

HEFT **28.10**

Abflüsse aus extremen Niederschlägen

Beiträge zum 2. Trierer Workshop zur Niederschlag-Abfluss-Modellierung
am 14./15. September 2009 in Trier

Markus Casper, Oliver Gronz (Herausgeber)

Veranstalter des Workshop:

≈ Universität Trier - Forschungszentrum für Regional- und Umweltstatistik

≈ DWA Arbeitsgruppe Abflüsse aus extremen Niederschlägen
im Hauptausschuss Hydrologie und Wasserbewirtschaftung der DWA



Hydrologische Wissenschaften

Fachgemeinschaft in der DWA

Markus Casper, Oliver Gronz (Herausgeber):

Abflüsse aus extremen Niederschlägen
Beiträge zum 2. Trierer Workshop zur Niederschlag-Abfluss-Modellierung
am 14./15. September 2009 in Trier

Forum für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung; Heft 28.10

ISBN: 978-3-941897-22-9

Fachgemeinschaft Hydrologische Wissenschaften, 2010

Forum für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung

Herausgeber:

Fachgemeinschaft Hydrologische
Wissenschaften in der DWA
Geschäftsstelle
Theodor-Heuss-Allee 17
D - 53773 Hennef
Tel.: 02242/872 – 0
Fax: 02242/872 – 135
info@FgHW.de
www.FgHW.de

Vertrieb:

DWA Deutsche Vereinigung
für Wasserwirtschaft, Abwasser und
Abfall e.V., Bundesgeschäftsstelle
Theodor-Heuss-Allee 17
D – 53773 Hennef
Tel.: 02242/872 – 333
Fax: 02242/872 – 100
vertrieb@dwa.de
www.dwa.de

Univ.-Prof. Dr.-Ing. Heribert Nacken
Fachgemeinschaft Hydrologische
Wissenschaften in der DWA

Druck und Binden:
Vasen BigPrint, Hennef

Univ.-Prof. Dr.-Ing. Markus Disse
Hauptausschuss Hydrologie und
Wasserbewirtschaftung der DWA

Umschlaggestaltung:
Dorit Steinberger, München

© FgHW – Forum für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung, 2010

Alle Rechte, insbesondere die der Übersetzung in andere Sprachen, vorbehalten. Kein Teil dieser Publikation darf ohne schriftliche Genehmigung der Herausgeber in irgendeiner Form – durch Fotokopie, Mikrofilm oder irgendein anderes Verfahren – reproduziert oder in eine von Maschinen, insbesondere von Datenverarbeitungsmaschinen, verwendbare Sprache übertragen werden.

Die wissenschaftliche Richtigkeit der Texte, Abbildungen und Tabellen unterliegt nicht der Verantwortung der Herausgeber.

Vorwort

Am 14. und 15. September 2009 fand an der Universität Trier der 2. Trierer Workshop zum Thema Niederschlags-Abfluss-Modellierung statt. Der Workshop wurde gemeinsam von der DWA-AG HW-4.2 „Abflüsse aus extremen Niederschlägen“ und dem Forschungszentrum für Regional- und Umweltstatistik der Universität Trier (Forumstat) veranstaltet.

Über 70 Teilnehmer aus Wissenschaft und Praxis hatten bei 19 Vorträgen und einigen Postern reichlich Gelegenheit zu einer intensiven Diskussion über die komplexe Thematik der Bestimmung von „Abflüssen aus extremen Niederschlägen“. Die Veranstaltung gliederte sich in 4 thematische Blöcke:

- I Extremer Niederschlag: Reale Ereignisse und Methoden der Abschätzung
- II Extreme Abflüsse: Nachsimulation von realen Ereignissen
- III Extreme Abflüsse: Regionalisierungsmethoden
- IV Modellkonzepte

In diesem Band konnten insgesamt 19 ausführliche Beiträge zu allen 4 Themenbereichen gesammelt werden, darunter befinden sich auch 2 Posterbeiträge. Alle eingereichten Texte wurden einem Review unterzogen. Im einleitenden Artikel werden alle Beiträge kurz vorgestellt und durch einige Diskussionsbeiträge aus der Veranstaltung selbst ergänzt.

Danksagung

Allen Mitglieder der DWA-AG HW-4.2 sei gedankt für die inhaltliche Vorbereitung und die aktive Beteiligung am Vortrags- und Diskussionsprogramm. Der *Universität Trier* gilt unser Dank für die kostenfreie Bereitstellung der Räumlichkeiten auf dem Campus II und den zahlreichen Mitarbeiterinnen und Mitarbeitern der *Physischen Geographie* für die tatkräftige Unterstützung vor, während und nach der Veranstaltung.

Der Fachgemeinschaft Hydrologische Wissenschaften (FgHW), namentlich den Kollegen Kleeberg und Nacken, gilt unser Dank für die Bereitschaft, diese Schrift in der Reihe „Forum für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung“ zu veröffentlichen, allen Reviewern sei gedankt für die konstruktive Textkritik.

Allen Teilnehmerinnen und Teilnehmern sei gedankt für die sehr guten Vorträge und Poster sowie für die zahlreichen Diskussionsbeiträge.

Es bleibt die Hoffnung, dass durch die Vielzahl und Breite an Beiträgen jeder etwas Neues mit nach Hause nehmen konnte. Dieser Band stellt in Teilen die Ergebnisse der Arbeit von Mitgliedern der DWA-AG HW-4.2 dar und ist daher auch als AG-Bericht zu verstehen.

Möge Ihnen dieser Band das eine oder andere thematische Vertiefen ermöglichen!

Markus Casper, Oliver Gronz

Heft 28.10 Forum für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung

2. Trierer Workshop zur Niederschlags-Abfluss-Modellierung „Abflüsse aus extremen Niederschlägen“

Inhalt:

	Seite:
Einleitung	5
<i>M. Johst, M. Casper:</i> Überblick über Prozessuntersuchungen zur Abflussbildung bei Hochwasser	13
Themenblock I: Extremer Niederschlag: Reale Ereignisse und Methoden der Abschätzung	
<i>A. Pfister, A. Treis:</i> Starkniederschlag im Emscher- und Lippegebiet – Extremereignis im Juli 2008	27
<i>K. Piroth:</i> Erfahrungen aus einem außergewöhnlichen Niederschlagsereignis Dortmund, 26. Juli 2008	39
<i>T. Einfalt, A. Löcke, M. Scheibel:</i> Möglichkeiten und Grenzen der N-A-Simulation mit Radardaten	53
<i>G. Malitz:</i> Stark- und Extremniederschlag im Kurzzeitbereich	69
<i>H.-R. Verworn, G. Malitz, A. Pfister:</i> Praxisrelevante Extremwerte des Niederschlags (PEN) zwischen KOSTRA, MGN und NIEFLUD	79
Themenblock II: Extreme Abflüsse: Nachsimulation von realen Ereignissen	
<i>O. Buchholz:</i> Simulation extremer Abflüsse am Beispiel des Wasserhaushaltsmodells NASIM	89
<i>B. Ott, G. Johann:</i> Simulation realer Extremereignisse im Emscher- und Lippegebiet	105
<i>J. Hohenrainer:</i> Nachrechnung des Hochwasserereignisses vom Juni 2008 an der Starzel mit dem Wasserhaushaltsmodell LARSIM	113

N. Stahl:

Kombination von statistischen Niederschlagsdaten mit einem realen Ereignis zur Ableitung eines Extremereignisses für Simulationen an Stauanlagen (mit Niederschlag-Abfluss-Modell) 125

Themenblock III: Extreme Abflüsse: Regionalisierungsansätze

J. Höfer, J. Ihringer:

Ableitung extremer Abflüsse mit einem Flussgebietsmodell 133

I. Radtke, U. Haberlandt:

Evaluierung verschiedener Ansätze zur deterministischen Bestimmung von Bemessungsabflüssen 145

B. Kohl, G. Markart:

Von der Starkregensimulation zur Abschätzung von Hochwasserabflüssen kleiner Einzugsgebiete 157

A. Steinbrich, M. Weiler:

Ausweisung der für die Hochwasserentstehung wichtigen Abflussbildungsprozesse für Baden-Württemberg 171

Themenblock IV: Modellkonzepte (kNN, Fuzzy, SOM)

P. Gemmar, M. Stüber, M. Greving, O. Gronz:

Automatische, datengetriebene Modellgenerierung – Entwicklung und praktische Anwendung 187

C. Faust, P. Gemmar, O. Gronz, M. Casper:

Automatische Auswahl von Zustandsgrößen für N-A-Modelle 201

M. Herbst, M. Casper, O. Buchholz, J. Grundmann:

Comparative analysis of model behaviour for flood prediction purposes using Self-Organizing Maps 209

Posterbeiträge

M. Schulte, B. Klein, A. Schumann:

Statistische Generierung von mehrgipfligen Hochwasserereignissen 221

E. Olmo Gil, U. Kaul, M. Trappe, M. Becht:

Untersuchung der Niederschlag-Abfluss-Beziehungen von Karstquellen und Nebengewässern der Altmühl / Südliche Frankenalb (Bayern) 229

Verzeichnis der Autoren 237

Methoden der Bestimmung von Abflüssen aus extremen Niederschlägen

Markus Casper, Oliver Gronz

Der Titel des 2. Trierer Workshops zur N-A-Modellierung lautete „Abflüsse aus extremen Niederschlägen“. Mit diesem Titel lassen sich eine Reihe aktueller Fragestellungen mit hoher Praxisrelevanz verbinden. Im Rahmen des Workshops wurden die folgenden 4 Fragenkomplexe diskutiert:

1. Was sind eigentlich extreme Niederschläge und wie lassen sie sich schätzen?
2. Was sind die dominierenden Prozesse der Abflussbildung bei extremen Niederschlägen?
3. Wie lassen sich unter Verwendung von mathematischen Modellen (extreme) Abflüsse aus extremen Niederschlägen ableiten?
4. Lassen sich neben Prozess basierten Modellen auch sinnvoll Daten getriebene Modellansätze für die Abbildung des Transformationsprozesses verwenden?

Frage 1 ist Gegenstand von 5 Beiträgen dieses Bandes (EINFALT et al., MALITZ, VERWORN et al., PIROTH und PFISTER & TREIS).

Frage 2 wird in Form eines Literaturüberblickes im Beitrag von JOHST & CASPER behandelt.

Frage 3 ist wird in 3 Teilaspekten behandelt:

- Anhand der *Nachsimulation realer Ereignisse* werden Erkenntnisse über die Eignung von N-A-Modellen zur Ableitung extremer Abflüsse gewonnen (BUCHHOLZ, HOHENRAINER, OTT & JOHANN, STAHL, RADTKE & HABERLANDT).
- Eine etwas andere Modellgruppe sind *Regionalisierungsmodelle*, die versuchen, auf der Basis breitenverfügbarer Geodaten möglichst verlässliche Aussagen zur Abflussbildung bei extremen Niederschlägen zu machen (KOHL & MARKART, STEINBRICH & WEILER).
- *Regionalisierte Extremniederschläge* aus KOSTRA, PEN oder MGN (siehe MALITZ und VERWORN et al.) können in Kombination mit einem kalibrierten Flussgebietsmodell eine Grundlage für die Extrapolation von Pegelstatistiken darstellen (HÖFER & IHRINGER, auch STAHL, RADTKE & HABERLANDT).

Frage 4 wird in 3 Beiträgen behandelt: GEMMAR et al. diskutieren die Eignung von *Fuzzy-Methoden* zur N-A-Modellierung. FAUST et al. schlagen eine Methode zur effizienten Erstellung von Fuzzy-N-A-Modellen vor. HERBST & CASPER schlagen in ihrem Beitrag die Verwendung von „Signature Indices“ (YILMAZ et al. 2008) und *selbstorganisierenden Merkmalskarten* (SOM) für einen effektiven Modellvergleich vor.

Niederschläge werden in einem realen Einzugsgebiet durch die Interaktion vielfältiger (nichtlinearer) Abflussprozesse in Abflüsse transformiert. In einem mathematischen Modell (N-A-Modell) wird dieser Transformationsprozess mehr oder weniger stark abstrahiert: Werden sichtbar Prozessanalogien zum Realsystem verwendet, so spricht man häufig von „Prozess basierten“ Modellen. Werden nur die INPUT-OUTPUT-Beziehungen, die in den

Daten selbst vorhanden sind, zur Modellerstellung verwendet, so spricht man von „Daten getriebenen Modellen“ (Abb. 1).

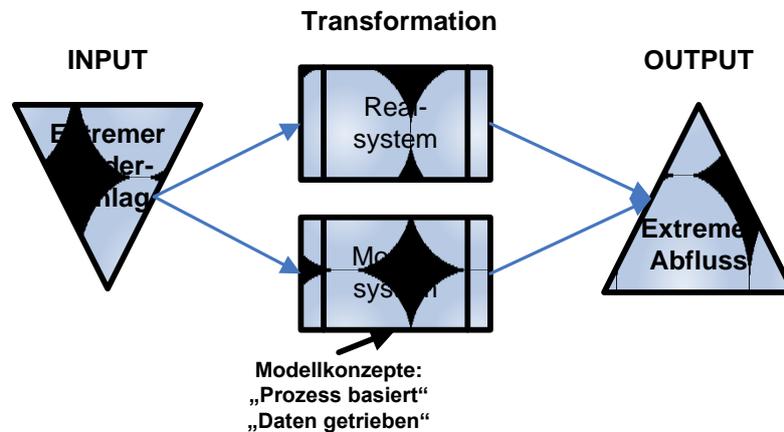


Abb. 1: Extreme Abflüsse aus extremen Niederschlägen

I Extremer Niederschlag: Reale Ereignisse und Methoden der Abschätzung

Die Beiträge von PFISTER & TREIS sowie von PIROTH thematisieren beide das extreme Niederschlagsereignis vom 26. Juli 2008 im Stadtgebiet und Umland von Dortmund. PIROTH diskutiert die siedlungswasserwirtschaftlichen Schlussfolgerungen aus diesem Ereignis. Er macht deutlich, dass verschiedene Elemente im Planungsprozess hinzugefügt werden müssen, um eine höhere Sicherheit in städtischen Verdichtungsräumen gegenüber der Wirkung von Starkregenereignissen zu erreichen. Das Zentrum des Ereignisses wurde durch Regenmesser jedoch nicht erfasst. Daher bekommt bei der Rekonstruktion dieses Ereignisses die Verwendung von Radardaten eine große Bedeutung. PFISTER & TREIS stellen ein Verfahren vor, mit dessen Hilfe sich verlässliche Niederschlagsmengen für den Antrieb von N-A-Modellen gewinnen lassen konnten. Mit dem gleichen Thema beschäftigt sich der Beitrag von EINFALT et al. Beide Beiträge kommen zu dem Schluss, dass sich Radardaten bei entsprechend sorgfältiger Aufbereitung und Interpretation sehr gut eignen, vor allem sehr ungleichmäßige Niederschlagsfelder abzudecken. Wichtig es jedoch, möglichst über Radarinformationen aus verschiedenen Richtungen zu verfügen, um Dämpfung- oder Abschattungseffekte durch die Topografie oder das Niederschlagsereignis selbst kompensieren zu können. In beiden Fällen konnte mittels kalibrierter N-A-Modelle gezeigt werden, dass die ermittelten Niederschlagsfelder plausible Abflussreaktionen erzeugten, die den realen Beobachtungen sehr nahe kamen.

Extreme Niederschläge sind räumlich sehr variabel. Um für Bemessungsaufgaben eine belastbare und vor allem flächendeckende Datenbasis zur Verfügung zu stellen, hat der Deutsche Wetterdienst die Produkte KOSTRA (DWD 1997) und KOSTRA-2000 (DWD 2005) auf den Markt gebracht. Hierin sind quasi für jeden Ort in Deutschland Niederschläge der Dauerstufen 5 Minuten bis 72 Stunden und der Jährlichkeit bis 100 Jahre ablesbar. Extreme Niederschläge (mit deutlich höherer Jährlichkeit) werden mit unterschiedlichen Ansätzen aus den tabellierten Werten extrapoliert. Auf diese Fragestellung wird in den Beiträgen von MALITZ und VERWORN et al. sehr detailliert eingegangen.

II Extreme Abflüsse: Nachsimulation von realen Ereignissen

Die Nachsimulation realer Extremereignisse verschafft dem Modellanwender vertiefte Einblicke in das Verhalten des angewendeten Modells. BUCHHOLZ nutzt für eine ausführliche Analyse des N-A-Modells NASIM (HYDROTEC) einen Datensatz aus dem Einzugsgebiet der Schwarzen Pockau in Sachsen (CASPER et al. 2009). OTT & JOHANN berichten über ihre Erfahrungen bei der Nachsimulation von 2 Ereignissen mittels NASIM im Emscher- und Lippegebiet. HOHENRAINER zieht Schlüsse für das N-A-Modell LARSIM (LUDWIG & BREMICKER 2006) auf der Basis der Nachsimulation eines Extremereignisses an der Starzel in Baden-Württemberg. Im Beitrag von STAHL wird auf der Basis eines sehr gut an ein reales Hochwasser angeeichten N-A-Modells (LARSIM) für nasse Vorbedingung mit einem N100 aus KOSTRA ein HQ1000 für das entsprechende Einzugsgebiet abgeleitet.

III Extreme Abflüsse: Regionalisierungsansätze

Durch die Verwendung regionalisierter Niederschläge als Antrieb für kalibrierte N-A-Modelle lassen sich extreme Abflüsse schätzen. Auf der Basis KOSTRA (DWD 1997) lassen sich Niederschläge der Jährlichkeit 100, nach PEN (ITWH 2006) der Jährlichkeiten 1000 und 10000 erzeugen. Dies wird im Beitrag von HÖFER & IHRINGER an zwei Beispielen umfassend beschrieben. RADTKE & HABERLANDT diskutieren in ihrem Beitrag u. a. die Bedeutung der Kalibrierstrategie auf die Verlässlichkeit der simulierten Abflüsse.

Für Wildbacheinzugsgebiete in Österreich stehen keine verlässlichen Pegeldata zur Abschätzung von Hochwässern zur Verfügung. Auch N-A-Modelle versagen oft mangels sinnvoller Kalibriermöglichkeiten. KOHL & MARKART werten daher über 700 Starkregenerperimente aus und stellen ein praxistaugliches Verfahren zur Schätzung von Spitzenabflüssen auf der Basis von im Gelände erhebbaren Parametern vor. STEINBRICH & WEILER stellen ein Konzept zur flächendeckenden Ausweisung von für die Hochwasserentstehung relevanten Abflussbildungsprozessen vor, das auf der Basis verfügbarer Geodaten in Baden-Württemberg zur Anwendung kommen soll. In ihrem Beitrag wird auch ein erster Modelltest vorgestellt, der für ein Extremereignis an der Starzel plausible Ergebnisse liefern konnte.

IV Modellkonzepte (kNN, Fuzzy, SOM)

Die im Themenblock II zur Anwendung gekommenen Modelle versuchen, die wesentlich bei der Transformation im Realsystem beteiligten Prozesse in unterschiedlichen Abstraktionsgraden physikalisch nachzubilden. Im Gegensatz dazu versuchen die hier im Themenblock IV verwendeten Ansätze lediglich, die Beziehung durch die Verwendung von Messdaten zu approximieren.

Eine Variante dieser Form der Modellbildung ist die Anwendung von Fuzzy Logic, wie von GEMMAR et al. vorgestellt. Die Autoren beschreiben eine praktische und aufwandsgünstige Alternative zu den herkömmlichen Modellkonzepten, die sich insbesondere durch sehr gute Simulationsergebnisse und einen niedrigen Entwicklungs- und Anwendungsaufwand auszeichnen.

Ein weiterer Vertreter dieser Gruppe von Modellierungsansätzen, Künstliche Neuronale Netze, und deren Anwendung wurden im Workshop von Herrn Dr. Christian Gattke, einem

Mitarbeiter der KISTERS AG, vorgestellt. In seinem Vortrag wurden die Vor- und Nachteile dieser Systeme aufgezeigt. Er zeigte und schlussfolgerte, dass die KNNs im Scheitelanstieg bessere Ergebnisse liefern können als konzeptionelle hydrologische Modelle. Ein oft angeführter Nachteil, die schlechte Extrapolationsfähigkeit, scheint nach seinen Erkenntnissen nicht schlechter zu sein als die von hydrologischen Modellen. Der Aufwand bei der Erstellung ist zudem deutlich geringer. Allerdings ersetzen die KNNs nicht die hydrologischen Modelle bei speziellen Aufgaben; vielmehr stellen KNNs eine sinnvolle Ergänzung dar.

Neben der zweckorientierten Anwendung dieser Modelle im Sinne der Prognose ergibt sich die Möglichkeit, etwas über das Realsystem zu lernen, indem neben den Messdaten sowohl die entstehenden Modelle als auch das Verhaltensspektrum von Modellen mit innovativen Methoden untersucht werden. FAUST et al. verwenden zur Datenanalyse und Modelloptimierung selbstorganisierende Merkmalskarten (SOMs) und eine anschließende Korrelationsanalyse dieser Karten, um den Systemzustand von Realsystemen mit möglichst wenigen Zustandsgrößen effektiv in Fuzzy Systemen abbilden zu können. Neben der reinen Effizienzsteigerung der auf dieser Grundlage erstellten Modelle ergeben sich Erkenntnisse aus den verwendeten Messdaten. HERBST et al. wenden die Methode der SOMs ebenfalls zur Analyse an. Hier ist die Fragestellung jedoch der Vergleich des Verhaltens von unterschiedlichen Modellen. Dazu werden Signature Indices der von den einzelnen Modellen simulierten Menge von Ganglinien, die durch Anwendung von Monte Carlo Methoden erzeugt wurden, errechnet. Diese Indices quantifizieren hydrologische Aspekte der Ganglinien im Vergleich zur gemessenen Ganglinie; etwa wie gut das Modell Spitzenabflüsse simulieren kann durch die Berechnung der prozentualen Erwartungstreue des oberen Segments der Abflussdauerlinie. Mit diesen Indices wird eine SOM erzeugt und ausgewertet.

Praxisrelevanz

Mit dem DVWK-Merkblatt 251 „Statistische Analyse von Hochwasserabflüssen“ (DVWK 1999) wurde versucht, der Praxis einen Leitfaden zur Ermittlung extremer Bemessungsabflüsse vorzunehmen. Dieses Merkblatt ist zurzeit in Überarbeitung, da einige in der Praxis relevante Aspekte dort nicht erschöpfend behandelt werden. Herr Dr. Simon Scherrer hat in seinem Vortrag eine Methode zur Synthese unterschiedlichster Datenquellen mit dem Ziel einer verlässlichen Ermittlung von Extremabflüssen vorgestellt (auch dargestellt in SCHERRER 2007). So lässt sich auch eine relativ kurze Pegelzeitreihe durch die Hinzunahme unterschiedlicher Informationen plausibel extrapolieren.

Für die Extrapolation der Pegelstatistik für den Pegel Schaechen (Schweiz) wurden unter Verwendung der in Abbildung 2 dargestellte Methode:

1. eine hydraulische Nachrechnung der Pegelquerschnittes (Erweiterung der W-Q-Beziehung am Pegel),
2. eine Analyse historischer Hochwässer (Erweiterung des Zeitfensters) und
3. ihre Nachsimulation mittels N-A-Modell auf der Basis von kartierten bzw. auf der Basis von Geodaten abgeleiteten Abflussprozessen durchgeführt (Plausibilisierung der Extrapolation

durchgeführt. Das Ergebnis ist eine sehr verlässliche Aussage über die Höhe des 100- bzw. 300-jährlichen Hochwassers am untersuchten Pegel (Abbildung 3).

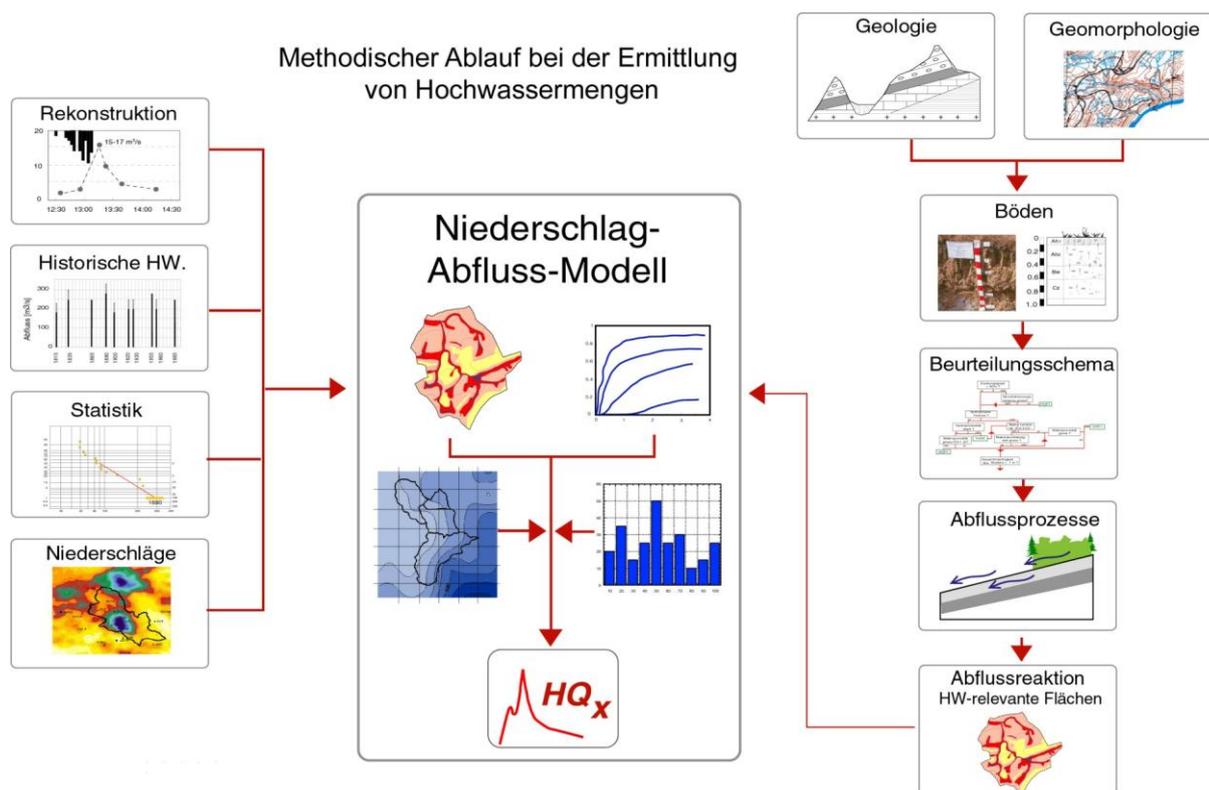


Abb. 2: Methodischer Ablauf der Ermittlung von Hochwassermengen. Quelle: SCHERRER AG, 2009

Ähnliche Ideen der Informationserweiterung finden sich z. B. in MERZ & BLÖSCHL (2008). Die Veröffentlichung eines neuen Merkblattes zur Ermittlung von Extremabflüssen ist für Ende 2010 vorgesehen, vielfältige Methoden der Informationserweiterung werden ebenfalls wesentliche Inhalte dieses Merkblattes sein.

Posterbeiträge

Im Rahmen der Postersession wurden noch zwei weitere interessante Themen vorgestellt, die keinen direkten Bezug zu den vorab behandelten Themenblöcken aufweisen: (1) Die statistische Generierung von mehrgipfligen Hochwasserereignissen (SCHULTE et al.) und (2) die Ermittlung der Niederschlags-Abfluss-Beziehungen von Karstquellen als Grundlage für eine Gütemodellierung (OLMO GIL et al.). Die jeweilige Textfassung findet sich am Ende dieses Bandes.

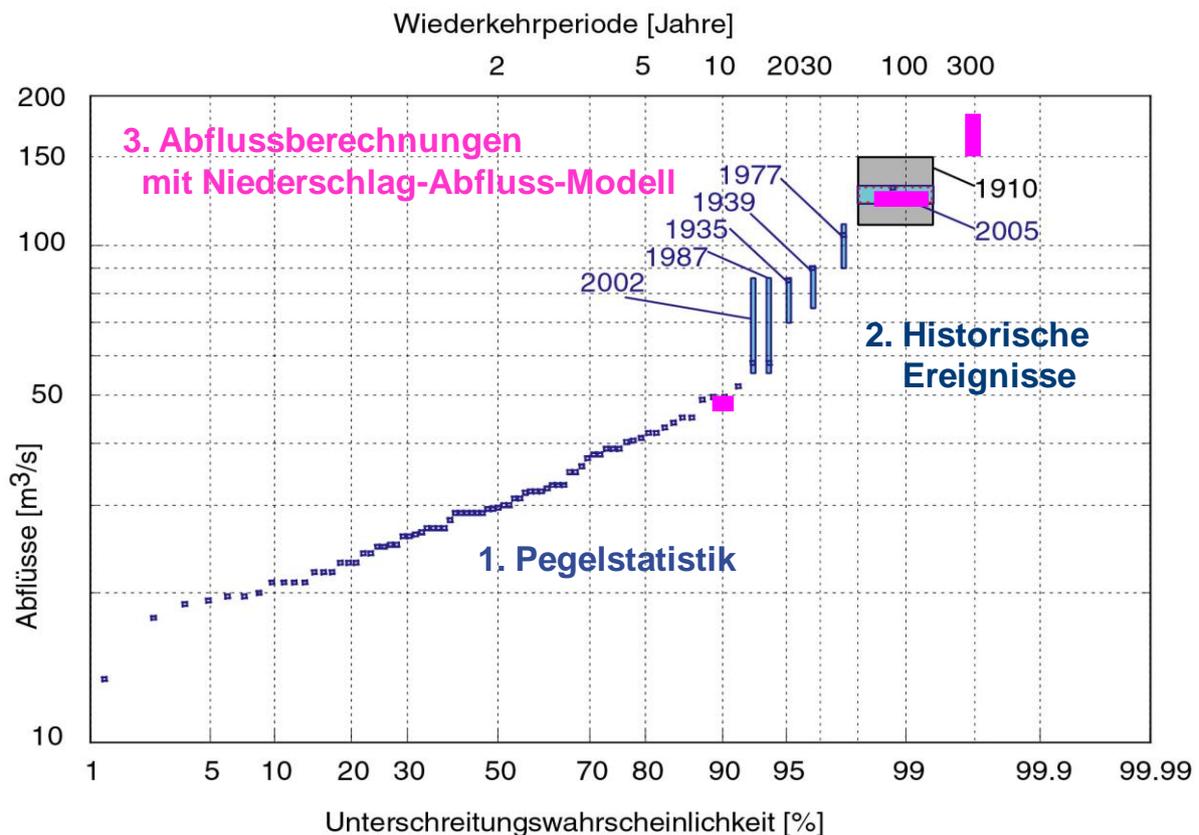


Abb. 3: Beispiel für die Erweiterung einer kurzen Abflusszeitreihe durch die Analyse historischer Ereignisse und die Nachsimulation eines Prozess basierten N-A-Modells für den Pegel Schaechen (Schweiz). Quelle: SCHERRER AG, 2009

Diskussion

In der den Workshop abschließenden Diskussion wurden die aus der Veranstaltung resultierenden Erkenntnisse der einzelnen Teilnehmerinnen und Teilnehmer zum Ausdruck gebracht. Die wesentlichen Aspekte sollen im Folgenden kurz zusammengefasst werden.

Erneut zeigten sich die Unterschiede zwischen einem operationellen Vorhersagebetrieb und der späteren Nachsimulation von Ereignissen. Diese Unterschiede betreffen im Wesentlichen die Methoden, die zur Bearbeitung der (meteorologischen) Eingangsdaten zur Verfügung stehen: Bei der Nachsimulation können unsichere Informationsfragmente aus unterschiedlichen Quellen (Stationen, Radar, private Messungen) zu einem einheitlichen und der Realität wohl näherkommendem Bild zusammengefasst werden. Es gibt aber auch Unterschiede bei der retrospektiven Beurteilung des scheinbar während eines Ereignisses vorherrschenden Gebietszustandes und die Berücksichtigung dieser Erkenntnis bei der Nachsimulation. Eng verknüpft mit dieser Thematik ist die Beurteilung des Niederschlagsradars, das scheinbar bei nachträglicher Aneicherung durchaus geeignet ist, um vor allem kleinräumige Phänomene abzubilden.

Zudem hat sich der Wert einer guten, lang zurückreichenden Datenlage gezeigt, sowohl bei der Extremwertstatistik als auch bei der Simulation von extremen Ereignissen. Die Situation scheint in Deutschland im Vergleich mit den Nachbarn besser zu sein. Wichtig ist es jedoch

trotzdem, die gesammelten Daten (Pegel- und Niederschlagsmessungen) kritisch zu hinterfragen.

Weiterhin besteht der Wunsch, die neuen Erkenntnisse, die sich aus der Prozessuntersuchung im Gelände ergeben, besser in konzeptionelle Modelle zu integrieren. Zwar haben sich die Modelle in den letzten Jahren deutlich weiterentwickelt, es besteht aber offensichtlich immer noch eine gewisse Diskrepanz zwischen den Zustandsgrößen konzeptioneller Modelle und dem, was tatsächlich den Systemzustand beschreibt. Es wurden zwar einige Methoden vorgestellt, um Wissen aus Zeitreihen oder simulierten Ganglinien zu erzeugen, dieser Ansatz sollte jedoch vertieft werden und in anderen Disziplinen etablierte Methoden sollten angewendet werden, um weiteres Wissen zu extrahieren. Vielleicht führt dies zu Modellen, die in der internen Zustandsbeschreibung eher mit der Realität übereinstimmen. Es sollte ein Ziel sein, die Prozesse so detailliert wie notwendig abzubilden – allerdings sollte das Modell immer noch zu erfassen sein.

Abseits der Problemkreise innerhalb der Fachgemeinschaft wurde aber auch die Notwendigkeit zum Dialog mit „Außen“ diskutiert: Betroffene Bürger müssen nicht nur nach Extremereignissen mit einbezogen werden, sondern auch bei der präventiven Aufklärung, wobei sich hier die Erkenntnis durchsetzen muss, dass auch ein Teil der Verantwortung beim Bürger selbst liegt. Insgesamt erweist sich die Kommunikation der beiden Gruppen als sehr zeitaufwendig. Die Erfahrung – insbesondere nach den Extremereignissen in Dortmund – hat den Bedarf jedoch klar belegt.

Insgesamt wurde der Workshop sehr positiv bewertet. Die Teilnehmerinnen und Teilnehmer waren mit den Inhalten und dem persönlichen Nutzen, den Sie aus der Teilnahme ziehen konnten, zufrieden: Das Niveau der Vorträge wurde als gut bezeichnet, Inhalte wurden gerne mitgenommen, das Kommen habe sich gelohnt. Eine Neuauflage der Veranstaltung mit einem Abstand von 2-3 Jahren wurde vorgeschlagen.

Literatur

- CASPER, M. C., HERBST, M., GRUNDMANN, J., BUCHHOLZ, O. & J. BLIEFERNICHT (2009): Einfluss der Niederschlagsvariabilität auf die Simulation extremer Abflüsse. – Hydrologie und Wasserbewirtschaftung, Jg. 53, Nr.3
- DVWK (1999): DVWK-Merkblatt 251: Statistische Analyse von Hochwasserabflüssen, Hennef
- DWD (1997): Starkniederschlagshöhen für Deutschland - KOSTRA. Eigenverlag des Deutschen Wetterdienstes, Offenbach
- DWD (2005): KOSTRA-DWD-2000, Starkniederschlagshöhen für Deutschland (1951–2000), <http://www.dwd.de/kostra>
- HERBST, M., GUPTA, H. V., & M.C. CASPER (2009): Mapping model behaviour using Signature Indices and Self-Organizing Maps. - Hydrology and Earth System Sciences, 13:395–409
- HYDROTEC (2007): Niederschlag-Abfluss-Modell NASIM - Version 3.6.1, Hydrotec Ingenieurgesellschaft mbH, Aachen, 600 S

- ITWH/LAWA (2006): PEN-LAWA 2005 – Software. Institut für technisch-wissenschaftliche Hydrologie GmbH, Hannover
- LUDWIG, K. & M. BREMICKER (HRSG.) (2006): The Water Balance Model LARSIM – Design, Content and Applications. - Freiburger Schriften zur Hydrologie, Band 22, Institut für Hydrologie der Universität Freiburg
- MERZ, R. & G. BLÖSCHL (2008) Informationserweiterung zur Bestimmung von Hochwasserwahrscheinlichkeiten, Hydrologie und Wasserbewirtschaftung, 52 (2008), 6; S. 300 - 309
- SCHERRER, S. (2007): Hochwasserabschätzung als Synthese von Statistik, Historie und Abflussprozessen. Wiener Mitteilungen, 206:195-208
- YILMAZ, K. K., H. V. GUPTA, & T. WAGENER (2008): A process-based diagnostic approach to model evaluation: Application to the NWS distributed hydrologic model, Water Resour. Res., 44, W09417, doi:10.1029/2007WR006716, 2008

Überblick über Prozessuntersuchungen zur Abflussbildung bei Hochwasser

Margret Johst, Markus Casper

Zusammenfassung

Die auf einer Literaturstudie basierende Übersicht zu Hochwasserentstehungsprozessen ist, wie häufig üblich, nach der räumlichen Skala untergliedert. Prozessuntersuchungen zur Abflussbildung sind per se primär auf die Plot- und Hangskala beschränkt. Folglich sind die Untersuchungsansätze auf der großen Flussgebietskala in dieser Übersicht nur knapp umrissen.

Starkniederschlagssimulationen auf der Plotskala geben Auskunft über das Verhalten eines Standorts im Extremereignisfall. Hierzu werden verschiedene Untersuchungen einander gegenübergestellt. Auf der Hang- und Einzugsgebietskala werden Untersuchungen in 31 Gebieten in nicht verkarstungsfähigen Mittelgebirgen der gemäßigten humiden Breiten verglichen, wobei der Großteil der Gebiete bewaldet und relativ nass ist. Zum systematischen Vergleich der Gebiete und der beobachteten Ereignisse wird eine Gebiets- und Ereignis-Kodierung vorgenommen.

Es werden zwei Aspekte im Bereich der Forschung zur Hochwasserentstehung näher beleuchtet. Dies ist erstens die Bedeutung der unterirdischen Fließprozesse während Hochwasser und zweitens das Schwellenwertverhalten von Einzugsgebieten. Letzteres kann ein wesentlicher Gesichtspunkt hinsichtlich der Abschätzung extremer Abflüsse sein. Die Literaturrecherche zeigt, dass Prozesskenntnisse meist auf der Beobachtung weniger kleinerer Hochwässer basieren. Sie lässt offen, welche Bedeutung diese Prozesse bei der Entstehung seltener Hochwässer haben.

1. Einführung

Während natürlicher Starkniederschläge werden Abflussbildungsprozesse nur selten detailliert beobachtet und noch seltener dokumentiert. Konzepte und Hypothesen zur Abflussbildung müssen jedoch auf Geländebeobachtungen beruhen bzw. sich durch diese bestätigen lassen. Die folgende Übersicht über Untersuchungen zur Hochwasserentstehung ist ein Ausschnitt aus einer Literaturstudie, die auf Wunsch der DWA-Arbeitsgruppe "Abflüsse aus extremen Niederschlägen" sowie zum Vergleich mit eigenen Geländeuntersuchungen durchgeführt wurde. Zielsetzung ist die Bündelung des Wissens über Abflussprozesse während seltener oder sogar extremer Hochwässer.

Eine umfassende Darstellung zur Prozessforschung auf der Hangskala beinhaltet UHLENBROOK & LEIBUNDGUT (1997). In der sehr umfangreichen kommentierten Bibliographie von MENDEL (2000) werden verschiedenste Studien zur Hochwasserentstehung knapp umrissen. BRONSTERT (2005) bündelt Untersuchungsergebnisse unterschiedlicher deutscher Kleineinzugsgebiete.

In Abbildung 1 sind verschiedene Untersuchungsansätze entsprechend der räumlichen Skala und der Wiederkehrzeit der untersuchten Abflussereignisse angeordnet. Infiltrations- und Beregnungsversuche liefern sehr genaue Informationen über das bodenhydraulische Verhalten einer bestimmten Fläche während Starkniederschlägen, sind jedoch auf eine

kleine Fläche beschränkt. Hanghydrologische Untersuchungen umfassen einen größeren Raumausschnitt, können jedoch nur für kurze Messzeitspannen durchgeführt werden, womit die Eintrittswahrscheinlichkeit eines natürlichen Starkniederschlags gering ist. Es besteht folglich grundsätzlich die Frage, ob und wie die kleinräumigen Beobachtungen auf größere Gebiete bzw. in den Extrembereich übertragen werden können. Langfristige Pegelmessungen können Informationen zur Abflussreaktion eines Gebietes während seltener Hochwasserereignisse enthalten, diese sind jedoch nicht flächen- und prozessdifferenziert. Im Extrembereich können die Abflüsse mittels Hochwassermarken hydraulisch rekonstruiert werden.

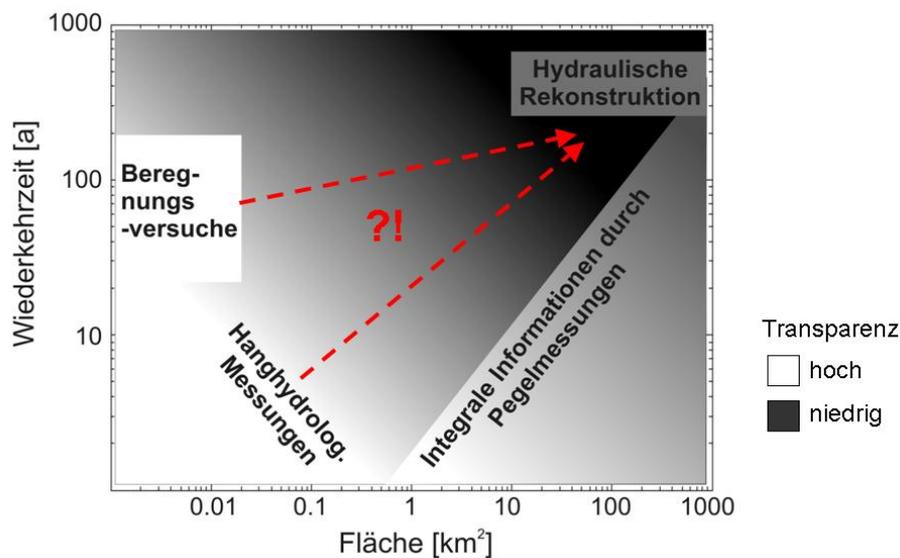


Abb. 1: Untersuchungsansätze auf unterschiedlichen Skalen und mit unterschiedlicher Transparenz (je heller desto detaillierter die Prozesskenntnisse)

2. Untersuchungen auf der Plotskala

Tabelle 1 zeigt eine Auswahl an Beregnungsversuchen auf Flächen zwischen 50 m² und 860 m². In den meisten Untersuchungen werden mehrstündige Niederschläge in der Größenordnung 100-jährlicher Ereignisse simuliert und eine stationäre Abflussreaktion angestrebt. ANDERSON et al. (1997) dokumentiert hingegen ein Beispiel eines mehrtägigen Dauerregenereignisses.

Tab. 1: Vergleich ausgewählter Großberegnungsversuche

Nr.	Literatur	Nutzung	Belastung [mm h ⁻¹]	Anzahl d. Flächen
1	Karl & Porzelt (1976)	Hopfen, Mais, Wald	50 - 100	> 100
2	Scherrer (1996)	vorw. Grünland	50 - 100	> 200
3	Anderson et al. (1997)	bewaldeter Hang	3 (4 Tage)	18
4	Markart et al. (2004)	Alpenraum	75 - 120	1
5	Schobel (2008)	Acker, Grünland, Wald	3 x 40	18
6	Nordmann et al. (2009)	Wald	3 x 50	6

Ergebnisse der Berechnungen sind harte Fakten zu Fließwegen, Reaktionszeiten und Abflusskoeffizienten einer bestimmten Fläche. Sowohl MARKART et al. (2004) als auch SCHERRER (2006) konzipierten umfassende Anleitungen mittels derer bestimmten Vegetationseinheiten in Abhängigkeit der Bodeneigenschaften und weiterer Besonderheiten wie der Rinnendichte, Feuchtezeiger-Pflanzen, der Makroporenanzahl oder Infiltrationsbarrieren bestimmte Abflusskoeffizientklassen (MARKART et al. 2004) bzw. dominante Abflussprozesse (SCHERRER 2006) zugeordnet werden können.

Hinsichtlich der Übertragung auf größere Flächen ist zu vermuten, dass die Abflusskoeffizienten mit größerer Skala abnehmen. CERDAN et al. (2004) zeigten für geschachtelte ackerwirtschaftlich genutzte Flächen in der Normandie anhand eines mehrjährigen Datensatzes mit über 100 Abflussereignissen, dass die Abflusskoeffizienten auf größeren Flächen deutlich kleiner sind. Zudem werden durch Berechnungsversuche lediglich die oberflächennahen Abflussprozesse erfasst. Wie im Folgenden dokumentiert, können jedoch insbesondere während Hochwasser unterirdische Abflusskonzentrationsprozesse eine bedeutende Rolle spielen.

3. Untersuchungen auf der Hang- und Teileinzugsgebietsskala

Kriterium für die Zuordnung zur Hang- und Teileinzugsgebietsskala ist keine bestimmte Flächengröße sondern die Tatsache, ob neben dem Niederschlag und dem Durchfluss weitere Informationen wie beispielsweise tracerhydrologische Messungen, Bodenfeuchtezustände, Grundwasserstände oder andere flächendifferenzierte Informationen vorliegen. Ausgewählt werden zudem lediglich Untersuchungen in nicht verkarstungsfähigen Mittelgebirgen der gemäßigten humiden Breiten.

Bis zum derzeitigen Stand wurden Ergebnisse aus 31 Gebieten näher betrachtet (Tabelle 4). Der Großteil der Gebiete liegt im deutschsprachigen Raum, da hier einerseits die Dokumentationen besser zugänglich, andererseits die Naturräume bekannt sind. 16 Gebiete liegen in deutschen Mittelgebirgen (Lange Bramke, Rippach, Waldbach, Schäfertal, Ziegenhagen, Kartelbornsbach, Rotherdbach, Duerreych Lehstenbach, Frankenwald, Brugga, Haldenbächle, Wernersbach, Weiherbach, Bohläse und Frankelbach), sechs Gebiete sind Vertreter eher nasser Regionen in der Schweiz, Österreich, Wales und Schweden (Sperbelgraben, Alptal, Limbergalm, Löhnersbach, Maesnant, Svartberget), neun Gebiete liegen in Nordamerika, Neuseeland und Japan (West Fork, Bear Branch, Catskill Mountains, Panola, Maimai, Hachioji, Toinotani, Fudoji, Hitachi Ohta).

Im Fokus der Untersuchungen waren nicht immer Prozesse während starker Niederschläge sondern z.B. der langfristige Wasserhaushalts oder Stofftransports. Zudem weisen einige Autoren darauf hin, dass die Untersuchungsergebnisse nicht eindeutig und für den Extrembereich nicht unbedingt gültig sind.

3a. Systematische Einordnung unterschiedlicher Untersuchungen

Um beurteilen zu können inwieweit verschiedene Gebiete bzw. Untersuchungen hinsichtlich ihrer naturräumlichen Gegebenheiten vergleichbar sind wurde eine Codierung der Gebiete vorgenommen, d.h. jedem Untersuchungsgebiet wurde ein siebenstelliger Code zugewiesen,

der die Gebietsgröße, den Jahresniederschlags, das Ausgangsgestein, die Bodenmächtigkeit, die Bodendurchlässigkeit, die mittlere Hangneigung und die Landnutzung widerspiegelt (Tabellen 2 und 4). Etwa 60% der Gebiete sind kleiner als 1 km², liegen in Regionen mit Jahresniederschlägen über 1200 mm und sind bewaldet. Die in Tabelle 2 angegebenen Bodenkenngößen sind hingegen häufig nicht dokumentiert oder für größere Gebiete nicht als Mittelwert anzugeben.

Welche Abflussprozesse auftreten, hängt nicht nur von den Geofaktoren und der Gebietsgröße ab sondern auch von den Niederschlagscharakteristika. Somit wurden zusätzlich die beobachteten Ereignisse codiert (Tabellen 3 und 4). Für etwa ein Drittel der untersuchten Ereignisse sind die Scheitelabflussspenden höher als 500 l s⁻¹ km⁻², etwa die Hälfte weisen Abflusskoeffizienten über 50 % auf. Detaillierte Beobachtungen während etwa 100jähriger Ereignisse liegen nur sehr wenige vor (z.B. CASPER 2002, SIDLE et al. 2000).

Tab. 2: Definition der Geo-Codeziffer (lSe: Lockersedimente z.B. Löss, Schotter, Se: eher durchlässige Sedimentite z.B. Sandstein, kSe: klastische Sedimentite z.B. Nagelfluh, fMe: feinkörnige Gesteine z.B. Tonschiefer, gM: grobkörnige Metamorphite oder Magmatite z.B. Gneis oder Granit)

	Größe [km²]	Jahresnds [mm]	Grundgestein	Bodenmächtigkt. [cm]	kf-Wert [cm d⁻¹]	mittl. Neigung [°]	Landnutzung
1	< 1	< 700	lSe	< 40	< 10	< 2	Wald
2	1 - 10	700 - 900	Se	40 - 70	10 - 100	2 - 7	Acker
3	> 10 - 25	> 900 - 1200	kSe	> 70 - 100	100 - 400	> 7 - 15	Grünland
4	---	> 1200 - 1800	fMe	> 100 + Stauhorizont	---	> 15 - 35	
5	---	> 1800	gM	> 100	---	> 35	

Tab. 3: Definition der Ereignis-Codeziffer

	Nds-Summe [mm]	max. Nds-Intensität [mm h⁻¹]	Abflussscheitel-spende [l s⁻¹ km⁻²]	Abflusskoeffizient [%]	Ereignisanzahl
1	< 15	< 20	< 40	2 - 5	< 3
2	15 - 25	20 - 35	40 - 100	> 5 - 15	3 - 10
3	> 25 - 50	> 35	> 100 - 500	> 15 - 50	> 10 - 30
4	> 50	---	> 500	> 50	> 30

Tab. 4: Codierung von Geländeuntersuchungen hinsichtlich der Geofaktoren und der Ereignischarakteristika; chronologische Reihenfolge (Gebiete ohne vollständigen Code wurden dennoch aufgenommen, wenn sie als bedeutsam betrachtet wurden, —: keine Angaben, n: nicht eindeutig einzuordnen)

Nr.	Gebietsname, Region (Land)	Literatur	Geocode	Ereignis-code
1	Sperbelgraben, Emmental (CH)	Engler (1919), Badoux et al.(2006)	14 352 41	100 Jahre 42 4—4
2	Lange Bramke, Oberharz (D)	Liebscher (1975), Hermann et al. (1984)	14 242 31	60 Jahre 43 4—
3	Rippach, Kaiserstuhl (D)	Luft & Morgenschweis (1981)	21 132 2n	23 331
4	Maimai (NZ)	Mosley (1979), Sklash et al. (1986), Pearce et al. (1986), McDonnell (1990)	15 323 51	31 432
5	Waldbach, Unterharz (D)	Borchardt (1982)	11 422 31	43 441
6	Schäfertal, Unterharz (D)	Borchardt (1982)	21 422 22	43 441
7	Hachioji (J)	Tanaka et al. (1988)	14 242 41	42 432
8	West Fork, Tennessee (USA)	Wilson et al. (1990)	14 —42 31	41 342
9	Svartberget (S)	Bishop (1991), Seibert et al. (2003)	12 152 21	41 341
10	Ziegenhagen, Fulda-Werra-Bergland (D)	Cyffka (1991)	32 2n2 31	32 323
11	Alptal, Voralpin (CH)	Burch (1994), Feyen (1998)	15 411 4n	1— 441
12	Maesnant, Wales (UK)	Jones (1997)	15 54— 3—	4— 334
13	Bear Branch, Maryland (USA)	Rice & Hornberger (1998)	13 533 41	4— 4—2
14	Catskill Mountains, New York (USA)	Brown et al. (1999)	24 253 41	33 312
15	Kartelbornsbach, Eifel (D)	Symader et al. (1999):	22 221 2n	32 322
16	Toinotani, Präfektur Kyoto (J)	Uchida et al. (2005)	15 221 51	43 —2
17	Fudoji, Präfektur Shiga (J)	Uchida et al. (2005)	14 533 51	43 —1
18	Hitachi Ohta (J)	Side et al. (2000)	14 —23 41	43 322
19	Rotherdbach, Osterzgebirge (D)	Sambale & Peschke (2001)	13 532 21	41 341
20	Duerreych, Nordschwarzwald (D)	Casper (2002)	24 243 51	42 432
21	Lehstenbach, Fichtelgebirge (D)	Lischeid et al. (2002)	23 5n3 31	41 331
22	Frankenwald (D)	Kleber (2004)	13 442 31	— 1—1
23	Hintere Matte, Bruggagebiet, Südschwarzwald (D)	Wenninger et al. (2004)	14 551 nn	31 —1
24	Haldenbächle, Südschwarzwald (D)	Uhlenbrook & Didszun (2005)	14 532 23	43 221
25	Wernersbach, Erzgebirge (D)	Bernhofer (2002), Schwarze (2005)	22 542 11	41 3—3

Nr.	Gebietsname, Region (Land)	Literatur	Geocode	Ereignis-code
26	Weierbach, Kraichgau (D)	Merz & Bronstert (2005), Plate & Zehe (2008)	22 152 22	32 312
27	Panola (USA)	Tromp-van Meerveld & McDonnell (2006)	14 522 31	33 —1
28	Limbergalm, Kitzbüheler Alpen, (A)	Tilch et al. (2006)	14 3n2 5n	43 222
29	Bohläse, Sauerland (D)	Chiffard et al.(2008)	13 442 41	32 232
30	Löhnersbach, Kitzbüheler Alpen (A)	Zillgens et al. (2007) Kirnbauer et al. (2009)	34 3n2 5n	43 432
31	Frankelbach, Nordpfälzer Bergland (D)	Johst (2010)	22 242 3n	42 242

3b. Unterirdische Fließprozesse

Zahlreiche tracerhydrologische Untersuchungen der letzten Jahrzehnte weisen auf den hohen Vorereigniswasseranteil während Hochwasser hin (SKLASH & FARVOLDEN 1979, BISHOP 1991, SCHWARZE et al. 1995, RICE & HORNBERGER 1998, UHLENBROOK et al. 2000, LISCHIED 2002). Erklärt werden kann dies durch folgende Prozesse:

- Hydraulische Druckübertragung in Grundgesteins-Klüften (HERRMANN & SCHUMANN 2009)
- Ausbildung eines Sättigungskeils über stauenden Schichten in Gewässernähe (UCHIDA et al. 2004, KLEBER 2004)
- Vernetzung von präferentiellen Fließwegen (SIDLE et al. 2000, UCHIDA et al. 2005, WEILER & MCDONNELL 2007)
- Überlaufen von Grundgesteinsmulden (TROMP-VAN-MEERVELD & MCDONNELL 2006)

Die hydraulische Druckübertragung im Grundgestein wurde sehr umfassend und eindeutig in dem 0.75 km² großen, bewaldeten Einzugsgebiet der Langen Bramke im Oberharz beobachtet, in dem seit 60 Jahren Messungen durchgeführt werden. Abbildung 2 zeigt ein Beispiel einer solchen Grundwasserexfiltration während nasser Gebietszustände. Die sehr ähnliche Dynamik des Pegeldurchflusses und der in mehreren Brunnen gemessenen Grundwasserstände sowie die ansteigenden Naphthionat-Konzentrationen weisen auf eine starke Klufftgrundwasserströmung hin.

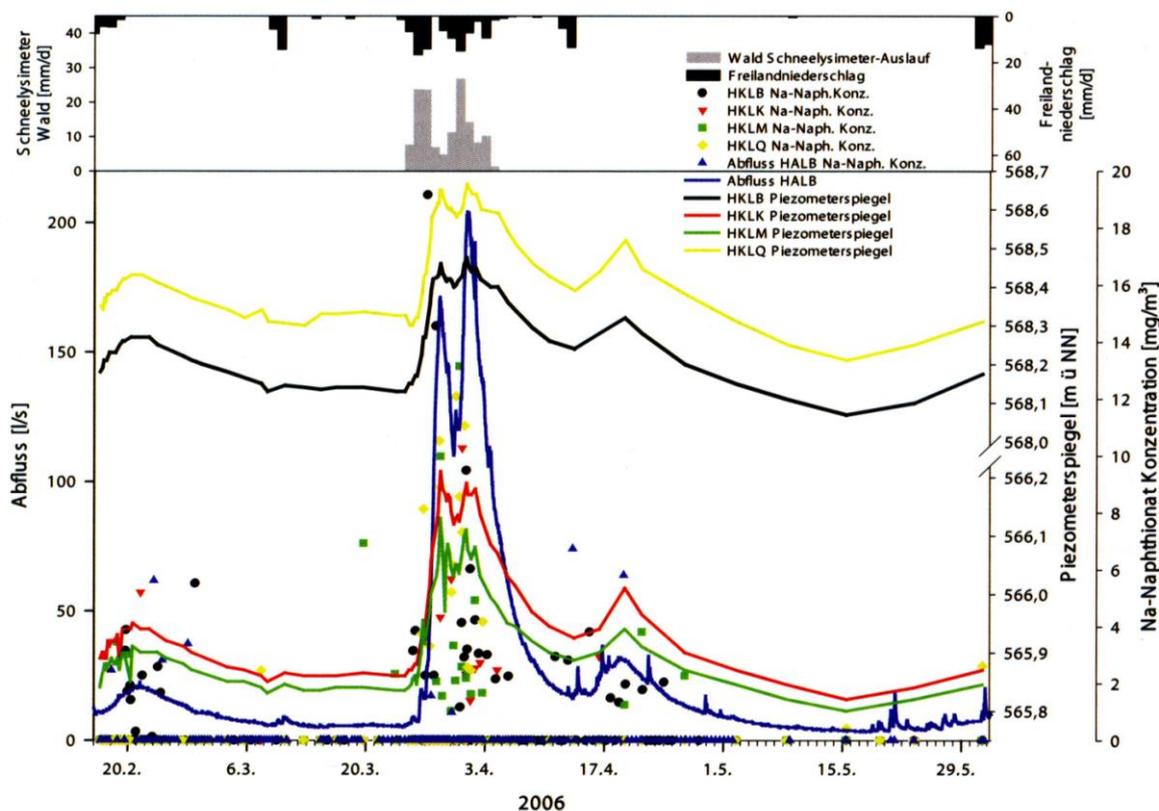


Abb. 2: Reaktion der Grundwasserstände und des Durchflusses (blaue Linie) auf ein Schneeschmelz- und Niederschlagsereignis im Oberharzer Einzugsgebiet der Langen Bramke (HERRMANN & SCHUMANN 2009)

Durch den Grund- oder Stauwasseranstieg an Unterhängen und die Ausbildung eines Sättigungskeils kann es zu deutlich höheren unterirdischen Fließgeschwindigkeiten kommen, da die hydraulische Leitfähigkeit mit Sättigung stark zunimmt, die Transmissivität des durchlässigeren Oberbodens höher ist und eine hydraulische Druckübertragung möglich ist.

3c. Schwellenwertverhalten

Der nichtlineare Zusammenhang zwischen Niederschlag und Abfluss ist schon lange bekannt. Ausgehend von Untersuchungen im Rotherdbachgebiet im Osterzgebirge sprechen SAMBALE & PESCHKE (2001) sogar von einem niederschlagsgesteuerten Umschalten von Gebieten. Demzufolge wird die Abflussreaktion für sehr intensive Niederschläge durch die Gebietseigenschaften bestimmt, für lang anhaltende Niederschläge jedoch durch die Niederschlagsganglinie und die Zunahme der Bodenfeuchte.

Unterirdische Abflussprozesse wurden im Gelände insbesondere während nasser Zustände beobachtet. UCHIDA et al (2005) stellt einen steilen Anstieg des Makroporenflusses ab einer Niederschlagssumme von etwa 40 mm fest. NAEF et al. (1998) zeigt, dass schnell reagierende Flächen erst ab einer Niederschlagsmenge von 60 bis 100 mm an das Gerinnenetz angeschlossen sind. TROMP-VAN-MEERVELD & MCDONNELL (2006b) beobachteten, dass eine unterirdische Mulde ab etwa 55mm Niederschlag überläuft (Abbildung 3, Beispiele E und F).

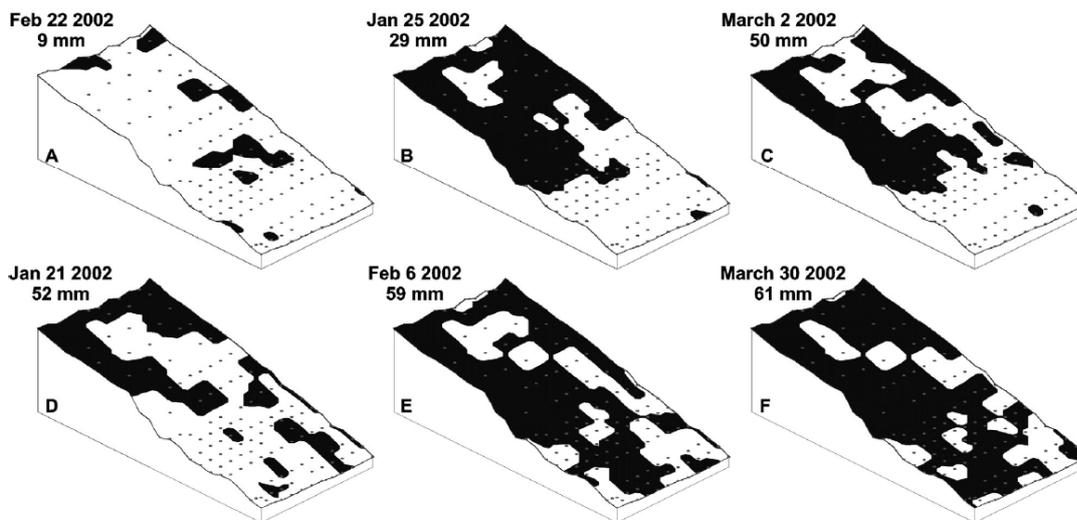


Abb. 3: Sättigungsbereiche (schwarze Flächen) über dem Ausgangsgestein eines 20m breiten Hangabschnitts, beobachtet mittels eines feinmaschigen Piezometernetzes (schwarze Punkte) während verschiedener Niederschlagsereignisse (TROMP-VAN-MEERVELD & MCDONNELL 2006)

Neben Niederschlagsgrenzwerten werden zudem Schwellenwerte der Gebietsfeuchte genannt. SIDLE et al. (2000) stellt fest, dass extreme Abflussreaktionen ab einem 30tägigen Vorregenindex von etwa 150 mm auftreten. KREIN (2000) dokumentiert eine quasi sprunghaft höhere Abflussreaktion, sobald die Feldkapazität der Böden erreicht ist. CASPER (2004) zeigt für ein etwa 150-jährliches Hochwasser, dass nur zu diesem Zeitpunkt der Oberboden eines sehr durchlässigen Standorts gesättigt war.

Eine umfassende Übersicht zum Schwellenwertverhalten in verschiedenen hydrologischen Bereichen lieferten ZEHE & SIVAPALAN (2009). Hier wird zudem die Abbildung des Schwellenwertverhaltens in Modellen diskutiert.

4. Untersuchungen auf der Einzugs- und Flussgebietsskala

Mit zunehmender Größe der Einzugsgebiete nehmen die Niederschlagsverteilung, die Hydraulik und die Überlagerung von Hochwasserwellen an Bedeutung zu. Für die großen flächendeckenden Hochwässer (z.B. Dez 1993, Jan 1995, Aug 2002, Aug 2005) liegen vielfach Informationen zur meteorologischen Situation und zu den Durchflüssen vor, detaillierte Beobachtungen im oben genannten Sinne sind jedoch selten dokumentiert. Für lange Durchflusszeitreihen großer Flussgebiete kann mittels der Extremwertstatistik eine Abschätzung extremer Durchflüsse durchgeführt werden. Die Wissenserweiterung betrifft jedoch ausschließlich einen bestimmten Flussabschnitt aber nicht Teileinzugsgebiete oder einzelne Flächen. Die Belastung eines prozessdetaillierten Niederschlag-Abfluss-Modells mit extremen Niederschlägen ermöglicht eine transparentere Einsicht, wobei das Modell- und das Realverhalten jedoch nicht gleichzusetzen sind. Die Übertragung standortspezifische Abflussreaktionen auf größere Flächen führt zu einer großräumigeren flächendifferenzierten Abbildung der Prozesse während Starkniederschlägen. Die Regionalisierung von

Abflussreaktionen und die Identifikation steuernder Gebietseigenschaften sind zudem durch den Vergleich von Hochwasserganglinien zahlreicher Gebiete in unterschiedlichen Regionen möglich.

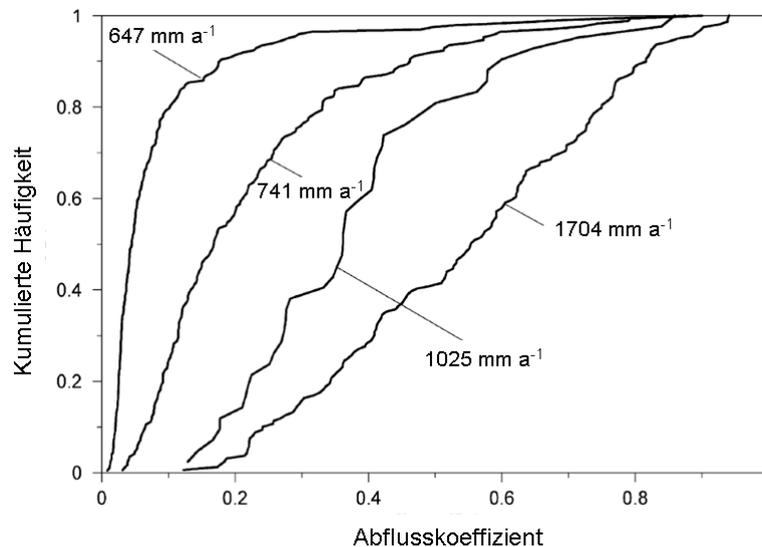


Abb. 4: Kumulierte Häufigkeit der Abflusskoeffizienten von vier österreichischen Beispielgebieten mit unterschiedlich hohen Jahresniederschlägen (MERZ et al. 2006, verändert)

Ein jüngeres Beispiel eines solchen Regionalisierungsansatzes zeigt Abbildung 4. MERZ et al. (2006) verglichen die Abflusskoeffizienten von Hochwasserereignissen in 337 österreichischen Gebieten. Sie stellten fest, dass in trockenen Regionen hohe Abflusskoeffizienten nur sehr selten auftreten, wie am Beispiel des Gebietes mit 647 mm Jahresniederschlag zu sehen ist. Hier ist eine Vorhersage der extremen Abflüsse deutlich unsicherer, da in den Messreihen nur sehr wenige oder möglicherweise keine Abflussereignisse während extrem nasser Gebietszustände enthalten sind.

5. Fazit und Schlussüberlegungen

Die primär auf die Hang- und Teileinzugsgebietsskala fokussierte Literaturrecherche zeigt, dass detaillierte Beobachtungen während natürlicher Starkniederschläge selten sind. Die Prozessbeobachtungen aus verschiedenen Untersuchungen basieren meist auf der Beobachtung weniger Hochwässer. Beobachtungen in nassen Gebieten könnten möglicherweise stellvertretend für den Extremereignisfall in trockenen Gebieten sein, wobei aufgrund der Selbstorganisation von Gebieten die Fließwege in trockenen und nassen Gebieten jedoch grundsätzlich anders angelegt sein dürften.

Durch die Codierung der Untersuchungen wurde versucht, die Individualität der Gebiete, Ereignisse und Einzeluntersuchungen einzuschränken. Zum Vergleich von Untersuchungsergebnissen sowie zur Übertragung von Modellen in ungemessene Gebiete kann diese Geocodierung hilfreich sein.

Auf größerer räumlicher Skala und für extreme Ereignisse ist eine Überlagerung der verschiedenen Abflusskomponenten (Vorereignis- und Ereigniswasser bzw. Oberflächenabflüsse und unterirdische Abflüsse) wahrscheinlich. Zudem wurde vielfach, insbesondere für trockene Gebiete ein Schwellenwertverhalten beobachtet. Dieses scheint hinsichtlich der Simulation und Abschätzung von Extremereignissen ein wichtiger Aspekt zu sein, auch bezüglich der Frage, wann aus einem Starkniederschlag ein extremes Hochwasser resultiert. Die kausalen Hintergründe des Schwellenwertverhaltens sowie die Abbildung in Modellen werden derzeit intensiv diskutiert.

Die Ergebnisse der Literaturrecherche sollen in Kürze in ausführlicherer Form über das Landesamt für Umwelt, Wasserwirtschaft und Gewerbeaufsicht Rheinland-Pfalz, Mainz, publiziert werden. Dort werden unter anderem auch genauere Informationen zu den Einzeluntersuchungen enthalten sein.

Literatur

- ANDERSON, S.P. et al. (1997): Subsurface flowpaths in a steep unchanneled catchment. *Water Resour. Res.*, 33: 2637-2653.
- BADOUX, A. et al. (2006): Investigations on the runoff generation at the profile and plot scales, Swiss Emmental. *Hydrological Processes*, 20: 377-394.
- BERNHOFER, C. (Editor) (2002): Exkursions- und Praktikumsführer Tharandter Wald. Tharandter Klimaprotokolle. TU Dresden, 292 pp.
- BISHOP, K.H. (1991): Episodic Increases in Stream Acidity, Catchment Flow Pathways and Hydrograph Separation. Thesis, University of Cambridge Department of Geography, Cambridge.
- BORCHARDT, D. (1982): Untersuchungen zur Variabilität von Abflussbildungsprozessen in Hochwasserentstehungsgebieten des unteren Mittelgebirges. *Wasserwirtschaft-Wassertechnik*, 11: 382-385.
- BRONSTERT, A. (Editor) (2005): Abflussbildung - Prozessbeschreibung und Fallbeispiele. *Forum für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung*, pp. 148.
- BROWN, V.A., J.J. MCDONNELL, D.A. BURNS & C. KENDALL (1999): The role of event water, a rapid shallow flow component, and catchment size in summer stormflow. *Journal of Hydrology*, 217: 171-190.
- BURCH, H. (1994): Ein Rückblick auf die hydrologische Forschung der WSL im Alptal. In: S.G.f.H.u.L. (SGHL) (Editor), *Hydrologie kleiner Einzugsgebiete*. Gedenkschrift Hans. M. Keller. Beiträge zur Hydrologie der Schweiz, pp. 19-33.
- CASPER, M. (2002): Die Identifikation hydrologischer Prozesse im Einzugsgebiet des Dürreychbaches, Dissertation Universität Karlsruhe, 169 pp.
- CHIFFLARD, P., J. DIDSZUN & H. ZEPP (2008): Skalenübergreifende Prozess-Studien zur Abflussbildung in Gebieten mit periglazialen Deckschichten (Sauerland, Deutschland). *Grundwasser - Zeitschrift der Fachsektion Hydrogeologie*, 13: 27-41.

- CYFFKA, B. (1991): Das Abflussverhalten in kleinen Buntsandstein-Einzugsgebieten. Göttinger Geographische Abhandlungen, 93, Dissertation Universität Göttingen, 180 pp.
- CERDAN, O. et al. (2004): Scale effect on runoff from experimental plots to catchments in agricultural areas in Normandy. *Journ. of Hydrology*, 299: 4-14.
- ENGLER, A. (1919): Untersuchungen über den Einfluss des Waldes auf den Stand der Gewässer. *Mitteilungen der Eidgenössischen Forschungsanstalt Wald, Schnee und Landschaft.*, 12, 626 pp.
- FEYEN, H.M.J. (1998): Identification of Runoff Processes in Catchments with a Small Scale Topography. Dissertation, Zürich, 147 pp.
- HERRMANN, A., P. MALOSZESWIKI, R. RAU, W. ROSENOW, & W. STICHLER (1984): Anwendung von Tracertechniken zur Erfassung des Wasserumsatzes in kleinen Einzugsgebieten. Ein Forschungskonzept für die Oberharzer Untersuchungsgebiete. *Dt. Gewässerkd. Mitt*, 28: 65-74.
- HERRMANN, A. & S. SCHUMANN (2009) Untersuchung des Abflussbildungsprozesses als Kontrollmechanismus für den Gebietswasserumsatz des Oberharzer Einzugsgebiets Lange Bramke. *Hydrologie und Wasserbewirtschaftung*, 53(2): 64-79.
- JOHST, M. (2010): Experimentelle und modellgestützte Untersuchungen zur Hochwasserentstehung im Nordpfälzer Bergland unter Verwendung eines neuartigen Spatial-TDR-Messgeräts. Dissertation Universität Trier, in Vorbereitung.
- JONES, J.A.A. (1997): Pipeflow contributing areas and runoff response. *Hydrological Processes*, 11: 35-41.
- KARL, J. & M. PORZELT (1976): Vergleichende Messung von Abfluß und Bodenabtrag. *Wasser + Abwasser - Bau-Intern* 3: 46-48.
- KIRNBAUER, R. et al. (2009): Hochwasserentstehung in der nördlichen Grauwackenzone. Beobachtung – Messung – Modellierung. *Wiener Mitteilungen*, 213, Wien, 232 pp.
- KLEBER, A. (2004): Lateraler Wasserfluß in Hangsedimenten unter Wald. In: C. Lorz & D. Haase (Editors), *Stoff- und Wasserhaushalt in Einzugsgebieten. Beiträge zur EU-Wasserrahmenrichtlinie*. Springer-Verlag, Berlin, pp. 7-22.
- KREIN, A. (2000): Der Einfluss des Bodens auf die Wellenform und den Stofftransport bei Hochwasser in kleinen Einzugsgebieten. *Hydrologie und Wasserbewirtschaftung*, 44(1): 19-26.
- LIEBSCHER, H.J. (1975): 20 Jahre Wasserhaushaltsuntersuchungen im Oberharz. *Besondere Mitteilungen zum Deutschen gewässerkundlichen Jahrbuch*, 39, 286 pp.
- LISCHEID, G., A. KOLB & ALEWEL, C. (2002): Apparent translatory flow in groundwater recharge and runoff generation. *Journ. of Hydrology*, 265(1-4): 195-211.
- LUFT, G. & G. MORGENSCHWEIS (1981): Auswirkung von Grossterrassierungen auf hydrologische Prozesse im Ostkaiserstuhl. *Wasser und Boden*, 33: 436-442.
- MARKART, G. et al. (2004): Provisorische Geländeanleitung zur Abschätzung des Oberflächenabflussbeiwertes auf alpinen Boden-/Vegetationseinheiten bei konvektiven Starkregen. *BFW-Dokumentation*, 83 pp.
- MCDONNELL, J.J. (1990): A rationale for old water discharge through macropores in a steep, humid catchment. *Water Resources Research*, 26(11): 2821-2832.

- MCDONNELL, J.J. et al. (2007): Moving beyond heterogeneity and process complexity: A new vision for watershed hydrology. *Water Resources Research*, 43.
- MENDEL, H.G. (2000): Elemente des Wasserkreislaufs. Eine kommentierte Bibliographie zur Abflußbildung, 244 pp.
- MERZ, B. & A. BRONSTERT (2005): Infiltrationsüberschuss. Fallbeispiel Neuenbürger Pfad (Kraichgau). In: A. BRONSTERT (Editor), *Abflussbildung - Prozessbeschreibung und Fallbeispiele*. Forum für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung, pp. 57-61.
- MERZ, R., G. BLÖSCHL & J. PARAJKA (2006): Spatio-temporal variability of event runoff coefficients. *Journ. of Hydrology*, 331: 591-604.
- MOSLEY, M.P. (1979): Streamflow generation in a forested watershed, New Zealand. *Water Resources Research*, 15(4): 795-807.
- NAEF, F., S. SCHERRER & C. ZURBRÜGG (1998): Grosse Hochwasser - unterschiedliche Reaktion von Einzugsgebieten auf Starkregen. In: B.f.W.u.G.d. Schweiz (Editor), *Hydrologischer Atlas der Schweiz*, Blatt 5.7.
- NORDMANN, B., A. GÖTTLEIN & F. BINDER (2009): Einfluss unterschiedlicher Waldbestockung auf die Abflussbildung - Ein Beispiel aus einem Wassereinzugsgebiet im Frankenwald. *Hydrologie und Wasserbewirtschaftung*, 53(2): 80-95.
- PEARCE, A.J., M.K. STEWART & M.G. SKLASH (1986): Storm Runoff Generation in Humid Headwater Catchments - 1. Where Does the Water Come From? *Water Resources Research*, 22(8): 1263-1272.
- PLATE, E.J. & E. ZEHE (2008): *Hydrologie und Stoffdynamik kleiner Einzugsgebiete - Prozesse und Modelle*, Stuttgart.
- RICE, K.C. & G.M. HORNBERGER (1998): Comparison of hydrochemical tracers to estimate source contributions to peak flow in a small, forested, headwater catchment. *Water Resour. Res.*, 34(7): 1755-1766.
- SAMBALE, C. & G. PESCHKE (2001): Experimental analysis of rainfall-runoff events in two small adjacent mountainous catchments. In: C. LEIBUNDGUT, S. UHLENBROOK & J. MCDONNELL (Editors), *Runoff Generation and Implications for River Basin Modelling*. Institut für Hydrologie der Universität Freiburg i.Br., pp. 148-154.
- SCHERRER, S. (1996): *Abflussbildung bei Starkniederschlägen - Identifikation von Abflussprozessen mittels künstlicher Niederschläge*. Dissertation, ETH-Zürich, 180 pp.
- SCHOBEL, S. (2008): *Infiltrations- und Bodenabflussprozesse in Abhängigkeit von Landnutzung und Substrat in der Trier-Bitburger Mulde*, Dissertation Universität Trier, 128 pp.
- SCHWARZE, R., D. HEBERT & K. OPPERDEN (1995): Zur Altersstruktur des Abflusses in kleinen Einzugsgebieten des Erzgebirges. *Isotopes Environ. Health Stud.*, 31: 15-28.
- SCHWARZE, R. (2005): *Abflussbildung in Mittelgebirgseinzugsgebieten mit Festgesteinsaquiferen*. In: A. BRONSTERT (Editor), *Abflussbildung - Prozessbeschreibung und Fallbeispiele*. Forum für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung, pp. 89-96.

- SEIBERT, J., K. BISHOP, A. RODHE & J. MCDONNELL (2003): Groundwater dynamics along a hillslope: A test of the steady state hypothesis. *Water Resources Research*, 39(1). doi: 10.1029/2002WR001404.
- SIDLE, R.C. et al. (2000): Stormflow generation in steep forested headwaters: a linked hydrogeomorphic paradigm. *Hydrological Processes*, 14: 369-385.
- SKLASH, M.G. & R.N. FARVOLDEN (1979): The role of groundwater in storm runoff. *Journ. of Hydrology*, 43: 45-65.
- SKLASH, M.G., M.K. STEWART & A.J. PEARCE (1986): Storm Runoff Generation in Humid Headwater Catchments - 2. A Case Study of Hillslope and Low-Order Stream Response. *Water Resources Research*, 22(8): 1273-1282.
- SYMADER, W., R. BIERL, & F. GASPARINI (1999): Abflußereignisse, eine skalenabhängige, multiple Antwort von Einzugsgebieten auf Niederschläge. *Acta hydrochim. hydrobiolog.*, 27(2): 87-93.
- TANAKA, T., M. YASUHARA, H. SAKAI & A. MARUI (1988): The Hachioji experimental basin study - storm runoff processes and the mechanism of its generation. *Journal of Hydrology*, 102: 139-164.
- TILCH, N. et al. (2006): Hydrologische Prozessforschung zur Hochwasserentstehung im Löhnersbach-Einzugsgebiet (Kitzbüheler Alpen, Österreich). *Hydrologie und Wasserbewirtschaftung*, 2: 67-78.
- TROMP-VAN-MEERVELD, H.J. & J. MCDONNELL (2006): Threshold relations in subsurface stormflow: 2. The fill and spill hypothesis. *Water Resour. Res.*, 42(W02411).
- UCHIDA, T., Y. ASANO & T. MIZUYAMA (2004): Role of upslope soil pore pressure on lateral subsurface storm flow dynamics. *Water Resour. Res.*, 40: 13.
- UCHIDA, T., H.J. TROMP-VAN-MEERVELD & J. MCDONNELL (2005): The role of lateral pipe flow in hillslope runoff response: an intercomparison of non-linear hillslope response. *Journ. of Hydrology*, 311: 117-133.
- UHLENBROOK, S. & C. LEIBUNDGUT, C. (1997): Abflußbildung bei Hochwasser. *Materialien zum Hochwasserschutz am Rhein, Mainz*, 81 pp.
- UHLENBROOK, S., C. LEIBUNDGUT & P. MALOSZEWSKI (2000): Natural tracers for investigating residence times, runoff components and validation of a rainfall-runoff model. In: IAHS-Publ. 262, *Tracers and Modelling in Hydrogeology*.
- UHLENBROOK, S. & J. DIDSZUN (2005): Sättigungsflächenabfluss, Fallbeispiel Haldenbächle, Südschwarzwald. In: A. BRONSTERT (Editor), *Abflussbildung - Prozessbeschreibung und Fallbeispiele*. *Forum für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung*, pp. 62-68.
- WEILER, M. & J. MCDONNELL (2007): Conceptualizing lateral preferential flow and flow networks and simulating the effects on gauged and ungauged hillslopes. *Water Resour. Res.*, 43.
- WENNINGER, J., S. UHLENBROOK, N. TILCH & C. LEIBUNDGUT (2004): Experimental evidence of fast groundwater responses in a hillslope/floodplain area in the Black Forest Mountains, Germany. *Hydrological Processes*, 18: 3305-3322.
- WILSON, G.V., P.M. JARDINE, R.J. LUXMOORE & J.R. JONES (1990): Hydrology of a Forested Hillslope during Storm Events. *Geoderma*, 46: 119-138.

- ZILLGENS, B., B. MERZ, R. KIRNBAUER & N. TILCH (2007): Analysis of the runoff response of an alpine catchment at different scales. *Hydrology and Earth System Sciences*, 11: 1441-1454.
- ZEHE, E. & M. SIVAPALAN (2009): Threshold behaviour in hydrological systems as (human) geo-ecosystems: manifestations, controls, implications. *Hydrology and Earth System Sciences*, 13: 1273-1297.

Starkniederschlag im Emscher- und Lippegebiet – Extremereignis im Juli 2008

Angela Pfister, Adrian Treis

Zusammenfassung

Die Emschergenossenschaft und der Lippeverband (EG/LV) betreiben zur Erfüllung ihrer Verbandsaufgaben wie beispielsweise Abwasserreinigung, Hochwasserschutz, Umgestaltung ausgebauter Wasserläufe oder Regelung des Grundwasserstandes in den Einzugsgebieten von Emscher und Lippe ein langjähriges Messnetz zur kontinuierlichen Erfassung des Niederschlags. Die in diesem Netz seit mehr als 70 Jahren terrestrisch aufgezeichneten Regenschreiberwerte werden ergänzt durch die zeitlich und räumlich hoch aufgelösten Niederschlagsdaten des Essener C-Band Radars vom Deutschen Wetterdienst (DWD) und dienen den breit gefächerten wasserwirtschaftlichen Anforderungen. In diesem Beitrag werden die extremsten Niederschläge der Region, die im Messnetz registriert wurden, dargestellt. Besondere Bedeutung kommt hier dem Extremniederschlag am 26.07.2008 im Raum Dortmund zu. Der Schwerpunkt des Ereignisses wurde von den Bodenmessern nicht erfasst. Die flächendetaillierten und zeitlich hoch aufgelösten Radarrohdaten wurden durch Anreicherung an terrestrisch registrierte Werte sowie durch ein Verfahren zur Dämpfungskorrektur quantitativ aufbereitet, um verlässliche Niederschlagsbelastungen für hydrologische und hydrodynamische N-A-Simulationen bereitzustellen. Diese spiegeln die sehr ungleichmäßige Verteilung im Stadtgebiet Dortmund deutlich wider und eignen sich für den modelltechnischen Einsatz.

1. Verbandsaufgaben in den Einzugsgebieten von Emscher und Lippe

Die beiden Verbände Emschergenossenschaft (EG) und Lippeverband (LV) sind seit 1899 bzw. 1926 regionale Träger der Wasserwirtschaft in den Einzugsgebieten von Emscher und Lippe. Beide Flüsse fließen von Ost nach West und münden in den Rhein, die Emscher bei Dinslaken, die Lippe bei Wesel. Die Emscher entspringt in Holzwickede und hat eine Länge von rund 80 km. Das 865 km² große Einzugsgebiet der Emscher umfasst den Kernbereich und überwiegenden Flächen- sowie Einwohneranteil des so genannten „Ruhrgebiets“ mit Großstädten wie Dortmund, Bochum, Essen, Oberhausen und Duisburg. Mit einer Bevölkerungsdichte von ca. 2.700 E/km² ist die Emscher-Region einer der größten und dicht besiedelten Ballungsräume in Europa. Die Lippe-Quelle befindet sich in Bad Lippspringe am Westhang des Teutoburger Waldes. 230 km ist die Lippe insgesamt lang, rd. 150 km davon liegen im Lippeverbandsgebiet, das 57 % des gesamten Einzugsgebietes von 4880 km² umfasst. Das Lippegebiet ist stärker landwirtschaftlich geprägt. Die Siedlungs- und Wirtschaftsstruktur spiegelt sich auch in der Einwohnerdichte von rd. 430 Einw./km² und einem abflusswirksamen Flächenanteil von 4 % wider.

Die Gewässer und ihre Nebenläufe unterliegen zahlreichen verschiedenen Nutzungen. Zugleich soll gemäß der Europäischen Wasserrahmenrichtlinie das ökologische Ziel des „guten Zustands“ unter wirtschaftlichen Prämissen erreicht werden. Dies ist eine der wichtigsten Aufgaben der Flussgebietsbewirtschaftung (Abbildung 1), für die EG und LV in ihren

Einzugsgebieten verantwortlich sind. Die wesentlichen Aufgaben der Verbände umfassen die Abwasserreinigung, den Ausgleich der Wasserführung, den Hochwasserschutz, die naturnahe Umgestaltung ausgebauter Wasserläufe sowie die Regelung des Grundwasserstandes in den Einzugsgebieten von Emscher und Lippe.

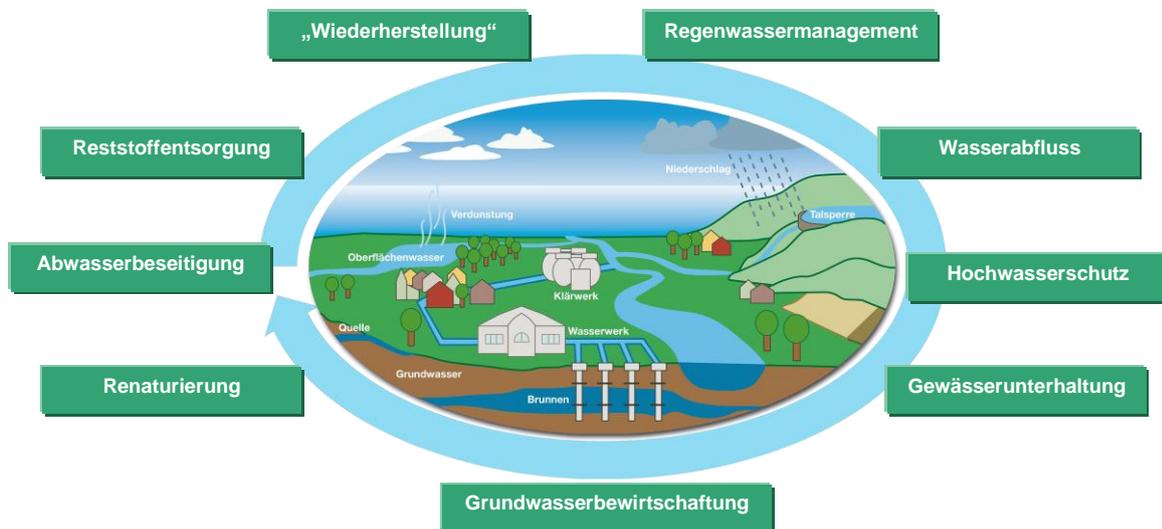


Abb. 1: Aufgabenspektrum von EG und LV der Flussgebietsbewirtschaftung

Insbesondere vor dem Hintergrund des Emscherumbaus (STEMPLEWSKI & HURCK 2005), der zurzeit größten Wasser-Infrastruktur Maßnahme in Europa, ist das Monitoring der Niederschlag-Abfluss-Verhältnisse in den Einzugsgebieten von Emscher und Lippe von essentieller Bedeutung. Insofern betreiben die Verbände ein umfangreiches Messnetz zur Erfassung hydrologischer Daten. Diese dienen vor allem wasserwirtschaftlichen Bemessungsaufgaben, den betrieblichen Anforderungen sowie dem Hochwasserdienst. Solche Grundlagendaten haben nicht nur eine äußerst hohe Bedeutung für die wasserwirtschaftliche Praxis (PFISTER 2006), sondern sie ermöglichen darüber hinaus Untersuchungen einzelner hydrologischer Parameter. Ein besonderer Stellenwert kommt hier dem Niederschlagsmessnetz zu, mit an einigen Stationen sehr langen Beobachtungszeitreihen. Viele umfassen mehr als 50 Jahre kontinuierliche Aufzeichnungen, einige auch mehr als 70 Jahre. Abbildung 2 zeigt das Niederschlagsmessnetz dieser Stationen mit langen lückenbereinigten Regenreihen.

Das Niederschlagsregime in den Verbandsgebieten ordnet sich klimatisch betrachtet in die maritime Zone ein mit vorwiegend durch Westwetterlagen geprägten milden Wintern und kühl gemäßigten Sommern. Die durchschnittliche langjährige Niederschlagshöhe liegt bei rund 760 mm (LV) bis 800 mm (EG). Die räumliche Schwankungsbreite differiert dabei in der Größenordnung zwischen ca. 650 mm im östlichen Lippeverbandsgebiet und ca. 900 mm im südlichen Emscherraum. Auch die Schwankungsbreite zwischen den Jahren ist als vergleichsweise moderat zu bezeichnen. Diese langjährigen Mittelwerte werden vorwiegend durch advective Prozesse im Zusammenhang mit der an Großwetterlagen gebundenen Frontenverteilung über den betrachteten Einzugsgebieten bestimmt. Demgegenüber werden

im Folgenden die Maxima der Niederschlagsregistrierungen, bezogen auf unterschiedliche Dauerstufen, dargelegt, die maßgeblich durch konvektive Prozesse verursacht werden.

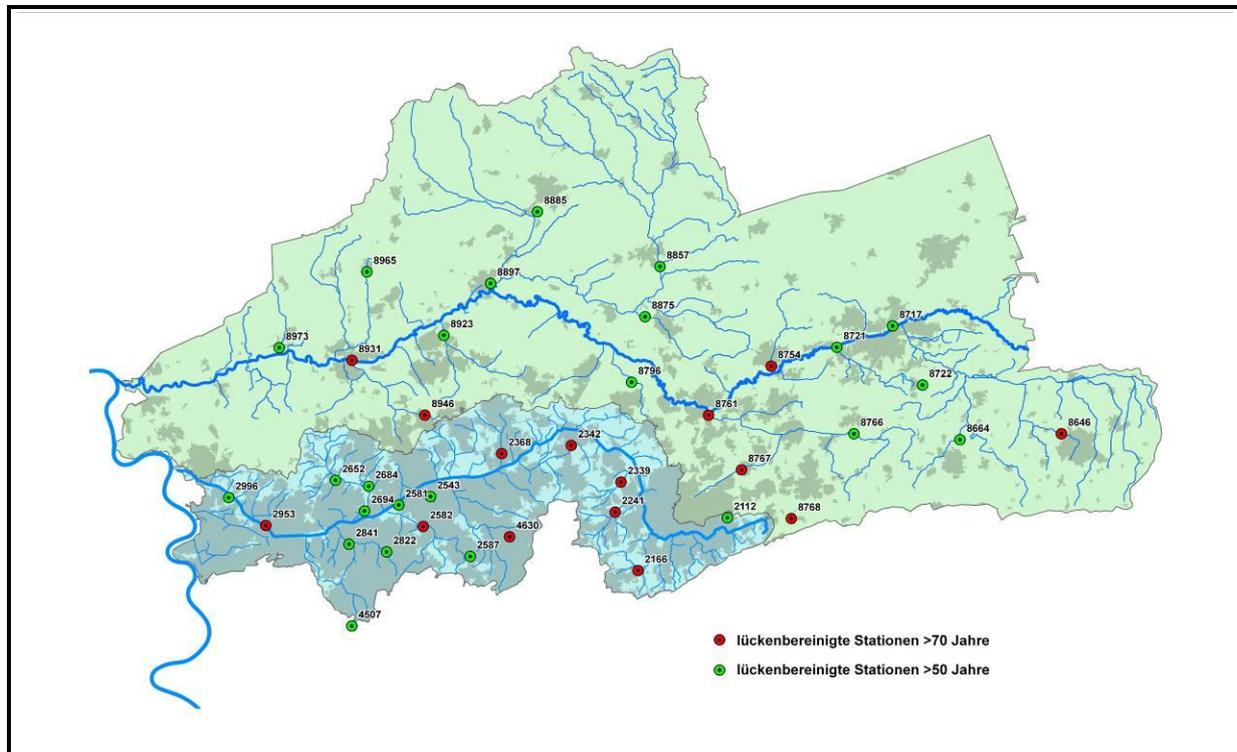


Abb. 2: Langjährig betriebenes Niederschlagsmessnetz von EG und LV

2. Starkregenereignisse der langjährig beobachteten Messreihen

Die höchsten Niederschlagsereignisse, die in den Einzugsgebieten von Emscher und Lippe verzeichnet wurden, belaufen sich beispielsweise in der Dauerstufe 5 Minuten auf 26 mm am 2. Juni 1981 in Soest oder in 1 Stunde auf 67 mm am 30. August 1938 in Bottrop. Sehr große Niederschlagsintensitäten und –mengen stellen sich insbesondere bei der konvektiven Ausbildung von heftigen Gewitter- und Starkregenzellen ein, die auf engem Raum innerhalb von ein bis sechs Stunden zu erheblichen Sturzfluten führen. Als Maxima seien hier Dortmund-Kurl am 15. Juni 1968 mit 129 mm in 6 Stunden, Bottrop am 30. August 1938 mit 122 mm in 6 Stunden, Dortmund-Marten mit 114 mm in 6 Stunden (102 mm in 2 Stunden) am 26. Juli 2008 und Herne mit 107 mm in 6 Stunden am 3. Juli 2009 genannt. Diese Starkregen führten zu sehr hohen individuellen und monetären Schäden in weiten Stadtteilen der betroffenen Kommunen. Im Vergleich zu den deutschlandweit verzeichneten Maxima des Niederschlags, die seitens des Deutschen Wetterdienstes (DWD) registriert wurden, wie z. B. 200 mm in 1 Stunde am 15. September 1968 in Miltzow oder am 27. Juni 1994 in Daudenzell (DVWK 1997), fallen sie zwar deutlich geringer aus, stellen aber dennoch in der orographisch wenig beeinflussten Klimaregion der westdeutschen Tieflandsbucht maßgebende Kenngrößen dar. In der Gegenüberstellung mit den entsprechenden Niederschlags Höhen der Wiederkehrzeit $T_n = 100$ Jahre gemäß KOSTRA-DWD-2000 (DWD 2005) liegen alle aufgeführten Starkregen höher. Exemplarisch wird im Folgenden (vgl. Kap. 4) das

Niederschlagsereignis vom Juli 2008 in Dortmund erläutert und auf der Grundlage von Radardaten ergänzt. Aufgrund seiner lokalen Begrenzung führte es lediglich im Oberlauf der Emscher zu einem 100-jährlichen Hochwasserereignis. Im Hinblick auf die Lippe werden hier demgegenüber advective Niederschläge, die zum Jahreswechsel 2002/2003 das gesamte Einzugsgebiet der Lippe betrafen und ein 25-jährliches Abflussereignis verursachten (OTT & JOHANN 2009), dargelegt.

3. Hochwasser auslösender Niederschlag im Lippegebiet 2002/2003

Eine Westwetterlage bestimmte den Jahreswechsel 2002/2003 und die heranziehenden Tiefausläufer führten milde und sehr feuchte Luftmassen ozeanischen Ursprungs in die Emscher- und Lipperegion, die sich nach Osten durchsetzten. Dies führte zu erhöhten Niederschlagsmengen im gesamten Lippeeinzugsgebiet. In dieser Region war bereits mit erhöhter Abflussbereitschaft zu rechnen, da das Niederschlagsverhalten des davor liegenden Halbjahres insgesamt deutlich überdurchschnittlich ausgeprägt war. Die Niederschläge im Dezember waren als Tageswerte nicht außergewöhnlich hoch, auch die 6-Stunden-, 24-Stunden- und 48-Stunden-Werte sind häufiger pro Jahr zu erwarten. Erst die Folge erhöhter Tagesniederschläge um den Jahreswechsel löste zusammen mit weiteren abflusserhöhenden Faktoren des Einzugsgebietes das Hochwasser aus. Für die 6-Tage-Summen des Niederschlags liegen die Jährlichkeiten im Westen und Osten des Lippeverbandsgebietes bei $T_n = 5, 10$ und 50 Jahre, jedoch im Raum Lünen wird ein 100-jährliches Niederschlagsereignis überschritten. In der Tabelle 1 sind die entsprechenden Niederschlagswerte zusammengefasst.

Tab. 1: Niederschlagssummen im Lippeverbandsgebiet des Zeitraums 29.12.02 bis 03.01.03

Wiederkehrzeiten der 6-Tage-Summen vom 29.12.2002 bis 03.01.2003		
Station (Nummer)	Niederschlag in mm	Jährlichkeit
Dorsten (8931)	88	5
Haltern (8897)	115	50
Lünen (8761)	147	100
Ahsen (8874)	113	50
Hamm (8717)	84	10
Werl (8664)	87	10

Ab 4. Januar 2003 setzte sich dann bis Mitte des Monats Hochdruckeinfluss in den Einzugsgebieten von Emscher und Lippe durch, der kontinentale kalte Luftmassen heranzuführte und eine trockene Frostperiode verursachte, die zur Entspannung der Hochwasserlage beitrug.

4. Extremereignis in Dortmund am 26. Juli 2008

Die Wetterlage, die im Verlauf des 26. Juli 2008 im Raum Dortmund und südlich von Essen zu extremen Unwettern führte, brachte innerhalb von zwei bis sechs Stunden zum Teil über

200 mm Niederschlag, eine Menge, die das Zweifache des mittleren Juli-Monatsniederschlags weit übertrifft. Über Nordrhein-Westfalen hatte sich eine Konvergenzzone mit extrem hohen Energiegradienten zwischen warmen südöstlichen Luftmassen und feuchten Luftmassen aus Frankreich gebildet. Dabei entstanden lokal besonders heftige Gewitterzellen, mit Temperaturunterschieden von 30°C am Boden und -12°C in 5 km Höhe. Bemerkenswert war die äußerst hohe räumliche Variabilität des Niederschlags, die sich in sehr großen Unterschieden der Ereignissummen über kurze Distanzen zeigte. Einige Niederschlagsmessstationen der EG zeichneten dieses Ereignis auf, sie lagen jedoch nicht im Schwerpunkt der Starkregenzellen. Die Niederschlagsstation Dortmund-Universität der Meteomedia GmbH lag dem Zentrum des Extremereignisses wesentlich näher. Dort wurden in 2 Stunden 193 mm registriert und insgesamt 203 mm (SCHENK & WEHRY 2008).

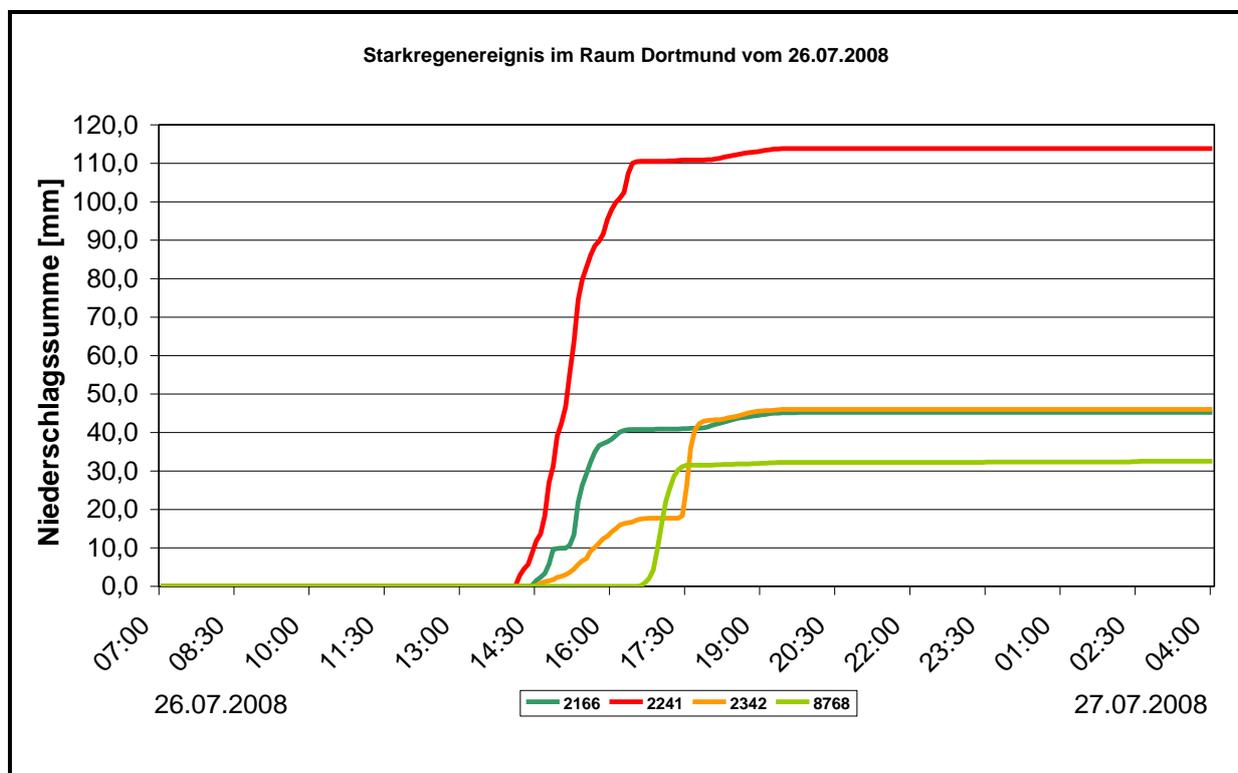


Abb. 3: Registrierung von Niederschlagsschreibern (nummeriert) der EG im Raum Dortmund

Die Abbildung 3 verdeutlicht die ungewöhnlich hohen Niederschlagssummen in kurzer Zeit (Angaben in MEZ). Die Station 2241 liegt in Dortmund-Marten. Bereits ab einem 15-Minuten-Regen ist das Ereignis seltener als 100-jährlich einzustufen. Die Abbildung 4 zeigt beispielhaft die Chronologie von Niederschlagsereignissen an der Station in Dortmund Marten, die über 24 mm in zwei Stunden, ein rund dreijährlicher Schwellwert, liegen. Bezogen auf die dortige Messhistorie seit 1937 lässt sich gut erkennen, wie hervorstechend dieses Extremereignis ist.

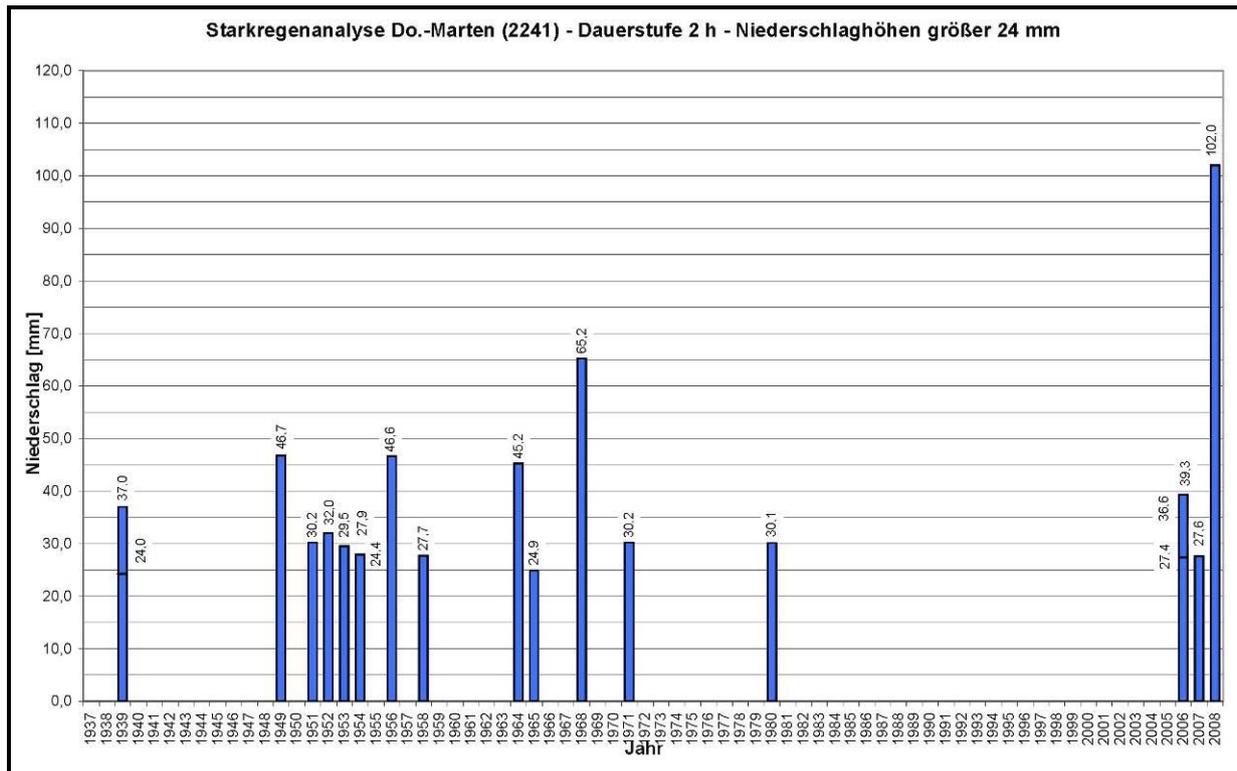


Abb. 4: Historische Niederschlagsereignisse über 24 mm/2h an der EG Station in DO-Marten

Die extremwertstatistische Einordnung und Bewertung dieses Niederschlagsereignisses erfolgt auf der Basis unterschiedlicher Verfahren. Zunächst zeigt Abbildung 5 den Vergleich der Messwerte zu 100-jährlichen Starkniederschlägen gemäß KOSTRA-DWD-2000 incl. der Bereichsgrenzen bezogen auf das Rasterfeld 4814 (8,5 km x 8,5 km) in Dortmund. Im Übrigen werden in Tabelle 2 diese KOSTRA-Angaben den statistischen Regenwerten, die nach DVWK 124 / ATV A121 (DVWK 1985) anhand der Aufzeichnungen der Station Dortmund-Marten (1937 bis 2007) ermittelt wurden, gegenübergestellt.

Tab. 2: Vergleich KOSTRA Rasterfeld 4814 mit Extremwertstatistik der Station DO-Marten

100-jährliche N-Höhe in mm	Station 2241	KOSTRA Kachel 4814
Zwei Stunden Dauerstufe	56 mm	48 mm
Sechs Stunden Dauerstufe	71 mm	63 mm

Dies bedeutet, dass die am 26.07.08 aufgezeichneten Niederschläge in der Dauerstufe von zwei Stunden rund doppelt so hoch liegen wie die statistischen Regenwerte der Wiederkehrzeit $T_n = 100$ Jahre.

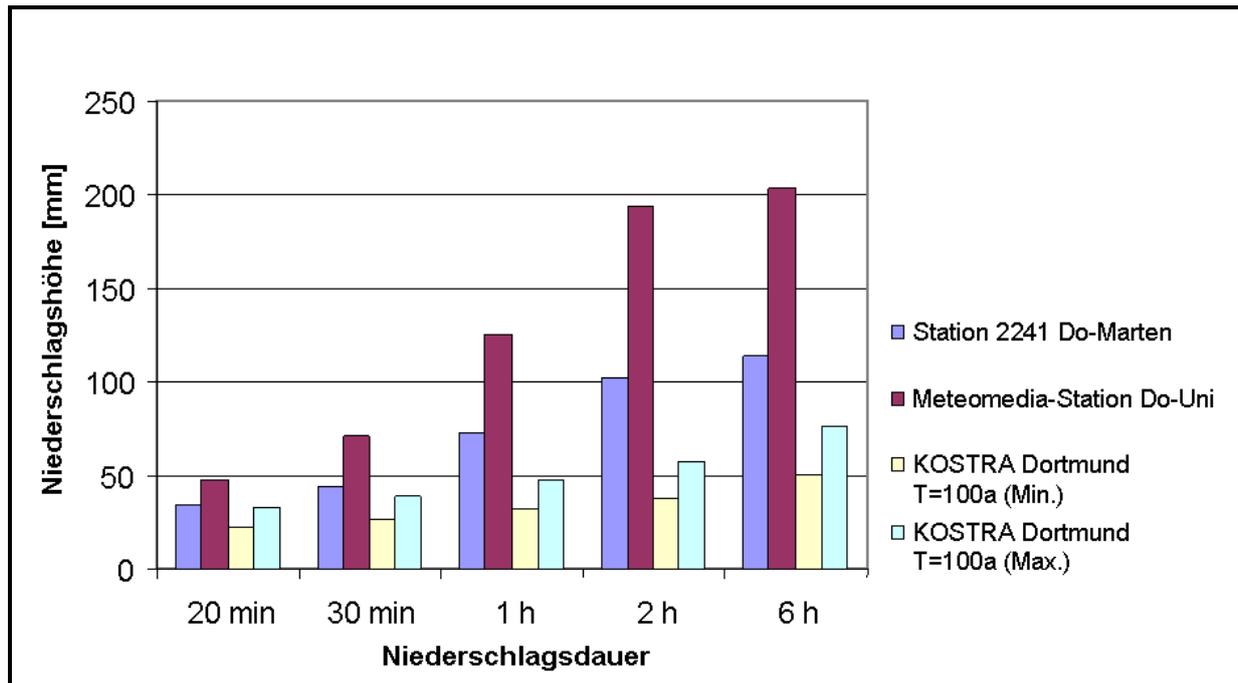


Abb. 5: Vergleich in Dortmund gemessener Niederschläge zu KOSTRA-Starkniederschlägen

Weiterhin gibt der MGN-Wert (DVWK 1997), also der regionalisierte, maximierte Gebiets-niederschlag, Aufschluss über die Größenordnung des Niederschlags, der unter den lokal gegebenen Klimaverhältnissen vermutlich maximal erreicht werden kann. Tabelle 3 spiegelt den MGN für eine Gebietsgröße von 25 km² und den meteorologischen Sommer (Juni bis August) im Raum Dortmund im Vergleich zum Niederschlag am 26.07.08 wider und gibt Aufschluss darüber, dass hier die MGN-Werte zu rund einem Drittel erreicht wurden.

