



Universität für Bodenkultur Wien

Department Wasser – Atmosphäre – Umwelt

Institut für Wasserwirtschaft, Hydrologie und konstruktiven  
Wasserbau

Vorstand: Univ.Prof. Dipl.Ing. Dr. Helmut Habersack

Betreuer: Em.O.Univ.Prof. Dipl.Ing. Dr. Dr.h.c. Hans Peter Nachtnebel

## EREIGNISBASIERTE MODELLEDDIAGNOSE VON NIEDERSCHLAG-ABFLUSS-MODELLSTRUKTUREN

Dissertation  
zur Erlangung des Doktorgrades  
an der Universität für Bodenkultur Wien

Eingereicht von  
Dipl.Ing. Philipp Stanzel

Wien, März 2012



## DANKSAGUNG

Die Erstellung dieser Dissertation wurde nur durch den Beitrag vieler Menschen möglich. Mein besonderer Dank gilt:

Prof. Hans Peter Nachtnebel, für die ausführlichen und konstruktiven Diskussionen, für seine Ideen zu neuen Modellentwicklungs- und Analysemöglichkeiten, und für die gute Zusammenarbeit in vielen spannenden Projekten;

Prof. Willibald Loiskandl, für seine wertvollen Kommentare und die Begutachtung meiner Arbeit;

Harald Kling, für die praktische Einführung in die Welt der hydrologischen Modellierung, und die stetige Versorgung mit neuen Papers und alten Tricks;

Mathew Herrnegger, für das Überlassen von Daten und für seine Freude an immer neuen und immer denselben Diskussionen;

allen Kolleginnen und Kollegen, von denen ich bei gemeinsamer Bearbeitung verschiedenster hydrologischer Probleme viel gelernt habe: Bianca Kahl, Clemens Neuhold, Khaled Hardan, Luke Olang, Thilo Lehmann, Thomas Hörhan, Thomas Pfaffenwimmer, Tobias Senoner, Ulli Haberl;

ihnen und allen anderen Kolleginnen und Kollegen am IWHW, für den gemeinsamen Arbeitsalltag, die gemeinsamen Mittagessen, und die Teepausen, in denen es uns meistens gelang, unsere Köpfe kurz von Hydrologie und Wasserwirtschaft freizubekommen;

Manfred und Gaby, für die wichtigen letzten Korrekturen des Textes und ihre Unterstützung in allen Lebenslagen;

Katharina, für unser wunderbares Leben, und für die inspirierende Atmosphäre in unserer Home Library und in der Albert Sloman Library;

dem kleinen Aurelio, für sein Lachen und seine fröhlichen Kommentare zu meinen grundlegenden Fragen: „Abababa!“;

meinen Eltern Sissy und Andi, für alles.

## ABSTRACT

The numerical simulation of runoff events is one of the main goals of hydrological modeling, e.g. in flood forecasting or for the estimation of design discharge values. Deviations in the simulation of event runoff might be attributed to deficits in the applied model structure. The objective of this research is a comparative evaluation of different rainfall-runoff model structures. Comparative model diagnostics facilitate the assessment of strengths and weaknesses of each model. The application of multiple models also allows an analysis of magnitude and character of simulation uncertainties arising from the selection of model structure, as compared with effects of uncertain parameters and precipitation input.

Starting from an existing model, alternative algorithms for the simulation of overland flow routing, soil storage and runoff separation are implemented. The new components provide a better representation of the physical principles of these processes than in the original conceptual model. In total, four different model structures are compared.

The model structures are evaluated in three consecutive steps. At the elementary computational unit of the models, correct calculations are verified in comparison with published results and simulations of other models. At one selected hillslope, the models' general behavior in simulating runoff, soil moisture and the runoff components of overland flow, interflow and base flow is tested. For two catchments with areas of 90 and 170km<sup>2</sup>, the model performance is assessed with runoff observations. In the applications in catchments, uncertainty due to parameter selection and estimation of precipitation input is considered.

Catchment runoff is simulated satisfactorily by all four model structures and shows only minor differences. Systematic deviations from runoff observations provide insight into model deficiencies. While the more physically based model structures capture some single runoff events better, they do not generally outperform the more conceptual model structures. Contributions to uncertainty in runoff simulations stemming from the choice of model structure, parameter selection and precipitation input representation show similar dimensions. Variations in precipitation input mainly affect the general level and peaks of runoff, while different model structures lead to different simulated runoff dynamics.

Large differences between the four analysed models were detected for simulations of soil moisture and, even more pronounced, runoff components. Soil moisture changes were more dynamical in the more physically based model structures, which was in better agreement with observations. Streamflow contributions of overland flow were considerably lower in these models than in the more conceptual approaches. Observations of runoff components were not available in this study, but were shown to be highly effective for the selection of an appropriate model structure.

## KURZFASSUNG

Die Simulation des Abflusses bei größeren Ereignissen ist eine der wesentlichen Aufgaben der Niederschlag-Abfluss-Modellierung, z.B. in der Hochwasservorhersage oder zur Festlegung von Bemessungsabflüssen. Fehler bei der Abbildung des Ereignisabflusses können durch Defizite in der verwendeten Modellstruktur hervorgerufen werden. Ziel dieser Arbeit ist ein Vergleich verschiedener Modellstrukturen. In vergleichenden Beurteilungen und Modelldiagnosen soll das optimale Modell identifiziert werden, Stärken und Schwächen der einzelnen Modellstrukturen analysiert und Verbesserungsmöglichkeiten gefunden werden. Die parallele Anwendung mehrerer Modellstrukturen ermöglicht die Untersuchung der Unsicherheit in der hydrologischen Simulation, die aus der Wahl des Modells resultiert.

Neben konzeptionellen Prozessbeschreibungen werden in den Vergleich auch physikalisch basierte Ansätze einbezogen, die eine bessere Schätzung von Parametern aus Gebietseigenschaften ermöglichen. Dafür werden in ein bestehendes Niederschlag-Abfluss-Modell alternativen Berechnungen der Prozesse der lokalen Abflusentstehung im Boden und an der Bodenoberfläche implementiert, die die physikalischen Grundlagen dieser Prozesse stärker berücksichtigen als im Ausgangsmodell. Aus der schrittweisen Weiterentwicklung ergeben sich vier unterschiedliche Modellstrukturen.

Die Beurteilung der Modelle erfolgt in drei Schritten: für die elementare Berechnungseinheit einer Modellzone, an einem einzelnen Hang und in zwei Einzugsgebieten, für die Pegelbeobachtungen vorliegen. Im Modellvergleich werden neben dem simulierten Abfluss auch die Bodenfeuchte sowie die Anteile der Abflusskomponenten Oberflächenabfluss, Zwischenabfluss und Basisabfluss berücksichtigt. In den Analysen in Einzugsgebieten werden über Parametervariationen und Niederschlagsszenarien die Unsicherheiten aus diesen beiden Quellen untersucht.

Bei der Abbildung des Pegelabflusses ergeben sich – in der quantitativen Beurteilung durch Gütemaße wie in der optischen Analyse der Hydrographen – nur geringe Unterschiede zwischen den einzelnen Modellen. Systematisch auftretende Abweichungen von den Beobachtungen, wie z.B. Unter- oder Überschätzungen der Spitzen, zeitlich zu frühes oder zu spätes Auftreten der Spitzen oder Fehler in bestimmten Bereichen des Hydrographen, geben Hinweise auf Defizite in den Modellstrukturen. Die stärker physikalisch basierten Ansätze können einzelne Ereignisse besser abbilden als das konzeptionelle Ausgangsmodell, erweisen sich aber insgesamt nicht als grundsätzlich bessere Modelle. Die Unsicherheit in der Abflusssimulation aufgrund der Modellstruktur erweist sich als etwas geringer, aber in der Größenordnung der Unsicherheiten aufgrund der Parameter und des Niederschlaginputs. Verschiedene Niederschlagsszenarien beeinflussen die Höhe des Abflusses und der Spitzen, die Ergebnisse mit verschiedenen Modellstrukturen unterscheiden sich in der Dynamik der Abflusssimulationen.

Deutliche Unterschiede zwischen den Modellen zeigen sich vor allem in der Simulation der Bodenfeuchte und in noch größerem Ausmaß in den ermittelten Anteilen der Abflusskomponenten. Die Bodenfeuchteverläufe sind in den stärker physikalisch basierten Ansätzen wesentlich dynamischer, was eher mit Beobachtungen übereinstimmt. Die Anteile von Oberflächenabfluss sind bei diesen Modellen deutlich niedriger als bei den stärker konzeptionellen Ansätzen. Beobachtungen zu den tatsächlich auftretenden Anteilen der Abflusskomponenten fehlen für beide Gebiete. Wie die Ergebnisse dieser Arbeit zeigen, hätte eine wenn auch ungefähre Kenntnis der Anteile der Abflusskomponenten in der Natur großes Potential, die Wahl einer adäquaten Modellstruktur zu fördern.

# INHALT

<b>1 Zielsetzung</b> .....	<b>1</b>
1.1 Konkrete Teilziele und Hypothesen .....	1
1.1.1 Neue Modellkomponenten und alternative Modelle.....	1
1.1.2 Modellbeurteilung und Modelldiagnose .....	2
1.1.3 Unsicherheitsanalyse .....	2
1.1.4 Hypothesen .....	2
1.2 Gliederung .....	3
<b>2 Problemstellung und Stand des Wissens</b> .....	<b>4</b>
2.1 Ausgangsmodell und Analyse von Defiziten .....	4
2.1.1 Bodenspeicher.....	4
2.1.2 Lineare Speicherkette .....	7
2.1.3 Verdunstung.....	7
2.1.4 Defizite .....	8
2.2 Prozesse der Abflussbildung .....	9
2.3 Hydrologische Modelle und typische Prozessbeschreibungen.....	12
2.3.1 Konzeptmodelle.....	12
2.3.2 Physikalisch-basierte, verteilte Modelle .....	13
2.4 Modellbildung und Modellbeurteilung.....	16
2.5 Analyse der Unsicherheiten.....	18
2.5.1 Datenunsicherheit .....	18
2.5.2 Parameterunsicherheit.....	19
2.5.3 Modellvergleich und Unsicherheit aufgrund der Wahl der Modellstruktur.....	21
<b>3 Untersuchungsgebiete und Daten</b> .....	<b>24</b>
3.1 Lage der Untersuchungsgebiete.....	24
3.2 Einzugsgebiet der Lammer .....	24
3.2.1 Räumliche Diskretisierung .....	27
3.3 Einzugsgebiet der Strem.....	28
3.3.1 Räumliche Diskretisierung .....	30
3.4 Meteorologische Daten.....	31
3.4.1 Niederschlag und Temperatur aus INCA-Analysen .....	31
3.4.2 Niederschlagsszenarien für die Unsicherheitsanalyse .....	32
3.5 Hydrographische Daten .....	33
<b>4 Methoden</b> .....	<b>34</b>
4.1 Neue Modellkomponenten .....	34
4.1.1 Oberflächenabfluss in der kinematischen Welle (Modul kW).....	34
4.1.2 Modell der vertikalen Bodenwasserbewegung (Modul swm) .....	39
4.2 Alternative Modellstrukturen .....	50
4.2.1 Laterale Verknüpfung im Speichermmodell (COSERO-Hang) .....	51
4.2.2 Ersetzen des obersten Speichers durch das kW-Modul (kW-Wang).....	52
4.2.3 Ersetzen der Speicherkaskade durch das swm-Modul (swm-lateral und swm-vertikal).....	53
4.3 Modellbeurteilung, Modelldiagnose und Unsicherheitsanalyse.....	60
4.3.1 Funktionsfähigkeit der neuen Komponenten.....	61
4.3.2 Modellverhalten am Einzelhang .....	62
4.3.3 Vergleichende Anwendung in Einzugsgebieten und Unsicherheitsanalyse .....	64

<b>5</b>	<b>Ergebnisse .....</b>	<b>75</b>
5.1	Funktionsfähigkeit der neuen Modellkomponenten .....	75
5.1.1	Wellenablauf im kW-Modell .....	75
5.1.2	Vertikale Bodenwasserbewegung, Infiltration und Verdunstung im swm-Modul .....	78
5.1.3	Diskussion der Ergebnisse und Schlussfolgerungen.....	85
5.2	Modellverhalten am Einzelhang .....	87
5.2.1	COSERO-Hang.....	87
5.2.2	kW-Wang.....	88
5.2.3	swm-lateral .....	90
5.2.4	Simulation der Bodenfeuchte.....	100
5.2.5	Diskussion der Ergebnisse und Schlussfolgerungen.....	102
5.3	Modellverhalten bei der Simulation von Einzugsgebieten: Anwendung an der Lammer .....	106
5.3.1	Simulierte und beurteilte Perioden .....	106
5.3.2	Festlegung der Anfangszustände und Parameterbereiche.....	107
5.3.3	Akzeptable Abflusssimulationen und Parametersätze der Kalibrierungsperiode .....	108
5.3.4	Abflusssimulationen der Validierungsperioden.....	117
5.3.5	Quantitative Gütekriterien .....	119
5.3.6	Simulierte Abflussanteile.....	125
5.3.7	Vergleich der Unsicherheiten aus verschiedenen Quellen.....	127
5.3.8	Diskussion der Ergebnisse und Schlussfolgerungen.....	130
5.4	Modellverhalten bei der Simulation von Einzugsgebieten: Anwendung an der Strem .....	135
5.4.1	Simulierte und beurteilte Perioden .....	135
5.4.2	Festlegung der Anfangszustände und Parameterbereiche.....	136
5.4.3	Akzeptable Abflusssimulationen und Parametersätze der Kalibrierungsperiode .....	138
5.4.4	Abflusssimulationen der Validierungsperioden.....	152
5.4.5	Quantitative Gütekriterien .....	154
5.4.6	Simulierte Abflussanteile.....	158
5.4.7	Diskussion der Ergebnisse und Schlussfolgerungen.....	160
<b>6</b>	<b>Zusammenfassung und Ausblick .....</b>	<b>165</b>
6.1	Ziele.....	165
6.2	Neue Module und Prüfung ihrer Funktionsfähigkeit.....	165
6.3	Alternative Modelle und Modellverhalten am Einzelhang.....	166
6.4	Modellvergleich und Unsicherheitsanalyse in Einzugsgebieten .....	167
6.5	Schlussfolgerungen und Ausblick .....	169
<b>7</b>	<b>Literatur.....</b>	<b>171</b>
<b>8</b>	<b>Internetquellen .....</b>	<b>183</b>
<b>9</b>	<b>Abbildungsverzeichnis .....</b>	<b>184</b>
<b>10</b>	<b>Verzeichnis der Tabellen .....</b>	<b>188</b>
<b>11</b>	<b>Symbole und Abkürzungen.....</b>	<b>189</b>
<b>12</b>	<b>Anhang .....</b>	<b>193</b>
	<b>Lebenslauf .....</b>	<b>201</b>

# 1 ZIELSETZUNG

Hydrologische Modellierung wird in vielen Bereichen der Wasserwirtschaft in Forschung und praktischer Anwendung eingesetzt. Der Fokus dieser Arbeit liegt auf der Simulation von Abflussereignissen mit räumlich verteilten, zeitlich kontinuierlichen Niederschlag-Abfluss-Modellen. Solche Simulationen werden z.B. in der Hochwasserprognose oder für die Ermittlung von Bemessungsabflüssen angewendet. Die Wahl eines bestimmten Modells erfolgt dabei im Allgemeinen vor der Anwendung. Grundlage der Auswahl ist der Zweck der Anwendung (Reefsgaard 1996) und, da für verschiedene Aufgaben eine Vielzahl an Modellen vorliegen, häufig die Verfügbarkeit des Modells und Erfahrung in seiner Anwendung (Wagener und Kollat 2002). Der parallele Einsatz eines Ensembles mehrerer Modelle, wie in der Meteorologie üblich, findet in der Hydrologie noch selten Anwendung (Georgakakos et al. 2004). Auch systematische Analysen der Unterschiede in Ergebnissen mit verschiedenen Modellen und des Einflusses der Modellstruktur auf die Unsicherheit in der Simulation liegen bisher nur wenige vor (Butts et al. 2004).

Ziel dieser Arbeit ist eine vergleichende Anwendung verschiedener Modellstrukturen, die aus einem Satz von Modellkomponenten entwickelt werden. In der vergleichenden Prüfung und Beurteilung soll das – für diese Anwendung – beste Modell gefunden werden. Die angewandten Beurteilungskriterien sollen dabei eine Analyse der Stärken und Schwächen der einzelnen Modellstrukturen ermöglichen. Dadurch soll eine Diagnose von Defiziten in den Modellstrukturen und Verbesserungsmöglichkeiten erfolgen. Durch die parallele Anwendung mehrerer Modellstrukturen soll außerdem die Unsicherheit in der hydrologischen Simulation, die aus der Wahl des Modells resultiert, analysiert werden.

Der Vergleich soll neben rein konzeptionellen Ansätzen auch physikalisch basierte Prozessbeschreibungen umfassen. Dafür sollen Elemente eines bestehenden hydrologischen Konzeptmodells durch neu eingeführte Modellkomponenten ersetzt werden, die die physikalischen Grundlagen der Abflussentstehung stärker berücksichtigen. Die Ableitung der Parameter dieser Komponenten aus Gebietseigenschaften soll eine Einschränkung des Parameterraums ermöglichen. Die Auswahl der neuen Modellkomponenten basiert dabei auf einer Analyse der Defizite der bestehenden Modellstruktur und theoretischen Überlegungen, wie besonders relevante Prozesse besser abgebildet werden können.

## 1.1 Konkrete Teilziele und Hypothesen

Ausgehend von diesen generellen Zielen einer vergleichenden Anwendung alternativer hydrologischer Modelle ergeben sich aus den Analysen von Defiziten des Ausgangsmodells (Kapitel 2.1) und der vorhandenen wissenschaftlichen Literatur (Kapitel 2.2 bis 2.5) die im Folgenden beschriebenen konkreten Teilziele und Hypothesen.

### 1.1.1 Neue Modellkomponenten und alternative Modelle

Aufgrund des Fokus auf den Ereignisabfluss sollen für die Prozesse der lokalen Abflussentstehung und Abflusskonzentration am Hang neue Berechnungskomponenten eingeführt werden. Angesichts der Fülle an bestehenden Modellansätzen sollen dabei keine grundsätzlich neuen Methoden entwickelt werden, sondern bewährte Verfahren implementiert werden. Die neuen Modellkomponenten und die daraus zusammengestellten neuen Modelle sollen die physikalischen Prozesse, die zur Abflussbildung führen, stärker berücksichtigen als dies im Speicheransatz des Ausgangsmodells der Fall ist:

- Gebietseigenschaften (Vegetation, Topographie, Bodeneigenschaften) sollen für die Parameterschätzung herangezogen werden können.

- Bei der Entstehung von Oberflächenabfluss sollen die Prozesse Infiltrationsüberschuss und Sättigungsüberschuss abgebildet sein.
- In der Berechnung der Verdunstung soll die Wirkung unterschiedlicher Vegetationsstrukturen berücksichtigt werden können, deren Wasseraufnahme in unterschiedlichen Bodentiefen erfolgt.
- Anders als in halbverteilten Modellen, in denen die Abflüsse einzelner Modellzonen getrennt zum Auslass geroutet werden, sollen die Abflussprozesse der Modellzonen entsprechend ihrer Lage entlang des Fließweges verknüpft sein. Diese laterale Verknüpfung von Modellelementen soll für einzelne Hänge die Abbildung von Sättigungszonen in Talbereichen ermöglichen.

### 1.1.2 Modellbeurteilung und Modelldiagnose

- Schrittweise soll die Eignung der verschiedenen Modellstrukturen zur Abbildung von Beobachtungen getestet werden. Dabei soll auch überprüft werden, ob den Simulationen plausible Abbildungen der wesentlichen physikalischen Prozesse zugrunde liegen. Es wird davon ausgegangen, dass mehrere gültige Modelle und Parametersätze akzeptiert werden können (vergleichbar dem „*Alternative Blueprint*“ von Beven 2002).
- Es soll festgestellt werden, ob eines der Modelle als „bestes Modell“ identifiziert werden kann. Die Beurteilung soll sich dabei auf die Abbildung von größeren Abflussereignissen konzentrieren.
- Die Beurteilungskriterien sollen eine kritische Modelldiagnose ermöglichen, die verbliebene Defizite und mögliche Weiterentwicklungen aufzeigt (vgl. Gupta et al. 2008).
- Obwohl nur Beobachtungen für den Abfluss vorliegen, sollen sich die Analysen nicht auf den Abfluss beschränken. Es soll untersucht werden, ob andere simulierte Größen wie Bodenfeuchte und Abflusskomponenten, potentiell zur Modell- und Parameterwahl sowie zur Modelldiagnose beitragen können. Die Analyse dieser Größen soll auch Rückschlüsse auf dominante Abflussprozesse im Gebiet unterstützen.

### 1.1.3 Unsicherheitsanalyse

Wenn mehrere Modelle und Parametersätze als gültige Beschreibungen des hydrologischen Systems angesehen werden, kann die Bandbreite der resultierenden Simulationen als Maß der Unsicherheit in der Modellierung herangezogen werden (Beven 2002).

- Um zu einem solchen Ergebnis zu kommen, sollen neben der Anwendung mehrerer Modelle (Modellunsicherheit) auch Parametervariationen (Parameterunsicherheit) durchgeführt werden.
- Die Analyse der Parameterunsicherheit und der Identifizierbarkeit der Parameter (vgl. Wagener et al. 2001) soll auch einen Beitrag zur Analyse des Modellverhaltens der verschiedenen Ansätze liefern.
- Zusätzlich sollen Unsicherheiten aufgrund unsicherer Inputdaten des Niederschlags berücksichtigt werden, um die Unsicherheiten, die aus den drei Quellen Input, Parameter und Modell resultieren, miteinander vergleichen zu können.

### 1.1.4 Hypothesen

Im Rahmen des umfassenden Modellvergleichs in zwei Einzugsgebieten sollen zwei zentrale Hypothesen überprüft werden.

- (1) Modelle, die konzeptionelle Elemente mit stärker physikalisch basierten Ansätzen kombinieren, führen zu besseren Simulationen des Ereignisabflusses als rein konzeptionelle Modelle.

Diese Hypothese ergibt sich einerseits daraus, dass der Wahl der Modellkomponenten, die durch neue, physikalisch basierte Elemente ersetzt werden sollen, eine Analyse der Defizite im Konzeptmodell zugrunde liegt. Die Kombination mit den physikalisch basierten Ansätzen soll im Bereich dieser Defizite Verbesserungen bringen und daher auch zu einer besseren Ereignissimulation führen. Auch im Modellvergleich von Reed et al. 2004 (siehe Kapitel 2.4) zeigen Modelle, die Kombinationen konzeptioneller und physikalisch basierter Ansätze aufweisen, insgesamt die beste Performance.

- (2) Die aus der Wahl der Modellstruktur resultierende Unsicherheit in der hydrologischen Simulation liegt in der Größenordnung der Unsicherheiten aus Parameterschätzung und Niederschlagsinput.

In bisherigen Anwendungen und Analysen im Einzugsgebiet der Salzach (Nachtnebel et al. 2009) zeigte sich ein starker Einfluss des Niederschlagsinputs auf die Abbildung größerer Abflussereignisse. In der Literatur zur Unsicherheit aufgrund von Niederschlagsdaten (Kapitel 2.5.1) finden sich sehr unterschiedliche Aussagen. Auch Untersuchungen der Modellunsicherheit, in denen Aussagen zu den relativen Anteilen verschiedener Unsicherheitsquellen getroffen werden, kommen zu verschiedenen Ergebnissen: Kuczera et al. (2006) erkennen einen größeren Einfluss der Inputunsicherheit im Vergleich zur Modellunsicherheit, Butts et al. (2004) erhalten Unsicherheiten aus Modellstruktur, Parameterwahl und Niederschlagsinput in vergleichbaren Größenordnungen, mit etwas höheren Modellunsicherheiten. Aufgrund dieses uneinheitlichen Bildes wurde für die Hypothese zu den Einflüssen verschiedener Unsicherheitsquellen die Annahme einer vergleichbaren Größenordnung getroffen.

## 1.2 Gliederung

Im folgenden Kapitel 2 wird zuerst als Ausgangslage das bestehende konzeptionelle Modell beschrieben und kritisch analysiert. Dann wird der Stand des Wissens in Bezug auf vorhandene Modellalternativen und Analysemethoden sowie offene Forschungsfragen erläutert. In Kapitel 3 werden die beiden Einzugsgebiete beschrieben, in denen Anwendungen erfolgen, sowie die verwendeten Eingangsdaten. In Kapitel 4 wird die angewandte Methode erläutert. Dabei werden zuerst die neuen Modellkomponenten beschrieben und dann die aus den bestehenden und neuen Komponenten zusammengestellten Modellalternativen. Danach erfolgt eine Darstellung der Methoden der Modellbeurteilung, Modelldiagnose und der Unsicherheitsanalyse. In Abschnitt 5 werden die wesentlichen Ergebnisse vorgestellt. Auswertungen zur Prüfung der Funktion neuer Komponenten und des grundsätzlichen Modellverhaltens werden in den ersten beiden Teilen gezeigt und diskutiert. Danach erfolgt eine ausführliche Beschreibung der Ergebnisse des Modellvergleichs unter Unsicherheit in einem Einzugsgebiet, gefolgt von der gleich strukturierten Erläuterung der Anwendung im zweiten Einzugsgebiet. Schließlich werden in Kapitel 6 die zentralen Ergebnisse und Schlussfolgerungen sowie der resultierende zukünftige Forschungsbedarf zusammengefasst.

## 2 PROBLEMSTELLUNG UND STAND DES WISSENS

### 2.1 Ausgangsmodell und Analyse von Defiziten

Ausgangspunkt des in dieser Arbeit vorgestellten Modellvergleichs ist das konzeptionelle hydrologische Modell COSERO (CONTinuous SEMIdistributed RunOff model), das in Anlehnung an das HBV-Modell (Bergström 1992) am Institut für Wasserwirtschaft, Hydrologie und konstruktiven Wasserbau (IWHW) entwickelt wurde (Nachtnebel et al. 1993, Fuchs 1998, Kling 2002, Eder et al. 2003, Kling 2006). Die alternativen Modellstrukturen sollen auf der Basis dieses Modells erstellt werden. Dabei sollen Alternativen für jene Bereiche implementiert werden, in denen mögliche Defizite der Modellstruktur identifiziert werden.

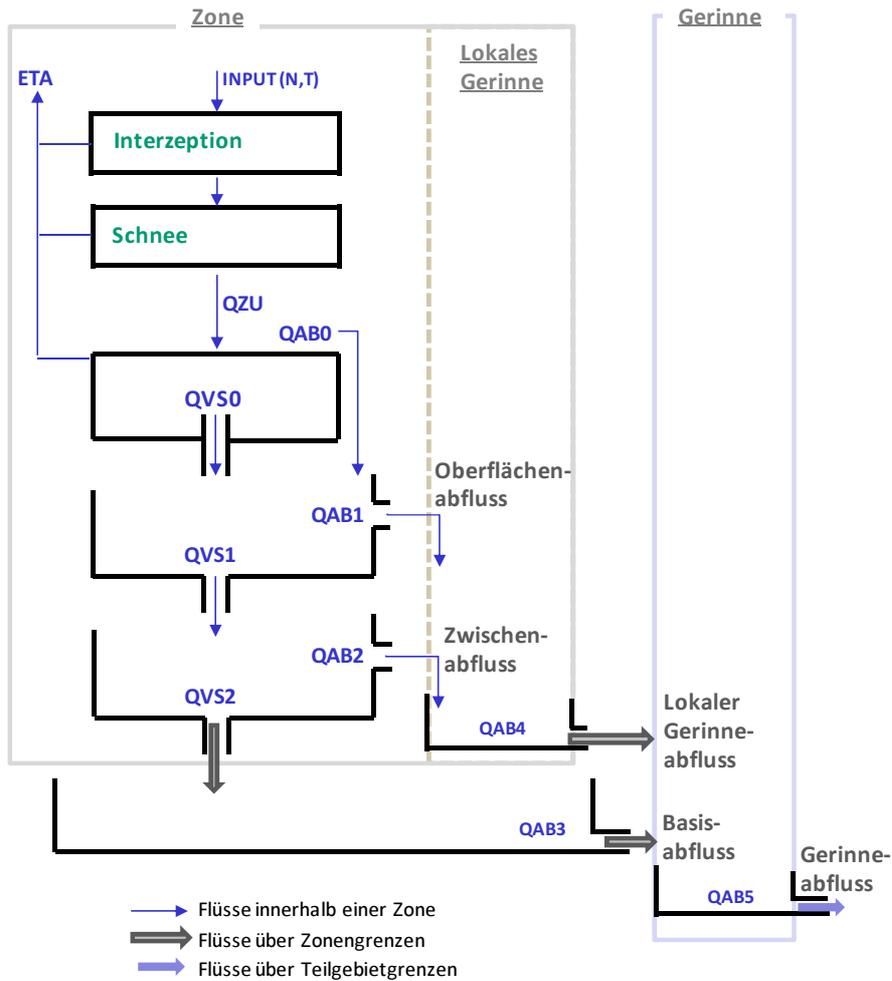
In COSERO werden die Abflüsse aller elementaren Berechnungszonen innerhalb eines Einzugsgebietes zum Gebietsabfluss addiert (halbverteiltes Modell). Die abflussbildenden Prozesse werden dabei für jede Berechnungszone als Abflüsse aus einer Folge von Speichern beschrieben (Abb. 1). Nach der Berechnung der Inputgrößen (Niederschlag und Temperatur) folgen ein Schneemodell, ein Interzeptionsspeicher, ein Bodenspeicher und drei Speicher für die Abflusskomponenten Oberflächenabfluss (Speicher 1), Zwischenabfluss (Speicher 2) und Basisabfluss (Speicher 3). Der Basisabflussspeicher wird für ein gesamtes Teileinzugsgebiet definiert, die Abflüsse aus Speicher 1 und 2 durchlaufen noch den Speicher 4, der das lokale Routing innerhalb des Einzugsgebiets repräsentiert. Aus der Summe aller Zonenabflüsse aus Speicher 4 und des Basisabflusses ergibt sich somit der Gebietsabfluss eines Subbasins. Das Routing im Gerinne erfolgt in einem weiteren, auf das Teileinzugsgebiet bezogenen linearen Speicher (Speicher 5).

Im Folgenden werden nur jene Module beschrieben, die sich auf die Abflusstenstehung und Abflusssparation in der Bodenzone und an deren Grenzen beziehen. Alternative Berechnungsansätze wurden in dieser Arbeit nur für diese Bereiche eingesetzt. Für die Analyse von Abflussereignissen werden diese Komponenten als wesentlich erachtet. Alle anderen Module, die z.B. die Verteilung der Inputgrößen, Interzeption, Schneeprozesse, den Grundwasserspeicher und das Gerinnerouting betreffen, wurden in dieser Arbeit nicht verändert. Eine Beschreibung der wesentlichen Komponenten dieser Module befindet sich im Anhang.

Die Gleichungen in diesem (und vielen anderen) hydrologischen Modellen sind Zustandsformulierungen, bei denen das Modellsystem über Inputvariablen, Zustandsvariablen und Outputvariablen beschrieben wird. Der Systemzustand wird dabei so definiert, dass die Kenntnis des aktuellen Zustands und des zukünftigen Inputs ausreicht, um das zukünftige Systemverhalten zu bestimmen (Sacher 1987). Zustandsvariable und Outputvariable des aktuellen Zeitschritts ( $t$ ) werden also aus den Inputvariablen des aktuellen Zeitschritts und den Zustandsvariablen am Ende des vorangegangenen Zeitschritts ( $t-1$ ) ermittelt (Kling 2006).

#### 2.1.1 Bodenspeicher

Zuflüsse in den Bodenspeicher sind der Anteil des Niederschlags, der nicht im Interzeptionsspeicher zurückgehalten wird, sowie Schmelzwasser aus dem Schneemodell. Ein Teil dieses Inputs gelangt in den Bodenspeicher und erhöht die Bodenfeuchte, ein Teil gelangt rasch zum Abfluss (d.h. in die nachgeschalteten Speicher). Langsamer Abfluss aus dem Bodenspeicher wird ebenfalls in die Speicherkette abgegeben.



QZU	Input in Bodenspeicher aus Niederschlag und Schneeschmelze
ETA	Aktuelle Evapotranspiration
QAB0	Rascher Abfluss, der nicht zur Erhöhung der Bodenfeuchte beiträgt
QVS0	Versickerung aus dem Bodenspeicher
QAB1	Oberflächenabfluss
QVS1	Versickerung aus Oberflächenabflussspeicher
QAB2	Zwischenabfluss
QVS2	Versickerung aus Zwischenabflussspeicher
QAB3	Basisabfluss aus Grundwasserspeicher
QAB4	Lokaler Gerinneabfluss
QAB5	Gerinneabfluss

**Abb. 1: Schema des COSERO-Modells**

Dadurch ergibt sich die folgende Speichergleichung des Bodenspeichers:

$$BW0_t = BW0_{t-1} + QZU_t - ETA_t - QAB0_t - QVS0_t \quad (1)$$

mit

BW0	Speicherinhalt des Bodenspeichers (m)
QZU	Zufluss aus Niederschlag und Schneeschmelze (Abflusshöhe, m)
ETA	aktuelle Evapotranspiration (m)
QAB0	rascher Abfluss (Abflusshöhe, m); Anteil des Inputs der nicht zur Erhöhung der Bodenfeuchte beiträgt
QVS0	langsame Versickerung aus dem Bodenspeicher (Abflusshöhe, m)

Der Anteil des Zuflusses QZU, der rasch weitergeleitet wird, ist abhängig vom aktuellen Füllungsgrad des Bodenspeichers und einem Parameter  $\beta$  (diese Berechnung wird daher in weiterer Folge auch BETA-Funktion genannt):

$$QAB0_t = QZU_t \cdot \left( \frac{BW0_{t-1}}{BW0_{max}} \right)^\beta \quad (2)$$

mit	QAB0	rascher Abfluss (Abflusshöhe, m); Anteil des Inputs der nicht zur Erhöhung der Bodenfeuchte beiträgt
	QZU	Zufluss aus Niederschlag und Schmelzwasser (Abflusshöhe, m)
	BW0	Speicherinhalt des Bodenspeichers (m)
	BW0 <sub>max</sub>	Maximaler Speicherinhalt des Bodenspeichers (m)
	$\beta$	Parameter (im Modell: BETA)

Die Auswirkung verschiedener  $\beta$ -Werte auf den abflusswirksamen Anteil des Niederschlags- und Schmelzwassers ist in Abb. 2 dargestellt. Je kleiner  $\beta$ , desto mehr Wasser wird rasch in die nachfolgenden Speicher weitergeleitet. Der Anstieg des Oberflächenabflusses mit zunehmender Bodenfeuchte kann als Zunahme der gesättigten Bereiche innerhalb einer Zone interpretiert werden, auf denen Sättigungsabfluss entsteht.

