungen mit der Beobachtung zu erkennen. Die Resultate der Kalibrierung für das Winter- bzw. das Sommerhalbjahr sind in Anhang V, Abbildung V.44 und Abbildung V.45 dargestellt. Dabei ist festzustellen, dass die Saisonalität ebenfalls gut repräsentiert wird. Die Validierung des Parametersatzes d) mit zehn weiteren Niederschlagsrealisierungen bestätigt die Ergebnisse der Modellkalibrierung (siehe Anhang V, Abbildung V.46 bis Abbildung V.48).

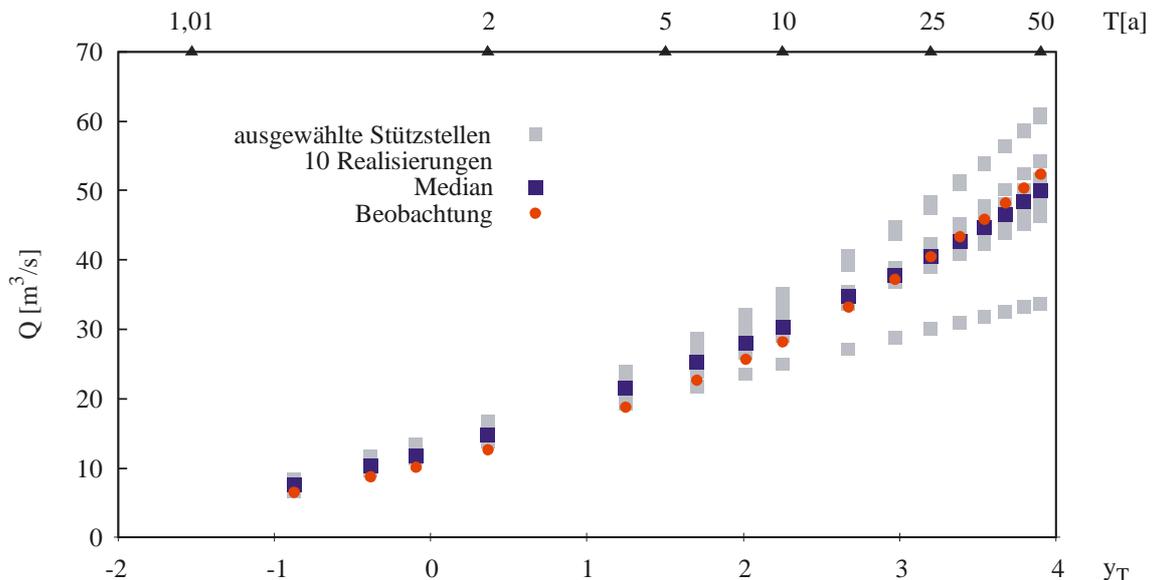


Abbildung 5.25 Beobachtete und modellierte Abflüsse an den Stützstellen ausgewählter Wiederkehrintervalle der AEV (Kalenderjahr; N-Belastung disaggregierte Niederschläge), Pegel Mahndorf

Parametersatz e)

Die Bestimmung der fünf Speicherkoeffizienten des Parametersatzes e) erfolgt unter Verwendung der stochastischen Niederschlagsdaten und der AEV der beobachteten Abflussscheitel. Die stochastischen Niederschläge werden mit einer Länge von 100 Jahren generiert. Für die N-A-Modellierung wird pragmatisch ein Jahr der Zeitreihe noch einmal an den Anfang kopiert, um ein Einschwingjahr für das hydrologische Modell zu erhalten. Die beobachteten Abflussscheitel liegen für 33 Kalenderjahre vor. Um die Empfehlung des DVWK-Regelwerkes 251 (DVWK 1999a) für die Extrapolation über den Beobachtungszeitraum hinaus einzuhalten, werden für die Kalibrierung aus der AEV nur Stützstellen bis zu einem Wiederkehrintervall von 100 Jahren ausgewählt (Abbildung 5.26). Das Ergebnis der Kalibrierung für das Kalenderjahr ist in Abbildung 5.26 dargestellt. Für die selteneren Hochwasserabflüsse

liegt die Beobachtung gut in der Bandbreite der zehn modellierten Realisierungen. Ein Vergleich des modellierten Medians mit der Beobachtung zeigt jedoch auch, dass die kleineren Hochwässer eher überschätzt und die größeren leicht unterschätzt werden. Zudem zeigt sich, dass der Verlauf der Beobachtung und der des modellierten Medians unterschiedlich sind. Hierbei ist zu berücksichtigen, dass die an die beobachteten Scheitelabflüsse angepasste AEV für das HQ100 um das Dreifache des Beobachtungszeitraumes extrapoliert werden musste, während die Modellierung 100 Abflussscheitel umfasst. Die Resultate der Kalibrierung für das Winter- und das Sommerhalbjahr (Anhang V, Abbildung V.53 und Abbildung V.54) zeigen, dass auch die Saisonalität gut wiedergegeben wird. Wie auch beim Kalenderjahr, werden die mittelgroßen Abflüsse leicht überschätzt. Die selteneren Abflüsse werden sowohl im Winter als auch im Sommerhalbjahr gut vom modellierten Median repräsentiert, wobei die Modellierung im Winter eine ziemlich große Spannweite aufweist. Die Ergebnisse werden durch die Validierung mit zehn weiteren Niederschlagsrealisierungen bestätigt (Anhang V, Abbildung V.55 bis Abbildung V.57). Besonders für die seltenen Hochwasserabflüsse des Kalenderjahres zeigt sich in der Validierung eine etwas bessere Übereinstimmung des modellierten Medians mit der Beobachtung als in der Kalibrierung.

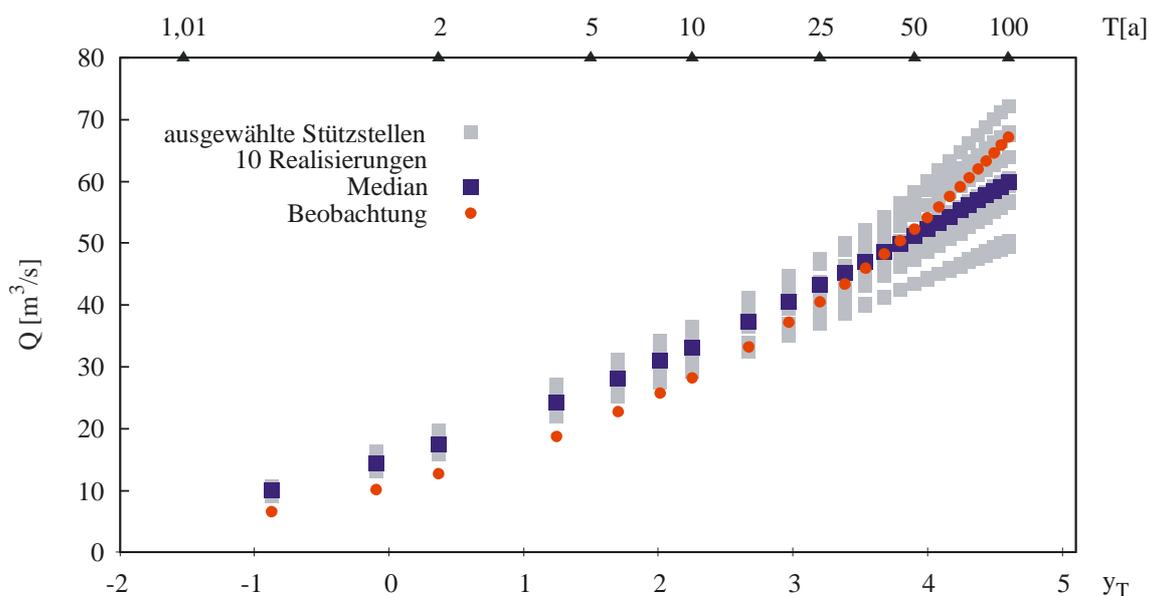


Abbildung 5.26 Beobachtete und modellierte Abflüsse an den Stützstellen ausgewählter Wiederkehrintervalle der AEV (Kalenderjahr; N-Belastung stochastische Niederschläge), Pegel Mahndorf

In Tabelle 5.5 sind die kalibrierten Parameter der fünf Kalibrierungsstrategien gegenübergestellt. Für die Speicherkoeffizienten des oberen und unteren Grundwasserspeichers sowie die der beiden Linearspeicher ist keine direkte Tendenz bezüglich der verwendeten Niederschlagsdaten (beobachtet oder synthetisch) bzw. der verwendeten Abflussdaten (Ganglinie oder AEV) festzustellen. Auffällig ist jedoch, dass sowohl für den Speicherkoeffizienten des oberen Grundwasserspeichers als auch für den des oberen Linearspeichers bei der Kalibrierung auf die AEV die Werte jeweils an die untere Grenze kalibriert werden. Deutliche Unterschiede ergeben sich für den Speicherkoeffizienten der Clark Einheitsganglinie, die für die Modellierung des Oberflächenabflusses verwendet wird. Der kleinste Wert wird hier bei der

ereignisbasierten Modellierung kalibriert, während deutlich größere Werte bestimmt werden, wenn die synthetischen Niederschlagsdaten (Parametersatz c), d) und e)) verwendet werden.

Tabelle 5.5 Kalibrierte Parameter der fünf Kalibrierungsstrategien (SMA GW 1 bzw. SMA GW 2 = Speicherkoeffizient des oberen bzw. unteren Grundwasserspeichers der SMA, LR GW 1 bzw. LR GW 2 = Speicherkoeffizient des Linearspeichers 1 bzw. 2, Clark = Speicherkoeffizient der Clark Einheitsganglinie)

Parameter	Parametersatz a)	Parametersatz b)	Parametersatz c)	Parametersatz d)	Parametersatz e)
SMA GW1 [h]	21,65	20,00	452,77	20,96	20,00
SMA GW2 [h]	2500,00	2500,00	4646,84	2500,00	2500,00
LR GW1 [h]	29,00	133,69	20,00	20,00	20,00
LR GW2 [h]	200,00	5000,00	5000,00	3153,82	631,48
Clark [h]	6,81	14,62	30,50	35,24	33,80

5.3.2 Validierung der Parametersätze an der beobachteten Ganglinie

Zum Abschluss der Parameterschätzung erfolgt eine Validierung der kalibrierten Parametersätze der fünf Kalibrierungsstrategien an Hand der beobachteten Abflussganglinie in stündlicher Auflösung. Dazu wird mit allen kalibrierten Parametersätzen analog zur Kalibrierung und Validierung des Parametersatzes b) der Zeitraum von 1993 bis 2004 mit beobachteten Niederschlagsdaten in stündlicher Auflösung modelliert. Die Auswertung erfolgt zum einen für den Zeitraum Nov. 1997 bis Okt. 2001 und zum anderen für die hydrologischen Jahre 2002 bis 2004. Die Gütekriterien der einzelnen Parametersätze sind in Tabelle 5.6 zusammengestellt. Die Parametersätze b) und c), die beide auf eine Ganglinie kalibriert wurden, liefern beim NSK die besten Werte. Für die Parametersätze d) und e) werden deutlich geringere Werte für den NSK berechnet. Bei der visuellen Betrachtung der Ganglinien zeigt sich unter Verwendung der Parametersätze d) und e) vor allem im Winter eine Überschätzung der Ereignisse und ein deutlich zu schnelles Absinken des abfallenden Astes. Die Ursache hierfür liegt vermutlich in den kleinen kalibrierten Speicherkoeffizienten für den SMA GW 1 und den LR GW 1, die zu einer, im Vergleich zur Beobachtung, zu schnellen Reaktion des Zwischenabflusses führen.

Tabelle 5.6 Gegenüberstellung der Parametersätze mit den zugehörigen Gütekriterien

	Nov 1997 - Okt 2001		Nov 2001 - Okt 2004	
	NSK [-]	Volumenfehler [%]	NSK [-]	Volumenfehler [%]
Parametersatz a)	0,52	-14,63	0,63	-7,04
Parametersatz b)	0,72	-16,65	0,78	-6,90
Parametersatz c)	0,77	-18,49	0,67	-5,45
Parametersatz d)	0,46	-16,06	0,53	-7,19
Parametersatz e)	0,44	-14,68	0,52	-7,20

5.3.3 Bestimmung der Bemessungswerte

Die Bestimmung der Abflussbemessungswerte erfolgt zuerst mit ereignisbasierter Modellierung mit KOSTRA-Niederschlägen unter Anwendung der dauerstufenabhängigen Flächenabminderung. Hierfür werden sowohl die KOSTRA-Tabellenwerte als auch die in den KOSTRA-Tabellen angegebenen Unsicherheitsbandbreiten berücksichtigt. Für die hydrologische Modellierung werden die Parametersätze a) und b) verwendet. Die ermittelten 90%-Kon-

fidenzintervalle der Bemessungswerte sind in Abbildung 5.27 für das Kalenderjahr dargestellt (links: Parametersatz a), rechts: Parametersatz b)). Die kleineren beobachteten Abflüsse werden mit beiden Parametersätzen unterschätzt. Für die selteneren Abflüsse zeigt sich eine gute Übereinstimmung der mit Parametersatz a) modellierten Bemessungswerte und der Beobachtung. Für Parametersatz b) ist auch hier eine deutliche Unterschätzung der Beobachtung festzustellen. Allerdings werden mit Parametersatz b) auch in der Kalibrierung auf die Abflussganglinie die größeren Abflüsse eher unterschätzt (siehe auch Abbildung 5.23).

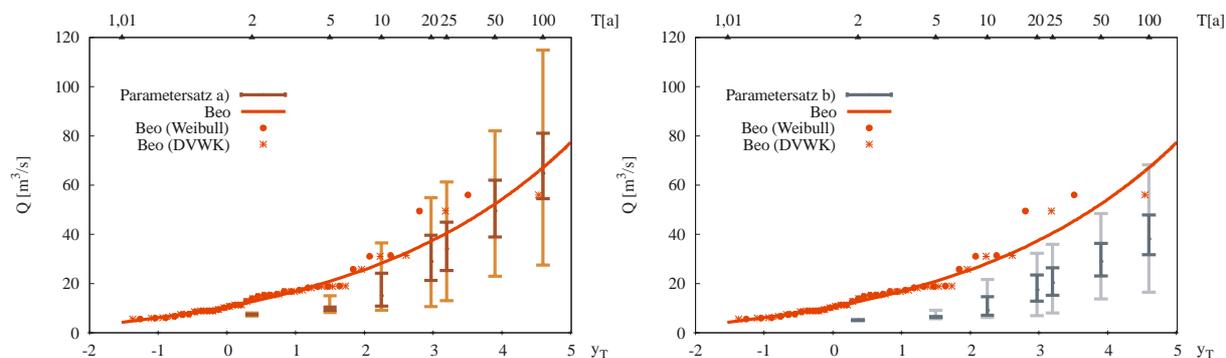


Abbildung 5.27 Verteilung-HQ (Kalenderjahr); N-Belastung KOSTRA-Niederschläge, rot: beobachtete Abflussscheitel (Weibull bzw. DVWK Plotting Position) bzw. angepasste AEV; braun: 90%-Konfidenzintervall Parametersatz a) (KOSTRA-Tabellenwerte), hellbraun: 90%-Konfidenzintervall Parametersatz a) (unter Berücksichtigung der KOSTRA-Toleranzen); dunkelgrau und hellgrau analog für Parametersatz b)

Die Bestimmung der Bemessungsabflüsse mit Hilfe der kontinuierlichen N-A-Modellierung und anschließender Extremwertstatistik erfolgt unter Verwendung der synthetischen Niederschlagsdaten. Die Ergebnisse (90%-Konfidenzintervall) für das Kalenderjahr unter Verwendung der disaggregierten Niederschlagsdaten werden in Abbildung 5.28 dargestellt. Die Präsentation der mit stochastischen Niederschlägen modellierten Bemessungswerte erfolgt in Abbildung 5.29. Die Ergebnisse für das Winter- bzw. das Sommerhalbjahr sind in Anhang V (Abbildung V.50 und Abbildung V.51 bzw. Abbildung V.59 und Abbildung V.60) dargestellt.

Werden die disaggregierten Niederschläge mit Parametersatz b) verwendet, ist eine deutliche Überschätzung der Beobachtung und eine sehr große Bandbreite zu erkennen. Unter Verwendung des Parametersatzes c) wird die Beobachtung gut von dem modellierten 90%-Konfidenzintervall umschlossen. Eine noch etwas geringere Bandbreite liefert Parametersatz d), allerdings tritt hier eine leichte Überschätzung der Abflüsse der kleineren Wiederkehrintervalle (kleiner 10 Jahre) auf.

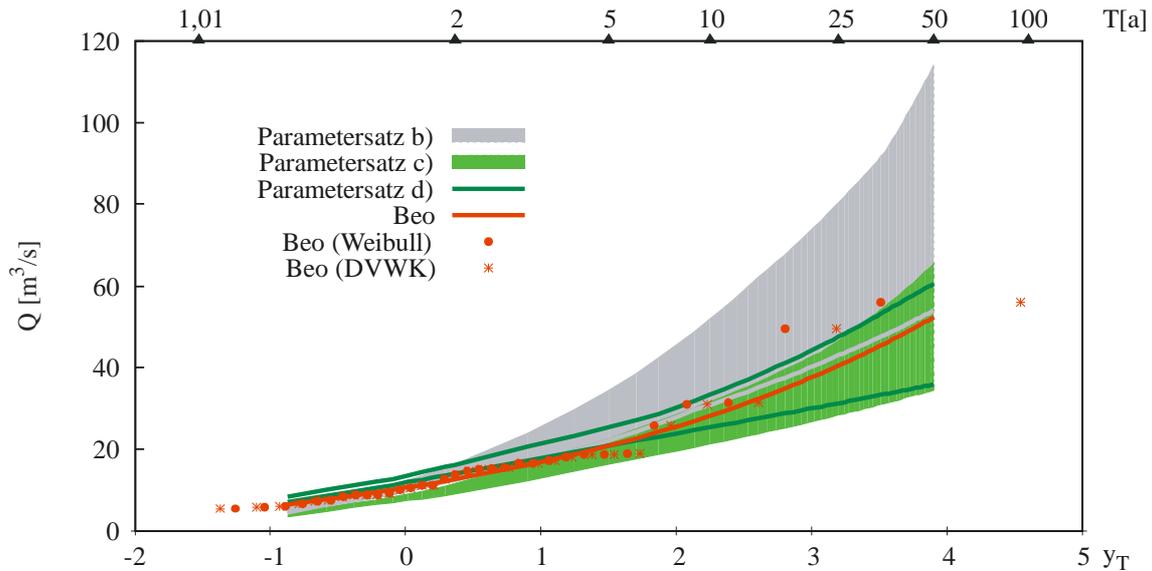


Abbildung 5.28 Verteilung HQ (Kalenderjahr); N-Belastung disaggregierte Niederschläge (20 Realisierungen à 36 Jahre); rot: beobachtete Abflussscheitel (Weibull bzw. DVWK Plotting Position) bzw. angepasste AEV; grau: 90%-Konfidenzintervall Parametersatz b); hellgrün: 90%-Konfidenzintervall Parametersatz c); dunkelgrün: 90%-Konfidenzintervall Parametersatz d)

Die 90%-Konfidenzintervalle für das Winter- und das Sommerhalbjahr sind in Anhang V, Abbildung V.50 und Abbildung V.51 dargestellt. Die Resultate zeigen, dass mit Parametersatz b) auch im Winter- vor allem aber im Sommerhalbjahr die Beobachtung deutlich überschätzt wird. Die Parametersätze c) und d) liefern, wie auch für das Kalenderjahr, für beide Saisons eine gute Nachbildung der Beobachtung. Parametersatz d) liefert auch hier etwas bessere Resultate.

Die Bestimmung der Bemessungsabflüsse mit stochastischen Niederschlägen wird mit den Parametersätzen b) und e) durchgeführt. Unter Verwendung des Parametersatzes b) wird die Beobachtung sehr stark überschätzt. Sie liegt deutlich unterhalb des modellierten 90%-Konfidenzintervalls. Wird hingegen der Parametersatz e) angewendet, so umschließt die modellierte Bandbreite die Beobachtung ziemlich gut (Abbildung 5.29). Die Ergebnisse für das Winter- und das Sommerhalbjahr sind in Anhang V, Abbildung V.59 und Abbildung V.60 dargestellt. Auch für das Sommerhalbjahr wird die Beobachtung mit Parametersatz b) deutlich überschätzt. Im Winterhalbjahr liefert dieser Parametersatz tendenziell eine Unterschätzung der Beobachtung. Lediglich für die seltenen Hochwasserabflüsse liegt die Beobachtung innerhalb des modellierten 90%-Konfidenzintervalls. Parametersatz e) liefert sowohl für das Winter- als auch für das Sommerhalbjahr eine gute Übereinstimmung des modellierten 90%-Konfidenzintervalls mit der an die Beobachtung angepassten AEV.

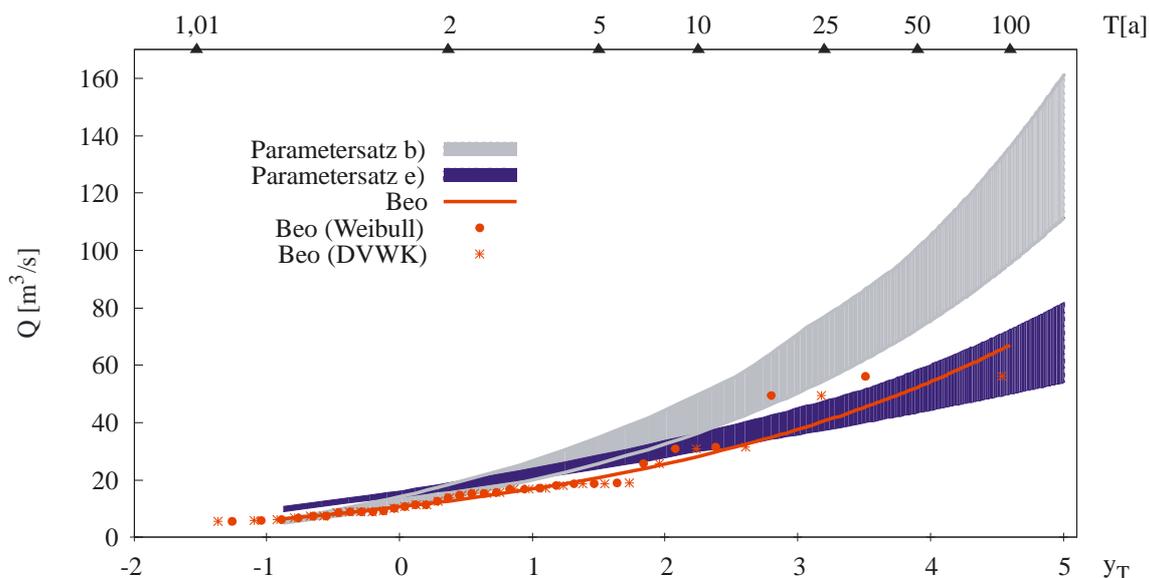


Abbildung 5.29 Verteilung HQ (Kalenderjahr); N-Belastung stochastische Niederschläge (20 Realisierungen à 100 Jahre); rot: beobachtete Abflussscheitel (Weibull bzw. DVWK Plotting Position) bzw. angepasste AEV; grau: 90%-Konfidenzintervall Parametersatz b); blau: 90%-Konfidenzintervall Parametersatz e)

5.3.4 Bestimmung eines HQ50 mit 90%-Konfidenzintervall

Abschließend werden an Hand eines HQ50 für das Kalenderjahr die mit den einzelnen Niederschlagsbelastungen und unterschiedlichen Parametersätzen modellierten Bemessungsabflüsse mit den zugehörigen Unsicherheitsbandbreiten (90%-Konfidenzintervall) gegenübergestellt. Das 90%-Konfidenzintervall der Beobachtung wird mit HyStat (WILLEMS & DICK 2003) unter Verwendung eines parametrischen Bootstrapping-Verfahrens bestimmt. Die Ergebnisse sind in Abbildung 5.30 dargestellt. Mit der ereignisbasierten Modellierung mit Parametersatz a) und den KOSTRA-Niederschlägen kann die Beobachtung gut abgebildet werden. Unter Verwendung des Parametersatzes b) wird die Beobachtung jedoch deutlich unterschätzt. Die Betrachtung der modellierten Bemessungsabflüsse mit synthetischen Niederschlagsdaten zeigt, dass eine Berücksichtigung der disaggregierten bzw. stochastischen Niederschlagsdaten bereits zur Modellkalibrierung (Parametersätze c), d) und e)) erfolgen sollte. Sie führt zu einer deutlichen Verringerung der Unsicherheitsbandbreite der Bemessungswerte und zu einer besseren Übereinstimmung der Modellierung mit der Beobachtung. Parametersatz b) liefert in Kombination mit den synthetischen Niederschlägen jeweils eine deutliche Überschätzung der Beobachtung.

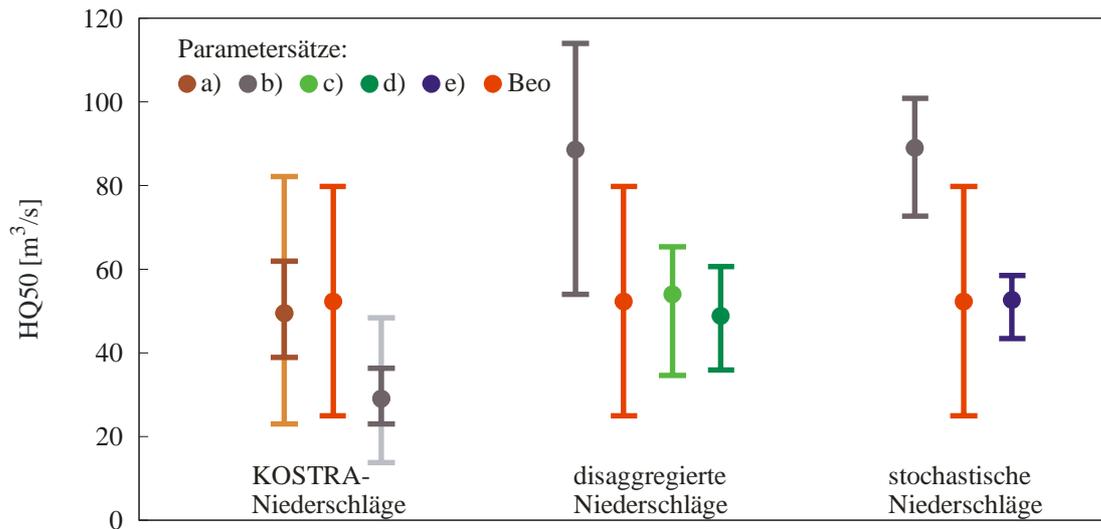


Abbildung 5.30 Vergleich der Bemessungswerte für ein HQ50 (Bandbreite = 90%-Konfidenzintervall; Punkt = Median der Realisierungen) unter Verwendung der unterschiedlichen Niederschlagsbelastungen und Parametersätze

5.4 Pegel Oschersleben (Großer Graben)

Das Einzugsgebiet des Pegels Oschersleben umfasst 838 km². Damit ist es deutlich das größte der in der vorliegenden Arbeit betrachteten Untersuchungsgebiete. Gleichzeitig ist es das Gebiet mit der schlechtesten Datengrundlage, da sich keine zeitlich hochauflösenden Niederschlagsstationen innerhalb des Einzugsgebietes befinden und für den Abflusspegel erst seit 1986 Beobachtungen vorliegen. Abbildung 5.31 zeigt das Einzugsgebiet des Pegels Oschersleben mit dem Höhenmodell, dem Gewässernetz sowie dem für die N-A-Modellierung verwendeten Messnetz und den verwendeten Teileinzugsgebieten. Insgesamt wird das Einzugsgebiet für die N-A-Modellierung in 26 Teileinzugsgebiete unterteilt. Das Gebiet des Großen Grabens ist flach, intensiv landwirtschaftlich genutzt (Anhang IV) und von einem ausgeprägten Grabensystem durchzogen. Dadurch ergeben sich starke anthropogene Einflüsse aus der Bewässerung und der Entwässerung. Die Abflussdaten sind winterdominiert, in allen beobachteten Jahren ist der Abfluss des Winterhalbjahres größer als der des Sommerhalbjahres.

×

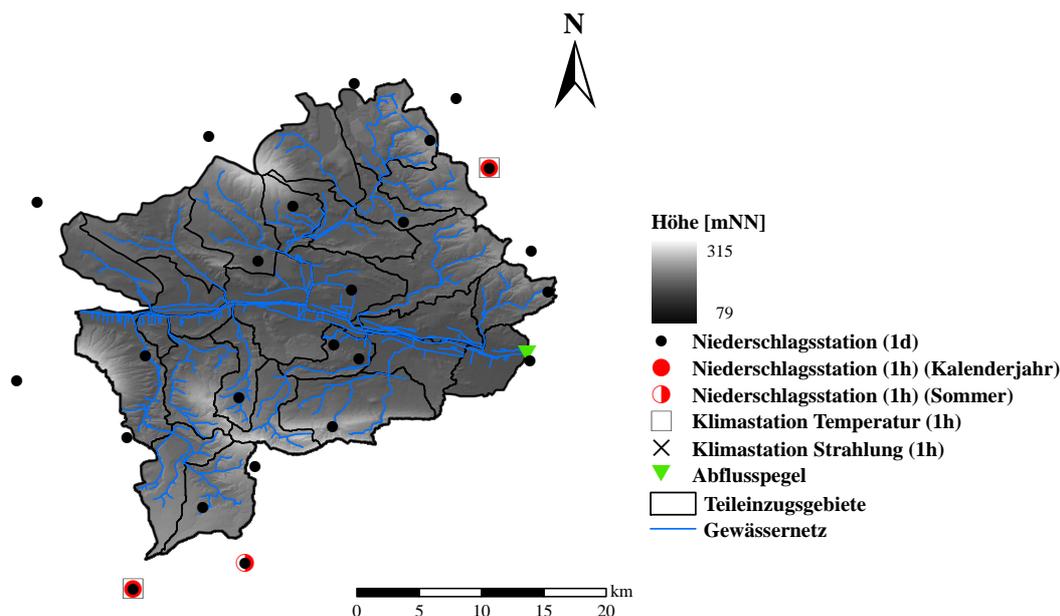


Abbildung 5.31 Einzugsgebiet des Pegels Oschersleben mit Teileinzugsgebietsunterteilung, Höhenmodell, Flussnetz und Messnetz

Die N-A-Modellierung für das Einzugsgebiet des Pegels Oschersleben erweist sich insgesamt als schwierig, da die anthropogenen Einflüsse aus der Bewässerung und der Entwässerung mit dem verwendeten Modell nicht nachgebildet werden können. Um den Wasserhaushalt des Einzugsgebietes mit HEC-HMS möglichst gut abbilden zu können, werden die Speichergrößen des Oberbodens um 50% erhöht. In dem Gebiet sind keine zeitlich hochauflösenden Niederschlagsstationen vorhanden, somit wird der Tagesgang der benachbarten Stationen Wernigerode und Ummendorf verwendet. Da die stochastischen Niederschläge nur an den Standorten der zeitlich hochaufgelösten Niederschlagsstationen generiert werden (siehe auch Kapitel 3.1.3), gibt es innerhalb des großen Einzugsgebietes keinen Ort, an dem stochastische Niederschläge erzeugt werden. Des Weiteren sind die zeitlich hochaufgelösten Abflussdaten des Pegels von einem Wehr beeinflusst. Um die Abflussdaten für die N-A-Modellierung nutzen zu können, erfolgt die Korrektur der Stundenwerte mit einem gleitenden Mittel. Als Zeitspanne werden 35 Stunden verwendet, dabei werden die ursprünglich beobachteten Scheitelabflüsse nur minimal gedämpft und der Wehreinfluss bestmöglich korrigiert.

5.4.1 Schätzung der Parametersätze

Die Schätzung der Parametersätze der fünf Kalibrierungsstrategien wird mit allen zur Verfügung stehenden Niederschlags- und Abflussdaten durchgeführt (siehe Kapitel 3.2.1).

Parametersatz a)

Die Kalibrierung des Parametersatzes a) erfolgt simultan auf sieben Einzelereignisse (siehe Anhang I, Tabelle I.11). Dabei werden sowohl große als auch kleinere Hochwasserereignisse berücksichtigt. Die Parameter der Anfangsspeicherfüllungen werden im Rahmen der Kalibrierung für jedes Ereignis individuell ermittelt. Die Ergebnisse sind in Abbildung 5.32 bzw. Anhang V, Abbildung V.61 dargestellt. Insgesamt können die Resultate als mäßig bezeichnet

werden. Ein Teil der beobachteten Ereignisse wird zufriedenstellend nachgebildet, während andere Abflussganglinien nur unzureichend modelliert werden. Insgesamt kann für fünf der sieben Ereignisse ein *NSK* größer 0,62 bestimmt werden. Die mittleren Anfangsspeicherfüllungen der sieben Ereignisse werden für den Oberboden zu 61,56% und für den oberen bzw. unteren Grundwasserspeicher zu 3,83% bzw. 23,56% bestimmt.

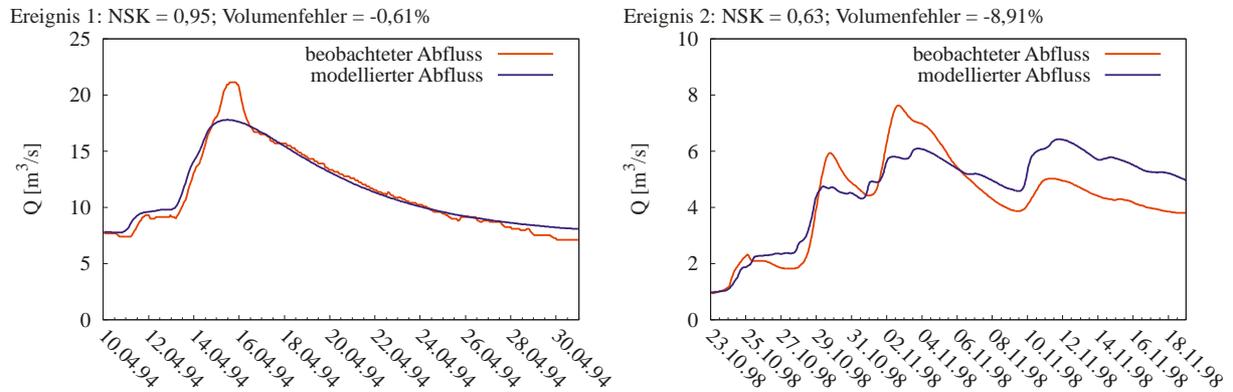


Abbildung 5.32 Beobachtete und modellierte Einzelereignisse (1h), Pegel Oschersleben

Parametersatz b)

Für die Kalibrierung des Parametersatzes b) werden die beobachteten Niederschlags- und Abflussdaten in stündlicher Auflösung verwendet. Die Kalibrierung bezieht sich auf den Zeitraum von Nov. 1997 bis Okt. 2001, die Validierung erfolgt auf die hydrologischen Jahre 2002 bis 2004. Für die Parameterschätzung werden zwei Varianten untersucht. Zum einen werden die beobachteten Abflüsse gleich gewichtet, zum anderen erfolgt eine unterschiedliche Gewichtung (siehe Kapitel 3.2.1). An Hand der Zielkriterien liefert die Kalibrierung mit gleichen Gewichten die besseren Resultate, so dass der mit dieser Variante ermittelte Parametersatz im Folgenden als Parametersatz b) verwendet wird. Der Vergleich der beobachteten und der modellierten Ganglinie ist in Abbildung 5.33 dargestellt. Insgesamt wird eine zufriedenstellende Modellierung der beobachteten Abflussganglinie erreicht. Für die Kalibrierung wird ein *NSK* von 0,72 und für die Validierung von 0,79 berechnet.

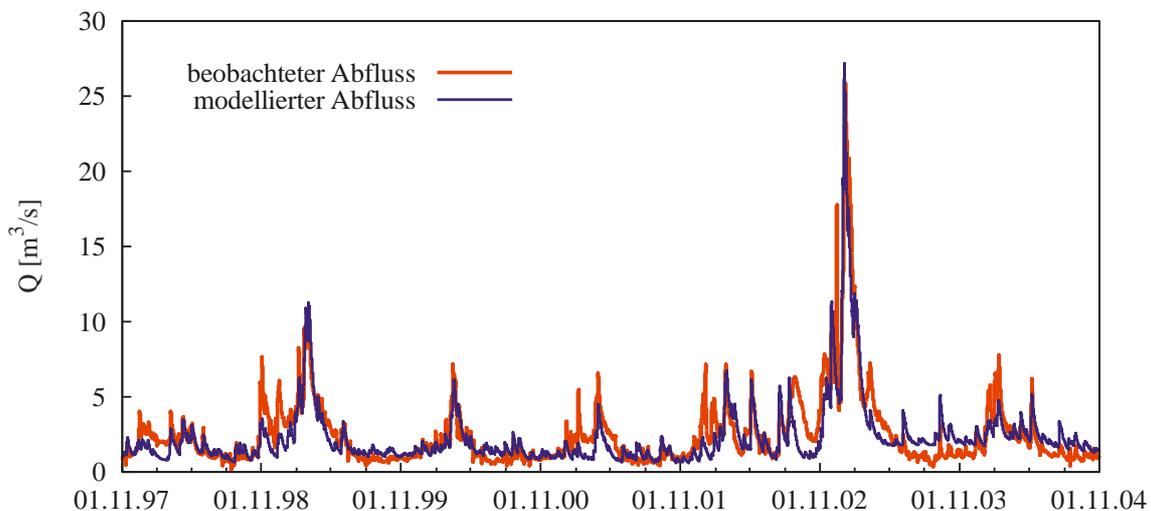


Abbildung 5.33 Beobachtete und modellierte Abflussganglinie (1h), Pegel Oschersleben

Parametersatz c)

Die Parameterschätzung der Speicherkoeffizienten des Parametersatzes c) wird unter Verwendung der disaggregierten Niederschlagsdaten und der beobachteten Abflussganglinie (Tagesmittelwerte) durchgeführt. Disaggregierte Niederschläge stehen von 1968 bis 2004 zur Verfügung. Da die Abflusstagesmittelwerte beobachtet jedoch erst ab Nov. 1986 vorliegen, werden die hydrologischen Jahre 1987 bis 1996 für die Kalibrierung bzw. 1997 bis 2004 für die Validierung verwendet. Auch hier werden für die Kalibrierung zwei Varianten untersucht (gleiche bzw. ungleiche Gewichte der beobachteten Abflüsse). Beide Varianten liefern nahezu identische Werte der Zielkriterien sowie sehr ähnliche bzw. gleiche Parameter. Im Folgenden wird der Parametersatz aus der Kalibrierung mit gleichen Gewichten verwendet und als Parametersatz c) bezeichnet. Die Resultate sind in Abbildung 5.34 dargestellt. Die berechneten *NSK* betragen 0,68 für Kalibrierung und 0,75 für die Validierung.

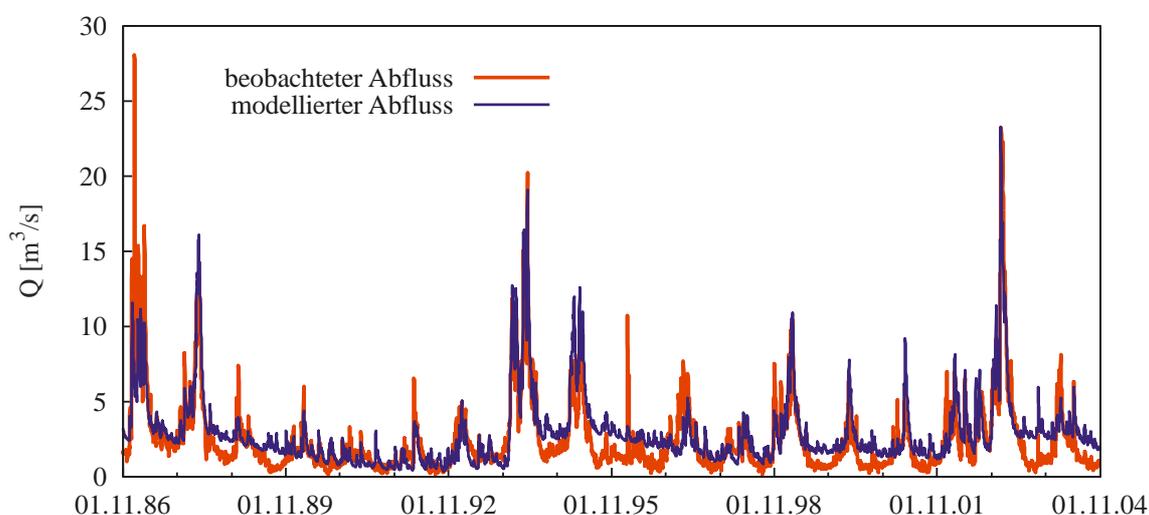


Abbildung 5.34 Beobachtete und modellierte (Median aus zehn Realisierungen) Abflussganglinie (Tagesmittelwerte), Pegel Oschersleben

Parametersatz d)

Die Kalibrierung des Parametersatzes d) erfolgt mit den disaggregierten Niederschlagsdaten und der AEV der beobachteten Abflussscheitelwerte. Die disaggregierten Niederschlagsdaten stehen von 1968 bis 2004 zur Verfügung, beobachtete Abflussscheitel sind jedoch erst ab 1987 vorhanden. Somit erfolgt die N-A-Modellierung für Parametersatz d) erst ab 1986, wobei das Jahr 1986 als Einschwingjahr verwendet wird. Für die extremwertstatistische Auswertung werden die Kalenderjahre 1987 bis 2004 verwendet. Die Ergebnisse der Kalibrierung an den ausgewählten Stützstellen mit zehn Niederschlagsrealisierungen sind für das Kalenderjahr in Abbildung 5.35 dargestellt. Es zeigt sich eine sehr gute Übereinstimmung des modellierten Medians der zehn Realisierungen mit der Beobachtung, wobei die sehr geringe Bandbreite auffällig ist. Diese lässt sich damit begründen, dass auf Grund der großen Oberflächenspeicher von den unbefestigten Flächen modelltechnisch nahezu kein Oberflächenabfluss auftritt. Außerdem wird für den Oberflächenabfluss ein sehr großer Speicherkoeffizient kalibriert (siehe Tabelle 5.7), der dazu führt, dass die Welle des Oberflächenabflusses sehr langgestreckt modelliert wird und deutlich flacher verläuft, als bei kleineren Speicherkoeffizienten.

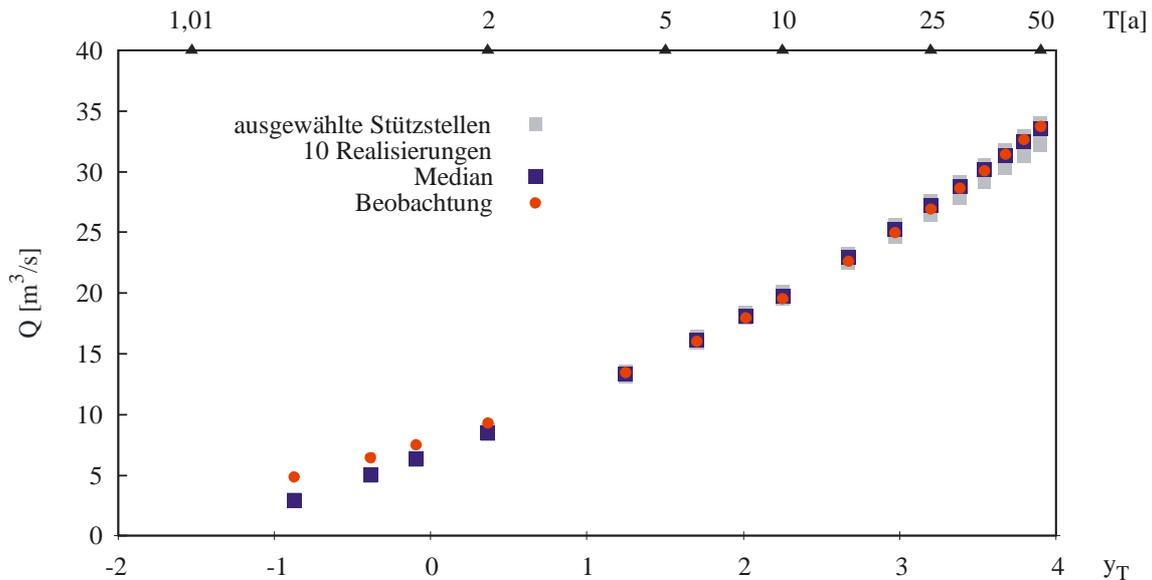


Abbildung 5.35 Beobachtete und modellierte Abflüsse an den Stützstellen ausgewählter Wiederkehrintervalle der AEV (Kalenderjahr; N-Belastung disaggregierte Niederschläge), Pegel Oschersleben

Die Ergebnisse für das Winter- und das Sommerhalbjahr sind in Anhang V, Abbildung V.63 und Abbildung V.64 dargestellt. Sie zeigen, dass auch die Saisonalität unter Verwendung der disaggregierten Niederschlagsdaten gut wiedergegeben wird. Die Resultate der Validierung mit zehn weiteren Niederschlagsrealisierungen, die nicht für die Kalibrierung verwendet wurden, bestätigen die Ergebnisse der Kalibrierung (siehe Anhang V, Abbildung V.65 bis Abbildung V.67).

Parametersatz e)

Die Kalibrierung der fünf Speicherkoeffizienten des Parametersatzes e) erfolgt unter Verwendung der stochastischen Niederschlagsdaten und der AEV der beobachteten Abflussscheitelwerte. Die stochastischen Niederschläge werden mit einer Reihenlänge von 100 Jahren generiert. Da die beobachteten Abflussscheitel jedoch nur für 18 Jahre vorliegen, werden für die Kalibrierung nur Stützstellen bis zu einem Wiederkehrintervall von 50 Jahren berücksichtigt (Abbildung 5.36). Die Ergebnisse der Kalibrierung für das Kalenderjahr sind in Abbildung 5.36 dargestellt. Dabei wird deutlich, dass die modellierten AEV einen grundsätzlich anderen Verlauf aufweisen, als die an die beobachteten Abflussscheitelwerte angepasste AEV. Wegen mangelnder Niederschlagsdaten werden die stochastischen Niederschläge für das Einzugsgebiet des Pegels Oschersleben an den Stationen Ummendorf, Wenigerode und Derenburg, deren Standorte alle außerhalb des Gebietes liegen (siehe Abbildung 4.1 und Abbildung 5.31), generiert. Mit Hilfe von Volumenkorrekturfaktoren (siehe Kapitel 4.3) werden sie anschließend auf die Standorte der Tageswertstationen innerhalb des Einzugsgebietes übertragen. Die Ergebnisse der Kalibrierung lassen darauf schließen, dass diese Vorgehensweise für das große Einzugsgebiet nicht geeignet ist. Für zukünftige Arbeiten sollten daher für große Einzugsgebiete Möglichkeiten gefunden werden, auch an unbeobachteten Orten stochastische Niederschläge generieren zu können. Dafür könnten beispielsweise Regionalisierungsansätze verwendet werden.

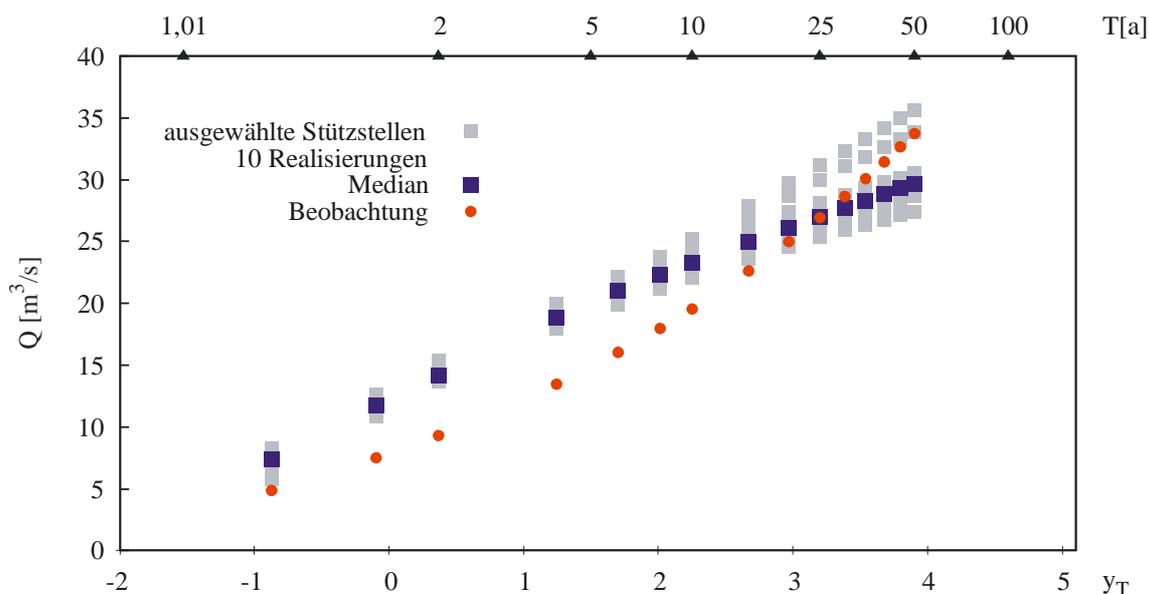


Abbildung 5.36 Beobachtete und modellierte Abflüsse an den Stützstellen ausgewählter Wiederkehrintervalle der AEV (Kalenderjahr; N-Belastung stochastische Niederschläge), Pegel Oschersleben

Die Ergebnisse des Winter- und Sommerhalbjahres weisen ebenfalls deutliche Unterschiede zwischen Beobachtung und Modellierung auf (Anhang V, Abbildung V.72 und Abbildung V.73). Im Winterhalbjahr ist wie auch im Kalenderjahr ein unterschiedlicher Verlauf zu erkennen. Die modellierten Abflüsse des Sommerhalbjahres überschätzen die Beobachtung deutlich. Die Validierung mit zehn weiteren Niederschlagsrealisierungen bestätigt die unzureichenden Ergebnisse der Kalibrierung (Anhang V, Abbildung V.74 bis Abbildung V.76).

In Tabelle 5.7 sind die kalibrierten Parameter der fünf Kalibrierungsstrategien zusammengestellt. Insgesamt liegen die ermittelten Parameter in einer ähnlichen Größenordnung. Die Parametersätze b) und c), die beide auf eine kontinuierliche Abflussganglinie kalibriert wurden, weisen die größten Gemeinsamkeiten auf. Sie unterscheiden sich von den anderen Parametersätzen durch einen deutlich größeren Wert für den Speicherkoeffizienten des Linearspeichers 2 (*LR GW 2*). Parametersatz a) weicht mit einem größeren Wert für den Speicherkoeffizienten des oberen Grundwasserspeichers der SMA (*SMA GW 1*) und einem kleineren für den Speicherkoeffizienten des Linearspeichers 1 (*LR GW 1*) von den anderen Parametersätzen ab. Der deutlich kleinste Speicherkoeffizient des unteren Grundwasserspeichers der SMA (*SMA GW 2*) wird für Parametersatz e) bestimmt.

Tabelle 5.7 Kalibrierte Parameter der fünf Kalibrierungsstrategien (SMA GW 1 bzw. SMA GW 2 = Speicherkoeffizient des oberen bzw. unteren Grundwasserspeichers der SMA, LR GW 1 bzw. LR GW 2 = Speicherkoeffizient des Linearspeichers 1 bzw. 2, Clark = Speicherkoeffizient der Clark Einheitsganglinie)

Parameter	Parametersatz a)	Parametersatz b)	Parametersatz c)	Parametersatz d)	Parametersatz e)
SMA GW1 [h]	180,62	22,21	30,35	51,44	24,09
SMA GW2 [h]	6319,58	10000,00	10000,00	10000,00	2962,70
LR GW1 [h]	115,47	397,82	464,76	216,15	431,17
LR GW2 [h]	200,00	5000,00	5000,00	200,00	200,00
Clark [h]	143,56	193,94	200,00	159,54	200,00

5.4.2 Validierung der Parametersätze an der beobachteten Ganglinie

Die Validierung der Parametersätze erfolgt, neben dem Split Sampling mit anderen Zeitabschnitten der beobachteten Abflussganglinie bzw. zusätzlichen Niederschlagsrealisierungen, analog zur Kalibrierung und Validierung des Parametersatzes b) unter Verwendung der beobachteten Niederschlags- und Abflussdaten in stündlicher Auflösung. Die jeweils ermittelten Werte der Gütekriterien sind in Tabelle 5.8 gegenübergestellt. Für den Zeitraum Nov. 1997 bis Okt. 2001 liefern die Parametersätze a) und e) bei beiden Gütekriterien deutlich die schlechtesten Resultate. Für die hydrologischen Jahre 2002 bis 2004 weist Parametersatz a) zwar den geringsten *Volumenfehler* auf, der *NSK* ist jedoch auch hier deutlich schlechter als bei den anderen Parametersätzen. Die Ergebnisse der Parametersätze b) bis e) liegen für diesen Zeitraum in einer ähnlichen Größenordnung, unabhängig davon, ob sie auf eine kontinuierliche Abflussganglinie oder auf die Verteilungsfunktion der Abflussscheitelwerte kalibriert wurden. Dies lässt auf eine robuste Kalibrierung schließen. An Hand der Zielkriterien können diese Parametersätze alle als geeignet eingestuft werden.

Tabelle 5.8 Gegenüberstellung der Parametersätze mit den zugehörigen Gütekriterien

	Nov 1997 - Okt 2001		Nov 2001 - Okt 2004	
	NSK [-]	Volumenfehler [%]	NSK [-]	Volumenfehler [%]
Parametersatz a)	0,39	14,51	0,50	-1,10
Parametersatz b)	0,72	9,55	0,79	4,56
Parametersatz c)	0,70	8,90	0,76	5,74
Parametersatz d)	0,65	11,71	0,71	2,15
Parametersatz e)	0,47	16,70	0,70	-5,28

5.4.3 Bestimmung der Bemessungswerte

Die Ermittlung der Abflussbemessungswerte erfolgt zuerst mit der ereignisbasierten N-A-Modellierung unter Verwendung von KOSTRA-Niederschlägen verschiedener Dauerstufen mit dauerstufenabhängiger Flächenabminderung. Für die Modellierung werden die Parametersätze a) und b) verwendet. Zusätzlich werden fünf Anfangsspeicherfüllungen (Mittelwert, $\pm 10\%$, $\pm 20\%$) (siehe auch Kapitel 3.3.2) angenommen. Als schwierig erweist sich beim Einzugsgebiet des Pegels Oschersleben die Bestimmung der maßgebenden Dauerstufe. Während bei den anderen Untersuchungsgebieten immer die kleinen Dauerstufen die größten Abflussscheitel verursacht haben, liefern beim Pegel Oschersleben die großen Dauerstufen (48h – 96h), deren Niederschlagshöhe auf Grund der dauerstufenabhängigen Flächenabminderung deutlich weniger abgemindert wird, die maßgebenden Abflüsse. Hierbei ist anzumerken, dass die Dauerstufen 96h die größte in KOSTRA verfügbare Dauerstufe ist. Somit kann nicht mit Sicherheit gesagt werden, dass ein längerer Modellregen keinen größeren Abfluss verursacht hätte. Während die hydrologische Modellierung von 1h bis 12h für alle ganztägigen Dauerstufen erfolgt, werden in diesem Bereich nicht mehr alle, sondern nur die Dauerstufen 12h, 24h, 48h, 72h, 84h und 96h getestet. Die Bemessungsabflüsse für ausgewählte Wiederkehrintervalle sind in Abbildung 5.37 dargestellt (links: Parametersatz a), rechts: Parametersatz b)). Sowohl die mit Parametersatz a) als auch die mit Parametersatz b) ermittelten Bemessungsabflüsse unterschätzen die Beobachtung stark. Dieses Ergebnis ist ungewöhnlich, da im Allge-

meinen die ereignisbasierte N-A-Modellierung großer Einzugsgebiete mit KOSTRA-Niederschlägen zu einer Überschätzung der beobachteten Abflussextrwerte führt. Im vorliegenden Fall weist das hydrologische Modell des Einzugsgebietes sehr große Oberflächenspeicher auf, so dass mit den verwendeten KOSTRA-Niederschlägen (dauerstufenabhängige Flächenabminderung) auch bei den kleinen Dauerstufen modelliert kein Oberflächenabfluss auftritt. Die maßgebenden Abflüsse treten bei den großen Dauerstufen, die geringere Niederschlagsintensitäten dafür aber ein größeres Ereignisvolumen aufweisen, auf. Somit ergeben sich aus der N-A-Modellierung eher langgestreckte Abflusswellen mit einem im Vergleich zur Beobachtung deutlich geringeren Abflusscheitel. Die vorliegenden Resultate werden von den Ergebnissen, die im Rahmen des HW-Bode-Projektes erzielt wurden (HABERLANDT *et al.* 2009), bestätigt. Die Resultate zeigen, dass die gewählte Vorgehensweise für die Bestimmung von Abflussbemessungswerten für dieses Gebiet nicht geeignet ist.

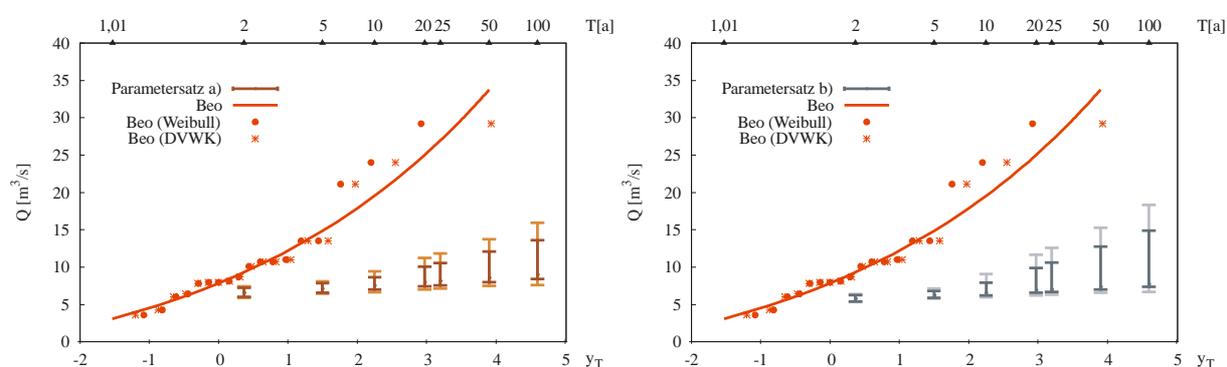


Abbildung 5.37 Verteilung HQ (Kalenderjahr); N-Belastung KOSTRA-Niederschläge, rot: beobachtete Abflussscheitel (Weibull bzw. DVWK Plotting Position) bzw. angepasste AEV; braun: 90%-Konfidenzintervall Parametersatz a) (KOSTRA-Tabellenwerte), hellbraun: 90%-Konfidenzintervall Parametersatz a) (unter Berücksichtigung der KOSTRA-Toleranzen); dunkelgrau und hellgrau analog für Parametersatz b)

Die Ergebnisse der kontinuierlichen Modellierung mit synthetischen Niederschlagsdaten und anschließender extremwertstatistischer Auswertung sind in Abbildung 5.38 (disaggregierte Niederschläge) und in Abbildung 5.39 (stochastische Niederschläge) jeweils für das Kalenderjahr dargestellt. Die Diagramme für das Winter- und das Sommerhalbjahr sind in Anhang Anhang V Abbildung V.69 und Abbildung V.70 bzw. Abbildung V.78 und Abbildung V.79 aufgeführt.