Tab. 3: Vergleich MGN mit dem Niederschlag der Station DO-Marten

Niederschlagshöhe	Station 2241 am 26.07.08	MGN
Eine Stunde Dauerstufe	73 mm	225 mm
Zwölf Stunden Dauerstufe	114 mm	300 mm

Ferner ist dieser Starkregen im Hinblick auf PEN-Werte (VERWORN 2006) einzuordnen. Der nachfolgend skizzierte Vergleich der Niederschlagswerte basiert auf den Grundlagen des 2004 abgeschlossenen LAWA-Projekts PEN „Praxisrelevante Extremwerte des Nieder-schlags“, welches erlaubt, Niederschlagshöhen für Wiederkehrzeiten von 1.000 und 10.000 Jahren und verschiedene Dauerstufen abzuschätzen. PEN-Werte wurden als Bemessungswerte des Niederschlags geringerer Eintrittswahrscheinlichkeit als 1 % entwickelt, um einen Bereich extremer Niederschlagshöhen, die sich zwischen KOSTRA und MGN bewegen, einzuschätzen. Die in Tabelle 4 dargelegten PEN-Werte wurden auf der Grundlage der statistischen Regenwerte eines 100-jährlichen Ereignisses an der Station in Dortmund Marten extrapoliert.

Tab. 4: Vergleich PEN mit dem Niederschlag der Station DO-Marten

Niederschlagshöhe	Station 2241 am 26.07.08	PEN (Tn=1.000 a)
Zwei Stunden Dauerstufe	102 mm	76 mm
Sechs Stunden Dauerstufe	114 mm	96 mm

Diese Gegenüberstellung dient dazu, eine Vorstellung von der Größenordnung, die man in der wasserwirtschaftlichen Bemessungspraxis nach beispielsweise DIN 19700 ansetzen würde, zu erhalten. Dieses extreme Naturereignis würde aus juristischer Sicht als Fall von „höherer Gewalt“ eingestuft (GRÜNEWALD 2009) werden. Es hat zu großen Notsituationen in den betroffenen Dortmunder Stadtteilen geführt (PIROTH et al. 2009) und die entstandenen Schäden liegen in Höhe zweistelliger Mio. Euro.

5. Mittels Radar erfasster Niederschlag des Extremereignisses am 26.07.2008

Insbesondere für ihre Aufgaben des Hochwasserschutzes erhalten EG und LV Daten des DWD der Radarstandorte Essen und Flechtdorf über die mit den Wasserverbänden Nordrhein-Westfalen geschlossene Kooperationsvereinbarung zum Austausch von Radar- und Niederschlagsdaten. Die Nutzung dieser Radardaten zeigt immer wieder die Vorteile gegenüber terrestrischen Messungen auf. Radarniederschläge sind hervorragend geeignet, um die flächenhafte Verteilung der Niederschläge zu erfassen, und liefern Niederschlagsinformationen für die Bereiche, die durch die punktuellen Messungen durch Regenschreiber nicht erfasst werden. Sie eignen sich darüber hinaus als Input zur Niederschlag-Abfluss-Modellierung (ZIEGLER et al. 2005). Allerdings unterliegt die Radarmessung von Niederschlägen als indirektes Messverfahren auch einer hohen Unsicherheitsbandbreite. Dabei sind wesentliche Fehlerquellen der Radarmessung im C-Band-Frequenzbereich das Auftreten von Störechos (Reflektionen an Objekten), die Radarkalibrierung sowie die Berücksichtigung von Feuchtigkeitsfilmen an der Antennen- oder Radomoberfläche, die Dämpfung des Radarsignals durch den Niederschlag und die Skalierung der Radarreflektivität Z in die Zielgröße der Regenintensität R . Insbesondere bei Starkniederschlägen, wie dem Ereignis in Dortmund, üben die Dämpfung des sich ausbreitenden Radarsignals durch den Niederschlag in der Atmosphäre, die zu einer Unterschätzung der abgeleiteten Radarniederschläge führt, sowie die Wahl der Z - R -Beziehung einen großen Einfluss aus (EINFALT et al. 2009).

Die Abbildung 6 stellt die Radarniederschlagssummen aus den Rohdaten des Standortes Essen für den Bereich Dortmund in einer qualitativen Einschätzung dar. Diese ist vor allem für den operationellen Hochwasserdienst von hoher Bedeutung. Im Nachgang des Ereignisses am 26.07.2008 wurden die Radardaten anhand zweier unterschiedlicher Verfahren zur Elimination der oben genannten Fehlerquellen aus den Rohdaten aufbereitet, um quantitative Niederschlagsdaten zur hydrologischen Abfluss-Simulation zur Verfügung zu stellen (JOHANN et al. 2009). Die Ergebnisse werden nachfolgend für die Offline-Aneichung an Bodenmessungen sowie für die Dämpfungskorrektur erläutert.

Die Abbildung 6 zeigt das Stadtgebiet Dortmunds mit den dortigen Niederschlagsmessstationen. Deutlich wird vor allem, dass die terrestrischen Stationen die höchsten Niederschlagsintensitäten nicht erfassen konnten.

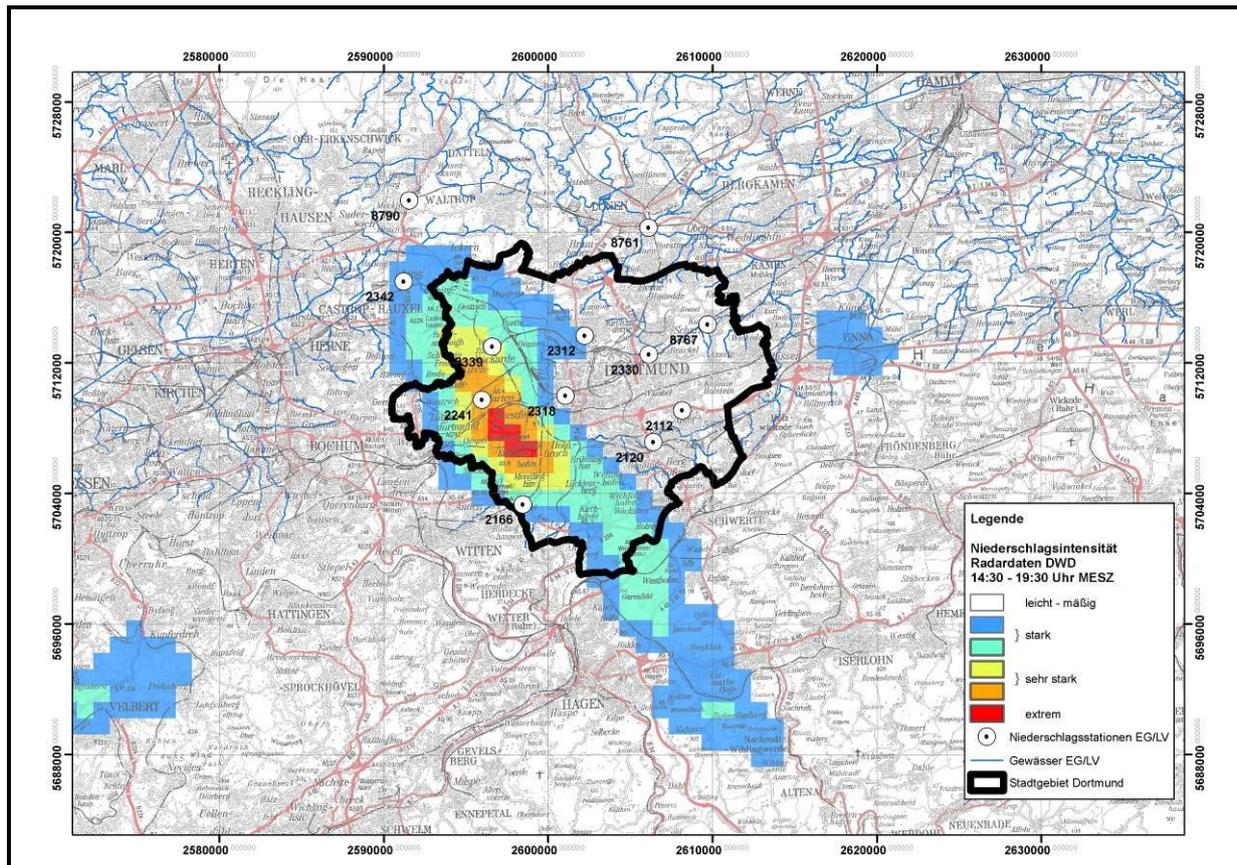


Abb. 6: Radarrohdaten für den Stadtbereich Dortmund am 26.07.08

5.1. Offline - Aneichung der Radardaten

Dieses Verfahren erstellt ein Faktorenfeld, bei dem die Radardaten auf die Werte der Bodenmessungen des Niederschlags angeeicht werden. Die Zuordnung der Korrekturfaktoren für die Zwischenräume erfolgt über eine räumliche Interpolation. Zudem werden die Radardaten über das Herausrechnen der Störechos und Strahlfehler korrigiert. Die Ergebnisse dieser Radardatenaufbereitung sind in Tabelle 5 zusammengefasst. Die Gegenüberstellung der Tageswerte der Regenschreiber und der Radarrohdaten (Radar ori) zeigt, dass deutliche Inhomogenitäten zwischen der Radarmessung und der terrestrischen Messung der Stationen Dortmund-Kruckel, Dortmund-Nettebach und Dortmund-Eving auftreten, die auf Dämpfungs- oder Abschattungseffekte sowie möglicherweise Hagel hinweisen. Die korrigierten Werte nach der Aneichung verdeutlichen für die Tagessummen signifikante Verbesserungen. Im südlichen Stadtbereich von Dortmund werden Erhöhungen der Radarniederschläge um 10 – 30 % berechnet. In den weiter östlich gelegenen Gebieten erfolgt eine Erhöhung der Radarrohdaten um mehr als 50 %. Die Verbesserung der Radarrohdaten durch die Offline-Aneichung zeigt insbesondere die räumliche Darstellung in Abbildung 7. Diese Aneichung der Radar gemessenen Niederschläge auf der Basis von Ereignis- bzw. Tages-Summen führt zu einer zufrieden stellenden Übereinstimmung mit gemessenen Werten, die tatsächlichen Intensitätsverläufe können jedoch nur unzureichend abgebildet werden. Eine Nachbildung des Intensitätsverlaufes der Radarniederschläge kann im Falle

von Starkniederschlägen wie nachfolgend beschrieben durch das Herausrechnen der Dämpfung mittels Referenzmessung erreicht werden.

Tab. 5: Ergebnisse der Offline-Aneichung für die Niederschlagstageswerte am 26.07.08

Nummer	Regenschreiber	Höhe [m ü. NN]	Niederschlags- summe [mm]	Radarpixel	Radar (ori) [mm]	Radar (angepasst) [mm]
2112	Dortmund-Aplerbeck	108	16	075_043	19	25
2166	Dortmund-Kruckel	100	45	080_032	25	39
2241	Dortmund-Marten	71	114	067_032	16	120
2312	Dortmund-Eving	76	23	066_039	33	25
2339	Dortmund Nettebach	65	29	062_033	46	33
2342	Castrop-Rauxel	56	46	051_031	48	44

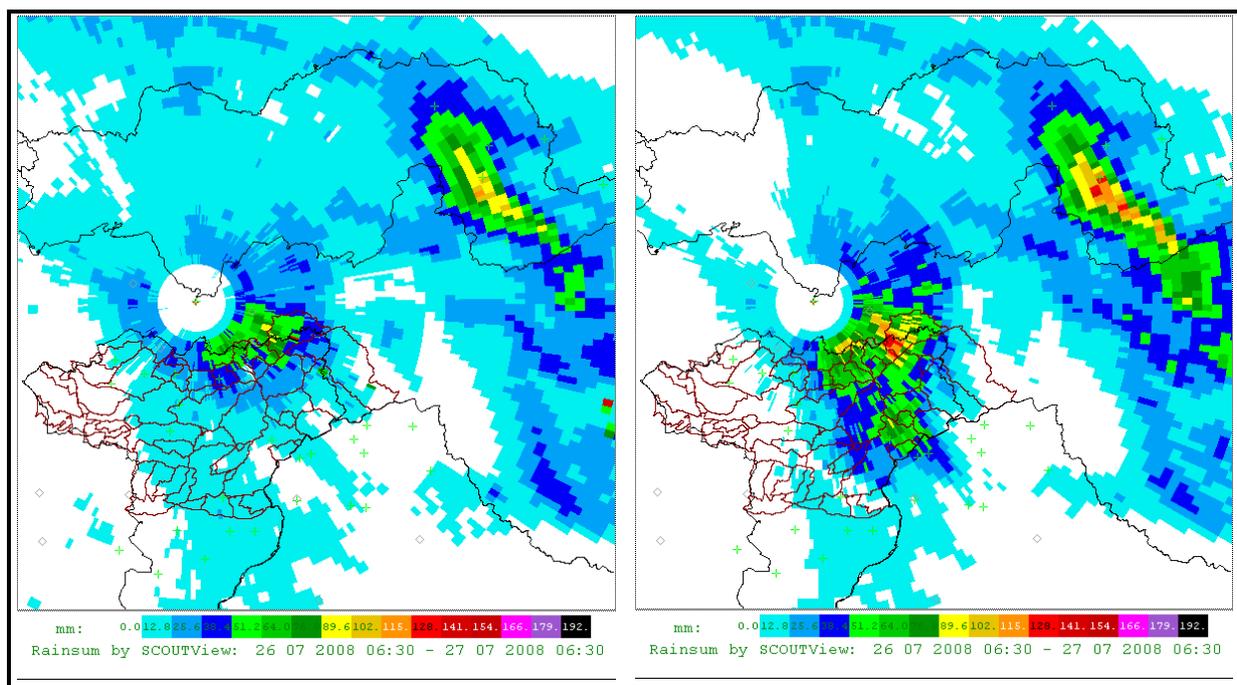


Abb. 7: Offline-Aneichung der Radarrohdaten (links) an Bodenmesserwerte vom 26.07.08

5.2. Dämpfungskorrektur der Radardaten

Die Aufbereitung der Radardaten mittels Dämpfungskorrektur erfolgt in zwei Schritten. Der erste Verfahrensschritt beinhaltet die Korrektur der Dämpfung, im zweiten wird die gemessene Radarreflektivität Z in die Zielgröße Regenintensität R transformiert (KRÄMER et al. 2009). Beim Extremereignis am 26.07.08 wurde eine für konvektive Prozesse charakteristische Z - R -Beziehung angesetzt. Voraussetzung für die Bestimmung der Dämpfungskoeffizienten ist das Vorliegen einer geeigneten Referenzmessung, anhand derer eine Kalibrierung der Radarniederschläge erfolgen kann. Im vorliegenden Fall wurde auf die Mes-

sung einer integrierten Streckendämpfung mit Hilfe einer Zwei-Frequenz-Mikrowellenverbindung zurückgegriffen, die für den Zeitraum November 2002 bis Oktober 2007 über eine Entfernung von 30 km zwischen den Standorten Recklinghausen und dem Radarstandort Essen kontinuierlich gemessen wurde.

Das Wirkungspotenzial dieses Korrekturverfahrens veranschaulicht die Abbildung 8. Ohne Korrektur der Radardaten werden maximale Niederschlagshöhen bis 100 mm ermittelt. Unter Verwendung der Dämpfungskorrektur erfährt der Zellkern eine Intensivierung bis ca. 220 mm, während die Radarniederschläge im östlichen Stadtgebiet durch die Korrektur nur geringfügig beeinflusst werden. Zudem zeigt sich, dass auch die Messstation an der Universität Dortmund, die 203 mm aufzeichnete, nicht im Schwerpunkt des Ereignisses lag.

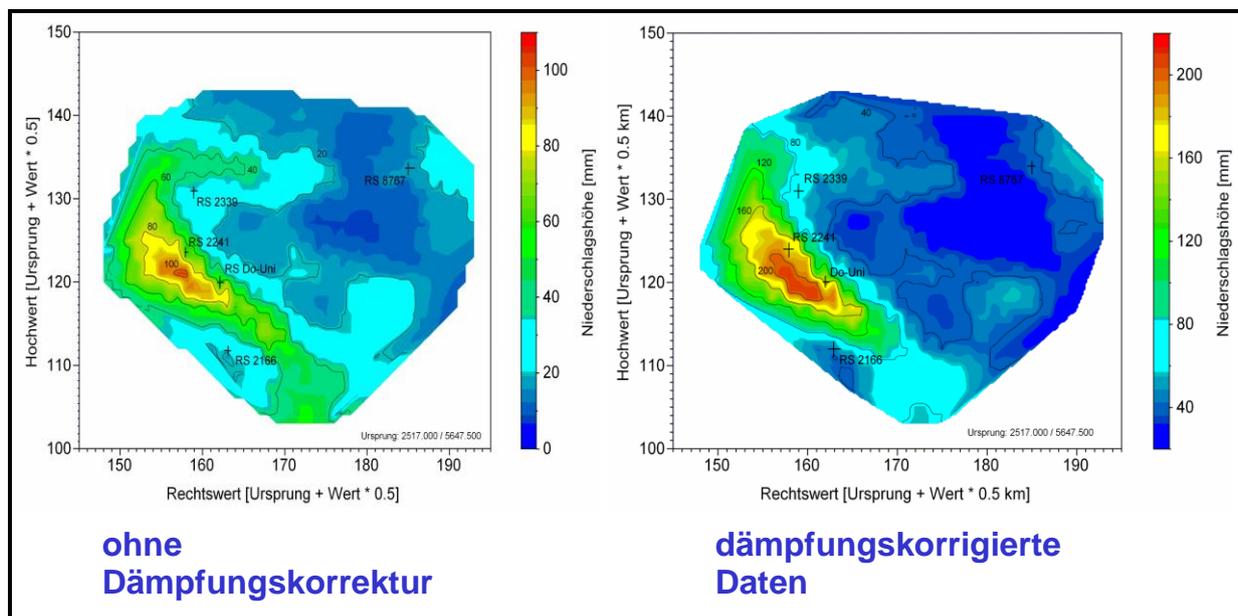


Abb. 8: Dämpfungskorrektur der Radardaten für den Stadtbereich Dortmund am 26.07.08

6. Fazit

Beide Verfahren haben ihre spezifischen Anwendungsbereiche. Ist eine Prozessierung der Daten in Echt-Zeit nicht unmittelbare Voraussetzung oder reichen als zeitliche Auflösung auch Stundenwerte aus, kann mit der Offline-Aneichung durch die Einbeziehung der Informationen der Regenschreiber eine zufrieden stellende Korrektur der Radardaten erreicht werden. Dies gilt insbesondere unter Berücksichtigung eines dichten Regenschreibernetzes. Ein Anwendungsbereich der Offline-Aneichung besteht beispielsweise in der Erstellung einer radarbasierten, flächendeckenden Niederschlagszeitreihe zur Bemessung wasserwirtschaftlicher Anlagen. Mit dem zweiten Verfahren der Dämpfungskorrektur können die hohen Nicht-linearitäten, die mit der Radarniederschlagsmessung verbunden sind und besonders für konvektive Niederschlagsereignisse eine hohe Wirksamkeit besitzen, berücksichtigt werden. Die hier dargelegten Auswertungen belegen, dass neben den terrestrisch gemessenen langjährigen Niederschlagszeitreihen inzwischen auch zeitlich und räumlich hoch aufgelöste und quantitativ belastbare radargemessene Niederschläge für die Niederschlag-Abfluss-Modellierung geeignet sind.

Literatur

- DVWK (1985): Niederschlag – Starkregenauswertung nach Wiederkehrzeit und Dauer. DVWK Regeln 124, Verlag Paul Parey, Hamburg und Berlin. (ATV Regelwerk Abwasser-Abfall, A 121)
- DVWK-Mitteilungen (1997): Maximierte Gebietsniederschlagshöhen für Deutschland. Heft 29. ISBN 3-924063-26-5
- DWD (2005): KOSTRA-DWD-2000, Starkniederschlagshöhen für Deutschland (1951–2000), <http://www.dwd.de/kostra>
- EINFALT, Th. et al. (2009): Möglichkeiten und Grenzen der N-A-Simulation mit Radardaten. 2. Trierer Workshop zur Niederschlag-Abfluss-Modellierung, 14.-15. September 2009, Trier. In: Forum für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung Heft 28.10
- GRÜNEWALD, U. (2009): Erkenntnisse und Konsequenzen aus dem Sturzflutereignis in Dortmund im Juli 2008. Korrespondenz Wasserwirtschaft (2), Nr. 8, August 2009, S. 422-428.
- JOHANN, G. et al. (2009): Einfluss von terrestrisch gemessenen und radarbasierten Niederschlagsdaten auf die Qualität der Hochwasservorhersage. Korrespondenz Wasserwirtschaft (2), Nr. 9, September 2009, S. 487-493
- KRÄMER, S. et al. (2009): Korrektur von C-Band-Radardaten für die Niederschlag-Abfluss-Modellierung. Korrespondenz Wasserwirtschaft (2), Nr. 9, September 2009, S. 479-486.
- OTT, B. & G. JOHANN (2009): Simulation realer Extremereignisse im Emscher- und Lippegebiet. 2. Trierer Workshop zur Niederschlag-Abfluss-Modellierung, 14.-15. September 2009, Trier. In: Forum für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung Heft 28.10
- PFISTER, A. (2006): Niederschlag als Input für Niederschlag-Abfluss-Modelle im Emscher- und Lippegebiet. Forum für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung, H. 14.06, April 2006, Magdeburg, S. 103-122
- PIROTH, K. et al. (2009): Dortmund 28. Juli 2008. 2. Trierer Workshop zur Niederschlag-Abfluss-Modellierung, 14.-15. September 2009, Trier. In: Forum für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung Heft 28.10
- SCHENK, F. & W. WEHRY (2008): Der Unwetter-Regen im Ruhrgebiet vom 26. Juli 2008. Beiträge zur Berliner Wetterkarte, 30. Juli 2008, ISSN 0177-3984
- STEMPLEWSKI, J. & R. HURCK (2005): Projekt Emscherumbau. Tagungsdokumentation „Umsetzung der WRRL in Europa und NRW – Status quo und Perspektiven“, Hrsg. Ministerium für Umwelt und Naturschutz, Landwirtschaft und Verbraucherschutz des Landes Nordrhein Westfalen
- VERWORN, H.R. (2006): Praxisrelevante Extremwerte des Niederschlags. Forum für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung, H. 14.06, April 2006, Magdeburg, S. 173-185
- ZIEGLER, J. et al. (2006): Langzeitsimulation mit Radardaten. Korrespondenz Abwasser, Abfall (53), Nr. 11, November 2006, S. 1123-1129

Erfahrungen aus einem außergewöhnlichen Niederschlagsereignis Dortmund, 26. Juli 2008

Klaus Piroth

Zusammenfassung

Am 26. Juli 2008 kam es in Teilen der Stadt Dortmund zu erheblichen Schäden nach einem extremen Niederschlagsereignis. Innerhalb von 2 Stunden fielen ca. 200 mm Regen. Das Ereignis wurde im Auftrag der Stadt Dortmund und der Emschergenossenschaft bezüglich seiner Entstehung und seines Verlaufs und der Auswirkung auf die wasserwirtschaftlichen Anlagen der Stadt Dortmund und der Emschergenossenschaft untersucht. Zur Analyse der Auswirkungen und als Grundkonzept für die Empfehlungen wurde der „Kreislauf des Hochwasserrisikomanagements“ verwendet. In diesem Artikel werden anhand der am stärksten betroffenen Gebiete der Verlauf und die Auswirkungen des Ereignisses beschrieben. Kennzeichnend für Sturzregen und Sturzflutereignisse ist die geringe Vorwarnzeit, mit der sie, wenn überhaupt, vorhergesagt werden können. Die meisten Schäden treten durch „wild“ abfließendes Wasser im besiedelten Gelände auf; die Kanalisation ist für solche extremen Ereignisse nicht ausgelegt und das Niederschlagswasser sucht sich seinen Weg auf der Geländeoberfläche zum nächsten Vorfluter. Infolge der hohen Versiegelung führte dies in Dortmund zu erheblichen Abflüssen. Aufgrund der geringen Vorwarnzeit besteht kaum die Möglichkeit, dass sich Katastrophenschützer, Feuerwehr und Anwohner darauf vorbereiten. Während des Ereignisses kann dann nur Schadensbegrenzung betrieben werden. Umso wichtiger ist es, sich im Vorfeld im Bereich der Vorsorge (Risiko,- Bau,- Verhaltensvorsorge,...) Gedanken über mögliche Auswirkungen von Sturzfluten im Stadtgebiet zu machen. Hier ist die interdisziplinäre Zusammenarbeit von Stadtplanern, Entwässerungsplanern, Straßenplanern, Stadtwerken, Verkehrsbetrieben, Feuerwehren und vom Katastrophenschutz gefordert. In Dortmund hat man im Nachgang zu dem Ereignis einen Arbeitskreis „Hochwasservorsorge“ gegründet, in dem alle an den Planungen im Stadtgebiet beteiligten Institutionen regelmäßig zusammenkommen und unter Berücksichtigung der Erkenntnisse aus dem 26. Juli 2008 Planungen angehen.

1. Dortmund, 26. Juli 2008: Ein extremes Niederschlagsereignis und seine Folgen

Am Samstag, den 26. Juli 2008 fielen in Teilen von Dortmund zwischen ca. 15:00 Uhr und 17:15 Uhr bis zu 200 mm Niederschlag. Das Zentrum der Niederschlagszelle lag über dem Gelände der Universität Dortmund (siehe Abbildung 1). Hier wurden innerhalb von ca. 2 Stunden 193 mm Niederschlag gemessen. Nur 3 km nordwestlich der Universitätsmessstation liegt die Messstation „Oespeler Bach“, direkt am Pumpwerk „Oespeler Bach“ im Ortsteil Marten. Hier wurden im gleichen Zeitraum noch ca. 102 mm Niederschlag gemessen. Anhand der Auswertung der Niederschlagsmessungen an den Bodenstationen und mit Hilfe von Radarbildern wurde die vom Niederschlag betroffene Fläche wie folgt charakterisiert (GRÜNEWALD et al. 2009):

- lokal eng begrenzt (auf wenigen Quadratkilometern fielen ca. 200 mm Niederschlag)
- auf 50 – 100 Quadratkilometer mehr als 100 mm Niederschlag

Vergleicht man diese Werte mit Werten die in KOSTRA DWD-2000 (DWD 2005) für ein 100 jährliches Niederschlagsereignis genannt werden (47,7 mm ± 9,5 mm in 2 Std. bzw. 62,9 mm ± 12,6 mm in 6 Std.) so wird deutlich, dass die Wiederkehrzeit von 100 Jahren bei dem betrachteten Ereignis deutlich überschritten wurde.

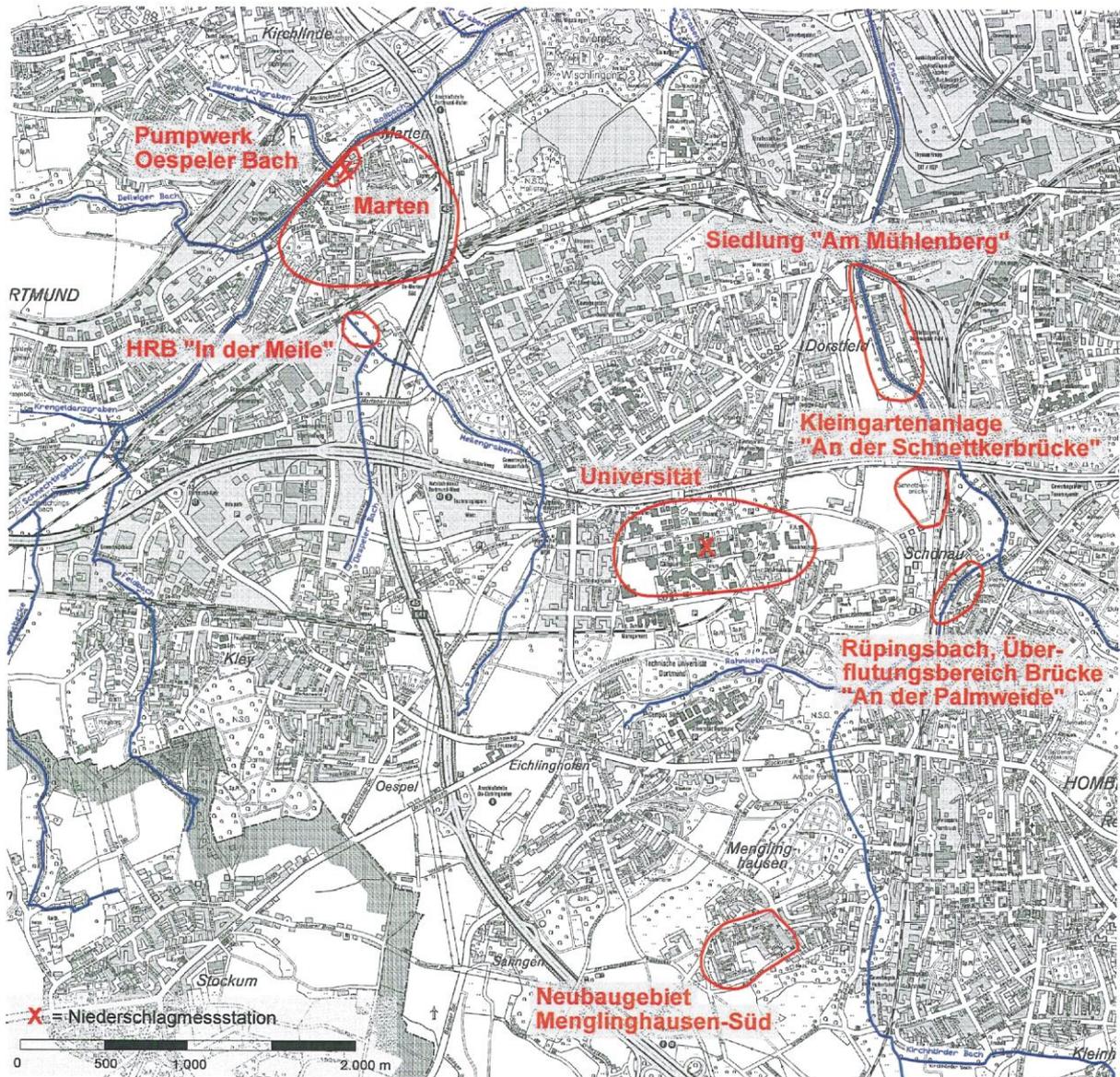


Abb. 1: Lageplan mit den am stärksten betroffenen Gebieten beim Niederschlagsereignis am 26.07.2008 in Dortmund

Im Zentrum der Niederschlagszelle des Ereignisses am 26.07.2008 befand sich das Universitätsgelände. Der gefallene Regen strömte oberflächlich durch die angrenzenden Ortsteile in tiefer liegende Bereiche. Dadurch kam es auf dem Universitätsgelände und den angrenzenden Ortsteilen zu starken Überflutungen. Die nahe gelegenen Gewässer Roßbach

und Emscher, welche als Vorfluter das abfließende Wasser aufnehmen, traten außer an einer Stelle (Emscher im Bereich Dorstfeld / Siedlung am Mühlenberg) nicht über die Ufer. Zudem traten Ausuferungen am Rüpingsbach in Schönau auf. Der überwiegende Anteil der Schäden wurde jedoch durch das oberflächlich abfließende Wasser verursacht (GRÜNEWALD et al. 2009). Zur Illustration sind nachfolgend anhand der am stärksten betroffenen Gebiete, die Auswirkungen beispielhaft dargestellt (siehe auch Abbildung 1).

Neubaugebiet Menglinghausen Süd: Im Neubaugebiet Menglinghausen Süd kam es infolge der Niederschläge zu starkem Oberflächenabfluss über Straßen und Wege. Das Kanalnetz konnte die Wassermassen nicht aufnehmen und in vielen Fällen gelangte das schnell abfließende Wasser erst gar nicht in die Kanaleinläufe, da diese für die Aufnahme solcher Abflüsse nicht ausgelegt sind. Das oberflächlich abfließende Wasser sammelte sich in den Geländetiefpunkten und überflutete hier Gebäude und Grundstücke (siehe Abbildung 7, links-unten).

Brücke an der Palmweide/Rüpingsbach: Das aus dem Bereich der Universität Dortmund abfließende Wasser gelangte zum Rüpingsbach und überflutet Grundstücke und Wohngebäude. Bereichsweise trat auch der Rüpingsbach im Bereich der Brücke an der Palmweide über die Ufer.

Kleingartenanlage „An der Schnettkerbrücke“: Die Kleingartenanlage „An der Schnettkerbrücke“ liegt im Tiefpunkt eines kleinen Einzugsgebietes, welches im Südwesten an das Universitätsgelände grenzt. Es wird im Norden durch die A1 und im Osten durch einen Bahndamm begrenzt. Das gesamte Einzugsgebiet entwässert über einen Durchlass (DN 600) direkt in die Emscher. Infolge des starken Niederschlags rutschte die im Bau befindliche Böschung der A1 teilweise ab (siehe Abbildung 2) und blockierte zum Teil den Durchlass mit Schlamm und Geröll.



Abb. 2: Kleingartenanlage an der Schnettkerbrücke mit Blick auf die Böschung der A1

Das aus dem Einzugsgebiet zufließende Wasser wurde hierdurch bis zu 5 Meter hoch aufgestaut (siehe Abbildung 3) und floss erst nach Tagen komplett ab. Am Nachmittag des 26. Juli 2008 befanden sich glücklicherweise nur wenige Personen in der Kleingartenanlage. Diese konnten sich schnell in höher liegende Bereiche retten, sodass keine Personen zu Schaden kamen.



Abb. 3: Blick von der A1 auf die Kleingartenanlage an der Schnettkerbrücke

Ortsteil Dorstfeld, Siedlung am Mühlenberg ("Negerdorf"): Der Bemessungsabfluss der dort befindlichen Brücke über die Emscher wurde infolge des Starkregeneignisses überschritten. Durch den hierdurch auftretenden Rückstau trat die Emscher an einigen Stellen über die Ufer, so dass die hinter dem Emscherdeich liegende Siedlung am Mühlenberg ("Negerdorf") überflutet wurde.

Ortsteil Marten Einzugsgebiet des Pumpwerks „Oespeler Bach“ (Polder Marten): Der Ortsteil Marten (siehe Abbildung 4) war beim Ereignis am 26. Juli 2008 von allen Dortmunder Stadtteilen am stärksten betroffen. In Dortmund gibt es, wie in vielen anderen Städten im Ruhrgebiet, Bergsenkungsgebiete. Nach Stilllegung der Dortmunder Zechen in den 80er Jahren des letzten Jahrhunderts sind die Bergsenkungen inzwischen fast vollständig abgeklungen. Zur geregelten Entwässerung sind jedoch in den Tiefpunkten Pumpwerke erforderlich. Hier wird das anfallende Regenwasser in den nahe gelegenen Vorfluter gehoben. Das gesamte Einzugsgebiet eines Pumpwerks wird als Polder bezeichnet. Dortmund Marten liegt in einem solchen Bergsenkungsgebiet. Im Tiefpunkt des Polder Marten liegt das Pumpwerk „Oespeler Bach“, welches das zufließende Wasser in den Roßbach hebt. Ausgelegt ist das Pumpwerk in Kombination mit Rückhaltemaßnahmen (RRB 6.23 und HRB Bärenbruchgraben) auf ein ca. 30jähriges Abflussereignis.

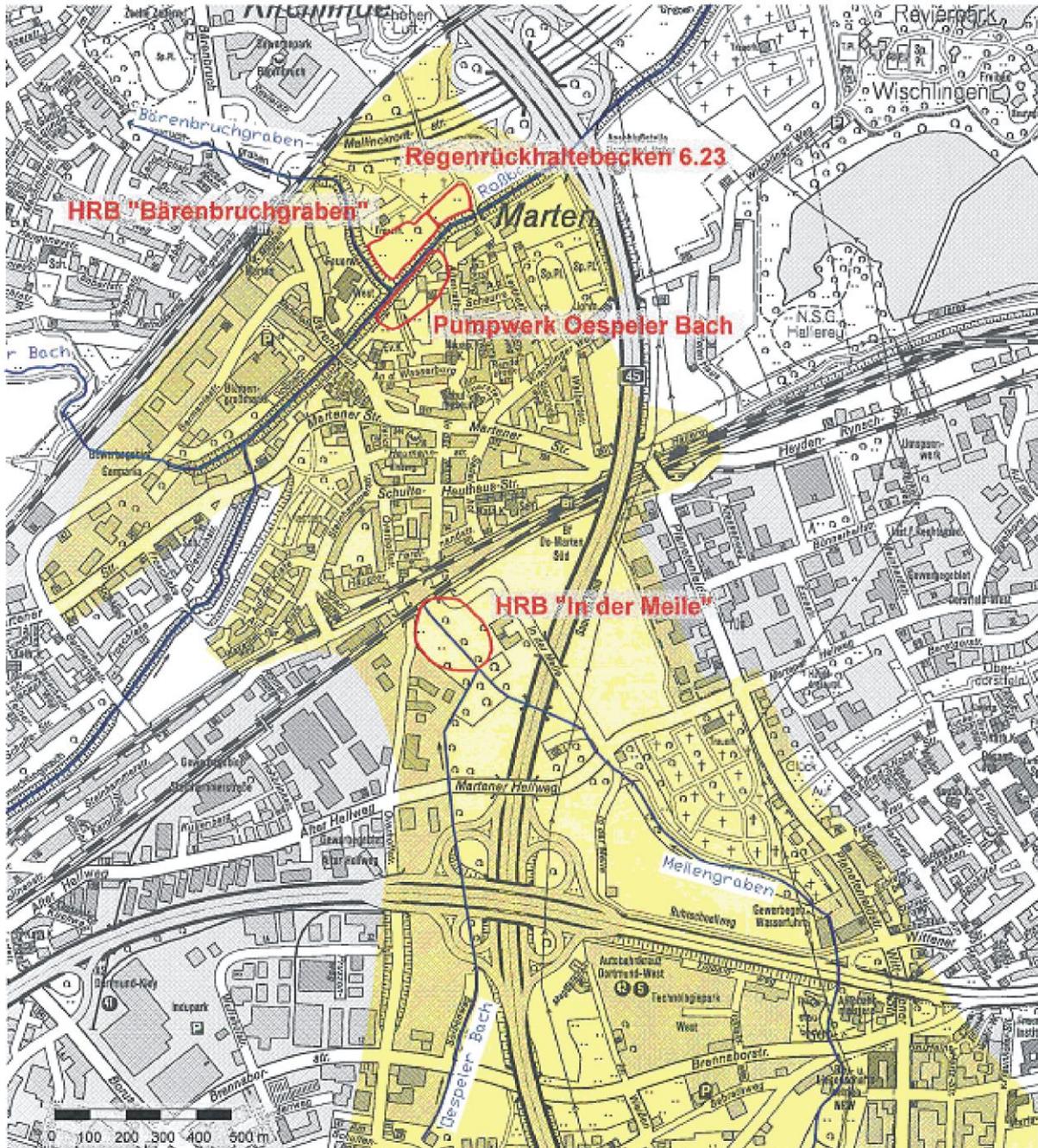


Abb. 4: Ortsteil Marten mit Teilen des Einzugsgebiets des Pumpwerks "Oespeler Bach" (gelb markiert). Als Polder wird das gesamte Einzugsgebiet eines Pumpwerks bezeichnet.

Der dicht mit Wohnbebauung besiedelte Ortsteil Marten war im Wesentlichen durch folgende Auswirkungen vom Niederschlagsereignis betroffen:

- Durch das direkt während des Niederschlagsereignisses im Ort abfließende Wasser (zwischen 15:20 und ca. 17:00 Uhr) kam es zu Überflutungen von Keller und Grundstücken.
- Direkt oberhalb des Ortsteils Marten, nur durch eine Bahnlinie mit 2 Straßendurchlässen getrennt, befindet sich das Hochwasserrückhaltebecken „In der Meile“. Dieses Becken soll Wasser, welches aus dem oberen Bereich des Polders Marten (siehe Abbildung 4)

durch den Meilengraben und den Oespeler Bach dem Becken zufließt zum Schutz des Ortsteils Marten zurückhalten. Die Niederschläge am 26. Juli 2008 waren jedoch so stark, dass das Becken innerhalb kurzer Zeit komplett gefüllt war und anschließend überlief. Die so entstandene Flutwelle ergoss sich gegen 17:15 Uhr durch Marten (Ferdinandstraße, Overhoffstraße) und richtete erhebliche Schäden an.

- Der hohe Wasserandrang aus Niederschlag und Abfluss infolge des Überlaufens des HRB „In der Meile“ führte zu einer Überlastung des Pumpwerks am Oespeler Bach. Dadurch kam es zum Einstau der tiefer liegenden Teile von Marten (siehe Abbildung 5). Infolge der Überlastung fiel das Pumpwerk durch Wassereintritt in das Pumpwerk selbst am Abend des 26. Juli 2008 aus, sodass das anstehende Wasser ab diesem Zeitpunkt nicht mehr in den Roßbach gehoben werden konnte.

Insgesamt entstand bei dem Ereignis in Dortmund ein monetärer Schaden von ca. 17,2 Mio. € (WESTFÄLISCHE RUNDSCHAU 2008). Menschen kamen durch glückliche Umstände nicht zu Schaden.



Abb. 5: Luftbild „Polder Marten“ am 27.07.2008. Im Vordergrund das Regenrückhaltebecken 6.23 (links) und das HRB "Bärenbruchgraben". In der oberen rechten Bildhälfte befindet sich der teilweise überflutete Ortsteil Marten.

2. Diskussion und Einordnung

Das Starkniederschlagsereignis am 26. Juli 2008 steht stellvertretend für immer wieder auftretende Starkregen, die lokal begrenzt, erhebliche Schäden aufweisen. Nur ca. 7 Wochen vorher, am 2. Juni 2008, kamen bei einem ähnlichen Ereignis im Killer- und Starzeltal (Zollernalbkreis) in Baden-Württemberg drei Personen ums Leben (BASS 2009).

Gemeinsam ist diesen Ereignissen, dass Sie praktisch ohne Vorwarnung auftreten und sich das Niederschlags- und Abflussgeschehen innerhalb weniger Stunden abspielt. Deshalb gibt es praktisch keine Vorbereitungszeit für Gegenmaßnahmen, die Feuerwehr und die Anwohner können nur noch Schadensbegrenzung betreiben. Die entstehenden extremen Oberflächenabflüsse werden als „Sturzfluten“ (Flash Floods) bezeichnet, die sie auslösenden Niederschläge als „Sturzregen“. Die Auswirkungen treten meist an kleinen Gewässern oder in der Fläche durch oberflächlich abfließendes Niederschlagswasser auf. In den größeren Gewässern spielen diese Abflüsse dann meist keine Rolle mehr und können dort schadensfrei abgeführt werden. Auffällig ist, dass solche Ereignisse selten dokumentiert und kaum hydrologisch und meteorologisch untersucht und veröffentlicht sind. Ein wesentlicher Grund hierfür liegt sicherlich in den wenigen verfügbaren Messungen, die auf Grund der geringen räumlichen Erstreckung der Starkregenereignisse zur Analyse zur Verfügung stehen. Nur in seltenen Fällen befindet sich eine Niederschlagsmessstation im direkten Bereich der Niederschlagszelle, sodass auf den lokal gemessenen Niederschlagsverlauf am Boden zurückgriffen werden kann. Abflussmessungen gibt es bei solchen Ereignissen kaum, da die schadenverursachenden Abflüsse meist außerhalb der Gewässer stattfinden, bevor die Gewässer überhaupt erreicht werden. An den Pegelmessstellen werden dann meist keine extremen oder sehr seltenen Abflüsse gemessen, da oftmals nur Teile des Pegel Einzugsgebiets betroffen sind. In jüngster Zeit können jedoch aufgrund eines dichteren Niederschlagsmessnetzes durch private Betreiber – in Dortmund lag eine Messstation von meteomedia im Zentrum des Niederschlagsereignisses im Bereich der Universität – und durch Fortschritte in der Radarmesstechnik (GRÜNEWALD et al. 2009, GRÜNEWALD 2009 sowie Beitrag PFISTER et al. und LÖCKE & SCHEIBEL in diesem Band) solche Ereignisse besser analysiert und quantifiziert werden. Ebenso gibt es inzwischen sehr gute Dokumentationen der Abflussdynamik während des Ereignisses, da in vielen Haushalten Handys und digitale Kameras vorhanden sind. In Dortmund wurden den Gutachtern viele Filme und Fotos von den direkt Betroffenen zur Verfügung gestellt. Diese Materialien wurden zur Analyse des Ereignisses herangezogen wodurch z.B. Durchflüsse abgeschätzt werden konnten. Solche Aufnahmen können in Zukunft zu einem wesentlich besseren Verständnis der Abflussvorgänge in den Teileinzugsgebieten bis zur ersten Gewässeranbindung (z.B. innerhalb von Siedlungsgebieten) beitragen. Diese Bereiche fanden bisher keine oder nur eine sehr geringe Beachtung, obwohl gerade in Siedlungsgebieten ein erhebliches Schadenspotenzial vorhanden ist.

3. Stand der Technik

Es stellt sich die Frage, weshalb diesen Abflussvorgängen aus Sturzregen im Vergleich zu den Extremabflussbetrachtungen in Gewässern so wenig Beachtung geschenkt wird. Nach mündlicher Mitteilung von Herrn Dr. Wolfgang Kron (Munich Re) sind aber ca. 50% der den Versicherungen gemeldeten Hochwasserschäden Schäden infolge Sturzfluten. Trotzdem beschäftigt sich nur eines der 35 vom Bundesministerium für Bildung und Forschung im Rahmen des RIMAX Förderschwerpunktes geförderten Projekte mit dem Thema Sturzregen (HYDROTEC et al. 2008). Für diese Diskrepanz zwischen Beachtung bei Untersuchungen

und der tatsächlichen Bedeutung für verursachte Schäden können folgende Gründe angeführt werden:

- In den natürlichen, unbebauten Teileinzugsgebieten spielen Abflüsse aus Sturzregen insofern keine Rolle, da sie keine oder keine bedeutenden Schäden verursachen. Wichtig ist, dass man die Abflusskurve am Gewässer richtig abbildet.
- In bebauten Gebieten erfolgt die Bemessung der wasserwirtschaftlichen Anlagen nach Überflutungs- und Überstauereignissen, deren Jährlichkeiten deutlich unter der des in Dortmund aufgetretenen Ereignisses liegen (Tabelle 1). Städte und Kommunen sind bisher nicht verpflichtet besonders extreme Sturzregenereignisse bei der Auslegung ihrer Anlagen zu berücksichtigen. Bei der Bemessung von Kanalnetzen, Rückhaltebecken und anderen wasserwirtschaftlichen Anlagen spielen kurze Niederschlagsdauern (5 – 10 Min., 15 Min., max. 2 Std.) die entscheidende Rolle. Die Auslegung der Anlagen erfolgt hierbei für Jährlichkeiten im Bereich 2 bis 10, je nach Örtlichkeit (Tabelle 1). In Wohngebieten (Abbildung 6) ist bei bestehenden Anlagen bereits einmal in 2 Jahren (geplante Anlagen einmal in 3 Jahren) mit Überstau der Kanalanlagen zu rechnen. Bei selteneren Ereignissen ist dann bereits mit oberflächlich abfließendem Wasser zu rechnen. In Wohngebieten (Tabelle 1) müssen daraus resultierende Überflutungen bis zu einer Jährlichkeit von 20 schadlos bleiben. Bei selteneren Ereignissen sind Schäden nicht mehr auszuschließen. Das Dilemma besteht darin, dass gerade für diese kurzzeitigen, seltenen Niederschläge die Bemessungswerte u.a. aufgrund der starken räumlichen Variabilität schwierig zu bestimmen sind. Es gibt derzeit auch unterschiedliche Aussagen zur Entwicklung dieser Kurzzeitniederschläge im Extremwertbereich infolge des Klimawandels (SCHMITT 2009 sowie Beitrag MALITZ in diesem Band).

Tab. 1: Überstauhäufigkeiten nach DWA-A 118 für geplante Anlagen (DWA 2006) und Arbeitsbericht ATV-DVWK (DWA 2004) für bestehende Anlagen sowie Überflutungshäufigkeiten für geplante Anlagen nach DWA-A 118 gemäß Empfehlungen DIN EN 752 (GRÜNEWALD 2009)

Örtlichkeit	Überstauhäufigkeit [einmal in n Jahren]		Überflutungshäufigkeit [einmal in n Jahren]	
	geplante Anlagen (DWA 2006)	Beste- hende Anlagen (DWA 2004)	Häufigkeit der Be- messungsregen für die keine Überlas- tungen auftreten dürfen	Überflutungs- häufigkeit
ländliche Gebiete	1 in 2		1 in 1	1 in 10
Wohngebiete	1 in 3	1 in 2	1 in 2	1 in 20
Stadtzentren, Industrie- und Gewerbegebiete	seltener als 1 in 5	1 in 3		
mit Überflutungsprüfung			1 in 2	1 in 30
ohne Überflutungsprüfung			1 in 5	-
unterirdische Verkehrsanlagen, Unterführung	seltener als 1 in 10 bzw. bei Unterführungen 1 in 50	1 in 5	1 in 10	1 in 50

FUCHS et al. (2009) und ZIMMERMANN et al. (2009) beschäftigen sich mit dem Thema örtliche Überflutungsprüfung nach DWA A 118 im Zuge der generellen Entwässerungsplanung. Die Autoren weisen auf die Bedeutung der Überflutungsprüfung basierend auf hydrodynamischen Kanalnetzrechnungen hin. Diese werden jedoch derzeit nur in wenigen Fällen angewendet.



Abb. 6: Konzept zur Überstau- und Überflutungssicherheit bei dem Bau von neuen Anlagen am Beispiel von Wohngebieten (SCHMITT 2009)

4. Aufarbeitung und Erfahrungen aus dem Ereignis

Im Nachgang wurde das Ereignis in einem Gutachten der BTU Cottbus (Prof. Grünwald) und ARCADIS im Auftrag der Stadt Dortmund und der Emschergenossenschaft von Oktober bis Dezember 2008 aufgearbeitet (GRÜNEWALD 2009). Hierbei wurden unter Verwendung des „Kreislaufs des Hochwasserrisikomanagements“ folgende Bearbeitungsschritte durchgeführt:

- Erhebung und Analyse der meteorologischen und hydrologischen Ereignisdaten.
- Zusammenstellung der Auswirkungen des Ereignisses auf die Funktion der wasserwirtschaftlichen Anlagen und Entwässerungssysteme.
- Darstellung des Stands der kommunalen Hochwasservorsorge und –bewältigung.
- Erstellung von Handlungsempfehlungen.

Details hierzu sind in GRÜNEWALD et al. (2009) und GRÜNEWALD (2009) nachzulesen. Offensichtlich ist, dass das Starkregenereignis (200 mm Niederschlag in ca. 2 Stunden) mit einer Jährlichkeit von größer 100 jenseits aller Bemessungsregeln der Siedlungswasserwirtschaft liegt. Solche Ereignisse sind technisch nicht zu beherrschen. Das in den Siedlungsgebieten wild abfließende Wasser in Kombination mit der Besonderheit "Poldergebiet" ist maßgebend für die entstandenen Schäden. Schäden durch Ausufernde von Gewässern (Emscher, Rüpingsbach) traten nur vereinzelt auf. Dabei ist anzumerken, dass für den Bereich der Emscher in Dorstfeld bereits Planungen vorliegen (Erhöhung der Deiche, Neubau der Brücke über die Emscher), nach deren Umsetzung die Emscher den anfallenden Spitzenabfluss hätte abführen können.

Eine eingehende Analyse solcher Ereignisse ist erforderlich, da auf diese Weise Schwachstellen, die auch bei häufigeren Ereignissen wirksam werden würden, aufgezeigt werden können und sich daraus wichtige Hinweise zu einfachen Maßnahmen in Bereich der Bau- und Verhaltensvorsorge ableiten lassen.



Abb. 7: Vom Sturzflutereignis am 26. Juli 2008 betroffene Bereiche in Dortmund:
 Links oben: Zugang zur U-Bahn-Station,
 Rechts oben: ebenerdiger Zugang zu Gebäude,
 Links unten: Überflutetes Grundstück in Menglinghausen,
 Rechts unten: überfluteter Bereich auf dem Gelände der Universität Dortmund.

Die Erfahrungen und die damit verbundenen Empfehlungen können wie folgt zusammengefasst werden:

- Der randstädtische Raum um die Universität Dortmund sollte bzgl. der siedlungswasserwirtschaftlichen Situation (Entwässerungssysteme, Rückhalt,...) insbesondere im Hinblick auf oberflächlich abfließendes Wasser überprüft werden.
- Viele Schäden entstanden durch Oberflächenwasser, das in Gebäude eintrat. Durch fehlende Aufkantungen an den Straßenrändern konnte Wasser von der Straße auf die Flächen vor den Gebäuden strömen. Zudem war in vielen Fällen das Gefälle zu den Gebäuden hin ausgebildet, so dass das Wasser direkt an die Gebäude gelangen konnte (siehe Abbildung 7 rechts oben und links unten).
- In Poldergebieten sind Risikoanalysen unter Beachtung aller Komponenten (Pumpwerke, Kanäle, Gewässer, Rückhaltebecken, Notabflusswege,...) erforderlich, um eine konsistente Bemessung der einzelnen Komponenten sicherzustellen und die verbleibenden Restrisiken aufzuzeigen.
- Durch objektangepasste Maßnahmen der Bauvorsorge in Kombination mit der Planung des öffentlichen Raums (Straßen, Grünbereiche, ...) könnten auf relativ einfache Weise Schäden verhindert werden.
- Eine Überprüfung muss insbesondere für kritische Infrastrukturkomponenten erfolgen (U-Bahn, Trafostationen, Krankenhäuser, Kindergärten, Altenheime, Schulen, ...) siehe Abbildung 7 links oben.
- Durch Analyse der bevorzugten Fließwege des Oberflächenwassers können diese als Notabflusswege gezielt ausgewiesen (siehe Abbildung 8 und (HEIM 2009)), gekennzeichnet und von schadensanfälligen Werten freigehalten werden.
- Defizite zeigten sich auch in der Risikokommunikation und der Information der Bürger über Gefahren und Vorsorgemöglichkeiten (DWA 2006).

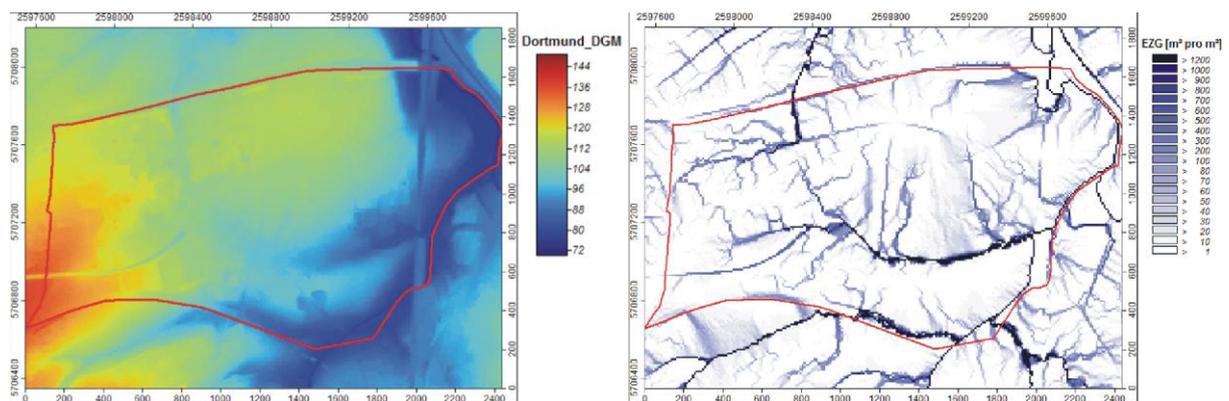


Abb. 8: Ableitung von bevorzugten Fließwegen aus einem digitalen Geländemodell für einen Stadtbereich von Dortmund (HEIM 2009).

Im Nachgang stellt sich die Frage, ob man sich auf solche Ereignisse besser vorbereiten kann. Auf der Basis der Analyse des Dortmunder Ereignisses ist die Frage wie folgt zu beantworten:

1. In Kenntnis, dass eine vollkommene technische Beherrschbarkeit nicht möglich ist, gilt es die Schäden zu minimieren (Hochwasservorsorge). Dazu ist erforderlich, dass
 - die Anwohner sich der möglichen Gefahr durch Starkregen in ihrem Bereich bewusst sind (Kommunikation). Dies ist ein kontinuierlicher Prozess, der insbesondere in Zeiten (und das können viele Jahre sein) in denen solche Ereignisse nicht auftreten, aufrecht erhalten werden muss. Hierzu sind z. B. gut sichtbare Hochwassermarken von Nutzen.
 - in den Planungs- und Genehmigungsgremien der zuständigen Verwaltung dieses Wissen erhalten bleibt. Hier ist es von großer Bedeutung, dass alle betroffenen Institutionen involviert sind. Die Stadt Dortmund hat dazu, unter der Leitung der Stadtentwässerung die Arbeitsgruppe "Hochwasservorsorge und Überflutungsschutz Dortmund" mit folgenden Beteiligten gegründet: Emschergenossenschaft, Ruhrverband, Stadtplanungsamt, Feuerwehr, Katastrophenschutz, Stadtbahnamt, Stadtwerke, Dortmunder Elektrizitätswerke, Umweltamt (Untere Wasserbehörde), Obere Wasserbehörde u.a.. Ziel ist es, einen Hochwasservorsorgeplan für Dortmund zu entwickeln.
 - Maßnahmen zur Schadensminderung (Objektschutz, Notabflusswege, Nutzungsvorgaben) sind bereits im Zuge einer vorausschauenden Bauleitplanung kontinuierlich umzusetzen. So können z. B. die bevorzugten Abflusswege des wild abfließenden Wassers auf einer einfachen Analyse eines digitalen Geländemodells identifiziert und in die Planungen eingebracht werden.

2. Aus meteorologisch/hydrologischer Sicht sind
 - Informationen zur Intensität, räumlicher Ausdehnung und Eintrittswahrscheinlichkeit von seltenen, extremen Ereignissen (< 100-jährlich) kurzer Dauer (< 2 – 3 Std.) erforderlich, um eine Abschätzung des abfließenden Wassers (Volumen, Dauer, Weg, Spitzenabfluss) vornehmen zu können.
 - Ebenso würde eine verlässliche Vorwarnung (Radar) helfen, die Schäden zu minimieren.

Die Stadt Dortmund und die Emschergenossenschaft haben aus dem Ereignis in Dortmund im Juli 2008 jedenfalls die entsprechenden Schlussfolgerungen gezogen und werden die Empfehlungen des Gutachtens (GRÜNEWALD et al. 2009) Stück für Stück im Rahmen der Möglichkeiten umsetzen. Der gegründete Arbeitskreis „Hochwasservorsorge Dortmund“ in dem alle Beteiligten erstmals zusammen an einem Tisch sitzen ist ein wichtiger Schritt in diese Richtung und könnte anderen Kommunen als Vorbild dienen.

Literatur

- BASS, S. (2009): Erste Erfahrungen aus dem Hochwasserereignis im Killer- und Starzeltal (Zollernalbkreis) am 2. Juni 2008. - Gewässer-Info 46, S.457-460
- DWA (2004): Bewertung der hydraulischen Leistungsfähigkeit bestehender Entwässerungssysteme, Arbeitsbericht der DWA-Arbeitsgruppe ES-2.1 Systembezogene Anforderungen und Grundsätze. - KA Korrespondenz Abwasser, Abfall 51, S. 69 – 76
- DWA (2006): Hydraulische Bemessung und Nachweis von Entwässerungssystemen. - Arbeitsblatt DWA-A 188
- DWD (2005): KOSTRA-DWD-2000, Starkniederschlagshöhen für Deutschland (1951-2000), Grundlagenbericht. – DWD Selbstverlag, Offenbach
- ETTRICH, N., K. STEINER, M. THOMAS & R. ROTHE (2005): Model and parameter identification – Surface models for coupled modelling of runoff and sewer flow in urban areas. – Water Science and Technology 52, H. 5, S. 25 - 34
- FUCHS, L., M. LINDENBERG, F. MÄNNING & T.G. SCHMITT (2009): Überflutungsprüfungen im Rahmen der generellen Entwässerungsplanung in der Stadt Dresden. – KA Korrespondenz Abwasser, Abfall 56, H. 4, S. 358 - 364
- GRÜNEWALD, U. (2009): Erkenntnisse und Konsequenzen aus dem Sturzflutereignis in Dortmund im Juli 2008. – KA Korrespondenz Wasserwirtschaft, H. 8, S. 422 - 428
- GRÜNEWALD, U., S. SCHÜMBERG, B. WÖLLECKE, G. GRAF-VAN RIESENBECK & K. PIROTH (2009): Zu Entstehung und Verlauf des extremen Niederschlag-Abfluss-Ereignisses am 26.07.2008 im Stadtgebiet von Dortmund einschließlich der Untersuchung der Funktionsfähigkeit von wasserwirtschaftlichen Anlagen und Einrichtungen der Stadt, Emschergenossenschaft und Dritter in den Gebieten Dortmund-Marten, - Dorstfeld und –Schönau, Gutachten im Auftrag der Stadt Dortmund und der Emschergenossenschaft
- HEIM, A. (2009): Analyse des Oberflächenabflusses bei Starkregen in einem stark urban geprägten Gebiet am Beispiel der Stadt Dortmund. - Vertiefungsarbeit am Institut für Geoökologie der Universität Potsdam
- HYDROTEC, FACHHOCHSCHULE AACHEN, DWD-HOHENPEIßENBERG (2008): Vorhersage und Management von Sturzfluten in urbanen Gebieten (URBAS). – Abschlussbericht des Projektes im Förderprogramm RIMAX des BMBF
- SCHMITT, T. (2009): Kommunale Gemeinschaftsaufgabe Überflutungsschutz - Einführungsvortrag zum Interdisziplinären Workshop am 14. Mai 2009, Cosmopoliton Frankfurt, Main
- WESTFÄLISCHE RUNDSCHAU vom 22.10.2008
- ZIMMERMANN, J., T.G. SCHMITT & M. THOMAS (2009): Durchführung der örtlichen Überflutungsprüfung nach DWA-A 118 im Rahmen der Generalentwässerungsplanung für die Stadt Kaiserslautern. – KA Korrespondenz Abwasser, Abfall56, H. 4, S. 365 – 371

Möglichkeiten und Grenzen der N-A-Simulation mit Radardaten

Thomas Einfalt, Alexander Lücke, Marc Scheibel

Zusammenfassung

Niederschlag ist die wesentliche Belastungsgröße von hydrologischen Modellierungen. Neben dem Anteil der Flächen, die zur Abflussbildung beitragen, ist Niederschlag die wichtigste Eingangsgröße und dementsprechend sorgfältig zu ermitteln. Da der Niederschlag als direkte Messgröße nur punktuell erhoben werden kann, die Modellgebiete aber flächenhaft „berechnet“ werden müssen, sind hier zwei Verfahren zu kombinieren: Radar- und terrestrische Messung. Der Fehler, der bei Annahme eines gleichmäßig überregneten Ansatzes gemacht wird, ist in den meisten Fällen zu groß, gerade bei konvektiven, quasi punktuell fallendem Niederschlag. Im Wupperverbandsgebiet wurden erste Modelle mit dem aus Radardaten und terrestrischen Stationen ermitteltem Gebietsniederschlag belastet. Die Möglichkeiten und auch Grenzen, die sich aus diesen Erfahrungen ergeben, sollen hier dargestellt werden.

1. Motivation und erste Erfahrungen aus 2007

Seit 2007 besteht eine Kooperation des Deutschen Wetterdienstes mit den Nordrhein-Westfälischen Wasserwirtschaftsverbänden. Dieser beruht auf dem Austausch von Daten und Erfahrungen, um den Einsatz von Radardaten in den Aufgabengebieten des Hochwasserschutzes zu optimieren. Hierzu gehört nicht nur die Bewältigung der Ereignisse selbst, sondern auch eine gute Prävention zukünftiger Ereignisse. Eine detaillierte Nachbereitung abgelaufener Ereignisse verbessert dabei als Input die Chancen der Vorbereitung und Bewältigung des nächsten Hochwassers. Bei der Analyse der Möglichkeiten müssen gute Systemkenntnisse vorhanden sein. Hierfür ist es notwendig, Szenarien rechnen zu können, die auf Modellen aufbauen, welche ihrerseits immer die Historie zum Abgleich benötigen (Kalibrierung/Validierung). Ob dies nun in Form einer hochwertigen Validierung oder lediglich als qualitative Überprüfung möglich ist, hängt von der Güte der zur Verfügung stehenden Datenlage ab (Messdaten, Schadensdaten, Photos, Augenzeugenberichte). Gerade der Niederschlag als konkrete Belastung im Ereignisfall – die Systemkenngrößen wie Flächenanteile sollten unabhängig im Vorfeld über Abflussmessungen ermittelt werden – ist neben den Modellparametern (z.B. Retentionskonstanten) bei Extremereignissen die wichtigste Kenngröße. Dabei kann es durch die Erfassung des Niederschlages rein punktuell je nach Lage der Bodenstation direkt im Schwerpunkt einer Starkregenzelle oder nur im Randbereich zu Über- bzw. Unterschätzungen kommen. Die Station Falkenberg lag z.B. am 06.08.2007 im Zentrum des Starkniederschlages (siehe Abbildungen 1 und 2), wodurch es zu großen Überschätzungen bei der Modellierung des Eschbaches kam, da diese Station für einen Großteil des Einzugsgebietes als Belastung angesetzt wurde. Die in kurzer Zeit aufeinanderfolgenden Ereignisse des Augustes 2007 im Wupper-Einzugsgebiet (06.08. bis 11.08.) führten zu großen Schäden (siehe Abbildung 3) und allein aufgrund von Haftungsfragen, aber auch zur Risikoanalyse und Validierung (siehe oben) der bereits auf-

gestellten N-A-Modelle (NASIM – Hydrotec) wurde versucht, die Ereignisse und die Entstehungsgebiete nachzubilden. Die Ergebnisse werden im Folgenden dargestellt.

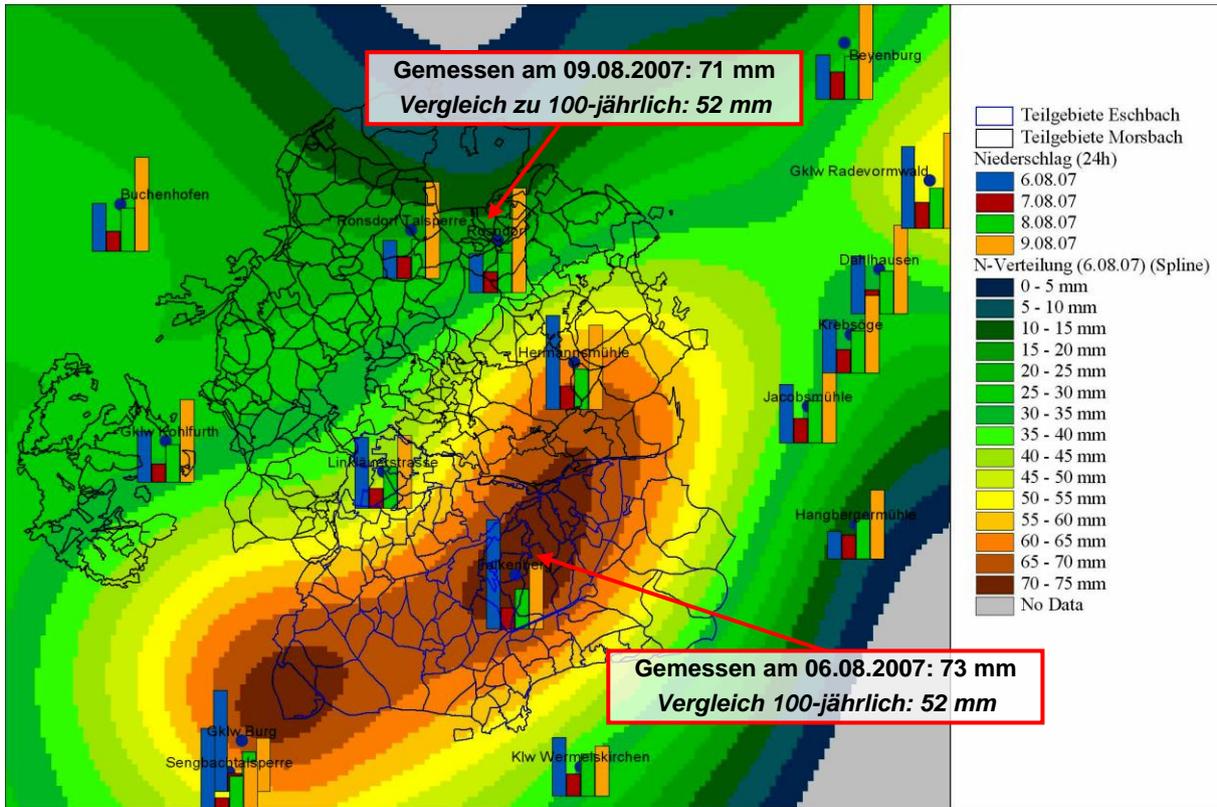


Abb. 1: Lage der Niederschlagsstationen mit Tagessummen und Verteilung (IDW) am 06.08.2007

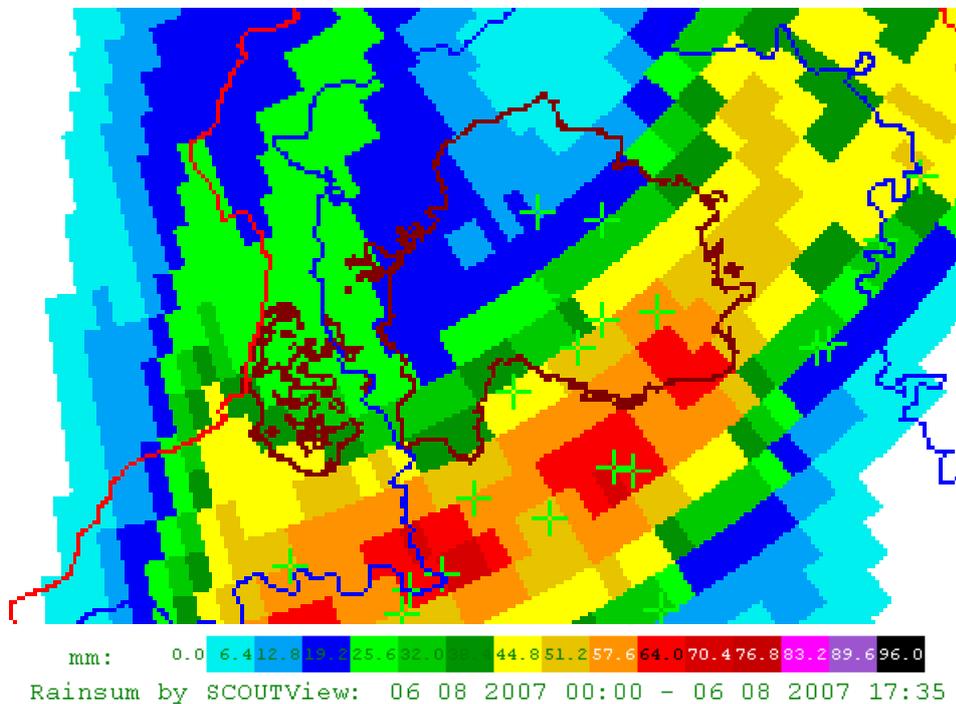


Abb. 2: Korrigierte und angeeichte Radartagesumme vom 06.08.2007 zum qualitativen Vergleich der Verteilung mit den Niederschlagsstationen



Abb. 3: Schadensbilder von den Ereignissen im August 2007 am Höllenbach, Eschbach und Morsbach

In Abbildung 4 wird deutlich, wie bei der Modellierung des Pegels Beckeraue mit den Stationsdaten (rot) die Abflussspitze überschätzt wird, während die Modellierung mit Radardaten (schwarz) deutlich näher an der Pegelmessung (blau) liegt. Weitere Abweichungen ergeben sich auch dadurch, dass in der Realität das Wasser durch die großen Überflutungen in den Hallen und die Ausuferungen zu mehr Retentions- und Translationseffekten führen, als diese im Modell abgebildet werden (können). Der Pegel Leyerbach lag während des Ereignisses im Rückstaubereich des Morsbaches und zeigt dadurch erhöhte und nicht modellierte Werte an. Die Simulationen für das direkt folgende Ereignis 09. - 10.08. zeigen ein ähnliches Bild: Während das Ereignis durch die Simulation mit Stationsdaten (rot) am Pegel leicht überschätzt wird, bilden die Radardaten (schwarz) den gemessenen Abfluss (blau) etwas besser nach (Abbildung 5). Da das Ereignis nicht nur lokal ausgeprägt war, sondern sehr flächig (siehe Abbildung 6), unterscheiden sich die Tagessummen aus interpolierten Stations- und den Radardaten in dem untersuchten Gebiet kaum. Daher ist es auch zu erklären, dass die Unterschiede in der Simulation so gering sind bzw. am Pegel Leyerbach sogar bessere Ergebnisse mit Stationsdaten erzielt werden konnten. Welche Unterschiede sich in der Einschätzung eines Ereignisses vor allem in der Einordnung in Jährlichkeiten durch die unterschiedlichen Eingangsdaten gerade bei ungleichmäßiger Überregnung ergeben können, verdeutlicht Abbildung 7. Auch wenn es bei

dem sehr extremen Ereignis in 2007 am Morsbach bei beiden Belastungen zu Abflusswerten deutlich über HQ100 im Oberlauf gekommen ist, erkennt man – auch bei der Einordnung der kleineren Jährlichkeiten im Unterlauf – die prägnante Differenz der Abflussdaten (Einfalt et al., 2008). Diese zeigt sich vor allem in ausgeprägteren Spitzen an den Einmündungen der Nebengewässer im Oberlauf (den Entstehungsgebieten des Hochwassers an dem Tag) und einem konstant höheren Verlauf der Spitze der Welle entlang des gesamten Längsschnittes.

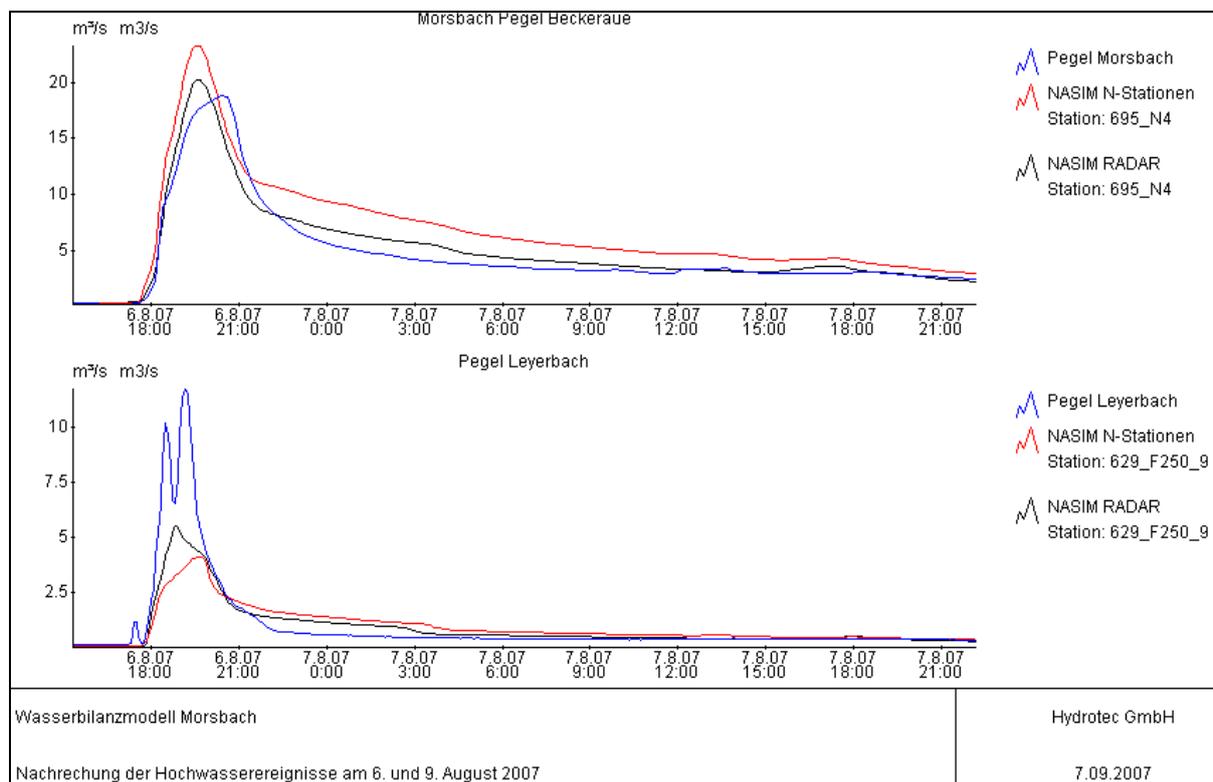


Abb. 4: Berechnete und gemessene Abflüsse (ausgewählter Zeitraum des Ereignisses 06.-07.08.2007) an den Pegelstandorten Pegel Beckeraue/Morsbach und Pegel Leyerbach

Aufgrund der positiven Erfahrungen in diesem Fall wollte der Wupperverband in Zusammenarbeit mit seinen Projektpartnern bei kommenden Ereignissen den Wissenstand ausnutzen und erweitern. Bereits im Juli 2008 ging das nächste Starkregenereignis mit Folgen auch im Verbandsgebiet nieder. Auch hier lag ein aktuelles, detailliertes N-A-Modell vor und die benötigten Eingangsdaten konnten aufgrund der Kooperation mit dem Deutschen Wetterdienst (DWD) verwendet werden. Im Folgenden werden die vorhandenen Grundlagen und anschließend die Auswertungen beschrieben.

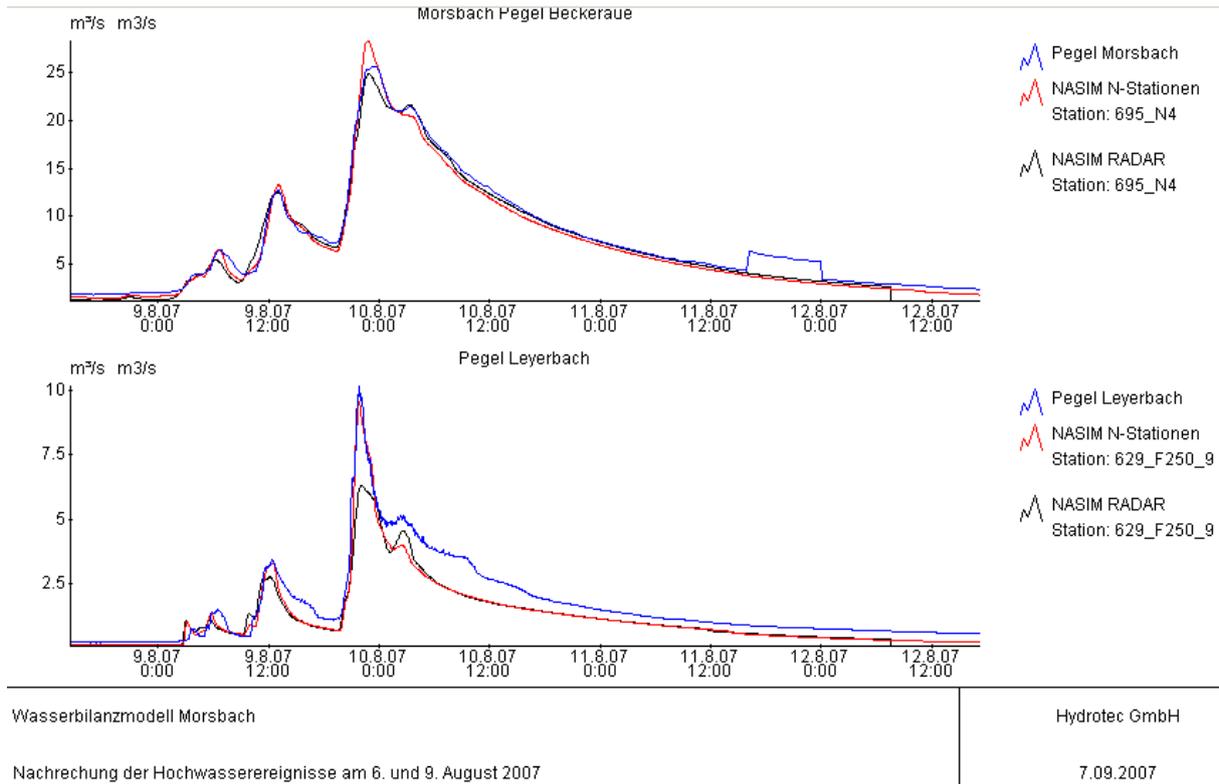


Abb. 5: Berechnete und gemessene Abflüsse (ausgewählter Zeitraum des Ereignisses 09.-12.08.2007) an den Pegelstandorten Pegel Beckeraue/Morsbach und Pegel Leyerbach

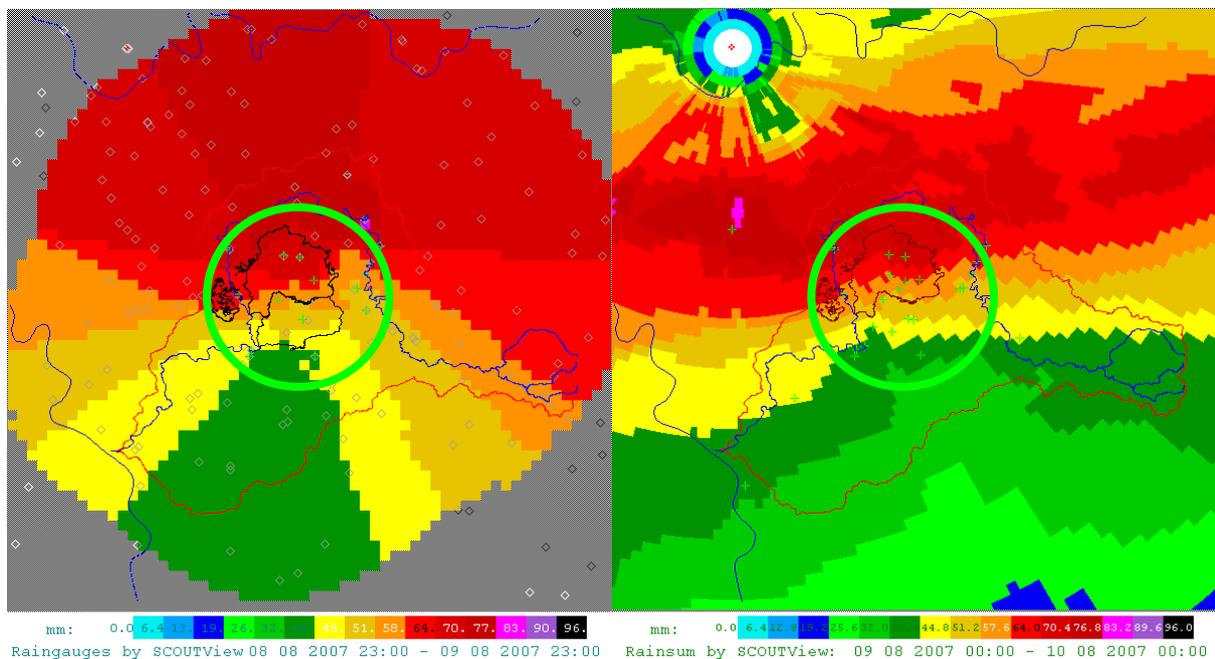


Abb. 6: Regenschreibertagessumme (IDW) links und korrigierte und angeeichte Radartagessumme rechts vom 09.08.2007 zum Vergleich

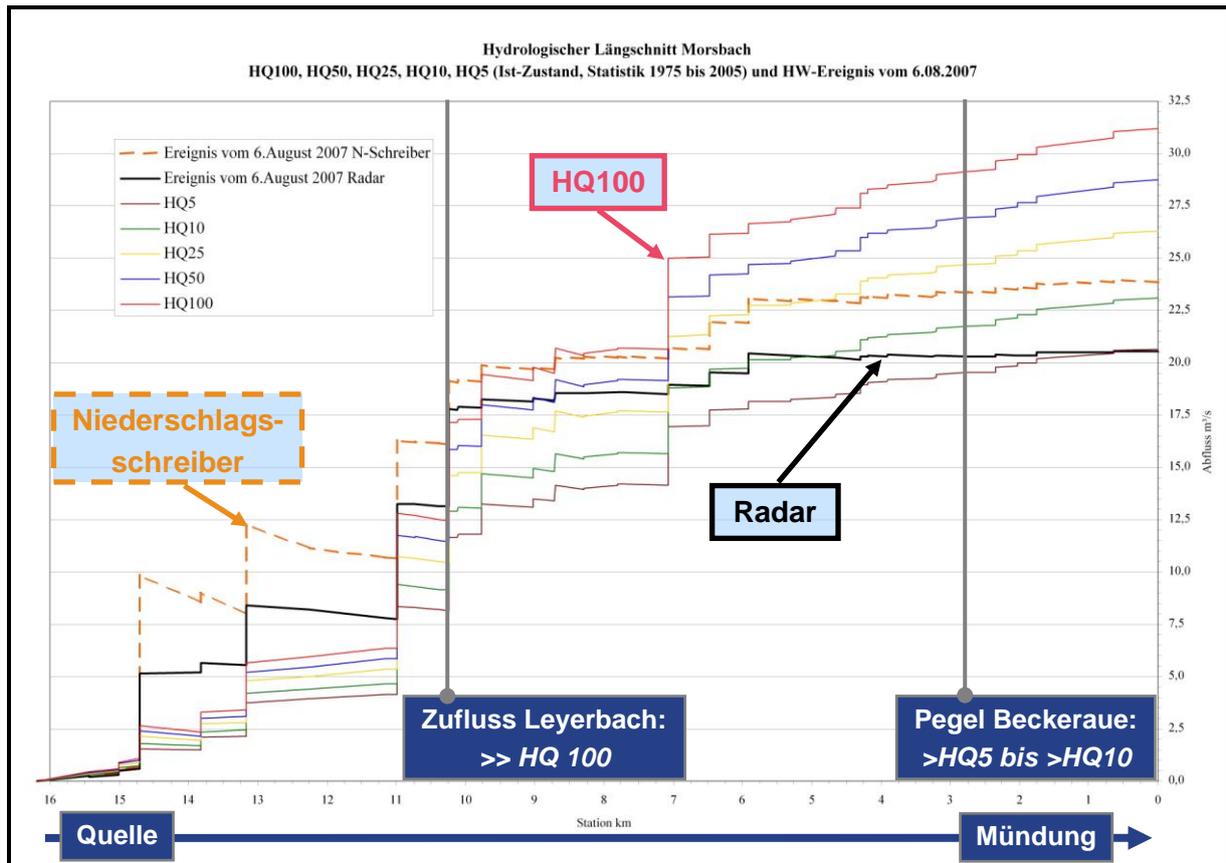


Abb. 7: Hydrologischer Längsschnitt mit statistischen Abflüssen und den Abflüssen am 06.08.2007 (Belastung: Radar - schwarz und Werte der Niederschlagsstationen - orange)

2.1. Datenlage Niederschlag 2008

1. Zugrundeliegende Daten

Für die Untersuchung des Ereignisses vom 26. Juli 2008 lagen die Daten der DX-Produkte der Radarstandorte Essen und Flechtendorf des DWD vor, sowie die Daten von insgesamt 59 kontinuierlich aufzeichnenden Niederschlagsstationen. Diese Stationen wurden betrieben von den Wuppertaler Stadtwerken (3), dem Wupperverband (6), dem Bergisch-Rheinischen Wasserverband (33), dem Landesamt für Naturschutz, Umweltschutz und Verbraucherschutz NRW (8), der Emschergenossenschaft (6) und dem Lippeverband (3).

2. Auswertungen der Autoren

Sowohl die Regenschreiber als auch die Radardaten wurden einer intensiven Prüfung auf Datenqualität unterzogen. Die Radardaten wurden zunächst nur auf Bodenechos und Strahlblockierung untersucht und korrigiert. Danach erfolgte eine Aneichung der Daten an die geprüften Regenschreiber auf Tageswertbasis. Anschließend wurde das Feld der Aneichfaktoren auf Homogenität untersucht und weitere Korrekturen (Dämpfung, Bright Band etc.) durchgeführt, falls entsprechende Effekte in den Daten erkannt wurden. Im vorliegenden Fall wurden die Daten auf Dämpfung untersucht und korrigiert – Einzelheiten finden sich im Folgenden zu den Abschnitten mit den Ergebnissen der

beiden Radarstandorte. Nach ersten Auswertungen mit den Daten des Radarstandortes Essen konnten jedoch keine plausiblen Ergebnisse erzielt werden.

3. Auswertungen des DWD

Der DWD untersuchte dieses Ereignis ergänzend (Weigl, 2009). Ergebnis war, dass das RADOLAN RW-Produkt (angeeichte Stundensumme), das die Messungen beider Radars Essen und Flechtdorf nicht nutzt, die Höhe der Niederschlagsstation Brill eher etwas überschätzt (Abbildung 8), während die Produkte RY und RZ (Deutschland-Komposit auf 1 km-Raster im 5-Minuten-Zeitschritt) die Stationswerte in der zwei-stündlichen Summe mit dem maximalen Niederschlag sehr gut wiedergeben (Abbildung 9).

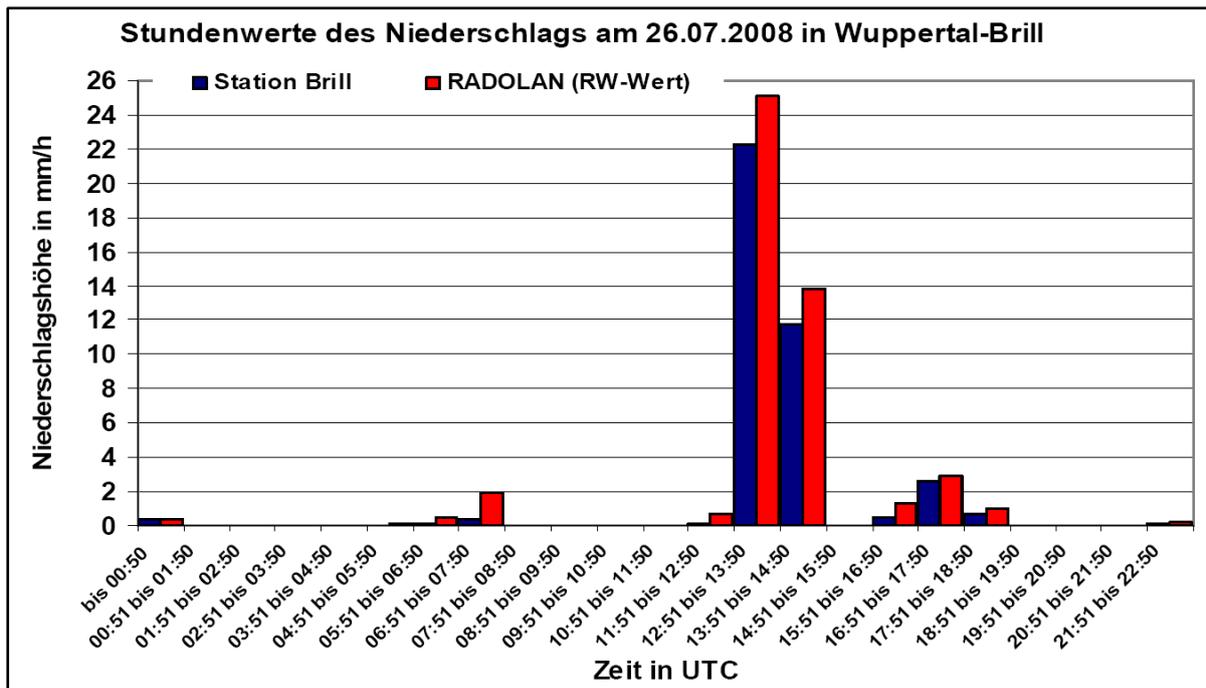


Abb. 8: Vergleich der Stationsdaten Brill mit dem RADOLAN Produkt RW (mm/h, Pixel 486/315) des DWD am 26.07.2008

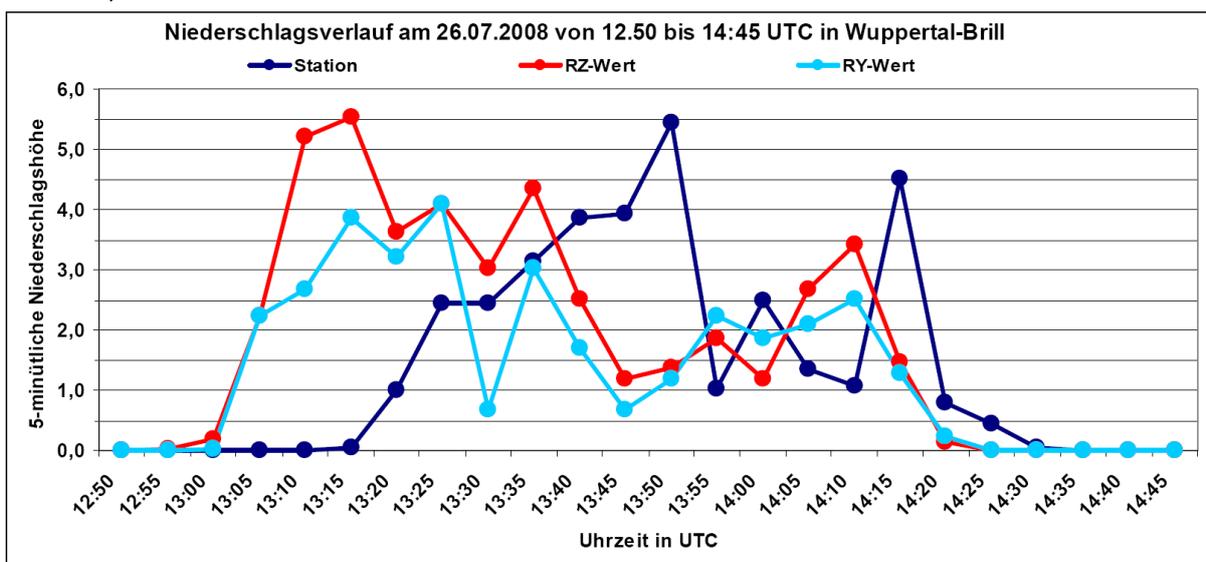


Abb. 9: Vergleich der Stationsdaten Brill mit den RADOLAN Produkten RZ und RY (mm/5min) des DWD am 26.07.2008 zum Zeitpunkt des Maximalniederschlages

Bei den noch nicht in Stundenwerten aggregierten RY und RZ-Produkten sieht man auch noch gut die Effekte der Radarmessung im zeitlichen Vorlauf zu den terrestrischen Stationsdaten (siehe auch Kapitel 2.2).

4. Weitere Untersuchungen der Autoren

Aufgrund der so gemachten Erfahrungen aus den RADOLAN-Ergebnissen, dass mit den Daten mehrerer Radarstandorte Dämpfungseffekte besser gefiltert werden können, wurden für das Projekt die Daten des Radarstandortes Flechtdorf (trotz der größeren Entfernung) hinzugezogen.

2.2. Untersuchung mit Radar Essen

Das Radar Essen ist der zum Schadensort in Wuppertal nächstgelegene Radarstandort: Es ist 19 km entfernt und misst in einer Höhe von ca. 350 m. Trotz dieser hervorragenden Rahmenbedingungen traten erhebliche Probleme auf: Zunächst wurde deutlich, dass die Daten in der Summe über Wuppertal bei Weitem nicht die gemessene Niederschlagsmenge von etwa 30-35 mm erreichte (Abbildung 13). Die eingehendere Untersuchung der Zeitreihen an den Orten der Bodenstationen zeigte darüber hinaus, dass es einzelne Zeitschritte gab, zu denen die Radarmessung aufgrund von Dämpfung praktisch völlig verschwand (Abbildung 10), sodass auch einer Korrektur der Dämpfung kein Erfolg beschieden war. Die Dämpfungskorrektur erhöhte die Messdaten besonders zu Zeiten, an denen das Radar erkennbar Niederschlag gemessen hatte – was zu einer zeitlich unkorrekten Datenreihe führen würde.

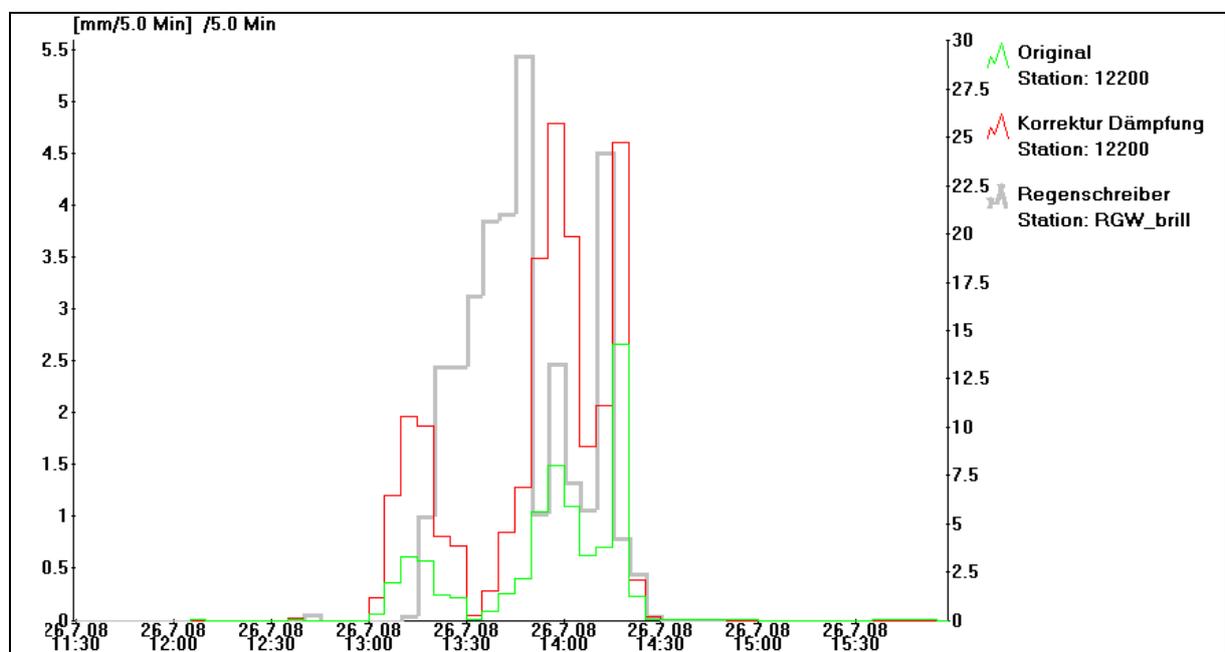


Abb. 10: Zeitreihen an der Station Brill: Regenschreiber (grau), Radar Essen original (grün), Radar Essen korrigiert (rot)

Bereiche geringerer Qualität lassen sich mithilfe eines Qualitätsindex (Friedrich et al., 2006; Einfalt et al., 2009) visuell verdeutlichen: Die Bereiche, in denen die Radarmessung am 26. Juli 2008 um 16:00 UTC weniger verlässlich sind, haben Werte von weniger als 70 (Abbildung 11, rechts: grüne, gelbe und rote Gebiete) und sind als Regionen starken Niederschlages bzw. Regionen hinter starken Niederschlägen erkennbar (Abbildung 11, links). Ein Qualitätsindex ist ein Wert zwischen 0 (schlecht) und 100 (perfekt), der durch die Analyse eines Radarbildes auf Messunzulänglichkeiten wie Bodenechos, Strahlabschattung, Dämpfung, etc. berechnet wird. Auf diese Weise wird eine Quantifizierung der räumlich und zeitlich variablen Güte der Radarmessung versucht, damit die Verlässlichkeit der entstehenden Daten besser beurteilt werden kann.

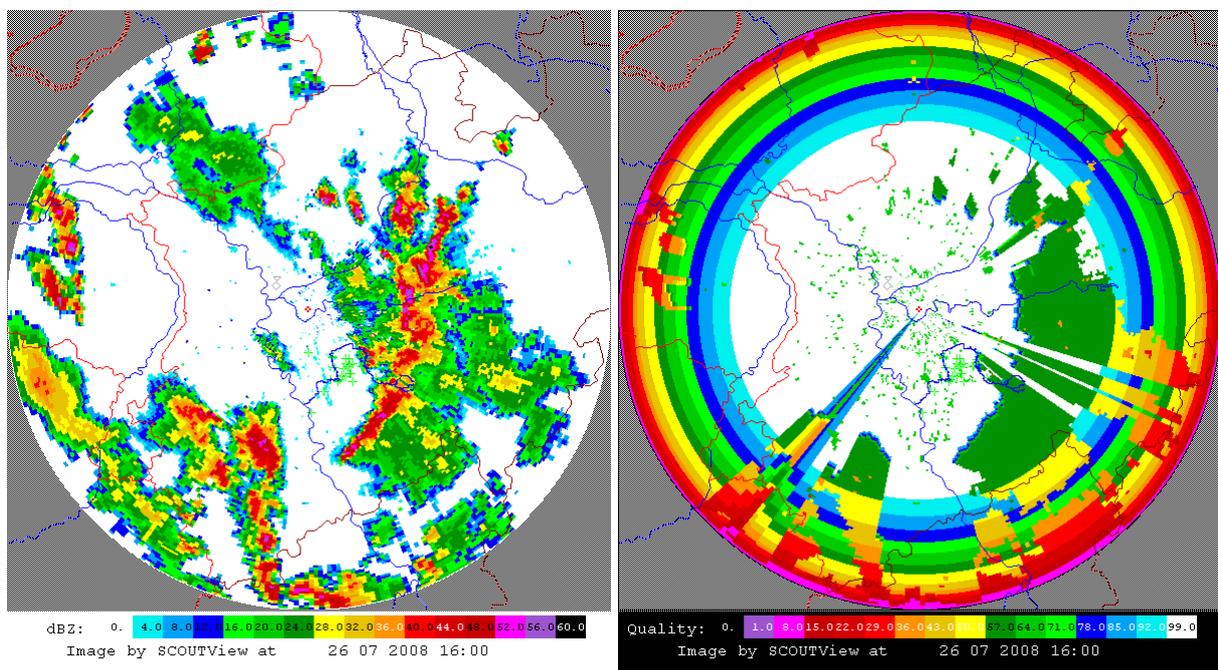


Abb. 11: Radarmessung am Radar Essen am 26.7.2008, 16.00 UTC: links Reflektivität; rechts Qualitätsindex

2.3. Untersuchung mit Radar Flechtdorf

Das Radar Flechtdorf liegt etwa 115 km von Wuppertal entfernt und misst in einer Höhe von ca. 3.150 m über der Stadt. Die Pixelgröße ist mit 2,3 km² über Wuppertal deutlich größer als die des Radars Essen – sehr kleinräumige Niederschlagsspitzen sind also nicht erkennbar. Trotzdem zeigt die angeeichte Tagessumme im Vergleich (Abbildung 12), dass der Niederschlag im Zielgebiet (Kreis) eher im Bereich 30 mm als im Bereich 25 mm liegt. Auch der Verlauf der Messungen durch das Radar Flechtdorf ist den Regenschreibermessungen deutlich ähnlicher (Abbildung 13). Es ist dabei zu berücksichtigen, dass das Radar den Niederschlag etwa 15 – 20 Minuten früher registriert als die Regenschreiber. Die zeitlichen Differenzen entstehen aufgrund einer Kombination aus Fallzeit des Niederschlages und des Verzuges des Wägesystems an den Stationen zu Beginn eines Ereignisses.

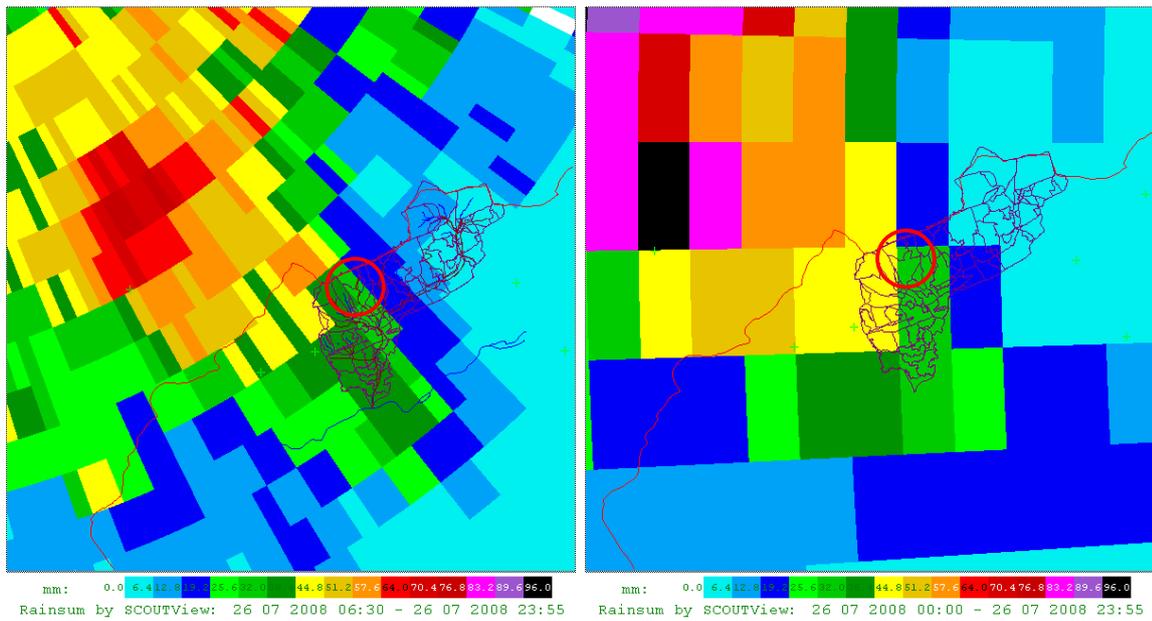


Abb. 12: Angeeichte Radardaten Radar Essen (links) und Radar Flecht Dorf (rechts)

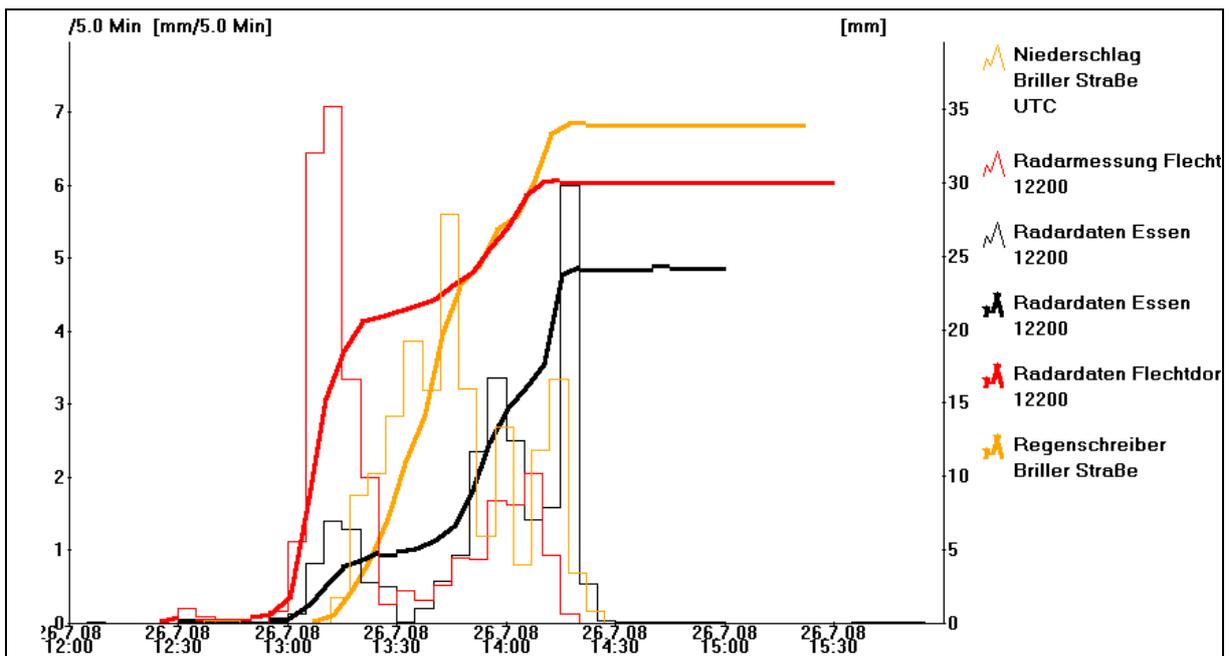


Abb. 13: Zeitreihen an der Station Brill am 26.07.2008 zum Zeitpunkt des Maximalniederschlages: Regenschreiber (orange), Radarmessung Flecht Dorf (rot) und Radarmessung Essen (schwarz)

3. N-A-Modell Mirker Bach

Das 8 km² große Einzugsgebiet des Mirker Baches liegt im westlichen Teil von Wuppertal und ist geprägt durch seine vielfältige urbane Nutzung. Die kanalisierten Flächen im Einzugsgebiet werden ausschließlich im Trennverfahren entwässert. Über ca. 80 Einleitungen wird Niederschlagswasser in das Vorflutsystem des Mirker Bachs eingeleitet. Viele Bereiche des Gewässersystems sind verrohrt oder ausgebaut. In der Abbildung 14 ist das Einzugsgebiet

mit seiner Systemuntergliederung dargestellt - rot markiert ist der Bereich des Vogelsangbachs, in dem am 26. Juli 2008 Hochwasserschäden auftraten.