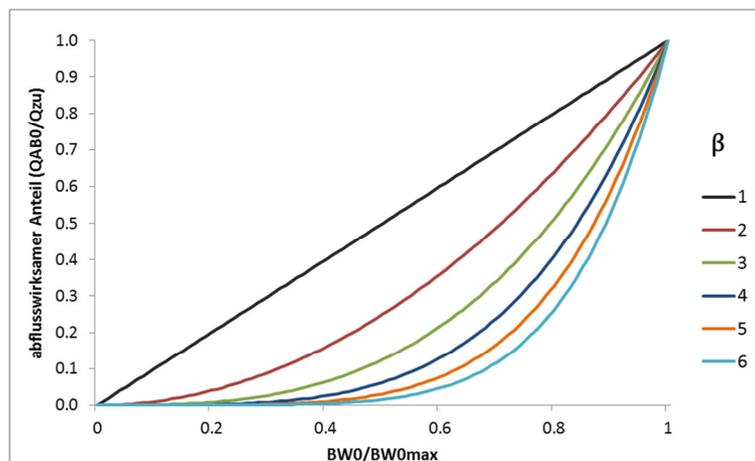


Abb. 2: Auswirkung unterschiedlicher  $\beta$ -Werte

Die langsame Versickerung aus dem Boden in die Speicherkette wird durch einen linearen Speicher simuliert:

$$QVS0_t = BW0_{t-1} \cdot \left( 1 - e^{-\frac{\Delta t}{KBF}} \right) \quad (3)$$

mit	QVS0	langsame Versickerung aus dem Bodenspeicher (Abflusshöhe, m)
	BW0	Speicherinhalt des Bodenspeichers (m)
	KBF	lineare Speicherkonstante für die Versickerung aus dem Bodenspeicher (s)
	$\Delta t$	Dauer des Zeitschritts (s)

### 2.1.2 Lineare Speicherkette

Die Prozesse der Abflussbildung im Anschluss an die Bodenzone werden durch drei hintereinander geschaltete lineare Speicher unterschiedlicher Kapazität und Abflusscharakteristik beschrieben.

Der erste Speicher wirkt als Verteiler zwischen direktem Oberflächenabfluss QAB1 und der weiteren Versickerung QVS1. Der Abfluss des Speichers 2 QAB2 entspricht dem Zwischenabfluss oder Interflow zum Gerinnesystem. Der Anteil QVS2 gelangt durch Tiefenversickerung in den unterhalb liegenden Speicher 3, der den Grundwasserspeicher eines Untereinzugsgebiets repräsentiert.

Auch das lokale Routing der raschen Abflussanteile (Oberflächenabfluss und Interflow) zum Gebietsauslass und das Gerinnerouting von Pegel zu Pegel werden über lineare Speicher (4 und 5) modelliert.

Jeder dieser Speicher wird durch folgende Größen bestimmt:

*Parameter:*

- Speicherauslasshöhe (H, nur für Speicher 1 und 2)
- Speicherkonstante für den lateralen Abfluss (TAB)
- Speicherkonstante für die Versickerung (TVS, nur für Speicher 1 und 2)

*Systemzustand:*

- Speicherinhalt des Speichers (BW)

*Input:*

- Zufluss aus dem oberhalb liegenden Speicher der Speicherkaskade (QIN)

*Output:*

- lateraler Abflussanteil (QAB)
- Versickerungsanteil (QVS, nur in Speicher 1 und 2)

Mit diesen Größen kann die Veränderung der Speicherfüllung für einen Speicher mit zwei Auslässen und konstantem Zufluss QZU wie folgt beschrieben werden:

$$\frac{dBW}{dt} = QIN - QAB - QVS = QZU - \frac{BW-H}{TAB} - \frac{BW}{TVS} \quad (4)$$

Für einen Speicher mit nur einem Auslass (H=0, TVS=0) ergibt sich die analytische Lösung dieser Differentialgleichung für einen Zeitschritt der Dauer  $\Delta t$  mit (Kling 2006):

$$BW_t = TAB \cdot QIN_t - TAB \cdot \left( QIN_t - \frac{BW_{t-1}}{TAB} \right) \cdot e^{-\Delta t / TAB} \quad (5)$$

Für die Berechnung der Speicher mit zwei Auslässen ergeben sich unterschiedliche Lösungen je nachdem, ob der Speicherstand am Beginn und am Ende oberhalb oder unterhalb des lateralen Auslasses für QAB liegt. Eine Beschreibung dieser unterschiedlichen Lösungen findet sich bei Kling 2006.

### 2.1.3 Verdunstung

Die potentielle Evapotranspiration (ETP) entspricht jener Verdunstung an der Bodenoberfläche (Evaporation) und durch Pflanzen (Transpiration), die auftritt, wenn keine Einschränkung der Wasserverfügbarkeit vorliegt. Die ETP für eine mit Gras bewachsenen Fläche unter definierten Standardbedingungen bei ausreichender Wasserversorgung wird als Referenz-Evapotranspiration oder  $ET_0$  bezeichnet (Allen et al. 1998). Die Referenz-Evapotranspiration wird im Ausgangsmodell mit der Methode nach Thornthwaite und Mathers (1957) berechnet. Für dieses auf empirischen Faktoren beruhende Verfahren wird ausschließlich die Temperatur als Eingangsgröße benötigt. Die Methode

wurde für die Berechnung monatlicher Werte entwickelt. Die Anwendung für kürzere Zeitschritte führt zu systematischen Abweichungen von den Ergebnissen für Monatswerte. Insgesamt kann die Thornthwaite-Methode als eine vereinfachte Berechnung von  $ET_0$  angesehen werden.

Die aktuelle Evapotranspiration (ETA) entspricht der tatsächlichen Verdunstung, die von pflanzenphysiologischen Eigenschaften und der Wasserverfügbarkeit abhängt. Die potentielle Verdunstung wird dementsprechend aufgrund der beiden Faktoren Vegetation und Wasserverfügbarkeit verändert. Die wesentlichen Elemente dieser verbreiteten Vorgehensweise werden von Allen et al. (1998) ausführlich beschrieben.

Ein im englischen als *crop coefficient* bezeichneter Faktor beschreibt die Abweichungen von der Referenz-Evapotranspiration  $ET_0$  aufgrund der Bodenbedeckung. Dieser Faktor unterliegt aufgrund der saisonalen Vegetationsentwicklung einer saisonalen Veränderung. Der korrespondierende Modellparameter  $ETVEGCOR$  kann daher für jedes Monat variabel festgelegt werden.

Der Faktor  $BFALF$  berücksichtigt die Verringerung der Pflanzentranspiration bei eingeschränkter Wasserverfügbarkeit. Diese entsteht dadurch, dass bei geringerer Bodenfeuchte das Bodenwasser stärker an die festen Bodenbestandteile gebunden ist und die Pflanzen gegen das erhöhte Matrixpotential weniger Wasser entnehmen können. Beim permanenten Welkepunkt kann schließlich kein Wasser mehr transpiriert werden.

$$ETA_t = ET_{0t} \cdot ETVEGCOR_t \cdot BFALF_t \quad (6)$$

mit	$ETVEGCOR$	Faktor zur Berücksichtigung der pflanzenspezifischen Transpiration
	$BFALF$	Abminderungsfaktor aufgrund der Wasserverfügbarkeit

Bei hoher Bodenfeuchte erfolgt keine Reduktion der  $ET_0$  ( $BFALF = 1$ ). Ab einem bestimmten Grenzwert der Bodenfeuchte  $FKFAK$ , der als Anteil der maximalen Speicherfüllung angegeben wird, kommt es mit abnehmender Füllung des Bodenspeichers zu einer linearen Abnahme der aktuellen Evapotranspiration:

$$BFALF_t = \frac{BWO_{t-1}}{FKFAK \cdot BWO_{max}} \quad (7)$$

mit	$FKFAK$	Anteil des maximalen Speicherinhalts, über dem keine Reduktion der $ET_0$ auftritt
	$BWO$	Speicherinhalt des Bodenspeichers (mm)
	$BWO_{max}$	Maximaler Speicherinhalt des Bodenspeichers (mm)

Maximale und minimale Speicherfüllung können als Feldkapazität und permanenter Welkepunkt interpretiert werden.

#### 2.1.4 Defizite

Vegetation wird in diesem Modellkonzept nur über Koeffizienten im Interzeptionsspeicher und in der Verdunstungsberechnung abgebildet. Die räumliche Verteilung der Pflanzenwurzelndichte, die die Verdunstung beeinflusst, oder die aus der Vegetation resultierende Oberflächenrauigkeit, die sich auf den Oberflächenabfluss auswirkt, werden nicht berücksichtigt. Genauere Informationen zur Vegetation, wie z.B. aus Feldkartierungen, können daher nicht genutzt werden. Auch andere Gebietskenntnisse wie Geländeneigungen oder Bodencharakteristika können nur indirekt bei der Parameterwahl berücksichtigt werden.

Die Entstehung von Oberflächenabfluss wird durch die BETA-Funktion beschrieben, die im Wesentlichen die Zunahme von gesättigten Bodenbereichen abbildet. Es werden daher nicht beide wesentlichen Prozesse der Entstehung von Oberflächenabfluss, Infiltrationsüberschuss und

Sättigungsüberschuss, berücksichtigt. Dies ist einerseits ein grundsätzliches Defizit der Modellstruktur. Die fehlende Abbildung beider Prozesse erschwert Rückschlüsse auf dominante Abflussprozesse im modellierten Gebiet. Andererseits zeigten sich in den Simulationsergebnissen bisheriger Anwendungen (Nachtnebel und Stanzel 2008, Nachtnebel et al. 2009) Probleme, die durch diese Modellstruktur bedingt sein können. Einzelne Ereignisse, die bei geringer Vorfeuchte und daher möglicherweise aufgrund von Infiltrationsüberschuss auftraten, wurden zum Teil nicht abgebildet. Außerdem ergaben sich systematische Unterschätzungen der Spitzenabflüsse. Die simulierten Ereignisabflüsse zeigten dabei oft zu langsam ansteigende und zu träge abfallende Verläufe, was auf zu geringe Nichtlinearität in den Simulationen hinweist.

Die bisher übliche Anwendung von COSERO als halbverteilttes Modell mit Hydrological Response Units (HRUs) berücksichtigt die Fließwege innerhalb eines Teileinzugsgebietes über einen linearen Speichers. Einzelne HRUs erstrecken sich aber über weit voneinander entfernte Bereiche, die ganz unterschiedliche Fließzeiten zum Gebietsauslass aufweisen können. Es gibt bei dieser Form der räumlichen Diskretisierung daher zumeist keine Grundlage zur verteilten Vergabe der Speicherkonstanten aufgrund von Gebietseigenschaften.

Darüber hinaus werden die Abflüsse einzelner Berechnungszonen zum Gebietsabfluss aufsummiert, ohne einander zu beeinflussen. Dies führt dazu, dass die Systemzustände einer Zone nicht von ihrer Lage entlang des Fließweges – am Hang oder im Tal – abhängig sind. Für mögliche Vergleiche z.B. der simulierten Bodenfeuchte mit Beobachtungen stellt diese fehlende laterale Verknüpfung ein Defizit dar.

Es ergeben sich daher die folgenden Anforderungen für alternative Modellkomponenten, die bereits in Kapitel 1.1.1 als wesentliche Teilziele angeführt sind :

- Gebietseigenschaften wie Vegetation, Topographie und Bodeneigenschaften sollen verstärkt in der Parameterschätzung berücksichtigt werden können.
- Bei der Entstehung von Oberflächenabfluss sollen Infiltrationsüberschuss und Sättigungsüberschuss abgebildet sein.
- In der Berechnung der Verdunstung soll die vertikale Verteilung der Wurzelichte von verschiedenen Vegetationsstrukturen und damit die unterschiedliche Wasseraufnahme in verschiedenen Bodenschichten berücksichtigt werden.
- Die Modellzonen sollen entsprechend ihrer Lage entlang des Fließweges miteinander verknüpft sein, so dass die Systemzustände einer Zone durch Zufluss von oben beeinflusst sind.

Die beschriebene zu geringe Nichtlinearität in den Simulationen könnte nicht nur auf die Modellstruktur, sondern auch auf die Parameterwahl zurückzuführen sein. Gupta et al. (2010) weisen darauf hin, dass die Optimierung des Nash-Sutcliffe-Gütekriteriums für kontinuierliche Simulationen zu einer systematischen Unterschätzung der Spitzen führt. Im angestrebten Modellvergleich sollen daher Parametervariationen berücksichtigt werden. Außerdem sollen mehrere Beurteilungskriterien eingesetzt werden, die auf den Ereignisabfluss fokussieren.

## 2.2 Prozesse der Abflussbildung

Die besprochenen Defizite in der Modellstruktur des Ausgangsmodells betreffen im Wesentlichen die lokale Abflussbildung an der Bodenoberfläche und im Boden. Für die Entwicklung von alternativen Modellstrukturen wird eine stärkere Orientierung an den physikalischen Grundlagen der Abflussbildung und Abflusskonzentration angestrebt. In der Folge werden diese physikalischen Grundlagen kurz beschrieben. Die dargelegten Abflussmechanismen stellen dabei abstrahierte

Konzepte dar. Zum kontinuierlichen Vorgang der Abflussbildung in Einzugsgebieten tragen gleichzeitig viele Prozesse bei, die in der Natur nicht scharf voneinander getrennt werden können (vgl. Casper 2002).

Der auf die Geländeoberfläche fallende Niederschlag infiltriert in die obersten Bodenschichten. Die maximale Infiltrationsrate, die ein Boden aufnehmen kann, wird als Infiltrationskapazität bezeichnet. Kann nicht der gesamte Niederschlag infiltrieren, sammelt sich ein Teil des Wassers (der in diesem Zusammenhang als Infiltrationsüberschuss oder *infiltration excess* bezeichnet werden kann) an der Bodenoberfläche und beginnt, als Oberflächenabfluss abzurinnen. Dieser Prozess wurde erstmals von Horton (1933) beschrieben und wird daher auch Horton'scher Oberflächenabfluss (*Hortonian overland flow*) genannt. Dieser Abflussmechanismus wurde v.a. in semi-ariden Gebieten beobachtet und tritt in humiden Gebieten selten und nur auf Flächen mit sehr geringer Infiltrationskapazität auf (Tonböden, verdichtete oder verschlammte landwirtschaftlich genutzte Böden; Merz und Bronstert, 2005). Außerdem können dichte Gras-Vegetationen (Markart 2007) oder hydrophobe Auflagen von Nadeln in Nadelwäldern (Hegg et al. 2004) zu einem ähnlichen Verhalten führen.

Ist die gesamte Speicherkapazität eines Bodens erreicht und es fällt weiterer Niederschlag, fließt dieser sogenannte Sättigungsüberschuss (*saturation excess*) ebenfalls als Oberflächenabfluss ab. Dieser Prozess wurde von Dunne ausführlich untersucht (z.B. Dunne und Black 1970) und wird auch als Dunne'scher Oberflächenabfluss (*Dunne flow*) bezeichnet. Lateraler Zufluss im Untergrund kann zur Entstehung dieses Oberflächenabflusses beitragen. Tritt dabei bereits infiltriertes Wasser wieder an die Oberfläche wird dies als *Return Flow* bezeichnet (vgl. Casper 2002). Sättigungsabfluss tritt vor allem lokal in Mulden und in Talböden nahe des Gewässers auf (Hewlett und Hibbert 1967).

Oberflächenabfluss fließt zumeist nur kurze Strecken als über die gesamte Bodenoberfläche gleichmäßig verteilter sogenannter *sheet flow* ab. Aufgrund von Vegetation und Mikrotopographie sammelt sich der Abfluss in Rillen und Mikrogerinnen (vgl. Merz und Bronstert 2005). Abb. 3 zeigt ein Beispiel für Oberflächenabfluss, der größtenteils noch als *sheet flow* abfließt, sich aber in einzelnen Bereichen schon zu lokalen Mikrogerinnen sammelt.



**Abb. 3: Oberflächenabfluss (Foto: Herrnegger)**

Als Zwischenabfluss oder Interflow wird der Anteil des Abflusses bezeichnet, der dem Gerinne unterirdisch aus oberflächennahen Bodenschichten zufließt. Im Vergleich zum Beitrag des Grundwassers aus tieferen Schichten im Untergrund (der den sogenannten Basisabfluss bildet), fließt er relativ rasch ab. Er wird daher auch als *subsurface storm flow* bezeichnet (Weiler et al. 2005).

Zwischenabfluss kann durch verschiedene Prozesse bzw. einer Kombination aus diesen entstehen: *matrix-throughflow* beschreibt den relativ langsamen Prozess des laterale Durchfließen der Bodenmatrix (vgl. Rode und Wenk, 2005). Bei hohen lateralen Durchlässigkeiten und miteinander verbundenen stark gesättigten Bereichen im Untergrund kann auch dieser Prozess einen raschen und bedeutenden Beitrag zum Abfluss ergeben (Weiler et al. 2005). Der Abfluss in Makroporen und präferentiellen Fließwegen, die durch Tieraktivität und Pflanzenwurzeln im Untergrund entstehen können, wird als besonders wichtige Quelle für raschen Zwischenabfluss angesehen (Bronstert 1994). Durch ein Ausdrücken von Grundwasser kann ebenfalls rascher unterirdischer Abflusses entstehen. Ein rascher Anstieg des Grundwasserspiegels aufgrund von Infiltration in gewässernahe Talaquifere mit einem Kapillarsaum, der bis nahe an die Oberfläche reicht, wird als *Groundwater Ridging* bezeichnet. Eine Druckübertragung (Piston-Flow-Effekt) kann an Hängen mit ausgeprägten Hangaquiferen zu einem Ausdrücken von Grundwasser auch durch Infiltration in größerer Entfernung vom Gewässer führen (vgl. Uhlenbrook 1999).

Die verschiedenen Abflussmechanismen weisen unterschiedliche Geschwindigkeiten auf und beeinflussen den Abfluss daher auf unterschiedlichen zeitlichen Skalen (vgl. Blöschl und Sivapalan 1995). Daher kann aus der Aufenthaltszeit des Wassers im Boden auf den Prozess der Abflussbildung geschlossen werden. Die Bestimmung der Aufenthaltszeit in Einzugsgebieten kann über stabile Isotope oder natürlich vorkommende Tracer im Wasser erfolgen, deren Konzentration sich mit der Zeit ändert (vgl. McDonnell et al. 2010). Für kleinere Gebiete oder Hänge können chemische Tracer zugegeben werden. Die zeitliche Verteilung des Vorkommens der Tracer im Gebietsabfluss ermöglicht dann den Rückschluss auf die Dauer des Wassertransports. Die Kombination dieser Methode mit der Sammlung des Abflusses in verschiedenen Schichten entlang eines Schnittes durch den Hang führt zu detaillierten Auswertungen der zum Abfluss beitragenden Prozesse (z.B. Weiler et al. 1999, Scherrer et al. 2007)

Untersuchungen mit Tracern zeigten das sogenannte „*old water paradoxon*“: im raschen Ereignisabfluss während und nach einem Niederschlagsereignis, findet man große Anteile an älterem Wasser (*pre-event water*), das nicht unmittelbar aus dem gerade gefallenen Niederschlag stammt. In vielen Fällen können in der chemischen Zusammensetzung des „alten“ Wassers während Abflussereignissen zusätzlich unterschiedliche Reaktionen für verschieden chemische Bestandteile gemessen werden (Kirchner 2003, sogenanntes „*double paradoxon*“). Dafür wurden in vielen Untersuchungen eine Reihe von Erklärungen gefunden, die einerseits eine Art Ausdrücken des alten Wassers aus der Bodenmatrix konstatieren, mit den oben erwähnten Prozessen des *groundwater ridging* und des *Piston-Flow*-Effekts, andererseits von Austauschprozessen zwischen Makroporen und Bodenmatrix und einer dadurch erfolgenden Mischung von *event-* und *pre-event water* ausgehen (vgl. Kienzler und Naef 2008). Anteile an altem Wasser können teilweise auch in Oberflächenabfluss gefunden werden (Kienzler und Naef 2008, Weiler et al. 1999), was auf einen relevanten kleinräumigen Austausch von oberflächennahem Zwischenabfluss und Oberflächenabfluss schließen lässt.

Trotz der Wichtigkeit des raschen lateralen Abflusses im Boden und im Austausch mit Oberflächenabfluss wird immer noch nicht im Detail verstanden, auf welche Weise „neues“ *event water* und „altes“ *pre-event water* interagieren und wie dabei die Hangeometrie und Bodeneigenschaften, die Bodenmatrix und ihr Wassergehalt, präferentielle Fließwege und biologische Aktivität im Boden sowie die Niederschlagscharakteristik zusammenwirken (Kienzler und Naef 2008).

Eine zusammenfassende Darstellung verschiedener Abflussbildungsprozesse mit Fallbeispielen findet sich bei Bronstert (2005). Eine detaillierte Übersicht über Varianten und Details der Entstehung der beschriebenen Prozesse geben auch Scherrer et al. (2007).

## 2.3 Hydrologische Modelle und typische Prozessbeschreibungen

Aus dem beschriebenen hydrologischen Modell soll durch Kombinationen mit alternativen Modellkomponenten eine Reihe an alternativen Modellansätzen entwickelt und verglichen werden. Die neuen Modellkomponenten sollen dabei die physikalischen Grundlagen der Abflussbildung stärker berücksichtigen. Gerade Kombinationen aus konzeptionellen und physikalisch basierten Ansätzen erwiesen sich als erfolgreich in der Abflusssimulation von Einzugsgebieten (Reed et al. 2004). Dabei soll auf Ansätze zurückgegriffen werden, die sich in bestehenden hydrologischen Modellen bewährt haben. Daher wurde für einige der am häufigsten eingesetzten Modelle untersucht, welche typischen Prozessbeschreibungen eingesetzt werden.

Hydrologische Modelle, die den gesamten Wasserkreislauf eines Einzugsgebiets berücksichtigen, werden seit den 1960er-Jahren entwickelt. In den darauf folgenden Jahrzehnten entstand eine Vielzahl von Modellsystemen, die mit der zunehmend detaillierteren Prozesskenntnis und immer leistungsfähigeren Rechnern im Allgemeinen an Komplexität zunahmten. Einen Überblick über gebräuchliche hydrologische Modelle geben Singh (1995), und Singh und Frevert (2002a, 2002b).

Eine Unterscheidung hydrologischer Modelle kann nach dem Grad der räumlichen Auflösung erfolgen. In flächenaggregierten Modellen (*lumped models*) wird das Einzugsgebiet durch eine Berechnungseinheit repräsentiert, in verteilten Modellen (*distributed models*) erfolgt eine Unterteilung in Teilgebiete nach Eigenschaften und Lage im Entwässerungsnetz. In halbverteilten Modellen (*semi-distributed models*) erfolgt die Unterteilung nur nach Gebieteigenschaften (wie z.B. Landnutzung, Geologie, Bodenart) in Zonen, für die hydrologisch ähnliches Verhalten angenommen wird. Eine derartige Zone wird auch als *Hydrological Response Unit* (HRU, z.B. Ross et al. 1979), *Representative Elementary Area* (REA, Wood et al. 1988) oder Hydrotop (z.B. Dyck und Peschke 1995) bezeichnet. Die relative Lage dieser Zonen zueinander und im Entwässerungsnetz wird dabei nicht berücksichtigt. Aufgrund ihrer zeitlichen Auflösung können hydrologische Modelle als ereignisbasierte (*event-based*) oder kontinuierliche Modelle (*continuous models*) klassifiziert werden (vgl. Singh 1995).

Üblich ist auch eine Klassifizierung hydrologischer Modelle nach der Art der Beschreibung der hydrologischen Prozesse (vgl. Abbott und Refsgaard 1996, Beven 2006b, Wagener et al. 2004). Dabei kann eine grundsätzliche Unterscheidung zwischen deterministischen und stochastischen Modellen getroffen werden. Bei deterministischen Modellen haben alle Parameter und Variablen einen festgelegten Wert, bei gleichen Inputdaten entstehen damit immer dieselben Ergebnisse. In stochastischen Modellen nehmen die Variablen unterschiedliche Werte an, deren Größe durch Verteilungsfunktionen beschrieben wird. Zumeist werden in der Hydrologie deterministische Modelle eingesetzt. Diese können wiederum in drei Kategorien eingeteilt werden: empirische Modelle, Konzeptmodelle und physikalisch basierte Modelle.

Empirische Modelle beruhen ausschließlich auf der Analyse von Zeitreihen des Niederschlags und Abflusses, zwischen denen ein empirischer Zusammenhang hergestellt wird, ohne die zugrunde liegenden physikalischen Prozesse zu berücksichtigen. Auf Verfahren empirischer Modelle, die auch als black-box-Modelle, Daten-basierte Modelle (Beven 2006b) oder metrische Modelle (Wagener et al. 2004) bezeichnet werden, wird in dieser Arbeit nicht eingegangen.

### 2.3.1 Konzeptmodelle

Das in Kapitel 2 beschriebene Modell COSERO (Nachtnebel et al. 1993, Fuchs 1998, Kling 2002, Eder et al. 2003, Kling 2006), das hier den Ausgangspunkt der Modellentwicklung darstellt, kann als kontinuierliches, halb-verteilttes Konzeptmodell kategorisiert werden. Andere bekannte Konzeptmodelle sind z.B. das Stanford Watershed Model (Crawford und Linsley 1966), das

Xinanjiang Model (Zhao et al. 1980), das Tank Model (Sugawara 1995), das Simple Lumped Parametric Reservoir Model SLURP (Kite 1995), HEC-HMS (USACE 2000), das ARNO Modell (Todini 1996), HBV (Bergström 1995), das Large Area Runoff Simulation Model LARSIM (Bremicker 2000) und PREVAH (Viviroli et al. 2007). Eine spezielle Variante von Konzeptmodellen stellen jene Modelle dar, in denen die räumliche Variabilität der Prozesse in einem Einzugsgebiet explizit in den Modellgleichungen und mittels Verteilungsfunktionen für Modellparameter berücksichtigt wird. Wichtige Vertreter dieses Ansatzes sind TOPMODEL (Beven und Kirkby 1979), das darauf aufbauende WaSiM-TOPMODEL (Schulla und Jasper 2007), sowie das Variable Infiltration Capacity Model VIC (Liang und Xie, 2001).

Konzeptmodelle (auch grey box-Modelle, Systemmodelle oder parametrische Modelle) haben eine Struktur, die durch ein bestimmtes Konzept der Abfolge der hydrologischen Prozesse vorgegeben ist. Die Berechnungsschritte und die dabei benötigten Parameter können damit jeweils bestimmten Prozessen des Wasserkreislaufs zugeordnet werden. Die einzelnen Prozesse werden dabei zumeist nicht entsprechend den jeweiligen physikalischen Gleichungen, sondern auf der Grundlage von semi-empirischen Beschreibungen nachgebildet. Die Parameter dieser Gleichungen können nicht aus direkten Messungen bestimmt werden, auch weil oft mehrere Teilprozesse mit zusammenfassenden Parametern beschrieben werden. Die Bestimmung solcher Parameter ist damit nur über Kalibrierungsverfahren möglich. Dabei werden in einem iterativen Vorgang jene Parameterwerte ermittelt, die zu einer bestmöglichen Anpassung der Simulationsergebnisse an gemessene Zeitreihen – zumeist des Abflusses – führen.

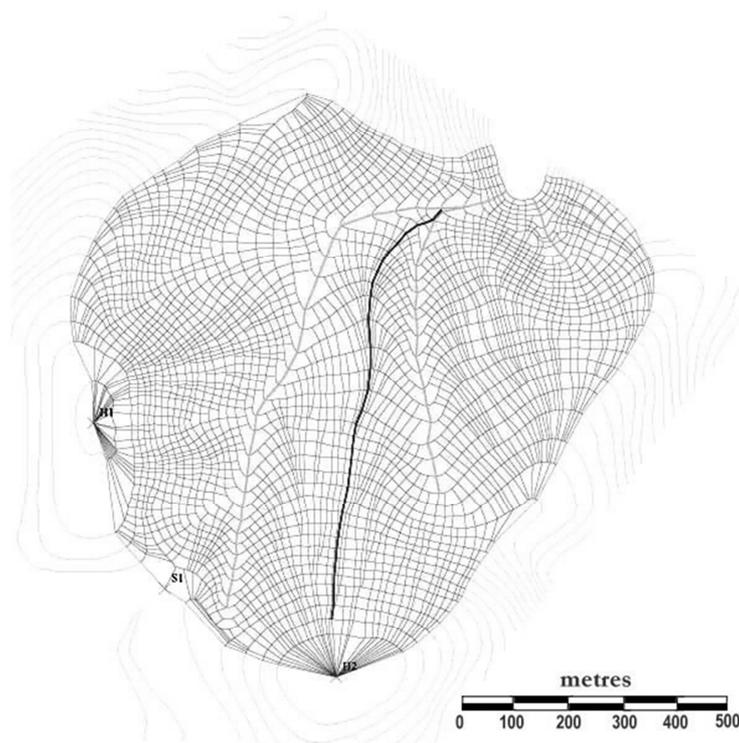
Typisch für Konzeptmodelle ist die Beschreibung der Prozesse der Abflussbildung über eine Serie von linearen und nicht-linearen Speichern, wie in Kapitel 2 beschrieben und dort in Abb. 1 dargestellt. Die anfänglich vor allem flächenaggregierten Konzeptmodelle wurden im Allgemeinen dafür herangezogen, nur das zusammengefasste Verhalten des gesamten Gebiets zu beschreiben. Zunehmend wurden in Konzeptmodelle aber auch Möglichkeiten der räumlich verteilten Modellierung berücksichtigt, so dass fast alle noch gebräuchlichen konzeptionellen Modelle auch in halb-verteilten und verteilten Varianten vorliegen. Mit dem gestiegenen Maß an Repräsentation räumlicher Variabilität wurden in diese Modelle zunehmend auch immer exaktere physikalische Beschreibungen einzelner Prozesse integriert, so dass es einen unscharfen Übergang zu verteilten physikalisch-basierten Modellen gibt.

### **2.3.2 Physikalisch-basierte, verteilte Modelle**

Physikalisch-basierte, verteilte Modelle (auch white-box- oder mechanistische Modelle) basieren auf der Erhaltung von Masse, Impuls und Energie. Die Wasser- und Energieflüsse werden mit physikalischen (Differential-) Gleichungen beschrieben (z.B. Saint Venant-Gleichungen für Gerinneabfluss, Richards-Gleichung für die Wasserbewegung in der ungesättigten Zone, Boussinesq-Gleichung für Grundwasserbewegung). Die räumliche Variabilität der Prozesse sowie der Inputdaten und Gebietseigenschaften wird in diesen verteilten Modellen berücksichtigt, das Einzugsgebiet wird in Rasterzellen oder Polygone diskretisiert (Abb. 4). Ziel dieser Modelle ist eine räumlich detaillierte und physikalisch exakte Beschreibung der Prozesse in einem Einzugsgebiet. Die Modellparameter sollen dabei idealerweise direkt aus Messungen der jeweiligen physikalischen Parameter bestimmt werden. Daraus ergibt sich, dass diese Modelle für Untersuchungen von Einzugsgebieten ohne Pegelbeobachtungen geeignet sind. Weitere Anwendungsgebiete sind Szenarien- und Variantenvergleiche, bei denen Veränderungen der Gebietseigenschaften über die entsprechenden Veränderungen der physikalischen Parameter untersucht werden können, sowie Anwendungen, bei denen die genaue Modellierung des Wassertransportes für Fragen des Stofftransportes notwendig ist (Erosions-, Wasserqualitätsmodellierung).

Das Ziel, Parameter a priori aus Kenntnissen der Gebietseigenschaften zu bestimmen, kann aber nur mit Einschränkungen erreicht werden. Einerseits kann in Frage gestellt werden, ob die im Labor bestimmten und auf dieser Skala richtigen physikalischen Gleichungen auch auf der Skala der Prozessbeschreibungen in Modellen Gültigkeit haben (Beven 1996). Andererseits unterscheidet sich die Skala von Messungen der Gebietseigenschaften im Allgemeinen von jener der Prozessbeschreibungen im Modell (Grayson et al. 1992b). Selbst wenn direkte Messungen der richtigen Parameter als möglich angenommen werden, kann eine Kenntnis der Gebietseigenschaften in einer derart hohen räumlichen Auflösung, wie sie die detaillierte Beschreibung der Prozesse theoretisch erfordert, nicht erreicht werden (Beven 2001). Deshalb werden vielfach „effektive“ Parameter vergeben, die aus den Messungen auf der Grundlage von Skalierungsverfahren abgeleitet werden (Blöschl und Sivapalan 1995). Einzelne Parameter müssen zumeist aber auch bei physikalisch basierten Modellen in einem Prozess der Kalibrierung festgelegt werden (Maurer 1997).

Freeze und Harlan haben bereits 1969 ihren „*blueprint for a physically based model*“ veröffentlicht, aber erst ab den 80er-Jahren wurden erste derartige Modelle entwickelt und angewendet. Bekannte Vertreter dieser Art von hydrologischen Modellen sind das Système Hydrologique Européen SHE (Abbott et al. 1986), IHDM (Beven 1987), MIKE SHE (Refsgaard und Storm 1995), THALES (Grayson et al. 1992a), KINEROS (Smith et al. 1995), TOPOG (Vertessy et al. 1992), HILLFLOW (Bronstert 1994), CATFLOW (Maurer 1997), WEPP (Flanagan et al. 1995), InHM (VanderKwaak und Loague 2001) und Hill-Vi (Weiler und McDonnell 2004).



**Abb. 4:** Beispiel für ein Netzwerk von Hangelementen in TOPOG (Quelle: CSIRO 2008)

Typische Prozessbeschreibungen physikalisch-basierter Modelle beziehen sich auf die oben genannten Differentialgleichungen beziehungsweise Vereinfachungen dieser Gleichungen. Oberflächenabfluss und Abfluss im Gerinne wird häufig mit Vereinfachungen der Saint-Venant-Gleichungen berechnet, mit der Diffusionsanalogie (z.B. CATFLOW, Maurer 1996) oder der kinematischen Welle (z.B. KINEROS, Smith et al. 1995, TOPOG, Vertessy et al. 1992)

Die Infiltrationskapazität ist bei diesen Modellen von den Bodeneigenschaften und dem aktuellen Zustand abhängig. Häufig wird für die Beschreibung der Infiltration und der Wasserbewegung in der ungesättigten Zone die Richards-Gleichung angewendet, die den Matrixfluss beschreibt. Manche Modelle lösen diese Gleichung nur für die vertikale Bewegung (1-dimensional, z.B. TOPOG, CSIRO 2008, oder HILLFLOW, Bronstert 1994). Andere Modelle berechnen den Fluss in Hangelementen 2-dimensional (z.B. CATFLOW, Maurer 1996) oder sogar 3-dimensional (InHM, VanderKwaak und Loague 2001). Die dafür benötigten bodenhydraulischen Eigenschaften werden z.B. mit den Modellen von Brooks und Corey (1964; z.B. in KINEROS), Van-Genuchten-Mualem (Van Genuchten 1980; z.B. in CATFLOW) oder Braodbridge und White (1988; z.B. in TOPOG) abgebildet. Die Parameter dieser Modelle werden entweder aus Messungen der bodenhydraulischen Eigenschaften bestimmt oder bei Unkenntnis dieser Eigenschaften über empirische Pedotransferfunktionen (PTF) aus bekannten Bodencharakteristika abgeleitet. Ein allgemein verbreitetes PTF-Programm ist Rosetta (Schaap et al. 2001), speziell für Waldstandorte in Mitteleuropa liegen PTF von Teepe et al. (2003) und BMVEL (2003) vor. Vergleiche verschiedener PTF mit Beobachtungen (Schaap et al. 2004) und im Zusammenhang mit der Modellierung des Bodenwasserhaushalts (Osenstetter et al. 2009) ergeben keine „optimalen“ PTF, die Wahl der PTF hängt im Wesentlichen von den vorhandenen Daten und der Anwendung ab.