Die Resultate der disaggregierten Niederschlagsdaten und der Parametersätze b) und d) zeigen jeweils eine sehr geringe Bandbreite (90%-Konfidenzintervall) und eine gute Übereinstimmung mit der Beobachtung. Die Anwendung von Parametersatz c) hingegen führt zu einer Unterschätzung der Beobachtung. Die Ergebnisse für das Winter- und das Sommerhalbjahr sind Anhang V, Abbildung V.69 und Abbildung V.70 zu entnehmen. Für das Winterhalbjahr können die gleichen Aussagen wie für das Kalenderjahr getroffen werden. Im Sommerhalbjahr führt die Anwendung des Parametersatzes d) zu einer leichten Überschätzung der Beobachtung. Eine sehr geringe Überschätzung bzw. eine gute Übereinstimmung mit der Beobachtung liefern hier die Parametersätze c) und b).

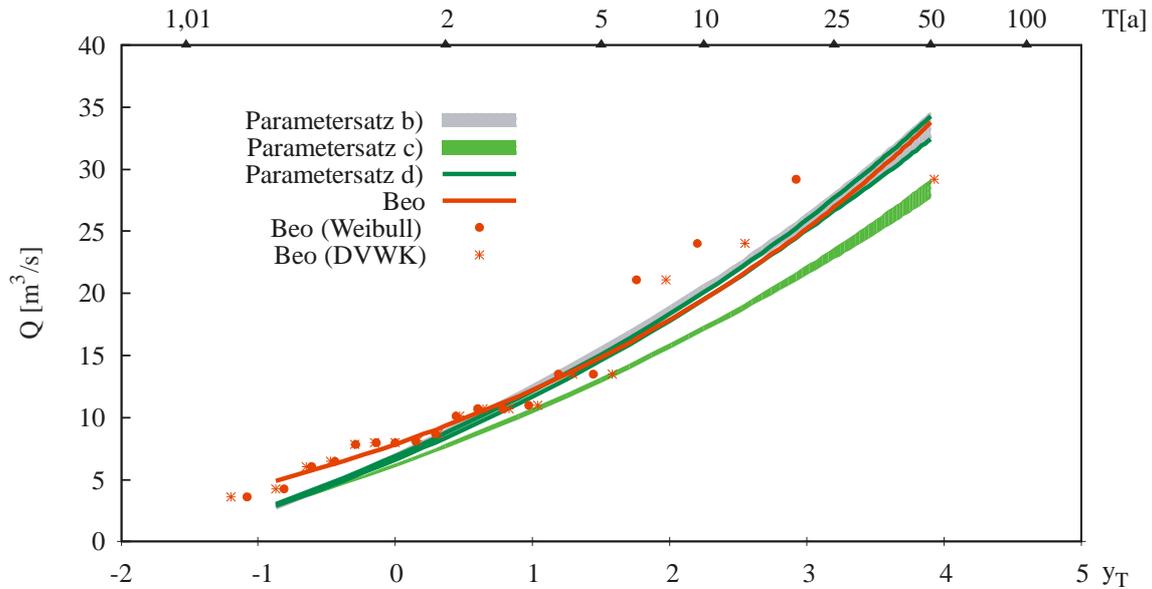


Abbildung 5.38 Verteilung HQ (Kalenderjahr); N-Belastung disaggregierte Niederschläge (20 Realisierungen à 36 Jahre); rot: beobachtete Abflussscheitel (Weibull bzw. DVWK Plotting Position) bzw. angepasste AEV; grau: 90%-Konfidenzintervall Parametersatz b); hellgrün: 90%-Konfidenzintervall Parametersatz c); dunkelgrün: 90%-Konfidenzintervall Parametersatz d)

Die Anwendung der stochastischen Niederschlagsdaten führt sowohl mit Parametersatz b) als auch mit Parametersatz e) für das Kalenderjahr zu nicht befriedigenden Resultaten (Abbildung 5.39). Das modellierte 90%-Konfidenzintervall weist gegenüber der Beobachtung jeweils einen entgegengesetzten Verlauf auf. Die drei größten beobachteten Abflussscheitel liegen zwar innerhalb des modellierten 90%-Konfidenzintervalls, allerdings zeigen die Diagramme für das Winter- und das Sommerhalbjahr (Anhang V, Abbildung V.78 und Abbildung V.79), dass die Bandbreite für das Kalenderjahr in diesem Bereich aus einer sehr großen Überschätzung der Scheitelabflüsse des Sommerhalbjahres resultiert.

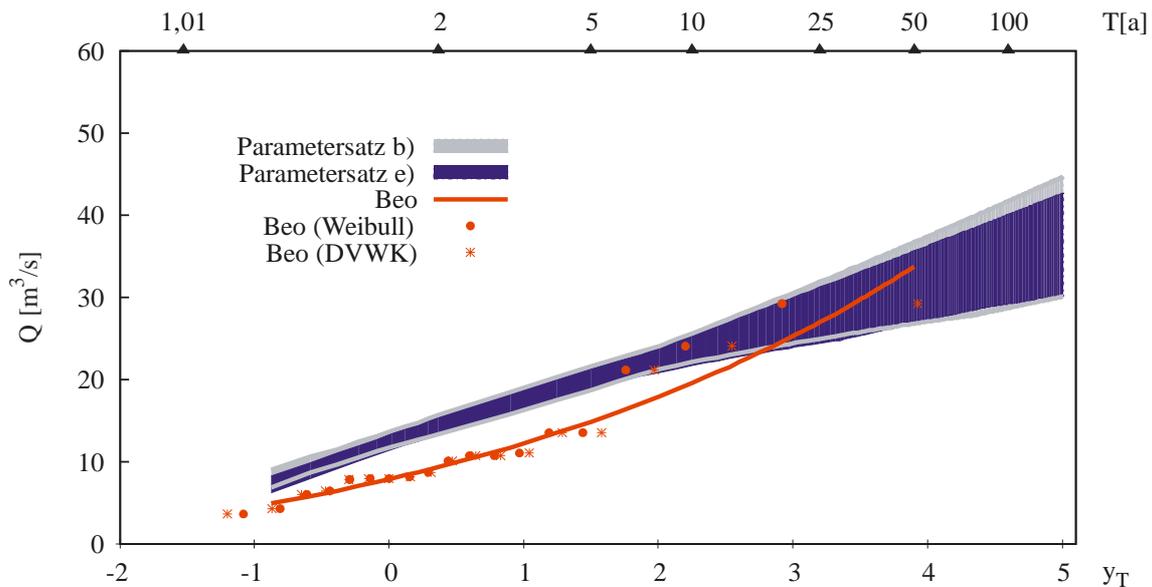


Abbildung 5.39 Verteilung HQ (Kalenderjahr); N-Belastung stochastische Niederschläge (20 Realisierungen à 100 Jahre); rot: beobachtete Abflussscheitel (Weibull bzw. DVWK Plotting Position) bzw. angepasste AEV; grau: 90%-Konfidenzintervall Parametersatz b); blau: 90%-Konfidenzintervall Parametersatz e)

5.4.4 Bestimmung eines HQ50 mit 90%-Konfidenzintervall

Abschließend werden die mit den unterschiedlichen Niederschlagsbelastungen und verschiedenen Parametersätzen ermittelten Bemessungsabflüsse jeweils mit der zugehörigen Unsicherheitsbandbreite (90%-Konfidenzintervall) beispielhaft an Hand eines HQ50 gegenübergestellt (Abbildung 5.40). Das 90%-Konfidenzintervall für die Beobachtung wird mit HyStat (WILLEMS & DICK 2003) mit einem parametrischen Bootstrapping-Verfahren ermittelt. Unter Verwendung der KOSTRA-Niederschläge ist weder mit Parametersatz a) noch mit Parametersatz b) eine Nachbildung der Beobachtung möglich. Die modellierten Bemessungsabflüsse sind deutlich zu klein. Unter Verwendung der disaggregierten Niederschlagsdaten wird die Beobachtung sowohl mit Parametersatz b) als auch mit Parametersatz d) gut nachgebildet, lediglich Parametersatz c) liefert eine geringe Unterschätzung. Insgesamt sind die modellierten Unsicherheitsbandbreiten jedoch als unrealistisch klein zu bewerten. Ursache für die kleinen Bandbreiten sind die großen Oberflächenspeicher, die dazu führen, dass modelltechnisch nur bei sehr großen Niederschlagsintensitäten Oberflächenabfluss auftritt. Bei allen geringeren Intensitäten wird das Niederschlagswasser komplett von den Oberflächenspeichern aufgenommen. Von dort verdunstet es oder versickert und fließt als Zwischen- bzw. Basisabfluss ab. Der große Oberflächenspeicher sorgt somit modelltechnisch für eine starke Pufferwirkung. Werden die stochastischen Niederschläge verwendet, so liegt die Beobachtung jeweils in den mit den Parametersätzen b) bzw e) modellierten 90%-Konfidenzintervallen. Allerdings sollte bei der Bewertung berücksichtigt werden, dass die gute Übereinstimmung für das HQ50 des Kalenderjahres aus einer sehr großen Überschätzung der Beobachtung im Sommerhalbjahr resultiert. Folglich wird die Beobachtung nicht korrekt modelliert und das hydrologische Modell und die Niederschläge sollten in dieser Kombination nicht für die Bemessung verwendet werden.

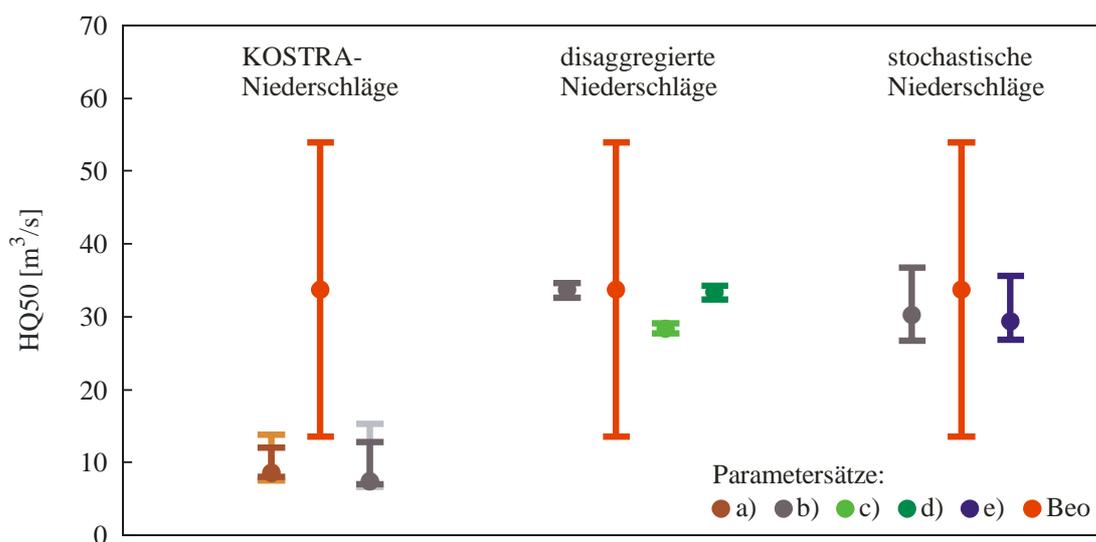


Abbildung 5.40 Vergleich der Bemessungswerte für ein HQ50 (Bandbreite = 90%-Konfidenzintervall; Punkt = Median der Realisierungen) unter Verwendung der unterschiedlichen Niederschlagsbelastungen und Parametersätze

5.5 Vergleich und Diskussion der Kalibrierungsstrategien

Abschließend werden die Ergebnisse, die aus der Anwendung der Parametersätze der fünf untersuchten Kalibrierungsstrategien resultieren, vergleichend gegenübergestellt und diskutiert. Dabei wird erörtert, ob es mit den untersuchten Strategien möglich ist, Parametersätze zu bestimmen, die für die N-A-Modellierung von Bemessungsabflüssen geeignet sind. Die Resultate der untersuchten Pegel Einzugsgebiete für die verschiedenen Niederschlagsbelastungen und Parametersätze sind in Tabelle 5.9 bis Tabelle 5.12 zusammengefasst.

Unter Verwendung der KOSTRA-Bemessungsniederschläge mit dauerstufenabhängiger Flächenabminderung wird die ereignisbasierte N-A-Modellierung mit den Parametersätzen a) und b) durchgeführt. Diese resultieren aus den Kalibrierungsstrategien mit beobachteten Niederschlagsdaten und beobachteten Einzelereignissen (a)) bzw. einer kontinuierlich beobachteten Ganglinie (b)). Dabei werden nur für das Einzugsgebiet des Pegels Silberhütte (105 km²) geeignete Bemessungsabflüsse ermittelt. Für die anderen drei Untersuchungsgebiete können keine zufriedenstellenden Resultate erzielt werden. Für das kleine Einzugsgebiet des Pegels Trautenstein (39,1 km²) werden, im Vergleich zur an die beobachteten Abflussscheitelwerte angepassten AEV, zu große Bemessungswerte modelliert. Für die Gebiete der Pegel Mahndorf (168 km²) und Oschersleben (838 km²) werden die Abflüsse der beobachteten AEV eher bzw. deutlich unterschätzt.

Für die N-A-Modellierung mit disaggregierten Niederschlagsdaten werden die Parametersätze b), c) und d) berücksichtigt. Für das Einzugsgebiet des Pegels Silberhütte liefert die Strategie, die zu Kalibrierung des hydrologischen Modells die disaggregierten Niederschlagsdaten und die Verteilungsfunktion der beobachteten Abflussscheitelwerte verwendet (Parametersatz d)), als einzige einen Parametersatz, der auch die Saisonalität der beobachteten AEV korrekt abbildet. Zudem liefert dieser Parametersatz die geringste Unsicherheitsbandbreite. Für den Pegel Mahndorf werden neben Parametersatz d) ebenfalls mit Parametersatz c) plausible Bemessungswerte modelliert. Für die anderen Untersuchungsgebiete führt die für Parametersatz c) angewendete Kalibrierung des hydrologischen Modells mit disaggregierten Niederschlagsdaten und der Ganglinie der beobachteten Abflusstagesmittelwerte in der Anwendung eher zu einer Unterschätzung der beobachteten Scheitelabflüsse. Für das kleine Einzugsgebiet des Pegels Trautenstein sind mit den vorliegenden disaggregierten Niederschlagsdaten, besonders unter Berücksichtigung der Saisonalität, mit keinem Parametersatz zufriedenstellende Bemessungsabflüsse zu modellieren (siehe hierzu auch Kapitel 5.2). Mit Parametersatz b) wird unter Verwendung der disaggregierten Niederschlagsdaten nur für das Gebiet des Pegels Oschersleben die Saisonalität der beobachteten Scheitelabflüsse korrekt abgebildet. Jedoch liefert die N-A-Modellierung für dieses Gebiet insgesamt unrealistisch kleine Unsicherheitsbandbreiten, so dass die Eignung für Bemessungsaufgaben kritisch zu hinterfragen ist (siehe auch Kapitel 5.4).

Die N-A-Modellierung unter Verwendung der stochastischen Niederschlagsdaten wird mit den Parametersätzen b) und e) durchgeführt. Für die Einzugsgebiete der Pegel Trautenstein, Silberhütte und Mahndorf liefert die Strategie, die die stochastischen Niederschlagsdaten und die Verteilungsfunktion der beobachteten Abflussscheitelwerte zur Kalibrierung des hydrolo-

gischen Modells verwendet (Parametersatz e)), deutlich die besten Ergebnisse. Die Anwendung des Parametersatzes b), der aus der Kalibrierungsstrategie mit beobachteten Niederschlagsdaten und der beobachteten Abflussganglinie resultiert, führt für alle drei Gebiete zu einer zum Teil deutlichen Überschätzung der Beobachtung. Lediglich für das große Einzugsgebiet des Pegels Oschersleben ist hier keine Aussage möglich, da mit den vorliegenden stochastischen Niederschlagsdaten keine zur Bestimmung von Bemessungsabflüssen zielführende N-A-Modellierung durchgeführt werden konnte (siehe auch Diskussion unter Kapitel 5.4).

Insgesamt zeigt sich, dass eine Berücksichtigung der kontinuierlichen synthetischen Niederschlagsdaten und der beobachteten Abflussscheitelwerte bereits zur Kalibrierung des hydrologischen Modells zu einer Verbesserung der modellierten Bemessungsabflüsse führt. Unter Verwendung der disaggregierten Niederschlagsdaten ist daher die Verwendung von Parametersatz d) zu empfehlen. Stellen die stochastischen Niederschlagsdaten die Niederschlagsbelastung dar, können mit Parametersatz e) die besten Resultate erzielt werden. Des Weiteren wird an Hand des Vergleiches ersichtlich, dass die kontinuierliche N-A-Modellierung der ereignisbasierten vorzuziehen ist.

Tabelle 5.9 Pegel Silberhütte, 105 km², winterdominiert: Eignung der Niederschlagsbelastungen und Parametersätze zur Bestimmung von Abflussbemessungswerten (o = gute Nachbildung der beobachteten AEV; - = Unterschätzung der beobachteten AEV; + = Überschätzung der beobachteten AEV; o- = Nachbildung der beobachteten AEV ok, tendenziell leichte Unterschätzung; k.A. = keine Angabe)

	Kalenderjahr	Winterhalbjahr	Sommerhalbjahr
KOSTRA-Niederschläge			
Parametersatz a)	o	k.A.	k.A.
Parametersatz b)	o-	k.A.	k.A.
disaggregierte Niederschläge			
Parametersatz b)	o	-	+
Parametersatz c)	o-	-	+
Parametersatz d)	o	o	o
stochastische Niederschläge			
Parametersatz b)	+	+	+
Parametersatz e)	o	o	o

Tabelle 5.10 Pegel Trautenstein, 39,1 km², sommerdominiert: Eignung der Niederschlagsbelastungen und Parametersätze zur Bestimmung von Abflussbemessungswerten (o = gute Nachbildung der beobachteten AEV; - = Unterschätzung der beobachteten AEV; + = Überschätzung der beobachteten AEV; k.A. = keine Angabe)

	Kalenderjahr	Winterhalbjahr	Sommerhalbjahr
KOSTRA-Niederschläge			
Parametersatz a)	+	k.A.	k.A.
Parametersatz b)	+	k.A.	k.A.
disaggregierte Niederschläge			
Parametersatz b)	+	+	+
Parametersatz c)	-	o	-
Parametersatz d)	o	+	-
stochastische Niederschläge			
Parametersatz b)	+	o	+
Parametersatz e)	o	o	o

Tabelle 5.11 Pegel Mahndorf, 168 km², sommerdominiert: Eignung der Niederschlagsbelastungen und Parametersätze zur Bestimmung von Abflussbemessungswerten (o = gute Nachbildung der beobachteten AEV; - = Unterschätzung der beobachteten AEV; + = Überschätzung der beobachteten AEV; o- = Nachbildung der beobachteten AEV ok, tendenziell leichte Unterschätzung; k.A. = keine Angabe)

	Kalenderjahr	Winterhalbjahr	Sommerhalbjahr
KOSTRA-Niederschläge			
Parametersatz a)	o-	k.A.	k.A.
Parametersatz b)	-	k.A.	k.A.
disaggregierte Niederschläge			
Parametersatz b)	+	+	+
Parametersatz c)	o	o	o
Parametersatz d)	o	o	o
stochastische Niederschläge			
Parametersatz b)	+	+	+
Parametersatz e)	o	o	o

Tabelle 5.12 Pegel Oschersleben, 838 km², winterdominiert: Eignung der Niederschlagsbelastungen und Parametersätze zur Bestimmung von Abflussbemessungswerten (o = gute Nachbildung der beobachteten AEV; - = Unterschätzung der beobachteten AEV; + = Überschätzung der beobachteten AEV; -- = sehr starke Unterschätzung der beobachteten AEV; ++ = sehr starke Überschätzung der beobachteten AEV; falscher Verlauf = Verlauf der beobachteten und modellierten AEV weisen einen grundsätzlich unterschiedlichen Verlauf auf; k.A. = keine Angabe)

	Kalenderjahr	Winterhalbjahr	Sommerhalbjahr
KOSTRA-Niederschläge			
Parametersatz a)	--	k.A.	k.A.
Parametersatz b)	--	k.A.	k.A.
disaggregierte Niederschläge			
Parametersatz b)	o	o	o
Parametersatz c)	-	-	o
Parametersatz d)	o	o	+
stochastische Niederschläge			
Parametersatz b)	falscher Verlauf	falscher Verlauf	++
Parametersatz e)	falscher Verlauf	falscher Verlauf	++

Kapitel 6

Fallstudie Unsicherheit am Beispiel des Pegels Silberhütte

Am Beispiel des Einzugsgebietes des Pegels Silberhütte wird eine Unsicherheitsfallstudie durchgeführt. Zum einen wird dafür eine Robustheitsanalyse der Modellparameter des hydrologischen Modells sowie der synthetischen Niederschlagsdaten durchgeführt. Zum anderen wird die GLUE-Methode (BEVEN & BINLEY 1992) zur Bestimmung von Unsicherheitsbandbreiten der modellierten Abflüsse angewendet, wobei der Schwerpunkt auf den Extremwertabflüssen liegt (zur Methode siehe auch Kapitel 3.3.4 Generalized Likelihood Uncertainty Estimation). Die Ziele der Robustheitsanalyse liegen zum einen darin, Eignungs- bzw. Anwendungseinschränkungen der Parametersätze des hydrologischen Modells aufzuzeigen. Zum anderen wird untersucht, ob es Parametersätze gibt, die gleichermaßen für die Modellierung einer beobachteten Abflussganglinie als auch für die Abbildung von Extremwertverteilungen der beobachteten Abflüsse unter Verwendung synthetischer Niederschlagsdaten geeignet sind. Die Ziele der Unsicherheitsanalyse (GLUE) liegen darin die Unsicherheitsbandbreiten der Verteilungsfunktionen der Abflussscheitelwerte zu quantifizieren. Einerseits werden dabei die Unsicherheiten verschiedener Parametersätze und Niederschlagsrealisierungen gegenübergestellt. Andererseits wird die Unsicherheit, die aus der Kombination verschiedener Niederschlagsrealisierungen und Parametersätze resultiert, untersucht. Insbesondere wird dabei die Fragestellung verfolgt, ob sich die Unsicherheitsbandbreiten der Niederschlagsrealisierungen und die der Parametersätze in der Kombination addieren oder kompensieren. Dafür werden Monte Carlo Simulationen durchgeführt. Für die Robustheitsanalyse und die GLUE-Methode werden die gleichen Rechenläufe verwendet. Dabei werden in der Robustheitsanalyse die Parametersätze verwendet, die mit Hilfe der GLUE-Methode als geeignet (behavioral) eingestuft wurden. Es werden folgende drei Varianten untersucht (siehe auch Kapitel 3.3.4):

- I 1000 Parametersätze (1000P) und eine Niederschlagsrealisierung (1N) (beobachtete Niederschläge = beoN; disaggregierte Niederschläge = disagN; stochastische Niederschläge = stochN) → je 1000 Rechenläufe.
- II Ein Parametersatz (1P) (Parametersatz d) bzw. e) aus der Kalibrierungsstrategie) und je 100 Niederschlagsrealisierungen (100N) (disaggN bzw. stochN) → je 100 Rechenläufe.
- III 1000 Parametersätze (1000P) und je 100 Niederschlagsrealisierungen (100N) (disaggN bzw. stochN), wobei jede Niederschlagsrealisierung mit zehn Parametersätzen kombiniert wird → je 1000 Rechenläufe.

6.1 Robustheitsanalyse

Für die Robustheitsanalyse werden alle Rechenläufe berücksichtigt für die im Vergleich zur Beobachtung ein *NSK* größer 0,75 berechnet wurde. Unter Verwendung der beobachteten Niederschlagsdaten erfolgt die Auswertung der kontinuierlich modellierten Abflussganglinien mit der beobachteten Abflussganglinie in stündlicher Auflösung. Werden die synthetischen Niederschläge als Modellantrieb verwendet, wird die Auswertung der modellierten Abflusszeitreihen auf die, an die beobachteten Abflussscheitel angepasste, AEV durchgeführt (analog zur Kalibrierungsstrategie; siehe auch Kapitel 3.2). Die Ergebnisse der drei Varianten sind für

die Parametersätze (I) in Tabelle 6.1 und die Parametersätze in Kombination mit verschiedenen Niederschlagsrealisierungen (III) in Tabelle 6.2 angegeben. Die Resultate der Kombination von I und III werden in Tabelle 6.3 dargestellt. Tabelle 6.4 zeigt die Auswertung für die Niederschlagsrealisierungen (II). Dabei wird in der ersten Spalte bzw. in den beiden ersten Spalten (Tabelle 6.4) angegeben, welche Variante (I, II, III) betrachtet wird, und welche Niederschlags- und Abflussdaten verwendet werden. In den folgenden Spalten ist die Anzahl der Rechenläufe, die einen $NSK > 0,75$ ergeben haben, eingetragen. In der zweiten bzw. dritten Spalte (Tabelle 6.4) sind dies die Werte der jeweils betrachteten Variante. In den folgenden Spalten werden einzelne Varianten zusammengefasst, und es wird angegeben, für wie viele Parametersätze für die kombinierten Fälle jeweils einen $NSK > 0,75$ berechnet wird. Beispielweise liefern für Variante I unter Verwendung der disaggregierten Niederschlagsdaten und der Auswertung auf die AEV für das Kalenderjahr 96, für das Winterhalbjahr 99 und für das Sommerhalbjahr 66 der 1000 Parametersätze einen $NSK > 0,75$. Werden das Kalenderjahr, das Winter- und das Sommerhalbjahr zusammen betrachtet, so erfüllen noch 39 Parametersätze für alle drei Zeiträume die Bedingung $NSK > 0,75$ (siehe auch Tabelle 6.1).

Tabelle 6.1 Robustheitsanalyse: Anzahl der guten Parametersätze ($NSK > 0,75$); Variante I 1000 Rechenläufe mit einer Niederschlagsrealisierung und 1000 Parametersätzen (1N 1000P); beo N Ganglinie: beobachtete Niederschlagszeitreihe und kontinuierliche Abflussganglinie; disaggN: disaggregierte Niederschlagsdaten; stochN: stochastische Niederschläge; GJ: Kalenderjahr; WI: Winter; SO: Sommer; AEV: Allgemeine Extremwertverteilung der Abflussscheitel

I	Anzahl der guten Parametersätze ($NSK > 0,75$)				
beo N Ganglinie	48	39	9	4	1
disaggN AEV GJ	96				
disaggN AEV WI	99				
disaggN AEV SO	66	13	1	1	1
stochN AEV GJ	55				
stochN AEV WI	62				
stochN AEV SO	54				
beo N Ganglinie	48				

Tabelle 6.2 Robustheitsanalyse: Anzahl der guten Parametersätze ($NSK > 0,75$); Variante III 1000 Rechenläufe mit 100 Niederschlagsrealisierungen und 1000 Parametersätzen (100N 1000P); beo N Ganglinie: beobachtete Niederschlagszeitreihe und kontinuierliche Abflussganglinie; disaggN: disaggregierte Niederschlagsdaten; stochN: stochastische Niederschläge; GJ: Kalenderjahr; WI: Winter; SO: Sommer; AEV: Allgemeine Extremwertverteilung der Abflussscheitel

III	Anzahl der guten Parametersätze ($NSK > 0,75$)	
disaggN AEV GJ	85	44
disaggN AEV WI	88	
disaggN AEV SO	84	
stochN AEV GJ	84	20
stochN AEV WI	85	
stochN AEV SO	74	

Tabelle 6.3 Robustheitsanalyse: Anzahl der guten Parametersätze ($NSK > 0,75$); Variante I 1000 Rechenläufe mit einer Niederschlagsrealisierung und 1000 Parametersätzen (1N 1000P); Variante III 1000 Rechenläufe mit 100 Niederschlagsrealisierungen und 1000 Parametersätzen (100N 1000P); beo N Ganglinie: beobachtete Niederschlagszeitreihe und kontinuierliche Abflussganglinie; disaggN: disaggregierte Niederschlagsdaten; stochN: stochastische Niederschläge; GJ: Kalenderjahr; WI: Winter; SO: Sommer; AEV: Allgemeine Extremwertverteilung der Abflussscheitel

	I und III	Anzahl der guten Parametersätze ($NSK > 0,75$)		
I	beo N Ganglinie	48	19	0
I	disaggN AEV GJ	96		
I	disaggN AEV WI	99		
I	disaggN AEV SO	66		
III	disaggN AEV GJ	85		
III	disaggN AEV WI	88		
III	disaggN AEV SO	84		
I	stochN AEV GJ	55	3	0
I	stochN AEV WI	62		
I	stochN AEV SO	54		
III	stochN AEV GJ	84		
III	stochN AEV WI	85		
III	stochN AEV SO	74		

Tabelle 6.4 Robustheitsanalyse: Anzahl der guten Parametersätze ($NSK > 0,75$); Variante II 100 Rechenläufe mit 100 Niederschlagsrealisierungen und einem Parametersatz (100N 1P); disaggN: disaggregierte Niederschlagsdaten; stochN: stochastische Niederschläge; GJ: Kalenderjahr; WI: Winter; SO: Sommer; AEV: Allgemeine Extremwertverteilung der Abflussscheitel

II	Anzahl der guten Niederschlagsrealisierungen ($NSK > 0,75$)	
disaggN AEV GJ	96	42
disaggN AEV WI	99	
disaggN AEV SO	46	
stochN AEV GJ	32	22
stochN AEV WI	40	
stochN AEV SO	71	

Für die N-A-Modellierung mit beobachteten Niederschlagszeitreihen und die Auswertung der modellierten Abflussganglinien an Hand der beobachteten Abflussganglinie werden die Daten der hydrologischen Jahre 1997 bis 2004 in stündlicher Auflösung verwendet. Dabei wird das erste Jahr zum Einschwingen des hydrologischen Modells verwendet und vor der Auswertung verworfen. Von den 1000 zufällig generierten Parametersätzen liefern dabei 48 einen $NSK > 0,75$ (siehe auch Tabelle 6.1).

Für die N-A-Modellierung mit disaggregierten Niederschlägen werden die Kalenderjahre 1968 bis 2004 verwendet, wobei auch hier das erste Jahr nur als Einschwingjahr verwendet wird (analog zur Kalibrierungsstrategie; siehe auch Kapitel 5.1). Für die Auswertung werden die beobachteten und modellierten Hochwasserquantile der AEV der Wiederkehrintervalle 1,1a; 1,2a; 1,3a; ...; 2a; 3a; 4a; ...; 50a verwendet. Unter Verwendung einer Niederschlagsrealisierung (I) wird für 39 der 1000 Parametersätze für das Kalenderjahr und für das Winter-

und das Sommerhalbjahr ein $NSK > 0,75$ erzielt (siehe auch Tabelle 6.1). Werden die 1000 Parametersätze zufällig mit 100 Niederschlagsrealisierungen kombiniert (III), liefern 44 der 1000 Parametersätze einen $NSK > 0,75$ (siehe auch Tabelle 6.2). Für 19 der 1000 Parametersätze wird sowohl für Variante I, als auch für Variante III ein $NSK > 0,75$ berechnet (siehe auch Tabelle 6.3).

Die stochastischen Niederschlagsdaten liegen in stündlicher Auflösung mit einer Reihenlänge von 100 Jahren vor. Damit die Auswertung ebenfalls mit 100 Jahren erfolgen kann, wird für die N-A-Modellierung pragmatisch ein Jahr als Einschwingjahr vor die Zeitreihe kopiert, dessen Abflüsse vor der Auswertung verworfen werden. Für die Auswertung werden alle zur Verfügung stehenden beobachteten Hochwasserscheitel verwendet. Die Berechnung des NSK erfolgt an Hand der beobachteten und modellierten Hochwasserquantile der AEV der Wiederkehrintervalle 1,1a; 1,2a; 1,3a; ...; 2a; 3a; 4a; ...; 150a. Wird die N-A-Modellierung mit der einen ausgewählten Niederschlagsrealisierung durchgeführt (I), so wird für 13 der 1000 Parametersätze ein $NSK > 0,75$ sowohl für das Kalenderjahr, als auch das Winter- und das Sommerhalbjahr berechnet (siehe auch Tabelle 6.1). Werden die 1000 Parametersätze zufällig mit 100 Niederschlagsrealisierungen kombiniert (III) liefern 20 Parametersätze einen $NSK > 0,75$ (siehe auch Tabelle 6.2). Drei Parametersätze besitzen sowohl in Variante I als auch in Variante III für das Kalenderjahr und das Winter- und das Sommerhalbjahr einen $NSK > 0,75$ (siehe auch Tabelle 6.3).

Sowohl bei den disaggregierten als auch bei den stochastischen Niederschlägen zeigt sich, dass durch mehrere Niederschlagsrealisierungen auch die Anzahl der Parametersätze, für die ein $NSK > 0,75$ berechnet wird, steigen kann. Hierbei zeigt sich die Kompensation der Unsicherheit der Niederschlagsrealisierungen und der der Parameter des hydrologischen Modells. Niederschlagsrealisierungen, die mit einem Parametersatz kein gutes Resultat liefern, können dies durchaus mit einem anderen und umgekehrt.

Unter Verwendung der jeweils einen ausgewählten synthetischen Niederschlagsrealisierung (I) liefern neun der 1000 Parametersätze sowohl mit den disaggregierten als auch mit den stochastischen Niederschlägen einen $NSK > 0,75$ (siehe auch Tabelle 6.1). In Kombination mit den beobachteten Niederschlägen und der Auswertung auf die Ganglinie sind vier Parametersätze geeignet sowohl die Ganglinie als auch die Hochwasserquantile der AEV unter Verwendung der disaggregierten Niederschlagsdaten mit einem $NSK > 0,75$ nachzubilden. Werden an Stelle der disaggregierten die stochastischen Niederschläge betrachtet, erfüllt noch ein Parametersatz sowohl für die Ganglinie als auch für die AEV die Bedingung $NSK > 0,75$. Dieser eine Parametersatz liefert bei der N-A-Modellierung ebenfalls sowohl für die disaggregierten und stochastischen Niederschläge und die AEV als auch für die beobachteten Niederschlagsdaten und die Abflussganglinie, einen $NSK > 0,75$ (siehe auch Tabelle 6.1).

Werden die ermittelten NSK der 1000 Parametersätze in Kombination mit 100 Realisierungen disaggregierter bzw. stochastischer Niederschläge (III) betrachtet, so liefern fünf Parametersätze für beide Niederschlagsbelastungen einen $NSK > 0,75$ (siehe auch Tabelle 6.2). Allerdings wird für keinen dieser fünf Parametersätze auch mit der jeweils ausgewählten Niederschlagsrealisierung (I) ein $NSK > 0,75$ berechnet. Folglich gibt es auch keinen Parametersatz,

der in der N-A-Modellierung mit allen synthetischen Niederschlagsrealisierungen, ausgewertet auf die AEV der Abflussscheitelwerte, und mit den beobachteten Niederschlägen, ausgewertet auf die Abflussganglinie, einen $NSK > 0,75$ erzielt (siehe auch Tabelle 6.3).

Für den Fall II (100N 1P) (siehe auch Tabelle 6.4) zeigt sich, dass von den 100 disaggregierten Niederschlagsrealisierungen, außer im Sommer, mit fast allen Realisierungen an Hand der AEV der Scheitelabflüsse ein $NSK > 0,75$ ermittelt wird. Dies lässt sich damit erklären, dass durch die Tageswerte die Abfolge der Niederschlagsereignisse bereits vorgegeben ist und zu den beobachteten Abflüssen passt. Durch die Schneeschmelze werden hohe Intensitäten, die im Sommer zu Abflusspeaks führen würden, gedämpft. Die geringere Anzahl der Realisierungen mit $NSK > 0,75$ im Sommer ist mit den Über- oder Unterschätzungen der Niederschlagsintensitäten (Stundenwerte) zu begründen, die sich hier direkt auf die Abflüsse auswirken. Dabei ist zu berücksichtigen, dass bei dem verwendeten Disaggregationsmodell die Saisonalität und die räumliche Struktur des Niederschlags im Einzugsgebiet nicht berücksichtigt werden. Die disaggregierten Niederschlagszeitreihen werden an den Tageswertstationen unabhängig voneinander generiert. In einem zweiten Schritt wird dann eine räumliche Gleichzeitigkeit für alle Stationen des Pegelinzugsgebietes erzeugt (siehe auch Kapitel 3.1.2). Somit treten Intensitäten von Sommergewittern mit der gleichen räumlichen Ausdehnung auf wie Intensitäten von Landregen. Insgesamt können mit 42 der 100 Niederschlagsrealisierungen sowohl für das Kalenderjahr, als auch das Winter- und das Sommerhalbjahr an Hand der Hochwasserquantile der AEV $NSK > 0,75$ bestimmt werden.

Bei den stochastischen Niederschlägen ist die Anzahl der 100 generierten Niederschlagsrealisierungen, die, ausgewertet auf die AEV der Abflussscheitel, zu $NSK > 0,75$ führen, geringer als bei den disaggregierten Niederschlagsdaten. Die Variabilität der stochastischen Niederschläge ist größer, da die Ereignisabfolge nicht durch die beobachteten Niederschlagszeitreihen vorgegeben ist. Der Vorteil der Parametergenerierung des Niederschlagsmodells getrennt für das Winter- und das Sommerhalbjahr zeigt sich an der Anzahl der Realisierungen, für die im Sommer ein $NSK > 0,75$ bestimmt wird. Im Sommer wirkt sich die bessere Modellierung des Niederschlags direkt auf die N-A-Modellierung aus, weil hier die generierten Niederschläge nicht durch die Schneeschmelze beeinflusst werden. Für 22 der 100 Niederschlagsrealisierungen werden hier mit den Hochwasserquantilen der AEV sowohl für das Kalenderjahr, als auch das Winter- und das Sommerhalbjahr $NSK > 0,75$ berechnet (siehe auch Tabelle 6.4).

Da für die Variante II für die disaggregierten und die stochastischen Niederschlagsrealisierungen jeweils der im Rahmen der Kalibrierungsstrategie ermittelte Parametersatz d) bzw. e) verwendet wird, kann hier keine Schnittmenge der guten Niederschlagsrealisierungen gebildet werden.

Die vorangegangene Robustheitsanalyse zeigt, dass der „Einsatzbereich“ eines Parametersatzes beschränkt ist. Ein Parametersatz, der eine kontinuierliche beobachtete Ganglinie gut nachbildet, ist eher selten für die Modellierung von Extremwertabflüssen geeignet. Ein möglicher Grund hierfür ist, dass die Extremwerte meist nicht im vorhandenen Beobachtungszeitraum der Ganglinie liegen. Außerdem werden bei der Bewertung der Ganglinienmodellierung

Abweichungen bei der Modellierung großer Abflüsse (meist Unterschätzung) durch die gute Abbildung der restlichen Ganglinie ausgeglichen. Bei der N-A-Modellierung der Extremwertabflüsse lassen sich außerdem saisonale Unterschiede feststellen. Ein Parametersatz, der Extremabflüsse im Winter gut abbilden kann, ist nicht unbedingt für die Modellierung von Extremwertabflüssen im Sommer geeignet. Das spätere Anwendungsgebiet sollte somit bereits bei der Kalibrierung des hydrologischen Modells berücksichtigt werden, damit ein für die Anwendung möglichst gut geeigneter Parametersatz bzw. gut geeignete Parametersätze bestimmt werden kann bzw. können.

6.2 GLUE unter Verwendung verschiedener Modellparametersätze

Die Anwendung der GLUE-Methode unter Verwendung verschiedener Modellparametersätze wird zum einen mit beobachteten Niederschlags- und Abflussdaten in stündlicher Auslösung an Hand einer beobachteten Abflussganglinie durchgeführt. Zum anderen werden kontinuierliche synthetische Niederschlagsdaten für die hydrologische Modellierung verwendet, und die Anwendung der GLUE-Methode erfolgt auf die angepasste AEV der beobachteten und modellierten Abflussscheitelwerte (siehe auch Kapitel 3.3.4 unter I).

Die Auswertung der kontinuierlichen N-A-Modellierung mit beobachteten Niederschlagsdaten erfolgt für die hydrologischen Jahre 1998 bis 2004. Von den 1000 zufällig generierten Parametersätzen werden mit 48 kontinuierliche Ganglinien modelliert, die bezogen auf die beobachtete Abflussganglinie einen $NSK > 0,75$ liefern (siehe auch Tabelle 6.1). Das 90%-GLUE-Konfidenzintervall (graue Bandbreite) der modellierten Abflussganglinien und die beobachtete Abflussganglinie sind in Abbildung 6.1 dargestellt.

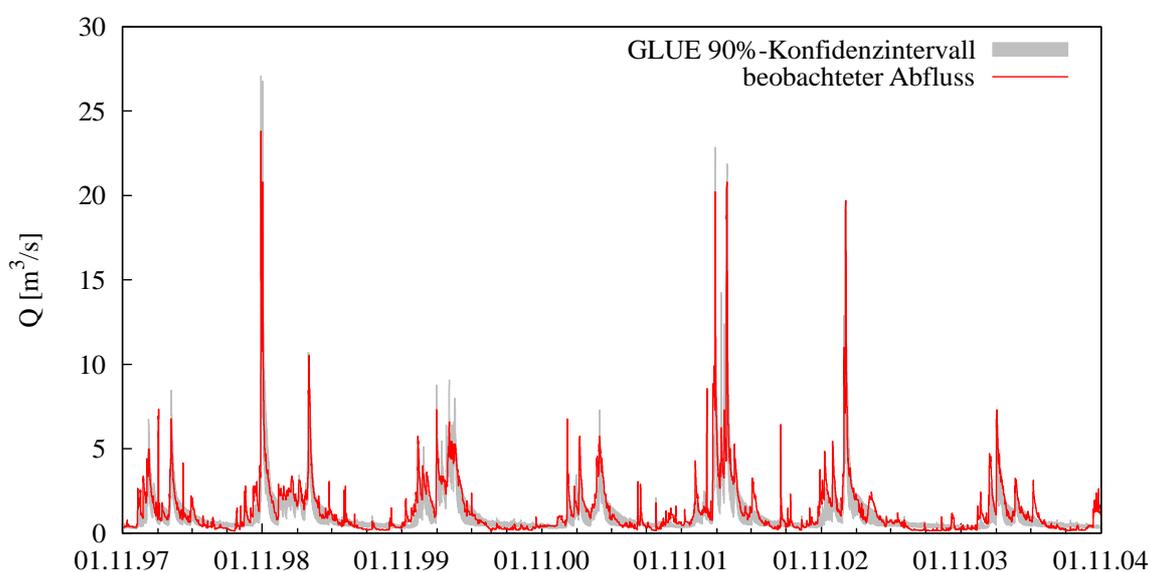


Abbildung 6.1 Beobachtete Abflussganglinie (rot) und modellierte GLUE Abflussbandbreite (grau) (90%-GLUE-Konfidenzintervall) der geeigneten Parametersätze (48 aus 1000 Parametersätzen)

Auf Grund des relativ hoch gewählten Schwellwertes ergeben sich schmale Unsicherheitsbandbreiten. Es ist jedoch auch zu erkennen, dass die beobachtete Abflussganglinie recht gut von der GLUE-Bandbreite umschlossen wird, wobei besonders bei den größeren Abflüssen eher eine Unter- als eine Überschätzung festzustellen ist.

Die Ergebnisse der GLUE-Methode unter Verwendung der synthetischen Niederschlagsdaten für die N-A-Modellierung und der AEV der beobachteten und modellierten Abflussscheitel sind in Abbildung 6.2 (disaggregierte Niederschläge) und Abbildung 6.3 (stochastische Niederschläge) für das Kalenderjahr dargestellt.

Unter Verwendung der disaggregierten Niederschlagsdaten wird für die Auswertung auf die AEV für 96 der 1000 Parametersätze ein $NSK > 0,75$ bestimmt (siehe auch Tabelle 6.1). Das daraus resultierende 90%-GLUE-Konfidenzintervall (dunkelgrüne Bandbreite) umschließt die Beobachtung (rote Linie) sehr gut. Außerdem ist das 90%-GLUE-Konfidenzintervall deutlich schmäler, als das 90%-Konfidenzintervall der 1000 Parametersätze (gestrichelte Linien) bzw. die Minimum-Maximum-Bandbreite der 1000 Parametersätze (gepunktete Linien). Dabei ist jedoch festzuhalten, dass das 90%-GLUE-Konfidenzintervall sehr stark vom gewählten Schwellwert der Zielfunktion abhängt. Wird dieser Wert geringer gewählt, vergrößert sich die GLUE-Bandbreite, wird er höher festgesetzt, ergibt sich eine schmalere GLUE-Bandbreite. Die Resultate für das Winter- bzw. das Sommerhalbjahr sind in Anhang VI, Abbildung VI.2 und Abbildung VI.3 dargestellt. Sie bestätigen die Ergebnisse für das Kalenderjahr.

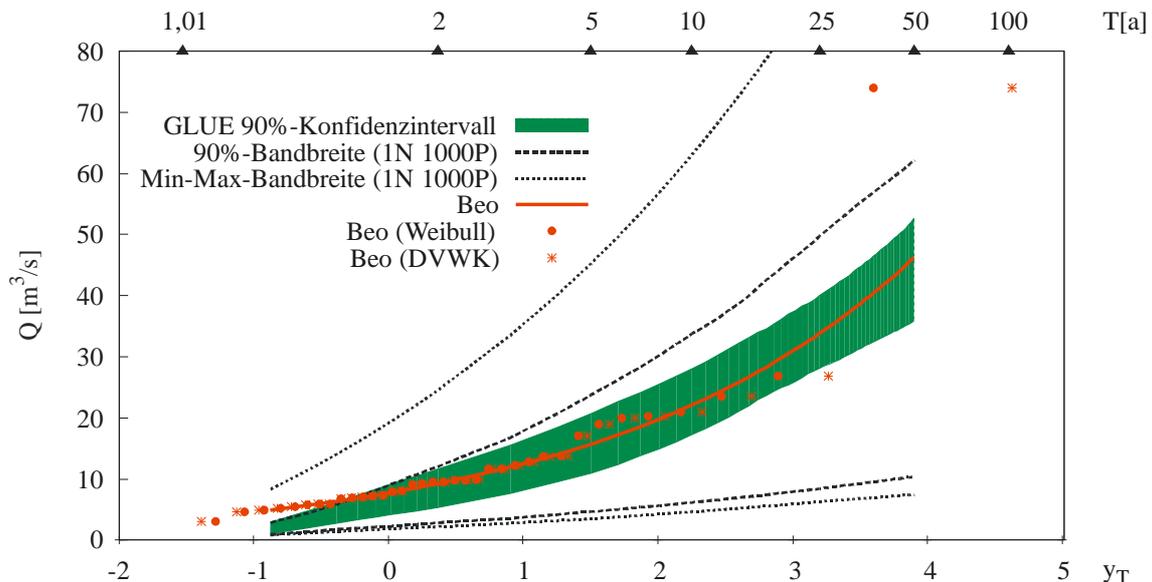


Abbildung 6.2 Verteilung HQ (Kalenderjahr); N-Belastung disaggregierte Niederschläge (eine Realisierung à 36 Jahre); rot: beobachtete Abflussscheitel (Weibull bzw. DVWK Plotting Position) bzw. angepasste AEV; dunkelgrün: modellierte GLUE Bandbreite (90%-GLUE-Konfidenzintervall) (96 aus 1000 Parametersätzen); gestrichelt: 90%-Konfidenzintervall der 1000 Parametersätze; gepunktet: Minimum-Maximum-Bandbreite der 1000 Parametersätze

Auch bei der N-A-Modellierung mit stochastischen Niederschlagsdaten umschließt das 90%-GLUE-Konfidenzintervall (blaue Bandbreite) die Beobachtung (rote Linie) gut, und es wird eine recht geringe Unsicherheitsbandbreite ausgewiesen. Dabei wird für 55 der 1000 Parametersätze ein $NSK > 0,75$ bestimmt und diese zur Ermittlung der Unsicherheitsbandbreite verwendet. Ebenfalls liefern das 90%-Konfidenzintervall (gestrichelte Linien) sowie die Minimum-Maximum-Bandbreite (gepunktete Linien) unter Berücksichtigung der Resultate aller 1000 Parametersätze deutlich größere Bandbreiten. Die Ergebnisse für das Winter- und das Sommerhalbjahr sind in Anhang VI, Abbildung VI.5 und Abbildung VI.6 zu finden.

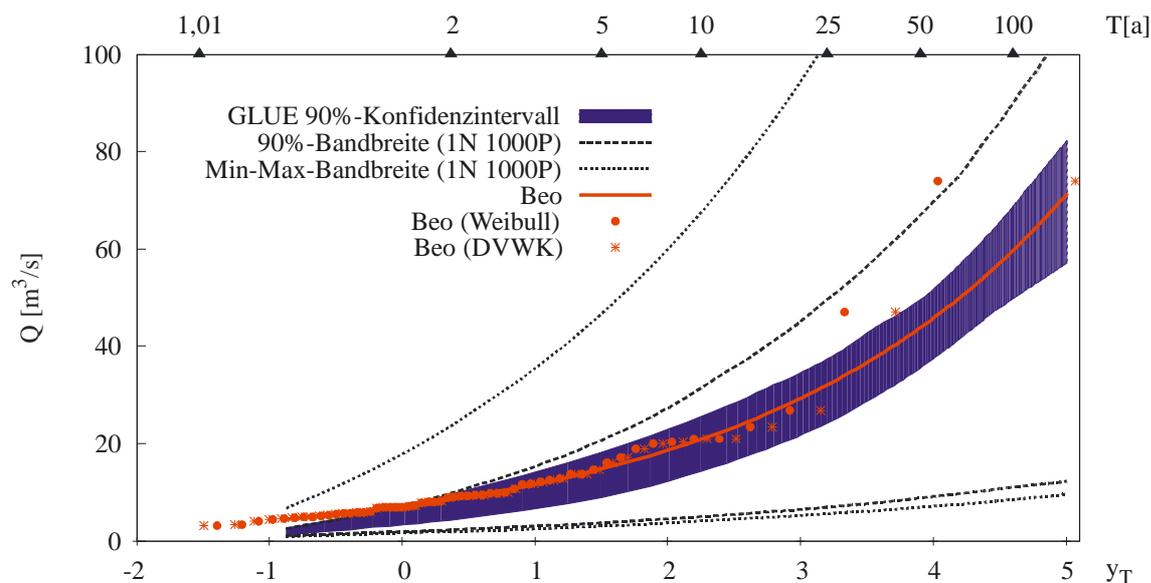


Abbildung 6.3 Verteilung HQ (Kalenderjahr); N-Belastung stochastische Niederschläge (eine Realisierung à 100 Jahre); rot: beobachtete Abflussscheitel (Weibull bzw. DVWK Plotting Position) bzw. angepasste AEV; blau: modellierte GLUE Bandbreite (90%-GLUE-Konfidenzintervall) (55 aus 1000 Parametersätze); gestrichelt: 90%-Konfidenzintervall der 1000 Parametersätze; gepunktet: Minimum-Maximum-Bandbreite der 1000 Parametersätze

Die folgenden Ergebnisse zeigen die Anwendung der GLUE-Methode als Kalibrierung mit Unsicherheitsbandbreiten. D.h. es wird davon ausgegangen, dass die im Rahmen der Kalibrierung bestimmten guten Parametersätze und ihre zugehörigen Gewichte für die Anwendung des N-A-Modells für andere Zeiträume bzw. Einsatzzwecke verwendet werden können. Im vorliegenden Fall wird die GLUE-Methode zuerst mit beobachteten Niederschlägen und einer beobachteten Abflussganglinie durchgeführt (analog zu Kalibrierungsstrategie b)) (siehe Abbildung 6.1). Im Folgenden werden die daraus resultierenden 48 guten Parametersätze für die kontinuierliche N-A-Modellierung mit synthetischen Niederschlagsdaten eingesetzt. Die modellierten Abflusszeitreihen werden extremwertstatistisch ausgewertet. Für die Angabe der Unsicherheitsbandbreite (90%-GLUE-Konfidenzintervall) werden die Gewichte aus der Kalibrierung verwendet. Die Ergebnisse für das Kalenderjahr sind in Abbildung 6.4 für die kontinuierliche N-A-Modellierung mit disaggregierten und in Abbildung 6.5 für die mit stochastischen Niederschlägen dargestellt. Die Resultate für das Winter- und das Sommerhalbjahr sind Anhang VI, Abbildung VI.8 und Abbildung VI.9 bzw. Abbildung VI.11 und Abbildung VI.12 zu entnehmen. Die graue Bandbreite gibt jeweils das 90%-GLUE-Konfidenzintervall der 48 guten Parametersätze der GLUE-Methode mit beobachteten Niederschlägen und der beobachteten Abflussganglinie an (analog zu Kalibrierungsstrategie b)). Zum Vergleich ist in dunkelgrün (disaggregierte Niederschläge) bzw. in blau (stochastische Niederschläge) das 90%-GLUE-Konfidenzintervall dargestellt, das mit der GLUE-Methode unter Verwendung der synthetischen Niederschlagsdaten und der AEV der beobachteten Abflussmaxima (analog zu Kalibrierungsstrategie d) bzw. e)) bestimmt wurde. Die Ergebnisse zeigen, dass die Anwendung der guten Parametersätze der Ganglinie für die Extremwertmodellierung zu deutlich größeren Unsicherheitsbandbreiten führt. Insbesondere zeigt sich, dass die beobachteten Extremwerte deutlich unterschätzt und nur, besonders bei Verwendung der stochastischen Niederschlagsdaten, leicht überschätzt werden. Ein Vergleich der beobachteten Extremwerte mit

der beobachteten Ganglinie zeigt, dass im Beobachtungszeitraum der Ganglinie keine Abflüsse mit einem Wiederkehrintervall größer als 15 Jahre enthalten sind. Außerdem tritt bei der N-A-Modellierung der Ganglinie bei größeren Abflüssen eher eine Unterschätzung als eine Überschätzung der Abflüsse auf. Zudem ist die Unterschätzung deutlich größer als die Überschätzung.

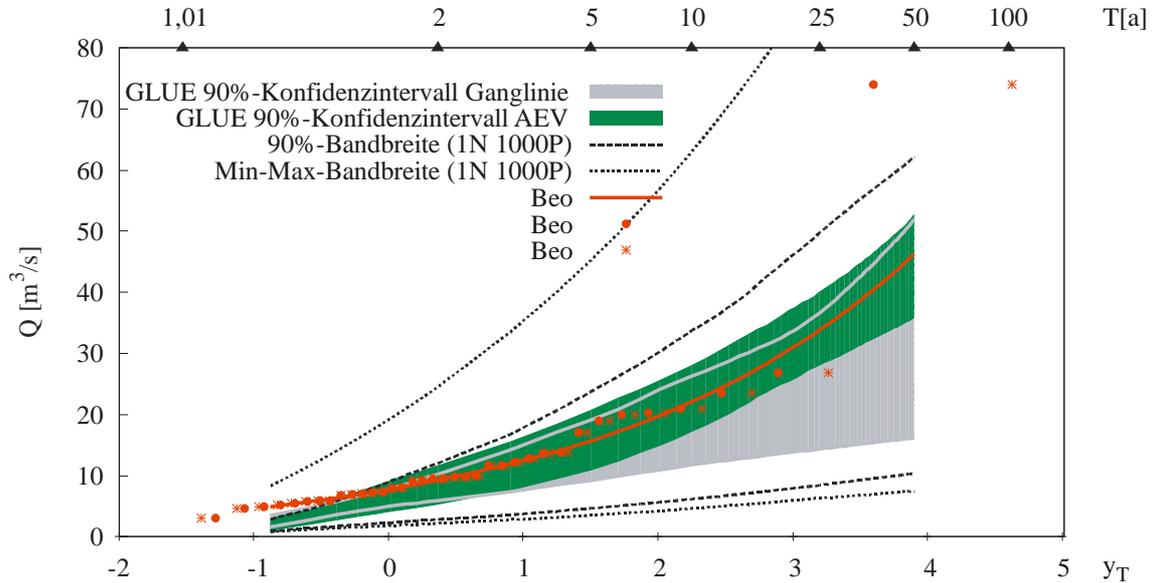


Abbildung 6.4 Verteilung HQ (Kalenderjahr); N-Belastung disaggregierte Niederschläge (eine Realisierung à 36 Jahre); rot: beobachtete Abflussscheitel (Weibull bzw. DVWK Plotting Position) bzw. angepasste AEV; grau: modellierte GLUE Bandbreite (90%-GLUE-Konfidenzintervall) (48 aus 1000 Parametersätze) (beo N Ganglinie); dunkelgrün: modellierte GLUE Bandbreite 90%-Konfidenzintervall (96 aus 1000 Parametersätze) (disaggN AEV GJ); gestrichelt: 90%-Konfidenzintervall der 1000 Parametersätze; gepunktet: Minimum-Maximum-Bandbreite der 1000 Parametersätze

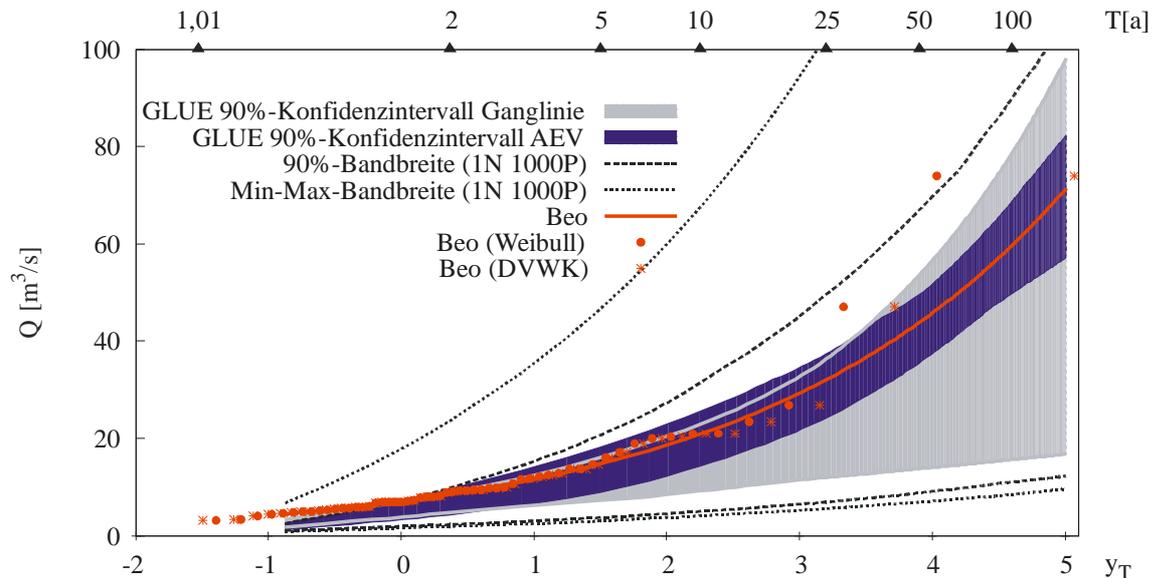


Abbildung 6.5 Verteilung HQ (Kalenderjahr); N-Belastung stochastische Niederschläge (eine Realisierung à 100 Jahre); rot: beobachtete Abflussscheitel (Weibull bzw. DVWK Plotting Position) bzw. angepasste AEV; grau: modellierte GLUE Bandbreite (90%-GLUE-Konfidenzintervall) (48 aus 1000 Parametersätze) (beo N Ganglinie); blau: modellierte GLUE Bandbreite 90%-Konfidenzintervall (55 aus 1000 Parametersätze) (stochN AEV GJ); gestrichelt: 90%-Konfidenzintervall der 1000 Parametersätze; gepunktet: Minimum-Maximum-Bandbreite der 1000 Parametersätze

Die Vor- und Nachteile der GLUE-Methode zur Bestimmung von Extremwertabflüssen lassen sich wie folgt zusammenfassen. Wird die N-A-Modellierung für die GLUE-Methode mit beobachteten Niederschlagsdaten und einer beobachteten Ganglinie durchgeführt, so sind die Rechenzeiten auf Grund der meist begrenzten Zeitreihenlängen deutlich kürzer, als bei der Verwendung von synthetischen Niederschlagsdaten. Somit wird bei der N-A-Modellierung zur Bestimmung der Abflussextrwerte Rechenzeit eingespart, da hier nur noch die guten Parametersätze verwendet werden müssen. Außerdem werden keine beobachteten Abflussscheitelwerte benötigt. Diesen Vorteilen steht jedoch der gravierende Nachteil gegenüber, dass bei der Anwendung der für die Ganglinie guten Parametersätze mit synthetischen Niederschlagsdaten für die Bestimmung von Bemessungswerten die Unsicherheit der Extremwerte sehr groß wird. Dies hat zur Folge, dass die ermittelten Bemessungswerte in der Praxis nicht verwendet werden können. Die Vorteile der N-A-Modellierung für die GLUE-Methode direkt mit synthetischen Niederschlagsdaten und der Verteilungsfunktion der beobachteten Abflussscheitelwerte liegen darin, dass die Unsicherheitsbandbreite direkt für die angepasste Verteilungsfunktion bestimmt wird. Daraus resultieren deutlich kleinere Bandbreiten für die Bestimmung der Bemessungswerte. Des Weiteren sind keine zeitlich hochaufgelösten kontinuierlich beobachteten Abflussdaten erforderlich. Da jedoch deutlich längere Zeiträume modelliert werden müssen, ist die Rechenzeit je nach Anzahl der zu untersuchenden Parametersätze deutlich größer. Zusätzlich sind beobachtete Extremwerte des Abflusses für die Anpassung von Verteilungsfunktionen erforderlich. Trotz der erwähnten Nachteile, ist diese Vorgehensweise jedoch zu empfehlen.