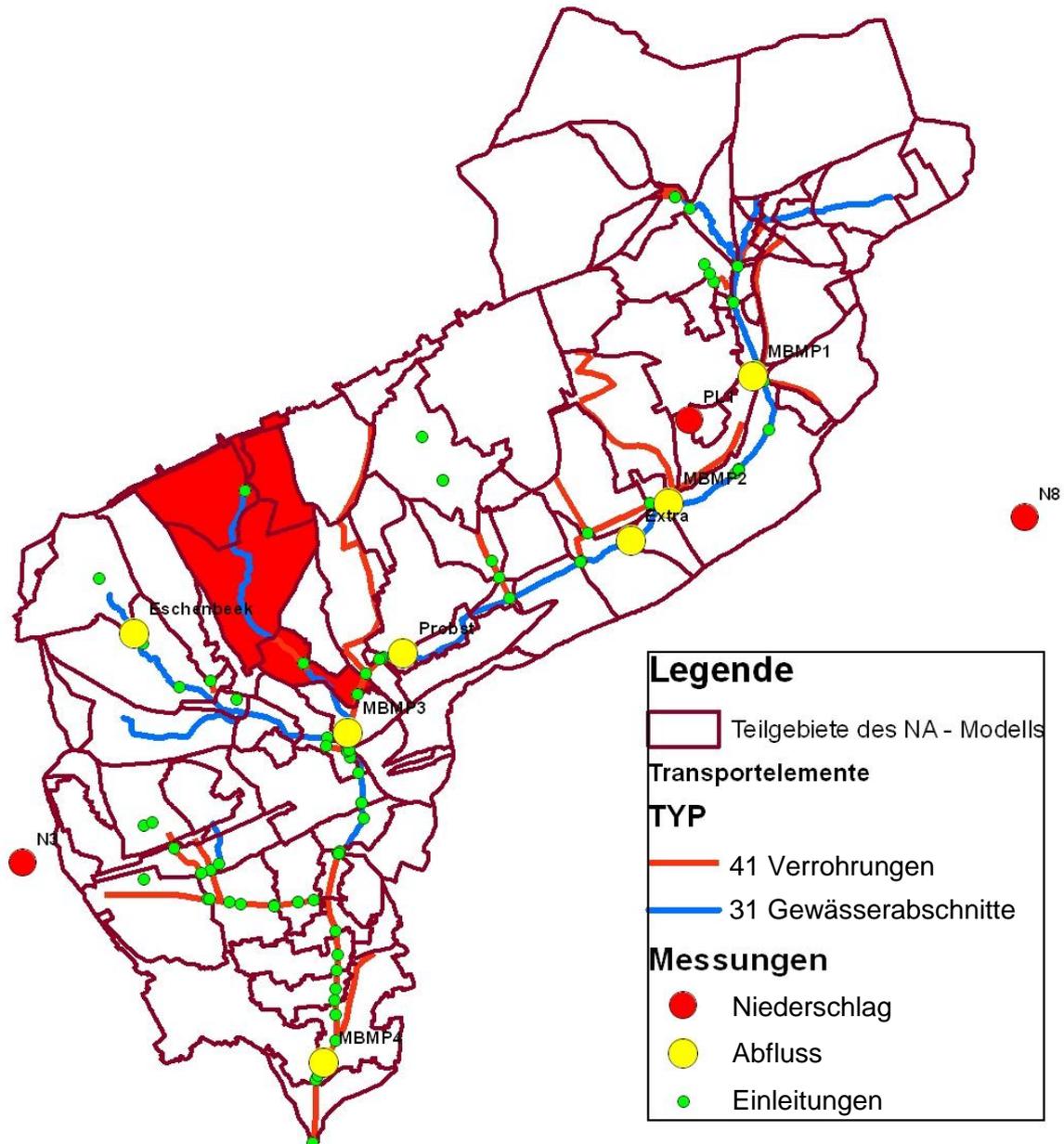


Abb. 14: Einzugsgebiet des Mirker Baches mit Teilgebieteinteilungen für das hydrologische Modelle NASIM und Darstellung der Messstellen zur Kalibrierung/Validierung

Für die Abbildung des detaillierten Niederschlags-Abfluss-Modells konnten Daten zur Topographie, Stadtentwässerung, Landnutzung, Geologie, Hydraulik und Niederschlagsgeschehen genutzt werden. Die stadtentwässerungsrelevanten Eingangsdaten wurden vom Kanalnetzbetreiber, Wuppertaler Stadtwerke AG (WSW), in einer hohen Qualität zur Verfügung gestellt. So konnten Informationen aus den hydrodynamischen Kanalnetzmodellen wie Leistungsfähigkeiten der Hauptsammler, teilgebietsbezogenes Kanalnetzvolumen und abflusswirksame versiegelte Flächenanteile in das hydrologische Modell NASIM (Hydrotec) übernommen werden. Für die offenen Gewässerabschnitte wurde

die Wasserstand-Abflussbeziehung der Vorfluter durch eine eindimensionale hydraulische Berechnung bestimmt und stellt in Ergänzung zu den hydrodynamischen Berechnungen sicher, dass die komplexen hydraulischen Bedingungen der Systeme bei der hydrologischen Modellierung Berücksichtigung finden. Für die Bestimmung der abflusswirksamen Flächen und für die spätere Modellkalibrierung wurde in Kooperation der WSW mit dem Wupperverband eine 17-monatige Messkampagne durchgeführt. An drei Messstellen im Kanalnetz sowie an vier Stellen im Gewässersystem wurden Abflussdaten erhoben. Das Niederschlagsgeschehen konnte an drei Messstationen erfasst werden. Die Niederschlagsereignisse wurden durch Papadakis & Quirnbach (2007) detailliert hinsichtlich der Eignung für die Modellkalibrierung (Datenplausibilität, Homogenität der Ereignisse) ausgewertet. So konnten 36 Ereignisse zur Verfügung gestellt werden, die den Gebietsniederschlag für das Einzugsgebiet des Mirker Bachs repräsentativ abbilden.

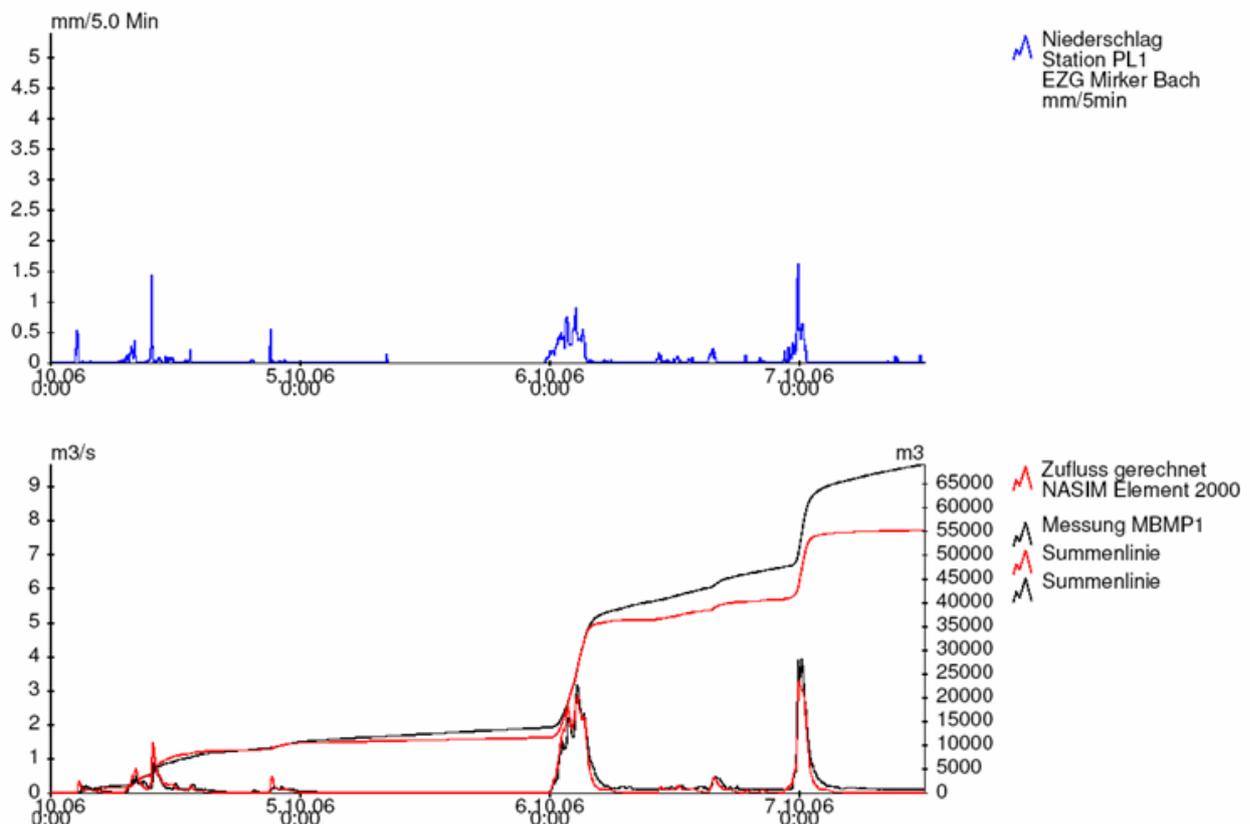


Abb. 15: Ergebnis der Modellkalibrierung (blau: Niederschlagsschreiber, rot: Abflusssimulation; schwarz: Abflussmessung)

Aufgrund der vielfältigen wasserwirtschaftlichen Nutzungen wurde das Einzugsgebiet in 125 Systemelemente - Teilgebiete, Transportelementen, Speicher - untergliedert. Dieser hohe Detaillierungsgrad war erforderlich, um neben der Bestimmung von Hochwasserabflüssen auch die ökologische Wirkung der Einleitungsstellen entsprechend den Anforderungen des BWK M7 beantworten zu können. Im Anschluss an die Modellaufstellung fand eine intensive Kalibrierung und Validierung statt. Ziel der Modellkalibrierung war es, die erarbeiteten Eingangsdaten zu stützen und in physikalisch plausiblen Bereichen anzupassen. Eine

Anpassung der Modellparameter fand neben der Anpassung der Retentionskonstanten vor allem bei Bodendaten (Abbildung der In- und Exfiltration) statt. Abbildung 15 zeigt exemplarisch ein Ergebnis aus der Modellkalibrierung. Durch den gewählten Parametersatz konnte sichergestellt werden, dass die Berechnung der Abflüsse an den verschiedenen Knotenpunkten realitätsnah regionalisiert werden kann.

Im Anschluss an die Modellkalibrierung/-validierung wurde eine Langzeitsimulation über 37 Jahre mit der für dieses Einzugsgebiet maßgeblich repräsentativen und langjährig vorliegenden Niederschlagsstation Buchenhofen durchgeführt. Dies geschah für verschiedene Vergleichszustände (im ersten Schritt für Ist-Zustand und dem potentiell naturnahen Abfluss), deren statistisch ermittelte Kenngrößen an den verschiedenen Knotenpunkten ausgewertet wurden und damit auch eine Referenz für eintretende oder abzuschätzende Szenarien vorhanden ist.

4. Schadenshochwasser am 26. Juli 2008

Das Extremereignis vom 26.07.2008 ist vor allem durch die hohen Schäden in Dortmund bekannt geworden. Im Bereich Kreis Mettmann und Wuppertal kam es jedoch auch zu heftigen Regengüssen und daraus resultierenden großen Abflüssen (siehe auch Abbildung 16).

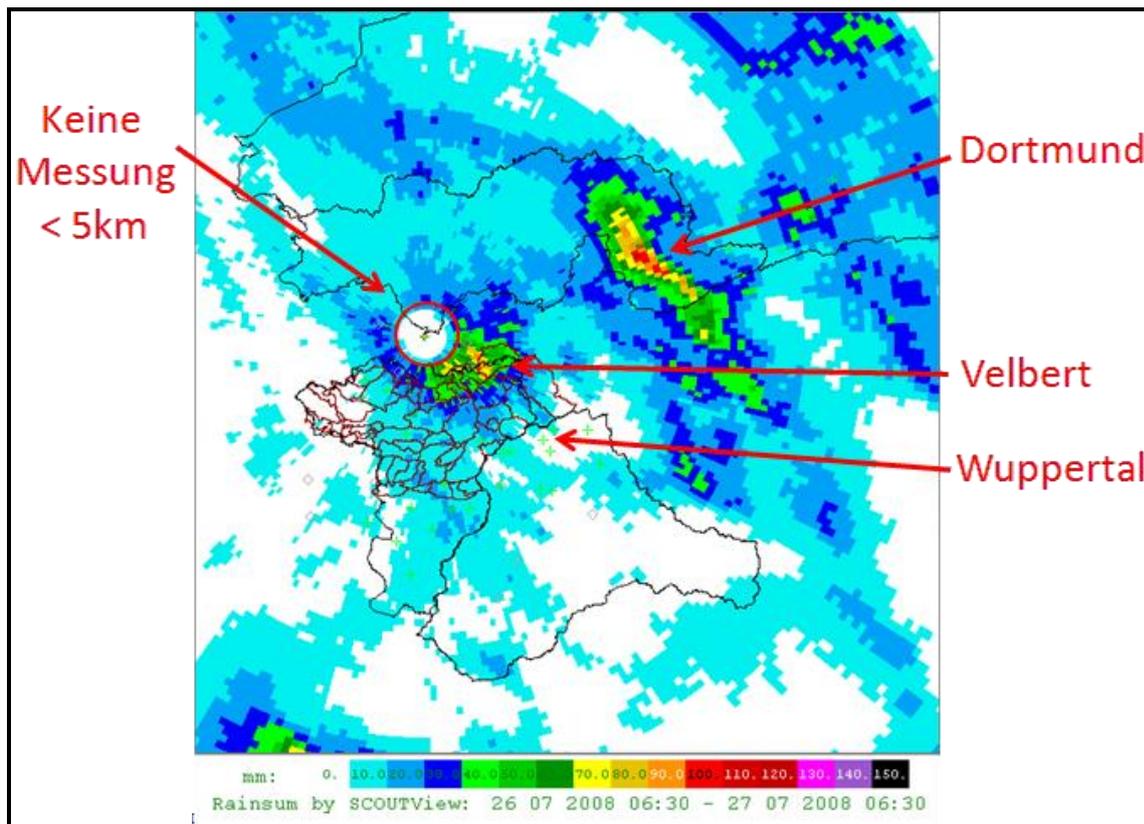


Abb. 16: Übersicht über die Orte mit Schäden am 26.07.2008 mittels Tagessummen der Radardaten. Aufgrund der Dämpfungseffekte gibt das Radarbild des Standortes Essen nicht die korrekten Mengen in Wuppertal wieder (siehe auch Kapitel 2.1).

Im Bereich Wuppertal führte dies zu Straßenschäden, überfluteten Grundstücken und Häusern. Im Einzugsgebiet des Vogelsangbachs traten Überschwemmungen unterhalb einer Teichanlage mit anschließendem Mönchbauwerk auf (siehe Abbildung 17, links). Durch eine Verklauung des Betriebsauslasses des Mönchbauwerks war die Abflusskapazität am Mönchbauwerk auf $0,5 \text{ m}^3/\text{s}$ begrenzt, sodass nur über die Notentlastung die Abflüsse an den Unterlauf abgeleitet werden konnten. Ziel bei der Nachbereitung des Hochwasserereignisses war es, das Hochwasser entsprechend den Beobachtungen modelltechnisch abzubilden und hinsichtlich der Abflussjährlichkeit statistisch einzuordnen. Dies erfolgte zuerst durch Simulationsläufe mit den teilgebietsbezogenen Radardaten der Station Essen (siehe auch Kapitel 2.1) sowie mit der terrestrischen Niederschlagsstation Brill, die ca. 1.500 Meter vom Schadenspunkt entfernt aufgestellt ist. Die ersten Simulationsläufe zeigten (siehe Abbildung 17, rechts), dass die Hochwasserabflüsse entsprechend dem Schadensbild mit den Belastungen der Station Brill abgebildet werden konnten, allerdings bei Berechnungen mit den Daten des Radars Essen die simulierten Abflüsse zu niedrig waren. Aufgrund dieser Ergebnisse wurden wie beschrieben weitere Auswertungen der Eingangsgrößen (siehe Kapitel 2) durchgeführt und daraus resultierend mit einer Belastung auch aus den Daten des Radarstandortes Flechtdorf vergleichend simuliert. Nach Aufbereitung der Daten lässt sich erkennen, dass nun zwar die Abflussmengen und Spitzen noch immer nicht getroffen wurden, aber zumindest das Schadensbild (Überlauf des Teiches) abgebildet werden konnte. Ergänzend könnten nun die Produkte RY und RZ als Input verwendet werden und hiermit ein weiteres realistisches Ergebnis erzielt werden (siehe Abbildung 9).

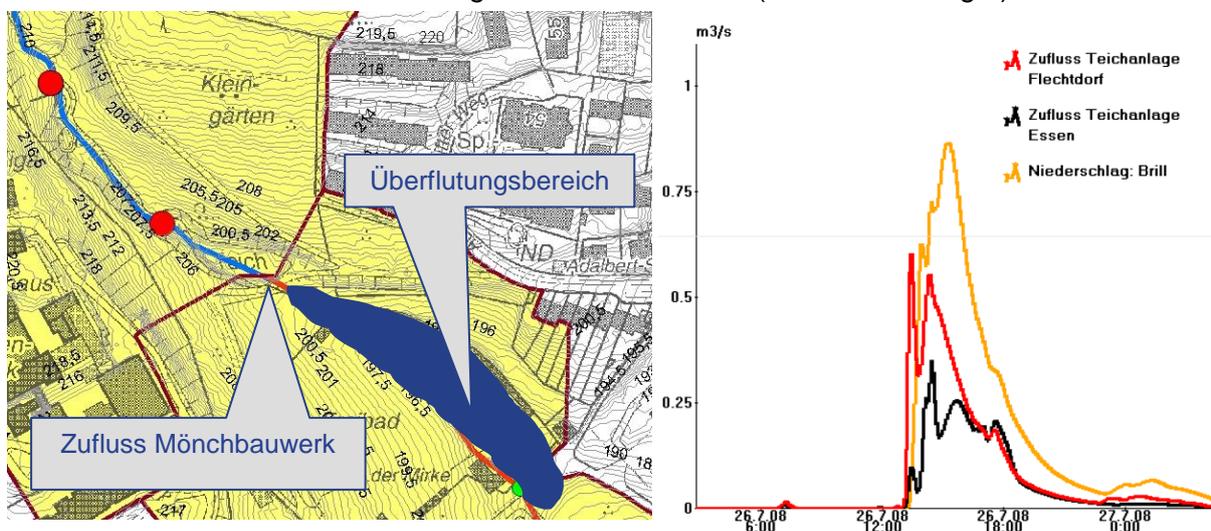


Abb. 17: links: Darstellung des Überflutungsbereichs, rechts simulierte HW- Abflüsse vom 26. Juli 2008

Die Einordnung des Hochwasserereignisses zu den statischen Ergebnissen der Langzeitsimulation konnte jedoch schon so erfolgen (Input Stationsdaten ausreichend gut) und zeigte, dass das HW-Ereignis vom 26. Juli 2008 einer statischen Wiederkehrzeit von $T_n 50$ entspricht. Dies kommt einer ähnlichen Größenordnung wie die Wiederkehrzeit des Niederschlages bei einer Dauerstufe von 45 Minuten gleich. Aufgrund der Erfahrungen aus dem Hochwasserereignis wurden konstruktive Maßnahmen (Schaffung einer Mulde vor dem

Mönchbauwerk zur Reduzierung der Verklausungsgefahr) und eine erhöhte Rechenkontrolle am Mönchbauwerk veranlasst, um die Risiken bei Hochwasser zukünftig zu verringern.

5. Schlussfolgerungen

Eine Befürchtung mit dem Umgang von Radardaten in Modellen konnte hier nicht bestätigt werden: Die Modelle wurden nicht nachkalibriert und lieferten trotzdem gute und plausible Ergebnisse. Ein Grund für diese Tatsache ist darin zu sehen, dass die Modelle an homogenen Niederschlagsereignissen kalibriert wurden, die den Gebietsniederschlag für die „Kalibrierungsereignisse“ gut abgebildet haben. Eine größere Modellunsicherheit bei der Nachbildung von Extremereignissen entsteht eher, wenn der gewählte Parametersatz nicht gründlich ermittelt wurde/werden konnte und die Charakteristik (Abflussbereitschaft, Retentionsverhalten) des Einzugsgebietes bei Hochwasser nicht richtig erfasst wird. Dies gilt insbesondere für die Berechnung von Oberflächenabfluss natürlicher Flächen (korrekte Abbildung der In- und Exfiltrationsprozesse) sowie für die bei der Modellkalibrierung ermittelten Retentionskonstanten. Ferner sind detaillierte Systemkenntnisse über die hydraulischen Verhältnisse notwendig, um entsprechende Hochwasserereignisse realitätsnah abbilden zu können. Diese sind –auch das zeigen die aufgezeigten Ergebnisse – immer mit der Realität zu vergleichen. Szenarien zu Unwägbarkeiten, die zum Beispiel bei Verklausungen von Durchlässen auftreten und dann unplanmäßig Retentionsraum in Anspruch nehmen, sind ohne Erfahrungen vergangener Hochwässer modelltechnisch schwer abzubilden.

Die Analyse der Radardaten des Standortes Essen (DWD) zeigte, dass die Messungen stark durch Dämpfungseffekte gestört waren, da zwischen dem Radarstandort und Wuppertal zeitweise extreme Niederschlagsintensitäten auftraten. Die Messungen für den Standort Wuppertal waren aus diesem Grunde so stark beeinträchtigt, dass sie auch mit Hilfe von Korrekturverfahren nicht wesentlich verbessert werden konnten. Der Wupperverband simulierte das Einzugsgebiet deshalb auf Basis des oben aufgeführten Regenschreibers und konnte die Abflusssituation entsprechend dem Schadensbild plausibel nachbilden. Die Auswertung der Messungen des Radars Flechtdorf zeigte, dass diese - trotz der Entfernung des Radars von über 100 km - in der Lage waren, das Geschehen adäquat zu erfassen.

Der große Vorteil der Radarmessungen ist die räumliche Auflösung der Daten, die auch für kleine Einzugsgebiete den Einsatz von räumlich verteilten N-A-Modellen sinnvoll möglich macht, besonders bei lokal auftretenden Starkniederschlägen.

Radardaten sind heute bei N-A-Modellen einsetzbar und bieten gute Möglichkeiten:

- Zur Unterstützung der detaillierten Abbildung des Gebietsniederschlages
- Zur genauen Abbildung und Analyse einzelner Ereignisse

An ihre Grenzen stoßen sie:

- Bei Langzeitsimulationen mit Betrachtungen statistischer Relevanz, da Radardaten noch nicht lange genug vorliegen. Quantitative belastbare Daten liegen seit 2001 vor.
- Bei einzelnen Ereignissen können Radarmessungen „blind“ sein, falls sie von Hagel oder Starkregen beeinflusst werden.

Literatur

- EINFALT, T. & S. MICHAELIDIS (2008): Quality control of precipitation data. – in: Precipitation: Advances in Measurement, Estimation and Prediction. Ed. Silas C Michaelides. Springer, 508 S.
- EINFALT, T., M. SCHEIBEL, & R. MITTELSTÄDT (2008): Analysis of a damage producing flash flood in the Wupper area. – 11th ICUD, Edinburgh, 31 August - 5 September
- EINFALT, T., J. SZTURC, & K. OŚRÓDKA (2009): The Quality index for radar precipitation data – a tower of Babel? – Eingereicht bei Atmospheric Science Letters
- FRIEDRICH, K., M. HAGEN, & T. EINFALT (2006): A Quality Control Concept for Radar Reflectivity, Polarimetric Parameters, and Doppler Velocity. – Journal of Atmospheric and Oceanic Technology 23(7): 865
- MITTELSTÄDT, R. & F. HATZFELD (2009): Untersuchung der Hochwasserereignisse am 6. und 9. August 2007 im Einzugsgebiet des Morsbachs. – Kurzbericht *unveröffentlicht*
- PAPADAKIS, I. & M. QUIRMBACH (2007): Messkonzept Mirker Bach. – Datenübergabe Niederschlag und Abfluss (MBMP3) *unveröffentlicht*
- WEIGL, E. (2009): RADOLAN: Auswertung des Ereignisses vom 26.07.2008 im Gebiet des Wupperverbandes. – *unveröffentlicht*

Stark- und Extremniederschlag im Kurzzeitbereich

Gabriele Malitz

Zusammenfassung

In dem Beitrag werden einerseits Inhalt und Bedeutung der Starkniederschlagsstatistik gemäß KOSTRA-DWD-2000 (Basiszeitraum 1951 bis 2000) erläutert. Andererseits werden die Ergebnisse neuer extremwertstatistischer Analysen hoch aufgelöster Niederschlagszeitreihen vorgestellt, welche auch die jüngsten Jahre beinhalten. Besondere Aufmerksamkeit wird dabei den kürzeren Niederschlagsdauern gewidmet. Es wird untersucht, wo und in welchem Maße sich in Deutschland vor dem Hintergrund des Klimawandels bereits Änderungen in den extremwertstatistischen Befunden zum Kurzzeitstarkniederschlag ergeben haben. Die Untersuchungen dienen als Vorstudie für die methodisch leicht veränderte Fortschreibung von KOSTRA-DWD-2000, welche in 2011 und 2012 für den Basiszeitraum 1951 bis 2010 eingeplant ist.

1. Das KOSTRA-Prinzip

Im Deutschen Wetterdienst (DWD) werden seit Jahren extremwertstatistische Untersuchungen mit praxisrelevanten Zielsetzungen der Anwendungsgebiete Hydrometeorologie und Wasserwirtschaft für unterschiedliche Basiszeiträume durchgeführt. Daraus resultierende Ergebnisse sind u. a. als KOSTRA-Atlas (Basiszeitraum 1951 bis 1980) veröffentlicht. Das Akronym KOSTRA "Koordinierte Starkniederschlags-Regionalisierungs-Auswertung" weist auf eine konzertierte Aktion von Hydrometeorologie und Wasserwirtschaft in den 1980er- und 1990er-Jahren hin. Der KOSTRA-Atlas "Starkniederschlagshöhen für Deutschland" (DWD 1997) ist als bundesweit einheitliche, verbindliche Regel durch das "Niederschlagsregelwerk" eingeführt.

Vor einigen Jahren wurden auf der Basis von Daten aus dem Zeitraum 1951 bis 2000 erneut extremwertstatistische Auswertungen gemäß dem KOSTRA-Prinzip durchgeführt. Die Ergebnisse für KOSTRA-DWD-2000 schreiben die Aussagen zu KOSTRA-DWD fort: Sie entsprechen in ihrer Struktur, Darstellung und Handhabung den gewohnten Abläufen. Um die Kontinuität zu wahren, wurde die bisherige Methodik in ihren Grundzügen beibehalten. Notwendige Änderungen in der Datenbasis sowie neue Erkenntnisse und methodische Verbesserungen wurden in KOSTRA-DWD-2000 einbezogen. Sie sind in einem Fortschreibungsbericht mit kurz gefassten Begründungen für die im Verlauf der Untersuchungen getroffenen Entscheidungen und einem angepassten Bericht zu den Berechnungsgrundlagen (Grundlagenbericht) nachzulesen (DWD 2005). Die Publikation KOSTRA-DWD-2000 "Starkniederschlagshöhen für Deutschland (1951 bis 2000)" erfolgte als CD-ROM in Kooperation mit dem Institut für technisch-wissenschaftliche Hydrologie (ITWH). Über die in eine nutzerfreundliche Umgebung eingebetteten Rasterfeldverteilungen können vom Anwender die gewünschten Angaben zu Starkniederschlagshöhen einer bestimmten Jährlichkeit und Dauer ermittelt werden. Die CD-ROM enthält außerdem sowohl den Fortschreibungs- als auch den Grundlagenbericht.

Prinzipiell wird bei KOSTRA-DWD-2000 mithilfe eines ausgewählten extremwertstatistischen Analyseverfahrens die Bewertung der innerhalb eines Messzeitraums ausreichender Länge zufällig aufgetretenen Ereignisse vorgenommen und eine Extrapolation auf sehr seltene Niederschlagsereignisse ermöglicht. Der extremwertstatistische Ansatz geht für jede Dauerstufe D von einer jährlichen oder partiellen Serie aus, die sich aus einer Niederschlagszeitreihe ergibt. Jeder Serie der Niederschlagshöhe h_N wird durch eine Regressionsrechnung die theoretische Verteilungsfunktion $h_N(D;T) = u(D) + w(D) \cdot \ln T$ in Abhängigkeit von der Jährlichkeit T angepasst. Die Regressionsgerade wird durch den Parameter $u(D)$, Schnittpunkt mit der Ordinate, und den Anstiegsparameter $w(D)$ charakterisiert (siehe Abbildung 1). Um eindeutige Niederschlagshöhen über alle Dauerstufen hinweg zu erhalten, werden im Dauerstufen-Bereich I (5 min bis 60 min) ein hyperbolischer Ausgleich des Verteilungsparameters $u(D)$ und ein doppellogarithmischer Ausgleich des Verteilungsparameters $w(D)$, im Dauerstufen-Bereich II (60 min bis 12 h) ein doppellogarithmischer Ausgleich von $u(D)$ und $w(D)$ vollzogen. Für jeden Standort in Deutschland lässt sich eine Starkniederschlagstabelle gemäß KOSTRA-DWD-2000 angeben (siehe Tabelle 1).

Tab. 1: Starkniederschlagshöhen $h_N(D;T)$ gemäß KOSTRA-DWD-2000 in Abhängigkeit von Niederschlagsdauer D und Jährlichkeit T für einen Beispielstandort

T - Jährlichkeit [a]: mittlere Zeitspanne, in der ein Ereignis einen Wert einmal erreicht oder überschreitet

D - Niederschlagsdauer einschließlich Unterbrechungen [min, h]

h_N - Niederschlagshöhe [mm] mit Umrechnungsfaktor F(D)

(Mithilfe des Faktors F(D) können die Niederschlagsspenden R_N [l/(s·ha)] berechnet werden: $R_N(D;T) = F(D) \cdot h_N(D;T)$)

T	0,5	1	2	5	10	20	50	100	F(D)
D	h_N								
5 min	2,7	4,5	6,3	8,7	10,5	12,3	14,7	16,5	33,333
10 min	5,1	7,4	9,6	12,5	14,7	16,9	19,8	22,0	16,667
15 min	6,8	9,3	11,8	15,1	17,5	20,0	23,3	25,8	11,111
20 min	8,0	10,7	13,4	17,0	19,7	22,4	25,9	28,6	8,333
30 min	9,6	12,6	15,7	19,7	22,7	25,7	29,8	32,8	5,556
45 min	10,9	14,4	17,8	22,3	25,7	29,1	33,6	37,0	3,704
60 min	11,7	15,4	19,1	24,0	27,7	31,4	36,3	40,0	2,778
90 min	12,9	17,0	21,0	26,3	30,4	34,4	39,7	43,8	1,852
2 h	13,9	18,2	22,5	28,1	32,4	36,7	42,4	46,7	1,389
3 h	15,3	20,0	24,7	30,9	35,5	40,2	46,4	51,1	0,926
4 h	16,4	21,4	26,4	33,0	37,9	42,9	49,5	54,5	0,694
6 h	18,2	23,6	29,0	36,2	41,6	47,0	54,2	59,6	0,463
9 h	20,0	26,0	31,9	39,7	45,6	51,5	59,4	65,3	0,309
12 h	21,5	27,8	34,1	42,4	48,7	55,0	63,3	69,6	0,231
18 h	23,5	30,3	37,1	46,1	52,9	59,8	68,8	75,6	0,154
24 h	25,3	32,7	40,1	49,8	57,2	64,5	74,2	81,6	0,116
48 h	31,6	39,7	47,8	58,6	66,8	74,9	85,7	93,8	0,058
72 h	36,9	45,4	53,9	65,2	73,7	82,2	93,5	102,0	0,039

Der Tabelle 1 ist z. B. die Aussage zu entnehmen, dass am Beispielstandort im Mittel einmal pro Jahr innerhalb von zwei Stunden (einschließlich Unterbrechungen) mit Niederschlag von $h_N(120;1) = 18,2$ mm bzw. $18,2$ l/m² gerechnet werden muss. Wenn die Werte für Planungszwecke herangezogen werden, sollte in Abhängigkeit von der Jährlichkeit bei $0,5 \text{ a} \leq T \leq 5 \text{ a}$ ein Toleranzbetrag von $\pm 10 \%$, bei $5 \text{ a} < T \leq 50 \text{ a}$ ein Toleranzbetrag von $\pm 15 \%$ und bei $50 \text{ a} < T \leq 100 \text{ a}$ ein Toleranzbetrag von $\pm 20 \%$ Berücksichtigung finden.

Entsprechend KOSTRA-DWD liefert auch KOSTRA-DWD-2000 Karten, die deutschlandweit flächendeckend die räumliche Verteilung von Starkniederschlagshöhen für Rasterfelder von $8,45 \times 8,45$ km in Abhängigkeit von der Dauerstufe D (Dauerstufen zwischen 5 min und 72 h) und der Jährlichkeit T (Jährlichkeiten zwischen zweimal pro Jahr und einmal in 100 Jahren) enthalten. Die bisher verfolgte Aufteilung in die Auswertung langer ($D \geq 24$ h) und kurzer ($D < 24$ h) Niederschlagsdauer - auf der Basis täglicher Niederschlagshöhen einerseits und hoch aufgelöster 5-min-Werte des Niederschlags andererseits - wird beibehalten. Die Ergebnisse sind in 52 Karten der regionalisierten Starkniederschlagshöhen für Deutschland sowohl bezüglich des Gesamtjahres als auch getrennt für Sommer- und Winterhalbjahr aufbereitet und dargestellt. Als Stützstellen haben nach wie vor die Dauerstufen $D = 15$ min, 60 min, 12 h, 24 h, 48 h, 72 h und die Jährlichkeiten $T = 1$ a, 10 a und 100 a eine besondere Bedeutung.

Für die in kleineren, meist kommunalen Entwässerungssystemen relevanten kurzzeitigen Starkniederschläge (Schauer) ist eine Extrapolation bis zu $D = 5$ min möglich. Der für den ersten Dauerstufen-Bereich gegenüber KOSTRA-DWD methodisch veränderte Ansatz liefert etwas geringere Starkniederschlagshöhen für $D < 15$ min. Als Fazit zahlreicher Detailuntersuchungen werden die Ergebnisse der Kurzzeitauswertungen für $D = 15$ min und $D = 60$ min unverändert aus KOSTRA-DWD übernommen.

Im Unterschied zu KOSTRA-DWD werden bei KOSTRA-DWD-2000 nicht die stationsbezogenen Tageswerte der Niederschlagshöhe zunächst punktuell ausgewertet und anschließend regionalisiert. Datengrundlage sind vielmehr tägliche Niederschlagshöhen auf Rasterbasis ($1 \text{ km} \times 1 \text{ km}$), die im DWD/Hydrometeorologie rückwirkend seit 1951 und mittlerweile routinemäßig berechnet werden. Das hierfür verwendete REGNIE-Verfahren (Regionalisierung von Niederschlagshöhen) hat den Vorteil, lückenlose homogene Zeitreihen zu liefern (DWD 2005). Die Informationsdichte wird von rund 3.000 Stationen auf mehr als 300.000 Rasterfelder erhöht. Eine anschließende Regionalisierung kann somit entfallen. Wie bisher enthalten aber die vorgelegten extremwertstatistischen Auswertungen für den Bezugszeitraum 1951 bis 2000 flächendeckende Punktaussagen für Deutschland.

Verändert sind die Niederschlagsverteilungen einzelner Karten – insbesondere bei Dauerstufen von $D \geq 24$ h: Winterliche Starkniederschläge nehmen insbesondere bei höheren Jährlichkeiten in einigen Regionen Deutschlands zu. Sommerliche Starkniederschläge bleiben tendenziell gleich. Wo sich eine Tendenz zu mehr Trockenheit im Sommer abzeichnet, können dennoch episodisch intensive Starkniederschläge auftreten.

2. Extreme Starkniederschlagshöhen

Extreme Starkniederschlagshöhen sind durch Jährlichkeiten von mehr als 100 Jahren gekennzeichnet. Vereinzelt sind Extreme aufgetreten, die den maximierten Punkt- und

Gebietsniederschlagshöhen (MPN und MGN) nahe kommen, welche für Deutschland als Quantifizierung der vermutlich größten Gebietsniederschläge ermittelt wurden (DVWK 1997). Für weite Teile Deutschlands sind die praxisrelevanten Extremwerte (PEN) geeignet, den extremen Starkniederschlagshöhen im Spannungsfeld zwischen den KOSTRA-Werten der Jährlichkeit $T = 100$ a und den MGN-Werten relativ moderat quantitativen Ausdruck zu verleihen (VERWORN et al. 2009). Für Gebiete Deutschlands, die in den letzten Jahren von so extremen Starkniederschlägen betroffen waren, dass PEN-Werte überschritten wurden, gibt es andere Lösungsansätze, um bspw. extreme Starkniederschlagshöhen der Jährlichkeit $T = 10.000$ a zu beziffern.

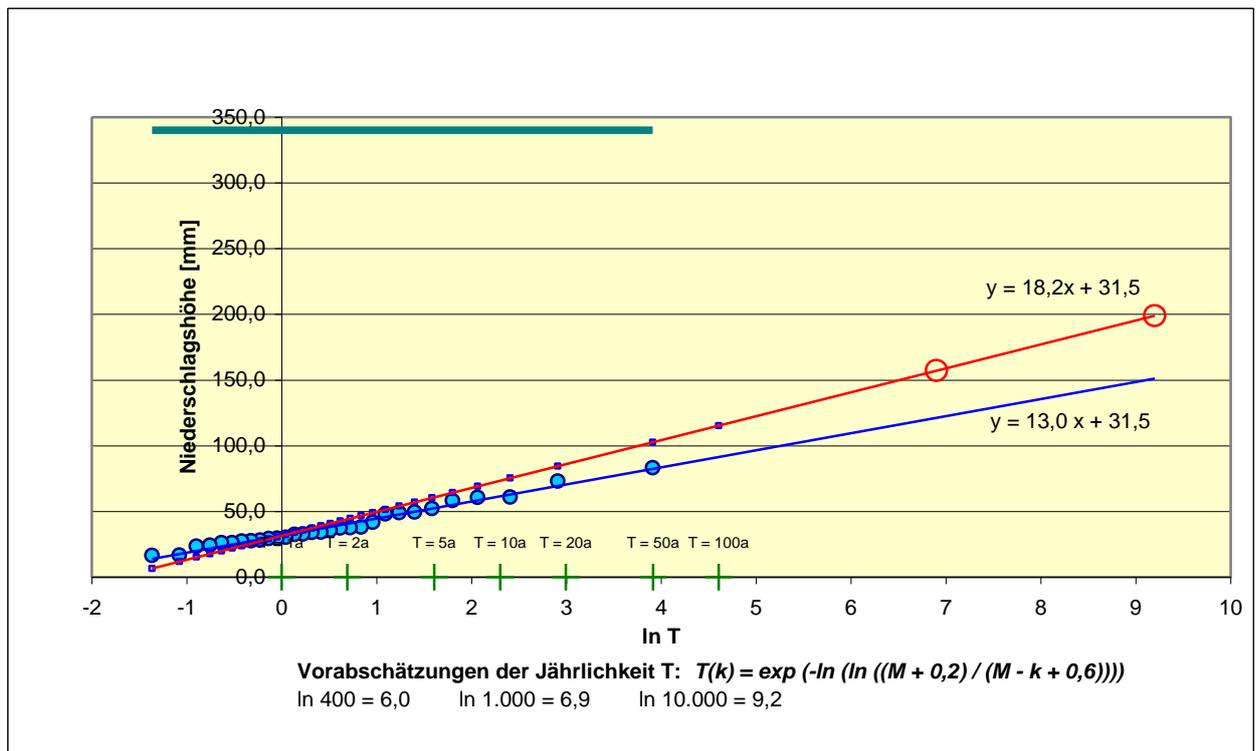


Abb.1: Prinzipdarstellung der Regressionsgeraden einer jährlichen Serie von 24-Stunden-Werten der Niederschlagshöhe einer 30-jährigen Reihe und der Hilfsgeraden mit einem um 40 % erhöhten Anstieg zur Ermittlung von Niederschlagshöhen großer Jährlichkeit (hier markiert: $T = 1.000$ a und $T = 10.000$ a) im Vergleich zum MPN-Wert (MGN-Wert für 25 km^2), der hier mit 350 mm eingetragen ist

Im Nachgang zum Projekt NIEFLUD, in dem es um außerordentlich extreme Niederschlagshöhen in den Flussgebieten Deutschlands ging (MALITZ 2006), ergab die Untersuchung einzelner langer Reihen, die mehr als 80 Jahre umfassen, bzw. daraus resultierender Serien, dass die Extremniederschlagsereignisse auf den vordersten Rangplätzen, d. h. die wirklich seltenen Ereignisse, einer anderen Verteilungsfunktion folgen als die „sonstigen“ Starkniederschlagsereignisse.

Entscheidet man sich bspw., beim KOSTRA-Prinzip zu bleiben, sind im Rahmen der grafischen Darstellung die extremen Starkniederschlagshöhen ($T \gg 100$ a) mithilfe einer deutlich steileren Geraden zu ermitteln (siehe Abbildung 1). Wie stark der Anstiegsparameter

$w(D)$ erhöht werden muss, hängt im konkreten Einzelfall einerseits von der Lage der KOSTRA-Geraden und andererseits von der Größenordnung des MGN-Werts ab. Für die Mehrzahl der bisher untersuchten Standorte erwies sich eine $w(D)$ -Zunahme von 40 % als plausibel. Zur Ableitung einer allgemeinen Regel hinsichtlich der Übertragung von Resultaten auf andere Standorte in Deutschland reicht die verfügbare Datenbasis allerdings nicht aus. Gegenwärtig wird außerdem geprüft, ob die methodischen Erkenntnisse, die in Bezug auf große Dauerstufen ($D > 12$ h) gewonnen wurden, auch mit Blick auf Kurzzeitniederschläge tragfähig sind.

3. Punktuelle Analysen hoch aufgelöster Niederschlagsreihen

Seit der Veröffentlichung von KOSTRA-DWD-2000 sind mehrere Jahre vergangen, in denen an vielen Standorten in Deutschland Starkniederschlagsereignisse aufgetreten sind. Wie sehen extremwertstatistische Starkniederschlagshöhen kleiner Dauerstufen, ermittelt für den ab 2001 verlängerten Zeitraum, aus? Als Beitrag zur Beantwortung dieser Frage wurden die Dauerstufen von $D = 15$ min bis $D = 240$ min (Mai bis September) betrachtet, denn die konvektiven Niederschläge sind relevant für Sturzfluten. Die extremwertstatistische Auswertung verlängerter Zeitreihen für sieben Stationen in Deutschland ergab unterschiedliche Ergebnisse – vor allem tendenzielle Zunahmen, aber auch Phasen mit Abnahmen.

In den Abbildungen 2 bis 5 sind für vier ausgewählte Stationen (Hannover-Langenhagen, Rostock-Warnemünde, Potsdam und Karlsruhe) die Ergebnisse 30-jährig gleitender Auswerteziträume für die Dauerstufe $D = 2$ h bei Jährlichkeiten von $T = 1$ a und $T = 100$ a dargestellt. Für eine bessere Vergleichbarkeit wurden die Aussagen relativ zu den Befunden für den Zeitraum 1951 bis 1980 getroffen. Bei der Interpretation von extremwertstatistisch ermittelten Starkniederschlagshöhen muss wegen der großen zeitlichen Variabilität des Niederschlags und der stets eingeschränkten Repräsentativität von Messreihen für die Zukunft der oben genannte Toleranzbereich in Abhängigkeit von der Jährlichkeit berücksichtigt werden. Wie Abbildung 2 zeigt, kommt es in Hannover-Langenhagen zur Zunahme extremwertstatistischer Starkniederschlagshöhen, wobei erst in jüngster Zeit der Toleranzbereich verlassen wird. Das deutet auf eine Zunahme von Starkniederschlagsereignissen hin.

Die Abbildung 6 zeigt für die Dauerstufe $D = 2$ h die Reihe beträchtlicher Niederschlagshöhen (ab 20 mm) an der Station Hannover-Langenhagen. Nach mehreren Ereignissen in den 1950er-Jahren blieben starke 2-h-Ereignisse für einige Jahre hintereinander aus und gerieten möglicherweise in Vergessenheit. In den jüngsten 20 Jahren wurden wieder mehr hohe 2-h-Werte verzeichnet. Ein derartiger Befund ist kein Einzelfall. Die Ergebnisse für Hannover-Langenhagen sind stellvertretend für andere Standorte in Deutschland zu werten. Allerdings sind nicht alle Regionen in gleicher Weise betroffen.

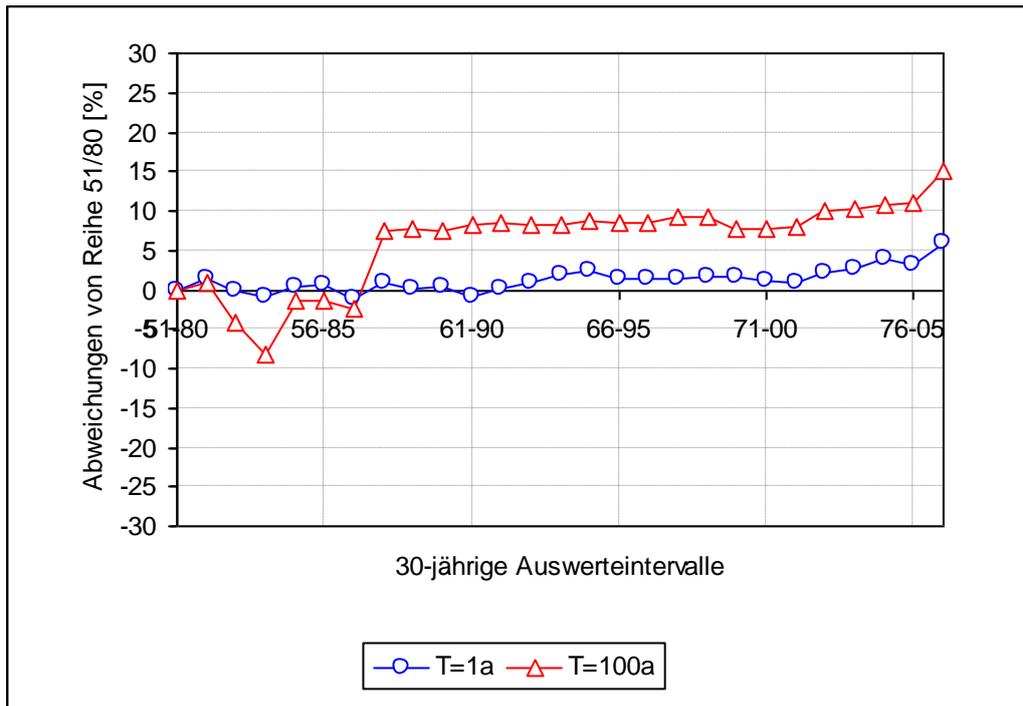


Abb. 2: Abweichungen extremwertstatistischer Starkniederschlagshöhen der Dauerstufe $D = 2$ h für gleitende 30-jährige Zeiträume von den Werten für den Zeitraum 1951 bis 1980 (Zeitspanne Mai bis September) an der Station Hannover-Langenhagen

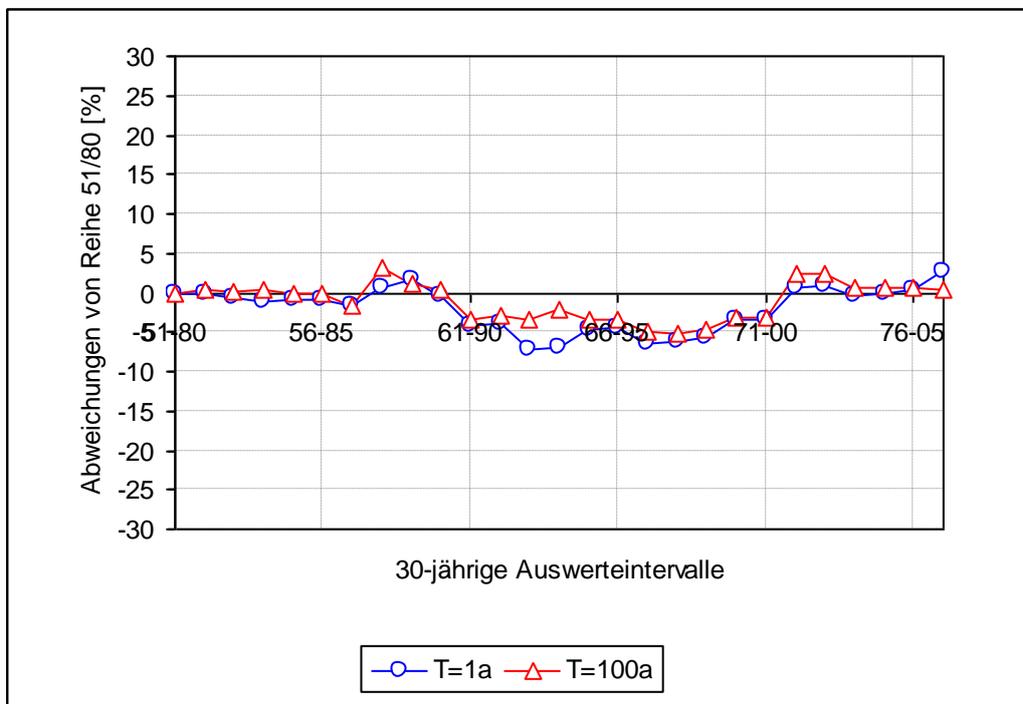


Abb. 3: Abweichungen extremwertstatistischer Starkniederschlagshöhen der Dauerstufe $D = 2$ h für gleitende 30-jährige Zeiträume von den Werten für den Zeitraum 1951 bis 1980 (Zeitspanne Mai bis September) an der Station Rostock-Warnemünde

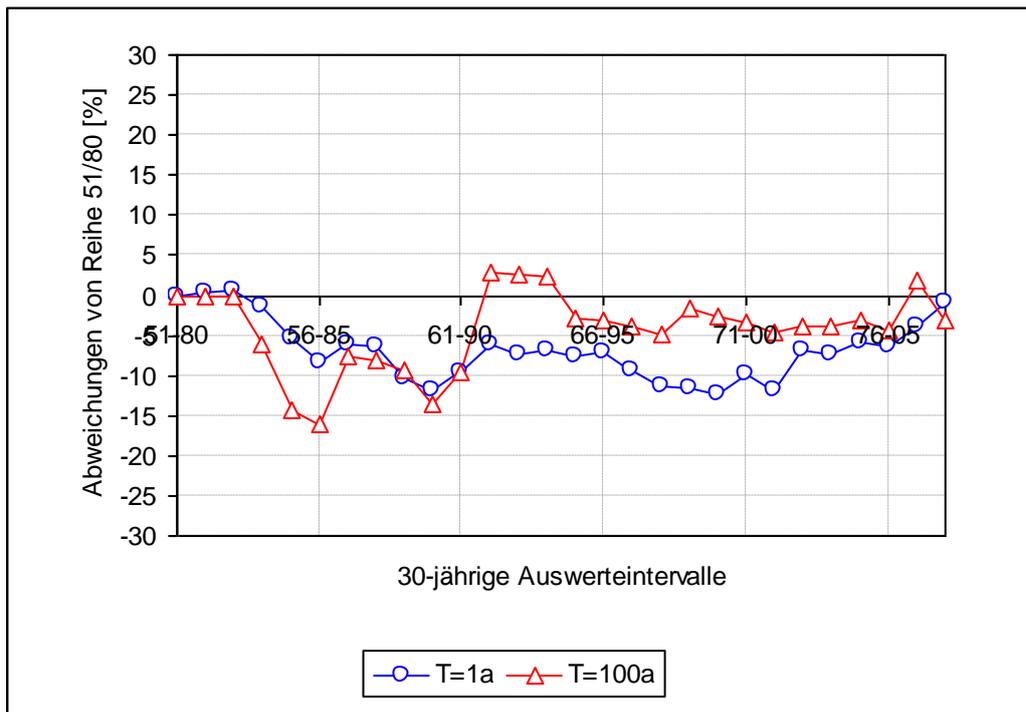


Abb. 4: Abweichungen extremwertstatistischer Starkniederschlagshöhen der Dauerstufe $D = 2$ h für gleitende 30-jährige Zeiträume von den Werten für den Zeitraum 1951 bis 1980 (Zeitspanne Mai bis September) an der Station Potsdam

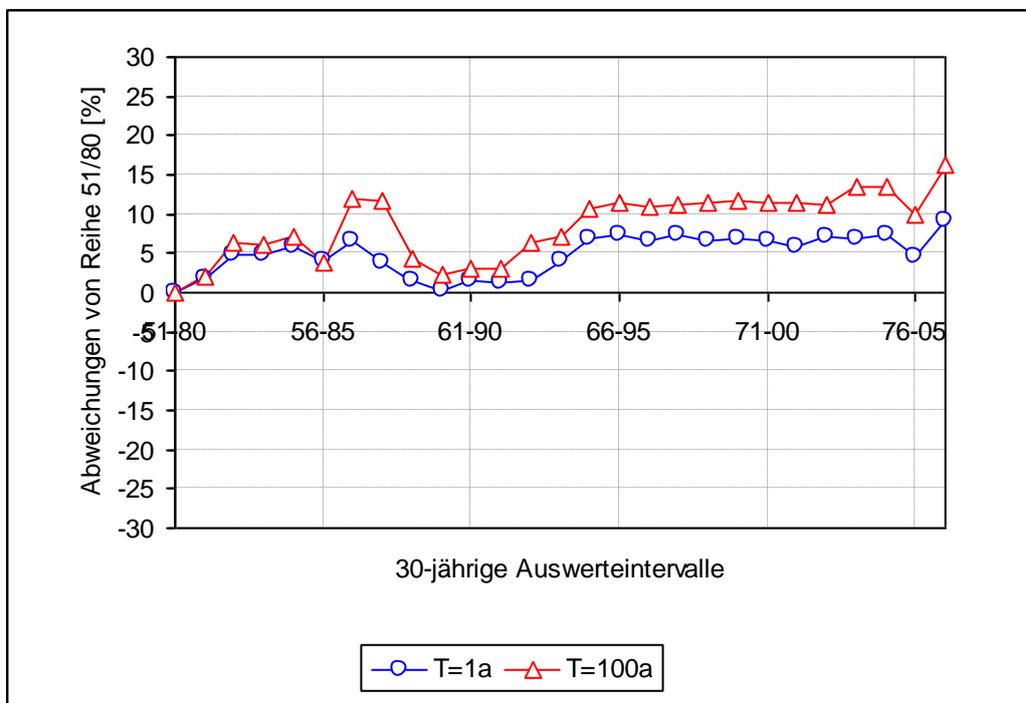


Abb. 5: Abweichungen extremwertstatistischer Starkniederschlagshöhen der Dauerstufe $D = 2$ h für gleitende 30-jährige Zeiträume von den Werten für den Zeitraum 1951 bis 1980 (Zeitspanne Mai bis September) an der Station Karlsruhe

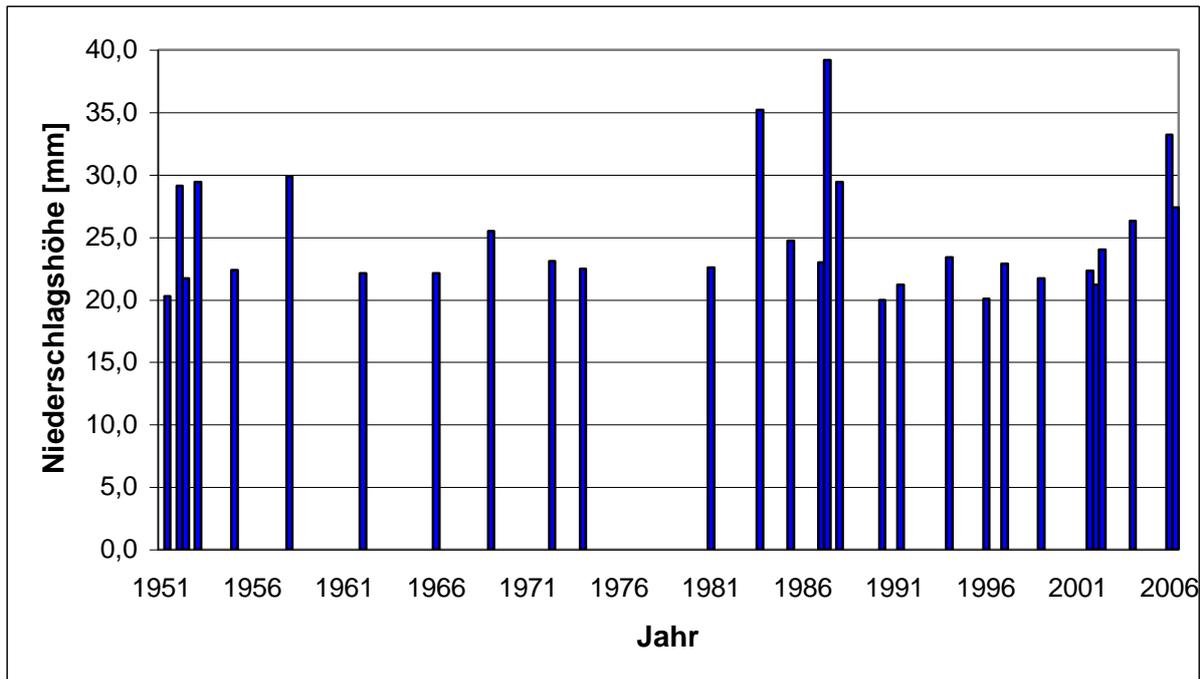


Abb. 6: Auftreten von 2-h-Werten mit mindestens 20 mm Niederschlagshöhe (Mai bis September) an der Station Hannover-Langenhagen

Nach Abschluss von „KOSTRA_F“, der KOSTRA-Fortentwicklung, wird klar sein, welche Regionen in Deutschland vorrangig von Änderungen des Starkniederschlagsverhaltens im Kurzzeitbereich betroffen sind.

4. Schlussfolgerungen

Aus diesen ersten Untersuchungen wird deutlich, wie wichtig die Aufbereitung und die Analyse hoch aufgelöster Niederschlagsreihen sind. Wenn eine Vielzahl punktueller Auswertungsergebnisse vorliegt, bedarf es jedoch deren deutschlandweiter Übertragung auf Standorte ohne Niederschlagsmessung. Die Regionalisierung muss daher ein zentraler Bestandteil der geplanten KOSTRA-Fortentwicklung (Basiszeitraum 1951 bis 2010) sein. Außerdem werden dann die Starkniederschläge großer Dauerstufen - z. B. als Folge von Vb-Lagen (VAN BEBBER 1891) - untersucht, da sie die Hauptursache für großräumige Hochwasser sind. Wegen der relativ großen Anzahl von Reihen täglicher Niederschlagshöhen und der Nutzung der REGNIE-Methodik wird sich das Erarbeiten von Ergebnissen für lange Niederschlagsdauern weniger problematisch gestalten.

Literatur

DVWK (1997): Maximierte Gebietsniederschlagshöhen für Deutschland. DVWK-Mitteilungen, Heft 29, Bonn, 112 Seiten

DWD (1997): Starkniederschlagshöhen für Deutschland – KOSTRA, Offenbach, Selbstverlag

DWD (2005): KOSTRA-DWD-2000, Starkniederschlagshöhen für Deutschland (1951–2000), <http://www.dwd.de/kostra>

- MALITZ, G. (2006): Außerordentliche Extremwerte des Niederschlags. In: Forum für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung, Heft 14.06, "Niederschlag – Input für hydrologische Berechnungen", Beiträge zum Seminar am 12./13. April 2005 in Koblenz, Herausgeber: Hans-B. Kleeberg, 205 Seiten
- VAN BEBBER, W. J. (1891): Die Zugstraßen der barometrischen Minima, Met. Z. 8, S. 368
- VERWORN, H.-R., G. MALITZ & A. PFISTER (2009): Praxisrelevante Extremwerte des Niederschlags (PEN) zwischen KOSTRA, MGN und NIEFLUD. In: Forum für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung, Heft 28.10, "Abflüsse aus extremen Niederschlägen", Beiträge zum Workshop am 14./15. September 2009 in Trier, Herausgeber: Casper, M. & Grönz. O.

Praxisrelevante Extremwerte des Niederschlags (PEN) zwischen KOSTRA, MGN und NIEFLUD

Hans-Reinhard Verworn, Gabriele Malitz, Angela Pfister

Zusammenfassung

Das Projekt „Praxisrelevante Extremwerte des Niederschlags“ (PEN), welches im Jahre 1999 projektiert und ab 2000 vom Institut für Wasserwirtschaft der Leibniz Universität Hannover bearbeitet und von der DWA Arbeitsgruppe HW 1.1 „Niederschlag“ begleitet wurde, basiert auf der Notwendigkeit, extreme Niederschlagswerte für den Bereich zwischen KOSTRA (DWD/ITWH, 2005) und MGN (DVWK, 1997) bereit zu stellen. KOSTRA liefert bundesweit für Dauerstufen von 15 Minuten bis 72 Stunden extreme Starkniederschlagshöhen bis zu einer Wiederkehrzeit von $T = 100$ Jahre, während mit MGN ebenfalls flächendeckend für Deutschland mit den Maximierten Gebiets-Niederschlägen die wahrscheinlichen physikalischen oberen Grenzen der Niederschlagshöhen für Dauerstufen von 1 Stunde bis 72 Stunden und Flächengrößen von 25 km² bis 1.000 km² angegeben werden. Mit dem Projekt NIEFLUD (NIEderschlagshöhen für die FLUssgebiete Deutschlands) wurden die vermutlich größten Gebietsniederschlagshöhen für lang andauernde (1 bis 15 Tage) und großräumige (ab 1.000 km²) Starkniederschläge in den Flussgebieten Deutschlands erarbeitet. Grundlagen und Anwendung der PEN-Werte und die Einbettung von PEN in die anderen Teile des Niederschlagsregelwerks, insbesondere KOSTRA, MGN und dessen Nachfolgeprojekt NIEFLUD (DWD, 2000), welches das Verfahren in Richtung großer Dauerstufen und Gebietsgrößen ausweitet, werden detailliert dargestellt.

1. Das Projekt PEN

Für die Belange der hydrologischen Praxis werden häufig Bemessungswerte geringerer Eintrittswahrscheinlichkeit als 1% benötigt. Bislang standen für die Abschätzung dieser Bemessungswerte nur die Ergebnisse der Projekte „Koordinierte Starkregen-Regionalisierung-Auswertung“ (KOSTRA) und „Regionalisierung maximierter Gebietsniederschlagshöhen in der Bundesrepublik Deutschland“ (MGN) zur Verfügung. Während mit den KOSTRA-Werten der Bereich der jährlichen Eintrittswahrscheinlichkeit bis 1% (Wiederkehrzeit 100 Jahre) erfasst wird, sind die MGN-Werte die Schätzung der vermutlich größten Niederschlagshöhen. Mit dem Projekt PEN („Praxisrelevante Extremwerte des Niederschlags“), welches durch die LAWA finanziell unterstützt und unter fachlicher Begleitung der DWA Arbeitsgruppe HW 1.1 „Niederschlag“ durchgeführt wurde, konnte diese Lücke zwischen den Ergebnissen der Projekte KOSTRA und MGN geschlossen werden. Nach Überprüfung verschiedener Ansätze mit Verteilungsfunktionen wurde ein Verfahren entwickelt, mit dem auf der Basis der KOSTRA-Werte die Niederschlagswerte für Wiederkehrzeiten von 1.000 und 10.000 Jahren ermittelt werden können. Ausgehend von den Anforderungen für die Überprüfung von großen Talsperren wurde PEN zunächst nur für diese Wiederkehrzeiten und Dauerstufen von 6 h bis 72 h erstellt. Durch die Anforderungen der DIN 19700, Nachweise für mittlere, kleine und sehr kleine Hochwasserrückhaltebecken auch für Wiederkehrzeiten von 200, 500

und 5.000 Jahren durchzuführen, ergab sich die Notwendigkeit, den Bereich der PEN-Werte sowohl bezüglich der Wiederkehrzeiten als auch der Dauerstufen auszudehnen.

1.1. Das Verfahren zur Festlegung der PEN-Werte

Die prinzipielle Vorgehensweise bei der Ermittlung der PEN-Werte basiert auf einer modifizierten Extrapolation der in KOSTRA angegebenen Zusammenhänge unter Beachtung der MGN-Werte. Die Software KOSTRA-DWD 2000 (ITWH/DWD 2005) erlaubt es dem Anwender, Niederschlagshöhen für die Rasterflächen von 71,5 km² in Abhängigkeit von Niederschlagsdauer und Wiederkehrzeit für jeden beliebigen Ort und jedes Gebiet zu bestimmen (DVWK 1985). Die MGN-Karten dagegen sind so zu verstehen, dass für jedes beliebige Untersuchungsgebiet einer entsprechenden Gebietsgrößenstufe derjenige MGN zu verwenden ist, der in der Kartendarstellung dem MGN im Mittelpunkt des Untersuchungsgebietes entspricht (DVWK 1997).

Die Klassenabstufung von KOSTRA bewegt sich je nach Dauerstufe und Wiederkehrzeit im Bereich zwischen 0,5 und 30 mm; bei MGN hingegen liegt sie zwischen 25 bis 100 mm. Dies geht auch aus den beispielhaften Darstellungen der KOSTRA- und MGN-Karten in Abbildung 1 hervor.

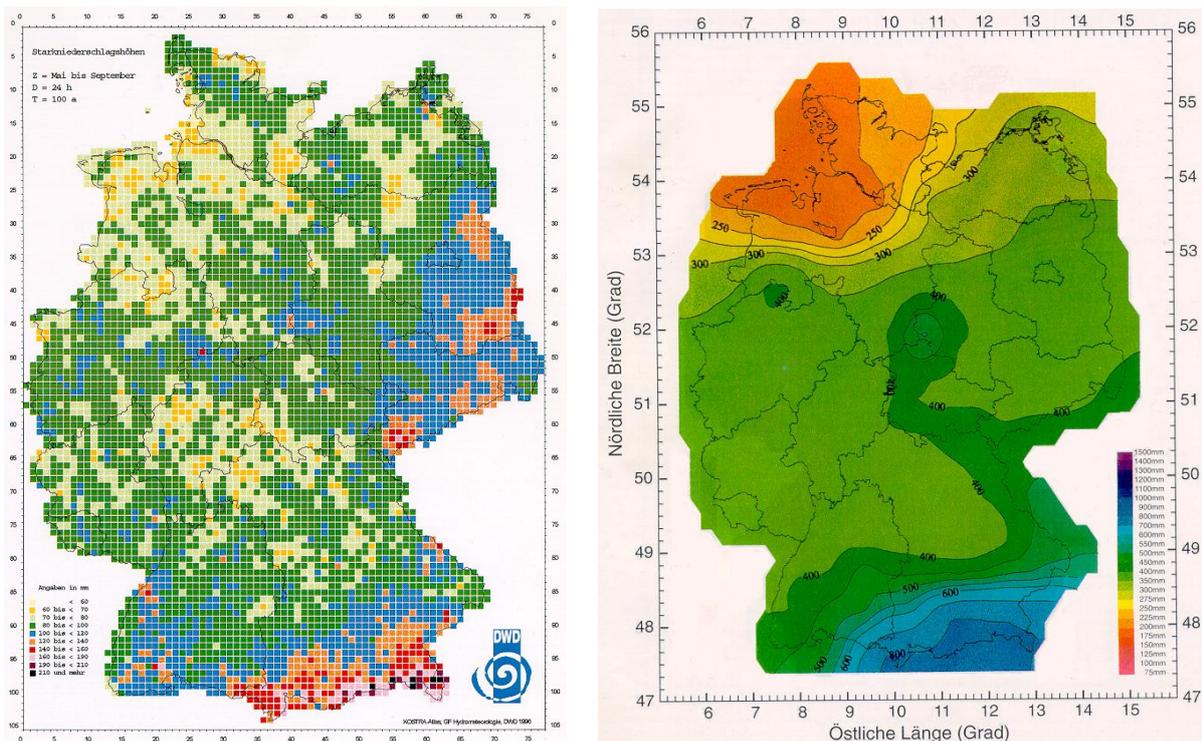


Abb. 1: Vergleich der örtlichen Auflösungen der KOSTRA- und MGN-Werte.

Links: KOSTRA, Sommer, D = 24 h, T = 100 a (ITWH/DWD 2005)

Rechts: MGN, Sommer, D = 24 h, G = 25 km² (DVWK 1997)

Nach gescheiterten Versuchen, über unterschiedliche Verteilungsfunktionen wie beispielsweise Pearson-III- oder Beta-Verteilungen seltene Niederschlagshöhen zu gewinnen, wurde als vereinfachtes, praxisorientiertes Verfahren zur Bestimmung der Niederschlagshöhen für T = 1.000 a und T = 10.000 a festgelegt, diese aus der „Weiterführung“ oder „Extrapolation“

der KOSTRA-Verteilung zu entnehmen. Um Sicherheitsaspekte zu berücksichtigen, wurde die Verteilungsfunktion für diese Extrapolation steiler gewählt, indem für den KOSTRA-Bereich eines Ortespunktes für $T = 1$ a der untere und für $T = 100$ a der obere Wert des Bereichs verwendet wurden (vgl. Abbildung 2).

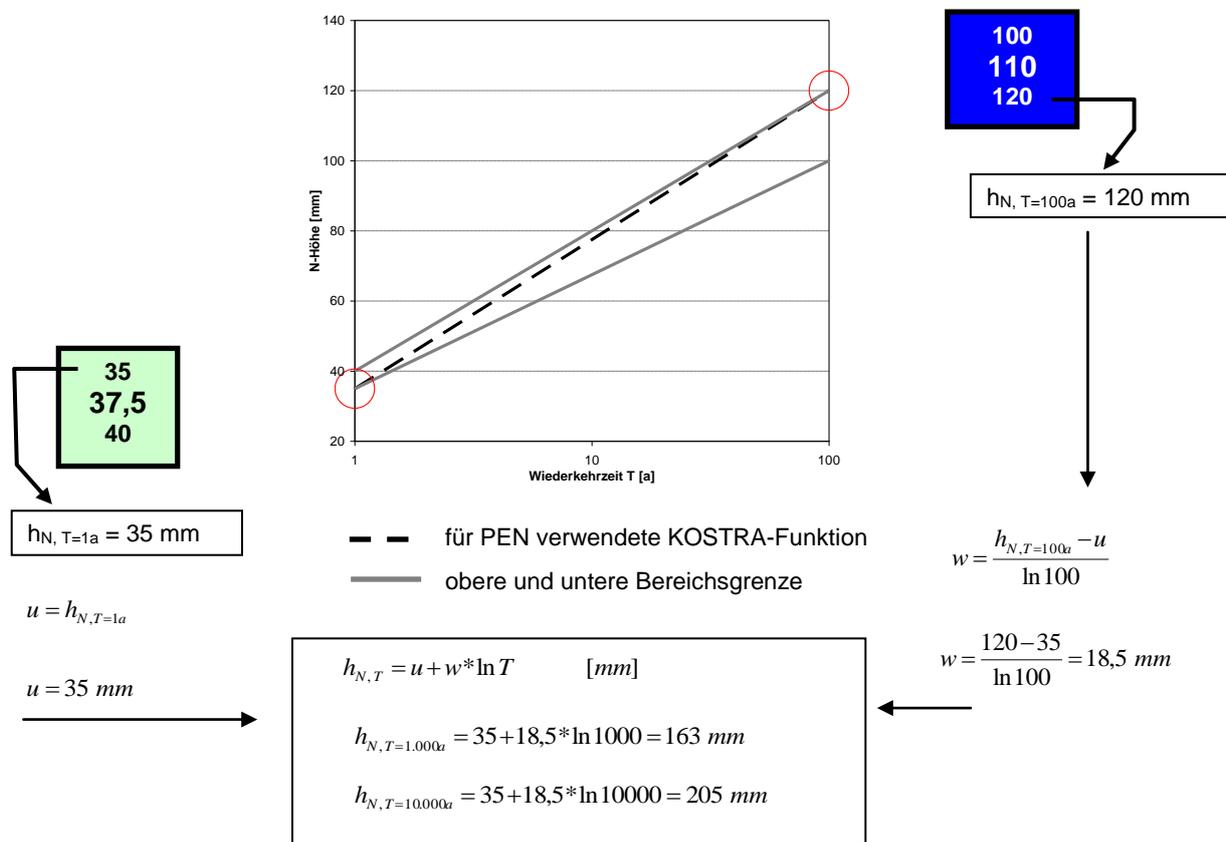


Abb. 2: Beispiel für die Ermittlung der Niederschlagshöhen für $T=1.000$ a und $T=10.000$ a unter Verwendung der in DVWK (1985) angegebenen Verteilungsfunktion.

Diese Berechnung wurde für alle Rasterfelder aus der KOSTRA-Datenbasis durchgeführt. Anschließend erfolgte ein Strukturausgleich, der die mit der Wiederkehrzeit abnehmende Abhängigkeit der Extremwerte von örtlichen Einflüssen (vgl. Unterschiede zwischen KOSTRA und MGN, Abbildung 1) berücksichtigt.

Ebenso wurde ein glättender Ausgleich der Werte über die Wiederkehrzeiten und Dauerstufen vorgenommen, um Sprünge und Unplausibilitäten zu vermeiden. Wie bei KOSTRA wurde für die flächendeckende Festlegung der Werte eine Einteilung in Klassen vorgenommen. Um auch hierbei Sprünge und Unplausibilitäten zu vermeiden, wurden bei geringen Unterschieden zwischen den Werten der Dauerstufen überlappende Klassen mit abgestuften Klassengrenzen gebildet (z.B. Klasse 1, Dauerstufen $D=48h$ und $72h$ in Tabelle 1).

Außerdem wurde beachtet, dass sich

- von einer Dauerstufe zur nächsten
- von $T = 1.000$ a zu $T = 10.000$ a

keine absteigenden Klassenmittelwerte ergeben.

Tab. 1: Klassengrenzen der PEN-Werte für die Wiederkehrzeit $T=1.000$ a

Kl.-Nr.	D = 6 h	D = 12 h	D = 24 h	D = 48 h	D = 72 h
0	weniger als 60	weniger als 80	weniger als 90	weniger als 110	weniger als 120
1	60 - 70	80 - 90	90 - 100	110 - 130	120 - 140
2	70 - 80	90 - 100	100 - 110	130 - 150	140 - 160
3	80 - 90	100 - 110	110 - 120	150 - 170	160 - 180
4	90 - 100	110 - 120	120 - 140	170 - 190	180 - 200
5	100 - 110	120 - 130	140 - 160	190 - 210	200 - 230
6	110 - 120	130 - 150	160 - 180	210 - 240	230 - 260
7	120 - 130	150 - 170	180 - 200	240 - 270	260 - 300
8	130 - 140	170 - 190	200 - 220	270 - 300	300 - 350
9	140 - 160	190 - 210	220 - 250	300 - 330	350 - 400
10	160 - 180	210 - 230	250 - 280	330 - 370	400 - 450
11	180 - 200	230 - 250	280 - 310	370 - 420	450 - 510
12	200 - 220	250 - 270	310 - 350	420 - 470	510 - 570
13	220 - 240	270 - 290	350 - 400	470 - 520	570 - 630

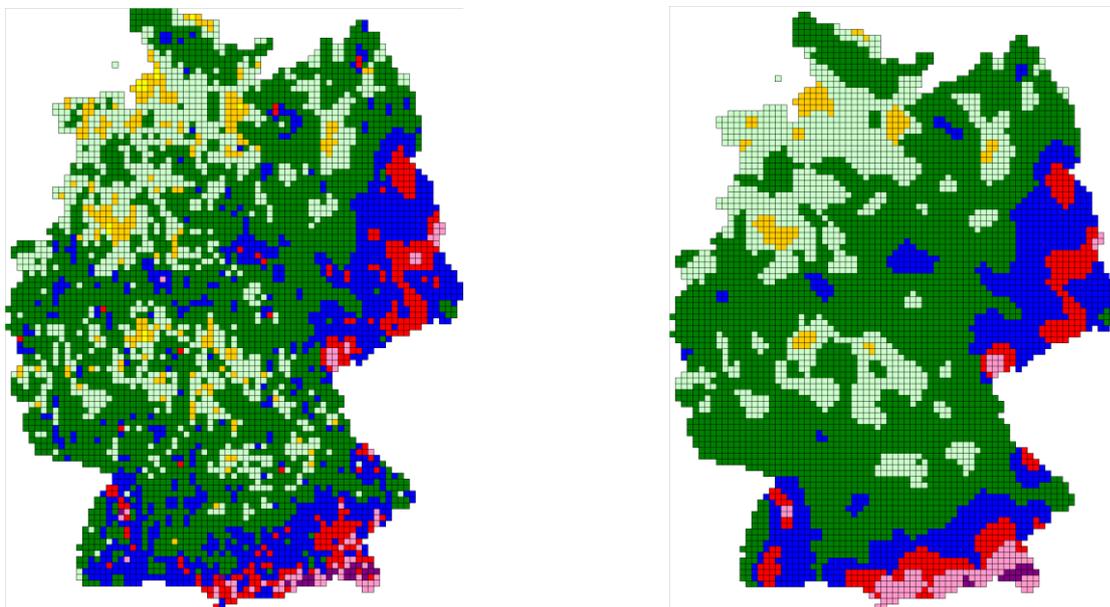


Abb. 3: Berechnete (links) und ausgeglichene (rechts) PEN-Werte ($D = 24$ h, $T = 1.000$ a)

Auch bei der PEN-Erweiterung wurde für die neu hinzugekommenen Dauerstufen unterhalb von 6h der gleiche Glättungsalgorithmus angewandt wie schon im ersten Projekt. Dieser Glättungsalgorithmus gibt den jeweils größeren Starkniederschlagshöhen der Umgebungsmatrix eines Rasterfeldes ein höheres Gewicht. Betrachtet wurden ausschließlich die 4

Seitenanlieger des bezogenen Rasterfeldes, so dass der zweistufige Strukturausgleich über die fünf Felder umfassenden Umgebungsmatrizen erfolgte. (Einzelheiten siehe Verworn/Kummer 2006 und Verworn/Draschoff 2008). Abbildung 3 zeigt die Gegenüberstellung der aus der KOSTRA-Extrapolation gewonnenen Rohwerte und der mittels Klasseneinteilung und Ausgleich erzielten PEN-Werte.

1.2. Verfügbare PEN-Daten

Als Ergebnisse des PEN-Projektes liegen die extremen Niederschlagshöhen vor für

- Wiederkehrzeiten: $T = 1.000 \text{ a}$ und $T = 10.000 \text{ a}$
- Dauerstufen: $D = 6 \text{ h}$, 12 h , 24 h , 48 h und 72 h

und zwar jeweils als Darstellung mit 14 Klassen.

Die Daten werden in Form einer Software (PEN-LAWA) zur Verfügung gestellt, die genauso aufgebaut ist wie die KOSTRA-Software (KOSTRA-DWD 2000 (ITWH, 2005)) Die Abbildung 4 stellt ein entsprechendes Beispiel dar. Der Vertrieb erfolgt durch ITWH in Lizenz der LAWa (www.itwh.de).

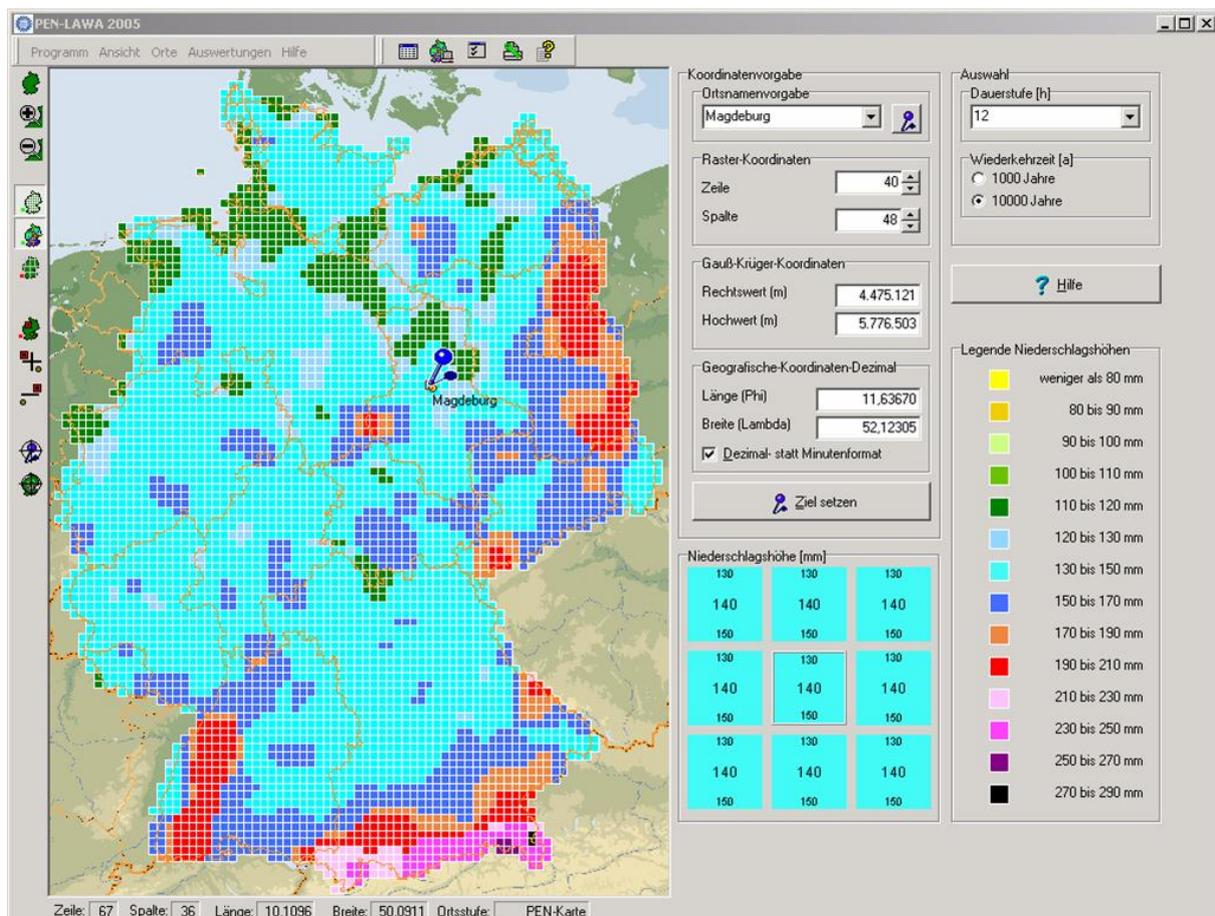


Abb. 4: Beispiel für die Darstellung der PEN-Werte in der Software PEN-LAWA 2005

1.3. Erweiterung der PEN-Datenbasis

Da für die Nachweise nach DIN 19700-12 (2004) auch extreme Niederschlagshöhen für

- Wiederkehrzeiten zwischen $T = 100$ a (max. KOSTRA)
und $T = 10.000$ a (max. PEN)
- Dauerstufen unter 6 h bis 15 min

erforderlich sind, wurde mit dem Projekt „PEN-Erweiterung“ die Datenbasis der extremen Niederschlagshöhen so vergrößert, dass nunmehr auch Angaben für die Dauerstufen 15 min, 1 h und 3 h als Kartendarstellung verfügbar sind. Außerdem wurde die schon von KOSTRA bekannte Möglichkeit der Generierung von Tabellen mit beliebigen Kombinationen von Wiederkehrzeit und Dauer integriert, so dass auch die geforderten Angaben für Wiederkehrzeiten von $T = 200$ a, 500 a und 5.000 a bereitgestellt werden können. Für die Generierung dieser Werte wurden sowohl die KOSTRA-Funktion nach oben (bis $T = 1.000$ a) als auch der PEN-Verlauf zwischen $T = 10.000$ a und $T = 1.000$ a nach unten (bis $T = 100$ a) extrapoliert. Anschließend erfolgten ein Verschnitt der Werte und eine Glättung mit Ausgleichsfunktionen. Diese Vorgehensweise war erforderlich, weil die Extrapolation der KOSTRA-Werte – u.a. bedingt durch die Verwendung der Klassenwerte – für die einzelnen Dauerstufen zu Werten führte, die in einer Vielzahl der Fälle nicht gleichmäßig bei konstanter Wiederkehrzeit mit der Dauerstufe anstiegen. Andererseits sollten auch die schon vorhandenen PEN-Werte unverändert übernommen werden. Die Festlegung der Werte zwischen $T=100$ a und $T=1000$ a musste also unter Beibehaltung der Werte an den Grenzen erfolgen, um keine Sprünge zwischen KOSTRA und PEN zu bekommen. Die in PEN angegebenen Werte für $T=100$ a stimmen trotzdem nicht immer vollständig mit denen aus KOSTRA überein, weil zugunsten der Gleichmäßigkeit über die Dauerstufen, die bei KOSTRA nicht sichergestellt wurde, die mit dem PEN-Ausgleichsverfahren erzeugten Werte verwendet wurden. (Einzelheiten siehe Verworn/Kummer 2006 und Verworn/Draschoff 2008). Die Ergebnisse der PEN-Erweiterung liegen inzwischen vor und werden gegen Ende 2009 in einer neuen Version der PEN-Software verfügbar sein.

2. Das Projekt NIEFLUD

Mit dem Projekt NIEFLUD (NIEderschlagshöhen für die FLUSSgebiete Deutschlands) wurden vermutlich größte Gebietsniederschläge für

- lang andauernde (1 bis 15 Tage)
- großräumige

Tab. 2: Richtwerte für außerordentlich extreme Gebietsniederschlagshöhen (in mm) in Flussgebieten Deutschlands in Abhängigkeit von der Dauerstufe D

Flussgebietsgröße	Dauerstufe D							
	1 d	2 d	3 d	4 d	5 d	7 d	10 d	15 d
kleine Gebiete (< 5.000 km ²)	200	250	275	300	325	350	400	450
kleine Gebiete in starkniederschlags- schwachen Regionen	150	200	225	250	275	300	325	350
mittelgroße Gebiete (5.000 km ² ... 15.000)	175	225	250	275	300	325	375	400

km ²)								
große Gebiete (> 15.000 km ²)	125	175	200	225	250	275	300	325

Starkniederschläge in den deutschen Flussgebieten bereitgestellt. Ähnlich wie bei der Vorgehensweise zur Ermittlung der maximierten Gebietsniederschlagswerte (MGN) wurden gemessene Gebietsniederschläge über Taupunktmaximierung erhöht. Anschließend erfolgte ein Ausgleich über alle Dauerstufen und die Verschiebung der Ausgleichskurven um einen Festbetrag. Zu Einzelheiten wird auf DVWK 1997 verwiesen. Die prinzipielle Vorgehensweise ist in Abbildung 5 dargestellt, Tabelle 2 enthält die empfohlenen Niederschlagswerte.

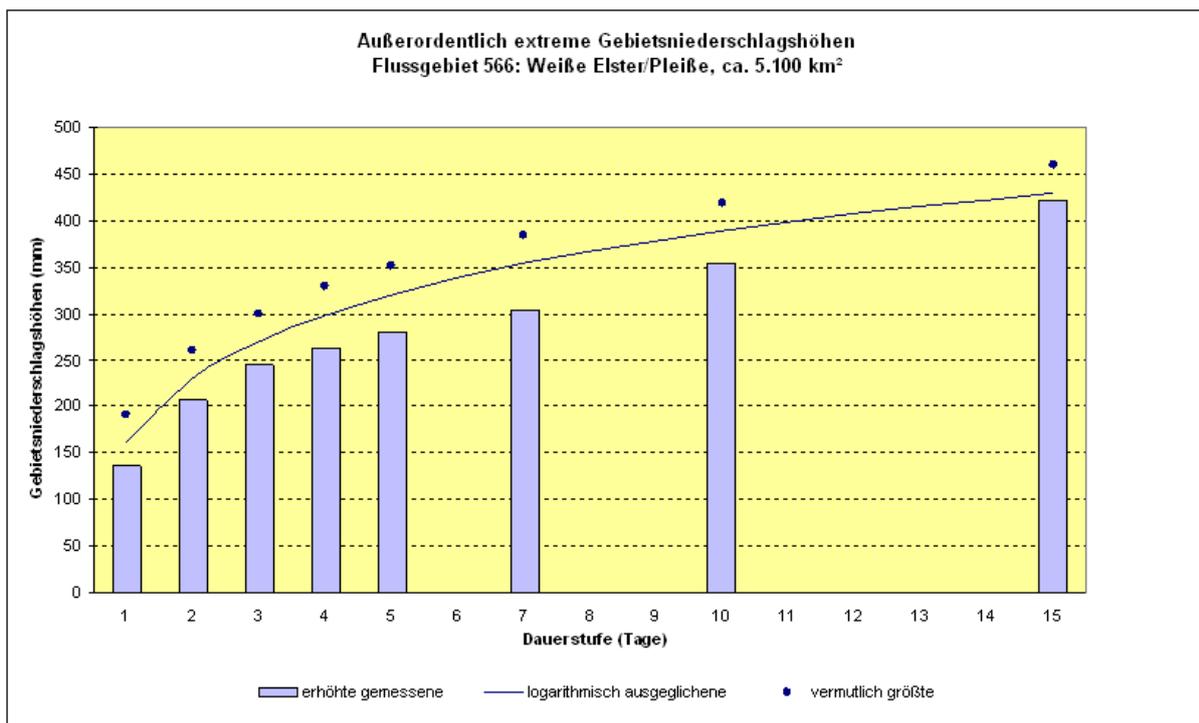


Abb. 5: Beispiel für die Ermittlung der vermutlich größten Gebietsniederschlagshöhen eines Flussgebietes

3. Ermittlung praxisrelevanter Extremwerte des Niederschlags

Bei der Ermittlung praxisrelevanter Extremwerte des Niederschlags ist es nicht sinnvoll, sich nur auf eine Quelle zu verlassen. Bei den PEN-Werten handelt es sich zwar um nach einheitlichen Verfahren ermittelte Extremwerte, diese können aber nur Richtwerte sein mit einer Unsicherheitsbandbreite von mindestens $\pm 20\%$.

Deshalb sollten alle zur Verfügung stehenden Informationen von

- MGN und NIEFLUD
- sowie KOSTRA und PEN

berücksichtigt werden, gegebenenfalls aber auch örtliche Besonderheiten.

Es ist zu beachten, dass es sich bei MGN und NIEFLUD jeweils um Flächenwerte handelt, während KOSTRA und PEN Punktwerte sind. Ebenso können die MGN-Werte für 25 km² als Punktwerte aufgefasst werden.

In der KOSTRA- und PEN-Software ist die Möglichkeit gegeben, mittlere Punktwerte für bis zu 25 zusammenhängende Quadrate, also bis zu einer Flächengröße von etwa 1800 km², zu ermitteln. Sollen aus diesen Punktwerten Gebietsniederschlagswerte generiert werden, so kann dieses über Abminderungsfunktionen erfolgen, wie sie speziell für statistische Niederschlagswerte in VERWORN (2008) angegeben sind (siehe Beispiel in Abbildung 6).

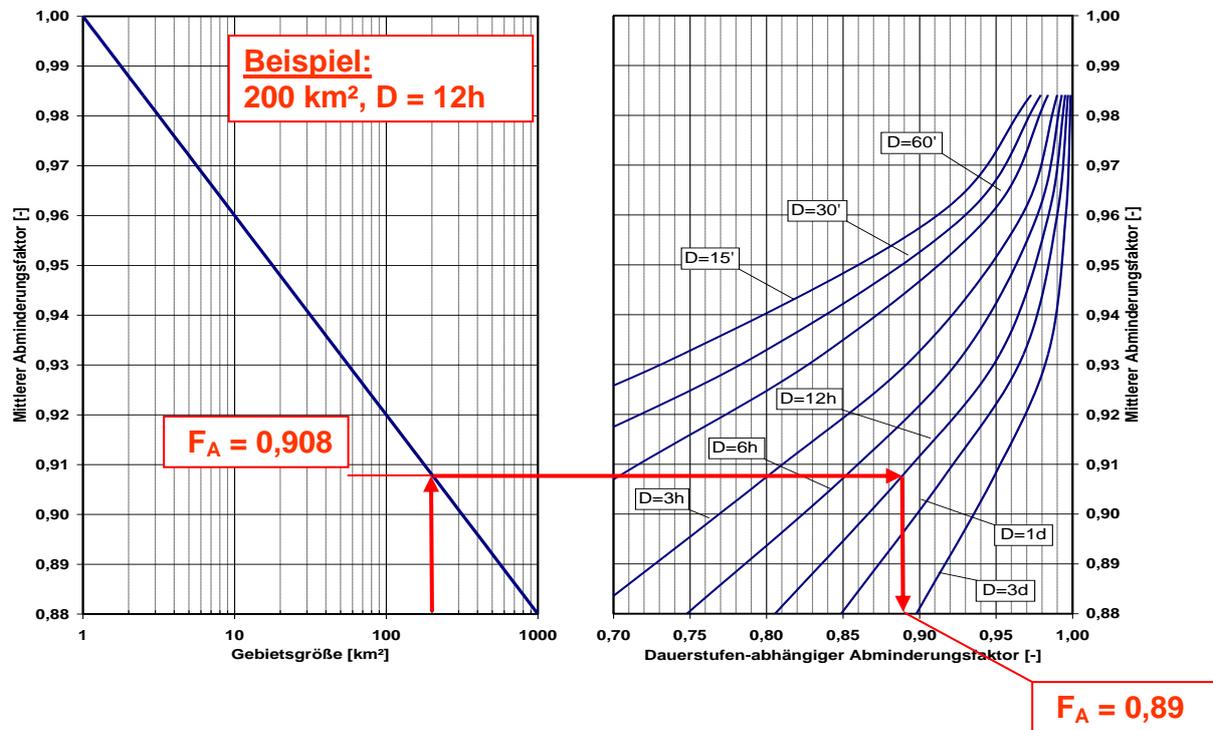


Abb. 6: Beispiel zur Ermittlung des Abminderungsfaktors aus Gebietsgröße und Dauerstufe (nach Verworn 2008)

Für einen Ortspunkt etwa in der Mitte von Deutschland wurden exemplarisch die extremen Niederschlagshöhen aus verschiedenen Quellen ermittelt. Diese sind in Tabelle 3 dargestellt und zeigen die große Bandbreite der Werte.

Tab.3: Beispiel für die Ermittlung extremer Niederschlagshöhen aus verschiedenen Quellen

	D = 24 h		D = 72 h	
	T = 1000 a	T = 10.000 a	T = 1000 a	T = 10.000 a
PEN Punkt	170	235	245	325
PEN Gebiet 2000 km ² - mittlerer Punktwert	168	215	225	291
PEN Gebiet 2000 km ² - 12% Abminderung	148	189	198	256
NIEFLUD Gebiet < 5000 km ²	200		275	

MGN Punkt (25 km ²)	450		500	
MGN 1000 km ²	350 - 400		400 - 450	
KOSTRA - Extrapolation	172	215	232	280

Die Punktwerte liegen für beide Dauerstufen und Wiederkehrzeiten relativ dicht beieinander. Bis auf eine Ausnahme ist der PEN-Punktwert deutlich größer als der extrapolierte KOSTRA-Wert, aber auch deutlich kleiner als der MGN-Punktwert.

Wegen der Verwendung von Klassenwerten und der nicht über die Dauern abgeglichenen Werte kann der extrapolierte KOSTRA-Wert auch geringfügig größer sein als der PEN-Punktwert. Die hier dargestellten KOSTRA-Werte entstanden durch Extrapolation entsprechend der PEN-Vorgehensweise, also mit dem unteren Klassenwert bei T=1a und dem oberen Klassenwert bei T=100a.

Bei den Flächenwerten ist der PEN-Gebietswert nur unwesentlich kleiner als der kleinste NIEFLUD-Richtwert, was bei den unterschiedlichen Flächenbezügen realistisch erscheint. Die MGN-Werte, die als oberer Grenzwert betrachtet werden können, liegen in allen Fällen weitaus höher als die mit einer Wiederkehrzeit versehenen Werte.

Die Festlegung der für die jeweilige Anwendung zu verwendenden Werte muss subjektiv unter Berücksichtigung aller Randbedingungen und aller zusätzlichen Informationen erfolgen.

Literatur

- DVWK (1985): Niederschlag – Starkregenauswertung nach Wiederkehrzeit und Dauer, DVWK Regeln 124, Verlag Paul Parey, Hamburg und Berlin
- DVWK (1997): Maximierte Gebietsniederschlagshöhen für Deutschland, DVWK Mitteilungen 29, Verlag Wirtschafts- und Vertriebsgesellschaft Gas und Wasser mbH, Bonn
- DWD (1997): Starkniederschlagshöhen für Deutschland - KOSTRA. Eigenverlag des Deutschen Wetterdienstes, Offenbach
- DWD (2000): Außerordentlich extreme Niederschlagshöhen in den Flussgebieten Deutschlands (NIEFLUD). Abschlussbericht, Eigenverlag des Deutschen Wetterdienstes, Offenbach
- ITWH/DWD (2005): KOSTRA-DWD 2000 – Software. Institut für technisch-wissenschaftliche Hydrologie GmbH, Hannover
- ITWH/LAWA (2005): PEN-LAWA 2005 – Software. Institut für technisch-wissenschaftliche Hydrologie GmbH, Hannover
- VERWORN, H.-R. (2008): Flächenabhängige Abminderung statistischer Regenwerte. KW-Korrespondenz Wasserwirtschaft, 1, H.9, 493-498
- VERWORN, H.-R. und U. KUMMER (2006): Praxisrelevante Extremwerte des Niederschlags (PEN) – Schlussbericht des F+E-Vorhabens.
- VERWORN, H.-R. und R. DRASCHOFF (2008): PEN-Erweiterung. – Schlussbericht des F+E-Vorhabens.

Simulation extremer Abflüsse am Beispiel des Wasserhaushaltsmodells NASIM

Oliver Buchholz

Zusammenfassung

Hydrotec konnte im Rahmen des BMBF-finanzierten RIMAX-Projektes „HORIX“ im Teilprojekt 6 neben neuen Softwareprodukten praxisrelevante Ergebnisse in Bezug auf verbesserte Niederschlag-Abfluss-Modellanwendungen, NASIM-Modellwissen und Methodenwissen in Bezug auf die Modellkalibrierung, Anpassung und die Verwertung für Vorhersagen erarbeiten. Im Fokus stand die Frage der Extrapolationsfähigkeit von NA-Modellen. Zur Erzielung optimaler Parameterdatensätze wurde NASIM über ein Interface an die freiverfügbare und bewährte Optimierungssoftware PEST gekoppelt (www.sspa.com/pest). Im Einzugsgebiet der Schwarzen Pockau/Pegel Zöblitz wurden im Rahmen der Kalibrierung Anpassungsstrategien für das globale Suchverfahren SCE basierend auf Maskierungen und Gewichtungen entwickelt, mit denen für die Schwarze Pockau für das extreme Hochwasser von August 2002 sehr gute Validierungsergebnisse erzielt werden konnten. Die Relevanz der NASIM-Modellparameter zur Simulation extremer Ereignisse wurde mittels Sensitivitätsanalysen untersucht. Die Gültigkeit des Modellansatzes für extreme Ereignisse konnte gezeigt werden.

1. Einleitung

Die in diesem Artikel beschriebenen Arbeiten entstanden im Rahmen des vom Bundesministerium für Bildung und Forschung (BMBF) finanzierten RIMAX-Forschungsprojektes HORIX: „Entwicklung eines operationell einsetzbaren Expertensystems zum Hochwasserisikomanagement unter Berücksichtigung der Vorhersageunsicherheit“. Hydrotec bearbeitete das Teilprojekt 6, Förderkennzeichen 0330699E, mit der Bezeichnung: „Quantifizierung der Unsicherheiten und Abhängigkeiten der Modellparameter“. Die Projektsteuerung hatte die Universität der Bundeswehr, Prof. Disse, Teilprojekt 1, inne. Weitere Projektpartner waren die TU Dresden, TP2, die Universität Trier, TP2 sowie die Universität Stuttgart mit den TP 4 und 5. Begleitet wurde das Forschungs- und Entwicklungsvorhaben von zahlreichen Kooperationspartnern: Landesamt für Umwelt, Wasserwirtschaft und Gewerbeaufsicht (LUWG) Rheinland-Pfalz, Bayerisches Landesamt für Umwelt, Bundesanstalt für Gewässerkunde, Wasserwirtschaftsamt Bad Kissingen, Deutscher Wetterdienst, Sächsisches Landesamt für Umwelt und Geologie (HYDROTEC 2009). Die Kernfrage des Projektes beschäftigte sich mit der Extrapolationsfähigkeit der Niederschlagabfluss-Modelle, d.h. der Frage, ob Modelle, die an mittleren HW-Ereignissen kalibriert sind, auch unter Belastung mit extremen Niederschlägen die Abflüsse realistisch berechnen können. Die zentrale Fragestellung ist die, ob es Parameterwerte gibt, die für das ganze Ereignisspektrum gültig sind und ob die Prozessbeschreibung ihre Gültigkeit behält. Zur Beantwortung waren die maßgeblichen Prozesse und Parameter zu identifizieren. Hydrotec modellierte die hydrologischen Prozesse mit dem Modell NASIM (HYDROTEC 2007) in zwei Einzugsgebieten, dem 2.700 km² großen Gebiet der Fränkischen Saale, Bayern, und dem 130 km² großen

Gebiet der Schwarzen Pockau in Sachsen. Dieses Gebiet ist gleichzeitig Zielgebiet des Modellvergleichs der Modelle NASIM, WaSiM-ETH und LARSIM (CASPER et al. 2009).

2. Automatisierte Kalibrierung

Um die subjektiven Einflüsse einer Modellkalibrierung möglichst auszuschließen und eine vergleichbare Modellgrundlage für die Untersuchungen zu haben, wurde im Projektteam beschlossen, die Anpassung der hydrologischen Modelle auf Basis einer automatisierten Kalibrierung durchzuführen. Von Hydrotec wurde ein PEST-NASIM-Interface programmiert, das die Kopplung von NASIM an die Optimierungssoftware PEST (Model-Independent Parameter Estimation, DOHERTY 2004) erlaubt. PEST ist als kostenfreie Freeware im Internet unter www.sspa.com/pest/index.shtml verfügbar. Im Rahmen dieser Arbeit wurde die Version 11.3 verwendet.

Das PEST-Software-Paket beinhaltet verschiedene lokale und globale Optimierungsverfahren, die alternativ eingesetzt werden können. Nach intensiven Vorstudien fiel in Absprache mit den Projektpartnern die Entscheidung für das globale Shuffled Complex Evolution (SCE-UA) – Optimierungsverfahren, wie es von Duan am Department of Hydrology and Water Resources, University of Arizona, entwickelt wurde (DUAN et al., 1994).

Der Algorithmus arbeitet nach folgenden Prinzipien:

- Eine Auswahl zufällig angeordneter Punkte (Population) wird in Komplexe (Punktgruppen) aufgeteilt (complex).
- Jeder Komplex bewegt sich im Parameterraum in Richtung einer minimierten Zielfunktion unter Anwendung konkurrierender Evolutionstechniken (evolution) , die auf dem Downhill-Simplex-Optimierungsalgorithmus beruhen.
- In regelmäßigen Intervallen werden alle Punkte – unter Beibehaltung ihrer momentanen Position – gemischt und zu neuen Komplexen zusammengefasst (shuffle). Dies ermöglicht es, „Wissen“ über Optima unter den Komplexen zu verteilen.

Im Rahmen der Optimierung minimiert PEST die Zielfunktion Φ , die aus der Summe der gewichteten, quadrierten Residuen gebildet wird. Die Residuen werden als Differenz der Stützstellen der äquidistanten Zeitreihen des Pegels und der simulierten Abflüsse am Pegel zu den Zeitpunkten i berechnet:

$$\Phi = \sum_{i=1}^n (w_i * r_i)^2 \rightarrow \min \quad (1)$$

$$r_i = Q_{mess,i} - Q_{sim,i} \quad (2)$$

mit: n (Anzahl der Zeitschritte i), Q_{mess} (gemessener Abfluss), Q_{sim} (simulierter Abfluss), r_i (Differenz zum Zeitpunkt i), w_i (Wichtungsfaktor zum Zeitpunkt i)

Der Wichtungsfaktor w erlaubt es, den zu vergleichenden Ganglinienabschnitt einzugrenzen und zu maskieren, Niedrig- oder HW-Phasen zu betonen oder nur einzelne Ganglinienabschnitte im ansteigenden Ast, im Peak-Bereich oder in der Rezessionsphase für die Fehlerminimierung heranzuziehen. Nach den Erfahrungen, die Hydrotec gemacht hat, gibt dies trotz nur eines Fehlermaßes dem erfahrenen Hydrologen genug Flexibilität bei auto-

matisierten Kalibrierung. Abbildung 1 zeigt das NASIM-PEST-Kopplungsschema, das iterativ solange durchlaufen wird, bis das in PEST definierte Abbruchkriterium erreicht ist. Dies ist das Überschreiten der maximalen Anzahl der zulässigen Optimierungsschritte oder eine nicht erreichte prozentuale Verbesserung der Optimierung in einer zuvor definierten Anzahl von Optimierungsschritten. Die neu ermittelten Parameterwerte werden direkt in den adressierten Arbeitsspeicherbereich des NASIM-Rechenkerns und nicht in die NASIM-Inputdatei (Modell.per), die sog. Per-Datei geschrieben.

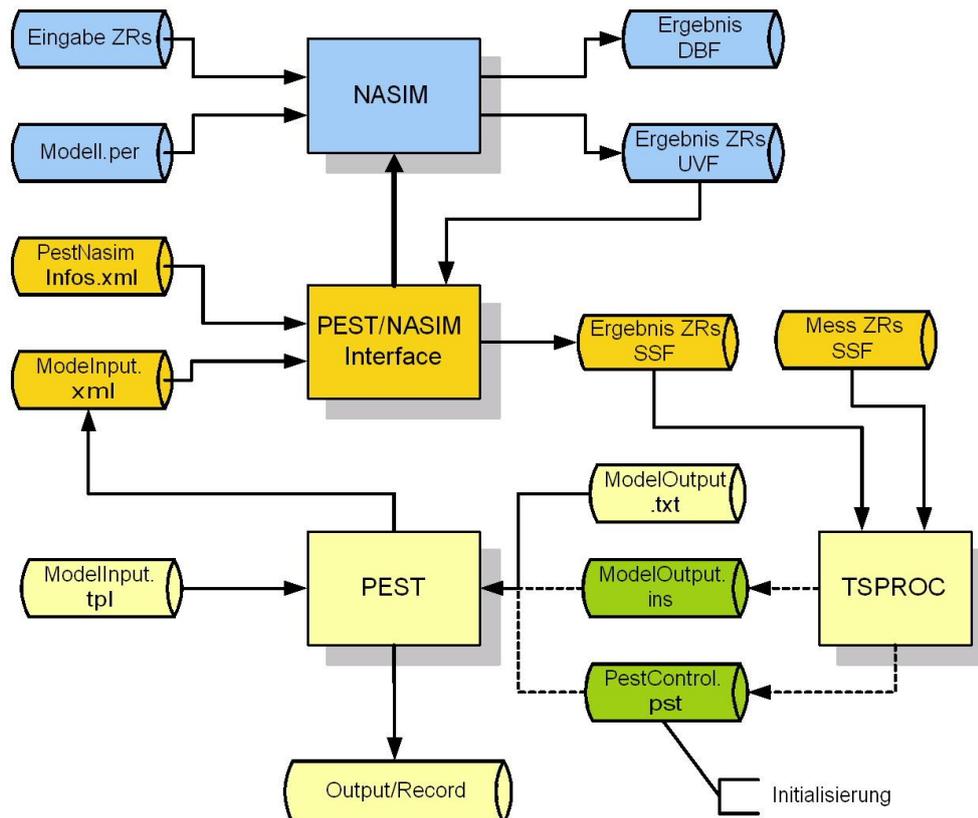


Abb. 1: NASIM-PEST-Kopplungsschema

Mit PEST können alle Modell-Prozessparameter, Eichfaktoren, Anfangsbedingungen sowie Modell-Strukturparameter (z. B. Flächengrößen etc.) optimiert werden. Trotz Automatisierung ist die Erfahrung eines Hydrologen in der Kalibrierung eines Modells zwingend erforderlich, um unsinnige Parameterkonstellationen auszuschließen.

3. Das Modell NASIM

NASIM ist ein flächen- und prozessdifferenziertes Niederschlag-Abfluss-Modell zur Langfrist- und Kurzfristsimulation aller den Wasserhaushalt betreffenden Prozesse (HYDROTEC 2007). Die Gebietsabgrenzung erfolgt mittels natürlichen Wasserscheiden oder kanalisierter Siedlungsflächen. Der Modellaufbau ist in Abbildung 2 dargestellt. Abkürzungen beziehen sich auf die dort dargestellten Ströme (Pfeile) und Parameter (Kreise). Alle vertikalen Prozesse einschl. Interzeptionsspeicherung, Evapotranspiration (ET), Infiltration (INFILT), Exfiltration (EXFILT) und somit die Bodenfeuchtebilanzierung werden auf der Ebene der

Elementarflächen berechnet, die identische Landnutzungs- und Bodeneigenschaften aufweisen. Der Boden kann in mehreren Schichten abgebildet werden. Die drei lateralen Abflusskomponenten, schneller Oberflächenabfluss (QOF), mittlerer Interflow (QIF) und langsamer Grundwasserabfluss (QBAS) werden aggregiert auf der Teileinzugsgebietsebene berechnet. Bevor sie zum Gerinneabfluss (QGERZU) des nächsten Systemelements zusammengefasst werden, passieren sie eigene lineare Speicher. Interflow (QIF) und Oberflächenabfluss (QOF), die beides durch Aufteilung aus dem nichtinfiltrierenden Direktabfluss (QD) resultieren, werden zuvor noch mit der Zeitflächenfunktion des Teileinzugsgebiets gefaltet. Durch Leakage (LEAK) aus dem GW-Speicher oder aus Gerinnen kann eine weitere laterale, tiefe GW-Komponente (GWT) modelliert werden. Der Gerinneabfluss wird mittels eines nichtlinearen Kalinin-Miljukov-Ansatzes durch das Gewässernetz geroutet. Zur Parametrisierung werden sog. DV/DQ-Beziehungen benutzt, die aus einer vorlaufenden hydraulischen Berechnung abgeleitet werden können.