Zusätzlich zur Beschreibung des Matrixflusses kann Makroporenfluss bzw. Abfluss in präferentiellen Fließwegen berücksichtigt werden. Dies kann z.B. durch die lokale Erhöhung der gesättigten Leitfähigkeit erfolgen (CATFLOW), über die Angabe von Makroporenvolumen, Makroporentiefe und Makroporenleitfähigkeit (TOPOG) oder über eine noch größere Anzahl an Parametern zur Lage, Verteilung und Transportkapazität der Makroporen (z.B. fünf Parameter bei HillVi, Tromp-van Meerveld und Weiler 2008). Wenn die Wasserbewegung in der gesättigten Grundwasserzone berücksichtigt wird, wird im Allgemeinen eine numerische Lösung der Darcy-Gleichung (z.B. in TOPOG oder MIKE-SHE) ermittelt.

Bei seiner kritischen Beurteilung von Simulationsergebnissen im Einzugsgebiet des Weiherbaches gibt Maurer (1997) an, dass die für die Nachbildung des Hangabflusses entscheidenden Parameter jene der Oberflächenrauigkeit (für den Oberflächenabfluss) und der Makroporosität (für den Zwischenabfluss) sind. Genau diese Parameter lassen sich aber nur schwer messen und werden durch Kalibrierung bestimmt. Auch sehr komplexe Modelle wie CATFLOW können also nur durch Kalibrierung einzelner zentraler Parameter befriedigende Ergebnisse liefern. Maurer stimmt daher der Auffassung von Bevens (1989) zu, dass die als physikalisch-basiert bezeichneten Modelle im Grunde als räumlich differenzierte konzeptionelle Modelle angesehen werden können. Auch Holländer et al. (2010) zeigen in einem Modellvergleich, wie stark die internen Prozesse eines Hanges durch unterschiedliche physikalisch-basierte Modelle simuliert werden, wenn keine Kalibrierung erfolgt. Daher gibt es auch für physikalisch-basierte Modelle eine Anzahl verschiedener Parametersätze, mit denen gleiche Ergebnisse erzielt werden können (Beven 2006c).

Die Zustandsgrößen von physikalisch-basierten Modellen entsprechen idealerweise physikalisch messbaren Größen. Wenn daher Beobachtungen vorliegen, die sich nicht wie Abfluss und Niederschlag nur auf den Input und Output, sondern auf Zustandsvariablen beziehen (z.B. Bodenfeuchte, Grundwasserstand, Schneewasserwert), können diese mit Systemzuständen des Modells verglichen werden und ermöglichen damit eine Erweiterung der Modellbeurteilung. Im Vergleich mit verschiedenen Beobachtungsgrößen zeigt sich aber oft, dass nicht gleichzeitig alle Variable gut simuliert werden können: wenn z.B. die Verteilung der Bodenfeuchte mittels komplexer bodenphysikalischer Modelle sehr gut beschrieben werden kann, ergeben sich bei der Simulation der Abflussbildung Schwierigkeiten (z.B. Bronstert 1999, Casper 2002, Sheik und Van Loon 2007). Die üblichen Beobachtungen an experimentellen Hängen können teilweise nur wenig zur Modellentwicklung und -verbesserung beitragen, weil die falschen Größen gemessen werden (Loague

et al. 2005, Tromp-van Meerveld und Weiler 2008). Die Messung entscheidender Parameter, wie der Topographie der Stauschicht in einem Hang (Freer et al. 2002), ist sehr schwierig und wird deswegen im Allgemeinen nicht vorgenommen. Auch James et al. (2010) zeigen, dass für die Zwischenabflussprozesse die Grenzschicht zwischen Stauschicht und Boden die entscheidende Komponente des Hangsystems darstellt, so dass Kenntnisse der Variabilität der Topographie und der hydraulischen Eigenschaften der Stauschichten notwendig sind, um dieses System zufriedenstellend zu modellieren.

Bei der Anwendung eines Modells in einem neuen, wiederum einzigartigen Einzugsgebiet müssen jedes Mal wieder die richtigen Parameter für die Repräsentation von kleinräumig stark variierenden, im Detail unbekanntem und vor allem im Untergrund kaum messbaren Eigenschaften gefunden werden (Beven 2001). Bronstert (1999) ist daher der Meinung, dass bessere Simulationsergebnisse und geringere Unsicherheiten nicht durch immer genauere allgemeingültige Prozessbeschreibungen erreicht werden können. Immer komplexere physikalische Modelle sind aber nach Ansicht von Ebel und Loague (2006) vermutlich notwendig, um Fortschritte bei der Analyse immer noch offener hydrologischer Fragen wie jenen nach der Natur präferentieller Fließwege oder nach der Mobilisierung „alten“ Wassers bei Ereignissen machen zu können. Zur Entwicklung dieser Modelle ist ihrer Ansicht nach die bessere Zusammenarbeit von experimentellen Hydrologen und Modellierern notwendig. Ebel und Loague (2006) betonen aber auch, dass derartige Modelle ihre Rechtfertigung zur Erforschung grundlegender Fragen haben, für operationelle Anwendungen (z.B. in der Hochwasservorhersage) aber nicht geeignet sind.

## 2.4 Modellbildung und Modellbeurteilung

Die aus vorhandenen und neu implementierten Modellkomponenten zusammengestellten Modellalternativen sollen vergleichend geprüft werden: welche Modelle sind gültige Beschreibungen des hydrologischen Systems? Welches ist das beste Modell für das untersuchte Gebiet? Die angewendeten Beurteilungsmethoden sollen die Beantwortung dieser Fragen ermöglichen. Außerdem sollen die bei der Modellbeurteilung erkannten Fehler in den Simulationen verbliebene Defizite in den Modellstrukturen und mögliche Verbesserungsmöglichkeiten aufzeigen.

Zwei konkrete Ansätze für eine formalisierte Vorgehensweise zur Modellbeurteilung und Identifizierung gültiger hydrologischer Modelle schlagen Beven (2002) und Wagener et al. (2001) vor.

In Bevens „Alternative Blueprint“ (2002), der vom Hintergrund physikalisch basierter Modellierung kommt, sollen zuerst aus den möglichen Modellstrukturen jene verworfen werden, die nicht physikalisch plausibel sind, dann analog von allen möglichen Parametersätzen die physikalisch nicht plausiblen verworfen werden. Aus den Ergebnissen der verbliebenen Modelle sollen mittels Vergleich mit Messdaten – möglichst aus verteilten Messungen verschiedener Variablen – Modelle mit nicht akzeptablen Vorhersagen ausgeschieden werden. Die Ergebnisse aller schließlich als gültig angenommenen Modelle bilden dann auch die mit der Modellierung verbundene Unsicherheit ab. Beven akzeptiert damit, dass es mehrere „wahre“ Prozessbeschreibungen und Parametersätze gibt, deren Simulationsergebnisse mit vorhandenen Messwerten übereinstimmen und sieht seine strukturierte Vorgehensweise als Möglichkeit an, bei der Wahl einer Modellstruktur dennoch wissenschaftlich vorzugehen.

Wagener et al. (2001) arbeiten mit einfachen, parameterarmen Konzeptmodellen. Für die Entwicklung einer optimalen Modellstruktur ist auch für sie die Berücksichtigung der für das jeweilige Gebiet und die jeweilige Anwendung a priori als wichtig angesehenen Prozessen zentral. Außerdem analysieren sie die Identifizierbarkeit der Modellparameter mit den vorhandenen Daten. Neben der Vereinfachung der Modellstruktur und der damit einhergehenden Reduzierung der Anzahl der Modellparameter

streben Wagener et al. (2001) eine bessere Verwendung der vorhandenen Daten bei der Kalibrierung an. Einerseits soll das zeitlich variierende Abflussverhalten durch getrennte Betrachtung verschiedener Bereiche der vorhandenen Zeitreihen analysiert werden, andererseits können andere Messgrößen wie z.B. Grundwasserstände in die Kalibrierung miteinbezogen werden.

Auch Grayson und Blöschl (2000) sehen die Auswahl jener Prozesse, die unbedingt beschrieben werden müssen, um eine erfolgreiche, physikalisch interpretierbare Simulation zu gewährleisten, als eine zentrale Aufgabe für die Weiterentwicklung hydrologischer Modelle an. Sie fordern, dass statt des Versuchs „alles zu modellieren“ die Fokussierung auf die Repräsentation dominanter Prozesse gelegt werden soll. Die wichtigen Prozesse, die die hydrologische Antwort im jeweiligen Gebiet und auf der jeweiligen räumlichen und zeitlichen Skala bestimmen, sollen identifiziert werden. In weiterer Folge kann eine Konzentration auf Modelle mit identifizierbaren Parametern für diese Prozesse erfolgen und es können Probleme der Überparametrisierung vermieden werden.

Im *downward approach* (Sivapalan et al. 2003) werden adäquate Modellstrukturen und die dafür notwendigerweise abgebildeten dominanten Prozesse durch das Testen verschiedene Modellhypothesen abgeleitet. Dabei erfolgt der Vergleich der Simulationsergebnisse mit den Abflussbeobachtungen für Einzugsgebiete häufig in einem schrittweisen Vorgehen, mit immer komplexeren Modellen oder immer kürzeren Zeitschritten. So untersuchen z.B. Eder et al. (2003) die auf unterschiedlichen zeitlichen Skalen dominanten Prozesse in einem alpinen Einzugsgebiet. Ausgehend von einem sehr einfachen Speichermodell für die Simulation der Jahreswasserbilanz werden weitere Modellkomponenten für die Simulationen von monatlichen und täglichen Wasserbilanzen angesetzt, um zu beurteilen, auf welcher zeitlichen Skala welche zusätzlichen Prozessbeschreibungen notwendig sind. Analog gehen Farmer et al. (2003) vor, analysieren dabei aber auch Unterschiede der dominanten Prozesse unter verschiedenen klimatischen Bedingungen. Son und Sivapalan (2007) passen die Struktur eines hydrologischen Modells für immer kürzere Simulationsintervalle schrittweise an. Zusätzlich zu Abflussbeobachtungen berücksichtigen sie auch im Abfluss gemessene Deuterium-Konzentrationen und Grundwasserstände. Diese zusätzlichen Beobachtungen, die mit Systemzuständen des Modells verglichen werden können (und nicht nur, wie Abflussmessungen, mit dem Output), tragen zu einer weiteren Verbesserung der Modellstruktur hinsichtlich einer physikalisch „richtigeren“ Beschreibung der hydrologischen Prozesse bei. Zur Beurteilung der Unsicherheit in den Modellergebnissen setzen Son und Sivapalan (2007) Monte-Carlo-Verfahren und Sensitivitätsanalysen ein. Auch Atkinson et al. (2003) setzen Monte-Carlo-Verfahren ein, um zu untersuchen, ob die schrittweise Erhöhung der Komplexität von Modellstrukturen zu einer höheren Unsicherheit der Vorhersageergebnisse führt.

Gupta et al. (2008) möchten die Aufmerksamkeit bei der Evaluierung von Modellen wieder auf die vorhandenen Daten und die darin enthaltenen Informationen lenken. Ziel ihrer „*diagnostic approach*“ genannten formalen Methode ist es, charakteristische Muster in den Daten, sogenannte *signatures* herauszuarbeiten, die direkt mit Elementen der Modelltheorie bzw. Modellstruktur in Bezug gesetzt werden können. Abweichungen in der Simulation dieser Muster können dann auf jene Prozessbeschreibungen hinweisen, die verbessert werden müssen. Die in den Daten enthaltenen Informationen sollen also anstatt für eine Bestätigung eines bestehenden Modells für die Diagnose der Verbesserungsmöglichkeiten herangezogen werden. Diese theoretische Neuformulierung bezieht sich im Verweis auf praktische Anwendung auch auf die Vorgehensweise des oben genannten *downward approach* und sein sukzessives Testen von Modellstrukturen. Die Einbettung des *diagnostic approach* in ein probabilistisches Schema, in das Unsicherheiten in den Messungen miteingehen, wird als Ziel zukünftiger Entwicklungen angestrebt.

Die Vorgehensweise in der vorliegenden Arbeit weist Übereinstimmungen mit Bevens *Alternative Blueprint* (2002) auf, da ein wesentliches Augenmerk darauf liegt, physikalisch plausible

Modellstrukturen zu entwickeln und deren Gültigkeit auf mehreren Ebenen zu überprüfen. Von Wagener et al. (2001) wurden einige Kriterien zur Untersuchung der Modelleigenschaften übernommen. An die *model diagnostics* von Gupta et al. (2008) angelehnt ist der Ansatz, aus Abweichungen in bestimmten Kriterien auf Verbesserungsmöglichkeiten in den Modellstrukturen zu schließen. Wie im *Alternative Blueprint* gefordert und bei den Vertretern des *downward approach* teilweise umgesetzt, wird die parallele Anwendung mehrerer gültiger Modelle auch zur Analyse der Modellunsicherheit herangezogen. Dabei sollen auch andere Quellen der Unsicherheit berücksichtigt werden.

## 2.5 Analyse der Unsicherheiten

Durch die parallele Anwendung mehrerer als gültig akzeptierter Modellstrukturen kann die aus der Modellwahl resultierende Unsicherheit analysiert werden. Eine solche Analyse soll hier mit der gleichzeitigen Berücksichtigung anderer Quellen der Unsicherheit einhergehen. Dadurch kann die Relevanz der Modellwahl für die gesamte Unsicherheit in der hydrologischen Simulation abgeschätzt werden. Die Analyse der aus der Parameterschätzung resultierenden Unsicherheiten soll zusätzlich zur Modellbeurteilung und -diagnose beitragen. Indem nicht nur ein optimaler Parametersatz, sondern mehrere gültige Parameterkombinationen angewendet werden, kann untersucht werden, ob Fehler in den Simulationen auf die Parameterwahl oder auf die Modellstruktur zurückgeführt werden können. Außerdem kann die Sensitivität der Simulation auf die Variation der Parameter und damit die Relevanz einzelner Parameter analysiert werden (vgl. Saltelli et al. 2008).

Unsicherheit in den Ergebnissen hydrologischer Modelle resultiert aus den folgenden Quellen:

- Unsicherheit in den Daten („Datenunsicherheit“, auch „Inputunsicherheit“). Diese bezieht sich v.a. auf die die Modelle antreibenden Niederschlagsfelder. Einerseits treten Messfehler in den Punktmessungen auf (Balin et al. 2010), andererseits sind die Repräsentation der wahren Niederschlagsfelder in den Punktmessungen und die Ableitung der räumlichen Verteilung des Niederschlags unsicher (Das 2006). Bei der Beurteilung der Modellergebnisse spielt auch die Unsicherheit in den Messungen des Abflusses (oder anderer Vergleichsgrößen) eine Rolle.
- Unsicherheit in den Modellparametern („Parameterunsicherheit“, teilweise wird in der Literatur auch „Inputunsicherheit“ nicht nur auf antreibende Daten, sondern auch auf Modellparameter bezogen). Diese entsteht einerseits durch die Möglichkeit verschiedener Methoden der Parameterschätzung, andererseits dadurch, dass diese mit unsicheren Inputdaten und einem unsicheren Modell erfolgt (Blasone 2007).
- Unsicherheit in der Modellstruktur („Modellunsicherheit“). Diese kann aus fehlerhafter Abbildung hydrologischer Prozesse resultieren, aber auch daraus, dass wesentliche Prozesse nicht berücksichtigt werden. Auch die numerische Umsetzung der Modellgleichungen kann dazu beitragen (vgl. Beven 2005).

### 2.5.1 Datenunsicherheit

Im Rahmen eines Modellvergleichs sind bei Verwendung desselben Beobachtungsdatensatzes die Unsicherheiten in den Messdaten für alle Modelle gleich groß und daher von geringerer Relevanz. Um die Größenordnung abzuschätzen und in ein Verhältnis zu den anderen Unsicherheitsquellen zu setzen, soll hier dennoch die Unsicherheit aufgrund der Niederschlagsdaten vereinfacht berücksichtigt werden. Dabei wird auf bereits vorhandene Szenarien der Niederschlagsverteilung zurückgegriffen, die in Zusammenarbeit von Meteorologen und Hydrologen erstellt wurden (Herrnegger et al. 2010a). Dies erscheint auch deshalb sinnvoll, weil in der hydrologischen Praxis meteorologische Analysen in den allermeisten Fällen den Ausgangspunkt darstellen (Andréassian et al. 2001).

In der Bestimmung der Menge und der räumlichen Verteilung des Niederschlags zeigen sich deutlich größere Unsicherheiten als für die Lufttemperatur. Niederschlagsfelder weisen je nach Art der Niederschlagsentstehung (advektiv oder konvektiv, Richtung der vorherrschenden Luftmassenströmung) unterschiedlich große Heterogenität auf. Die Verteilung der Lufttemperatur kann vergleichsweise gut geschätzt werden, da sie eine geringere räumliche Heterogenität aufweist und darüber hinaus stark mit der Geländehöhe korreliert. Die verbleibenden Fehler in der Schätzung der Lufttemperatur spielen vor allem bei der Simulation von Schneeprozessen eine Rolle (vgl. Haberl und Nachtnebel 2010), für die Simulation von Abflussereignissen im Sommer können sie vernachlässigt werden.

In Analysen für das Einzugsgebiet der Salzach (Nachtnebel et al. 2009) zeigte sich ein deutlicher Einfluss des Niederschlagsinputs auf die Simulation der Spitzenabflüsse. In der Literatur gibt es allerdings keine Einigkeit in Bezug auf die Relevanz von Fehlern im Niederschlagsinput auf den simulierten Hydrographen. Während manche Autoren großen Einfluss auf den simulierten Abfluss erkennen (z.B. Moulin et al. 2009), finden andere wesentliche Auswirkungen vor allem auf die Parameterschätzung (z.B. Andréassian et al. 2001), da es in der Kalibrierung zu einer Kompensation der Fehler im Input kommt. Balin et al. (2010) sehen den Einfluss sowohl auf Simulationsergebnisse als auch auf Parameterschätzung als gering an. Unterschiedliche Ergebnisse sind auf verschiedene Methoden und verschiedene klimatische und hydrologische Charakteristika zurückzuführen, wie Das (2006) für Untersuchungen zum Einfluss der Repräsentation der räumlichen Verteilung des Niederschlags feststellt. Das (2006) selbst erkennt geringe Auswirkungen unterschiedlich detaillierter räumlicher Verteilungen, wobei der Einfluss auf Spitzenabflüsse der deutlichste ist. Andréassian et al. (2001) verweisen auf mehrere Autoren, die die Wirkung von Einzugsgebieten mit jener eines Tiefpassfilters vergleichen, der die räumliche Variabilität dämpft. Auch Atkinson et al. (2003) und Kling und Gupta (2009) erkennen nur geringe Einflüsse der räumlichen Verteilung der Inputdaten auf die Simulation des Gebietsabflusses.

Im Zusammenhang mit Unsicherheitsanalysen zeigen Younger et al. (2009), dass deren Ergebnisse zwar durch die Gesamtmenge an Niederschlag, nicht aber durch die räumliche Verteilung beeinflusst werden. Im Vergleich mit anderen Unsicherheitsquellen im Rahmen eines Modellvergleichs kommen Butts et al. (2004) zu dem Schluss, dass der Niederschlagsinput eine etwas geringere Rolle spielt. Grundmann (2009) wendet nur ein Modell an und erhält deutlich größere Unsicherheiten aus Niederschlagszenarien als aus Parametervariationen.

Unsicherheit in der Beobachtung des Abflusses wird in dieser Arbeit nicht berücksichtigt. Für die Abflussmessung gibt die World Meteorological Organization (WMO, 1994) einen mittleren Fehler von 5% an, Pelletier (1987) berichtet von Fehlern zwischen 8% und 20%. Für Flüsse mit variablem Flussbett kommen McMillan et al. (2010) auf Fehler über 20% bei hohen Abflüssen. Di Baldassarre und Montanari 2009 berichten für den Po sogar von Fehlern von im Mittel 25%, wobei bei höheren Abflüssen aufgrund von Extrapolationen in den Pegelschlüsseln auch höhere Fehler von teilweise über 40% auftreten.

## 2.5.2 Parameterunsicherheit

Das am weitesten verbreitete Verfahren zur Analyse der Unsicherheiten in der hydrologischen Modellierung ist die Generalized Likelihood Uncertainty Estimation (GLUE, Beven und Binley 1992). GLUE basiert auf Monte-Carlo-Simulationen und wurde aufbauend auf den Methoden des Importance Sampling und Regionaler Sensitivitätsanalyse (Hornberger und Spear 1981) entwickelt. Die Herangehensweise beruht auf der Überlegung, dass es bei komplexen mathematischen Modellen nicht einen einzigen besten Parametersatz gibt, sondern dass mehrere verschiedene Parameterkombinationen bzw. Modelle gleich gute Ergebnisse bringen können (Konzept der *equifinality*, Beven 2006a).

Die Entscheidung, ob und wie gut ein bestimmtes Modell das beschriebene System nachbilden kann, wird über ein *Likelihood*-Maß getroffen. Ein subjektiv festgelegter Grenzwert des *Likelihood*-Maßes trennt die Gesamtheit der Simulationen in gültige und ungültige bzw. *behavioural* und *non-behavioural* Modellläufe (vgl. Beven und Binley 1992). Als *Likelihood*-Maß werden zumeist die verbreiteten Gütekriterien der hydrologischen Modellierung wie der *Root Mean Squared Error* (RMSE, z.B. Mertens et al. 2004) oder der Nash-Sutcliffe-Koeffizient (*Nash-Sutcliffe-Efficiency*, NSE, z.B. Beven und Freer 2001, Kinner und Stallard 2004) gewählt. Es ist auch eine Kombination mit dem Ansatz der Pareto-Optimalität möglich (z.B. Schaepli 2005, Rojanschi 2006), bei dem mehrere Gütekriterien in einer Mehrziel-Optimierung kombiniert werden (vgl. Gupta et al. 1998).

Für das Monte-Carlo-Verfahren muss der mögliche Parameterbereich, die Anfangs-Verteilung innerhalb dieses Bereiches (*prior distribution*) und die Methode des Samplings gewählt werden. Als Auswertung erfolgt die Darstellung der Quantile der Verteilungsfunktion des Abflusses in jedem Zeitschritt. Dafür werden nur die Ergebnisse der als gültig klassifizierten Simulationen herangezogen. Aus den gültigen Parametersätzen ergibt sich die so genannte *posterior distribution*, die „Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion der Modellparameter bei Kenntnis der Beobachtungen“ (Grundmann 2009).

Die so ermittelte und dargestellte Unsicherheit im Modelloutput repräsentiert alle Quellen – Inputdaten, Modellstruktur, Parameter, Beobachtungen – zusammen, wenn diese nicht explizit berücksichtigt werden. Welches *Likelihood*-Maß verwendet wird, beeinflusst dabei auch die resultierenden Konfidenzintervalle und damit das quantitative Maß der Unsicherheit in der GLUE-Methode. Der subjektiven Wahl dieses Kriteriums kommt daher große Bedeutung bei, und sie sollte daher je nach Anwendung des Modells getroffen werden (Khu und Werner 2003).

Die willkürliche Wahl des Grenzwertes und dessen Einfluss auf das Ergebnis ist ein Hauptkritikpunkt an GLUE (Stedinger et al. 2008). Häufig gewählte Gütekriterien wie NSME und daraus abgeleitete Größen können zu relativ weiten Konfidenzintervallen im Vergleich mit anderen Methoden führen (Yang et al. 2008). Montenari (2005) wiederum konstatiert eine generelle Unterschätzung der Unsicherheit mit GLUE. Stedinger et al. (2008) legen jedenfalls dar, dass die Methode mit der üblichen Vorgehensweise zu Analyseergebnissen führt, die nicht mit korrekten statistischen Analysen übereinstimmen.

Als Alternative werden Monte-Carlo-Markov-Chain-Verfahren (MCMC oder MC<sup>2</sup>) angesehen (Stedinger et al. 2008). In diesen Verfahren werden komplexe *Likelihood*-Funktionen definiert, in denen statistische Annahmen zur Verteilung der Fehler in den Eingangsdaten und zur Parameterverteilung formuliert werden. Nach Berechnung der *posterior distribution* mittels eines iterativen Annäherungsverfahrens werden die Annahmen der *Likelihood*-Funktion überprüft, und entweder bestätigt oder reformuliert (vgl. Gelman et al. 1995). Die meisten Anwendungen von MCMC-Methoden in der Hydrologie basieren auf dem Metropolis-Algorithmus (Metropolis et al. 1953) und darauf basierenden Weiterentwicklungen (z.B. adaptive Metropolis, Marshall et al. 2004, SCEM-UA, Vrugt et al. 2003, DREAM, Vrugt et al. 2008).

Diese Verfahren bauen auf dem Satz von Bayes auf und werden daher als Methoden der Bayes'schen Inferenz bezeichnet. Auch GLUE bezieht sich grundsätzlich auf Bayes' Theorem und kann als pseudo-Bayes'sche Methode bezeichnet werden (Blasone 2007). Der Unterschied besteht v.a. in den komplexen statistischen Annahmen, die bei der Formulierung der *Likelihood*-Funktion bei im engeren Sinn Bayes'schen Verfahren getroffen werden, während bei GLUE subjektive Entscheidungen zur Festlegung des *Likelihood*-Maßes führen. Allerdings sind auch MCMC-Verfahren nicht frei von subjektiven Entscheidungen: da hydrologische Modelle zumeist eine zu große Anzahl an Parametern haben, um alle in eine Unsicherheitsanalyse miteinzubeziehen, werden auch hier nur bestimmte Parameter für die Untersuchung ausgewählt. Beven et al. (2008) weisen darauf hin, dass auch die

Wahl des Fehlermodells in der *Likelihood*-Funktion subjektiv ist, denn mehrere ähnliche Modelle, die als gute Abbildungen der Fehlerstruktur beurteilt werden, führen zu unterschiedlichen Ergebnissen der *posterior distribution* der Parameter. Bei Verwendung derselben *Likelihood*-Funktion führen MCMC-Methoden und GLUE jedenfalls zu sehr ähnlichen Konfidenzintervallen (Beven et al. 2008, Vrugt et al. 2008). MCMC-Verfahren benötigen dabei eine weitaus höher Anzahl an Modellläufen, die bei einer notwendigen Reformulierung der *Likelihood*-Funktion wiederholt werden müssen (Yang et al. 2008, Grundmann 2009).

MCMC-Verfahren haben den Vorteil, dass verschiedene Quellen der Unsicherheit theoretisch getrennt voneinander betrachtet werden können, indem Fehlermodelle formuliert werden, deren Parameterverteilung abgeleitet wird (z.B. Kuczera et al. 2006, Ajami et al. 2007). Renard et al. (2010) stellen allerdings fest, dass in üblichen hydrologischen Beobachtungszeitreihen nicht ausreichend Informationen enthalten sind, um tatsächlich die Einflüsse der jeweiligen Unsicherheitsquellen bestimmen zu können.

In der vorliegenden Arbeit wird GLUE als Methode der Untersuchung der Unsicherheit angewendet. Anwendungen von GLUE waren vielfach bei der Untersuchung einzelner Modelle erfolgreich und wurden zuletzt auch im Zusammenhang mit multiplen Modellstrukturen eingesetzt (Krueger et al. 2010). Bei vergleichenden Modellanwendungen spielen Überlegungen zur statistischen Überprüfbarkeit der gewählten Annahmen eine geringere Rolle, wenn diese für alle Modelle gleich angenommen werden. Der leichten Nachvollziehbarkeit der Annahmen in GLUE wurde daher der Vorzug gegenüber der statistischen Überprüfbarkeit in den sehr komplexen und rechenintensiven MCMC-Verfahren gegeben. Einzelne Auswertungen der Ergebnisse wurden an Analysen angelehnt, die Van Griensven und Meixner (2006) bei ihrer Arbeit zur Unsicherheitsanalyse „ParaSol & SUNGLASSES“ vorstellen.

### **2.5.3 Modellvergleich und Unsicherheit aufgrund der Wahl der Modellstruktur**

Die Berücksichtigung der Unsicherheiten aus Eingangsdaten und Parameterwahl wurde in den letzten Jahren Bestandteil vieler hydrologischer Studien. In Vergleichen alternativer Modelle wurden Unsicherheitsanalysen aber selten vorgenommen. Umgekehrt wurde die Berücksichtigung der Modellunsicherheit selten in Unsicherheitsanalysen inkludiert. In dieser Arbeit soll mit dem Vergleich verschiedener Modellstrukturen unter Berücksichtigung anderer Unsicherheiten ein Beitrag zur noch jungen Diskussion um die Unsicherheit aufgrund der Wahl der Modellstruktur geleistet werden.

Ein umfangreicher Modellvergleich durch die Anwendung verschiedener bestehender Modelle mit denselben Eingangsdaten wurde, gewissermaßen in einem Wettbewerb, im Distributed Model Intercomparison Project (DMIP) durchgeführt (Smith et al. 2004). Zwischen flächenaggregierten und verteilten Modellen gab es dabei keinen klaren „Sieger“. Modelle, die Elemente aus Konzeptmodellen mit physikalisch basierten Ansätzen kombinierten, zeigten insgesamt die beste Performance (Reed et al. 2004). Ein ähnlicher „Wettbewerb“ für komplexe physikalisch basierte Modelle findet derzeit mit Daten des künstlich geschaffenen experimentellen Einzugsgebiet „Chicken Creek“ statt (Holländer et al. 2010). Im ersten Modellierungsschritt werden dabei nur Informationen zu den Gebieteigenschaften, aber keine Beobachtungsdaten zugänglich gemacht. Die eklatanten Unterschiede in den Simulationen der teilnehmenden Modelle zeigen die Schwierigkeit der a-priori-Schätzung von Parameter nur aufgrund der Eigenschaften des Einzugsgebiets. Nach Begehung und Kalibrierung wurden einige Modellstrukturen als für dieses Gebiet ungeeignet verworfen. Für die anderen verringern sich die Unterschiede zwar, was auf die Wichtigkeit der Kalibrierung auch für physikalische Modelle verweist. Es verbleibt aber eine erstaunliche Bandbreite an Simulationsergebnissen (Bormann et al. 2011).

Perrin et al. (2001) wenden 19 flächenaggregierte Konzeptmodelle in 429 Gebieten an. Ihre Ergebnisse, die unter anderem zeigen, dass in den unterschiedlichen Gebieten jeweils verschiedene Modelle gut abschneiden, führen sie zu den Schlussfolgerungen, dass analog zur *equifinality* der Parameter von einer *equifinality* der Modellstrukturen gesprochen werden kann und dass durch Kombinationen aus Modellen deutliche Verbesserungen in der Güte der Abflusssimulation möglich sind. Diese letzte Schlussfolgerung wird auch von Georgakakos et al. (2004) aus ihrer Ensemble-Anwendung von 11 Modellen des DMIP gezogen. Auch Duan et al. (2006) teilen diese Ansicht aufgrund von Ergebnissen eines Modellvergleichs von acht Modellen. Clark et al. (2008) verwenden die Daten von Duan et al. (2006) für ihr Framework for Understanding Structural Model Errors (FUSE), bei dem sie Modellkomponenten aus vier bestehenden Modellen in 79 Kombinationen neu miteinander verknüpfen. Sie erreichen damit deutlich bessere Simulationsgüten als Duan et al. (2006). MacMillan et al. (2010) verwenden Daten aus experimentellen Einzugsgebieten in ihrer Multi-Modellanwendung mit dem FUSE-Ansatz. Ihnen stehen daher auch Beobachtungen der Bodenfeuchte zur Verfügung. Auch diese bestätigen, dass mit verschiedenen Modellansätzen gute Ergebnisse möglich sind, wobei in der Anwendung im experimentellen Einzugsgebiet tendenziell komplexere Modellstrukturen bessere Resultate liefern.

Eine Berücksichtigung der Parameterunsicherheit der einzelnen Modelle bringen Bai et al. (2009) in ihre Beurteilung verschiedener Modellstrukturen über ein Monte-Carlo-Verfahren ein. Auch Uhlenbrook et al. (1999) verwenden Monte-Carlo-Simulationen in einer vergleichenden Beurteilung der Identifizierbarkeit der Parameter von drei Varianten des HBV-Modells. Sieber und Uhlenbrook (2005) vergleichen Methoden der Sensitivitätsanalyse und deren Aussagekraft zur Identifizierung der wichtigsten Modellparameter und zur Beurteilung verschiedener Modelle. Butts et al. (2004) beziehen Unsicherheiten aufgrund der Parameterschätzung, des Niederschlagsinputs und der Abflussbeobachtung in ihren Modellvergleich von 10 konzeptionellen und physikalisch basierten Modellen mit ein. Für die aus der Wahl der Modellstruktur resultierende Unsicherheit ergibt sich bei ihnen dieselbe Größenordnung wie für die anderen von ihnen untersuchten Quellen von Unsicherheit.

Kuczera et al. (2006) untersuchen den Beitrag der Modellunsicherheit und der Inputunsicherheit in einem Bayes'schen Verfahren, in dem sie zwei Parameter, die jeweils einer der beiden Unsicherheitsquellen zugeordnet werden, variieren. In ihrer Fallstudie dominiert dabei die Unsicherheit infolge des Niederschlagsinputs. Ajami et al. (2007) beziehen in einem Bayes'schen Verfahren der Schätzung der Input- und Parameterunsicherheit mehrere Modellstrukturen mit ein. Sie schätzen dabei die Parameter der hydrologischen Modelle und jene eines Fehlermodells für den Niederschlag und ermitteln dann ein gewichtetes Mittel der Modellsimulationen. Die Güte dieser Simulation und ihre Abdeckung der Beobachtungen erweist sich als besser als die jedes einzelnen Modells. Ein ähnliches Konzept der probabilistischen Kopplung von verschiedenen Modellstrukturen verfolgen Marshall et al. (2007). Dabei erfolgt eine Kombination unterschiedlich gewichteter Modellkomponenten, wobei die Gewichte in unterschiedlichen Zeitperioden unterschiedlich gewählt werden können. Dadurch kann die unterschiedliche Eignung einzelner Modelle zur Erklärung unterschiedlicher Prozesse analysiert werden.