6.3 GLUE unter Verwendung verschiedener Niederschlagsrealisierungen

In Abbildung 6.6 (disaggregierte Niederschlagsdaten) und Abbildung 6.7 (stochastische Niederschläge) sind für das Kalenderjahr die modellierten Unsicherheitsbandbreiten der Verteilungsfunktion der Abflussscheitelwerte (90%-GLUE-Konfidenzintervall) dargestellt, die aus den Unsicherheiten der Niederschlagsrealisierungen resultieren. Sowohl die mit disaggregierten (dunkelgrün) als auch die mit stochastischen (blau) Niederschlägen modellierten GLUE-Bandbreiten umschließen die Beobachtung (rot) gut. Dabei liefern bei der N-A-Modellierung mit den disaggregierten Niederschlagsdaten 96 Niederschlagsrealisierungen einen Zielfunktionswert über dem Schwellwert, während es bei der Modellierung mit den stochastischen Niederschlägen nur 32 der 100 Realisierungen sind (siehe auch Tabelle 6.4). Diese Unterschiede zeigen sich besonders, wenn das 90%-Konfidenzintervall (gestrichelt) bzw. die gesamte Minimum-Maximum-Bandbreite (gepunktet) der aus den 100 Niederschlagsrealisierungen resultierenden Unsicherheitsbandbreiten der Extremwertabflüsse betrachtet werden. Im Vergleich zeigt sich hierbei, dass die mit disaggregierten Niederschlagsdaten modellierten Bandbreiten deutlich schmaler sind, als die mit stochastischen Niederschlägen erzeugten. Daraus kann jedoch nicht der Rückschluss gezogen werden, dass die statistische Niederschlagsdisaggregation weniger unsicher ist, als die hybride stochastische Niederschlagsgenerierung. Die disaggregierten Niederschläge sind durch die vorgegebenen beobachteten Tageswerte beschränkter. Zusätzlich ist bei den disaggregierten Niederschlagsdaten der zeitliche Verlauf in gewisser Weise durch die beobachteten Tageswerte vorgegeben.

Die modellierten Unsicherheitsbandbreiten für das Winter- und das Sommerhalbjahr sind in Anhang VI, Abbildung VI.14 und Abbildung VI.15 für die N-A-Modellierung mit disaggregierten und in Abbildung VI.17 und Abbildung VI.18 mit stochastischen Niederschlagsdaten dargestellt.

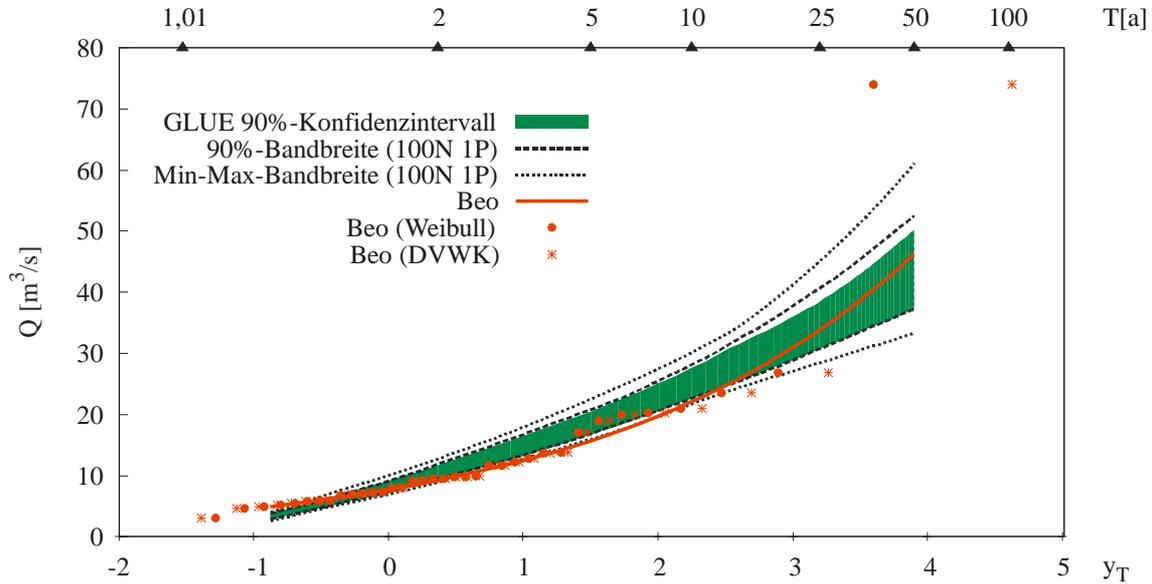


Abbildung 6.6 Verteilung HQ (Kalenderjahr); N-Belastung disaggregierte Niederschläge (100 Realisierungen à 36 Jahre); rot: beobachtete Abflussscheitel (Weibull bzw. DVWK Plotting Position) bzw. angepasste AEV; dunkelgrün: modellierte GLUE Bandbreite (90%-GLUE-Konfidenzintervall) (96 aus 100 Niederschlagsrealisierungen); gestrichelt: 90%-Konfidenzintervall der 100 Niederschlagsrealisierungen; gepunktet: Minimum-Maximum-Bandbreite der 100 Niederschlagsrealisierungen

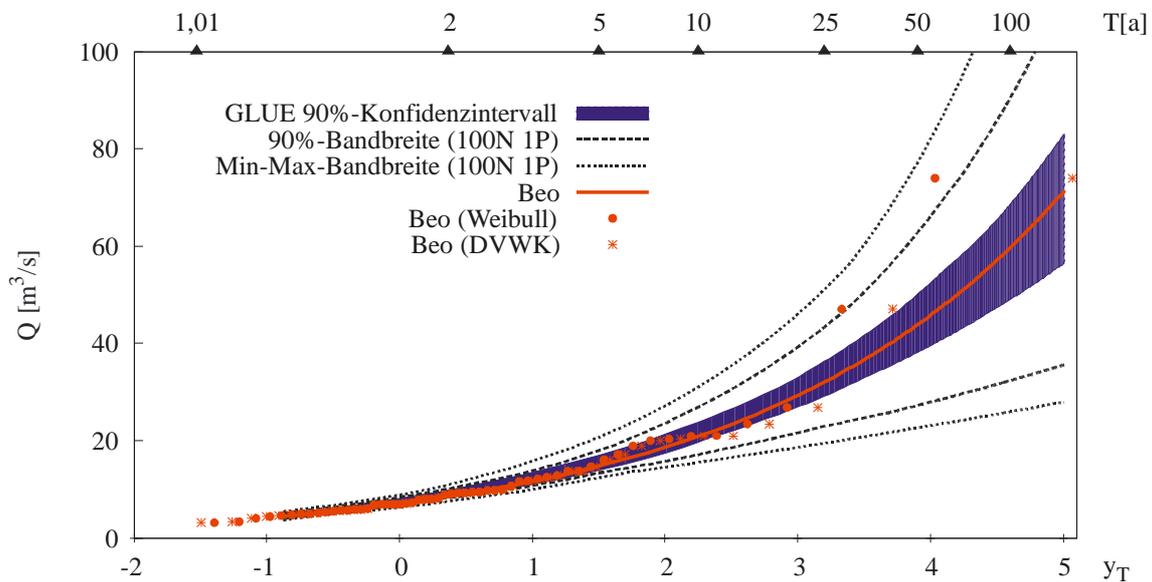


Abbildung 6.7 Verteilung HQ (Kalenderjahr); N-Belastung stochastische Niederschläge (100 Realisierungen à 100 Jahre); rot: beobachtete Abflussscheitel (Weibull bzw. DVWK Plotting Position) bzw. angepasste AEV; blau: modellierte GLUE Bandbreite (90%-GLUE-Konfidenzintervall) (32 aus 100 Niederschlagsrealisierungen); gestrichelt: 90%-Konfidenzintervall der 100 Niederschlagsrealisierungen; gepunktet: Minimum-Maximum-Bandbreite der 100 Niederschlagsrealisierungen

6.4 GLUE unter Verwendung verschiedener Modellparametersätze und verschiedener Niederschlagsrealisierungen

Im Folgenden werden die Unsicherheitsbandbreiten der modellierten Scheitelabflüsse, die aus der Kombination der Unsicherheit der Modellparameter des hydrologischen Modells und der Unsicherheit der Niederschlagsrealisierungen der synthetischen Niederschläge resultieren dargestellt. Abbildung 6.8 zeigt für das Kalenderjahr das 90%-GLUE-Konfidenzintervall (dunkelgrün) der AEV, wenn die N-A-Modellierung mit den disaggregierten Niederschlagsdaten durchgeführt wird. Das 90%-GLUE-Konfidenzintervall der AEV (blau) für das Kalenderjahr, das aus der N-A-Modellierung mit stochastischen Niederschlägen resultiert, ist Abbildung 6.9 zu entnehmen. Für beide Niederschlagsbelastungen zeigt sich, dass das modellierte 90%-GLUE-Konfidenzintervall die AEV der Beobachtung gut umschließt und eine recht geringe Unsicherheitsbandbreite liefert. Dabei wird unter Verwendung der jeweils 100 Niederschlagsrealisierungen für 85 bzw. 84 der 1000 Parametersätze mit den disaggregierten bzw. den stochastischen Niederschlagsdaten, bezogen auf die AEV der Beobachtung, ein NSK größer 0,75 berechnet (siehe auch Tabelle 6.2). Die Unsicherheitsbandbreiten der modellierten AEV weiten sich deutlich auf, wenn nicht das 90%-GLUE-Konfidenzintervall, sondern das 90%-Konfidenzintervall (gestrichelte Linien) der 1000 Rechenläufe bzw. die Minimum-Maximum-Bandbreite (gepunktete Linien) der 1000 Rechenläufe betrachtet werden. Im Vergleich zur Variante I (1N 1000P) zeigt sich, dass die Verwendung von 100 Niederschlagsrealisierungen nur zu einer geringen Spannweitenvergrößerung der Minimum-Maximum-Bandbreite führt. Die Veränderung des 90%-GLUE-Konfidenzintervalls ist unwesentlich. Die Ergebnisse für das Winter- und das Sommerhalbjahr mit den disaggregierten bzw. den stochastischen Niederschlägen sind in Anhang VI, Abbildung VI.20 und Abbildung VI.21 bzw. Abbildung VI.23 und Abbildung VI.24 dargestellt.

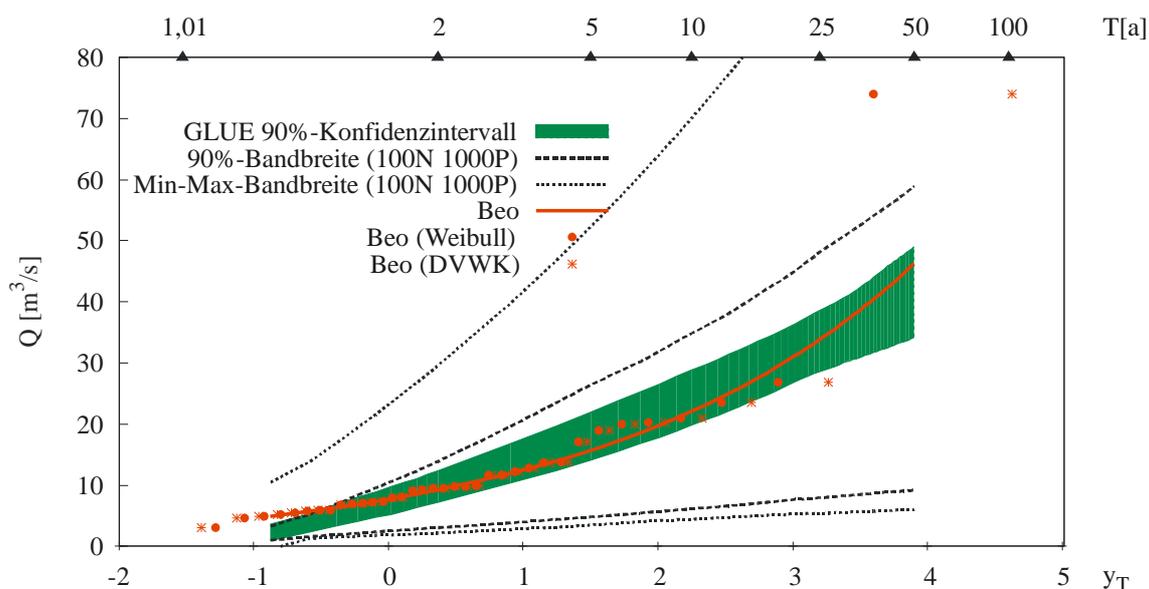


Abbildung 6.8 Verteilung HQ (Kalenderjahr); N-Belastung disaggregierte Niederschläge (100 Realisierungen à 36 Jahre); rot: beobachtete Abflussscheitel (Weibull bzw. DVWK Plotting Position) bzw. angepasste AEV; dunkelgrün: modellierte GLUE Bandbreite (90%-GLUE-Konfidenzintervall) (85 aus 1000 Parametersätzen in Kombination mit 100 Niederschlagsrealisierungen (100N 1000P)); gestrichelt: 90%-Konfidenzintervall (100N 1000P); gepunktet: Min-Max-Bandbreite (100N 1000P)

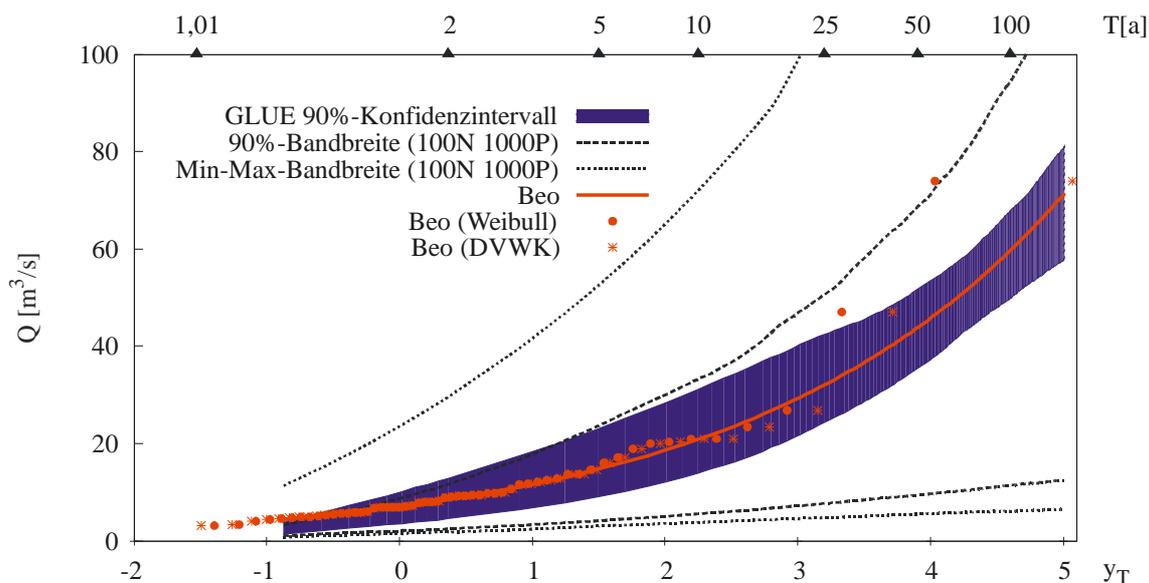


Abbildung 6.9 Verteilung HQ (Kalenderjahr); N-Belastung stochastische Niederschläge (100 Realisierungen à 100 Jahre); rot: beobachtete Abflussscheitel (Weibull bzw. DVWK Plotting Position) bzw. angepasste AEV; blau: modellierte GLUE Bandbreite (90%-GLUE-Konfidenzintervall) (84 aus 1000 Parametersätzen in Kombination mit 100 Niederschlagsrealisierungen (100N 1000P)); gestrichelt: 90%-Konfidenzintervall (100N 1000P); gepunktet: Minimum-Maximum-Bandbreite (100N 1000P)

6.5 Schlussfolgerungen zur GLUE-Methode

Abschließend werden die Ergebnisse der Unsicherheitsfallstudie unter Verwendung der GLUE-Methode zusammengefasst, um den praktischen Nutzen der erhaltenen Informationen zu den Unsicherheitsbandbreiten zu erläutern und die Konsequenzen der Ergebnisse zu bewerten. Insbesondere wird dabei herausgestellt, welche Parametersätze und Niederschlagsrealisierungen verwendet werden sollten, um den Effekt einer Hochwasserschutzmaßnahme unter Berücksichtigung der vorhandenen Unsicherheitsbandbreite zu prüfen.

Die Ergebnisse der modellierten Unsicherheitsbandbreiten unter Verwendung der disaggregierten und der stochastischen Niederschlagsdaten für die N-A-Modellierung lassen sich folgendermaßen zusammenfassen:

- Die Bandbreite, die aus der N-A-Modellierung mit 1000 Parametersätzen und einer Niederschlagsrealisierung (I) (siehe Kapitel 6.2) resultiert, ist größer, als die Bandbreite, die sich aus der N-A-Modellierung mit einem Parametersatz und 100 Niederschlagsrealisierungen (II) (siehe Kapitel 6.3) ergibt, wenn die Minimum-Maximum-Bandbreiten betrachtet werden. Die 90%-GLUE-Konfidenzintervalle der Varianten I und II unterscheiden sich nicht so maßgeblich, wobei auch hier Variante I eine größere Spannweite liefert.
- Die Kombination aus 1000 Parametersätzen und 100 Niederschlagsrealisierungen (III) führt bei der N-A-Modellierung gegenüber Variante I nur zu einer geringen Spannweitenvergrößerung der Minimum-Maximum-Bandbreite der Extremwertabflüsse. Dies lässt darauf schließen, dass die Unsicherheit der Modellparameter die der Niederschlagsrealisierungen nahezu komplett kompensiert. Die Veränderung des 90%-GLUE-Konfidenzintervalls der Abflussbemessungswerte ist ebenfalls unwesentlich.

- Die Wahl des Schwellwertes der GLUE-Methode hat maßgeblichen Einfluss auf die Breite des 90%-GLUE-Konfidenzintervalls. Ein kleinerer Wert führt hier zu einer größeren, ein größerer zu einer kleineren Bandbreite. Bei den untersuchten Varianten verändert sich das 90%-GLUE-Konfidenzintervall vor allem für die größeren Abflüsse nicht wesentlich. Es ist jedoch zu beachten, dass die Anzahl der Parametersätze bzw. Niederschlagsrealisierungen die zu guten Modellläufen führen zum Teil sehr unterschiedlich ist (siehe auch Kapitel 6.1, Tabelle 6.1 bis Tabelle 6.4).

In den Fällen I und III, d.h. in Kombination mit 1000 Parametersätzen, unterscheiden sich die mit disaggregierten bzw. stochastischen Niederschlagsdaten modellierten Abflussbandbreiten nur unwesentlich. Dies kann damit begründet werden, dass die Unsicherheit der Modellparameter deutlich größer als die der Niederschlagsrealisierungen ist. In Variante II (100N 1P) ist die mit disaggregierten Niederschlagsdaten modellierte Unsicherheitsbandbreite der Verteilungsfunktion der Abflussscheitelwerte jedoch deutlich geringer, als die aus der N-A-Modellierung mit stochastischen Niederschlägen resultierende. Dies lässt jedoch nicht den Rückschluss zu, dass die statistische Niederschlagsdisaggregation generell weniger unsicher ist, als die hybride stochastische Niederschlagsgenerierung (siehe auch Diskussion unter Kapitel 6.3). Vielmehr resultieren die unterschiedlichen Bandbreiten aus den anders verwendeten Beobachtungsdaten und den verschiedenen Prognosezeiträumen.

Generell ist die Bestimmung von Abflussbemessungswerten mit Unsicherheitsbandbreite mit der N-A-Modellierung unter Verwendung synthetischer Niederschlagsdaten und der GLUE-Methode möglich. Dabei ist zu berücksichtigen, dass die Unsicherheitsbandbreite von der Wahl des Gütekriteriums und des gewählten Schwellwertes abhängig ist. Die Unsicherheitsbandbreiten umfassen dabei alle Unsicherheiten (Eingangsdaten, Beobachtungsdaten, Modellparameter, Modellstruktur), wobei keine Differenzierung der einzelnen Unsicherheitsquellen möglich ist.

Die Anwendung von Parametersätzen, die unter Verwendung von beobachteten Niederschlagszeitreihen und einer beobachteten Abflussganglinie mit Hilfe der GLUE-Methode als behavioral bestimmt wurden, ist für die Modellierung von Bemessungsabflüssen mit synthetischen Niederschlagsdaten, für das betrachtete Untersuchungsgebiet, nicht direkt geeignet. Werden die ermittelten Parametersätze mit ihren zugehörigen Gewichten für die N-A-Modellierung mit synthetischen Niederschlagsdaten verwendet, ergeben sich für die Praxis unbrauchbar große Unsicherheitsbandbreiten (siehe Abbildung 6.4 und Abbildung 6.5). Es wird daher empfohlen, die GLUE-Methode direkt auf die Verteilungsfunktion der beobachteten Abflussscheitelwerte anzuwenden, um mit Hilfe der N-A-Modellierung Bemessungsabflüsse mit Angabe von Unsicherheitsbandbreiten zu bestimmen.

Auch wenn die Veränderung der Unsicherheitsbandbreiten zwischen Variante I und Variante III gering ist, sollte Variante III für die Ermittlung der guten Parametersätze und die Bestimmung der Bemessungswerte verwendet werden. Nur so können sowohl die Unsicherheiten des Niederschlagsmodells als auch die des hydrologischen Modells berücksichtigt werden. Außerdem entfällt dadurch die subjektive Auswahl einer einzelnen geeigneten Niederschlagsrealisierung, wie dies in Variante I erforderlich ist. Die erhaltenen Parametersätze und Nieder-

schlagsrealisierungen können in der Folge für die Modellierung und Überprüfung der Auswirkungen von Hochwasserschutzmaßnahmen verwendet werden, indem die ermittelten Gewichte übernommen werden.

Für Variante I und III könnten Klimaänderungen bzw. Veränderungen im Niederschlagsregime durch Änderung der Niederschlagszeitreihen unter Beibehaltung der Parametersätze und Gewichte berücksichtigt werden. Damit wären Aussagen über die Auswirkungen möglicher Klimaänderungen auf die Bemessungswerte unter Angabe von Unsicherheitsbandbreiten möglich. Für Variante II ist diese Vorgehensweise nicht möglich, da hier nur ein Parametersatz verwendet wurde und die Unsicherheit der verschiedenen Niederschlagsrealisierungen den Gewichten der Modellläufe zugeordnet wurde.

Kapitel 7

Schlussfolgerungen und Ausblick

Die Dimensionierung wasserwirtschaftlicher Anlagen erfordert Abflussbemessungswerte verschiedener Wiederkehrintervalle. In der vorliegenden Arbeit wurden unterschiedliche Strategien zur Kalibrierung des hydrologischen Modells zur abgeleiteten Hochwasserstatistik untersucht. Zum einen wurden die klassischen Varianten der ereignisbasierten und kontinuierlichen Kalibrierung des hydrologischen Modells unter Verwendung von beobachteten Niederschlagszeitreihen und beobachteten Abflussganglinien angewendet. Zum anderen wurde eine neue Strategie entwickelt, die zur Schätzung der Parametersätze des hydrologischen Modells synthetisch generierte Niederschlagszeitreihen und die Verteilungsfunktion der beobachteten Abflussscheitelwerte berücksichtigt. Die Eignung der resultierenden Parametersätze zur Bestimmung von Abflussbemessungswerten wurde in der Anwendung im Vergleich der, an die beobachteten und modellierten Abflussscheitelwerte angepassten, Allgemeinen Extremwertverteilung bewertet. Dabei wurden nicht nur die Abflussbemessungswerte, sondern auch die resultierenden Unsicherheitsbandbreiten betrachtet. In der vorliegenden Arbeit wurden zur Kalibrierung des hydrologischen Modells auf der Niederschlagsseite neben beobachteten Niederschlagszeitreihen auch statistisch disaggregierte Niederschlagstageswerte und mit einem hybriden raum-zeitlichen Modell generierte stochastische Niederschlagsdaten verwendet. Auf der Abflussseite wurden die beobachtete Abflussganglinie und die beobachteten Abflussscheitelwerte genutzt. Die Ermittlung der Abflussbemessungswerte erfolgte einerseits ereignisbasiert unter Verwendung von KOSTRA-Niederschlägen und andererseits kontinuierlich mit anschließender Extremwertstatistik, wenn die synthetischen Niederschlagszeitreihen als Niederschlagsbelastung verwendet wurden. Des Weiteren wurde eine Unsicherheitsfallstudie unter Verwendung der GLUE-Methode (BEVEN & BINLEY 1992) durchgeführt, um zum einen die Unsicherheit der Parameter des hydrologischen Modells und die der synthetischen Niederschlagsdaten zu quantifizieren. Zum anderen wurde untersucht, ob sich die Unsicherheiten der Parameter des hydrologischen Modells und die der synthetischen Niederschlagsdaten in der Kombination addieren oder kompensieren.

Die untersuchten Strategien zur Kalibrierung des hydrologischen Modells unter Verwendung verschiedener Niederschlags- und Abflussdaten und der anschließende Einsatz der ermittelten Parametersätze zur Modellierung von Abflussbemessungswerten führen zu folgenden Schlussfolgerungen:

- Die zur Kalibrierung des hydrologischen Modells verwendeten Niederschlags- und Abflussdaten besitzen maßgeblichen Einfluss auf die Eignung des resultierenden Parametersatzes für die N-A-Modellierung zur Bestimmung von Abflussbemessungswerten.
- Die ereignisbasierte N-A-Modellierung mit KOSTRA-Niederschlagsdaten führt für drei der vier Untersuchungsgebiete zu nicht zufriedenstellenden Resultaten. Dabei wurden Parametersätze verwendet, die aus der Kalibrierung des hydrologischen Modells mit beobachteten Niederschlags- und Abflussdaten zum einen auf Einzelereignisse und zum anderen auf eine kontinuierliche Abflussganglinie resultierten.

- Die klassische Kalibrierung des hydrologischen Modells unter Verwendung beobachteter Niederschlagsdaten und einer meist recht kurzen zeitlich hochaufgelösten beobachteten Abflussganglinie ist für die abgeleitete Hochwasserstatistik mit synthetischen Niederschlagsdaten und kontinuierlicher N-A-Modellierung nicht zielführend (siehe auch LAMB 1999).
- Die Berücksichtigung der kontinuierlichen synthetischen Niederschlagsdaten und der beobachteten Abflussscheitelwerte bereits zur Kalibrierung des hydrologischen Modells führt in der Anwendung zu einer Reduktion der modellierten Unsicherheitsbandbreiten und einer besseren Übereinstimmung der Modellierung mit der Beobachtung.

An Hand der neu entwickelten Strategie zeigt sich, dass für die abgeleitete Hochwasserstatistik die Verwendung der synthetischen Niederschlagsreihen und der beobachteten Abflussscheitelwerte zur Kalibrierung des hydrologischen Modells zu empfehlen ist. Die Berücksichtigung der beobachteten Abflussscheitel führt zu einer Vergrößerung des Stichprobenumfangs der, für die Bestimmung von Bemessungsabflüssen maßgebenden, selteneren Abflussereignisse, die in meist kürzeren zeitlich hochaufgelösten Abflusszeitreihen nicht in diesem Umfang enthalten sind. Die Einbindung der synthetischen Niederschlagszeitreihen in die Kalibrierung des hydrologischen Modells bietet die Möglichkeit die Unsicherheit dieser Daten zu berücksichtigen und einen für die abgeleitete Hochwasserstatistik robusten und geeigneten Parametersatz zu bestimmen.

Die Resultate zeigen weiterhin, dass die kontinuierliche N-A-Modellierung der ereignisbasierten vorzuziehen ist. Damit werden nicht nur realistischere Bemessungsabflüsse erzielt, sondern es wird auch die Problematik der unbekanntenen Anfangsbedingungen umgangen.

Für Wiederkehrintervalle, die nicht wesentlich über die Zeitreihenlänge der beobachteten Tageswertstationen hinausreichen, ist die Verwendung von disaggregierten Niederschlagstageswerten zu empfehlen. Zum einen kann hier auf das dichtere Messnetz der Tageswertstationen zurückgegriffen werden, so dass das räumliche Niederschlagsbild, zumindest auf der Basis von Tageswerten, besser berücksichtigt werden kann. Zum anderen liefern die Niederschlagstageswerte eine tatsächlich beobachtete Abfolge von Niederschlagsereignissen. Für Wiederkehrintervalle, die deutlich seltener als der Beobachtungs- und Modellierungszeitraum der Niederschlagstageswertstationen sind, ist eine Extrapolation der an die modellierten Abflussscheitelwerte angepassten Verteilungsfunktion erforderlich. Diese über den Beobachtungs- und Modellierungszeitraum hinausgehende Extrapolation ist jedoch mit Unsicherheiten verbunden und daher nur bedingt zu empfehlen.

Für die selteneren Wiederkehrintervalle empfiehlt sich der Einsatz stochastisch generierter Niederschläge. Die stochastischen Niederschlagsdaten basieren auf den statistischen Kenngrößen beobachteter Zeitreihen, ihre Zeitreihenlänge kann jedoch frei generiert werden. Somit ist es möglich, den Zeitraum so zu wählen, dass für die Bestimmung der Abflussbemessungswerte keine Extrapolation erforderlich ist. Des Weiteren ist es bei den stochastischen Niederschlagsdaten möglich, Ereignisabfolgen zu generieren, die zwar in Realität so noch nicht beobachtet wurden, jedoch realistisch möglich sind. Auf diese Weise können auch Aus-

sagen zu selteneren Abflussereignissen getroffen werden, als im Beobachtungszeitraum aufgetreten sind.

Die Schlussfolgerungen, die aus den Untersuchungen der Kalibrierungsstrategie und der Anwendung der ermittelten Parametersätze für die abgeleitete Hochwasserstatistik resultieren, werden von den Ergebnissen der Unsicherheitsfallstudie unter Verwendung der GLUE-Methode bestätigt. Diese lieferte für die durchgeführten Untersuchungen folgende Resultate:

- Die Unsicherheitsbandbreite (90%-GLUE-Konfidenzintervall) der an die modellierten Abflussscheitelwerte angepassten Allgemeinen Extremwertverteilungen hängt maßgeblich von dem vorgegebenen Schwellwert ab. Für die durchgeführten Varianten ändert sie sich relativ wenig. Allerdings variiert die Anzahl der Parametersätze und Niederschlagsrealisierungen, die zu guten Modellläufen (Gütekriterium oberhalb des Schwellwertes) führen zum Teil deutlich. Somit wird die Bandbreite bei unsichereren Eingangsgangdaten durch eine geringere Anzahl guter Rechenläufe beschrieben.
- Wird an Stelle des 90%-GLUE-Konfidenzintervalls die gesamte Unsicherheitsbandbreite, die aus allen Parametersätzen und Niederschlagsrealisierungen resultiert, betrachtet, so zeigt sich, dass die Unsicherheitsbandbreite der Parametersätze des hydrologischen Modells deutlich größer ist, als die der generierten synthetischen Niederschlagsdaten. Dies zeigt sich auch in der Kombination der Parametersätze des hydrologischen Modells und mehreren Niederschlagsrealisierungen, die nur zu einer sehr geringen Veränderung der Unsicherheitsbreite führt.
- Die Kompensation der Unsicherheit der Parametersätze des hydrologischen Modells und der Unsicherheit der Niederschlagsrealisierungen zeigt sich auch an der Anzahl der Parametersätze, die mit einer Niederschlagsrealisierung bzw. in der Kombination mit mehreren Niederschlagsrealisierungen zu geeigneten Modellläufen führen. Dabei zeigt sich, dass Niederschlagsrealisierungen, die mit einem Parametersatz kein gutes Resultat liefern, dies durchaus mit einem anderen können und umgekehrt.
- Der Vergleich der, aus der N-A-Modellierung mit disaggregierten und stochastischen Niederschlagsdaten resultierenden, Unsicherheitsbandbreiten der Allgemeinen Extremwertverteilungen der Abflussscheitelwerte zeigt, dass die modellierten Unsicherheitsbandbreiten der stochastischen Niederschlagsdaten größer sind als die der disaggregierten. Dies lässt jedoch nicht den Schluss zu, dass die statistische Disaggregation von Niederschlagstageswerten weniger unsicher ist, als die hybride stochastische Niederschlagsgenerierung. Durch die Vorgabe der beobachteten Tageswertzeitreihen ist die statistische Disaggregation begrenzter. Somit resultieren die unterschiedlichen Unsicherheitsbandbreiten im Wesentlichen aus den anders verwendeten Beobachtungsdaten und den möglichen Prognosezeiträumen.
- Die Durchführung der GLUE-Methode mit beobachteten Niederschlagsdaten und einer kontinuierlich beobachteten Abflussganglinie, und die anschließende Anwendung der geeigneten Parametersätze mit synthetischen Niederschlagsdaten für die abgeleitete Hochwasserstatistik ist, wie auch bei der Kalibrierungsstrategie, nicht zielführend.

Für die abgeleitete Hochwasserstatistik ist daher die GLUE-Methode mit vielen Parametersätzen des hydrologischen Modells und verschiedenen Realisierungen der synthetischen Niederschlagsdaten zu empfehlen. Somit können sowohl die Unsicherheiten der Parametersätze des hydrologischen Modells als auch die der Niederschlagsgenerierung berücksichtigt werden. Der Schwellwert des Gütekriteriums, der angibt, welche Rechenläufe für die Bestimmung der Unsicherheitsbandbreite berücksichtigt werden, ist sorgfältig zu wählen. Dies ist erforderlich, um zum einen weder zu kleine noch zu große Unsicherheitsbandbreiten zu bestimmen, und zum anderen eine ausreichend große Anzahl an geeigneten Rechenläufen zu erhalten.

Abschließend werden einige interessante Aspekte und Fragestellungen für weitere Forschungsaufgaben aufgeführt, die im Laufe der Untersuchungen aufgeworfen, im Rahmen der vorliegenden Arbeit jedoch nicht weiter verfolgt wurden.

Weitere Untersuchungen sollten sich mit der Abbildung des raum-zeitlichen Niederschlagsvorkommens der disaggregierten Niederschlagsdaten befassen. Mit einer verbesserten Methode könnten so für die N-A-Modellierung realistischere Niederschlagsdaten, als die in der vorliegenden Arbeit verwendeten räumlich gleichzeitigen Niederschläge, bereit gestellt werden. Ebenfalls wäre es wünschenswert mit den disaggregierten Niederschlagsdaten die unterschiedliche Genese von Winter- und Sommerniederschlägen abbilden zu können, um so die Saisonalität der Abflüsse besser modellieren zu können. Dazu könnten beispielsweise die Zeitreihen für die beiden Saisons getrennt generiert werden.

Die Ergebnisse der N-A-Modellierung mit stochastisch generierten Niederschlägen lassen darauf schließen, dass bei schlecht beobachteten Gebieten (geringe Anzahl an zeitlich hochaufgelösten Stationen), die Resultate verbessert werden könnten, wenn auch an unbeobachteten Standorten stochastische Niederschlagsdaten vorlägen. Das Ziel der besseren Abbildung des Niederschlagsgeschehens innerhalb der Pegelinzugsgebiete könnte beispielsweise durch die Regionalisierung der Parameter des Niederschlagsmodells erfolgen.

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wurde zur Entwicklung und Anwendung der Kalibrierungsstrategie ein einfaches konzeptionelles hydrologisches Modell verwendet, um die Rechenzeiten möglichst gering zu halten. Es wäre interessant die Untersuchungen mit weiteren, auch komplexeren, N-A-Modellen durchzuführen.

Literaturverzeichnis

- AD-HOC-AG BODEN (2005). Bodenkundliche Kartieranleitung. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- AJAMI, N., Q. DUAN & S. SOROOSHIAN (2007). "An integrated hydrologic Bayesian multimodel combination framework: Confronting input, parameter, and model structural uncertainty in hydrologic prediction." *Water Resources Research* 43: W01403, doi:10.1029/2005WR004745.
- ATV-DVWK (2002). Verdunstung in Bezug zu Landnutzung, Bewuchs und Boden. Merkblatt ATV-DVWK-M 504, ATV-DVWK, Deutsche Vereinigung für Wasserwirtschaft, Abwasser und Abfall. Hennef.
- BÁRDOSSY, A. (1998). "Generating precipitation time series using simulated annealing." *Water Resources Research* 34(7): 1737-1744.
- BÁRDOSSY, A. & J. BROMMUNDT (2008). Erzeugung simultan-synthetischer Niederschlagsreihen in hoher zeitlicher und räumlicher Auflösung für Baden-Württemberg. Forschungsbericht FZKA-BWPLUS. Förderkennzeichen BWR24012.
- BÁRDOSSY, A. & T. DAS (2008). "Influence on rainfall observation network on model calibration and application." *Hydrological Earth System Sciences* 12(1): 77-89.
- BARTELS, H., B. DIETZER, G. MALITZ, F. M. ALBRECHT & J. GUTTENBERGER (2005). Fortschreibungsbericht KOSTRA-DWD-2000 - Starkniederschlagshöhen für Deutschland (1951-2000), Deutscher Wetterdienst - Abteilung Hydrometeorologie, Offenbach am Main.
- BELLI, A. (2006). Untersuchungen zur zeitlichen Disaggregation kontinuierlicher Niederschlagszeitreihen. Studienarbeit. Institut für Wasserwirtschaft, Hydrologie und landwirtschaftlichen Wasserbau. Leibniz Universität Hannover. (unveröffentlicht).
- BEURTON, S. & A. H. THIEKEN (2009). "Seasonality of floods in Germany." *Hydrological Sciences-Journal-des Sciences Hydologiques* 54(1): 62-76.
- BEVEN, K. & A. BINLEY (1992). "The future of distributed models: model calibration and uncertainty prediction." *Hydrological Processes* 6: 279-298.
- BEVEN, K. (1993). "Prophecy, reality and uncertainty in distributed hydrological modelling." *Advances in Water Resources* 16: 41-51.
- BEVEN, K. & J. FREER (2001). "Equifinality, data assimilation, and uncertainty estimation in mechanistic modelling of complex environmental systems using the GLUE methodology." *Journal of Hydrology* 249: 11-29.
- BEVEN, K. J. (2001). RAINFALL-RUNOFF-MODELLING: The Primer, John Wiley & Sons Ltd, Chichester, England.
- BLAZKOVA, S. & K. BEVEN (1997). "Flood frequency prediction for data limited catchments in the Czech Republic using a stochastic rainfall model and TOPMODEL." *Journal of Hydrology* 195(1-4): 256-278.
- BLAZKOVA, S. & K. BEVEN (2002). "Flood frequency estimation by continuous simulation for a catchment treated as ungauged (with uncertainty)." *Water Resources Research* 38(8): doi:10.1029/2001WR000500.
- BLÖSCHL, G. & R. GRAYSON (2000). Flächendetaillierte Niederschlag-Abfluss-Modellierung, In Gutknecht, D. (Hrsg.): Niederschlag-Abfluss-Modellierung - Simulation und Prognose. Wiener Mitteilungen Wasser - Abwasser - Gewässer, Band 164, Seiten 33-56. Institut für Hydraulik, Gewässerkunde und Wasserwirtschaft, Technische Universität Wien.
- BLÖSCHL, G. (2007). Einsatz von Simulationsmethoden bei der Bestimmung extremer Abflüsse, In Gutknecht, D. (Hrsg.): Extreme Abflussereignisse Dokumentation - Bedeutung - Bestimmungsmethoden. Wiener Mitteilungen Wasser - Abwasser - Gewässer, Band

- 206, Seiten 227-246. Institut für Wasserbau und Ingenieurhydrologie, Technische Universität Wien.
- BLÖSCHL, G. & R. MERZ (2008). "Bestimmung von Bemessungshochwässern gegebener Jährlichkeit - Aspekte einer zeitgemäßen Strategie." *Wasserwirtschaft* 2008-11.
- CALVER, A. & R. LAMB (1995). "Flood frequency estimation using continuous rainfall-runoff modelling." *Physics and Chemistry of The Earth* 20(5-6): 479-483.
- CAMERON, D., K. BEVEN, J. TAWN & P. NADEN (2000a). "Flood frequency estimation by continuous simulation (with likelihood based uncertainty estimation)." *Hydrology and Earth System Sciences* 4(1): 23-34.
- CAMERON, D., K. BEVEN & P. NADEN (2000b). "Flood frequency estimation by continuous simulation under climate change (with uncertainty)." *Hydrology and Earth System Sciences* 4 (3): 393-405.
- CAMERON, D. S., K. J. BEVEN, J. TAWN, S. BLAZKOVA & P. NADEN (1999). "Flood frequency estimation by continuous simulation for a gauged upland catchment (with uncertainty)." *Journal of Hydrology* 219: 169-187.
- CHEBANA, F. & T. B. M. J. OUARDA (2009). "Index flood-based multivariate regional frequency analysis." *Water Resources Research* 45: W10435.
- CUNNANE, C. (1988). "Methods and merits of regional flood frequency analysis." *Journal of Hydrology* 100(1-3): 269-290.
- DE MICHELE, C. & R. ROSSO (2001). "Uncertainty Assessment of Regionalized Flood Frequency Estimates." *Journal of Hydrologic Engineering* November/Dezember 2001: 453-459.
- DE MICHELE, C. & G. SALVADORI (2003). "A Generalized Pareto intensity-duration model of storm rainfall exploiting 2-Copulas." *Journal of Geophysical Research Atmospheres* 108(4067).
- DOHERTY, J. (2004). *PEST - Model-Independent Parameter Estimation, User Manual: 5th Edition*.
- DUAN, Q., S. SOROOSHIAN & V. GUPTA (1992). "Effective and Efficient Global Optimization for Conceptual Reinfall-Runoff Models." *Water Resources Research* 28(4): 1015-1031.
- DVWK (1996). *Ermittlung der Verdunstung von Land- und Wasserflächen. DVWK-Merkblatt 238/1996, Deutscher Verband für Wasserwirtschaft und Kulturbau e.V. (DVWK), Hennef.*
- DVWK (1999a). *Statistische Analyse von Hochwasserabflüssen. DVWK Merkblatt 251/1999, Deutscher Verband für Wasserwirtschaft und Kulturbau e.V. (DVWK), Bonn.*
- DVWK (1999b). *Hochwasserabflüsse I. Einsatz von Niederschlag-Abfluss-Modellen zur Ermittlung von Hochwasserabflüssen, DVWK Schriften 124. DVWK-Arbeitskreis "Niederschlag-Abfluss-Modelle". Kommissionsvertrieb Wirtschafts- und Verlagsgesellschaft Gas und Wasser mbH, Bonn.*
- DWA (2010). *Ermittlung von Hochwasserwahrscheinlichkeiten. DWA Merkblatt 552/2010 Entwurf, Deutsche Vereinigung für Wasserwirtschaft, Abwasser und Abfall e.V. (DWA), Hennef.*
- DYCK, S. & G. PESCHKE (1995). *Grundlagen der Hydrologie. Berlin, Verlag für Bauwesen.*
- EBNER VON ESCHENBACH, A.-D., U. HABERLANDT, I. BUCHWALD & A. BELLI (2008). "Ermittlung von Bemessungsabflüssen mit N-A-Modellierung und synthetischem Niederschlag." *Wasserwirtschaft* 98(11): 19-23.
- FELDMAN, A. D., EDITOR (2000). *Hydrological Modeling System HEC-HMS, Technical Reference Manual, 155 Seiten*
- FLEMING, M. & V. NEARY (2004). "Continuous Hydrologic Modeling Study with the Hydrologic Modeling System." *Journal of Hydrologic Engineering* May/June: 175-183.

-
- GATTKE, C. (2006). Modellvergleiche zur Untersuchung struktureller Unsicherheiten – Anwendung objektorientierter Methoden in der hydrologischen Modellierung. Dissertation. Ruhr-Universität Bochum, Fakultät für Bauingenieurwesen, Lehrstuhl für Hydrologie, Wasserwirtschaft und Umwelttechnik.
- GÖTZINGER, J. & A. BÁRDOSSY (2008). "Generic error model for calibration and uncertainty estimation of hydrological models." *Water Resources Research* 44: W00B07, doi:10.1029/2007WR006691.
- GRUNDMANN, J. (2010). Analyse und Simulation von Unsicherheiten in der Flächendifferenzierten Niederschlags-Abfluss-Modellierung. Dissertation. Dresdener Schriften zur Hydrologie, Heft 8. Institut für Hydrologie und Meteorologie. Lehrstuhl für Hydrologie. Technische Universität Dresden.
- GÜNTNER, A., J. OLSSON, A. CALVER & B. GANNON (2001). "Cascade-based disaggregation of continuous rainfall time series: the influence of climate." *Hydrology and Earth System Sciences* 5(2): 145-164.
- GUPTA, H. V., K. J. BEVEN & T. WAGENER (2005). Model Calibration and Uncertainty Estimation. In Anderson, M. G. (Editor), *Encyclopedia of Hydrological Sciences*, Chapter 11. Rainfall-Runoff Modeling, John Wiley & Sons Ltd.
- GUTKNECHT, D., G. BLÖSCHL, C. RESZLER & H. HEINDL (2006). "Ein "Mehr-Standbeine"-Ansatz zur Ermittlung von Bemessungshochwässern kleiner Auftretenswahrscheinlichkeit." *Österreichische Wasser- und Abfallwirtschaft* 58(3-4): 44-50.
- GUTKNECHT, D. (2007a). Bestimmungsmethoden - Überblick, In Gutknecht, D. (Hrsg.): *Extreme Abflussereignisse Dokumentation - Bedeutung - Bestimmungsmethoden*. Wiener Mitteilungen Wasser - Abwasser - Gewässer, Band 206, Seiten 155-180. Institut für Wasserbau und Ingenieurhydrologie, Technische Universität Wien.
- HABERLANDT, U. (1997). "Stochastische Niederschlagsbelastung für Schmutzfrachtberechnungen in Mischwassersystemen." *Wasserwirtschaft* 87(1): 26-31.
- HABERLANDT, U. (1998). "Stochastic Rainfall Synthesis Using Regionalized Model Parameters." *Journal of Hydrologic Engineering* 3(3): 160-168.
- HABERLANDT, U., A.-D. EBNER VON ESCHENBACH & I. BUCHWALD (2008a). "A space-time hybrid hourly rainfall model for derived flood frequency analysis." *Hydrology and Earth System Sciences* 12(6): 1353-1367.
- HABERLANDT, U., A.-D. EBNER VON ESCHENBACH, P. HESSE, G. MALITZ, B. PFÜTZNER, E. REIMER, S. SODOUDI, K. STRICKER & W. WILLEMS (2008b). *HW-BODE: Extreme Hochwasserereignisse und Kumulschadenspotenziale im Bodegebiet*. Leibniz Universität Hannover, Institut für Wasserwirtschaft, Hydrologie und landwirtschaftlichen Wasserbau, Endbericht, unveröffentlicht
- HABERLANDT, U., A.-D. EBNER VON ESCHENBACH, P. HESSE, G. MALITZ, B. PFÜTZNER, E. REIMER, S. SODOUDI, K. STRICKER & W. WILLEMS (2009). "Gemeinsame Modellierung von Niederschlag, Abfluss, Überflutung und Schaden im Flussgebiet der Bode." *Hydrologie und Wasserbewirtschaftung* 53(1): 13-24.
- HABERLANDT, U., Y. HUNDECHA, M. PAHLOW & A. SCHUMANN (2011). Rainfall generators for application in flood studies. In: Schumann, A. (Ed.), *Flood Risk Assessment and Management*. Springer, S. 117-147.
- HOSKING, J. R. M., J. R. WALLIS & E. F. WOOD (1985). "Estimation of the generalized extreme value distribution by the method of probability-weighted moments." *Technometrics* 27(3): 251-261.
- HOSKING, J. R. M. & J. R. WALLIS (1997). *Regional Frequency Analysis: An Approach Based on L-Moments*. New York, Cambridge University Press.
- ITWH/DWD (2005). Software "KOSTRA-DWD 2000". Hannover, Institut für technisch-wissenschaftliche Hydrologie, www.itwh.de.

- KAVETSKI, D., G. KUCZERA & S. FRANKS, W. (2006a). "Bayesian analysis of input uncertainty in hydrological modeling: 1. Theory." *Water Resources Research* 42: W03407, doi:10.1029/2005WR004368.
- KAVETSKI, D., G. KUCZERA & S. FRANKS, W. (2006b). "Bayesian analysis of input uncertainty in hydrological modeling: 2. Application." *Water Resources Research* 42: W03408, doi:10.1029/2005WR004376.
- KLEIN, B. (2009). Ermittlung von Ganglinien für die risikoorientierte Hochwasserbemessung von Talsperren. Dissertation. Schriftenreihe Hydrologie & Wasserwirtschaft Ruhr-Universität Bochum, Heft 25
- KLUGE, C. (1996). Wahrscheinlichkeitsanalyse von Hochwasserdurchflüssen - Statistische Verfahren zur Anpassung ausgewählter Verteilungsfunktionen. *Dresdner Berichte* 7, Institut für Siedlungs- und Industrierwasserwirtschaft, Institut für Hydrologie und Meteorologie der Technischen Universität Dresden.
- KUCZERA, G., D. KAVETSKI, S. FRANKS & M. THYER (2006). "Towards a Bayesian total error analysis of conceptual rainfall-runoff models: Characterising model error using storm-dependent parameters." *Journal of Hydrology* 331: 161-177.
- LAMB, R. (1999). "Calibration of a conceptual rainfall-runoff model for Flood frequency estimation by continuous simulation." *Water Resources Research* 35(10): 3103-3114.
- LAMB, R. & A. L. KAY (2004). "Confidence intervals for a spatially generalized, continuous simulation flood frequency model for Great Britain." *Water Resources Research* 40: W07501, doi:10.1029/2003WR002428.
- LAMB, R. (2005). Rainfall-runoff Modeling for Flood Frequency Estimation. In Anderson, M. G. (Editor), *Encyclopedia of Hydrological Sciences*, Chapter 11. Rainfall-Runoff Modeling, John Wiley & Sons Ltd.
- LAWA (1997). Pegelvorschrift - Stammtext. 4. überarbeitete Auflage, Länderarbeitsgemeinschaft Wasser (LAWA), Bundesministerium für Verkehr (BMV), Kulturbuchverlag, Berlin/Bonn.
- LHW (2005). Deutsches gewässerkundliches Jahrbuch. Elbegebiet Teil I. Hrsg: Landesbetrieb für Hochwasserschutz und Wasserwirtschaft Sachsen-Anhalt.
- LU, L.-H. & J. R. STEDINGER (1992). "Variance of two- and tree-parameter GEV/PWM quantile estimators: formulae, confidence intervals, and a comparison." *Journal of Hydrology* 138: 247-267.
- LUTZ, W. (1984). Berechnung von Hochwasserabflüssen unter Anwendung von Gebietskenngrößen, Heft 24, Institut für Hydrologie und Wasserwirtschaft, Universität Karlsruhe.
- MAKKONEN, L. (2008a). "Problems in the extreme value analysis." *Structural Safety* 30: 405-419.
- MAKKONEN, L. (2008b). "Bringing Closure to the Plotting Position Controversy." *Communications in Statistics - Theory and Methods* 37: 460-467.
- MALITZ, G. (2005). Grundlagenbericht KOSTRA-DWD-2000 - Starkniederschlagshöhen für Deutschland (1951-2000), Deutscher Wetterdienst - Abteilung Hydrometeorologie, Offenbach am Main.
- MANIAK, U. (2010). *Hydrologie und Wasserwirtschaft - Eine Einführung für Ingenieure*, 6. neu bearbeitete Auflage, 686 Seiten, Springer Verlag, Berlin.
- MELCHING, C. S. (1995). Reliability Estimation. In Singh, V.P. (Editor), *Computer Models of watershed Hydrology*, Water Resources Publications, Colorado, USA, Seiten 69-118.
- MERZ, B. (2006). *Hochwasserrisiken - Grenzen und Möglichkeiten der Risikoabschätzung*, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele u. Obermiller). Stuttgart.
- MERZ, R., G. BLÖSCHL & U. PLOCK-ELLENA (1999). "Zur Anwendbarkeit des Gradex-Verfahrens in Österreich." *Österreichische Wasser- und Abfallwirtschaft* 51(11/12): 291-304.

-
- MERZ, R. & G. BLÖSCHL (2005). "Flood frequency regionalisation--spatial proximity vs. catchment attributes." *Journal of Hydrology* 302(1-4): 283-306.
- MERZ, R. (2006). Regionalisierung von statistischen Hochwasserkenngößen, In Gutknecht, D. (Hrsg.): *Methoden der hydrologischen Regionalisierung*. Wiener Mitteilungen Wasser - Abwasser - Gewässer, Band 197, Seiten 109-130. Institut für Wasserbau und Ingenieurhydrologie, Technische Universität Wien.
- MERZ, R. & G. BLÖSCHL (2008a). "Flood frequency hydrology: 1. Temporal, spatial, and causal expansion of information." *Water Resources Research* 44: W08432, doi:10.1029/2007WR006744.
- MERZ, R. & G. BLÖSCHL (2008b). "Flood frequency hydrology: 2. Combining data evidence." *Water Resources Research* 44: W08433, doi:10.1029/2007WR006745.
- MONTANARI, A. & A. BRATH (2004). "A stochastic approach for assessing the uncertainty of rainfall-runoff simulations." *Water Resources Research* 40: W01106, doi:10.1029/2003WR002540.
- MONTANARI, A. (2005). "Large sample behaviors of the generalized likelihood uncertainty estimation (GLUE) in assessing the uncertainty of rainfall-runoff simulations." *Water Resources Research* 41: W08406, doi:10.1029/2004WR003826.
- MORETTI, G. & A. MONTANARI (2008). "Inferring the flood frequency distribution for an ungauged basin using a spatially distributed rainfall-runoff model." *Hydrology and Earth System Sciences* 12(4): 1141-1152.
- NASH, J. E. & I. V. SUTCLIFFE (1970). "River flow forecasting through conceptual models Part I - A discussion of principles." *Journal of Hydrology* 10: 282-290.
- OLSSON, J. (1998). "Evaluation of a scaling cascade model for temporal rainfall disaggregation." *Hydrology and Earth System Sciences* 2(1): 19-30.
- PARAJKA, J., R. MERZ & G. BLÖSCHL (2005). "A comparison of regionalisation methods for catchment model parameters." *Hydrology and Earth System Sciences* 9(3): 157-171.
- RAHMAN, A., P. E. WEINMANN, T. M. T. HOANG & E. M. LAURENSEN (2002). "Monte Carlo simulation of flood frequency curves from rainfall." *Journal of Hydrology* 256(3-4): 196-210.
- RAO, A. R. & K. H. HAMED (2000). *Flood Frequency Analysis*, CRC Press LLC.
- RICHTER, D. (1995). Ergebnisse methodischer Untersuchungen zur Korrektur des systematischen Messfehlers des Hellmann-Niederschlagsmessers, Berichte des deutschen Wetterdienstes, Offenbach am Main. Bericht Nr. 194.
- SCHARFFENBERG, W. A. & M. J. FLEMING (2006). *Hydrological Modelling System HEC-HMS, User's Manual, Version 3.1.0*, 278 Seiten.
- SCHUMANN, A. (2007). "Anwendung partieller wahrscheinlichkeitsgewichteter Momente zur Berücksichtigung historischer Ereignisse bei der Extremwertstatistik." *Hydrologie und Wasserbewirtschaftung* 51(H.2): 73-81.
- SIVAPALAN, M., G. BLÖSCHL, R. MERZ & D. GUTKNECHT (2005). "Linking flood frequency to long-term water balance: Incorporating effects of seasonality." *Water Resources Research* 41: W06012, doi:10.1029/2004WR003439.
- SKØIEN, J. O., R. MERZ & G. BLÖSCHL (2006). "Top-kriging - geostatistics on stream networks." *Hydrology and Earth System Sciences* 10(2): 277-287.
- STEDINGER, J. R., R. M. VOGEL & FOUFOULA-GEORGIU (1993). Chapter 18 Frequency analysis of extreme events. In Maidment, D. R. (Hrsg.): *Handbook of Hydrology*. MacGRAW-HILL, New York, USA.
- VERWORN, H.-R. (1999). Die Anwendung von Kanalnetzmodellen in der Stadtentwässerung, Schriftenreihe für Stadtentwässerung und Gewässerschutz, Hrsg.: Dr.-Ing. habil. H.-R. Verworn, Heft 18, SuG Verlagsgesellschaft.
- VERWORN, H.-R. & S. SCHMIDTKE (2006). FLAMINKO - Flächenabhängige Abminderung der statistischen Regenwerte in KOSTRA, Schlussbericht LAWA-Vorhaben D 2.04,

- Institut für Wasserwirtschaft, Hydrologie und landwirtschaftlichen Wasserbau, Leibniz Universität Hannover
- VERWORN, H.-R. (2008). "Flächenabhängige Abminderung statistischer Regenwerte." *Korrespondenz Wasserwirtschaft* 9(1): 493-498.
- VIVIROLI, D. (2007). Ein prozessorientiertes Modellsystem zur Ermittlung seltener Hochwasserabflüsse für ungemessene Einzugsgebiete der Schweiz. Inauguraldissertation der Philosophisch-naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Bern. *Geographica Bernensia*, G77. Geographisches Institut der Universität Bern, ISBN 978-3-90583500-7.
- VIVIROLI, D., M. ZAPPA, J. SCHWANBECK, J. GURTZ & R. WEINGARTNER (2009a). "Continuous simulation for flood estimation in ungauged mesoscale catchments of Switzerland - Part I: Modelling framework and calibration results." *Journal of Hydrology* 377(1-2): 191-207.
- VIVIROLI, D., H. MITTELBACH, J. GURTZ & R. WEINGARTNER (2009b). "Continuous simulation for flood estimation in ungauged mesoscale catchments of Switzerland - Part II: Parameter regionalisation and flood estimation results." *Journal of Hydrology* 377(1-2): 208-225.
- VRUGT, J. A., H. V. GUPTA, W. BOUTEN & S. SOROOSHIAN (2003). "A Shuffled Complex Evolution Metropolis algorithm for optimization and uncertainty assessment of hydrologic model parameters." *Water Resources Research* 39(8): 1201, doi:10.1029/2002WR001642.
- VRUGT, J. A., C. G. H. DIKS, H. V. GUPTA, W. BOUTEN & J. M. VERSTRATEN (2005). "Improved treatment of uncertainty in hydrologic modeling: Combining the strengths of global optimization and data assimilation." *Water Resources Research* 41: W01017, doi:10.1029/2004WR003059.
- VRUGT, J. A., C. J. F. TER BRAAK, M. P. CLARK & J. M. HYMAN (2008). "Treatment of input uncertainty in hydrologic modeling: Doing hydrology backward with Markov chain Monte Carlo simulation." *Water Resources Research* 44: W00B09, doi:10.1029/WR006720.
- WAGENER, T., N. MCINTYRE, M. J. LEES, H. S. WHEATER & H. V. GUPTA (2003). "Towards reduced uncertainty in conceptual rainfall-runoff modelling: Dynamic identifiability analysis." *Hydrological Processes* 17: 455-476.
- WILLEMS, W. & T. DICK (2003). *HyStat Benutzerhandbuch*, Version 1.05. Ottobrunn, Institut für Angewandte Wasserwirtschaft und Geoinformatik.
- WILLEMS, W. (2008). "Statistische Hochwasserregionalisierung mittels erweiterter Index-Flood-Prozedur." *Wasserwirtschaft* 2008-11: 35-40.
- YANG, J., P. REICHERT, K. C. ABBASPOUR, J. XIA & H. YANG (2008). "Comparing uncertainty analysis techniques for a SWAT application to the Chaohe Basin in China." *Journal of Hydrology* 358(1-2): 1-23.