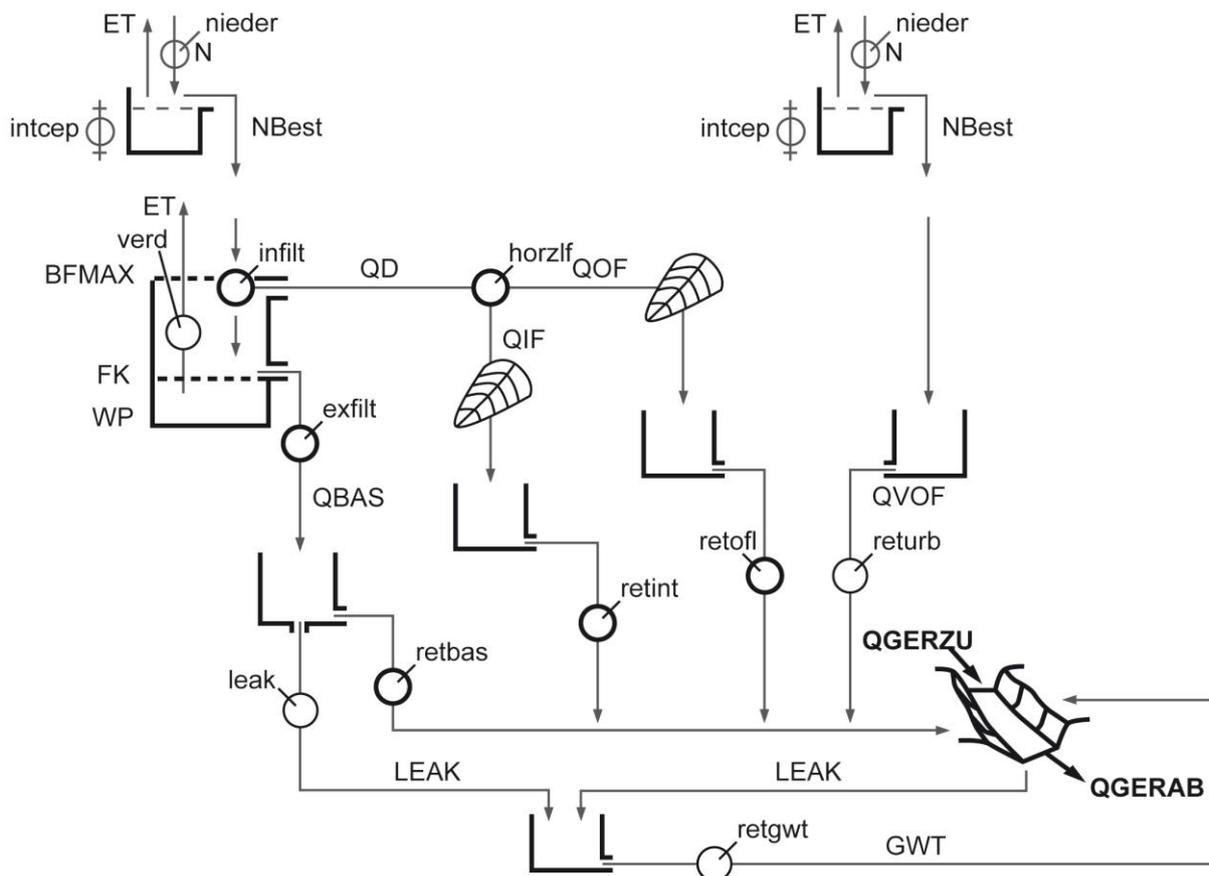


Abb. 2: NASIM-Prozess- und Fließschema (Ströme sind Pfeile, Eichparameter Kreise, maßgebliche Parameter in dicken Kreisen)

NASIM besitzt darüber hinaus eine Fülle an Systemelementtypen, mit denen auch städtische Entwässerungsstrukturen abgebildet werden können (urbane Flächen, Kanäle, Rückhalte- und Abschlagsbauwerke, Speicher etc.). Mittels frei definierbarer Entnahme- und Abgaberegeln können Betriebsregeln von Speichern bis hin zur Pumpensteuerung modelliert werden. Zusätzlich können in NASIM verschiedene Simulationsoptionen gewählt werden.

Darüber hinaus verfügt NASIM über ein Schneemodell, das für die vorliegende Untersuchung jedoch nicht relevant war und daher nicht dargestellt wird.

Die notwendigen Modellparameter werden im Preprozessing durch die Auswertung digitaler, flächiger GIS-Datensätze bestimmt und durch dimensionslose Eichfaktoren im Rahmen physikalisch sinnvoller Grenzen modifiziert. Diese Modellanpassung (Kalibrierung) ist notwendig, da die Modellstruktur mit ihren immanenten Modellprozessen nur ein eingeschränktes, reduziertes Abbild des komplexen, örtlich sehr differenzierten und zeitlich hochvariablen Prozessgeschehens in der Natur ist. Zudem werden Unsicherheiten der Modelleingangsdaten ausgeglichen. Nach wie vor liegt die größte Unsicherheitsquelle in den Niederschlagsdaten.

Abbildung 2 zeigt die Modellstruktur in NASIM ohne auf die detaillierte Abbildung in Bauwerken (Kanäle, Speicher, Abzweige, etc.) einzugehen. Die wesentlichen Eichfaktoren sind mit dicken Kreisen markiert. Die Parameter *infiltr* und *exfiltr* bestimmen zusammen mit der Verdunstung die Bodenfeuchtebilanz. Die Faktoren *retof*, *retinf*, *retbas* und *retgwt* skalieren die Speicherkoeffizienten für die lateralen Abflusskomponenten. Der Parameter *horzlf* ist ein Intensitätsschwellwert, bis zu dessen Erreichen der Direktabfluss (QD) als Interflow (QIF) und darüber hinaus zusätzlich als Oberflächenabfluss (QOF) abfließt. Niederschlag, der auf die befestigten Flächen eines Teileinzugsgebiets fällt, kann abzüglich der Interzeptionsverluste nur oberflächlich abfließen (QVOF) und passiert vor Zufluss zum Gerinne einen linearen Speicher mit der Retentionskonstante für urbane Flächen *returb*.

4. Modelluntersuchungen an der Schwarzen Pockau, Sachsen

Die Schwarze Pockau ist ein linker Nebenfluss der Flöha im Erzgebirge. Das nahezu unverbauete Gewässer mit Wildbachcharakter hat eine Länge von ca. 33 km. Die Gebietsfläche beträgt ca. 131 km², teilweise auf Gebiet der Tschechischen Republik liegend (Moore). Die Höhenlage bewegt sich zwischen 440 m und ca. 980 m. Im Einzugsgebiet gibt es keine Talsperren. Die Landnutzung nach CORINE weist 6,6 % Siedlungsgebiete, 27,8 % Landwirtschaft, 10,4 % Wiese/Weide, 41,8 % Wald, 5,7 % Moorheide und 7,6 % Buschwerk aus. Die Modellstruktur besteht aus insgesamt 71 Teileinzugsgebieten mit einer mittleren Größe von 1,845 km². Die Modellparameter wurden aus den verfügbaren GIS-Datensätzen (CORINE, DGM, BÜK200, Gewässernetz, ...) abgeleitet sowie aus Datenaufbereitungen der TU Dresden, TP 2 für deren WASIM-ETH-Modell übernommen.

Die Datenrecherche, Aufbereitung und Bereitstellung der Zeitreihendaten des Niederschlags und Klimas erfolgte durch das HORIX-TP 4 (Universität Stuttgart). Niederschlags- und Klimadaten wurden für den Zeitraum 01.01.1993 bis 31.12.2005 mit einer Auflösung von einer 1 Stunde generiert. Die Niederschlagsfelder wurden mittels External-Drift-Kriging berechnet. Der Pegel Zöblitz an der Schwarzen Pockau hat ein Einzugsgebiet von 129 km² und wies beim Hochwasser 2008 einen Scheitelwert von 160 m³/s auf. Zur Kalibrierung wurden in Abstimmung mit den Projektpartnern die Ereignisse von 06/1995, 09/1995 und 07/1996 verwendet. Die Validierung fand anhand des Ereignisses von 08/2002 statt. Die Ereignisse aus 1995 und 1996 sind mit Spitzenabflüssen von um die 20 m³/s mittlere HW-Ereignisse (s. auch Tabelle 2 und Abbildung 7). Das Ereignis von 2008 weist hingegen 160 m³/s in der

Spitze auf und resultierte aus extremen Niederschlägen. Für den Zeitraum 01.11.1994 bis 28.10.1996 lag eine kontinuierliche Pegelaufzeichnung in Stundenschnittweite vor.

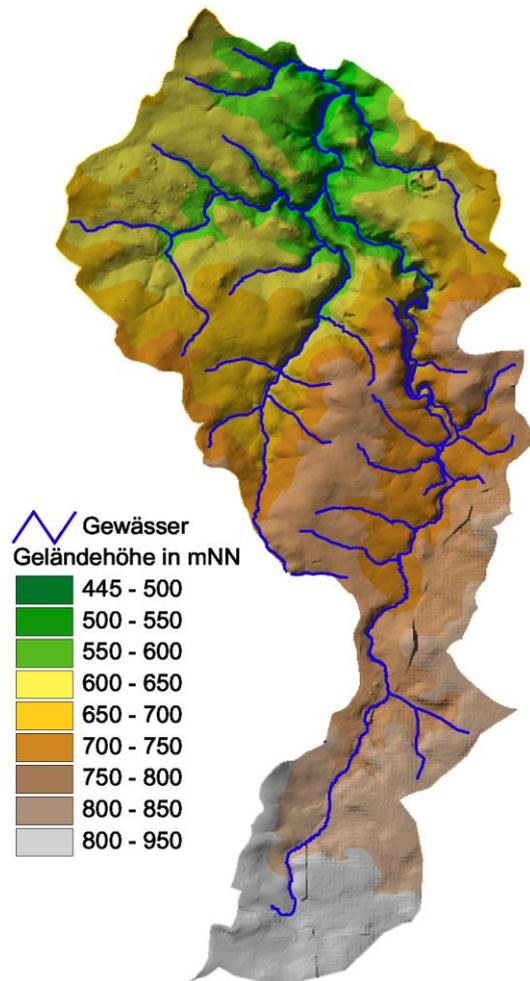


Abb. 3: Topographie des Einzugsgebiets Schwarze Pockau, längste Ausdehnung in Nord-Süd-Richtung ca. 23 km, in Ost-West-Richtung ca. 11 km

5. Modellkalibrierung

Die Kalibrierung des Modells erfolgte zuerst manuell und dann automatisiert mittels des SCE-UA-Verfahrens für den Kontrollzeitraum 01.11.1994 bis 31.10.1996. Die Qualität der Messzeitreihe ist als mäßig bis gut zu bezeichnen. Durch Nachrecherchen und verbesserte Aufbereitung durch das HORIX-TP 2 konnte die Qualität der Ganglinien zwar gesteigert werden, trotzdem verbleiben einige Unplausibilitäten, die sich in Abflusssprüngen und einem bereichsweise treppenförmigen Verlauf niederschlagen. Zudem gibt es eine Abflussphase (03 bis 06/1996), in der unerklärlicherweise keines der drei an der schwarzen Pockau eingesetzten Modelle (WaSiM, LARSIM, NASIM) die Abflüsse annähernd erreichen konnte (CASPER et al. 2009). Als Grund wurden Defizite in den Niederschlagsdaten vermutet. Dies konnten aber durch das HORIX-TP 2 nicht bestätigt werden.

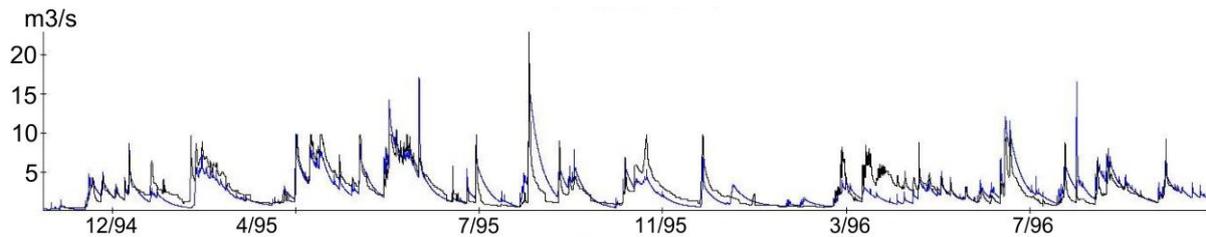


Abb. 4 Abflussganglinie Pegel Zöblitz, Schwarze Pockau; schwarz gemessen, blau manuelle Kalibrierung

Hauptkriterium für die manuelle Anpassung war die visuelle Beurteilung mit einer begleitenden Auswertung der Nash-Sutcliffe-Koeffizienten. Die visuelle Beurteilung ist zwar ein qualitatives Kriterium, hat aber den Vorteil, dass auch „unscharfe“ Eigenschaften „auf einen Blick“ erfasst werden können:

- Niveauunterschiede im Abfluss und Zeitversätze,
- Form der Abflusswellen (Anstieg, Scheitel, Rezession) und Volumina,
- Jahresgänge, generelle Plausibilität.

Der erfahrene Hydrologe kann visuell schnell einschätzen, welche Prozesse mangelhaft abgebildet sind. Nachteile der visuellen Kalibrierung treten auf, wenn Simulationen sich wenig voneinander unterscheiden, oder Abweichungen in verschiedenen Phasen der Ganglinie (HW, NW) gegeneinander abgewogen werden sollen. Zudem ist die manuelle Kalibrierung dann wenig erfolgreich, wenn an mehreren Stellschrauben gleichzeitig gedreht wird und die Effekte den einzelnen Eingriffen nicht eindeutig zuzuordnen sind. Einzelparameterbetrachtungen machen oftmalige Simulationen mit anschließender Auswertung erforderlich. Die manuelle Parameterwertanpassung wurde im Rahmen der Modellerstellung standardmäßig durchgeführt, um (i) die erreichbare Anpassungsgüte mit der automatisierten Kalibrierung vergleichen zu können und um (ii) grundlegende Einsichten in das Abflussverhalten des Gebietes, die dominanten Prozesse und die Sensitivitäten der Parameter zu erhalten.

Die Fortsetzung der manuellen Kalibrierung stellt die automatisierte Optimierung mit PEST-SCE-UA dar. Es wurden zahlreiche Testsimulationen durchgeführt, bei denen folgende Variationen auf Wirksamkeit überprüft wurden:

- Auswahl der Parameterwerte
- Parameterwertebereiche (Ober- und Untergrenzen des Parameterraums)
- Kopplung der Parameterwerte aneinander (tief)
- SCE- und Pest-spezifische Verfahrensparameter und Optionen
- Gewichtungsschemata für Zeitreihenwerte
- Kontinuierliche Langfrist- vs. Einzelereignissimulation mit Startbedingungen

Auf die Nutzung der Optionen Basisabflusseparation, Berechnung der Überschreitungsdauern und der Abflussvolumina wurde bei der Optimierung verzichtet, da bei vorlaufenden Untersuchungen dadurch keine signifikanten Verbesserungen erzielt werden konnten.

In Tabelle 1 sind die Eichparameter mit ihren Bereichsgrenzen aufgeführt, die insgesamt im Rahmen der automatisierten Kalibrierung verwendet wurden.

Tab. 1: Abgrenzung des Parameterraums für die Optimierung und Ergebnisse für SCE-UA-Optimierungen: 035 manuelle Kalibrierung, 004 Langfristanpassung, 008 Beschränkung auf HW-Ereignisse; grau hinterlegt, Werte wurden nicht angepasst

Parameter	Bezeichnung	Parameterraum		Ergebnisse		
		Min	Max	035	004	008
Nieder	Niederschlagshöhe	0,400	1,600	1,000	1,000	1,000
Bfafk	Bodenfeuchte-AFB	0,000	2,000	X	X	X
Horzlf	Horizontale Leitfähigkeit / max. Interflow	0,100	4,000	4,00	2,296	1,886
Retofl	Retentionskonstante Oberflächenabfluss	0,100	5,000	3,00	4,711	2,380
Retint	Retentionskonstante Interflow	0,100	5,000	4,00	2,546	4,042
Retbas	Retentionskonstante Basisabfluss	1,000	3,000	1,000	1,000	1,000
Infilt	Maximale Infiltration	0,025	1,000	0,025	0,163	0,146
Exfilt	Maximale Exfiltration	0,005	0,100	0,01	0,005	0,006
welkpk	Welkepunkt	0,100	2,000	1,000	1,000	1,000
Feldka	Feldkapazität	0,100	2,000	1,000	1,000	1,000
gpvolu	Gesamtporenvolumen	0,100	2,000	1,000	1,000	1,000

Es zeigte sich, dass prinzipiell keine optimale Anpassung über den gesamten Zeitraum und das gesamte Abflussspektrum zu erreichen ist. Da die Modellierung von extremen Ereignissen im Vordergrund stand, wurden daher Abstriche bei der Zielerreichung der guten Modellierung niedrigerer Abflüsse zugelassen. Sukzessive wurde ein Gewichtung- und Maskierungsschema entwickelt, um die Anpassung für die HW-Ereignisse zu verbessern.

Der Simulationszeitraum für jeden mit PEST durchgeführten Rechenlauf reichte vom 01.11.1993 bis zum 28.10.1996, wobei nur die beiden letzten WWJ ab dem 01.11.1994 für die Anpassung benutzt wurden. Das erste Berechnungsjahr dient dem „Einschwingen“ des Modells mit dem jeweils aktualisierten Parameterdatensatz. Zur Betonung der HW-Abflüsse wurde eine Gewichtung proportional zum Abfluss eingeführt:

- $Q < MQ$, $w = 0$
- $MQ \leq Q < 2MQ$, $w = 1$
- $2MQ \leq Q < 3MQ$, $w = 2$
- $3MQ \leq Q$, $w = 3$

Über die Maskierung wurden in einem ersten Schritt nur die fehlerhafte Hochwasserperiode 03 – 06/95 ausklammert (Optimierungslauf 004) und im zweiten Schritt alle Bereiche, die nicht zu den Hochwasserereignissen 06/95, 09/95, 07/96 gehören (Optimierungslauf 008). Mit diesem Gewichtungsschema wurde die beste Anpassung erreicht. Insgesamt benötigte dieser Optimierungslauf die längste Simulationsdauer von 30 Stunden und 40 Minuten. Es wird deutlich, dass die Planung einer automatisierten Kalibrierung extrem wichtig ist, da der beliebigen Wiederholung von Optimierungsläufen Grenzen gesetzt sind.

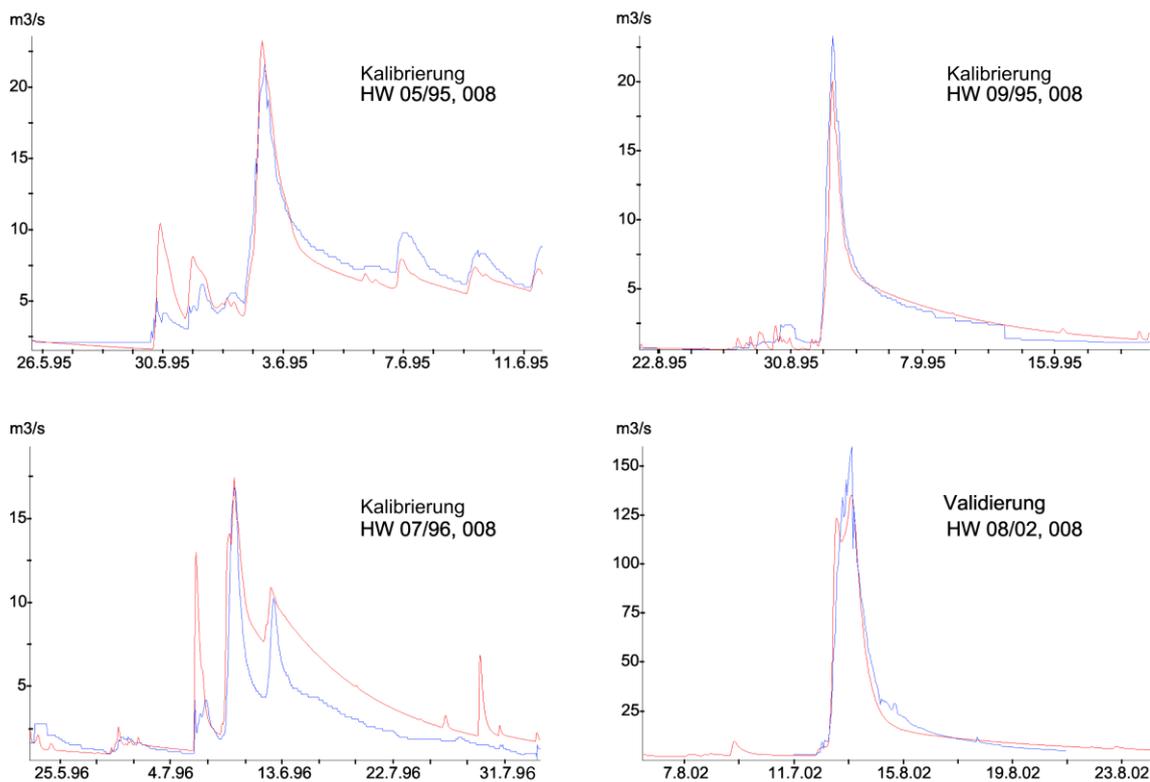


Abb. 5 Ergebnisse der Kalibrierung mittels Parameteroptimierung und der Validierung für den HW-Parameterdatensatz (008), blau gemessen, rot simuliert

Abbildung 5 zeigt das Kalibrier- und Validierungsergebnis für die 4 HW-Ereignisse für den Simulationslauf 008. Für alle Ereignisse gleichermaßen wurden die Wellenform in ansteigenden und abfallenden Ast und der Spitzenwert sehr gut getroffen. Die Validierung wurde entsprechend des Untersuchungszieles an dem Extremereignis 08/2002 vorgenommen. Der Maximalabfluss dieses Extremereignisses liegt mit $160 \text{ m}^3/\text{s}$ um den Faktor 7,8 höher als die Kalibrierereignisse. Dieses Ereignis kann mittels des optimierten Parameterdatensatzes in Bezug auf die Höhe der Abflüsse, die Wellenform und das Abflussvolumen sehr gut reproduziert werden. Einen quantitativen Vergleich der verschiedenen Kalibrierzustände anhand verschiedener Kriterien zeigt Tabelle 2.

Man erkennt, dass die besten Anpassungen nahe beieinanderliegen (Nash-Sutcliffe: 0,86 bis 0,93). Das Ereignis 07/96 kann am wenigsten gut von allen Methoden reproduziert werden. Hier ist sogar die manuelle Kalibrierung bei 4 von 6 Kriterien am besten. Im Falle der Einzelereignisbetrachtung ist der bezogene RMSE (RMSE/Qmax) aussagekräftiger als der RMSE, da auch Abflüsse unterschiedlicher Größenordnungen vergleichbar werden. Für zwei Kalibrierereignisse (06/95, 09/95) und das Validierereignis (08/02) werden von Kalibrieremethode 008 mit einem bezogenen RMSE von 0,06 die besten Ergebnisse überhaupt erreicht. Das gute Resultat zeigt einerseits die gelungene Validierung des Modells und andererseits die Prognosefähigkeit des aufgestellten NASIM-Modells mit den gefundenen Parametern des HW-Kalibrierdatensatzes. In HYDROTEC (2009) ist zusätzlich die Anpassungsgüte der Kalibrierparameterdatensätze in Bezug auf die Langfristsimulation dokumentiert.

Tabelle 2: Gütemaße für drei Kalibrierereignisse und das Validier-Hochwasserereignis 08/2002 für drei Kalibrierzustände; im zeilenweisen Vergleich: rote Hinterlegung schlechtestes Ergebnis, grüne Hinterlegung bestes Ergebnis

	t (Qmax)	dt Peak	Qmax	Q/Qpegel	RMSE	RMSE/Qmax	Nash-Sutcliffe
Pegel	02.06.1995 09:00		21,57	1,00	---	---	---
008	02.06.1995 07:00	02:00	23,24	1,08	1,21	0,06	0,86
004	02.06.1995 07:00	02:00	18,02	0,84	1,45	0,07	0,79
035	02.06.1995 06:00	03:00	13,72	0,64	1,86	0,09	0,67
	t (Qmax)	dt Peak	Qmax	Q/Qpegel	RMSE	RMSE/Qmax	Nash-Sutcliffe
Pegel	01.09.1995 14:00		23,40	1,00	---	---	---
008	01.09.1995 13:00	01:00	20,09	0,86	1,38	0,06	0,91
004	01.09.1995 14:00	00:00	15,18	0,65	2,43	0,10	0,73
035	01.09.1995 20:00	06:00	15,09	0,64	4,79	0,20	-0,04
	t (Qmax)	dt Peak	Qmax	Q/Qpegel	RMSE	RMSE/Qmax	Nash-Sutcliffe
Pegel	09.07.1996 04:00		16,80	1,00	---	---	---
008	09.07.1996 03:00	01:00	17,40	1,04	2,89	0,17	0,09
004	09.07.1996 02:00	02:00	11,64	0,69	4,87	0,29	-1,58
035	09.07.1996 11:00	07:00	17,41	1,04	2,71	0,16	0,21
	t (Qmax)	dt Peak	Qmax	Q/Qpegel	RMSE	RMSE/Qmax	Nash-Sutcliffe
Pegel	13.08.2002 03:00		160,00	1,00	---	---	---
008	13.08.2002 03:00	00:00	135,13	0,84	9,06	0,06	0,93
004	13.08.2002 03:00	00:00	109,92	0,69	11,12	0,07	0,90
035	12.08.2002 14:00	13:00	67,00	0,42	23,88	0,15	0,54

6. Hochwassersensitivität

Zur Ergänzung der Modellkalibrierung wurden Sensitivitätsuntersuchungen durchgeführt, um einerseits den Einfluss der Parameterwertvariation auf die Simulationsgüte festzustellen und andererseits die Parameter zu identifizieren, die den größten Einfluss auf die Kalibrierung haben, da sie am sensitivsten sind. Als besonders hochwassersensible Parameter gelten basierend auf den langjährigen Erfahrungen des Autors auf dem Gebiet der hydrologischen Modellierung die Modellparameter maximale Infiltration (infiltr), Retentionskonstante Oberflächenabfluss (retofl), Retentionskonstante Interflow (retint) und horizontale Leitfähigkeit (horzlf). Zur Sensitivitätsanalyse wurden Variationsrechnungen mit einem ausgewählten Kalibrierzustand durchgeführt (008, s. Kapitel Kalibrierung). Es wurde jeweils ein Parameter variiert; die übrigen wurden unverändert beibehalten. Gütemaße waren der Nash-Sutcliffe-Koeffizient (Nash & Sutcliffe, 1970, siehe Formel) und der Quotient aus simulierten und gemessenen Scheitelwert ($Q_{\max, \text{Sim}}/Q_{\max, \text{Pegel}}$).

$$E2 = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Q_{\text{mess},i} - Q_{\text{sim},i})^2}{\sum_{i=1}^n (Q_{\text{mess},i} - \bar{Q}_{\text{mess}})^2} \quad (\text{Nash-Sutcliffe-Koeffizient}) \quad (3)$$

Werte: 1 bis $-\infty$

mit: n (Anzahl der Zeitschritte), Q_{mess} (gemessener Abfluss), Q_{sim} (simulierter Abfluss)

Abbildung 6 besteht aus vier Teilgrafiken, in denen jeweils für drei HW-Ereignisse (06/95, 09/95 und 07/96) und das Validierereignis (08/2002) die Gütemaße für einen Eichparameter dargestellt sind. Die x-Achsen sind paarweise gleich skaliert zu den identischen Teilgrafiken der Abbildung 7. Die senkrecht eingetragenen Striche zeigen die Lage des Optimums des Nash-Sutcliffe-Koeffizienten für jeden Eichfaktor, wie er sich aus der Auswertung in Abbildung 7 ergibt.

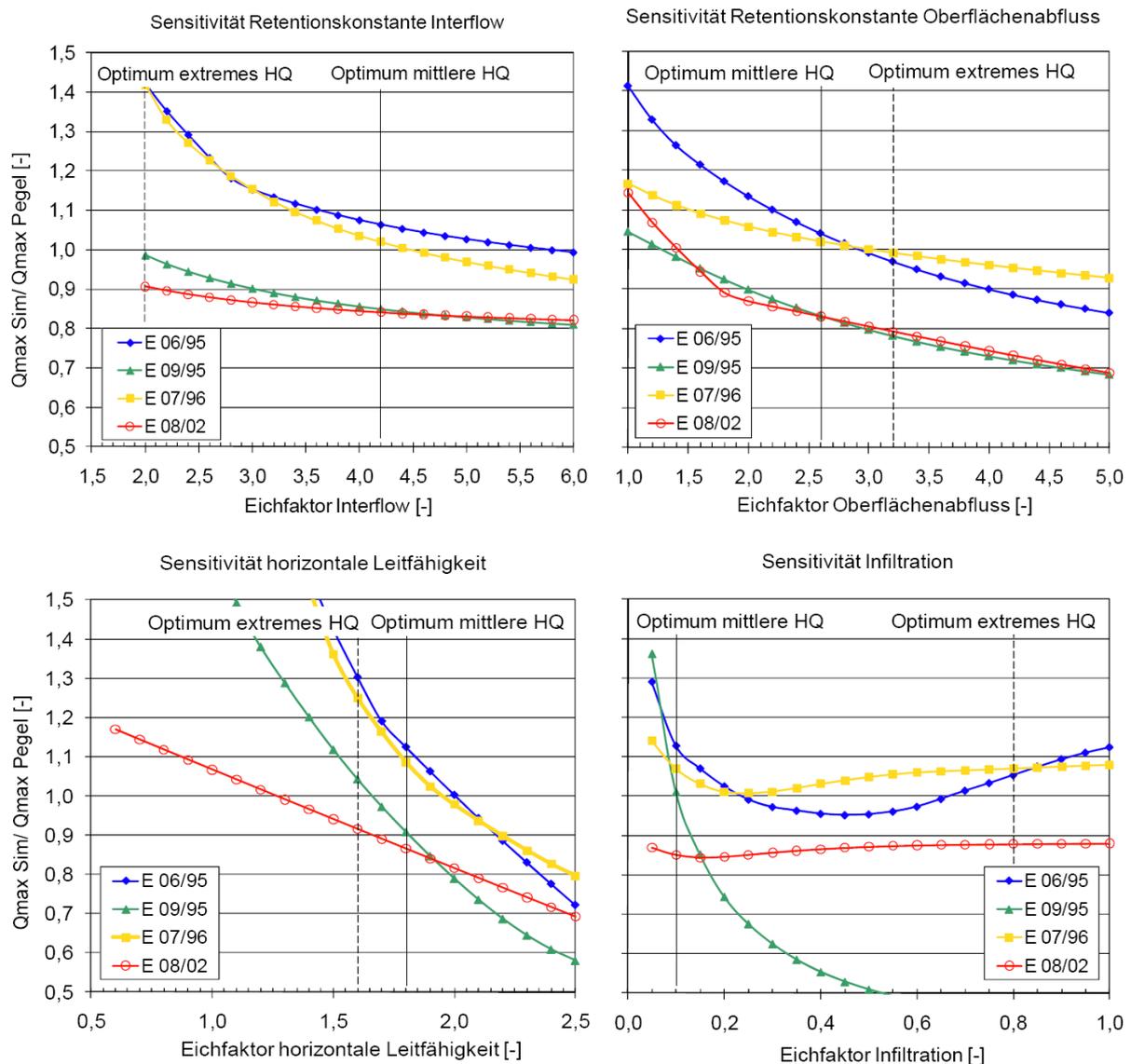


Abb. 6: Sensitivitätsanalyse über das Verhältnis von simulierten zu gemessenen Spitzenabflüssen für 4 Hochwasserereignisse und 4 einzeln variierte Eichfaktoren, senkrechte Linien kennzeichnen Optima der Auswertung in Abb. 7

Folgende allgemeine Erkenntnisse können aus der Kurvenanalyse gewonnen werden:

- Je kleiner die Retentionskonstante Interflow gewählt wird, desto größer wird der simulierte Scheitelwert, bei kleinerem Parameterwert überproportional. Ähnliche

Kurvenverläufe beweisen gleiches Verhalten bei allen Ereignissen. Der Interflowanteil ist bei Hochwasserereignissen bedeutend. Ein flacherer Kurvenverlauf deutet auf einen geringen Anteil des Interflows am Gesamtabfluss hin. Beispielsweise wird das Ereignis 08/2002 vom Oberflächenabfluss dominiert.

- Je kleiner die Retentionskonstante Oberflächenabfluss gewählt wird, um so größer wird der simulierte Scheitelwert. Ähnliche Kurvenverläufe zeigen gleiches Verhalten bei allen Ereignissen. Ein flacherer Kurvenverlauf deutet auf einen geringeren Anteil des Oberflächenabflusses hin.
- Ein flacher Kurvenverlauf beim Faktor horizontale Leitfähigkeit deutet auf einen geringen Anteil des Interflows und einen überproportionalen Anteil des Oberflächenabflusses am Gesamtabfluss hin. Er ist der eindeutig sensitivste Parameter.
- Die Infiltration bestimmt die aktuelle Wassersättigung und damit die Abflussbereitschaft des Bodens. Bei Starkniederschlägen im Sommer treten unabhängig von dem Infiltrationsparameter ähnliche Scheitelwerte auf (flacher Kurvenverlauf). Dies deutet auf eine hohe Vorfeuchte im Boden oder eine sehr hohe Niederschlagsintensität hin. Bei Niederschlagsereignissen mittlerer Intensität und relativ geringer Vorfeuchte im Boden hat der Infiltrationsparameter einen großen Einfluss (deutlich gebogener Kurvenverlauf), da dieser die Abflussmenge des Direktabflusses maßgeblich bestimmt. Die Ereignisse reagieren sichtlich unterschiedlich.
- Aus den Kurvenverläufen kann nicht nur auf die Sensitivität der Parameter, sondern auch auf die Dominanz der zugehörigen Prozesse geschlossen werden.

In Abbildung 7 ist dargestellt, wie sich die Variation der Parameterwerte in Bezug auf den Nash-Sutcliffe-Koeffizienten auswirkt. Dieser wurde (i) für die Dauer des HW-Ereignisses von 08/2002 (rote Kurve) und (ii) kumulativ für die Zeiträume der HW-Ereignisse 06/95, 09/95 und 07/96 (blaue Kurve) nach Formel (3) bestimmt. Der Nash-Sutcliffe-Koeffizient zeigt in diesem Falle die Anpassungsgüte über den gesamten HW-Ereigniszeitraum einschl. ansteigender und abfallender Ast und Peak-Phase. Die Ergebnisse sind wiederum in vier Teilgrafiken für die identischen Parameterwerte wie in Abbildung 6 dargestellt.

Bei der Auswertung der mittleren Abflussereignisse (Ereignisse von 1995/1996):

- reagiert der Nash-Sutcliffe-Koeffizient sensibler auf den Parameter Retentionskonstante Interflow als auf die Retentionskonstante Oberflächenabfluss, da der größte Teil des Hochwasserabflusses aus dem Interflow gebildet wird. Dies ist erkennbar am Optimum der horizontalen Leitfähigkeit von 1,8.
- reagiert der Nash-Sutcliffe-Koeffizient sensitiv auf die Wahl des Infiltrationsparameters. Besonders dann, wenn er - wie hier - einen kleinen Wert aufweist. Die Mehrzahl der Hochwasserereignisse wird somit durch im Vergleich zum Infiltrationsvermögen hohe Niederschlagsintensitäten erzeugt. Die Bedeutung der Ereignisse, die durch Sättigungsüberschuss entstehen, ist gering.

Bei der Auswertung des extremen Abflussereignisses (Ereignis vom 08/2002)

- reagiert der Nash-Sutcliffe-Koeffizient sensibler auf den Parameter Retentionskonstante Oberflächenabfluss als auf die Retentionskonstante Interflow, da der größte Teil der Hochwasserabflüsse aus dem Oberflächenabfluss gebildet wird.
- reagiert der Nash-Sutcliffe-Koeffizient wenig sensibel auf die Wahl des Infiltrationsparameters. Besonders, wenn er wie hier einen großen Wert aufweist. Die Mehrzahl der Hochwasserereignisse wird somit durch Sättigungsüberschuss entstehen.

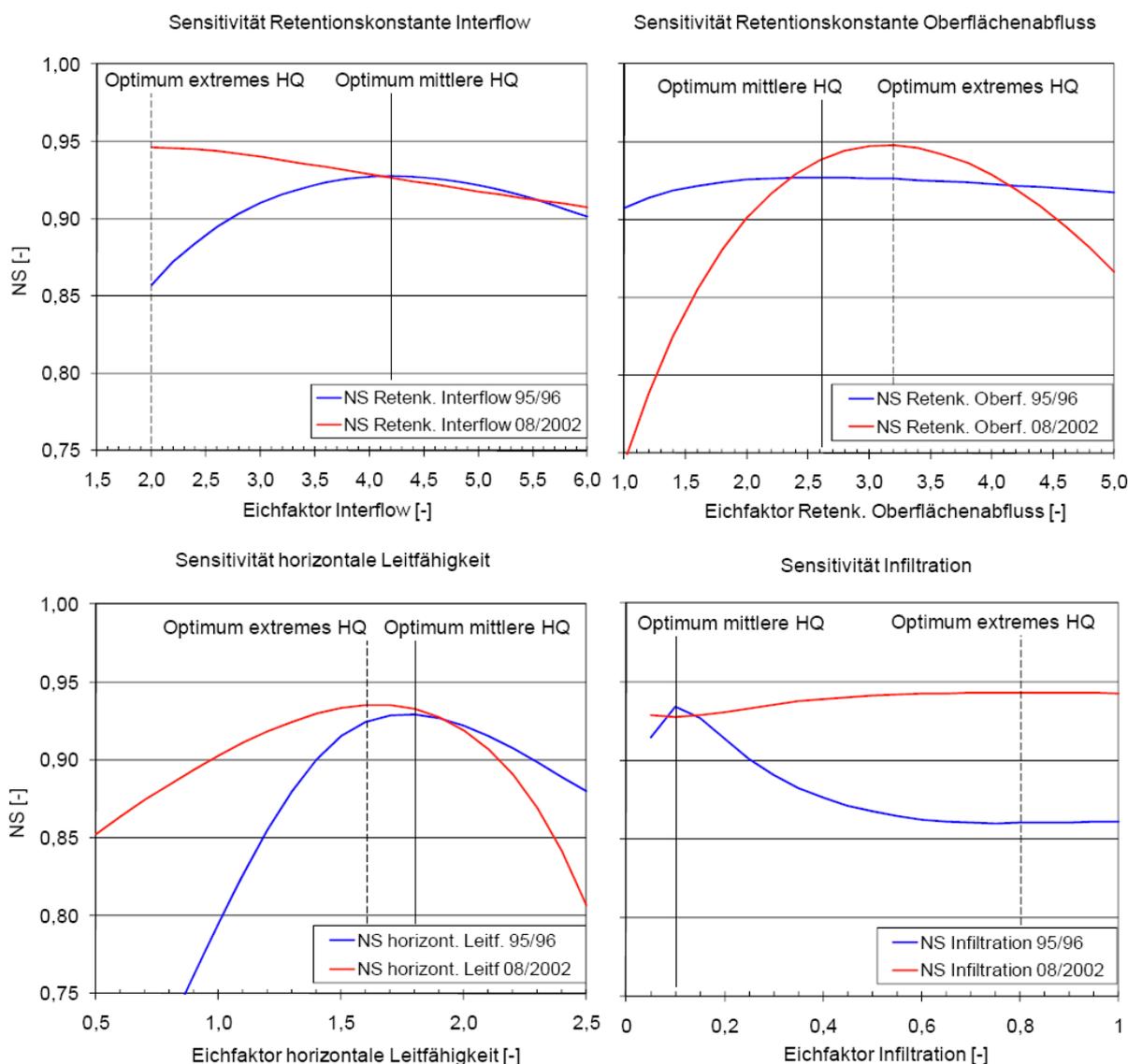


Abb. 7: Sensitivitätsanalyse über den Nash-Sutcliffe-Koeffizienten für 4 einzeln variierte Eichfaktoren und zwei Kalibrierzustände, Optima sind durch senkrechte Linien gekennzeichnet

Im Fazit kann festgehalten werden, dass die Sensitivitäten einzelner Parameter abhängig sind vom betrachteten HW-Ereignis und der Dominanz der Prozesse während des Ereignisses. Dies betrifft in besonderem Maße den Interflow und den Oberflächenabfluss, da deren Retentionskonstanten maßgeblich die Form der Wellen bestimmt.

Ebenso spielt die Gesamtkonstellation aller NASIM-Parameter (Kalibrierzustände) eine wichtige Rolle. Die Variationsrechnungen über einen kontinuierlichen Zeitraum zeigen zudem, dass die Anpassungsgüte stark abhängig ist von der Wahl des Infiltrationsparameters, da hiermit die Aufteilung des Direktabflusses und der versickerten Wassermenge in den Boden erfolgt. Sie bestimmt maßgeblich die Abflussmenge des Direktabflusses.

7. Fazit

In Bezug auf die automatisierte Kalibrierung kann folgendes Fazit gezogen werden. Alle Grundsätze einer guten, händischen Kalibrierpraxis gelten weiterhin. Die automatisierte Kalibrierungsunterstützung entbindet den Modellierer nicht von der Notwendigkeit, über gute hydrologische Kenntnisse und umfangreiche Modellerfahrung zu verfügen. Hydrologischer Sachverstand ist erforderlich in Bezug auf den Aufbau der Modellstruktur, die Identifizierung der sensitiven Parameter und dominanter Prozesse, zur Beurteilung der Datenqualität (z.B. Geb-N Kalibrierung / Simulation) und zur Wechselwirkung der Parameterwerte mit den modellspezifischen Simulationsoptionen.

Folgende Arbeitsschritte sind für eine effiziente Kalibrierung erforderlich. Diese können im Rahmen der iterativen Optimierung oder im Rahmen von vorgeschalteten Testsimulationen mit händischer Parameterwertvariation durchgeführt werden:

- Festlegen der Kalibrier- und Validierzeiträume (Ereignisse)
- Definition des Ziels der Kalibrierung (HW, Langzeitsimulation, NW, Bilanz)
- Prüfung und Analyse der Pegel- und Klimazeitreihen; Identifikation der maßgeblichen Prozesse im Kalibrierzeitraum; kritisch sind z. B. die von der Schneeschmelze beeinflussten Phasen etc.
- Identifikation der maßgeblichen, sensitiven Parameter; Ausschließen von insensitiven Parametern
- Eingrenzung der Parameterwerte, Festlegung des Parameterwertraumes
- Definition von Systemelement-Gruppen, die einheitlich zu kalibrieren sind (Pegeleinzugsgebiete, räumliche Bereiche mit gleichen hydrologischen Eigenschaften, ...)
- Entwicklung von zielgerechten Maskierungs- und Gewichtungsschemata

Bei der Durchführung der eigentlichen Kalibrierung ist zu bedenken bzw. zu beachten:

- In einem Testlauf sollte eine simulierte Ganglinie (aus der Vorkalibrierung) als fiktive Messreihe verwendet werden. Das Optimierungsverfahren sollte die bekannten Parameter problemlos bestimmen können.
- Der Optimieralgorithmus „kennt“ nur die Pegelganglinie vom Gebiet. Sind in ihr die maßgeblichen Prozesse nicht zu identifizieren, kann es für den Algorithmus unmöglich sein, die zugehörigen Parameter zu finden. Parameterwert-Kombinationen können als „optimal“ erachtet werden, die hydrologischen Kriterien nicht standhalten.
- Die automatisierte Parameteranpassung ist in kleinen Einzugsgebieten schwieriger oder weniger zielführend als in großen Gebieten, insbesondere in Kombination mit sehr kleinen Zeitschritten.
- Das Fehlermaß von PEST ist die Summe der quadrierten Residuen. Es muss aus numerischen Gründen dafür gesorgt werden, dass die Optimierung nicht auf einem

hohen Niveau stattfindet. Dies kann passieren, wenn eine „Grundunsicherheit“ im Modell enthalten ist, die zu einer schlechten Ganglinienübereinstimmung führt.

- Ratsam ist es, nicht zu viele Parameter gleichzeitig zu optimieren. Ebenso sollte sequentiell vorgegangen werden, indem in einem ersten Schritt die Parameter, die für das langfristige Verhalten verantwortlich sind, optimiert werden (exfilt, retbas) und dann die Parameter, die das kurzfristige Abflussgeschehen beeinflussen (infiltr, retint, retofl, horzlf ...). Detaillierte Ausführungen sind in HYDROTEC (2009) enthalten.
- Es ist eine vergleichende Validierung verschiedener Parametersätze an unabhängigen Ereignissen durchzuführen.

Als Fazit der Untersuchungen zur Optimierung der Parameterdatensätze kann Folgendes festgehalten werden. Hydrologische Modelle müssen mit einem komplexen, raum-zeitlich hochdifferenzierten Prozessgeschehen umgehen und sind naturgemäß immer verkürzende Abbilder der Wirklichkeit. Prozessalgorithmen, die nicht mehr kalibriert werden müssen, sind noch nicht erfunden. Trotz verbesserter Prozessbeschreibungen und einer detaillierteren, digitalen Datengrundlage kommt der Modellkalibrierung eine zentrale Schlüsselrolle zu. Die automatisierte Kalibrierung objektiviert, verkürzt und lenkt diesen Prozess. Eine gute Dokumentation zur Nachvollziehbarkeit ist Voraussetzung. Je nach Modellzweck können sich unterschiedliche Modellparametersätze als optimal erweisen. NASIM hat sich in der vorliegenden, extremhochwasserorientierten Studie als extrapolationsfähig erwiesen. Mit einem an mittleren HW-Ereignissen im Zuge einer kontinuierlichen Simulation kalibrierten Modell konnte eine ebenso gute Validierung eines Extremereignisses erreicht werden. Der maßgebliche Parameterdatensatz wurde unter der Zielstellung der HW-Kalibrierung mittels gewichteter und maskierter Ganglinien über das automatisierte SCE-Verfahren gefunden. Dieser Parameterwertdatensatz liefert auch – wie in HYDROTEC (2009) am Beispiel langfristig ermittelter Güteparameter gezeigt – für kontinuierliche Simulationen zufriedenstellende Ergebnisse. Damit behält die Prozessbeschreibung in NASIM ihre Gültigkeit. Wie in CASPER et al. (2009) näher ausgeführt, zeigt NASIM in Abhängigkeit der dominierenden Prozesse Infiltration, Interflow und Oberflächenabfluss ein Schwellwertverhalten, das jedoch maßgeblich von der raumzeitlichen Intensität der für die numerischen Experimente verwendeten Niederschläge abhängig ist. Es ist daher darauf zu achten, dass für die Kalibrierung und Validierung ein breites Spektrum von Ereignissen zur Verfügung steht, deren Charakteristika bei der Interpretation der Ergebnisse vom Hydrologen zu berücksichtigen sind.

Literatur

- CASPER, M.C., HERBST, M., GRUNDMANN, J., BUCHHOLZ, O. & J. BLIEFERNICHT (2009): Einfluss der Niederschlagsvariabilität auf die Simulation extremer Abflüsse. – Hydrologie und Wasserbewirtschaftung, Jg. 53, Nr.3
- DOHERTY, J. (2004): Pest - Model-Independent Parameter Estimation - User Manual: 5th Edition. Watermark Numerical Computing.
- DUAN Q., SOROOSHIAN S. & H.V. Gupta (1994): Optimal use of the SCE-UA global optimization method for calibrating watershed models. In: Journal of Hydrology, 158, S. 265 - 284

- HYDROTEC (2007): Niederschlag-Abfluss-Modell NASIM - Version 3.6.1, Hydrotec Ingenieurgesellschaft mbH, Aachen, 600 S.
- HYDROTEC (2009): „Quantifizierung der Unsicherheiten und Abhängigkeiten der Modellparameter“, Schlussbericht zum Teilprojekt 6 des RIMAX-Projektes HORIX: „Entwicklung eines operationell einsetzbaren Expertensystems zum Hochwasserrisiko-management unter Berücksichtigung der Vorhersageunsicherheit“, BMBF Förderkennzeichen 0330699E
- NASH J. E. & SUTCLIFFE J. V. (1970): River flow forecasting through conceptual models, I, A discussion of principles. In: Journal of Hydrology, 10, S. 282 - 290

Simulation realer Extremereignisse im Emscher- und Lippegebiet

Bettina Ott, Georg Johann

Zusammenfassung

Emschergenossenschaft und Lippeverband sind gemäß ihrer Verbandsgesetze u. a. für den Hochwasserschutz zuständig. In den letzten Jahren ereigneten sich einzelne größere Hochwasserereignisse, die von verschiedenen Niederschlagstypen ausgelöst wurden: An der Emscher verursachte das räumlich stark begrenzte Starkregenereignis am 26.07.2008 großflächige Überflutungen. An einigen Pegeln wurde dieses Ereignis als 100-jährlich eingestuft. Im Gegensatz dazu führte ein advektives Ereignis zum Jahreswechsel 2002/2003, das das gesamte Einzugsgebiet der Lippe betraf, zu einem 25-jährlichen Abfluss in der Lippe. Diese Ereignisse wurden mit den hydrologischen Gebietsmodellen (Grobmodelle), welche auch für die Hochwasservorhersage verwendet werden, nachsimuliert. Kleinere Teilgebiete wurden auch mit feiner aufgelösten Modellen, mit denen wasserwirtschaftliche Planungen durchgeführt werden, berechnet. Für das Einzugsgebiet der Lippe wurde zusätzlich ein einfaches Black-Box-Modell für die Nachsimulation verwendet.

Bei der vorliegenden Untersuchung werden u. a. folgende Fragestellungen betrachtet:

Wie gut kann das Modell ein räumlich begrenztes Starkregenereignis simulieren? Welchen Einfluss hat die betrachtete Einzugsgebietsgröße? Welche Modellauflösung ist notwendig? Welche Niederschlagsinputdaten liefern das beste Ergebnis? Werden die Abflussbildungsprozesse während der Ereignisse richtig erfasst? Welche Modellparameter liefern die beste Anpassung?

1. Einführung

Emschergenossenschaft und Lippeverband (EG/LV) sind gemäß ihrer Verbandsgesetze u. a. für den Hochwasserschutz zuständig. Im Rahmen dieser Aufgaben werden neben der Planung und Bemessung von Hochwasserschutzanlagen auch Hochwasservorhersagen für die Hauptläufe von Emscher und Lippe erstellt. Die Analyse abgelaufener Hochwasserereignisse, darunter auch Extremereignisse, ist ein wesentlicher Schritt, um weitere Erkenntnisse für die Hochwasservorhersage und Planungssicherheit für die wasserwirtschaftlichen Planungen zu erhalten.

Die beiden Verbandsgebiete Emscher und Lippe unterscheiden sich deutlich in ihrer Struktur und ihrem hydrologischen Verhalten. Das rd. 865 km² große Einzugsgebiet der Emscher ist stark versiegelt und weist eine hohe Bevölkerungsdichte (2.700 EW/km²) auf, was zu schnellen Abflussreaktionen führt. Für das Gebiet wird für die automatisierte Hochwasservorhersage ein hydrologisches Gebietsmodell vom Typ NASIM als Grobmodell mit 95 Teilgebieten verwendet. Daneben existieren für die wasserwirtschaftlichen Planungen im Zuge des Emscherumbaus zahlreiche NASIM-Feinmodelle für die Nebenlaufeinzugsgebiete. Das Niederschlag-Abfluss-Modell NASIM bildet die wesentlichen Elemente des hydrologischen Kreislaufs über die Prozesse Belastungsbildung, Belastungsverteilung, Belastungsaufteilung, Abflusskonzentration und Wellentransport ab (HYDROTEC 2009).

Im Gegensatz dazu weist das mit rd. 5000 km² deutlich größere Einzugsgebiet der Lippe eine deutlich geringere Bevölkerungsdichte (490 EW/km²) auf, die Flächen werden überwiegend landwirtschaftlich genutzt. Es existieren weiträumige Überschwemmungsflächen, nur die Siedlungsgebiete sind über Deichstrecken vor Hochwasser gesichert. Langsam ansteigende und abfallende Hochwasserwellen dominieren hier das Hochwassergeschehen. Auch für die Lippe wird ein NASIM-Modell für die automatisierte Hochwasservorhersage betrieben. Zusätzlich existiert ein empirisches Black-Box-Modell ohne Gebietsdetaillierung (HOMMEL 2002), welches für die manuelle Vorhersage herangezogen wird.

In der folgenden Untersuchung wurden verschiedene Einflussfaktoren auf die Qualität der Hochwassersimulation anhand von zwei Beispielen beleuchtet.

2. Simulation von Extremereignissen

Bei der Simulation von Extremereignissen werden kalibrierte Niederschlag-Abfluss-Modelle verwendet. I. d. R. wurden diese Modelle jedoch nicht mit Extremereignissen kalibriert, weil diese naturgemäß selten vorkommen. Für eine Kalibrierung stehen meist kleine bis mittlere Hochwasserereignisse zur Verfügung (JOHANN 2009).

Bei der Hochwassersimulation stellt sich zunächst die Frage nach dem Modellinput. Es stehen terrestrische Niederschlagsdaten oder auch Radardaten als verschieden aufbereitete Radarprodukte zur Verfügung. Auch bei einem vergleichsweise dichten Niederschlagsmessnetz, wie es bei EG/LV betrieben wird, ist die Erfassung von lokalen Starkregenereignissen aufgrund der hohen räumlichen Variabilität schwierig. Die Lage des Einzugsgebietes der Emscher zum Radarstandort in Essen ist optimal. Jedoch liefern diese Daten zunächst nur eine qualitative Aussage zum Niederschlagsgeschehen, die Umrechnung in quantitative Niederschlagsmengen birgt zudem zahlreiche Unsicherheiten. Im Falle der Hochwasservorhersage interessiert auch die Niederschlagsprognose. Untersuchungen zeigen, dass bzgl. der Niederschlagsprognose große Abweichungen zum tatsächlich gemessenen Gebietsniederschlag im Emscher- und Lippegebiet zu verzeichnen sind. Die Abweichungen liegen bei der 1- bis 3-Tages-Prognose zwischen 25 und 70 %, im Mittel bei rd. 45 %. Entscheidend für den Modellinput ist, welche Niederschlagsdaten die realen Abläufe in Menge und Verteilung am besten treffen. Denn ohne guten Modellinput kann auch das Ergebnis nicht zufriedenstellend sein (JOHANN et al. 2009).

Unabhängig vom Modellinput bleibt die Frage, ob das Modell selbst die Abflussbildungsprozesse eines extremen Ereignisses wiedergeben kann und einen realistischen Modelloutput erzeugt. Die Verifizierung dessen kann nur anhand von Messdaten an Pegeln erfolgen. Hier stellt sich die Frage, ob überhaupt Messdaten vorhanden sind und wenn ja, in welcher Qualität diese vorliegen, da auch die Wasserstands- und Abflussmessung von Extremereignissen mit Problemen behaftet ist.

3. Sommerliches Sturzflutereignis im Emschergebiet und winterliches Hochwasser in der Lippe

Erfahrungen mit den beschriebenen Faktoren wurden für das Emscher- und Lippe-Einzugsgebiet besonders an zwei extremen Hochwasserereignissen gesammelt: zum einen bei Untersuchungen zum lokalen Sturzflutereignis vom 26.07.2008, welches lokal starke Über-

schwemmungen, das Überlaufen eines Hochwasserrückhaltebeckens (HRB) und einen 100-jährlichen Abfluss im Oberlauf der Emscher zur Folge hatte; zum anderen bei dem 25-jährlichen Ereignis vom Januar 2003 entlang der Lippe, bei dem innerhalb von 6 Tagen flächendeckend Niederschlagsmengen zwischen 80 und 120 mm auf Böden mit monatelanger hoher Vorfeuchte gefallen sind. Zunächst wird im Detail auf die Erfahrungen bei der Simulation des Starkregenereignisses vom Juli 2008 im Oberlauf der Emscher eingegangen, wobei unterschiedliche Teileinzugsgebiete untersucht wurden. Angefangen beim 2,7 km² großen Einzugsgebiet des Hochwasserrückhaltebeckens In der Meile, welches bei diesem Ereignis übergelaufen ist, über das 12,2 km² große Einzugsgebiet des Rossbach bis hin zum Gesamtgebiet der Emscher mit den Pegeln entlang des Hauptlaufes mit rd. 865 km².

3.1. Niederschlagsinput

Bei der Nachsimulation des Starkregenereignisses im Einzugsgebiet des HRB In der Meile, in dessen Nähe der Schwerpunkt des Ereignisses lag, wurde zunächst auf die Frage nach dem Einfluss des Niederschlagsinput für die Modellierung eingegangen. Verwendet wurde ein Feinmodell, mit welchem auch die Planungen für den bevorstehenden Umbau des HRB durchgeführt wurden.

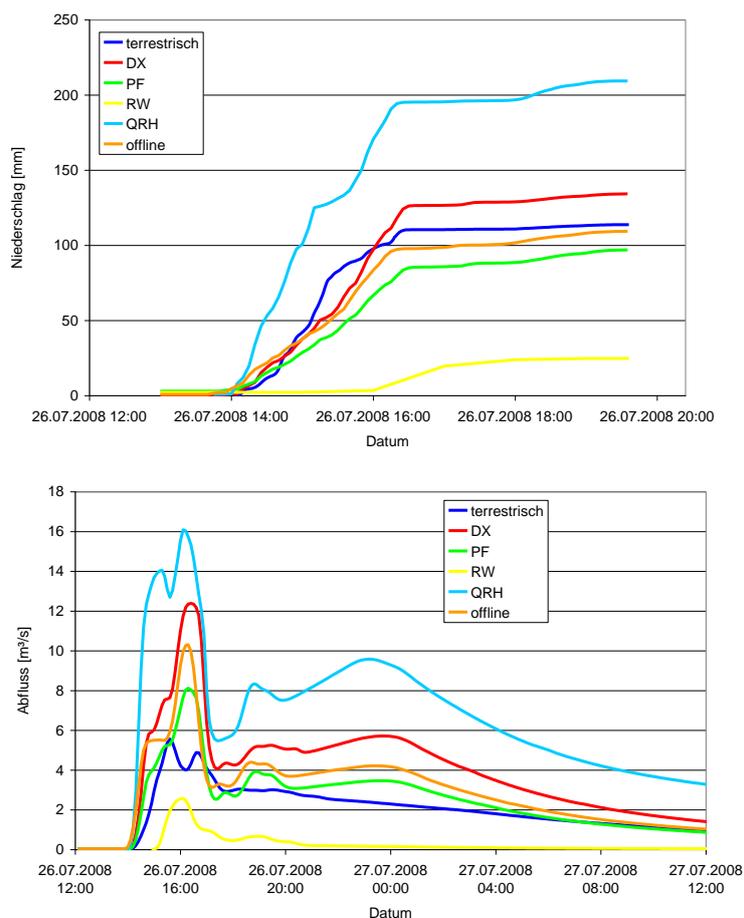


Abb. 1: Variabilität von Niederschlagsinput (oben) und simuliertem Abfluss (unten) am Hochwasserrückhaltebecken In der Meile für das Ereignis vom 26.07.2008

Es lagen sechs verschiedene Niederschlagsprodukte vor. Neben terrestrisch gemessenem Niederschlag wurden verschiedene online und offline verfügbare Radarprodukte für die Simulation verwendet: DX (Radar-Rohdaten, hoch aufgelöste Reflektivitäten), PF (horizontale Echoverteilung, feine Auflösung), RW (Radolanprodukt nach Aneicherung an Ombrometerstationen), QRH (DX-Daten nach quantitativer Datenaufbereitung) und offline (DX-Daten nach Offline-Aneicherung). Nähere Informationen zu den Produkten sind JOHANN et. al. (2009) zu entnehmen. Es zeigen sich deutliche Unterschiede sowohl in der zeitlichen Verteilung als auch in der Niederschlagssumme zwischen den Produkten (Abb. 1). Die Summe lag zwischen rd. 25 und 200 mm. Die Frage, welches Niederschlagsprodukt der Realität am nächsten kommt, bleibt dabei unbeantwortet. Messungenauigkeiten und die Schwierigkeit der Datenaufbereitung extremer und seltener Ereignisse führen zu diesen Differenzen. Diese Variabilität im Niederschlagsinput spiegelt sich entsprechend in den Simulationsergebnissen des Zuflusses zum HRB wider (Abb.1).

Diese große Bandbreite an Simulationsergebnissen zeigt sich auch im Verlauf des Em-scherhauptlaufes. Ein Rückgang des Einflusses des Niederschlagsinputs auf die Simulation mit zunehmender Gebietsgröße ist nicht festzustellen. Im Gegenteil, die schlechteste Anpassung wird am Mündungspegel simuliert (Abb. 2).

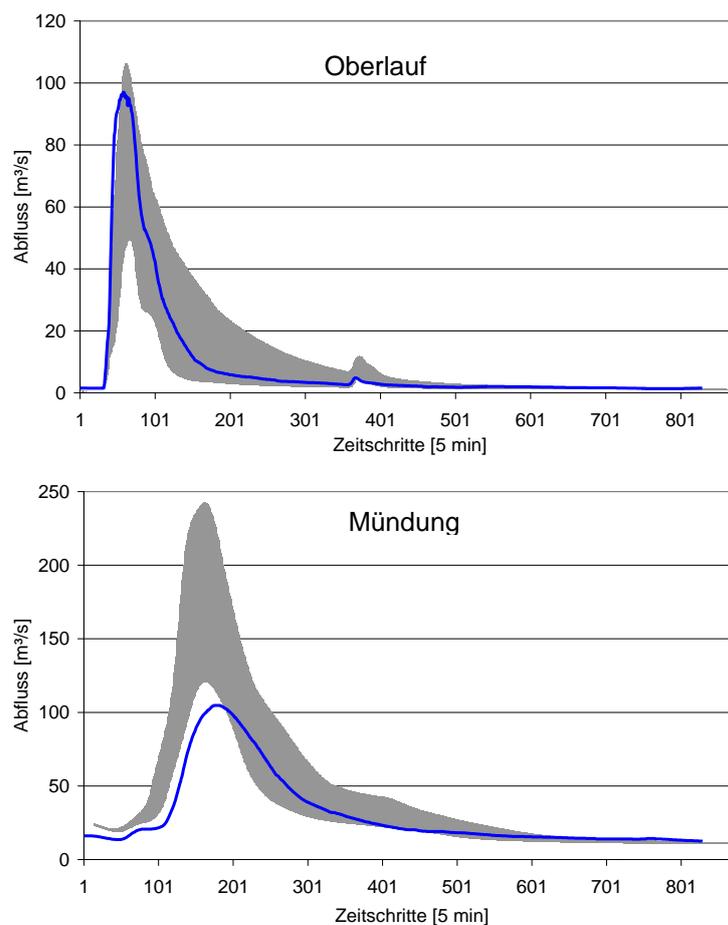


Abb. 2: Gemessener Abfluss (blau) und simulierte Bandbreite (grau) entlang des Em-scherhauptlaufes für das Ereignis vom 26.07.2008

3.2. Abflussbildung und Verifikation

Anhand des Zuflusses zum HRB wurde auch die Abflussbildung während des Extremereignisses untersucht. Das anhand von terrestrischen Niederschlagsdaten kalibrierte Feinmodell liefert einen sehr lang anhaltenden natürlichen Oberflächenabfluss, der für ein Starkregenereignis mit Spitzenintensitäten von 100 mm/h zu langsam erscheint (Abb. 3). Da jedoch dieses kleine Einzugsgebiet nicht mit einem Pegel ausgerüstet ist, fehlen genaue Messdaten für die Verifizierung der Ganglinie und damit indirekt auch für die Verifizierung der Abflussbildung. Es wurde versucht über den Zeitpunkt des Überlaufens des HRB, welcher bekannt ist, eine Verifizierung, auch des Niederschlagsinputs, durchzuführen. Dies kann jedoch nur Anhaltspunkte liefern, eine exakte Verifizierung ist auf diesem Wege nicht möglich.

Die Erfassung der Abflussbildung bei Extremereignissen ist also von den allgemeinen Fähigkeiten des Modells zur Abbildung derartiger Ereignisse und von der Kalibrierung, also der Wahl der Modellparameter abhängig. Die Kalibrierung erfolgt jedoch in der Regel mit kleineren Hochwasserereignissen, bei denen andere Abflussbildungsprozesse prägend sind als bei großen, intensiven Ereignissen. Zudem fehlen oft, besonders in kleinen Einzugsgebieten, die für die Verifizierung notwendigen Messdaten.

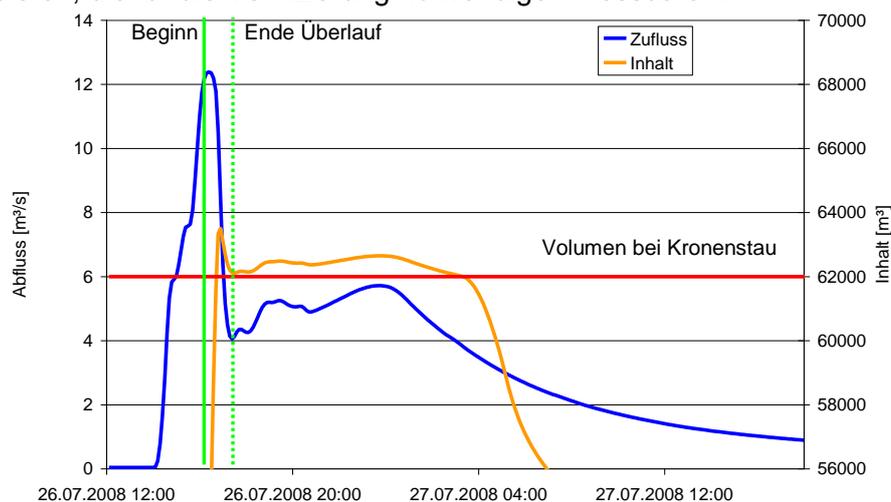


Abb. 3: Simulierter Zufluss und Inhalt des HRB In der Meile, Beginn und Ende des beobachteten Beckenüberlaufs in grün

3.3. Detaillierungsgrad der Modelle

Für ein Teileinzugsgebiet des Rossbachs mit 12,2 km² existiert neben dem Grobmodell, welches für die Hochwasservorhersage an der Emscher verwendet wird, auch ein Feinmodell für wasserwirtschaftliche Planungen im Rahmen des Emscherumbaus. Das Grobmodell deckt das Gebiet über 3 Teilgebiete, das Feinmodell über 65 Teilgebiete ab. Dabei wird die Abflussbildung im Gebiet detaillierter erfasst. Ein Vergleich der Simulationsergebnisse mit den DX-Daten (Radar-Rohdaten) des Deutschen Wetterdienstes (DWD) zwischen Grobmodell und Feinmodell zeigt, dass das Feinmodell das Abflussgeschehen besser wiedergibt als das Grobmodell. Diese Tatsache kann jedoch durch die Wahl eines anderen Niederschlagsinputs deutlich überprägt werden (Abb. 4). Feinmodelle liefern also in kleinen

Einzugsgebieten bessere Simulationsergebnisse, sind jedoch auch umso stärker abhängig von einem realistischen Niederschlagsinput.

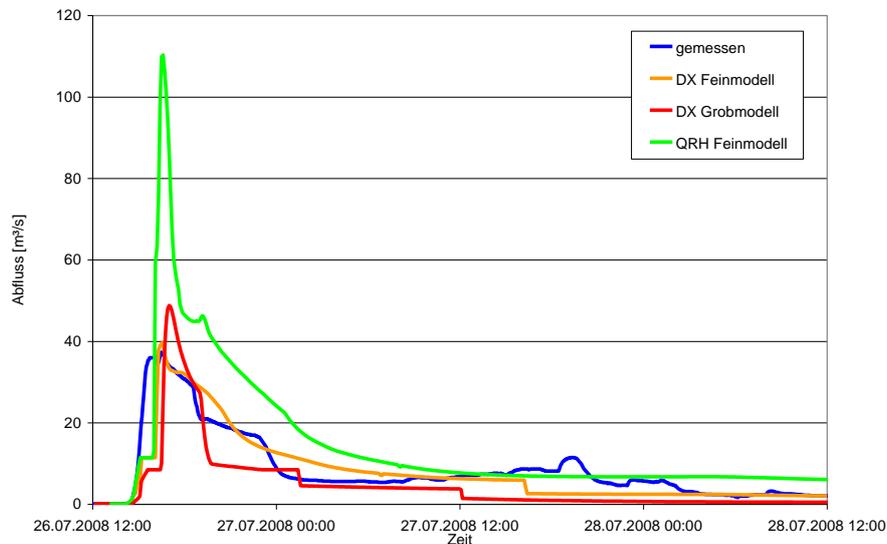


Abb. 4: Einfluss der Diskretisierung des Modells und der Wahl des Niederschlagsinputs auf die Abflusssimulation

3.4. Gebietsabhängigkeit

Die oben beschriebenen Einflussfaktoren auf die Simulation von Extremereignissen stellen sich beim winterlichen Hochwasserereignis in der Lippe vom Januar 2003 ganz anders dar. Bei diesem Ereignis handelt es sich um ein lang anhaltendes Niederschlagsereignis, bei dem das Einzugsgebiet der Lippe nach monatelanger Vorfeuchte flächendeckend mit 80 bis 120 mm überregnet wurde. Dies führte über den gesamten Verlauf der Lippe zu einem 25-jährlichen Abfluss.

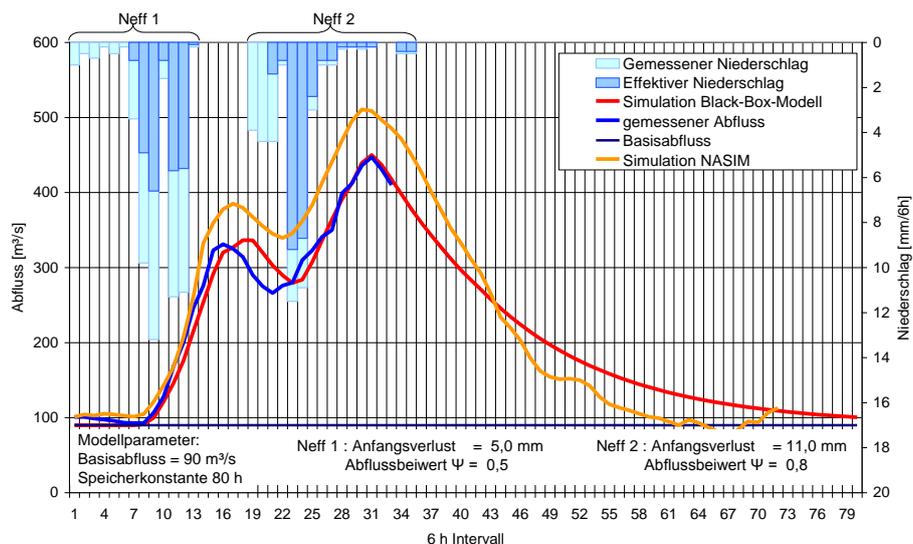


Abb. 5: Simulationsergebnisse des NASIM-Modells und des Black-Box-Modells für das Winterereignis Januar 2003 am Pegel Haltern

An der Simulation des Abflusses am Pegel Haltern, im Mittellauf der Lippe, wird deutlich, dass der mit dem NASIM-Modell simulierte Abfluss mit 29 Niederschlagsstationen als Input eine schlechtere Anpassung an den gemessenen Abfluss zeigt als das Ergebnis aus dem empirischen Black-Box-Modell (Abb. 5). Dieses Modell verwendet nur 5 Niederschlagsstationen in grober zeitlicher Auflösung und benötigt nur die Einstellung von drei Modellparametern. Diese werden ereignisbezogen manuell vom Modellierer kalibriert, indem die Modellergebnisse an den gemessenen Wellenanstieg angepasst werden. Die Wahl des Modelltyps und die Frage nach der Generalisierung des Niederschlagsinputs sind also auch stark vom betrachteten Einzugsgebiet und den dort vorherrschenden Abflussbildungsprozessen abhängig.

4. Fazit und Ausblick

Extremereignisse zu simulieren ist eine schwierige Aufgabe. Die Unsicherheiten im Niederschlagsinput, in den Modelleigenschaften und in den Messdaten zur Verifizierung sind groß. In allen drei Bereichen besteht Optimierungspotenzial für eine Verbesserung der Simulation. Bei Emschergenossenschaft / Lippeverband existiert bereits ein dichtes Messnetz an terrestrischen Niederschlagsstationen. Diese Daten werden für eine weitere Verbesserung der vorhandenen Radardaten verwendet. Dies geschieht derzeit im Rahmen der Kooperation der Wasserverbände Nordrhein-Westfalens mit dem Deutschen Wetterdienst in Form einer Verbesserung der Online-Aneicherung der Radolan-Daten durch zusätzliche Stationsdaten der Wasserverbände.

Wie beschrieben zeigen auch die Modelleigenschaften Unsicherheiten im Zusammenhang mit der Simulation von Extremereignissen. Es stellt sich die Frage nach der ausreichenden Diskretisierung und Kalibrierung des Modells im Hinblick auf die Abbildung der Abflussbildung bei Extremereignissen. Möglicherweise kann es hilfreich sein, unterschiedliche Modellversionen für unterschiedliche Gebiete und Ereignistypen vorzuhalten.

Ein besonderes Augenmerk muss auch auf die Erfassung von Pegelmessdaten zur Verifizierung gelegt werden, eine Optimierung des Messnetzes im Hinblick auf relevante Messpunkte und Erfassung auch großer Wasserstandshöhen kann sinnvoll sein. Qualitativ hochwertige Daten sind unerlässlich für die Verbesserung der Simulation.

Mit den heute vorliegenden Messdaten und Methoden (u. a. Radardaten, gekoppelte Modelle, hohe Rechnerkapazität) lassen sich hydrologische Prozesse, auch bei Extremereignissen immer besser abbilden. Jedoch sind weitere Schritte notwendig, um für den operativen Hochwasserschutz zuverlässige Aussagen über Extremereignisse zur Verfügung stellen zu können.

Literatur

- HOMMEL, H. (2002): Vorhersagemodell zum Abschätzen der Hochwasserentwicklung der Lippe. – In: Wasser & Boden, 54/4, Blackwell Verlag, Berlin, S. 37-41
- HYDROTEC (2009): Niederschlag-Abfluss-Modell NASIM, Version 3.7.0, Aachen
- JOHANN, G. (2009): Softwareeinsatz zur Planung von Hochwasserschutzmaßnahmen in der Praxis. – In: Bfg-Veranstaltungen 6/2009: Softwarelösungen für ein integriertes

Hochwassermanagement. Kolloquium am 25. März 2009 in Koblenz. Bundesanstalt für Gewässerkunde, Koblenz

JOHANN, G., B. OTT & A. TREIS (2009): Einfluss von terrestrisch gemessenen und radarbasierten Niederschlagsdaten auf die Qualität der Hochwasservorhersage. – In: Korrespondenz Wasserwirtschaft 2009 (2), Nr. 9, GFA, Hennef, S. 487-493

Nachrechnung des Hochwasserereignisses vom Juni 2008 an der Starzel mit dem Wasserhaushaltsmodell LARSIM

Jochen Hohenrainer

Zusammenfassung

Ausgelöst durch heftige, räumlich jedoch stark begrenzte Gewitterniederschläge kam es am 2. Juni 2008 an der Starzel am Nordrand der Schwäbischen Alb zu einem extremen Hochwasserereignis, an dessen Folgen drei Menschen starben. Im Rahmen des Forschungsprojektes OPAQUE wurde das Ereignis mit dem Wasserhaushaltsmodell LARSIM nachgerechnet. Die im Gebiet vorhandenen Niederschlagsstationen lagen alle außerhalb des Zentrums der Gewitterzelle, folglich existieren Unsicherheiten bezüglich der höchsten gefallenen Niederschlagsmengen und -intensitäten. Dies spiegelt sich bei einer auf Basis der Stationsniederschläge durchgeführten Ereignissimulation in einer Unterschätzung des Scheitelabflusses wider. Neben den Stationsmessungen standen auch angeeichte Radarniederschläge für den Modellinput zur Verfügung. Auf Grundlage der Radardaten ergeben sich, bedingt durch die genauere Erfassung der Niederschlagsverteilung, im Vergleich zu den Stationsniederschlägen deutliche Verbesserungen in der Abflusssimulation. In Ergänzung zur Simulation wurden auf der Basis von COSMO-DE-Wettervorhersagen, unter Einsatz der in LARSIM integrierten Optimierungsroutinen, Hochwasservorhersagen erstellt, um zu überprüfen, wie gut das Ereignis unter quasi operationellen Bedingungen hätte vorhergesagt werden können. Dabei wird deutlich, dass Niederschlagsdefizite in den Wettervorhersagen durch eine operationelle Modellnachführung teilweise kompensiert werden können und die Hochwasservorhersage dadurch verbessert wird.

1. Einleitung

Am 2. Juni 2008 trat an der Starzel, einem rechten Nebenfluss des Neckars in Baden-Württemberg, ein extremes Hochwasserereignis auf. Besonders betroffen war das Killertal am Nordrand der Schwäbischen Alb. Auf ihrem Lauf zum Neckar werden von der Starzel mehrere Ortschaften durchquert, u. a. Jungingen und Hechingen, wo infolge des Hochwassers drei Menschen ums Leben kamen. Zudem entstanden materielle Schäden in Millionenhöhe. Das Extremereignis wurde im Rahmen des Forschungsprojektes „Operationelle Abfluss- und Hochwasservorhersage in kleinen Einzugsgebieten (OPAQUE)“ mit dem Wasserhaushaltsmodell LARSIM nachgerechnet. Das Ziel des Projekts ist eine verbesserte Vorhersage extremer Hochwasserereignisse in Oberläufen bzw. Quellgebieten großer Flüsse. Aufgrund der relativ kleinen Einzugsgebietsgröße bis zum Pegel Rangendingen (123 km²) und des aktuellen Hochwassergeschehens 2008 stellt das Gebiet ein geeignetes Untersuchungsobjekt dar. Das Ereignis wurde auf Basis von verschiedenen zur Verfügung stehenden Niederschlagsdaten (Stationsniederschläge, Radardaten) nachsimuliert, um zu überprüfen, wie gut sich das Hochwasser bei der jeweiligen Datenlage rekonstruieren lässt. Ein weiteres Ziel der Untersuchung war die Beantwortung der Frage, wie gut sich das Ereignis unter operationellen Bedingungen hätte vorhergesagen lassen. Hierfür ist neben einer verlässlichen Wettervorhersage für den Modellinput auch entscheidend, wie gut das Vorhersagemodell auf der Basis von zum Vorhersagezeitpunkt

vorliegenden Messdaten an die aktuell herrschenden hydrologischen Bedingungen angepasst werden kann. Für die vorliegende Untersuchung standen COSMO-DE-Wettervorhersagen des Deutschen Wetterdienstes zur Verfügung. Auf dieser Grundlage konnten mit den in LARSIM integrierten Optimierungsroutinen, unter quasi operationellen Bedingungen, Hochwasservorhersagen für das Starzel-Ereignis erstellt und bewertet werden.

2. Das Ereignis

Auslöser des Hochwasserereignisses waren heftige, räumlich stark begrenzte Gewitterniederschläge, wobei besonders hohe Intensitäten in Jungingen und Umgebung beobachtet wurden. Die beiden Niederschlagsstationen des Deutschen Wetterdienstes (DWD) Hechingen und Burladingen-Hausen lagen dem Zentrum der Gewitterzelle am nächsten. Für die Zeit zwischen 17:50 bis 18:50 Uhr (MEZ) am 2. Juni wurden dort Niederschlagssummen von 31 bzw. 35 mm gemessen. Da sich beide Stationen jedoch außerhalb bzw. am Rand des Geschehens der intensivsten Niederschläge befanden, wurde die tatsächliche Niederschlagssituation durch diese Messungen nur bedingt erfasst. Für die Region Jungingen im Zentrum der höchsten Niederschläge existieren zwar keine offiziellen Standardmessungen, dafür liegen Aufzeichnungen von Privatpersonen vor. Hier ist eine Messung interessant, bei der ein Regenschirm mit einem Fassungsvermögen von 80 mm innerhalb von 55 Minuten dreimal übergelaufen ist (mdl. Mitteilung Hr. Stegmaier, RP Tübingen, 04.02.2009). Hieraus ergibt sich ein Extremniederschlag von über 240 mm in weniger als einer Stunde (zum Vergleich: Der hundertjährige Niederschlagswert für ein 60-Minutenintervall nach KOSTRA-DWD 2000 (DWD 2005) beträgt für die entsprechende Gitterzelle 56 mm). Begünstigend für die Entstehung des Hochwassers dürfte sich zudem eine aus mehreren Niederschlagsereignissen in den vorausgegangenen Tagen resultierende hohe Wassersättigung der Böden im Gebiet ausgewirkt haben.

Vom Hochwasser besonders betroffen war die Region Killer bis Rangendingen. Oberhalb des Ortes Killer wurden offenbar keine Überschwemmungen beobachtet (HYDRATE-Project 2009). Die Tatsache, dass das Hochwasserereignis auf einen bestimmten Teil des Einzugsgebietes begrenzt war und in den höher gelegenen Gebieten keine Überschwemmungen auftraten, verdeutlicht noch einmal das räumlich sehr variable Niederschlagsgeschehen. In Rangendingen existiert eine Pegelmessstelle, für die für das Ereignis 2008 ein Scheitelabfluss von 134 m³/s angegeben wird. Für das 123 km² große Einzugsgebiet am Pegel Rangendingen entspricht dies einem Hochwasserabfluss mit einer Jährlichkeit von über 100 Jahren ($HQ_{100} = 125 \text{ m}^3/\text{s}$, LUBW 2007).

3. Daten und Methoden

3.1. Das Wasserhaushaltsmodell LARSIM

Das Wasserhaushaltsmodell LARSIM (Large Area Runoff Simulation Model) ist eine Weiterentwicklung des Flussgebietsmodells FGMOD (LUDWIG 1982) und wird zur kontinuierlichen Simulation der Wasserbilanz in Einzugsgebieten unterschiedlicher Größenordnung mit unterschiedlichen klimatischen Bedingungen eingesetzt (z. B.

BREMICKER 1998, GATHENYA 1999, EBEL et al. 2000, RICHTER & LUDWIG 2003). Dabei wird es für zahlreiche Fragestellungen genutzt, wie z. B. zur Abschätzung möglicher Veränderungen der wasserwirtschaftlichen Rahmenbedingungen infolge des Klimawandels (BARTELS et al. 2004; GERLINGER 2004) oder aufgrund von Landnutzungsänderungen (HAAG et al. 2005, 2006). LARSIM ermöglicht eine prozess- und flächendetaillierte Simulation des terrestrischen Wasserkreislaufs in variabler zeitlicher und räumlicher Auflösung. Detaillierte Angaben zur Funktionsweise des Modells finden sich in LUDWIG & BREMICKER (2006).

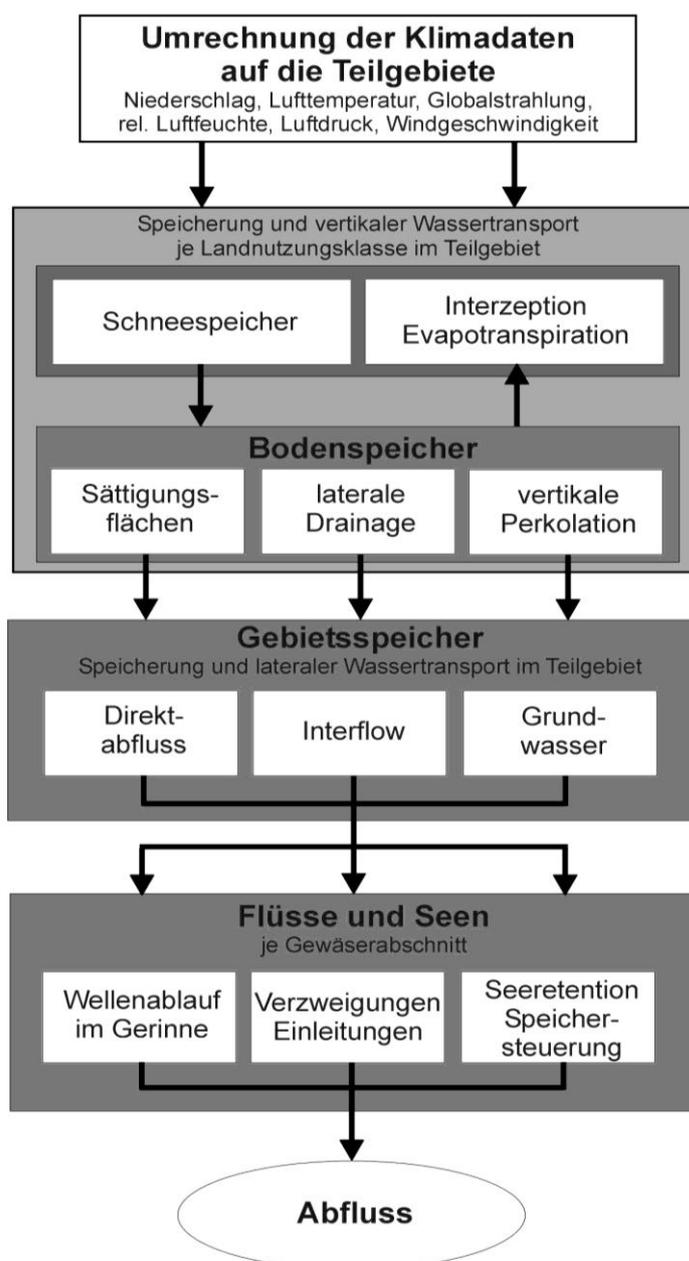


Abb. 1: Schematische Struktur des Wasserhaushaltsmodells LARSIM.

LARSIM basiert auf räumlich aufgelösten Systemdaten (Geländehöhe, Gefälle, Landnutzung, nutzbare Feldkapazität der Böden, Gerinnegeometrie etc.) und wird von meteorologischen Eingangsdaten (Niederschlag, Lufttemperatur, Globalstrahlung, Luftfeuchte, Windgeschwindigkeit, Luftdruck) angetrieben (Abbildung 1). Beim Aufbau eines Wasserhaushaltsmodells wird das jeweilige Flussgebiet in Teilgebiete aufgelöst (Teileinzugsgebiete oder Rasterzellen). Die für den Modellantrieb in den einzelnen Teilgebieten verwendeten meteorologischen Größen (z. B. Gebietsniederschlag) werden aus den Messwerten der umliegenden Stationen mithilfe einfacher Regionalisierungsverfahren abgeleitet. Beim Niederschlag können systematische Messfehler bei der Verwendung von Messwerten um die Benetzungs- und Verdunstungsverluste sowie um den Einfluss der Windverdriftung korrigiert werden. Zur Berücksichtigung subskaliger Prozesse sind die Teilgebiete nochmals in Landnutzungsklassen unterteilt. Dabei wird individuell für jedes Teilgebiet jeder dort vorhandenen Landnutzungsklasse eine nutzbare Feldkapazität zugeordnet, d. h. in verschiedenen Teilgebieten können für die gleiche Landnutzungsart unterschiedliche nutzbare Feldkapazitäten vergeben werden. Unter Berücksichtigung landnutzungsspezifischer, jahreszeitlich variabler Systemdaten werden Schneeakkumulation und -ablation, Evapotranspiration (inkl. Interzeptionsverdunstung) und der Bodenwasserhaushalt subskalig berechnet. Demgegenüber werden die Abflusskonzentration (über drei oder vier parallele Einzellinearspeicher) sowie Translation und Retention im Gerinne (mittels hydrologischer Verfahren oder unter Einsatz von aus hydrodynamischen Modellen ermittelten Volumen-Abfluss-Beziehungen) teilgebietsspezifisch behandelt. Darüber hinaus können in LARSIM Rückhaltebecken, Talsperren sowie Ein- bzw. Überleitungen berücksichtigt werden. LARSIM wird u. a. in Baden-Württemberg flächendeckend für die operationelle Abflussvorhersage eingesetzt (BREMICKER et al. 2004). Für den operationellen Betrieb wurden einige Modellerweiterungen und spezielle Optimierungsroutinen entwickelt, um vor dem Vorhersagezeitpunkt auftretende Abweichungen zwischen berechneten und gemessenen Abflüssen (z. B. aufgrund von unzureichenden Niederschlags- und Klimastationsdichten bzw. nicht repräsentativer Daten) zu minimieren. Die Basis bildet dabei eine Nachführung geeigneter Modellgrößen mit dem Ziel, den Wasserhaushalt vom Modell zum aktuellen Zeitpunkt möglichst gut abzubilden und somit die Güte der Vorhersage zu verbessern. Eine detaillierte Beschreibung der automatisierten Modellnachführung einschließlich Anwendungsbeispielen findet sich in LUCE et al. (2006). Nachfolgend werden die wichtigsten Punkte kurz vorgestellt.

Im operationellen Betrieb wird der Modellierungszeitraum unterteilt in einen Simulations- bzw. Auswertzeitraum (Start der Berechnung bzw. Auswertung bis zum Zeitpunkt der Vorhersage), bei dem operationell verfügbare, gemessene hydrometeorologische Daten als Modellantrieb dienen, und in einen sich anschließenden Vorhersagezeitraum, bei dem der Modellinput in Form von Wettervorhersagen erfolgt. Liegt im Auswertzeitraum die relative Differenz zwischen gemessenem und berechnetem Abfluss über einem vorzugebenden Schwellenwert (z. B. 5 %), so wird eine Modellnachführung vorgenommen. Hierbei wird in Abhängigkeit vom Abflussbereich (Niedrig-, Mittel- oder Hochwasser) und vom Abflusszustand (stationär oder instationär) automatisiert entschieden, welche Variante der Nachführung zielführend ist: Wasserdargebotsnachführung oder Nachführung der

Gebietsspeicher. Die Anpassung des Wasserdargebots (Modellinput in Form von Regen sowie Schneeschmelzwasser) ist vor allem ausgelegt, um Unsicherheiten zu kompensieren, die bei der Erfassung von Niederschlägen z. B. aus kleinräumigen Gewitterzellen entstehen sowie um Ungenauigkeiten bei der Schneeschmelze aufgrund von nicht korrekt simulierten Schneedecken auszugleichen. Sind die Abweichungen zwischen Simulation und Messung nicht durch Niederschlag bzw. Schneeschmelze bedingt (z. B. im abfallenden Ast einer Hochwasserwelle), sondern durch eine nicht repräsentative Füllung der Gebietsspeicher im Modell, so ist eine Nachführung des Wasserdargebots nicht zielführend. In diesem Fall werden die hydrologischen Gebietsspeicher so nachgeführt, dass der berechnete Abfluss mit der Pegelmessung möglichst gut übereinstimmt. Die Korrektur des Wasserdargebots bzw. der Speicherfüllungen erfolgt dabei über einen Korrekturfaktor, der über den gesamten Auswertzeitraum angewandt wird. Es erfolgt keine Übertragung des Korrekturfaktors auf die Eingangsdaten im Vorhersagezeitraum. Die Höhe des Korrekturfaktors wird automatisiert ermittelt, wobei die maximal zulässige Korrektur durch vorzugebende minimale und maximale Faktoren begrenzt wird. Eine gleichzeitige Nachführung von Wasserdargebot und Speicherfüllung erfolgt nicht.

Nach einer Modellnachführung können am Ende des Simulationszeitraums bzw. zu Beginn der Vorhersage noch Abweichungen zwischen Simulation und Abflussmessung auftreten. Zur Anpassung der vorhergesagten Abflüsse an die gemessene Ganglinie können diese um die absolute bzw. relative Differenz zwischen Simulation und Messung zu Beginn des Vorhersageintervalls korrigiert werden (ARIMA 0-1-0 Korrektur). Generell kann sowohl die Modellnachführung als auch die ARIMA-Korrektur pegelspezifisch in Abhängigkeit vom Abflussbereich festgelegt werden.

3.2. Simulation des Ereignisses

Für die Simulation des Hochwasserereignisses an der Starzel stand das im kontinuierlichen operationellen Betrieb eingesetzte Wasserhaushaltsmodell (WHM) Neckar der Hochwasservorhersagezentrale (HVZ) Baden-Württemberg zur Verfügung. Das WHM Neckar besitzt eine rasterbasierte, quadratische Flächenaufteilung von 1x1 km² und wird in Stundenzeitschritten betrieben.

Da der Pegel Rangendingen kein operationeller Vorhersagepegel ist und auch keine Modellkalibrierung für das betreffende Teileinzugsgebiet existiert, wurde zunächst eine Neueichung der Gebietsparameter für den Kontrollbereich des Pegels durchgeführt. Dabei wurden vier Abflusskomponenten im Modell berücksichtigt. Die Kalibrierung der für den Basisabfluss und Interflow maßgeblich verantwortlichen Modellparameter erfolgte über einen zusammenhängenden Zeitraum von ca. 10 Jahren (Januar 1998 bis September 2008). Die Hochwasserparameter wurden anhand ausgewählter Hochwasserereignisse (August 2002, Juni 2007 und Juni 2008) nach Standard der HVZ Baden-Württemberg mit Wasserdargebotsnachführung angepasst. Bei dieser Methode wird der Wasserinput in das Modell während des jeweiligen Einzelereignisses über einen Korrekturfaktor so angepasst, dass die Abweichung zwischen gemessenem und simuliertem Abflussvolumen über das gesamte Ereignis minimiert wird. Der Korrekturfaktor wird ereignisspezifisch automatisiert berechnet und ist über das gesamte Hochwasserereignis konstant. Die maximal zulässige Korrektur

des Wasserdargebots wird durch minimale und maximale Korrekturfaktoren eingeschränkt. Dieses Vorgehen kompensiert Wasserdefizite bzw. -überschüsse, die z. B. durch nicht repräsentative Niederschlagsmessungen bedingt sind. Damit wird erreicht, dass das Modell auf eine möglichst gute Abbildung der Gebietsreaktion bei einem quasi optimalen Niederschlagsinput geeicht wird.

Die Wasserdargebotsnachführung bei einer Simulation ist zu unterscheiden von einer Korrektur des Wasserdargebots im Rahmen einer Abflussvorhersage mit Modelloptimierung (vgl. Kapitel 3.1). Bei der letztgenannten Methode erfolgt eine Nachführung nur für den Simulationszeitraum bis zum Vorhersagezeitpunkt. Im Vorhersagezeitraum wird keine Korrektur durchgeführt. Zudem erfolgt während einer Simulation, im Gegensatz zur Abflussvorhersage, in keinem Fall eine Nachführung der Gebietspeicher.

Auf Basis unterschiedlicher Niederschlagsdaten wurde das Modell in zwei Varianten geeicht. Zum einen erfolgte eine Anpassung auf Basis von Stationsniederschlägen, die neben den Messwerten weiterer Klimaparameter von der HVZ Baden-Württemberg zur Verfügung gestellt wurden. Zum anderen standen für den Modellantrieb Radardaten zur Verfügung, die vom Institut für Geoökologie der Universität Potsdam nach dem „Merging-Verfahren“ an Stationsdaten angeeicht wurden. Beim Radar-„Merging“ handelt es sich um ein geostatistisches Verfahren zur Korrektur stündlicher, radarbasierter Niederschlagsmessungen durch bodengestützte Ombrometermessungen, bei dem das räumliche Muster des Radarbildes auf die interpolierten Stationsniederschläge übertragen wird (KNEIS & HEISTERMANN 2009).

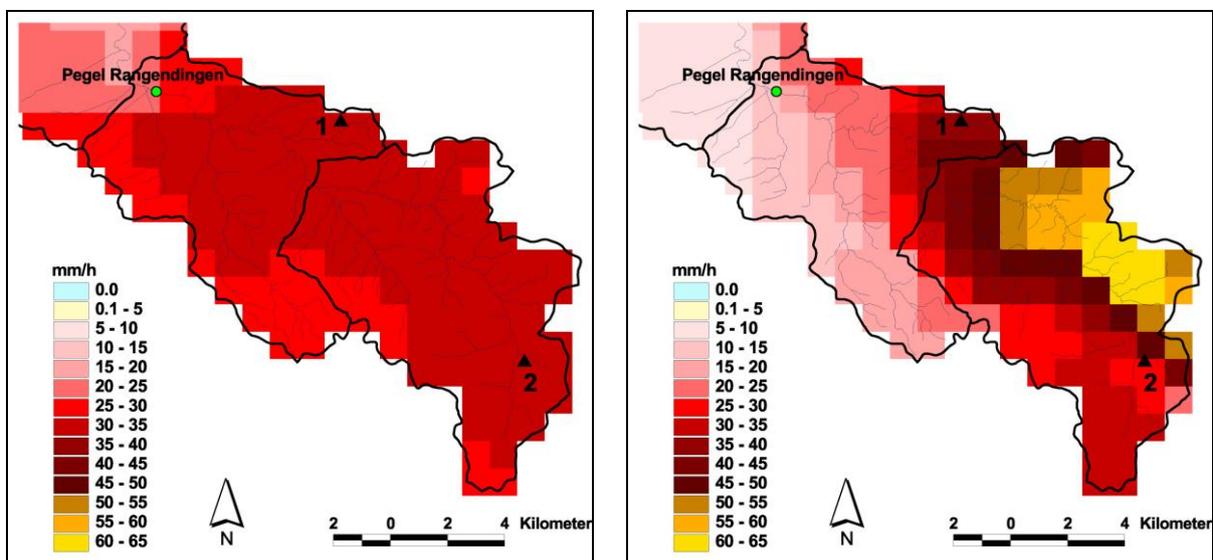


Abb. 2: Modellinput auf Basis von mit LARSIM interpolierten Stationsniederschlägen (links) sowie von angeeichten Radardaten (rechts), jeweils stündliche Niederschlagssumme von 18:00 bis 19:00 Uhr (MEZ). Die Dreiecke markieren die Lage der Niederschlagsstationen Hechingen (1) und Burladingen-Hausen (2).

Somit lagen stündliche Niederschlagswerte in einem Raster von 1x1 km² für den zusammenhängenden Zeitraum von Mai 2004 bis Dezember 2008 sowie für das Hochwasserereignis im August 2002 vor, auf deren Basis ebenfalls eine Modellkalibrierung

für den Pegel Rangendingen durchgeführt wurde. In Abbildung 2 sind die stündlichen Niederschlagssummen von 18:00 bis 19:00 Uhr (MEZ) des 2. Juni 2008 für die Modellelemente des Einzugsgebietes der Starzel dargestellt, wie sie sich aus der LARSIM-internen Interpolation der Stationsniederschläge sowie aus den angeeichten Radardaten ergeben. Die dargestellten Niederschlagssummen basieren auf der Grundlage von allen, auch den nachträglich, zur Verfügung stehenden Niederschlagsdaten (s. unten).

In Abbildung 3 sind die Ergebnisse der Hochwasserkalibrierung mit Wasserdargebotsnachführung auf Basis von Stationsniederschlägen (rot) sowie von Radarniederschlägen (schwarz) exemplarisch für die zwei größten im Untersuchungszeitraum auftretenden Hochwasserereignisse dargestellt.

Während beim Ereignis im August 2002 mit Stationsniederschlägen und Radardaten eine in etwa vergleichbar gute Simulation erreicht wird (Abbildung 3, links), existieren beim Ereignis im Juni 2008 für die beiden „Niederschlagsvarianten“ sehr deutliche Unterschiede in der Simulationsgüte (Abbildung 3, rechts). Bei diesem Ereignis wird die Welle mit Stationsniederschlägen trotz Wasserdargebotsnachführung deutlich unterschätzt (hier wird der maximal zugelassene Nachführungsfaktor von 2,0 erreicht, d. h. um das gesamte Abflussvolumen zu reproduzieren, wäre ein noch größerer Faktor notwendig) und der Hochwasserscheitel für einen zu späten Zeitpunkt berechnet. Demgegenüber wird bei Verwendung der angeeichten Radardaten und der sich daraus ergebenden genaueren Abbildung der Niederschlagsverteilung im Gebiet die Abflusskonzentration offensichtlich zuverlässiger berechnet, was zu einer wesentlich realistischeren Simulation des Wellenverlaufs führt.

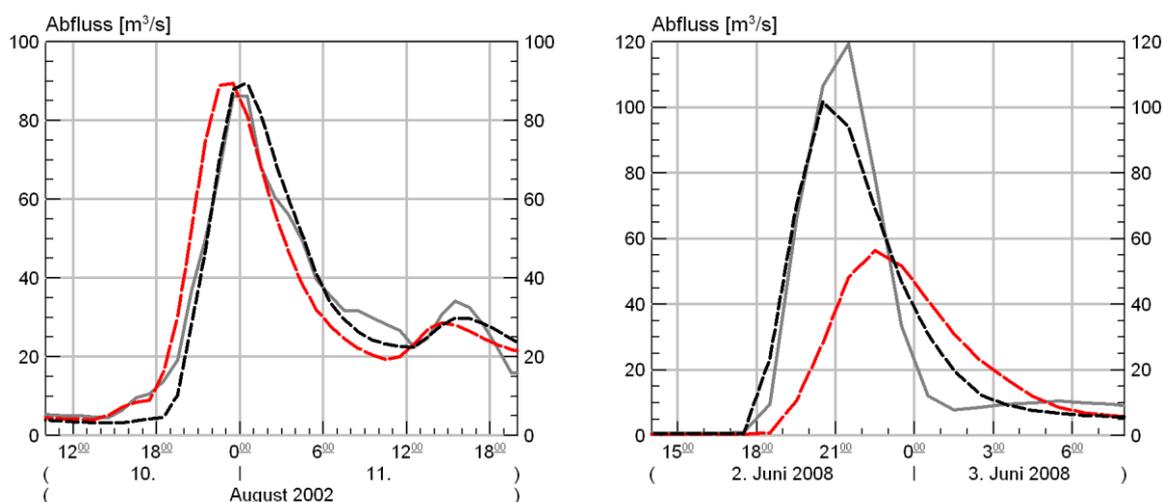


Abb. 3: Hochwassersimulation mit Wasserdargebotsnachführung für den Pegel Rangendingen Starzel (HW August 2002 links, HW Juni 2008 rechts) bei ursprünglicher Datenlage. Dargestellt sind neben der gemessenen Ganglinie (grau) die Eichergebnisse auf Basis von Stationsniederschlägen (rot) sowie von Radarniederschlägen (schwarz).

Im Laufe der Projektbearbeitung wurde die Datenlage für das Starzelereignis 2008 durch zusätzliche Niederschlagsdaten verdichtet (z. B. lagen für die Station Hechingen

ursprünglich nicht für den gesamten Ereigniszeitraum Messwerte vor) und das Ereignis auf dieser Grundlage nochmals simuliert. Zudem wurde auf Basis der verdichteten Datenlage die Radaraneichung erneut durchgeführt. Gegenüber der ursprünglichen Hochwasserkalibrierung konnten durch die ergänzenden Niederschlagsdaten deutliche Verbesserungen in der Simulationsgüte erzielt werden. Dies gilt sowohl bei Verwendung von Stationsniederschlägen als auch bei angeeichten Radardaten für den Modellinput (Abbildung 4, Simulation mit Wasserdargebotsnachführung).

Wird auf eine Wasserdargebotsnachführung verzichtet und eine Simulation auf Basis der tatsächlich gemessenen Stationsniederschläge durchgeführt, wird klar, dass bei der ursprünglichen Datenlage der Niederschlagsinput in das Modell viel zu gering ausfällt, was sich in einer starken Unterschätzung der Hochwasserwelle widerspiegelt. Bei Verwendung der angeeichten Radardaten ergibt sich im Vergleich zu den Stationsniederschlägen zwar eine Verbesserung in der Simulationsgüte, Scheitel und Volumen der Welle werden dennoch deutlich zu niedrig simuliert (Abbildung 5, links).

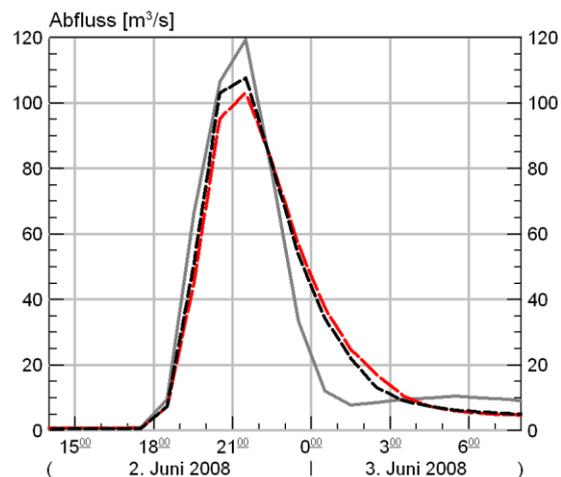


Abb. 4: Hochwassersimulation mit Wasserdargebotsnachführung für den Pegel Rangendingen Starzel (HW Juni 2008) bei verdichteter Niederschlagsdatenlage. Dargestellt sind neben der gemessenen Ganglinie (grau) die Eichergebnisse auf Basis von Stationsniederschlägen (rot) sowie von Radarniederschlägen (schwarz).

Auf der Grundlage aller, auch der nachträglich, zur Verfügung stehenden Niederschlagsdaten wird die Hochwasserwelle dagegen sichtlich besser simuliert. Bei einer direkten Verwendung der verdichteten Stationsniederschläge als Modellinput wird der Scheitel der Welle jedoch immer noch etwas unterschätzt, was auf die Lage der Niederschlagsstationen im Verhältnis zum Zentrum der Gewitterzelle zurückzuführen sein dürfte (vgl. Abbildung 2). Demgegenüber werden bei einer Simulation auf Grundlage der anhand der verdichteten Stationsdaten angeeichten Radardaten bedingt durch die realistischere Repräsentation der räumlichen Niederschlagsverteilung sowohl der Anstieg als auch der Scheitel der Welle relativ genau berechnet (Abbildung 5, rechts).

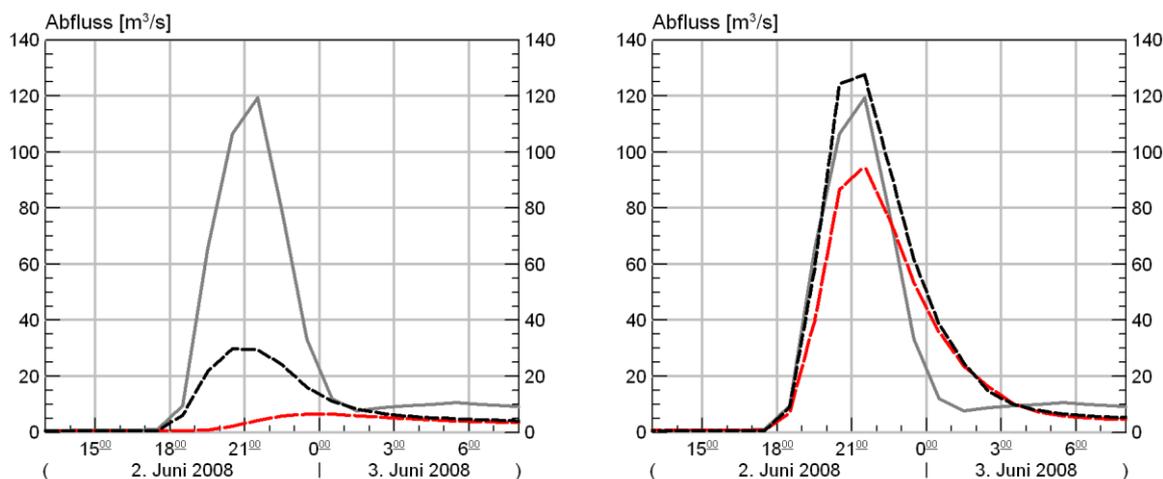


Abb. 5: Hochwassersimulation ohne Wasserdargebotsnachführung für das Ereignis im Juni 2008 (links: ursprüngliche Datenlage, rechts: verdichtete Niederschlagsdaten). Simulation mit Stationsniederschlägen (rot) und angeeichten Radardaten (schwarz).

3.3. Abflussvorhersagen auf Basis von COSMO-DE-Vorhersagen

Für die vorliegende Untersuchung standen zwei nachgerechnete COSMO-DE-Wettervorhersagen des Deutschen Wetterdienstes für 1:00 Uhr und 13:00 Uhr (MEZ) des 2. Juni 2008 zur Verfügung (Datenbereitstellung durch die HVZ Baden-Württemberg). Auf dieser Grundlage wurden unter Einsatz der in LARSIM integrierten Optimierungsroutinen zwei Vorhersagevarianten gerechnet. In Variante 1 erfolgte bei der Vorhersage entsprechend dem operationellen Betrieb an der HVZ Baden-Württemberg die Modelloptimierung bis zum Vorhersagezeitpunkt auf Basis von gemessenen Stationsniederschlägen. In Variante 2 wurde die Modellnachführung bis zum Vorhersagezeitpunkt auf Basis der nach dem „Merging-Verfahren“ angeeichten Radardaten durchgeführt. Letztere Variante steht im operationellen Betrieb noch nicht zur Verfügung, wurde in die Untersuchung aber mit einbezogen, um die potentiellen Verbesserungsmöglichkeiten, die sich bei Verwendung von angeeichten Radardaten ergeben könnten, zu analysieren. Im Vorhersagezeitraum bilden in beiden Varianten ausschließlich die Wettervorhersagen des DWD den Modellantrieb.

Die Ergebnisse der Vorhersagerechnungen sind für beide Varianten in Abbildung 6 exemplarisch anhand ausgewählter Einzelvorhersagen dargestellt. Jede farbige Ganglinie stellt dabei eine zu einem bestimmten Vorhersagezeitpunkt berechnete Abflussvorhersage dar. Anhand der sehr flach verlaufenden Vorhersageganglinien, die auf Basis der Wettervorhersage für 1:00 Uhr erstellt wurden (vgl. Abbildung 6, rote Ganglinie), wird deutlich, dass in dieser COSMO-DE-Vorhersage kein nennenswerter Niederschlag berechnet wurde. In der Wettervorhersage für 13:00 Uhr wird der Niederschlag offenbar etwas besser vorhergesagt, ersichtlich an den Abflussvorhersagen, die für diesen oder spätere Vorhersagezeitpunkte erstellt wurden (schwarze und grüne Ganglinie). Das Hochwasser wird zu diesen Zeitpunkten jedoch noch deutlich unterschätzt.