Krueger et al. (2010) wenden erstmals die GLUE-Methode in einem Vergleich multipler Modellstrukturen an. Sie untersuchen dabei 72 Kombinationen von Modellen der Evapotranspiration und der Abflussbildung, die vom grundsätzlichen Ansatz her sehr ähnlich sind. Die vergleichende Anwendung ermöglicht den Autoren teilweise Rückschlüsse auf die dominanten Abflussprozesse in den einzelnen kleinen experimentellen Einzugsgebieten.

Eine Kritik bisher angewandter Modellvergleiche formuliert Clarke (2008), wegen zu geringer formeller Vorgaben und der Tatsache, dass die Anwendungen im Allgemeinen von den Modellentwicklern durchgeführt werden. Andréassian et al. 2009 sehen für Tests einzelner Modelle

ein ähnliches Problem und fordern, dass „Crash tests“ durchgeführt werden sollen, die einerseits alle vier von Klemeš (1986) formulierten Test beinhalten sollen (*split-sample*, *proxy-basin*, *differential split sample* und *proxy-basin differential split sample* Tests), andererseits sehr viele verschiedene Einzugsgebiete. Clarke (2009) unterstützt diese Forderung und verwendet dafür das aus der Pflanzenproduktion abgeleitete Bild des Tests im Glashaus, bei dem ein Modell für ein Einzugsgebiet untersucht und verbessert wird, und des von ihm geforderten Feldversuchs, bei dem in einem formal strengen Test Modellergebnisse für eine Vielzahl verschiedener Gebiete verglichen werden.

Durch die Beschränkung auf zwei Gebiete fällt diese Arbeit klar in die Kategorie eines Versuchs im Glashaus. In dem hier vorgestellten Modellvergleich werden in einem ersten Schritt mehrere akzeptable Modellstrukturen entwickelt und beurteilt, es werden aber auch weitere Verbesserungsmöglichkeiten aufgezeigt. In einem nächsten Schritt wären weitere Anpassungen der Modelle aufgrund der verbliebenen Defizite, vor allem aber aufgrund der aufgezeigten Möglichkeiten weiterer Diagnoseverfahren mit zusätzlichen Beobachtungsdaten zielführend. Ein „Crashtest“ oder Feldversuch in der Anwendung in vielen unterschiedlichen Gebieten könnte als übernächster Schritt interessant werden.

### 3 UNTERSUCHUNGSGEBIETE UND DATEN

Das zentrale Bearbeitungsgebiet, in dem die vorgestellten Methoden entwickelt und angewendet wurden, ist das Einzugsgebiet der Lammer bis zum Pegel Schwaighofbrücke. Als Validierung der Ergebnisse in diesem Gebiet wurde eine Anwendung in einem hydroklimatisch unterschiedlichen Gebiet durchgeführt, dem Einzugsgebiet der Strem bis zum Pegel Bocksdorf. In der folgenden Beschreibung der Untersuchungsgebiete werden beide Gebiete beschrieben und die beim Modellaufbau und in den Simulationen verwendeten Datensätze angeführt.

#### 3.1 Lage der Untersuchungsgebiete

Die Lammer ist ein rechtsseitiger Zubringer der Salzach (gelb in Abb. 5) mit einem Einzugsgebiet von rund 400 km<sup>2</sup>, der bei Golling mündet. Die Analysen in dieser Arbeit beschränken sich auf das Einzugsgebiet der oberen Lammer bis zum Pegel Schwaighofbrücke, das 170 km<sup>2</sup> umfasst. Abb. 5 zeigt die Lage dieses Gebietes (schwarz) an der Nordseite der österreichischen Zentralalpen.

Die Strem ist ein nördlicher Zubringer zur Pinka, die – bereits in Ungarn – in die Raab mündet. Das gesamte Einzugsgebiet beträgt rund 430 km<sup>2</sup> (gelb in Abb. 5), das Einzugsgebiet des obersten Abschnitts bis zum Pegel Bocksdorf, das hier bearbeitet wurde, umfasst rund 90 km<sup>2</sup>. Die Lage im südöstlichen Flachland ist in Abb. 5 (schwarz) erkennbar.

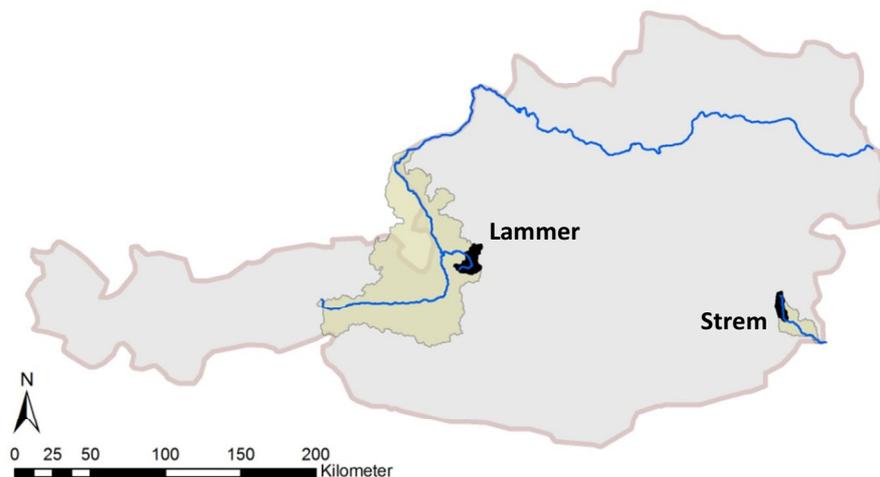
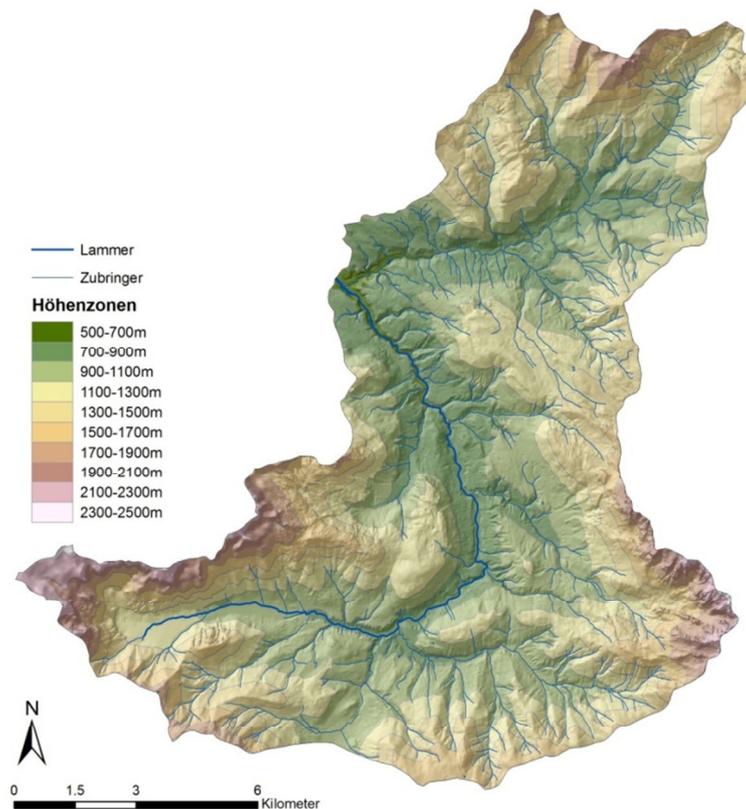


Abb. 5: Lage der Untersuchungsgebiete

#### 3.2 Einzugsgebiet der Lammer

Das Einzugsgebiet der oberen Lammer bis zum Pegel Schwaighofbrücke beträgt 170 km<sup>2</sup>. Abb. 6 zeigt das Gewässernetz und die Höhenverteilung im Gebiet. Die Lammer fließt in einem weiten Bogen gewissermaßen um das Tennengebirge herum, an den Hängen des Tennengebirges am südlichen Westrand des Gebiets werden die größten Höhen von über 2300m erreicht. Der Pegel Schwaighofbrücke liegt auf einer Seehöhe von 628m auf. Die Erhebungen im Südosten des Gebiets gehören zum Gosaukamm, im Norden liegt die Osterhorngruppe. Hier fließt der Russbach in Richtung Südwesten und mündet kurz vor dem Pegel in die Lammer. Abb. 7 zeigt ein Foto, bei dem von einem

Standpunkt etwas oberhalb der Mündung des Russbach flussabwärts ins Lammertal geschaut wird. Das Bild zeigt also den untersten Bereich des Bearbeitungsgebiets. Links sieht man die Hänge des Tennengebirges, in den oberen Bereichen vegetationslos, darunter bewaldet. Im Tal liegen Weideflächen. Die Landnutzungsanteile betragen insgesamt rund 9% für vegetationslose Bereiche, 24% für Grünland und 67% für Wald (siehe Abb. 8). Die obere Lammer ist anthropogen praktisch unbeeinflusst.

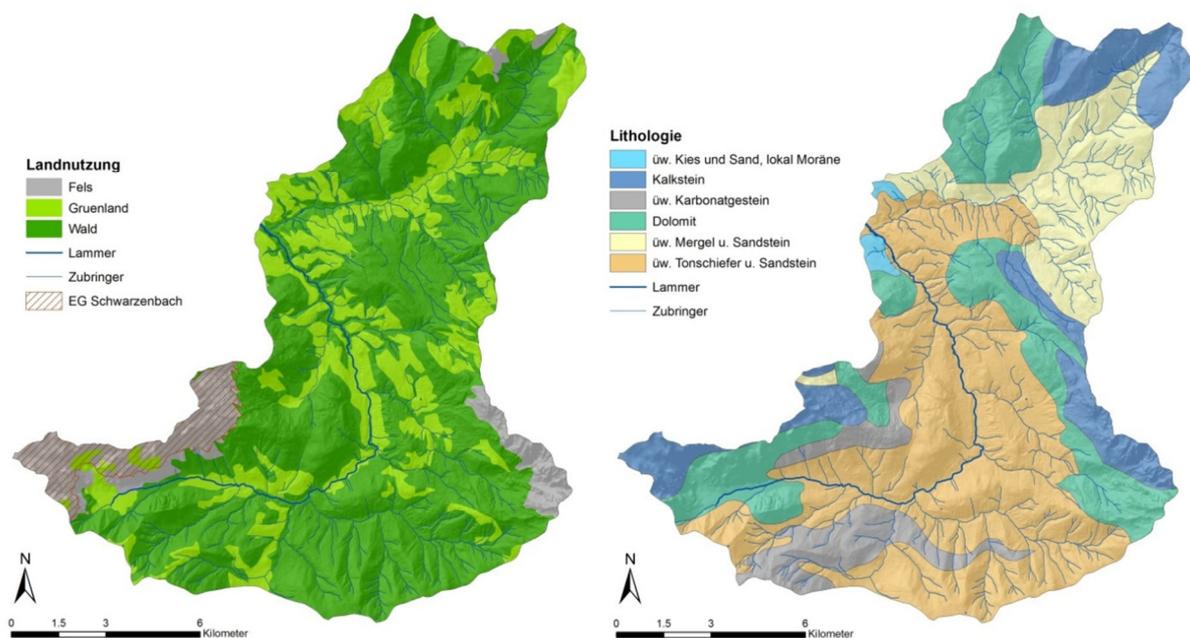


**Abb. 6: Einzugsgebiet der Lammer bis Pegel Schwaighofbrücke**

Die hydrogeologische Karte in Abb. 8 rechts zeigt, dass große Bereiche des Einzugsgebietes kalkhaltige Gesteine aufweisen. Von verkarsteten Gebieten im Tennengebirge wird angenommen, dass ihre Entwässerung teilweise nicht dem orographischen Einzugsgebiet entspricht. Die Ausdehnung der Flächen, die unterirdisch in das Gebiet des Schwarzenbaches entwässern (rot schraffiert in Abb. 8 links), wurde auf der Basis der Topographie, geologischer Informationen und einzugsgebietsübergreifender Wasserbilanzierung abgeschätzt (Nachtnebel et al. 2009, Herrnegger et al. 2008). Sie betragen rund 5 % der Einzugsgebietsfläche der oberen Lammer. Aufgrund des relativ geringen Flächenanteils und der hohen Unsicherheiten bei der Festlegung der Flächen wurden etwaige Umleitungen des unterirdischen Abflusses in dieser Arbeit nicht berücksichtigt. Dies schien vor allem auch dadurch gerechtfertigt, dass das Hauptaugenmerk hier auf der Ereignissimulation liegt, bei der der größte Teil des Abflusses der Topographie entsprechend abfließt.



**Abb. 7: Blick ins Lammertal nahe der Mündung des Russbach (links das Tennengebirge, in der Ferne der Schwarze Berg, dahinter der Hohe Göll; Foto: Haberl)**



**Abb. 8: Landnutzung (links) und Lithologie (rechts) im Lammer-Einzugsgebiet**

Die 200m-Höhenzonen entstammen einem Datensatz, in dem Höheninformationen aus dem 10x10m-Geländemodell für Salzburg des Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen verwendet wurden (Nachtnebel et al. 2009), die Landnutzungskarte basiert auf einer Auswertung des Datensatzes CORINE 1985 (Nachtnebel et al. 2009). Die Daten für die Darstellung der Lithologie entstammen der hydrogeologischen Karte des Hydrologischen Atlas Österreich (Schubert 2005)

### 3.2.1 Räumliche Diskretisierung

Um die Fließwege innerhalb des Gebiets berücksichtigen zu können, wurde das Einzugsgebiet in Teileinzugsgebiete zerlegt, die aufgrund der im digitalen Geländemodell abgebildeten Topographie als Hänge mit einer eindeutigen Entwässerungsrichtung klassifiziert werden können. Diese Klassifizierung wurde manuell durchgeführt, wobei als Grundlage das Gewässernetz und eine Einzugsgebietseinteilung des Hydrographischen Dienstes (HD) Salzburg, das digitale Geländemodell und eine daraus erstellte Karte der Exposition (Abb. 9) verwendet wurden.

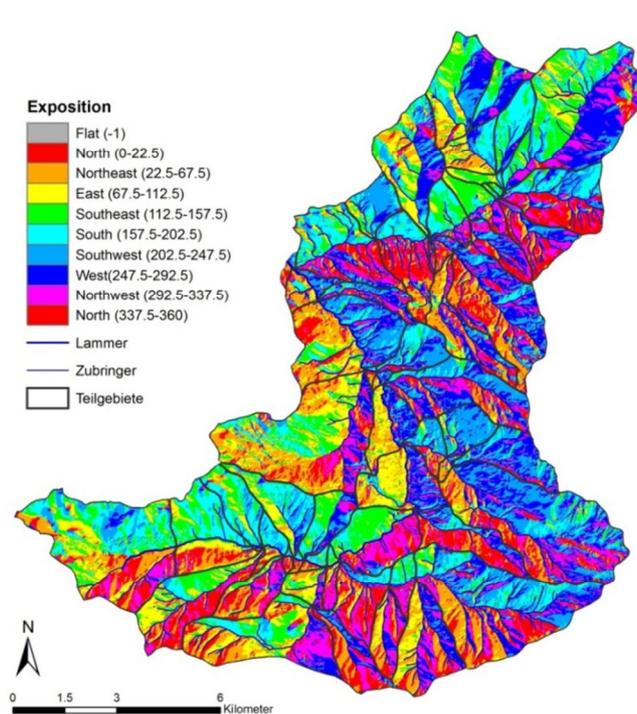
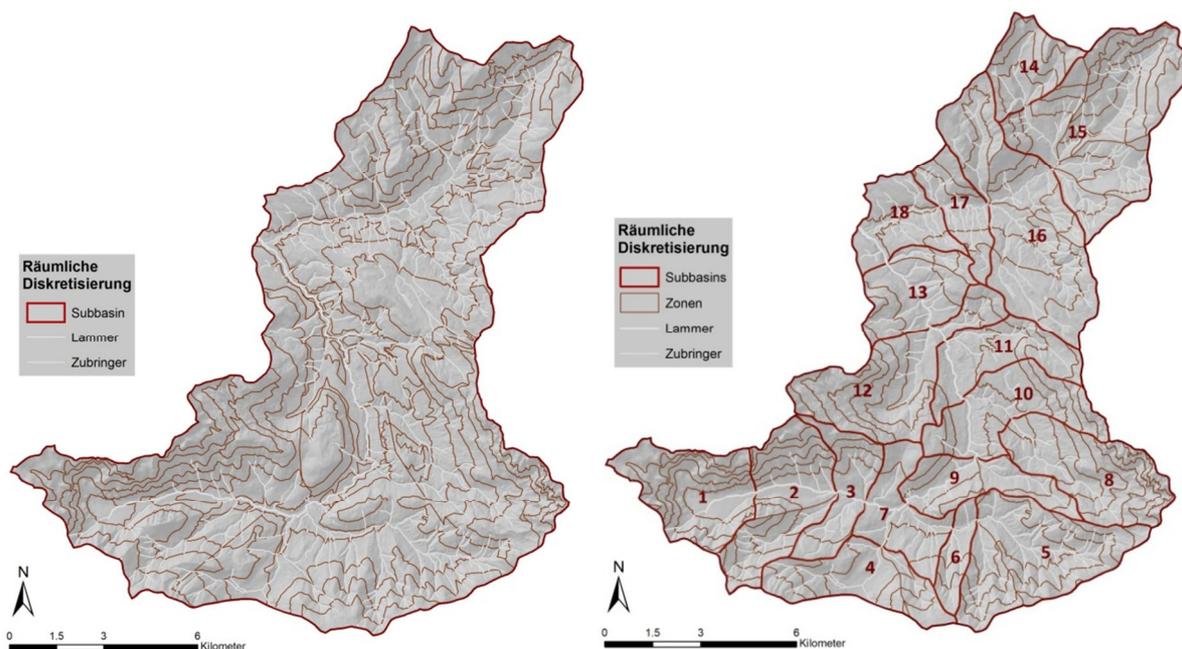


Abb. 9: Karte der Exposition im Lammer-Einzugsgebiet und Einteilung in Teilgebiete

Durch die Verschneidung der Teileinzugsgebiete mit Höhenzonen (mit einer Höhendifferenz von 200m im Lammer-Gebiet) ergibt sich eine räumliche Diskretisierung in relativ kleine Hangelemente. In Abb. 10 sind die ursprüngliche Diskretisierung in HRUs des halbverteilten Modells des Gebiets (Nachtnebel et al. 2009) sowie die in dieser Arbeit erfolgte Diskretisierung in Hangelemente dargestellt. Tabelle 1 führt die resultierende Anzahl an Zonen und Angaben zu deren Größe an.

**Tabelle 1: Kenngrößen der räumlichen Diskretisierung in HRUs und Hangelemente für das obere Lammer-Einzugsgebiet**

Diskretisierung	HRU	Hangelemente
Anzahl Zonen	36	153
Zonenfläche (km <sup>2</sup> )		
Mittelwert	4.75	1.12
Minimum	0.53	0.30
Maximum	15.87	4.22

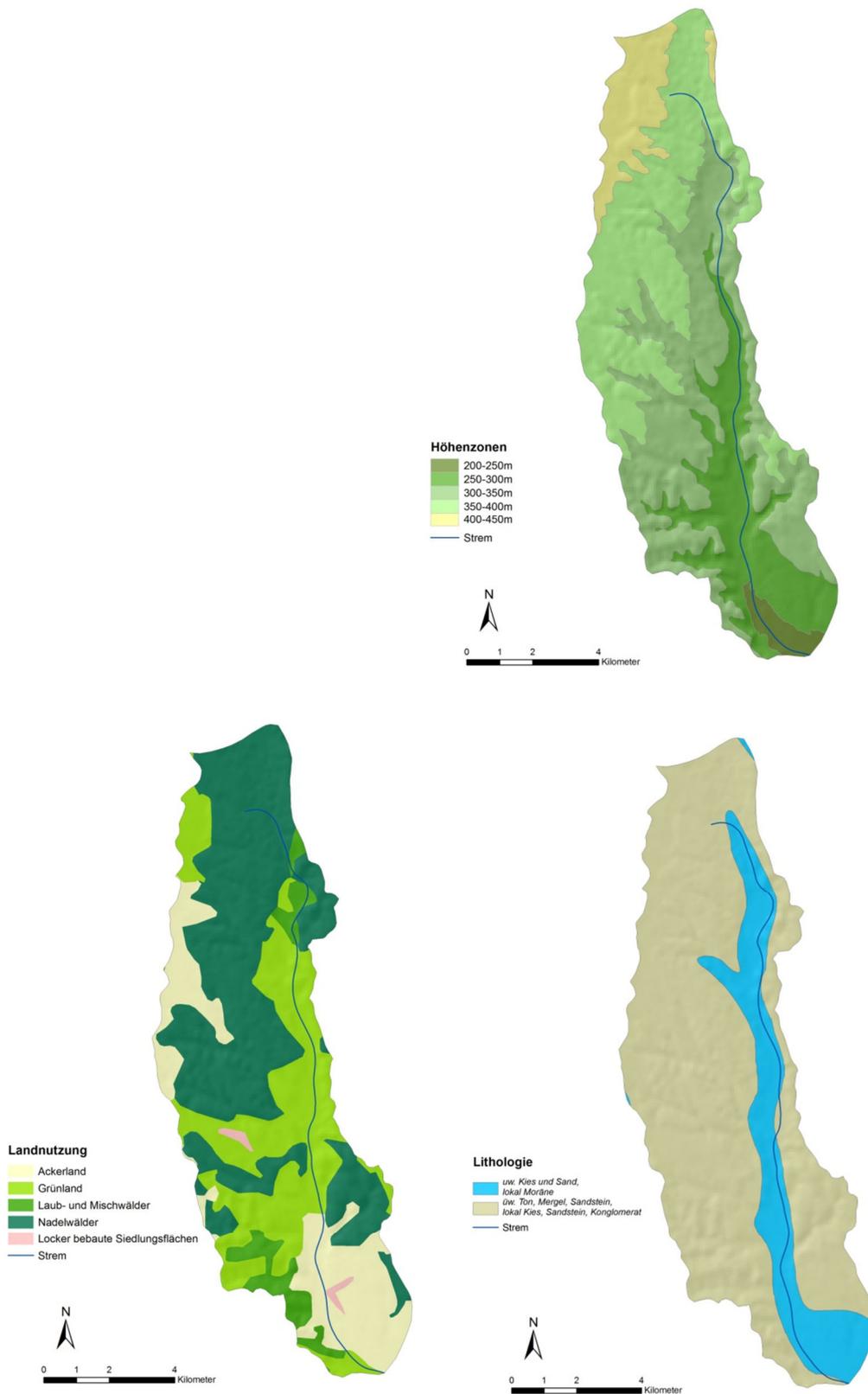


**Abb. 10: Räumliche Diskretisierung des Einzugsgebiets der oberen Lammer in HRUs (entsprechend Nachtnebel et al. 2009), links, und in Hangelemente, rechts**

### 3.3 Einzugsgebiet der Strem

Das Einzugsgebiet der oberen Strem bis zum Pegel Bocksdorf beträgt rund 90 km<sup>2</sup>. Die Strem durchfließt das flache südliche Burgenland von Norden nach Süden. Um den Ursprung östlich von Oberwart weist das Gebiet Höhen von knapp über 400 m auf, der Pegel Bocksdorf liegt auf einer Höhe von 237 m (Abb. 11, oben). Die nördlichen Gebiete sind überwiegend von Nadelwäldern bedeckt, der Anteil dieser Landnutzungsart beträgt insgesamt 47%. Im mittleren Abschnitt überwiegt Grünland, mit einem Gesamtanteil von 28%. Im südlichsten Gebiet rund um Stegersbach liegen Ackerflächen. Zusammen mit den Gebieten am westlichen Rand des Einzugsgebiets beträgt der Anteil von Ackerland rund 19%. Vereinzelt Bereiche mit Laub-Mischwald machen einen Flächenanteil von etwas über 5% aus. Die dargestellten 50m-Höhenzonen wurden aus dem 75x75m-Geländemodell abgeleitet, das dem Hydrologischen Atlas Österreich (HAÖ) zugrunde liegt. Die Landnutzungskarte (Abb. 11, unten links) basiert ebenfalls auf Daten des Hydrologischen Atlas Österreich (Fürst und Hafner 2005).

Die Lithologie der hydrogeologischen Karte des Hydrologischen Atlas (Schubert 2005, Abb. 11 unten rechts) weist für das in der Molassezone liegende obere Strem-Einzugsgebiet „überwiegend Ton, Mergel, Sandstein“ aus, wobei für diese Gebiete geringe Grundwasserführung angegeben wird. Ein schmaler kiesig-sandiger Grundwasserkörper befindet sich nur direkt entlang der Strem. Die Bodenkarte von Petizcka und Kriz (2005) gibt für fast das gesamte Gebiet „typischen Pseudogley“ als vorherrschende Bodenart an.



**Abb. 11: Höhenerstreckung (oben), Landnutzung (unten links) und Lithologie (unten rechts) im Strem-Einzugsgebiet**

### 3.3.1 Räumliche Diskretisierung

Die Teileinzugsgebiete für das Gebiet der oberen Strem wurden mit Hilfe des Geländemodells und der daraus erstellten Karte der Exposition festgelegt (Abb. 12, links). Im nördlichsten Bereich des Einzugsgebiets wich der im HAÖ verzeichnete Gewässerlauf von dem aufgrund der Topographie erwartbaren Verlauf ab. Nach Vergleich mit einem weiteren Gewässernetz-Datensatz (des Umweltbundesamtes) wurde der Verlauf entsprechend der Topographie des Geländemodells als korrekt angenommen. Die Zonengrenzen entlang des Flusslaufes weichen daher teilweise vom dargestellten Flusslauf (aus dem HAÖ) ab.

Aufgrund der geringen Höhererstreckung wurden hier 50m-Höhenzonen zur Unterteilung in Hangelemente herangezogen (Abb. 12, rechts). Trotzdem ergab sich eine etwas höhere mittlere Zonengröße als bei der Lammer, von knapp 2km<sup>2</sup>, und insgesamt nur 44 Berechnungszonen (Tabelle 2).

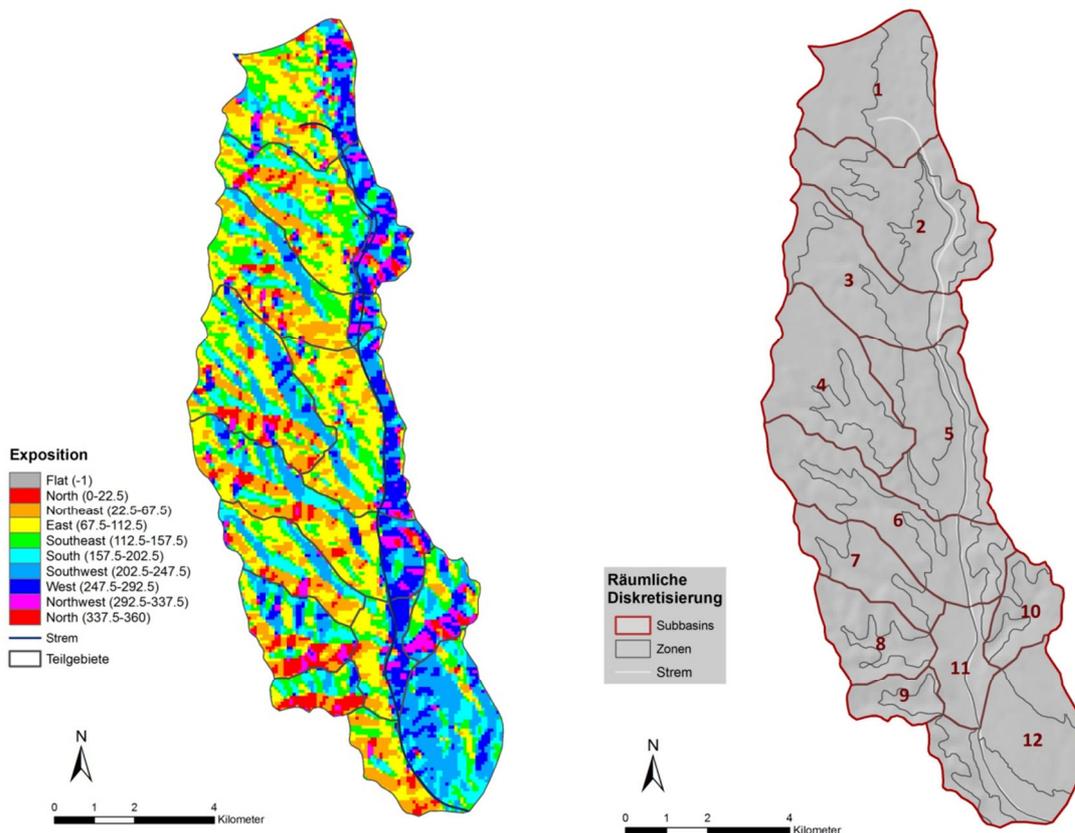


Abb. 12: Karte der Exposition im Einzugsgebiet der oberen Strem und Einteilung in Teilgebiete (links), räumliche Diskretisierung in Hangelemente (rechts)

**Tabelle 2: Kenngrößen der räumlichen Diskretisierung in Hangelemente für das obere Strem-Einzugsgebiet**

Diskretisierung	Hangelemente
Anzahl Zonen	44
Zonenfläche (km <sup>2</sup> )	
Mittelwert	1.95
Minimum	0.25
Maximum	6.76

## 3.4 Meteorologische Daten

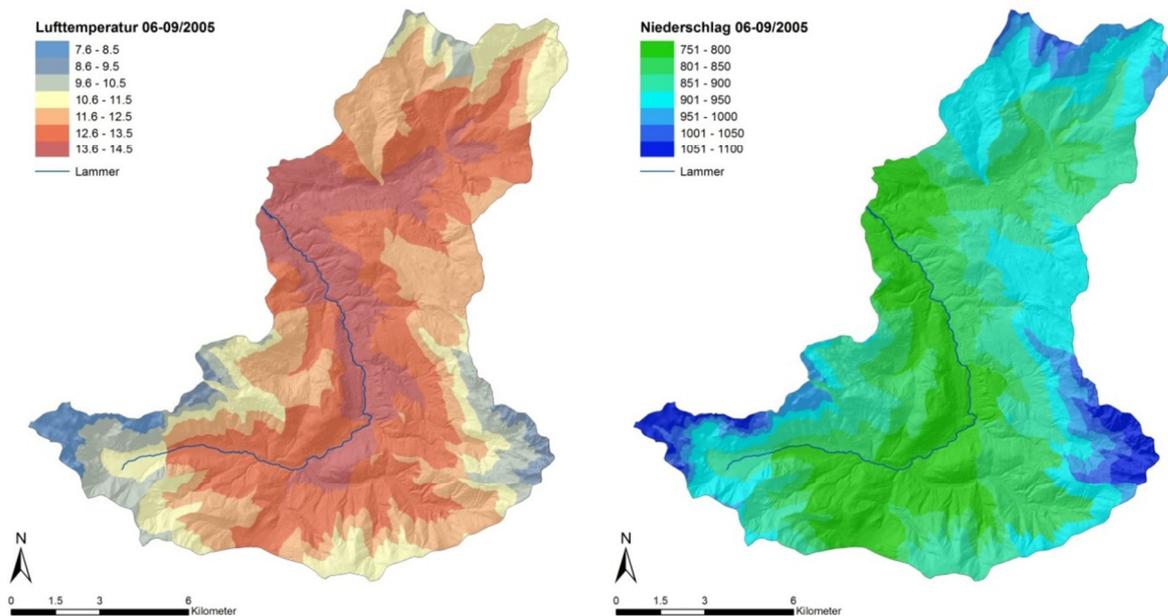
### 3.4.1 Niederschlag und Temperatur aus INCA-Analysen

Als meteorologische Inputdaten wurden Analysen des INCA-Systems der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (ZAMG) verwendet. Das Nowcasting-System INCA (Integrated Nowcasting through Comprehensive Analysis) wurde von der ZAMG seit 2004 entwickelt (Haiden et al. 2010). Es dient der Erstellung von Vorhersagen und Analysen von einer Reihe von meteorologischen Variablen (Niederschlag, Lufttemperatur, Wind, Strahlung, Luftfeuchte, Bewölkungsgrad) in hoher zeitlicher (5 Min.) und räumlicher Auflösung (1 km). In die Berechnung der Niederschlagsfelder gehen dabei Ergebnisse von numerischen Vorhersagemodellen, Radardaten und Stationsmessungen ein (Haiden et al. 2011). Für die hydrologischen Simulationen in dieser Arbeit wurden nur die Variablen Niederschlag und Lufttemperatur herangezogen.

Im Rahmen der Erstellung von Niederschlagsanalysen und -vorhersagen für ein Hochwasservorhersagemodell an der Salzach wurden in gemeinsamen hydrologischen und meteorologischen Analysen die INCA-Niederschlagsfelder sukzessive verbessert (Nachtnebel et al. 2009, Haiden et al. 2009). Dabei wurde die Stationsauswahl der berücksichtigten Punktmessungen verändert. Einige Messungen des HD Salzburg wurden zusätzlich in das ZAMG-Messnetz aufgenommen, andere, unzuverlässige Stationen wurden aus dem Messnetz entfernt. Veränderungen wurden auch an den Algorithmen der Berücksichtigung des Radarsignals vorgenommen. Diese waren vor allem deswegen nötig, weil im alpinen Terrain Salzburgs Abschattungseffekte die Qualität der Radarmessung beeinträchtigen. Außerdem wurden direkten Korrekturen der Niederschlagsmengen implementiert, einerseits über eine Erhöhung der als Schnee gefallenen Anteile, andererseits über Anpassungen in der Berücksichtigung der Höhenabhängigkeit des Niederschlags. In der vorliegenden Arbeit wurden grundsätzlich die Niederschlagsanalysen verwendet, die im Jahr 2008 vorlagen (Nachtnebel et al. 2009). Die Entwicklungen zur Berechnung der Höhenabhängigkeit des Niederschlags wurden danach weitergeführt (Haiden und Pistotnik 2009), und schließlich in einem eigenen Projekt wieder in gemeinsamer hydrologisch-meteorologischer Analyse getestet (Herrnegger et al. 2010a, Herrnegger et al. 2010b).

Auch für die Temperaturfelder aus INCA wurden in Zusammenarbeit zwischen Hydrologen und Meteorologen Verbesserungen erarbeitet, die sich vor allem auf die Temperaturverteilung bei Inversionswetterlagen bezogen (Nachtnebel et al. 2009, Haiden et al. 2009). Hier werden die so verbesserten Temperaturfelder (Stand 2008, Nachtnebel et al. 2009) verwendet.