Abbildungsverzeichnis

Abbildung 2.1	Wiederkehrintervalle in Abhängigkeit der gewählten Plotting Position (Beispiel Pegel Silberhütte; Jahresmaxima 56 Jahre)	8
Abbildung 2.2	Schematische Darstellung der Beziehung zwischen Modellkomplexität, Datenverfügbarkeit und Modellgüte (BLÖSCHL & GRAYSON 2000) (verändert).....	22
Abbildung 3.1	Modellschema Teileinzugsgebiet HEC-HMS, (FELDMAN 2000), (verändert)	30
Abbildung 3.2	Verdunstung als Funktion der Feldkapazität (FELDMAN 2000) (verändert)	36
Abbildung 3.3	Schematische Darstellung des Disaggregationsmodells, (OLSSON 1998), (verändert).....	38
Abbildung 3.4	Schema der externen Ereignisstruktur	42
Abbildung 3.5	Schema der internen Ereignisstruktur.....	44
Abbildung 3.6	Nomogramm zur Ermittlung des Abminderungsfaktors aus Gebietsgröße und Dauerstufe (mit Ablesebeispiel) (VERWORN 2008) (verändert).....	50
Abbildung 3.7	Ermittlung des Abminderungsfaktors in Abhängigkeit der Dauerstufe mit der Flächengröße als Kurvenparameter (VERWORN 2008) (verändert).....	50
Abbildung 3.8	Modellregen nach KWK, prinzipieller Aufbau (VERWORN 1999)	51
Abbildung 3.9	Ablaufschema der Kalibrierungsstrategien des N-A-Modells	53
Abbildung 3.10	Ablauf Präprozessing (beobachtete Abflussscheitel = Weibull Plotting Position).....	58
Abbildung 3.11	Ablauf Parameterschätzung (modellierte Abflussjahresmaxima = Weibull Plotting Position)	59
Abbildung 3.12	Ablaufschema zur Bestimmung der Bemessungswerte.....	60
Abbildung 3.13	Prinzipielle Darstellung der Verteilungsfunktionen zur Bestimmung der Bemessungsabflüsse (rote Linie: Allgemeine Extremwertverteilung (AEV) unter Verwendung der beobachteten Abflussscheitel; rote Punkte: beobachtete Abflussscheitel mit Weibull Plotting Position; rote Sterne: beobachtete Abflussscheitel mit der im DVWK Regelwerk empfohlenen Plotting Position für die AEV (DVWK 1999a); grauer Bereich: 90%-Konfidenzintervall AEV unter Verwendung von Parametersatz b); blauer Bereich: 90%-Konfidenzintervall AEV unter Verwendung von Parametersatz e).....	62
Abbildung 4.1	Bodeinzugsgebiet mit Untersuchungsgebieten und Datenbasis.....	75
Abbildung 4.2	Empirische Verteilungsfunktion der disaggregierten Niederschläge der Station Harzgerode für die Dauerstufen eine Stunde und zwei Stunden; oben: Disaggregation mit stationseigenen Parametern, unten: Disaggregation mit Parametern der Station Wernigerode	79
Abbildung 4.3	Vergleich zeitgleicher stündlicher Niederschlagszeitreihen an den Stationen Harzgerode (blau) und Strassberg (rot) vor und nach dem Resampling	81
Abbildung 4.4	Empirische Verteilungsfunktion der stochastischen Niederschläge der Station Harzgerode der Dauerstufen eine Stunde und zwei Stunden; oben: Winter, unten: Sommer	82
Abbildung 4.5	Lokale Hochwasserstatistik (Allgemeine Extremwertverteilung; Jahresmaxima) der betrachteten Abflusspegel unter Angabe des 90%-Konfidenzintervalls (siehe auch Kapitel 3.3.1).....	83
Abbildung 5.1	Einzugsgebiet des Pegels Silberhütte mit Teileinzugsgebietsunterteilung, Höhenmodell, Flussnetz und Messnetz	85
Abbildung 5.2	Beobachtete und modellierte Einzelereignisse (1h), Pegel Silberhütte	86
Abbildung 5.3	Beobachtete und modellierte Abflussganglinie (1h), Pegel Silberhütte	87
Abbildung 5.4	Beobachtete und modellierte (Median aus zehn Realisierungen) Abflussganglinie (Tagesmittelwerte), Pegel Silberhütte.....	87
Abbildung 5.5	Beobachtete und modellierte Abflüsse an den Stützstellen ausgewählter Wiederkehrintervalle der AEV (Kalenderjahr; N-Belastung disaggregierte Niederschläge), Pegel Silberhütte	88
Abbildung 5.6	Beobachtete und modellierte Abflüsse an den Stützstellen ausgewählter Wiederkehrintervalle der AEV (Kalenderjahr; N-Belastung stochastische Niederschläge), Pegel Silberhütte	89
Abbildung 5.7	Verteilung HQ (Kalenderjahr); N-Belastung KOSTRA-Niederschläge, rot: beobachtete Abflussscheitel (Weibull bzw. DVWK Plotting Position) bzw. angepasste AEV; braun: 90%-Konfidenzintervall Parametersatz a) (KOSTRA-Tabellenwerte), hellbraun: 90%-Konfidenzintervall Parametersatz a) (unter Berücksichtigung der KOSTRA-Toleranzen); dunkelgrau und hellgrau analog für Parametersatz b).....	91
Abbildung 5.8	Verteilung HQ (Kalenderjahr); N-Belastung disaggregierte Niederschläge (20 Realisierungen à 36 Jahre); rot: beobachtete Abflussscheitel (Weibull bzw. DVWK Plotting Position) bzw. angepasste AEV; grau: 90%-Konfidenzintervall Parametersatz b); hellgrün: 90%-Konfidenzintervall Parametersatz c); dunkelgrün: 90%-Konfidenzintervall Parametersatz d).....	92

Abbildung 5.9	Verteilung HQ (Kalenderjahr); N-Belastung stochastische Niederschläge (20 Realisierungen à 100 Jahre); rot: beobachtete Abflussscheitel (Weibull bzw. DVWK Plotting Position) bzw. angepasste AEV; grau: 90%-Konfidenzintervall Parametersatz b); blau: 90%-Konfidenzintervall Parametersatz e)	93
Abbildung 5.10	Vergleich der Bemessungswerte für ein HQ50 (Bandbreite = 90%-Konfidenzintervall; Punkt = Median der Realisierungen) unter Verwendung der unterschiedlichen Niederschlagsbelastungen und Parametersätze	94
Abbildung 5.11	Einzugsgebiet des Pegels Trautenstein mit Teileinzugsgebietsunterteilung, Höhenmodell, Flussnetz und Messnetz	95
Abbildung 5.12	Beobachtete und modellierte Einzelereignisse (1h), Pegel Trautenstein	95
Abbildung 5.13	Beobachtete und modellierte Abflussganglinie (1h), Pegel Trautenstein	96
Abbildung 5.14	Beobachtete und modellierte (Median aus zehn Realisierungen) Abflussganglinie (Tagesmittelwerte), Pegel Trautenstein	97
Abbildung 5.15	Beobachtete und modellierte Abflüsse an den Stützstellen ausgewählter Wiederkehrintervalle der AEV (Kalenderjahr; N-Belastung disaggregierte Niederschläge), Pegel Trautenstein	98
Abbildung 5.16	Beobachtete und modellierte Abflüsse an den Stützstellen ausgewählter Wiederkehrintervalle der AEV (Kalenderjahr; N-Belastung stochastische Niederschläge), Pegel Trautenstein	99
Abbildung 5.17	Verteilung HQ (Kalenderjahr); N-Belastung KOSTRA-Niederschläge, rot: beobachtete Abflussscheitel (Weibull bzw. DVWK Plotting Position) bzw. angepasste AEV; braun: 90%-Konfidenzintervall Parametersatz a) (KOSTRA-Tabellenwerte), hellbraun: 90%-Konfidenzintervall Parametersatz a) (unter Berücksichtigung der KOSTRA-Toleranzen); dunkelgrau und hellgrau analog für Parametersatz b).....	101
Abbildung 5.18	Verteilung HQ (Kalenderjahr); N-Belastung disaggregierte Niederschläge (20 Realisierungen à 36 Jahre); rot: beobachtete Abflussscheitel (Weibull bzw. DVWK Plotting Position) bzw. angepasste AEV; grau: 90%-Konfidenzintervall Parametersatz b); hellgrün: 90%-Konfidenzintervall Parametersatz c); dunkelgrün: 90%-Konfidenzintervall Parametersatz d).....	102
Abbildung 5.19	Verteilung HQ (Kalenderjahr); N-Belastung stochastische Niederschläge (20 Realisierungen à 100 Jahre); rot: beobachtete Abflussscheitel (Weibull bzw. DVWK Plotting Position) bzw. angepasste AEV; grau: 90%-Konfidenzintervall Parametersatz b); blau: 90%-Konfidenzintervall Parametersatz e)	102
Abbildung 5.20	Vergleich der Bemessungswerte für ein HQ50 (Bandbreite = 90%-Konfidenzintervall; Punkt = Median der Realisierungen) unter Verwendung der unterschiedlichen Niederschlagsbelastungen und Parametersätze	103
Abbildung 5.21	Einzugsgebiet des Pegels Mahndorf mit Teileinzugsgebietsunterteilung, Höhenmodell, Flussnetz und Messnetz	104
Abbildung 5.22	Beobachtete und modellierte Einzelereignisse (1h), Pegel Mahndorf	105
Abbildung 5.23	Beobachtete und modellierte Abflussganglinie (1h), Pegel Mahndorf	106
Abbildung 5.24	Beobachtete und modellierte (Median aus zehn Realisierungen) Abflussganglinie (Tagesmittelwerte), Pegel Mahndorf	106
Abbildung 5.25	Beobachtete und modellierte Abflüsse an den Stützstellen ausgewählter Wiederkehrintervalle der AEV (Kalenderjahr; N-Belastung disaggregierte Niederschläge), Pegel Mahndorf	107
Abbildung 5.26	Beobachtete und modellierte Abflüsse an den Stützstellen ausgewählter Wiederkehrintervalle der AEV (Kalenderjahr; N-Belastung stochastische Niederschläge), Pegel Mahndorf	108
Abbildung 5.27	Verteilung-HQ (Kalenderjahr); N-Belastung KOSTRA-Niederschläge, rot: beobachtete Abflussscheitel (Weibull bzw. DVWK Plotting Position) bzw. angepasste AEV; braun: 90%-Konfidenzintervall Parametersatz a) (KOSTRA-Tabellenwerte), hellbraun: 90%-Konfidenzintervall Parametersatz a) (unter Berücksichtigung der KOSTRA-Toleranzen); dunkelgrau und hellgrau analog für Parametersatz b).....	110
Abbildung 5.28	Verteilung HQ (Kalenderjahr); N-Belastung disaggregierte Niederschläge (20 Realisierungen à 36 Jahre); rot: beobachtete Abflussscheitel (Weibull bzw. DVWK Plotting Position) bzw. angepasste AEV; grau: 90%-Konfidenzintervall Parametersatz b); hellgrün: 90%-Konfidenzintervall Parametersatz c); dunkelgrün: 90%-Konfidenzintervall Parametersatz d).....	111
Abbildung 5.29	Verteilung HQ (Kalenderjahr); N-Belastung stochastische Niederschläge (20 Realisierungen à 100 Jahre); rot: beobachtete Abflussscheitel (Weibull bzw. DVWK Plotting Position) bzw. angepasste AEV; grau: 90%-Konfidenzintervall Parametersatz b); blau: 90%-Konfidenzintervall Parametersatz e)	112

Abbildung 5.30	Vergleich der Bemessungswerte für ein HQ50 (Bandbreite = 90%-Konfidenzintervall; Punkt = Median der Realisierungen) unter Verwendung der unterschiedlichen Niederschlagsbelastungen und Parametersätze.....	113
Abbildung 5.31	Einzugsgebiet des Pegels Oschersleben mit Teileinzugsgebietsunterteilung, Höhenmodell, Flussnetz und Messnetz	114
Abbildung 5.32	Beobachtete und modellierte Einzelereignisse (1h), Pegel Oschersleben	115
Abbildung 5.33	Beobachtete und modellierte Abflussganglinie (1h), Pegel Oschersleben	115
Abbildung 5.34	Beobachtete und modellierte (Median aus zehn Realisierungen) Abflussganglinie (Tagesmittelwerte), Pegel Oschersleben.....	116
Abbildung 5.35	Beobachtete und modellierte Abflüsse an den Stützstellen ausgewählter Wiederkehrintervalle der AEV (Kalenderjahr; N-Belastung disaggregierte Niederschläge), Pegel Oschersleben.....	117
Abbildung 5.36	Beobachtete und modellierte Abflüsse an den Stützstellen ausgewählter Wiederkehrintervalle der AEV (Kalenderjahr; N-Belastung stochastische Niederschläge), Pegel Oschersleben.....	118
Abbildung 5.37	Verteilung HQ (Kalenderjahr); N-Belastung KOSTRA-Niederschläge, rot: beobachtete Abflussscheitel (Weibull bzw. DVWK Plotting Position) bzw. angepasste AEV; braun: 90%-Konfidenzintervall Parametersatz a) (KOSTRA-Tabellenwerte), hellbraun: 90%-Konfidenzintervall Parametersatz a) (unter Berücksichtigung der KOSTRA-Toleranzen); dunkelgrau und hellgrau analog für Parametersatz b).....	120
Abbildung 5.38	Verteilung HQ (Kalenderjahr); N-Belastung disaggregierte Niederschläge (20 Realisierungen à 36 Jahre); rot: beobachtete Abflussscheitel (Weibull bzw. DVWK Plotting Position) bzw. angepasste AEV; grau: 90%-Konfidenzintervall Parametersatz b); hellgrün: 90%-Konfidenzintervall Parametersatz c); dunkelgrün: 90%-Konfidenzintervall Parametersatz d).....	121
Abbildung 5.39	Verteilung HQ (Kalenderjahr); N-Belastung stochastische Niederschläge (20 Realisierungen à 100 Jahre); rot: beobachtete Abflussscheitel (Weibull bzw. DVWK Plotting Position) bzw. angepasste AEV; grau: 90%-Konfidenzintervall Parametersatz b); blau: 90%-Konfidenzintervall Parametersatz e)	121
Abbildung 5.40	Vergleich der Bemessungswerte für ein HQ50 (Bandbreite = 90%-Konfidenzintervall; Punkt = Median der Realisierungen) unter Verwendung der unterschiedlichen Niederschlagsbelastungen und Parametersätze.....	122
Abbildung 6.1	Beobachtete Abflussganglinie (rot) und modellierte GLUE Abflussbandbreite (grau) (90%-GLUE-Konfidenzintervall) der geeigneten Parametersätze (48 aus 1000 Parametersätzen).....	132
Abbildung 6.2	Verteilung HQ (Kalenderjahr); N-Belastung disaggregierte Niederschläge (eine Realisierung à 36 Jahre); rot: beobachtete Abflussscheitel (Weibull bzw. DVWK Plotting Position) bzw. angepasste AEV; dunkelgrün: modellierte GLUE Bandbreite (90%-GLUE-Konfidenzintervall) (96 aus 1000 Parametersätzen); gestrichelt: 90%-Konfidenzintervall der 1000 Parametersätze; gepunktet: Minimum-Maximum-Bandbreite der 1000 Parametersätze	133
Abbildung 6.3	Verteilung HQ (Kalenderjahr); N-Belastung stochastische Niederschläge (eine Realisierung à 100 Jahre); rot: beobachtete Abflussscheitel (Weibull bzw. DVWK Plotting Position) bzw. angepasste AEV; blau: modellierte GLUE Bandbreite (90%-GLUE-Konfidenzintervall) (55 aus 1000 Parametersätzen); gestrichelt: 90%-Konfidenzintervall der 1000 Parametersätze; gepunktet: Minimum-Maximum-Bandbreite der 1000 Parametersätze	134
Abbildung 6.4	Verteilung HQ (Kalenderjahr); N-Belastung disaggregierte Niederschläge (eine Realisierung à 36 Jahre); rot: beobachtete Abflussscheitel (Weibull bzw. DVWK Plotting Position) bzw. angepasste AEV; grau: modellierte GLUE Bandbreite (90%-GLUE-Konfidenzintervall) (48 aus 1000 Parametersätzen) (beo N Ganglinie); dunkelgrün: modellierte GLUE Bandbreite 90%-Konfidenzintervall (96 aus 1000 Parametersätze) (disaggN AEV GJ); gestrichelt: 90%-Konfidenzintervall der 1000 Parametersätze; gepunktet: Minimum-Maximum-Bandbreite der 1000 Parametersätze	135
Abbildung 6.5	Verteilung HQ (Kalenderjahr); N-Belastung stochastische Niederschläge (eine Realisierung à 100 Jahre); rot: beobachtete Abflussscheitel (Weibull bzw. DVWK Plotting Position) bzw. angepasste AEV; grau: modellierte GLUE Bandbreite (90%-GLUE-Konfidenzintervall) (48 aus 1000 Parametersätze) (beo N Ganglinie); blau: modellierte GLUE Bandbreite 90%-Konfidenzintervall (55 aus 1000 Parametersätze) (stochN AEV GJ); gestrichelt: 90%-Konfidenzintervall der 1000 Parametersätze; gepunktet: Minimum-Maximum-Bandbreite der 1000 Parametersätze	135

Abbildung 6.6	Verteilung HQ (Kalenderjahr); N-Belastung disaggregierte Niederschläge (100 Realisierungen à 36 Jahre); rot: beobachtete Abflussscheitel (Weibull bzw. DVWK Plotting Position) bzw. angepasste AEV; dunkelgrün: modellierte GLUE Bandbreite (90%-GLUE-Konfidenzintervall) (96 aus 100 Niederschlagsrealisierungen); gestrichelt: 90%-Konfidenzintervall der 100 Niederschlagsrealisierungen; gepunktet: Minimum-Maximum-Bandbreite der 100 Niederschlagsrealisierungen	137
Abbildung 6.7	Verteilung HQ (Kalenderjahr); N-Belastung stochastische Niederschläge (100 Realisierungen à 100 Jahre); rot: beobachtete Abflussscheitel (Weibull bzw. DVWK Plotting Position) bzw. angepasste AEV; blau: modellierte GLUE Bandbreite (90%-GLUE-Konfidenzintervall) (32 aus 100 Niederschlagsrealisierungen); gestrichelt: 90%-Konfidenzintervall der 100 Niederschlagsrealisierungen; gepunktet: Minimum-Maximum-Bandbreite der 100 Niederschlagsrealisierungen	137
Abbildung 6.8	Verteilung HQ (Kalenderjahr); N-Belastung disaggregierte Niederschläge (100 Realisierungen à 36 Jahre); rot: beobachtete Abflussscheitel (Weibull bzw. DVWK Plotting Position) bzw. angepasste AEV; dunkelgrün: modellierte GLUE Bandbreite (90%-GLUE-Konfidenzintervall) (85 aus 1000 Parametersätzen in Kombination mit 100 Niederschlagsrealisierungen (100N 1000P)); gestrichelt: 90%-Konfidenzintervall (100N 1000P); gepunktet: Min-Max-Bandbreite (100N 1000P)	138
Abbildung 6.9	Verteilung HQ (Kalenderjahr); N-Belastung stochastische Niederschläge (100 Realisierungen à 100 Jahre); rot: beobachtete Abflussscheitel (Weibull bzw. DVWK Plotting Position) bzw. angepasste AEV; blau: modellierte GLUE Bandbreite (90%-GLUE-Konfidenzintervall) (84 aus 1000 Parametersätzen in Kombination mit 100 Niederschlagsrealisierungen (100N 1000P)); gestrichelt: 90%-Konfidenzintervall (100N 1000P); gepunktet: Minimum-Maximum-Bandbreite (100N 1000P)	139

Tabellenverzeichnis

Tabelle 3.1	Abschätzung des Oberflächenspeichers in Abhängigkeit vom mittleren Gebietsgefälle (FLEMING & NEARY 2004) (verändert).....	31
Tabelle 3.2	Kalibrierungsparameter	37
Tabelle 3.3	Definition und Bezeichnung der Positionsklassen.....	39
Tabelle 3.4	Beispiel zur Aggregation der 45 Minutenwerte zu Stundenwerten	40
Tabelle 3.5	Komponenten des wsi-Modells	44
Tabelle 3.6	Modellregen nach KWK (VERWORN 1999)	51
Tabelle 4.1	Kennwerte der disaggregierten Niederschläge – Disaggregation mit stationseigenen Parametern (N: mittl. Ereignisanzahl pro Jahr; h_N : mittl. N-Höhe pro Jahr; wsa: mittl. Ereignisvolumen)	78
Tabelle 4.2	Kennwerte der disaggregierten Niederschläge – Disaggregation mit Parametern der Nachbarstation (N: mittl. Ereignisanzahl pro Jahr; h_N : mittl. N-Höhe pro Jahr; wsa: mittl. Ereignisvolumen).....	78
Tabelle 4.3	Kennwerte der stochastischen Niederschläge – Winterhalbjahr (N: mittlere Ereignisanzahl pro Saison; h_N : mittlere Niederschlagshöhe pro Saison; wsa: mittleres Ereignisvolumen)	80
Tabelle 4.4	Kennwerte der stochastischen Niederschläge – Sommerhalbjahr (N: mittlere Ereignisanzahl pro Saison; h_N : mittlere Niederschlagshöhe pro Saison; wsa: mittleres Ereignisvolumen).....	80
Tabelle 5.1	Kalibrierte Parameter der fünf Kalibrierungsstrategien (SMA GW 1 bzw. SMA GW 2 = Speicherkoeffizient des oberen bzw. unteren Grundwasserspeichers der SMA, LR GW 1 bzw. LR GW 2 = Speicherkoeffizient des Linearspeichers 1 bzw. 2, Clark = Speicherkoeffizient der Clark Einheitsganglinie).....	90
Tabelle 5.2	Gegenüberstellung der Parametersätze mit den zugehörigen Gütekriterien	90
Tabelle 5.3	Kalibrierte Parameter der fünf Kalibrierungsstrategien (SMA GW 1 bzw. SMA GW 2 = Speicherkoeffizient des oberen bzw. unteren Grundwasserspeichers der SMA, LR GW 1 bzw. LR GW 2 = Speicherkoeffizient des Linearspeichers 1 bzw. 2, Clark = Speicherkoeffizient der Clark Einheitsganglinie).....	100
Tabelle 5.4	Gegenüberstellung der Parametersätze mit den zugehörigen Gütekriterien	100
Tabelle 5.5	Kalibrierte Parameter der fünf Kalibrierungsstrategien (SMA GW 1 bzw. SMA GW 2 = Speicherkoeffizient des oberen bzw. unteren Grundwasserspeichers der SMA, LR GW 1 bzw. LR GW 2 = Speicherkoeffizient des Linearspeichers 1 bzw. 2, Clark = Speicherkoeffizient der Clark Einheitsganglinie).....	109
Tabelle 5.6	Gegenüberstellung der Parametersätze mit den zugehörigen Gütekriterien	109
Tabelle 5.7	Kalibrierte Parameter der fünf Kalibrierungsstrategien (SMA GW 1 bzw. SMA GW 2 = Speicherkoeffizient des oberen bzw. unteren Grundwasserspeichers der SMA, LR GW 1 bzw. LR GW 2 = Speicherkoeffizient des Linearspeichers 1 bzw. 2, Clark = Speicherkoeffizient der Clark Einheitsganglinie).....	118
Tabelle 5.8	Gegenüberstellung der Parametersätze mit den zugehörigen Gütekriterien	119
Tabelle 5.9	Pegel Silberhütte, 105 km ² , winterdominiert: Eignung der Niederschlagsbelastungen und Parametersätze zur Bestimmung von Abflussbemessungswerten (o = gute Nachbildung der beobachteten AEV; - = Unterschätzung der beobachteten AEV; + = Überschätzung der beobachteten AEV; o- = Nachbildung der beobachteten AEV ok, tendenziell leichte Unterschätzung; k.A. = keine Angabe).....	124
Tabelle 5.10	Pegel Trautenstein, 39,1 km ² , sommerdominiert: Eignung der Niederschlagsbelastungen und Parametersätze zur Bestimmung von Abflussbemessungswerten (o = gute Nachbildung der beobachteten AEV; - = Unterschätzung der beobachteten AEV; + = Überschätzung der beobachteten AEV; k.A. = keine Angabe)	124
Tabelle 5.11	Pegel Mahndorf, 168 km ² , sommerdominiert: Eignung der Niederschlagsbelastungen und Parametersätze zur Bestimmung von Abflussbemessungswerten (o = gute Nachbildung der beobachteten AEV; - = Unterschätzung der beobachteten AEV; + = Überschätzung der beobachteten AEV; o- = Nachbildung der beobachteten AEV ok, tendenziell leichte Unterschätzung; k.A. = keine Angabe).....	125
Tabelle 5.12	Pegel Oschersleben, 838 km ² , winterdominiert: Eignung der Niederschlagsbelastungen und Parametersätze zur Bestimmung von Abflussbemessungswerten (o = gute Nachbildung der beobachteten AEV; - = Unterschätzung der beobachteten AEV; + = Überschätzung der beobachteten AEV; -- = sehr starke Unterschätzung der beobachteten AEV; ++ = sehr starke Überschätzung der beobachteten AEV; falscher Verlauf = Verlauf der beobachteten und modellierten AEV weisen einen grundsätzlich unterschiedlichen Verlauf auf; k.A. = keine Angabe)	125

Tabelle 6.1	Robustheitsanalyse: Anzahl der guten Parametersätze ($NSK > 0,75$); Variante I 1000 Rechenläufe mit einer Niederschlagsrealisierung und 1000 Parametersätzen (1N 1000P); beo N Ganglinie: beobachtete Niederschlagszeitreihe und kontinuierliche Abflussganglinie; disaggN: disaggregierte Niederschlagsdaten; stochN: stochastische Niederschläge; GJ: Kalenderjahr; WI: Winter; SO: Sommer; AEV: Allgemeine Extremwertverteilung der Abflussscheitel	128
Tabelle 6.2	Robustheitsanalyse: Anzahl der guten Parametersätze ($NSK > 0,75$); Variante III 1000 Rechenläufe mit 100 Niederschlagsrealisierungen und 1000 Parametersätzen (100N 1000P); beo N Ganglinie: beobachtete Niederschlagszeitreihe und kontinuierliche Abflussganglinie; disaggN: disaggregierte Niederschlagsdaten; stochN: stochastische Niederschläge; GJ: Kalenderjahr; WI: Winter; SO: Sommer; AEV: Allgemeine Extremwertverteilung der Abflussscheitel	128
Tabelle 6.3	Robustheitsanalyse: Anzahl der guten Parametersätze ($NSK > 0,75$); Variante I 1000 Rechenläufe mit einer Niederschlagsrealisierung und 1000 Parametersätzen (1N 1000P); Variante III 1000 Rechenläufe mit 100 Niederschlagsrealisierungen und 1000 Parametersätzen (100N 1000P); beo N Ganglinie: beobachtete Niederschlagszeitreihe und kontinuierliche Abflussganglinie; disaggN: disaggregierte Niederschlagsdaten; stochN: stochastische Niederschläge; GJ: Kalenderjahr; WI: Winter; SO: Sommer; AEV: Allgemeine Extremwertverteilung der Abflussscheitel.....	129
Tabelle 6.4	Robustheitsanalyse: Anzahl der guten Parametersätze ($NSK > 0,75$); Variante II 100 Rechenläufe mit 100 Niederschlagsrealisierungen und einem Parametersatz (100N 1P); disaggN: disaggregierte Niederschlagsdaten; stochN: stochastische Niederschläge; GJ: Kalenderjahr; WI: Winter; SO: Sommer; AEV: Allgemeine Extremwertverteilung der Abflussscheitel	129

Abkürzungsverzeichnis

<u>Kurzform</u>	<u>Langform</u>
AEV	Allgemeine Extremwertverteilung
AFOSM	Advanced First-Order Second-Moment Method
AR	autoregressiv
ARM	Alternating Renewal Model
ARMA	autoregressive moving average
ATV	Abwassertechnische Vereinigung e.V.
BATEA	Bayesian total error analysis
beoN	beobachtete Niederschlagszeitreihe
BMA	Bayesian model averaging scheme
Clark	Speicherkoeffizient der Clark Einheitsganglinie
DARMA	diskrete autoregressive moving average
disaggN	disaggregierte Niederschlagsdaten
DREAM	differential evolution adaptive Metropolis
dsd	dry spell duration
DVWK	Deutscher Verband für Wasserwirtschaft und Kulturbau e.V.
DWA	Deutsche Vereinigung für Wasserwirtschaft, Abwasser und Abfall e.V.
DWD	Deutscher Wetterdienst
DYNIA	dynamic identifiability analysis
FLAMINKO	Flächenabhängige Abminderung der statistischen Regenwerte in KOSTRA
GJ	Kalenderjahr
GLUE	Generalized Likelihood Uncertainty Estimation
HEC-HMS	Hydrologic Modeling System
HyStat	Programmpaket zur statistischen Analyse hydrologisch - wasserwirtschaftlicher zeitbezogener Daten
IBUNE	Integrated Bayesian Uncertainty Estimator
ITWH	Institut für technisch-wissenschaftliche Hydrologie GmbH
KOSTRA	Koordinierte Starkregenregionalisierungs-Auswertung
L-Momente	Linearmomente
LR GW1	Speicherkoeffizient des oberen Linearspeichers des Basisabflusses
LR GW2	Speicherkoeffizient des unteren Linearspeichers des Basisabflusses
MA	moving average
MFOSM	Mean-Value First-Order Second-Moment Method
N	Niederschlagsrealisierung
N-A	Niederschlag-Abfluss
NSK	Nash-Sutcliffe Koeffizient
P	Parametersatz
PEST	Model Independent Parameter Estimator
SCEM-UA	Shuffled Complex Evolution
SMA	Soil-Moisture-Accounting
SMA GW1	Speicherkoeffizient des oberen Grundwasserspeichers der SMA

<u>Kurzform</u>	<u>Langform</u>
-----------------	-----------------

SMA GW2	Speicherkoefizient des unteren Grundwasserspeichers der SMA
SO	Sommerhalbjahr
SODA	simultaneous optimization and data assimilation
stochN	stochastische Niederschläge
WI	Winterhalbjahr
W-Q	Wasserstand-Abfluss
wsa	wet spell amount
wsd	wet spell duration
wsi	wet spell intensity
wsp	wet spell peak
wspt	wet spell peak time

Symbolverzeichnis

Symbol	Einheit	Bedeutung
α		Parameter der Frank Copula
α		Signifikanzniveau
α		Unterschreitungswahrscheinlichkeit
a		Formparameter der AEV
a		Formparameter der Kappa-Verteilung
a		Formparameter der Weibullverteilung
A	km ²	Gebietsgröße
a, b	-	Parameter der empirischen Verteilungsfunktion
a, b	-	Parameter der linearen Regression (Anstieg und Interzept)
$a_{\Delta t}$	mm/(°C·Δt)	vegetationsabhängiger Schmelzfaktor
ActEvapSoil	mm/Δt	tatsächliche Verdunstung
ActSoilInfil	mm/h	tatsächliche Infiltrationsrate
A_G	km ²	(Teil-) Einzugsgebietsfläche
A_i	km ²	Teilfläche i mit Landnutzung i
AMF	-	Abminderungsfaktor
B_i^*		Bootstrap-Stichprobe
c		Lageparameter der AEV
c		Lageparameter der Kappa-Verteilung
c		Lageparameter der Weibullverteilung
C		Copula
cov()		Kovarianz
CurGwStore	mm	aktuelle Speicherfüllung des oberen bzw. des unteren Grundwasserspeichers
CurSoilStore	mm	Speichervolumen des Oberbodenspeichers zu Beginn des Zeitschrittes
d	-	Maßstabsparameter der AEV
d	-	Maßstabsparameter der Kappa-Verteilung
d	-	Maßstabsparameter der Weibullverteilung
D	h	Dauerstufe; Regendauer
dsd		Dauer der Trockenperiode
ϵ	-	zufälliger Fehlerterm
$E(\cdot)$		Erwartungswert
ETP_G	mm/d	potenzielle Gebietsverdunstung
ETP_{Tu-We}	mm/d	potenzielle Grasreferenzverdunstung nach Turc-Wendling
Φ		Zielfunktion
$F(x)$		Verteilungsfunktion
f_k	-	Küstenfaktor
f_{LN}	-	monatliche Landnutzungsparameter

<u>Symbol</u>	<u>Einheit</u>	<u>Bedeutung</u>
$f_{NL i}$	-	Landnutzungsparameter der Teilfläche i mit Landnutzung i
γ	0,655hPa/K	Psychrometerkonstante
$\Gamma(.)$		Gammafunktion
h		Formparameter der Kappa-Verteilung
h_F	m	Höhenunterschied entlang des längsten Fließweges im Einzugsgebiet
h_N	mm	Niederschlagshöhe
I	-	mittleres Gefälle entlang des längsten Fließweges im Einzugsgebiet
$i(t)$		zeitliche Verteilung der Niederschlagsintensität
i, j	-	Laufvariable
i, j	-	Stationslaufvariable
j_{max}	-	Station mit der größten Tagessumme
K		Anzahl der Iterationsschritte
k		Ordnungszahl
k_F -Wert	mm/h	hydraulische Leitfähigkeit
K_{ij}		Kontinuität als Zusammenhang zwischen N-Vorkommen und N-Höhe der zwei Stationen i und j
L	(W/m ²)/(mm/d)	spezielle Verdunstungswärme
λ		ereignisspezifischer Parameter
$L(\Theta_i)$		Gütekennwert von Rechenlauf i
L_1, L_2, L_3		ersten drei L-Momente
L_F	km	längster Fließweg im Einzugsgebiet
\log		Zehnerlogarithmus
m		Mittelwert der Stichprobe
m	-	Rangposition mit eins gleich dem kleinsten bzw. n gleich dem größten Wert der Stichprobe
$M_{\Delta t}$	mm/ Δt	Schneesmelze
$\max P_d$	mm	größte Tagessumme
MaxGwPerc	mm/h	maximale Perkulationsrate des oberen Grundwasserspeichers
MaxGwStore	mm	maximales Speichervolumen des oberen bzw. des unteren Grundwasserspeichers
MaxSoilInfil	mm/h	maximale Infiltrationsrate
MaxSoilPerc	mm/h	maximale Bodenperkulationsrate
MaxSoilStore	mm	maximales Speichervolumen des Oberbodenspeichers
MaxTenStore	mm	maximale Speichergröße des Tension Storage des Oberbodenspeichers (hier: Feldkapazität)
m_k		erwartungstreue Zentralmomente

<u>Symbol</u>	<u>Einheit</u>	<u>Bedeutung</u>
MQ	m ³ /s	mittlerer Abfluss
m _{xp} = x _p	m ³ /s	Mittelwert
v(a,T)		Funktion von a und T
n	-	Stichprobenumfang
n	-	Anzahl der Zustände der Markov Kette
n		Anzahl der Messwerte
n		Umfang der Stichprobe
N	-	Anzahl
N		Stationsanzahl
N		Anzahl der Niederschlagsrealisierungen
N		Anzahl der behavioral Rechenläufe nach der GLUE-Methode
n00		Anzahl der Stationen ohne Niederschlag an Station i und j
n01		Anzahl der Stationen ohne Niederschlag an Station i und mit Niederschlag an Station j
n10		Anzahl der Stationen mit Niederschlag an Station i und ohne Niederschlag an Station j
n11		Anzahl der Stationen mit Niederschlag an Station i und j
neu P _{hj}	mm	Stundenwerte der Station j nach Erzeugung der räumlichen Gleichzeitigkeit der disaggregierten Niederschläge
NSK		Nash-Sutcliffe Koeffizient
O _{new}		neuer Zielfunktionswert
O _{old}		alter Zielfunktionswert
p	-	Ordnung der autoregressiven Prozesse
P	-	Wahrscheinlichkeit
P _d	mm	Niederschlagssumme
P _h	mm	stündliche Niederschlagshöhe
P _{ij}		Zielkriterium zur Beschreibung des gleichzeitigen Auftretens von N-Ereignissen
PotEvapSoil	mm/Δt	potenzielle Verdunstung
PotGwPerc	mm/h	potenziell mögliche Perkulationsrate aus dem oberen in den unteren Grundwasserspeicher
PotSoilInfil	mm/h	potenzielles Infiltrationsvolumen
PotSoilPerc	mm/h	potenziell mögliche Bodenperkulationsrate
P _U	-	Unterschreitungswahrscheinlichkeit
P _Ü	-	Überschreitungswahrscheinlichkeit
Q	m ³ /s	Abfluss / Hochwasserscheitelabfluss
q		Anzahl der erzeugten Bootstrap-Stichproben
q	-	Anzahl der berücksichtigten vorhergehenden Glieder bei ARMA Modellen

Symbolverzeichnis

<u>Symbol</u>	<u>Einheit</u>	<u>Bedeutung</u>
q	-	Ordnung der Markov Kette
q _k		erwartungstreue Zentralmomentenquotienten
Q		Quantilwert der beobachteten Verteilung
Q _{beo i}	m ³ /s	beobachteter Abfluss an Stelle i der Zeitreihe
Q _i	m ³ /s	Hochwasserscheitelabfluss an der Rangposition i
Q _{sim i}	m ³ /s	modellierter Abfluss an Stelle i der Zeitreihe
Q _i [*]		Quantilwert der Bootstrap-Verteilung i
R		Anzahl der bereits veränderten Stationen
R _G	W/m ²	Globalstrahlung
r _{ij}		Pearson'scher Korrelationskoeffizient
σ ²		Varianz
s		Standardabweichung der Stichprobe
s	hPa/K	Steigung der Sättigungsdampfdruckkurve
s _{xp}	m ³ /s	Standardabweichung
ΔT		Temperatursenkungsrate
τ		Kendalls Rangkorrelationskoeffizient
T	°C	Temperatur
T	a	Wiederkehrintervall / Jährlichkeit
T		Zeitperiode
T ₀	°C	Basistemperatur, bei der Schneeschmelze beginnt
T _a		Annealingtemperatur
T _C	h	Konzentrationszeit
T _{ges}	a	Wiederkehrintervall für das das Gebiet als gesättigt angesehen werden kann
T _L	°C	Lufttemperatur
U		Anzahl der ungetauschten Stationen
u _{1-a/2}		Wert der normierten Normalverteilung bei 1-a/2
V		Volumen
var()		Varianz
V _{beo}	m ³	beobachtetes Abflussvolumen
Volumenfehler	%	Volumenfehler
V _{sim}	m ³	modelliertes Abflussvolumen
W	-	multiplikative Gewichtungsfaktoren (beim statistischen Disaggregationsmodell)
w		Gewichte
w		Wichtungsfaktor
w _i		Gewicht i
wsa		Ereignisvolumen
wsd		Dauer der Nassperiode; Ereignisdauer
wsi		mittlere Niederschlagsintensität

Symbol	Einheit	Bedeutung
wsp		Intensitätsspitze
wspt		Eintrittszeit des Scheitels
x		Nassdauer
x		Niederschlagsintensität
x		Trockendauer
\bar{x}	m ³ /s	Stundenwerte des Abflusses
\bar{x}	m ³ /s	Mittelwert (aus Stundenwerten berechneter Tagesmittelwert des Abflusses)
$X_{(N/2)}$	m ³ /s	Abflusstagesmittelwert an Rangposition N/2
$X_{(PU)}$	m ³ /s	Hochwasserabfluss
$X_1^*, X_2^*, X_3^*, \dots, X_n^*$		Elemente einer Bootstrap-Stichprobe
$X_1, X_2, X_3, \dots, X_n$		Elemente einer Stichprobe
X_{med}	m ³ /s	Median der modellierten Abflüsse
$X_{o,a}$	m ³ /s	obere Grenze des Konfidenzintervalls
$X_{u,a}$	m ³ /s	untere Grenze des Konfidenzintervalls
$\hat{X}_{T,\alpha}$		Konfidenzgrenzen
\hat{X}_T	m ³ /s	Hochwasserquantil des Wiederkehrintervalls T
y_T	-	reduzierte Gumbelvariable
Z		stündliche Niederschlagszeitreihen
$\hat{\quad}$		Kennzeichen für beobachtete Variablen
$\hat{\quad}$		Kennzeichnung für die Schätzung der gegebenen Variablen

Anhangsverzeichnis

Anhang I	
Meteorologische und Hydrologische Datenbasis	169
Anhang II	
Extremwerte der disaggregierten Niederschlagsdaten.....	173
Anhang III	
Extremwerte der stochastischen Niederschlagsdaten	177
Anhang IV	
Landnutzung	181
Anhang V	
Niederschlag-Abfluss-Modellierung	183
Anhang VI	
GLUE	215

Anhang I Meteorologische und Hydrologische Datenbasis

Tabelle I.1 Übersicht der verwendeten Niederschlagstageswertstationen

Stationskennung	Stationsname	Bundesland	Höhe [mNN]	Beobachtungsbeginn	Beobachtungsende
43744	Braunlage-Hohegeiss	Niedersachsen	625	01.01.1955	31.12.2003
44152	Ellrich-Werna	Thüringen	235	01.01.1969	31.12.2006
44339	Strassberg	Sachsen-Anhalt	400	01.01.1969	31.12.2006
44344	Neudorf	Sachsen-Anhalt	425	01.01.1969	31.12.2006
44345	Siptenfelde-Forsthaus	Sachsen-Anhalt	412	01.05.1969	01.01.2007
44346	Siptenfelde	Sachsen-Anhalt	395	01.05.1969	31.12.2002
44401	Schierke	Sachsen-Anhalt	609	01.01.1951	31.12.2006
44402	Königshütte/Harz	Sachsen-Anhalt	430	01.01.1969	31.12.2006
44405	Rübeland	Sachsen-Anhalt	388	01.01.1951	31.12.2006
44412	Langenstein	Sachsen-Anhalt	152	01.01.1969	31.12.2006
44413	Wernigerode-Hasserode	Sachsen-Anhalt	277	01.01.1951	31.12.2006
44416	Günthersberge	Sachsen-Anhalt	420	01.01.1991	31.12.2006
44417	Elend	Sachsen-Anhalt	500	01.01.1969	31.12.2006
44419	Sorge	Sachsen-Anhalt	508	01.01.1951	31.12.2006
44421	Trautenstein	Sachsen-Anhalt	490	01.01.1969	31.12.2006
44428	Derenburg	Sachsen-Anhalt	161	01.01.1972	31.12.2003
44432	Stiege	Sachsen-Anhalt	496	01.01.1951	31.12.2006
44434	Friedrichsbrunn	Sachsen-Anhalt	523	01.01.1951	31.12.2006
44442	Breitenstein	Sachsen-Anhalt	466	01.01.1969	31.12.2002
44506	Röderhof (Huy)	Sachsen-Anhalt	205	01.01.1969	31.12.2002
44524	Brocken (WST)	Sachsen-Anhalt	1142	01.01.1951	31.12.2006
44527	Athenstedt	Sachsen-Anhalt	182	01.01.1970	31.05.2005
44530	Aderstedt	Sachsen-Anhalt	93	01.01.1951	31.12.2002
44533	Schlanstedt	Sachsen-Anhalt	102	01.01.1969	31.12.2006
44536	Hessen	Sachsen-Anhalt	97	01.01.1969	31.12.2002
44539	Badersleben	Sachsen-Anhalt	153	01.01.1969	31.12.2006
44545	Wackersleben	Sachsen-Anhalt	86	01.01.1969	31.12.2006
44557	Oschersleben (Bode)	Sachsen-Anhalt	80	01.01.1951	31.12.2006
44560	Altbrandsleben	Sachsen-Anhalt	185	01.01.1969	31.12.2002
44825	Jerxheim	Niedersachsen	107	01.01.1941	31.05.2005
44854	Schöningen	Niedersachsen	170	01.01.1951	31.12.1981
54003	Wernigerode AWST	Sachsen-Anhalt	234	01.01.1951	31.12.2006
54006	Heudeber	Sachsen-Anhalt	177	01.01.1969	31.10.2006
54009	Barneberg	Sachsen-Anhalt	143	01.01.1969	31.12.2006
54015	Eggenstedt	Sachsen-Anhalt	170	01.01.1969	31.12.2006
54021	Ummendorf AWST	Sachsen-Anhalt	162	01.01.1988	31.12.2006
54024	Sommerschenburg	Sachsen-Anhalt	200	01.01.1969	31.12.2006
54033	Alleringersleben	Sachsen-Anhalt	135	01.01.1969	31.12.2002
54063	Berßel	Sachsen-Anhalt	134	01.01.1969	31.12.2006
54069	Bühne (Rimbeck)	Sachsen-Anhalt	100	01.01.1969	31.12.2006
54236	Wittmar	Niedersachsen	135	01.01.1931	31.05.2005
54257	Brunslieberfeld	Niedersachsen	198	01.01.1941	31.01.1995
54260	Helmstedt	Niedersachsen	140	01.03.1947	31.05.2005

Tabelle I.2 Übersicht der verwendeten Niederschlagsstundenwertstationen (ganzjährig beobachtet)

Stationskennung	Stationsname	Bundesland	Höhe [mNN]	Beobachtungsbeginn	Beobachtungsende
03173	Ummendorf	Sachsen-Anhalt	162	01.01.1993	31.12.2006
03180	Wenigerode	Sachsen-Anhalt	234	01.01.1993	31.12.2006
03193	Harzgerode	Sachsen-Anhalt	404	01.01.1993	31.12.2006
03984	Braunlage	Niedersachsen	607	01.01.1993	31.12.2006

Tabelle I.3 Übersicht der verwendeten Niederschlagsstundenwertstationen (nur im Sommer beobachtet)

Stationskennung	Stationsname	Bundesland	Höhe [mNN]	Beobachtungsbeginn	Beobachtungsende
44339	Strassberg	Sachsen-Anhalt	400	01.05.1993	31.10.2006
44401	Schierke	Sachsen-Anhalt	609	01.05.1993	31.10.2006
44408	Altenbrak	Sachsen-Anhalt	300	01.05.1993	31.10.2006
44416	Günthersberge	Sachsen-Anhalt	420	01.05.1993	31.10.2006
44423	Hasselfelde	Sachsen-Anhalt	461	01.05.1993	31.10.2006
44428	Derenburg	Sachsen-Anhalt	161	01.05.1993	31.10.2006
44434	Friedrichsbrunn	Sachsen-Anhalt	523	01.05.1993	31.10.2006
44442	Breitenstein	Sachsen-Anhalt	466	01.05.1993	31.10.2006

Tabelle I.4 Übersicht der verwendeten Temperaturstationen (Stundenwerte)

Stationskennung	Stationsname	Höhe [mNN]	Beobachtungsbeginn	Beobachtungsende
03173	Ummendorf	162	01.01.1989	29.03.2006
03180	Wenigerode	234	01.01.1951	29.03.2006
03193	Harzgerode	404	01.01.1981	29.03.2006
03984	Braunlage	607	01.01.1949	29.03.2006

Tabelle I.5 Übersicht der verwendeten Temperaturstationen (Tageswerte)

Stationskennung	Stationsname	Höhe [mNN]	Beobachtungsbeginn	Beobachtungsende
03180	Wenigerode	234	01.01.1947	31.07.2005
03193	Harzgerode	404	01.01.1947	31.12.2004
03984	Braunlage	607	01.01.1936	31.07.2005

Tabelle I.6 Übersicht der verwendeten Globalstrahlungsstationen (Stundenwerte)

Stationskennung	Stationsname	Höhe [mNN]	Beobachtungsbeginn	Beobachtungsende
03193	Harzgerode	404	01.01.1981	30.06.2003
03196	Braunschweig	88	01.07.1962	29.03.2006
03984	Braunlage	607	01.07.1957	12.07.2000

Tabelle I.7 Übersicht der verwendeten Abflussdaten

Kennziffer	Pegel	Wasserlauf	EZG [km ²]	Beobachtungszeitraum		
				Tageswerte	15 Min-Werte	Monatsscheitel
579405	Trautenstein	Rappbode	39,1	01.11.1950-31.12.2004	01.11.1997-05.10.2005	Nov. 1950 - Dez. 2004
579605	Silberhütte	Selke	105	01.11.1948-31.12.2004	15.08.1997-05.10.2005	Nov. 1948 - Dez. 2004
579712	Mahndorf	Holtemme	168	01.11.1971-31.10.2005	01.10.1996-05.10.2005	Nov. 1971 - Okt. 2005
579810	Oschersleben	Großer Graben	838	01.11.1986-31.12.2004	16.08.1997-05.10.2005	Nov. 1986 - Dez. 2004

Tabelle I.8 Übersicht der Einzelereignisse, Pegel Trautenstein

	Beginn	Ende	Abflussscheitel [m³/s]
Ereignis 1	07.04.1994 01:00	28.04.1994 24:00	13,45
Ereignis 2	28.02.1998 01:00	18.03.1998 24:00	8,57
Ereignis 3	30.05.1998 01:00	01.06.1998 24:00	3,84
Ereignis 4	22.10.1998 01:00	13.11.1998 24:00	17,85
Ereignis 5	24.02.1999 01:00	17.03.1999 24:00	11,26
Ereignis 6	01.12.1999 01:00	22.12.1999 24:00	7,48
Ereignis 7	22.01.2000 01:00	14.02.2000 24:00	10,29
Ereignis 8	24.02.2000 01:00	28.03.2000 24:00	8,79
Ereignis 9	30.12.2000 01:00	15.01.2001 24:00	9,18
Ereignis 10	03.02.2001 01:00	18.02.2001 24:00	6,61
Ereignis 11	15.07.2002 01:00	21.07.2002 24:00	9,13
Ereignis 12	09.08.2002 01:00	13.08.2002 24:00	4,48
Ereignis 13	20.12.2002 01:00	12.01.2003 24:00	14,40
Ereignis 14a	18.01.2002 01:00	07.02.2002 24:00	20,15
Ereignis 14b	18.01.2002 01:00	13.03.2002 24:00	20,15

Tabelle I.9 Übersicht der Einzelereignisse, Pegel Silberhütte

	Beginn	Ende	Abflussscheitel [m³/s]
Ereignis 1	09.04.1994 02:00	22.04.1994 24:00	73,6
Ereignis 2	22.10.1998 01:00	10.12.1998 24:00	23,8
Ereignis 3a	13.01.2002 01:00	09.02.2002 24:00	20,2
Ereignis 3b	13.01.2002 01:00	14.04.2002 24:00	20,8
Ereignis 4	16.07.2002 01:00	24.07.2002 24:00	6,41
Ereignis 5	06.07.2001 01:00	24.07.2001 24:00	3,04
Ereignis 6	26.01.2000 01:00	18.04.2000 24:00	7,29
Ereignis 7	19.12.2002 01:00	20.01.2003 24:00	19,7
Ereignis 8	14.02.1999 01:00	18.03.1999 24:00	10,5
Ereignis 9	25.02.1998 01:00	31.03.1998 24:00	6,76
Ereignis 10	06.03.2001 01:00	25.05.2001 24:00	5,75
Ereignis 11	26.12.2001 01:00	22.01.2001 24:00	6,76
Ereignis 12	27.05.1999 01:00	16.06.1999 24:00	2,78

Tabelle I.10 Übersicht der Einzelereignisse, Pegel Mahndorf

	Beginn	Ende	Abflussscheitel [m³/s]
Ereignis 1	15.07.2002 01:00	24.07.2002 24:00	54,33
Ereignis 2	22.10.1998 01:00	13.11.1998 24:00	31,04
Ereignis 3a	20.01.2002 01:00	04.02.2002 24:00	26,41
Ereignis 3b	20.01.2002 01:00	06.03.2002 24:00	26,41
Ereignis 4	21.12.2002 01:00	12.01.2003 24:00	18,97
Ereignis 5	22.02.2000 01:00	08.04.2000 24:00	15,83
Ereignis 6	02.01.1998 01:00	16.01.1998 24:00	19,16
Ereignis 7	10.08.2002 01:00	14.08.2002 24:00	10,55
Ereignis 8	15.09.1998 01:00	22.09.1998 24:00	5,02
Ereignis 9	28.05.1999 01:00	29.05.1999 24:00	6,61
Ereignis 10	07.07.2001 01:00	12.07.2001 24:00	5,02
Ereignis 11	10.09.2003 01:00	14.09.2003 24:00	5,84
Ereignis 12	04.04.1994 01:00	24.04.1994 24:00	49,46

Tabelle I.11 Übersicht der Einzelereignisse, Pegel Oschersleben

	Beginn	Ende	Abflussscheitel [m³/s]
Ereignis 1	10.04.1994 01:00	30.04.1994 24:00	21,13
Ereignis 2	23.10.1998 01:00	18.11.1998 24:00	7,63
Ereignis 3	12.12.1998 01:00	02.01.1999 24:00	6,05
Ereignis 4	27.01.1999 01:00	05.04.1999 24:00	10,71
Ereignis 5	03.05.2002 01:00	21.05.2002 24:00	6,67
Ereignis 6	25.12.2002 01:00	21.02.2003 24:00	25,82
Ereignis 7	31.01.2004 01:00	23.02.2004 24:00	7,75

Anhang II Extremwerte der disaggregierten Niederschlagsdaten

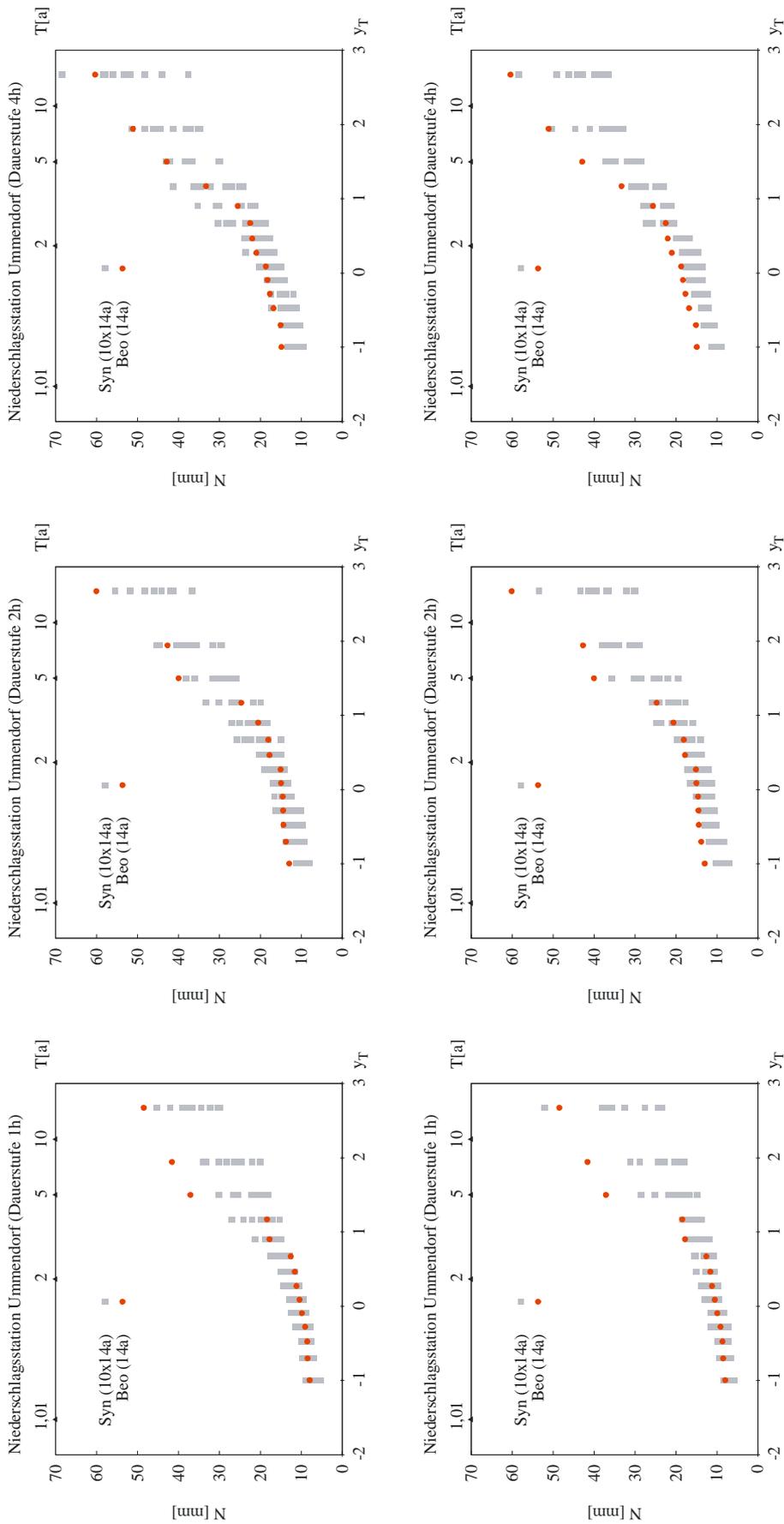


Abbildung II.1 Empirische Verteilungsfunktion der disaggregierten Niederschläge der Station Ummendorf für die Dauerstufen 1, 2 und 4 Stunden oben: Disaggregation mit Parametern der eigenen Station; unten: Disaggregation mit Parametern der Station Wernigerode