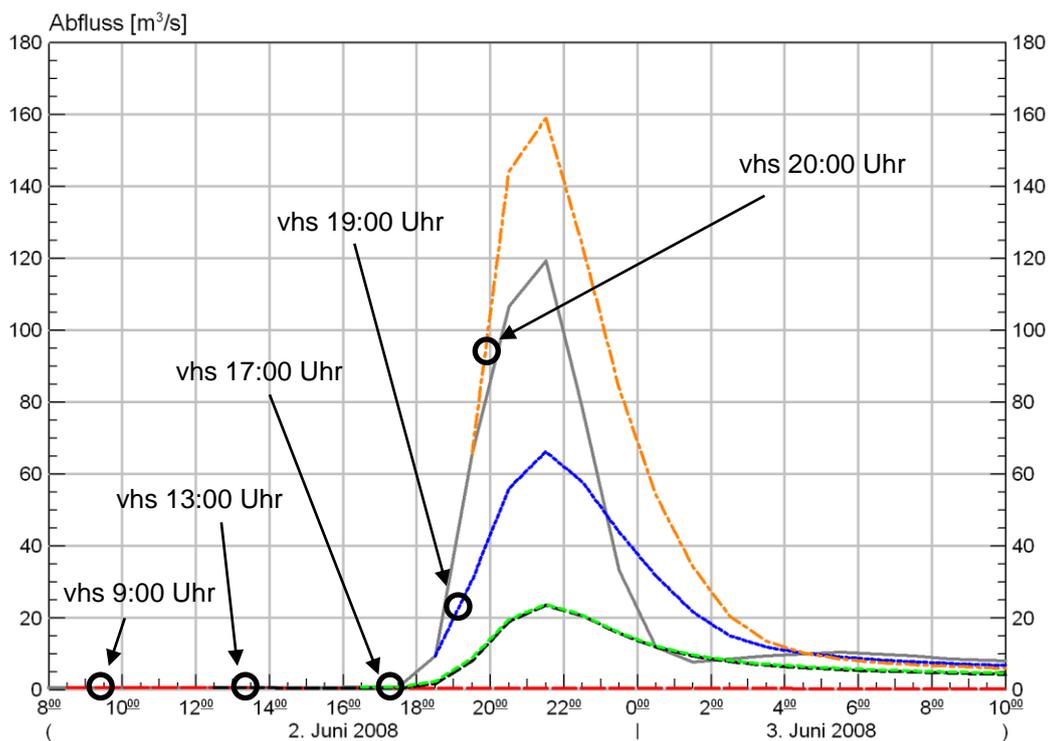
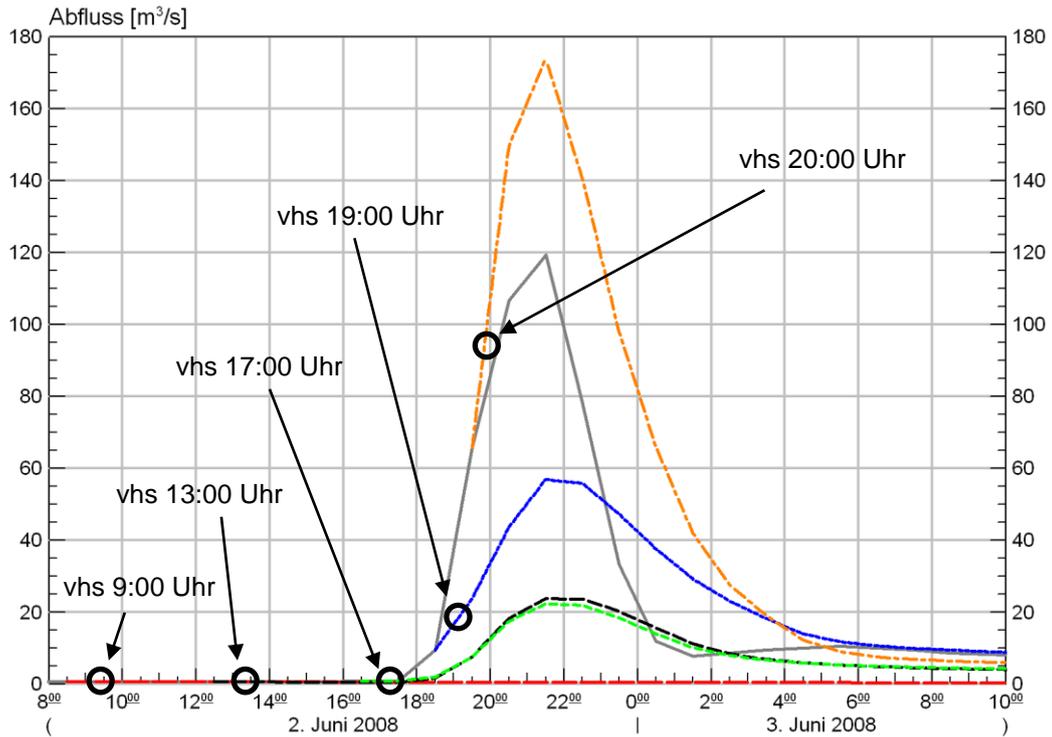


Abb. 6: Zu verschiedenen Vorhersagezeitpunkten (vhs) erstellte Abflussvorhersagen (farbige Ganglinien) für das Ereignis 2008 (grau: gemessener Abfluss) mit Modelloptimierung bis zum Vorhersagezeitpunkt auf Basis von gemessenen Stationsniederschlägen (oben) und mit angeeichten Radardaten (unten). Modellantrieb im Vorhersagezeitraum jeweils COSMO-DE.

Eine nennenswerte Verbesserung in der Abflussvorhersage wird erst für Vorhersagezeitpunkte, die im ansteigenden Ast der Welle liegen, erreicht, da hier der Effekt der Modelloptimierung stärker zum Tragen kommt. Der Wellenscheitel wird zwar in der 19:00 Uhr-Vorhersage (blau) immer noch um etwa die Hälfte unterschätzt, für die Hochwasservorhersagezentrale kann diese Abflussvorhersage jedoch bereits einen wichtigen Hinweis liefern, dass mit einem Hochwasser in der betroffenen Region zu rechnen ist. In Ergänzung dazu lässt sich festhalten, dass der Verlauf und der Scheitel der Welle im vorliegenden Fall etwas besser vorhergesagt wird, wenn für die Modelloptimierung vor dem Vorhersagezeitpunkt anstelle von Stationsniederschlägen angeeichte Radardaten verwendet werden.

4. Diskussion und Schlussfolgerungen

Es wurde deutlich, dass die kleinräumigen, konvektiven Niederschläge, die zur Auslösung des Hochwasserereignisses an der Starzel am 2. Juni 2008 geführt haben, durch die offiziellen Messstationen aufgrund ihrer räumlichen Lage im Verhältnis zum Zentrum der Gewitterzelle nicht optimal repräsentiert werden. Besonders für die Region Jungingen verbleiben Unsicherheiten bezüglich der aufgetretenen Niederschlagsmengen und -intensitäten. Somit kommt es bei der Simulation des Ereignisses auf Basis der zur Verfügung stehenden Stationsniederschläge zu einer Unterschätzung des Wellenscheitels um ca. 20 % (Abbildung 5, rechts). Bei Verwendung von angeeichten Radardaten für den Modellinput ergeben sich bedingt durch die genauere Erfassung der Niederschlagsverteilung im Vergleich zu den Stationsniederschlägen Verbesserungen in der Abflusssimulation. Das Hochwasserereignis wird auf dieser Datengrundlage zwar leicht überschätzt, die Gebietsreaktion wird durch das Wasserhaushaltsmodell LARSIM jedoch insgesamt gut abgebildet. Es wird deutlich, wie wichtig die Verfügbarkeit repräsentativer Niederschlagsmessungen für die Abflusssimulation ist. Der Ausfall einer Station bzw. eine nicht repräsentative Stationslage kann gerade bei Konvektivereignissen wie beim hier betrachteten Fall zu ausgeprägten Fehleinschätzungen der Abflüsse durch das Modell führen (vgl. Abbildung 5, links). Zudem wurde in der vorgestellten Studie die Wirksamkeit der operationellen Optimierungsroutinen nachgewiesen. Hier konnten die Niederschlagsdefizite in den COSMO-DE-Vorhersagen durch die Modellnachführung teilweise kompensiert werden. Es verbleiben jedoch sehr kurze Vorwarnzeiten vor dem Eintreffen des Hochwasserscheitels. Es zeigte sich, dass bei einer Modelloptimierung auf Basis von angeeichten Radardaten im Vergleich zu Stationsniederschlägen leichte Verbesserungen möglich sind. Dieses Ergebnis könnte als Hinweis dienen, für den kontinuierlichen operationellen Betrieb ebenfalls eine Berücksichtigung von angeeichten Radardaten zur erwägen.

Danksagung

Die vorliegende Studie entstand im Projekt OPAQUE, welches durch das BMBF im Rahmen der RIMAX-Initiative gefördert wurde. Für die zur Verfügung gestellten Daten danken wir der Landesanstalt für Umwelt, Messungen und Naturschutz Baden-Württemberg sowie dem Institut für Geoökologie der Universität Potsdam.

Literatur

- BARTELS, H., B. KATZENBERGER & H. WEBER (2004): Klimaveränderung und Wasserwirtschaft in Süddeutschland. - Wasserwirtschaft 94, H. 4, S. 15-19.
- BREMICKER, M. (1998): Aufbau eines Wasserhaushaltsmodells für das Weser- und das Ostsee-Einzugsgebiet als Baustein eines Atmosphären-Hydrologie-Modells. Diss. Geowissenschaftliche Fakultät der Albert-Ludwigs-Universität, Freiburg.
- BREMICKER, M., P. HOMAGK & K. LUDWIG (2004): Operationelle Niedrigwasservorhersage für das Neckareinzugsgebiet. - Wasserwirtschaft 94, H. 7/8, S. 40-46.
- DWD (2005): KOSTRA-DWD 2000. - KOordinierte STarkniederschlags-Regionalisierungs-Auswertungen, Version 2.0.1, 2005, Deutscher Wetterdienst.
- EBEL, M., K. LUDWIG & K.-G. RICHTER (2000): Mesoskalige Modellierung des Wasserhaushaltes im Rheineinzugsgebiet mit LARSIM. - Hydrologie und Wasserbewirtschaftung 44, H. 6, S. 308-312.
- GATHENYA, M. (1999): Einsatz von Wasserhaushaltsmodellen zur Wasserbewirtschaftung am Beispiel des Thika-Chania-Gebietes in Kenya. – Diss. Universität Kaiserslautern.
- GERLINGER, K. (2004): Simulation des Wasserhaushalts im Neckareinzugsgebiet unter Verwendung regionaler Klimaszenarien. - In: 2. KLIWA-Symposium am 03. und 04.05.2004 in Würzburg, Fachvorträge. Hrsg. AK KLIWA, KLIWA-Berichte, Heft 4.
- HAAG, I., K. GERLINGER & V. KOLOKOTRONIS (2005): Auswirkungen von Windwurfschäden auf Hochwasserabflüsse am Beispiel des Enz-Nagold-Gebietes. – Wasserwirtschaft 95, H. 10, S. 8-14.
- HAAG, I., A. LUCE & K. GERLINGER (2006): Effects of conservation tillage on storm flow: a model-based assessment for a meso-scale watershed in Germany. - IAHS-Publications 303, S. 342-350.
- HYDRATE-Project (2009): Post Flood Event Analysis – Report on the Starzel River Flash Flood, 2 June. - Untersuchungsbericht, nicht veröffentlicht.
- KNEIS, D. & M. HEISTERMANN (2009): Bewertung der Güte einer Radar-basierten Niederschlagsschätzung am Beispiel eines kleinen Einzugsgebiets. - Hydrologie und Wasserbewirtschaftung 53, H. 3, S. 160-171
- LUBW (2007): BW_Abfluss. - Informationssystem Abfluss-Kennwerte in Baden-Württemberg, Landesanstalt für Umwelt, Messungen und Naturschutz Baden-Württemberg.
- LUCE, A., I. HAAG & M. BREMICKER (2006): Einsatz von Wasserhaushaltsmodellen zur kontinuierlichen Abflussvorhersage in Baden-Württemberg. - Hydrologie und Wasserbewirtschaftung 50, H. 2, S. 58-66.
- LUDWIG, K. (1982): The program system FGMOD for calculation of runoff processes in river basins. - Zeitschrift für Kulturtechnik und Flurbereinigung 23, S. 25-37.
- LUDWIG, K. & M. BREMICKER (Hrsg.) (2006): The Water Balance Model LARSIM – Design, Content and Applications. - Freiburger Schriften zur Hydrologie, Band 22, Institut für Hydrologie der Universität Freiburg.
- RICHTER, K.-G. & K. LUDWIG (2003): Analyse des Wasserkreislaufes für das BALTEX Einzugsgebiet unter gegenwärtigen und zukünftigen klimatologischen Bedingungen. - In: Klima, Wasser, Flussgebietsmanagement im Lichte der Flut. Hrsg. H. Kleeberg. Forum für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung, Heft 4/2003, S. 27-34.

Kombination von statistischen Niederschlagsdaten mit einem realen Ereignis zur Ableitung eines Extremereignisses für Simulationen an Stauanlagen (mit Niederschlag-Abfluss-Modell)

Natalie Stahl

Zusammenfassung

Zur Entwicklung von Steuerstrategien und zur Bemessung von Stauanlagen für extreme Ereignisse werden Abflusssimulationen benötigt, die zum einen möglichst realitätsnah im Verlauf sind, zum anderen aber einen Bezug zur Jährlichkeit haben. Für Bemessungsfragen bei der Speicherbewirtschaftung werden nicht nur Spitzenwerte, sondern vollständige Ganglinien benötigt, wie sie mit Niederschlags-Abflussmodellen (N-A-Modellen) erzeugt werden können. Die Eingangsniederschläge für die N-A-Modelle kann man durch Normierung realer Niederschlagsverläufe mit KOSTRA-Werten ermitteln. Der reale Niederschlagsverlauf sollte ein repräsentatives Hochwasser in der Region erzeugt haben und im Gebiet auf eine relativ hohe Vorsättigung getroffen sein. Mit diesem Ereignis kann dann das N-A-Modell in einem ersten Schritt angeeicht werden. Im zweiten Schritt wird das geeichte Modell mit dem normierten Szenarioniederschlag betrieben. Durch die Normierung der Ereignisniederschläge ist die Methode auch auf andere Gebiete übertragbar und führt zu vergleichbaren Ergebnissen zwischen den Gebieten. Durch die hohe Abflussbereitschaft des Gebietes reicht die Verwendung der KOSTRA N100 Werte aus, um ein Hochwasser zu erzeugen, das höher als ein HQ100 ist und als HQ extrem definiert werden kann. Der Vorteil dieser Methode ist, dass keine Jährlichkeiten von Extremereignissen an den Pegeln bekannt sein müssen, die häufig schlechter belegt sind als die N100 Werte bei KOSTRA.

1. Einleitung

Für die Bemessung und zur Wirkungsanalyse von Stauanlagen müssen Extremereignisse simuliert werden. Für die Bemessung sind diese mit Jährlichkeiten definiert (DIN 19700), zur Wirkungsanalyse wird nur ein HQ extrem benötigt, das nicht näher definiert ist. Für letzteren Fall ist das hier vorgeschlagene Verfahren gedacht. Die konkrete Fragestellung, für die das Verfahren entwickelt wurde, bezieht sich auf bayrische Einzugsgebiete, daher wurde das Verfahren bisher exemplarisch für das obere Isareinzugsgebiet durchgeführt. Für alle Gebiete gilt jedoch, dass entscheidend für die Speicherwirkung bei Extremereignissen die Steuerstrategie ist unter den beiden Randbedingungen Niederschlagsverteilung über die Zeit (Zufluss) auf der einen Seite und technische Möglichkeiten der Steuerorgane (Abgabe) auf der anderen Seite. Eine Wirkungsanalyse der Speicher ist daher nur möglich mit einer Kenntnis des Verlaufs der Niederschläge. Ein einzelner statistischer Niederschlagswert reicht nicht aus, um die Speicherwirkung zu beurteilen. Die kombinierte Untersuchung mehrerer Speicher reagiert im Ergebnis besonders sensibel auf Veränderungen in der Niederschlagsverteilung. Daher muss das Bemessungsereignis sehr sorgfältig definiert werden. Das Vorgehen zur Entwicklung des Bemessungsszenarios an der Isar soll auf andere bayrische Regionen übertragbar sein. Dabei muss der Niederschlag bezogen auf das jeweilige Abflussgebiet hochwasserrelevant sein. Der Niederschlag soll also einen möglichst

hohen Realitätsbezug für das Gebiet haben, aber dennoch vergleichbar sein. Das erreicht man durch Koppelung einer statistischen Niederschlagsgröße an die im N-A-Modell auf einen realen Niederschlag angeeichte spezifische Reaktion im Abflussgebiet.

2. Auswahl des statistischen Niederschlags und des Niederschlagsverlaufs für das HQ extrem

Zur Bestimmung von Bemessungsabflüssen werden häufig KOSTRA-Daten verwendet, die vom Deutschen Wetterdienst auf Basis langjähriger Messreihen der Starkniederschläge abgeleitet werden. Diese werden bis zum N100 berechnet. Der Theorie nach wird zwar häufig angenommen, dass ein N100 auch ein HQ100 erzeugt, die Praxis zeigt jedoch, dass bei den großen Hochwasserereignissen 1999 und 2005 in Bayern bei weitem nicht überall der N100 gefallen ist, und dennoch im Abfluss Jährlichkeiten über HQ100 aufgetreten sind (LfU 2003 und 2007). Für Bayern hat sich daher gezeigt, dass die Bedingungen im Einzugsgebiet, wie Vorsättigung der Böden zusammen mit bereits hohen Anfangsabflüssen im Gewässer, ausschlaggebend dafür sind, dass große überregionale Hochwasser entstehen. Dann führt auch ein N100 zu einem deutlich größeren Ereignis als dem HQ100, d. h. zu unserem gesuchten HQ extrem. Zieht man diese Überlegung hinzu, kann man also für Bayern und wahrscheinlich auch für andere klimatisch ähnliche Regionen durchaus den KOSTRA N100 verwenden, um auf ein Extremereignis zu schließen. Um aus den KOSTRA-Werten Ganglinien zu erzeugen, müssen die Summenwerte mit Hilfe einer Niederschlagsverteilung auf Stundenwerte zurückgerechnet werden. Die dafür zur Verfügung stehenden synthetischen Niederschlagsverteilungen sind meist nicht sehr realitätsnah. In der Realität kann eine für die Abflussbildung günstige Verteilung der Niederschläge dazu führen, dass aus dem N100 ein Extremereignis wird. Beim Hochwasser 2005 war z. B. nicht die Summe der 72 Stunden Niederschläge maßgeblich für die Bildung neuer Rekordwerte in den Abflüssen, sondern die Verteilung der Niederschläge innerhalb der 72 Stunden (LfU 2007). Es ist folglich naheliegend statt einer synthetischen Niederschlagsverteilung eine reale hochwasserrelevante Verteilung mit den statistischen Niederschlägen zu kombinieren.

3. Parametrisierung des N-A-Modells

Im N-A-Modell spielt neben den Eingangsniederschlägen eine große Rolle, wie die Reaktion des Einzugsgebietes parametrisiert wird. Man kann die Parameter entweder nach theoretischen Ansätzen schätzen oder an realen Ereignissen aneichen. Hier bietet sich statt theoretischer Überlegungen an, das gleiche Ereignis zur Aneichung zu wählen, das für den Niederschlagsverlauf gewählt wurde. Durch die Aneichung vom N-A-Modell auf dieses Ereignis werden für die Abflussbildung günstige aber reale Bedingungen im Gebiet festgelegt. Als N-A-Modell wurde LARSIM verwendet, das auch für die operationelle Hochwasservorhersage in Bayern verwendet wird. Das Konzept ist aber sicher auch auf andere Modelle anwendbar. Als Ereignis für die Aneichung wurde das Hochwasser 1999 gewählt, da es vom Verhältnis Scheitel zu Volumen am Sylvensteinspeicherzufluss den ungünstigsten Fall darstellt. Das Hochwasser 2005 war zwar in den meisten Bereichen vom maximalen Abfluss höher, für die Anwendung einer Wirkungsanalyse von Speichern ist aber das größte Volumen der interessantere Fall.

4. Normierung der Niederschläge

Für den Verlauf der Niederschläge liegt also das Ereignis von 1999 vor, das im Bereich der 2-Tagesniederschläge überwiegend eine Jährlichkeit von 50 bis 100 erreicht hat (LfW 2003). Darauf hin vergleicht man den auf Pegel Einzugsgebiete interpolierten Gebietsniederschlag dieses Ereignisses mit den analog interpolierten KOSTRA Werten und bestimmt einen Abweichungsfaktor für jedes Pegel Einzugsgebiet. Mit diesen Faktoren wird der reale Gebietsniederschlag auf den N100 normiert. Damit bleibt der Verlauf der Niederschläge erhalten, der nun mit einem statistischen Bezug modifiziert ist. Im Beispiel Isar lagen die Abweichungsfaktoren von KOSTRA zum gewählten Ereignis von 1999 zwischen 1 und 2 (s. Abbildung 1). Das Muster der Niederschläge zwischen KOSTRA und den realen Niederschlagsereignissen 1999 und 2005 ist ähnlich und daher in KOSTRA charakteristisch.

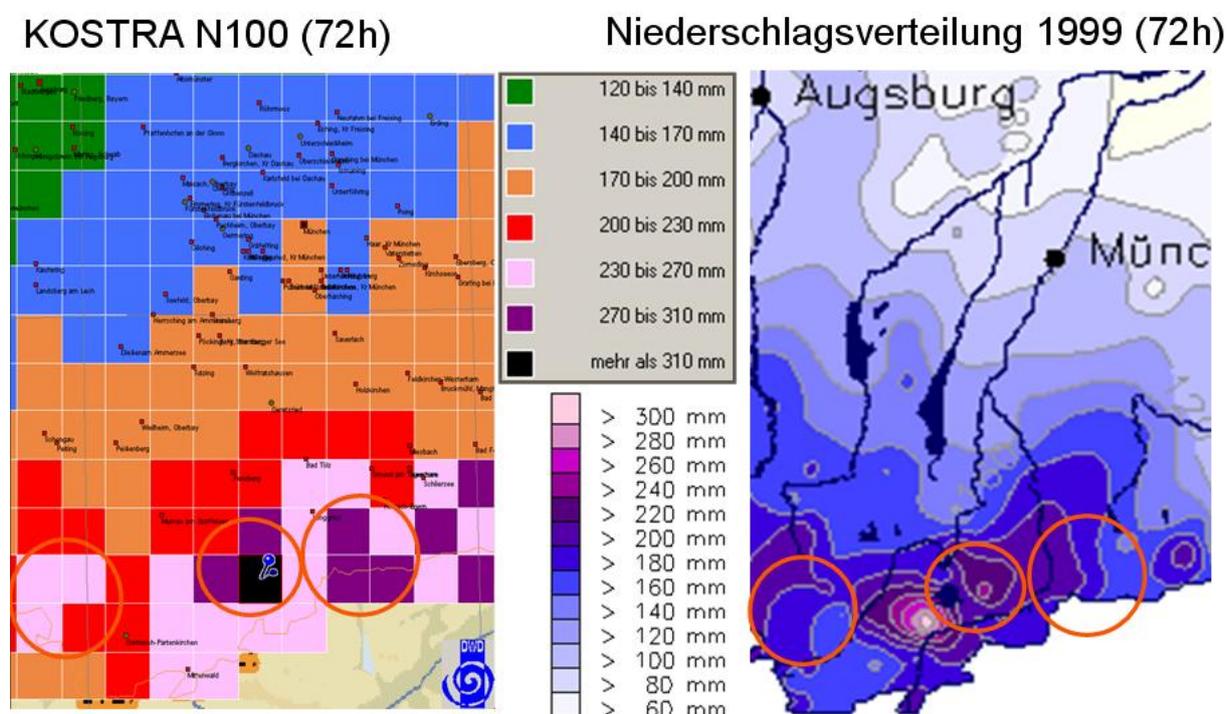


Abb. 1: Vergleich der 72 h Niederschläge aus KOSTRA (links, obere Legende) mit dem realen Ereignis von 1999 (rechts, untere Legende), die sich entsprechenden Niederschlagsschwerpunkte sind mit roten Kreisen markiert.

5. Ergebnisse

Im Isareinzugsgebiet hat sich bei der praktischen Anwendung dieses Verfahrens erstaunlicherweise an nahezu allen Pegeln bis München auf den N100 mit dem Niederschlagsverlauf und den Abflussbeiwerten von 1999 das HQ1000 eingestellt. Die Tatsache, dass sich über diese Methode die Abflüsse ergeben, die mit den aus der Pegelstatistik ermittelten Jährlichkeiten der Abflüsse für das HQ1000 übereinstimmen, zeigt die statistische Vergleichbarkeit dieses realitätsnahen Verfahrens. Die Unterschiede in der Einordnung in der Jährlichkeit des realen Ereignisses werden durch die Normierung der Niederschläge aufgehoben und die Plausibilitätskontrolle mit der Pegelstatistik zeigt, dass ereignisunabhängige Extremabflüsse entstehen.

6. Übertragung auf andere Gebiete

Die Anwendung des N100 auf größere Einzugsgebiete fordert laut DVWK-Empfehlung (1991) keine Abminderung der Niederschläge, wenn die Wirkung von Speichern untersucht wird. Daher ist das Verfahren auch für größere Einzugsgebiete möglich. Wenn man auf ein dem HQ1000 vergleichbares Extremereignis nach diesem Verfahren schließen möchte, sollte aber zumindest ein etwa HQ100 mit günstigen Abflussbedingungen durch Abflüsse und Niederschlagsmessungen im betreffenden Gebiet belegt sein, da sonst die Übertragung des Verlaufes nicht mehr belastbar ist.

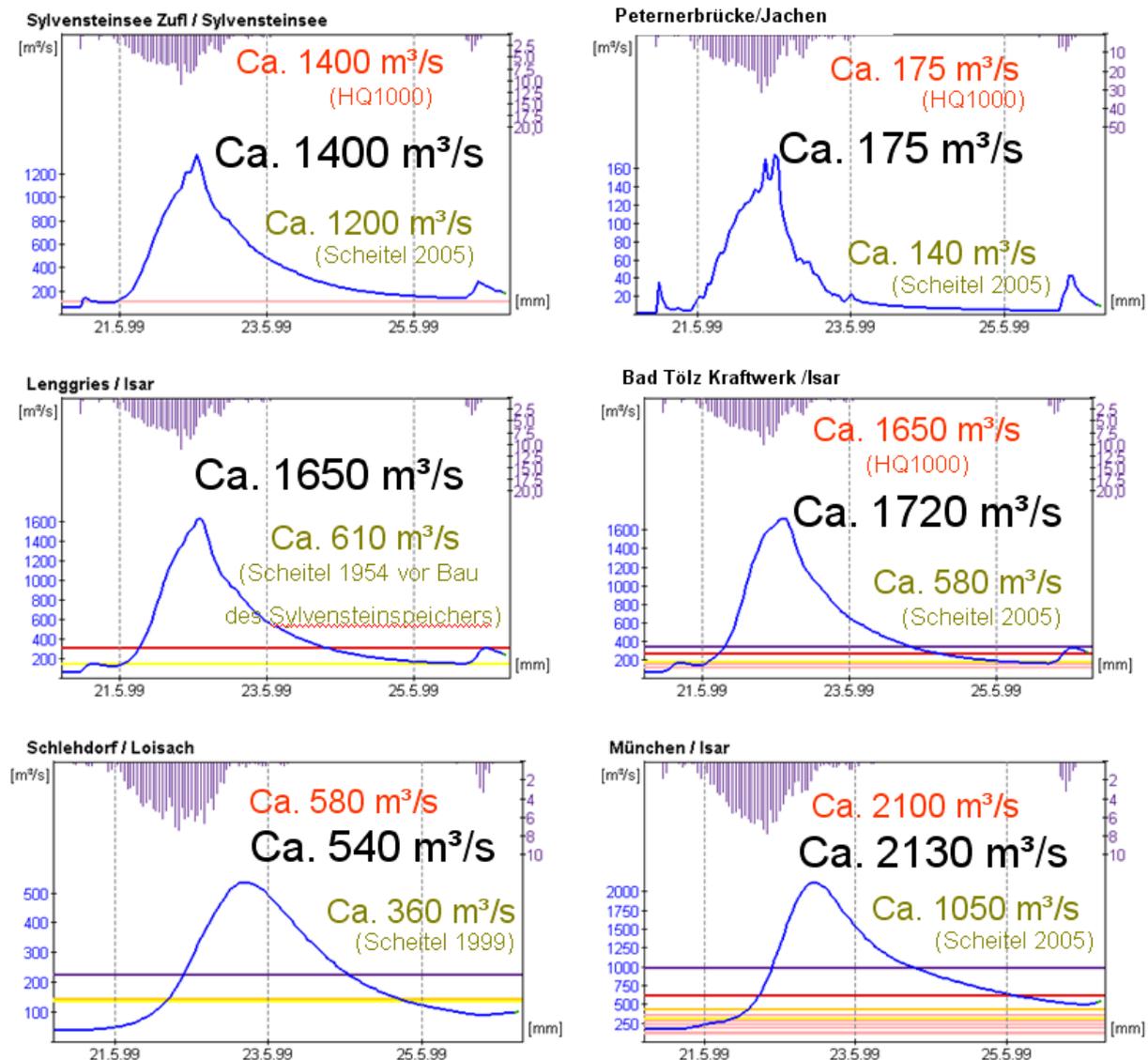


Abb. 2: Abflussganglinien des Szenarios für ausgewählte Pegel im Isareinzugsgebiet mit Scheitelwerten (schwarz). In rot ist soweit bekannt das HQ 1000 ermittelt aus der Pegelstatistik zur Plausibilisierung angegeben, sowie in grün das bisherige Abflussmaximum (Die Pegel Lenggries, Bad Tölz und München zeigen nur geringe Maxima durch den Bau des Sylvensteinspeichers). Die horizontalen Linien zeigen verschiedene Hochwasservorwarn-

stufen (hellrot) und die Hochwassermeldestufen der Pegel, soweit vorhanden (gelb, d.h. kleine Ausuferungen bis lila, d. h. bebaute Gebiete großräumig betroffen).

7. Vorteile des Verfahrens

Der KOSTRA N100 ist über 50 Jahre lange Messreihen ermittelt worden und daher die Extrapolation auf den N100 zulässig (MALITZ 2005). Um auf ein HQ1000 schließen zu können, müssten streng genommen mindestens 300 jährige Messreihen von Abflüssen an den Pegeln existieren, da nach allgemeiner Regel der Statistik und der DVWK (1999) nur auf das 2 bis 3 fache der Messreihe extrapoliert werden darf. Der Vorteil dieses Ansatzes an die Fragestellung eines HQ extrem heranzugehen liegt darin, dass er unabhängig vom HQ1000 ist. In den meisten Gebieten ist, wie bereits beschrieben, das N100 statistisch besser abgesichert als das HQ1000, wenn das HQ1000 überhaupt berechnet werden konnte.

Die Abflussbedingungen im Gebiet beruhen auf einer bereits eingetretenen Situation und sind daher realistisch. Die Kombination der realen Abflussbedingungen mit dem normierten Niederschlag erzeugt das Extremszenario und ist leicht nachvollziehbar und vorstellbar.

8. Erweiterung des Verfahrens

Für die Speicherbewirtschaftung stellen nicht nur große Einzelereignisse eine Herausforderung dar, sondern auch mehrere Ereignisse hintereinander. So kann auch ein kleiner Nachregen oder ein zweites niedrigeres Ereignis kritisch werden, wenn bis dahin der Speicher nicht wieder entleert ist. Daher ergibt sich die weitere Fragestellung, in wie weit sich diese Methode für aufeinanderfolgende Ereignisse anwenden lässt. Dabei ist noch zu diskutieren, wann die Ereignisse als statistisch unabhängig gelten oder wie die Abhängigkeiten in der Niederschlagsstatistik zu berücksichtigen sind (s. a. KLEIN 2006). In Bayern wurde der überwiegende Teil der Donau-Hochwasser durch sommerliche Adriatiefs in Verbindung mit Vb-Zugbahnen ausgelöst. Diese Wetterlage wird nach ihrer Zugbahn benannt (VAN BEBBER 1891). Diese Zugbahn kann über einen längeren Zeitraum bestehen bleiben und damit ein Adriatiefdruckgebiet nach dem anderen bedingen. Auch wenn davon nicht alle Hochwasser erzeugen müssen, liegt der Gedanke nahe, dass das erste Tiefdruckgebiet die Vorsättigung bringt, das nächste das Hochwasser auslöst und ein weiteres mit Nachregen eine kritische Situation an den Speichern erzeugt.

9. Schlussfolgerungen und Anwendung

Für das obere Isareinzugsgebiet konnte gezeigt werden, dass mit diesem Verfahren extreme Abflüsse simuliert werden können, die sich ähnlich verhalten wie die unabhängig über die Pegelstatistik ermittelten Extremwerte des HQ 1000. Die Übertragbarkeit auf andere Gebiete und die Vergleichbarkeit sind durch die Normierung gegeben. Das Verfahren lässt sich auch auf Einzugsgebiete übertragen, für die keine belastbaren Pegelstatistiken im Extremwertbereich (HQ100 und größer) vorliegen, weil die Messzeitreihen zu kurz sind (siehe 7.). Für das Gebiet muss aber zumindest ein größeres Hochwasser (geschätzt auf min. HQ50) durch Messwerte belegt sein und ein N-A-Modell erstellt werden. Die Messwerte können dabei auch von einem außerhalb des Gebietes gelegenen Pegel stammen, wenn das N-A-Modell ein größeres Gebiet als untersucht abdeckt. Ist eine gute Aneichung des N-

A-Modells durch einen unterhalb gelegenen Pegel möglich, kann auch die Abflussreaktion in einem unbeobachteten Gebiet geschätzt werden und mit Hilfe des Szenarioniederschlags der Extremabfluss für das unbeobachtete Gebiet simuliert werden.

In Bayern liegen flächendeckend N-A-Modelle vor und in den letzten Jahren wurden größere Hochwasser beobachtet, daher kann die Methode dort für alle Speicherstandorte mit überregionaler Bedeutung eingesetzt werden.

Das so entwickelte Extremszenario kann nun als Grundlage für die Untersuchung der Wirkung von Speichern im Gebiet dienen (Abb. 3). Das Szenario ohne Speicher aus der N-A-Modellierung liefert die Zuflussganglinien zu den Speichern, aber auch die Zwischengebietsabflüsse für die unterhalb der Speicher gelegenen Gebiete. Durch eine Kombination mit einem Speichermodell können dann die einzelnen Speichersteuerungen in ihrer Auswirkung auf die Ganglinien in den Gebieten unterhalb beurteilt werden unter Berücksichtigung der sich daraus ergebenden Wasserstände im Speicher. Auch die Untersuchung der Kombination mehrerer Speicher ist damit möglich. Die Untersuchung des zeitlichen Zusammenspiels der Bildung der natürlichen Welle und der Speicherabgabe ist besonders interessant, wenn man das Zusammenwirken mehrer Speicher auf die optimale Lösung hin untersuchen möchte. Dabei zeigt sich auch schnell, ob ein ungesteuerter Speicher ausreichend ist und wie die Drosselung dimensioniert sein muss oder ob nur gesteuerte Speicher einen ausreichenden Wirkungsgrad erreichen.

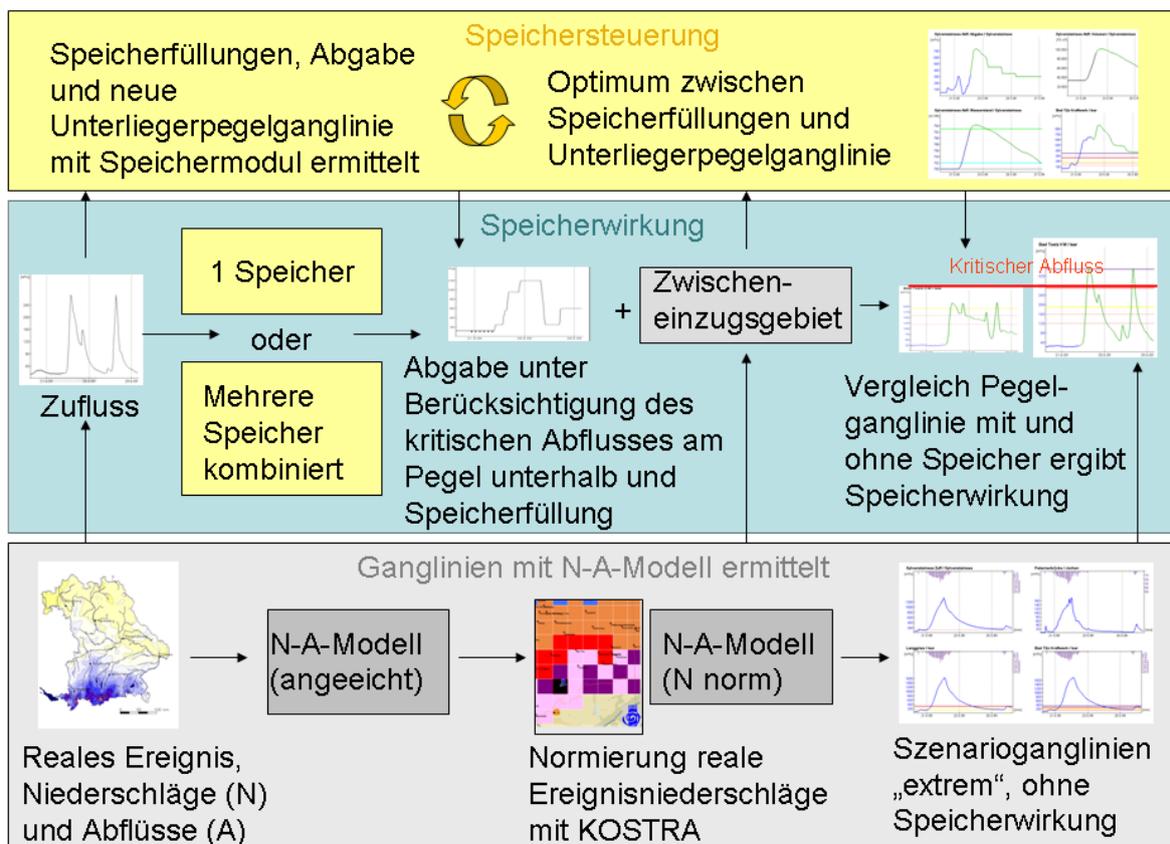


Abb. 3: Schaubild Einbindung des N-A-Verfahrens in die Wirkungsanalyse von Speichern

Literatur

- DIN 19700 (2005): Stauanlagen Teil 10 Gemeinsame Festlegungen, Teil 11 Talsperren, Teil 12 Hochwasserrückhalteräume.- Beuth.
- DVWK (1991): Starkniederschläge in der Bundesrepublik Deutschland, Erläuterungen und Ergänzungen zu KOSTRA.-In Schriften 97, Verlag Paul Parey Hamburg und Berlin. S. 136-140.
- DVWK (1999): Statistische Analyse von Hochwasserabflüssen. In: Merkblätter zur Wasserwirtschaft (DVWK), Heft 251.
- DWA (2009):Hochwasservorhersagemodell LARSIM. –In DWA-Themen, Heft: Modelle zur operationellen Hochwasservorhersage.
- FRICKE, W. & U. KAMINSKI (2002): Ist die Zunahme von Starkniederschlägen auf veränderte Wetterlagen zurückzuführen? – In: Global Atmosphere Watch (GAW) Brief des Deutschen Wetterdienstes, Meteorologisches Observatorium Hohenpeißenberg, Nr. 12
- KLEIN, B.,SCHUMANN, A. (2006): Generierung von mehrgipfligen Bemessungsganglinien für die Hochwasserbemessung von Talsperren und Hochwasserrückhaltebecken. - Forum für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung, Heft 15/06, Beiträge zum Tag der Hydrologie 2006, Band 2, S. 255 - 266.
- LfW (2003): Hochwasser Mai 1999, Gewässerkundliche Beschreibung. – Bayerisches Landesamt für Wasserwirtschaft, München (online Ausgabe).
- LfU (2007): Gewässerkundlicher Bericht Hochwasser August 2005. - Bayerisches Landesamt für Umwelt, Augsburg (online Ausgabe).
- MALITZ, G. (2005): Grundlagenbericht über Starkniederschlagshöhen in Deutschland (Grundlagenbericht KOSTRA-DWD-2000). –Deutscher Wetterdienst, Hydrometeorologie.
- OVERHOFF, G. (2006): Hochwasser August 2005 – Hochwassermanagement am Sylvensteinspeicher und der Mittleren Isar.- Forum für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung 5 Heft 15.2006
- VAN BEBBER, W. (1891): Die Zugbahnen der barometrischen Minima.-In: Meteorologische Zeitschrift 1891, Deutsche Meteorologische Gesellschaft S.361-366.
- WINNER, E. (2007): Steuerung des Sylvensteinspeichers während des Auguthochwassers 2005. – In 14.Talsperrensymposium, Deutsche Talsperrenkomitee e.V.

Ableitung extremer Abflüsse mit einem Flussgebietsmodell

Johannes Höfer, Jürgen Ihringer

Zusammenfassung

Zum Nachweis der Anlagensicherheit von Talsperren und Hochwasserrückhaltebecken werden seit der Neufassung der DIN 19 700, bei entsprechender Größe der Anlage, Abflussganglinien bis zum $HQ_{10\,000}$ benötigt. Im Rahmen des RIMAX-Projekts „Risikobasierte Verfahren zur Gewährleistung angemessener Hochwassersicherheiten bei Stauanlagen“ wurden mit dem am Institut für Wasser und Gewässerentwicklung entwickelten Flussgebietsmodell (FGM) „Hochwasseranalyse und -berechnung“ für verschiedene Einzugsgebiete extreme Abflussganglinien abgeleitet. Als Niederschläge dienten (extrapolierte) KOSTRA-Werte (Koordinierte Starkniederschlags-Regionalisierungs-Auswertungen), PEN-Werte (Praxisrelevante Extremwerte des Niederschlags), (extrapolierte) REWANUS-Werte (Regionalisierung der Extremwerte der Wasserabgabe aus Niederschlag und Schneedecke), sowie MGN-Werte (Maximierter Gebietsniederschlag).

Zunächst wurde mit dem FGM das Einzugsgebiet der Fils betrachtet. Nach der Kalibrierung des FGM wurden für die Parameter der Abflussbildung und -konzentration sowie für die Niederschlagsbelastung Sensitivitätsuntersuchungen durchgeführt. Die resultierenden Abflussscheitel wurden verglichen.

Aufbauend auf die Erfahrungen, die dabei gemacht wurden, wurden im zweiten Abschnitt des Projekts für verschiedene Talsperreneinzugsgebiete im Einzugsgebiet der Ruhr ebenfalls extreme Abflussganglinien abgeleitet. Neben den Abflussscheitelwerten wurden dabei zusätzlich noch die Abflussfüllen, meist die entscheidende Belastungsgröße für Stauanlagen, verglichen, die sich unter Verwendung der verschiedenen Niederschlagsbelastungen ergaben.

1. Flussgebietsmodell (FGM)

Zur modelltechnischen Abbildung des Niederschlags-Abfluss-Prozesses kommt das am ehemaligen Institut für Hydrologie und Wasserwirtschaft der Universität Karlsruhe (TH) entwickelte und inzwischen weitverbreitete Softwarepaket zur Hochwasseranalyse und Berechnung zum Einsatz (IHRINGER 2003). Neben der statistischen Analyse von Extremwerten, der Auswertung von beobachteten Hochwasserereignissen und der Erstellung von Niederschlag-Abfluss-Modellen für Einzelgebiete kann mit diesem Programmpaket auch eine detaillierte Niederschlag-Abfluss-Modellierung in einem komplexen Einzugsgebiet (Flussgebietsmodellierung) erfolgen. Hierfür kann das zu betrachtende Einzugsgebiet in nahezu beliebig viele Teileinzugsgebiete, für die jeweils der Niederschlag-Abfluss-Prozess getrennt erfasst wird, untergliedert werden. Es besteht die Möglichkeit, den Abfluss aus ländlichen (Landknoten) und städtischen Teilgebieten (Stadtknoten) getrennt zu erfassen.

Die modelltechnische Umsetzung des Prozesses der Abflussbildung und -konzentration für die ländlichen Teilflächen kann mit verschiedenen Ansätzen umgesetzt werden. Bewährt haben sich hierfür insbesondere die Regionalisierungsansätze nach LUTZ (1984).

Der Gebietsrückhalt eines Einzugsgebiets wird gemäß des Regionalisierungsansatzes nach LUTZ (1984) über gebiets- und ereignisspezifische Parameter beschrieben. Für ein Einzugsgebiet erhält man über gebietspezifische Parameter einen sogenannten Endabflussbeiwert (maximaler Abflussbeiwert eines Einzugsgebiets), der als oberer Grenzwert für den Abflussbeiwert bei sehr großen Niederschlagshöhen zu erwarten ist. Dieser Endabflussbeiwert wird über ereignisspezifische Kenngrößen für ein bestimmtes Niederschlagsereignis modifiziert.

Die Anstiegszeit der Einheitsganglinie wird ebenfalls zunächst anhand gebietsspezifischer Parameter abgeleitet und anschließend über ereignisspezifische Kenngrößen korrigiert.

Für städtische Teilflächen orientiert sich der Abflussbeiwert am Versiegelungsgrad und wird direkt angegeben. Abflusskonzentration und Kanalisationsabfluss zur Regenentlastung werden mit der linearen Speicherkaskade abgebildet.

Entlang von Gewässerstrecken kann der Einfluss von Hochwasserrückhaltebecken und die Wellenverformung infolge Fließzeit und Retention durch verschiedene Ansätze berücksichtigt werden. Für die Modellierung der Wellenverformung hat sich das Kalinin-Miljukov-Verfahren bewährt. In Bereichen mit großem Gefälle, zumeist im Oberlauf der Gewässer, empfiehlt sich der Ansatz einer reinen Translation.

2. Niederschläge

Zur Modellierung von Abflussereignissen bestimmter Jährlichkeit sind als Modellbelastungen Niederschläge derselben Jährlichkeit erforderlich, da bei Berücksichtigung des mittleren Gebietsverhaltens der T_n -jährliche Niederschlag in den T_n -jährlichen Abfluss übergeführt wird. Für Modellanwendungen bis zu einer Jährlichkeit von $T_n = 100$ a können diese Niederschlagsinformationen direkt der KOSTRA-Statistik (ITWH 2005) entnommen werden. Bei KOSTRA wird für sechs verschiedene Niederschlagsdauern zwischen 0,25 und 72 Stunden für den 1- und den 100-jährlichen Niederschlag jeweils ein Intervall angegeben, aus dem der Bearbeiter, unter Berücksichtigung der lokalen Gegebenheiten, jeweils eine Niederschlagshöhe auswählt. Diese zwölf Werte dienen als Stützstellen, mit denen nach verschiedenen Inter- und Extrapolationsvorschriften Niederschlagshöhen für weitere Dauerstufen, sowie für weitere Jährlichkeiten zwischen 0,5 und 100 Jahren ermittelt werden können. Im Rahmen der hier vorgestellten Untersuchungen fanden jeweils mittlere Intervallwerte Verwendung, sofern gewährleistet war, dass die so ermittelten Niederschlagshöhen einen plausibeln Verlauf aufwiesen, d.h. mit zunehmender Niederschlagsdauer ansteigen. Dies ist jedoch aufgrund von Inkonsistenzen in den KOSTRA-Grundwerten nicht immer gewährleistet. In diesen Fällen wurde ein Intervallwert derart gewählt, dass dieser Wert einerseits möglichst nahe in Intervallmitte lag, andererseits jedoch ein plausibler Verlauf der Niederschlagshöhe über die Dauer erzielt wurde. Für die Berechnung von Hochwasserereignissen mit Jährlichkeiten größer $T_n = 100$ a lassen sich diese Statistiken unter Anwendung der Interpolationsvorschrift in den Bereich der großen Jährlichkeiten extrapolieren. Für die Jährlichkeiten $T_n = 1\ 000$ a und $10\ 000$ a stehen ergänzend die PEN-Werte zur Verfügung. Allerdings liegen die PEN-Werte standardmäßig nur für fünf Niederschlagsdauern zwischen $D = 6$ h und $D = 72$ h vor. Ähnlich wie bei KOSTRA gibt auch PEN nicht einen Wert vor, sondern für jede der fünf Dauerstufen ein Intervall, aus dem jeweils, je nach örtlichen Gegebenheiten, ein Wert auszuwählen ist. An diese Werte wird im letzten Ver-

fahrensschritt zur Ermittlung der PEN-Werte eine Potenzfunktion angepasst, um einen Ausgleich zwischen den Niederschlagshöhen der einzelnen Dauerstufen zu erzielen (ITWH 2006). Im Folgenden werden die auf Basis der mittleren Intervallwerte (PEN; mittel) und der oberen Intervallgrenzen (PEN; hoch) abgeleiteten PEN-Werte betrachtet.

Im Einzugsgebiet der Ruhr fanden außerdem noch die REWANUS-Werte Verwendung. Bei REWANUS wird neben dem Niederschlag zusätzlich der Schneedeckeneinfluss berücksichtigt. Denn durch den Abbau der in der Schneedecke gespeicherten Niederschläge können bei Zusammentreffen mit starkem Regen Extremwerte auftreten, die in ihrer Höhe vor allem in schneehydrologisch relevanten Gebieten die Extremwertstatistik entscheidend beeinflussen (DWD 2000 und GÜNTHER & MATTHÄUS 2001). Auch bei den REWANUS-Werten erfolgte eine Extrapolation bis hin zum $HQ_{10.000}$. Außerdem wurde noch der MGN betrachtet (DVWK 1997).

3. Einzugsgebiet der Fils

Die Fils (Abbildung 1) entspringt in einem Tal der Schwäbischen Alb etwa 18 km südwestlich von Geislingen a.d. Steige und mündet, nach einem Fließweg von ca. 62 km, südöstlich von Stuttgart bei Plochingen als rechtsseitiger Zufluss in den Neckar. Das Einzugsgebiet der Fils umfasst eine Fläche von etwa $A_{E0} \approx 707 \text{ km}^2$. Ihr wichtigster Zufluss ist die Lauter ($A_{E0} \approx 69 \text{ km}^2$). Das gesamte Einzugsgebiet wird in dem FGM in über 900 ländliche Teilflächen untergliedert. Die große Bebauungsdichte im mittleren und unteren Filstal zwischen Geislingen und Plochingen spiegelt sich in den etwa 350 Einleitungen von städtischen Flächen (z.B. Regenüberlaufbecken und Kläranlagen) wieder. Diese Einleitungen sind im FGM durch separate Stadtknoten erfasst, über die etwa 90 km^2 des Gesamteinzugsgebiets entwässern. Aufgrund dieser hohen räumlichen Diskretisierung ergeben sich für das Gesamtmodell über 1500 Berechnungsknoten.

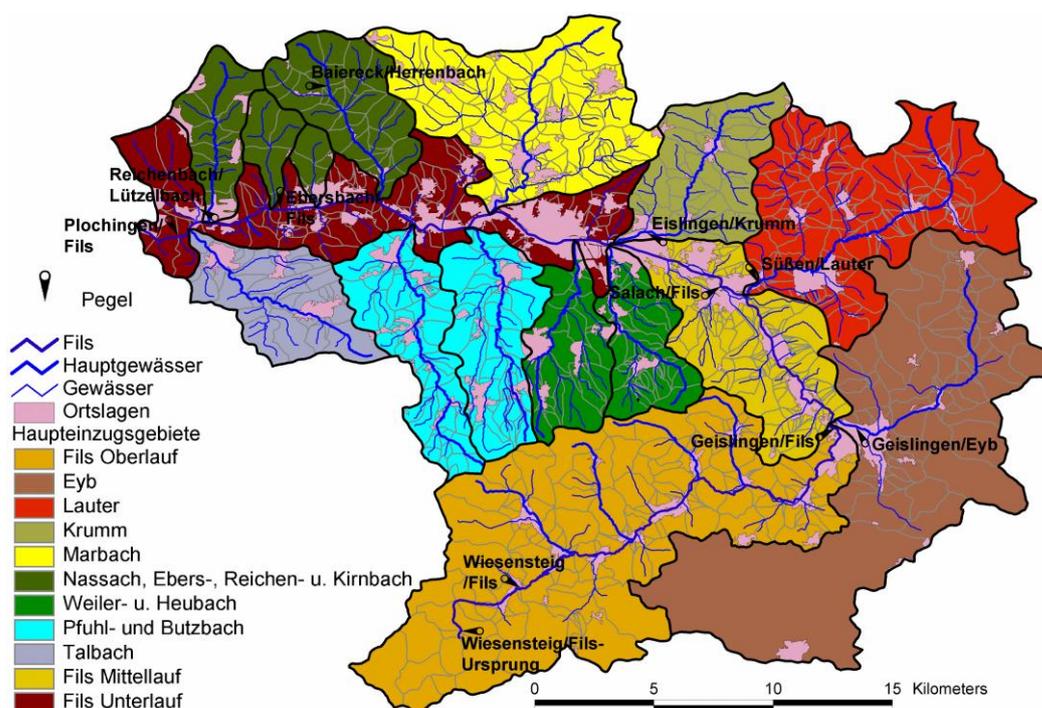


Abb. 1: Einzugsgebiet der Fils mit ihren wichtigsten Teilgebieten

Unter Verwendung der (extrapolierten) KOSTRA-Niederschläge konnte eine sehr gute Übereinstimmung mit der Pegelstatistik und einem für Baden-Württemberg gültigen Regionalisierungsmodell erzielt werden. Dieses Regionalisierungsmodell, das auf einem multiplen linearen Regressionsansatz beruht, stellt für etwa 11 000 Gewässerstellen des Gewässerkundlichen Flächenverzeichnisses in ganz Baden-Württemberg Abflusskennwerte für den Niedrig-, Mittel- und Hochwasserbereich bereit (LUBW 2007). Davon befinden sich etwa 280 im Einzugsgebiet der Fils. In Abbildung 2 links oben werden exemplarisch für den kurz oberhalb der Mündung der Fils in den Neckar gelegenen Pegel Plochingen die HQ-Werte des FGM und aus dem Regionalisierungsverfahren mit der Pegelstatistik verglichen. Es lässt sich erkennen, dass sich die mit dem FGM ermittelten HQ-Werte, auch im Extrembereich, sehr gut in die Werte der Pegelstatistik und der Regionalisierung einfügen. Dies deckt sich mit den bisherigen Erfahrungen, die zeigen, dass mit extrapolierten KOSTRA-Werten bei FGM-Berechnungen im Vergleich zur Pegelstatistik plausible Ergebnisse erzielt werden können (LfU 2005).

In Abbildung 2 rechts oben sind die prozentualen Abweichungen der mit dem FGM ermittelten HQ_{100} -Werte von denen aus dem Regionalisierungsmodell für alle etwa 280 Pegel-, Basis- und Sammelgebiete des Gewässerkundlichen Flächenverzeichnisses im Einzugsgebiet der Fils dargestellt. Die Sammelgebiete am Zusammenfluss zweier Basisgebiete werden dabei als Punkt dargestellt.

Abbildung 2 links unten zeigt für die verschiedenen betrachteten Jährlichkeiten die Häufigkeiten der vorhandenen Abweichungen zwischen den Werten aus dem FGM und den Werten der Regionalisierung für verschiedene Abweichungsklassen. Betrachtet man die Abweichungen des HQ_{100} , so lässt sich erkennen, dass bei knapp 80 % der Flächen die Abweichung weniger als 5 % beträgt. Es fällt auf, dass Abflüsse kleinerer Jährlichkeiten tendenziell geringfügig höher liegen, als die mit dem Regionalisierungsmodell ermittelten Werte. Dies ist unter anderem durch den Einfluss der vielen städtischen Flächen bedingt, der sich vor allem bei Ereignissen kleinerer Jährlichkeiten abflussverschärfend auswirkt, während bei größeren Ereignissen der Einfluss der versiegelten Flächen aufgrund des größer werdenden Abflussbeiwerts der Landflächen abnimmt. Außerdem kann das Abflussverhalten infolge von Regenwasserentlastungssystemen lokal stark verändert sein. Der Einfluss solcher lokaler Einleitungen kann über das Regionalisierungsverfahren nicht erfasst werden.

Die Korrelationskoeffizienten R zwischen den mit dem FGM und dem Regionalisierungsverfahren ermittelten HQ-Werten liegen alle über $R = 0,99$. Abbildung 2 rechts unten zeigt exemplarisch für das HQ_{100} einen Vergleich zwischen den mit dem FGM und dem Regionalisierungsverfahren ermittelten HQ-Werten in logarithmischer Darstellung. Durch die logarithmische Darstellung wird verdeutlicht, dass die Anpassung im Bereich kleiner und großer Abflüsse bis auf wenige Ausnahmen vergleichbar ist.

Somit konnte gezeigt werden, dass das FGM geeignet ist, die Abflussverhältnisse auch extremer Ereignisse, hervorragend abzubilden.

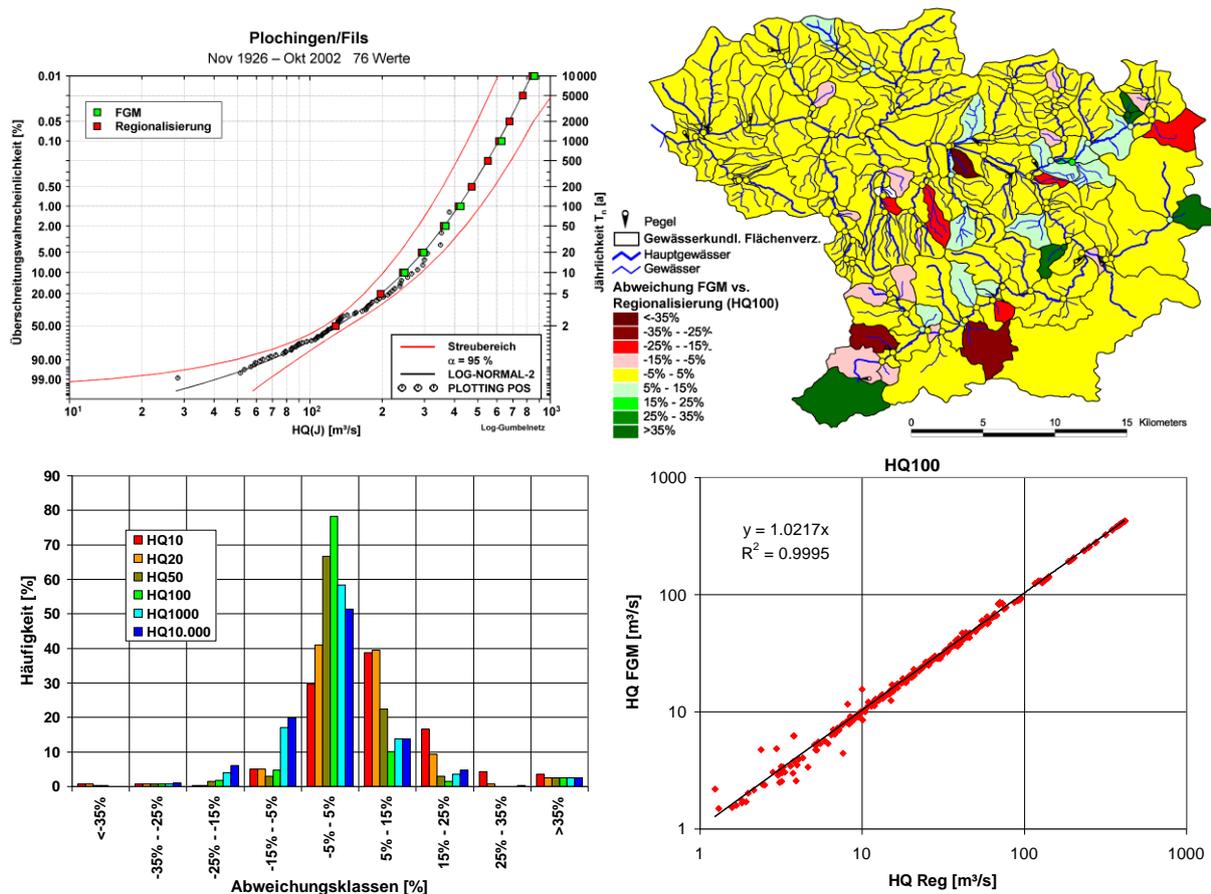


Abb. 2: Mit dem FGM ermittelte Abflussscheitelwerte im Vergleich zur Pegelstatistik und Regionalisierung (links oben); Prozentuale Abweichung der mit dem FGM ermittelten HQ_{100} -Werte zu den HQ_{100} -Werten aus der Regionalisierung (rechts oben); Häufigkeiten der Abweichungen zwischen den mit dem FGM und mit dem Regionalisierungsmodell ermittelten HQ-Werten für verschiedene Abweichungsklassen (links unten); Vergleich der regionalisierten HQ_{100} -Werte mit den HQ_{100} -Werten aus dem FGM (rechts unten)

4. Sensitivitätsuntersuchungen

Anhand des zuvor mit der KOSTRA-Extrapolation ermittelten HQ_{1000} wird nun untersucht, inwiefern einerseits die Modellparametrisierung und andererseits der Niederschlagsinput die Modellergebnisse beeinflussen. Hierzu wird in Sensitivitätsuntersuchungen einerseits die Parametrisierung des FGM für die Prozesse der Abflussbildung, der Abflusskonzentration und der Wellenverformung (Flood-Routing) modifiziert. Andererseits werden die Niederschlagshöhen variiert.

Für die Betrachtung der Abflussbildung wurde der für die jeweilige Teilfläche mit dem Regionalisierungsverfahren nach Lutz ermittelte Abflussbeiwert um 10 % erhöht. Um den Einfluss der Abflusskonzentration zu untersuchen, wurde die mit dem Regionalisierungsverfahren nach Lutz ermittelte mittlere Anstiegszeit der Einheitsganglinie um 20 % abgemindert, d.h., die Einzugsgebiete reagieren schneller. Für die Betrachtung des Flood-Routings (F-R) wurde die Speicherkonstante k des Kalinin-Miljukov-Verfahrens um 20 % abgemindert. Für Gewässerstrecken mit reiner Translation, wie sie teilweise im Oberlauf der Gewässer implementiert sind, wurde die Translationszeit entsprechend modifiziert.

Das Ergebnis der 10 %-igen Erhöhung des Abflussbeiwerts ist in Abbildung 3 links oben für die Flächen des Gewässerkundlichen Flächenverzeichnisses dargestellt. Die Sammelgebiete sind wieder als Punkt am Zusammenfluss zweier Basisgebiete dargestellt. Es lässt sich erkennen, dass die Erhöhung des Abflussbeiwerts für den überwiegenden Teil der Gewässerstellen eine Erhöhung des Abflussscheitels von 5 – 10 % zur Folge hat.

In Abbildung 3 rechts oben ist das Ergebnis einer 20 %-igen Verminderung der Anstiegszeit der Einheitsganglinie dargestellt. Im Gegensatz zur Modifikation des Abflussbeiwerts ergibt sich hier ein über die Fläche inhomogenes Bild. Während in den Quellgebieten mit nur wenigen km² Größe teilweise Abflusserhöhungen von 15 – 20 % zu verzeichnen sind, sind im Mittel- und Unterlauf der Fils ($A_{E0} > 260 \text{ km}^2$), sowie teilweise im Unterlauf größerer Zuflüsse zur Fils fast keine nennenswerten prozentualen Abflussänderungen zu beobachten. Somit wirkt sich die Abflusskonzentration vorwiegend auf die Abflussscheitel in kleineren Einzugsgebieten aus. Jedoch ist eine 20 %-ige Modifikation der Anstiegszeit erforderlich, um eine nennenswerte Änderung des Scheitelabflusses zu erreichen.

Das Ergebnis einer 20 %-igen Verminderung der Retentionskonstante des Kalinin-Miljukov-Verfahrens ist in Abbildung 3 links unten dargestellt. Bei der Variation der Parameter des Flood-Routings ist genau der gegenteilige Effekt zu beobachten, wie bei der Betrachtung der Abflusskonzentration. Durch die Parameter des Flood-Routings werden nur die Scheitelabflüsse größerer Einzugsgebiete beeinflusst. Jedoch auch für das Einzugsgebiet der Fils mit einer Größe von über 700 km² ist eine Verminderung der Retentionskonstante um 20 % erforderlich, um im Unterlauf eine nennenswerte Änderung der Scheitelabflüsse zu erzielen. Neben den Modellparametern wurden die Niederschläge, die die Belastungsgröße des Modells darstellen, variiert. Die mit der KOSTRA-Extrapolation ermittelten Werte wurden pauschal um 10 % erhöht. In Abbildung 3 rechts unten ist das Ergebnis dieser 10 %-igen Niederschlagserhöhung dargestellt. Durchschnittlich hat eine 10 %-ige Niederschlagsänderung eine Abflusserhöhung von etwas mehr als 15 % zur Folge.

Das Ergebnis dieser Variationen der Modellparameter und der Niederschlagsbelastung ist in Abbildung 4 dargestellt. In Abhängigkeit von Klassen der Einzugsgebietsgröße wurde für die etwa 280 Gewässerstellen des Gewässerkundlichen Flächenverzeichnisses jeweils die durchschnittliche Abweichung von der Ausgangsvariante ermittelt. Außerdem wurde für jede Einflussgröße die mittlere Abweichung über alle Gewässerstellen des Gewässerkundlichen Flächenverzeichnisses dargestellt (gestrichelt). Da kleine Einzugsgebietsflächen überproportional häufig vorkommen (Anteil der Flächen mit $A_{E0} < 10 \text{ km}^2$ beträgt etwa 45 %), wirkt sich dies entsprechend auf die mittlere Abweichung der jeweiligen Einflussgröße aus.

Die Variationen der Modellparameter und der Niederschläge haben eindeutig gezeigt, dass die Modellergebnisse am sensibelsten auf eine Änderung der Niederschlagsbelastung reagieren. Hier hat eine 10 %-ige Änderung eine etwa 15 %-ige Änderung der Abflussscheitelwerte zur Folge. Eine 10 %-ige Änderung des Abflussbeiwerts verursacht lediglich eine etwa 8 %-ige Änderung der Scheitelwerte. Noch geringer ist der Einfluss der Abflussbildung und -konzentration. Für diese Parameter ist eine 20 %-ige Parameteränderung erforderlich, um je nach Einzugsgebietsgröße eine vergleichbare Änderung der Abflussscheitelwerte zu erzielen.

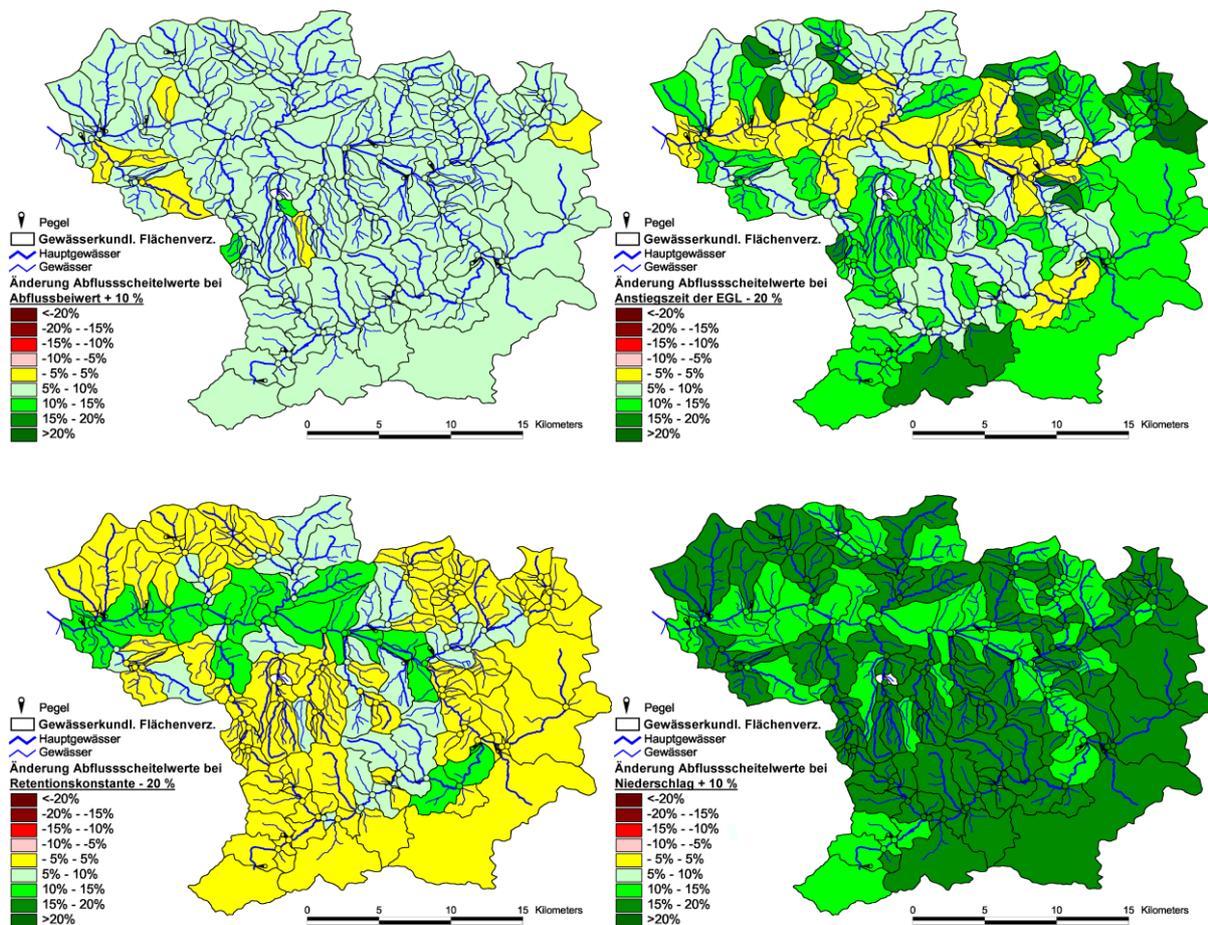


Abb. 3: Prozentuale Änderung des HQ_{1000} bei Erhöhung des Abflussbeiwerts um 10% (links oben), Verminderung der Anstiegszeit um 20% (rechts oben), Verminderung der Retentionskonstante des Flood-Routings um 20% (links unten) und Erhöhung der Niederschlagsbelastung um 10% (rechts unten).

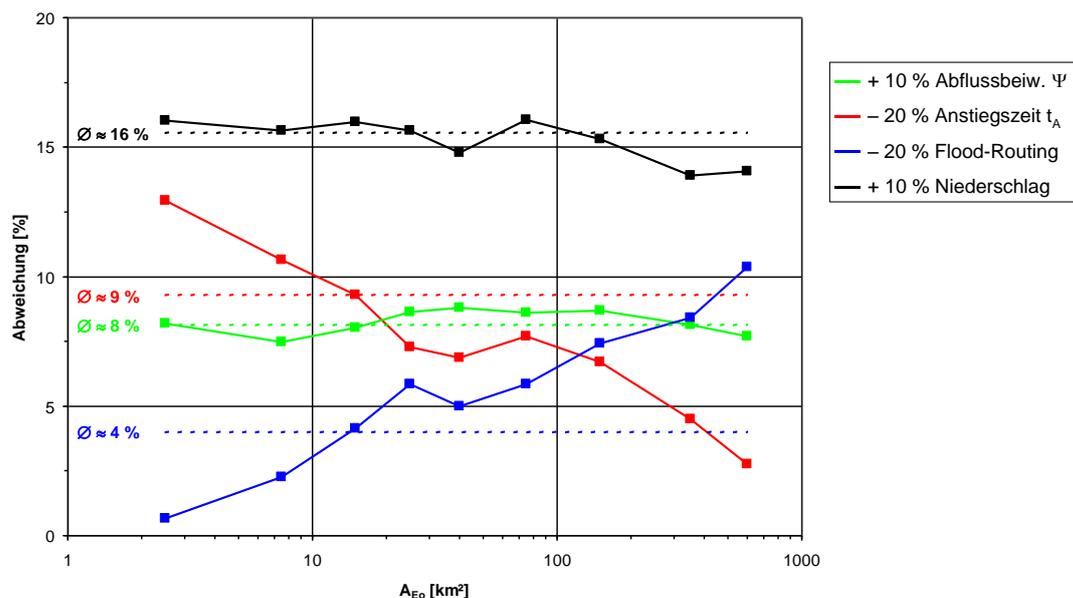


Abb. 4: Einfluss einer Änderung des Abflussbeiwerts, der Anstiegszeit, des Flood-Routings und des Niederschlags auf die Abflussscheitel in Abhängigkeit der Einzugsgebietsgröße A_{Eo}

In Abbildung 4 lässt sich erkennen, dass die Einzugsgebietsgröße bei einer konstanten prozentualen Veränderung des Abflussbeiwerts oder einer über das Einzugsgebiet konstanten prozentualen Niederschlagserhöhung nur einen geringen Einfluss auf den daraus resultierenden Abfluss hat. Bei der Abflusskonzentration und der Wellenverformung ist jedoch ein Einfluss der Flächengröße zu erkennen. Während sich die Modifikation der Anstiegszeit vor allem bei kleineren Einzugsgebieten auswirkt, ist bei der Wellenverformung ein umgekehrter Einfluss zu beobachten. Hier nimmt der Einfluss mit zunehmender Einzugsgebietsgröße zu.

5. KOSTRA-DWD 2000 und PEN-LAWA-2005

Kalibriert wurde das FGM der Fils mit den Niederschlägen aus KOSTRA 1997 (DWD 1997). Während der Projektlaufzeit wurde Ende 2005 die Fortschreibung der KOSTRA-Werte veröffentlicht (ITWH 2005). Zu Vergleichszwecken werden im Folgenden diese Niederschläge als Modellinput für das kalibrierte FGM verwendet.

Vergleicht man die Niederschläge aus KOSTRA 1997 für das Einzugsgebiet der Fils mit den entsprechenden Werten aus KOSTRA-DWD 2000, so sind in den Grundintervallen ab einer Niederschlagsdauer von zwölf Stunden Änderungen zu verzeichnen. Daher kommt es, aufgrund des Interpolationsverfahrens, für Niederschlagsdauern von mehr als einer Stunde zu Änderungen in der Niederschlagshöhe.

Beim Vergleich der 1-jährlichen Niederschlagshöhen der Grundintervalle sind sowohl Niederschlagszunahmen, als auch Niederschlagsabnahmen zu verzeichnen. Die 100-jährlichen Niederschlagshöhen sind dagegen entweder konstant geblieben oder haben abgenommen. Vor allem in der nördlichen Hälfte des Filseinzugsgebiets kam es zu einer Abnahme der Niederschlagshöhen. Daher ergeben sich ohne Neukalibrierung mit dem FGM zwangsläufig geringere Abflusswerte mit den Niederschlägen aus KOSTRA-DWD 2000.

In Abbildung 5 links sind exemplarisch für das HQ₁₀₀ die sich unter Verwendung der Niederschläge aus KOSTRA-DWD 2000 ergebenden prozentualen Abweichungen zu KOSTRA 1997 für die Gewässerstellen des Gewässerkundlichen Flächenverzeichnisses dargestellt. Für mehr als 30 % der Gewässerstellen ist eine Abnahme des Abflussscheitels um mehr als 5 % zu verzeichnen. Im Einzugsgebiet der Fils sind jedoch in den letzten Jahren verstärkt Hochwasserereignisse aufgetreten (z.B. August 2002 und Januar 2004).

Etwa ein Jahr nach der Veröffentlichung von KOSTRA-DWD 2000 erschienen Ende 2006 erstmalig die PEN-Werte (ITWH 2006). Mit den PEN-Werten standen erstmals „offizielle“ Niederschläge der Jährlichkeiten $T_n = 1000$ a und $T_n = 10\,000$ a zur Verfügung. Im Folgenden werden mit dem kalibrierten FGM die Niederschläge aus PEN-LAWA 2005 betrachtet. Die in PEN-LAWA 2005 bereitgestellten Niederschlagshöhen wurden aus den Werten von KOSTRA-DWD 2000 abgeleitet. Daher muss für einen Vergleich zwischen Abflussscheitelwerten, die sich mit den aus KOSTRA extrapolierten Werten und den PEN-Werten ergeben, auf die Niederschläge aus KOSTRA-DWD 2000 zurückgegriffen werden.

Betrachtet man die Abflussscheitel, die sich unter Anwendung der PEN-Werte ergeben, ergibt sich folgendes Problem. Aufgrund der Tatsache, dass bei PEN Niederschlagshöhen erst ab einer Dauerstufe von sechs Stunden bereitgestellt werden, können lediglich die Abflussscheitelwerte im Flussschlauch der Fils und im Mündungsbereich einiger Zuflüsse zur Fils ermittelt werden. Die maßgebenden Niederschlagsdauern für die Abflussscheitelwerte in den

übrigen Gebieten betragen weniger als sechs Stunden. Mit den PEN-Werten können somit im Einzugsgebiet der Fils nur für ca. 30 % der Gewässerstellen des Gewässerkundlichen Flächenverzeichnisses die maßgebenden Abflussscheitelwerte ermittelt werden. Gerade in diesen Gebieten befinden sich jedoch mehrere Stauanlagen, für deren Sicherheitsnachweise Abflussganglinien mit Jährlichkeiten größer 100 Jahre benötigt werden. Diese Stauanlagen besitzen jedoch einen verhältnismäßig großen gewöhnlichen Hochwasserrückhalteraum. Daher werden für die Nachweise der Stauanlagensicherheit größere Niederschlagsdauern maßgebend, als die für den Scheitelabfluss maßgebende Niederschlagsdauer. Welche Niederschlagsdauer letztendlich für die Sicherheitsnachweise maßgebend wird, hängt neben der Abflussganglinie von den Kenndaten des Speichers (Rückhaltevolumen, Abgabesteuerung) ab. Für diese Nachweise ist letztendlich die Fülle der Abflussganglinien entscheidend. Die Fülle der Abflussganglinien ist jedoch bei den PEN-Werten deutlich größer als bei der KOSTRA-Extrapolation.

Alle Gebiete, in denen eine Berechnung der maßgebenden Abflussscheitelwerte nicht möglich ist, sind in Abbildung 5 rechts grau dargestellt. Die Abweichungen für die übrigen Flächen, die sich unter Verwendung der mittleren PEN-Werte im Vergleich zur KOSTRA-Extrapolation für das $HQ_{10.000}$ ergeben, sind in Abbildung 5 rechts dargestellt. Für die meisten Flächen ergeben sich Abweichungen von 10 bis 20 %.

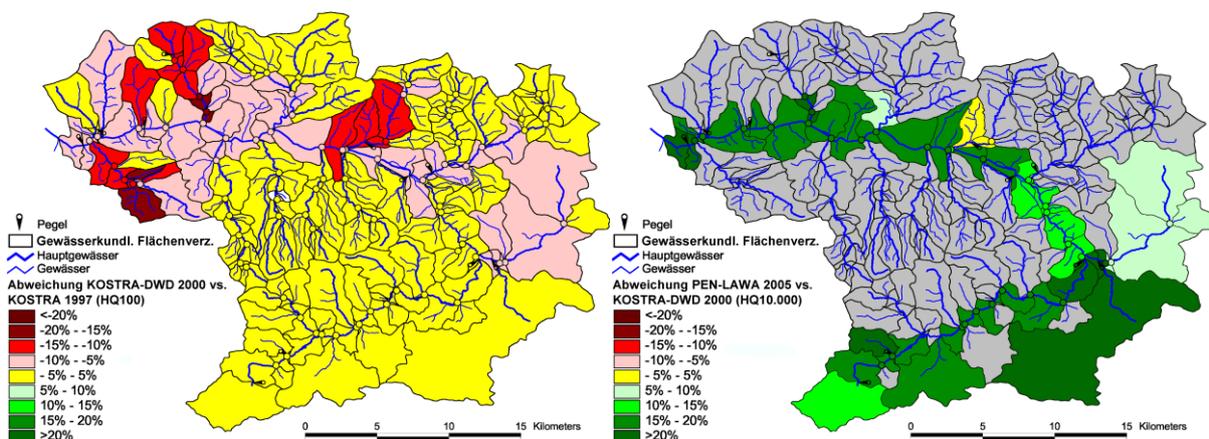


Abb. 5: Prozentuale Abweichungen des mit KOSTRA-DWD 2000 ermittelten HQ_{100} zu dem mit KOSTRA 97 ermittelten HQ_{100} (links); Prozentuale Abweichungen des mit PEN (mittel) ermittelten $HQ_{10.000}$ zu dem mit extrapoliertem KOSTRA ermittelten $HQ_{10.000}$ (rechts)

6. Einzugsgebiet der Ruhr

Die Ruhr ist ein rechtsseitiger Nebenfluss des Rheins mit einer Einzugsgebietsfläche von etwa 4485 km². Sie entspringt am Ruhrkopf bei Winterberg im Rothaargebirge im Hochsauerland und mündet nach einem Fließweg von über 200 km bei Duisburg-Ruhrort in den Rhein. Ihr wichtigster Zufluss ist die Lenne. Im Einzugsgebiet der Ruhr befinden sich insgesamt über zehn Talsperren. Die Einzugsgebiete der sechs größten Talsperren, die allesamt vom Ruhrverband betrieben werden, sind in Abbildung 6 links dargestellt. Im Folgenden soll nun exemplarisch das Einzugsgebiet der Möhne-Talsperre betrachtet werden.

Die Möhne ist ein rechtsseitiger Zufluss der Ruhr. Sie entspringt bei Brilon und mündet nach einem Fließweg von etwa 57 km in die Ruhr. Etwa 12 km vor ihrer Mündung befindet sich die Möhne-Talsperre. Das Gesamteinzugsgebiet der Möhne-Talsperre beträgt etwa $A_{Eo} \approx 436 \text{ km}^2$. Der Hauptzufluss zur Möhne-Talsperre wird über den Pegel Völlinghausen/Möhne mit einem Einzugsgebiet von etwa $A_{Eo} \approx 288 \text{ km}^2$ erfasst.

Zunächst finden wieder, wie bereits im Einzugsgebiet der Fils, die Niederschläge gemäß KOSTRA-DWD 2000 und PEN-LAWA 2005 Verwendung. In Abbildung 6 rechts sind die mittleren prozentualen Abweichungen der 1 000- und 10 000-jährlichen Niederschlagshöhe der PEN-Werte (mittel und hoch) von den extrapolierten KOSTRA-Werten der für das Einzugsgebiet der Möhne-Talsperre relevanten KOSTRA-Zellen dargestellt. Es fällt auf, dass die PEN-Werte größtenteils deutlich von den extrapolierten KOSTRA-Werten abweichen. Mit zunehmender Niederschlagsdauer, speziell zwischen den Dauerstufen sechs und zwölf Stunden, steigen die Werte von PEN im Vergleich zu KOSTRA überproportional an. Dieser überproportional starke Anstieg der PEN-Werte im Bereich von sechs bis zwölf Stunden kann auch zu inkonsistenten Werten bei der Flussgebietsmodellierung führen.

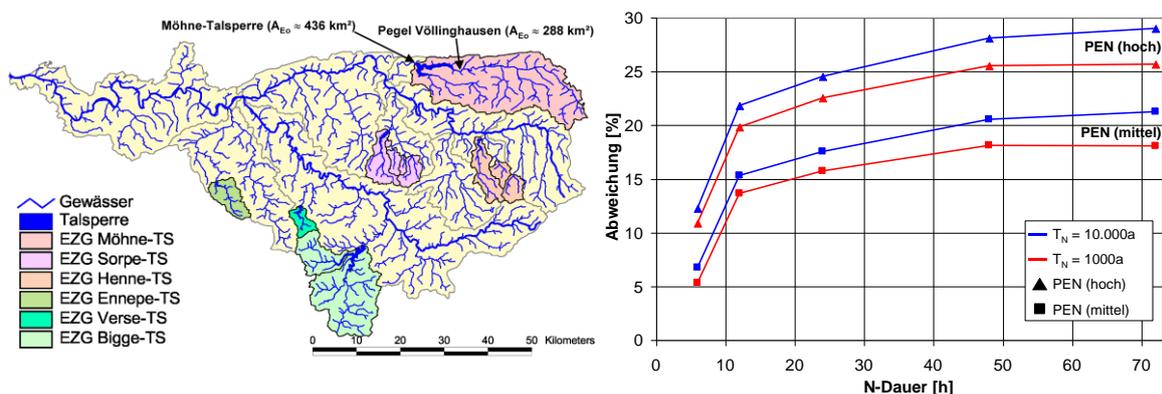


Abb. 6: Einzugsgebiet der Ruhr mit den Einzugsgebieten ihrer sechs größten Talsperren (links); durchschnittliche prozentuale Abweichungen der PEN-Werte (mittel und hoch) von der KOSTRA-Extrapolation in Abhängigkeit der Niederschlagsdauer der für die Möhne-Talsperre relevanten KOSTRA-Zellen (rechts)

Am Pegel Völlinghausen fügen sich die mit den extrapolierten KOSTRA-Werten ermittelten Abflussscheitelwerte ausgezeichnet in die Abflussstatistik ein (Abbildung 7 links). An die als Plotting Positions ins Wahrscheinlichkeitsnetz eingetragenen Jahresmaxima wurde hierfür eine analytische Wahrscheinlichkeitsfunktion angepasst. Auch die PEN-Werte (mittel) liegen in der gleichen Größenordnung. Allerdings liegt die für den Abflussscheitel maßgebende Niederschlagsdauer im Bereich von sechs Stunden. Es handelt sich also um eine Niederschlagsdauer für die die PEN-Werte noch im Bereich der extrapolierten KOSTRA-Werte liegen. Die auf Basis von PEN (hoch) abgeleiteten Werte sind etwas größer, die auf Basis von REWANUS abgeleiteten Werte sind, gerade im Bereich kleinerer Jährlichkeiten, deutlich größer. Außerdem ist noch der Scheitelwert, der sich unter Verwendung des MGN ergibt, dargestellt. Da dem MGN keine Jährlichkeit zugeordnet werden kann, wird der sich ergebende Scheitelwerte als senkrechte Linie ohne Zuordnung einer bestimmten

Überschreitungswahrscheinlichkeit dargestellt. Wie nicht anders zu erwarten, stellt er eine obere Grenze des maximal möglichen Abflusses dar.

Angesichts der Vielzahl und Spannweite der Ergebnisse ergibt sich hier in der Praxis das Problem der Festlegung des Bemessungswerts bzw. auf Basis welcher Datengrundlage letztendlich eine Sicherheitsbetrachtung für eine Stauanlage durchzuführen ist. Für diese Sicherheitsüberprüfung werden die zugehörigen Ganglinien benötigt (Abbildung 7 rechts). Bei diesen Ganglinien ist das Volumen über einem bestimmten Schwellenwert, der schadlos abgeführt werden kann, von Bedeutung. Bei den langen Dauerstufen können sich jedoch Volumendifferenzen zwischen den verschiedenen Niederschlagsbelastungen von über 30 % ergeben. In Abbildung 7 rechts ist die Volumendifferenz, die sich unter Verwendung der hohen PEN-Werte im Vergleich zu KOSTRA ergibt, für die verschiedenen betrachteten Niederschlagsdauerstufen farblich hinterlegt.

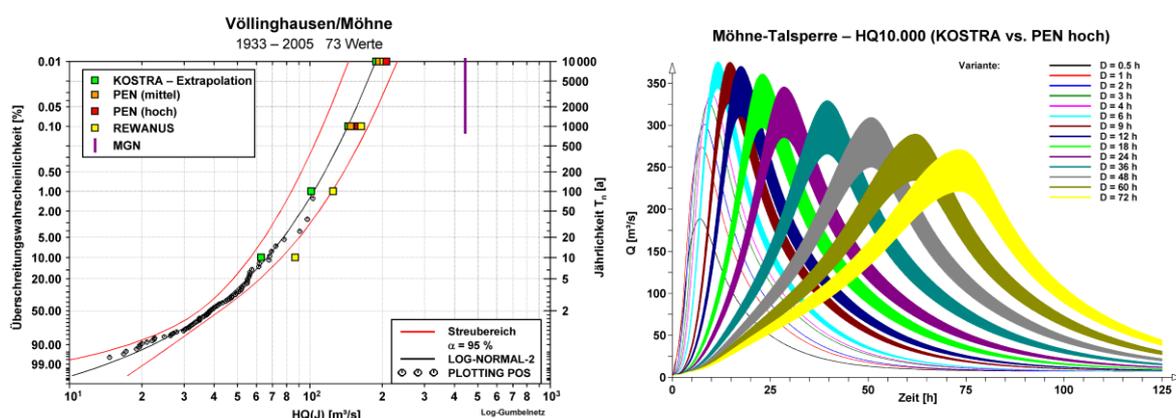


Abb. 7: Mit dem FGM ermittelte Abflussscheitelwerte im Vergleich zur Pegelstatistik (links); auf der Basis von KOSTRA und PEN (hoch) abgeleitete Zuflussganglinien zur Möhne-Talsperre (rechts)

7. Fazit

Anhand der betrachteten Einzugsgebiete konnte gezeigt werden, dass das verwendete hydrologische Modell auch im Extrembereich hervorragend geeignet ist, Abflussganglinien abzuleiten. Es hat sich gezeigt, dass die Modellanwendung am sensibelsten auf eine Variation der Niederschläge reagiert. Eine Variation der Modellparameter hat hingegen weniger starke Auswirkungen auf die Ergebnisse. Somit muss der Auswahl der Niederschläge die größte Sorgfalt beigemessen werden, da diese den größten Einfluss auf die Berechnungsergebnisse haben. Neben den hier dargestellten Beispielen zeigen zahlreiche weitere Anwendungsbeispiele, dass mit den extrapolierten KOSTRA-Werten im Vergleich zur Pegelstatistik insgesamt die besten Ergebnisse erzielt wurden.

Die PEN-Werte weisen in der Regel im Bereich der großen Dauerstufen deutlich größere Niederschlagshöhen als die extrapolierten KOSTRA-Werte auf. Dies bewirkt einerseits einen höheren Abflussscheitel, andererseits eine deutlich vergrößerte Abflussfülle. Für die Sicherheitsnachweise von Stauanlagen ist die Abflussfülle die maßgebende Größe.

PEN-Werte stehen erst ab einer Niederschlagsdauer von sechs Stunden und nur für die Jährlichkeiten 1000 und 10 000 Jahre zur Verfügung. Stauanlagen befinden sich häufig in kleineren Einzugsgebieten, in denen die maßgebenden Bemessungswerte bei kürzeren

Niederschlagsdauern auftreten. Alleine in Baden-Württemberg befinden sich weit über 100 Stauanlagen in Einzugsgebieten, die kleiner als 10 km² sind. Hier muss mit einer maßgeblichen Niederschlagsdauer von weniger als sechs Stunden gerechnet werden. Darüber hinaus sind je nach Anlagengröße Sicherheitsnachweise für Jährlichkeiten zwischen 200 und 5 000 Jahren erforderlich. Für diese Spannweite der Jährlichkeiten stellt PEN derzeit jedoch keine Informationen zur Verfügung.

Literatur

- DVWK (1997): Maximierte Gebietsniederschlagshöhen für Deutschland, DVWK Mitteilungen 29, Verlag Wirtschafts- und Vertriebsgesellschaft Gas und Wasser mbH, Bonn.
- DWD (1997): Starkniederschlagshöhen für die Bundesrepublik Deutschland (KOSTRA), Deutscher Wetterdienst, Offenbach am Main.
- DWD (2000): Regionalisierte Extremwerte des Niederschlagsdargebots aus Regen und Schneeschmelze für Deutschland (REWANUS), Deutscher Wetterdienst, Berlin.
- GÜNTHER, T. & H. MATTHÄUS (2001): Regionalisierte Extremwerte aus Regen und Schneeschmelze für Deutschland. In KA – Wasserwirtschaft, Abwasser, Abfall, 48, H. 8, S. 1119-1126.
- IHRINGER, J. (2003): Softwarepaket: Hochwasseranalyse und -berechnung – Anwenderhandbuch, Institut für Wasser und Gewässerentwicklung, Bereich Wasserwirtschaft und Kulturtechnik, Universität Karlsruhe (TH).
- ITWH (2005): Software KOSTRA-DWD 2000, Institut für technisch-wissenschaftliche Hydrologie GmbH, Hannover.
- ITWH (2006): Software PEN-LAWA 2005, Institut für technisch-wissenschaftliche Hydrologie GmbH, Hannover.
- LfU (2005): Festlegung des Bemessungshochwassers für Anlagen des technischen Hochwasserschutzes, Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg, Oberirdische Gewässer, Gewässerökologie 92, Karlsruhe.
- LUBW (2007): Abfluss-Kennwerte in Baden-Württemberg, Landesanstalt für Umwelt, Messungen und Naturschutz Baden-Württemberg.
- LUTZ, W. (1984): Berechnung von Hochwasserabflüssen unter Verwendung von Gebietskenngröße, Mitteilungen des Institutes für Hydrologie und Wasserwirtschaft der Universität Karlsruhe (TH), Heft 24.

Evaluierung verschiedener Ansätze zur deterministischen Bestimmung von Bemessungsabflüssen

Imke Radtke, Uwe Haberlandt

Zusammenfassung

Für die Dimensionierung wasserwirtschaftlicher Anlagen werden Bemessungsabflüsse verschiedener Wiederkehrintervalle benötigt. Im vorliegenden Beitrag werden diese Bemessungswerte mit Hilfe der Niederschlag-Abfluss-Modellierung unter Verwendung verschiedener Niederschlagsbelastungen bestimmt. Neben beobachteten Niederschlägen stehen KOSTRA-Niederschläge für die Einzelereignismodellierung und disaggregierte Tageswerte sowie stochastische Niederschläge in stündlicher Auflösung für die kontinuierliche Modellierung zur Verfügung. Ein spezielles Ziel ist die Untersuchung der optimalen Strategie zur Schätzung der Modellparametersätze des hydrologischen Modells in Abhängigkeit der verwendeten Niederschlags- und Abflussdaten. Zur Evaluierung der Strategien werden die ermittelten Bemessungswerte unter Angabe von Unsicherheitsbandbreiten mit der beobachteten Pegelstatistik verglichen. Es zeigt sich, dass die Unsicherheitsbandbreiten der modellierten Bemessungswerte deutlich reduziert werden können, wenn die verwendeten synthetischen Niederschlagszeitreihen nicht nur für die Bestimmung der Bemessungswerte sondern bereits für die Kalibrierung des hydrologischen Modells eingesetzt werden.

1. Einleitung / Motivation

Für die Bemessung wasserwirtschaftlicher Anlagen werden Hochwasserabflüsse verschiedener Wiederkehrintervalle benötigt. Für beobachtete Querschnitte mit ausreichend langen Messreihen können die Bemessungsabflüsse unter Verwendung der Extremwertstatistik bestimmt werden (z. B. STEDINGER et al. 1993). BLÖSCHL & MERZ (2008) prägten hier den Begriff der Extremwerthydrologie im Gegensatz zur traditionellen Extremwertstatistik. Dabei wird die statistische Analyse um zeitliche, räumliche und kausale Informationen erweitert. Beim Fehlen langer Abflusszeitreihen für die extremwertstatistische Auswertung oder für Prognosen von Veränderungen können Bemessungsabflüsse mit Hilfe der Niederschlag-Abfluss-Modellierung (N-A-Modellierung) bestimmt werden.

Diese kann ereignisbasiert oder kontinuierlich erfolgen. Bei der ereignisbasierten Modellierung wird hierbei die Annahme der Gleichheit der Wahrscheinlichkeit für erzeugenden Niederschlag und resultierenden Abfluss getroffen. Als Niederschlagsbelastung können Bemessungsniederschläge aus dem KOSTRA-Atlas (BARTELS et al. 2005) verwendet werden. Bei der kontinuierlichen Langzeitmodellierung ist diese Annahme nicht nötig, da die modellierte Abflusszeitreihe zur Ableitung der Bemessungswerte extremwertstatistisch ausgewertet werden kann. Es müssen jedoch lange Zeitreihen hochaufgelöster Niederschläge vorliegen. Sind diese nicht als Beobachtungen vorhanden, können alternativ synthetische Niederschläge verwendet werden (BLAZKOVA & BEVEN 2002; CAMERON et al. 1999). Im vorliegenden Beitrag werden zum einen mit einem multiplikativen Kaskaden-

modell disaggregierte Tageswerte und zum anderen mit einem zweistufigen raum-zeitlichen Niederschlagsmodell generierte stochastische Niederschläge verwendet.

Für die N-A-Modellierung ist eine Kalibrierung des hydrologischen Modells erforderlich. Die spezielle Fragestellung des Beitrags untersucht die optimale Schätzung der Parametersätze des N-A-Modells für die deterministische Bestimmung von Bemessungsabflüssen unter Berücksichtigung der verschiedenen Niederschlagsbelastungen. Die N-A-Modellierung wird mit dem konzeptionellen Modell HEC-HMS für ein mesoskaliges Einzugsgebiet im Bodegebiet durchgeführt.

2. Methoden

2.1. Niederschlagsbelastung

Für die Untersuchungen stehen beobachtete Niederschläge in stündlicher Auflösung sowie Tageswerte zur Verfügung. Für die kontinuierliche hydrologische Modellierung werden zeitlich hoch aufgelöste Niederschlagsdaten benötigt.

Disaggregierte Tageswerte

Die Niederschlagstageswerte werden unter Verwendung des multiplikativen Kaskadenmodells (GÜNTNER et al. 2001) zu Stundenwerten disaggregiert (siehe auch EBNER VON ESCHENBACH et al. 2008). Bei der Disaggregation der Niederschlagswerte handelt es sich um einen stochastischen Prozess, deshalb sind die disaggregierten Tagesgänge mehrerer Realisierungen unterschiedlich. Insgesamt werden für jede Tageswertstation 20 Realisierungen disaggregierter Niederschläge erzeugt.

Niederschlagsmodell

Außerdem werden an den Orten der Stundenstationen mit einem zweistufigen raum-zeitlichen Niederschlagsmodell (HABERLANDT et al. 2008) stochastische Niederschläge mit einer Länge von 100 Jahren generiert. Dabei werden in der ersten Stufe stochastische, zeitlich rein zufällige univariate Niederschlagszeitreihen (1h) mit Hilfe eines Alternating-Renewal-Modells (Beschreibung des Niederschlagsprozesses auf Basis der Ereignisstruktur) generiert. In der zweiten Stufe erfolgt das Aufprägen einer räumlichen Persistenzstruktur durch Resampling nach dem Simulated Annealing Algorithmus. Auch hier werden je Station 20 Realisierungen bereit gestellt.

KOSTRA

Des Weiteren stehen für die Einzelereignismodellierung KOSTRA-Niederschläge zur Verfügung.

2.2. Hydrologisches Modell HEC-HMS

Die N-A-Modellierung wird mit dem konzeptionellen, teilweise gegliederten Modell HEC-HMS (SCHARFFENBERG & FEMING 2006) im Stundenzeitschritt durchgeführt. Für die Modellierung wird das Einzugsgebiet in Teileinzugsgebiete untergliedert. Abbildung 1 zeigt die für die Teilgebiete verwendete Modellstruktur. Die Abflussbildung wird unter Verwendung der Soil Moisture Accounting (SMA) Routine abgebildet. Für die Abflusskonzentration des Direktabflusses wird die Clark Einheitsganglinie verwendet. Zwischenabfluss und Basisabfluss werden jeweils durch einen Linearspeicher repräsentiert. Der Wellenablauf wird einfach nur durch eine zeitliche Verschiebung der Welle dargestellt. Die Schneeschmelze wird

extern nach dem Temperatur-Index-Verfahren bestimmt. Die potentielle 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 Bodenspeicher berechnet. Gebietsniederschläge werden für die einzelnen Teilgebiete nach dem Thiessenverfahren berechnet. Zuvor werden die Punktniederschläge nach Richter mit monatlichen Korrekturfaktoren erhöht. Im Rahmen der Kalibrierung werden der Speicherkoeffizient der Clark Einheitsganglinie, des oberen und unteren Grundwasserspeichers der SMA und der beiden Linearspeicher des Basisabflusses optimiert.

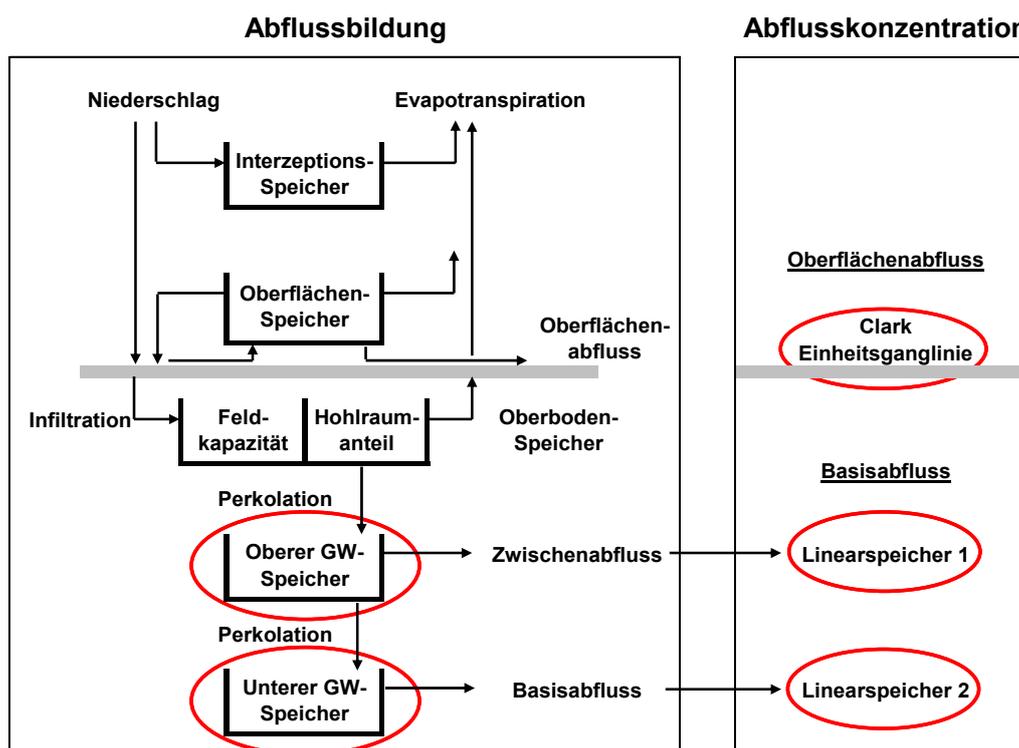


Abb. 1: schematischer Aufbau eines Teilgebietes (HEC-HMS)

2.3. Schätzung der Parametersätze

Die Schätzung der Parametersätze erfolgt nacheinander unter Verwendung aller zur Verfügung stehenden Niederschlags- und Abflussdaten. Insgesamt werden vier Parametersätze (I-IV) bestimmt (Abbildung 2).

Für alle Parameterschätzungen werden der gleiche Startparametersatz und die gleichen Parametergrenzen verwendet. Um modellerrerspezifische 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) durchgeführt.

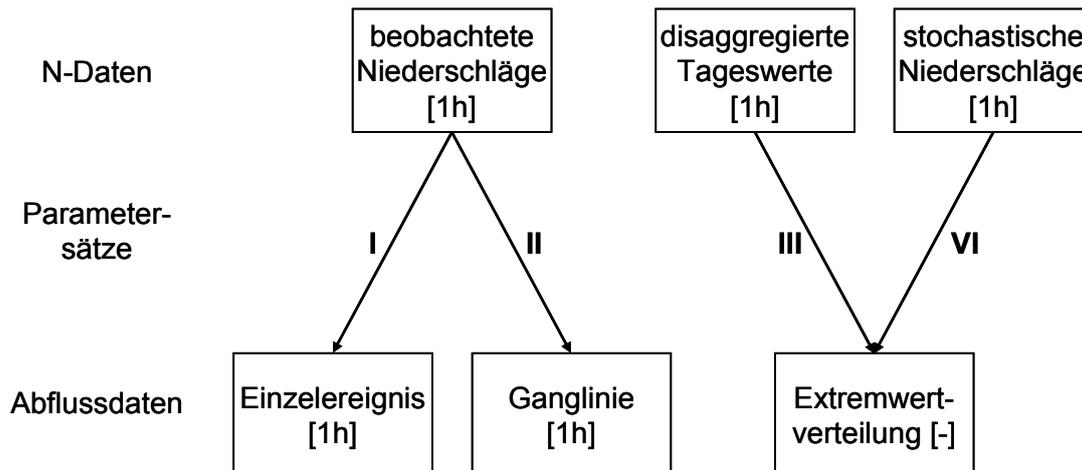


Abb. 2: Schätzung der Parametersätze des hydrologischen Modells

Parametersatz I

Die Schätzung der fünf Modellparameter erfolgt beim Parametersatz I mit Hilfe der ereignisbasierten N-A-Modellierung unter Verwendung beobachteter Niederschläge und beobachteter Abflüsse. Es werden aus der vorhandenen Zeitreihe mehrere Einzelereignisse für die Kalibrierung ausgewählt. Die Parameterschätzung erfolgt simultan für alle Ereignisse, so dass ein Parametersatz gefunden wird, der im Mittel alle Ereignisse gut 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 mitkalibriert.

Parametersatz II

Die Parameterschätzung erfolgt beim Parametersatz II unter Verwendung einer beobachteten kontinuierlichen Niederschlagszeitreihe auf eine kontinuierliche beobachtete Abflussganglinie jeweils in einer stündlichen Auflösung. Alle Abflusswerte werden gleich gewichtet.

Parametersatz III und Parametersatz IV

Parametersatz III wird unter Verwendung der disaggregierten Niederschlagszeitreihen und der beobachteten Abflussscheitelwerte des gleichen Zeitraumes bestimmt. Das Vorgehen der Parameterschätzung des Parametersatzes IV erfolgt wie für Parametersatz III, wobei jedoch die stochastischen Niederschläge die Niederschlagsbelastung darstellen. Da die stochastischen Niederschläge keinen Zeitbezug zu den beobachteten Abflussscheitelwerten besitzen, werden alle beobachteten Abflussscheitelwerte berücksichtigt.

Im ersten Schritt wird an die beobachteten Abflussscheitelwerte eine Allgemeine Extremwertverteilung (AEV) unter Verwendung der L-Momente (HOSKING & WALLIS 1997) als Schätzverfahren angepasst. Im nächsten Schritt werden aus der Verteilung für bestimmte

Wiederkehrintervalle Abflusswerte bestimmt. Diese werden im Folgenden als Beobachtung für die Kalibrierung verwendet.

Es wird eine angepasste Verteilungsfunktion anstelle der beobachteten Scheitelwerte verwendet, da so die Unsicherheit bei der Bestimmung der Eintragungsstelle (Wahl der „richtigen“ Plotting-Formel) und damit die Unsicherheit des zugehörigen Wiederkehrintervalls der beobachteten Abflussscheitel umgangen wird. Zum anderen können so auch bei unterschiedlichen Zeitreihenlängen von beobachteten und modellierten Scheitelwerten auf gleiche Art die Stützstellen bestimmt werden.

Für die Parameterschätzung werden 10 Realisierungen der disaggregierten Niederschläge als Modelleingang für die kontinuierliche Modellierung verwendet. Für jede Realisierung werden die modellierten Abflussscheitelwerte (Jahresmaxima) bestimmt und jeweils eine AEV angepasst. Danach werden die modellierten Abflusswerte für die vorgegebenen Wiederkehrintervalle bestimmt und für jedes Wiederkehrintervall der Median der 10 Realisierungen berechnet. Im Anschluss erfolgt die Gegenüberstellung der Beobachtung gegen den Median der 10 modellierten Realisierungen an den Stützstellen. Mit dem Ziel die Differenz zwischen Beobachtung und Modellierung zu reduzieren wird ein neuer Parametersatz bestimmt und die N-A-Modellierung erneut durchgeführt, bis ein Abbruchkriterium erfüllt ist und der endgültige Parametersatz ermittelt wurde.

2.4. Bestimmung der Bemessungswerte

Die Anwendung des Modells HEC-HMS zur Bestimmung der Bemessungswerte erfolgt unter Verwendung aller Parametersätze (I-IV) und drei Arten von Bemessungsniederschlägen (Abbildung 3). Als Bemessungsniederschläge werden für die ereignisbasierte Modellierung KOSTRA-Niederschläge und für die kontinuierliche Modellierung disaggregierte Niederschläge und die stochastischen Niederschläge verwendet.

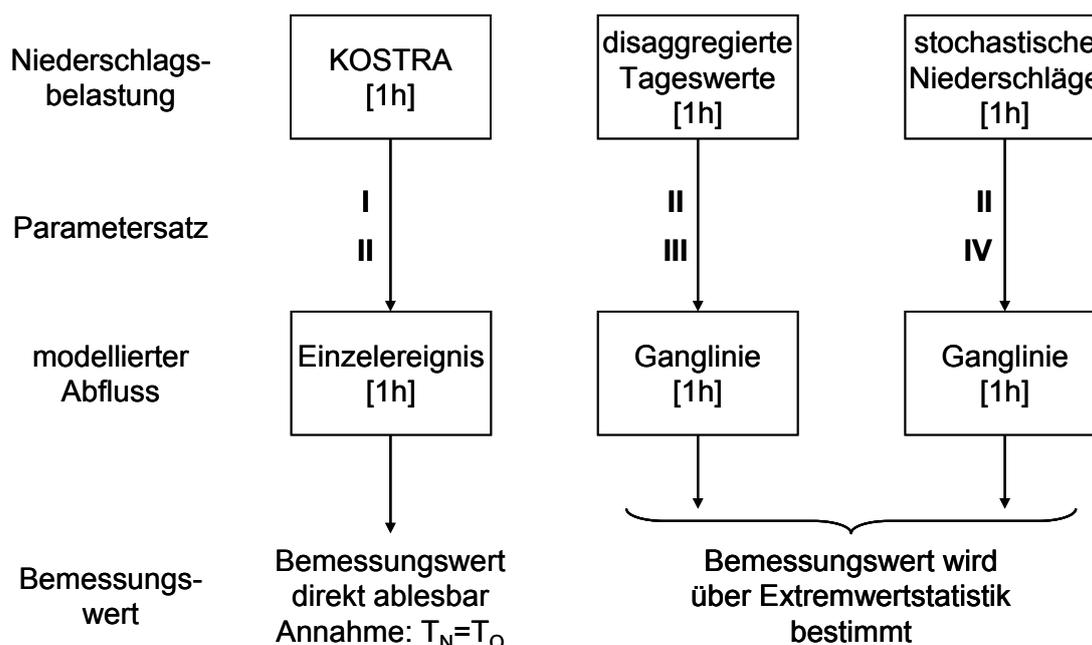


Abb. 3: Vorgehensweise bei der Bestimmung der Bemessungswerte

Ereignisbasierte Niederschlag-Abfluss-Modellierung:

Für die Ermittlung der Bemessungswerte mit ereignisbasierter N-A-Modellierung werden KOSTRA-Niederschläge verwendet. Dabei wird die Annahme getroffen, dass das Wiederkehrintervall des Niederschlages gleich dem Wiederkehrintervall des Abflusses ist. Der KOSTRA-Atlas (BARTELS et al. 2005) stellt für Deutschland in 8,45 km x 8,45 km Rasterzellen Punktniederschläge verschiedener Dauerstufen und Wiederkehrintervalle bereit. Diese Punktniederschläge, die aus einer Niederschlagshöhe und der zugehörigen Dauerstufe bestehen, müssen für die N-A-Modellierung zum einen in Gebietsniederschläge umgerechnet, zum anderen muss mit Hilfe eines Modellregens ein zeitlicher Verlauf des Niederschlages festgelegt werden. Die Ermittlung des Gebietsniederschlages erfolgt unter Berücksichtigung der dauerstufenabhängigen Flächenabminderung (VERWORN 2008). Als Modellregen wird für kurze Dauerstufen (1-3h) der Blockregen und für längere Dauern der Modellregen nach DVWK (VERWORN 1999) verwendet. Hier wird für den Modellregen eine Unterteilung der Gesamtregendauer in drei Zeitabschnitte vorgeschlagen, innerhalb derer die Intensität jeweils konstant ist. Zusätzlich werden für die Modellierung die in KOSTRA angegebenen Toleranzen der Niederschlagshöhen für unterschiedliche Wiederkehrintervalle berücksichtigt. Für die Modellierung werden verschiedene Wiederkehrintervalle vorgegeben. Um die Unsicherheit der unbekanntenen Bodenfeuchte zu Beginn des Ereignisses zu berücksichtigen, werden verschiedene Speicheranfangsfüllungen berücksichtigt. Für jedes Wiederkehrintervall und jede Anfangsspeicherfüllung werden die jeweils maßgeblichen Dauerstufen verwendet, d. h. deren Niederschlagsvolumen 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 I und II verwendet.

Kontinuierliche Niederschlag-Abfluss-Modellierung:

Für die kontinuierliche N-A-Modellierung werden je 20 Realisierungen der disaggregierten Niederschlagstageswerte bzw. der stochastischen Niederschläge verwendet. Die Bestimmung der Abflussbemessungswerte erfolgt in beiden Fällen mit Hilfe der abgeleiteten Extremwertstatistik. Die Vorgehensweise bei der Bestimmung der Bemessungswerte ist dem Ablauf bei der Parameterschätzung ähnlich. Im ersten Schritt erfolgt die N-A-Modellierung mit dem ermittelten Parametersatz und allen 20 Niederschlagsrealisierungen. Damit ergeben sich 20 Abflusszeitreihen in stündlicher Auflösung. Danach werden die Jahresmaxima des Abflusses für alle 20 Abflusszeitreihen bestimmt und es wird an alle Stichproben jeweils eine AEV angepasst.