Abb. 13 zeigt die mittleren Lufttemperaturen und Niederschlagssummen für die zentrale Bearbeitungsperiode, den Sommer 2005 (hier 1.6.2005 bis 30.9.2005) aus diesen Inputdaten für die Berechnungszonen im Lammer-Einzugsgebiet. Die mittlere Lufttemperatur lag in dieser Periode zwischen 14°C in den Tälern und 8°C in den höher gelegenen Gebieten. Es fielen Niederschlagsmengen zwischen 750 mm und 1100 mm. Im langjährigen Mittel liegen die jährlichen Niederschlagssummen im Gebietsmittel bei 1730 mm (Kling et al. 2005), die mittleren Jahrestemperaturen zwischen 2 und 8°C (Auer und Böhm 2005).



**Abb. 13: Mittlere Lufttemperatur (links) und Niederschlagssumme (rechts) für Juni bis September 2005 im Einzugsgebiet der oberen Lammer (Darstellung der Werte für Hangelemente, aus INCA-Daten)**

Im Gebiet der oberen Strem wurden Daten aus der regulären INCA-Analyse herangezogen. Aufgrund der geringen Höhererstreckung im Gebiet spielen die Höhenabhängigkeit des Niederschlags und darauf basierende Korrekturen der INCA-Analysen eine geringe Rolle.

Die Niederschlagssummen für Juni bis September 2005 liegen daher in einem engen Bereich zwischen 375 mm und 422 mm. Die mittlere Lufttemperatur betrug in dieser Periode zwischen 15 und 16°C. Der langjährige Mittelwert des Jahresniederschlags für das obere Strem-Einzugsgebiet beträgt 710 mm (Kling et al. 2005), die mittlere Jahrestemperatur liegt zwischen 8 und 10°C (Auer und Böhm 2005).

### 3.4.2 Niederschlagsszenarien für die Unsicherheitsanalyse

Für die Berücksichtigung der Inputunsicherheit bei der vergleichenden Modellanwendung im oberen Lammer-Gebiet wurden vorhandene Niederschlagsszenarien verwendet (Herrnegger et al. 2010a, Herrnegger et al. 2010b). Diese Niederschlagsfelder umfassen eine Reihe möglicher Interpolationsergebnisse des Niederschlags in hoher zeitlicher Auflösung (15 Minuten), die auf meteorologisch plausiblen Ansätzen beruhen. Dabei wurde eine rechteckige Domäne angewendet, die das Einzugsgebiet der Enns und auch das im Westen daran angrenzende Einzugsgebiet der oberen Lammer vollständig abdecken.

Die unterschiedlichen Ansätze in der Niederschlagsinterpolation beziehen sich dabei nur auf die Höhenabhängigkeit des Niederschlags. Ausgangspunkt dieser Methode ist die Annahme, dass ein wesentlicher Anteil der räumlichen Variabilität des Niederschlags durch die Topographie hervorgerufen wird. Es wurden verschiedene fixe und saisonal, monatlich und in Abhängigkeit von der Anströmrichtung variierende Höhenabhängigkeiten untersucht (Herrnegger et al. 2010a). Für die hier präsentierte Anwendung wurden sechs Realisierungen ausgewählt, die eine relativ große Spannweite an Ergebnissen liefern, ohne dabei auf unplausible Annahmen zurückzugreifen. Insgesamt kann davon ausgegangen werden, dass alle diese Niederschlagsfelder relativ gute Annäherungen an die wahre Verteilung des Niederschlags im Gebiet sind.

Ein wesentliches Defizit in der Verwendung dieser Szenarien für die Analyse der Inputunsicherheit stellt dabei der Umstand dar, dass die unterschiedlichen Höhenabhängigkeiten zwar zu unterschiedlichen räumlichen Verteilungen und unterschiedlich hohen Gesamt-Niederschlagsmengen führen. In der zeitlichen Varianz zeigen sich in den verschiedenen Inputdatensätzen allerdings nur geringe Unterschiede. Die Verwendung dieser Szenarien kann daher als vereinfachte Herangehensweise für die Untersuchung der Unsicherheit aufgrund des Niederschlagsinputs angesehen werden.

### 3.5 Hydrographische Daten

Die Abflussbeobachtungen wurden vom Hydrographischen Zentralbüro (HZB) zur Verfügung gestellt. Für die Lammer wurden Daten des Pegels Schwaighofbrücke (HZB-Nr. 203265) verwendet. Im langjährigen Mittel führt die Lammer bis zu diesem Pegel ein Mittelwasser von  $6 \text{ m}^3/\text{s}$ . Spitzenabflüsse bei Hochwasser können aber deutlich höher sein: beim höchsten Hochwasser 2004 wurde ein Spitzenabfluss von  $45 \text{ m}^3/\text{s}$  gemessen, 2005 von  $79 \text{ m}^3/\text{s}$ , 2006 von  $86 \text{ m}^3/\text{s}$ . Die Beobachtungen des Pegels Schwaighofbrücke liegen in Zeitschritten von 15 Minuten vor.

Für die Strem wurden Daten des Pegels Bocksdorf (HZB-Nr. 210476) herangezogen. Der langjährige Mittelwert des Mittelwasserabflusses beträgt an diesem Pegel nur  $0.3 \text{ m}^3/\text{s}$ . Auch hier liegen die Spitzenabflüsse aber um mehr als eine Zehnerpotenz höher: im Jahr 2005 wurden  $4.5 \text{ m}^3/\text{s}$ , 2006  $5.5 \text{ m}^3/\text{s}$ , im Jahr 2004 sogar  $14.5 \text{ m}^3/\text{s}$  als Scheitelwerte der höchsten Ereignisse gemessen. Auch für den Pegel Bocksdorf wurden vom HZB Beobachtungen in 15-Minuten-Intervallen zur Verfügung gestellt.

## 4 METHODEN

Im diesem Kapitel werden zuerst die neuen Modellkomponenten beschrieben, die die vorhandenen Ansätze des Konzeptmodells COSERO (siehe Kapitel 2.1) ergänzen und teilweise ersetzen sollen. Danach werden vier alternativen Modellstrukturen dargestellt, die aus den neuen und vorhandenen Komponenten erstellt wurden. Es folgt eine Erläuterung der Methoden der Prüfung und vergleichenden Beurteilung der Modelle. Schließlich erfolgt eine Beschreibung der Verfahren, die zur Analyse der Unsicherheiten eingesetzt werden.

### 4.1 Neue Modellkomponenten

In den neuen Modellkomponenten soll die bisherige konzeptionelle Abbildung der Prozesse der lokalen Abflussbildung und Abflusskonzentration verstärkt auf den physikalischen Grundlagen dieser Prozesse basieren. Die in Folge beschriebenen Konzepte wurden gewählt, weil sie diese Bedingung erfüllen, in anderen hydrologischen Modellen erfolgreich eingesetzt werden und eine Verknüpfung mit den übrigen, konzeptionellen Modellkomponenten möglich ist.

Für das Routing des Oberflächenabflusses wurde der Ansatz der kinematischen Welle herangezogen (Modellkomponente kW). Das Modell der kinematischen Welle basiert auf den vereinfachten Saint-Venant-Gleichungen, mit denen der Abfluss in offenen Gerinnen physikalisch beschrieben werden kann. Die Parameter dieses Modellansatzes können aus Kenntnissen der Topographie und der Oberflächenrauigkeit im Gebiet abgeleitet werden.

Für die Ermittlung der Abflusststehung an der Bodenoberfläche und der Wasserbewegung in der ungesättigten Bodenzone wurde ein Modell der vertikalen Wasserbewegung auf der Grundlage der Richards-Gleichung eingeführt (Modellkomponente swm, für *soil water movement*). Dieser Ansatz berücksichtigt die Entstehung von Oberflächenabfluss sowohl aus Infiltrationsüberschuss wie aus Sättigungsüberschuss. Aus Informationen zur Bodenart bzw. den bodenhydraulischen Eigenschaften können wesentliche Parameter dieses Modells bestimmt werden. Die internen Systemzustände Wassergehalt und Matrixpotential entsprechen Größen, die durch Feldmessungen ermittelt werden können.

#### 4.1.1 Oberflächenabfluss in der kinematischen Welle (Modul kW)

Durch die Entstehung von Infiltrationsüberschuss (*Hortonian flow*, Horton 1933) oder Sättigungsüberschuss (*Dunne flow*, Dunne und Black 1970) kommt es zu Oberflächenabfluss auf der Geländeoberfläche (vgl. Merz und Bronstert 2005). Für die Beschreibung der Bewegung des Wassers an und entlang der Oberfläche wurde das Modell der kinematischen Welle herangezogen. Das Modell der kinematischen Welle (Lighthill und Whitham 1955) ist eine Vereinfachung der Saint-Venant-Gleichungen, die die Grundlage zur physikalischen Beschreibung des Abflusses in offenen Gerinnen darstellen. In den Saint-Venant-Gleichungen wird die Kontinuitätsgleichung (basierend auf dem Gesetz von der Erhaltung der Masse) mit dem Impulserhaltungssatz kombiniert. Vernachlässigt man in der Impulsgleichung den Trägheitsterm, erhält man die Näherung der „diffusen Welle“. Vernachlässigt man auch den Druckterm, vereinfacht sich die Impulsgleichung zu  $J_R = J_0$  (Reibungsgefälle = Sohlgefälle), und man erhält als Näherung die kinematische Welle. Der spezifische Durchfluss  $q$  (pro Einheitsbreite) ist dabei eindeutig von der Wassertiefe  $h$  abhängig:

$$q = \alpha h^m \tag{8}$$

wobei  $\alpha$  und  $m$  vom Gefälle, der Fließgeometrie und der Oberflächenrauigkeit abhängen.

Diese Näherung ist zulässig, wenn die Änderung der Wassertiefe im Verhältnis zum Sohlgefälle klein ist (Woolhiser und Liggett 1967). Bei Landoberflächenabfluss auf Hängen ist diese Bedingung gegeben, Anwendungen erfolgten seit den 60er-Jahren (vgl. Singh 1996) und sind bis heute in vielen aktuellen physikalisch basierten hydrologischen Modellen zu finden (siehe Kapitel 2.3). Dieser erprobte Ansatz soll daher auch hier angewendet werden, um den Abfluss entlang des Hanges besser abzubilden als über Speichergleichungen, wobei vor allem eine Parametrisierung auf der Grundlage der Gebietseigenschaften ermöglicht werden soll.

#### 4.1.1.1 Numerische Implementierung der kinematischen Welle

Die Berechnung des Wellenablaufs erfolgt über eine numerische Lösung mit finiten Differenzen. Die Methode baut auf einem von Leroch (2006) angewendeten Ansatz auf, der wiederum auf der Berechnung in HEC-1 (USACE 1998) basiert. Die Berechnung nach Leroch (2006) wurde um eine variable obere Randbedingung (Zufluss an einem Hang), Infiltration des Zuflusses bzw. nach einem Ereignis sowie um eine variable interne Zeitdiskretisierung erweitert.

Das Hangelement, für das der Wellenablauf berechnet wird, wird dabei entlang des Hanges (in Richtung  $x$ ) in mehrere Teilstücke diskretisiert. Die Berechnung des Oberflächenabflusses in der kinematischen Welle erfolgt iterativ über alle Teilstücke eines Hangelements ( $\Delta x$  entlang  $x$  bis zur Gesamthanglänge  $L$ ) und alle internen Zeitschritte ( $\Delta t$ ). Die Abflusshöhe  $h$  in der kinematischen Welle im Punkt  $x$  zum Zeitpunkt  $t$  berechnet sich mit:

$$h_{x,t} = q_{lat} \cdot \Delta t + h_{x,t-1} - \alpha \cdot m \cdot \frac{\Delta t}{\Delta x} \left( \frac{h_{x,t-1} + h_{x-1,t-1}}{2} \right)^{(m-1)} \cdot (h_{x,t-1} - h_{x-1,t-1}) \quad (9)$$

mit  $q_{lat}$  lateraler Zufluss (Effektivniederschlag, m/s)  
 $\Delta t$  Dauer des Zeitschritts  $t$  (s)  
 $\Delta x$  Länge des Teilstücks (m)  
 $\alpha, m$  Parameter (-)

Der spezifische Abfluss  $q_u$  am unteren Ende des Hangelements mit der Länge  $L$  kann dann aus der Abflusshöhe im untersten Teilstück,  $h_{x=L}$ , bestimmt werden:

$$q_{u,t} = \alpha \cdot (h_{x=L,t})^m \quad (10)$$

mit  $q_u$  spezifischer Abfluss am Ende des Hanges (m/s)  
 $h_{x=L}$  Abflusshöhe am Ende des Hanges mit der Länge  $L$ ,  $x = L$  (m)  
 $B$  Breite des Hangelement (m)  
 $\alpha, m$  Parameter

Die Parameter  $m$  und  $\alpha$  können aus der Manning-Formel bestimmt werden. Für gleichmäßigen Schichtabfluss über die Landoberfläche (*sheet flow*) erfolgt die Ermittlung der Größen entsprechend eines sehr breiten Rechteckgerinnes (USACE 1998):

$$m = \frac{5}{3}, \quad \alpha = \left( \frac{1.486}{N_s} s^{0.5} \right) \quad (11)$$

mit  $s$  Gefälle des Hangelements  
 $N_s$  Rauigkeit

Der Faktor  $N_s$  beschreibt die Rauigkeit der Oberfläche, auf der Abfluss auftritt. Dieser Wert ist für Oberflächenabfluss im Allgemeinen größer als übliche Werte der Manning-Rauigkeit  $n$ . Für HEC-1

wird eine Tabelle mit Werten in Abhängigkeit von der Landnutzung angeführt (USACE 1998), die Werte liegen zwischen ca. 0.1 für versiegelte Oberflächen und Fels und ca. 0.5 für dichte natürliche und landwirtschaftliche Vegetation. Für dichten Rasen werden Werte von bis zu 0.8 angegeben. Auch Woolhiser et al. (1990) führen für KINEROS Werte zwischen 0.1 für Oberflächen mit geringer Rauigkeit und 0.6 für dichte Vegetation im Grünland an. Manfreda et al. (2005) geben für ihr Modell DREAM höhere Werte von 0.6 bis 0.8 für bewaldete Flächen an. Lopez-Sabater et al. (2001) gehen davon aus, dass „Effekte der Mikrotopographie und der räumlichen Variabilität der Oberflächeneigenschaften oft indirekt über effektive Rauigkeitsparameter berücksichtigt werden“ (eigene Übersetzung). Ein Beispiel für eine solche Anwendung eines effektiven Parameters von  $N_s=0.85$  für Wald findet sich z.B. im South Florida Water Management Model (SFWMD 2005). Der Parameter der Rauigkeit stellt im Konzept der kinematischen Welle also jene Größe dar, deren Wahl Unsicherheiten unterliegt und die daher für eine Anpassung der Simulationsergebnisse an Beobachtungen herangezogen werden kann.

Mikrotopographie und Variabilität der Oberflächeneigenschaften führen auch dazu, dass sich nach und neben Schichtabfluss über die gesamte Geländeoberfläche auch Abfluss in lokalen Gerinnen ausbildet. Der Abfluss in solchen Mikrogerinnen kann grundsätzlich über die Annahme von Dreiecksgerinnen berücksichtigt werden (Pfützner et al. 2008), für die etwas andere Werte von  $\alpha$  und  $m$  gelten (USACE 1998). Die Entstehung von lokalen Gerinnen ist allerdings von der Menge des Oberflächenabflusses, vom Zustand der Vegetation und von vielen anderen, zum Teil zufälligen Parametern (z.B. Furchen durch landwirtschaftliche Bodenbearbeitung) abhängig. Eine genaue Abbildung des Übergangs von Schichtabfluss zu Gerinneabfluss ist daher nur in Ausnahmefällen auf sehr kleiner Skala möglich. Da die Festlegung der Rauigkeit, die auch für lokale Gerinne zu wählen wäre, wie zuvor diskutiert einiger Unsicherheit unterliegt, kann die Annahme von Schichtenabfluss mit angepassten Rauigkeitsbeiwerten als sinnvolle Näherung für beide Arten des Abflusses angesehen werden (vgl. Pfützner et al. 2008).

### Variable zeitliche Diskretisierung

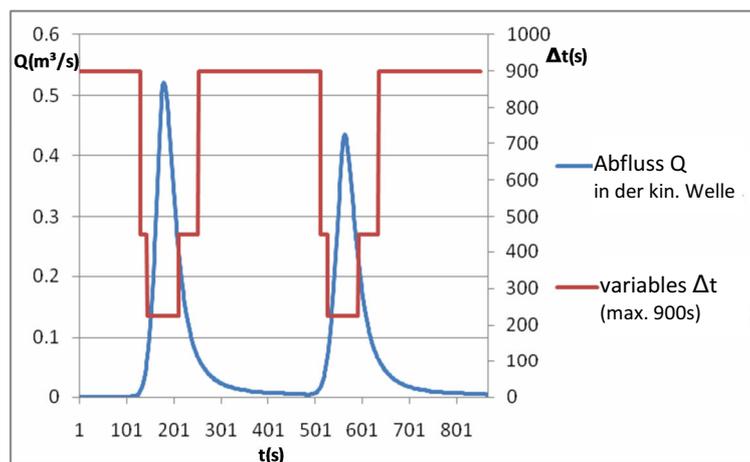
Die oben angeführten Formeln können angewendet werden, wenn ein Courant-Stabilitätskriterium eingehalten wird (USACE 1993):

$$1 \geq \frac{\Delta t}{\Delta x} \alpha \cdot m \cdot (h_{x,t})^{m-1} \quad (12)$$

mit  $\Delta t$  Dauer des (Iterations-)Zeitschritts  $t$  (s)  
 $\Delta x$  Länge der Teilstücks (m)  
 $h_x$  Abflusshöhe in der kinematischen Welle im Punkt  $x$  (m)  
 $\alpha, m$  Parameter

Für die kontinuierliche Anwendung der Berechnungsmethode bei gleichbleibendem  $\Delta x$  wurde die Ermittlung eines variablen  $\Delta t$  auf der Grundlage dieses Stabilitätskriteriums eingeführt. Durch die Teilung des Hangelements in 50 Teilstücke wird die Länge der Teilstücke  $\Delta x$  festgelegt. Diese Festlegung erwies sich für die im Rahmen dieser Arbeit erfolgten Anwendungen als zielführend, sie kann aber einfach durch eine größere oder kleinere Zahl an Teilstücken ersetzt werden. Die Bestimmung von  $\Delta t$  erfolgt iterativ im Verlauf der Berechnung. Im ersten Zeitschritt wird der gesamte globale Berechnungszeitschritt (15 Min.) als Iterationszeitschritt  $\Delta t$  angesetzt. Kommt es im Verlauf der Berechnung zum Überschreiten des Stabilitätskriteriums, wird  $\Delta t$  halbiert und die Berechnung von vorne begonnen. Dies geschieht iterativ solange, bis das Stabilitätskriterium erfüllt ist. Im nächsten Zeitschritt (und allen weiteren) wird zu Beginn der Iteration das doppelte  $\Delta t$  vom Ende des vorangegangenen Zeitschritts angesetzt. Abb. 14 zeigt beispielhaft den Verlauf des Iterationszeitschritts  $\Delta t$  für zwei Abflussereignisse mit synthetischem Effektivniederschlag.

In seltenen Fällen (v.a. am Beginn eines Abflussereignisses) wird das Stabilitätkriterium nicht im ersten, sondern erst in später folgenden Teilstücken in x-Richtung überschritten. In diesen Fällen beginnt die Iteration über  $\Delta x$  neu. Meist erfolgt die iterative Bestimmung von  $\Delta t$  aber im ersten Teilstück in x-Richtung. Daher wird der adäquate Wert für  $\Delta t$  zumeist sehr rasch gefunden. Für eine noch effizientere Iteration müsste die Schätzung auf der Grundlage der Dauer des internen Zeitschritts  $\Delta t$  am Ende des vorangegangenen Zeitschritts auch berücksichtigen, ob die Welle ansteigt oder abfällt. Außerdem müsste der laterale Zufluss mitberücksichtigt werden. Da die Anzahl der wiederholt berechneten Zeitschritte bei der angewendeten Vorgehensweise im Vergleich zur Gesamtanzahl der Iterationszeitschritte sehr klein ist, wird die Effizienz der Methode als ausreichend angesehen.



**Abb. 14: Verlauf des Iterationszeitschritts  $\Delta t$  (beispielhaft für zwei synthetische Ereignisse)**

Durch die iterative Berechnung mit variablen, bei Ereignissen kürzeren Zeitschritten als dem globalen Berechnungszeitschritt von 15 Min., ergibt sich ein genauer ermittelter Verlauf der Abflusswellen innerhalb des globalen Zeitschritts. Bei der Übergabe des Zuflusses von einem oberhalb liegenden Element als obere Randbedingung des unterhalb folgenden ist dieser Verlauf wichtig. Durch die Übergabe des zeitlichen Verlaufs kann eine rein numerische Beschleunigung der Welle verhindert werden, die bei einer Übergabe des Mittelwertes über den gesamten globalen Zeitschritt entsteht. Es wurde daher eine Routine implementiert, um den Verlauf des Abflusses in der zeitlichen Auflösung von Sekunden als Vektor statt als skalarer Mittelwert abzuspeichern, zu übergeben und auszulesen.

#### Obere Randbedingung

Für die Lösung der Gleichungen ist die Kenntnis der oberen Randbedingung notwendig. Es wird eine Randbedingung 1. Art angesetzt, indem die Wassertiefe am oberen Rand des Hangelements  $h_{x=0}$  angegeben wird. In einem Element ohne Zufluss  $q_0$  aus der oberhalb liegenden Zone wird die Wassertiefe am oberen Rand des Hangelements mit 0 angesetzt:

Wenn  $q_{0,t} = 0$ :

$$h_{x=0,t} = 0$$

Bei Zufluss von oben errechnet sich die obere Randbedingung (Kibler und Woolhiser 1972) mit:

Wenn  $q_{o,t} > 0$ :

$$h_{x=0,t} = \sqrt[m]{\left(\frac{q_{o,t}}{\alpha}\right)} \quad (13)$$

mit  $h_{x=0}$  Abflusshöhe am oberen Rand (m)  
 $q_o$  Zuflussrate von oben (m/s)  
 $B$  Breite des Hangelement (m)  
 $\alpha, m$  Parameter

#### Infiltration aus der ablaufenden Welle

Infiltration aus der ablaufenden Welle kann in zwei Fällen auftreten: nach der Entstehung von Oberflächenabfluss (im abfallenden Ast der Welle) sowie in einem Hangelement, in dem kein Oberflächenabfluss entsteht, in das aber von oberhalb Wasser zufließt. In der Berechnung des Wellenablaufs lässt sich Infiltration dadurch berücksichtigen, dass anstatt eines (positiven) lateralen Zuflusses  $q_{lat}$  eine (negative) Infiltrationskapazität  $-q_{lat}$  angesetzt wird (Singh 1996).

#### **4.1.1.2 Näherungsweise Berechnung nach Wang et al. (2002)**

Wenn aufgrund der Kopplung mit anderen Modellkomponenten nicht direkt eine obere Randbedingung oder eine Infiltrationskapazität berechnet werden kann, lässt sich die Berechnung nicht wie in den vorangegangenen Absätzen beschrieben durchführen. Wang et al. (2002) beschreiben eine Möglichkeit, um dennoch eine Anwendung der kinematischen Welle zu ermöglichen und auch Zufluss von oben sowie Infiltration des Zuflusses näherungsweise zu berücksichtigen. Bei einer Abfolge von Hangelementen wird dabei der Zufluss von oben nicht als obere Randbedingung sondern als Zuschlag zum lateralen Zufluss  $q_{lat}$  weitergegeben.

#### **4.1.1.3 Berechnung mit MacCormack-Scheme**

Um den Einfluss der Methode der numerischen Lösung zu untersuchen, wurde für Berechnungstests ein zweites numerisches Lösungsverfahren angewendet, das MacCormack-Scheme (MacCormack 1969, nach Singh 1996).

Die iterative Berechnung des MacCormack-Scheme erfolgt dabei nach folgenden Schritten:

Berechnung eines *predictor step* ( $^p$ , für  $x > 1$ ) und eines *corrector step* ( $^c$ , für  $x > 0$ ):

$$h_{x,t}^p = q_{lat} \cdot \Delta t + h_{x,t} - \frac{\Delta t}{\Delta x} \alpha (h_{x,t})^m + \frac{\Delta t}{\Delta x} \alpha (h_{x-1,t})^m \quad (14)$$

$$h_{x-1,t}^c = q_{lat} \cdot \Delta t + h_{x,t}^p - \frac{\Delta t}{\Delta x} \alpha (h_{x,t}^p)^m + \frac{\Delta t}{\Delta x} \alpha (h_{x-1,t}^p)^m \quad (15)$$

mit  $h_{x,t}$  Abflusshöhe in der kinematischen Welle im Punkt  $x$  zum Zeitpunkt  $t$  (m)  
 $q_{lat}$  lateraler Zufluss (Effektivniederschlag, m/s)  
 $\Delta t$  Dauer des Zeitschritts  $t$  (s)  
 $\Delta x$  Länge des Teilstücks (m)  
 $\alpha, m$  Parameter

Bei Zufluss von einer oberhalb liegenden Zone  $q_o$  kann eine obere Randbedingung im *predictor step* berücksichtigt werden (Dholakia et al. 1998):

$$h_{x=0,t}^p = \sqrt[m]{\left(\frac{q_{o,t}}{\alpha}\right)} \quad (16)$$

Der Wert für den nächsten Zeitschritt ergibt sich aus dem Mittelwert des Wertes des aktuellen Zeitschritts und jenem des *corrector step*:

$$h_{x,t+1} = 0.5 \cdot (h_{x,t} + h_{x-1,t}^c) \quad (17)$$

Aus diesem Wert für das unterste Teilstück,  $h_{x=L}$ , wird dann wieder der spezifische Abfluss  $q_u$  am unteren Ende des Hangelements berechnet.

#### 4.1.2 Modell der vertikalen Bodenwasserbewegung (Modul swm)

Das Modell der vertikalen Wasserbewegung (kurz *swm* für *soil water movement*) entspricht einer Näherung an die Richards-Gleichung. Durch die Richards-Gleichung erfolgt die physikalische Beschreibung des Matrixflusses in der ungesättigten Bodenzone. Die Gleichung entsteht durch die Kombination der Darcy-Gleichung für den ungesättigten Boden und die Kontinuitätsgleichung (Kammerer und Loiskandl 2008).

Im Gesetz von Darcy ergibt sich die Durchflussrate des Wassers aus der Wasserleitfähigkeit  $k$  und dem Potentialgradienten  $I$ :

$$q = k \cdot I \quad (18)$$

mit	$q$	Durchflussrate (auch: spezifischer Fluss oder Filtergeschwindigkeit, m/s)
	$k$	hydraulische Leitfähigkeit (m/s)
	$I$	Potentialgradient (-)

In der ungesättigten Bodenzone ist die Leitfähigkeit  $k$  vom Wassergehalt  $\theta$  abhängig und es ergibt sich für eindimensionalen vertikalen Fluss (Kammerer und Loiskandl 2008):

$$q = -k(\theta) \cdot \left( \frac{d\psi}{dz} \right) \quad (19)$$

mit	$q$	Durchflussrate (m/s)
	$k$	hydraulische Leitfähigkeit (m/s)
	$\theta$	Wassergehalt (-)
	$\psi$	Gesamtpotential = Gravitationspotential + Druckpotential (m)
	$z$	Koordinate in Bewegungsrichtung, hier vertikal (m)

Zur Ermittlung des spezifischen Flusses muss daher die Bodenwassercharakteristik, d.h. der Zusammenhang zwischen dem Wassergehalt  $\theta$  und der hydraulischen Leitfähigkeit  $k$  sowie dem Matrixpotential  $\psi_m$  (und damit dem Gesamtpotential in der obigen Gleichung) bekannt sein. Diese wird im swm-Modul nach dem Modell von Clapp und Hornberger (1978) angegeben. Die Parameter der Bodenwassercharakteristik können aufgrund der Bodenart festgelegt werden oder über Messungen im Feld bestimmt werden. Dadurch können wesentliche Modellparameter grundsätzlich aus Gebietseigenschaften abgeleitet werden, was als ein Ziel für neue Modellkomponenten formuliert wurde. Dabei muß aber berücksichtigt werden, dass Feldmessungen und Prozessbeschreibungen im Modell unterschiedliche Skalen aufweisen (Grayson et al. 1992b) und dass gerade Bodeneigenschaften eine sehr hohe Heterogenität aufweisen und nicht umfassend bekannt sein können (Beven 2001). Die angewendeten Parameter entsprechen daher „effektiven“ Parametern, wie sie vielfach in physikalisch basierten Modellen vergeben werden (siehe Kapitel 2.3.2), und ihre Festlegung ist mit Unsicherheit verbunden.

Numerische Lösungen der Richards-Gleichung und Näherungen werden in vielen physikalisch-basierten Modellen zur Beschreibung der Bodenwasserbewegung eingesetzt (siehe Kapitel 2.3.2). Die im swm-Modul implementierte Berechnung baut zum Teil auf den entsprechenden Komponenten des Modells BROOK90 (Federer 2002, Federer et al. 2003) auf.

#### 4.1.2.1 Numerische Implementierung der vertikalen Bodenwasserbewegung

##### Bodenwassercharakteristik

Die Beschreibung der Bodenwassercharakteristik erfolgt nach dem Modell von Clapp und Hornberger (1978). Die hydraulische Leitfähigkeit  $k$  wird von Clapp/Hornberger als Funktion des effektiven Sättigungsgrads  $Se$  und der gesättigten Leitfähigkeit angegeben:

$$k = k_s \cdot Se^{2b+3} \quad (20)$$

mit  $k_s$  Durchlässigkeitsbeiwert, gesättigte Leitfähigkeit (m/s),  
 Bezeichnung im swm-Modul: KF  
 $b$  Modellparameter, Bezeichnung im swm-Modul: BEXP  
 $Se$  effektiver Sättigungsgrad (-)

$$Se = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r}$$

$\theta$  volumetrischer Wassergehalt =  $\frac{\text{Wasservolumen}}{\text{Gesamtvolumen}}$

$\theta_s$  Wasseranteil bei Vollsättigung, Bezeichnung im swm-Modul: THETAf,  
 $\theta_s \approx$  Porenanteil  $n = \frac{\text{Porenvolumen}}{\text{Gesamtvolumen}}$

$\theta_r$  Restwasseranteil

Auch der Zusammenhang zwischen dem Sättigungsgrad und der Wasserspannung bzw. dem Matrixpotential wird bei Clapp/Hornberger, wie in den verbreiteten Ansätzen von Brooks und Corey (1964) und Campell (1974), als Potenzfunktion beschrieben:

$$\psi_m = \psi_{m,s} \cdot Se^{-b} \quad (21)$$

mit  $\psi_m$  Matrixpotential od. Wasserspannung (kPa)  
 $\psi_{m,s}$  Matrixpotential, an das die Kurve sich annähert, wenn  $Se=1$   
 (Luft Eintrittspunkt), Bezeichnung im swm-Modul: PSIF  
 $b$  Modellparameter, Bezeichnung im swm-Modul: BEXP

Clapp/Hornberger folgen einerseits der Annahme von Campell (1974), dass der Restwassergehalt  $\theta_r$  so klein ist, dass er vernachlässigt und mit 0 angenommen werden kann. Andererseits führen sie für den Übergangsbereich zwischen  $\psi_{m,s}$  (Luft eintrittspunkt) und  $\psi_m = 0$  (Vollsättigung) einen Parabelverlauf ein. In diesem Übergangsbereich erfolgt die Berechnung der Wasserspannung wie folgt:

$$\psi_m = -m_{CH} \cdot (Se - n_{CH}) \cdot (1 - Se) \quad (22)$$

mit:

$$m_{CH} = -\psi_{m,l} \left[ \frac{1}{(1 - Se_l)} - \frac{b}{Se_l \cdot (1 - Se_l)} \right]$$

$$n_{CH} = 2 \cdot Se_l - 1 + \left( \frac{b \cdot \psi_{m,l}}{m_{CH} \cdot Se_l} \right)$$

und  $Se_l$  Grenz-Sättigungsgrad, nach Clapp/Hornberger mit 0.92 angesetzt  
 $\psi_{m,l}$  Matrixpotential bei  $Se_l$

Durch diesen Parabelverlauf entsteht eine über den gesamten Bereich des Sättigungsgrades stetige Funktion. In der kontinuierlichen numerischen Simulation ist dies ein Vorteil gegenüber Funktionen mit einer Sprungstelle wie jener nach Brooks und Corey (1964), die zum Vergleich in Abb. 15 dargestellt ist. Gegenüber dem ebenfalls stetigen Ansatz nach Van Genuchten (1980) weist der Ansatz nach Clapp/Hornberger den Vorteil einer geringeren Parameterzahl auf (Irannejad und Shao 2002).

Tabelle 3 listet einige der in der Originalarbeit von Clapp und Hornberger (1978) angegebenen typischen Werte der Parameter für verschiedene Bodenarten auf. Im swm-Modul werden Matrix- und Gesamtpotential negativ und in der Einheit des Drucks Pa geführt. Der Betrag des Potentials  $\Psi = 1$  kPa entspricht der Druckhöhe von  $h = 0.1$  m.

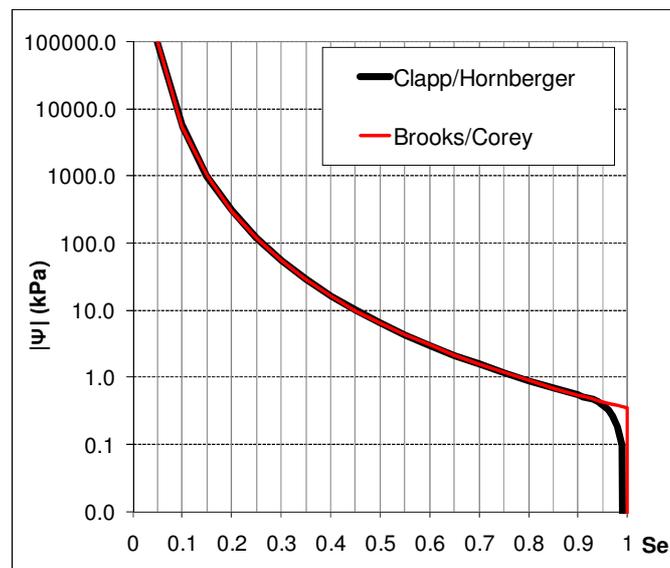


Abb. 15: Bodenhydraulische Funktionen nach Clapp/Hornberger und Brooks/Corey

Tabelle 3: Typische Clapp/Hornberger-Parameter für das swm-Modul (aus Clapp und Hornberger, 1978)

Parameter siehe Gleichung	b (19,20)	$\psi_{m,s}$ (20)	$\theta_s$ (19)	$k_s$ (19)
Bezeichnung im swm-Modul	BEXP	PSIF	THETAF	KF
Einheit	-	kPa	-	mm/h
Sand	4.05	0.35	0.395	633.6
Loamy sand	4.38	0.178	0.41	562.8
Silt loam	5.3	5.66	0.485	25.92
Silty clay loam	7.75	1.46	0.477	6.12
Silty clay	10.4	1.74	0.492	3.72
Clay	11.4	1.86	0.482	4.62

### Räumliche Diskretisierung

Zur Berechnung der vertikalen Bodenwasserbewegung erfolgt eine vertikale Diskretisierung der Bodensäule in mehrere Bodenschichten. Die Schichtdicke und die Parameter der Bodenwassercharakteristik (Tabelle 3) werden für jede dieser Schichten spezifiziert.