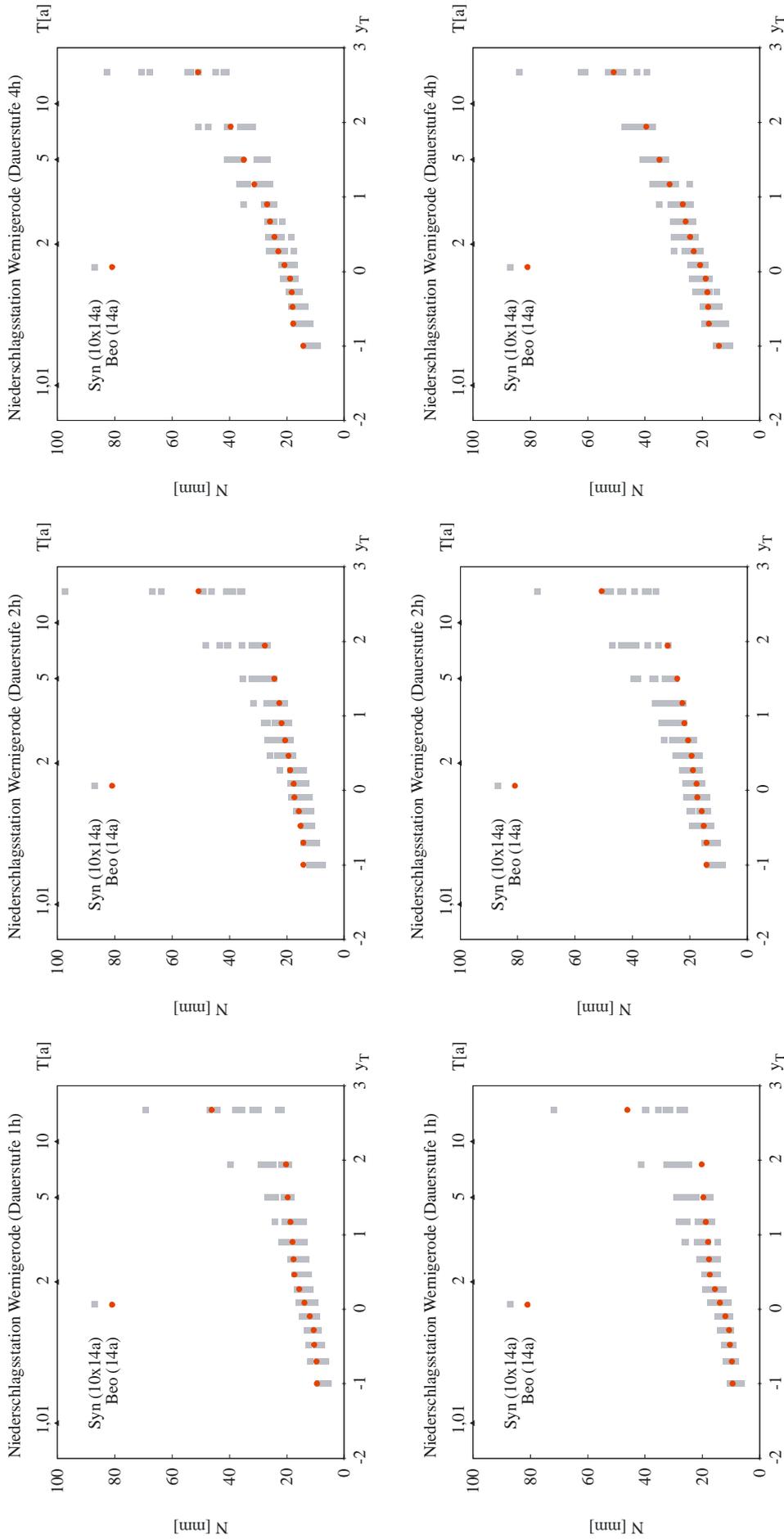


Abbildung II.2 Empirische Verteilungsfunktion der disaggregierten Niederschläge der Station Wermigerode für die Dauerstufen 1, 2 und 4 Stunden oben: Disaggregation mit Parametern der eigenen Station; unten: Disaggregation mit Parametern der Station Harzgerode

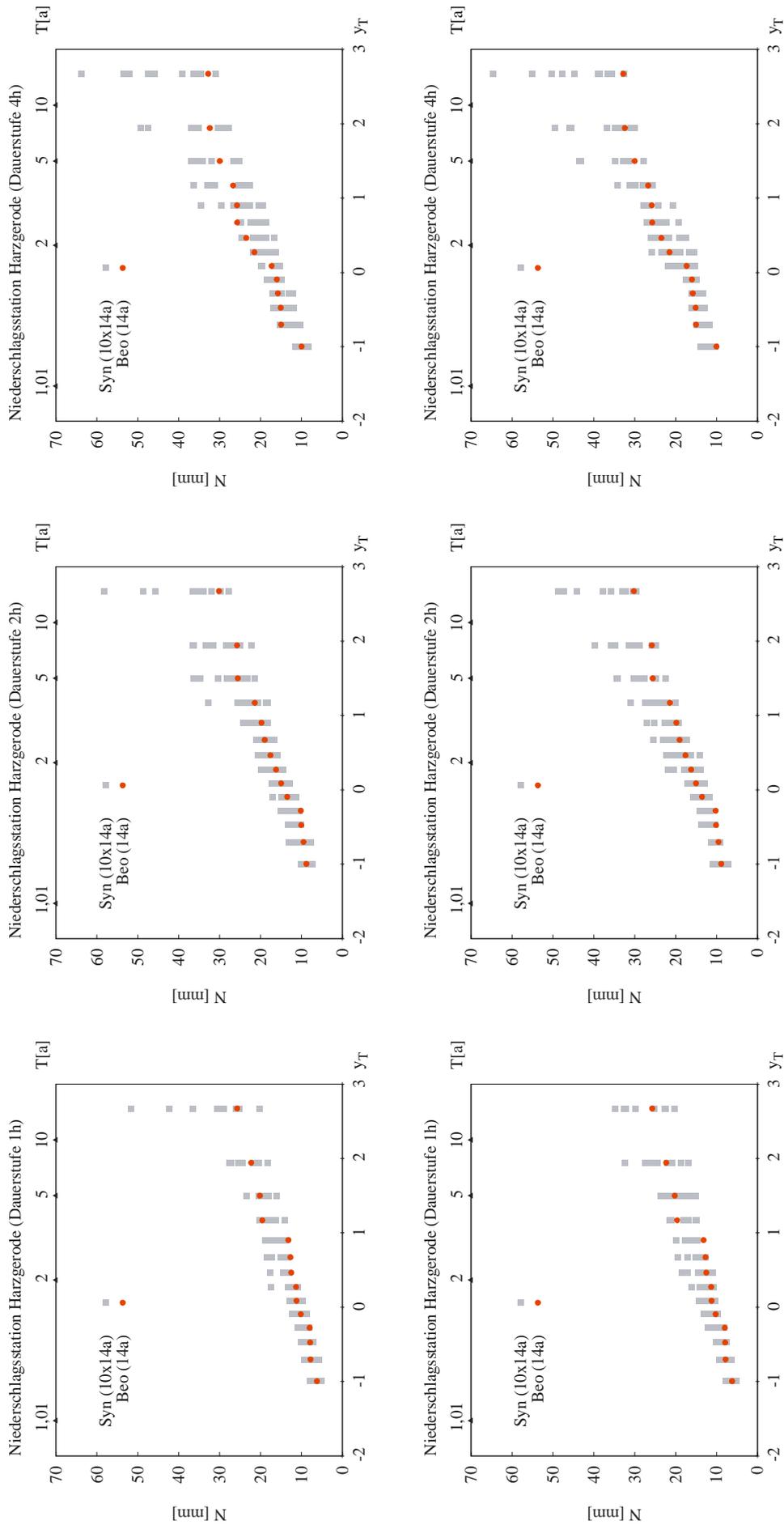


Abbildung II.3 Empirische Verteilungsfunktion der disaggregierten Niederschläge der Station Harzgerode für die Dauerstufen 1, 2 und 4 Stunden oben: Disaggregation mit Parametern der eigenen Station; unten: Disaggregation mit Parametern der Station Wernigerode

Anhang III Extremwerte der stochastischen Niederschlagsdaten

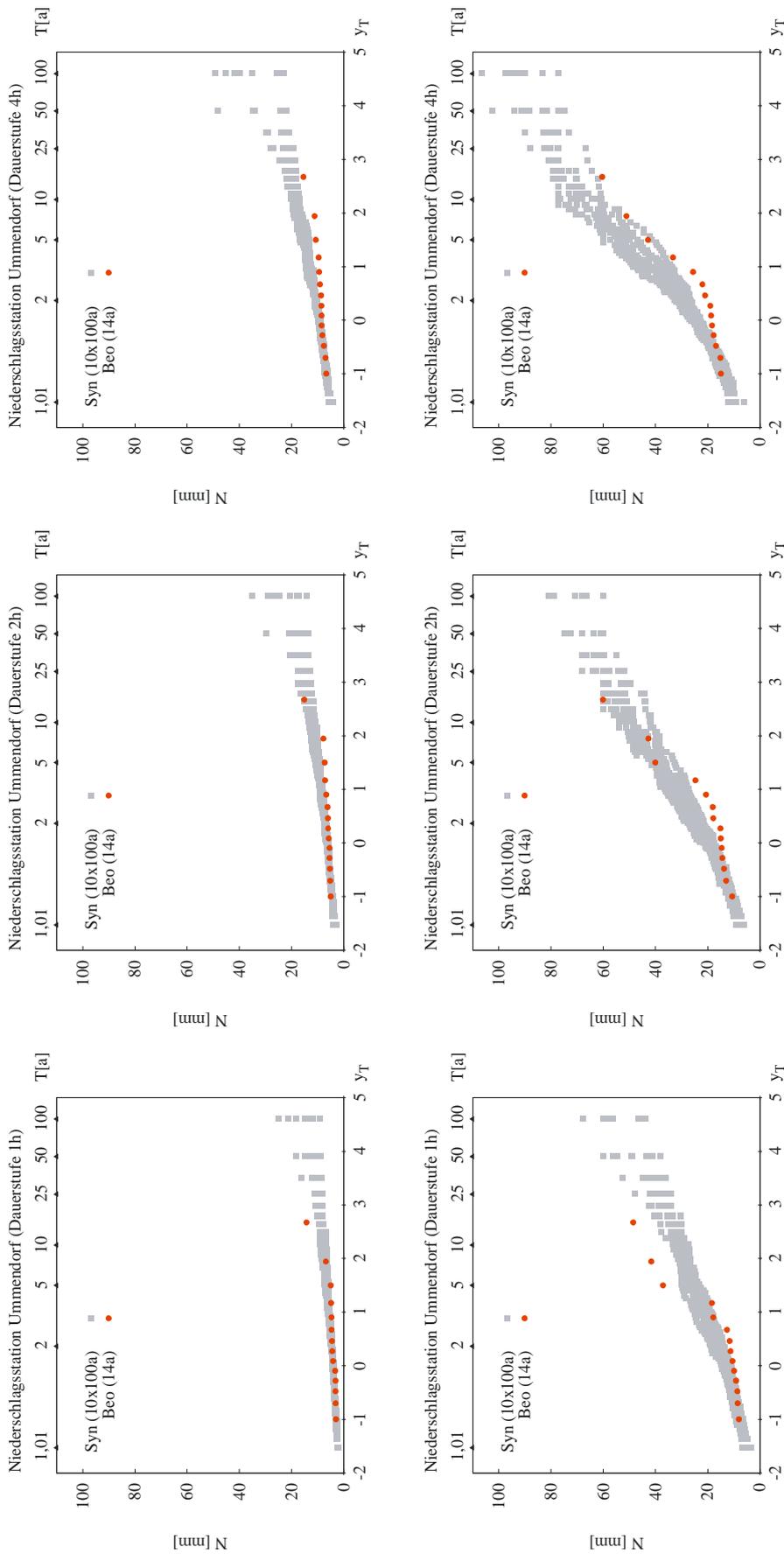


Abbildung III.1 Empirische Verteilungsfunktion der stochastischen Niederschläge der Station Ummendorf für die Dauerstufen 1, 2 und 4 Stunden
oben: Winter, unten: Sommer

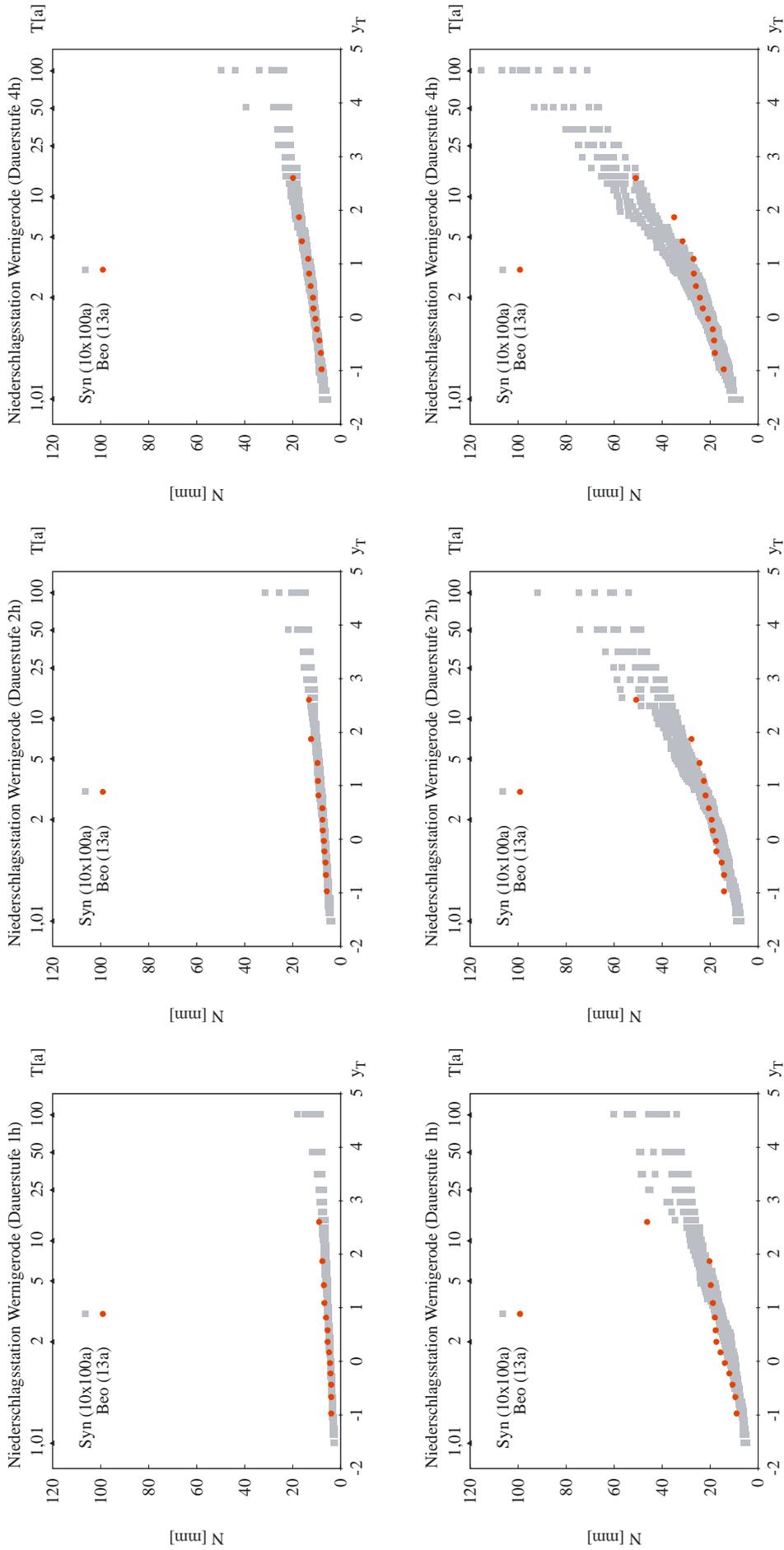


Abbildung III.2 Empirische Verteilungsfunktion der stochastischen Niederschläge der Station Wernigerode für die Dauerstufen 1, 2 und 4 Stunden oben: Winter, unten: Sommer

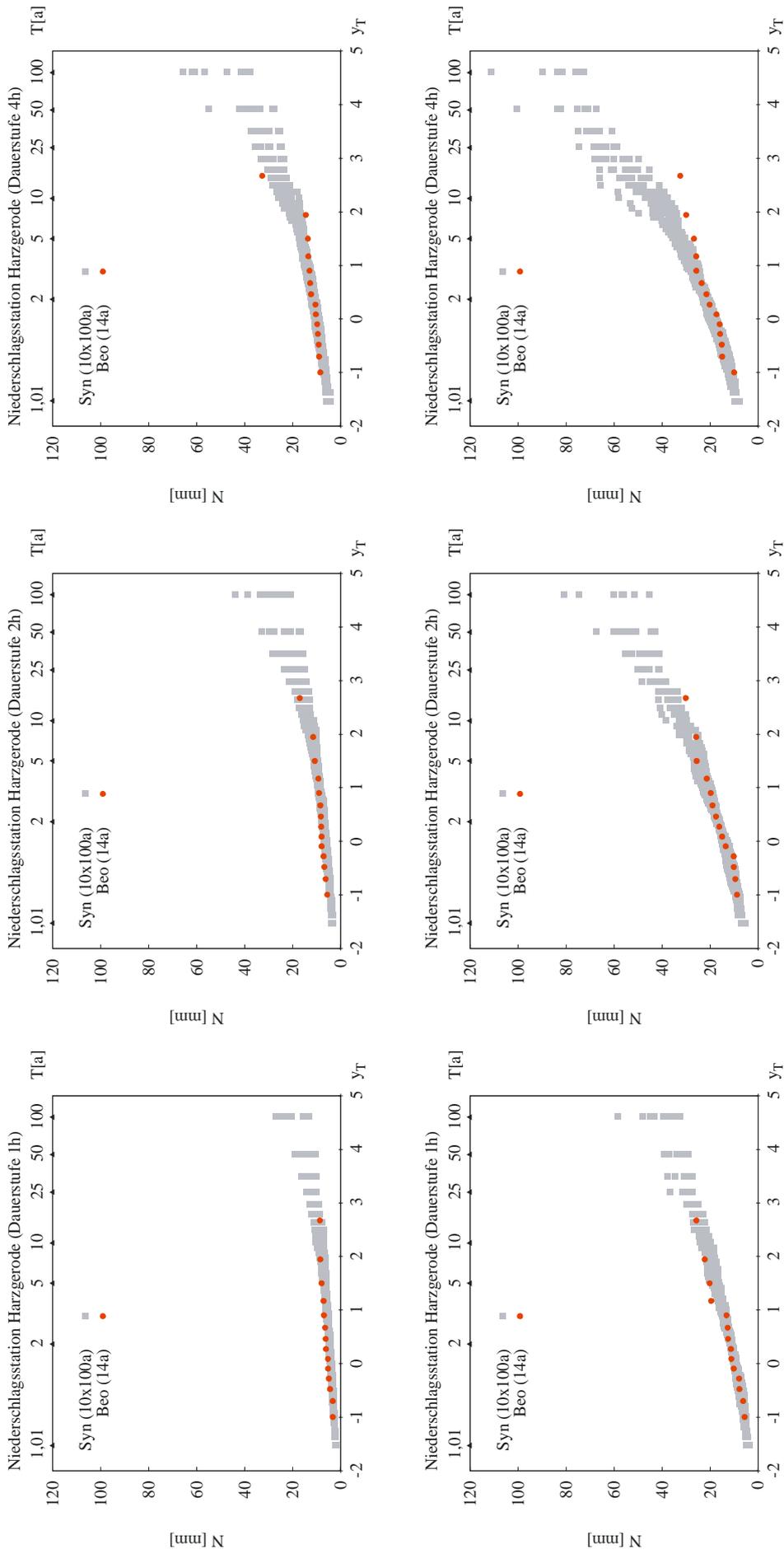


Abbildung III.3 Empirische Verteilungsfunktion der stationären Niederschläge der Station Harzgerode für die Dauerstufen 1, 2 und 4 Stunden oben: Winter, unten: Sommer

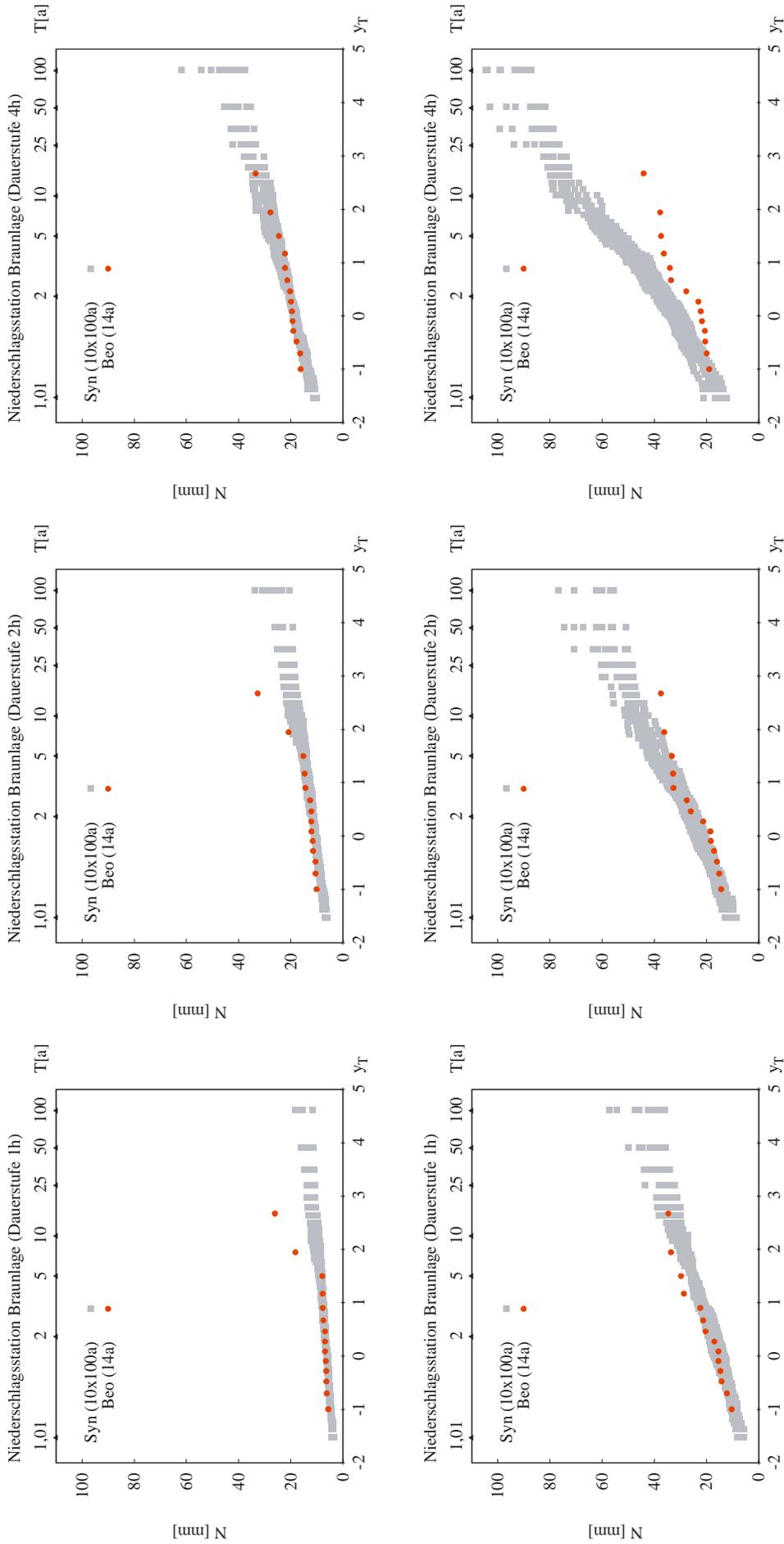


Abbildung III.4 Empirische Verteilungsfunktion der Station Braunlage für die Dauerstufen 1, 2 und 4 Stunden oben: Winter, unten: Sommer

Anhang IV Landnutzung

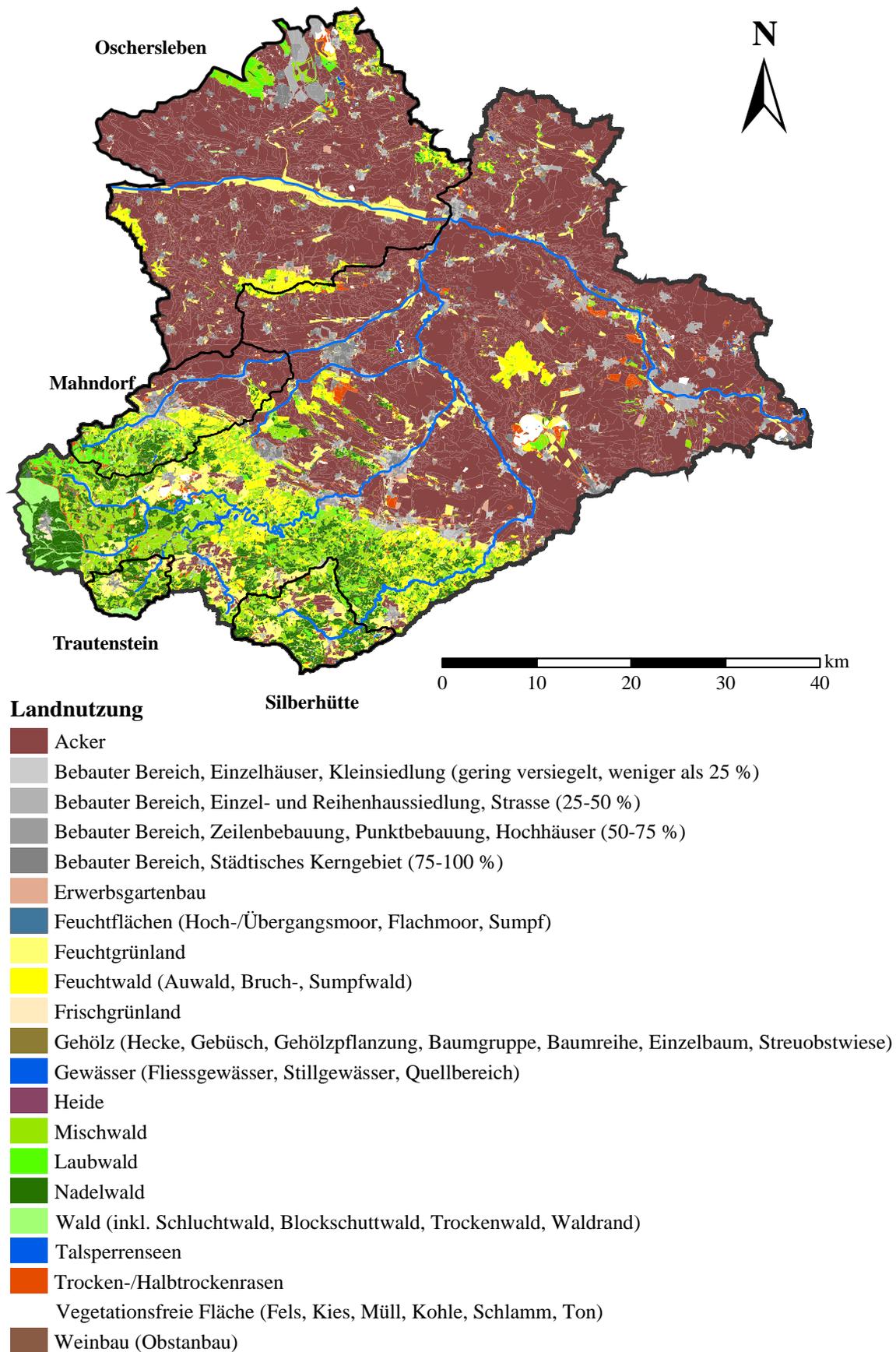
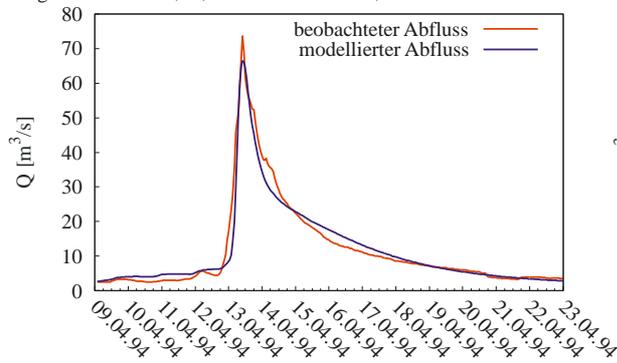


Abbildung IV.1 Landnutzung im Bodegebiet (CIR-Daten)

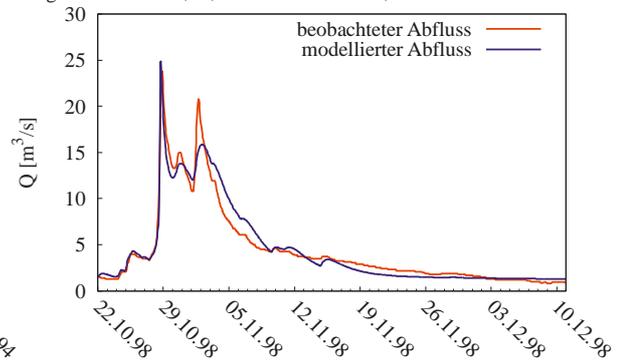
Anhang V Niederschlag-Abfluss-Modellierung

Pegel Silberhütte, Einzelereignisse

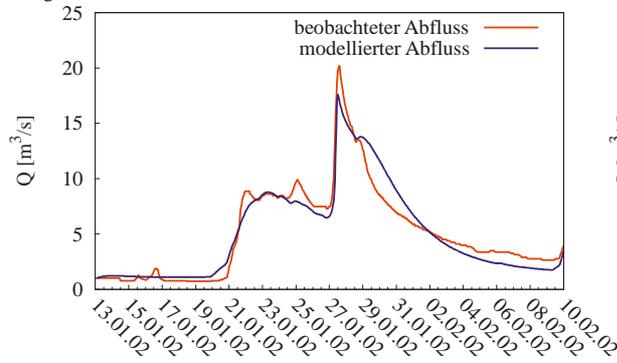
Ereignis 1: $NSK = 0,96$; Volumenfehler = $-0,31\%$



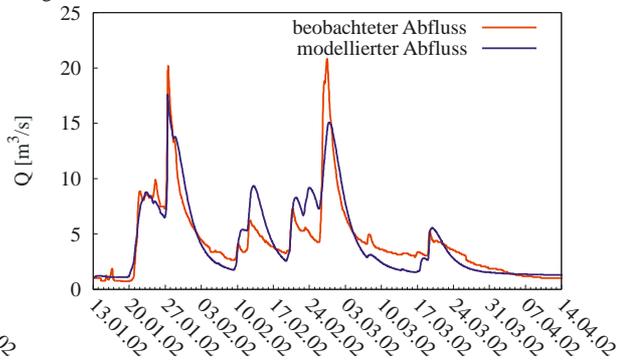
Ereignis 2: $NSK = 0,95$; Volumenfehler = $-1,05\%$



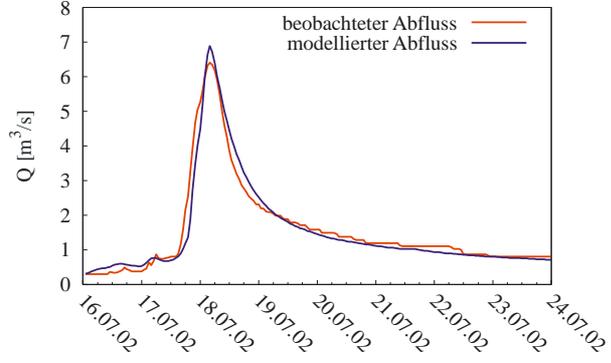
Ereignis 3a: $NSK = 0,93$; Volumenfehler = $1,25\%$



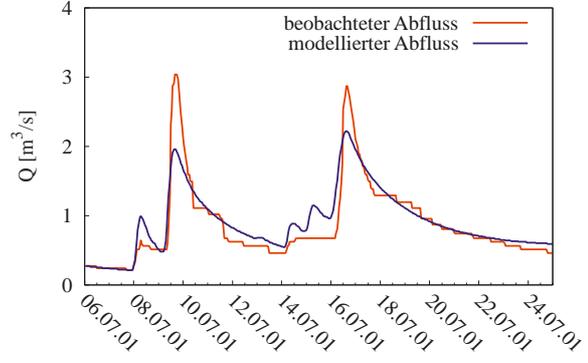
Ereignis 3b: $NSK = 0,82$; Volumenfehler = $-0,85\%$



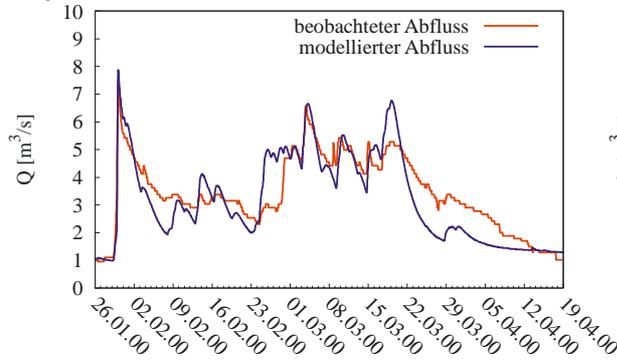
Ereignis 4: $NSK = 0,96$; Volumenfehler = $2,33\%$



Ereignis 5: $NSK = 0,83$; Volumenfehler = $-5,34\%$



Ereignis 6: $NSK = 0,64$; Volumenfehler = $6,48\%$



Ereignis 7: $NSK = 0,91$; Volumenfehler = $7,03\%$

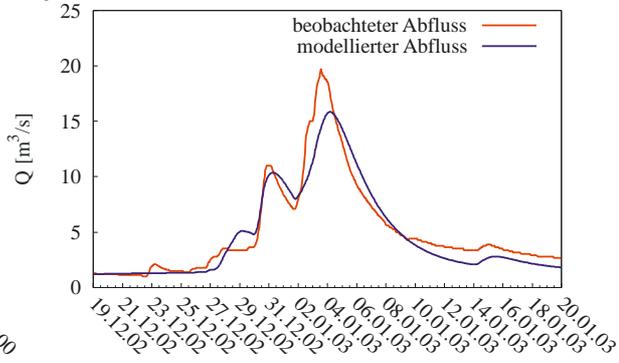
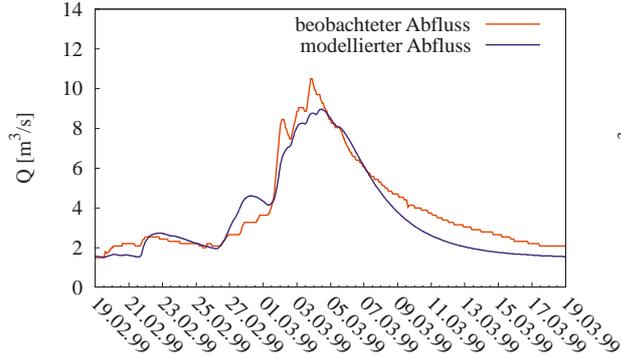


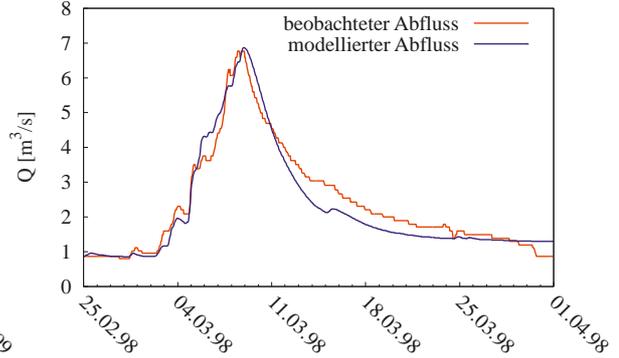
Abbildung V.1 Pegel Silberhütte, Einzelereignisse 1 – 7

Pegel Silberhütte, Einzelereignisse

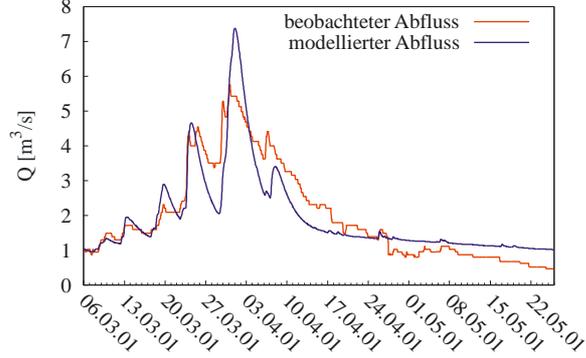
Ereignis 8: $NSK = 0,91$; Volumenfehler = 8,05%



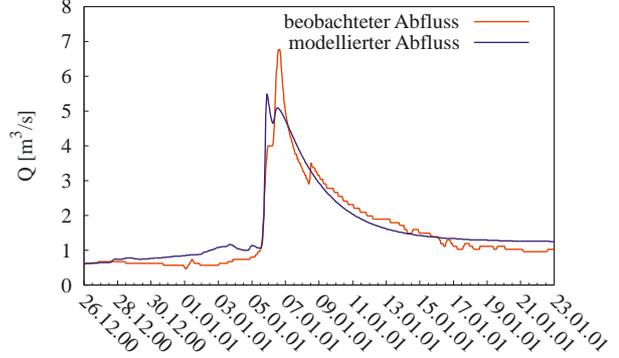
Ereignis 9: $NSK = 0,94$; Volumenfehler = 5,54%



Ereignis 10: $NSK = 0,81$; Volumenfehler = 1,74%



Ereignis 11: $NSK = 0,92$; Volumenfehler = -6,35%



Ereignis 12: $NSK = 0,49$; Volumenfehler = -0,82%

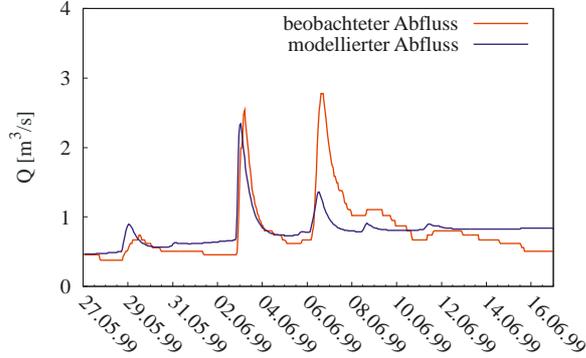


Abbildung V.2 Pegel Silberhütte, Einzelereignisse 8 – 12

Pegel Silberhütte, N-Belastung disaggregierte Niederschläge (10 Realisierungen à 36 Jahre)

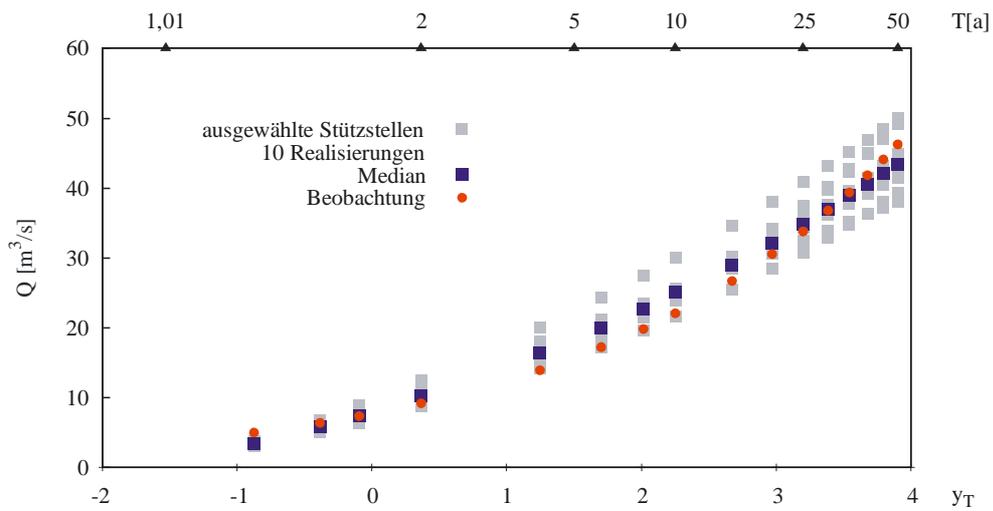


Abbildung V.3 Verteilung HQ (Jahr); Kalibrierung ausgewählte Stützstellen

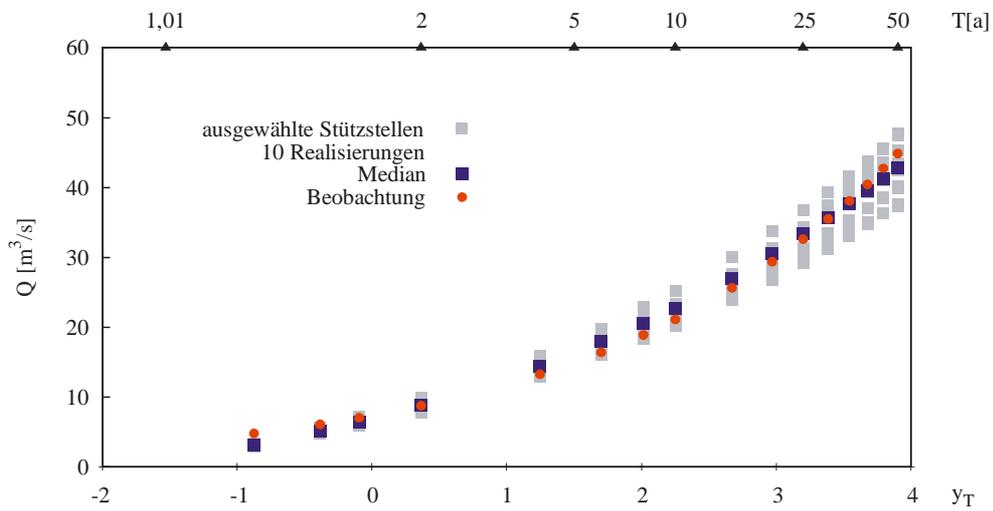


Abbildung V.4 Verteilung HQ (Winter); Kalibrierung ausgewählte Stützstellen

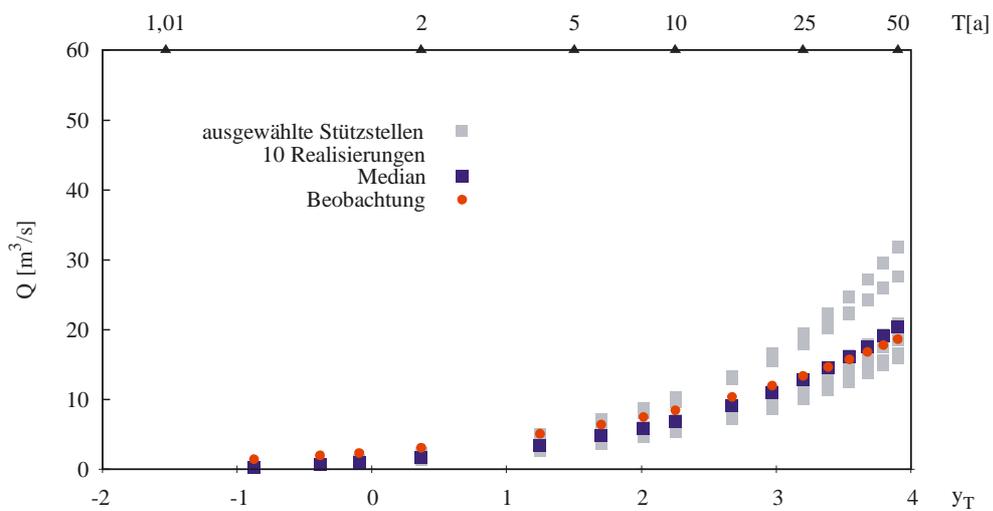


Abbildung V.5 Verteilung HQ (Sommer); Kalibrierung ausgewählte Stützstellen

Pegel Silberhütte, N-Belastung disaggregierte Niederschläge (20 Realisierungen à 36 Jahre)

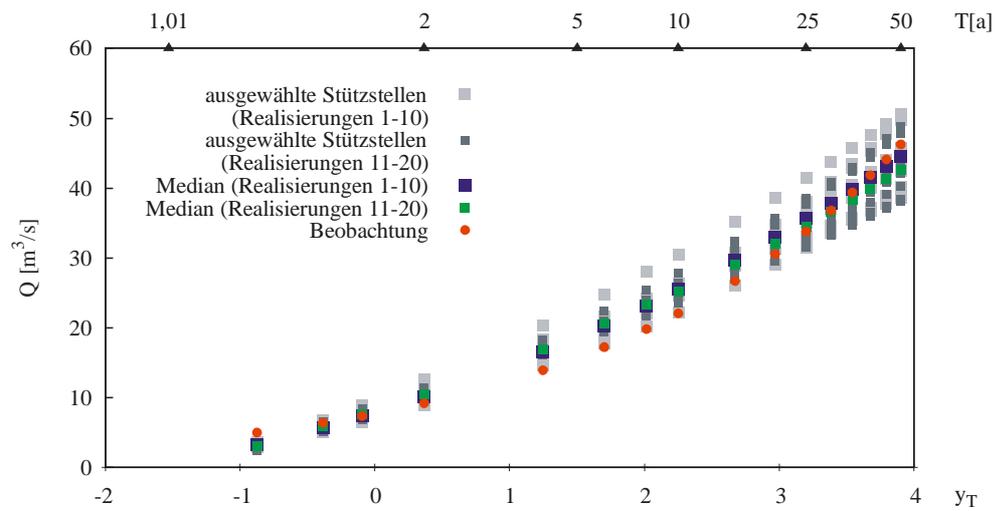


Abbildung V.6 Verteilung HQ (Jahr); Kalibrierung und Validierung ausgewählte Stützstellen

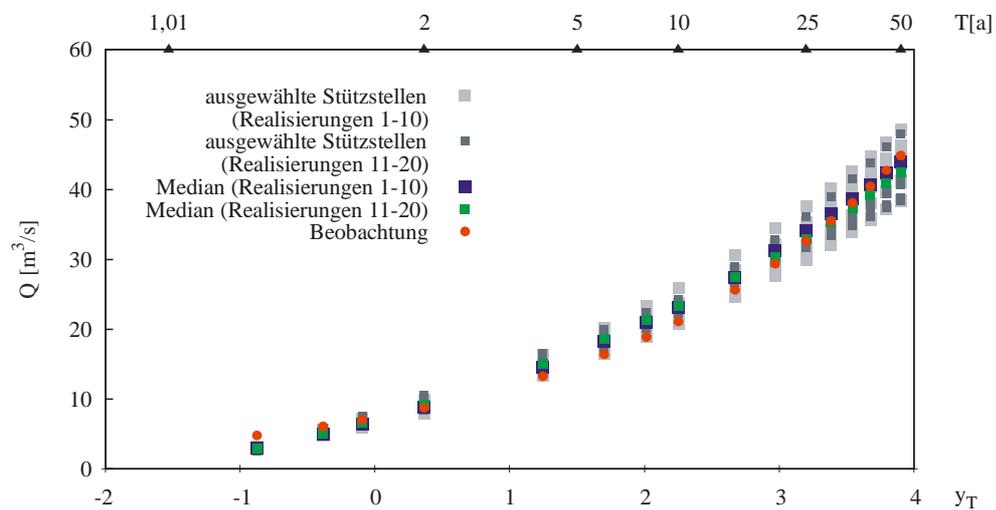


Abbildung V.7 Verteilung HQ (Winter); Kalibrierung und Validierung ausgewählte Stützstellen

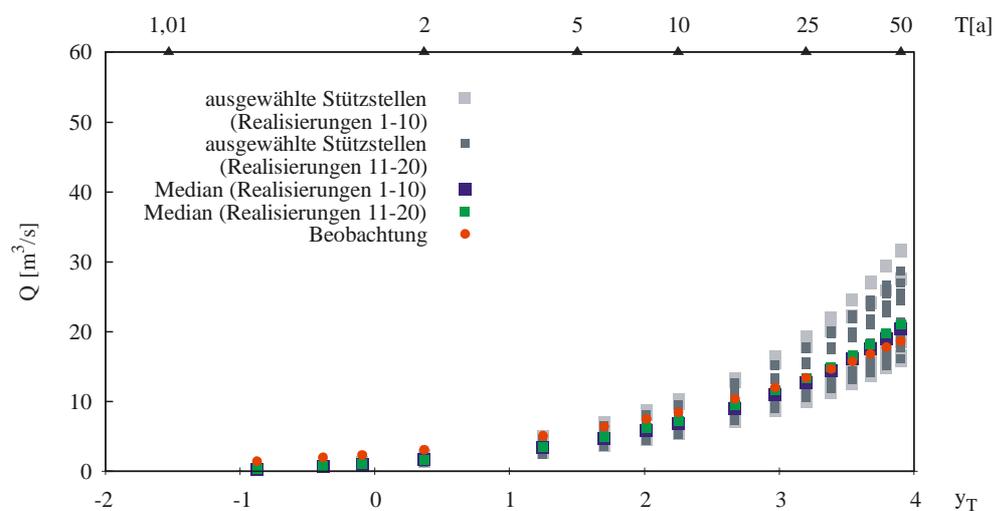


Abbildung V.8 Verteilung HQ (Sommer); Kalibrierung und Validierung ausgewählte Stützstellen

Pegel Silberhütte, N-Belastung disaggregierte Niederschläge (20 Realisierungen à 36 Jahre)

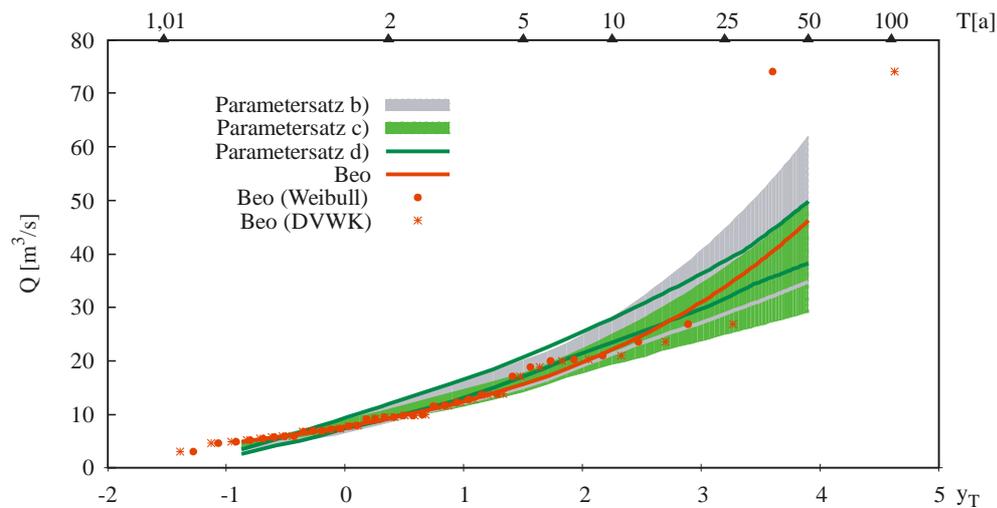


Abbildung V.9 Verteilung HQ (Jahr); AEV, 90%-Konfidenzintervall, Weibull bzw. DVWK Plotting Position

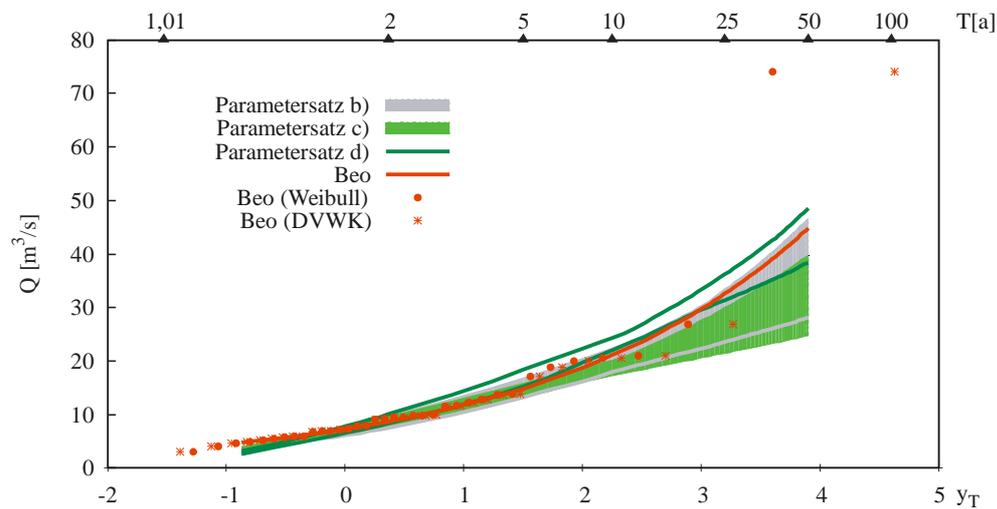


Abbildung V.10 Verteilung HQ (Winter); AEV, 90%-Konfidenzintervall, Weibull bzw. DVWK Plotting Position

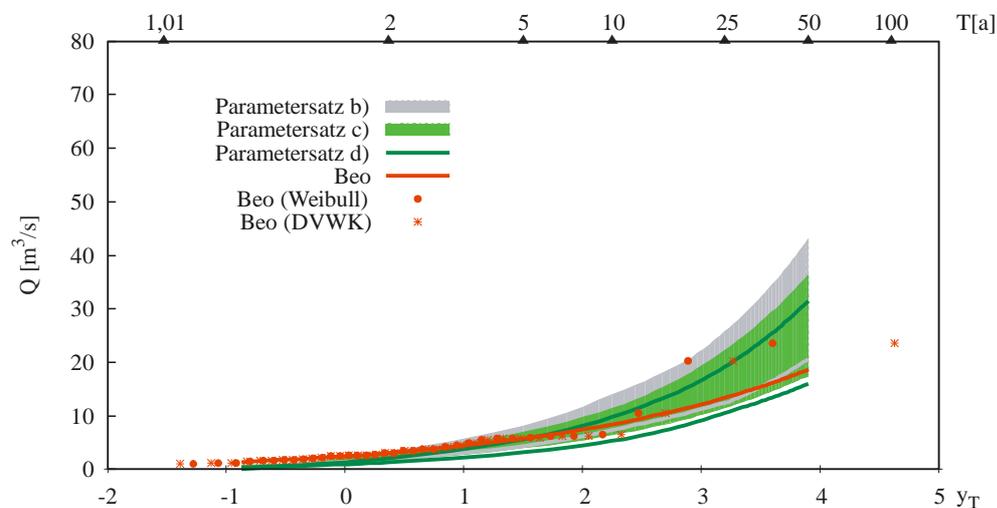


Abbildung V.11 Verteilung HQ (Sommer); AEV, 90%-Konfidenzintervall, Weibull bzw. DVWK Plotting Position

Pegel Silberhütte, N-Belastung stochastische Niederschläge (10 Realisierungen à 100 Jahre)

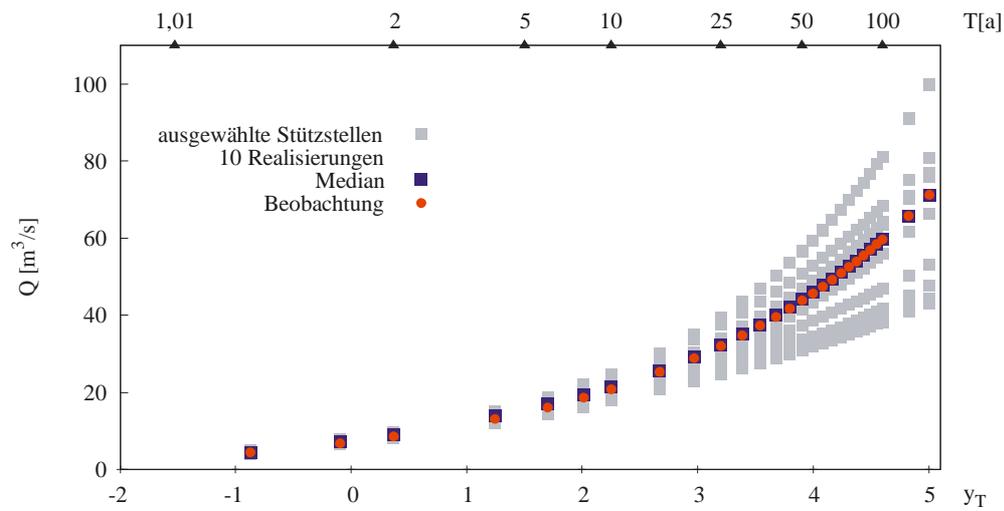


Abbildung V.12 Verteilung HQ (Jahr); Kalibrierung ausgewählte Stützstellen

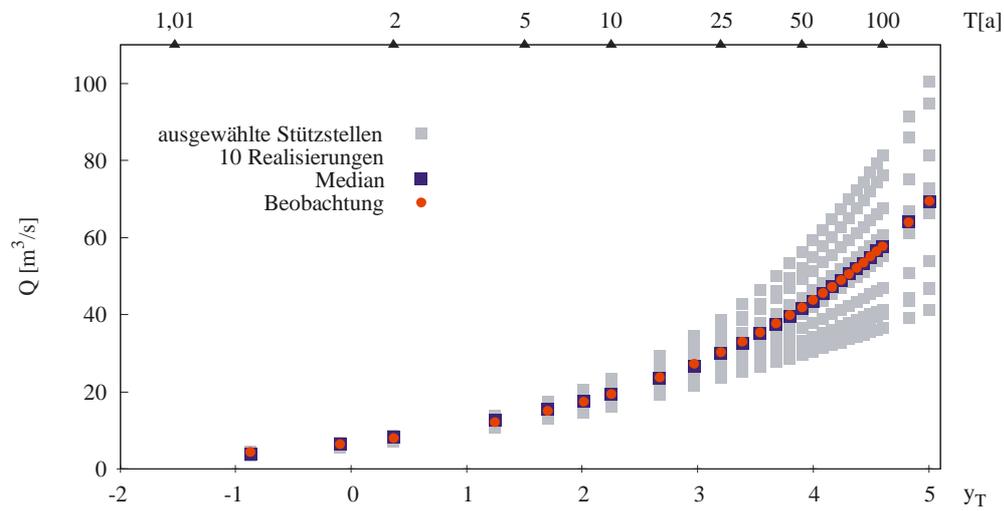


Abbildung V.13 Verteilung HQ (Winter); Kalibrierung ausgewählte Stützstellen

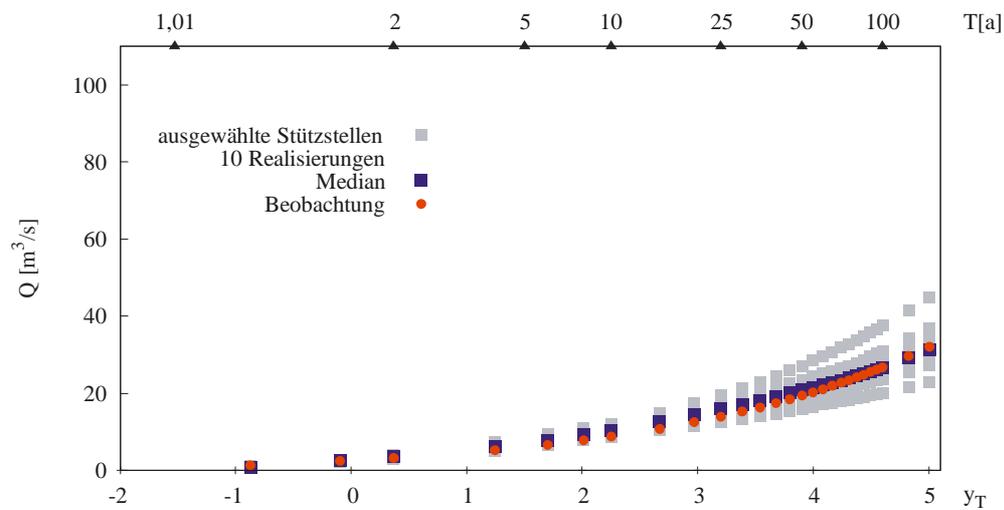


Abbildung V.14 Verteilung HQ (Sommer); Kalibrierung ausgewählte Stützstellen

Pegel Silberhütte, N-Belastung stochastische Niederschläge (20 Realisierungen à 100 Jahre)

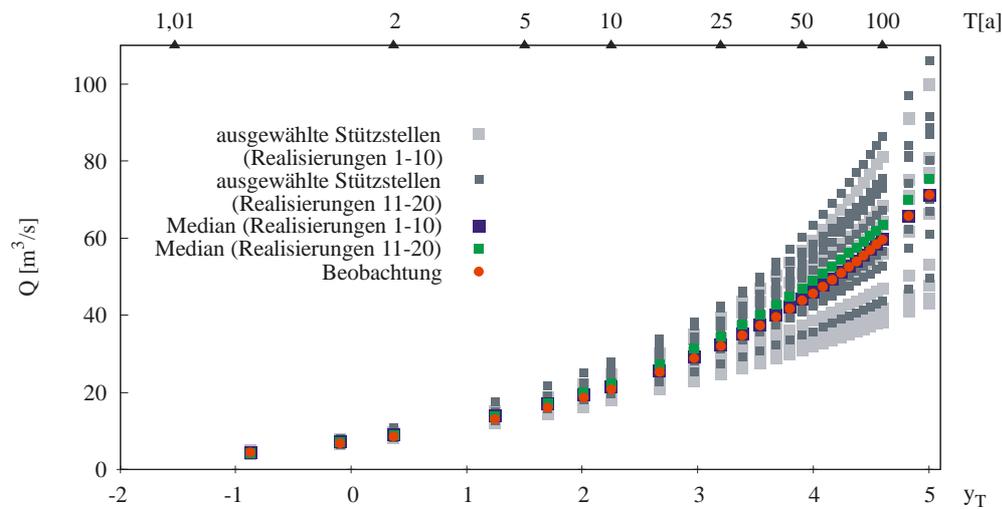


Abbildung V.15 Verteilung HQ (Jahr); Kalibrierung und Validierung ausgewählte Stützstellen