Für die disaggregierten Niederschlagstageswerte wird die N-A-Modellierung in der genannten Abfolge für die Parametersätze II und III durchgeführt. Die Modellierung mit den stochastischen Niederschlägen erfolgt für die Parametersätze II und IV.

3. Untersuchungsgebiet und Datenbasis

Die Untersuchungen erfolgen am mesoskaligen Einzugsgebiet des Pegels Silberhütte (Bodegebiet; Sachsen-Anhalt) (Abbildung 4). Kontinuierliche Abflussbeobachtungen liegen in stündlicher Auflösung für 7 Jahre und beobachtete Abflussscheitel über einen Zeitraum von

56 Jahren vor. Beobachtete Niederschläge stehen in stündlicher Auflösung über einen Zeitraum von 13 Jahren sowie Tageswerte über einen Zeitraum von 37 Jahren zur Verfügung. Für die Modellierung mit beobachteten Niederschlägen werden alle zur Verfügung stehenden Stunden- und Tageswertstationen verwendet. Dabei wird den Tageswertstationen der Tagesgang der nächstgelegenen Stundenwertstation aufgeprägt. Die Disaggregation mit dem Kaskadenmodell erfolgt an allen Tageswertstationen. Für die hydrologische Modellierung wird den disaggregierten Niederschlägen eine räumliche Gleichzeitigkeit aufgeprägt, indem die innertägliche Verteilung der Station mit dem höchsten Tageswert auf alle anderen Stationen übertragen wird.

Die stochastischen Niederschläge werden getrennt für Sommer und Winter an den Orten der Stundenstationen generiert. Da verschiedene Messnetzichten in Kalibrierung und Anwendung zu unterschiedlichen Ergebnissen führen (BÁRDOSSY & DAS 2008), wird auch für die Tageswertstationen stochastischer Niederschlag bereitgestellt. Dieser wird von der jeweils nächstgelegenen Stundenstation übertragen und entsprechend der unterschiedlichen mittleren Niederschlagshöhe der Standorte je mit einem Faktor für Sommer und Winter korrigiert.

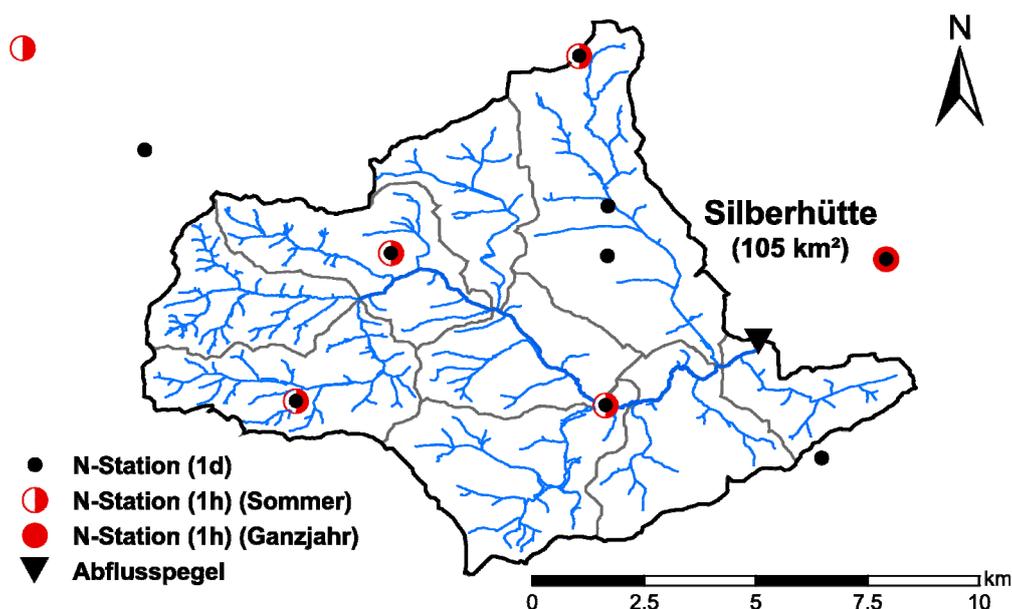


Abb. 4: Untersuchungsgebiet; Einzugsgebiet des Pegels Silberhütte mit Teilgebietsuntergliederung und Messnetz

4. Ergebnisse

Für die Einzelereignismodellierung mit KOSTRA Niederschlägen werden die Parametersätze I und II verwendet. Für die Kalibrierung des Parametersatz I werden 12 ausgewählte Einzelereignisse berücksichtigt. Um bei der Modellierung der Bemessungsabflüsse mit KOSTRA-Niederschlägen die Problematik der Anfangsbedingungen zu beachten, werden fünf verschiedene Anfangsbedingungen betrachtet (Mittelwert, $\pm 10\%$, $\pm 20\%$). Dafür wird aus den kalibrierten Anfangsspeicherfüllungen der Mittelwert für jeden Speicher gebildet. Diese Anfangsbedingungen werden ebenso für Parametersatz II verwendet.

Abbildung 5 zeigt die Ergebnisse (links: Parametersatz I, rechts Parametersatz II) im Netzdruck der Gumbelverteilung. Dargestellt sind die 90%-Konfidenzintervalle für ausgewählte Wiederkehrintervalle. Ein Vergleich mit den beobachteten Scheitelwerten und der angepassten AEV (rot) zeigt bei Verwendung der KOSTRA-Tabellenwerte mit dauerstufenabhängiger Flächenabminderung für Parametersatz I eine gute Übereinstimmung (braun). Werden die Toleranzbereiche der KOSTRA-Niederschläge berücksichtigt, ergeben sich deutlich größere Bandbreiten. Unter Anwendung des Parametersatzes II in gleicher Art und Weise ergeben sich etwas kleinere Bandbreiten und vor allem geringere Bemessungswerte. Dies lässt sich damit erklären, dass der Parametersatz II auch in der Kalibrierung auf die Ganglinie die größeren Abflussscheitel eher unterschätzt.

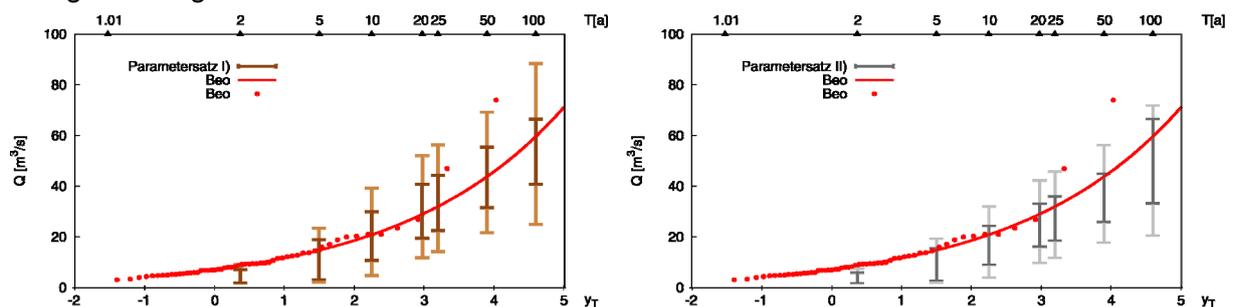


Abb. 5: Bemessungswerte (Jahr); N-Belastung KOSTRA-Niederschläge; rot: beobachtete Abflussscheitel bzw. angepasste AEV; braun: 90%-Konfidenzintervall Parametersatz (KOSTRA-Tabellenwerte), hellbraun: 90%-Konfidenzintervall Parametersatz I (unter Berücksichtigung der KOSTRA Toleranzen); dunkelgrau und hellgrau analog für Parametersatz II

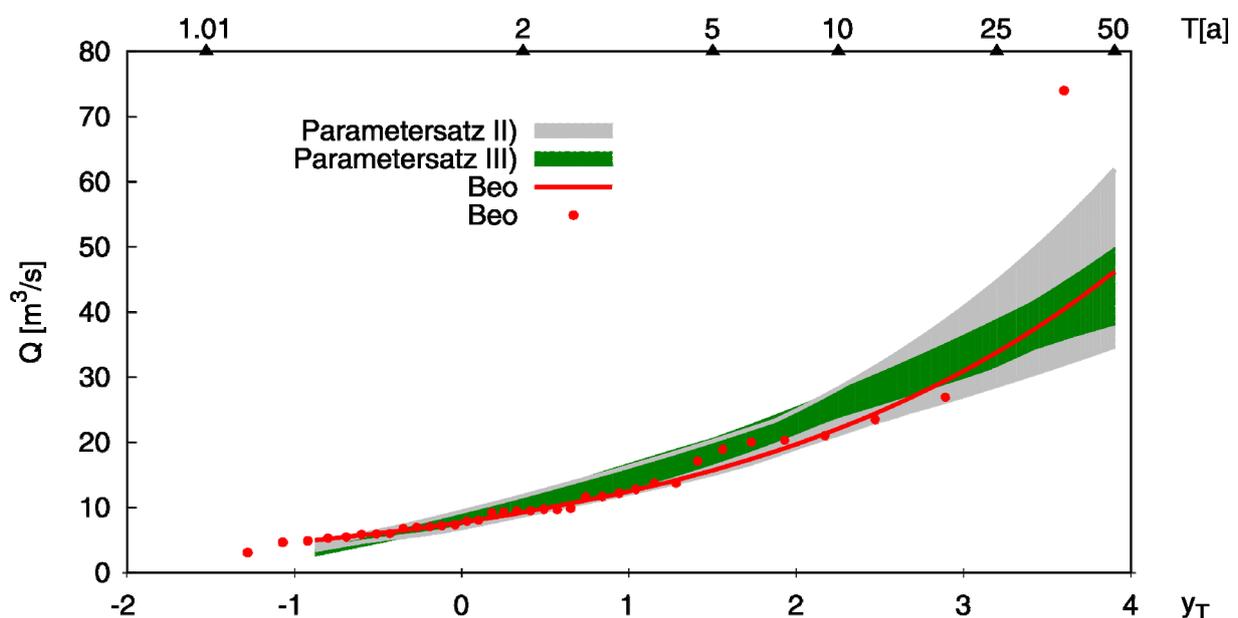


Abb. 6: Verteilung HQ (Jahr); N-Belastung disaggregierte Niederschläge (20 Realisierungen à 36 Jahre); rot: beobachtete Abflussscheitel bzw. angepasste AEV; grau: 90%-Konfidenzintervall Parametersatz II, grün: 90%-Konfidenzintervall Parametersatz III

Die Bemessungsabflüsse, die mit Hilfe der kontinuierlichen Modellierung mit synthetischen Niederschlägen bestimmt wurden, sind in den Abbildungen 6 (disaggregierte Niederschläge) und 7 (stochastische Niederschläge) dargestellt.

Das 90%-Konfidenzintervall, das sich unter Verwendung der disaggregierten Niederschläge für Parametersatz II ergibt, umschließt die beobachtete AEV sehr gut. Die Bandbreite kann noch reduziert werden, wenn der Parametersatz III verwendet wird.

Die Anwendung der stochastischen Niederschläge mit dem Parametersatz II führt zu einer großen Bandbreite des 90%-Konfidenzintervalls und einer deutlichen Überschätzung der beobachteten AEV (Abbildung 7). Diese Bandbreite wird deutlich reduziert, wenn der Parametersatz IV Anwendung findet. Die mit diesem Parametersatz ermittelten Bemessungswerte umschließen die beobachtete AEV gut.

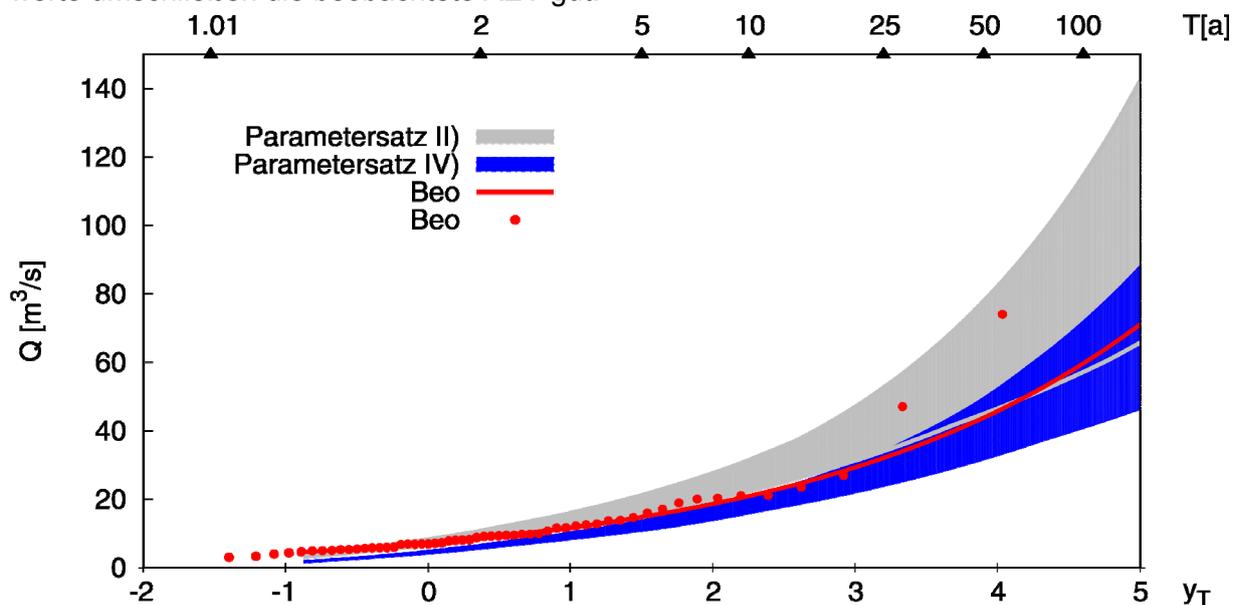


Abb. 7: Verteilung HQ (Jahr); N-Belastung stochastische Niederschläge (20 Realisierungen à 100 Jahre); rot: beobachtete Abflussscheitel bzw. angepasste AEV; grau: 90%-Konfidenzintervall Parametersatz II, blau: 90%-Konfidenzintervall Parametersatz IV

Anhand eines HQ50 wird in Abbildung 8 die Bandbreite (90%-Konfidenzintervall) und die damit verbundene Unsicherheit der Bestimmung der Bemessungsabflüsse dargestellt. Die Bandbreite der Beobachtung (90%-Konfidenzintervall) wurde mit HyStat (WILLEMS & DICK 2003) unter Verwendung eines auf dem Bootstrapping basierenden Verfahrens für die an die beobachteten Scheitelwerte angepasste AEV bestimmt. Insgesamt zeigen sich gute Übereinstimmungen der beobachteten und modellierten Bemessungswerte.

Die modellierten Bandbreiten lassen sich deutlich reduzieren, wenn die synthetischen Niederschläge nicht nur als Niederschlagsbelastung verwendet, sondern bereits bei der Parameterschätzung des hydrologischen Modells berücksichtigt werden.

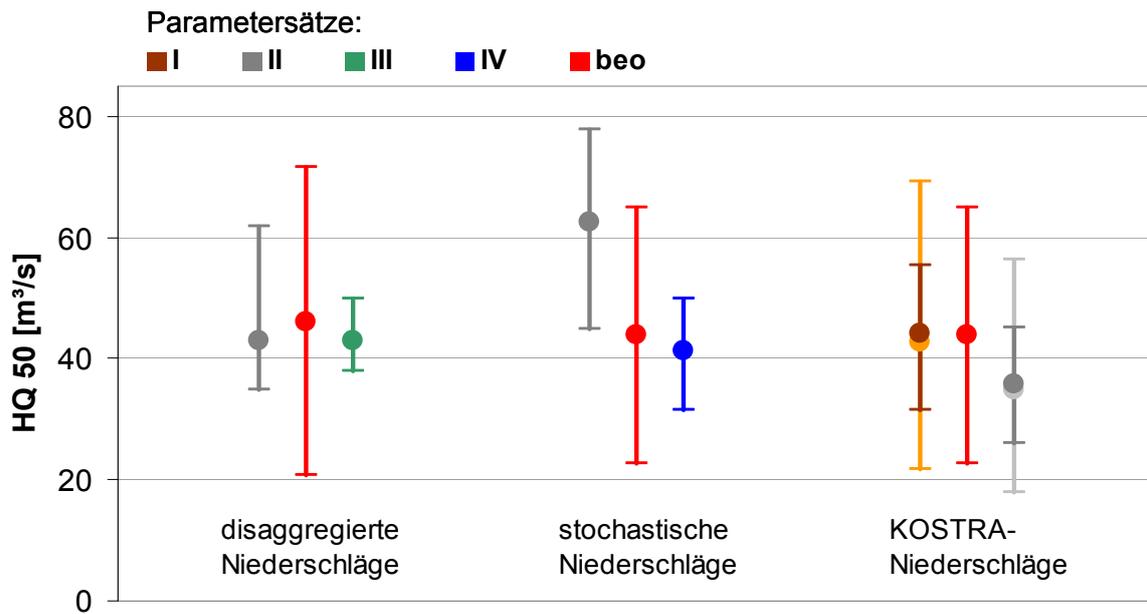


Abb. 8: Vergleich der Bemessungswerte für ein HQ50 (Bandbreite = 90%-Konfidenzintervall; Punkt = Median der Realisierungen) unter Verwendung der unterschiedlichen Niederschlagsbelastungen und Parametersätze

Erfolgt die Bestimmung der Bemessungswerte einzelereignisbasiert unter Verwendung von KOSTRA-Niederschlägen, ist sowohl bei der Kalibrierung des hydrologischen Modells als auch bei der Bestimmung der Bemessungswerte große Sorgfalt auf die Bestimmung der Anfangsbedingungen zu legen. Die Problematik der unbekanntenen Anfangsbedingungen wird mit der kontinuierlichen Modellierung umgangen, da hier die Speicheränderungen mitmodelliert werden. Die Kalibrierung des hydrologischen Modells auf die Extremwertverteilung ermöglicht die Berücksichtigung einer größeren Anzahl an Hochwasserereignissen als in einer kurzen beobachteten Zeitreihe zur Verfügung stehen. Das Ergebnis ist ein robusterer Parametersatz, der bei der Bestimmung der Bemessungswerte geringere Unsicherheitsbandbreiten aufweist, als ein Parametersatz, der auf eine kürzere kontinuierlich beobachtete Zeitreihe kalibriert wurde. Die Vorteile der disaggregierten Niederschläge und der daraus ermittelten Bemessungswerte liegen im direkten Zeitbezug. Ein wichtiger Vorteil der stochastischen Niederschläge liegt in der beliebig erzeugbaren Länge der Zeitreihe, da diese nicht wie bei den disaggregierten Niederschlägen von der Länge der beobachteten Zeitreihe abhängig ist. Somit sind ohne Extrapolation Aussagen für seltene Hochwasserereignisse möglich.

Literatur

BÁRDOSSY, A., T. DAS (2008): Influence of rainfall observation network on model calibration an application. - Hydrol. Earth Syst. Sci. 12(1), S. 77-89.

BARTELS, H., B. DIETZER, G. MALITZ, F. M. ALBRECHT & J. GUTTENBERGER (2005): Fortschreibungsbericht KOSTRA-DWD-2000 - Starkniederschlagshöhen für Deutsch-

- land (1951-2000). - Deutscher Wetterdienst - Abteilung Hydrometeorologie, Offenbach am Main
- BLAZKOVA, S. & K. J. BEVEN (2002): Flood frequency estimation by continuous simulation for a catchment treated as ungauged (with uncertainty). – Water Resour. Res. 38, H. 8, S. 1-14.
- BLÖSCHL, G. & R. MERZ (2008): Bestimmung von Bemessungshochwässern gegebener Jährlichkeit - Aspekte einer zeitgemäßen Strategie. - Wasserwirtschaft 2008-11
- 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). – J. Hydrol., 219, S. 169-187
- DOHERTY, J. (2004): PEST - Model-Independent Parameter Estimation. - User Manual: 5th Edition
- EBNER VON ESCHENBACH, A.-D., U. HABERLANDT, I. BUCHWALD & A. BELLI (2008): Ermittlung von Bemessungsabflüssen mit N-A-Modellierung und synthetischem Niederschlag. - Wasserwirtschaft 2008-11
- GÜNTNER, A., J. OLSSON, A. CALVER & B. GANNON (2001): Cascade-based disaggregation of continuous rainfall time series: the influence of climate. - Hydrol. Earth Syst. Sci. 5(2): S.145-164
- HABERLANDT, U., A.-D. EBNER VON ESCHENBACH, I. BUCHWALD (2008): A space-time hybrid hourly rainfall model for derived flood frequency analysis. Hydrol. Earth Syst. Sci. 12(6): S.1353-1367
- HOSKING, J. R. M., J. R. WALLIS (1997): Regional Frequency Analysis: An Approach Based on L-Moments. New York, Cambridge University Press
- SCHARFFENBERG, W. A. & M. J. FLEMMING (2006): Hydrologic modelling system, HEC-HMS, User's Manual 3.1.0
- STEDINGER, J. R., R. M. VOGEL, E. FOUFOULA-GEORGIU (1993): Chapter 18, Frequency analysis of extreme events, in: Handbook of Hydrology Hrsg.: D. R. Maidment, 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. (2008): Flächenabhängige Abminderung statistischer Regenwerte. - Korrespondenz Wasserwirtschaft 2008 (1), Nr. 9
- WILLEMS, W. & TH. DICK (2003): HyStat Benutzerhandbuch, Version 1.05, Institut für Angewandte Wasserwirtschaft und Geoinformatik, Ottobrunn

Von der Starkregensimulation zur Abschätzung von Hochwasserabflüssen kleiner Einzugsgebiete

Bernhard Kohl, Gerhard Markart

Zusammenfassung

Die Grundlage zur Festlegung von Bemessungshochwässern mit hundert- bzw. hundertfünfzigjähriger Auftretswahrscheinlichkeit (z.B. für die Gefahrenzonenplanung) bilden vordergründig die statistischen Auswertungen von Abflusspegeln. Allerdings werden in Österreich nur sehr wenige Wildbacheinzugsgebiete ausreichend untersucht.

In der langen Geschichte des Forsttechnischen Dienstes für Wildbach- und Lawinenverbauung (FTD f. WLW) in Österreich, aber auch in vergleichbaren Institutionen der Schweiz und Deutschland, wurden aus diesem Grund zahlreiche Rechen- und Modellierungsansätze zur Abschätzung von Abflussspitzen in Wildbacheinzugsgebieten entwickelt. Das Gros solcher empirischer „Faustformeln“ enthält, neben der Einzugsgebietsgröße, nur sehr wenige andere Parameter, meist ohne jeglichen Prozessbezug. Der Einsatz von N/A-Modellen in Österreich ist weit verbreitet, findet allerdings für die Bestimmung von Hochwasserabflüssen in kleinen Wildbacheinzugsgebieten noch selten Anwendung. Ursache ist meist nicht das Fehlen von Modellen, die Anzahl und Vielfalt ist groß und kaum überschaubar. Vielmehr liegt der Grund oft in der aufwendigen Ermittlung, meist schlecht reproduzierbarer Eingangsparameter.

Die Auswahl und Festlegung der Modellparameter ist jedoch ein entscheidender Schritt in der N/A-Modellierung. Informationen über Anfangsverluste, Oberflächenabfluss und Infiltration, Oberflächenrauheit und Fließgeschwindigkeit sind für alpine Boden-/ Vegetationskomplexe eine Seltenheit. Die Auswertung von Starkregensimulationen, zusammengefaßt in einer Datenbank mit über 700 Experimenten, erlaubt es, wesentliche Größen für die N/A-Modellierung nachvollziehbar und mit einem für den Praktiker vertretbaren Aufwand zu bestimmen. Die Implementierung dieser Parameter in ein modifiziertes Laufzeitverfahren ermöglicht die nachvollziehbare Berechnung plausibler Spitzenabflüsse.

1. Einleitung

In Österreich gibt es laut digitalem Wildbach und Lawinenkataster (SCHNETZER 2009, schriftliche Mitteilung) insgesamt 12.171 Wildbäche. Die durchschnittliche Größe eines österreichischen Wildbacheinzugsgebietes liegt bei 4,7 km². Beobachtete Wildbacheinzugsgebiete dieser Größenordnung, also jene, die mit einem Messpegel ausgestattet sind, bestehen dagegen lediglich 13 (BMLFUW 2007). Dementsprechend sind die österreichischen Wildbacheinzugsgebiete fast zur Gänze unbeobachtet (Abbildung 1).

2. Experimentelle Abflussuntersuchungen - Geländeanleitung

Die Anschätzung von Abflussbeiwerten beitragender Flächen im Starkregenfall erfolgt in der Praxis vielfach nur anhand ungenauer bzw. nicht gebietsspezifischer Literaturangaben. So finden sich in vielen Publikationen tabellarische Angaben, wie beispielsweise in dem von ZELLER (1974, 1981) vorgestellten Laufzeitverfahren, die nur eine stark eingeschränkte Differenzierung der Einheiten nach ihrem Abflussbeiwert C (Synonym: Wasserverlust-

koeffizient) erlauben. Mit diesen unpräzisen Angaben werden dann oft mit Hilfe von Faustformeln Gebietsabflüsse berechnet (HAGEN et al. 2007). Zwar publizierten seit den 70er Jahren des 20. Jh. verschiedenste Institutionen in Mitteleuropa laufend Ergebnisse von Starkregensimulationen (FBVA bzw. BFW in Österreich, Bayerisches Landesamt für Wasserwirtschaft bzw. LFU in Bayern oder Institut für Hydromechanik und Wasserwirtschaft der ETH in der Schweiz), es blieb jedoch weiterhin das Problem der Generalisierung und der Übertragbarkeit dieser Resultate auf andere Einzugsgebiete bestehen (MARKART et al. 2006).

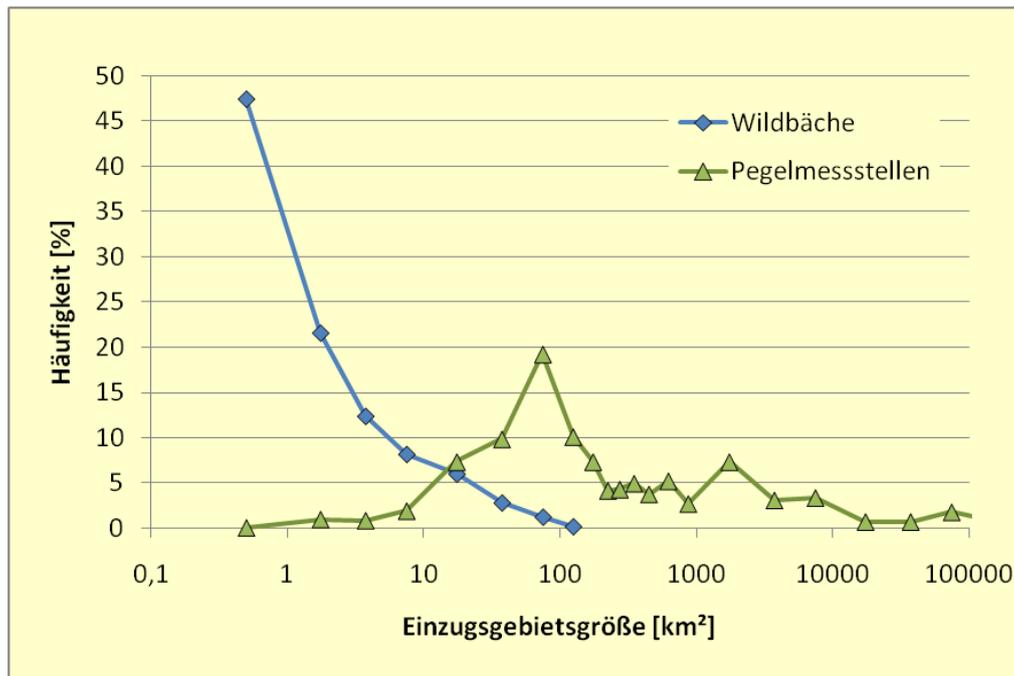


Abb. 1: Häufigkeitsverteilung österreichischer Wildbäche und Pegelmessstellen nach ihrer Einzugsgebietsgröße.

Ansätze zu Wegleitungen für die Abschätzung von Abflussbeiwerten für beitragende Flächen im Starkregenfall finden sich bereits bei RICKLI & FORSTER (1997) oder LÖHMANNSRÖBEN et al. (2000). Gerade in Österreich wurde aber der Bedarf nach nachvollziehbaren und einfach umsetzbaren Angaben zum Abflussverhalten von der Praxis mit großem Nachdruck geäußert. Daher werden am Institut für Naturgefahren und Waldgrenzregionen des BFW in Innsbruck und Wien seit den 1970er Jahren Beregnungen mit Großregenanlagen (50 bis 100 m²) auf verschiedenen alpinen Boden-/Vegetationseinheiten mit Blockregen ($i_T = 100$ mm/h, an vielen Standorten auch $i_T = 30$ und 60 mm/h) durchgeführt. Der Versuchsaufbau einer derartigen Anlage ist bei MARKART & KOHL (1995) beschrieben. Im Rahmen solcher Starkregensimulationen erfolgen i.d.R. auch umfangreiche Begleituntersuchungen, wie das Monitoring der Bodenfeuchte an mehreren Profilen und in verschiedenen Tiefenstufen über TDR-Sonden, die Charakterisierung der wichtigsten bodenphysikalischen Kennwerte (Lagerungsdichte, Porenvolumina, Textur u.a.) oder die Beschreibung von Vegetation sowie Art und Intensität der Landnutzung.

Zurzeit liegen am BFW Ergebnisse von mehr als 300 Starkregensimulationen vor. Um eine möglichst breite Datenbasis zu erreichen, wurde der Datenpool des BFW um Ergebnisse von ca. 420 Einzelberechnungen des Bayerischen Landesamtes für Umwelt (LFU) ergänzt und die Berechnungsanlagen der beiden Institutionen in gemeinsamen Feldversuchen abgeglichen (KOHL et al. 1997, 2002). Unter Berücksichtigung der Ergebnisse dieser Vergleichsberechnungen wurden die Daten in einer mit Unterstützung des BMLFUW erstellten Datenbank zusammengeführt.

Jede einzelne Starkregensimulation stellt trotz der standardisierten Versuchsanordnung ein Unikat dar (variabler Systemzustand aufgrund der Vorfeuchte, saisonal wechselnde Nutzungseinflüsse, saisonale Änderung der Eigenschaften der Vegetationsdecke, der Humusaufgabe und der Bodenkrume, etc.). Es zeigte sich rasch, dass über eine rein statistische Auswertung des Datenpools viele abflussrelevante Faktoren nicht erfasst werden konnten. Daher wurde der Datenpool nach einzelnen Kriterien von Spezialisten mit langjähriger Erfahrung ausgewertet und in intensiver Kooperation zwischen BFW und LFU eine praxistaugliche Anleitung zur Abschätzung des Abflussverhaltens bei konvektiven Starkregen für die wichtigsten Vegetationskomplexe des Ostalpenraumes entwickelt (MARKART et al. 2004).

Die Geländeanleitung ist für die Abschätzung des potenziellen Oberflächenabflusses typischer alpiner Vegetations-/Bodeneinheiten unter realistisch schlechten Vorbedingungen bei Starkregen vorgesehen (Regenintensität = 100 mm/h), und soll auf ein realistisches Worst-Case-Ereignis für das jeweils zu beurteilende Einzugsgebiet ausgerichtet sein. Der Anwender muss also vor Zuordnung der Abflussbeiwerte abklären, in welchem Systemzustand er die zu beurteilende Einheit zum aktuellen Zeitpunkt antrifft und wie der realistisch schlechte Systemzustand eigentlich aussehen könnte (MARKART et al. 2006).

Der Anwender ermittelt im Feld die Größen C (Abflussbeiwert Ψ_{100} bei Abflusskonstanz) und c (Oberflächenrauheit). Im Gelände ist die entsprechende Vegetationsform auszuwählen und über die Indikatoren des Abflussverhaltens (Spalten 2 - 4 in Tabelle 1) eine entsprechende Abflussklasse zuzuordnen.

Ähnlich wie bei der Beurteilung der Abflussbeiwerte wird auch bei der Abschätzung der Rauheit von einer sehr groben Einteilung nach den wichtigsten Oberflächenbedeckungstypen ausgegangen. Die effektive Klassifizierung der Rauheit richtet sich nach Art und Qualität des Bewuchses bzw. der Bodendeckung (Beurteilungsschema siehe Abbildung 2). Die Rauheit wird vereinfachend für die Dauer eines Niederschlagsereignisses als konstant angesehen. Das bedeutet, dass Änderungen von Eigenschaften während des Niederschlagsereignisses unberücksichtigt bleiben; z.B. mit zunehmender Ereignisdauer abnehmende hydrophobe Wirkung organischer Substanzen, etc.

Aus dem zur Verfügung stehenden Datenpool ließen sich Beurteilungskriterien für die folgenden, im Ostalpenraum vorkommenden hydrologischen Einheiten entwerfen: verschiedene alpine Zwergstrauchheiden, Mähwiesen und Rasen, Rohböden und Planien, verschiedene Nadelwälder, Laubwälder, Hochstaudenfluren und Grünerlengebüsch. Als maßgebliche Indikatoren für die Bereitschaft eines Standortes zur Bildung von Oberflächenabfluss können die Faktorengruppen Bodeneigenschaften, Art und Intensität der Landnutzung, standörtliche Besonderheiten und Pflanzen als Standortsindikator angesehen werden.

Tab.1: Schema für die Zuordnung von Abflussbeiwertklassen AKL
(tr-mf = trocken bis mäßig frisch; n = nass)

Vegetations- einheit	Boden	Nutzung Besonderheiten	Zeigerwert Feuchte	AKL	Ψ_{100}
Hydrologische Vegetationsform (Zwergstrauchheide, Wald, Rasen,...)	Grob-Boden, locker	Keine Nutzung / Belastung, keine Vernässung, kein Kleingerinnenetz	tr - mf ⋮ ↓	0	0
	⋮ ↓			1	0,05
				2	0,2
	Fein-Boden, bindig, dicht	Intensive Belastung, Intensivweide, Häufung von Tiefenlinien, ...	n	3	0,4
	⋮ ↓			4	0,625
		dicht	Offene Wasserflächen, Asphalt, Beton, Fels, ...	n	5
			6	1	

Die mit der Geländeanleitung ermittelten Parameter Abflussbeiwert und Oberflächenrauheit können zur Parametrisierung einfacher N/A-Ansätze herangezogen werden, beispielsweise indirekt über Fließgeschwindigkeitsansätze oder direkt für den Einsatz in Modellen wie ZEMOKOST (STEPANEK et al. 2004) oder HEC-HMS.

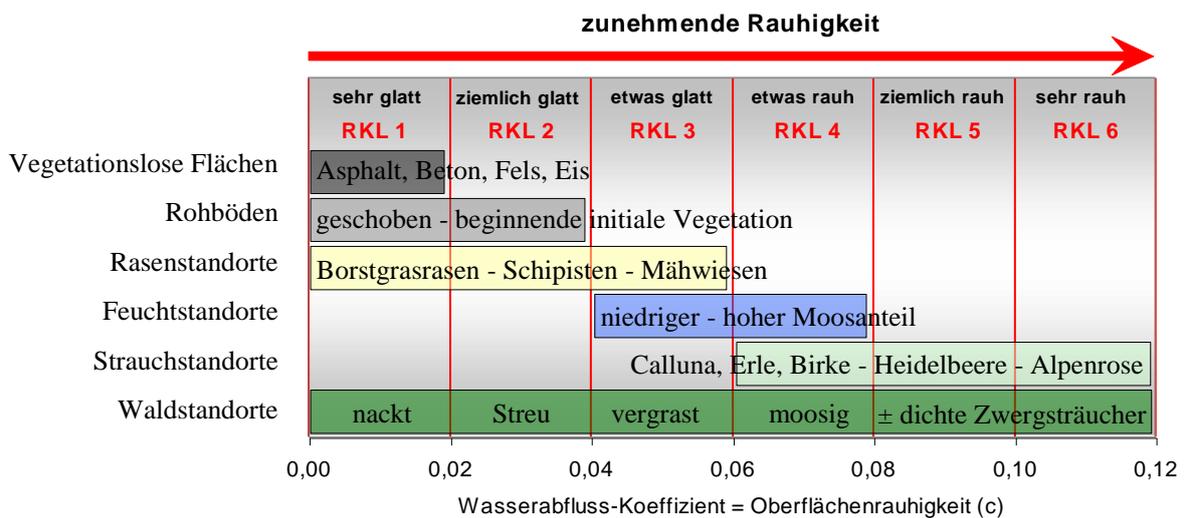


Abb.2: Schema zur Klassifizierung der Oberflächenrauheit für verschiedene Vegetations- bzw. Bodenbedeckungstypen

3. Das N-A-Modell ZEMOKOST

ZELLER veröffentlichte erstmals 1974 ein hydrologisches Modell zur Abschätzung von Hochwasserabflüssen in kleinen Einzugsgebieten, 1981 wurde das Werk erneut aufgelegt. Das resultierende als „Laufzeitmethode“ bezeichnete Verfahren trägt der Vorstellung Rechnung, dass ein Einzugsgebiet dann die maximale Abflussspitze einer definierten Jährlichkeit liefert, wenn die Niederschlagsdauer der totalen Laufzeit entspricht und die in dieser Zeit maximal mögliche Intensität (bei definierter Wiederkehrwahrscheinlichkeit) auf das Einzugsgebiet auftrifft. Unter totaler Laufzeit wird dabei die Zeit verstanden, die ein imaginärer Wassertropfen vom entferntesten Punkt der Wasserscheide bis zur Beobachtungsstelle benötigt. Diese Laufzeit des Tropfens („Laufzeitmethode“) setzt sich aus der Oberflächenlaufzeit und der Gerinnelaufzeit zusammen.

Unter dem Titel ZEMOKOST wurde am Institut für Naturgefahren und Waldgrenzregionen (BFW) gemeinsam mit Praktikern des österreichischen FTD f. WLW dieses Laufzeitverfahren modifiziert und ein neues Modell zur Abschätzung von Hochwasserabflüssen in Wildbacheinzugsgebieten entwickelt und getestet (KOHL & STEPANEK, 2005).

Die wesentlichen Bausteine und Parameter der Laufzeitmethode ZEMOKOST sind in Abbildung 3 und Tabelle 2 dargestellt.

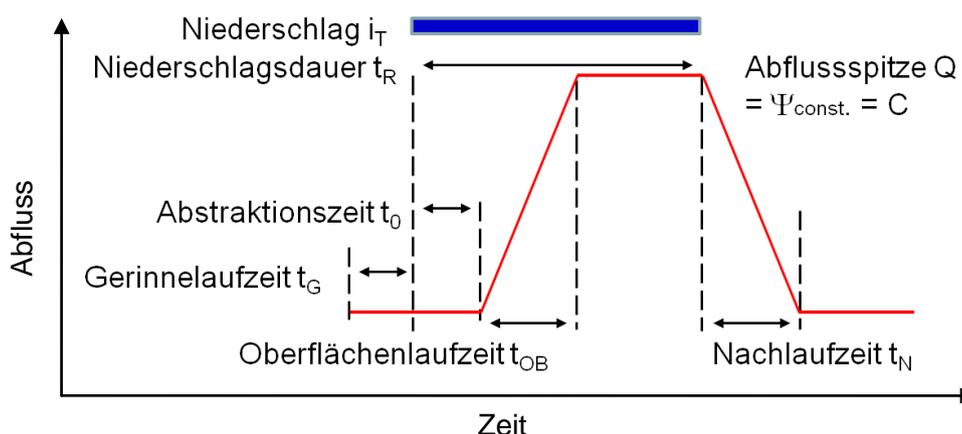


Abb. 3: Bausteine der Laufzeitmethode ZEMOKOST.

Eine hydrologische Reaktionseinheit (Berechnungsfläche bzw. Teileinzugsgebiet) erzeugt eine Abflussspitze Q als Produkt aus Fläche A und Effektivregen. Letzterer ist über den Abflussbeiwert C und den Niederschlagsinput i_T definiert (Rationalformel).

$$Q = A \cdot (C \cdot i_T) \quad (1)$$

Die Abstraktionszeit t_0 ist jener Zeitraum, der von Beginn des Niederschlagsereignisses verstreicht, bis sich der erste Oberflächenabfluss bildet. Der Anfangsverlust entspricht demnach jener Niederschlagsmenge, die erforderlich ist, um einen Direktabfluss zu erzeugen. Auswertungen aus Starkregensimulationen bilden die Grundlage für eine standardisierte Berechnung der Anfangsverluste. Kapitel 3.4.2 behandelt diese Auswertungen im Detail.

Der Anstieg der Abflusswelle ist neben dem Effektivregen und der Geländetopologie (Fließlänge am Hang und Hangneigung) von der Oberflächenrauheit c (Synonym: Wasserabflusskoeffizient) abhängig. Die Oberflächenlaufzeit t_{OB} wird in ZEMOKOST laut IZZARD (1946) berechnet:

$$t_{OB} = \frac{527 \cdot c \cdot L_{OB}^{1/3}}{J_{OB}^{1/3} \cdot (C \cdot i_T)^{2/3}} \quad (2)$$

An Homogenstandorten ist dieses Abflussschema für Starkregensimulationen sehr gut reproduzierbar. Abweichungen von der Trapezganglinie haben ihre Ursache einerseits durch Veränderungen im Abflussprozess und liegen andererseits an der vereinfachten Vorstellung einer konstanten Oberflächenrauheit. Ein Linearspeicheransatz mit definiertem Retentionskoeffizienten ($k = t_{OB}$) trägt dem Umstand der nicht konstanten Oberflächenrauheit und Inhomogenitäten der Standorte Rechnung und erzeugt naturnähere Abflusswellen.

Tab. 2: Wesentliche Eingangsgrößen für das N/A Modell ZEMOKOST

Niederschlag	T	Wiederkehrzeit [a]
	t_R	Regendauer [min]
	i_T	Gebietsniederschlag - Intensität [mm/h]
Abflussbildung Oberfläche und Zwischenabfluss	A	Fläche der Teileinzugsgebiete [km ²]
	L_{OB}	projizierter Oberflächenfließweg [m]
	J_{OB}	Hangneigung [-]
	AKL	Abflussbeiwertklassen [ha oder %]
	RKL	Rauheitsklassen [ha oder %]
	A_{ZA}	Beitragende Fläche zum Zwischenabfluss [%]
	ZAI	Durchlässigkeitsindex für den Zwischenabfluss [-]
SZI	Systemzustandsindex [min]	
Gerinnerouting	L_G	Gerinnelänge (Hauptabschnitt - TEZG) [m]
	J_G	Gerinneneigung (Hauptabschnitt - TEZG) [°]
	D90	Gerinnerauheit – 90% Korndurchmesser [m]

Die Fließgeschwindigkeit im Gerinne v_G wird in ZEMOKOST nach RICKENMANN (1996) berechnet. Sie wird durch die Gerinneneigung, den Korndurchmesser D90, den Spitzenabfluss Q und die Erdbeschleunigung g definiert.

$$v_G = \frac{0,96 \cdot g^{0,36} \cdot Q^{0,29} \cdot J_G^{0,35}}{D90^{0,23}} \quad (3)$$

Das Programm ZEMOKOST ist in MS EXCEL programmiert und in einzelne Arbeitsblätter gegliedert. Die folgenden Kapitel führen durch diese Arbeitsblätter und erläutern ihren Inhalt.

3.1. Niederschlag

Die Abschätzung des Niederschlags ist für die N/A-Modellierung sehr entscheidend, insofern als kein Modell, sei es physikalisch fundiert oder empirisch begründet, in der Lage sein wird akkurate Abflussprognosen zu erzeugen, wenn die Eingangsgrößen ins Modell den

Niederschlagsinput nicht angemessen charakterisieren. Es gilt das gängige GIGO Prinzip „garbage in, garbage out“ (BEVEN 2001).

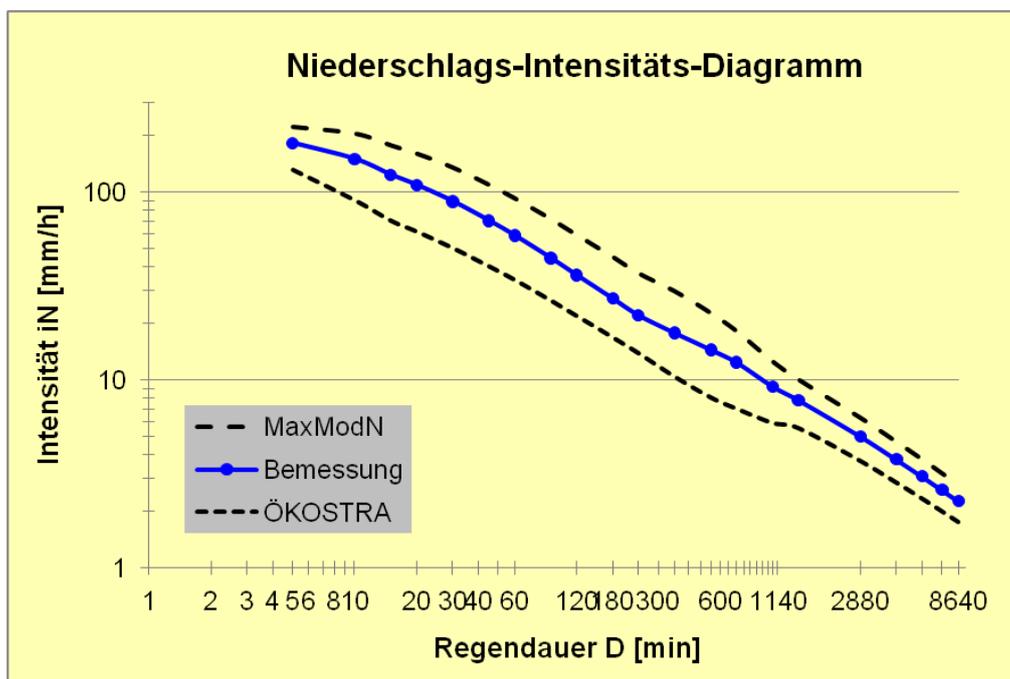


Abb. 4: Niederschlags-Intensitätsdiagramm für drei unterschiedliche Niederschlagsauswertungen.

Seit 01.02.2009 bietet das Bundesministerium für Landwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft BMLFUW, Abteilung VII/3 – Wasserhaushalt, im Internetportal für hydrographische Daten Österreichs (eHYD) Bemessungsniederschläge zur Verwendung an (<http://gis.lebensministerium.at/ehyd>). Österreichweit stehen hier 3 Typen von Niederschlagsauswertungen für Dauerstufen von 5 Minuten bis 6 Tagen und Jährlichkeiten bis 100 zur Verfügung, die als Grundlage für Bemessungsaufgaben verwendet werden können. Es handelt sich dabei um interpolierte, extremwertstatistische Niederschlagsauswertungen (ÖKOSTRA), maximierte Modellniederschläge (MaxModN) und die Bemessungsniederschläge. Der Hydrographische Dienst Österreichs empfiehlt, für Bemessungsaufgaben die Bemessungsniederschlagswerte zu verwenden. Für die Detailplanung wasserwirtschaftlicher Maßnahmen sind diese (Basis-) Bemessungsniederschläge mit aktuellen Auswertungsergebnissen zu vergleichen und – wenn notwendig – zu modifizieren. Aus Abbildung 4, welche im Niederschlags-Intensitäts-Diagramm die drei verschiedenen Niederschlagsauswertungen an einem Gitterpunkt extrapoliert auf die Jährlichkeit 150 gegenüberstellt, ist die große Spanne deutlich erkennbar. Alle drei Niederschlagswerte (ÖKOSTRA-, MaxModN- und Bemessungsdaten) sind Punktniederschlagswerte. Der Gitterpunktbereich in dem die jeweiligen Niederschlagswerte an jedem beliebigen Punkt auftreten können beträgt rund 6 x 6 km. Für größere Einzugsgebiete sind flächengewichtete Mittelwerte zu bilden.

Für die N/A-Modellierung in ZEMOKOST wird die Niederschlagsmenge hN als Funktion der Dauerstufe D und der Wiederkehrzeit T über die Ausgleichsparameter u und w angegeben:

$$hN(D, T) = u(D) + w(D) * \ln(T) \quad (4)$$

In dieser Form können Dauerstufen von 5 Minuten bis 6 Tagen beliebiger Jährlichkeit modelliert werden. ZEMOKOST arbeitet mit Blockniederschlägen, was in Bezug zu den zugrundeliegenden Starkregensimulationen und den sonstigen großen Unsicherheiten betreffend Niederschlag gerechtfertigt erscheint. Eine flächenabhängige Abminderung des Niederschlags kann für das Gesamtgebiet über eine Reduktion der Regenintensität (LORENZ & SKODA, 2000) oder auf Teileinzugsgebietsebene prozentuell erfolgen.

3.2 Parameter für den gerinnelosen, oberflächlichen Abfluss

Die räumliche Differenzierung erfolgt in ZEMOKOST nach Teileinzugsgebieten. Mit steigender Einzugsgebietsgröße gewinnt die Frage, wie sich die Hochwasserwellen aus den verschiedenen Teilgebieten überlagern, an Bedeutung. Hydrologische Teileinzugsgebiete werden anhand der hydrographischen Verhältnisse (Hauptknotenpunkte, Homogenbereiche Vegetation-Boden-Landnutzung) ermittelt und über eine Knotentopologie miteinander verbunden.

Neben der Knotentopologie sind in diesem Arbeitsblatt „Topo OA“ die Teileinzugsgebietsfläche A , die Weglänge des gerinnelosen Abflusses L_{OB} und die mittlere Hangneigung J_{OB} als obligatorische Parameter enthalten. Der gerinnelose Fließweg ist definiert als durchschnittlicher maximaler Fließweg an der Oberfläche des Teileinzugsgebietes (geländeparallel). Das entspricht dem Mittelwert der Fließwege aller Wasserscheidpunkte eines Gebietes bis zu einem Gerinnepunkt. Diese durchschnittliche maximale Fließlänge ist somit direkt von der Detailliertheit des Gewässernetzes abhängig. Sehr detaillierte Gerinne führen zu kürzeren Fließwegen an der Oberfläche, dafür aber längeren Fließstrecken im Gerinne. Da der Abfluss im Gerinne rascher erfolgt, resultieren daraus kürzere Konzentrationszeiten (schnellere Abflussreaktion) und höhere Abflussspitzen. Die Verwendung eines geographischen Informationssystems GIS ist für die Ermittlung der Parameter für den gerinnelosen, oberflächlichen Abfluss nicht unbedingt notwendig jedoch hilfreich.

Optional können in diesem Arbeitsblatt für jedes Teileinzugsgebiet weitere Einflussfaktoren festgelegt werden (Flächenabminderung, Retention, Speicher, Basisabfluss u.a.).

3.3 Parameter für den Abfluss im Gerinne

Im Arbeitsblatt „Topo G“ sind für jedes Teileinzugsgebiet die Länge des Hauptgerinneastes L_G , das mittlere Sohlengefälle J_G und der Korndurchmesser des Sohlenmaterials D_{90} , der von 90 Prozent der Körner unterschritten wird anzugeben. Letzterer wird für jedes Hauptgerinne der Teileinzugsgebietsgliederung im Gelände abgeschätzt. Im Zuge dieser Geländebegehung ist es sinnvoll Gerinnequerschnitte, Durchlässe, Anschlaglinien und andere „Stumme Zeugen“ des Abflussgeschehens zu dokumentieren sowie für die Plausibilisierung der Modellrechnungen aktuelle Abflüsse und mögliche Abflussspitzen zu schätzen.

3.4 Flächenanteile an Abflussbeiwert- und Rauheitsklassen für Starkregen

Anhand der, nach Geländeanleitung beurteilten und kartierten hydrologischen Reaktionseinheiten (vgl. Kapitel 2) werden im Arbeitsblatt „Fläche AKL“ die Flächenanteile an Abflussbeiwertklassen als Flächeneinheit (ha oder km²) oder als Prozentanteile für jedes Teilgebiet angegeben. Abbildung 5 zeigt beispielhaft eine Abflussbeiwertkartierung und Teileinzugsgebietsgliederung eines Wildbacheinzugsgebietes.

Analog zur Eingabe der Abflussbeiwerte erfolgt jene für die Flächenanteile an Rauheitsklassen RKL im Blatt „Fläche RKL“. Daraus resultiert eine flächengewichtete mittlere Oberflächenrauheit c für jedes Teileinzugsgebiet.

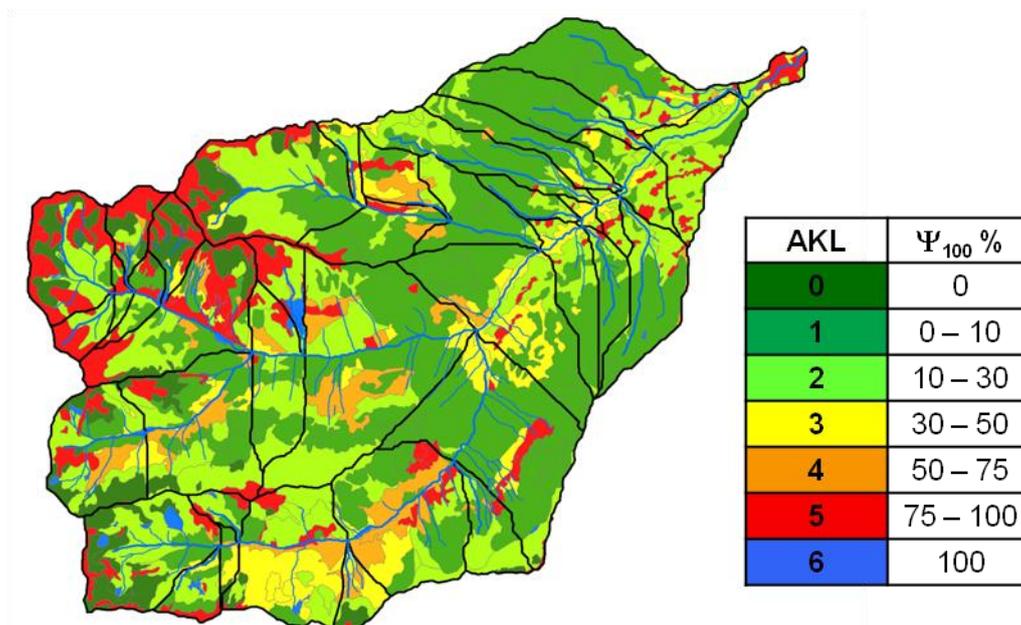


Abb. 5: Abflussbeiwertkartierung und Teileinzugsgebietsgliederung am Beispiel Weerbach (Tirol / Österreich, 70 km²) – AKL = Abflussbeiwertklasse.

3.4.1 Berechnungsgrundlagen: Niederschlagsintensität und Abflussbeiwert

Die Abflussbeiwerte nach Geländeanleitung sind definiert als Verhältniszahl zwischen Niederschlag und Oberflächenabfluss im Zustand der Sättigung bei einer Regenintensität von 100 mm/h. Mit zunehmender Regenintensität steigt die Bedeutung von Oberflächenabfluss an (KIRNBAUER et al. 2009). Die Abhängigkeit des Abflussbeiwerts von der Niederschlagsintensität wurde an 37 Standorten mittels Regensimulationen unterschiedlicher Stärke experimentell überprüft. Abbildung 6 illustriert den empirisch ermittelten Zusammenhang zwischen Niederschlagsintensität und Abflussbeiwert. Für jedes Teileinzugsgebiet wird ein flächengewichteter mittlerer Abflussbeiwert Ψ_{100} errechnet und dieser an die entsprechende Niederschlagsintensität i_T der Eingangsdaten angepasst $\varnothing\Psi_{NS}$.

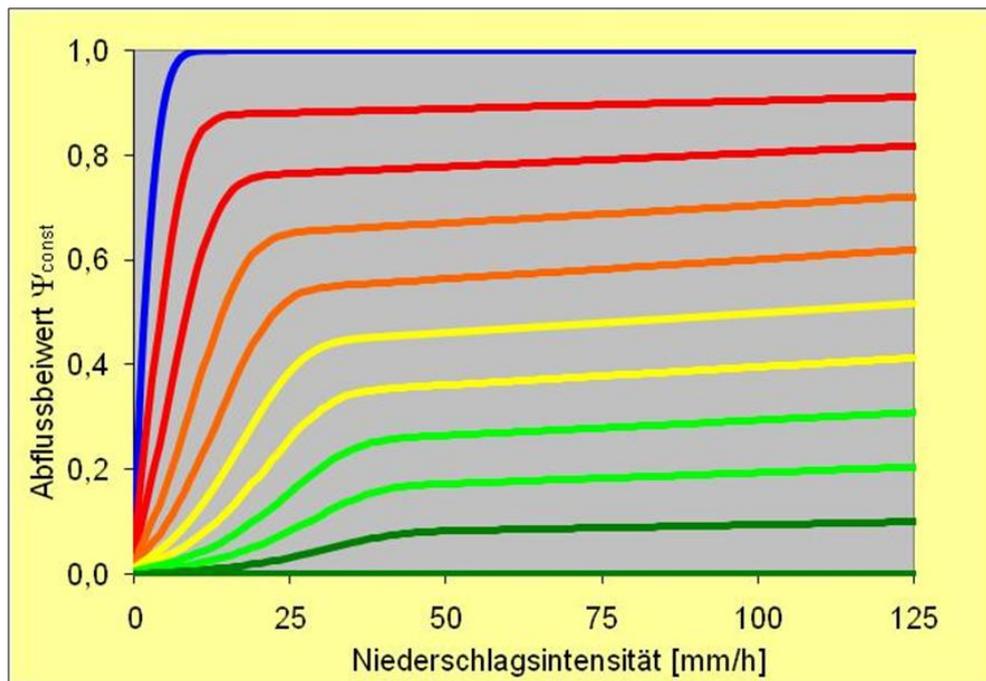


Abb. 6: Zusammenhang zwischen Niederschlagsintensität und Abflussbeiwert.

$$\Psi_{NS} = (0,3 \cdot \Psi_{100}^2 + 0,7 \cdot \Psi_{100}) \cdot (1 - \text{EXP}(-0,03 \cdot \text{EXP}((0,1 \cdot \text{EXP}(3,3 \cdot \Psi_{100})) \cdot i_T^{-(0,7 \cdot \Psi_{100} + 1)})) + (-0,0035 \cdot \Psi_{100} + 0,0035) \cdot i_T) \quad (5)$$

3.4.2 Berechnungsgrundlagen: Initialabstraktion

Optional beinhaltet das Arbeitsblatt „Fläche AKL“ auch die Eingabe eines Index für den Systemzustand. Die Vorbefeuchtung bzw. der Systemzustand beeinflusst die Abflussbildung maßgeblich. Feuchtere Vorbedingungen verkürzen die Abflussbildungszeit (NAEF et al. 1998). Die Abstraktionszeit t_0 ist jener Zeitraum, der von Beginn des Niederschlagsereignisses verstreicht, bis sich der erste Oberflächenabfluss bildet (vgl. Abbildung 3). Der Anfangsverlust entspricht demnach einer Niederschlagsmenge, die erforderlich ist, um einen Direktabfluss zu erzeugen. Die Initialabstraktion beinhaltet all jene Wasserverluste, welche für die Bestimmung extremer Hochwässer zu berücksichtigen sind. Zu den Wasserverlusten von Niederschlägen zählen: das Haftwasser an Boden und Vegetation (Interzeption), die Verdunstung von Boden und an der Vegetation (Evaporation), der aktive Wasserverbrauch der Pflanzendecke (Transpiration), der Wasserrückhalt in Bodenebenenheiten (Mulden-speicher), das Versickern (Infiltration) und schließlich der unterirdische Abfluss.

Nachdem die genannten Verluste nur extrem schwer zu quantifizieren sind und sich sehr stark mit der Niederschlagsdauer ändern, wurden und werden sie meist nur in sehr generalisierter Form berücksichtigt. Dies bringt große Unsicherheit in der Hochwasserberechnung. Größe und Dauer der Initialabstraktion werden von einer Reihe von Einflussfaktoren bestimmt, wie Vegetation, Boden, Relief, Vorbedingungen etc.

In Abbildung 7 ist eine Auswertung von 254 Niederschlagssimulationen (160 Standorte) des Institutes für Lawinen- und Wildbachforschung (BFW) dargestellt, in welcher die mittleren Abstraktionszeiten den in Klassen zusammengefassten Abflussbeiwerten gegenübergestellt

werden. Die Bandbreite der Abstraktionszeiten spiegelt die, den Berechnungsversuchen zugrundeliegenden, unterschiedlichen Systemzustände wider. In dieser Form konnte ein Zusammenhang zwischen geschätzter Abflussklasse und zu erwartender durchschnittlicher Abstraktionszeit formuliert werden. Dieser mittlere Systemzustand ist als Systemzustandsindex $SZI=0$ festgesetzt und wird für die Bemessungsberechnungen empfohlen. Für die Nachrechnung von Ereignissen kann dieser Index und damit die Abstraktionszeit je nach Vorbedingungen um ± 6 Minuten variiert werden.

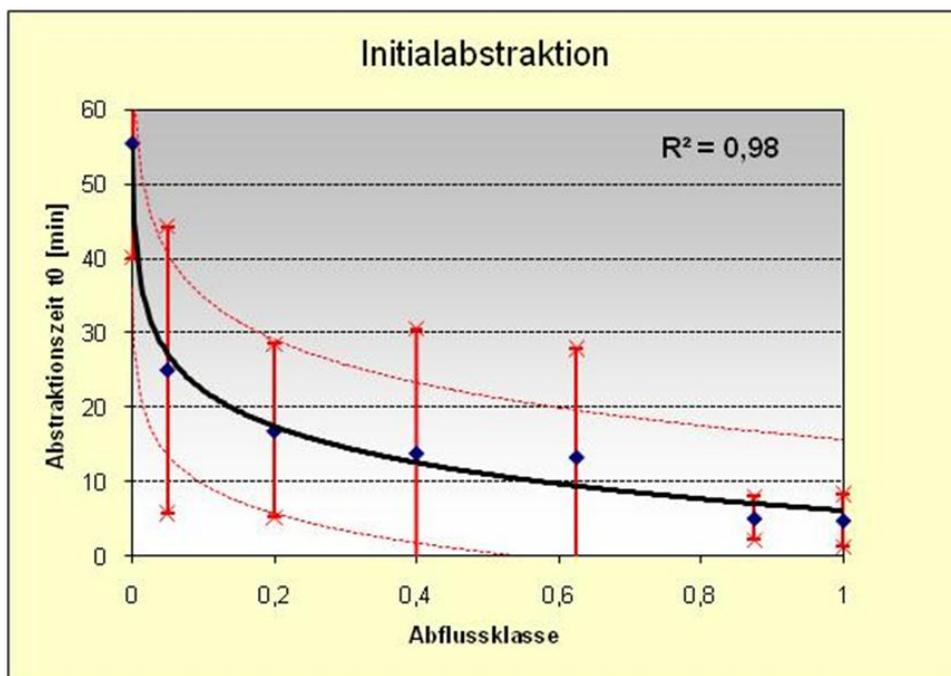


Abb. 7: Zusammenhang zwischen Abflussklasse und Abstraktionszeit.

$$t_0 = -7,05 \cdot \ln(\Psi_{100}) + 6,14 + SZI \quad (6)$$

3.5 Berechnung

Das ursprüngliche Laufzeitverfahren geht von der Annahme aus, dass das am entferntesten liegende Teileinzugsgebiet die Konzentrationszeit und damit die maßgebliche Regendauer bestimmt. Iterativ wird die Regendauer an die resultierende Konzentrationszeit angepasst und daraus das gesuchte Höchsthochwasser berechnet. Die wesentlichste Modifikation von ZEMOKOST betrifft diese Iterationsschleife. Nachdem obige Annahme bei Weitem kein Naturgesetz ist, in vielen Fällen stimmen mag, aber in sehr vielen Fällen nicht zutrifft (KIRNBAUER 2002, schriftliche Mitteilung), verzichtet ZEMOKOST auf diese Iteration. Alle dem Modell zur Verfügung stehenden Dauerstufen einer gewählten Jährlichkeit werden für die Bemessung durchgerechnet und mittels Half-Split-Verfahren jene Dauerstufe ermittelt, die das Höchsthochwasser erzeugt.

Zusätzlich zur Bemessung können Einzelereignisse beliebiger Dauerstufe und Jährlichkeit kalkuliert werden. Als Resultat liegen Abflussganglinien, Spitzendurchflüsse und Frachten für alle Teileinzugsgebiete und den gewählten Hauptknoten vor.

3.6 Plausibilitätsprüfung

Gemäß dem Verwendungszweck, der Abschätzung von Hochwasserabflüssen unbeobachteter Einzugsgebiete, sind Messdaten zur Modellprüfung bzw. Ergebnisverifikation solchen Gebieten nicht vorhanden. Umso wichtiger ist die Plausibilisierung berechneter Bemessungsereignisse. Modellrechnungen mit Regendaten der Jährlichkeit 1 und längerer Regendauer (z.B. 12 Stunden) bieten, im Vergleich mit den im Gelände erhobenen aktuellen Abflüssen (Kapitel 3.3), die Möglichkeit die unterschiedlichen Abflussreaktionen der Teilgebiete zu prüfen und gegebenenfalls Fehler korrigieren. Die Ergebnisse der Bemessungsrechnung können über die einzelnen Teileinzugsgebiete mit geschätzten maximalen Abflüssen und historischen Ereignissen verglichen werden. Eine Gegenüberstellung der Resultate mit gebräuchlichen empirischen Ansätzen zur Hochwasserabschätzung ist zur Plausibilisierung ebenfalls hilfreich, sowohl betreffend der Abflusskonzentration als auch der Abflussspitze.

Die größten Unsicherheiten des dargestellten Ansatzes liegen im Bereich des Niederschlagsinputs (Regenintensität, flächige Abminderung, Beziehung Niederschlag- / Abfluss-Jährlichkeit) sowie im Bezug auf den Interflow (bodennaher Abfluss). Mit zunehmender Gebietsgröße verschärfen sich sowohl die meteorologischen als auch die hydrogeologischen Unsicherheiten. Unterschiedliche Bemessungsszenarien (Teilüberregnung, etc.) werden hier erforderlich und der Plausibilisierung kommt ein noch höherer Stellenwert zu.

4. Resümee

Basierend auf jahrzehntelanger Felderfahrung hydrologischer Reaktionen unterschiedlicher Vegetations-Bodenkomplexe wurde eine Geländeanleitung und ein N-A-Modell entwickelt, welche in kombinierter Anwendung die Abschätzung von Hochwasserabflüssen in unbeobachteten Einzugsgebieten ermöglicht.

Ein wesentlicher, mit sehr vielen Unsicherheiten behafteter, und im ursprünglichen Laufzeitverfahren nicht implementierter Aspekt ist der Abfluss im Untergrund. ZEMOKOST bietet die Möglichkeit prozentual Flächen zu definieren, die zum Zwischenabfluss (Interflow) beitragen und diesen Beitrag entsprechend einer definierten Durchlässigkeit zu addieren. Ein Ziel weiterer Forschungsarbeiten ist das Entwickeln eines praktikablen Verfahrens zur nachvollziehbaren Bewertung des Beitrags von Interflow. Dazu ist der Modellansatz zu erweitern, zusätzliche Feldarbeiten sind notwendig.

Die Geländeanleitung und das Modell ZEMOKOST stellen für die Abschätzung von Hochwasserabflüssen in unbeobachteten Einzugsgebieten eine praktikable und nachvollziehbare Lösung dar.

Die Geländeanleitung steht auf der Homepage des BFW gebührenfrei zur Verfügung (<http://bfw.ac.at/rz/bfwcms.web?dok=4343>).

Das MS-EXCEL Programm ZEMOKOST kann ebenfalls kostenlos über Mailanfrage an den Autor bezogen werden (bernhard.kohl@uibk.ac.at).

Literatur

- BEVEN K.J. (2001): Rainfall-Runoff Modelling : The Primer, Wiley, Chichester. 372 S. Runoff Modelling : The Primer, Wiley, Chichester. 372 S.
- BMLFUW (2007): Hydrographisches Jahrbuch von Österreich 2006. Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft (BMLFUW) Abteilung VII/3-Wasserhaushalt.
- HAGEN, K. et al. (2007): Analyse und Evaluierung von gebräuchlichen empirischen Ansätzen zur Hochwasserabschätzung in Wildbächen. BFW-Bericht Nr. 137.
- IZZARD, C.F. (1946): Hydraulics of runoff from developed surfaces, in Proc. Highway Research Board. Proc., Vol.26, 129-150.
- KIRNBAUER R. et al. (2009): Hochwasserauslösende Prozesse. Wiener Mitteilungen, 216: 21-44.
- KOHL, B. & L. STEPANEK (2005): ZEMOKOST – neues Programm für die Abschätzung von Hochwasserabflüssen. BFW-Praxis Information Nr. 8., S.21-23.
- KOHL, B. et al. (1997): Abfluss- und Infiltrationsverhalten von Böden unter Fichten-Altbeständen in der Gleinalm (Steiermark) - Vergleich zweier Großregenanlagen. Beiträge zur Wildbachforschung, FBVA-Bericht Nr. 96, 27-32.
- KOHL, B. et al. (2002): Vergleich zweier Großregenanlagen zur Abschätzung des Abfluss- und Infiltrationsverhaltens von unterschiedlichen Boden-/Vegetationskomplexen. BFW-Bericht Nr. 127., 31-44.
- LÖHMANNSRÖBEN, R. et al. (2000): Geländeanleitung zur Abschätzung des Abfluss- und Abtragsgeschehens in Wildbacheinzugsgebieten. Bayerisches Landesamt für Wasserwirtschaft, Materialien Nr. 87.
- LORENZ, P. & G. SKODA (2000): Bemessungsniederschläge kurzer Dauerstufen ($D \leq 12$ Stunden) mit inadäquaten Daten. Wiener Mitteilungen Band 164: S.179-200.
- MARKART, G. & B. KOHL (1995): Starkregensimulation und bodenphysikalische Kennwerte als Grundlage der Abschätzung von Abfluss- und Infiltrationseigenschaften alpiner Boden-/Vegetationseinheiten. Ergebnisse der Beregnungsversuche im Mustereinzugsgebiet Löhnersbach bei Saalbach in Salzburg. FBVA-Bericht Nr. 89, 38 Seiten.
- MARKART, G. et al. (2004): Provisorische Geländeanleitung zur Abschätzung des Oberflächenabflussbeiwerts auf alpinen Boden-/Vegetationseinheiten bei konvektiven Starkregen (Version 1.0). BFW Dokumentation, Nr.3.
- MARKART, G. et al. (2006): Geländeanleitung zur Abschätzung des Oberflächenabflussbeiwerts bei Starkregen - Grundzüge und erste Erfahrungen. ÖWAV-Seminar „Methoden der hydrologischen Regionalisierung“ im Lebensministerium, 18.-19.5.2006, Wiener Mitteilungen, Band 197, 159-178.
- NAEF, F. et al. (1998): Die Auswirkungen des Rückhaltevermögens natürlicher Einzugsgebiete bei Starkniederschlägen auf die Grösse extremer Hochwasser. Schlussbericht NFP 31.

- RICKENMANN (1996): Engineering 117(11): 1419-1439. Rickenmann, D. (1996): Fließgeschwindigkeit in Wildbächen und Gebirgsflüssen. Wasser, Energie, Luft 88 (11/12): S.298-304.
- RICKLI, C. & F. FORSTER (1997): Einfluss verschiedener Standortseigenschaften auf die Schätzung von Hochwasserabflüssen in kleinen Einzugsgebieten. Schweiz. Zeitschr. f. Forstwesen. Vol. 148, Heft 5, 367-385.
- SCS, (1985): National Engineering Handbook. Section 4: Hydrology. Soil Conservation Service. USDA. Washington D.C.
- STEPANEK, L. et al. (2004): Von der Starkregensimulation zum Spitzenabfluss. Internationales Symposium INTERPRAEVENT 2004 – Garda / Italien, Tagungspublikation, Bd. 1, Thema II / 101-112.
- ZELLER, J. (1974, 1981): Starkniederschläge und ihr Einfluss auf Hochwasserereignisse. Eidgen. Anst. Forstl. Versuchsw., Bericht Nr. 126., 1. und 2. Auflage.

Ausweisung der für die Hochwasserentstehung wichtigen Abflussbildungsprozesse für Baden-Württemberg

Andreas Steinbrich, Markus Weiler

Zusammenfassung

Für den Raum Baden-Württemberg wird ein GIS-basiertes Modell zur Quantifizierung der verschiedenen Abflussbildungsprozesse, die bei der Hochwasserentstehung relevant sind, entwickelt. Das Modell soll in der Lage sein, die Bedeutung der Abflussbildungsprozesse für verschiedene Niederschlagsereignistypen (hohe Intensität und kurze Dauern / moderate Intensität und lange Dauern) in den verschiedenen Naturräumen des Landes und unter Vorgabe unterschiedlicher Vorfeuchtebedingungen zu quantifizieren. Die benötigten Parameter werden aus landesweit verfügbaren Geo-Daten sowie aus Prozessverständnis abgeleitet, das aus vielen Untersuchungen stammt, die weltweit zu den Abflussbildungsprozessen in der Plot- und Hangskale durchgeführt wurden. Eine Kalibrierung des Modells findet nicht statt, da dieses für alle Naturräume gleichermaßen gültig sein soll. Die Eignung des Modells, die Abflussbildungsprozesse für Modellniederschläge richtig abzubilden, wird jedoch verifiziert. Dazu werden in verschiedenen Testeinzugsgebieten, die sich bezüglich ihrer naturräumlichen Ausstattung deutlich unterscheiden, beobachtete Niederschlags-Abfluss-Ereignisse, die Hochwasser entstehen ließen, modelliert, wobei auch unterschiedliche Ereignistypen abzudecken sind. Ein erster Test des Modells, das sich noch in der Entwicklung befindet, zeigt plausible und vielversprechende Ergebnisse.

1. Einleitung

Die Anteile der Abflussbildungsprozesse an der Entstehung von Hochwasser sind zeitlich und auch räumlich variabel. Die zeitliche Variabilität beruht auf der Bedeutung der Vorfeuchte und der Art der Niederschlagsereignisse (kurze Ereignisse mit hoher Intensität / lange Ereignisse mit moderaten Intensitäten). Die räumliche Variabilität ist auf die naturräumliche Ausstattung der beitragenden Flächen zurückzuführen. Im Rahmen des Wasser- und Bodenatlasses Baden-Württemberg (WaBoA) wird derzeit am Institut für Hydrologie Freiburg (IHF) an der Ausweisung der für die Hochwasserentstehung wichtigen Abflussbildungsprozesse gearbeitet. Ziel der Untersuchungen ist, für Baden-Württemberg eine flächenhafte quantitative Ausweisung der Anteile der unterschiedlichen Abflussbildungskomponenten am Hochwasserabfluss für verschiedene Niederschlagsereignistypen und Vorfeuchten (trocken/nass) zu erstellen. Damit soll die Grundlage geschaffen werden, um die auf ein Niederschlagsereignis zu erwartende Abflussreaktion abschätzen zu können, ohne dafür ein Niederschlag-Abfluss-Modell anhand von Abflussdaten zu kalibrieren. Außerdem können dadurch Flächen identifiziert werden, die für die Hochwasserbildung relevant sind, um damit bessere dezentrale Maßnahmen zum Hochwasserschutz zu entwickeln. Die verschiedenen Abflussbildungskomponenten können zwar sehr gut durch gekoppelte Speichermodelle abgebildet werden, sofern In- und Output bekannt sind. Wie die Parametrierung der Speicher jedoch mit der Ausstattung des Einzugsgebietes zusammenhängt, bleibt dabei oft unklar. Die zum Teil hohe räumliche Auflösung verfügbarer Geoinformationen zu Relief, Boden, Land-

nutzung und Geologie in Verbindung mit detaillierten Erkenntnissen zu Abflussbildungsprozessen in der Plot- und Hangskale (z.B. ANDERSON et al 2009, CASPER 2002, LUWG 2006, SCHERRER 1997, SCHMOCKER-FACKEL 2004, WEILER 2001 & 2005, WEILER & FLÜHLER 2004, WEILER & NAEF 2003) bieten dagegen die Möglichkeit die Abflussbildung und -konzentration räumlich verteilt abzubilden. Gleichzeitig können die Erkenntnisse sowie die gewonnene räumliche Ausweisung der Anteile der Abflussbildungsprozesse Grundlage für darauf aufsetzende, verfeinerte Modelle sein.

2. Datengrundlage

Um das Ziel einer flächendeckenden Ausweisung der Abflussbildungsprozesse erreichen zu können, müssen die Eingangsdaten des Modells auch landesweit verfügbar sein. Bezüglich der Auflösung der Eingangsdatensätze besteht hierbei eine beträchtliche Heterogenität (Tabelle1). Die unterschiedliche Datenauflösung erfordert ein angepasstes Vorgehen bei der Modellierung. Abhängig vom Grad der Auflösung und von der Art der Eingangsdaten kommen unterschiedliche Methoden zur räumlichen Verteilung und Überlagerung der Informationen zum Einsatz. Für Teilflächen des Landes liegen zu den Böden auch höher aufgelöste Daten (1:50.000) vor als landesweit. Diese werden in Zukunft genutzt werden, um die Auswirkung der verschiedenen hohen Auflösung auf das Modellergebnis zu testen.

Tab. 1: Datengrundlage (LVA = Landesvermessungsamt Baden-Württemberg, LUBW = Landesanstalt für Umwelt, Messung und Naturschutz Baden-Württemberg)

Datensatz	Auflösung	Quelle / Eingangsdaten	Verwendung im Modell
ATKIS DLM25 (Amtliches Topographisch-Kartographisches Informationssystem)	1 : 25.000	LVA	Landnutzung
CORINE 2000	Flächenobjekte ab 500*500 m ² Linienobjekte ab 100 m Breite	Umweltbundesamt Berlin	Landnutzung
Versiegelungsgrad der Erdoberfläche	1*1 m ² -Raster	Amtliches Liegenschaftskataster (ALK), WaBoA / ATKIS	Versiegelungsgrad
Laser-Scan-Daten	~1*1 m ²	LVA	Geländemodell (DGM), Landnutzung
Amtliches Wasserwirtschaftliches Gewässernetz (AWGN)	1:10.000	Landesanstalt für Umwelt, Messung und Naturschutz	Orientierung bei der Ableitung des Gewässernetzes aus dem DGM
Seen	1:10.000	LUBW	Wasserflächen
Bodenübersichtskartierung (BÜK)	1:200.000	WaBoA / Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau (LGRB) beim Regierungspräsidium Freiburg	Bodenart, Bodenmächtigkeit, Skelettgehalt, Feldkapazität und nFK
Bodenkarte 50 (nur für Teile Baden-Württembergs verfügbar)	1:50.000	Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau (LGRB) beim RP Freiburg	Vergleichsuntersuchungen zur Abschätzung des Einflusses der räumlichen Auflösung
Hydrogeologische Karte	1:200.000	WaBoA / Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau (LGRB) beim RP-Freiburg	Durchlässigkeit der unterliegenden geologischen Schichten
RADOLAN (an Stationswerte angeeichte Radar-	~ 1*1 km ² 1 h -Summen	Deutscher Wetterdienst (DWD)	Modellierung von tatsächlichen Ereignissen zur Veri-

Niederschlagsdaten)			fizierung des Modellansatzes
Niederschlag-Stationsdaten	5-min-Summen	Deutscher Wetterdienst (DWD)	Abschätzung des zeitlichen Verlaufs der Niederschlagsintensitäten
Pegeldaten	1-h-Werte	LUBW	Modellierung von tatsächlichen Ereignissen zur Verifizierung des Modellansatzes

3. Ableitung der Landnutzung und des Gewässernetzes für das Modell

Neben den schon bestehenden Klassifizierungen zur Landnutzung (CORINE, ATKIS und Versiegelungsgrad der Erdoberfläche) werden die Rohdaten der Laser-Scan-Befliegungen (Punktwolken) herangezogen um Bäume, hohe Sträucher und Wald zu identifizieren. Fällt der Laserstrahl auf hohe Vegetation (Bäume, Büsche) so kommt es in der Regel zu wenigstens zwei Reflexionen. Eine erste von der Vegetationsoberfläche und eine letzte von der Erdoberfläche. Die unterschiedlichen Lauflängen des Laserstrahls ermöglichen es, die Höhendifferenz zwischen Vegetationsoberfläche und Erdboden zu ermitteln und damit Bäume und höhere Sträucher zu identifizieren. Dazu werden im GIS jeweils Layer für die Boden- und die Vegetationsoberfläche generiert, aus deren Höhendifferenz die Vegetationshöhe abgeleitet wird.

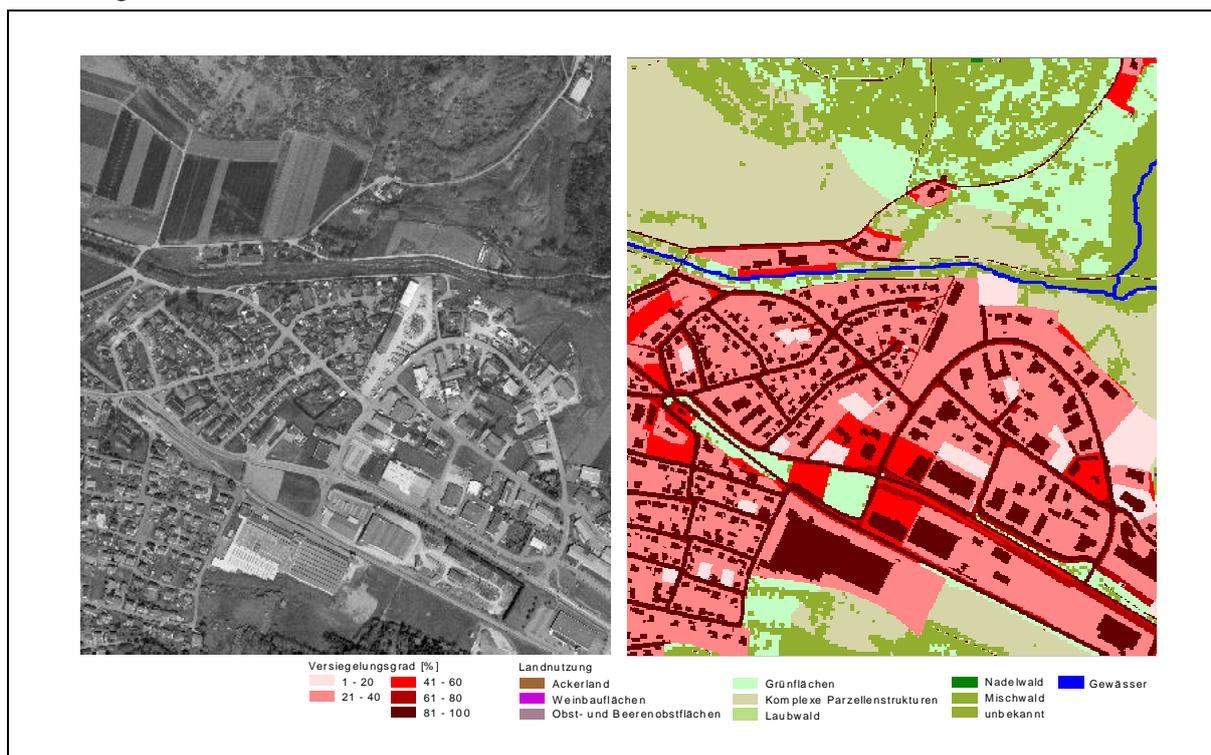


Abb. 1: Landnutzungsklassifizierung, abgeleitet aus der CORINE-Landnutzung, dem Versiegelungsgrad der Erdoberfläche und Laser-Scan-Daten. Links Orthophoto, rechts abgeleitete Landnutzungsklassifikation in der Auflösung 1*1 m²

Zur Ausweisung des Gewässernetzes wird das, aus den Laser-Scan-Daten abgeleitete, digitale Geländemodell in der Auflösung 1*1 m² herangezogen. Die Gewässer werden anhand eines Schwellenwertes der Abflusskonzentration abgeleitet. Als Zielvorgabe hierfür dient das amtliche wasserwirtschaftliche Gewässernetz (AWGN). Von den Gewässern ausgehend wird der jeweilige Höhenwert des Gewässers seitlich als eine gedachte Grund-

wasserfläche extrapoliert. Der Abstand dieser theoretischen Grundwasserfläche zur Erdoberfläche reduziert die Mächtigkeit des Bodenwasserspeichers (Abbildung 5).

4. Modellvorstellungen

4. 1. Überblick

Die dem Modell zur Ausweisung der Prozesse bei der Entstehung von Hochwasser zugrunde liegenden Vorstellungen sind im Überblick in Abbildung 2 dargestellt.

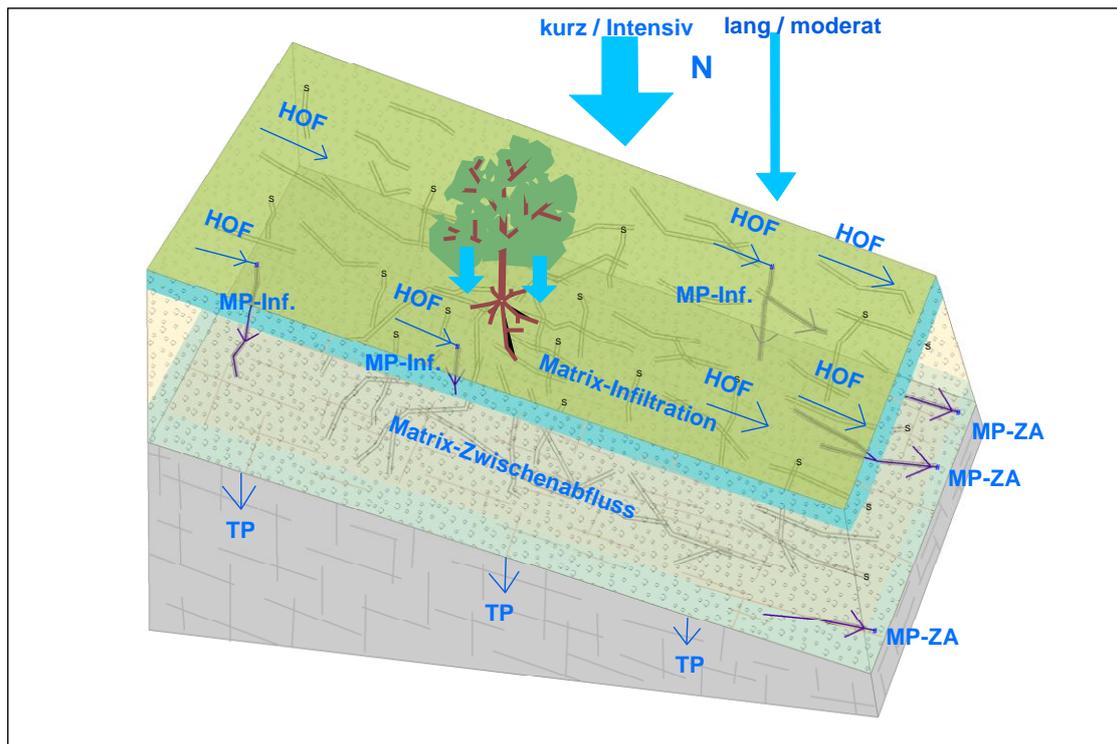


Abb. 2: Überblick über die Modellvorstellungen zu den Abflussbildungsprozessen (N = Niederschlag, HOF = Horton'scher Oberflächenabfluss, MP = Makroporen, ZA = Zwischenabfluss, TP = Tiefenperkolat, Inf = Infiltration)

Die Intensität und Dauer des Niederschlages beeinflusst, wann, wo und in welchem Maße welche Abflussbildungsprozesse im System aktiv sind (WEILER UND NAEF, 2003). Vereinfacht kann gesagt werden, dass konvektive Niederschläge mit hoher Intensität und meist geringer Dauer (bis 2 h) eher zu Horton'schem Oberflächenabfluss (HOF) führen als lang anhaltende advective Niederschläge geringerer Intensitäten, die eher Sättigungsflächenabfluss und Zwischenabfluss generieren. Die hohen Niederschlagsintensitäten kurzer Konvektivereignisse überschreiten oft die Infiltrationskapazität der Bodenmatrix, während in der kurzen Zeit oft nicht so viel Wasser in den Boden infiltrieren kann, um die Böden so weit aufzusättigen, dass die Feldkapazität der Böden überschritten wird. Erst wenn die Feldkapazität überschritten wird, können im Boden signifikante Wassermengen perkolieren. Lang anhaltende Niederschläge mit geringen Intensitäten überschreiten meist nicht die Infiltrationskapazität der Böden (→ kein HOF), füllen aber aufgrund ihrer langen Dauer oft den Boden-

speicher so weit auf, dass die Feldkapazität der Böden überschritten wird (Feldkapazitäts-Überschuss). Neben der flächenhaften Infiltration über die Bodenoberfläche (Matrix-Infiltration) spielt auch die Infiltration über Makroporen eine wichtige Rolle. Diese setzt jedoch erst ein, wenn Horton'scher Oberflächenabfluss vorhanden ist (WEILER UND FLÜHLER, 2004). Beide Infiltrationsformen füllen den Bodenspeicher.

Je nach Durchlässigkeit der unterliegenden Schichten (anstehendes Gestein oder verwittrte Deckschichten) kann mehr oder weniger Wasser weiter in die Tiefe perkolieren (Tiefenperkolation). Überschreitet der Feldkapazitäts-Überschuss die Aufnahmekapazität der unterliegenden Schichten, bildet sich an der Bodenuntergrenze ein Sättigungshorizont aus. Dieser ist der für den Zwischenabfluss aktive Teil des Bodens. Liegen in diesem Sättigungshorizont mehr oder weniger hangparallele Makroporen, nehmen diese Wasser aus der gesättigten Matrix auf und führen dieses als Makroporenzwischenabfluss ab, der in der Regel schneller ist als der Zwischenabfluss in der gesättigten Bodenmatrix (Matrix-Zwischenabfluss) (SCHERRER, 1997).

4.2. Matrix-Infiltration

Die flächenhafte Infiltration in die Bodenmatrix wird nach dem Ansatz von Green & Ampt (GREEN & AMPT 1911) modelliert. Dabei wird von einer gleichmäßig fortschreitenden Sättigungsfront im Boden ausgegangen, deren Geschwindigkeit von der Saugspannung im Boden zwischen den Bereichen vor und nach der Sättigungsfront sowie dem verfügbaren Wasserangebot (Niederschlagsintensität) abhängt (Abbildung 3a). Die Stärke der Saugspannung ist wiederum abhängig von der Bodenart und dessen Vorfeuchte. Die Summe der potentiellen Matrixinfiltration (kumulative Matrixinfiltration) nach einem Blockniederschlag der Dauer t und der Intensität i kann damit bei Kenntnis der Bodenart und der Vorfeuchte abgeschätzt werden. Neben der kumulativen Matrixinfiltration nach der Zeit t gibt das Verfahren auch die Tiefe der Sättigungsfront nach der Zeit t , die Endinfiltrationsrate sowie die Zeit bis zum Eintreten von Überstau aus.

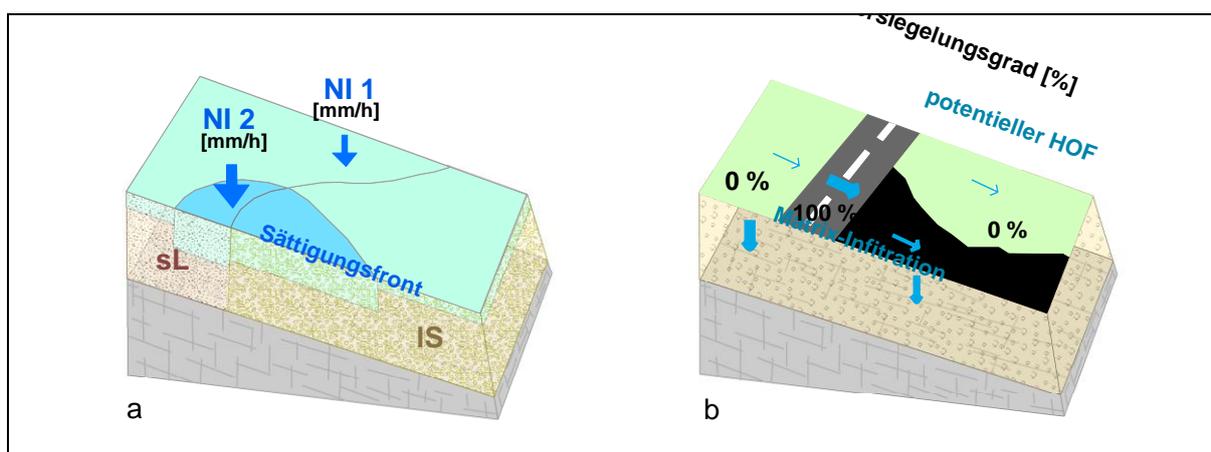


Abb. 3: a) unterschiedlich weit fortgeschrittene Sättigungsfront in Abhängigkeit von Bodenart und Niederschlagsintensität. b) Modifikation der Matrixinfiltration durch den Versiegelungsgrad

Die geschätzte kumulative Matrixinfiltration gilt für unversiegelte Böden und wird durch den Versiegelungsgrad vermindert (Abbildung 3b). Die Differenz zwischen dem Niederschlag und der nach der Reduktion durch die Bodenversiegelung verbleibenden Matrixinfiltration bildet den potenziellen Horton'schen Oberflächenabfluss.

Die Parametrisierung der Green&Ampt Methode erfolgt wie in Tabelle 2 dargestellt. Die Verknüpfung der Tabelle mit den Bodendaten der BÜK erfolgt über die Bodenart.

Tab. 2: Green&Ampt-Parameter (aus CHOW et al. 1988; nach RAWL et al. 1983)

Bodenart	effektiver Porenanteil []			Saugspannung [cm]			Ungesättigte hydraulische Leitfähigkeit [cm/h]
	Mittelwert	Minimum	Maximum	Mittelwert	Minimum	Maximum	
Sand	0.417	0.354	0.480	4.95	0.97	25.36	11.78
lehmiger Sand	0.401	0.329	0.473	6.13	1.35	27.94	2.99
sandiger Lehm	0.412	0.283	0.541	11.01	2.67	45.47	1.09
Lehm	0.434	0.334	0.534	8.89	1.33	59.38	0.34
Schluff-Lehm	0.486	0.394	0.578	16.68	2.92	95.39	0.65
Ton-Lehm	0.309	0.279	0.501	20.88	4.79	91.10	0.10
schluffiger Ton-Lehm	0.432	0.347	0.517	27.30	5.67	131.50	0.10
schluffiger Lehm	0.423	0.334	0.512	29.22	6.13	139.40	0.05

4.3. Makroporen-Infiltration und Parametrisierung

Der potentielle Horton'sche Oberflächenabfluss kann, wenn Makroporen vorhanden sind, teilweise durch diese in den Boden infiltrieren. Wie groß diese Menge ist, hängt einerseits davon ab, wie viel Wasser die Makroporen an die umgebende Matrix abgeben können (Makroporeninteraktion) und andererseits wie viel Wasser in die Makroporen gelangen kann. Letzteres ergibt sich aus der Höhe des auftretenden Oberflächenabflusses und der zu den Makroporen beitragenden Fläche. Der Flächenanteil, der zu den Makroporen entwässert, ist abhängig von der Makroporendichte (WEILER 2001).

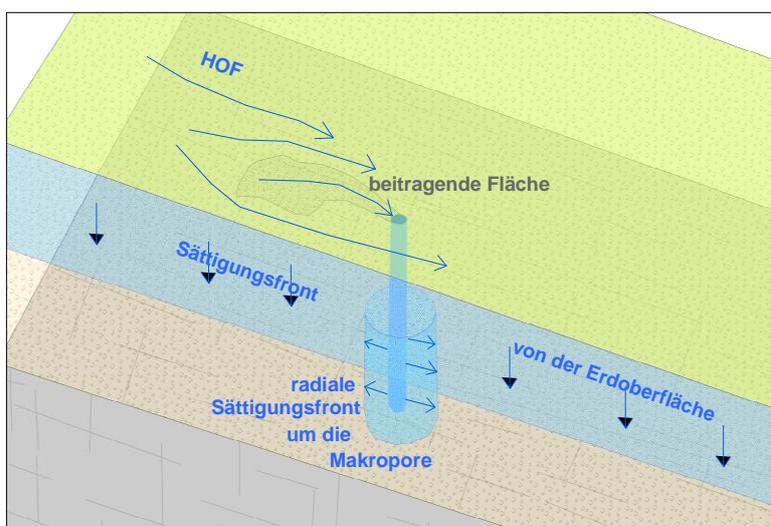


Abb. 4: Makroporeninteraktion

Die potentielle Makroporeninteraktion kann unter Anwendung der Green&Ampt Methode für die horizontale Ausbreitung einer radialen Sättigungsfront (Abbildung 4) geschätzt werden (BEVEN & CLARKE 1986, WEILER, 2005). Die Höhe der potentiellen Interaktion wird dabei als eine Funktion von Bodenart, Vorgeuchte, Makroporenlänge und Makroporenradius abgebildet. Parallel zum Fortschreiten der radialen Sättigungsfront um die Makropore schreitet auch die Sättigungsfront von der Erdoberfläche voran (Abbildung 4). Dort wo der Boden schon von oben aufgesättigt ist, findet keine Infiltration mehr von der Makropore in die umgebende Matrix statt. Damit verkürzt sich die aktive Länge der Makropore mit fortschreitender Sättigungsfront von der Erdoberfläche. In der Modellierung wird dies berücksichtigt, indem die aktive Länge der Makropore beginnend mit der Gesamtlänge der Makropore schrittweise verkürzt wird bis zur Differenz aus Gesamtlänge der Makropore und Endtiefe der vertikal fortschreitenden Sättigungsfront.

Aus den Beobachtungen am Hang und den Modellvorstellungen ergibt sich die Bedeutung der Häufigkeit und der Eigenschaften der Makroporen als sensitiver Parameter. Um das Modell entsprechend parametrisieren zu können, werden Kenntnisse oder wenigstens Annahmen zu Zusammenhängen zwischen Dichte, Länge und Durchmesser von vertikalen und horizontalen Makroporen und steuernden Größen wie Landnutzung, Klima oder Bodeneigenschaften benötigt. Als Prozesse, die zur Bildung von Makroporen führen, werden in erster Linie Aktivitäten von Tieren, insbesondere *Lumbricus Terrestris* (gemeiner Regenwurm), die Durchwurzelung und bodenphysikalische Eigenschaften im Zusammenwirken mit klimatischen Randbedingungen (z.B. Quellen/Schrumpfen toniger Böden) angeführt (CASPER 2002, LUWG 2006), Es gibt bislang nur wenige Untersuchungen zu Zusammenhängen von steuernden Größen und Makroporenausstattung (LUBW 1997, SCHMOCKER-FACKEL 2004), diese weisen jedoch schon auf eine hohe Heterogenität der Zielgrößen innerhalb ähnlicher Rahmenbedingungen hin. Es besteht intensiver Forschungsbedarf, um die Makroporeneigenschaften flächenhaft abschätzen zu können. Die in der Literatur gefundenen Erkenntnisse finden Eingang in die in Tabelle 3 wiedergegebene Zuordnung von Makroporeneigenschaften zur Landnutzung. Diese sollte als ein erster Ansatz gewertet werden, der mit weiteren Erkenntnissen sicher verbessert werden kann.

Tab. 3: Zuordnung der Makroporenausstattung zur Landnutzung (wobei Makroporen hier alle Arten von Bodenstrukturen sein können, in denen präferentielles Fließen stattfinden kann)

Nutzung	Makroporendichte vertikal [MP/m ²]	Makroporenlänge vertikal [cm]	Makroporendichte horizontal [MP/m ²]	Untergrenze horizontal [cm]
Versiegelt	0	30	0	30
Ackerland	75	30	75	30
Weinbau	75	50	50	50
Obst- und Beerenobstbestände	100	50	50	50
Grünland	100	80	50	30
Komplexe Parzellenstrukturen	100	30	50	30
Bäume Laubwälder	150	50	100	150
Bäume Mischwälder	150	50	100	150
Bäume Nadelwälder	150	30	100	150
Bäume (Art unbekannt)	150	50	100	150

Die Makroporendichte wird aufgrund der Informationen in der BÜK über den Skelettgehalt der Böden modifiziert:

Skeletthaltig $\rightarrow + 10$ Makroporen/m²

Skelettreich $\rightarrow + 20$ Makroporen/m²

Teilversiegelten Flächen werden in Abhängigkeit vom Versiegelungsgrad Makroporendichten zwischen 0 und 70 Makroporen/m² zugewiesen. Für alle Makroporen wird ein Radius von 2.5 mm angenommen. Das entspricht etwa einer Querschnittsfläche von 20 mm².

4.5. Der Bodenspeicher - die Aufteilung in Tiefenperkolatation, Matrix- und Makroporenabfluss, sowie lokaler Sättigungsflächenabfluss

Makroporen- und Matrixinfiltration füllen den Bodenspeicher auf. Wird die Feldkapazität (FK in Abbildung 5a) überschritten, kann bis zur Erreichung der Kapazitätsgrenze der Leitfähigkeit des geologischen Untergrundes Wasser in tiefere Schichten sickern (Tiefenperkolatation). Ist die Höhe des Feldkapazität-Überschusses (FK ÜS in Abbildung 5a) größer als in die Tiefe perkolieren kann, sättigt sich der Boden von unten her auf. Es entsteht ein Sättigungshorizont der Mächtigkeit M_{ZA} (Abbildung 5b), der den für den Zwischenabfluss aktiven Bereich des Bodens markiert. Der Anteil, den die Mächtigkeit (M_{ZA}) des Sättigungshorizontes an der gesamten Bodenmächtigkeit (M_{Bo}) einnimmt, ist durch das Verhältnis von Feldkapazität-Überschuss abzüglich der Tiefenperkolatation zum Restvolumen des Bodens über Feldkapazität (RV ü. FK) bestimmt (siehe Gleichung in Abbildung 5b unten).

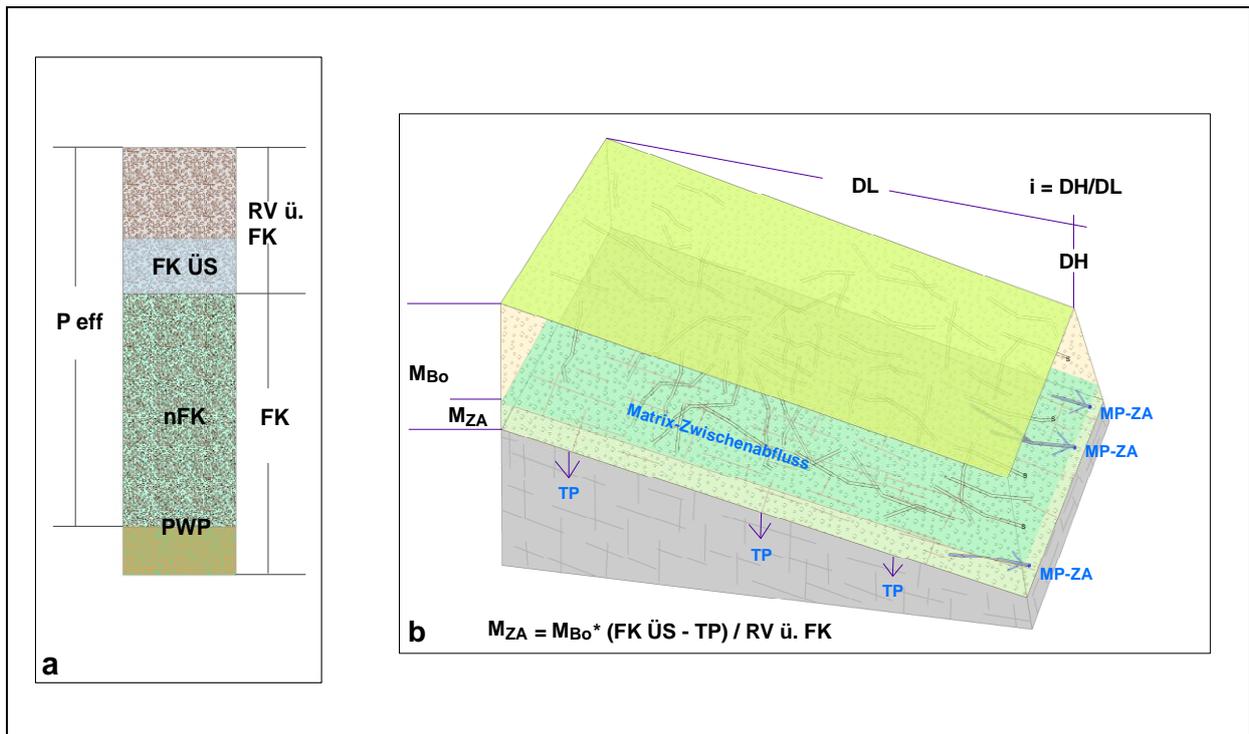


Abb. 5: Konzept des Bodenspeichers (a) und Ausbildung eines Sättigungshorizontes, in dem Zwischenabfluss aktiviert wird (b)

Mit der Höhe von $FK \text{ ÜS} - TP$ ist die maximale, für Zwischenabfluss zur Verfügung stehende Abflusshöhe definiert. Dem steht die maximale Abflussleistung von Matrix und Makroporen für Zwischenabfluss gegenüber.

Für die Matrix ist die maximale Abflussleistung ($ZA_{Matrix \text{ pot}}$) definiert durch:

$$ZA_{\text{Matrix pot}} = kf(\text{Boden}) * i * M_{ZA} \quad (1)$$

Die maximale Abflussleistung der Makroporen ($ZA_{\text{MP pot}}$) ist definiert durch:

$$ZA_{\text{MP pot}} = q_{\text{MP}(i)} * MPD_h * M_{ZA} \quad (2)$$

wobei MPD_h die Makroporendichte [MP/m^2] für mehr oder weniger horizontale Makroporen und $q_{\text{MP}(i)}$ die Abflussleistung [mm] einer Makropore für das Gefälle i darstellen. Die Abflussleistung für einzelne Makroporen ($q_{\text{MP}(i)}$) wird unter Verwendung der Formel von Manning-Strickler geschätzt. Da sich für plausible Rauigkeitsbeiwerte im Vergleich zu den in der Hangskale beobachteten Fließgeschwindigkeiten zu hohe Werte ergeben (ANDERSON et al. 2009) wird der Rauigkeitsbeiwert so gewählt, dass die Fließgeschwindigkeiten in den Makroporen in den Bereich der Beobachtungen in der Hangskale fallen (Abbildung 6). Dabei ergibt sich ein sehr unplausibler Rauigkeitsbeiwert von 0,1. Dieser repräsentiert weniger die Rauigkeit in den Makroporen als vielmehr die Vernetzung der Makroporen. Wären alle Makroporen direkt miteinander verbunden, so dass ein zusammenhängendes Röhrensystem besteht, müssten die Fließgeschwindigkeiten mit plausiblen Rauigkeitsbeiwerten zu schätzen sein.

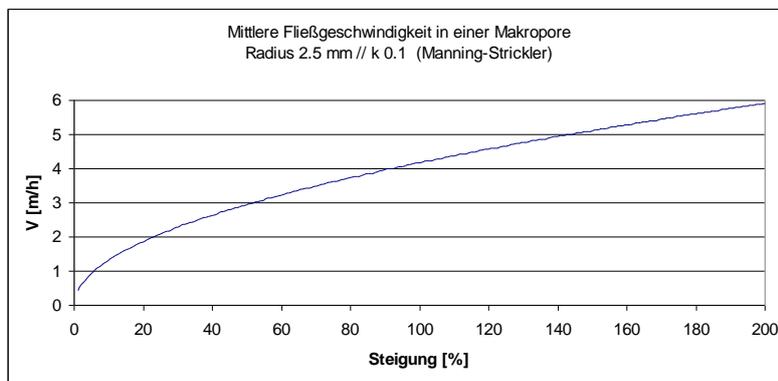


Abb. 6: Abschätzung der mittleren Fließgeschwindigkeit des Zwischenabflusses in mehr oder weniger hangparallelen Makroporen in Abhängigkeit des Gefälles

Die maximalen Abflussleistungen für Zwischenabfluss von Matrix und Makroporen bilden einen Quotienten, der zur Aufteilung des zur Verfügung stehenden potentiellen Zwischenabflusses verwendet wird. Übersteigt der zur Verfügung stehende potentielle Zwischenabfluss die maximale Abflussleistung der Matrix und der Makroporen so entspricht der Zwischenabfluss dieser maximalen Abflussleistung. Ist das Volumen von Feldkapazitätsüberschuss abzüglich Tiefenperkolation und Zwischenabfluss größer als das Restvolumen über Feldkapazität, kommt es zu lokal gebildetem Sättigungsflächenabfluss in Höhe der Überschreitung des Restvolumens.

5. Erste Testanwendung des Modells

Der Modellansatz soll anhand von beobachteten Niederschlag-Abfluss-Ereignissen verschiedener Ausprägung in naturräumlich unterschiedlich ausgestatteten Einzugsgebieten getestet werden, um die Eignung zur Ausweisung der Beiträge der verschiedenen Abflussbildungsprozesse beurteilen zu können. Für eine erste Testanwendung wurde das Sommerhochwasser vom 2.6.2008 im Einzugsgebiet der Starzel ausgewählt, da dieses Ereignis bereits Gegenstand mehrerer Untersuchungen war (z.B. BAIN & GAUME 2009) und somit

viele Informationen zum Ereignis vorliegen. Das Einzugsgebiet der Starzel liegt am Westrand der Schwäbischen Alb mit den höchsten Teilflächen in den verkarsteten Malmkalken. Die Böden sind vorwiegend lehmig bis tonig. Da schon am 31.5.2008 ein kräftiger konvektiver Niederschlag im Gebiet gefallen ist, der im Vergleich mit dem Ereignis vom 2.6.2008 nur eine schwache Abflussreaktion hervorgerufen hat (Abbildung 7) wurden beide Ereignisse modelliert, um zu prüfen, ob die sehr unterschiedlichen Abflussreaktionen abgebildet werden können.