Für jede Bodenschicht  $i$  wird der vertikale spezifische Fluss  $q_v$  aus dem Potentialgradienten zwischen den beiden Schichten  $i$  und  $i+1$  und der mittleren ungesättigten Leitfähigkeiten der beiden Schichten berechnet:

$$q_{v,i} = -\bar{k}_{i-1} \cdot \left( \frac{\Delta\psi}{\Delta z} \right)_{i-1} \cdot (1/\rho_w g) \quad (23)$$

mit	$q_v$	vertikale Durchflussrate (m/s)
	$\bar{k}$	mittlere Leitfähigkeit für die Berechnung des Flusses von Schicht $i$ in Schicht $i+1$ (m/s)
	$\frac{\Delta\psi}{\Delta z}$	Gradient des Gesamtpotentials zwischen den Schichten $i$ und $i+1$ (Pa/m)
	$\rho_w$	Dichte des Wassers (kg/m <sup>3</sup> )
	$g$	Erdbeschleunigung (m/s <sup>2</sup> )

Die Ermittlung der mittleren Leitfähigkeit  $\bar{k}$  erfolgt in BROOK90 mit dem geometrischen Mittel (Federer 2002). Sie wird unter Berufung auf Havercamp und Vauclin (1979) als die geeignete Form der Mittelbildung angegeben. Van Dam und Feddes (2000) weisen allerdings darauf hin, dass es – in Abhängigkeit von der gewählten Schichtdicke – bei der Verwendung des geometrischen Mittels zu Oszillationen bei der Berechnung des Vordringens der Feuchtefront in einem trockenen Boden kommen kann. Sowohl sehr geringe Schichtdicken als auch Oszillationen im berechneten Oberflächenabfluss sind in der Anwendung für ganze Hänge und Flussgebiete ungünstig. Daher wurde zusätzlich zur Berechnung des mittleren  $k$ -Wertes mit dem geometrischen Mittel eine Berechnung mit dem arithmetischen Mittel implementiert. Diese kann bei Böden mit homogenen oder nur gering variierenden Eigenschaften eingesetzt werden. Die Auswirkungen der Anwendung beider Methoden wurden in Tests zur vertikalen Wasserbewegung und zur Bildung von Infiltrationsüberschuss untersucht.

Bei der Berechnung des Potentialgradienten wird die Differenz der Gesamtpotentiale der beiden Schichten  $i$  und  $i+1$  und als Distanz die Dicke der dünneren der beiden Schichten  $i$  und  $i+1$  herangezogen:

$$\frac{\Delta\psi}{\Delta z} = \frac{\psi_i - \psi_{i+1}}{\min(D_i, D_{i+1})} \quad (24)$$

mit	$\psi$	Gesamtpotential = Matrixpotential + Gravitationspotential (Pa)
	$D$	Schichtdicke (m), Bezeichnung im swm-Modul: THICK

Federer (2002) gibt an, mit dieser Berechnung der Distanz  $\Delta z$  die besten Ergebnisse bei unterschiedlich dicken Schichten erhalten zu haben. Die Grenzschichten von Bereichen mit unterschiedlichen bodenhydraulischen Eigenschaften sind für eine korrekte Lösung mit diesem Ansatz mit gleicher Dicke zu wählen.

Aus der Differenz des vertikalen Flusses  $q_v$  des jeweiligen Layers ( $i$ ) und des darüber liegenden ( $i-1$ ), abzüglich der aktuellen Evapotranspiration  $ETA$  aus dem jeweiligen Layer, wird – beginnend in der untersten Schicht – der spezifische Netto-Fluss  $q_n$ , positiv nach unten, negativ nach oben

ausgerechnet. In der obersten Schicht ersetzt die Infiltration den Zufluss aus darüber liegenden Schichten.

$$qn_{t,i} = qv_{t,i-1} - qv_{t,i} - ETA_{t,i} \quad (25)$$

Da die angeführten Berechnungen explizite Verfahren sind, bei denen die Zustandsänderung zum Zeitpunkt  $t$  aus den Werten der Zustandsvariablen des Zeitpunkts  $t-\Delta t$  berechnet wird, kommt der Ermittlung des Berechnungszeitschrittes  $\Delta t$  eine wichtige Rolle zu.

### Zeitliche Diskretisierung

Für eine möglichst genaue Näherung bei der Berechnung der Wasserbewegung zwischen den Schichten des Bodenmodells muss der interne Berechnungszeitschritt im Allgemeinen kleiner als der globale Berechnungszeitschritt des Modells (15 Min.) gewählt werden. Die Ermittlung des internen Zeitschritts erfolgt iterativ. Als Vorgabe für die Länge des internen Berechnungszeitschritts werden die drei Parameter DTIMAX, DPSIMAX und DSWMAX angegeben. Als erste Schätzung wird der globale Berechnungszeitschritt des Modells gewählt.

Über DTIMAX kann direkt die maximale Länge des internen Berechnungszeitschritts gewählt werden. Wählt man hier einen sehr kleinen Wert, kann die weitere iterative Vorgehensweise umgangen werden (da die beiden anderen Kriterien dann zumeist eingehalten werden).

Mit DPSIMAX wird der Wert der Potentialdifferenz zwischen zwei Schichten angegeben, ab der kein vertikaler Fluss mehr errechnet wird (die also als 0 angenommen wird). Zwischen zwei Schichten, deren Potentialdifferenz geringer als DPSIMAX ist, kommt es daher zu keinem vertikalen Fluss.

DSWMAX ist schließlich die maximal zulässige Änderung des Wassergehalts innerhalb des Berechnungszeitschritts (in %). Bei Überschreiten dieses Kriteriums wird ein neuer, kürzerer Zeitschritt  $\Delta t^*$  berechnet:

$$\Delta t^* = 0.01 \cdot DSWMAX \cdot \frac{S_{\max,i}}{qn_i} \quad (26)$$

mit  $\Delta t^*$  neuer Berechnungszeitschritt (s)  
 $qn$  Netto-Flussrate (m/s)  
 $S_{\max}$  maximaler Speicherinhalt in Bodenschicht  $i$  (m)  
 $S_{\max,i} = \theta_{s,i} \cdot D_i$   
 $\theta_s$  Wasseranteil bei Vollsättigung (-)  
 $D$  Schichtdicke (m)

Um ein Oszillieren der Bodenzustandsvariablen zwischen zwei Zeitschritten zu verhindern, wird für beide an die jeweilige Schichtgrenze angrenzenden Layer näherungsweise das Potential am Ende des Zeitschritts mittels Euler-Verfahren berechnet:

$$\psi_i' = \psi_i + A_i \cdot \Delta t \quad (27)$$

mit  $\psi_i'$  Potential am Ende des Zeitschritts im Layer  $i$   
 $\psi_i$  Potential am Beginn des Zeitschritts im Layer  $i$   
 $\Delta t$  erste Schätzung des Zeitschritts

und:

$$A_i = \frac{d\psi_i}{dt} = \frac{d\psi_i \cdot dS_i}{dS_i \cdot dt} = \frac{qn_i \cdot d\psi_i}{S_{\max,i} \cdot dS_i}$$

Dabei entspricht die Änderung des Speicherinhalts einer Bodenschicht  $\frac{dS}{dt}$  dem Nettofluss  $qn$ ,  $dS$  wird durch die Änderung des Sättigungsgrads  $dSe$  mal maximalem Speicherinhalt  $S_{max}$  ersetzt und  $\frac{d\psi_i}{dSe_i}$  wird entsprechend der oben angegebenen Formeln nach Clapp/Hornberger ermittelt. Das gesuchte maximale  $\Delta t^*$  erhält man durch die Gleichsetzung der Potentiale in den beiden an die Schichtgrenze angrenzenden Bodenschichten:

$$\psi_i' = \psi_{i+1}'$$

$$\Delta t^* = \frac{\psi_i - \psi_{i+1}}{A_{i+1} - A_i} \quad (28)$$

Das kleinere der beiden berechneten  $\Delta t^*$  wird als neuer Zeitschritt für die weitere Berechnung übernommen.

### Bildung von Infiltrationsüberschuss und obere Randbedingung

Neben der korrekten Berechnung der Wasserbewegung durch das Bodenprofil ist die adäquate Berechnung von Infiltrationsüberschuss wesentlich für die Anwendbarkeit des swm-Moduls bei der Modellierung von Hängen und Einzugsgebieten. Die wesentlichen Elemente, die die numerische Berechnung von Infiltrationsüberschuss beeinflussen, sind die obere Randbedingung der Infiltrationsberechnung – die Randbedingung an der Grenze zwischen Boden und Atmosphäre –, die vertikale Diskretisierung der Bodenschichten im obersten Bereich sowie die Methode der Berechnung der mittleren ungesättigten Leitfähigkeit  $k$  zweier aneinander grenzender Schichten (van Dam und Feddes 2000).

Als Methode der Mittelbildung des  $k$ -Werts zweier Bodenschichten wird üblicherweise das geometrische Mittel angewendet (Havercamp und Vauclin 1979, Federer 2002). Van Dam und Feddes (2000) empfehlen aufgrund größerer numerischer Effizienz das arithmetische Mittel. Im swm-Modul können diese beiden Methoden der Mittelbildung eingesetzt werden. Das arithmetische Mittel ist allerdings nur anwendbar, wenn die bodenhydraulischen Eigenschaften der übereinanderliegenden Schichten gleich oder nur wenig unterschiedlich sind. Bei größeren Unterschieden in den Eigenschaften einzelner Bodenschichten ist das geometrische Mittel anzuwenden.

In Bezug auf die Diskretisierung der obersten Bodenschichten zeigen Van Dam und Feddes (2000) den starken Einfluss dieser Größe und empfehlen eine Schichtdicke von  $\leq 1$ cm. Mit zunehmender Tiefe des Profils könne die Schichtdicke zunehmen, ohne einen wesentlichen Einfluss auf die Infiltrationsberechnung zu haben. Im swm-Modul wird die Dicke jeder Schicht in der Parameterdatei spezifiziert. Die beiden obersten Schichten sollten sehr geringmächtig gewählt werden (5-10mm). Bei der Kalibrierung von Bodenparametern bei der Einzugsgebietsmodellierung ist zu berücksichtigen, dass die Wahl der vertikalen Diskretisierung die Berechnung der Infiltration beeinflusst (Downer und Ogden 2004).

Als obere Randbedingung wird im swm-Modul eine Fluss-Randbedingung (Randbedingung 2. Art) angesetzt. Als Fluss durch den oberen Rand  $q_{z=0}$  wird dabei der gesamte Zufluss aus Niederschlag und Schneeschmelze  $q_{zu}$  (m/s) zugelassen. Kommt es zur Aufsättigung der dünnen obersten Bodenschicht, wird  $q_{z=0}$  mit jenem Wert begrenzt, der durch die aktuelle Evapotranspiration  $ETA$  und vertikalen Abfluss  $q_v$  aus der obersten Schicht (Layer 1) abfließt:

Wenn  $Se < 1$ :

$$q_{z=0,t} = q_{zu,t}$$

Wenn  $Se = 1$ :

$$q_{z=0,t} = ETA_{t,1} + qv_{t,1} \quad (29)$$

Bei hohen Zuflussraten  $qzu$  und einem geringen vertikalen Transport  $qn$  kommt es zu einer raschen Aufsättigung der sehr dünnen obersten Schicht. Der Anteil des Zuflusses, der bei gesättigter oberster Schicht nicht durch den oberen Rand in die Bodensäule gelang, wird zu Oberflächenabfluss  $qab0$  (m/s):

$$qab0_t = qzu_t - q_{z=0,t} \quad (30)$$

Wenn die weiteren Bodenschichten dabei noch nicht gesättigt sind, kann dieser Oberflächenabfluss als Infiltrationsüberschuss interpretiert werden. Tests zur Berechnung des Infiltrationsüberschusses zeigen, dass diese Methode zu Ergebnissen führt, die mit numerischen Lösungen der Richards-Gleichung mit variabler oberer Randbedingung gut übereinstimmen (siehe Kapitel 5.1.2.2).

Modelle, die die Richards-Gleichung (oder Annäherungen) für die Berechnung der Wasserbewegung anwenden, tendieren allerdings zu einer Unterschätzung von Infiltrationsüberschuss (Scanlon et al. 2002). Eine Möglichkeit der Anpassung besteht hier in der Verringerung der hydraulischen Leitfähigkeit der obersten Bodenschichten in einem Kalibrierungsverfahren, um Infiltrationsüberschuss entsprechend den Beobachtungen zu erhalten (Scanlon et al. 2002).

Ein weiterer Nachteil ist die Abhängigkeit des berechneten Infiltrationsüberschusses von der vertikalen Diskretisierung. Lee und Abriola (1999), die verschiedene Bodenmodelle in *Land Surface Models* (Bodenmodule von meteorologischen Modellen) vergleichen, sprechen sich deswegen gegen derartige Parametrisierungen aus und empfehlen stattdessen die Verwendung einfacher Formulierungen, die nur auf der gesättigten hydraulischen Leitfähigkeit beruhen.

Als zweite Variante wurde daher die explizite Spezifizierung einer maximalen Infiltrationskapazität implementiert. Im Parameter TVS1 kann ein Wert angegeben werden, der beschreibt, bis zu welcher Niederschlagsintensität der gesamte Niederschlag infiltrieren kann. Überschreitet die Niederschlagsintensität  $qzu$  diesen Wert, kann nur jener Teil des Niederschlags bis zur maximalen Infiltrationskapazität infiltrieren. Der Rest wird zu Oberflächenabfluss. In der konkreten Berechnung wurde dabei die beschriebene obere Randbedingung beibehalten und der vertikale Fluss  $qv$  in die nächste Schicht entsprechend der festgelegten maximalen Infiltrationskapazität TVS1 (m/s) begrenzt. Dadurch kommt es nicht bei jedem ganz kurzen Überschreiten dieses Wertes zur Entstehung eines Oberflächenabfluss-Impulses, sondern es gibt einen geringen Rückhalt in der obersten Bodenschicht, den man als eine Art Muldenrückhalt ansehen kann. Der Wert für die maximale Infiltrationskapazität TVS1 kann entsprechend der gesättigten Leitfähigkeit  $k_s$  gewählt werden (dann entspricht die Berechnung der von Lee und Abriola, 1999, empfohlenen Formulierung von Charbeneau, 1984) oder eine andere Größe aufweisen. Durch die Wahl eines Wertes kleiner als  $k_s$  können Effekte, die nicht direkt mit den Bodeneigenschaften in Verbindung stehen, wie z.B. Vegetationsdecken oder hydrophobe Auflagen, berücksichtigt werden.

Sättigungsüberschuss entsteht, wenn die gesamte Bodensäule bereits einen sehr hohen Wasseranteil aufweist und der verbleibende Porenraum geringer als die potentiell infiltrierende Wassermenge ist. In diesem Fall wird der Boden bis zur Sättigung aufgefüllt, der Rest wird zu Oberflächenabfluss.

Der als Infiltrationsüberschuss oder Sättigungsüberschuss entstehende Oberflächenabfluss wird in der Kopplung mit dem Modul der kinematischen Welle dort als lateraler Zufluss angesetzt. Die Beschreibung dieser Kopplung und der Berechnung der Infiltration erfolgt im Kapitel 4.2.3. Dort wird auch die Berechnung von Zwischenabfluss und dessen Weitertransport in die flussab folgende Modellzone erläutert.

### Untere Randbedingung

Am unteren Rand der Bodensäule wird ebenfalls eine Randbedingung 2. Art angesetzt. Der Fluss  $q_{z=T}$  durch den in der Tiefe T liegenden unteren Rand hängt dabei von der ungesättigten hydraulischen Leitfähigkeit  $k_u$  der untersten Bodenschicht ab und kann durch einen Parameter der vertikalen Tiefenperkolation TVS2 variiert werden:

$$q_{z=T,t} = k_{u,t-1} \cdot TVS2 \quad (31)$$

Die Annahme von TVS2 = 1 entspricht einem Einheitsgradienten. Wird TVS2 = 0 gesetzt, kann damit eine völlig undurchlässige Schicht angesetzt werden, bei der kein Fluss durch den untersten Rand auftritt.

#### **4.1.2.2 Verdunstung im swm-Modul**

##### Potentielle Evapotranspiration

Für die Ermittlung der potentiellen Evapotranspiration wurde der empirische Ansatz nach Thornthwaite und Mather (1957) beibehalten. Für dieses Verfahren wird ausschließlich die Temperatur als Eingangsgröße benötigt. In Verbindung mit dem swm-Modul und seiner detaillierteren Abbildung der Bodensäule wäre die Anwendung komplexerer Methoden, vor allem des physikalisch basierten Verfahren nach Penman-Monteith (vgl. Allen et al. 1998) sinnvoll. Dieses ist aber mit deutlich höheren Anforderungen an die Verfügbarkeit von Beobachtungsdaten (Wind, Luftfeuchte, Strahlung) verbunden. Ein Vergleich von Ergebnissen mit den Methoden nach Penman-Monteith und Thornthwaite wurde von Herrnegger et al. (2011) für alpine Gebiete in Österreich durchgeführt und zeigt relevante Abweichungen in den Gesamtgrößen, aber auch in der räumlichen Verteilung und dem saisonalen Verlauf. Die Bestimmung der potentiellen Evapotranspiration ist also immer noch mit relativ großer Unsicherheit verbunden und bedarf weiterer Untersuchungen. Diese Tatsache spiegelt sich auch in der großen Anzahl an weiteren Berechnungsmethoden wieder (empirisch-strahlungsbasiert, vgl. z.B. Xu und Singh 2000; physikalisch v.a. Modifikationen der Penman-Monteith-Methode wie z.B. ASCE-EWRI 2005). Da Verdunstung kein zentraler Untersuchungsgegenstand dieser Arbeit ist, wurde an der vergleichsweise einfachen Berechnung nach Thornthwaite festgehalten. Die folgende Berechnung der aktuellen Verdunstung kann aber in zukünftigen Entwicklungen auch mit  $ET_0$ -Ergebnissen anderer Methoden durchgeführt werden.

##### Aktuelle Evapotranspiration

Die Berechnung der aktuellen Evapotranspiration, die von pflanzenphysiologischen Eigenschaften und der Wasserverfügbarkeit abhängt, erfolgt im swm-Modell grundsätzlich auf der Basis derselben Methode wie im COSERO-Bodenmodul (siehe Kapitel 2.1.3). Die Einführung mehrerer Bodenschichten erlaubt aber eine detailliertere Abbildung der Wirkung der Vegetation durch die Berücksichtigung von unterschiedlich hoher Wasseraufnahme in den verschiedenen Bodenschichten. Außerdem wurde der Einfluss der atmosphärischen Bedingungen auf die Verdunstung mit einbezogen.

Das Konzept der Referenz-Evapotranspiration  $ET_0$  beinhaltet beide Komponenten der Verdunstung, Evaporation von der Bodenoberfläche und Transpiration durch Pflanzen. Auch die *crop coefficients* bei Allen et al. (1998) beziehen sich grundsätzlich auf die gesamte Verdunstung bei einem bestimmten Bewuchs. Da sich die Einschränkungen aufgrund der Wasserverfügbarkeit aber vor allem auf die Transpiration auswirken, werden bei einer möglichst exakten Berechnung diese beiden Komponenten getrennt voneinander berücksichtigt. Dies wird vor allem in Modellen umgesetzt, die den *Leaf Area Index* als direkte Eingangsgröße verwenden und daraus von Vegetation bedeckte und unbedeckte Anteile der betrachteten Flächen erhalten (z.B. Sheik et al. 2009, Manfreda et al. 2005). Bei der

Verwendung von Landnutzungsinformation und daraus abgeleiteten Werten der *crop coefficients* liegt allerdings keine direkte Information über den Bedeckungsgrad vor. Wenn die Verdunstung von unbedeckter Bodenoberfläche keinen großen Anteil an der Gesamtverdunstung darstellt – wie das in den hier untersuchten Gebieten der Fall ist – ist die gemeinsame Betrachtung von Evaporation und Transpiration zulässig und führt zu sinnvollen Ergebnissen (Allen et al. 1998).

Der einem *crop coefficient* entsprechende Parameter ETVEGCOR, der den Einfluss der Vegetation auf die Verdunstung beschreibt und zeitlich variabel ist, wurde daher beibehalten. Die Anpassung der Referenz-Evapotranspiration  $ET_0$  aufgrund der Bodenbedeckung erfolgt weiterhin für die gesamte Modellzone. Für jede einzelne Bodenschicht wird dann die aktuelle Verdunstung  $ETA_i$  in Abhängigkeit von der Transpirationskapazität und von der Wasserverfügbarkeit in der jeweiligen Schicht  $i$  berechnet:

$$ETA_i = ET_0 \cdot ETVEGCOR \cdot \alpha_{T,i} \cdot BFALF_i \quad (32)$$

mit	ETVEGCOR	Faktor zur Berücksichtigung der pflanzenspezifischen Transpiration
	$\alpha_T$	Transpirationskapazität aufgrund der Durchwurzelung, $\sum \alpha_T$ über alle Schichten einer Zone = 1
	BFALF	Abminderungsfaktor aufgrund der Wasserverfügbarkeit

Die Transpirationskapazität  $\alpha_T$  wird für jede Schicht jeder Zone direkt über die swm-Parameterdatei spezifiziert. Die Summe der Werte innerhalb einer Zone sollte 1 ergeben. Über diesen Parameter kann, wie bei Holzmann (1994), die Wasseraufnahme durch Pflanzenwurzeln in den einzelnen Schichten entsprechend der Verteilung der Wurzeln der jeweiligen Pflanzenart gesteuert werden. Der zeitliche Verlauf des Wurzelwachstums wird dabei nicht berücksichtigt. Bei detaillierteren Analysen der Verdunstung könnte dies aber durch zeitlich variable  $\alpha_T$ -Werte, analog zu den Verläufen des *crop coefficients* ETVEGCOR, implementiert werden. Die Dicke der jeweiligen Schicht muss bei der Festlegung des Wertes für  $\alpha_T$  mitberücksichtigt werden: bei einer gleichmäßigen Verteilung der Wurzeln über das gesamte Bodenprofil entspricht  $\alpha_T$  daher dem Anteil der jeweiligen Schicht an der gesamten Profildicke.

Der Faktor BFALF berücksichtigt die Verringerung der Pflanzentranspiration bei eingeschränkter Wasserverfügbarkeit. Diese entsteht dadurch, dass bei geringerer Bodenfeuchte das Bodenwasser stärker an die festen Bodenbestandteile gebunden ist und die Pflanzen gegen das erhöhte Matrixpotential weniger Wasser entnehmen können.

Über den Parameter FKFAK kann jener Bodenfeuchtwert festgelegt werden, ab dem es zu einer Einschränkung der Verdunstung kommt. Wie in COSERO wird dieser Wert im Verhältnis zu dem Bereich zwischen dem permanenten Welkepunkt PWP und der Feldkapazität FK angegeben. Das Verhältnis wird nun auf den Wassergehalt  $\theta_{PWP}$  und  $\theta_{FK}$  bezogen, die aufgrund der Eigenschaften des Bodens aus dem Matrixpotential ermittelt werden (siehe Gl. 21).

Schroeder (1992) gibt als Werte des Matrixpotentials bei Feldkapazität 30 kPa (0,3 bar, 300 cmWS) an, bei PWP 1500 kPa (15 bar, 15000 cmWS). Nach Droogers (2000) kann der PWP schon bei einem Matrixpotential von 1000 kPa angesetzt werden. Abb. 16 zeigt die  $\psi$ -Se-Verläufe für drei Clapp/Hornberger-Standardböden, Tabelle 4 führt die  $\theta$ -Werte, die sich daraus mit den FK- und PWP-Matrixpotentialwerten ergeben an. Die Wahl des PWP-Matrixpotentialwertes hat einen sehr geringen Einfluss auf den entsprechenden  $\theta$ -Wert. Für die Berechnung im swm-Modul wurde der etwas niedrigere Wert von 1000 kPa übernommen. Der Vergleich mit bei Schroeder (1992) angegebenen Werten für vergleichbar bezeichnete Böden (Tabelle 4) zeigt eine sehr gute Übereinstimmung für Sand und Lehm und eine weniger gute Übereinstimmung bei Ton.

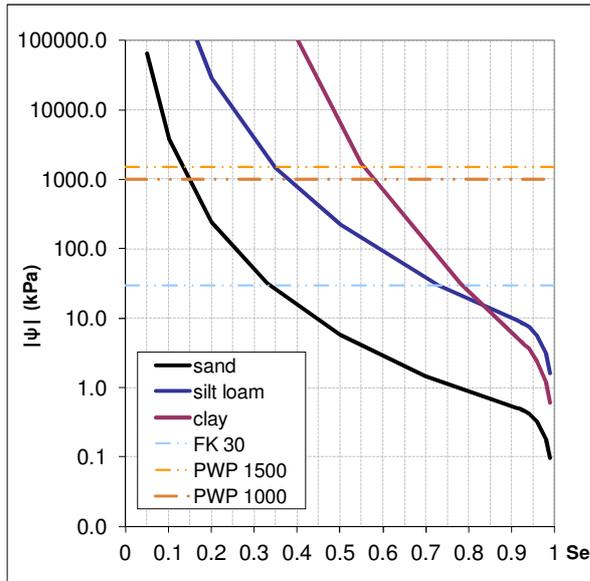


Abb. 16:  $\psi$ -Se-Verläufe für drei Clapp/Hornberger-Standardböden

Tabelle 4:  $\theta_{PWP}$  und  $\theta_{FK}$  für 3 Bodenarten

Clapp/ Hornberger	<i>Sand</i>	<i>Silt loam</i>	<i>Clay</i>
$\theta_{FK}$	0.13	0.35	0.38
$\theta_{PWP,1500}$	0.05	0.17	0.28
$\theta_{PWP,1000}$	0.06	0.18	0.27
Schroeder	Sand	Lehm	Ton
$\theta_{FK}$	0.1	0.33	0.44
$\theta_{PWP,1500}$	0.03	0.18	0.35

Aus dem Parameter FKFAK und den Werten für  $\theta_{PWP}$  und  $\theta_{FK}$  wird der Abminderungsfaktor BFALF ermittelt. Dass die Einschränkung der Verdunstung auch abhängig ist von den aktuellen Atmosphäreigenschaften, wurde entsprechend Allen et al. (1998) berücksichtigt:

$$\theta_c = \theta_{PWP} + (1 - p) \cdot (\theta_{FK} - \theta_{PWP}) \quad (33)$$

mit  $\theta_c$  Kritischer Wassergehalt, ab dem eine Reduktion der Verdunstung auftritt (-)

$$p = FKFAK + 0.04 \cdot (5 - ET_0)$$

$ET_0$  Referenz-Verdunstung (mm/d)

FKFAK Schwellenwert der Reduktion der aktuellen Verdunstung (-)

$$0.1 \leq p \leq 0.8$$

$$BFALF_t = K_s = \frac{\theta_{t-1} - \theta_{PWP}}{\theta_c - \theta_{PWP}} \quad (34)$$

mit  $0 \leq BFALF \leq 1$

Die Berechnung von BFALF bzw.  $K_s$  (in der Nomenklatur von Allen et al. 1998) entspricht dabei der Berechnung in COSERO, der Wert von FKFAK allerdings der Differenz zwischen 1 und der bisher angewendeten Größe. Der Parameter FKFAK kann dadurch entsprechend den Werten von  $p$  in Tabelle 22 bei Allen et al. (1998) eingesetzt werden. Bei einer Referenz-Verdunstung von  $ET_0=5\text{mm/d}$  wird der Wert für FKFAK direkt übernommen und gibt damit den Grenzsättigungsgrad an, ab dem es zu einer Reduktion der Verdunstung kommt. Für sehr hohe  $ET_0$ -Werte ergibt sich eine Verringerung von  $p$  und damit von  $K_s$  bzw. BFALF. Eine Verringerung der Verdunstung tritt dann schon bei höherer Bodenfeuchte auf. Bei niedrigen  $ET_0$ -Werten entsteht erst bei geringeren Bodenfeuchten Wasserstress für die Pflanzen,  $K_s$  bzw. BFALF wird gegenüber dem Wert bei  $ET_0=5\text{mm/d}$  erhöht. Dieser Zusammenhang wird für ein FKFAK von 0.5 und drei Sättigungsgrade von 0.5, 0.4 und 0.3 in Abb. 17 dargestellt.

Allen et al. (1998) geben als üblichen Wert für  $p$  (bzw. FKFAK) 0.5 an, wenn der Wert nicht aus Tabelle 22 in ihrer Arbeit entnommen wird. Der übliche FKFAK-Wert lag in bisherigen COSERO-Anwendungen häufig bei 0.6. Bei einer  $ET_0$  von 5mm/d entspricht dies in der neuen Berechnung dem Wert von  $(1 - 0.6) = 0.4$ . Um für niedrigere  $ET_0$ -Raten von 2-4 mm/d in alpinen Gebieten Österreichs (Herrnegger et al. 2012) einen vergleichbaren Abminderungsfaktor BFALF zu erreichen, sollte für die nun implementierte Berechnung, die die Höhe von  $ET_0$  berücksichtigt, ein FKFAK-Wert im Bereich von 0.28 bis 0.36 gewählt werden.

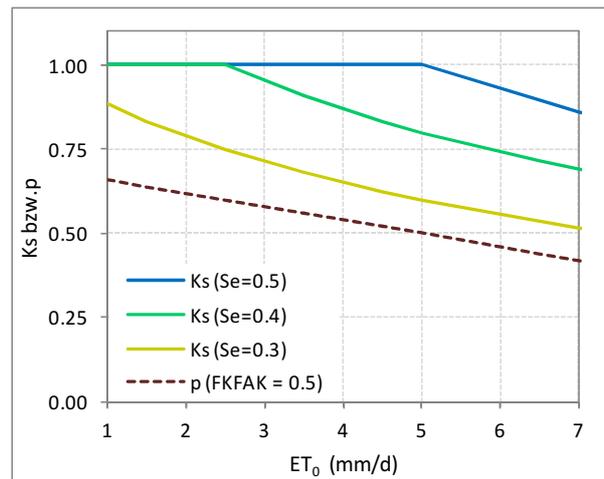


Abb. 17: Beispielhafte Verläufe von  $p$  und  $K_s$  bei verschiedenen  $ET_0$ -Werten

Die Annahme invarianter Transpirationskapazitäten  $\alpha_T$  und die Berechnung der Reduktion der ETP aufgrund der Bodenfeuchte jeder einzelnen Schicht kann bei starken Unterschieden in der Bodenfeuchte innerhalb des Bodenprofils zu einer Unterschätzung der Verdunstung führen. Wenn z.B. nach Regenereignissen die oberen Bodenschichten sehr feucht sind, die darunter liegenden aber noch trocken, kann die tatsächliche Evaporation von der Bodenoberfläche sehr hoch sein, die berechnete ETA wird aber aufgrund der Reduktion der Transpiration in den tieferen, trockeneren Schichten deutlich niedriger sein. Auch im umgekehrten Fall austrocknender oberer Schichten können Pflanzen aus den tieferen, feuchteren Schichten kurzfristig höhere Wassermengen entnehmen und dadurch mehr transpirieren, als mit den fixierten  $\alpha_T$ -Werten berechnet wird. Dies könnte durch variable  $\alpha_T$ , die sich in Abhängigkeit von der Bodenfeuchte der verschiedenen Schichten ändern, berücksichtigt werden. Eine solche Weiterentwicklung wäre bei einer auf Verdunstung und ihre raum-zeitliche Verteilung fokussierenden Untersuchung sinnvoll. Die beschriebenen bereits implementierten Anpassungen der Berechnung der ETA erleichtern solche zukünftigen Entwicklungen.

## 4.2 Alternative Modellstrukturen

Für den Vergleich verschiedener hydrologischer Modellstrukturen wurden aus den zuvor beschriebenen Modellkomponenten (kW und swm) und den bestehenden Elementen des COSERO-Modells (siehe Kapitel 2.1) vier alternative Modelle erstellt.

Bei allen Modellen wurde eine laterale Verknüpfung der Abflüsse der räumlich diskretisierten Modellzonen angestrebt. Die Art der lateralen Verknüpfung ist dabei von Modell zu Modell unterschiedlich. In der Anwendung der Modelle ergibt sich daraus die Notwendigkeit, die Abfolge der Modellzonen entlang des Fließweges zu kennen. Die räumliche Diskretisierung in Modellzonen kann dabei über Rasterelemente oder über die Definition von Hängen und Hangelementen erfolgen. In den Anwendungen in dieser Arbeit wurden Hänge und Hangelemente festgelegt.

Für das erste Modell in den folgenden Modellbeschreibungen, COSERO-Hang, wurde ohne weitere Änderungen der Modellstruktur eine laterale Verknüpfung der Speicherelemente des COSERO-Modells hergestellt. Dadurch entsteht ein verteiltes Konzeptmodell, mit dem der Abfluss für Hangelemente und Hänge simuliert werden kann.

Das Ersetzen einzelner Speicherkomponenten des Ausgangsmodells durch die neuen, physikalisch basierten Modellkomponenten soll zu Modellen führen, deren Parameter besser auf der Grundlage von Gebietseigenschaften geschätzt werden können.

Im zweiten Modell, kW-Wang, wurde daher der Speicher, der den Oberflächenabfluss abbildet, durch das Modul der kinematischen Welle kW ersetzt. Dadurch können Kenntnisse der Topographie sowie des Oberflächenbewuchses in die Simulation dieses Prozesses einfließen.

Mit dem zusätzlichen Einsatz des swm-Moduls zur Beschreibung der gesamten Bodensäule wurden auch der Bodenspeicher und der Interflowspeicher ersetzt. Die Parameter des swm-Bodenmoduls können dadurch teilweise aus Kenntnissen der Bodenart abgeleitet werden.

Im dritten Modell, swm-lateral, erfolgt eine laterale Verknüpfung zwischen benachbarten Modellzonen in allen vertikalen Bodenschichten des swm-Moduls. Dadurch und durch die Infiltration von zufließendem Oberflächenabfluss sollen auch Aufsättigungsprozesse in Hangmulden oder am Hangfuß beschrieben werden können. Die Abbildung beider Prozesse der Oberflächenabflusssentstehung, Infiltrationsüberschuss und Sättigungsüberschuss, soll eine bessere Abbildung des Ereignisabflusses und eine detailliertere Analyse dominanter Abflussprozesse ermöglichen.