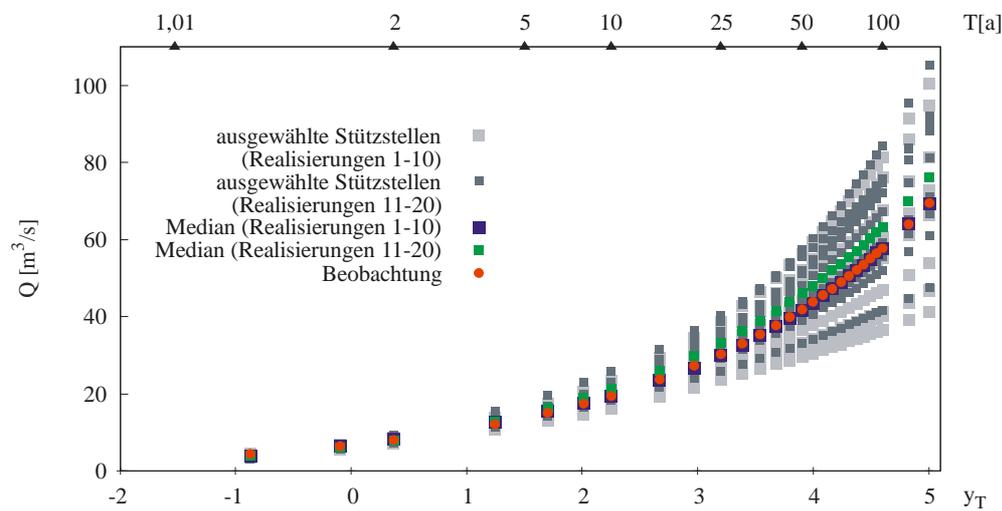


Abbildung V.16 Verteilung HQ (Winter); Kalibrierung und Validierung ausgewählte Stützstellen

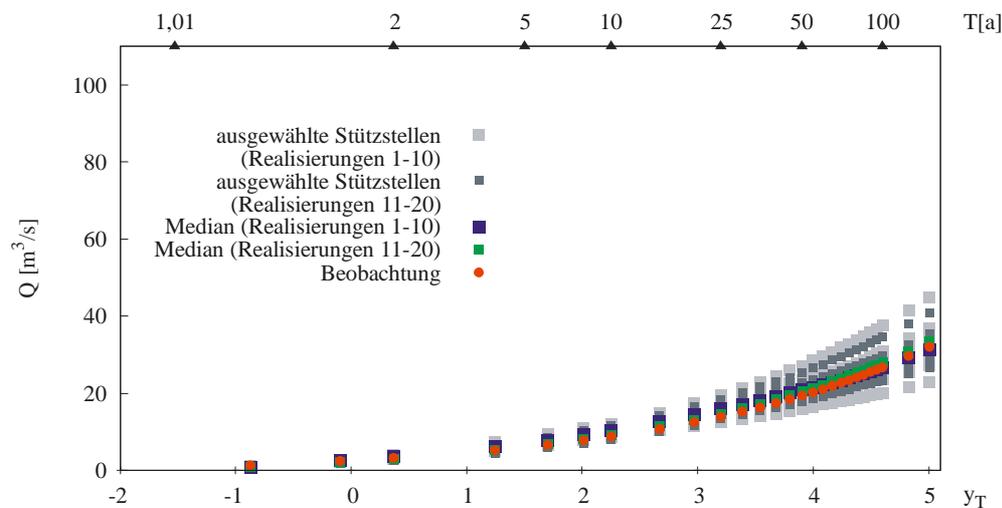


Abbildung V.17 Verteilung HQ (Sommer); Kalibrierung und Validierung ausgewählte Stützstellen

Pegel Silberhütte, N-Belastung stochastische Niederschläge (20 Realisierungen à 100 Jahre)

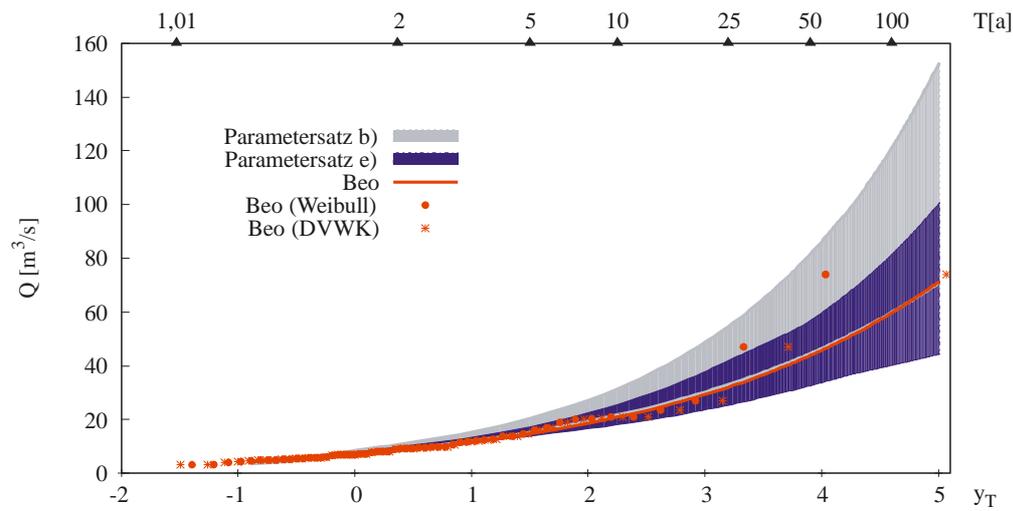


Abbildung V.18 Verteilung HQ (Jahr); AEV, 90%-Konfidenzintervall, Weibull bzw. DVWK Plotting Position

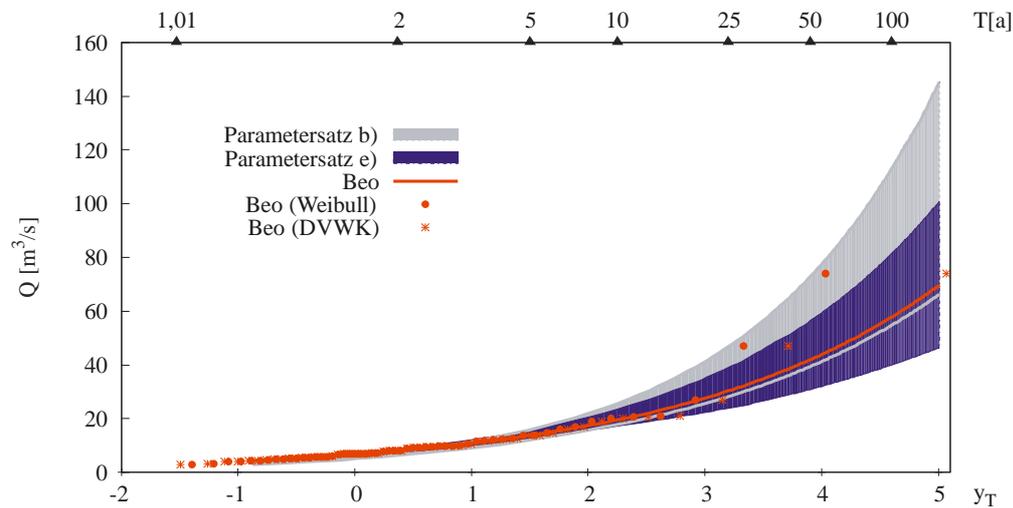


Abbildung V.19 Verteilung HQ (Winter); AEV, 90%-Konfidenzintervall, Weibull bzw. DVWK Plotting Position

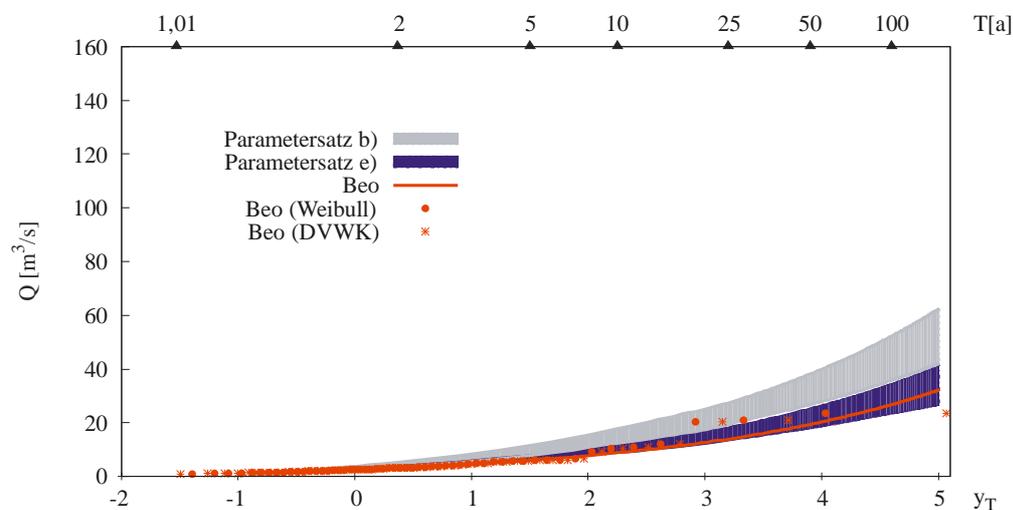
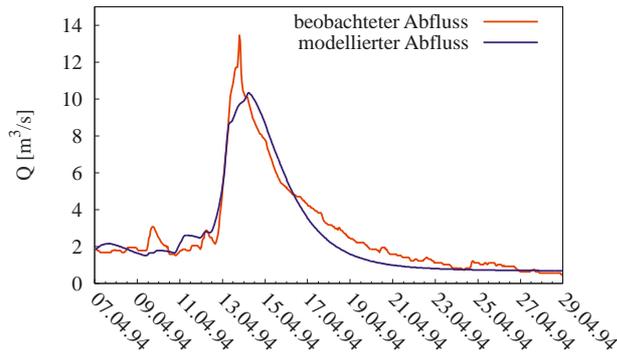


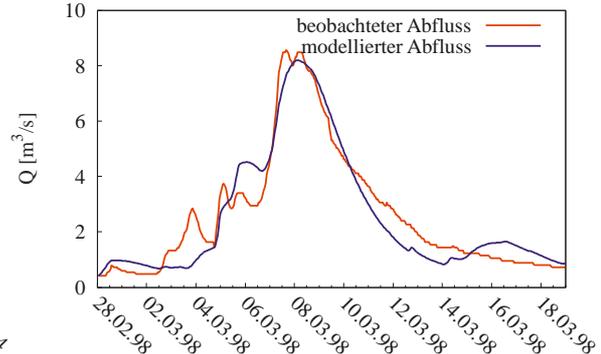
Abbildung V.20 Verteilung HQ (Sommer); AEV, 90%-Konfidenzintervall, Weibull bzw. DVWK Plotting Position

Pegel Trautenstein, Einzelereignisse

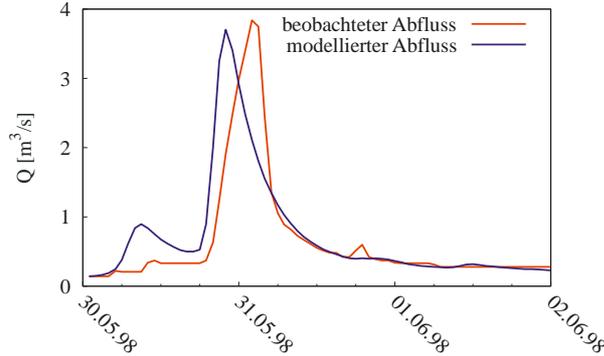
Ereignis 1: $NSK = 0,93$; Volumenfehler = 6,80%



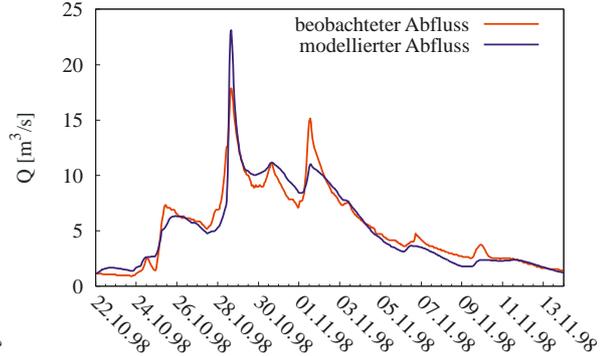
Ereignis 2: $NSK = 0,91$; Volumenfehler = 2,53%



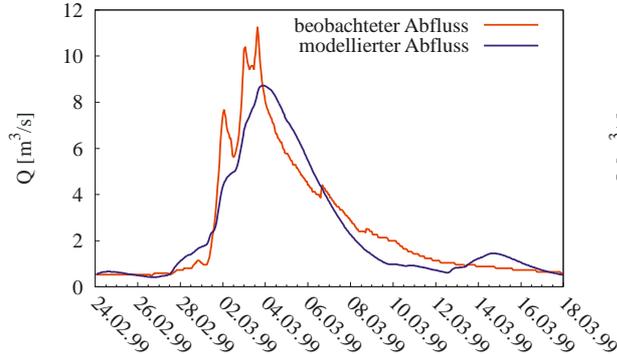
Ereignis 3: $NSK = 0,58$; Volumenfehler = -11,85%



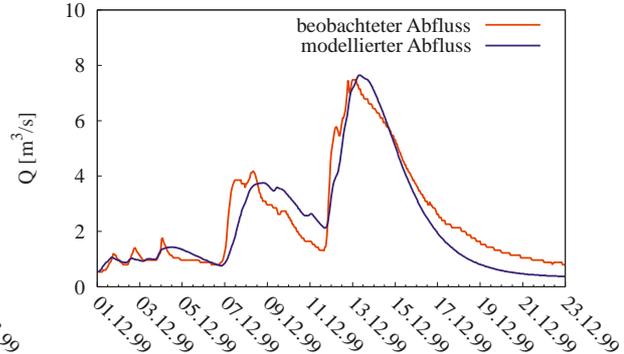
Ereignis 4: $NSK = 0,92$; Volumenfehler = 2,01%



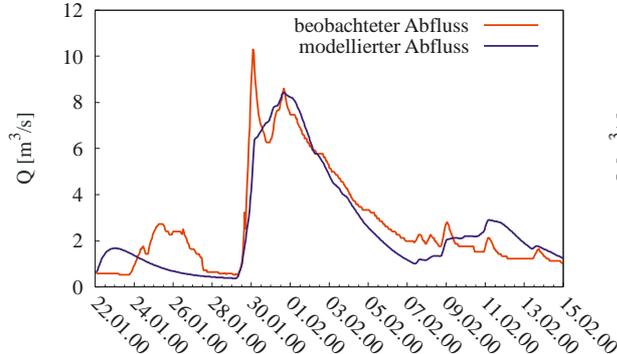
Ereignis 5: $NSK = 0,88$; Volumenfehler = 4,96%



Ereignis 6: $NSK = 0,87$; Volumenfehler = 7,45%



Ereignis 7: $NSK = 0,81$; Volumenfehler = 6,76%



Ereignis 8: $NSK = 0,88$; Volumenfehler = 5,54%

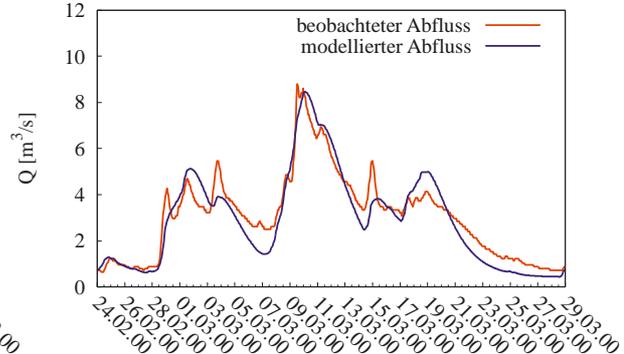
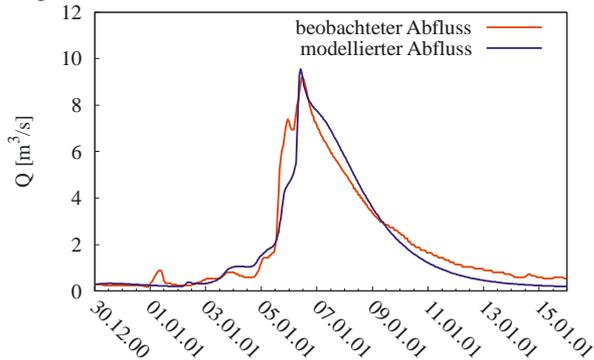


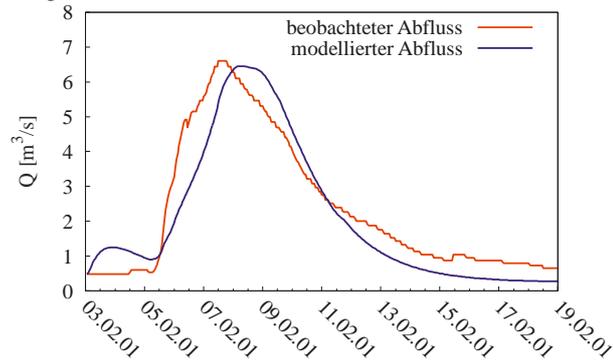
Abbildung V.21 Pegel Trautenstein, Einzelereignisse 1 – 8

Pegel Trautenstein, Einzelereignisse

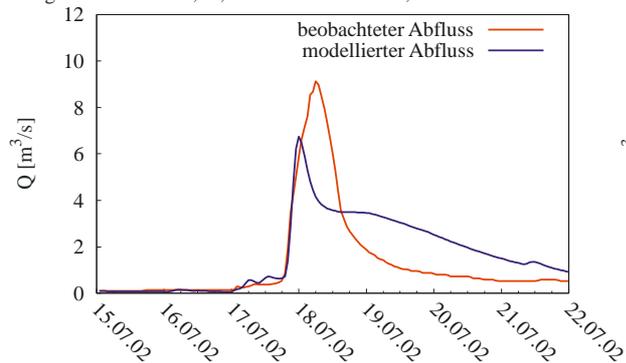
Ereignis 9: NSK = 0,93; Volumenfehler = 7,00%



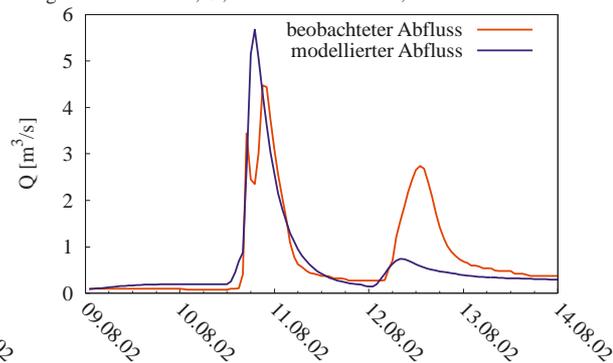
Ereignis 10: NSK = 0,85; Volumenfehler = 10,28%



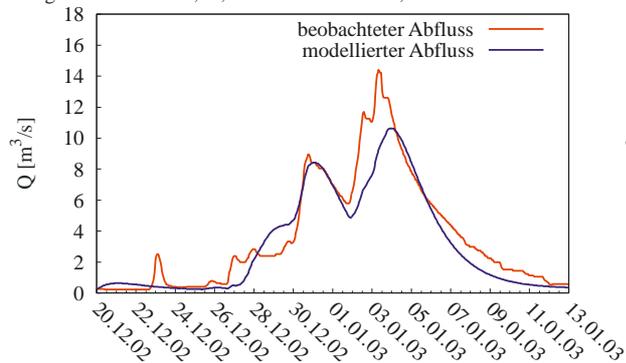
Ereignis 11: NSK = 0,57; Volumenfehler = -27,55%



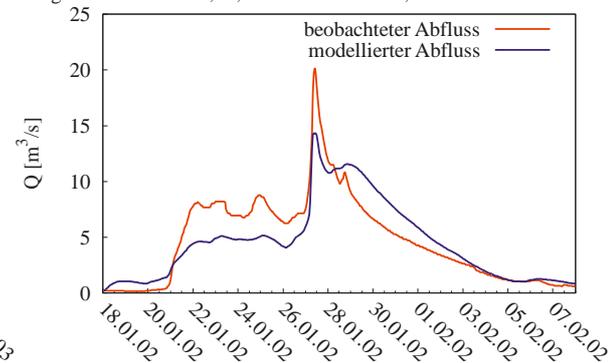
Ereignis 12: NSK = 0,49; Volumenfehler = 15,36%



Ereignis 13: NSK = 0,87; Volumenfehler = 14,05%



Ereignis 14a: NSK = 0,76; Volumenfehler = 4,47%



Ereignis 14b: NSK = 0,78; Volumenfehler = 0,91%

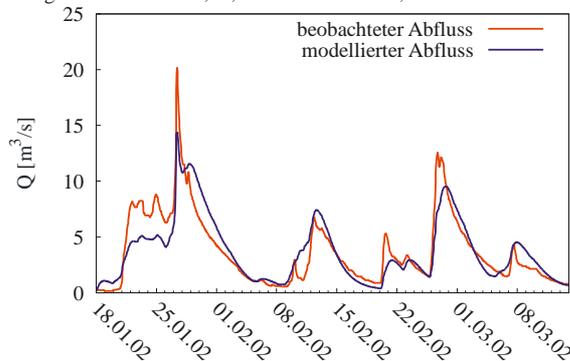


Abbildung V.22 Pegel Trautenstein, Einzelereignisse 9 – 14

Pegel Trautenstein, N-Belastung disaggregierte Niederschläge (10 Realisierungen à 36 Jahre)

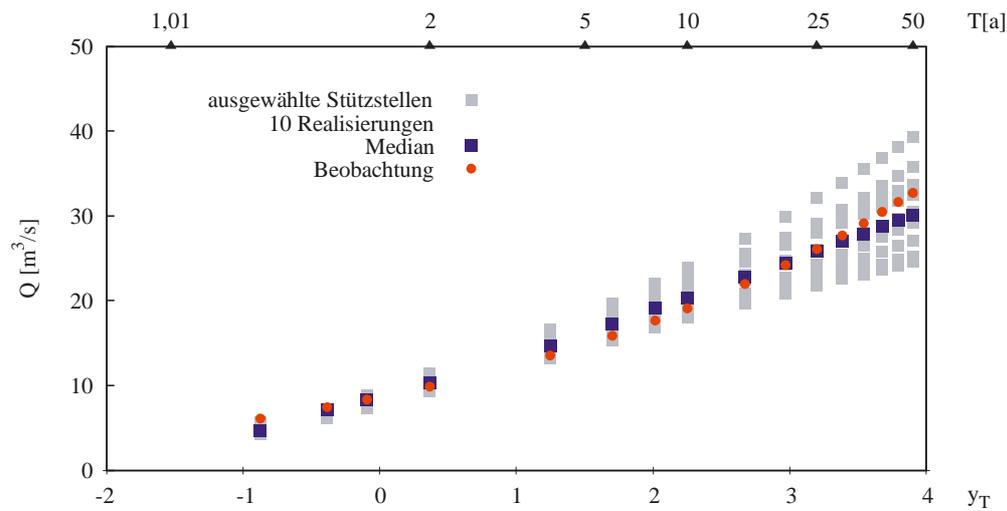


Abbildung V.23 Verteilung HQ (Jahr); Kalibrierung ausgewählte Stützstellen

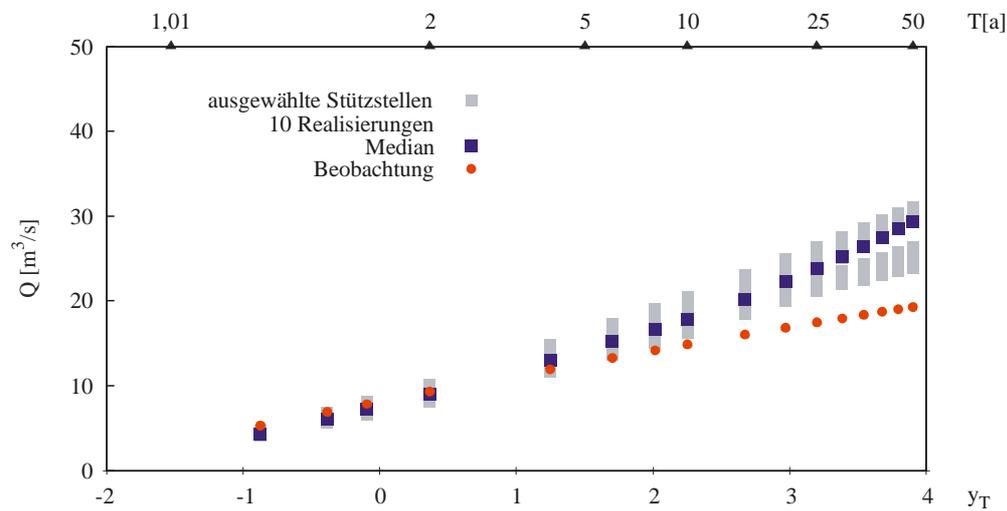


Abbildung V.24 Verteilung HQ (Winter); Kalibrierung ausgewählte Stützstellen

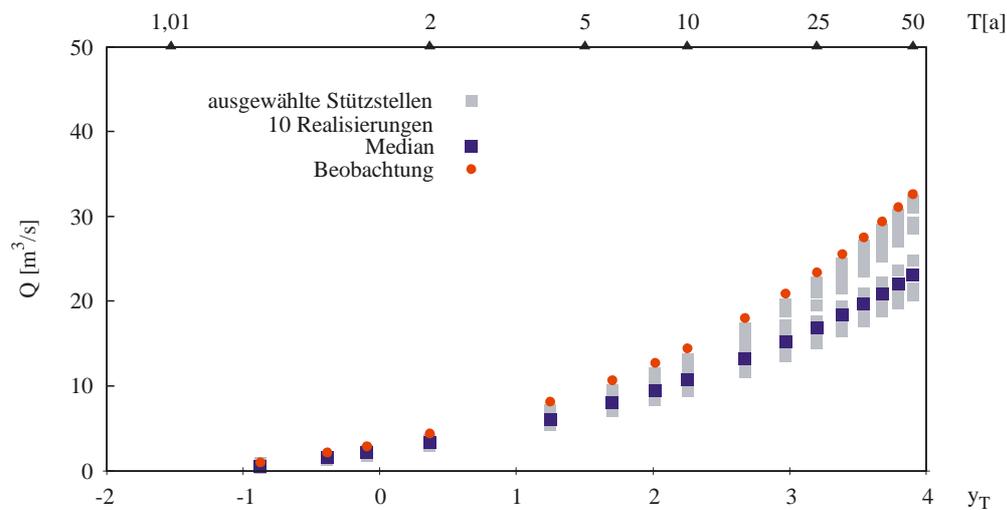


Abbildung V.25 Verteilung HQ (Sommer); Kalibrierung ausgewählte Stützstellen

Pegel Trautenstein, N-Belastung disaggregierte Niederschläge (20 Realisierungen à 36 Jahre)

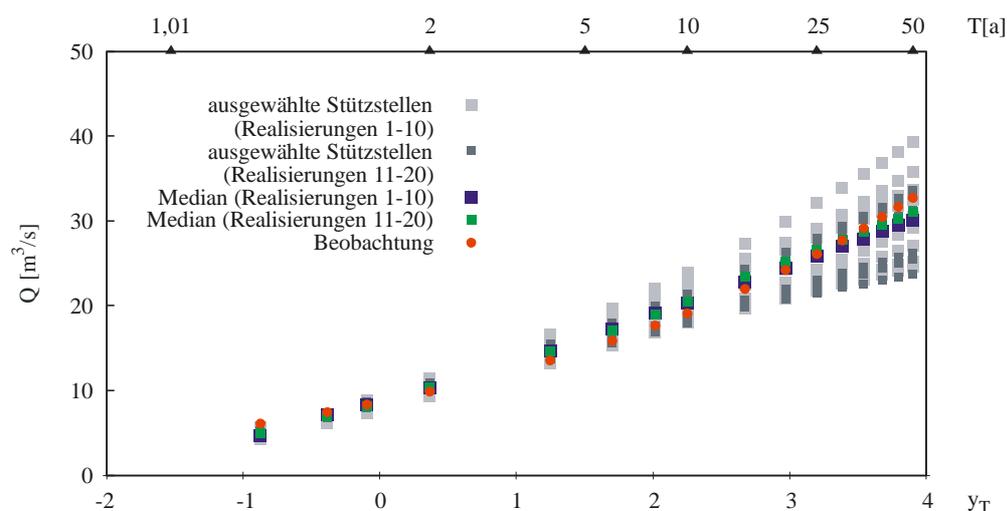


Abbildung V.26 Verteilung HQ (Jahr); Kalibrierung und Validierung ausgewählte Stützstellen

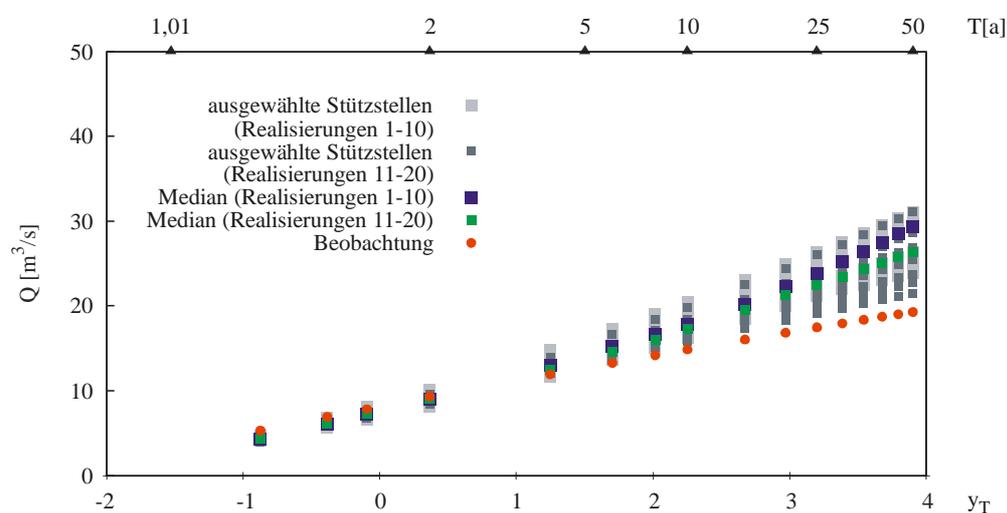


Abbildung V.27 Verteilung HQ (Winter); Kalibrierung und Validierung ausgewählte Stützstellen

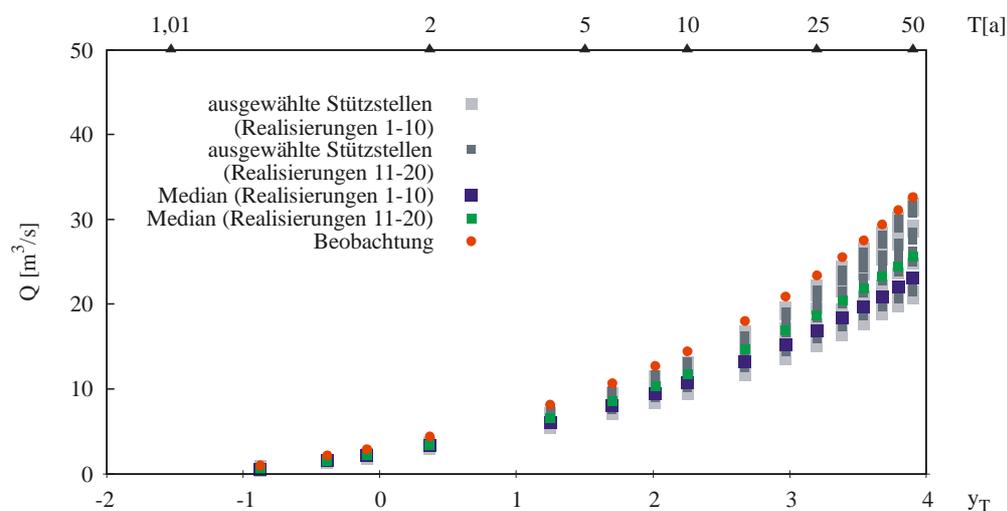


Abbildung V.28 Verteilung HQ (Sommer); Kalibrierung und Validierung ausgewählte Stützstellen

Pegel Trautenstein, N-Belastung disaggregierte Niederschläge (20 Realisierungen à 36 Jahre)

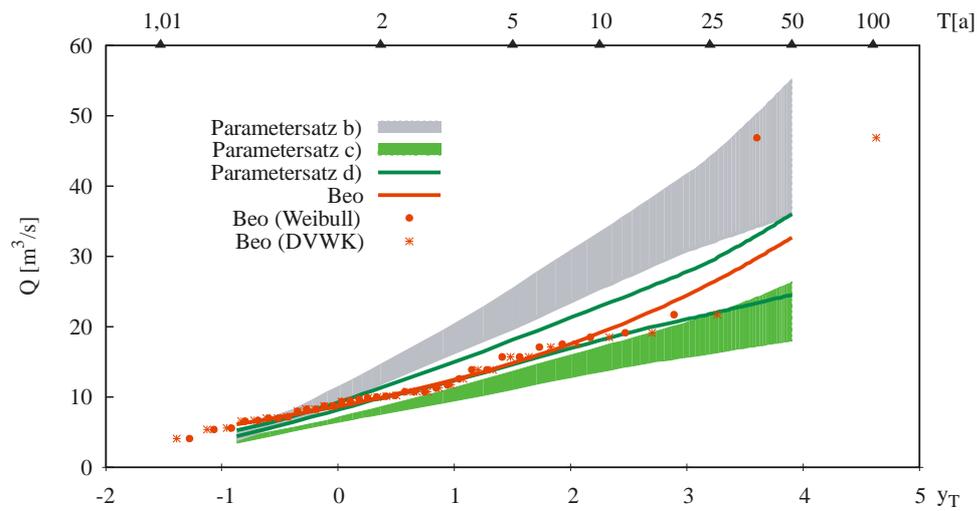


Abbildung V.29 Verteilung HQ (Jahr); AEV, 90%-Konfidenzintervall, Weibull bzw. DVWK Plotting Position

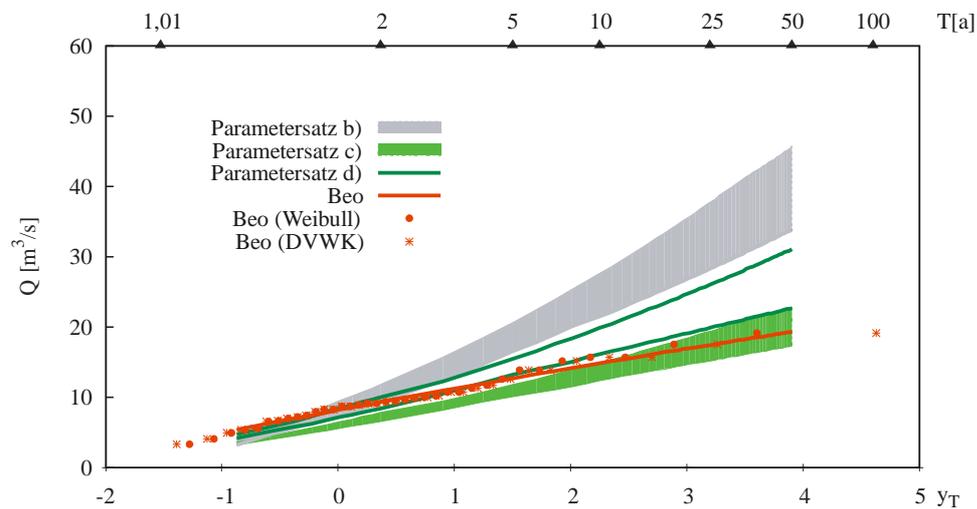


Abbildung V.30 Verteilung HQ (Winter); AEV, 90%-Konfidenzintervall, Weibull bzw. DVWK Plotting Position

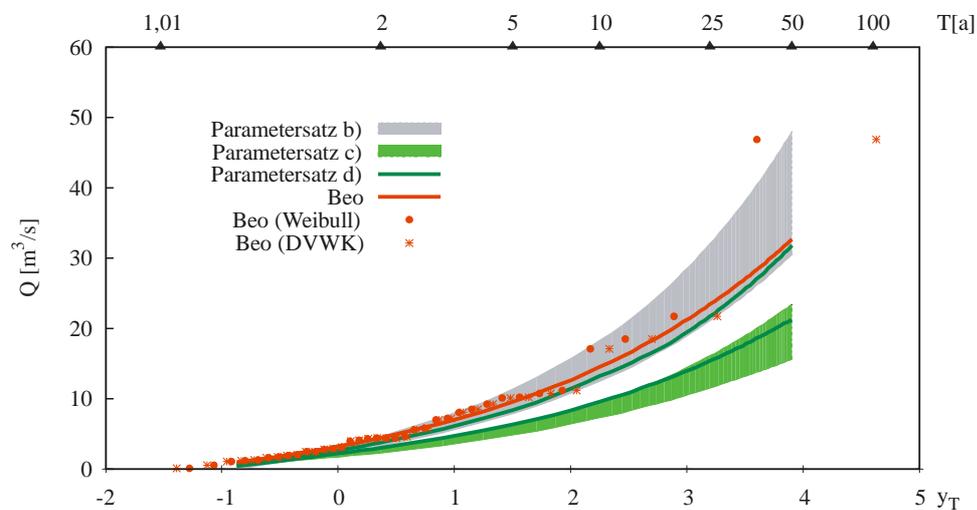


Abbildung V.31 Verteilung HQ (Sommer); AEV, 90%-Konfidenzintervall, Weibull bzw. DVWK Plotting Position

Pegel Trautenstein, N-Belastung stochastische Niederschläge (10 Realisierungen à 100 Jahre)

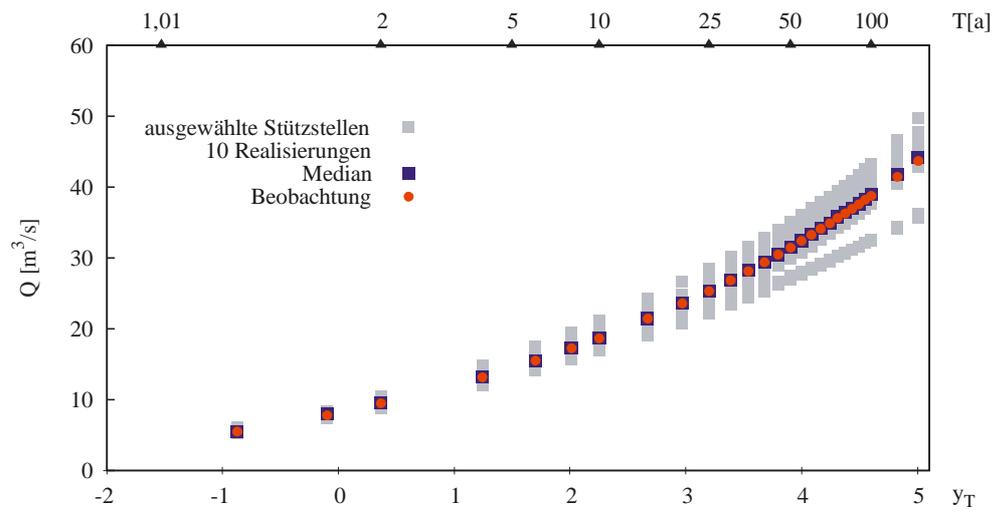


Abbildung V.32 Verteilung HQ (Jahr); Kalibrierung ausgewählte Stützstellen

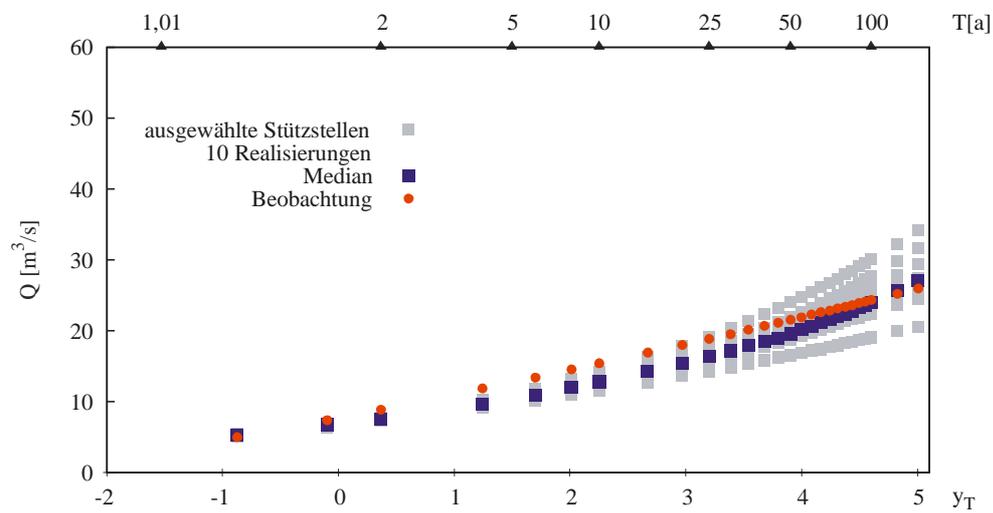


Abbildung V.33 Verteilung HQ (Winter); Kalibrierung ausgewählte Stützstellen

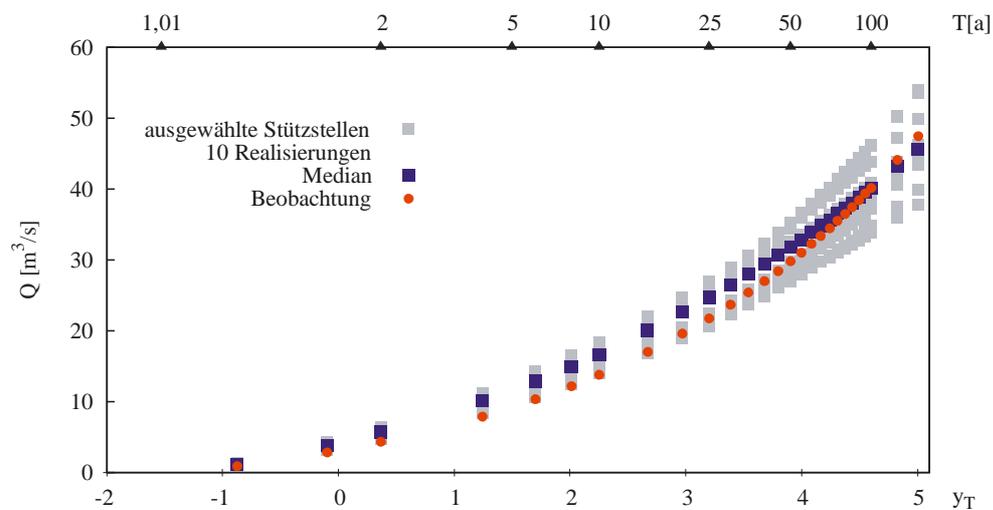


Abbildung V.34 Verteilung HQ (Sommer); Kalibrierung ausgewählte Stützstellen

Pegel Trautenstein, N-Belastung stochastische Niederschläge (20 Realisierungen à 100 Jahre)

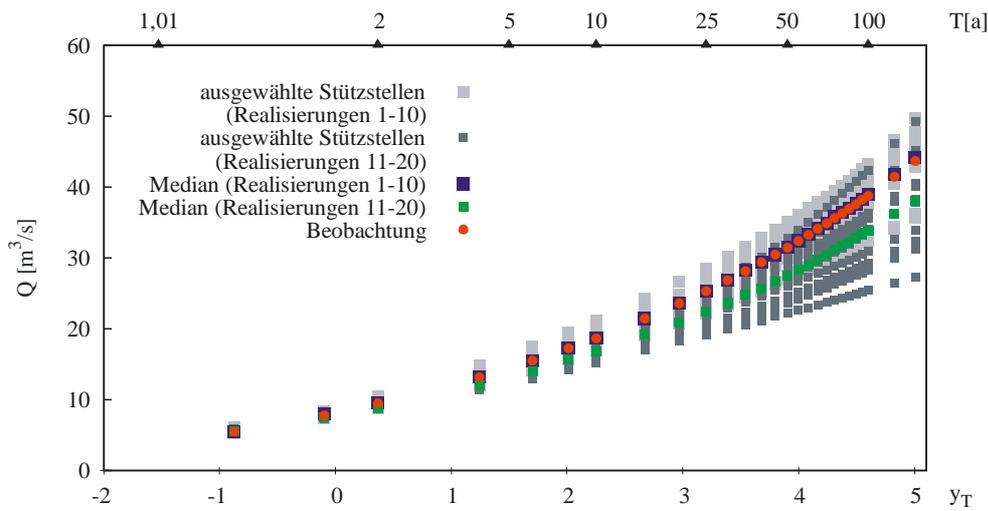


Abbildung V.35 Verteilung HQ (Jahr); Kalibrierung und Validierung ausgewählte Stützstellen

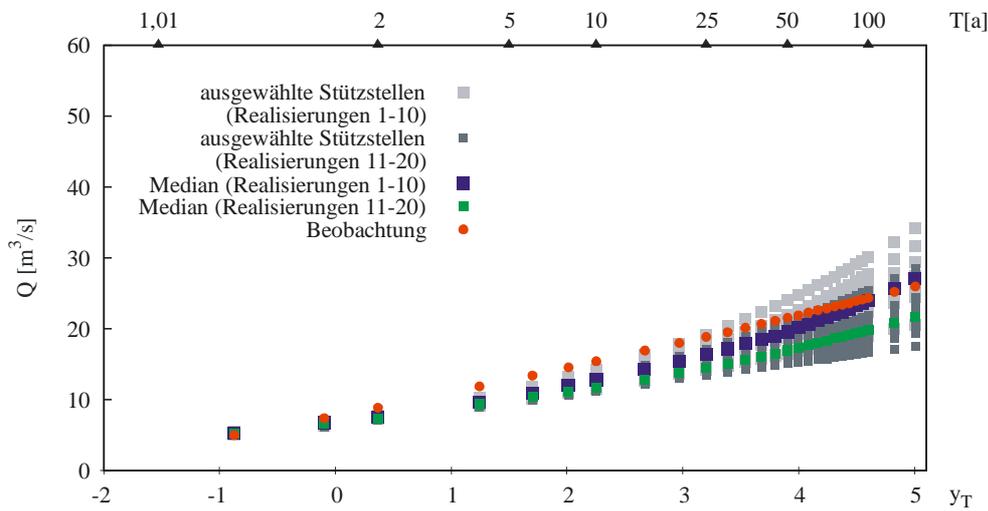


Abbildung V.36 Verteilung HQ (Winter); Kalibrierung und Validierung ausgewählte Stützstellen

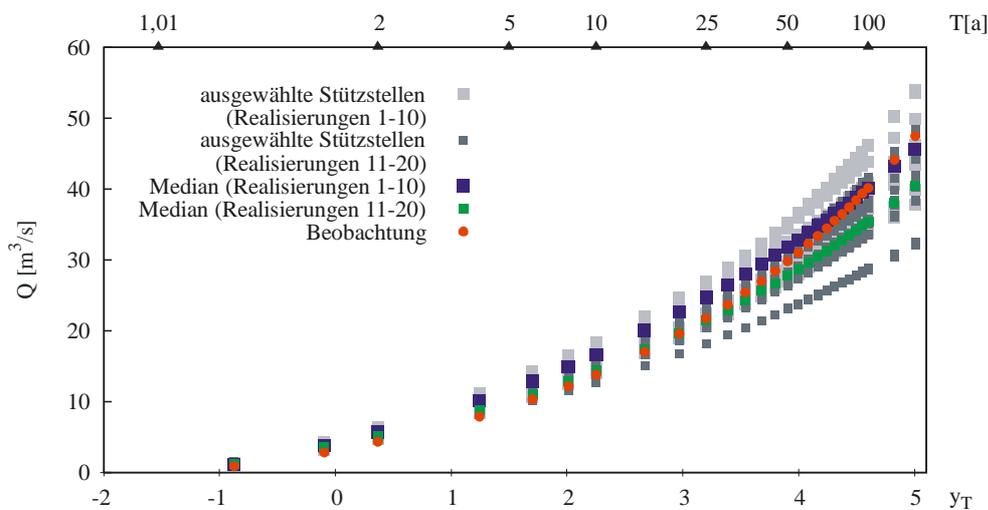


Abbildung V.37 Verteilung HQ (Sommer); Kalibrierung und Validierung ausgewählte Stützstellen

Pegel Trautenstein, N-Belastung stochastische Niederschläge (20 Realisierungen à 100 Jahre)

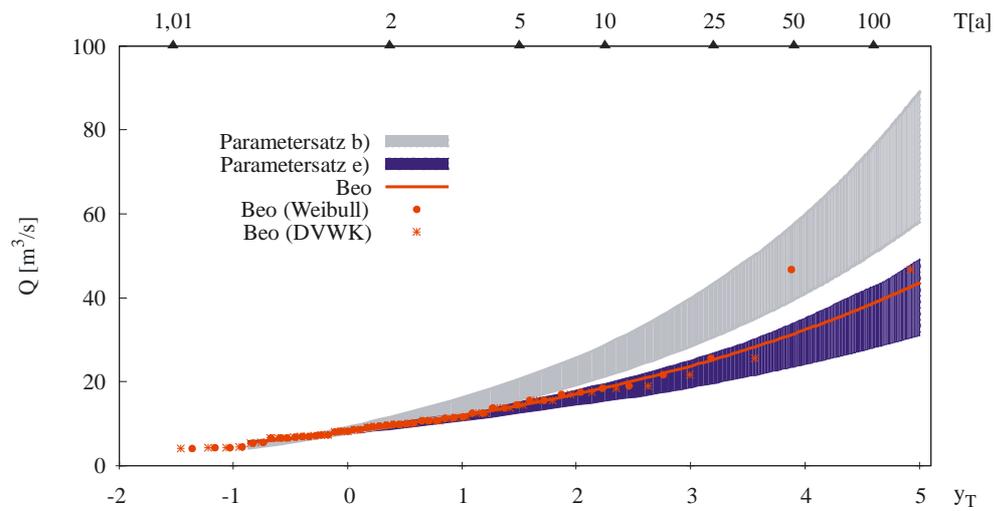


Abbildung V.38 Verteilung HQ (Jahr); AEV, 90%-Konfidenzintervall, Weibull bzw. DVWK Plotting Position

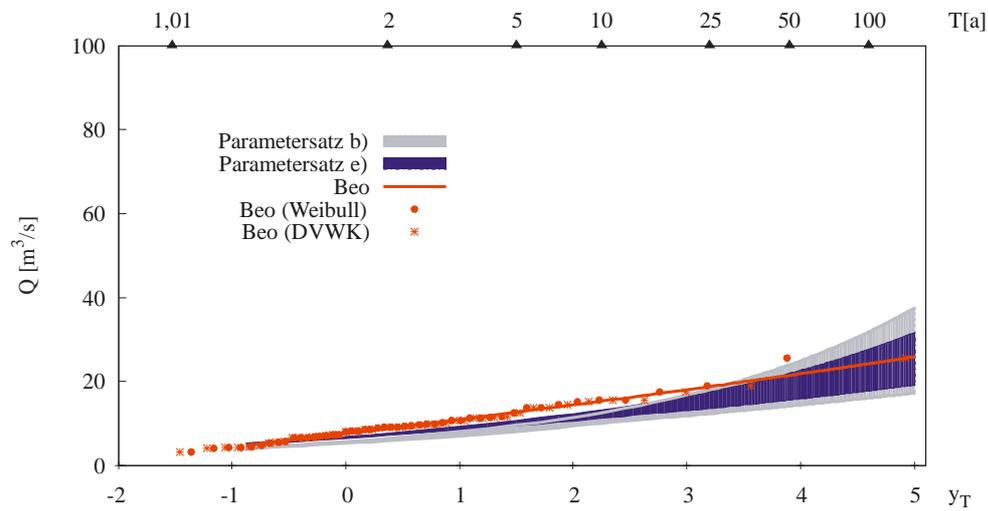


Abbildung V.39 Verteilung HQ (Winter); AEV, 90%-Konfidenzintervall, Weibull bzw. DVWK Plotting Position

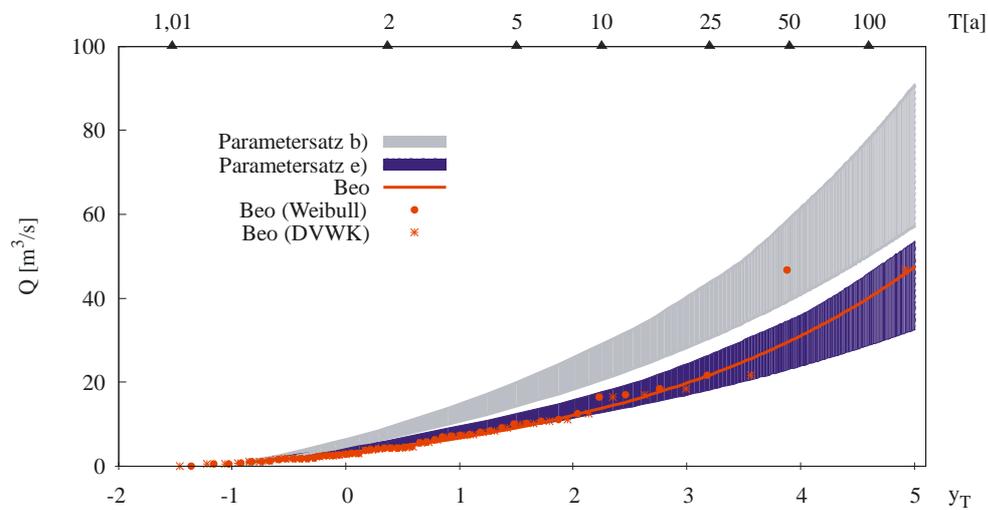
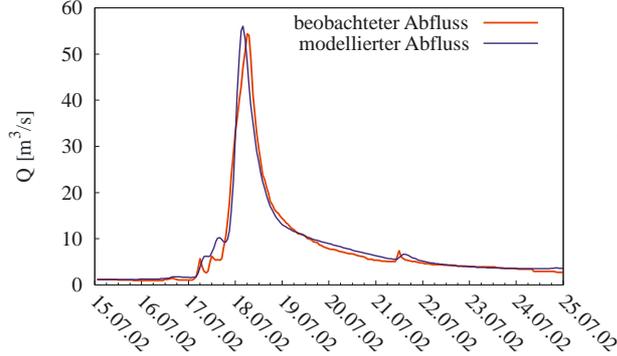


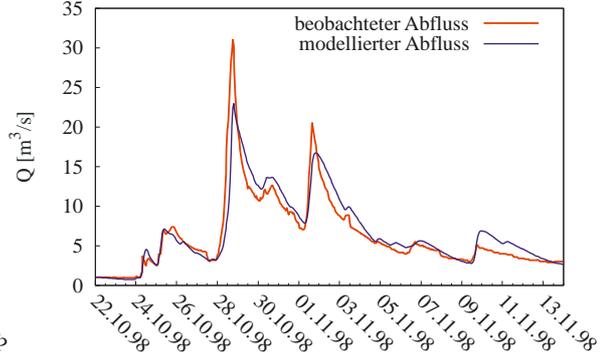
Abbildung V.40 Verteilung HQ (Sommer); AEV, 90%-Konfidenzintervall, Weibull bzw. DVWK Plotting Position

Pegel Mahndorf, Einzelereignisse

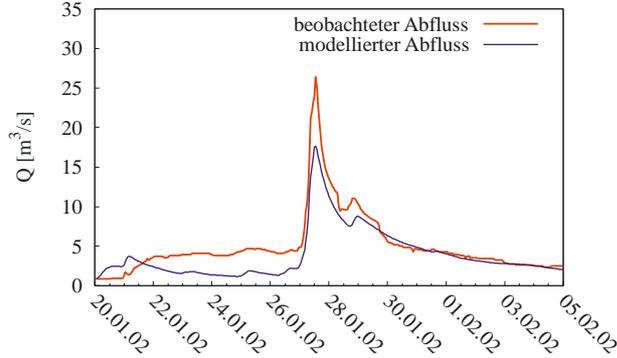
Ereignis 1: $NSK = 0,95$; Volumenfehler = $-2,70\%$



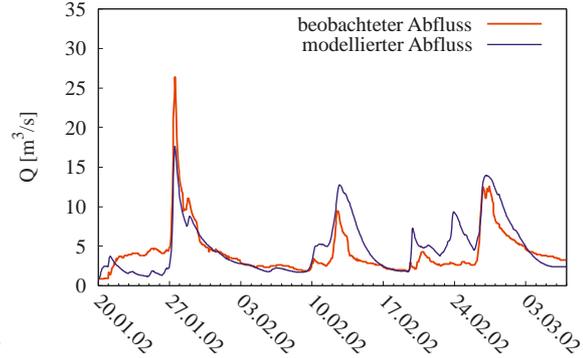
Ereignis 2: $NSK = 0,85$; Volumenfehler = $-5,60\%$



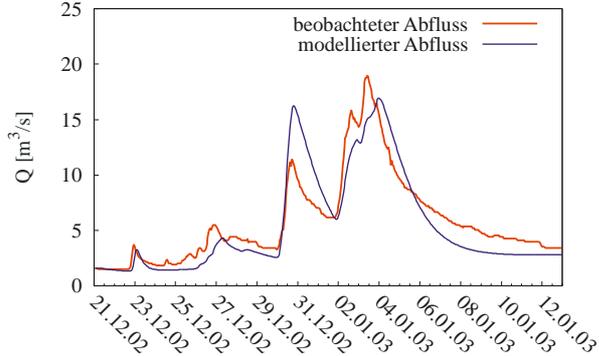
Ereignis 3a: $NSK = 0,75$; Volumenfehler = $22,33\%$



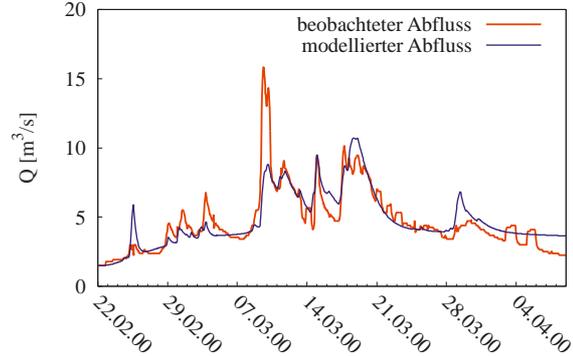
Ereignis 3b: $NSK = 0,44$; Volumenfehler = $-11,76\%$



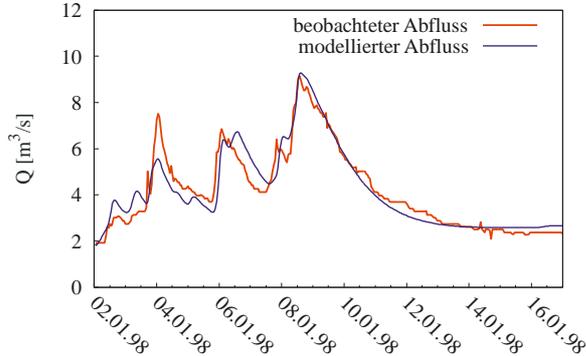
Ereignis 4: $NSK = 0,79$; Volumenfehler = $7,24\%$