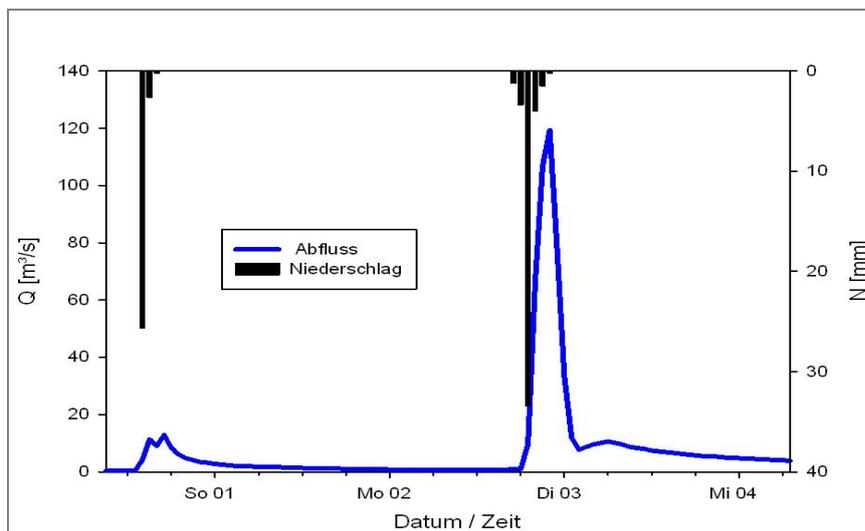


Abb. 7: Mittlerer Gebietsniederschlags und Abflussreaktion am Pegel Rangerdingen für die beiden konvektiven Ereignisse im Starzel Einzugsgebiet

Der gesamte Mai war bis zum 31.5. vorwiegend trocken (rund 45 mm Niederschlag) während der vorausgegangene April mit rund 130 mm als feucht eingestuft werden kann. Zur Abschätzung der Vorfeuchte für das erste Ereignis wird für den 1.5.08 Feldkapazität angenommen, von der im Verlauf des Mai 54 mm gezehrt wurden. Die 54 mm ergeben sich aus einer geschätzten mittleren täglichen Verdunstung von 3,0 mm (ARMBRUSTER 2004).

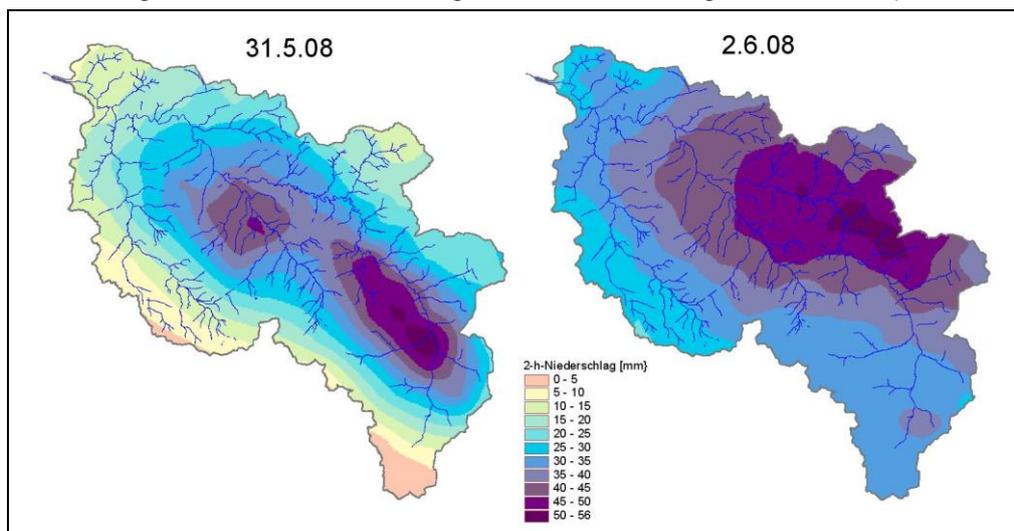


Abb. 8: Niederschlagsverteilung der beiden Ereignisse (aus RADOLAN-Gitterpunkten des DWD interpoliert) für das Starzel-Einzugsgebiet (123 km²)

Die Vorgeuchte für das Ereignis vom 2.6. ergibt sich aus dem Modellergebnis des ersten Ereignisses. Die Niederschlagsmengen beider Ereignisse liegen in den Spitzenwerten im selben Bereich, während das Ereignis vom 2.6. eine großflächigere Überregnung verursachte (Abbildung 8). Insgesamt ist der Niederschlagsinput durch das zweite Ereignis (38,28 mm/m²) um den Faktor 1,5 höher als durch das erste Ereignis (26,22 mm/m², Tabelle 4). Aufgrund der höheren Vorgeuchte der Böden vor dem zweiten Ereignis ist die Matrix-Infiltration trotz der höheren Niederschlagsmengen weit verbreitet reduziert im Vergleich zum Vorereignis (Abbildung 9), wogegen die Makroporen-Infiltration (Abbildung 10) und der Horton'sche Oberflächenabfluss (Abbildung 11) an Bedeutung zunehmen. Tiefenperkolatation tritt vor allem in den Bereichen der durchlässigen Malmkalke und in den Talböden auf (Abbildung 12). Dies ebenfalls vermehrt während des zweiten Ereignisses. Aufgrund der relativ geringen Infiltrationskapazitäten der Böden im Gebiet und der geringeren Bedeutung von Makroporen-Infiltration während des ersten Ereignisses erreichen die Böden in weiten Teilen des Gebietes die Feldkapazität im ersten Ereignis nicht. Auch während des zweiten Ereignisses beschränkt sich dies auf die flachgründigen Böden des Alpraufes, der sich aufgrund seiner abweichenden Eigenschaften in den Abbildungen oft bandartig abzeichnet, und der Alphochfläche. Auch dort, wo die Feldkapazität und die maximal mögliche Tiefenperkolatation überschritten werden bleibt die Mächtigkeit des Sättigungshorizontes (M_{ZA}) aufgrund der geringen Menge dieser Überschreitung gering. Daher und aufgrund der geringen Leitfähigkeit der Böden spielt der Matrix-Zwischenabfluss während beider Ereignisse keine Rolle. Makroporen-Zwischenabfluss wird nur in geringem Ausmaß und nur während des zweiten Ereignisses an einigen steilen bewaldeten Hängen ausgewiesen (Abbildung 13). Lokaler Sättigungsflächenabfluss wird für beide Ereignisse nur in Gewässernähe, wo der hohe Grundwasserspiegel die Bodenmächtigkeit beschränkt, modelliert (keine Abbildung).

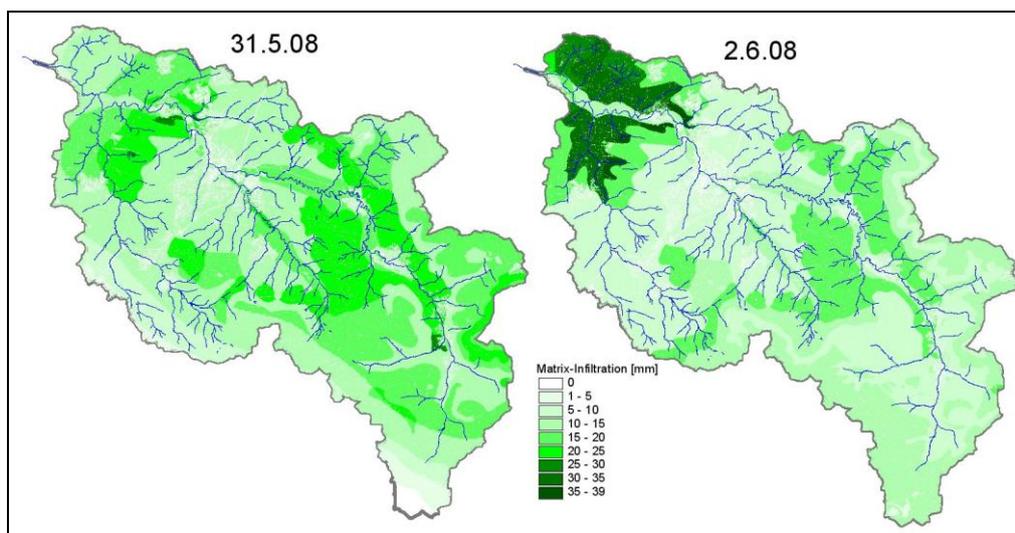


Abb. 9: Verteilung der Matrix-Infiltration

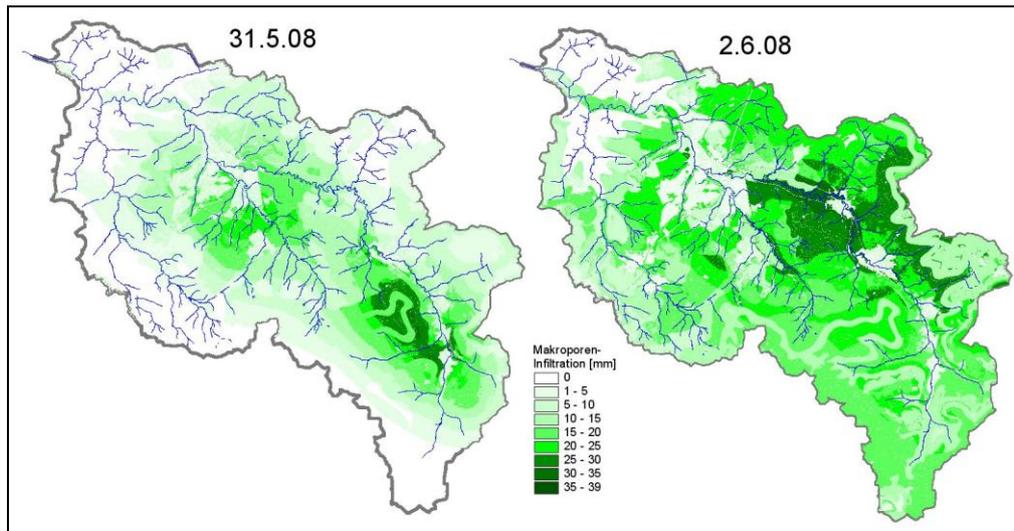


Abb. 10: Verteilung der Makroporen-Infiltration

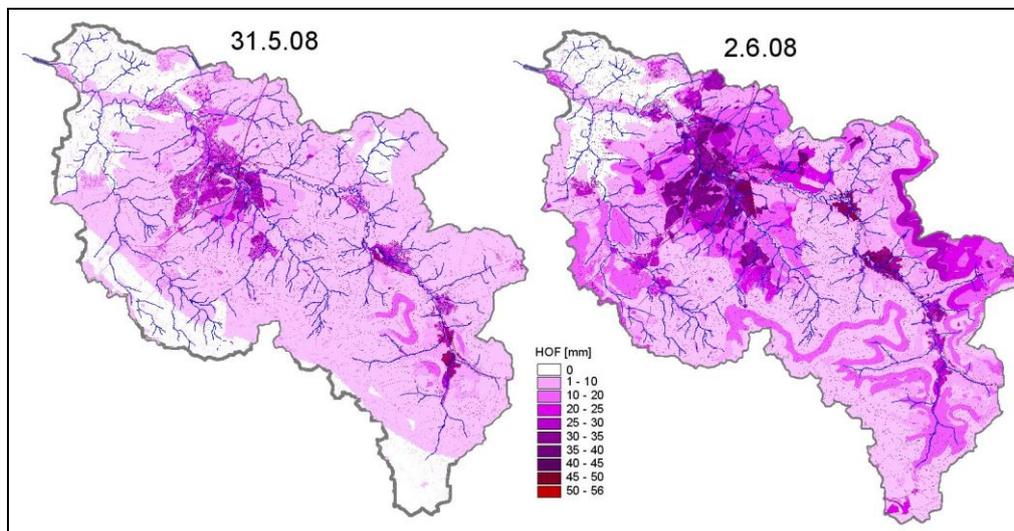


Abb. 11: Verteilung des Horton'schen Oberflächenabflusses

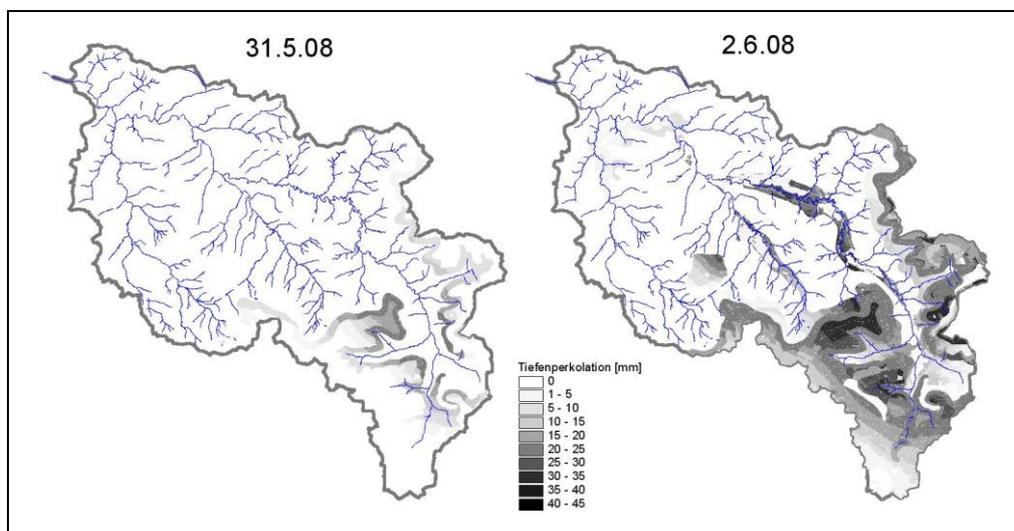


Abb. 12: Verteilung der Tiefenperkolation

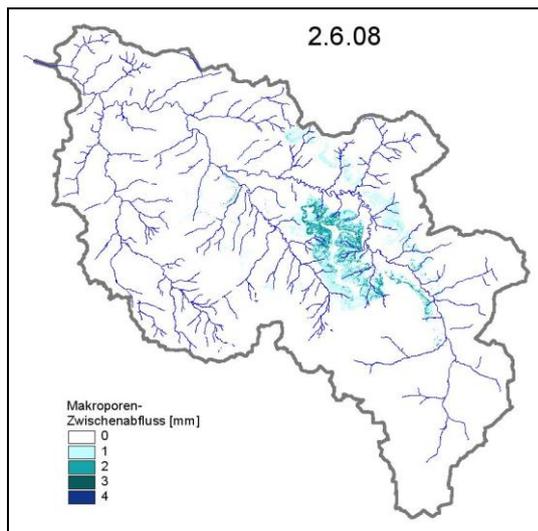


Abb. 13: Verteilung des Makroporen-Zwischenabflusses

Die quantitative Gegenüberstellung von Niederschlag, modellierten Abflusskomponenten und gemessenen bzw. geschätzten Abflüssen erlaubt eine erste Bewertung und Diskussion der Modellergebnisse. In Tabelle 4 werden die Abflussmengen quantifiziert, die lokal auf den Rasterzellen gebildet werden. Die Menge der Abflusskomponenten im Einzugsgebiet wird der Menge des am Pegel beobachteten Abflusses gegenübergestellt. Die Abflusskonzentration für die einzelnen Abflusskomponenten ist in diesem Stadium der Modellentwicklung noch nicht implementiert und wird Gegenstand der weiteren Arbeiten sein.

Tab. 4: Zusammenstellung der modellierten Abflussmengen und der gemessenen Niederschlags- und Ereignisabflussmengen der beiden Ereignisse

	31.05.2008		02.06.2008	
	[mm/m ²]		[mm/m ²]	
Niederschlag	26,22		38,28	
		Beiwert		Beiwert
Oberflächen-Abfluss	4,80	0.183	11,42	0.298
ZA(MP)	0,00	0.000	0,07	0.002
ZA(Matrix)	0,00	0.000	0,00	0.000
SOF(lokal)	0,01	0.000	0,02	0.000
Summe (ohne TP)	4,82	0.184	11,50	0.300
TP	1,01	0.039	6,03	0.158
Gesamtsumme	5,83	0.222	17,53	0.458
Abfluss				
Aus Pegeldaten	2,80	0.107	16,31	0.426
Schätzung (BAIN & GAUME 2009)	k.A.	k.A.	13,05	0.341

Während der modellierte Abfluss für das erste Ereignis deutlich über dem aus den Pegel-daten abgeschätzten Ereignisabfluss liegt (als Ereignisabfluss wurde vereinfacht der Abfluss über dem Vorereignisabfluss angenommen), wird die Abflussmenge des zweiten Ereignisses recht gut getroffen. Sehr wahrscheinlich wurde die Vorfeuchte für das erste Ereignis auf-

grund der vereinfachten Annahmen überschätzt. Die Vorfeuchte für das zweite Ereignis wurde dagegen im Zuge der Modellierung des ersten Ereignisses detailliert abgebildet. Bei der Bewertung der Ergebnisse sollte aber auch in Betracht gezogen werden, dass sowohl bezüglich der Niederschlagshöhen als auch bezüglich der Abflussmengen Zweifel bestehen (BAIN & GAUME 2009). Als bedeutendster Abflussbildungsprozess wird für beide Ereignisse der Horton'sche Oberflächenabfluss ausgewiesen (82 % bzw. 65 % der Gesamtsumme aller Abflusskomponenten). Dies scheint für ein Einzugsgebiet mit lehmig-tonigen Böden und einem Anteil von 13% ganz oder teilweise versiegelter Flächen plausibel und wird durch die verbreitete Beobachtung von Oberflächenabfluss während des zweiten Ereignisses gestützt (BAIN & GAUME 2009). Mit etwa 17% bzw. 34% wird die Tiefenperkolation als zweitwichtigste Abflusskomponente ausgegeben. Interessant ist die anteilmäßige Verschiebung vom Horton'schen Oberflächenabfluss hin zur Tiefenperkolation im Vergleich vom ersten zum zweiten Ereignis. Schnelle Komponenten des Grundwassers (Karst) könnten die nachlaufende Welle im Hochwasserabfluss (Abbildung 7) des zweiten Ereignisses erklären.

6. Ausblick

Das vorgestellte Modell ist noch in der Entwicklungsphase. Im nächsten Schritt werden die Abflusskonzentration und die damit verbundenen Fließzeiten der einzelnen Komponenten berücksichtigt. Damit kann z.B. dann auch geprüft werden, ob die nachlaufende Welle durch schnelle Komponenten der Tiefenperkolation zu erklären ist. Auch soll die Bildung von Sättigungsflächen durch laterale Flüsse quantifiziert werden. Dazu wird ein Werkzeug entwickelt, das für jede Teilfläche (Zelle) des Gebietes die Abflusskonzentration innerhalb eines definierten Zeitintervalls (Fließdistanz) ermittelt (flow accumulation by distance). Weitere Modellierungen für unterschiedliche Ereignistypen und Testgebiete mit unterschiedlicher naturräumlichen Ausstattung und Größe werden in Zukunft durchgeführt, um die Eignung des neuen Modellansatzes zu prüfen.

Literatur

- ANDERSON, A. E., M. WEILER, Y. ALILA & R. O. HUDSON (2009), Subsurface flow velocities in a hill slope with lateral preferential flow, *Water Resources Research*, in press.
- ARMBRUSTER, V. (2004): Mittlerer jährliche tatsächliche Verdunstungshöhe (Atlastafel 2.10) Umweltministerium Baden-Württemberg, Stuttgart (2001): Wasser- und Bodenatlas Baden-Württemberg, 2. Lieferung 2004.
- BAINE, V. & E. GAUME (2009): Post flood event analysis, report on the Starzel river flash flood, 2 June 2008. European research project HYDRATE intermediate report. Laboratoire Central des Ponts et Chaussées, Bouguenais, France. 20 pages.
- CASPER, M. (2002): Die Identifikation hydrologischer Prozesse im Einzugsgebiet des Dürreychbaches (Nordschwarzwald), *Mitteilungen des Instituts für Wasserwirtschaft und Kulturtechnik der Universität Karlsruhe (TH)*, Heft 210.
- BEVEN, K.J. & R.T. CLARKE (1986): On the variation of infiltration into a homogeneous soil matrix containing a population of macropores. *Water Resources Research*, 22 (3), 383-388

- CHOW, V. T., D. R. MAIDMENT & L. W. MAYS (1988): Applied Hydrology, McGraw-Hill Series in Water Resources and Environmental Engineering (Hrsg.)
- GREEN, W.H. & G.A. AMPT (1911): Studies in soil physics. 1 The flow of air and water through soils. Journal of Agriculture Science, 4, 1-24.
- LUBW, LANDEANSTALT FÜR UMWELTSCHUTZ BADEN-WÜRTTEMBERG (Hrsg.) (1997): Boden als Lebensraum für Bodenorganismen – bodenbiologische Standortklassifikation – Literaturstudie, Handbuch Boden.
- LUWG, LANDESAMT FÜR UMWELT, WASSERWIRTSCHAFT UND GEWERBEAUF SICHT RHEINLAND-PFALZ (Hrsg.) (2006): Bestimmungsschlüssel von hochwasserrelevanten Flächen. Bericht Nr. 18.
- RAWLS, W.J., D.L. BRAKENSIEK & N. MILLER (1983): Green-Ampt infiltration from soils data, Journal of hydraulic engineering, American Society of civil engineering, Vol. 109, no1, 60-70
- SCHMOCKER-FACKEL, P. (2004): A method to delineate runoff processes in a catchment and its implications for runoff simulations Diss., Eidgenössische Technische Hochschule ETH Zürich, Nr. 15638
- SCHERRER, S. (1997): Abflussbildung bei Starkniederschlägen. Identifikation von Abflussprozessen mittels künstlicher Niederschläge. Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, ETH Zürich, Nr. 147
- WEILER, M. (2001): Mechanisms controlling macropore flow during infiltration. Dye tracer experiments and simulations. Schriftenreihe des Instituts für Hydromechanik und Wasserwirtschaft der ETH Zürich, Band 7: 150.
- WEILER, M. (2005): An infiltration model based on flow variability in macropores: development, sensitivity analysis and applications Journal of Hydrology, 2005; 310: 294-315
- WEILER, M. & H. FLÜHLER, H. (2004): Inferring flow types from dye patterns in macroporous soils Geoderma, 2004; 120 (1-2) : 137-153
- WEILER, M., & F. NAEF (2003), An experimental tracer study of the role of macropores in infiltration in grassland soils, Hydrological Processes, 17(2), 477-493.

Automatische, datengetriebene Modellgenerierung – Entwicklung und praktische Anwendung

P. Gemmar, M. Stüber, M. Greving, O. Gronz

Zusammenfassung

Niederschlag-Abfluss(N-A)-Modelle zählen in der Hydrologie zu den wichtigsten Werkzeugen, um zum Beispiel Pegelverläufe kontinuierlich zu simulieren oder bei extremen Ereignissen für die Hochwasserverteidigung möglichst präzise einen Wasserstand vorherzusagen. Mathematische Konzepte wie Fuzzy Logic und künstliche Neuronale Netze, die Prozessmodelle basierend auf experimentellen oder regelmäßig aufgenommenen Messdaten systematisch erzeugen können, bieten hier eine praktische und aufwandsgünstige Alternative zu herkömmlichen Modellkonzepten. Gerade mit Fuzzy-logischen Regeln lassen sich die hydrologischen Prozessbeziehungen zwischen Niederschlag und erzeugtem Abfluss relativ einfach beschreiben und systematisch auf ein Flussgebiet abbilden. Hierzu wird im vorliegenden Artikel ein geschlossenes Verfahren vorgestellt, das den Prozess zur Generierung eines Fuzzy Systems zur N-A-Modellierung von Flussgebieten algorithmisch beschreibt und automatisiert durchführt. Das Verfahren setzt generische Fuzzy Regeln vom Typ Takagi-Sugeno-Kang ein, die systematisch für die Beschreibung der Prozessbeziehungen erzeugt und selektiert werden, und benutzt Least Squares Methoden für die Modelloptimierung. Mit dem System wurden für verschiedene Flussgebiete (Mosel, Sieg, Rhein) operationelle Modelle für kontinuierliche Pegelsimulationen oder ereignisbezogene Hochwasservorhersagen mit einem Zeithorizont von einer bis 72 Stunden erzeugt. Die Modelle zeichnen sich gleichermaßen durch sehr gute Simulationsergebnisse und einen niedrigen Entwicklungs- und Anwendungsaufwand aus.

1. Einleitung

Wir betrachten hier die Entwicklung von Prozessmodellen (N-A-Modelle) hauptsächlich aus praktischer, anwendungsorientierter Sicht, weniger aus naturwissenschaftlicher, erklärender Sicht. Zu beschreiben ist die Reaktion eines Systems, also das Verhalten der Systemausgabe und des Systemzustandes bei beliebigen Systemeingaben im Rahmen einer systemtechnischen Betrachtung. Die Aufgabe, solche Systeme auf der Basis modellhafter Beschreibungen von Beobachtungen abzuleiten, ist eine (technische) Wissenschaft (LJUNG 1987). In der Hydrologie, wo Prozessabläufe nur teilweise physikalisch modellierbar, Zustandsbeziehungen selten explizit beschreibbar, meist heterogen verteilt und empirische Erfahrungen schwierig auf größere Skalen zu übertragen sind, wird sie auch schon mal als eine Kunst (SAVENIJE 2009) bezeichnet.

N-A-Modelle werden für die Simulation der Niederschlag-Abflussbeziehung eines Fluss- oder Einzugsgebiets entwickelt, um zum Beispiel Vorhersagen für den Pegelabfluss bei erwarteten Extremereignissen oder auch kontinuierlich zu berechnen. Hierzu existieren unterschiedliche Modellansätze: analytische und experimentelle. Analytische Modelle basieren häufig auf konzeptionell-konstruktiven Konzepten, nach denen die Übertragungsbeziehungen in einer Hydrologie-analogen Prozessstruktur dargestellt und funktional mit

physikalisch bzw. hydrologisch deutbaren Parametern beschrieben werden (z. B. LARSIM, LUDWIG & BREMICKER 2006). Die Wertsetzung dieser Parameter ist in der Praxis schwierig und die Systemidentifikation bzw. Kalibrierung erfordert daher Systemerfahrung und bisher meist eine händische sowie zeitaufwändige Transformation von Kenntnissen über das Potenzial und die Abhängigkeit von (Teil-)Prozessen sowie von hydrologischen Besonderheiten des modellierten Gebiets.

Betrachten wir die Generierung deterministischer Modelle, dann geht es um die funktionale Beziehung $x = f(u(t), q(t))$ zwischen den Eingangsgrößen $u(t)$, den Zustandsgrößen $q(t)$ und der Ausgangsgröße $x(t)$ (Abbildung 1). Die Prozessrelation kann auch mit alternativen mathematischen Konzepten beschrieben werden, die eher abstrahierten mentalen Modellen näher stehen und durch „Erfahrung“ aus der Analyse von Ereignisdaten („Experimente“) konkretisiert werden. Man verzichtet bei diesen Modellansätzen bewusst darauf, die innere Struktur des Prozesses aus der Übertragungsfunktion des Systems ableiten zu können; es geht hier primär um eine bestimmte Güte und den vorteilhaften Einsatz der Modelle. Im Kontext der N-A-Modellierung stehen mit den kontinuierlich oder ereignisbezogen aufgenommenen Messdaten (Pegeldaten, Niederschlagsdaten etc.) eine große Menge und Vielfalt experimenteller Prozessdaten zur Verfügung, die die Basis für diesen Modellansatz darstellen.

Zu den experimentellen Konzepten zählen hauptsächlich Modelle mit künstlichen Neuronalen Netzen (kNN) und/oder Fuzzy Systeme (FS), die dem Soft-Computing bzw. der Computational Intelligence (CI) zugeordnet werden (NAUCK et al. 1996). Diesen Modell-Paradigmen ist gemeinsam, dass das System algorithmisch aus aufgenommenen Prozessdaten erzeugt werden kann. Man bezeichnet diese Form der Modellgenerierung auch als „datengetrieben“: die systemrelevanten Relationen der Prozess- und Zustandsgrößen werden aus dem Bestand der Prozessdaten – im Wesentlichen die Eingangs- und Ausgangsdaten des Systems – bei der Modellerzeugung (Training, Strukturfindung) automatisch erfasst und in einer funktionalen Form beschrieben, die Modell-immanent ist. Ausgehend von einem meist generischen Systemansatz ist das experimentell erzeugte Modell im Allgemeinen nur für das identifizierte System gültig und besonders für die Simulation geeignet.

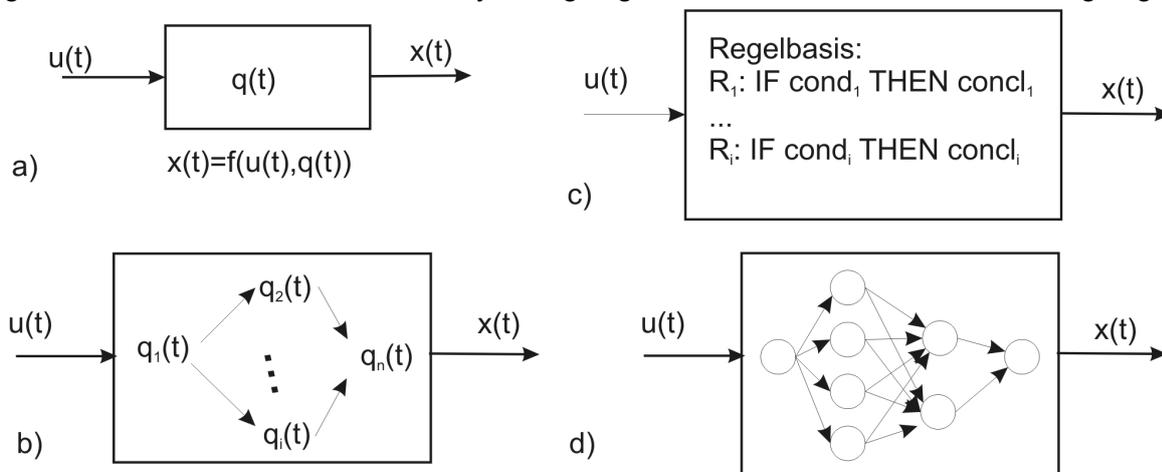


Abb. 1: Prozessmodelle: a) formales Modell, b) indifferenzierte Relation zwischen den Eingangsgrößen $u(t)$, Zustandsgrößen $q(t)$ und Ausgangsgrößen $x(t)$, c) Fuzzy System mit Regelbasis und d) Struktur eines kNN.

kNNs bauen auf regelmäßigen Strukturen mit einheitlichen, elementaren Prozesselementen (Neuronen) auf und „erlernen“ die Prozessrelation, indem sie mit Trainingsdaten solange trainiert werden und dabei die Kopplung zwischen den Neuronen verändern, bis das System den Prozess mit der gewünschten Güte simuliert. Allerdings verbergen kNNs in der Regel die interne Abbildung der effektiven Prozessrelation (black box; spezielle Netzstrukturen zum Beispiel mit Radial-Basis-Transferfunktionen zeigen, wie Eingangs- bzw. Zustandsgrößen bewertet und somit auch interpretiert werden können).

Fuzzy Systeme benutzen unscharfe Kategorien (z.B. *klein, mittel, groß*) über die Prozessgrößen (Fuzzifizierung) und verknüpfen diese dann Fuzzy-logisch mittels WENN ... DANN ... -Regeln, um die Prozessrelation zu beschreiben (CASPER et al. 2007). Dabei kann das (mentale) Erfahrungswissen über den Prozess direkt und quasi linguistisch formuliert werden. Die erzeugte Menge an Regeln (Regelbasis) wird mit einem Fuzzy-logischen Inferenzmechanismus ausgewertet (NAUCK et al. 1994, ZADEH 1965) und liefert eine scharfe Aussage. Den beiden Paradigmen kNN und FS ist gemeinsam, dass die Modellbildung datengetrieben erfolgen kann (Training), eine Kalibrierung entfällt.

Für die Systemidentifikation von Fuzzy Systemen wurden in den letzten Jahren leistungsfähige Verfahren entwickelt, sodass die Modellentwicklung weitestgehend automatisiert und mit vergleichsweise geringem Aufwand erfolgen kann (STÜBER et al. 2000). Die Praxistauglichkeit haben wir durch eine Reihe operationeller Systeme für die Hochwasservorhersage an Mosel und Sieg nachgewiesen (GEMMAR et al. 2006). Im Folgenden wird ein geschlossenes Verfahrenskonzept für eine automatische, datengetriebene Generierung von N-A-Modellen beschrieben. Dieses Konzept haben wir in eine operationelle Entwicklungsumgebung integriert, mit der N-A-Modelle für den praktischen Einsatz erzeugt werden. Das Generierungsverfahren basiert auf innovativen Anwendungen von CI-Methoden: mit Hilfe von kNNs werden relevante Eingangs- und Zustandsgrößen aus der Menge verfügbarer Prozessgrößen selektiert. Dann wird die funktionale Prozessrelation mittels einer Fuzzy Regelbasis, die automatisch über die selektierten Prozessgrößen erzeugt wird, beschrieben. Das operationelle N-A-System wird anschließend unter Vorgabe einer Gütefunktion (z.B. minimale Fehlernorm) mittels algebraischer Least-Squares Optimierungsverfahren (Least-Squares LSQ, restringierte Non-Negative-Least-Squares NNLS) erzeugt. Die N-A-Systeme zeichnen sich durch eine hohe Simulationsgenauigkeit aus und können sowohl für Ereignisfälle als auch im kontinuierlichen Betrieb für Vorhersagen eingesetzt werden.

2. Untersuchungsgebiete und -daten

Die hier beschriebene datengetriebene Entwicklung von Fuzzy N-A-Systemen benutzt einen generischen Modellansatz, mit dem Systeme für unterschiedliche Fluss- oder Einzugsgebiete gleichermaßen entwickelt werden. Der Abfluss an einem Pegel wird abhängig vom Pegeltyp mit einem abgeleiteten Modellansatz beschrieben (Abbildung 2): a) Kopf- und Nebenpegel mit einem reinen N-A-Modell, das den Gebietseintrag berücksichtigt, b) reine Unterliegerpegel mit einem Vorpegelmodell, das die Propagation im Gerinne berücksichtigt und c) Unterliegerpegel mit einem gemischten Vorpegelmodell, das sowohl den Gebietseintrag als auch die Propagation im Gerinne berücksichtigt. Für die Modellierung eines größeren Flussgebiets wird eine Modellkaskade erzeugt, die sich aus unabhängig ent-

wickelten Teilmodellen zusammensetzt. Abbildung 3 zeigt exemplarisch die Modellkomplexität, die für die Simulation des Flussgebiets Mosel entwickelt wurde.

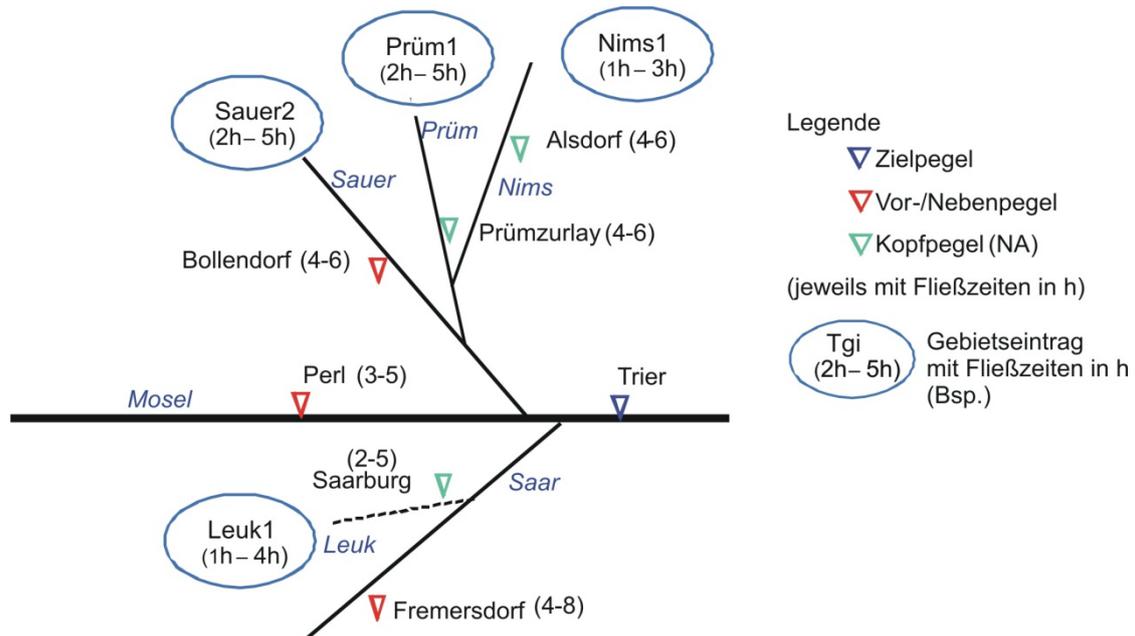


Abb. 2: Beispiele für Pegeltypen

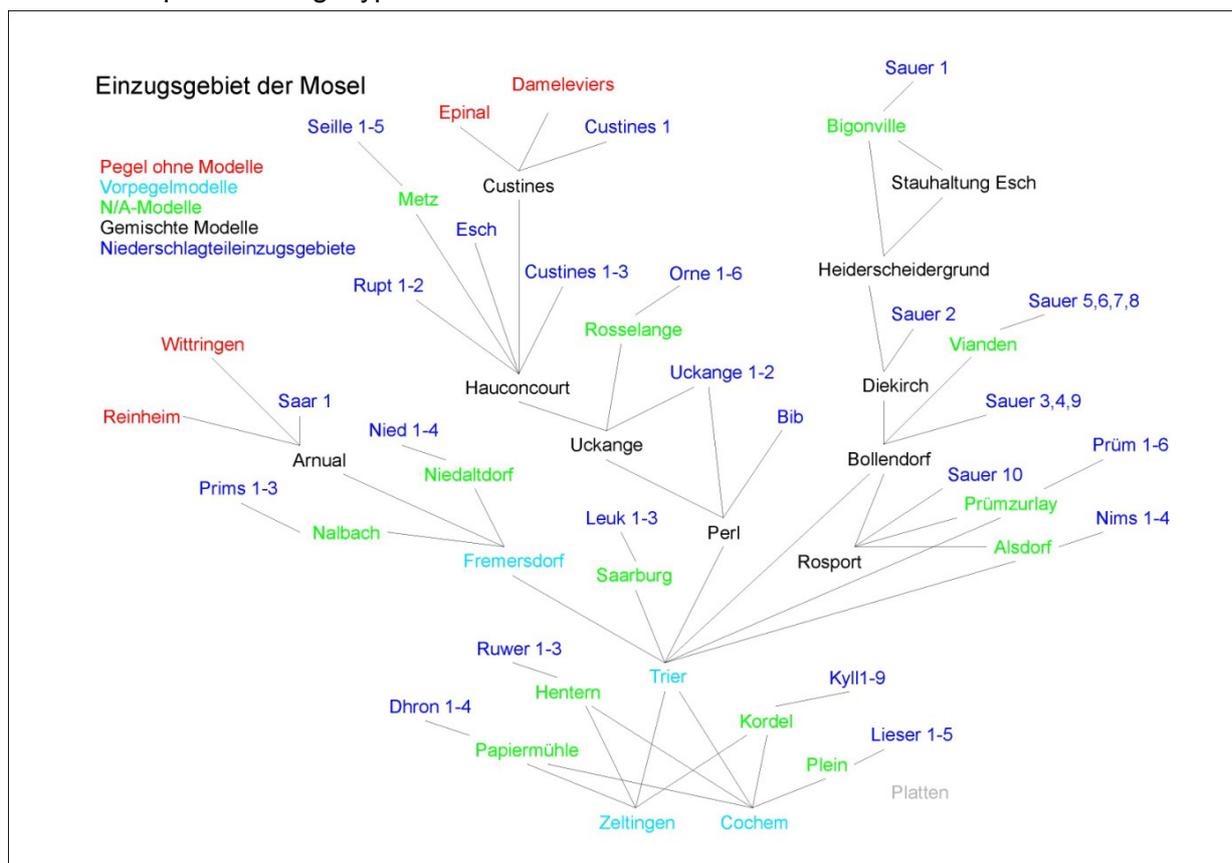


Abb. 3: Modellkomplexität für das Einzugsgebiet der Mosel

Für die quantitative Betrachtung der Fuzzy N-A-Systeme werden hier zwei Modelle exemplarisch ausgewählt: das N-A-Modell für den Pegel Saarburg als Prototyp für einen

kleineren Pegel (ca. $0,1 < Q < 230 \text{ m}^3/\text{s}$) und das Vorpegelmodell für den größeren Pegel Zeltingen (ca. $100 < W < 1100 \text{ cm}$; für den Pegel Zeltingen existiert keine W/Q -Beziehung, weswegen direkt Wasserstände W vorhergesagt werden), die beide für einen ganzjährigen, kontinuierlichen Betrieb entwickelt wurden. Die datengetriebene Modellentwicklung benutzt als Eingangsdaten die gemessenen Pegeldata (Zeitreihen, stündliche Auflösung), die regionalisierten Niederschlagsdaten der Teileinzugsgebiete (Niederschlagsvorhersagen wurden bei der Modellerzeugung durch Messdaten simuliert) sowie die Jahreszeit als Vegetationsindex. Auf die Verwendung von Temperaturwerten wurde zunächst verzichtet. Für Modellentwicklung und Test standen Daten für den Zeitraum von 1991 bis 2006 zur Verfügung. Die Daten wurden vom LUWG Mainz bereit gestellt, für das auch die Entwicklung durchgeführt wurde. In Tabelle 1 sind die statistischen Charakteristika der Pegel- (Q) und Niederschlagsdaten (N) der beiden Systemmodelle aufgelistet.

Tab. 1: Statistik der Trainings- und Testdaten

Pegel Saarburg mit Niederschlagteileinzugsgebieten (TG) Leuk1, Leuk2 und Leuk3;
 Pegel Zeltingen mit dem Vorpegel Trier und den N-A-Modellen Hentern, Kordel und Papiermühle (n: Anzahl Stundenwerte, *min*: minimaler, *max*: maximaler Wert, \bar{u} : Mittelwert)

Pegel	<i>n</i>	<i>min</i>	<i>max</i>	\bar{u}
Saarburg ($Q [\text{m}^3/\text{s}]$)	74255	0,1200	39,7300	0,9355
Leuk1 ($N [\text{mm}/\text{h}]$)	74255	0,0000	24,0400	0,1186
Leuk2 ($N [\text{mm}/\text{h}]$)	74255	0,0000	25,4200	0,1192
Leuk3 ($N [\text{mm}/\text{h}]$)	74255	0,0000	29,6000	0,1170
Zeltingen ($W [\text{cm}]$)	84902	109,0000	1056,0000	323,2977
Hentern ($Q [\text{m}^3/\text{s}]$)	84902	0,1360	31,0000	1,7010
Kordel ($Q [\text{m}^3/\text{s}]$)	84902	1,2200	216,0000	10,1506
Papiermühle ($Q [\text{m}^3/\text{s}]$)	84902	0,1020	49,4100	1,8623
Trier ($Q [\text{m}^3/\text{s}]$)	84902	16,0000	2930,0000	284,6881

Aus dem gesamten Datenbestand wurden für die automatische Systemidentifikation Zeitreihen im Zeitraum von 1991 bis 2002 im Umfang von ca. 80.000 Stundenwerten als Trainingsmenge ausgewählt. Die restlichen Zeitreihen, darunter Messreihen bis 2006, wurden zur Verifikation benutzt. Die Rechenzeit für Strukturfindung und Modelloptimierung betrug pro Einzelmodell ca. fünf Stunden auf einem Standard PC (Intel Centrino Duo, 2 GHz; 4 GB Arbeitsspeicher).

3. Methoden

Es werden nun die Schritte zur automatisierten Erzeugung der N-A-Modelle beschrieben. Auf die automatische Auswahl von prozessrelevanten Systemgrößen wird hier nicht näher eingegangen, da bei den betrachteten Modellen die Eingangs- und Zustandsgrößen hydrologisch bereits determiniert und bei früheren Untersuchungen verifiziert wurden. Im Zentrum des datengetriebenen Entwicklungskonzepts für N-A-Modelle steht die Erzeugung eines Fuzzy Systems für die Prozesssimulation. Als elementare Beschreibungsmethode werden

ausschließlich WENN ... DANN ... - Regeln verwendet, die eine Fuzzy logische Implikation im Sinne der klassischen Implikation (modus ponens) darstellt: Wenn X aus U folgt ($U \Rightarrow X$) und U gilt, dann kann man auf X schließen; also: WENN U DANN X . Die Fuzzy Regeln R_i : WENN $u = U_i$ UND ... DANN $x = X_i$ verwenden dazu Fuzzy Variable u, x , über die sogenannte „unscharfe“ oder Fuzzy Mengen U_i, X_i definiert werden. Die Fuzzy Mengen beschreiben eine qualitative Eigenschaft einer Prozessgröße u , wie zum Beispiel u ist *klein* (k), *mittel* (m) oder *groß* (g), mittels einer Zugehörigkeitsfunktion $\mu_i(u): \mathbb{R} \rightarrow [0,1]$ ($i \in \{k, m, g\}$), die ausdrückt, zu welchem Grad μ ein „scharfer“ Wert u zu dieser Menge gehört: Zugehörigkeitsgrad $\mu(u)$ (Abbildung 4 links). Damit lassen sich abstrakte Prozessrelationen, die aus der Erfahrung oder einem mentalen Modell abzuleiten sind, recht einfach für eine mathematische Auswertung formulieren:

$$R_i: \text{WENN } \text{Pegel}_u = \text{hoch} \text{ UND } \text{Niederschlag}_{TG_j} = \text{mittel} \text{ UND}$$

$\text{Bodenfeuchte}_1 = \text{hoch} \text{ DANN } \text{Pegel}_x = \text{mittel}.$

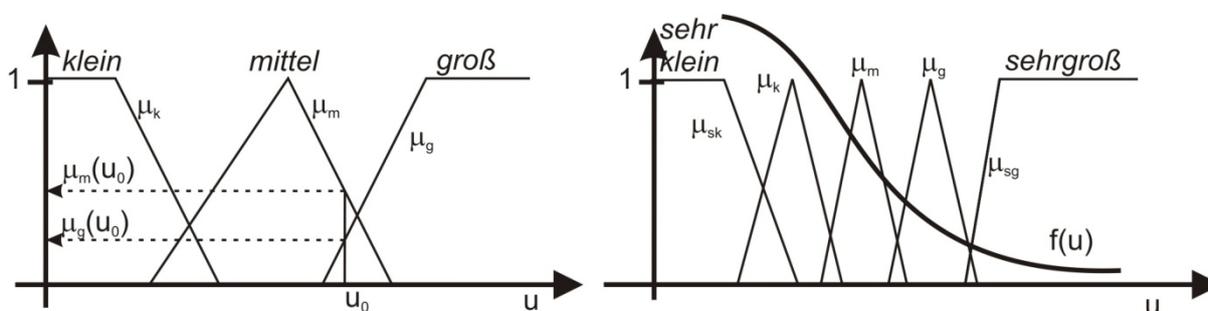


Abb. 4: Fuzzy Variable und Fuzzy Mengen: Für die Fuzzy Variable u werden drei Fuzzy Mengen *klein*, *mittel* und *groß* (μ_k, μ_m, μ_g) definiert und scharfe Werte $u = u_0$ in die entsprechenden Zugehörigkeitswerte ($\mu_k(u_0) = 0, \mu_m(u_0), \mu_g(u_0)$) fuzzifiziert (links). Weitere Fuzzy Mengen können für eine feinere Aufteilung des Wertebereichs von u definiert werden, so dass der Funktionsverlauf $f(u)$ differenziert zu beschreiben ist (rechts).

Praktisch bedeutet dies, dass man eine Menge von Regeln aufstellt, um das typische Systemverhalten über entsprechende Implikationen $U_i \Rightarrow X_i$ komplett zu beschreiben. Dabei werden relevante Systemzustände über die Eingangs- und Zustandsgrößen im WENN-Teil (Prämisse) der Regeln systematisch abgebildet und die zu erwartende Systemantwort im DANN-Teil (Konklusion) beschrieben. Man erhält so n Implikationen bzw. eine Regelbasis mit n Regeln R_i . Für eine konkrete Systemsituation werden die (scharfen) Werte $u_j \in U$ der Eingangs- und Zustandsgröße U dem System zugeführt und deren Zugehörigkeitswerte μ_{ik} zu den in den Regelprämissen benutzten Fuzzy Mengen ermittelt (Fuzzifizierung: $\mu'_{ik} = \mu_{ik}(u_k), \forall k \in R_i$). Dann werden alle Zugehörigkeitswerte einer Regelprämisse akkumuliert (hier: Konjunktion $\mu_{pi} = \text{MIN}(\mu'_{ik}), \forall k \in R_i$) und die resultierende Ergebnisfuzzymenge μ'_{xi} der Konklusion einer Regel R_i berechnet (Fuzzy Implikation, z.B. $\mu'_{xi} = \text{MIN}(\mu_{pi}, \mu_{xi})$). Dann werden die Ergebnisfuzzymengen μ'_{xi} aller Regeln R_i aggregiert (hier: Disjunktion, z.B. $\mu_x = \text{MAX}(\mu'_{xi}), \forall i \in \{1, \dots, n\}$) und daraus ein scharfer Wert x als Systemausgabe erzeugt (Defuzzifizierung: $x = \text{DEFUZZ}(\mu_x)$). Die Indizierung soll zeigen: in den einzelnen Regelprämissen können – müssen aber nicht immer die gleichen Prozessvariablen $u_j \in U$ verwendet

werden und die berücksichtigten Fuzzy Mengen für diese Variablen variieren von Regel zu Regel. Auf diese Weise lässt sich jede beliebige Beziehung (Funktion) zwischen den Systemgrößen realisieren.

In der Praxis hat sich gezeigt, dass das Verhalten dieser sogenannten Mamdani-Fuzzy Systeme sehr stark von der Wahl der Fuzzy Mengen μ_{xi} für die Konklusionsvariable und der Methode zur Defuzzifizierung abhängt. Alternativ werden deshalb Fuzzy Systeme vom Typ Takagi-Sugeno-Kang (TSK, (TAKAGI & SUGENO 1985)) entwickelt, die durch eine „scharfe“ Regelkonklusion gekennzeichnet sind: der DANN Teil besteht aus einer linearen Funktion über ausgewählte Systemgrößen: R_i : WENN $u_{i1} = U_{i1}$ UND ... DANN $x_i = p_{i0} + p_{i1}u_{i1} + p_{i2}u_{i2} + \dots$. Es entfallen somit die Fuzzy Mengen für die Ausgabegröße und die Defuzzifizierung. Die lineare Ausgabefunktion $x = f(P, U)$ verknüpft beliebige Eingangsgrößen $u_i \in U$ gewichtet mit den Parametern $p_{ij} \in P$. Ein TSK-Fuzzy System besteht dann aus einer Regelmenge $\{R_i\}$ mit $R_i: U_i \Rightarrow x_i$ und $x_i = f(p_i, U)$. Die Systemausgabe x wird als gewichtete Summe $x = \sum_i \mu_{pi} x_i / \sum_i \mu_{pi}$ berechnet, wobei μ_{pi} die Akkumulation bzw. den Erfüllungsgrad der Regelprämisse der Regel R_i darstellt. Damit lassen sich beliebige Ausgangsfunktionen oder auch Kennfelder über die Eingangs- und Zustandsgrößen eines Systems erzeugen (Abbildung 5).

Für eine optimale Systemsimulation sind bei TSK-Systemen die geeigneten Parametersätze $P = (p_i)$ zu bestimmen. Die Regelbasis erzeugt ein lineares Gleichungssystem ($x_i = U \cdot p_i$). Liegen nun für ein System Ereignisdaten in Form einer Trainingsmenge $\{x, U\}$ vor, dann lässt sich die Parameterfindung als Optimierungsaufgabe mit dem Ziel einer Fehlerminimierung formulieren: $\min \|x - U \cdot P\|_2$, die aus dem überbestimmten Gleichungssystem numerisch zu lösen ist (z.B. LSQ, NNLS (WEINHOLD 2003)).

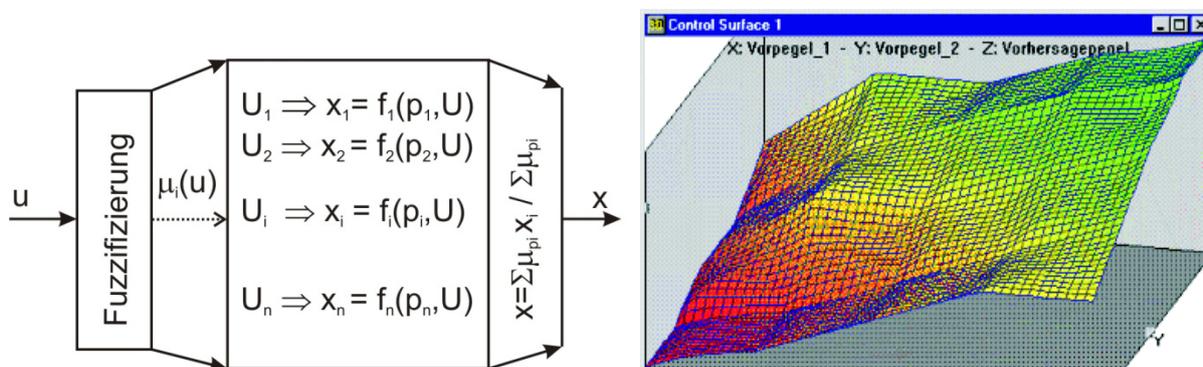


Abb. 5: TSK-Fuzzy System (links) und Kennfeld (rechts)

Modellbildung

Für die Fuzzy Modellbildung sind drei Aufgaben zu lösen: 1) Auswahl der Systemgrößen, 2) Aufbau der Regelstruktur und 3) Systemidentifikation (Modelloptimierung). Die Auswahl der Systemgrößen gestaltet sich für die hier betrachteten N-A-Modelle relativ einfach: „aus Erfahrung“ wählt man die im Einzugsgebiet des Pegels, für den das Modell erzeugt wird, direkt abflussbildenden und messbaren Größen. Dies sind zum Beispiel die regionalisierten Niederschlagsdaten von Teileinzugsgebieten (TG_1, \dots, TG_n) und die verfügbaren Pegeldaten von Vorpegeln (VP_1, \dots, VP_m). Weitere Größen können sein die Jahreszeit und die

Temperatur. Diese Größen können in der hier betrachteten Problemstellung als unabhängig betrachtet werden. Außerdem ist die Anzahl gering und die damit verbundene Systemkomplexität gut beherrschbar. Liegen viele Systemgrößen vor oder sind diese per se nicht unabhängig, dann kann zum Beispiel mit einer SOM-Korrelationsanalyse ein Satz relevanter Größen für die Modellbildung ermittelt werden (FAUST et al. 2009).

Strukturfindung

Im zweiten Schritt ist die Regelstruktur zu erzeugen. Hierzu verwenden wir einen einheitlichen Ansatz mit generischen TSK-Regeln. Dazu benutzen wir einen Regelaufbau in der Form R_i : WENN $u_1(t) = U_{i1}$ DANN $x_i(t+1) = p_{i0} + p_{i1}u_1(t - \tau_{i1}) + p_{i2}u_2(t - \tau_{i2}) + \dots + p_{in}u_n(t - \tau_{in})$. Es hat sich als vorteilhaft erwiesen, in der Prämisse nur wenige und über den globalen Systemzustand aussagekräftige Systemgrößen aufzunehmen (z.B. aktueller Pegelabfluss, Temperatur, Jahreszeit). Dies begrenzt die Größe der Regelbasis und unterstützt die Transparenz und Optimierung des Systemmodells. In der Konklusion werden alle Systemgrößen u_i , die quantitativ zum Abfluss beitragen, aufgeführt. Dies sind typischerweise die bereits in der Prämisse betrachteten Systemgrößen und weitere, die nicht in der Prämisse aufgeführt sein müssen. Dazu zählen zum Beispiel die Vor- und Nebenpegel VP_i mit unterschiedlichen Latenzzeiten τ_i , gemessene und vorhergesagte Niederschlagsdaten TG_i regionalisiert für die Teilgebiete. Inhärente Zustandsgrößen (z.B. Bodenfeuchte) können über funktionale Beziehungen (z.B. Integration des Pegelabflusses bzw. der gemessenen Niederschläge über ein Zeitintervall) berücksichtigt werden. Da die Eingangs- und Zustandsgrößen zeitlich und abhängig vom Gebietszustand unterschiedlich auf die Systemausgabe wirken, werden in der Konklusion unterschiedliche Latenzzeiten τ_{ij} berücksichtigt. Aus Erfahrung weichen die effektiven Latenzzeiten zustandsabhängig von den zuvor angenommenen oder physikalisch abgeschätzten ab, weswegen wir in den generischen Regeln eine Variationsbandbreite für die Latenzzeiten vorgegeben. Es ist dann Aufgabe der Modelloptimierung, die zu bestimmten Gebiets- bzw. Systemzuständen passenden Latenzzeiten im Rahmen der Systemidentifikation zu ermitteln. In der Praxis hat sich gezeigt, dass die effektiven Latenzzeiten aus der Modelloptimierung sich im Rahmen der Systemverifikation als realistisch verifizieren lassen.

Der Aufbau der Regelbasis ergibt sich aus den möglichen logischen Kombinationen der Fuzzy Mengen der in der Prämisse benutzten Fuzzy Variablen. Mit zwei Fuzzy Variablen $u_i, i = 1, 2$ und drei Fuzzy Mengen $U_{ik}, k = 1, \dots, 3$ pro Variable ergeben sich zum Beispiel neun Kombinationen und somit neun mögliche Regeln. Diese können mittels Permutation systematisch erzeugt werden. Zunächst sind aber die Fuzzy Mengen für die Prämisenvariablen zu definieren. Dies kann manuell geschehen, indem der Definitionsbereich der Variablen zum Beispiel so auf die (typischen) Fuzzy Mengen, wie zum Beispiel *klein*, *mittel* und *groß*, abgebildet wird, dass damit eine spezifische Beschreibung der Systemreaktion hinsichtlich der Prämisenvariablen möglich ist: Bereiche mit kleinen Gradienten der Übertragungsfunktion werden dabei von Fuzzy Mengen mit einem größeren Support (Trägermenge $\{u\}$ im Intervall $T_\mu = [u_{min}, u_{max}]$ mit $\mu(u) > 0, \forall u \in T_\mu$), Bereiche mit größeren Gradienten dagegen mit einem kleineren Support erfasst (Abbildung 4 rechts). Bei Bedarf benutzt man zusätzliche Fuzzy Mengen (*sehrklein*, *sehrgroß* etc.), also weitere kleine Supportbereiche, um eine feinere Auflösung zu erzielen. Die Übertragungsfunktion lässt sich

aus den (experimentellen) gemessenen Prozessdaten numerisch oder grafisch darstellen. Die Prozedur zur Bestimmung der Fuzzy Mengen kann mit bekannten Methoden zur Funktionsanalyse, wie zum Beispiel der (Fuzzy) Clusteranalyse (GROSSMANN 2002), hinreichend beschrieben werden, so dass die Fuzzy Mengen und damit die Regelbasis rechnergestützt erzeugt werden können. Eine manuelle Überprüfung bzw. Feinanpassung ist erfahrungsgemäß nur bei speziellen Anforderungen erforderlich, zum Beispiel um den Anstieg einer Pegelganglinie mit besonderer Sensitivität zu erfassen.

Systemidentifikation

Die generische Strukturfindung liefert eine Modellstruktur in Form einer Fuzzy Regelbasis mit parametrisierten Linearfunktionen als Regelkonklusionen. Für eine Systemidentifikation sind nun zwei Modelladaptionen durchzuführen: 1) spezifische Anpassung der Regelbasis und 2) Spezifizierung der Parameter der Regelkonklusionen. Für die Systementwicklung stellt dies eine Optimierungsaufgabe unter Randbedingungen dar, die mithilfe der Trainingsdaten zu lösen ist. Als Optimierungskriterium ist eine Gütefunktion für die Systemsimulation zu bestimmen. Dies bei unserem Ansatz in der Regel die kleinste Fehlernorm (LSQ-Verfahren), die auch die Bilanz des Systemzu- und -abflusses gewährleistet. Weiterhin können Randbedingungen vorgegeben werden (NNLS-Verfahren), so zum Beispiel, dass Zuflüsse als Prozessgrößen nicht negativ zur Abflussbildung beitragen dürfen (hydrologische Kausalität). Die Modelladaption mit den beiden Teilaspekten lässt sich als Algorithmus beschreiben, der iterativ mit den Trainingsdaten durchlaufen wird, bis die vordefinierte Modellgüte (z.B. Fehlernorm) erreicht wird. Anschließend erfolgt dann eine Systemverifikation mit den Testdaten (Abbildung 6).

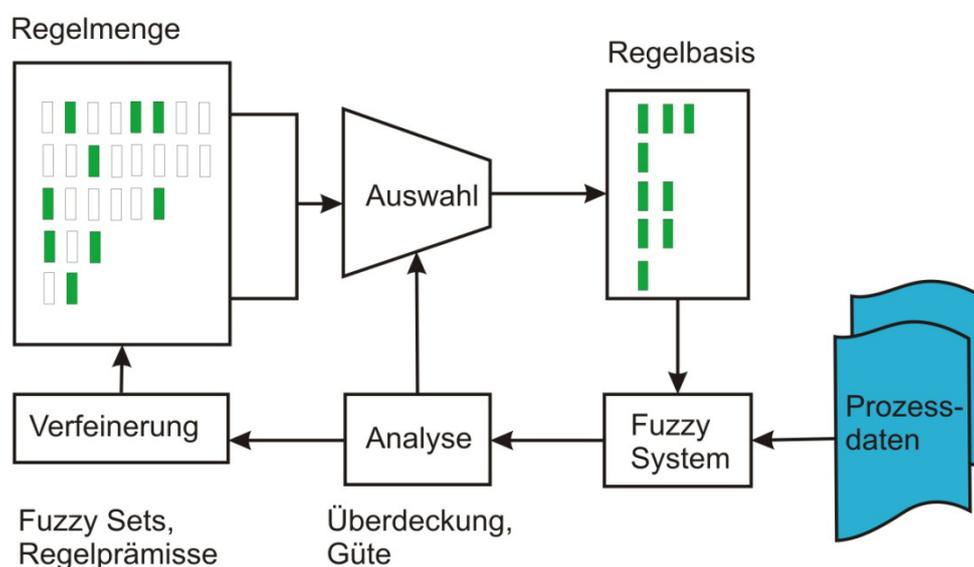


Abb. 6: Erzeugung der Regelbasis: Aus einer Regelmenge wird eine Regelbasis ausgewählt und mit dieser ein Fuzzy System erzeugt, indem die Konklusionsparameter mithilfe von Prozessdaten optimiert werden. Das System wird analysiert und verfeinert, indem Regeln eliminiert oder neue erzeugt werden, wonach die Prozedur iterativ fortgesetzt wird.

Für die Anpassung der Regelbasis sind a) die Regeln aus der generierten Regelbasis auszuwählen, die am besten das System beschreiben, oder b) weitere Regeln zu ergänzen, um

das System zu verbessern. Dazu werden zunächst alle Regeln berücksichtigt und mithilfe der Trainingsdaten geprüft, in wie weit die einzelnen Regeln zur Simulation beitragen. Hierzu wird geprüft, wann und zu welchem Grad die einzelnen Regeln „feuern“ bzw. welchen Erfüllungsgrad μ_{p_i} die Regelprämissen erzeugen. Regeln, die nie oder nur sehr schwach feuern, können eliminiert werden; Regeln, die in verschiedenen Systemzuständen feuern, können verfeinert, d.h. in mehrere Regeln aufgeteilt werden. Die Güte der modifizierten Regelbasis ist wieder zu überprüfen, was mit dem zweiten Optimierungsaspekt abgebildet wird (formale Ansätze in (HECKENTHALER 1996, SUGENO & KANG 1988, NELLES et al. 1998)).

Bei gegebener Regelbasis wird das Fuzzy System durch die Parametrisierung der Regelkonklusionen charakterisiert. Mit n Regeln und m_i Parametern p_{ij} pro Konklusion erhält man ein Gleichungssystem mit $M = \sum_{i=1}^n m_i$ Unbekannten. Die Lösung ergibt sich aus einem überbestimmten Gleichungssystem mit $N = |\{(x, U)_t\}|$ Gleichungen, das durch die N Datensätze $(x, U)_t$ der Trainingsmenge erzeugt wird. Für die Parameterbestimmung setzen wir bekannte Verfahren der linearen Algebra (z.B. LAPACK) mit dem Optimierungsziel $\min \|x - U \cdot P\|_2$ ein, die auch sehr große Lösungsmatrizen praktisch beherrschen. Außerdem sollte die Lösungsmatrix möglichst gleichmäßig besetzt sein, was erfordert, dass die Trainingsdaten alle Systemzustände ausreichend repräsentieren. Praktisch bedeutet dies, dass jede Regel mehrmals in der Trainingsmenge feuern muss.

Extrapolation

Die datengetriebene Modellgenerierung liefert Systemmodelle, die den Ereignisraum der Trainingsdaten optimal abbilden. Bei der Fuzzy Modellierung wird über die Definition der Fuzzy Mengen für die Prozessgrößen in der Regelprämisse ein Erwartungsbereich abgesteckt, der über die bisherigen Maximalwerte hinausgeht (wir erweitern z.B. den Support der dort gültigen Fuzzy Mengen um 5%). Damit verhält sich das System bei Extremereignissen in diesem Bereich progressiv verglichen mit den Maximalereignissen der Trainingsmenge. Übersteigen Extremereignisse diesen erweiterten Bereich, dann verhält sich das System analog zu den Ereignissen an den erweiterten Supportgrenzen und reagiert somit linear auf die (extremen) Prozessdaten. Auf diese Weise ist die Systemtransparenz bei Extremereignissen gewährleistet und außerdem ein plausibles Simulationsverhalten abgebildet.

4. Ergebnisse

Das beschriebene Modellkonzept wurde in einem Entwicklungssystem für Fuzzy Systeme implementiert. Damit wurde inzwischen eine Reihe von N-A-Modellen für verschiedene Flussgebiete (z.B. Mosel, Sieg, Rhein) sowohl für die Vorhersage bei Hochwasserereignissen als auch für den kontinuierlichen Betrieb realisiert. Die Systemmodelle liefern je nach Gebietssituation Abflussvorhersagen mit einem Zeithorizont von einer bis zu 72 Stunden mittels iterativer Berechnung von 1-Stunden Vorhersagen. Bei der Modellentwicklung wurden ca. 10 unabhängige Zeitreihen als Trainingsmenge benutzt, um sowohl eine möglichst gute Überdeckung der Ereignis- und Prozessabläufe als auch eine zuverlässige Lösung der Parameteroptimierung bei mehr als 100 Parametern/Modell zu gewährleisten. Die Modelloptimierung benötigte ca. fünf Stunden/Modell Rechenzeit auf einem Standard PC.

Für den praktischen Einsatz steht eine Laufzeitumgebung zur Verfügung, mit der die Prozessdaten über eine Dateischnittstelle aufbereitet und die Simulationsrechnung durchgeführt werden. Je nach Modellkomplexität und Ereignisdauer liegt die Systemlaufzeit im Bereich von wenigen Minuten. So dauert die Simulationsrechnung für eine Pegelvorhersage für das gesamte Flussgebiet Mosel mit einem Vorhersagehorizont von ein bis 48 Stunden ca. 3-4 Minuten für einen Ereigniszeitraum von 3-4 Monaten (Standard PC, 2 GHz, 4GB).

Abbildungen 6 und 7 zeigen die Abflussganglinie sowie Pegelvorhersagen für 6,12, 24 und 36 Stunden des Fuzzy Systems für den Moselpegel bei Zeltingen bzw. für den Leukpegel bei Saarburg. Man erkennt eine recht gute Überdeckung der Simulationsergebnisse mit den realen Abflüssen, was sich besonders im kritischen Bereich des ansteigenden Astes der Ganglinien zeigt. Der mittlere absolute Fehler $|\bar{F}| = 1/n \sum^n |W_{mess} - W_{sim}| / W_{mess}$ bewegt sich beim Fuzzy System für den Pegel Zeltingen zwischen 1,5% (6h Vorhersage) und 2,9% (24h) bei Pegelständen W_{mess} zu ca. $300 < W_{mess} < 1090 \text{ cm}$ mit einer Streuung zwischen 1,0 (6h) und 3,8 (24h); beim Fuzzy System des kleineren Pegels Saarburg liegen die Fehlerwerte $|\bar{F}|$ bezüglich des Abflusses Q zwischen 2,8% (6h) und 6,5% (24h) bei einem Abfluss von ca. $17 < Q_{mess} < 233 \text{ [m}^3/\text{s]}$ und bei einer Streuung von 4,8 (6h) bis 9,7 (24h). Im Scheitelpunktbereich lag die mittlere absolute Abweichung bei kleiner 2% für den Pegel Zeltingen.

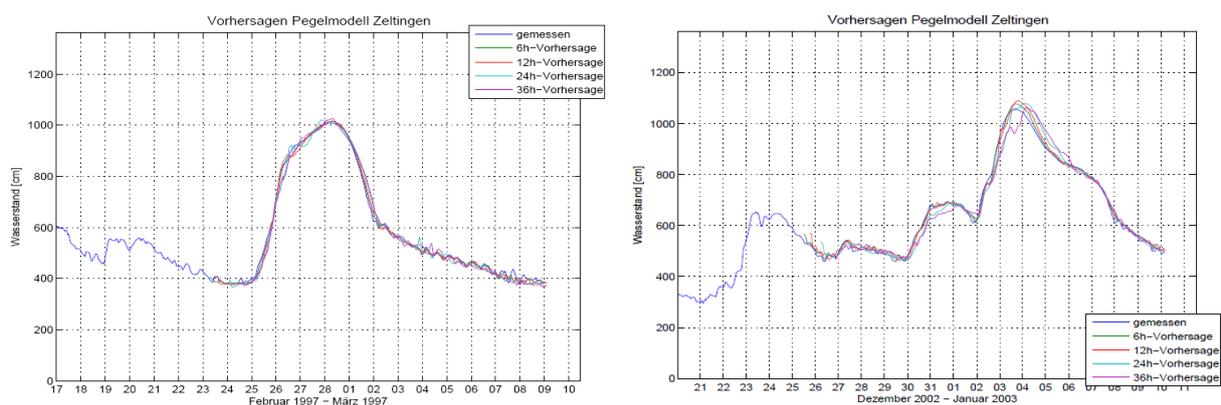


Abb. 7: Pegelganglinie und -vorhersagen (Modellsimulation) für den Pegel Zeltingen für die Ereignisse Februar 1997 und Januar 2003

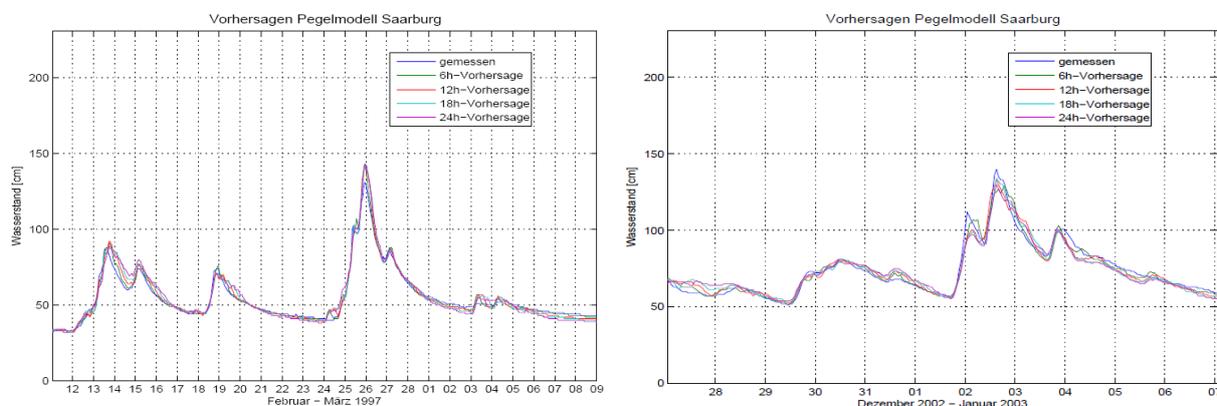


Abb. 8: Abflussganglinie und -vorhersagen (Modellsimulation) für den Pegel Saarburg für die Ereignisse Februar 1997 und Januar 2003 (mit gemessenen Niederschlagsdaten)

5. Diskussion

Die Entwicklungen zeigen, dass mit alternativen, datengetriebenen Prozessmodellen nahezu automatisch N-A-Modelle zu generieren sind. Der zeitliche Aufwand für die Modellentwicklung resultiert aus der sorgfältigen Auswahl und Überprüfung der Trainingsdaten – mit fehlerhaften Daten lassen sich keine zuverlässigen Modelle erstellen – und der Verifikation der Modelle. Die Rechenzeiten sind gering, so dass verschiedene Modellvarianten erzeugt und verglichen werden können. Eine manuelle Nachbearbeitung war nur in geringem Maße erforderlich. Die Fuzzy Modelle bieten eine transparente Prozessbeschreibung, die die Systemzusammenhänge über eine einfache Regelbasis darstellt. Die automatische Optimierung liefert eine Parametrisierung der in den Konklusionen verwendeten Eingangsgrößen. Hiermit konnte zum Beispiel festgestellt werden, dass andere als bisher angenommene Fließzeiten im Modell berücksichtigt werden und dass bestimmte gemessene Abflüsse aufgrund der Gesamtbilanz nicht korrekt sein können.

Die entwickelten Systeme zeichnen sich im Test durch meist sehr gute Simulationsergebnisse (z.B. absolute Fehlersumme, Streuung) sowohl im Ereignisfall als auch kontinuierlichen Betrieb aus. Die Ursache größerer Abweichungen lag meist bei gestörten oder unzureichenden Eingangsdaten. Da kein explizites hydrologisches Modell zugrunde liegt, sind die Eingangsdaten die Informationsträger: eine Schneebeeinflussung muss im Wasserdarbot des Einzugsgebiets (TG_i) berücksichtigt sein. Erwartungsgemäß erfordert die datengetriebene Modellentwicklung eine sorgfältige Überprüfung der Trainingsdaten. Fremdbeeinflussungen (z.B. Wehrsteuerungen) sollten deklariert und können dann in das Modell integriert werden. Ereignisse, die den Ereignisraum der Trainingsmenge überschreiten, werden determiniert und plausibel abgebildet. Die kurzen Rechenzeiten von wenigen Minuten erleichtern den Einsatz im operationellen Betrieb.

Literatur

- CASPER, M., P. GEMMAR, O. GRONZ, J. MARGRET & M. STÜBER (2007): Fuzzy logic based rainfall-runoff modelling using soil moisture measurements to represent system state. *Hydrological Sciences Journal*, 52(3), special issue: Hydroinformatics
- FAUST, C., P. Gemmar, O. Gronz & M. Casper (2009): Automatische Auswahl von Zustandsgrößen für N-A-Modelle. In diesem Tagungsband
- GATTKER, C. (2009): Echtzeitvorhersage mit Hilfe Künstlicher Neuronaler Netze. In diesem Tagungsband
- GEMMAR, P., M. STÜBER & O. GRONZ (2006): Effiziente Erstellung und praktischer Einsatz von NA-Modellen mittels Fuzzy Logic und automatisierter Entwicklungsverfahren. *Niederschlag - Abfluss - Modellierung, Forum für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung*, Heft 16.06, S. 27-40
- GROSSMANN, S. (2002): Fuzzy Clusteranalyse zur automatischen Erzeugung von Fuzzy-Modellen in praktischen Anwendungen. Diplomarbeit, Fachbereich Informatik, Fachhochschule Trier
- HECKENTHALER, T. (1996): Systematischer Entwurf fast-zeitoptimaler Fuzzy-Regelungen. Universität Dortmund, Shaker Verlag

- LJUNG, L. (1987): System Identification: Theory for the User. Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, New Jersey, S. 1-12
- LUDWIG, K. & M. BREMICKER (2006): The Water Balance Model LARSIM. Institut für Hydrologie der Universität Freiburg i.Br.
- NAUCK, D., F. KLAWONN, & R. KRUSE (1996): Neuronale Netze und Fuzzy-System. Vieweg, Computational Intelligence, ISBN 3-528-15265-6
- NELLES, O., O. HECKER & R. ISERMANN (1998): Automatisierte Strukturselektion für Fuzzy-Modelle zur Identifikation nichtlinearer, dynamischer Prozesse. Automatisierungstechnik 46, S. 302-312
- SAVENIJE, H. H. G. (2009): The Art of Hydrology. Hydrology and Earth System Sciences, 13, S. 157-161
- STÜBER, M., P. GEMMAR & M. GREVING (2000): Machine supported Development of Fuzzy - Flood Forecast Systems. PIK Report Nr. 65, Reprint of Proceedings Vol. 2, S. 504 – 515
- SUGENO, M. & G.T. KANG (1988): Structure Identification of Fuzzy Model. Fuzzy Sets and Systems, Amsterdam, The Netherlands, Vol. 28, 1988, S. 15-33
- TAKAGI, T. & M. SUGENO (1985): Fuzzy Identification of Systems and its Applications to Modeling and Control. IEEE Trans. Systems, Man, Cybernetics, Vol. 15, S. 116-132
- WEINHOLD, O. (2003): Effiziente Lösung restringierter Least-Squares Probleme zur Parameteroptimierung in TSK-Fuzzy-Systemen. Diplomarbeit, Universität zu Lübeck, Institut für Mathematik
- ZADEH, L:A. (1965): Fuzzy Sets. Information and Control. 8; S. 338-353

Automatische Auswahl von Zustandsgrößen für N-A-Modelle

Christophe Faust, Peter Gemmar, Oliver Gronz, Markus Casper

Zusammenfassung

In Kleinzugsgebieten ist die Bodenfeuchte ein entscheidender Faktor im Niederschlag-Abfluss-Prozess. Obwohl bekannt ist, dass es funktionale Abhängigkeiten zwischen der Bodenfeuchte und dem Abfluss gibt, ist es schwierig, diese zu beschreiben. Ziel ist es, ähnliche Bodenfeuchtemessungen automatisch zu erkennen und eine Teilmenge der Messungen auszuwählen, um einen guten Überblick über die Bodenfeuchte eines Gebietes zu erhalten. Bei der vorgestellten Methode werden selbstorganisierende Karten (SOMs) verwendet, um Ähnlichkeiten zwischen einzelnen Bodenfeuchtemessungen zu erkennen und zu visualisieren. Die Zusammenhänge zwischen den Messungen werden in einem ungerichteten Graphen, der durch eine Korrelationsanalyse erzeugt wird, dargestellt. Ein Greedy-Algorithmus wird verwendet, um eine Menge von unabhängigen Bodenfeuchtemessungen zu bestimmen. Die N-A-Modellierung erfolgt mittels TSK-Fuzzy-Systemen (Takagi-Sugeno-Kang), die die ausgewählten Messungen in der Prämisse und kombinierte Niederschlagsdaten in der Konklusion verwenden. Dieser Ansatz wurde in einem 7 km² Kleinzugsgebiet im Nordschwarzwald überprüft. Neben dem Niederschlag, der Temperatur und dem Pegel wurde die Bodenfeuchte mit 15 Sonden über zwei Jahre lang gemessen. Mit dieser Methode konnte die Anzahl der zu verwendenden Sonden auf fünf eingeschränkt werden. Die Modelleffizienz wurde mit dem Nash-Sutcliffe-Koeffizienten ermittelt und erreichte einen Bestwert von 0,95.

1. Einleitung

Neben dem Niederschlag ist die Kenntnis der Bodenfeuchte eine wichtige Information für eine verlässliche Hochwasservorhersage in Kleinzugsgebieten. Die größte Schwierigkeit liegt in der Beschreibung der funktionalen Abhängigkeiten zwischen Bodenfeuchte und Abfluss. Die Bodenfeuchtedynamik eines Kleinzugsgebietes kann mit TDR-Systemen (Time Domain Reflectometry) oder den erweiterten STDR-Systemen (Spatial Time Domain Reflectometry) aufgezeichnet werden (BECKER, 2004). Um ein zuverlässiges Bild über die Bodenfeuchte zu erhalten, sind viele Punktmessungen bzw. Profilmessungen nötig. Durch die Vielzahl an Systemgrößen wie Bodenfeuchte, Niederschlag und Temperatur, ist die manuelle Analyse aufwändig.

In dieser Studie soll gezeigt werden, dass mit Hilfe von selbstorganisierenden Karten funktionale Abhängigkeiten zwischen den einzelnen Größen und dem Abfluss erkannt und visualisiert werden können. Zusätzlich werden datengetriebene regelbasierte N-A-Fuzzy-Modelle (CASPER et al, 2007) automatisch erzeugt. Die Modelle verwenden in der Prämisse die ausgewählten Bodenfeuchtesonden und in der Konklusion Niederschlagsdaten.

2. Methode

Um Systemgrößen automatisch auszuwählen, werden die Messdaten zuerst in einem künstlichen neuronalen Netz analysiert und auf zweidimensionale Merkmalskarten projiziert. Aus

den erzeugten Merkmalskarten wird die Korrelationsmatrix der trainierten und normierten Gewichte erstellt und anschließend in einen Graphen transformiert. In dem Graphen wird nach einer Menge von unabhängigen Knoten gesucht, so dass diese Knoten die restlichen Knoten dominieren. Die ausgewählten Knoten identifizieren die Systemgrößen, mit denen dann ein (Fuzzy-) Systemmodell (TAKAGI & SUGENO, 1985) erzeugt wird. Die Methode ist in Abbildung 1 graphisch dargestellt.

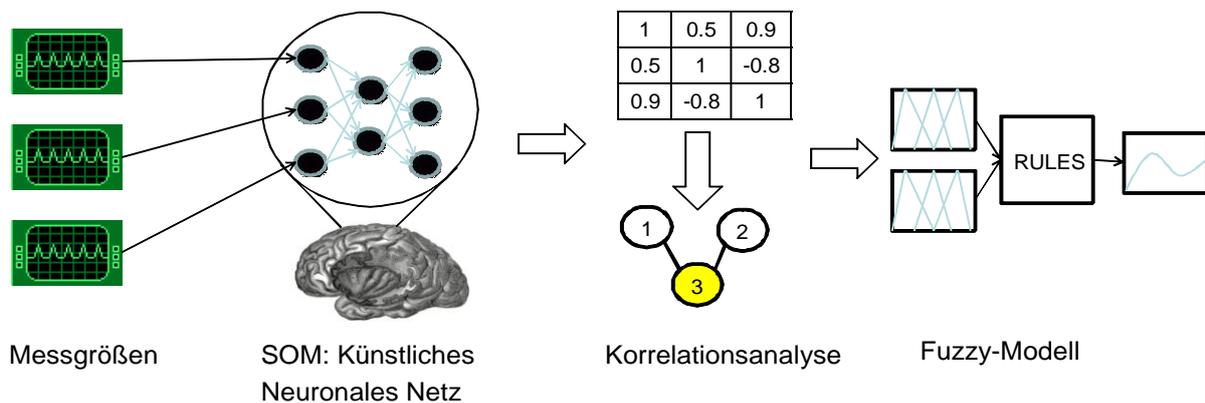


Abb. 1: Algorithmus zur Auswahl von Systemgrößen

Datenanalyse mit selbstorganisierenden Karten (SOM)

Selbstorganisierende Karten sind spezielle künstliche neuronale Netze mit unüberwachtem Lernen. Die SOMs werden benötigt, um die Dimension von hochdimensionalen Daten zu reduzieren. Dabei werden ähnliche Eingangsdaten auf der (meist zweidimensionalen) Merkmalskarte gruppiert. Die SOMs werden eingesetzt, um die Dimension von hochdimensionalen Daten zu reduzieren. Dabei werden ähnliche Eingangsdaten auf der Merkmalskarte gruppiert. Die selbstorganisierende Karte besteht aus einer Eingabeschicht (input layer) und einer Ausgabeschicht (competitive layer), wobei jedes Neuron in der Eingabeschicht mit jedem Neuron in der Ausgabeschicht verbunden ist (KOHONEN, 2001). Die Merkmalskarte $f: X \subseteq \mathbb{R}^n \rightarrow C \subseteq \mathbb{R}^m$ wird durch m Neuronen, die jeweils einen n -dimensionalen Gewichtsvektor (codebook vector) darstellen, definiert. Die topologische Struktur der Karte wird durch das lokale Gitter und die globale Form bestimmt, die die Verbindungen der Gewichtsvektoren beeinflussen. Häufig wird ein hexagonales Gitter in einer rechteckigen globalen Form verwendet (siehe Abbildung 3).

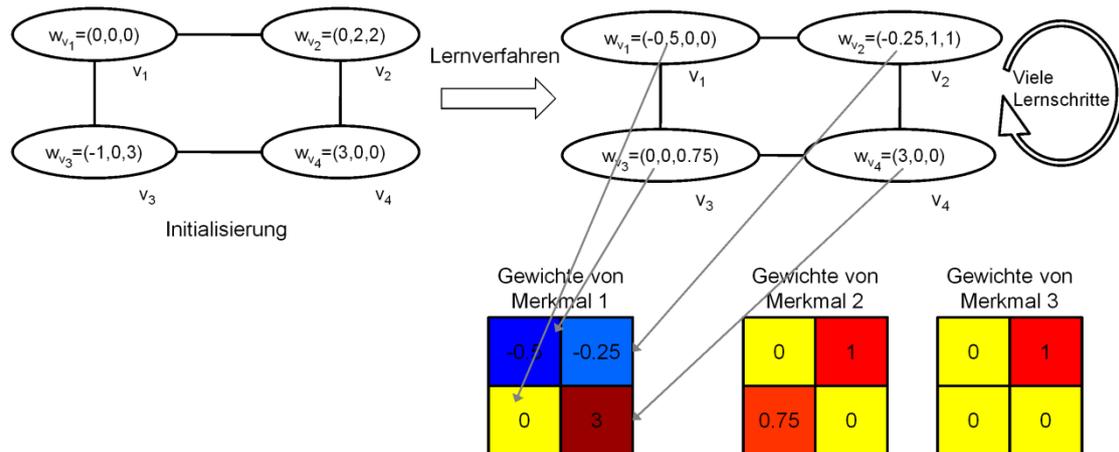


Abb. 2: SOM-Beispiel mit drei Systemgrößen (Merkmalen) und vier Gewichtsvektoren w_{v_i} der Knoten v_i , $i \in [1,4]$.

Der sequentielle Lernalgorithmus wird durch vier Schritte charakterisiert (KOHONEN, 1984):

- (1) Initialisierung: Die Gewichtsvektoren der Neuronen werden mit Zufallszahlen initialisiert.
- (2) Stimulus: Wähle zufällig einen Vektor x aus der Trainingsmenge.
- (3) Antwort: Bestimme das Gewinnerneuron c_r' , mit der Formel:

$$\forall c_r \in C: \|x - c_r'\| \leq \|x - c_r\| \quad (1)$$

wobei $\|\cdot\|$ den euklidischen Abstand bezeichnet und C die Menge der Gewichtsvektoren darstellt.

- (4) Adaptation: Die Gewichtsvektoren werden gemäß der Formel

$$c_r^{\text{new}} = c_r^{\text{old}} + \alpha_t \cdot h(c_r', c_r) \cdot (x - c_r^{\text{old}}) \quad (2)$$

angepasst, wobei $\alpha_t \in [0,1]$ die Lernrate zum Zeitpunkt t und $h(c_r', c_r)$ die Nachbarschaftsfunktion darstellt. Wiederhole die Schritte (2) - (4) für jeden Eingangsvektor.

In den meisten Fällen wird als Nachbarschaftsfunktion die Gauß-Funktion verwendet:

$$h(c_r', c_r) = \exp\left(-\frac{\|c_r - c_r'\|^2}{2\sigma_t^2}\right) \quad (3)$$

wobei $\sigma_t > 0$ den Radius der Nachbarschaft zum Zeitpunkt t bezeichnet. Die Adaptation wird in zwei Phasen aufgeteilt. In der ersten Phase (grobes Training) werden eine hohe Lernrate und ein großer Radius verwendet. In der zweiten Phase (Feinabstimmung) werden eine niedrige Lernrate und ein kleiner Radius gewählt.

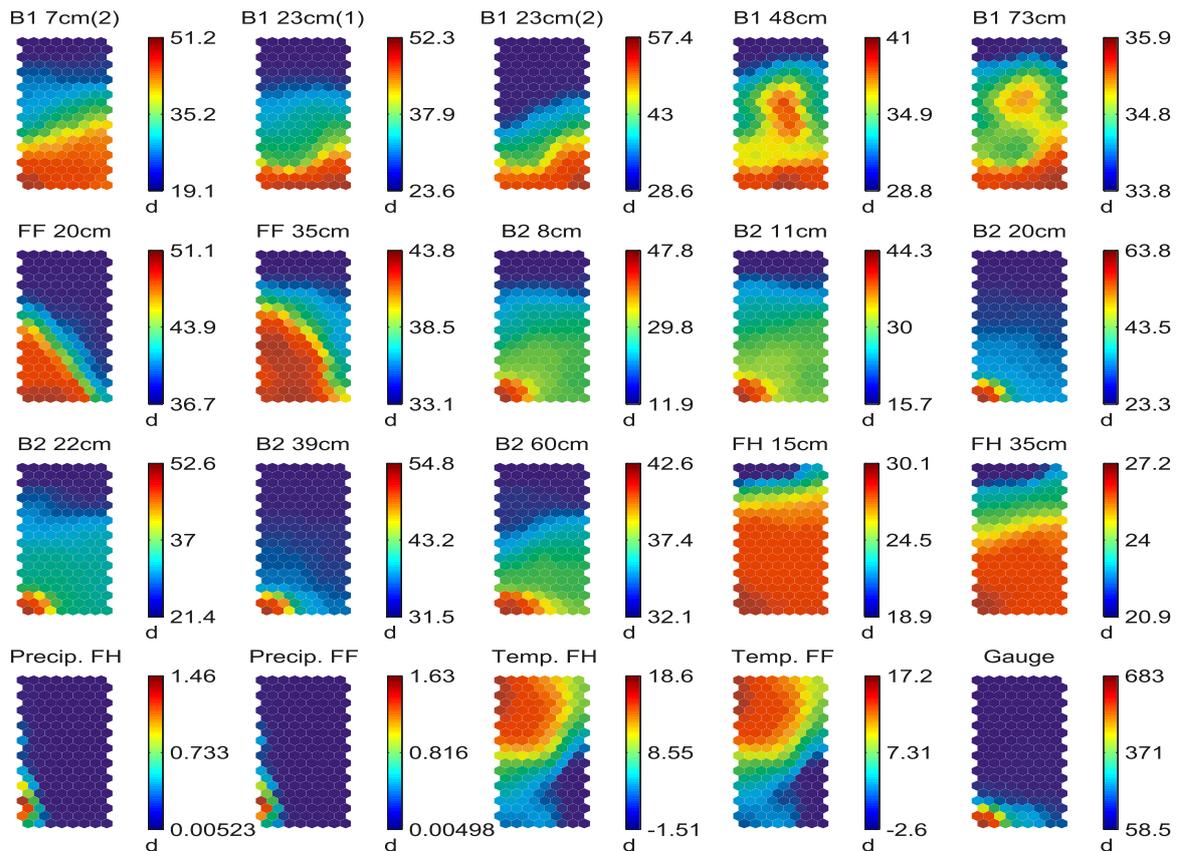


Abb. 3: In diesem Beispiel von trainierten Merkmalskarten sind sich z.B. „B1 23cm(1)“ und „B1 23cm(2)“ sehr ähnlich, genau so wie „B2 20cm“, „B2 39cm“ und „Gauge“.

Die trainierten Gewichtsvektoren können durch eine geeignete Farbkodierung visualisiert werden (siehe Abbildung 2), wobei jede Eingangsgröße bzw. ihre korrespondierenden Gewichtswerte durch eine eigene Merkmalskarte (component plane) repräsentiert wird. In Abbildung 3 werden hohe Werte rot und niedrige Werte blau dargestellt. Die Muster in den Merkmalskarten dienen der Erkennung von Ähnlichkeiten zwischen den einzelnen Eingangsgrößen. Eingangsgrößen sind sich sehr ähnlich, wenn die Farbmuster der entsprechenden Merkmalskarten ähnlich sind. Sind sich zwei oder mehr Merkmalskarten ähnlich, so benötigt man nur eine dieser Größen um die benötigten Informationen über die Gruppe zu erhalten. Auf diese Art und Weise können alle Eingangsgrößen auf ein paar relevante Zustandsgrößen reduziert werden.

Korrelationsanalyse

Die Ähnlichkeiten zwischen den Merkmalskarten können automatisch bestimmt werden. Dazu wird die Korrelationsmatrix der normierten Gewichtsvektoren der Merkmalskarten berechnet, um alle Merkmalskarten miteinander zu vergleichen (siehe Abbildung 4). Um die Abhängigkeiten (Ähnlichkeiten) zu visualisieren, wird aus der Korrelationsmatrix eine Adjazenzmatrix berechnet mit:

$$A(i,j) = \begin{cases} 1, & \text{if } |M(i,j)| \geq \text{threshold} \\ 0, & \text{else} \end{cases}, \quad 1 \leq i,j \leq n \quad (4)$$

wobei A die $n \times n$ Adjazenzmatrix der n Knoten, M die $n \times n$ Korrelationsmatrix der n Merkmalskarten und threshold der Schwellwert für eine starke Korrelation darstellen. Jede Eingangsgröße wird in dem Graphen als Knoten dargestellt (siehe Abbildung 5).

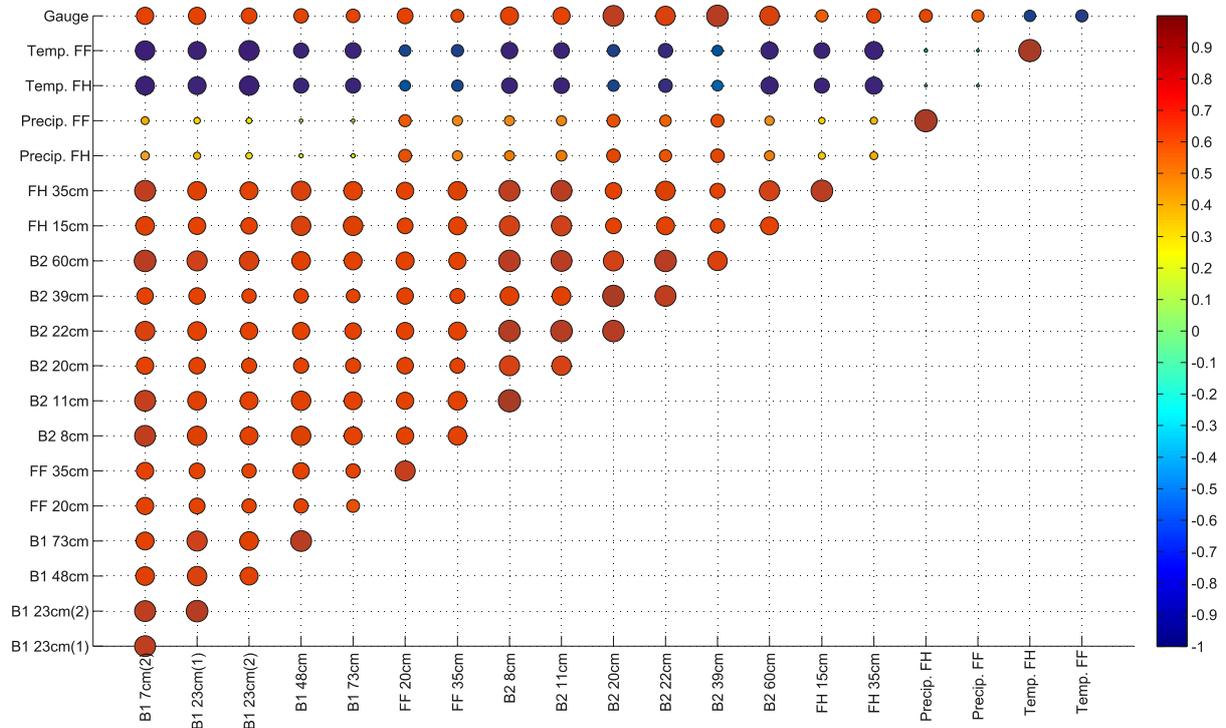


Abb. 4: Korrelationsmatrix aus den Merkmalskarten der Abbildung 3. Die Punkte stellen die Korrelationskoeffizienten zwischen den normierten Gewichtsvektoren dar.

Ausgehend von dem Graphen wird eine minimale Menge von unabhängigen dominierenden Knoten (MIDS – Minimum Independent Dominating Set) automatisch bestimmt, d.h., die Eingangsgrößen in der minimalen Menge sind sich nicht sehr ähnlich und alle Knoten, die nicht in der Menge sind, sind mindestens einem Knoten in der Menge sehr ähnlich. Die Menge wurde in dieser Studie mit einem einfachen Greedy-Algorithmus (siehe Pseudocode 1) bestimmt. Der Algorithmus wählt den Knoten mit den meisten Kanten aus und löscht dann alle Nachbarn dieses Knotens. Die Knoten, die nicht gelöscht werden stellen die minimale Menge dar. Dieser Algorithmus liefert nicht unbedingt eine optimale Lösung, sondern die Approximationsgüte hängt von dem höchsten Verzweigungsgrad ab.

MIDS:

```

S = ∅; //Solution
While V ≠ ∅ do begin
    Select the vertex v ∈ V with highest degree;
    S = S ∪ {v}; //Add to solution
    For each neighbor vi of v do V = V \ vi; //Remove all neighbors
    V = V \ v; //Remove the selected vertex
End

```

Pseudocode 1: Greedy-Algorithmus um eine minimale unabhängige dominierende Menge zu bestimmen.

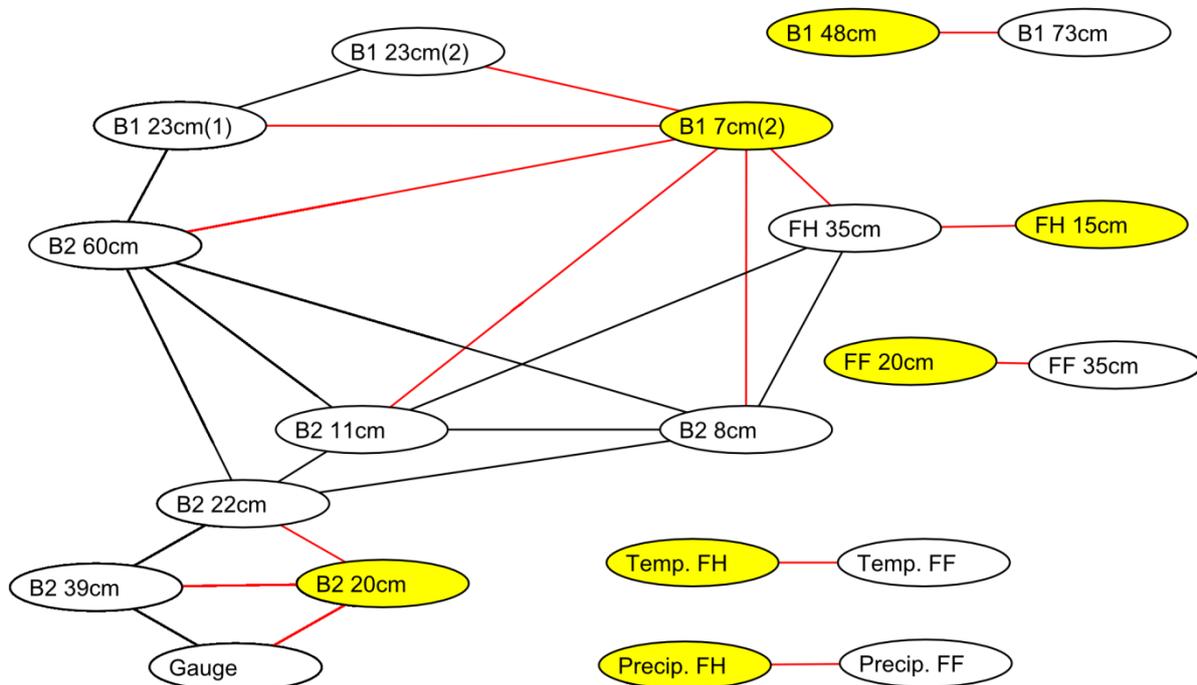


Abb. 5: Ähnlichkeiten zwischen den Eingangsgrößen werden in einem ungerichteten Graphen dargestellt. Dieser Graph wurde aus der Korrelationsmatrix aus Abbildungen 4 mit einem Schwellwert von 0,92 erzeugt und zeigt die Ähnlichkeiten aus den Merkmalskarten aus Abbildung 3. Die gelben Knoten repräsentieren eine minimale unabhängige dominierende Menge von Eingangsgrößen.

Der implementierte Algorithmus wird verwendet, um die Eingangsgrößen für das Fuzzy-Modell zu bestimmen.

3. Ergebnisse

Mit der vorgestellten Methode konnten im Testgebiet „Dürreych“ im Nordschwarzwald (Casper, 2002), die vorhandenen Systemgrößen von 20 auf 7 relevante reduziert werden (siehe gelbe Knoten in Abbildung 5), wobei 15 Bodenfeuchtesonden auf 5 reduziert wurden. Die Merkmalskarten in Abbildung 3 zeigen ein ähnliches Muster zwischen der Bodenfeuchte „B2 20cm“ und dem Pegel „Gauge“, d.h., der Pegel ist sehr hoch genau dann, wenn die

Bodenfeuchte „B2 20cm“ sehr hoch ist. Solche Regeln wurden automatisch in einem Fuzzy-Modell zur Beschreibung des Niederschlags-Abfluss-Prozesses abgebildet. In der Prämisse der erzeugten Modelle wurden zwei bzw. drei Bodenfeuchtemessungen in jeweils drei Fuzzy-Mengen (NASS, FEUCHT und TROCKEN) aufgeteilt. Aus der Kombination der Fuzzy-Mengen für jede Eingangsgröße des Modells ergeben sich neun bzw. 27 Regeln. Der Konklusionsteil besteht aus einer linearen Kombination von Niederschlagsdaten mit vierzehn Parametern für jede Regel. Das beste generierte Fuzzy-Modell erreichte einen Nash-Sutcliffe-Koeffizienten von 0.95 mit der automatischen Auswahl von „B1 7cm“ und „B2 20cm“. Der simulierte Abfluss für ein Extremereignis ist in Abbildung 6 dargestellt.

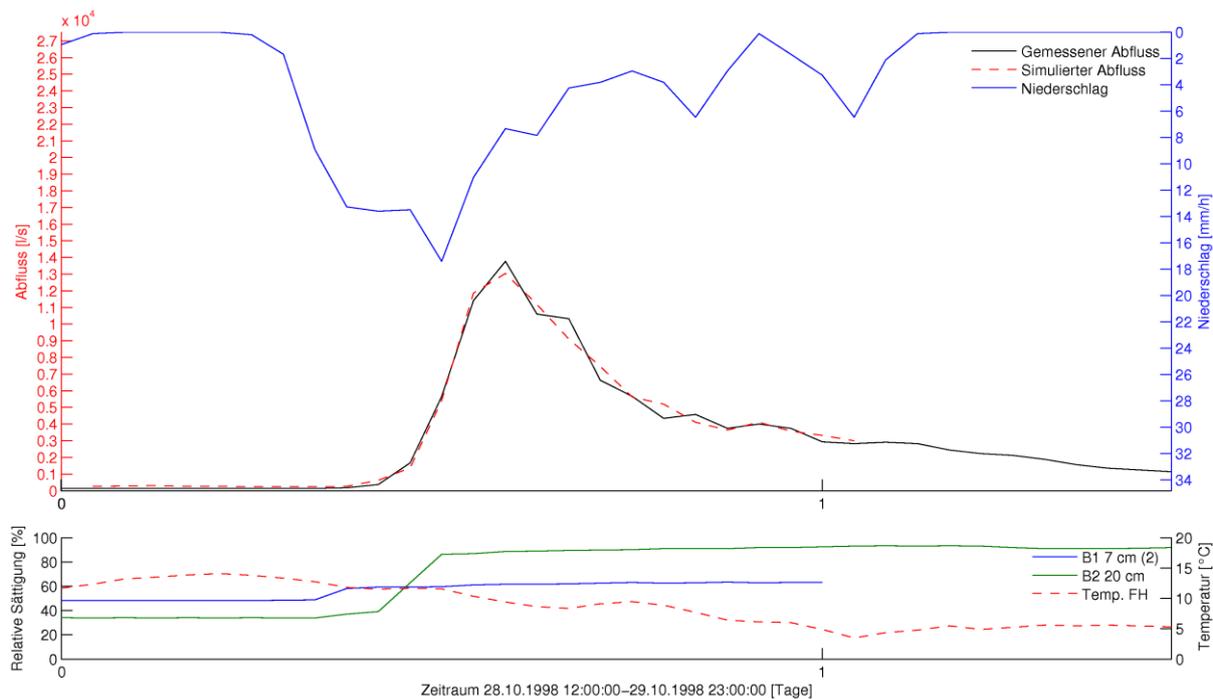


Abb. 6: Simulierter Abfluss mit einem erzeugten N-A-Fuzzy-Modell

4. Fazit

Die N-A-Modelle mit den automatisch ausgewählten Zustandsgrößen sind in der Lage, den Verlauf des Abflusses zu simulieren. Bei Extremereignissen wird der Höchstwert allerdings nicht ganz erreicht (Abbildung 6). Der Hauptzweck der Studie war die automatische Auswahl von Zustandsgrößen, indem redundante Systemgrößen identifiziert und entfernt wurden. Mit der gezeigten Methode konnte die Anzahl der erforderlichen Zustandsgrößen von 20 auf 7 reduziert werden. Die Erkennung unabhängiger Systemgrößen kann mit den SOMs visuell unterstützt werden und somit die Analyse der Beziehung zwischen Bodenfeuchte und Abfluss für die Experten erleichtern. Aus der Visualisierung der Karten (Abbildung 3) ist ein Zusammenhang zwischen der Bodenfeuchte „B2 20cm“ und dem Pegel „Gauge“ bei Extremereignissen erkennbar. Daraus lässt sich schließen, dass diese Bodenfeuchte ein Indikator für Extremereignisse darstellt. Um solche Zusammenhänge zu erkennen, ist es notwendig, dass alle möglichen Systemzustände in den Zeitreihendaten vorkommen.

Literatur

- BECKER, R. (2004): Spatial time domain reflectometry and its application for monitoring transient soil moisture profiles. PhD Thesis, Inst. f. Wasserwirtschaft u. Kulturtechnik, Mitteilungen 228. Universität Karlsruhe, Germany.
- CASPER, M. (2002): Die Identifikation hydrologischer Prozesse im Einzugsgebiet des Dürreychbaches. Ph.D thesis. Universität Karlsruhe, Germany.
- CASPER, M. et al. (2007): Fuzzy logic based rainfall-runoff modelling using soil moisture measurements to represent system state. Hydrological Sciences Journal, 52(3).
- KOHONEN, T. (1984): Self-Organization and Associative Memory. Heidelberg: Springer Series in Information Sciences 8.
- KOHONEN, T. (2001): Self-Organizing Maps. Berlin, Germany: Springer.
- TAKAGI, T., & M. SUGENO (1985): Fuzzy Identification of Systems and its Applications to Modeling and Control. IEEE Trans. Syst. Man Cybern, 15, S. 116-132.

Comparative analysis of model behaviour for flood prediction purposes using Self-Organizing Maps

Marcus Herbst, Markus Casper, Oliver Buchholz, Jens Grundmann

Summary

Distributed watershed models constitute a key component in flood forecasting systems. It is widely recognized that models because of their structural differences have varying capabilities of capturing different aspects of the system behaviour equally well. Of course, this also applies to the reproduction of peak discharges by a simulation model, which is of particular interest regarding the flood forecasting problem.

In our study, we use a Self-Organizing Map (SOM; KOHONEN 2001) in order to examine the conditions under which three different distributed watershed models are capable of reproducing flood events present in the calibration data. The SOM helps to analyze specific indices calculated on model output time series, which are obtained from Monte-Carlo simulations. The SOM produces a discretized mapping of these index distributions on a two-dimensional plane such that their pattern and consequently the patterns of model behaviour can be conveyed in a comprehensive manner. It is demonstrated how the SOM provides useful information about details of model behaviour and helps identifying the model parameters that are relevant for the reproduction of peak discharges and thus for flood prediction problems. The most prominent advantage of using SOM in the context of model analysis is that it allows to comparatively evaluating the data from two or more models. Our results highlight the individuality of the model realizations in terms of the index measures.

1. Introduction

Watershed models are generally not capable of covering the entire behavioural domain of the natural system with only one set of model parameters (WAGENER et al. 2003). This property becomes especially problematic in flood forecasting applications, which involve the prediction of events with a magnitude that is not covered by standard model calibration on the mean behaviour of the system. However, appropriate calibration strategies are, to some degree, capable of emphasizing different features of the data (e.g. MOORE & DOHERTY 2005). Thus, in theory, it should be possible to extend the predictive capabilities of a watershed model towards the flood domain at the cost of proper reproduction of the mean system behaviour.

In our study, we apply a Self-Organizing Map (SOM; KOHONEN 2001) in combination with index measures, which are derived from the flow duration curve in order to examine to which extent three different distributed watershed models – NASIM (HYDROTEC 2005), LARSIM (BREMICKER 2000) and WaSIM-ETH (SCHULLA & JASPER 2001), are capable of reproducing flood events present in the calibration data. The index measures were designed with the sole purpose of extracting different characteristics in the reproduction of peak flow. An SOM of these indices is used to represent and to compare the spectrum of model realizations obtained from Monte-Carlo simulations with the aforementioned distributed watershed models. In a similar context, the SOM has previously been used by HERBST et

al. (2009a) and HERBST & CASPER (2008) for overall model evaluation and model identification purposes.

2. Data and Methods

2.1. Data

For each of the models (NASIM, LARSIM and WaSIM-ETH) 4000 time series were obtained by running Monte-Carlo simulations (with uniform random sampling of parameters) of hourly discharge over a period of approximately two years from 1 November 1994 to 28 October 1996. The test watershed (Fig. 1) is the 129 km² low-mountain range catchment "Schwarze Pockau" in Saxony (Germany), a tributary of the Freiburger Mulde (Elbe sub-basin) situated near the border to Czech Republic. The catchment extends from the ridges of the Erzgebirge (Ore Mountains) at approximately 980 m.a.s.l. northward to the runoff gauging station "Zöblitz" at 440 m.a.s.l. The mean discharge at this station is 2.31 m³/s while the highest discharge ever measured was recorded on 13.08.2002 with 160 m³/s. The return period for events of this magnitude is estimated to 200 a. About 40 % of the catchment is covered with forest. The dominant soil type is a sandy loamy cambisol. The rainfall data consists of spatially interpolated, hourly precipitation fields with a resolution of 1 km².

2.2. Indices

In order to capture information on different characteristics of model behaviour within a specific domain of flow response we follow an approach, which is adapted from the work of GUPTA et al. (2008), and YILMAZ et al. (2008): Five index measures are derived based on the evaluation of simulated and observed flow duration curve properties. The indices were conceptualized to focus on the characteristics of discharge events with an exceed probability below a given threshold which is derived from the flow duration curve (FDC) (Figure 1). In our study, this specific threshold is determined by visual examination of the slope of the observed flow duration curve, which, in our example, shows a marked increase at 2 %. The remaining section of the flow duration curve is further subdivided at 0.42 %, following the same approach. According to HERBST et al. (2009b), for each of these subsections the deviation in percent of the slope as well as the volume are calculated for each simulated discharge time series. In addition, the percentage of error in maximum peak discharge is determined (Figure 1). Subsequently, each index was normalized to a value having zero mean and variance of one using a linear transformation such that high index values do not exert a disproportionate influence on the training.