Das vierte Modell, swm-vertikal, wurde für einen vereinfachten und weniger rechenintensiven Einsatz des swm-Moduls ohne laterale Verknüpfung in allen Bodenschichten erstellt. Der laterale Fließweg wird nur im wieder über einen Speicher abgebildeten lokalen Gerinne berücksichtigt. Die Vorteile des swm-Moduls bei der Parametrisierung sowie der Abbildung von Infiltrations- und Sättigungsüberschuss bleiben erhalten.

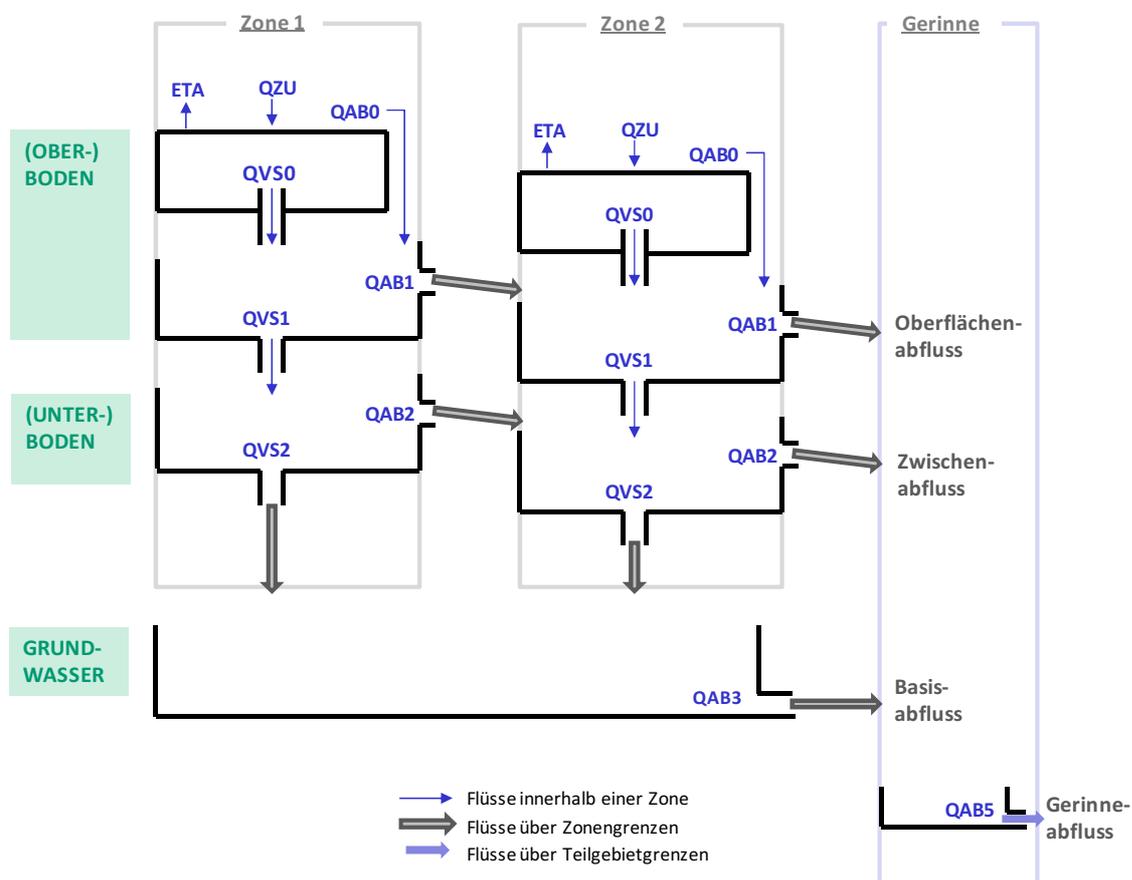
Im Anschluss an die folgenden detaillierteren Beschreibungen sowie schematische Darstellungen der einzelnen Modelle gibt Tabelle 5 einen Überblick über die in den vier Modellen angewendeten Module zur Simulation der lokalen Abflussbildung und ihre Verknüpfung entlang des lateralen Fließweges am Hang.

#### 4.2.1 Laterale Verknüpfung im Speichermodell (COSERO-Hang)

Im entlang des Hanges verknüpften Speichermodell wurden der Abfluss des Oberflächenabflussspeichers (Speicher 1) und des Interflussspeichers (Speicher 2) als Zufluss des jeweiligen Speichers der flussab gelegenen Hangzone angesetzt (siehe Schema in Abb. 18). Als Grundwasserspeicher verbleibt ein gemeinsamer dritter Speicher für das gesamte Teilgebiet, das hier nach Hängen definiert ist und daher kleiner als in der halbverteilten Anwendung ist.

Die Abflüsse der Speicher 1 und 2 des letzten Elementes (bzw. bei Teileinzugsgebieten mit mehreren Hängen der letzten Elemente) am Hangfuß werden addiert und in den Gerinneroutingspeicher 5 übergeben. Der vierte Speicher, der im halbverteilten Modell das Gerinnerouting innerhalb eines Einzugsgebiets repräsentiert, wird dadurch überflüssig.

Parallel zu dieser Arbeit wurde von Kling ebenfalls eine verteilte Version von COSERO entwickelt, bei der die einzelnen Zonen nur über den vierten Speicher verknüpft werden. Die bisherige Anwendung dieses Modells erfolgte für 1km-Rasterzellen (Kling et al. 2008, Kling und Gupta 2009).



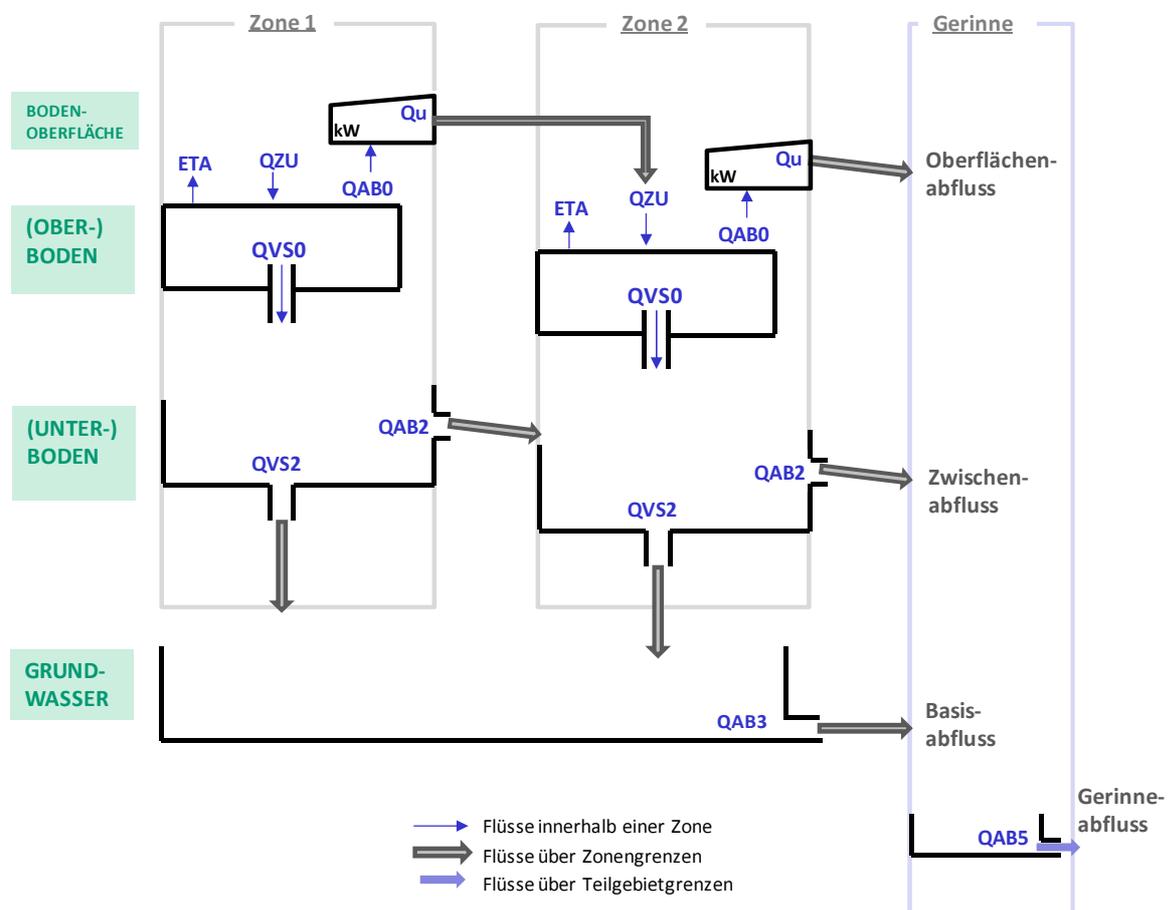
QZU	Input in Bodenspeicher aus Niederschlag und Schneeschmelze
ETA	Aktuelle Evapotranspiration
QAB0	Rascher Abfluss, der nicht zur Erhöhung der Bodenfeuchte beiträgt
QVS0	Versickerung aus dem Bodenspeicher
QAB1	Oberflächenabfluss
QVS1	Versickerung aus Oberflächenabflussspeicher
QAB2	Zwischenabfluss
QVS2	Versickerung aus Zwischenabflussspeicher
QAB3	Basisabfluss aus Grundwasserspeicher
QAB5	Gerinneabfluss

Abb. 18: Schema des Modells COSERO-Hang

#### 4.2.2 Ersetzen des obersten Speichers durch das kW-Modul (kW-Wang)

Der erste Speicher, der in COSERO den Oberflächenabfluss repräsentiert, wurde hier durch das Modul der kinematischen Welle kW ersetzt (siehe Schema in Abb. 19). Die Separation des Niederschlags in einen infiltrierenden Anteil und einen oberflächlich abfließenden Anteil erfolgt dabei weiterhin mit Hilfe der BETA-Funktion (siehe Beschreibung COSERO in Kapitel 2).

Um das kW-Modul zusammen mit der konzeptionellen Abflusssparation mit der BETA-Funktion verwenden zu können, wird der Näherungsansatz nach Wang et al. (2002) angewendet. Dabei wird der Zufluss von oben nicht als obere Randbedingung sondern als Zuschlag zum Input, d.h. zu Niederschlag und Schneeschmelze, weitergegeben (siehe Kapitel 4.1.1). Bei entsprechender Füllung des Bodenspeichers in der folgenden Zone kann daher auch ein Teil oder der gesamte Zufluss wieder infiltrieren. Aufgrund der Anwendung der kinematischen Welle als Hangkaskade nach Wang et al. (2002) wird diese Modellvariante in weiterer Folge als „kW-Wang“ bezeichnet.



QZU	Input in Bodenspeicher aus Niederschlag und Schneeschmelze
ETA	Aktuelle Evapotranspiration
QAB0	Rascher Abfluss, der nicht zur Erhöhung der Bodenfeuchte beiträgt
QVS0	Versickerung aus dem Bodenspeicher
Qu	Oberflächenabfluss aus der kinematischen Welle
QAB2	Zwischenabfluss
QVS2	Versickerung aus Zwischenabflussspeicher
QAB3	Basisabfluss aus Grundwasserspeicher
QAB5	Gerinneabfluss

Abb. 19: Schema des Modells kW-Wang

Der Zufluss in den Interflowspeicher erfolgt nun ausschließlich aus dem Bodenspeicher (im halbverteilten COSERO und in COSERO-Hang aus dem Bodenspeicher und dem Oberflächenabflussspeicher). Um für diesen Zufluss eine ähnlich hohe Dynamik zu erhalten, musste die Berechnung verändert werden. In COSERO (und COSERO-Hang) erfolgt die Berechnung der Versickerung aus dem Bodenspeicher über eine lineare Speichergleichung (siehe Kapitel 2.1.1). Der Speicherparameter KBF wurde in den meisten Anwendungen auf sehr hohe Werte gesetzt wurde (z.B. Eder et al. 2001, Leroch 2006, Nachtnebel und Stanzel 2008) und erzeugte damit eine sehr langsame Versickerung aus dem Bodenspeicher (rascher Zufluss in den Interflowspeicher erfolgt in COSERO ja aus dem Oberflächenabflussspeicher).

Für das kW-Wang-Modell wurde die Berechnung der Versickerung aus dem Bodenspeicher QVS0 daher adaptiert und es wurde ein zweiter Parameter H1 eingeführt, mit dem durch eine stärkere Zunahme der Zusickerung in den Interflowspeicher bei höheren Füllungsgraden des Bodenspeichers höhere Nichtlinearität entsteht:

$$QVS0_t = KBF \cdot \Delta t \cdot \left( \frac{BW0_{t-1}}{BWmax} \right)^{H1} \quad (35)$$

mit	BW0	Speicherinhalt des Bodenspeichers (m)
	BW0 <sub>max</sub>	Maximaler Speicherinhalt des Bodenspeichers (m)
	KBF	Maximale Versickerung aus dem Bodenspeicher (m/s)
	H1	Parameter, der die Nichtlinearität der Versickerung bestimmt (-)
	Δt	Dauer des Zeitschritts (s)

Der Parameter KBF, der in der ursprünglichen Gleichung die Einheit [s] hat, erhält damit die Einheit [m/s] und entspricht der maximalen Versickerung bei maximalem Speicherinhalt. Der dimensionslose Parameter H1 beschreibt die Form des Verlaufs der Kurve bei niedrigeren Speicherinhalten.

Durch das Ersetzen des ersten Speichers hat dieses Modell dennoch zwei Parameter weniger als COSERO. Sieht man auch die Oberflächenrauigkeit in der Berechnung der kinematischen Welle als kalibrierbaren Parameter an, verbleibt ein Parameter weniger.

#### 4.2.3 Ersetzen der Speicherkaskade durch das swm-Modul (swm-lateral und swm-vertikal)

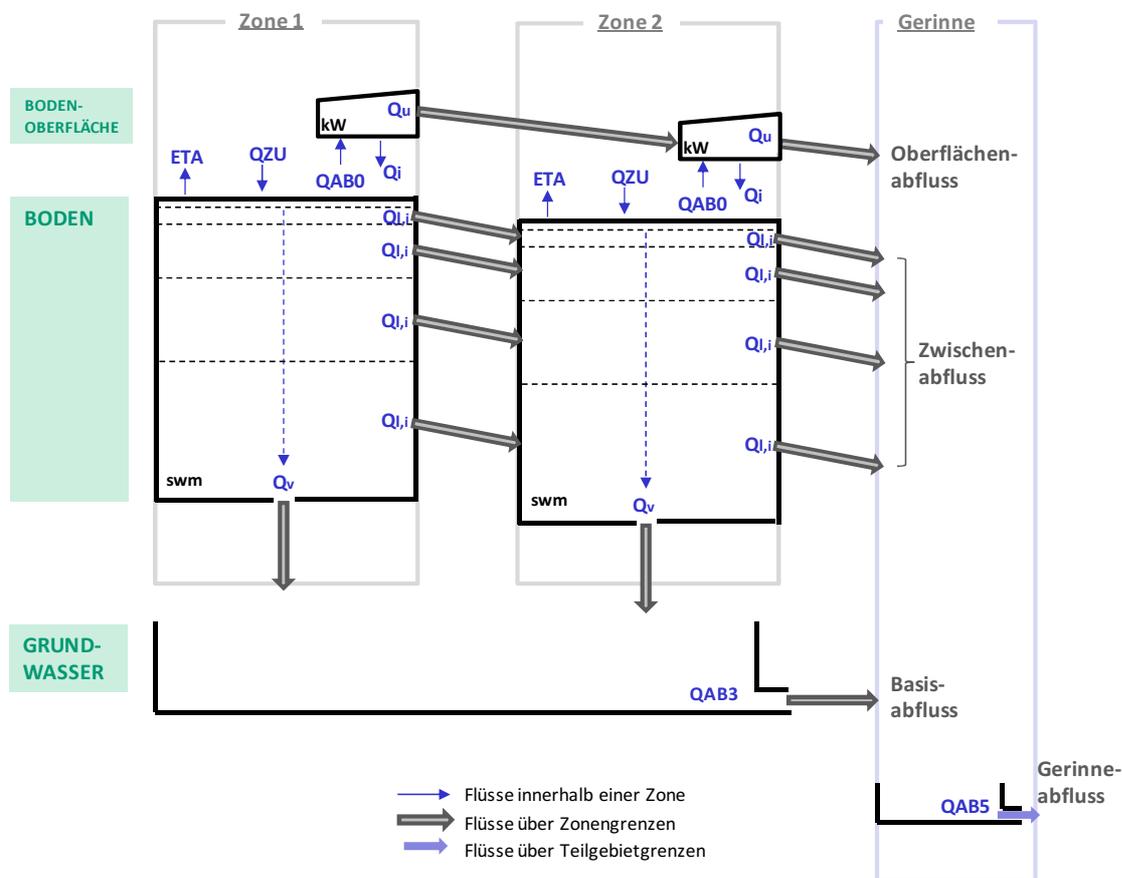
Wenn beide neu entwickelten, stärker physikalisch basierten Module swm und kW angewendet werden, ersetzen diese die ersten drei Speicher (Bodenspeicher, Oberflächenspeicher und Interflowspeicher) des COSERO-Modells. Die Separation von Oberflächenabfluss und in die Bodenzone infiltrierendes Wasser erfolgt dabei in der Grenzschicht des swm-Moduls, der obersten, sehr dünnen Bodenschicht (siehe Kapitel 4.1.2). Für die laterale Verknüpfung von Oberflächenabfluss und Zwischenabfluss benachbarter Modellzonen werden zwei verschiedene Ansätze implementiert. Im *swm-lateral* genannten Modell erfolgt eine direkte laterale Weitergabe der Abflüsse in die flussab folgende Zone. Im weniger rechenintensiven Modell *swm-vertikal* erfolgt die laterale Verknüpfung von Zwischenabfluss und Oberflächenabfluss über einen Speicher, der ein lokales Gerinne repräsentiert.

##### 4.2.3.1 swm-lateral

Im *swm-lateral* genannten Modell erfolgt eine direkte laterale Weitergabe der Abflüsse aus Oberflächenabfluss und Zwischenabfluss in die flussab folgende Zone (Abb. 20). Der Wellenabfluss des Oberflächenabflusses wird darin durch die kinematische Welle mit oberer Randbedingung des kW-Moduls beschrieben. Der Zwischenabfluss aus jeder vertikalen Bodenschicht des swm-Moduls ergibt einen Input für dieselbe Schicht der folgenden Modellzone.

## Kopplung swm und kW

Die Berechnung der kinematischen Welle für eine Kaskade von Hangebenen erfolgt direkt über die Angabe einer oberen Randbedingung aufgrund des Zuflusses aus der darüber liegenden Zone. Der Verlauf des Abflusses entsprechend der intern zeitlich diskretisierten Berechnung der kinematischen Welle wird dabei als Vektor (in Sekundenschritten) gespeichert und übergeben. Damit wird auch der Zufluss im nächsten Hangelement entsprechend des tatsächlich berechneten Verlaufs angesetzt. Bei einer Übergabe des Mittelwerts für den gesamten Zeitschritt (15 Min.) kann es zu einer rein numerischen Beschleunigung kommen, da für den Beginn des Zeitintervalls der Zufluss zu hoch angesetzt wird. Dies wird durch die Übergabe des internen zeitlichen Verlaufs verhindert. Der Abfluss aus dem letzten Hangelement (in  $\text{m}^3/\text{s}$ ) ergibt den Zufluss zum Gerinne aus Oberflächenabfluss.



QZU	Input in Bodenspeicher aus Niederschlag und Schneeschmelze
ETA	Aktuelle Evapotranspiration
QAB0	Rascher Abfluss, der nicht zur Erhöhung der Bodenfeuchte beiträgt
Qu	Oberflächenabfluss aus der kinematischen Welle
Qi	Infiltration aus ablaufender Welle
Ql,i	Lateraler Abfluss, Zwischenabfluss der Schicht i
Qv	Vertikaler Abfluss, Versickerung in Grundwasserspeicher
QAB3	Basisabfluss aus Grundwasserspeicher
QAB5	Gerinneabfluss

Abb. 20: Schema des Modells swm-lateral

Der als Infiltrationsüberschuss oder Sättigungsüberschuss entstehende Oberflächenabfluss wird als lateraler Zufluss  $q_{lat}$  der kinematischen Welle angesetzt. Hier kann es nun zu einer Rückkopplung mit der dort berechneten Infiltration aus der ablaufenden Welle kommen. Für jeden Zeitschritt in swm, in dem kein Oberflächenabfluss entsteht, wird mit dem maximal verfügbaren Porenvolumen der obersten Schicht eine Infiltrationskapazität berechnet. Eine teilweise Reduktion dieser Infiltrationskapazität kann über einen multiplikativen Parameter (TAB1) herbeigeführt werden. Die Infiltrationskapazität wird bei der folgenden Berechnung des kw-Moduls als negatives  $-q_{lat}$  in der kinematischen Welle angesetzt. Nach der Berechnung der Abflusshöhen  $h_{x,t}$  und des Abflusses  $q_{u,t}$  wird – wenn aus einer zuvor entstandenen Abflusswelle bzw. aus Zufluss von oberhalb Wasser infiltrieren kann – über eine Bilanzierung die Menge des infiltrierenden Wassers berechnet.

$$Q_i = \bar{h}_t - \bar{h}_{t-1} + (q_{u,t} - q_{o,t}) \cdot \Delta t \quad (36)$$

mit	$Q_i$	Infiltration aus der ablaufenden Welle (Abflusshöhe, m)
	$\bar{h}_t$	mittlere Abflusshöhe in der kinematischen Welle (m):
	$\bar{h}_t = \frac{1}{nx} \sum_{x=1}^{nx} h_{x,t}$	
	h	Abflusshöhe in der kinematischen Welle im Punkt x (m)
	nx	Anzahl der Teilstücke in der Berechnung der kinematischen Welle
	$\Delta t$	Dauer des (Iterations-) Zeitschritts (s)
	A	Zonenfläche (m <sup>2</sup> )
	$q_o$	Zuflussrate aus Oberliegerzone (m/s)
	$q_u$	spezifischer Abfluss in nächste Zone (m/s)

Die so berechnete Menge an infiltrierendem Wasser  $Q_i$  wird im nächsten Zeitschritt dem Niederschlags-Input QZU des swm-Moduls zugeschlagen.

$$QZU_i = QZU_i + Q_{i-1} \quad (37)$$

Da hier Prozesse, die eigentlich gleichzeitig bzw. in unmittelbarer Abfolge stattfinden, aufgrund der Berechnung in zwei Modulen auf zwei Zeitschritte verteilt werden, spielt die Länge des Zeitschritts eine Rolle. Es wird daher grundsätzlich eine Kopplung der Berechnung innerhalb der internen zeitlichen Diskretisierung des swm-Moduls vorgesehen. Dabei erfolgt die Übergabe der Infiltrationskapazität  $-q_{lat}$  nach jedem internen swm-Berechnungszeitschritt, und die aus der Berechnung der kinematischen Welle resultierende Infiltration  $Q_i$  wird danach im nächsten internen swm-Zeitschritt angesetzt. Die interne zeitliche Diskretisierung wird also grundsätzlich durch das swm-Modul vorgegeben, wenn notwendig (Stabilitätskriterium), wird der Zeitschritt zur Berechnung der kinematischen Welle weiter geteilt.

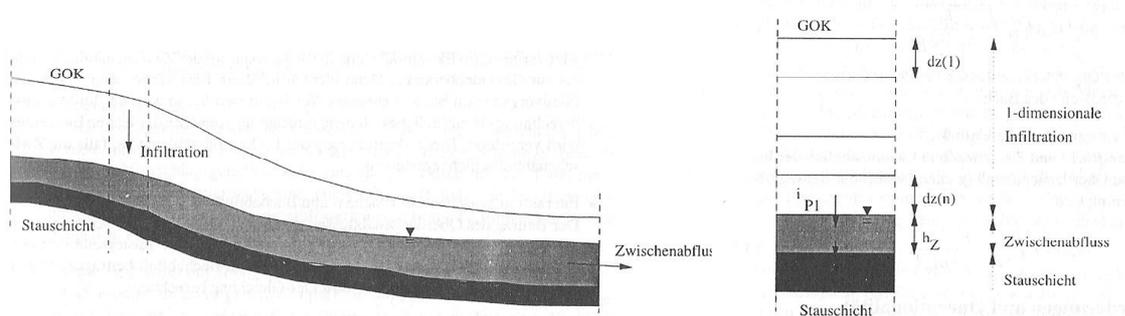
Um eine raschere Berechnung zu ermöglichen wurde auch eine Kopplung vorgesehen, in der das kW-Modul nach der Berechnung des swm-Moduls für den ganzen globalen Zeitschritt ausgeführt wird. Es wird davon ausgegangen, dass diese Vereinfachung ausreichend genau ist, wenn mit kurzen globalen Zeitschritten von 15 min gerechnet wird und wenn bei gleichartigen Bodenverhältnissen entlang einzelner Hänge Infiltration aus der ablaufenden Welle eine geringe Rolle spielt, da sich alle Hangelemente während eines Ereignisses ähnlich verhalten.

### Bildung von Zwischenabfluss

Wie die Beschreibung der Zwischenabflussbildung und des -transports in einem Modell gelöst wird, hängt auch mit der Modellvorstellung hinsichtlich der „Wege des Wassers“ im Untergrund zusammen

– ob von bevorzugten Fließwegen in Makroporen, vom lateralen Fluss auf einer Stauschicht, oder vom Durchströmen des gesamten Bodenkörpers (*matrix throughflow*) ausgegangen wird.

Bei der Entwicklung der Verknüpfung des unterirdischen Abflusses wurde in dieser Arbeit anfänglich von folgender grundlegenden Modellvorstellung ausgegangen: Für jedes Hangelement entsteht vertikale Infiltration, die mit dem swm-Modul 1-dimensional berechnet wird. An der unteren Grenze der Bodensäule wird eine Stauschicht angenommen, an der Zwischenabfluss entsteht. Ein Teil des gesamten versickernden Wassers fließt diesem Zwischenabfluss zu, ein Teil versickert weiter ins Grundwasser. Eine ähnliche Modellvorstellung liegt, wie in Abb. 21 dargestellt, z.B. dem Modell SAKE (Merz 1996) zugrunde.



**Abb. 21: Ein-dimensionale vertikale Bodenwasserbewegung und Zwischenabfluss im Hangabflussmodell SAKE (Merz 1996)**

Kann in einem weiter unten liegenden Hangelement der vom darüber liegenden Hangelement zufließende Zwischenabfluss nicht ausreichend rasch weiter transportiert werden, kommt es zu einer graduellen Aufsättigung dieses Elements, bei der schließlich Exfiltration an die Geländeoberfläche und damit die Bildung von Oberflächenabfluss auftreten kann (aus *Return Flow* und Sättigungsüberschuss).

Bei der ersten Umsetzung dieser Modellvorstellung mit dem swm-Modell zeigten sich in Tests unplausible Abflussvorgänge. Bei Vollsättigung der Zwischenabflussschicht, die eine fixe Schichtdicke aufwies, erreichte der Zufluss zum Gerinne aus dem Zwischenabfluss einen konstanten Wert, der von der gesättigten Leitfähigkeit abhing. Bis es zur Aufsättigung des ganzen Profils kam und dadurch zur Entstehung von Oberflächenabfluss, der zum Gerinneabfluss beitrug, blieb der Abfluss praktisch gleich groß.

Für das Modell swm-lateral wurde daher schließlich ein Modellansatz gewählt, bei dem Interflow von jeder einzelnen Bodenschicht des weiter oben liegenden Hangelements in die entsprechende Bodenschicht des darauffolgenden Hangelements transportiert wird (siehe Schema in Abb. 20). Diese Vorstellung entspricht am ehesten jener eines *matrix throughflow*, bei dem die gesamte Bodensäule auch lateral durchflossen wird. In Fließrichtung aufeinander folgende Zonen müssen dabei vertikal gleich diskretisiert werden. In der sehr dünnen obersten Schicht, die bei der Infiltration die Rolle eines Muldenrückhalts spielt, wurde kein Zwischenabfluss angesetzt. In swm-vertikal erfolgt dieselbe Berechnung des Zwischenabflusses ebenfalls aus jeder einzelnen Bodenschicht, wird dann aber als Summe der gesamten Bodensäule weitergegeben (Abb. 22).

Der laterale Zwischenabfluss  $Q_l$  ( $m^3/s$ ) berechnet sich dabei für jede Bodenschicht  $i$  aus:

$$Q_{l,i} = k_{u,t-1,i} \cdot \tan \gamma \cdot B \cdot D_i \cdot C_i \quad (38)$$

mit	$k_u$	ungesättigte hydraulische Leitfähigkeit ( $m/s$ )
	$\gamma$	Winkel der Geländeneigung ( $^\circ$ )
	$D$	Dicke der Schicht $i$ ( $m$ )
	$B$	Breite des Hangelements ( $m$ )
	$C$	Faktor zur Erhöhung des Zwischenabflusses
	$C_i = IFSC_i \cdot L \cdot \sin \gamma$	
	$IFSC$	kalibrierbarer Parameter
	$L$	Länge des Hangelements ( $m$ )

Durch den Faktor  $C$  kann berücksichtigt werden, dass aufgrund anderer Prozesse als Matrixfluss, z.B. in präferentiellen Fließwegen, höherer Zwischenabfluss auftritt. Diese Erhöhung wird im Wesentlichen über den kalibrierbaren Parameter  $IFSC$  gesteuert. Länge und Hangneigung werden berücksichtigt, da davon ausgegangen wird, dass die Relevanz präferentieller Fließwege für den Zwischenabfluss einer Modellzone in größeren und steileren Einheiten zunimmt.

Der Zusammenhang zwischen Sättigung des Bodens und der Leitfähigkeit  $k_u$  bestimmt dabei die Dynamik des Zwischenabflusses. Die topographischen Eigenschaften und der empirische Parameter  $IFSC$  beeinflussen die Gesamtmenge des Zwischenabflusses. Als bodenhydraulische Eigenschaften werden jene der vertikalen Wasserbewegung angesetzt, Anisotropie im lateralen Abfluss kann daher nicht berücksichtigt werden. Die Eigenschaften der flussab folgenden Modellzone werden – anders als bei einer Anwendung 2-dimensionaler Lösungen der Richards-Gleichung – nicht berücksichtigt.

Die Berechnung erfolgt innerhalb des *swm*-Moduls, wodurch die interne zeitliche Diskretisierung durch die Berechnung des vertikalen Wassertransports vorgegeben wird. Für die Übergabe an das flussab liegende Hangelement wird der Verlauf der intern zeitlich diskretisierten Berechnung in Sekundenschritten weitergegeben. Damit wird der Input in das nächste Hangelement entsprechend des genauen zeitlichen Verlaufs des lateralen Abflusses aus dem darüber liegenden Hangelement angesetzt. Dadurch wird verhindert, dass eine rein numerische Beschleunigung (numerischen Dispersion) entsteht, wie sie bei der Übergabe eines Mittelwertes für den gesamten Zeitschritt von 15 Min. auftreten könnte.

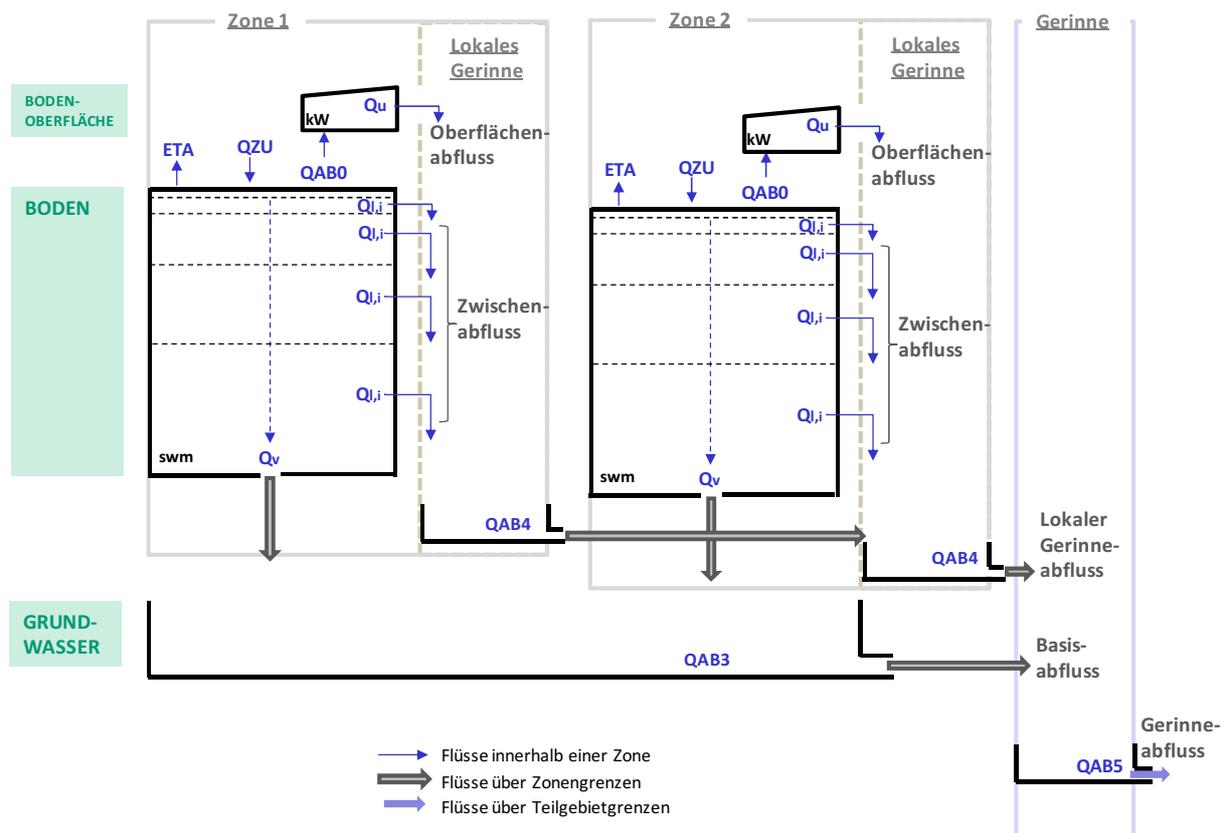
#### 4.2.3.2 *swm*-vertikal

Der beschriebene konzeptionelle Ansatz für die Berechnung des lateralen Zwischenabflusses ähnelt jenem des sehr gebräuchlichen Modells *WaSim-ETH* (Schulla und Jasper 2007). Auch die Simulation des vertikalen Wassertransports in der ungesättigten Zone über eine Näherungslösung der Richards-Gleichung entspricht dem Ansatz in *WaSim-ETH*. Der in einer Zone entstehende Interflow wird in *WaSim-ETH* aber nicht in die in Fließrichtung nächste Zone geleitet, sondern es wird davon ausgegangen, dass es in jeder Zone zu Exfiltration kommt und der Weitertransport des Wassers, sowohl aus Oberflächenabfluss als auch aus exfiltriertem Interflow, in einem lokalen Gerinne stattfindet. Dieser Modellansatz hat den Vorteil, weniger rechenintensiv zu sein als die laterale Weitergabe innerhalb der Bodensäule. Für große Hangelemente, wie sie bei der Einzugsgebietsmodellierung angewendet werden, ist diese Modellvorstellung auch durchaus gerechtfertigt. Für die Anwendung auf Einzugsgebietsebene wurde daher die Modellversion *swm*-vertikal erstellt (siehe Schema in Abb. 22), die sich an dieser Modellvorstellung orientiert.