Ereignis 5: $NSK = 0,73$; Volumenfehler = $-1,50\%$



Ereignis 6: $NSK = 0,91$; Volumenfehler = $-0,04\%$



Ereignis 7: $NSK = 0,86$; Volumenfehler = $-7,62\%$

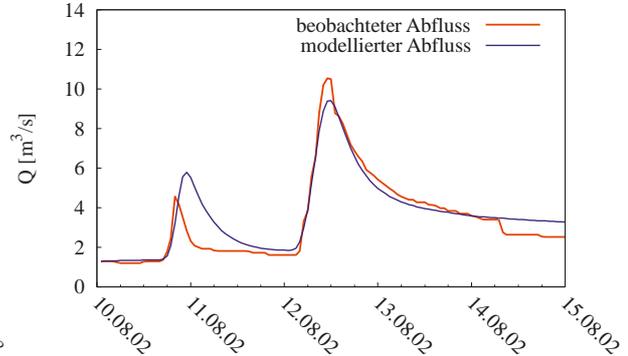
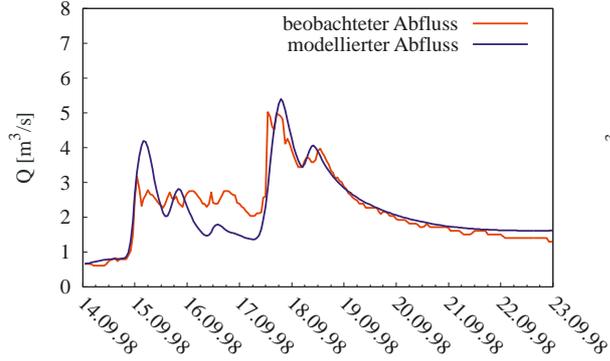


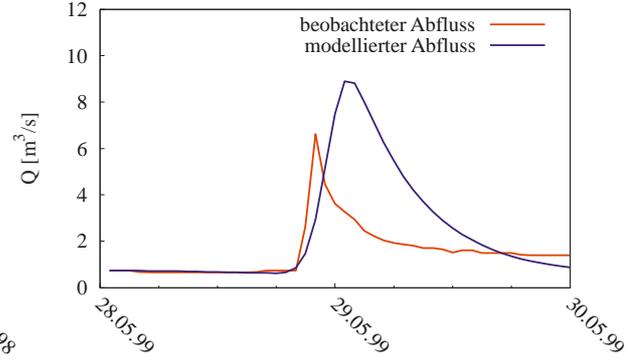
Abbildung V.41 Pegel Mahndorf, Einzelereignisse 1 – 7

Pegel Mahndorf, Einzelereignisse

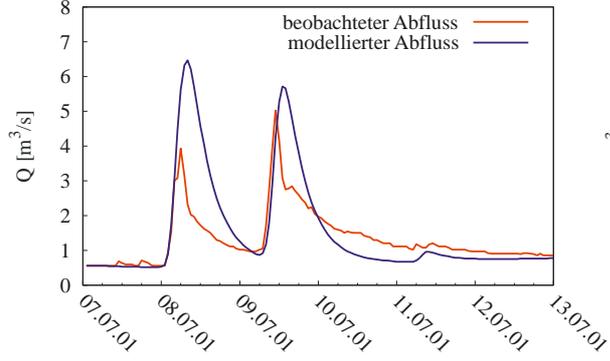
Ereignis 8: $NSK = 0,86$; Volumenfehler = $-7,62\%$



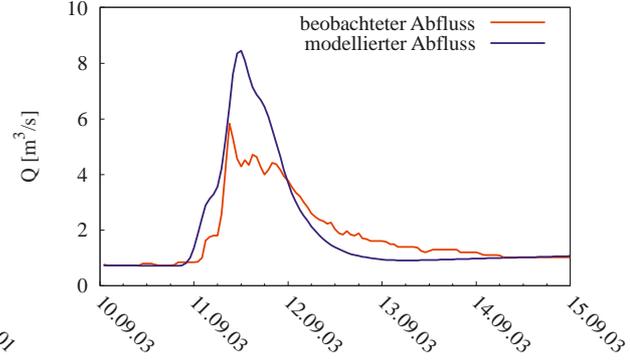
Ereignis 9: $NSK = -2,38$; Volumenfehler = $-54,28\%$



Ereignis 10: $NSK = -0,63$; Volumenfehler = $-13,90\%$



Ereignis 11: $NSK = 0,35$; Volumenfehler = $-8,47\%$



Ereignis 12: $NSK = 0,22$; Volumenfehler = $-10,81\%$

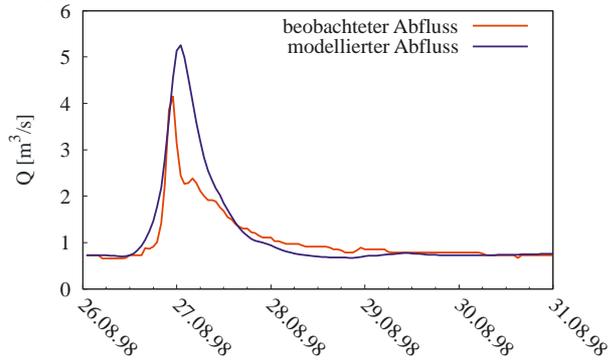


Abbildung V.42 Pegel Mahndorf, Einzelereignisse 8 – 12

Pegel Mahndorf, N-Belastung disaggregierte Niederschläge (10 Realisierungen à 33 Jahre)

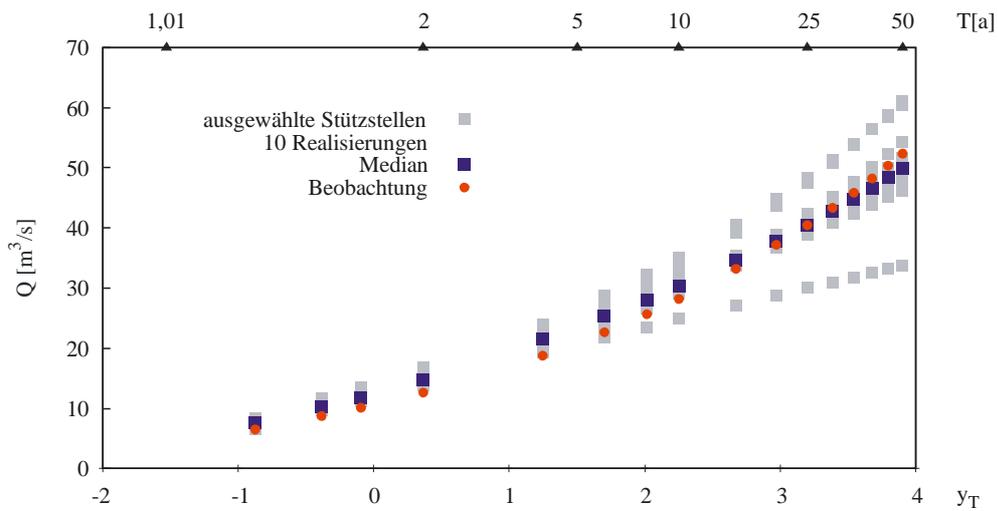


Abbildung V.43 Verteilung HQ (Jahr); Kalibrierung ausgewählte Stützstellen

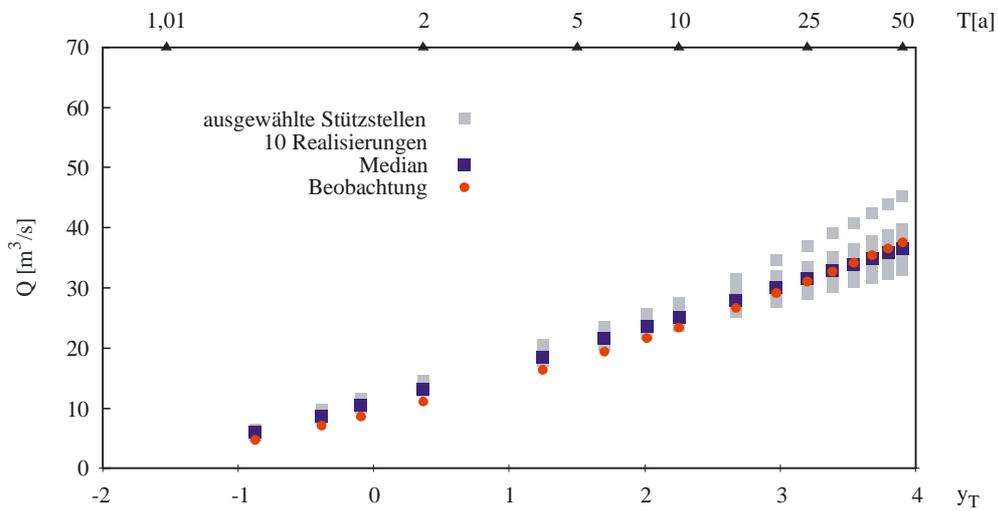


Abbildung V.44 Verteilung HQ (Winter); Kalibrierung ausgewählte Stützstellen

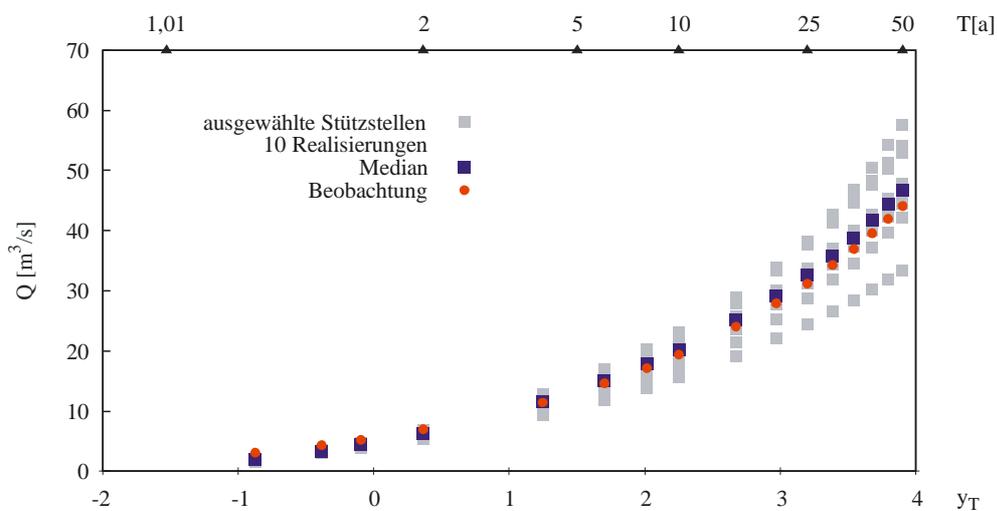


Abbildung V.45 Verteilung HQ (Sommer); Kalibrierung ausgewählte Stützstellen

Pegel Mahndorf, N-Belastung disaggregierte Niederschläge (20 Realisierungen à 33 Jahre)

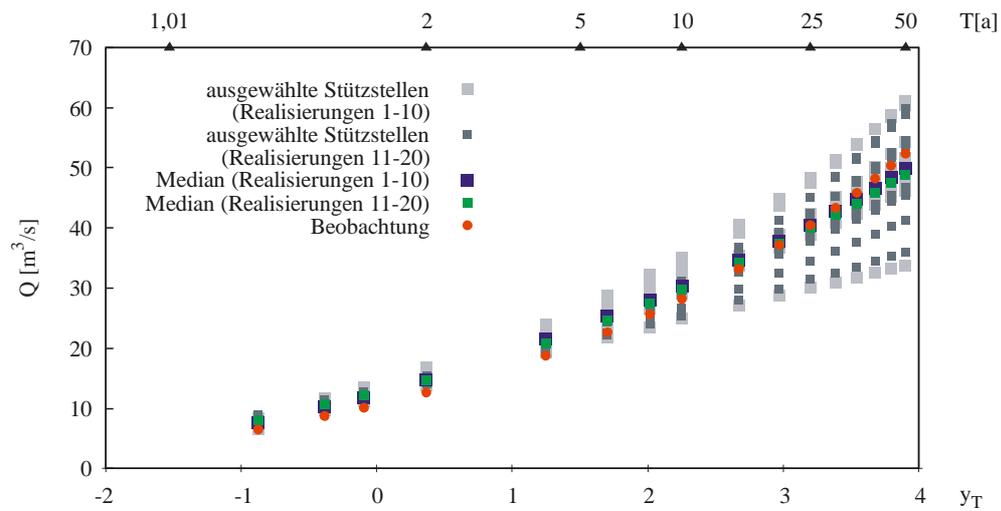


Abbildung V.46 Verteilung HQ (Jahr); Kalibrierung und Validierung ausgewählte Stützstellen

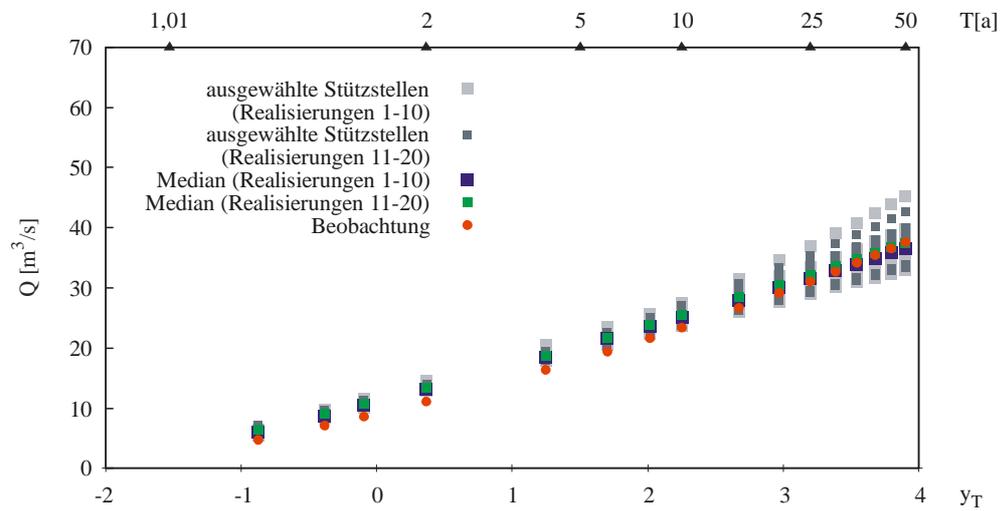


Abbildung V.47 Verteilung HQ (Winter); Kalibrierung und Validierung ausgewählte Stützstellen

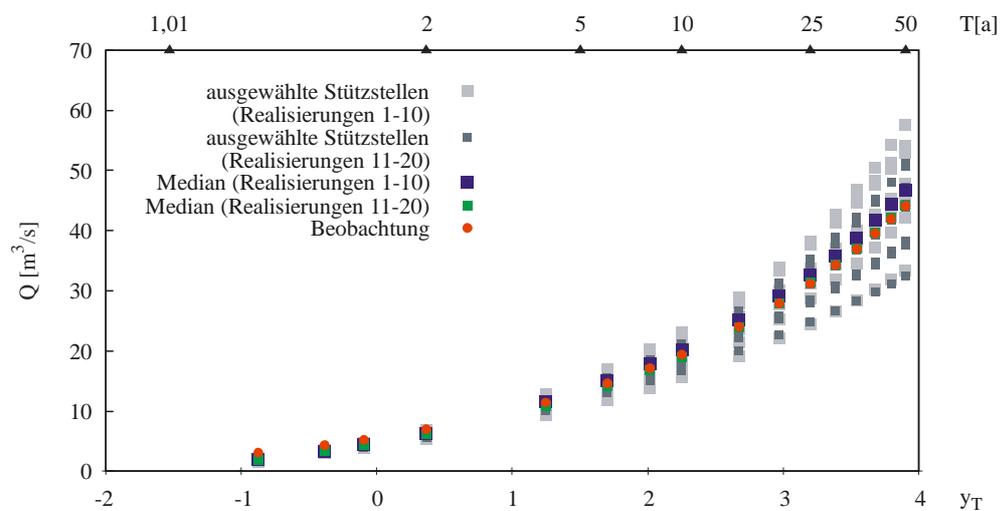


Abbildung V.48 Verteilung HQ (Sommer); Kalibrierung und Validierung ausgewählte Stützstellen

Pegel Mahndorf, N-Belastung disaggregierte Niederschläge (20 Realisierungen à 33 Jahre)

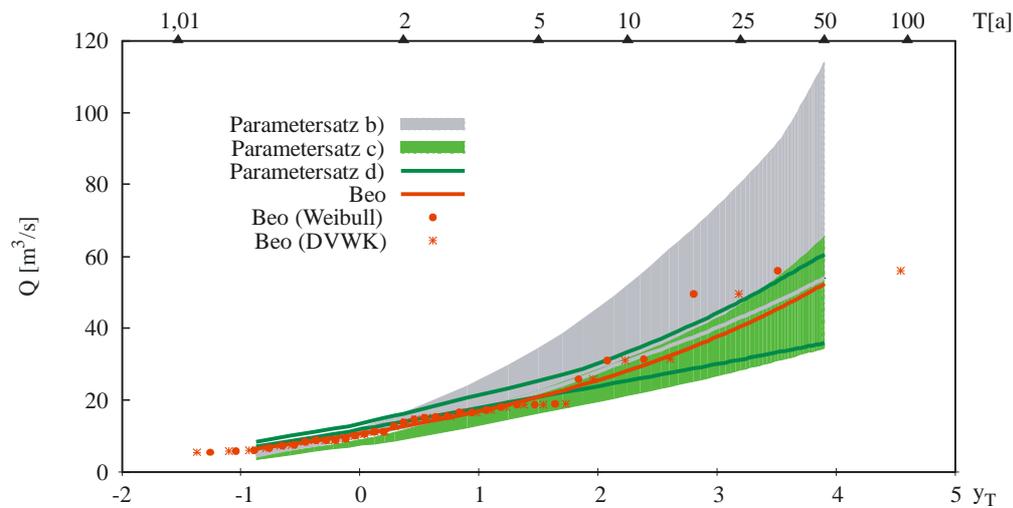


Abbildung V.49 Verteilung HQ (Jahr); AEV, 90%-Konfidenzintervall, Weibull bzw. DVWK Plotting Position

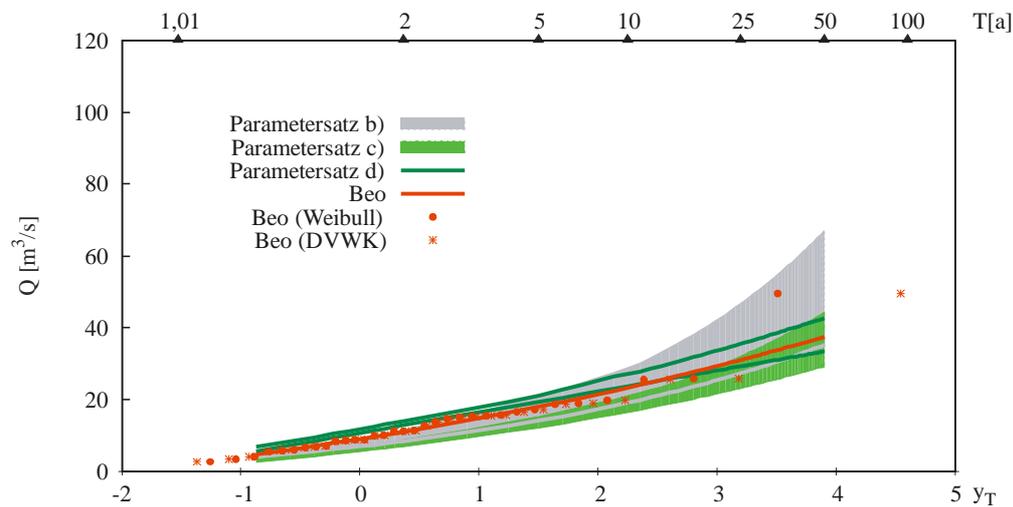


Abbildung V.50 Verteilung HQ (Winter); AEV, 90%-Konfidenzintervall, Weibull bzw. DVWK Plotting Position

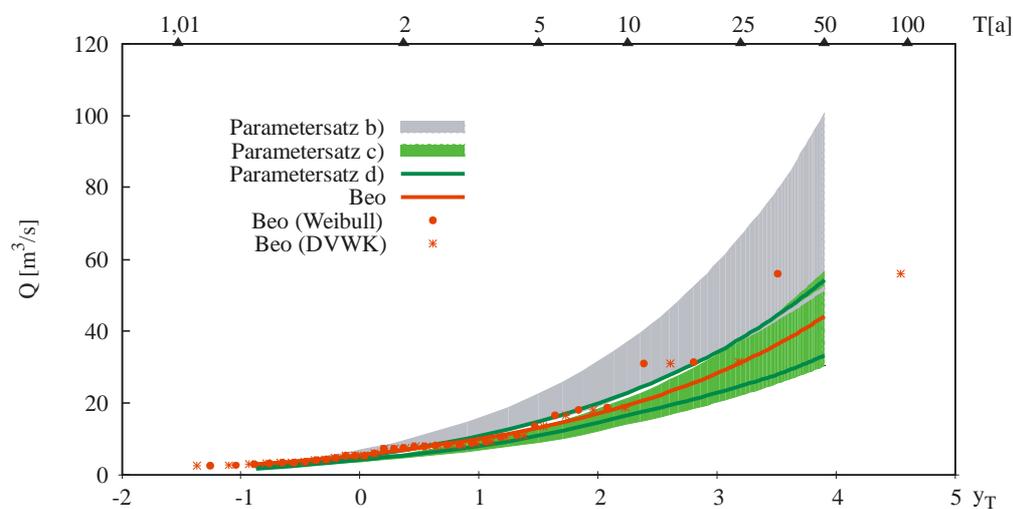


Abbildung V.51 Verteilung HQ (Sommer); AEV, 90%-Konfidenzintervall, Weibull bzw. DVWK Plotting Position

Pegel Mahndorf, N-Belastung stochastische Niederschläge (10 Realisierungen à 100 Jahre)

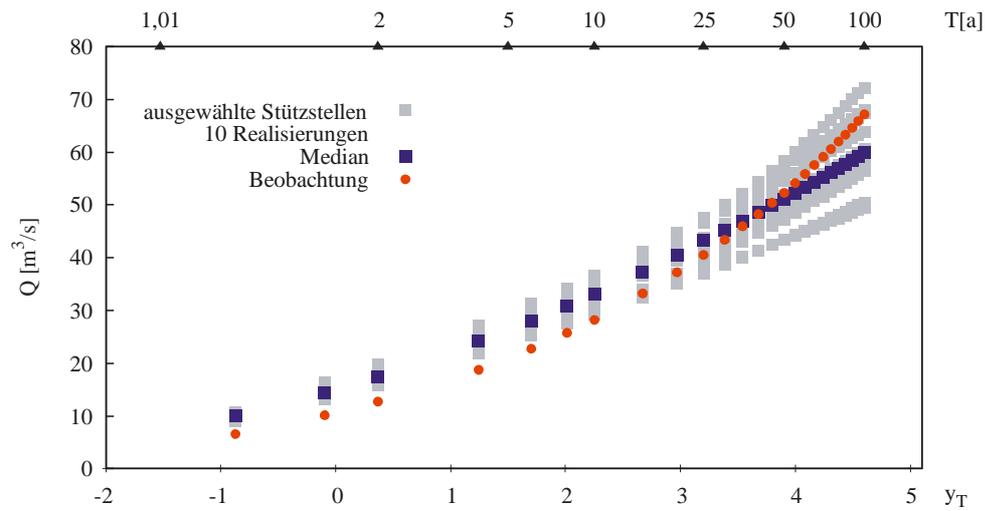


Abbildung V.52 Verteilung HQ (Jahr); Kalibrierung ausgewählte Stützstellen

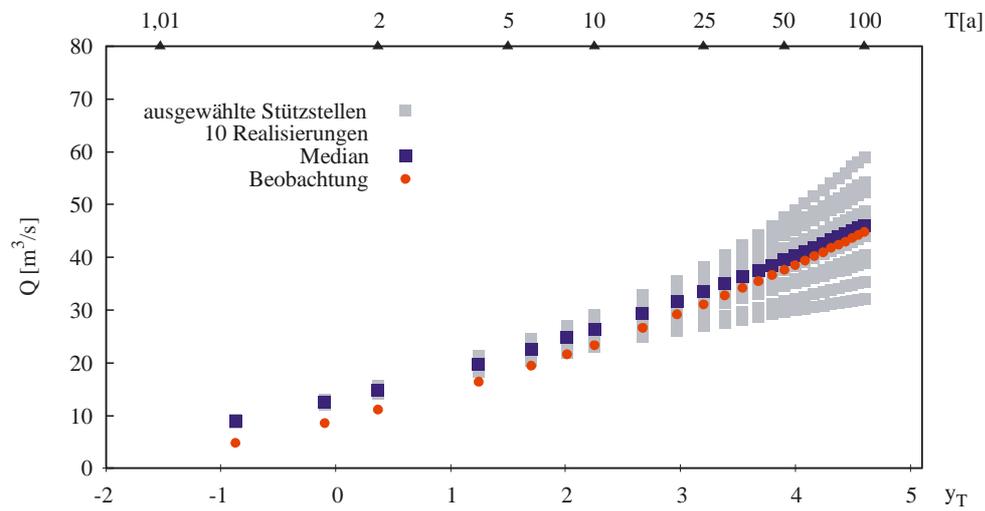


Abbildung V.53 Verteilung HQ (Winter); Kalibrierung ausgewählte Stützstellen

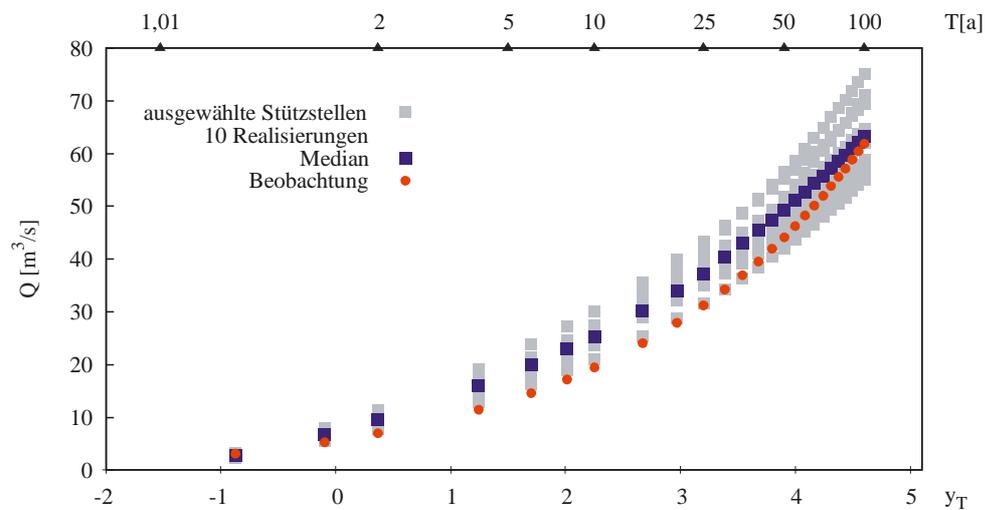


Abbildung V.54 Verteilung HQ (Sommer); Kalibrierung ausgewählte Stützstellen

Pegel Mahndorf, N-Belastung stochastische Niederschläge (20 Realisierungen à 100 Jahre)

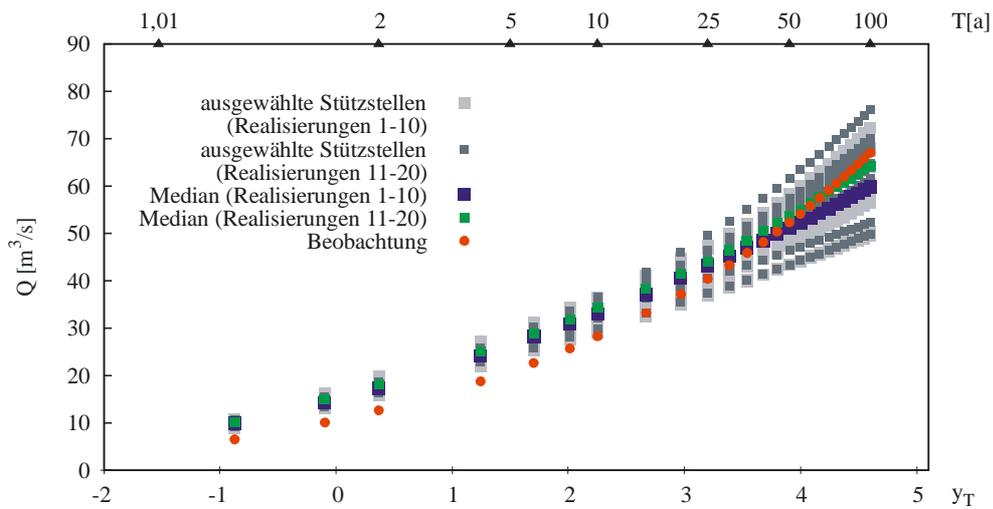


Abbildung V.55 Verteilung HQ (Jahr); Kalibrierung und Validierung ausgewählte Stützstellen

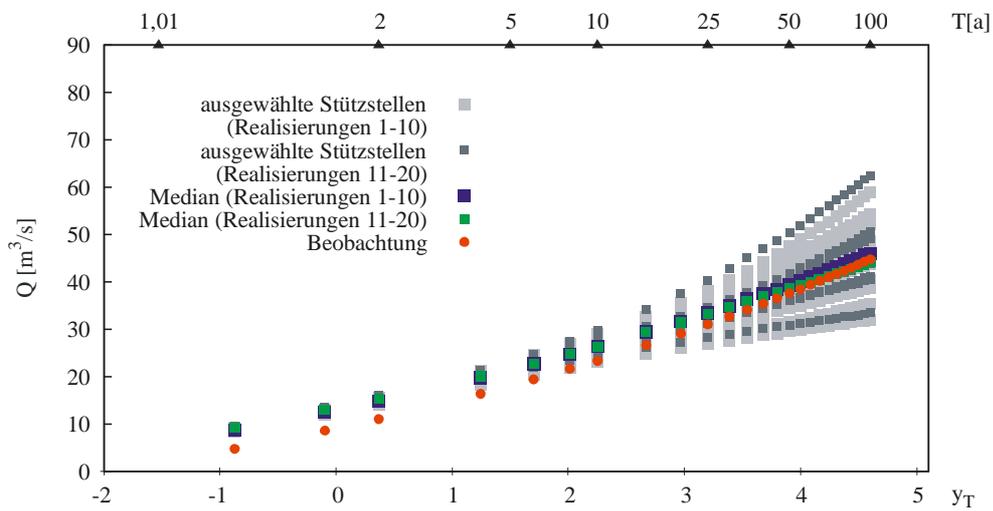


Abbildung V.56 Verteilung HQ (Winter); Kalibrierung und Validierung ausgewählte Stützstellen

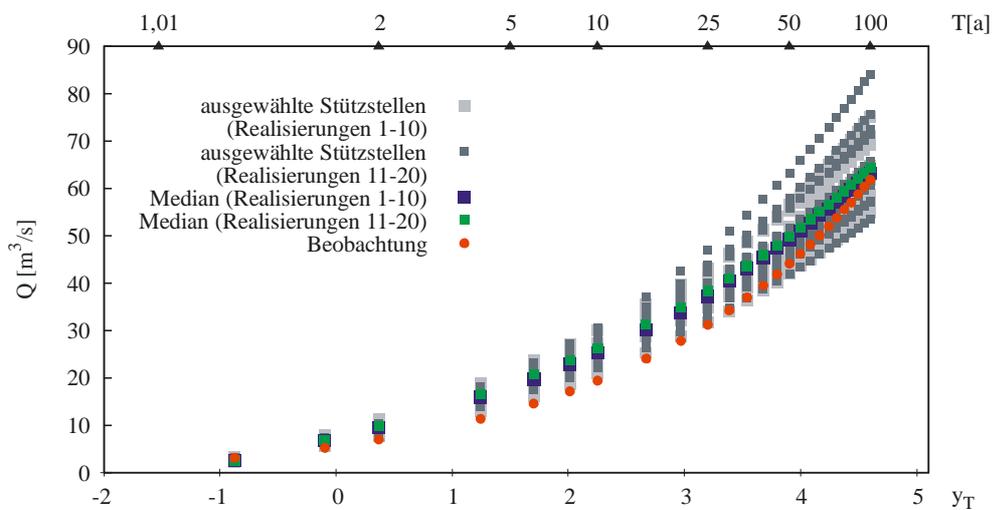


Abbildung V.57 Verteilung HQ (Sommer); Kalibrierung und Validierung ausgewählte Stützstellen

Pegel Mahndorf, N-Belastung stochastische Niederschläge (20 Realisierungen à 100 Jahre)

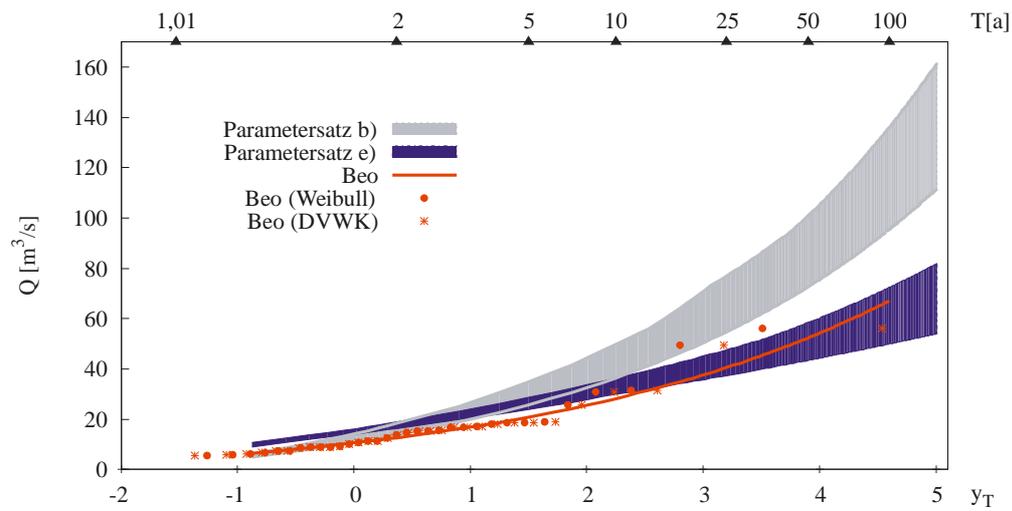


Abbildung V.58 Verteilung HQ (Jahr); AEV, 90%-Konfidenzintervall, Weibull bzw. DVWK Plotting Position

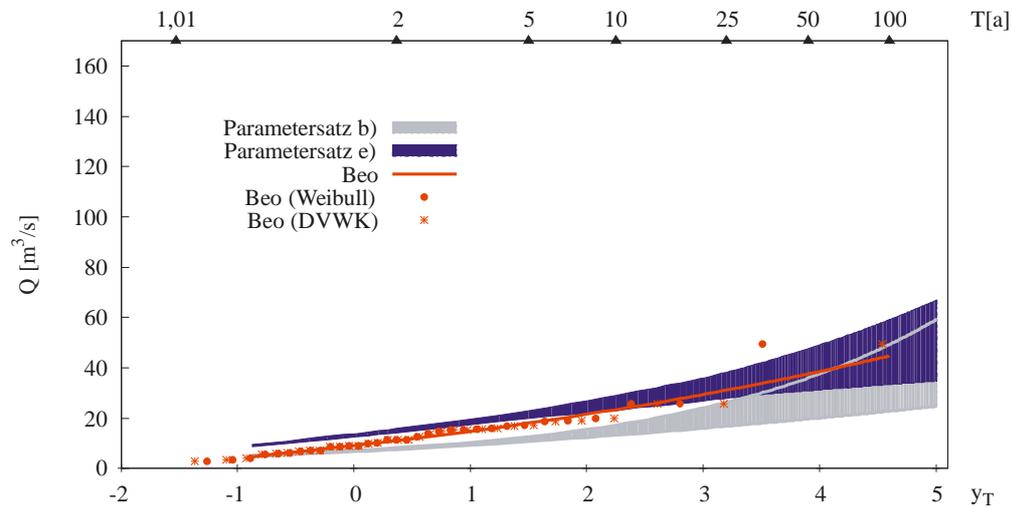


Abbildung V.59 Verteilung HQ (Winter); AEV, 90%-Konfidenzintervall, Weibull bzw. DVWK Plotting Position

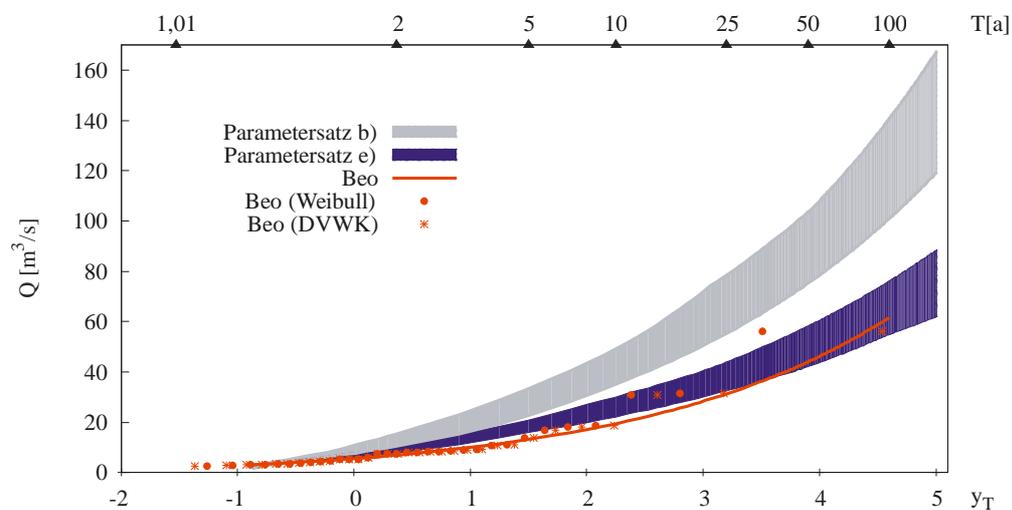
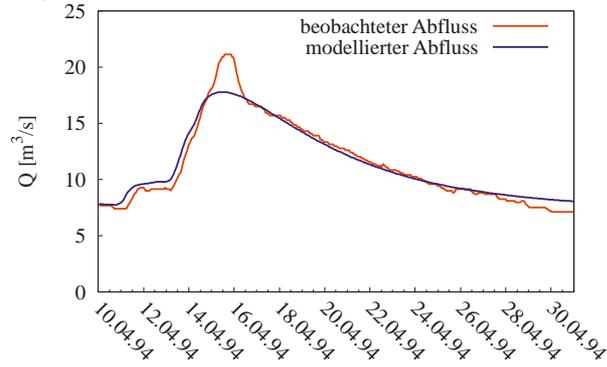


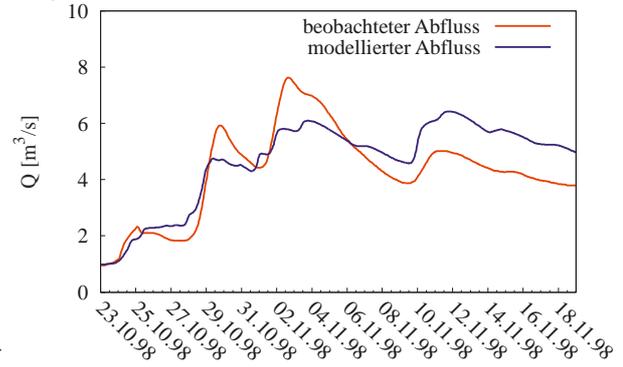
Abbildung V.60 Verteilung HQ (Sommer); AEV, 90%-Konfidenzintervall, Weibull bzw. DVWK Plotting Position

Pegel Oschersleben, Einzelereignisse

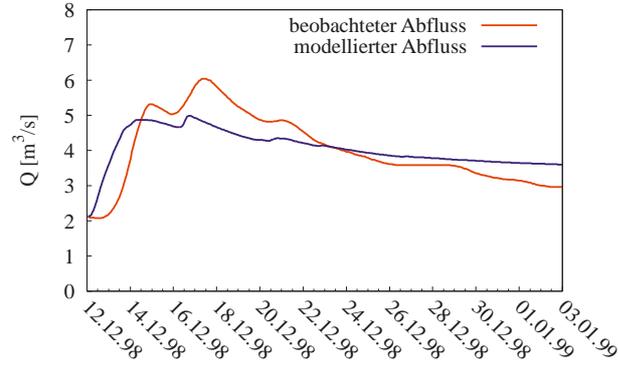
Ereignis 1: $NSK = 0,95$; Volumenfehler = $-0,61\%$



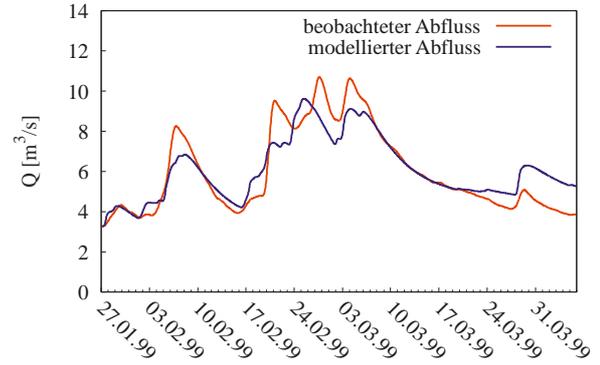
Ereignis 2: $NSK = 0,63$; Volumenfehler = $-8,91\%$



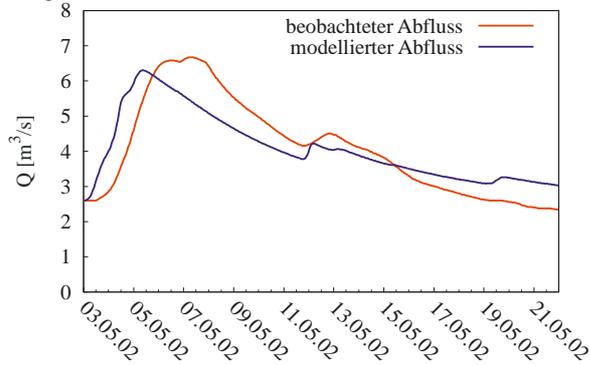
Ereignis 3: $NSK = 0,63$; Volumenfehler = $-0,63\%$



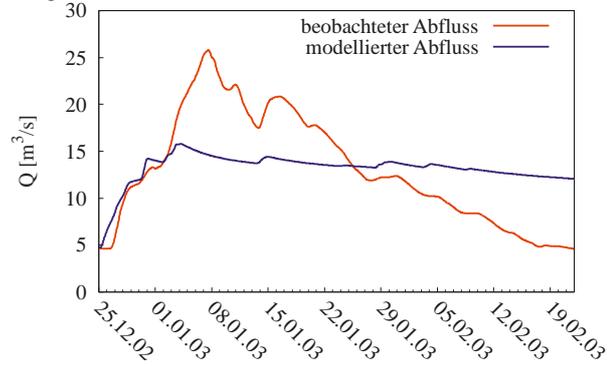
Ereignis 4: $NSK = 0,82$; Volumenfehler = $-1,18\%$



Ereignis 5: $NSK = 0,72$; Volumenfehler = $-0,16\%$



Ereignis 6: $NSK = 0,28$; Volumenfehler = $-0,56\%$



Ereignis 7: $NSK = 0,53$; Volumenfehler = $-0,07\%$

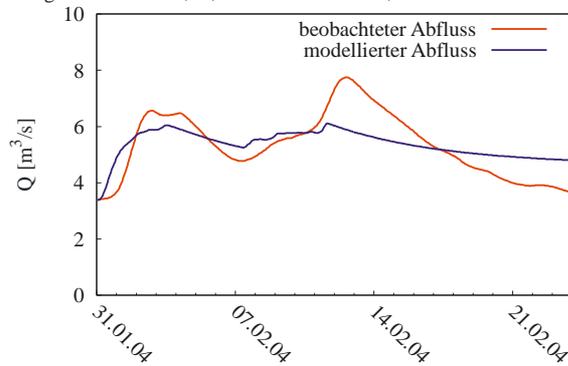


Abbildung V.61 Pegel Oschersleben, Einzelereignisse 1 – 7

Pegel Oschersleben, N-Belastung disaggregierte Niederschläge (10 Realisierungen à 18 Jahre)

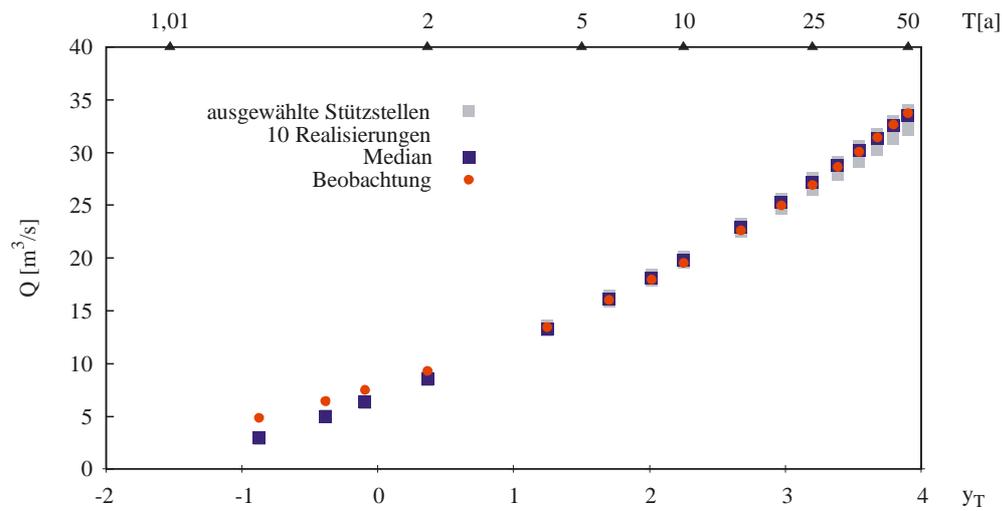


Abbildung V.62 Verteilung HQ (Jahr); Kalibrierung ausgewählte Stützstellen

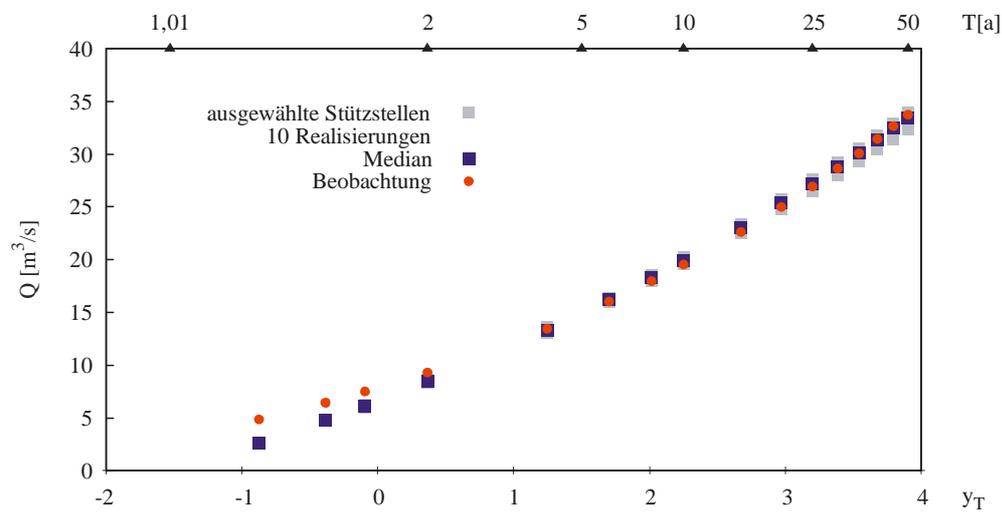


Abbildung V.63 Verteilung HQ (Winter); Kalibrierung ausgewählte Stützstellen

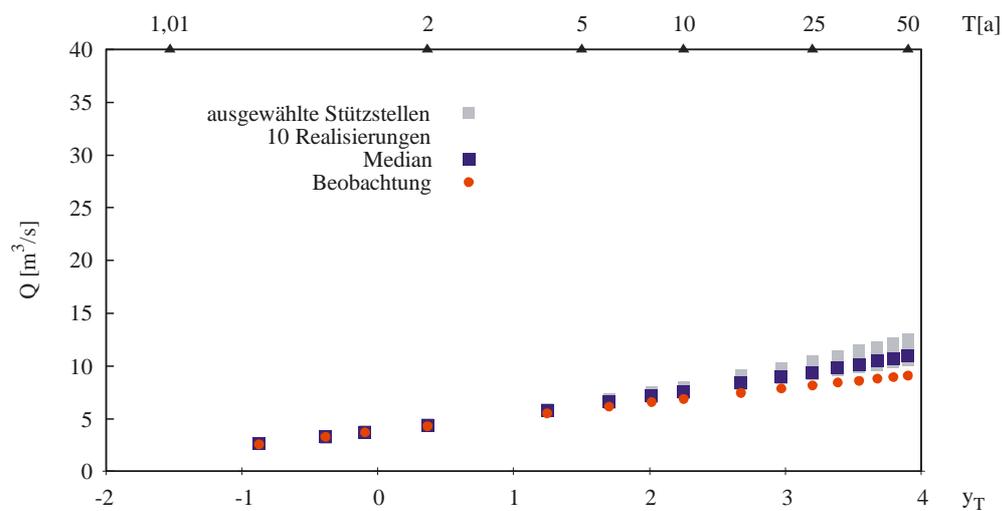


Abbildung V.64 Verteilung HQ (Sommer); Kalibrierung ausgewählte Stützstellen

Pegel Oschersleben, N-Belastung disaggregierte Niederschläge (20 Realisierungen à 18 Jahre)

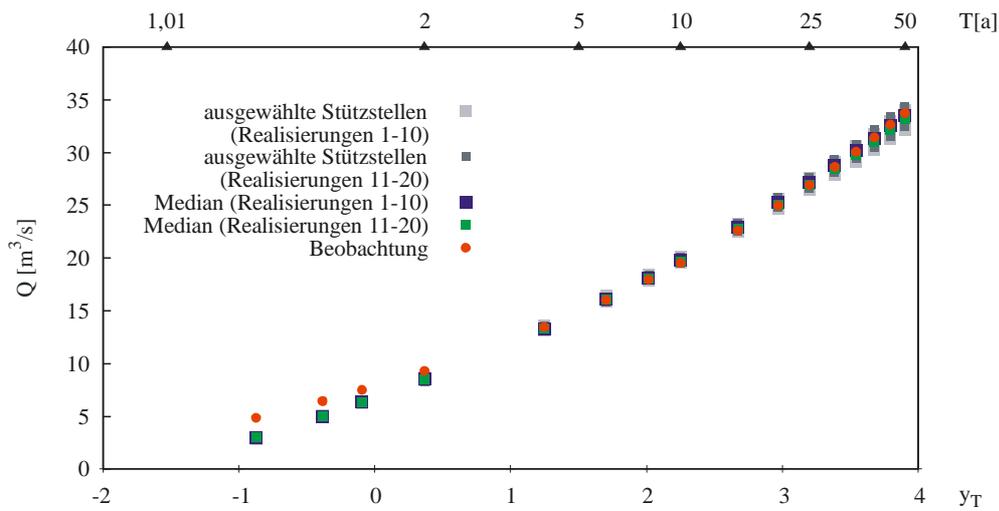


Abbildung V.65 Verteilung HQ (Jahr); Kalibrierung und Validierung ausgewählte Stützstellen

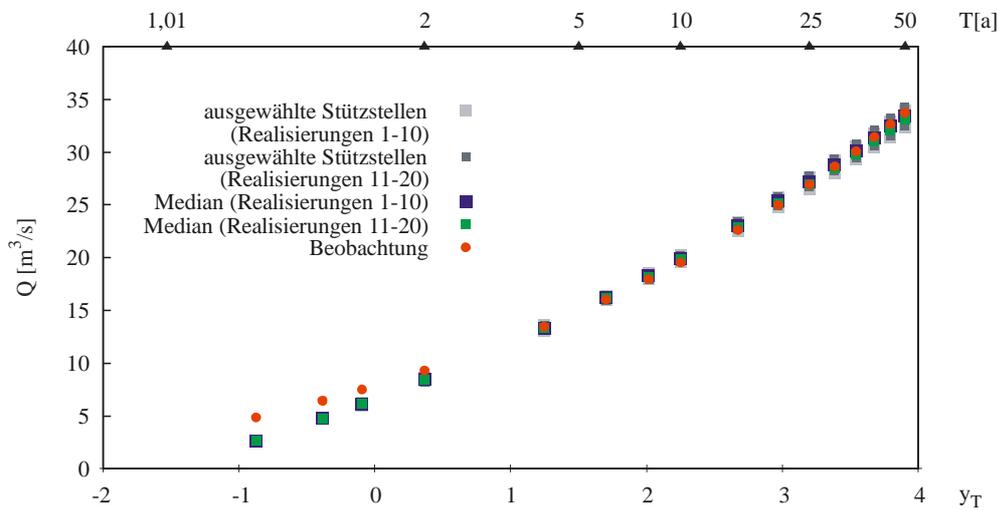


Abbildung V.66 Verteilung HQ (Winter); Kalibrierung und Validierung ausgewählte Stützstellen

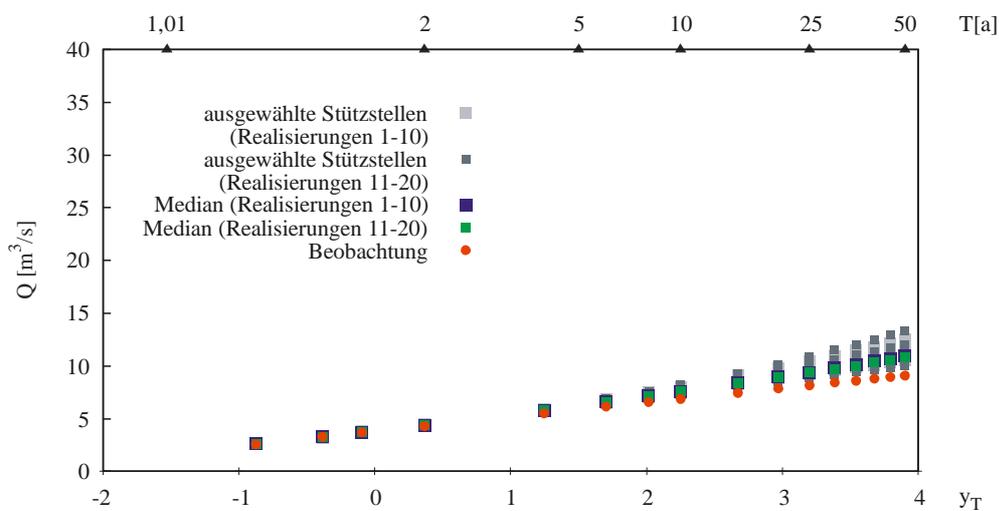


Abbildung V.67 Verteilung HQ (Sommer); Kalibrierung und Validierung ausgewählte Stützstellen

Pegel Oschersleben, N-Belastung disaggregierte Niederschläge (20 Realisierungen à 18 Jahre)

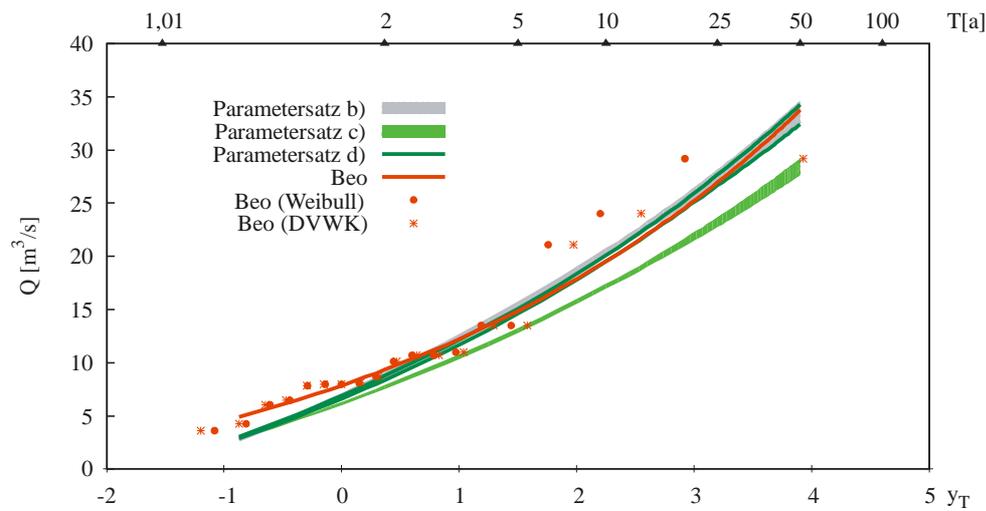


Abbildung V.68 Verteilung HQ (Jahr); AEV, 90%-Konfidenzintervall, Weibull bzw. DVWK Plotting Position

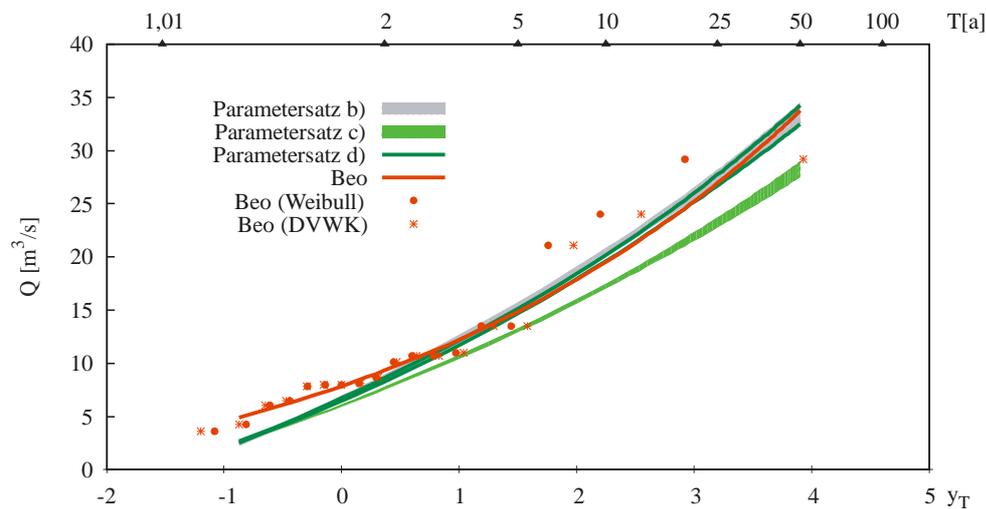


Abbildung V.69 Verteilung HQ (Winter); AEV, 90%-Konfidenzintervall, Weibull bzw. DVWK Plotting Position

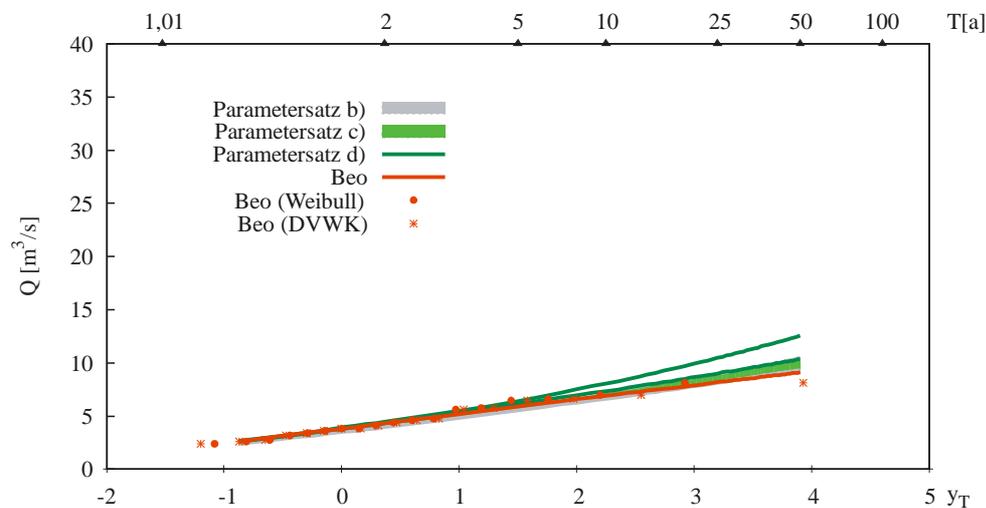


Abbildung V.70 Verteilung HQ (Sommer); AEV, 90%-Konfidenzintervall, Weibull bzw. DVWK Plotting Position