2.3. Self-Organizing Map

A Self-Organizing Map (SOM) is an unsupervised learning neural network algorithm that performs a non-linear mapping of the dominant structures present in a high-dimensional input data field onto a lower-dimensional grid. The Self-Organizing Map has much in common with Vector Quantization methods (such as k-Means clustering). However, it inherently involves a projection of high-dimensional data onto a low-dimensional map, comparable to multi-dimensional scaling or Sammon's mapping, whereas the SOM features a regularly shaped projection, which nevertheless preserves topological relationships of the

input data space, i.e. nearby locations on this mapping are attributed to “similar” data patterns (VESANTO 1999, 2000). Each input data item x of the training data set X is considered as a vector $\mathbf{x} = [x_1, x_2, \dots, x_n]^T \in \mathfrak{R}^n$, with n being the dimension of the input data space (here the number of Signature Indices). A fixed number of neurons are arranged on a regular grid whose dimensions can be determined by means of heuristic algorithms, if no other preferences are made. Note that, generally, the number of neurons is much smaller than the number of data items used for the training. Each neuron, in turn, is associated to a weight vector (also called a reference vector) $\mathbf{m}_i = [\mu_{i1}, \mu_{i2}, \dots, \mu_{in}]^T \in \mathfrak{R}^n$ with the same dimensionality as the input vectors $\mathbf{x} \in X$. In the course of the training the neurons, i.e. the reference vectors are “tuned” to the different patterns contained in the input data.

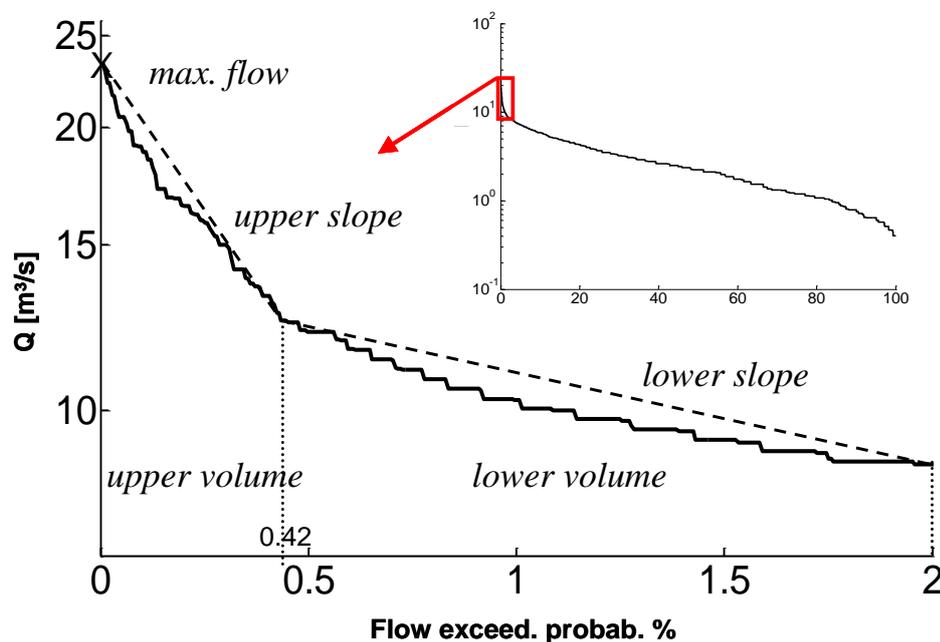


Fig. 1: Derivation of index measures from the upper 2% section of the flow duration curve (FDC).

Figure 2 explains the functioning of an SOM: At each iteration, the Euclidean distances between a randomly chosen input data item \mathbf{x} and the reference vectors \mathbf{m}_i are calculated. The neuron with minimal distance to this data item is called the best-matching unit (BMU). Subsequently the reference vectors in the neighbourhood of this BMU are updated. However, the rate of change of the reference vectors increases proportionally to the difference between \mathbf{x} and \mathbf{m}_i and decreases with the number of iteration steps. Moreover, the radius of the neighbourhood also decreases; proportionally to the number of iteration steps (commonly a Gaussian function is used to define the neighbourhood). The mapping “self-organizes” upon repeated cycling through the input data sets. For more detailed information on SOM and its properties see KOHONEN (2001). We also make use of the fact that the trained SOM can be applied to project an input data vector \mathbf{y} onto the map, which has not been part of the training data set. This means that the node with the reference vector \mathbf{m}_c is selected for which the Euclidean distance between \mathbf{y} and \mathbf{m}_c is minimal. This “image” of the

projected data item then represents the domain of input data patterns from X that is most similar to y .

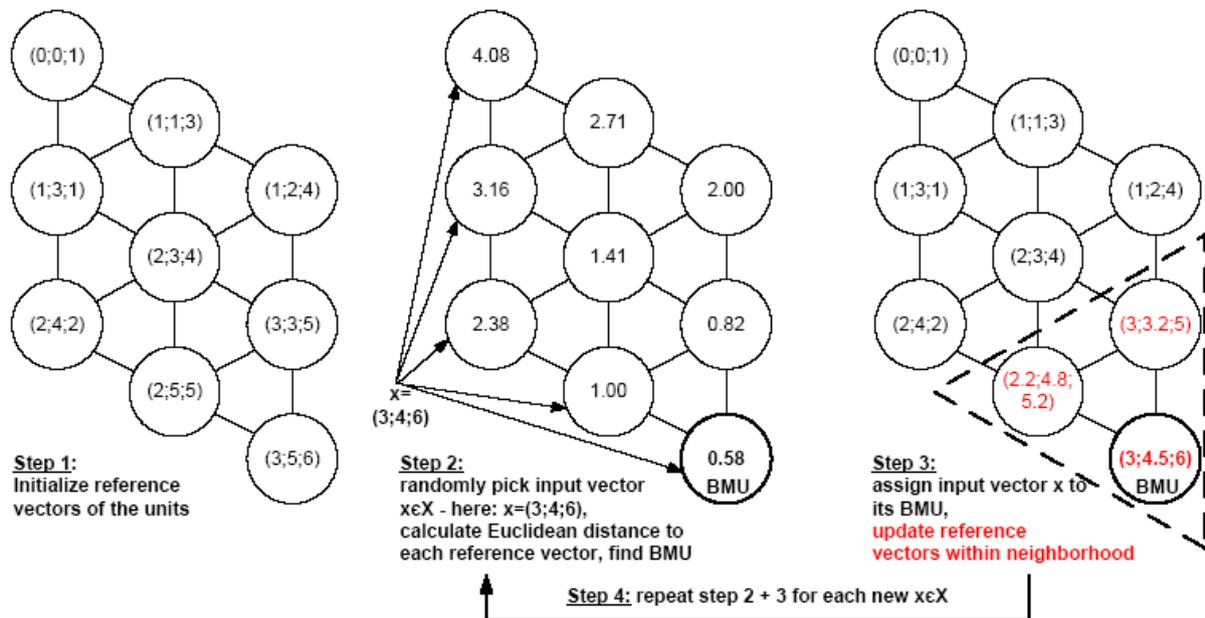
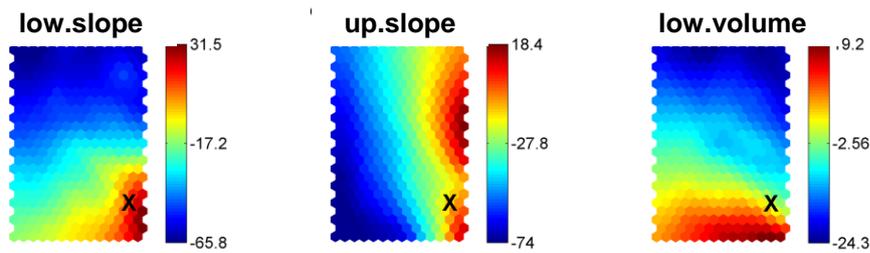


Fig. 2: The steps of the SOM training (after HERBST & CASPER 2008).

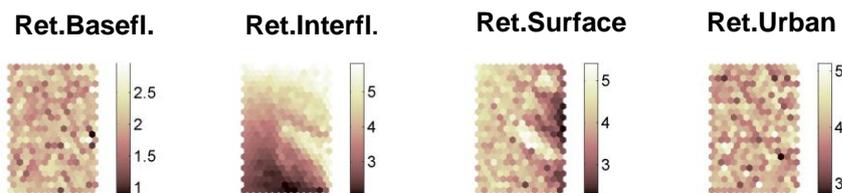
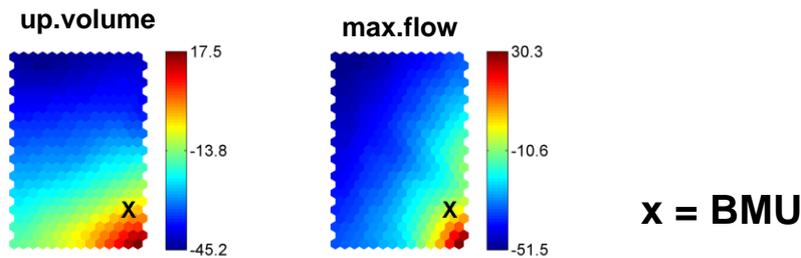
3. Results

The SOM was trained on the data sets obtained from the three watershed models. Because of the self-organizing process that takes place in the course of the training, the data items are grouped to sub-sets, which have similar properties with regard to their five index values. Due to the topological properties of the mapping, the distance between two nodes on the map is roughly, a function of the dissimilarities between the data sets assigned to these nodes. Please note that, to some extent, the SOM embodies statistical properties, e.g. the number of reference vectors on a map that display a certain type of quality is proportional to the number of data sets with that property. In the following, we evaluated the index properties of the individual nodes by de-normalizing the reference vectors of the maps. Each of the nodes/reference vectors represent the mean index value properties of a small sub-set of model data used for the training.

In order to exemplify the possibilities of evaluating an SOM we first demonstrate the result of the 4000 model data sets obtained with the NASIM model. Figure 3a shows the distribution of index value properties on the map, i.e. the same nodes are coloured according to the values of the individual indices. This way, correlations between the indices can be easily detected by visually comparing the different colour patterns of the maps. Correspondence between patterns point at a high correlations between the indices. In addition, the position of the best matching unit (BMU) corresponding to the time series of observed discharges is indicated.



a) Distribution of Index values



b) Distribution of parameter values

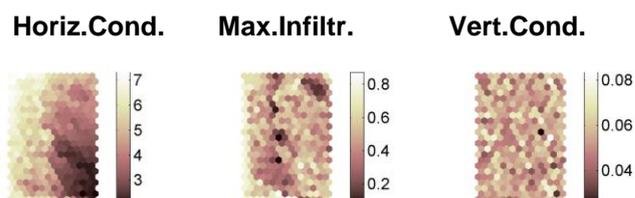


Fig. 3: Result of an SOM training on indices obtained from the NASIM model; a) Distribution of index values, b) Distribution of parameter values for the same map.

Each input data item is linked to a model parameter set and its original simulated time series. Thus, the neurons of the map can be evaluated with respect to the model parameters, e.g. by calculating the mean values of each parameter for the individual map units. The distribution of parameter values over the map is again visualized by means of colour coding (Figure 3b). Correspondences between index patterns (Figure 3a) and the parameter maps (Figure 3b) indicate the function, i.e. the sensitivity, of this parameter in terms of a particular index. An irregular pattern for a particular parameter is indicative of parameter insensitivity. From Figure 3 it becomes clear that, regarding the NASIM model, the “upper slope” index is largely determined by the parameters “horizontal conductivity” as well as “retention of surface

flow". In addition, it can be noticed from Figure 3b that both parameters are obviously interacting. A detailed analysis for the NASIM as well as the LARSIM and WaSIM-ETH model is presented in HERBST et al. (2009b).

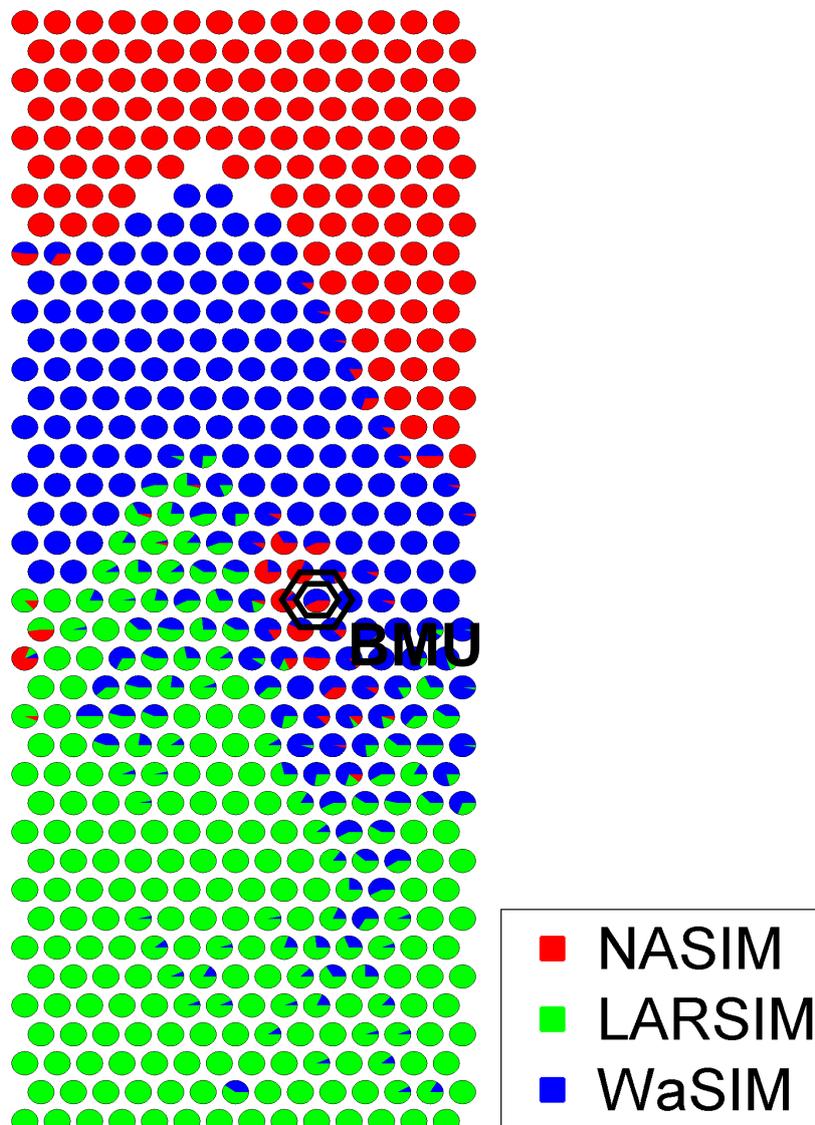


Fig. 4: Comparison of NASIM, LARSIM and WaSIM: The neurons of the SOM are reproduced as pie charts that represent the percentage of data from each model that has been attributed to the neurons via the training.

In the following, an SOM was simultaneously trained with the 12000 data sets obtained from the three models. In Figure 4, the neurons of the corresponding map are reproduced as pie charts in order to illustrate the distribution of data items from the different models on the SOM. These pie charts represent the percentage of data from each model that has been attributed to the neurons via the training. With the exception of some very isolated occurrences, there are no nodes on the map that are simultaneously populated with model realizations from all three models. The same holds true for simultaneous occurrences of NASIM and LARSIM realizations on a node. Close to the centre of the map, the nodes are predominantly populated with mixtures of model realizations from LARSIM and WaSIM-ETH

as well as WaSIM-ETH and NASIM. It can be assumed that these model realizations display equivalent characteristics with respect to the indices we used to describe them. Likewise, the distances between the nodes further allow inferring that the differences between NASIM and LARSIM in terms of index characteristics are stronger than the differences between realizations of NASIM and WaSIM-ETH or LARSIM and WaSIM-ETH, which is most importantly highlighted by the fact that hardly any node is populated at the same time with realizations from NASIM and LARSIM. The neurons close to the bottom of the map, on which simultaneous occurrences of LARSIM and WaSIM-ETH can be found, point at sporadic extremes of WaSIM-ETH model behaviour. The void regions on the map indicate interpolative units where the data items are clearly disjoint and characterized by marked differences with regard to their indices.

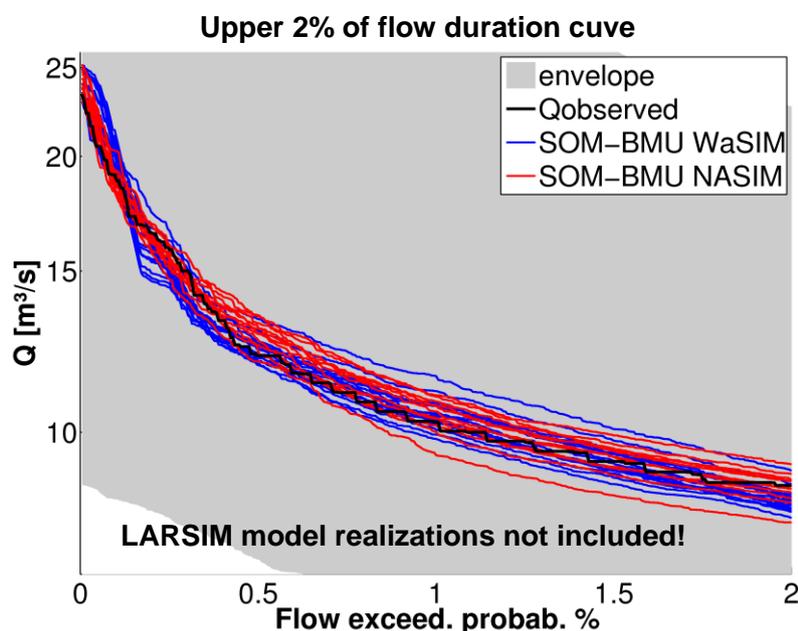


Fig. 5: Flow duration curves (upper 2% section): Simulations corresponding to the BMU compared to the observed discharge.

The position of the BMU of the observed discharge time series in Figure 4 coincides with the map region in which the neurons are simultaneously populated with data from the models NASIM and WaSIM-ETH. Thus, these models can be characterized as equivalent according to the index measures. From the flow duration curve plot in Figure 5 it becomes evident that the 12000 simulated discharge time series presented to the SOM span a broad range and that the discharge characteristic of the observations is represented quite well by most of the NASIM and WaSIM-ETH model realizations assigned to the BMU. This is further corroborated by the corresponding plots of discharge time series (Figure 6).

It is also obvious that the BMU of the SOM shown in Figure 4 does not include any model realization from LARSIM. However, comparing the distribution of index values with the location of the LARSIM simulations on this map (Figure 7) it becomes evident that the LARSIM realizations examined in our study predominantly overestimate most of the indices.

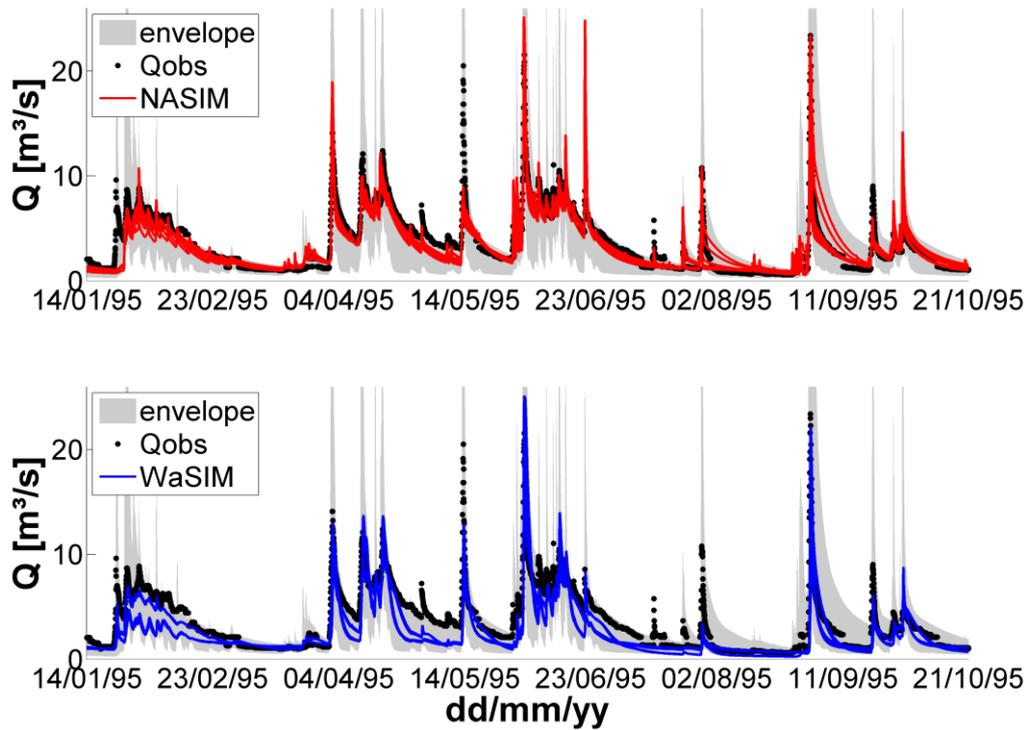


Fig. 6: Hydrographs of the simulations corresponding to the BMU compared to the observed discharge.

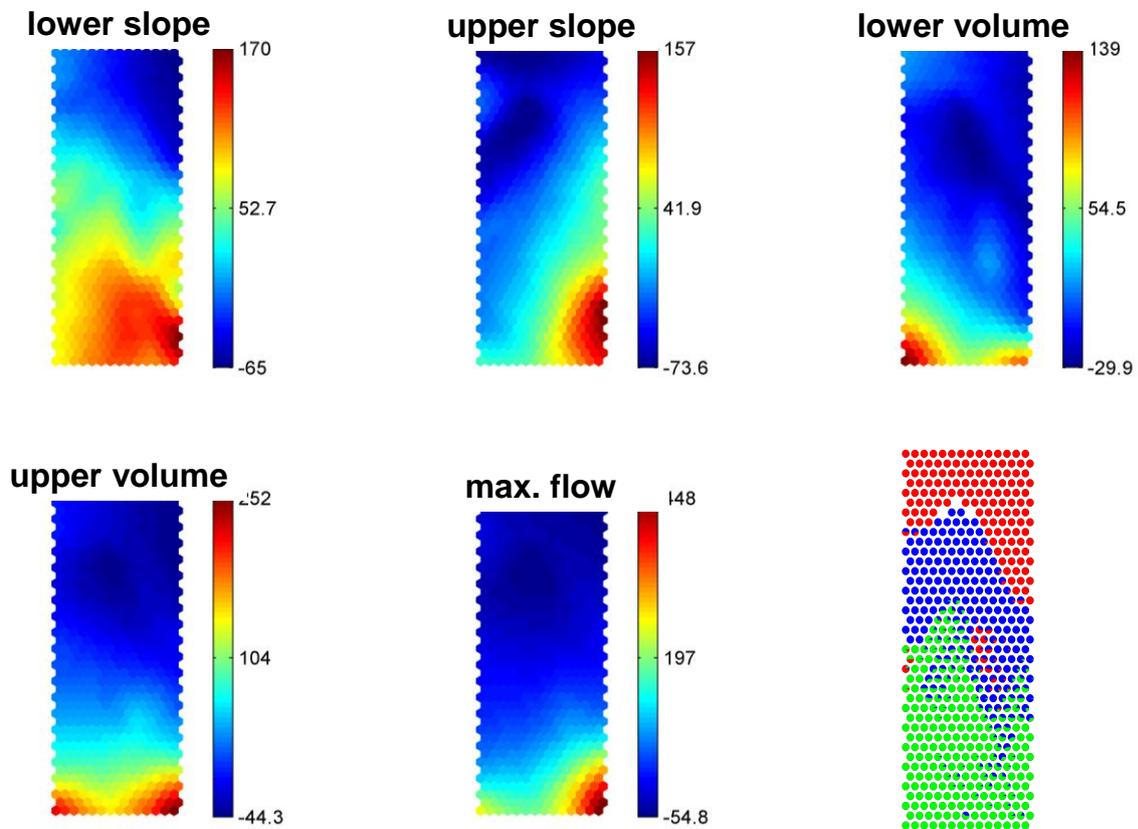


Fig. 7: Distribution of index values on the SOM of NASIM, LARSIM and WaSIM-ETH model data and the location of the individual models on the map (see Figure 4).

By performing an SOM training on the 4000 simulated time series from the LARSIM model alone we tried to shed some light on this finding. Again, the BMU of the measured discharge time series was identified. Figure 8 shows the flow duration curves of the model realization corresponding to this LARSIM BMU. As a further reference, however, the model realization obtained by applying the SCE-UA optimization algorithm (DUAN et al. 1992) to minimize the RMS error in the peak domain is shown: Although a major part of LARSIM simulations is overestimating the peak discharges, using the simple RMSE minimization approach a LARSIM model realization could be found that is more successful in following the flow duration characteristic of the observations. These results indicate that the LARSIM model is perfectly capable of reproducing very high peak discharges, however at the expense of other discharge characteristics. Obviously, the constraints imposed by applying the five index measures in order to select the model realization that best approximates the time series of observed discharges cannot be satisfied simultaneously.

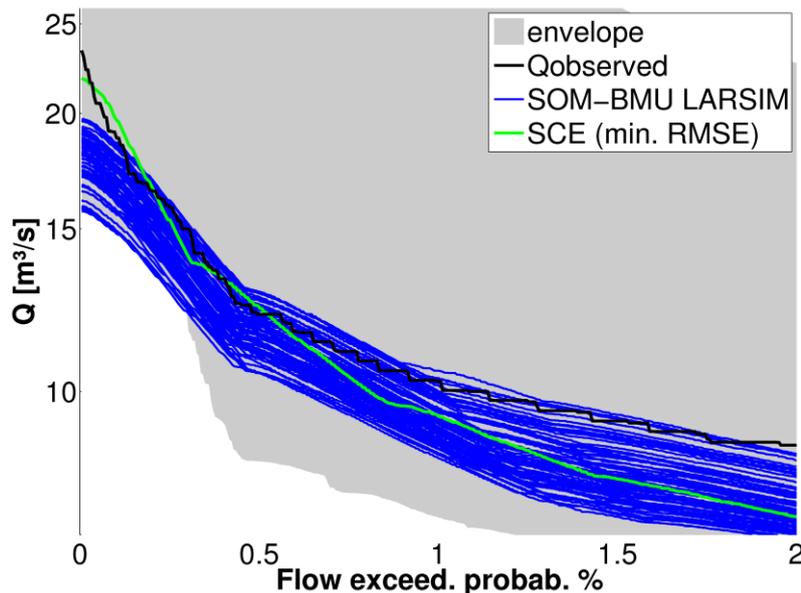


Fig. 8: Results for the SOM trained on LARSIM data: Flow duration curves of the LARSIM model realization corresponding to the BMU of the observed discharges. As a further reference, the model obtained by minimizing the RMSE in the peak domain via the SCE-UA algorithm is shown.

4. Discussion

The presented study is based on a combined approach: While the indices help extracting specific data on individual simulated time series, the Self-Organizing Map serves as a tool to analyze and extract knowledge from a large number of time series evaluations. The indices we used were conceptualized to extract data on very specific characteristics of model behaviour according to the focus of our study. These characteristics are represented by a choice of FDC-based indices that are intended to focus on the reproduction of peak discharges. They consequently have to be understood as an example of a model evaluation problem. Of course, the choice of indices can be tailored according to the individual goals of the model analysis. This also includes a weighting of individual indices or measures. The SOM helps to analyze the data obtained via the indices by producing a discretized (and thus

data-compressed) mapping of their distribution in the input space onto a two dimensional plane such that their pattern, and consequently the patterns of model behaviour, can be conveyed in a comprehensive manner. This is achieved by different visualization techniques (see also VESANTO 1999) and importantly by linking the model properties to the corresponding parameter space. In a sense, the SOM helps to turn the data extracted via the indices into information on model behaviour which subsequently can be used in the decision making process.

The results demonstrate that an SOM can be used to cluster model output data according to different (time series) characteristics. Although the indices used in our study are not fully independent (finally, they are all derived from the FDC) they effectively helped differentiating the simulation results obtained from the watershed models NASIM, LARSIM and WaSIM-ETH. It has further been demonstrated that the clustering of model output data provides useful insights, such as a preliminary sensitivity analysis and a general characterization of model behaviour regarding the reproduction of peak discharges. In addition, the presented approach allows identifying the model parameters and -time series that best approximate the observations with respect to a given set of constraints embodied by the indices, even if these time series and parameters belong to different models. This, probably most prominent, advantage of the SOM might potentially lend itself for applications in future model ensemble frameworks.

References

- BREMICKER, M. (2000): Das Wasserhaushaltsmodell LARSIM. Modellgrundlagen und Anwendungsbeispiele. - Freiburger Schriften zur Hydrologie, 11.
- DUAN, Q.,SOROOSHIAN, S. & GUPTA, V. K. (1992): Effective and efficient global optimization for conceptual rainfall-runoff models. - Water Resources Research, 28, 4, pp. 1015-1031.
- GUPTA, H. V.,WAGENER, T. & LIU, Y. (2008): Reconciling theory with observations: elements of a diagnostic approach to model evaluation. - Hydrological Processes, 22, 18, pp. 3802-3813.
- HERBST, M.,CASPER, M.,GRUNDMANN, J. & BUCHHOLZ, O. (2009b): Comparative analysis of model behaviour for flood prediction purposes using Self-Organizing Maps. - Natural Hazards in Earth System Sciences, 9, 2, pp. 373-392.
- HERBST, M. & CASPER, M. C. (2008): Towards model evaluation and identification using Self-Organizing Maps. - Hydrology and Earth System Sciences, 12, pp. 657-667.
- HERBST, M.,GUPTA, H. V. & CASPER, M. C. (2009a): Mapping model behaviour using Self-Organizing Maps. - Hydrology and Earth System Sciences, 13, 3, pp. 395-409.
- HYDROTEC (2005): Niederschlag-Abfluss-Modell NASIM - Version 3.4.1. Hydrotech GmbH, Aachen, 579 pp.
- KOHONEN, T. (2001): Self-Organizing Maps. Berlin, Heidelberg, New York, 501 pp.
- MOORE, C. & DOHERTY, J. (2005): Role of the calibration process in reducing model predictive error. - Water Resources Research, 41, W05020, doi:10.1029/2004WR003501.
- SCHULLA, J. & JASPER, K. (2001): Model description WaSIM-ETH. Zürich.

- VESANTO, J. (1999): SOM-based data visualization methods. - *Intelligent Data Analysis*, 3, 2, pp. 111-126.
- VESANTO, J. (2000): Using SOM in Data Mining. Licentiate's thesis, Dept. of Computer Science and Engineering, Helsinki University of Technology, 57 pp.
- WAGENER, T., MCINTYRE, N., LEES, M. J., WHEATER, H. S. & GUPTA, H. V. (2003): Towards reduced uncertainty in conceptual rainfall-runoff modelling: dynamic identifiability analysis. - *Hydrological Processes*, 17, 2, pp. 455-476.
- YILMAZ, K. K., GUPTA, H. V. & WAGENER, T. (2008): A process-based diagnostic approach to model evaluation: Application to the NWS distributed hydrologic model. - *Water Resources Research*, 44, W09417, doi:10.1029/2007WR006716.

Statistische Generierung von mehrgipfligen Hochwasserereignissen

Markus Schulte, Bastian Klein, Andreas Schumann

Zusammenfassung

Im Zuge der Neufassung der DIN 19700 (2004) „Stauanlagen“ sind stauinhaltsmaximierende Wellen bei der Ermittlung der Bemessungshochwasserabflüsse zu berücksichtigen. In diesem Beitrag wird die Entwicklung eines statistischen Modells für die ereignisbasierte Generierung von Hochwasserereignissen dargestellt, welches in der Lage ist, vielfältige hydrologische Belastungen entsprechend ihrer Auftretenswahrscheinlichkeit zu simulieren. Hierzu zählen zweigipflige Ganglinien. Durch die Überlagerung oder Verschneidung zweier Einzelwellen werden Hochwasserereignisse erzeugt, deren statistische Charakteristika denen stochastisch-deterministisch generierter Zuflussganglinien, die als Datengrundlage dienen, entsprechen. Dazu werden die erforderlichen Parameter des Wellengenerierungsmodells durch statistische Verteilungsfunktionen beschrieben und eventuelle Abhängigkeiten zwischen diesen Variablen durch multivariate Verfahren auf Grundlage der Copula-Statistik berücksichtigt. Mit Monte-Carlo-Simulationen kann auf der Grundlage des entwickelten stochastischen Wellengenerators eine Bemessung der Hochwassersicherheit einer Talsperre durchgeführt werden. Die Methodik wurde beispielhaft für eine Talsperre in Nordrhein-Westfalen angewendet.

1. Einleitung

Die 2004 eingeführte DIN 19700 basiert auf einem risikoorientierten Bemessungskonzept. Im Gegensatz zur vorhergehenden Fassung der DIN ist nunmehr auch die Retention bei der Hochwasserbemessung zu berücksichtigen. Dies setzt voraus, dass die Bemessungsereignisse mit ihren Ganglinien vorliegen. Vorhandene stochastische Modelle zur Gangliniengenerierung (z. B. LOHR 2003) berücksichtigen die statistische Abhängigkeit zwischen den Ganglinienparametern in der Regel nicht. Mithilfe der Copula-Statistik besteht nun die Möglichkeit, bivariate Betrachtungen in die Generierung von Hochwasserbemessungswellen zu integrieren. Da die Datengrundlage beobachteter Hochwasserereignisse in der Regel für derartige multivariate statistische Analysen nicht ausreicht, kann durch die Kopplung von Niederschlagsgeneratoren mit deterministischen hydrologischen Modellen eine stochastisch-deterministische Erweiterung der Datenbasis vorgenommen werden. Aus kapazitiven Gründen ist es für Risikoanalysen sinnvoll, die Bemessungsganglinien separat stochastisch zu generieren, da dies unter Verwendung stochastisch-deterministischer Generatoren zu aufwändig wäre. Nachfolgend wird eine Methodik zur Generierung von mehrgipfligen Hochwasserereignissen auf der Grundlage von Copulas dargestellt.

2. Bivariate Statistik mit Copulas

In diesem Beitrag wird lediglich ein kurzer Überblick über die Theorie von Copulas gegeben. Umfassendere Beschreibungen der Theorie von Copulas geben z. B. JOE (1997), NELSEN (1999) und SALVADORI et al. (2007). Eine bivariate Verteilungsfunktion für zwei korrelierte Zufallsvariablen X und Y mit den univariaten Marginal- bzw. Randverteilungsfunktionen

$F_X(x)$ und $F_Y(y)$ kann über die Copula-Funktion definiert werden. Die Verbindung zwischen der Copula Funktion C und der bivariaten Verteilungsfunktion (cdf) $F_{X,Y}(x,y)$ wird durch das Theorem von SKLAR (1959) beschrieben:

$$F_{X,Y}(x,y) = C[F_X(x), F_Y(y)] = C[u,v] = F_{X,Y}(F_X^{-1}(u), F_Y^{-1}(v)), \quad (2.1)$$

mit den beiden gleichförmigen Zufallsvariablen $U = F_X(X)$ und $V = F_Y(Y)$ in $[0,1]$. Eine große Anzahl von Copula Funktionen steht zur Verfügung, um die Abhängigkeit der Zufallsvariablen zu modellieren (siehe z. B. JOE 1997; NELSEN 1999). Es gibt drei große Familien von Copulas, die in der Hydrologie angewendet werden: die Elliptischen Copulas, die Extremwert-Copulas und die Archimedischen Copulas. In GENEST & FAVRE (2007) wird ein einfacher Algorithmus vorgestellt, um aus bivariaten Copulas Zufallspaare zu generieren.

3. Modelle für die stochastische Generierung von Hochwasserereignissen

Für die Ermittlung multivariater Parameterverteilungen von Hochwasserwellen wird eine große Datenbasis benötigt. Die beschränkte Zahl von beobachteten Hochwasserereignissen reicht hierzu in der Regel nicht aus. Als mögliche Alternative können Direktabflussganglinien, die aus stochastisch-deterministisch erzeugten Abflusszeitreihen abgeleitet werden, Verwendung finden. Diese Abflusszeitreihen werden durch die Kopplung eines Niederschlagsgenerators mit einem deterministischen hydrologischen Modell erzeugt. Die für die Hochwassermerkmalsimulation (HWMS) benötigten Parameterverteilungen werden dann aus separierten ein- bzw. zweigipfligen Ganglinien abgeleitet.

3.1. Eingipfliges Ganglinienmodell

Zur Beschreibung der Einzelwellen wird auf die bei DYCK & PESCHKE (1995) beschriebene Kozeny-Funktion zurückgegriffen, die auf die Gamma-Verteilung zurückgeführt werden kann (KLEIN 2009).

$$Q_D(t) = Q_{SD} \cdot \left[\left(\frac{t}{t_A} \right)^m \cdot e^{-m \left(\frac{t}{t_A} \right)} \right] \quad (3.1)$$

Für die Gangliniengenerierung werden dazu die Hochwasserkennwerte Scheitelabfluss Q_{SD} , Hochwasserfülle V_D und Anstiegszeit t_A benötigt, wobei die Größen Q_{SD} und V_D bzw. V_D und t_A statistisch voneinander abhängig sind. Diese Abhängigkeiten werden in dem Modell über die beiden bivariaten Verteilungsfunktionen Scheitel-Hochwasserfülle und Hochwasserfülle-Scheitelanstiegszeit berücksichtigt. Zunächst wird aus der angepassten bivariaten Verteilungsfunktion Scheitel-Hochwasserfülle ein zufälliges Wertepaar ermittelt. Mit Hilfe des so vorgegebenen Wellenvolumens kann im Anschluss die zufällige Anstiegszeit in Abhängigkeit von der Hochwasserfülle aus der bedingten bivariaten Verteilungsfunktion abgeleitet werden. Der Kozeny-Formbeiwert m wird auf Grundlage der nun bekannten Größen Scheitel, Hochwasserfülle und Anstiegszeit numerisch ermittelt (die Fülle der Welle entspricht dem Integral des Abflusses über die Zeit). Durch die Begrenzung des Formparameters m auf einen Höchstwert von 8 wird verhindert, dass unrealistische Ganglinienformen entstehen (vergleiche SACKL 1994).

3.2. Zweigipfliges Ganglinienmodell

Für die Generierung zweigipfliger Ganglinien müssen weitere Hochwassereigenschaften berücksichtigt werden: der Direktabflussscheitel Q_{SD} der zweigipfligen Welle, der Abstand d_{I-II} der zwei Wellengipfel und ihre relative Position pos zueinander (Lage des höheren Scheitels) sowie der Verhältnisswert ver zwischen beiden Abflussscheiteln. Die Ermittlung einer Doppelwelle erfolgt durch die Verbindung zweier Einzelwellen Q_D^I und Q_D^{II} (Gleichung 3.2), die in einer bestimmten Lage zueinander stehen und deren Scheitel einen gewissen zeitlichen Abstand aufweisen. Die zugehörige Ganglinie kann durch das Verschneiden oder die Überlagerung der beiden Einzelwellen erzeugt werden. Beim Verschneiden (Gleichung 3.2) ist zu beachten, dass die Hochwasserfülle der zweigipfligen Ganglinie nicht der Summe der beiden Einzelwellen entspricht.

$$Q_D(t) = \text{Max}(Q_D^I(t), Q_D^{II}(t)) \quad (3.2)$$

Bei der Generierung wird der größere der beiden Direktabflussgipfel mit Q_{SD} , der kleinere mit Q_{ND} bezeichnet. Das Verhältnis ver ergibt sich somit zu $ver = Q_{ND} / Q_{SD}$ und kann, bei ausreichender Anzahl von zweigipfligen Ereignissen in der Datengrundlage, aus der zugehörigen empirischen Verteilungsfunktion generiert werden. Bei der Modellierung der Doppelwellen (Abbildung 1) werden zunächst die beiden Parameter pos und d_{I-II} generiert. Die Scheitelposition bezeichnet, wie häufig der größere Gipfel an der ersten bzw. der zweiten Stelle auftritt. Auch der Scheitelabstand wird aus einer angepassten Verteilungsfunktion abgeleitet. In ähnlicher Weise werden im nächsten Schritt Q_{SD} (aus der Verteilung der zweigipfligen Ereignisse) und ver generiert. Der Direktabflusswert des kleineren Gipfels ergibt sich dann zu $Q_{ND} = ver \cdot Q_{SD}$. Im Folgenden werden analog zum eingipfligen Ganglinienmodell zwei Einzelwellen unter Verwendung von Q_{SD} und Q_{ND} erzeugt, wobei die benötigten bivariaten Verteilungen Scheitel-Volumen und Volumen-Anstiegszeit aus der Gruppe der eingipfligen Wellen abgeleitet werden. Im Anschluss werden die beiden Ganglinien in Abhängigkeit von pos und d_{I-II} nach Gleichung 3.2 zur zweigipfligen Ganglinie verschritten, wonach überprüft wird, ob die generierte Ganglinie überhaupt zweigipflig ist und ob die beiden Gipfel unabhängig sind. Ist eines der beiden Kriterien aus Abbildung 1 nicht erfüllt, werden die beiden Einzelwellen neu generiert.

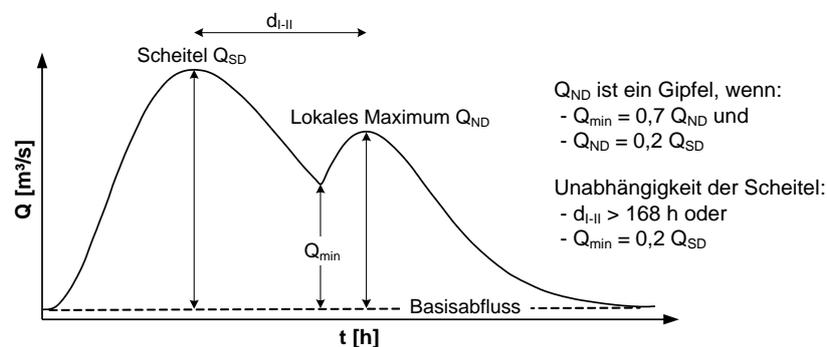


Abb. 1: Kriterien für „Mehrgipfligkeit“ und „Unabhängigkeit“ der beiden Scheitel einer zweigipfligen Abflussganglinie

Bei einer ungünstigen Konstellation der Parameter Q_{SD} , ver und d_{I-II} kann es vorkommen, dass keine den Kriterien entsprechende Ganglinie generiert werden kann. Deshalb wird die

Modellierung der Ganglinien nach n_{\max} Versuchen (hier $n_{\max} = 1.000$) abgebrochen und es werden neue Ausgangswerte für Q_{SD} und ver verwendet.

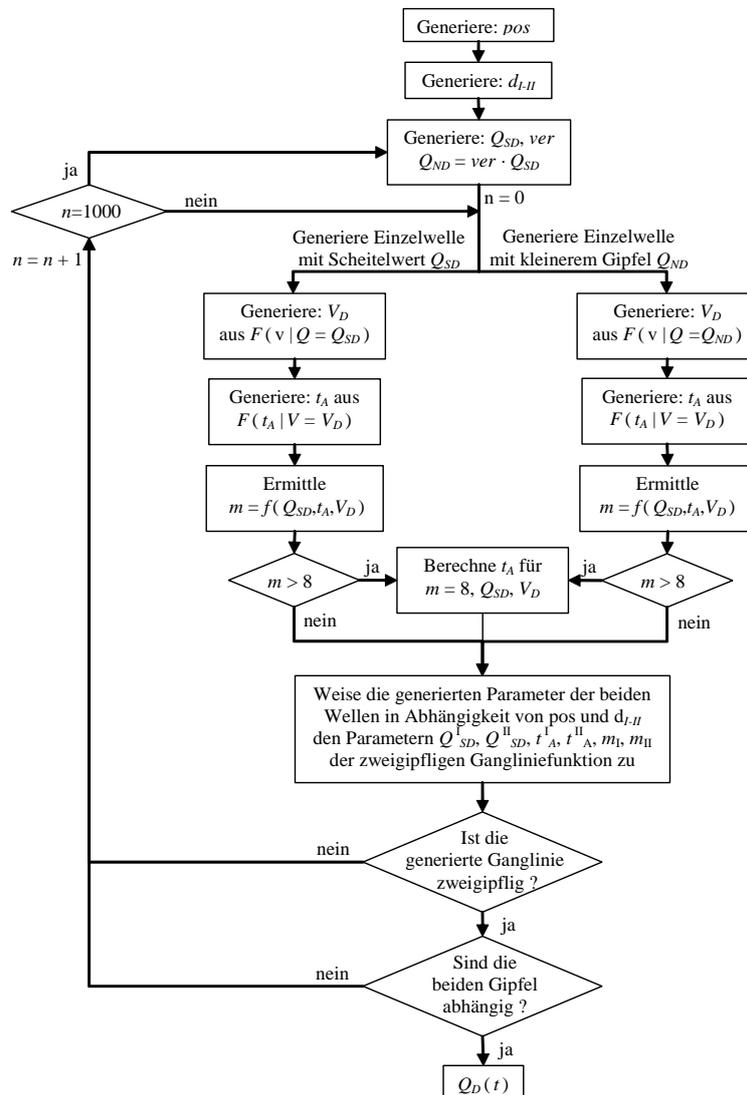


Abb. 2: Modellaufbau für die Generierung einer zweigipfligen Ganglinie

3.3. Stochastische Generierung von Hochwasserereignissen

Zur stochastischen Generierung von Hochwasserwellen für die HWMS müssen abschließend die beiden Modelle der ein- und zweigipfligen Ganglinie über die Auftretenswahrscheinlichkeit der spezifischen Wellenarten gekoppelt werden. Die endgültige Abflussganglinie wird unter Hinzunahme des Basisabflussverlaufes bestimmt.

4 Anwendungsfall

Die hier beschriebene Generierung von mehrgipfligen Ganglinien über eine HWMS wurde für eine Talsperre in Nordrhein-Westfalen angewendet. Dabei wurde das Modell so angepasst, dass es jährliche Hochwasserereignisse generieren kann. Je nach Anwendungsfall kann das Modell z. B. auch getrennt für Sommer- und Winterereignisse aufgestellt werden. Als Informationserweiterung wurde für den Zufluss zur Talsperre eine stündliche Zuflusszeitreihe

der Länge 2000 Jahre stochastisch-deterministisch ermittelt. Die Hochwasserereignisse dieser Zeitreihe wurden als Datenbasis für die Parameteranpassung verwendet.

4.1. Einzugsgebiet

Die betrachtete Talsperre hat ein Einzugsgebiet von etwa 200 km². Die Aufgaben der Stauanlage sind Niedrigwasseraufhöhung und Hochwasserschutz. Die Hochwasserentlastungsanlage (HWE) ist ein 3-feldriges Überlaufwehr mit einer Gesamtdurchflussbreite von 36 m und Fischbauchklappen. Die HWE verfügt bei abgesenkter Klappenstellung über eine Abgabekapazität von rd. 320 m³/s. Die beiden Grundablässe haben bei diesem Wasserstand eine maximale Kapazität von jeweils rd. 90 m³/s.

4.2. Stochastisch-deterministische Generierung der Datengrundlage

Durch Kopplung eines Niederschlagsgenerators mit einem deterministischen N-A-Modell wurde eine stündliche Abflusszeitreihe mit einer Länge von 2000 Jahren für den Zufluss zur Talsperre generiert (PETRY et al. 2008). Die Steuerung weiterer Talsperren im Einzugsgebiet wurde im Modell explizit berücksichtigt.

Zur Ermittlung der erforderlichen Parameterverteilung wurden aus den generierten Abflussdaten die Hochwasserereignisse mit den Jahreshöchstabflüssen ausgewählt und separiert. Anschließend wurde der Direktabfluss eines jeden Ereignisses aus den Ganglinien unter Annahme eines linear ansteigenden Basisabflusses ermittelt. Für die Ermittlung der Parameterverteilungen wurden die Ganglinien nach den Kriterien in Abbildung 1 in ein-, zwei- und mehrgipflige Ganglinien eingeteilt.

4.3. Statistische Analyse der Ganglinieneigenschaften

Um die einzelnen Wellenparameter im Modell generieren zu können, müssen an die Ganglinieneigenschaften adäquate Verteilungsfunktionen angepasst werden (Beispiel: siehe Abbildung 3).

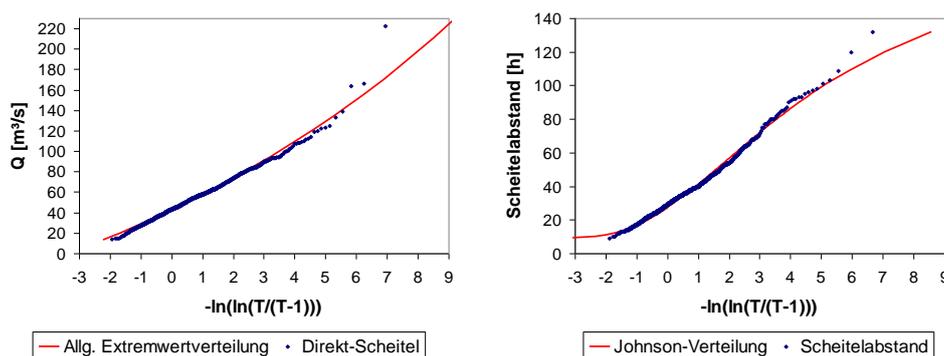


Abb. 3: Angepasste Verteilungsfunktionen an die Direktabflussscheitel der eingipfligen Ganglinien (AEV) und an die Scheitelabstände (Johnson-Verteilung) auf Grundlage der standardisierten Gumbel-Variablen. Durch ihren doppelten Logarithmus erleichtert diese die visuelle Beurteilung der Anpassungsgüte von Verteilungsfunktionen an Extremwerte.

Als Verteilungsfunktion wurde meist die Allgemeine Extremwertverteilung (AEV) verwendet. In Einzelfällen kam zusätzlich die begrenzte Johnson-Verteilung zum Einsatz (JOHNSON

1949). Diese wurde für die Verteilung der Eigenschaften Scheitelanstiegszeit und Scheitelabstand gewählt, da sie sicherstellt, dass keine unrealistischen Werte generiert werden. Zwischen den Welleneigenschaften Direktabflussscheitel und Hochwasserfülle sowie Hochwasserfülle und Scheitelanstiegszeit der eingipfligen Ganglinien lassen sich Abhängigkeiten erkennen, was durch die zugehörigen Pearsonschen Korrelationskoeffizienten von 0,78 und 0,60 und Werte des zugehörigen Rangkorrelationskoeffizienten Kendalls Tau von 0,62 bzw. 0,37 bestätigt wird. In Abb. 4 ist die Abhängigkeitsstruktur zwischen den beiden Zufallsvariablen (rote Punkte) grafisch dargestellt. Diese Abhängigkeiten wurden durch Copulas abgebildet, um sie bei der späteren Ganglinienmodellierung bivariat generieren zu können. Zur Ermittlung der Copula-Parameter kam die Maximum-Pseudolikelihood Schätzmethode zum Einsatz (GENEST & FAVRE 2007, KLEIN et al 2008). Aufgrund der erforderlichen Extrapolation für die Stauanlagenbemessung ist diese Anpassung der Copulafunktionen erforderlich; die durchgeführten Anpassungstests (Maximum-Likelihood, „*root mean square error*“ sowie zwei graphische Anpassungstests nach GENEST & RIVEST 1993 bzw. GENEST & FAVRE 2007 und KLEIN et al. 2008) lieferten dabei die beste Anpassung an die Stichprobe. Abbildung 4 stellt den Vergleich von 1 000 000 aus den gewählten BB1-Copula und Galambos-Copula (JOE 1997) generierten und über die inversen Randverteilungen $F_X^{-1}(u)$ und $F_Y^{-1}(v)$ in die Originaleinheiten zurück transformierten Zufallszahlen mit den Stichprobenwerten dar.

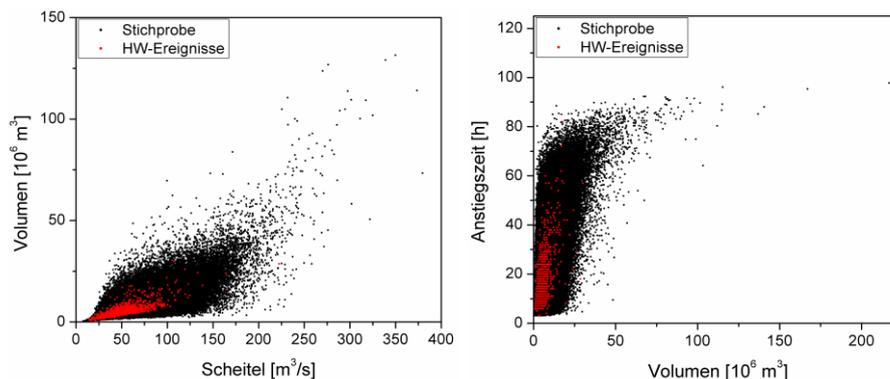


Abb. 4: Graphische Überprüfung der Anpassungsgüte der BB1-Copula (links) und der Galambos-Copula (rechts) durch Erzeugen einer zufälligen Stichprobe mit 1.000.000 Zufallswerten und Auftragen der zugehörigen Punktwolken

4.4. Validierung des Ganglinienmodells

Zur Validierung des beschriebenen Modells wurden 2000 synthetische Direktabflussganglinien erzeugt und ihre Welleneigenschaften mit denen der Datenbasis auf Grundlage der standardisierten Gumbel-Variablen verglichen (Abbildung 5). Auch die hier nicht dargestellten Charakteristika wie Scheitelposition, -anstiegszeit und das Verhältnis ver (und damit auch die Verteilung der Direktnebensgipfel) werden ähnlich gut abgebildet.

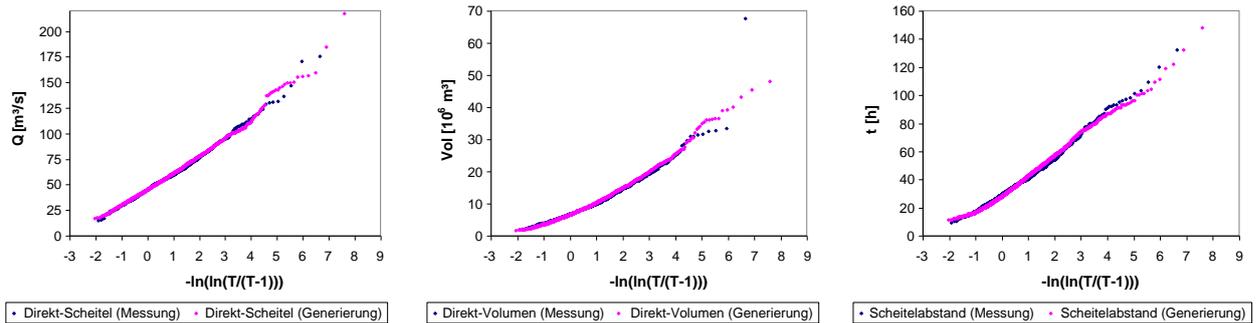


Abb. 5: Validierung des Ganglinienmodells anhand verschiedener Welleneigenschaften

4.5. Anwendung zur Risikoanalyse einer Talsperre

Der entwickelte Gangliniengenerator wurde zur Risikoanalyse für eine Talsperre verwendet. Die Simulationen wurden für die Randbedingungen nach DIN 19700 (2004) für die Hochwasserbemessungsfälle 1 und 2 durchgeführt. Die Retentionsberechnungen erfolgten somit mit und ohne Berücksichtigung der $(n-1)$ -Bedingung für die 3 Grundablässe. Bei beiden Fällen wurde als Steuerziel für die Hochwassersteuerung ein Regelabfluss von $50 \text{ m}^3/\text{s}$ angesetzt. Für die Parallelentlastung ab dem Vollstau Z_V wurde die volle Kapazität der verfügbaren Grundablässe angenommen. Die aus 200.000 über die HWMS generierten Ereignissen ermittelten empirischen Verteilungen der sich ergebenden maximalen Wasserspiegel sind in Abbildung 6 dargestellt.

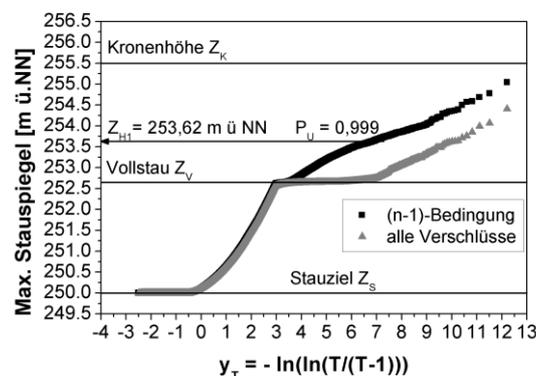


Abb. 6: Empirische Verteilung der resultierenden Wasserspiegel für 200.000 Simulationen mit und ohne $(n-1)$ -Bedingung

Bis zum Erreichen des Vollstaus Z_V sind beide empirischen Verteilungen gleich, da der Regelabfluss von $50 \text{ m}^3/\text{s}$ auch bei der $(n-1)$ -Bedingung durch einen der beiden Grundablässe abgegeben werden kann. Nach Erreichen des Vollstaus nehmen die beiden Verteilungen einen unterschiedlichen Verlauf, da dann die $(n-1)$ -Bedingung wirksam wird. Da die Simulationen mit den Randbedingungen für die Hochwasserbemessungsfälle 1 und 2 durchgeführt wurden, können auch die Hochwasserstauziele Z_{H1} und Z_{H2} für die Stauanlage ermittelt werden. Im Beispiel ergibt sich für die empirische Unterschreitungswahrscheinlichkeit P_U von 0,999 ($T = 1000 \text{ a}$) ein Hochwasserstauziel Z_{H1} von 253,62 m ü. NN (das Stauziel beträgt 250 m ü. NN). Der aus den Simulationen ohne $(n-1)$ -Bedingung resultierende Stauspiegel für eine empirische Unterschreitungswahrscheinlichkeit von 0,9999

($T = 10000$ a) ist kleiner als das Hochwasserstauziel Z_{H1} , wodurch sich in diesem Bemessungsfall die Besonderheit $Z_{H2} = Z_{H1}$ ergibt.

5. Zusammenfassung

Es wurde gezeigt, dass durch die Generierung mehrgipfliger Ganglinien die Möglichkeit besteht, die Forderungen der DIN 19700 zu erfüllen. Voraussetzung ist eine Generierung einer hinreichend großen Datenbasis von Hochwasserereignissen, die dann für multivariate statistische Analysen verwendet werden kann. Durch die entwickelte HWMS wird es möglich, eine sehr große Anzahl von Ereignissen zu generieren und bestehende oder geplante Talsperren in Hinblick auf eine umfassende Risikoanalyse zu untersuchen.

Literatur

- DIN 19700 (2004): Stauanlagen: Teil 10-Gemeinsame Festlegungen, Teil 11-Talsperren, Teil 12-Hochwasserrückhaltebecken.
- DYCK, S. & G. PESCHKE (1995): Grundlagen der Hydrologie. –Verlag für Bauwesen, Berlin.
- GENEST, C. & A.C. FAVRE (2007): Everything you always wanted to know about copula modeling but were afraid to ask. Journal of Hydr. Engineering, Vol. 12, No. 4. S. 347 – 368.
- GENEST, C. & L.P. RIVEST (1993): Statistical inference procedures for bivariate Archimedian copulas. -J. AM. Stat. Assoc., 88(423), S. 1034 – 1043.
- JOE, H. (1997): Multivariate Models and Dependence Concepts. -Chapman and Hall, NY.
- JOHNSON, N.L. (1949): Systems of frequency curves generated by methods of translation. - Biometrika 36, S. 149 – 176.
- KLEIN, B. (2009): Ermittlung von Ganglinien für risikoorientierte Hochwasserbemessung von Talsperren“ Heft 25 der Schriftenreihe des Lehrstuhls für Hydrologie, Wasserwirtschaft und Umwelttechnik der Ruhr- Universität Bochum (im Druck)
- KLEIN, B., M. PAHLOW, Y. HUNDECHA, A. SCHUMANN (2008): Probability analysis of hydrological loads for the design of flood control systems using copulas. -eingereicht bei: Journal of Hydrologic Engineering.
- LOHR H. (2003): Generierung extremer Abflüsse für die Stauanlagenbemessung. -Wasser und Abfall, 7-8, S. 20 – 24.
- NELSEN, R. B. (1999): An Introduction to Copulas. -Springer, New York.
- PETRY, U., Y. HUNDECHA, M. PAHLOW & A. SCHUMANN (2008): Generation of severe flood scenarios by stochastic rainfall in combination with a rainfall runoff model. -4th International Symposium on Flood Defense, 6-8 May 2008, Toronto, Canada.
- SACKL, B (1994): Ermittlung von Hochwasser-Bemessungsganglinien in beobachteten und unbeobachteten Einzugsgebieten. -Schriftenreihe zur Wasserwirtschaft, Heft 13, Technische Universität Graz.
- SALVADORI, G., C. De Michele, N. T. Kottegoda & R. Rosso (2007): Extremes in Nature: An Approach Using Copulas. -Water Science and Technology Library, 56, Springer, Dordrecht.
- SKLAR, A. (1959): Fonctions de repartition à n dimensions et leura Marges. -Publ. Inst. Stat. Univ. Paris Vol. 8, 220-231

Untersuchung der Niederschlag-Abfluss-Beziehungen von Karstquellen und Nebengewässern der Altmühl / Südliche Frankenalb (Bayern)

Eva Olmo Gil, Ulrich Kaul, Martin Trappe, Michael Becht

Zusammenfassung

In der Südlichen Frankenalb wird die Wasserqualität der Altmühl von verschiedenen Karsttributären beeinflusst. Um diesen Einfluss zu evaluieren, ist es wichtig, eine Beziehung zwischen Niederschlag und Abfluss herzustellen. In Karstgebieten lassen sich aufgrund der hydrologischen Besonderheiten keine einfachen N-Q-Beziehungen für Quelleinzugsgebiete angeben. Die N-Q-Beziehungen der Oberflächengewässer sind daher derart komplex, dass es sinnvoll erscheint, anstelle einer Vielzahl unterschiedlicher N-Q-Beziehungen für die einzelnen Karstquellen die beobachteten quellspezifischen Schüttungsdaten zur Modellierung des Abflusses der Oberflächengewässer heranzuziehen. Mithilfe des ATV-DVWK-Gewässergütemodells wurde versucht, die Auswirkungen und die Bedeutung der Schüttung von Karstquellen und Nebengewässern in mehreren Szenarien auf den Abfluss der Altmühl zu überprüfen.

1. Einleitung

Die Beziehung zwischen Niederschlag (N) und Abfluss (Q) ist für die Kenntnis des Stoffeintrags und der hydrologischen Wechselwirkungen im Einzugsgebiet eines Flusses von großer Bedeutung. Karstgebiete bilden hierbei keine Ausnahme, zeigen aber aufgrund ihrer charakteristischen Hydrologie variable Muster von NQ-Beziehungen. Für Karstquellen existieren häufig unterschiedliche Schüttungsmuster in Bezug auf Niederschlagsereignisse (z. B. GLASER 1998, VALDES et al. 2006, BONACCI 2007, FLEURY et al. 2007, GEYER et al. 2008, MOUSSU et al. 2009). Die Untersuchung des Aquiferverhaltens bzw. des Schüttungsverhaltens einer Karstquelle erfordert daher möglichst längerfristige Datenreihen zu Niederschlag, Evapotranspiration, Witterungsszenarien und der Quellschüttung sowie detaillierte Kenntnisse zur Größe und Geologie des Einzugsgebietes der jeweiligen Quelle. Betrachtet man die hydrologische Auswirkung verschiedener Karstquellen auf den anschließenden Vorfluter, so sind die NQ-Beziehungen jeder einzelnen Karstquelle zu berücksichtigen. Aufgrund des häufig abweichenden Verhaltens der einzelnen Quellen stellt sich das Problem, dass einerseits der Aufwand bei der Datenaufnahme für die jeweiligen Quelleinzugsgebiete erheblich zunimmt, andererseits sich der Arbeitsschwerpunkt vom beobachteten Vorfluter entfernt. Ziel des vorliegenden Beitrags ist es, einfachere Möglichkeiten für das Verständnis des quantitativen Abflussverhaltens aufzuzeigen. Hierbei wird als ein repräsentatives Beispiel für die hydrologische Bedeutung der Zuflüsse für Oberflächengewässer in Karstgebieten die Altmühl im Bereich der Südlichen Frankenalb mit ihren Karstquellen und Nebenbächen herangezogen. Im Rahmen eines über mehrere Jahre angelegten Messprogramms des Lehrstuhls Physische Geographie der Katholischen Universität Eichstätt-Ingolstadt werden hierbei die hydrologischen Rahmenbedingungen des Karstes der Südlichen Frankenalb und die Auswirkungen auf den die Region kreuzenden Vorfluter, die Altmühl, untersucht. Übergeordnetes Ziel ist eine Quantifizierung des

Einflusses der Karsttributäre auf die Wasserqualität der Altmühl während verschiedener Witterungsszenarien.

2. Geographie, Geologie und Hydrologie des Untersuchungsgebietes

Die Südliche Frankenalb ist Teil des schwäbisch-fränkischen Karstgebietes, das aus Kalksteinen und Dolomiten des Malm (Oberjura) aufgebaut ist. Sie präsentiert sich als eine leicht nach Süden geneigte Hochfläche, die von tief eingeschnittenen Tälern durchzogen wird. Die Region wird von kleineren Nebenflüssen der Donau entwässert, die weitgehend von Karstquellen gespeist werden. Zentraler Fluss ist die Altmühl, die, von Mittelfranken kommend, die Region kreuzt (Abb. 1).



Abb. 1: Überblick zum Untersuchungsgebiet der Mittleren Altmühl und ihrer Nebengewässer (Bereich Treuchtlingen – Eichstätt).

Hydrogeologisch zeigt sich in den Karbonatgesteinen ein Richtung Süden mächtiger werdender Karstaquifer, der im Liegenden von den Schichten des Doggers (Mittlerer Jura) weitgehend abgedichtet wird. Im Norden der Südlichen Frankenalb bestimmt der Seichte Karst (GLASER 1998) bei oberhalb der Talsohle gelegenen Dogger das Schüttungsverhalten der meisten Karstquellen, die rasch und heftig auf Niederschläge reagieren. Im Gegensatz dazu reagiert der Tiefe Karst im Süden deutlich gedämpfter oder je nach hydrologischen Randbedingungen gar nicht.

Da die Altmühl durch eine ererbte Nährstoffbelastung aus Mittelfranken gekennzeichnet ist (FORSTNER et al. 2001), ist die Frage einer möglichen Verdünnung durch Karsttributäre von entscheidender Bedeutung. Daten zur Schüttung von Karstquellen bzw. den Abflüssen kleinerer Zuflüsse liegen in variablem, zumeist jedoch geringem Umfang vor. Nach dem Eintritt in die Südliche Frankenalb bei Treuchtlingen ($MQ=5,73\text{m}^3/\text{s}$) nimmt der Fluss Wasser der verschiedenen Karsttributäre auf (vgl. Tab. 1), am Pegel Eichstätt weist die Altmühl einen deutlich erhöhten Abfluss auf ($MQ=9,93\text{m}^3/\text{s}$).

3. Datenerhebung und Methoden

Beginnend im Jahre 2006 wurde ein umfangreiches Dauermessprogramm zur Bestimmung der hydrologischen und chemischen Variabilität einzelner Positionen entlang der Altmühl zwischen Treuchtlingen und Eichstätt sowie verschiedener Tributäre (Oberflächengewässer und Karstquellen) angesetzt. Hierbei wurden neben umfangreichen Beprobungen der Gewässer insbesondere Abflussmessungen an Karstquellen und Nebengewässern durchgeführt. Je nach Größe der Gewässer kamen folgende Geräte bzw. Methoden zum Einsatz: Hydrometrischer Messflügel (SEBA Hydrometrie), elektromagnetischer Sensor FlowSense (SEBA Hydrometrie), Tauchstab nach JENS und Verdünnungsmessung nach punktueller Tracerinjektion (NaCl). Da Karstquellen oftmals wenig geeignet zur Einrichtung von aufzeichnenden Pegeln sind (BRUMMEISL et al. 2007), musste an diesen Positionen auf ständige Einzelmessungen zurückgegriffen werden. Diese Messungen wurden 1 bis 2 mal wöchentlich vorgenommen, im Falle von niederschlags- oder schneeschnelzbedingten Schüttungsvariationen wurde das Messintervall für den Zeitraum des Abflussereignisses auf tägliche Messungen verkürzt. Die Abflussdaten der bereits existierenden Pegelpositionen Treuchtlingen, Eichstätt (beide Altmühl) und Schambach wurden dem Hochwassernachrichtendienst Bayern (www.hnd.bayern.de) entnommen, die verwendeten Niederschlagsdaten ausgewählter Klimastationen stammen vom Agrarmeteorologischen Messnetz Bayern (www.lfl.bayern.de) und dem HND.

Mithilfe des ATV-DVWK-Gewässergütemodells wurden die Auswirkungen und die Bedeutung der Schüttung der Karstquellen und der Nebengewässer in mehreren Szenarien im Jahr 2008 (bei extremen Niederschlägen und bei Niedrigwasserverhältnissen) auf den Abfluss und die Wasserqualität überprüft. In vorliegender Arbeit erfolgt zunächst nur eine Beschränkung auf die Abflusssituation. Das Modell umfasst neben dem Modul zur Abflusssimulation weitere Bausteine zur Gütesimulation (ATV-DVWK-AG 2002). Die Auswahl des Jahres 2008 erfolgte vor dem Hintergrund, da dieses Jahr in Bezug auf Niederschläge im Bereich des Karstgebietes zwischen Treuchtlingen und Eichstätt dem langjährigen Mittel entspricht (Station Häringhof: 653 mm in 2008). Es wurden jahreszeitlich übliche Abflusssituationen sowohl für die Altmühl als die Karsttributäre beobachtet. Lediglich im März 2008 traten an der Altmühl zwei kleinere Hochwasserspitzen auf, die sich über das Verhalten der Karsttributäre und Karstquellen kaum zeigten.

Tab.1: Gewässerkundliche Hauptzahlen der Altmühl, ihrer Nebengewässer und ausgewählter Karstquellen für den Bereich Treuchtlingen – Eichstätt. Aufgrund der zu kurzen eigenen Beobachtungszeiträume wurde auf die Angabe von Hochwasserdaten verzichtet.

	Zeitraum	Anzahl	NQ	MNQ	MQ	MHQ	HQ	Quelle
Pegel Treuchtlingen	1941-2008	24837	0,28	1,16	5,73	53,5	183	HND Bayern
Pegel Eichstätt	1941-2008	24837	1,02	2,78	9,93	64,7	169	HND Bayern
Schambach	1990-2008	6575	0,0	0,03	0,42	2,79	7,76	HND Bayern
Möhrenbach	2007-2009	94	0,13	0,2	0,78	---	---	Eigene Daten
Gailach	2007-2009	149	0,2	0,27	0,76	---	---	Eigene Daten
KQ Attenbrunn	2006-2008	69	0,03	0,07	0,09	---	---	Eigene Daten
KQ Obereichstätt	2006-2009	253	0,4	0,66	0,95	---	---	Eigene Daten
KQ Kapellbuck	2005-2009	345	0,03	0,05	0,11	---	---	Eigene Daten

4. Resultate

Für den Karst der Südlichen Frankenalb kann ein komplexer Zusammenhang zwischen der Niederschlagsentwicklung in den Einzugsgebieten und dem jeweiligen Schüttungsverhalten festgehalten werden. Wie bereits von GLASER (1998) beobachtet, erfolgte auch im westlichen Teil der Südlichen Frankenalb i.a. eine rasche Reaktion der Karstquellen des Seichten Karstes (z. B. des Schambachtales) auf Niederschlagsereignisse. Demgegenüber zeigten sich im Tiefen Karst deutlich abgeschwächte Abflusspeaks oder gar ein saisonal oder infolge der hydrologischen Randbedingungen bedingtes Ausbleiben der Quellschüttungen. Als eine typische Karstquelle des Tiefen Karstes im Bereich des Altmühltals kann die Quelle Almosmühle angesehen werden (Abb. 2).

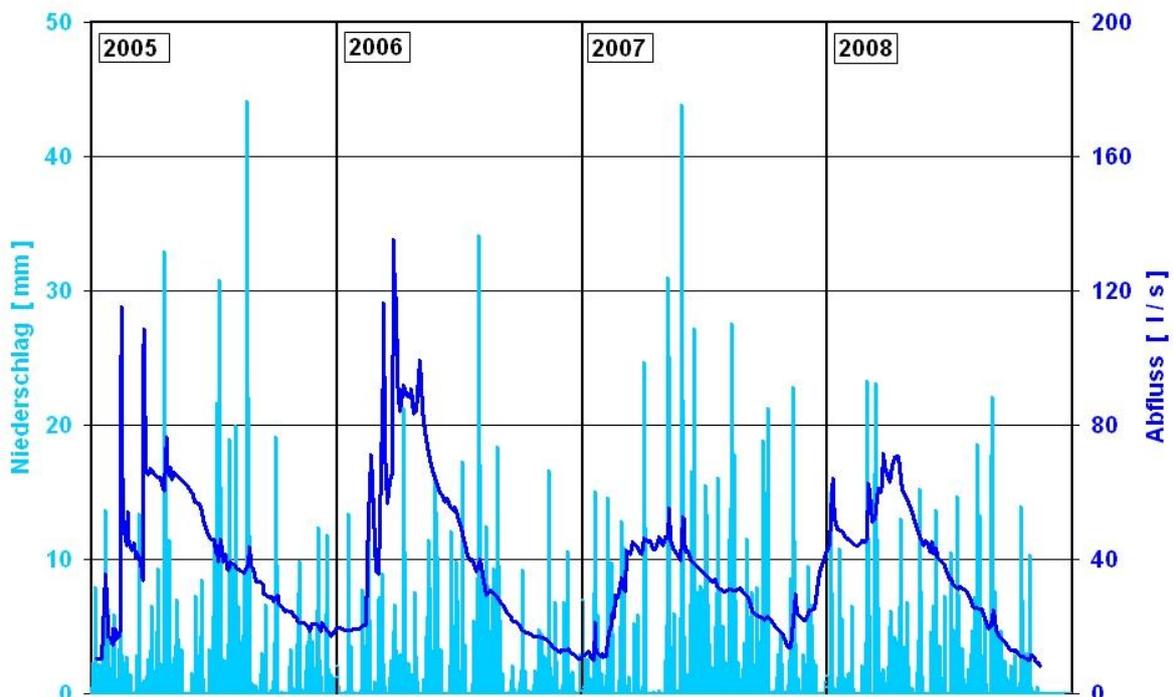


Abb. 2: Quellschüttung der Karstquelle Almosmühle östlich von Eichstätt und Niederschlagsverteilung (Station Häringhof) für den Zeitraum 2005 bis 2008 (Daten aus TRAPPE 2009).

Sie weist einen charakteristischen Jahresverlauf ihrer Schüttung mit einer etwa 2-3 monatigen Verzögerung des Basisabflusses auf. Diesem Jahrgang sind nur in den Frühjahrsmonaten kurzzeitige Abflussspeaks aufgesetzt, die auf Starkregen- bzw. Schneeschmelzereignisse zurückzuführen bezogen sind. Im Sommer und Herbst lassen sich normalerweise keine Reaktionen erkennen. Einzelne Quellen des Tiefen Karstes antworten gar überhaupt nicht auf die Witterungsentwicklung.

Entsprechend unterschiedlich fällt auch die Bedeutung der Quellschüttungen für den Abfluss der Altmühl aus (Abb. 3). Aus der Differenz der Abflüsse der Altmühlpegel Eichstätt und Treuchtlingen wurde für drei Szenarien (Hochwassersituation an der Altmühl am 6.3.2008, Mittelwerte 01.04 - 31.05.2008 bzw. 01.08 - 30.09.2008) die jeweilige Wassermenge errechnet, die der Altmühl aus dem Karstgebiet zwischen Treuchtlingen und Eichstätt zugeführt wurde. Bezieht man nun die gleichzeitigen Schüttungen der wichtigsten Karstquellen und Nebengewässer auf diese Werte, so ergibt sich der Anteil der einzelnen Tributäre am Altmühlabfluss für die jeweiligen Zeitabschnitte (Abb. 3). Während die Seichten Karstquellen (z. B. aus dem Schambachtal) im Hochwasserfall bzw. im Frühjahr erhebliche Mengen an Wasser der Altmühl zuführen, so ist ihr Einfluss im Sommer und Herbst eher unbedeutend. Demgegenüber spielen die wichtigsten Karsttributäre (Möhrenbach, Gailach, Quelle Obereichstätt), die überwiegend im Tiefen Karst liegen, für die Wasserführung der Altmühl insbesondere im Sommer und Herbst eine große Rolle.

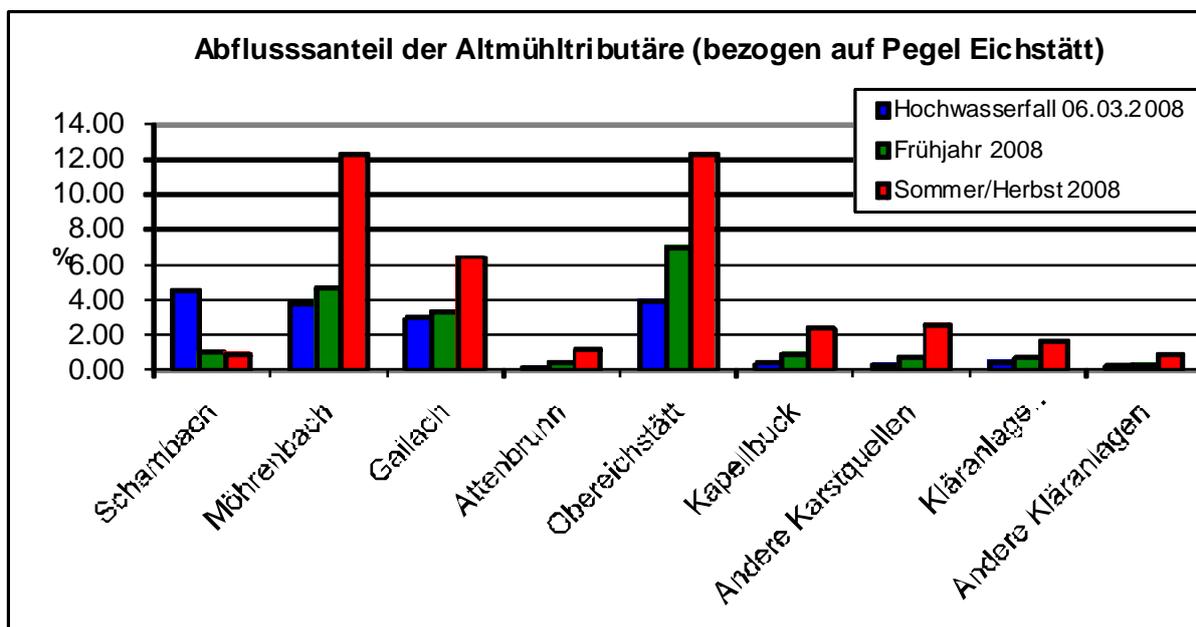


Abb. 3: Berechnete Anteile der verschiedenen Karsttributäre am Abfluss der Altmühl für verschiedene Abfluss-Szenarien (Bezugsgrundlage: Abflussbilanz zwischen den Pegeln Eichstätt und Treuchtlingen – HND Bayern)

Aufgrund der quellspezifischen, komplexen Schüttungsmuster lassen sich keine einfache NQ-Beziehungen für die Altmühl im Bereich des Karstes erstellen. So sind beispielweise für die Winterhalbjahre Ähnlichkeiten zwischen der Niederschlagsentwicklung und dem

errechneten Abfluss des Karstgebietes zwischen Treuchtlingen und Eichstätt erkennbar. Für den Sommer und Herbst hingegen zeigen sich keinerlei Zusammenhänge mehr. Dies gilt auch für auftretende sommerliche Starkniederschläge. Daher wurde darauf verzichtet, für jede Karstquelle eigene NQ-Beziehungen zu entwickeln. Stattdessen wurden die tatsächlichen Schüttungsdaten für das DWA-Gewässergütemodell verwendet.

Beim Vergleich der Schüttungssumme der Karsttributäre mit dem errechneten Abflussanteil des Karstgebietes zwischen Treuchtlingen und Eichstätt ergaben sich Hinweise auf saisonal bedingte Schwankungen von nicht-quellgebundenen Zuflüssen oder Verlusten der Altmühl bei ihrem Lauf durch die Karstregion (Tab. 2 und 3). Für den Hochwasserfall (6.3.2008) bzw. das Frühjahr 2008 wurde eine zusätzliche Nettozufuhr von etwa 20% aus dem Karstgebiet (bezogen auf den Abfluss bei Eichstätt) kalkuliert. Für Sommer und Herbst 2008 ergab sich ein Nettoverlust von etwa je 10%, d. h. die Altmühl selbst gab Wasser ans Grundwasser ab. Obwohl Abflussbilanzen für Karstgebiete generell als problematisch angesehen werden müssen, können jedoch die berechneten Daten als Hinweise auf diffuse Zuflüsse bzw. Verluste angesehen werden. Diese Daten wurden bei der Abflussmodellierung der Altmühl entsprechend berücksichtigt.

Tab. 2 Abflüsse der verschiedenen Karsttributäre der Altmühl für verschiedene Abfluss-Szenarien (Hochwasserereignis 6.3.2008, Frühjahr 2008, Sommer/Herbst 2008).

	Hochwasser 06.03.2008 Q (m³/s)	April-Mai 2008 Q (m³/s)	August- Sept. 2008 Q (m³/s)
Pegel Eichstätt	30,9	15,0	3,7
Pegel Treuchtlingen	20,0	8,8	2,6
Nebengewässer	3,5	1,4	0,7
Große Karstquelle	1,5	1,3	0,7
Kläranlagen	0,1	0,1	0,1
Diffuse Zugänge/Abgänge	5,8	3,4	-0,4

Tab. 3: Berechnete Anteile der verschiedenen Karsttributäre am Abfluss der Altmühl für die verschiedenen Abfluss-Szenarien (siehe Tab. 2). Bezugsgrundlage ist die Pegelposition Eichstätt.

	Hochwasser März 2008 [%]	Frühjahr 2008 [%]	Sommer/Herbst 2008 [%]
Pegel Treuchtlingen	64,7	58,7	70,3
Nebengewässer	11,3	9,3	18,9
Große Karstquellen	4,9	8,7	18,9
Kläranlagen	0,3	0,7	2,7
Diffuse Zugänge/Abgänge	18,8	22,7	-10,8
Summe	100,0	100,1	100,0

Die Modellierung des Altmühlabflusses mithilfe des ATV-DVWK-Gewässergütemodells (Abb. 4) zeigt nochmals den Einfluss der genannten Karsttributäre des Tiefen Karstes auf die Altmühl. Dieser verstärkt sich insbesondere in den Sommer- bzw. Herbstmonaten. Die Bedeutung aller anderen Tributäre ist dagegen geringer einzustufen.

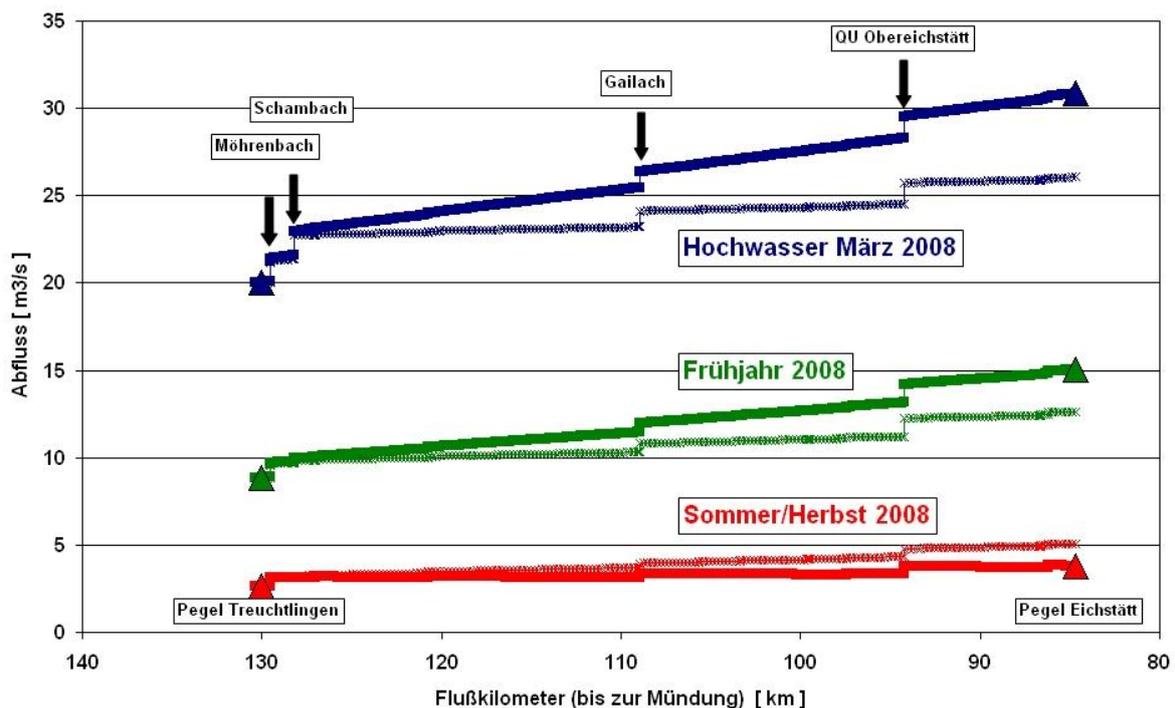


Abb. 4: Abflussmodellierung der Altmühl für verschiedene Abfluss-Szenarien im Jahre 2008 mit Hilfe des DWA-Gewässergütemodells unter Verwendung der Schüttungen einzelner Karstquellen und kleinerer Nebengewässer. Diffuse Zuflüsse und Verluste wurden bei der Berechnung gemäß Tab. 2 berücksichtigt (fette Linien) oder sie blieben unberücksichtigt (diffuse Linien). Die Dreiecke geben die tatsächlichen Abflussdaten wieder (HND Bayern).

5. Schlussfolgerungen

In Karstgebieten lassen sich aufgrund der hydrologischen Besonderheiten keine einfachen NQ-Beziehungen für Einzugsgebiete von Karstquellen angeben. Daher sind die NQ-Beziehungen der Oberflächengewässer auch derart komplex, dass es sinnvoller erscheint, anstelle einer Vielzahl unterschiedlicher und ungleich zu gewichtender NQ-Beziehungen der einzelnen Karstquellen die beobachteten quellspezifischen Schüttungsdaten zur Modellierung des Abflusses der Oberflächengewässer heranzuziehen. Insbesondere bei Betrachtung weiterer Aspekte (z. B. der Gewässergüte), bei denen der Abfluss als eine entscheidende Komponente zu berücksichtigen ist, erscheint ein derartiger Ansatz hilfreich. Abflussbilanzierungen und Modellierungen des Abflusses sind in Karstgebieten auch unter Berücksichtigung von Messfehlern bei unterschiedlichen Abflussbestimmungsmethoden und ihrer Fortpflanzung im Rahmen der Auswertung generell problematisch, dennoch ergeben sich wertvolle Hinweise auf die Bedeutung von einzelnen Karsttributären am Abflussgeschehen einer Karstregion.

Literatur

ATV-DVWK-AG (2002) Handbuch ATV-DVWK-Gewässergütemodell, Version GB-4.2. -
Herausgeber: ATV-DVWK Hauptgeschäftsstelle Hennef.

- BONACCI, O. (2007): Analysis of long-term (1878-2004) mean annual discharges of the karst spring Fontaine de Vaucluse (France). – Symposium “Time in Karst” 14.-18.3.2007, Postojna, KWI Special Publication 12, S. 151-156.
- BRUMMEISL, C., S. SCHÖBER & M. TRAPPE (2007): Possibilities and problems of discharge measurements in karst areas – examples from the South Franconian Alb (Germany). – Short Paper 15th Karstological School, Postojna, S. 5-8.
- FLEURY, P., V. PLAGNES & M. BALAKOWICZ (2007): Modelling of the functioning of karst aquifers with a reservoir model: Application to Fontaine de Vaucluse (South of France). – Journal of Hydrology 345, S. 38-49.
- FORSTNER, S., U. KAUL & K. VENNEBUSCH (2001): Abwasserentsorgung der Karstflächen zur Altmühl. Gewässergütesimulation im Bereich Treuchtlingen / Dietfurt. – LFU Augsburg, 15 S. (unveröffentlichter Bericht).
- GEYER, T., S. BIRK, R. LIEDL, & M. SAUTER (2008): Quantification of temporal distribution of recharge in karst systems from spring hydrographs. – Journal of Hydrology 348, S. 452-463.
- GLASER, S. (1998): Der Grundwasserhaushalt in verschiedenen Faziesbereichen des Mals der Südlichen und Mittleren Frankenalb. – GSF-Bericht 2/98, Neuherberg, 135 S.
- MOUSSU, F., V. PLAGNES, L. OUDIN; H. BENDJOURI & A. MANGIN (2009): Functioning of a karst aquifer : from rainfall-discharge series analysis to modelling. – Geophysical Research Abstracts 11, EGU2009-12416.
- TRAPPE, M. (2009): Sedimentpetrographie, Gliederung und Genese von Karstsedimenten, dargestellt am Beispiel der Südlichen Frankenalb. – Habilitationsschrift Katholische Universität Eichstätt-Ingolstadt, 216 S. (unveröffentlicht).
- VALDES, D., J-P. DUPONT, N. MASSEI, B. LAIGNEL & J. RODET (2006): Investigation of karst hydrodynamics and organization using autocorrelations and T- Δ C curves. – Journal of Hydrology 329, S. 432-443.

Verzeichnis der Autoren

Becht, Michael, Prof. Dr., Katholische Universität Eichstätt-Ingolstadt, Lehrstuhl für Physische Geographie, Ostenstraße 18, 85072 Eichstaett, Tel.: 08421 93 1303 Fax: 08421 93 2302; E-Mail: michael.becht@ku-eichstaett.de

Buchholz, Oliver, Dr., Hydrotec Ingenieurgesellschaft für Wasser und Umwelt mbH, Bachstraße 62–64, 52066 Aachen, Tel.:0241 50 68 89, E-Mail: oliver.buchholz@hydrotec.de

Casper, Markus, Prof. Dr.-Ing., Universität Trier – FB VI Physische Geographie, Behringstraße, 54286 Trier, E-Mail: casper@uni-trier.de

Einfalt, Thomas, Dr., hydro & meteo GmbH & Co. KG, Breite Str. 6-8, 23552 Lübeck, E-Mail: einfalt@hydrometeo.de

Faust, Christophe, B. Sc., Fachhochschule Trier – Institut für Innovative Informatik-Anwendungen, Schneidershof, 54293 Trier, E-Mail: c.faust@fh-trier.de

Gemmar, Peter, Prof. Dr. rer. nat., Fachhochschule Trier – Institut für Innovative Informatik-Anwendungen, Schneidershof, 54293 Trier, Tel.: 0651 8103 375, Fax: 0651 8103 480, E-Mail: p.gemmar@fh-trier.de

Greving, Martin, Dipl.-Inform.(FH), Fachhochschule Trier, Schneidershof, 54293 Trier, Tel.: 0651 8103 491, E-Mail: m.greving@fh-trier.de

Gronz, Oliver, M. Sc., Universität Trier – FB VI Physische Geographie, Behringstraße, 54286 Trier, E-Mail: gronz@uni-trier.de, Fachhochschule Trier – Institut für Innovative Informatik-Anwendungen, Schneidershof, 54293 Trier, E-Mail: o.gronz@fh-trier.de

Grundmann, Jens, Dipl.-Hydrol., Institut für Hydrologie und Meteorologie, Technische Universität Dresden, Würzburger Straße 46, Tel.: 0351 463 35556, Fax: 0351 463 37162, E-Mail: jens.grundmann@tu-dresden.de

Haberlandt, Uwe, Prof. Dr.-Ing., Institut für Wasserwirtschaft, Hydrologie und landwirtschaftlichen Wasserbau, Appelstr. 9A, 30167 Hannover, E-Mail: haberlandt@iww.uni-hannover.de

Herbst, Marcus, Dr., Universität Trier Fachbereich VI – Geographie/Geowissenschaften, Behringstrasse, 54286 Trier, Tel.: 0651 201 4555, Fax: 0651-201 3976, E-Mail: herbstm@uni-trier.de

Höfer, Johannes, Dipl.-Ing., Universität Karlsruhe (TH), Institut für Wasser und Gewässerentwicklung, Bereich Wasserwirtschaft und Kulturtechnik, 76128 Karlsruhe, Tel.: 0721 608 4222, Fax: 0721 608 5651, E-Mail: hoefer@iwg.uka.de

Hohenrainer, Jochen, Dipl.-Hyd., Dr.-Ing. Karl Ludwig – Wasserwirtschaft-Wasserbau GmbH, Herrenstr. 14, 76133 Karlsruhe, Tel.: 0721 91251 22, Fax: 0721 91251 19, E-Mail: jochen.hohenrainer@ludwig-wawi.de

Ihringer, Jürgen, Dr.-Ing., Universität Karlsruhe (TH), Institut für Wasser und Gewässerentwicklung, Bereich Wasserwirtschaft und Kulturtechnik, 76128 Karlsruhe, Tel.: 0721 608 3907, Fax: 0721 608 5651, E-Mail: ihringer@iwg.uka.de

Johann, Georg, Dipl. Hydr., Emschergenossenschaft/Lippeverband, Kronprinzenstraße 24, 45128 Essen, Tel.: 0201 104 0, Fax: 0201 104 2277, E-Mail: georg.johann@eglv.de

Johst, Margret, Dipl. Hyd., Universität Trier Fachbereich VI – Geographie / Geowissenschaften, Behringstrasse, 54286 Trier, Tel: 0651 201 4507, Fax: 0651 201 3976, E-Mail: johstm@uni-trier.de

Kaul, Ulrich, Referat 56: Siedlungsentwässerung, Landesamt für Umwelt, Bürgermeister-Ulrich-Straße 160, 86179 Augsburg, Tel.: 0821 9071 5741, Fax: 0821 90 71 55; E-Mail: ulrich.kaul@lfu.bayern.de.

Klein, Bastian, Dr.-Ing., Bundesanstalt für Gewässerkunde, Referat M2, Am Mainzer Tor 1, 56068 Koblenz, Tel.: 0261 1306 5256, Fax: 0261 1306 5280, E-Mail: klein@bafg.de

Kohl, Bernhard, Mag., Institut für Lawinen- und Wildbachforschung, Bundesamt und Forschungszentrum für Wald, Naturgefahren und Landschaft, Rennweg 1 – Hofburg, A-6020 Innsbruck, Österreich, Tel.: +43 512 573933 5132, Fax: +43 512 573933 5250, E-Mail: bernhard.kohl@uibk.ac.at

Löcke, Alexander, Dipl.-Ing., Wupperverband, Untere Lichtenplatzer Strasse 100, 42289 Wuppertal, E-Mail: loe@wupperverband.de

Malitz, Gabriele, Dr., Deutscher Wetterdienst, Abteilung Hydrometeorologie, Außenstelle Berlin, Lindenberger Weg 24, 13125 Berlin-Buch, Tel.: 030 940094 0, Fax: 030 940094 66, E-Mail: gabriele.malitz@dwd.de

Markart, Gerhard, DI Dr. Dr.h.c., Institut für Lawinen- und Wildbachforschung, Bundesamt und Forschungszentrum für Wald, Naturgefahren und Landschaft, Rennweg 1 – Hofburg, A-6020 Innsbruck, Österreich, Tel.: +43 512 573933 5130; Fax: +43 512 573933 5250, E-Mail: gerhard.markart@uibk.ac.at

Olmo Gil, Eva, Lda., Katholische Universität Eichstätt-Ingolstadt, Lehrstuhl für Physische Geographie, Ostenstraße 14, 85072 Eichstätt, Tel.: 08421 93 1628, Fax: 08421 93 1787, E-Mail: eva.olmo@ku-eichstaett.de.

Ott, Bettina, Dipl. Hydr., Emschergenossenschaft/Lippeverband, Kronprinzenstraße 24, 45128 Essen, Tel.: 0201 104 3173, Fax: 0201 104 3149, E-Mail: ott.bettina@eglv.de

Pfister, Angela, Dipl.-Geogr., Emschergenossenschaft / Lippeverband, Abteilung Wasserwirtschaft 23-WW, Kronprinzenstraße 24, 45128 Essen, Tel.: 0201 104 2747, Fax: 0201 104 3149, E-Mail: pfister.angela@eglv.de

Piroth, Klaus, Dr.-Ing., ARCADIS Deutschland GmbH, Wendtstraße 19, 76185 Karlsruhe, Tel.: 0721 98580 29, Fax: 0721 98580 80, E-Mail: k.piroth@arcadis.de

Radtke, Imke, Dipl.-Ing., Institut für Wasserwirtschaft, Hydrologie und landwirtschaftlichen Wasserbau, Appelstr. 9A, 30167 Hannover, E-Mail: radtke@iww.uni-hannover.de

Scheibel, Marc, Dipl.-Ing., Wupperverband, Untere Lichtenplatzer Strasse 100, 42289 Wuppertal, E-Mail: schei@wupperverband.de

Schulte, Markus, Dipl.-Ing., Lehrstuhl für Hydrologie, Wasserwirtschaft und Umwelttechnik, Ruhr-Universität Bochum, Universitätsstraße 150, 44801 Bochum, Tel.: 0234 32 26259, Fax: 0234 32 14153, E-Mail: markus.schulte-3@ruhr-uni-bochum.de

Schumann, Andreas, Prof. Dr. rer. nat., Lehrstuhl für Hydrologie, Wasserwirtschaft und Umwelttechnik, Ruhr-Universität Bochum, Universitätsstraße 150, 44801 Bochum, Tel.: 0234 32 24693, Fax: 0234 32 14153, E-Mail: andreas.schumann@ruhr-uni-bochum.de

Stahl, Natalie, Wasserwirtschaftsamt Weilheim, Püttrichstr. 15, 82362 Weilheim, Tel.: 0881 182 230, Fax: 0881 182 330, E-Mail: natalie.stahl@wwa-wm.bayern.de

Steinbrich, Andreas, Diplom-Hydrologe, Institut für Hydrologie Freiburg, Fahnenbergplatz, 79098 Freiburg, Tel.: 0761 203 3539, E-Mail: andreas.steinbrich@hydrology.uni-freiburg.de

Stüber, Manfred, Dipl.-Inform.(FH), Fachhochschule Trier, Schneidershof, 54293 Trier, Tel.: 0651 8103 374, E-Mail: stueberm@fh-trier.de

Trappe, Martin, Dr., Katholische Universität Eichstätt-Ingolstadt, Lehrstuhl Physische Geographie, Ostenstraße 18, 85072 Eichstaett, Tel.: 08421 93 1463, Fax: 08421 93 1787, E-Mail: martin.trappe@ku-eichstaett.de

Treis, Adrian, Dipl. Geogr., Emschergenossenschaft / Lippeverband, Abteilung Wasserwirtschaft 23-WW, Kronprinzenstraße 24, 45128 Essen, Tel.: 0201 104 3172, Fax: 0201 104 3149, E-Mail: treis.adrian@eglv.de

Verworn, Hans-Reinhard, Prof. Dr.-Ing. habil., Leibniz Universität Hannover, Institut für Wasserwirtschaft, Appelstr. 9A, 30167 Hannover, Tel.: 0511 762 5199, Fax: 0511 762 3731, E-Mail: verworn@iww.uni-hannover.de

Weiler, Markus, Prof. Dr., Institut für Hydrologie Freiburg, Fahnenbergplatz, 79098 Freiburg, Tel.: 0761 203 3535, E-Mail: markus.weiler@hydrology.uni-freiburg.de

Schriftenreihe Forum für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung

Bisher erschienene Hefte

- Heft 01.02 Wechselwirkungen zwischen Grundwasserleitern und Oberflächengewässern
Beiträge zum Tag der Hydrologie 2002 am 20./21. März 2002 in Suderburg
Herausgeber: Hartmut Wittenberg und Matthias Schöniger
210 Seiten, 63 Abbildungen, Format A4
ISBN: 3-936514-22-4 vergriffen
- Heft 02.02 Hochwassermanagement – Gefährdungspotenziale und Risiko der Flächennutzung
Beiträge zum Seminar am 7./8. November 2002 in Koblenz
Herausgeber: Hans-B. Kleeberg und Günter Meon
201 Seiten, 43 Abbildungen, Format A4
ISBN 3-936514-26-7 vergriffen
Aktualisierte Neuauflage erschienen als Heft 02.03
Beiträge zum Seminar am 12./13. Juni 2003 in Weimar
Herausgeber: Hans-B. Kleeberg und Günter Meon
200 Seiten, 65 Abbildungen, Format A4
ISBN 3-924063-58-3 vergriffen
- Heft 03.03 Numerische Simulationsmodelle für Fließgewässer
Beiträge zum Seminar am 12./13. Mai 2003 in Stein bei Nürnberg
Herausgeber: Siegfried Bloß und Hans-B. Kleeberg
185 Seiten, 32 Abbildungen, Format A4
ISBN 3-924063-57-5 vergriffen
Aktualisierte Neuauflage erscheinen als Heft 03.05
Beiträge zum Seminar am 15. März 2005 in Dortmund
Herausgeber: Siegfried Bloß und Hans-B. Kleeberg
185 Seiten, 65 Abbildungen, Format A4
ISBN 3-924063-57-5 35 EUR
- Heft 04.03 Klima – Wasser – Flussgebietsmanagement – im Lichte der Flut
Beiträge zum Tag der Hydrologie 2003 am 20./21. März 2003 in Freiburg i.Br.
Herausgeber: Hans-B. Kleeberg
Band1 Vorträge, 270 Seiten, 144 Abbildungen, Format A4
Band 2 Poster, 194 Seiten 105 Abbildungen, Format A4
ISBN 3-924063-59-1 35 EUR
- Heft 05.04 Wasser- und Stofftransport in heterogenen Einzugsgebieten
Beiträge zum Tag der Hydrologie 2004 am 22./23. März 2004 in Potsdam
Herausgeber: Axel Bronstert, Annegret Thieken, Bruno Merz,
Michael Rode, Lucas Menzel
Band1 Vorträge, 221 Seiten, 88 Abbildungen, Format A4
Band 2 Poster, 315 Seiten, 144 Abbildungen, Format A4
ISBN 3-937758-18-6 beide Bände zusammen 45 EUR
- Heft 06.04 Hochwassermanagement – Gefährdungspotenziale und Risiko der Flächennutzung
Neuauflage
Beiträge zum Seminar am 17./18. Juni 2004 in Münster
Herausgeber: Hans-B. Kleeberg und Günter Meon
172 Seiten, 61 Abbildungen, Format A4
ISBN 3-937758-19-4 35 EUR

- Heft 07.04 Niedrigwassermanagement
Beiträge zum Seminar am 11./12. November 2004 in Koblenz
Herausgeber: Hans-B. Kleeberg und Gero Koehler
172 Seiten, 82 Abbildungen, Format A4
ISBN 3-937758-47-X vergriffen
- Heft 08.05 Hochwasser-Gefahrenkarten
Teil 1: Erarbeitung und Nutzung von Hochwassergefahrenkarten
Beiträge zum Erfahrungsaustausch am 24. November 2004 in Erfurt
Teil 2: Zonierungssystem und Risikomodellierung in der Versicherungswirtschaft
Herausgeber: Hans-B. Kleeberg
140 Seiten, 34 Abbildungen, Format A4
ISBN 3-937758-48-8 vergriffen
- Heft 03.05 Numerische Simulationsmodelle für Fließgewässer
Beiträge zum Seminar am 15. März 2005 in Dortmund
Aktualisierte Neuauflage von Heft 03.03
Herausgeber: Siegfried Bloß und Hans-B. Kleeberg
185 Seiten, 65 Abbildungen, Format A4
ISBN 3-924063-57-5 35 EUR
- Heft 09.05 Niederschlag – Input für hydrologische Berechnungen
Beiträge zum Seminar am 12./13. April 2005 in Koblenz
Herausgeber: Hans-B. Kleeberg
159 Seiten, 44 Abbildungen, Format A4
ISBN 3-937758-67-4 35 EUR
- Heft 10.05 Entscheidungsunterstützung in der Wasserwirtschaft –
von der Theorie zum Anwendungsfall
Beiträge zum Tag der Hydrologie 2005 am 22./23. März 2005 in Aachen
Herausgeber: Heribert Nacken, Sabine Bartussek, Hani Sewilam
314 Seiten, 131 Abbildungen, 25 Tabellen, Format A4
ISBN 3-937758-68-2 42 EUR
- Heft 11.05 Hochwasser – Vorsorge und Schutzkonzepte
Beiträge zum Seminar am 2./3. Juni 2005 in Braunschweig
Herausgeber: Hans-B. Kleeberg und Günter Meon
200 Seiten, 75 Abbildungen, Format A4
ISBN 3-937758-80-1 38 EUR
- Heft 12.05 Akustische Doppler Geräte (ADCPs) in der Hydrometrie:
Möglichkeiten und Perspektiven einer innovativen Technik
Beiträge zum Seminar am 28./29. September 2005 in Koblenz
Herausgeber: Matthias Adler und Hans-B. Kleeberg
172 Seiten, 120 Abbildungen, 8 Tabellen, Format A4
ISBN 3-937758-90-9 38 EUR
- Heft 13.05 Abflussbildung – Prozessbeschreibung und Fallbeispiele
Herausgeber: Axel Bronstert
Monographie
148 Seiten, 81 Abbildungen, 12 Tabellen, Format A4
ISBN 3-937758-91-7 38 EUR

Heft 14.06	<p>Niederschlag – Input für hydrologische Berechnungen Aktualisierte Neuauflage Beiträge zum Seminar am 12./13. April 2005 in Koblenz Herausgeber: Hans-B. Kleeberg 205 Seiten, Format A4 ISBN-10: 3-939057-30-4 ISBN-13: 978-3-939057-30-7</p>	38 EUR
Heft 15.06	<p>Risikomanagement extremer hydrologischer Ereignisse Beiträge zum Tag der Hydrologie 2006 am 22./23. März 2006 an der Universität der Bundeswehr München Herausgeber: Markus Disse, Karin Guckenberger, Sabine Pakosch, Alpaslan Yörük, Astrid Zimmermann Band 1 Vorträge 1, 278 Seiten Band 2 Vorträge 2, 338 Seiten Band 3 Poster, 280 Seiten ISBN-10: 3 939057-31-2 ISBN-13: 978-3-939057-31-4</p>	<p>beide Vortragsbände zusammen 50 EUR Posterband zusätzlich/alleine 15 EUR</p>
Heft 16.06	<p>Niederschlag-Abfluss-Modellierung Beiträge zum Workshop am 10./11. April 2006 in Trier Herausgeber: Markus Casper und Marcus Herbst 195 Seiten, Format A4 ISBN-10: 3-939057-55-X ISBN-13: 978-3-939057-55-0</p>	45 EUR
Heft 17.06	<p>Dezentraler Hochwasserschutz Beiträge zum Seminar am 16./17. Oktober 2006 in Koblenz Herausgeber: Klaus Röttcher, Gero Koehler, Hans-B. Kleeberg 188 Seiten, Format A4 ISBN-10: 3-939057-56-8 ISBN-13: 978-3-939057-56-7</p>	45 EUR
Heft 18.06	<p>Hochwasser – Vorsorge und Schutzkonzept Beiträge zum Seminar am 6./7. November 2006 in Stein bei Nürnberg Herausgeber: Hans-B. Kleeberg, Heribert Nacken 232 Seiten, Format A4 ISBN-10: 3-939057-57-6 ISBN-13: 978-3-939057-57-4</p>	45 EUR
Heft 19.07	<p>Dezentraler Hochwasserschutz Beiträge zum Seminar am 4./5. Juni 2007 in Leipzig Herausgeber: Klaus Röttcher, Gero Koehler, Hans-B. Kleeberg 196 Seiten, Format A4 ISBN-13: 978-3-940173-03-4</p>	48 EUR

- Heft 20.07 Einfluss von Bewirtschaftung und Klima auf Wasser- und Stoffhaushalt von Gewässern
Beiträge zum Tag der Hydrologie 2007 am 22./23. März 2007
an der Universität Rostock
Herausgeber: Konrad Miegel, Ellen-Rose Trübger, Hans-B. Kleeberg
Band 1 Vorträge, 276 Seiten
Band 2 Poster, 17 Seiten beide Bände zusammen 60 EUR
ISBN: 978-3-940173-04-1
- Heft 21.07 Verdunstung
Beiträge zum Seminar am 10./11. Oktober 2007 in Potsdam
Herausgeber: Konrad Miegel, Hans-B. Kleeberg
252 Seiten, Format A4
ISBN: 978-3-940173-05-8 48 EUR
- Heft 22.07 EU-Hochwasserrichtlinie
Wohin geht die Reise beim Europäischen Hochwasserschutz
Beiträge zum Seminar am 19./20. November 2007 in Koblenz
Herausgeber: Heribert Nacken
126 Seiten, Format A4
ISBN: 978-3-940173-44-7 48 EUR
- Heft 23.08 Hochwasser, Wassermangel, Gewässerverschmutzung
– Problemlösung mit modernen hydrologischen Methoden
Beiträge zum Tag der Hydrologie 2008 am 27./28. März 2008
an der Leibniz Universität Hannover
Herausgeber: Uwe Haberlandt, Bernd Riemeier,
Max Billib, Hans-Reinhard Verworn, Hans-B. Kleeberg
300 Seiten, Format A4, mit Poster-CD 48 EUR
ISBN: 978-3-940173-96-6
- Heft 24.08 Klimawandel – Was kann die Wasserwirtschaft tun?
Beiträge zum Symposium am 24./25. Juni 2008 in Nürnberg
Herausgeber: Hans-B. Kleeberg
256 Seiten, Format A4
ISBN: 978-3-940173-97-3 48 EUR
- Heft 25.09 EU-Hochwasserrichtlinie
In drei Schritten zur Umsetzung
Beiträge zum Seminar am 19. Februar 2009 in Magdeburg
Herausgeber: Heribert Nacken
126 Seiten, Format A4
ISBN: 978-3-941089-53-2 48 EUR
- Heft 26.09 Hydrologische Systeme im Wandel
Beiträge zum Tag der Hydrologie 2009 am 26./27. März 2009
an der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel
Herausgeber: Nicola Fohrer, Britta Schmalz,
Georg Hörmann, Katrin Bieger
196 Seiten, Format A4 48 EUR
ISBN: 978-3-941089-54-9

Heft 27.10	Auen und Hochwasser Beiträge zum Internationalen Symposium am 10./11. Februar 2010 in Ingolstadt Herausgeber: Bernd Cyffka, Hans-B. Kleeberg 226 Seiten, Format A4 ISBN: 978-3-941897-08-3	50 EUR
Heft 28.10	Abflüsse aus extremen Niederschlägen Beiträge zum 2. Trierer Workshop zur Niederschlag-Abfluss-Modellierung am 14./15. September 2009 in Trier Herausgeber: Markus Casper, Oliver Gronz 245 Seiten, Format A4 ISBN: 978-3-941897-22-9	50 EUR

Ab Heft 10 sind alle Hefte (auch bereits vergriffene) ebenfalls auf CD erhältlich.

Mitglieder der Fachgemeinschaft Hydrologische Wissenschaften erhalten auf den Preis einen Nachlass von 20 %