Pegel Oschersleben, N-Belastung stoch. Niederschläge (10 Realisierungen à 100 Jahre)

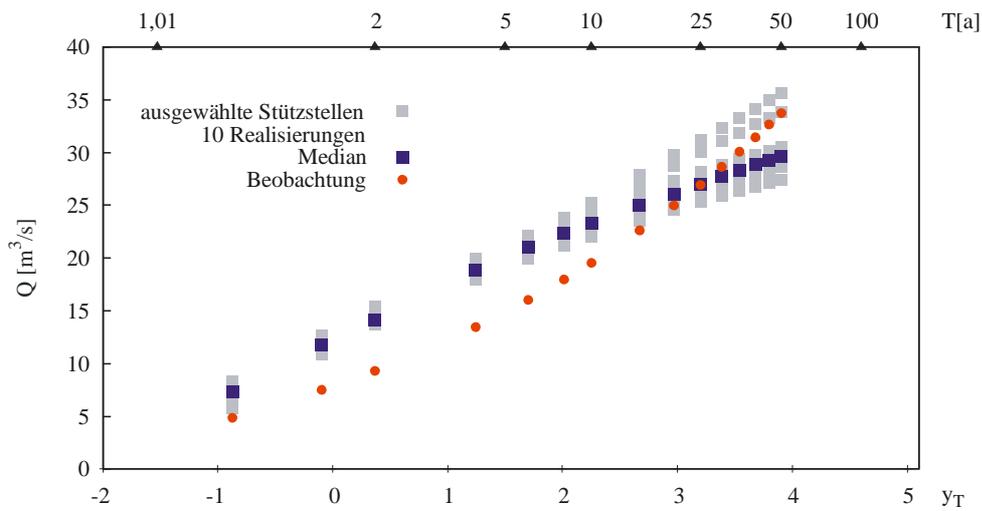


Abbildung V.71 Verteilung HQ (Jahr); Kalibrierung ausgewählte Stützstellen

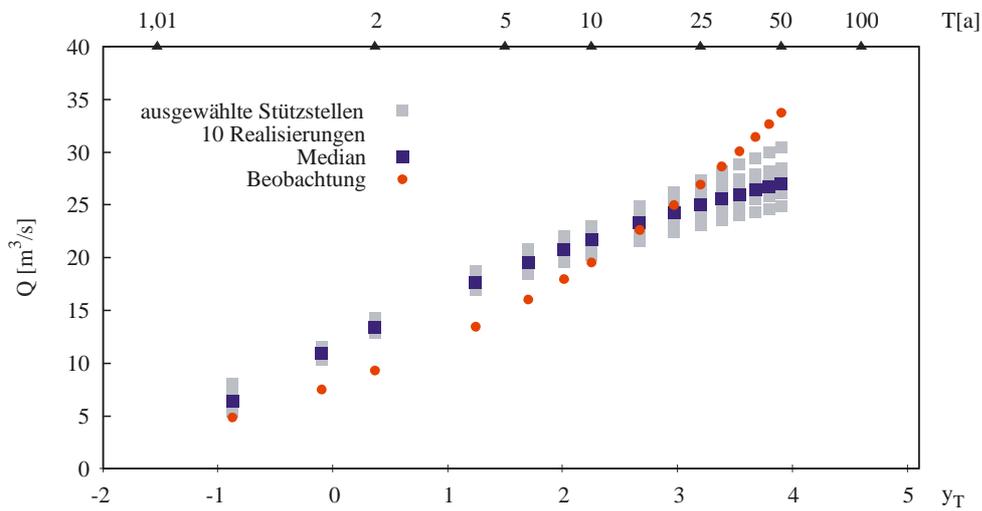


Abbildung V.72 Verteilung HQ (Winter); Kalibrierung ausgewählte Stützstellen

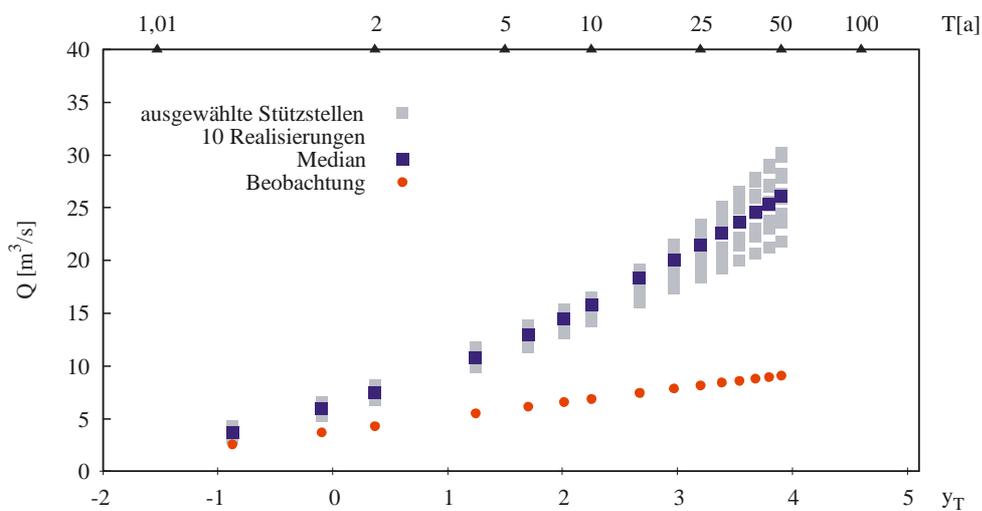


Abbildung V.73 Verteilung HQ (Sommer); Kalibrierung ausgewählte Stützstellen

Pegel Oschersleben, N-Belastung stoch. Niederschläge (20 Realisierungen à 100 Jahre)

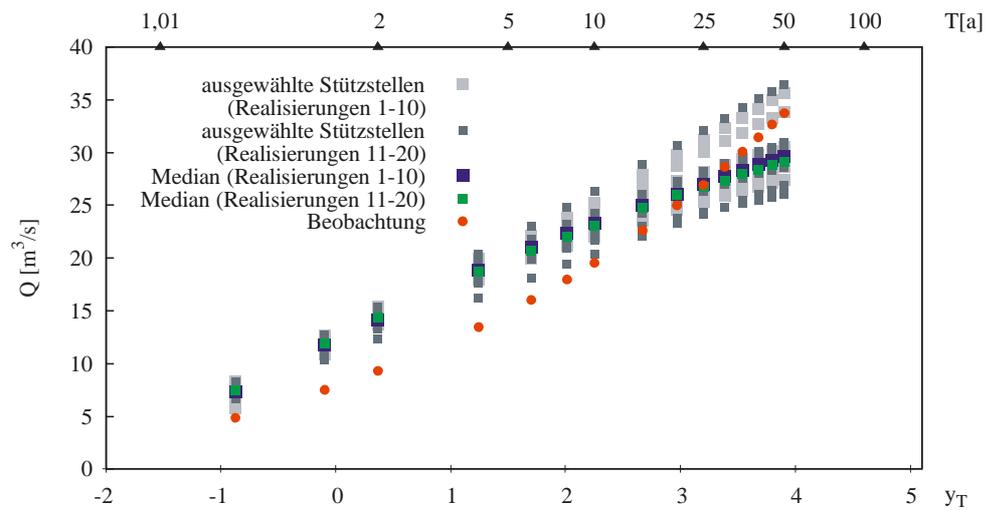


Abbildung V.74 Verteilung HQ (Jahr); Kalibrierung und Validierung ausgewählte Stützstellen

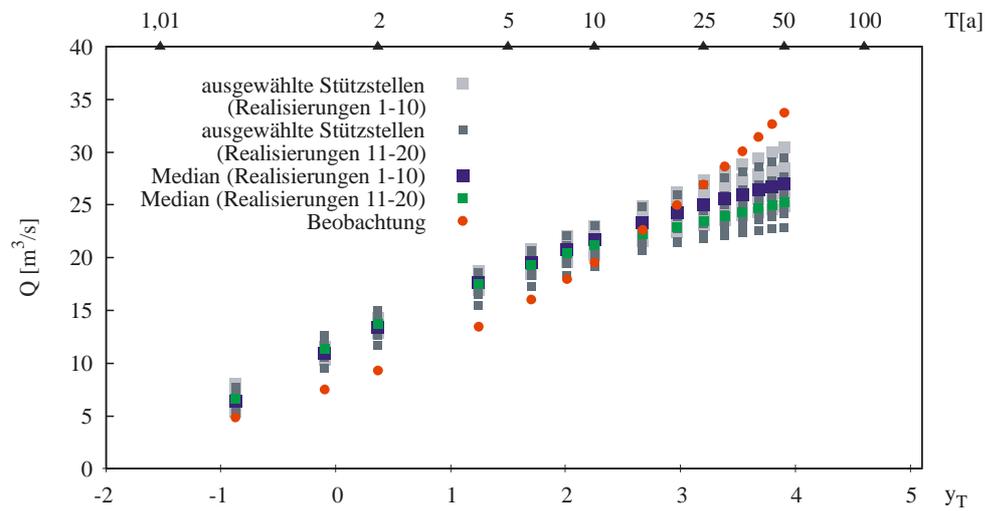


Abbildung V.75 Verteilung HQ (Winter); Kalibrierung und Validierung ausgewählte Stützstellen

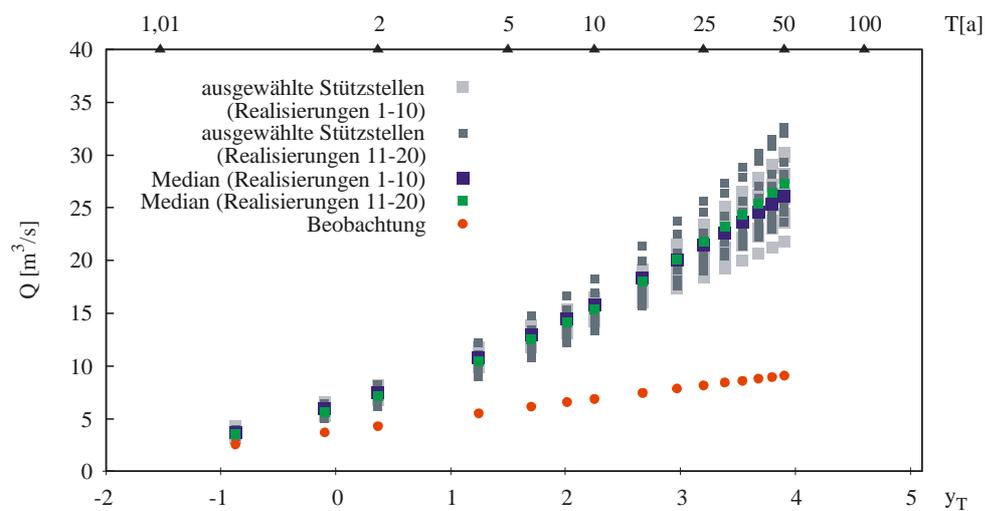


Abbildung V.76 Verteilung HQ (Sommer); Kalibrierung und Validierung ausgewählte Stützstellen

Pegel Oschersleben, N-Belastung stoch. Niederschläge (20 Realisierungen à 100 Jahre)

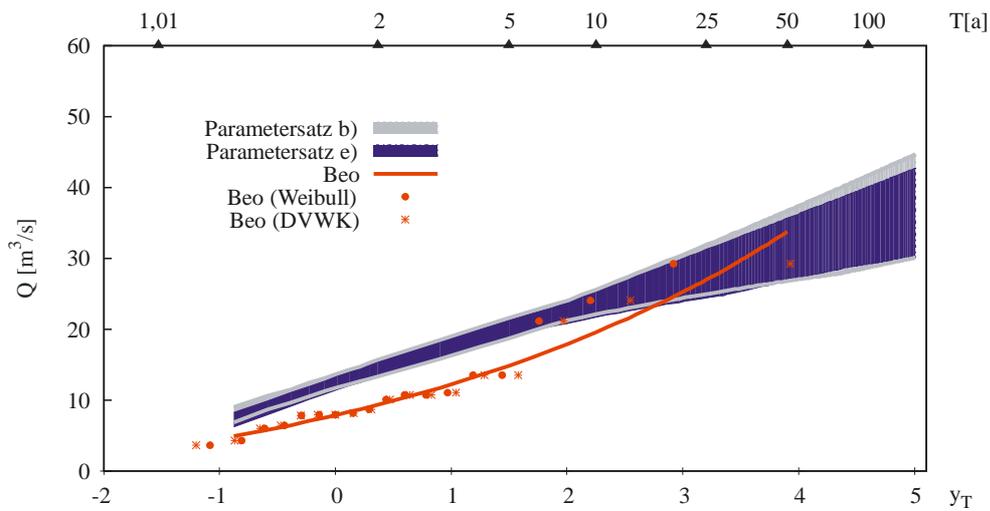


Abbildung V.77 Verteilung HQ (Jahr); AEV, 90%-Konfidenzintervall, Weibull bzw. DVWK Plotting Position

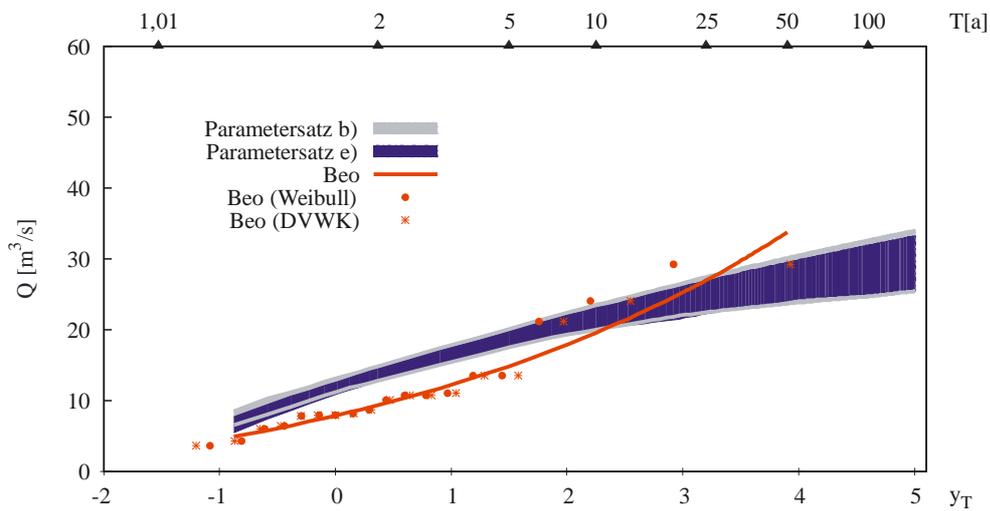


Abbildung V.78 Verteilung HQ (Winter); AEV, 90%-Konfidenzintervall, Weibull bzw. DVWK Plotting Position

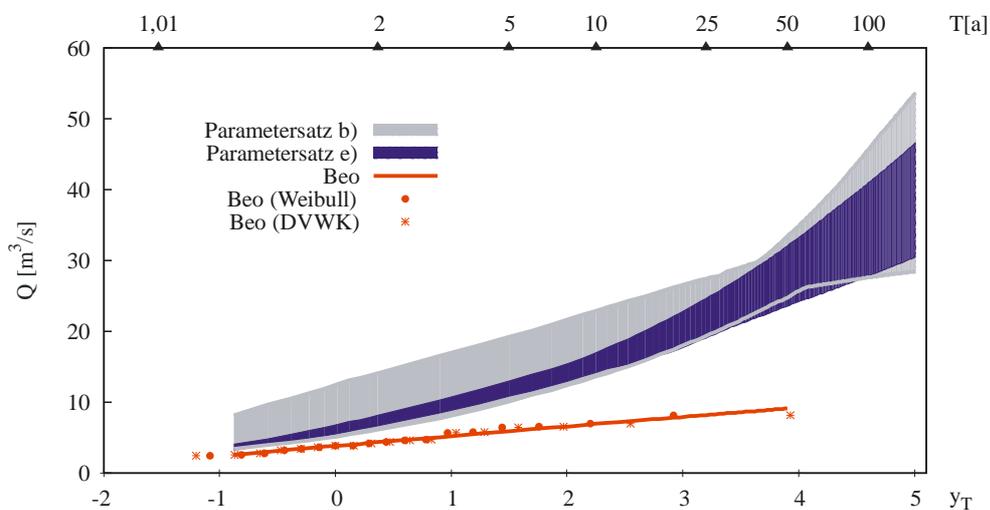


Abbildung V.79 Verteilung HQ (Sommer); AEV, 90%-Konfidenzintervall, Weibull bzw. DVWK Plotting Position

Anhang VI GLUE

GLUE als Funktion der Modellparameter

Eine Realisierung disaggregierte Niederschlagsdaten und 1000 Parametersätze (1N 1000P).

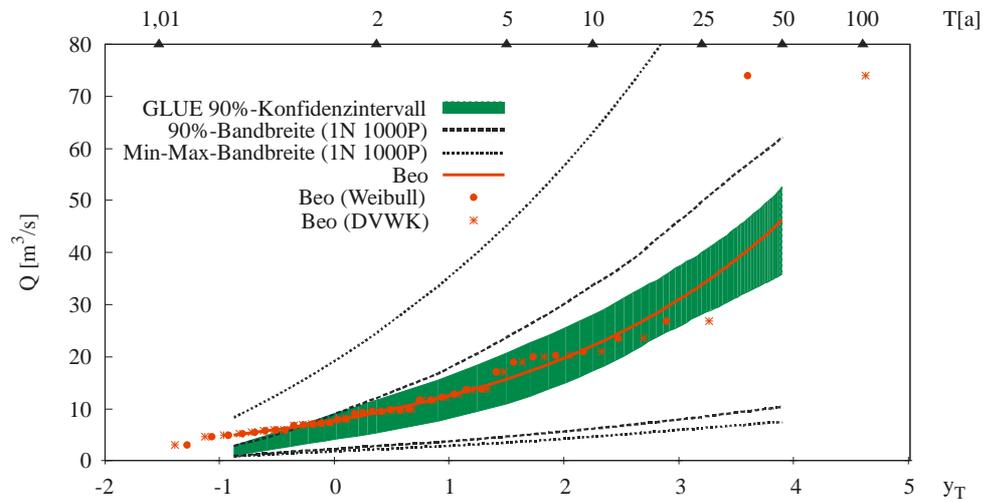


Abbildung VI.1 Verteilung HQ (Jahr); AEV, GLUE 90%-Konfidenzintervall (96 behavioral)

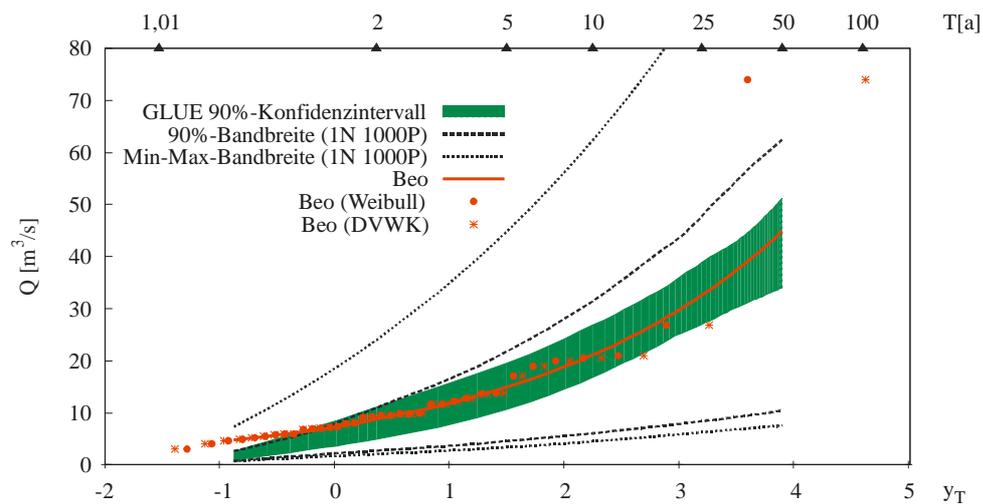


Abbildung VI.2 Verteilung HQ (Winter); AEV, GLUE 90%-Konfidenzintervall (99 behavioral)

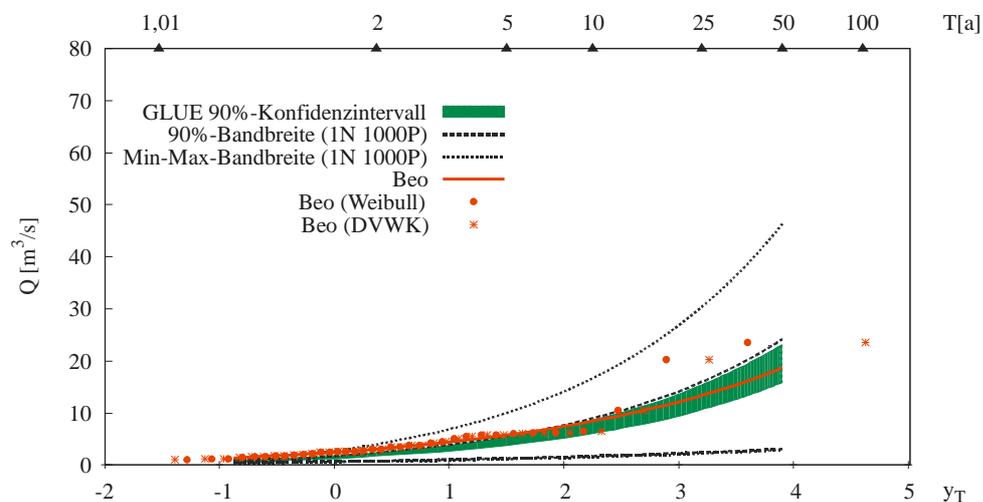


Abbildung VI.3 Verteilung HQ (Sommer); AEV, GLUE 90%-Konfidenzintervall (66 behavioral)

GLUE als Funktion der Modellparameter

Eine Realisierung stochastische Niederschlagsdaten und 1000 Parametersätze (1N 1000P).

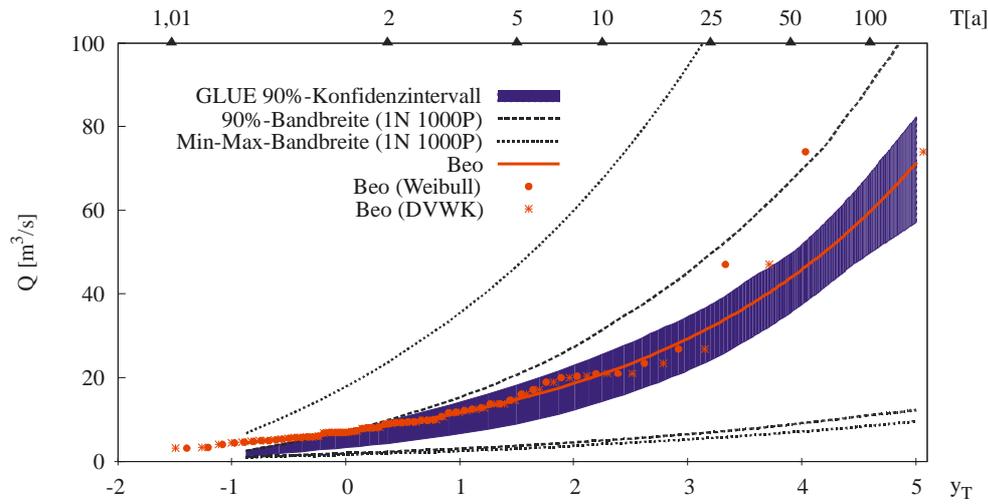


Abbildung VI.4 Verteilung HQ (Jahr); AEV, GLUE 90%-Konfidenzintervall (44 behavioral)

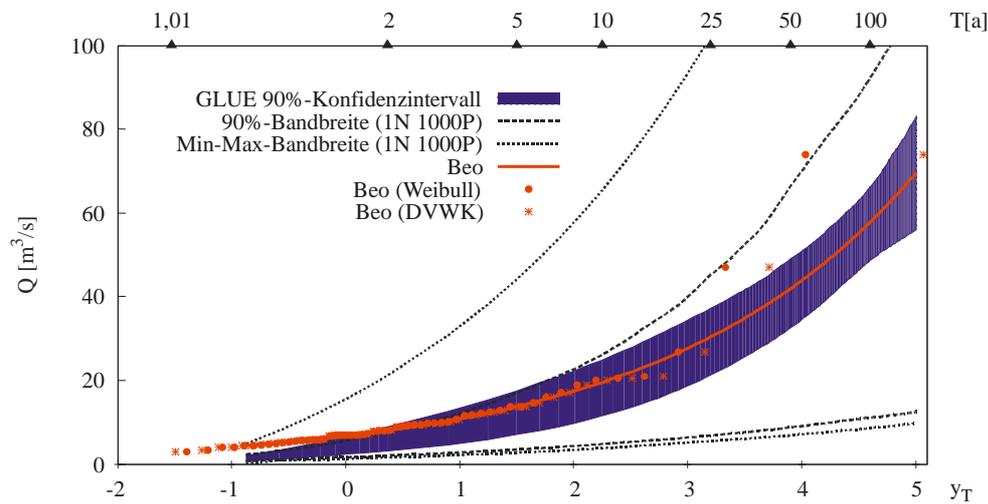


Abbildung VI.5 Verteilung HQ (Winter); AEV, GLUE 90%-Konfidenzintervall (62 behavioral)

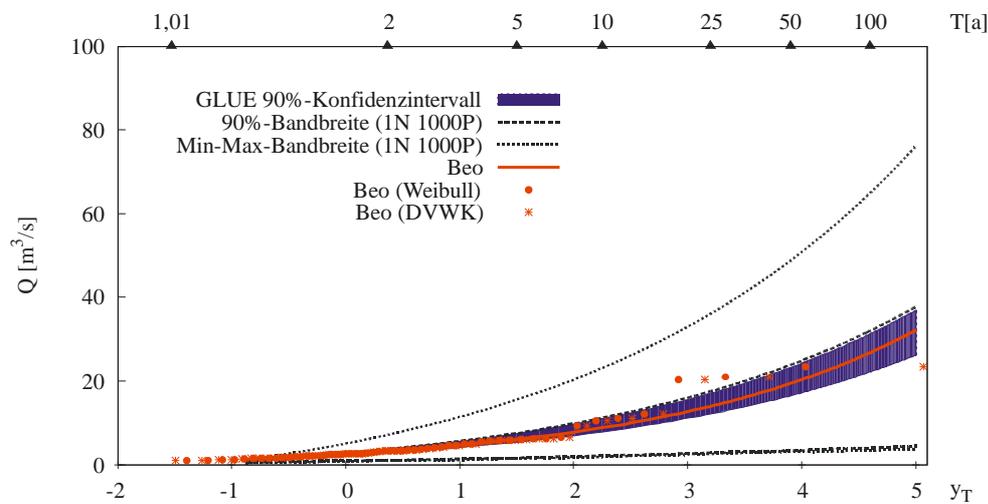


Abbildung VI.6 Verteilung HQ (Sommer); AEV, GLUE 90%-Konfidenzintervall (54 behavioral)

Anwendung der guten Parametersätze ($NSK > 0,75$) (48 von 1000) der Ganglinie für die Bestimmung von Bemessungsabflüssen mit disaggregierten Niederschlagsdaten (eine Realisierung), dabei werden die für die Ganglinie bestimmten Gewichte zur Bestimmung der GLUE Bandbreite (90%-Konfidenzintervall) beibehalten.

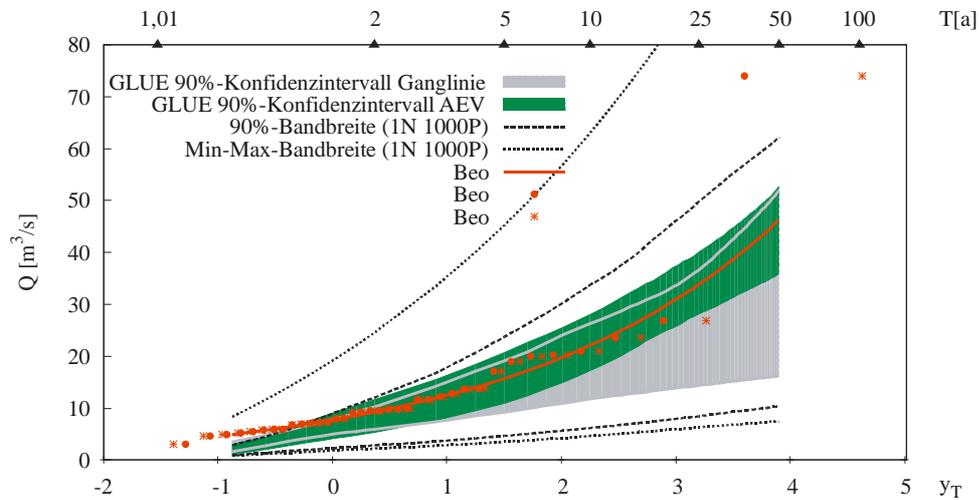


Abbildung VI.7 Verteilung HQ (Jahr); AEV, GLUE 90%-Konfidenzintervall

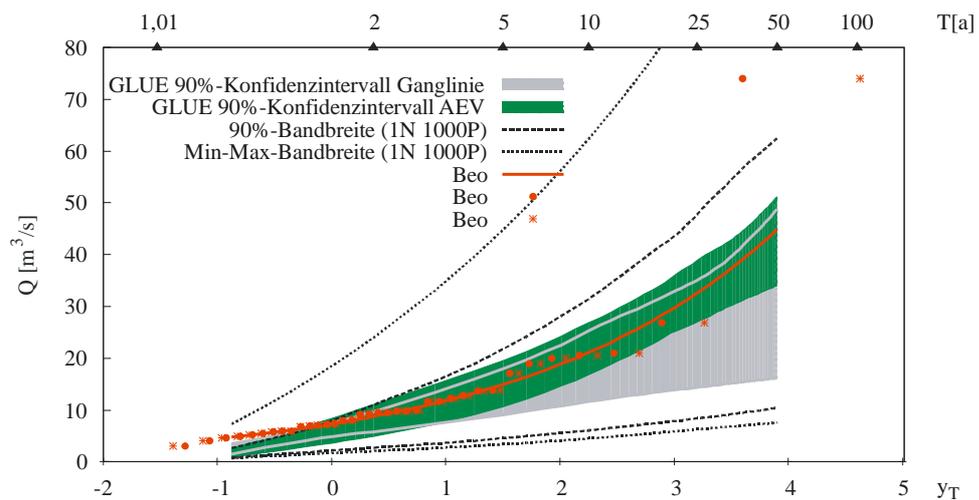


Abbildung VI.8 Verteilung HQ (Winter); AEV, GLUE 90%-Konfidenzintervall

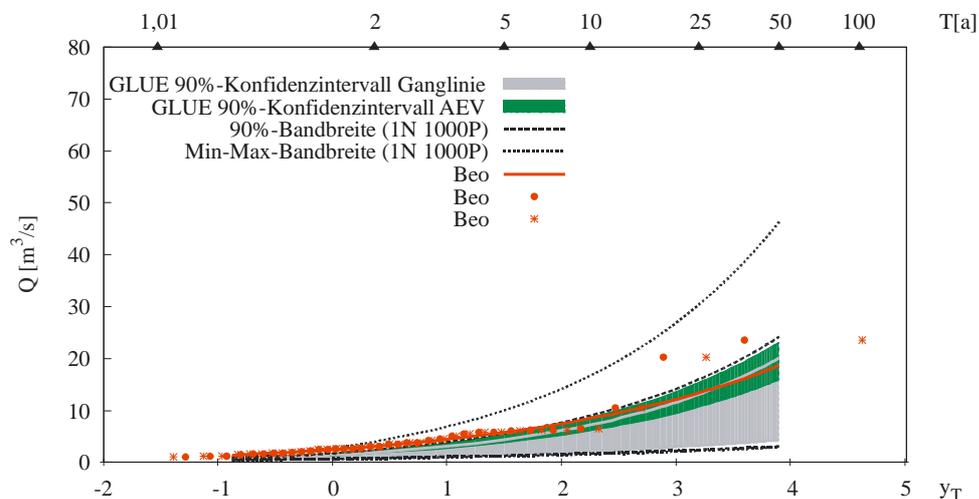


Abbildung VI.9 Verteilung HQ (Sommer); AEV, GLUE 90%-Konfidenzintervall

Anwendung der guten Parametersätze ($NSK > 0,75$) (48 von 1000) der Ganglinie für die Bestimmung von Bemessungsabflüssen mit stochastischen Niederschlagsdaten (eine Realisierung), dabei werden die für die Ganglinie bestimmten Gewichte zur Bestimmung der GLUE Bandbreite (90%-Konfidenzintervall) beibehalten.

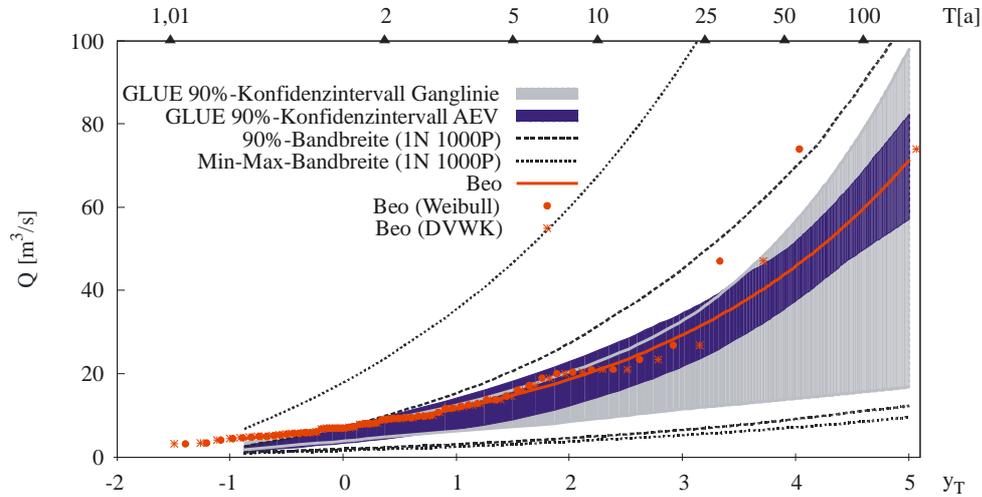


Abbildung VI.10 Verteilung HQ (Jahr); AEV, GLUE 90%-Konfidenzintervall

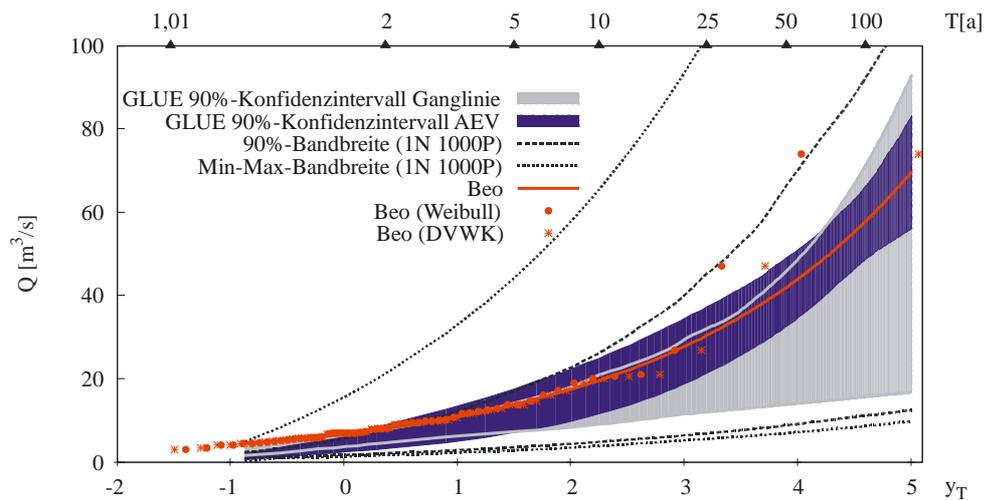


Abbildung VI.11 Verteilung HQ (Winter); AEV, GLUE 90%-Konfidenzintervall

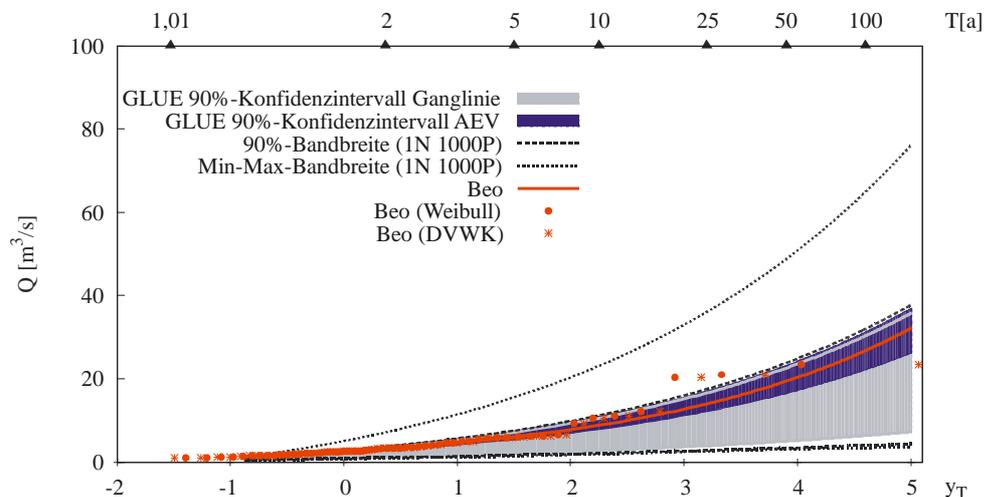


Abbildung VI.12 Verteilung HQ (Sommer); AEV, GLUE 90%-Konfidenzintervall

GLUE als Funktion der Niederschlagsdaten

100 Realisierungen disaggregierte Niederschlagsdaten und ein Parametersatz (100N 1P).

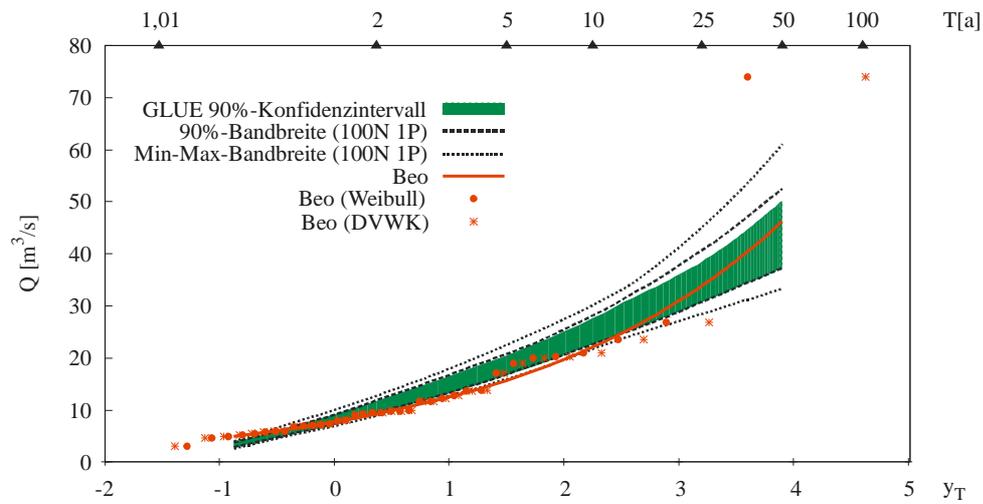


Abbildung VI.13 Verteilung HQ (Jahr); AEV, GLUE 90%-Konfidenzintervall (96 behavioral)

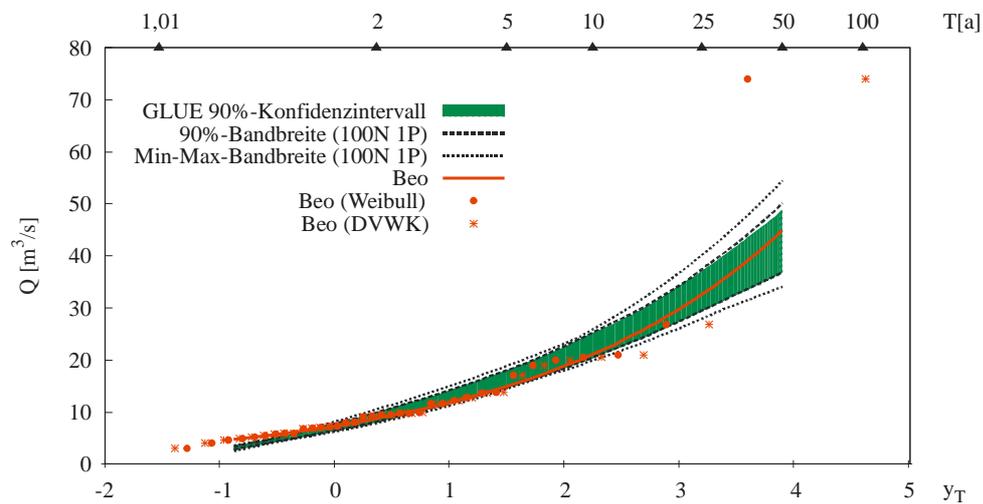


Abbildung VI.14 Verteilung HQ (Winter); AEV, GLUE 90%-Konfidenzintervall (99 behavioral)

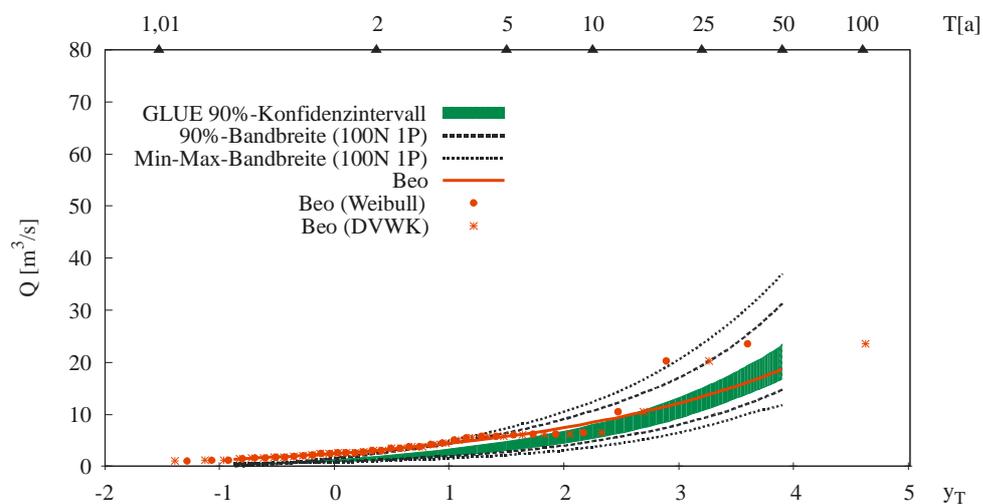


Abbildung VI.15 Verteilung HQ (Sommer); AEV, GLUE 90%-Konfidenzintervall (46 behavioral)

GLUE als Funktion der Niederschlagsdaten

100 Realisierungen stochastische Niederschlagsdaten und ein Parametersatz (100N 1P).

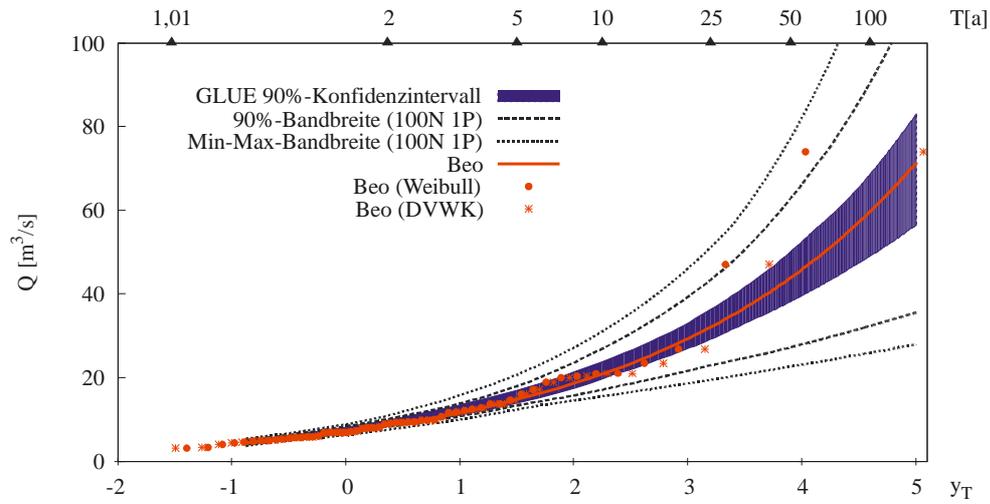


Abbildung VI.16 Verteilung HQ (Jahr); AEV, GLUE 90%-Konfidenzintervall (32 behavioral)

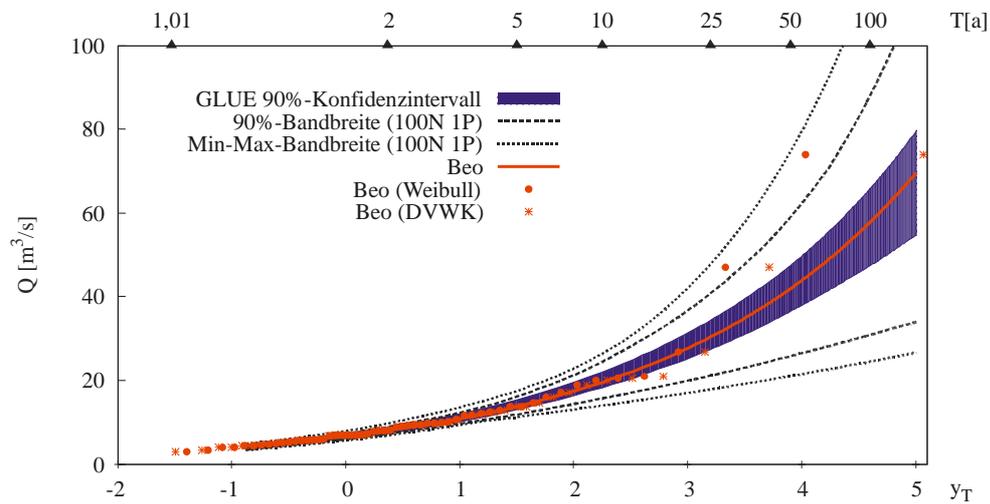


Abbildung VI.17 Verteilung HQ (Winter); AEV, GLUE 90%-Konfidenzintervall (40 behavioral)

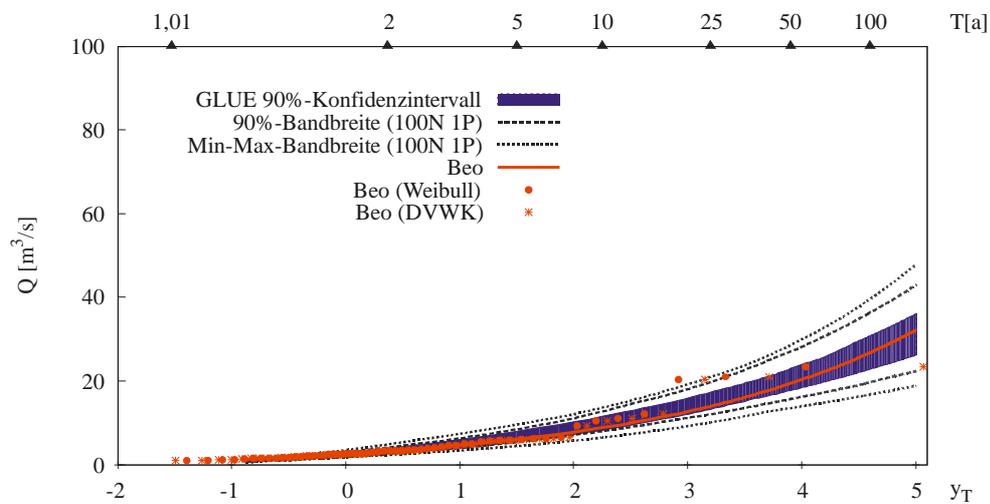


Abbildung VI.18 Verteilung HQ (Sommer); AEV, GLUE 90%-Konfidenzintervall (71 behavioral)

GLUE als Funktion der Modellparameter und der Niederschlagsdaten

100 Realisierungen disaggregierte Niederschlagsdaten u. 1000 Parametersätze (100N 1000P).

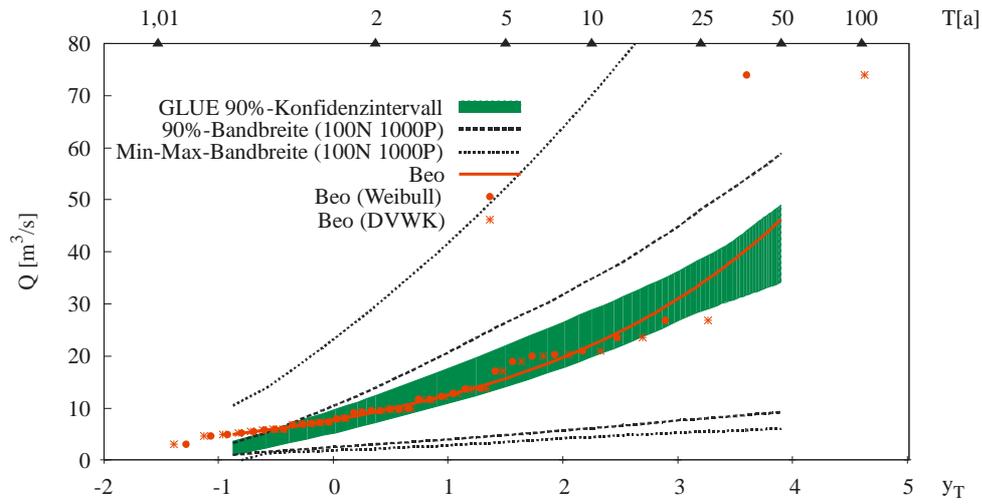


Abbildung VI.19 Verteilung HQ (Jahr); AEV, GLUE 90%-Konfidenzintervall (85 behavioral)

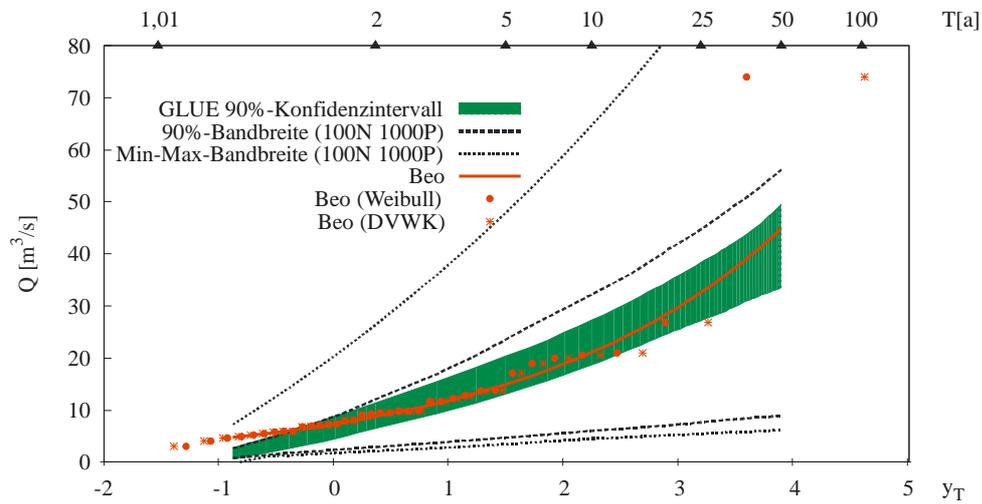


Abbildung VI.20 Verteilung HQ (Winter); AEV, GLUE 90%-Konfidenzintervall (88 behavioral)

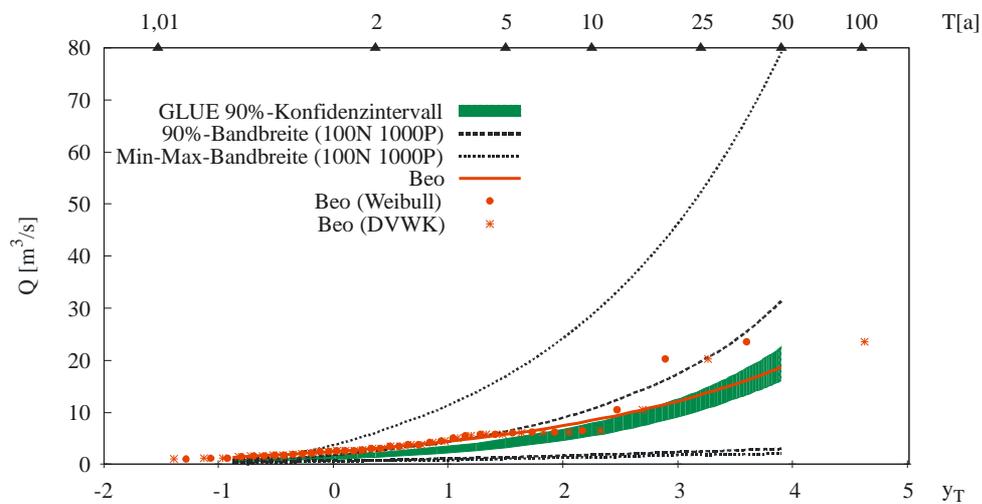


Abbildung VI.21 Verteilung HQ (Sommer); AEV, GLUE 90%-Konfidenzintervall (84 behavioral)

GLUE als Funktion der Modellparameter und der Niederschlagsdaten

100 Realisierungen stochastische Niederschlagsdaten u. 1000 Parametersätze (100N 1000P).

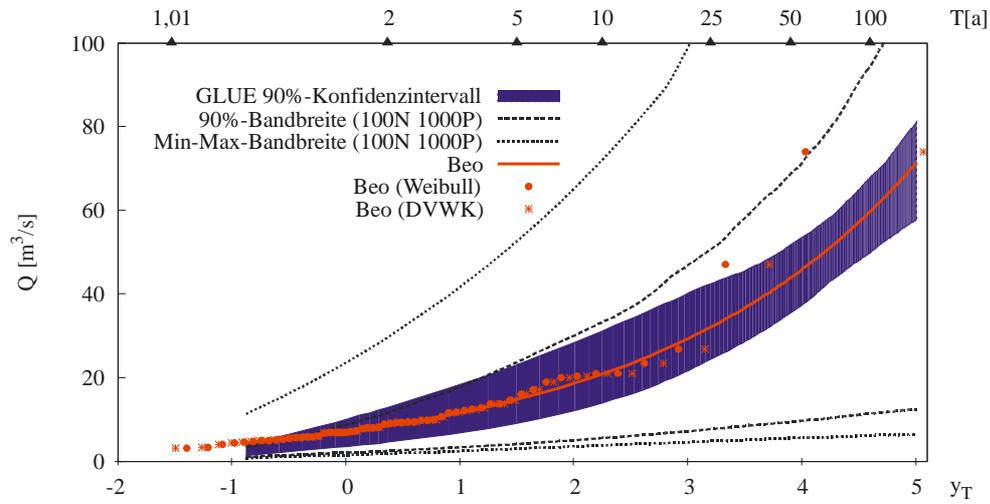


Abbildung VI.22 Verteilung HQ (Jahr); AEV, GLUE 90%-Konfidenzintervall (84 behavioral)

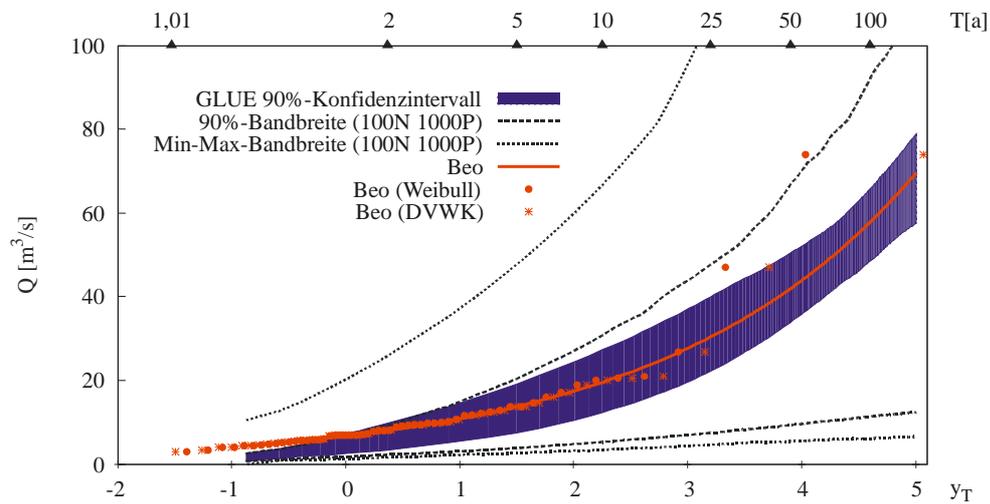


Abbildung VI.23 Verteilung HQ (Winter); AEV, GLUE 90%-Konfidenzintervall (85 behavioral)

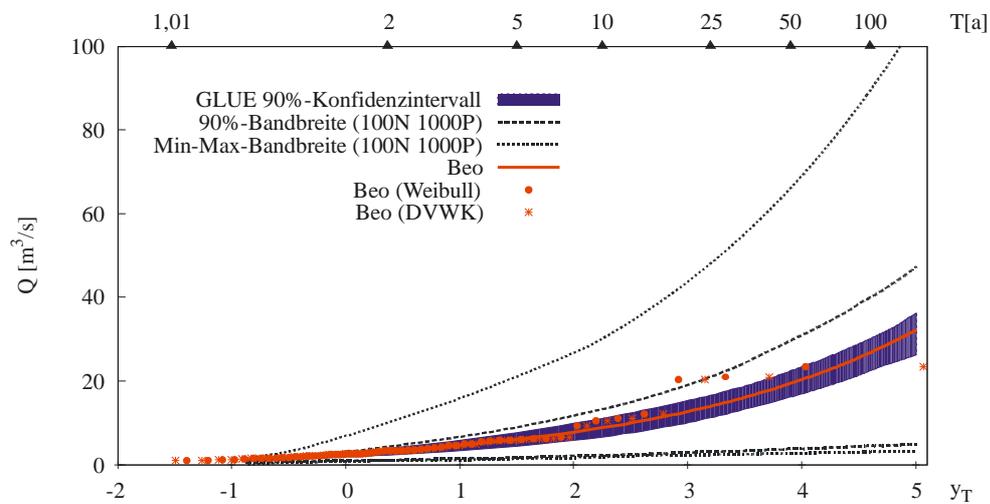


Abbildung VI.24 Verteilung HQ (Sommer); AEV, GLUE 90%-Konfidenzintervall (74 behavioral)

Lebenslauf

Imke Radtke (geb. Buchwald)

geboren am 07. Juni 1980 in Peine, verheiratet

Berufliche Tätigkeiten

- Seit 2/2010 **Akademische Mitarbeiterin**
Kanton Basel-Stadt
Tiefbauamt, Bau- und Verkehrsdepartement des Kantons
Basel-Stadt
- 10/2004 – 10/2011 **Doktorandin**
Leibniz Universität Hannover
Institut für Wasserwirtschaft, Hydrologie und landwirtschaft-
lichen Wasserbau
- 10/2004 – 12/2009 **Wissenschaftliche Mitarbeiterin**
Leibniz Universität Hannover
Institut für Wasserwirtschaft, Hydrologie und landwirtschaft-
lichen Wasserbau
- 09/2004 – 10/2004 **Wissenschaftliche Hilfskraft**
Universität Hannover
Institut für Wasserwirtschaft, Hydrologie und landwirtschaft-
lichen Wasserbau

Studium

- 10/1999 – 07/2004 **Universität Hannover**
Studiengang: Bauingenieurwesen
Fachrichtung: Wasser und Umwelt
Abschluss: Dipl.-Ing.
Diplomarbeit: Auswirkungen unsicherer Eingangsdaten
auf die Ergebnisse der Niederschlag-
Abfluss-Modellierung urbaner
Einzugsgebiete

Schulausbildung

- 08/1986 – 07/1999 Abschluss mit der Allgemeinen Hochschulreife am
Ratsgymnasium, Peine