Abflusssparation, vertikale Wasserbewegung und Entstehung von Zwischenabfluss werden dabei wie in *swm*-lateral im *swm*-Modul berechnet, der Oberflächenabfluss einzelner Modellzonen im *kW*-Modul. Oberflächenabfluss und Zwischenabfluss werden aber nach jeder Zone einem Speicher,

der das Routing in lokalen Gerinnen repräsentiert, zugeschlagen. Nur diese Speicher sind wieder entsprechend der Entwässerung entlang des Hanges miteinander verknüpft. Der Abfluss des lokalen Routingspeichers der Zonen am Hangfuß wird dem Gerinneroutingspeicher zugeschlagen. Eine Aufsättigung der Zonen am Hangfuß durch von oben zufließenden Zwischenabfluss kann damit nicht simuliert werden.

Bei den jeweils 1000 Simulationen des gesamten Lammer-Einzugsgebiets ergab sich für swm-vertikal eine im Mittel um über 30% kürzere Rechendauer als mit swm-lateral (12.2 Min. gegenüber 18 Min.).



QZU	Input in Bodenspeicher aus Niederschlag und Schneeschmelze
ETA	Aktuelle Evapotranspiration
QAB0	Rascher Abfluss, der nicht zur Erhöhung der Bodenfeuchte beiträgt
Qu	Abfluss aus der kinematischen Welle
Q <sub>l,i</sub>	Lateraler Abfluss, Zwischenabfluss der Schicht i
Qv	Vertikaler Abfluss, Versickerung in Grundwasserspeicher
QAB3	Basisabfluss aus Grundwasserspeicher
QAB4	Lokaler Gerinneabfluss
QAB5	Gerinneabfluss

Abb. 22: Schema des Modells swm-vertikal

**Tabelle 5: Übersicht über die in den vier Modellen angewendeten Module zur Simulation der lokalen Abflussbildung**

	<b>COSERO-Hang</b>	<b>kW-Wang</b>	<b>swm-lateral</b>	<b>swm-vertikal</b>
<b>Kurzbeschreibung</b>	Verteiltes konzeptionelles Speichermodell	Verteiltes Speichermodell mit Oberflächenabfluss über kinematische Welle	Kinematische Welle & Richards-Gleichung, laterale Verknüpfung über Bodensäule	Kinematische Welle & Richards-Gleichung, laterale Verknüpfung über Speicher
<b>Infiltration</b>	Beta-Funktion	Beta-Funktion	Bodeneigenschaften + Schwellenwert	Bodeneigenschaften + Schwellenwert
<b>Boden</b>	nicht-linearer Speicher	nicht-linearer Speicher	mehrere Bodenschichten, Annäherung an Richardsgleichung	mehrere Bodenschichten, Annäherung an Richardsgleichung
<b>Oberflächenabfluss</b>	Linearer Speicher	kinematische Welle	kinematische Welle	kinematische Welle
<b>Verknüpfung entlang des Hanges</b>	Zufluss über Zugabe in den Oberflächenabflussspeicher	Zufluss über Zugabe zum Input	kinematische Welle mit oberer Randbedingung	Zufluss zu lokalem Gerinneabfluss, der entlang des Hanges verknüpft wird
<b>Infiltration aus der ablaufenden Welle</b>	nicht berücksichtigt	Indirekt über Zugabe des Zuflusses zum Input	Über Infiltrationskapazität in der kinematischen Welle	nicht berücksichtigt
<b>Zwischenabfluss</b>	Linearer Speicher	Linearer Speicher	Konzeptionell (Funktion der Bodenfeuchte, Hangneigung, Durchlässigkeit)	Konzeptionell (Funktion der Bodenfeuchte, Hangneigung, Durchlässigkeit)
<b>Verknüpfung entlang des Hanges</b>	Zufluss über Zugabe in den Zwischenabflussspeicher	Zufluss über Zugabe in den Zwischenabflussspeicher	Zufluss über Zugabe in die jeweilige Bodenschicht	Zufluss zu lokalem Gerinneabfluss, der entlang des Hanges verknüpft wird

## 4.3 Modellbeurteilung, Modelldiagnose und Unsicherheitsanalyse

In der vergleichenden Anwendung mehrerer verschiedener hydrologischer Modelle sollen Stärken und Schwächen der verschiedenen Ansätze beurteilt werden. Das am besten zur Beschreibung des hydrologischen Systems geeignete Modell soll ermittelt werden. Die Wahl der Beurteilungsverfahren soll dabei eine Diagnose der Defizite in den Modellstrukturen ermöglichen.

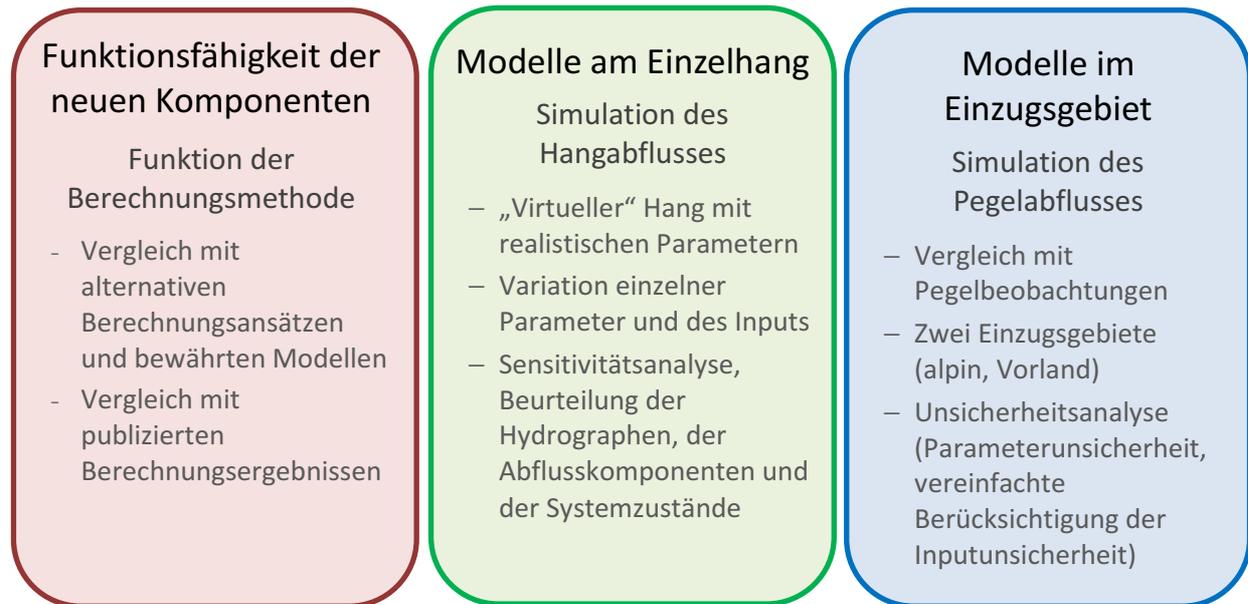
In der vorliegenden Arbeit erfolgte die Prüfung der Modellansätze in drei Stufen zunehmender Komplexität (Abb. 23). Im Ziel physikalisch plausibler Ansätze und in der Vorgehensweise, schrittweise ungültige von gültigen Modellen und Parametersätzen zu trennen, wobei am Ende mehrere akzeptierte Realisierungen verbleiben, ähnelt diese Methode dem „Alternative Blueprint“ von Beven (2002).

In einem ersten Schritt wurden die neu implementierten Modellkomponenten der kinematischen Welle (kw) und der Bodenwasserbewegung (swm) auf die grundsätzliche Funktionsfähigkeit der Algorithmen getestet. Diese Tests wurden für einzelne Berechnungseinheiten, d.h. für die elementaren Modellzonen durchgeführt. Dafür wurden einerseits vergleichende Berechnungen mit alternativen Berechnungsansätzen und bewährten Modellen durchgeführt. Andererseits wurden Beispiele aus der Literatur, für die sowohl Randbedingungen, Parameter als auch Ergebnisse veröffentlicht wurden, mit den neu implementierten Verfahren nachgerechnet. Bei vergleichbaren Ergebnissen wie mit den bewährten Modellen bzw. in den publizierten Beispielen wurden die Berechnungsansätze als gültig angesehen.

In einem zweiten Schritt erfolgte eine Analyse des Verhaltens der alternativen Modellstrukturen an einem einzelnen Hang. Dabei sollen die prinzipiell unterschiedlichen Reaktionen der Modellalternativen auf einzelne Niederschlagsereignisse getestet und beurteilt werden. Der Test-Hang wird als „virtuell“ bezeichnet, weil der Berechnung keine Beobachtungen eines experimentellen Hanges, z.B. hinsichtlich der Bodeneigenschaften, der Bodenfeuchte, der Abflussbildung zugrunde liegen. Topographische Parameter sowie Bodenparameter entsprechen aber typischen Gegebenheiten im Test-Einzugsgebiet der oberen Lammer. Dadurch können die Simulationen mit den Modellalternativen, die in Kapitel 4.2 beschrieben sind, mit Ergebnissen des originalen COSERO-Modells verglichen werden.

In einem dritten Schritt wurden alle vier alternativen Modellstrukturen zur Simulation des Gebietsabflusses ganzer Einzugsgebiete herangezogen. Dabei können die Simulationsergebnisse mit Beobachtungen des Abflusses an einem Pegel verglichen werden. Zur weiteren Überprüfung des Verhaltens der verschiedenen Modelle und um die daraus resultierende Unsicherheit in der Simulation zu untersuchen, wurden die Parameter der Modelle variiert. Die simulierten Hydrographen und Unsicherheitsintervalle wurden mit einer Reihe von Beurteilungskriterien bewertet und miteinander verglichen. Die Aussagekraft der unterschiedlichen Bewertungskriterien wurde analysiert. Zusätzlich wurde die Unsicherheit aufgrund des Niederschlagsinputs berücksichtigt.

Diese Analyse wurde zuerst im alpinen Einzugsgebiet der oberen Lammer durchgeführt. Um die generelle Eignung der Modelle sowie der Evaluierungsmethoden zu prüfen, wurden die Simulationen und Auswertungen an einem zweiten Gebiet mit deutlich anderen topographischen und hydrologischen Eigenschaften getestet. Dafür wurde das Einzugsgebiet der oberen Strem im östlichen Flachland gewählt.



**Abb. 23: Drei Stufen der Modellprüfung**

### 4.3.1 Funktionsfähigkeit der neuen Komponenten

#### 4.3.1.1 Kinematische Welle (kW)

Die Funktion der Berechnungsmethoden wurde im Vergleich mit Berechnungsbeispielen getestet, die von Singh (1996) in einem Standardwerk zur Anwendung der kinematischen Welle in der Hydrologie publiziert wurden. Die Tests für ein einzelnes Modellelement ohne und mit konstantem Zufluss sowie für zwei aufeinanderfolgende Modellelemente wurden entsprechend dem Beispiel auf S.798 von Singh (1996) durchgeführt. Der Test für die Berücksichtigung der Infiltration aus der ablaufenden Welle bezieht sich auf das Beispiel auf S. 863.

Das Beispiel von S. 798 bei Singh (1996) wurde außerdem mit der näherungsweisen Berechnung nach Wang et al. (2002) nachvollzogen, um diese Ergebnisse mit den genaueren Lösungen zu vergleichen.

Zusätzlich zum Vergleich mit den analytischen Lösungen bei Singh (1996) wurde ein zweites numerisches Lösungsverfahren angewendet, das MacCormack-Scheme (MacCormack 1969, nach Singh 1996). Dadurch sollte getestet werden, ob die Methode der numerischen Lösung einen relevanten Einfluss auf die Ergebnisse der Testrechnungen hat.

Die Details der Testrechnungen werden zusammen mit der Beschreibung der Ergebnisse in Kapitel 5.1.1 ausgeführt.

#### 4.3.1.2 Vertikale Bodenwasserbewegung, Infiltration und Evapotranspiration (swm)

Die Berechnung der vertikalen Wasserbewegung wurde in Vergleichsrechnungen mit HYDRUS-1D 4.0 (Simunek et al. 2008) überprüft. HYDRUS-1D ist ein bewährtes Programm zur Simulation der eindimensionalen Bewegung von Wasser (und Wärme und gelösten Stoffen) in der Bodenzone, das eine numerische Lösung der Richards-Gleichung implementiert hat. Der Vergleich wurde für zwei Testfälle durchgeführt, einen mit einem homogenen Boden ohne Niederschlagsinput und einen mit einem geschichteten Boden mit synthetischem Niederschlagsinput. Für den zweiten Testfall eines geschichteten Bodens erfolgte ein Vergleich der Berechnungen mit unterschiedlicher

Mittelbildung des k-Wertes von aneinander grenzenden vertikalen Bodenschichten (geometrisches und arithmetisches Mittel).

Die Berechnungen der Infiltration an der oberen Grenzsicht sowie der Verdunstung wurden durch einen Vergleich mit Berechnungsergebnissen von Van Dam und Feddes (2000) getestet. Van Dam und Feddes führten für eine numerische Lösung der Richards-Gleichung eine Reihe von Tests durch, deren Randbedingungen und Ergebnisse detailliert beschrieben sind. In den hier durchgeführten Testrechnungen wurden die Versuche für die Infiltration sowie die Evaporation nachvollzogen. In den Tests der Infiltration wurden dabei Einflüsse aufgrund unterschiedlicher Mittelbildung des k-Wertes, verschiedener Annahmen zur vertikalen räumlichen Diskretisierung sowie zur Ermittlung der maximalen Infiltrationskapazität untersucht. In der Nachrechnung der Evaporation wurden der Einfluss des Parameters der kritischen Bodenfeuchte FKFAK und wiederum die Auswirkungen der beiden Methoden zur Mittelbildung des k-Werts getestet.

Die konkreten Annahmen in den Vergleichstests mit HYDRUS-1D und den Berechnungen von Van Dam und Feddes (2000) werden zusammen mit den Ergebnissen in Kapitel 5.1.2 erläutert.

#### 4.3.2 Modellverhalten am Einzelhang

Die Untersuchung des Modellverhaltens an einem einzelnen Hang ermöglicht eine recheneffiziente Analyse der prinzipiell unterschiedlichen Reaktionen der verschiedenen Modelle auf einzelne Niederschlagsereignisse. Der Hangabfluss, die Systemzustände entlang des Fließweges am Hang sowie die zum Abfluss beitragenden Prozesse können dabei detailliert untersucht und verglichen werden. Dadurch kann beurteilt werden, ob ein Modell das hydrologische Verhalten eines typischen Hanges plausibel abbilden kann. Für diese Auswertung wurde ein „virtueller Hang“ modelliert. Die topographischen Parameter dieses Hanges entsprechen typischen Talquerprofilen im Lammertal, die Bodenparameter dem typischen Bodenaufbau in diesem Gebiet.

Für alle untersuchten Modelle erfolgte ein Vergleich der Simulationsergebnisse für den Testhang mit den Ergebnissen des originalen COSERO-Modells. Die Parametrisierung des COSERO-Modells erfolgte entsprechend manuell kalibrierter Werte eines bestehenden Modells des Lammer-Einzugsgebiets (Nachtnebel et al. 2009). Zweck dieser kalibrierten Referenz ist eine Vorgabe der ungefähren Dynamik des Hangabflusses, um qualitativ Unterschiede zwischen den verschiedenen Simulationen zu beurteilen. Bei der qualitativen visuellen Beurteilung des Abflussganges werden insbesondere Anstieg und Abfall des Abflusses beim Ereignis, systematische Über- und Unterschätzungen der Spitzen sowie das zeitliche Auftreten der Abflussspitze begutachtet. Als Untersuchungsperiode wurde der Sommer 2005 herangezogen.

Die simulierten Bodenfeuchten der verschiedenen Modelle wurden verglichen und Messungen gegenübergestellt. Da Messungen nur für ein benachbartes Gebiet und einen anderen Zeitraum vorliegen, wurde auch hier nur die grundsätzlich unterschiedliche Dynamik der Simulation beurteilt.

Die qualitative Analyse der Dynamik des Abflusses und der Bodenfeuchte sowie der Abflussanteile am virtuellen Hang soll neben der grundsätzlichen Beurteilung des unterschiedlichen Modellverhaltens Rückschlüsse auf mögliche Defizite in den Modellstrukturen erlauben. Durch die Wahl von für das Gebiet typischen Parametern sollen außerdem Rückschlüsse auf dominante Prozesse möglich werden.

Für das Modell swm-lateral, in dem beide neuen Modellkomponenten eingesetzt sind, wurde zusätzlich eine einfache Sensitivitätsanalyse durchgeführt. Dabei wurde jeweils ein Parameter verändert und die anderen Parameter beibehalten. Die Variation der wesentlichen Modellparameter erfolgte innerhalb einer für den virtuellen Hang realistischen Größenordnung.

Außerdem wurden Tests durchgeführt, bei denen das Verhalten der neuen Modellkomponenten im swm-lateral-Modell unter spezifischen Annahmen am virtuellen Hang untersucht wurde. Dabei wurde einerseits überprüft, ob und wie in der swm-Bodensäule eine Aufsättigung am Hangfuß durch Zufluss aus weiter oben liegenden Hangelementen auftritt. Andererseits wurden die Infiltration aus der ablaufenden Welle des kW-Moduls sowie verschiedene numerische Lösungen bei der Übergabe der Abflussgrößen von Zone zu Zone und bei der Kopplung des kW- und swm-Moduls untersucht.

Die detaillierte Beschreibung der Annahmen für diese Tests und die Sensitivitätsanalyse erfolgt zusammen mit der Darstellung der Ergebnisse in Kapitel 5.2.3.

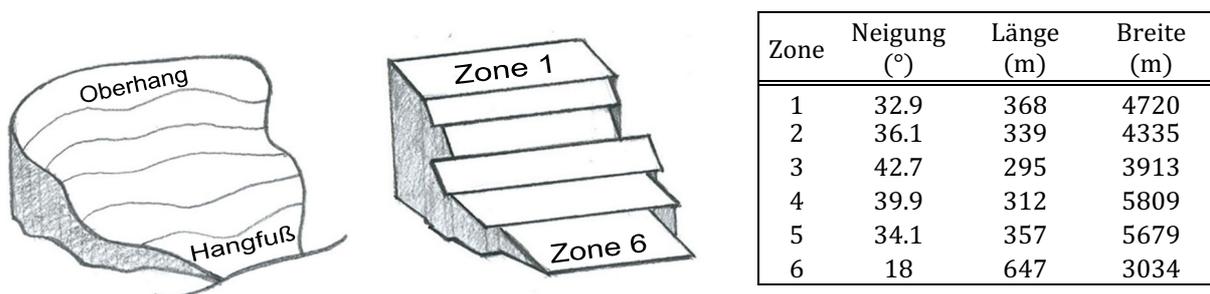
Das swm-vertikal-Modell wurde in der Analyse am Einzelhang nicht berücksichtigt, da es als Vereinfachung von swm-lateral speziell für die Anwendung in Einzugsgebieten erstellt wurde. Die Ergebnisse der Sensitivitätsanalyse von swm-lateral, die sich auf Infiltration und vertikale Wasserbewegung beziehen, haben auch für swm-vertikal Gültigkeit.

#### 4.3.2.1 Parameter am virtuellen Hang

Die Geometrie des Testhanges wurde aus dem Teilgebiet 1 des Lammer-Einzugsgebiets abgeleitet. Die seitlichen Begrenzungen des Teilgebiets und damit des Testhanges entsprechen dabei Falllinien. Der Hang hat insgesamt sechs Hangelemente oder Zonen, die unterschiedliche Neigungen und Flächen aufweisen. Aus der mittleren Neigung jeder Hangzone  $\gamma$  und unter Annahme einer Höhererstreckung  $H$  von 200m (auf deren Grundlage die Festlegung der Höhenzonen erfolgte) wurde die Hanglänge  $L$  (die Fließlänge der kinematischen Welle) berechnet:

$$L = H / \sin \gamma \quad (39)$$

Die Breite jedes Hangelements wurde aus der Division der Fläche durch die Hanglänge  $L$  bestimmt. Abb. 24 zeigt eine schematische Skizze eines Einzelhanges und eines in Hangelemente bzw. Modellzonen diskretisierten Modellhanges und führt die geometrischen Eigenschaften der sechs aufeinander folgenden Zonen des hier betrachteten virtuellen Testhanges an. Durch die Anwendung der klassischen Berechnung der kinematischen Welle auf ebenen, rechteckigen Hangelementen wurde die tatsächliche Krümmung der Hangoberfläche ebenso wenig berücksichtigt wie Phänomene, die aufgrund variierender Breiten auftreten (konvergierende oder divergierende Hänge).



**Abb. 24:** Schematische Skizze eines Einzelhanges mit 200m-Höhenschichtenlinien (links) und eines in sechs Modellzonen diskretisierten Modellhanges (Mitte); geometrische Eigenschaften der Zonen des Testhanges (rechts)

Die Parametrisierung der konzeptionellen Module wurden aus einem bestehenden Modells des Lammer-Einzugsgebiets übernommen (Nachtnebel et al. 2009), wobei alle sechs Zonen gleich parametrisiert wurden.

Für die Berechnung des Oberflächenabflusses im kW-Modul wurde außer den beschriebenen geometrischen Größen der Parameter der Oberflächenrauigkeit benötigt. Die Größenordnung dieses Wertes liegt für vegetationslose Felsflächen, wie sie in den höchstgelegenen Zonen vorkommen können, um 0.1, für bewaldete Flächen können die Werte zwischen 0.5 und 1 schwanken (Diskussion siehe Kapitel 4.1.1).

Für die Berechnung der Bodenwasserbewegung im swm-Modul sind die Parameter der bodenhydraulischen Funktionen nach Clapp/Hornberger anzugeben. Da für das Lammer-Gebiet keine Messungen der Bodeneigenschaften vorlagen, wurden Standardwerte von Clapp und Hornberger (1978) gewählt. Walthert et al. (2004) geben für Schweizer Böden über Kalkgestein hydraulische Leitfähigkeiten von 4-40 mm/h an, bei Bodenmächtigkeiten von 40-120 cm. Hegg et al. (2004) finden an alpinen Waldstandorten (ebenfalls in der Schweiz) geringe Ton- und Schluffgehalte von unter 30%, teilweise unter 15%, bei Bodenmächtigkeiten von 30-100cm. Ausgehend von diesen Literaturangaben und eigenen Einschätzungen der Verhältnisse im Lammer-Gebiet wurden die Bodenparameter in der Sensitivitätsanalyse am virtuellen Hang zwischen den Clapp/Hornberger-Standardwerten für *sand* und *silt loam* variiert. Die Bodenmächtigkeiten wurden im Bereich von 25 bis 100 cm angesetzt.

### 4.3.3 Vergleichende Anwendung in Einzugsgebieten und Unsicherheitsanalyse

In die vergleichende Anwendung für ganze Einzugsgebiete wurden die am Testhang als plausibel bewerteten Modelle COSERO-Hang, kW-Wang und swm-lateral sowie das für die Anwendung für Einzugsgebiete erstellte swm-vertikal einbezogen. Im Einzugsgebiet können die Simulationen mit Beobachtungen des Pegelabflusses verglichen werden.

Dabei soll beurteilt werden, ob bestimmte Modelle zur Abbildung der Abflussbildung im Einzugsgebiet besser geeignet sind als andere. Der Fokus der Beurteilung liegt auf der Abbildung des Ereignisabflusses. Die Ergebnisse ermöglichen die Überprüfung der Hypothese, dass Modelle, die konzeptionelle Elemente mit stärker physikalisch basierten Ansätzen kombinieren, zu besseren Simulationen des Ereignisabflusses führen als rein konzeptionelle Modelle.

Als Beurteilungskriterien der Abflusssimulationen wurden sowohl die qualitative optische Analyse der Hydrographen als auch eine Reihe an quantitativen Gütekriterien herangezogen. Dies soll auch eine Einschätzung ermöglichen, welche Methoden zur Beurteilung der Simulationsgüte in einem Modellvergleich besonders geeignet sind.

Neben der Simulation des Abflusses wurden vor allem die simulierten Anteile der Abflusskomponenten Oberflächenabfluss, Zwischenabfluss und Basisabfluss analysiert. Für diese ergaben sich am Einzelhang besonders starke Unterschiede zwischen den einzelnen Modellen. Die Untersuchung dieser Größen – trotz des Fehlens von Beobachtungen für die untersuchten Einzugsgebiete – zeigt eine Methode auf, mit der unter Einbeziehung von anderen Beobachtungen als Abflussmessungen eine weitergehende vergleichende Analyse möglich wird. Die Analyse von beitragenden Abflusskomponenten ist vor allem im Zusammenhang mit der Frage der in einem Gebiet dominanten Abflussprozesse relevant. Daher werden die aus den unterschiedlichen Modellsimulationen resultierenden Rückschlüsse auf diese Prozesse diskutiert.

Zur Berücksichtigung der Parameterunsicherheit wurde jedes Modell mit einer Vielzahl an verschiedenen Parametersätzen angetrieben. Dadurch kann auch überprüft werden, ob bestimmte Eigenschaften und Defizite der Simulationen, die sich am virtuellen Testhang zeigen, mit den dort gewählten Parametern zusammenhängen oder auch bei anderen Parameterkombinationen auftreten. Durch die Analyse der Parameterbereiche, die zu guten Simulationsergebnissen führen, soll die Identifizierbarkeit der Modellparameter beurteilt werden, die weitere Hinweise auf Defizite und Verbesserungsmöglichkeiten in den Modellstrukturen ermöglicht.

Durch die parallele Anwendung von vier unterschiedlichen Modellstrukturen kann die Unsicherheit im Simulationsergebnis, die sich aus der Wahl des Modells selbst ergibt, untersucht werden. Um diese Unsicherheit in den Kontext anderer Unsicherheiten bei der hydrologischen Modellierung zu stellen, wurde zusätzlich zur Unsicherheit aufgrund der Wahl des Parametersatzes auch die Unsicherheit aufgrund der Niederschlagsdaten vereinfacht untersucht. Dadurch kann die Hypothese getestet werden, dass die Modellunsicherheit einen relativ großen Einfluss hat, der in derselben Größenordnung der Parameter- und Inputunsicherheiten liegt.

Nach der Anwendung im alpin geprägten Einzugsgebiet der oberen Lammer, für das auch die Entwicklung der alternativen Modellstrukturen und die Tests am virtuellen Hang erfolgten, wurde der Modellvergleich in einem zweiten Einzugsgebiet wiederholt. Als zweites Einzugsgebiet wurde ein Gebiet mit einer deutlich unterschiedlichen hydroklimatischen Charakteristik gewählt, das obere Einzugsgebiet der Strem im östlichen Flachland. Dadurch soll die generelle Eignung der Modelle und Evaluierungsmethoden geprüft werden. Die Parameterunsicherheit wurde wiederum mitberücksichtigt. Die Untersuchung der Unsicherheit aus dem Niederschlagsinput sowie die Gegenüberstellung der Unsicherheiten aus verschiedenen Quellen wurden nicht wiederholt.

#### 4.3.3.1 Beurteilung der Simulationsgüte und Modelldiagnose

Aufgrund der Anwendung der Modelle im Rahmen einer Unsicherheitsanalyse, bei der eine Vielzahl von Modellläufen mit verschiedenen Parametersätzen ausgeführt wird, ergeben sich für jedes Modell mehrere Simulationsergebnisse. Daraus resultiert, anstatt einer einzelnen Abflusssimulation, eine Bandbreite möglicher Ergebnisse. Die Darstellung dieser Bandbreite erfolgt über den Median sowie das 90%-Konfidenzintervall der als gültig angesehenen Simulationen (siehe Erläuterungen zur Unsicherheitsanalyse in Kapitel 4.3.3.2). Ebenso ergibt sich daraus nicht ein Wert eines Gütemaßes, sondern eine Verteilung der erreichten Werte.

Die visuelle Analyse der simulierten Hydrographen ist in dieser Arbeit ein wesentliches Element der Beurteilung der Güte der Simulationen. In den Darstellungen des Medians und des 90%-Konfidenzintervalls können Form und Dynamik zusammen mit der Bandbreite des simulierten Abflussganges begutachtet werden. Sowohl systematische Fehler – z.B. im Erreichen beobachteter Spitzen oder dem Niveau des Basisabflusses – wie unterschiedliche Simulationsgüten in verschiedenen Bereichen des Hydrographen können dabei gut erkannt werden. Gerade bei der Analyse der Güte von Ereignissimulationen ermöglicht eine visuelle Beurteilung aber auch das Erkennen von Unterschieden bei einzelnen Ereignissen. Wenn z.B. in zwei Simulationen einmal das erste und einmal das letzte Ereignis nicht gut getroffen werden, kann dies in aggregierenden Gütekriterien kaum erkannt werden, ist visuell aber leicht erkennbar und deutet auf klare Unterschiede in der Prozessabbildung hin. Schließlich kann bei der optischen Analyse der Hydrographen auf Diskontinuitäten wie Knicke oder Plateaus geachtet werden, die deutlich auf Defizite im Modell verweisen.

Zusätzlich wurde eine Reihe von Gütekriterien angewendet, um einerseits die gesamten Sommer-Perioden, andererseits ausgewählte Abflussereignisse innerhalb dieser Perioden quantitativ zu beurteilen. Dabei wurden Kriterien ausgewählt, die eine quantitative Beschreibung jener Eigenschaften ermöglichen, auf die bei einer optischen Beurteilung geachtet wird. Die verbreiteten Gütekriterien Mittlerer Quadratischer Fehler (*Mean Squared Error*, MSE) und Nash-Sutcliffe-Efficiency (NSE) beschreiben die gesamte Dynamik des Hydrographen. Eine systematische Über- bzw. Unterschätzung der Spitzen wird im *Peak error* abgebildet, Fehler im zeitlichen Auftreten der Spitzen im *Peak Timing Error*. Eine generelle Über- bzw. Unterschätzung wird durch den mittleren Fehler (*Bias*) angezeigt. Um unterschiedliches Verhalten im ansteigenden und abfallenden Ast zu erfassen, wurde für die Lammer eine getrennte Beurteilung mit MSE für diese beiden Bereiche

durchgeführt (entsprechend der Einteilung in eine *driven period* und eine *non-driven period* bei Wagener et al. 2001). Die Einteilung in *driven* und *non-driven periods* entspricht dabei im Wesentlichen dem ansteigenden und abfallenden Ast der Ereignisse, da zumeist das Ende des Niederschlagsereignisses mit der Spitze des Abflussereignisses zusammenfällt. Bei Ereignissen, bei denen die auslösenden Starkniederschläge bis nach der Abflussspitze andauern, wurde die *driven period* bis zum Ende des Starkniederschlags verlängert (entsprechend der Vorgehensweise von Krueger et al. 2010). Bei geringen Niederschlägen im Bereich des abfallenden Asts wurde die Periode dennoch als *non-driven* klassifiziert. Der als *non-driven* bezeichnete Bereich des abfallenden Asts eines Abflussereignisses entspricht daher im Wesentlichen dem bei Wagener et al. (2001) als *non-driven quick flow* bezeichneten Teil des Hydrographen; der dort als *non driven slow flow* bezeichnete Niederwasserabfluss wurde hier in der Beurteilung der Ereignisse nicht berücksichtigt.

Die Gütekriterien wurden wie folgt berechnet (jeweils mit  $Q_{sim,t}$  für den simulierten und  $Q_{obs,t}$  für den beobachteten Abfluss im Zeitschritt  $t$ , bei insgesamt  $N$  Zeitschritten):

- Mittlerer quadratischer Fehler (*Mean Squared Error* – MSE):

$$MSE = \frac{1}{N} \sum_{t=0}^N (Q_{sim,t} - Q_{obs,t})^2 \quad (40)$$

- Nash-Sutcliffe-Efficiency NSE (Nash und Sutcliffe 1970):

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{t=0}^N (Q_{sim,t} - Q_{obs,t})^2}{\sum_{t=0}^N (Q_{obs,t} - \bar{Q}_{obs,t})^2} \quad (41)$$

Die Anwendung von Mean Squared Error und Nash-Sutcliffe-Efficiency als Gütemaß kann aus mehreren Gründen kritisiert werden. Ihr Wert ist von der Höhe des Abflusses (MSE) bzw. von der Variabilität des Abflusses (NSE) abhängig, was vor allem bei Vergleichen verschiedener Gebiet problematisch ist (Schaepli und Gupta 2007). Beim Modellvergleich spielt dieses Problem keine Rolle, beim Vergleich der Ergebnisse der beiden Gebiete zeigt es sich aber deutlich. Auch das grundsätzliche Problem der Autokorrelation und Heteroskedasizität der Werte (vgl. Croke 2009) wurde hier aufgrund des Fokus auf einen Vergleich verschiedener Modellergebnisse für dieselben Ereignisse als wenig relevant angesehen. Gupta et al. (2009) zeigen, dass optimale NSE-Werte immer mit einer Unterschätzung der Variabilität des Abflusses einhergehen. Da hier keine klassische Optimierung durchgeführt wurde, sondern eine relativ hohe Anzahl an Simulationen als gültig akzeptiert wurde, spielt diese Problematik ebenfalls eine geringere Rolle. Für die Wahl optimaler Parametersätze in der Analyse der Inputunsicherheit wurde aber ein von Gupta et al. (2009) formuliertes alternatives Gütekriterium herangezogen. Dieses Kling-Gupta Efficiency KGE genannte Kriterium ist von MSE bzw. NSE abgeleitet, wobei die Abweichungen in Bezug auf den Mittelwert (Bias) und die Variabilität eine etwas höhere Gewichtung als bei MSE und NSE erhalten und die Korrelation von  $Q_{sim}$  und  $Q_{obs}$  eine etwas geringere Gewichtung.

- Kling-Gupta Efficiency KGE (Gupta et al. 2009):

$$KGE = 1 - \sqrt{(r_{KGE} - 1)^2 + (\alpha_{KGE} - 1)^2 (\beta_{KGE} - 1)^2} \quad (42)$$

mit	$r_{KGE}$	Korrelationskoeffizient
	$r_{KGE} = \frac{Cov_{sim,obs}}{\sigma_{sim} \cdot \sigma_{obs}}$	
	$Cov_{sim,obs}$	Kovarianz zwischen Simulation (sim) und Beobachtung (obs)
	$\sigma_{sim}, \sigma_{obs}$	Standardabweichung der Simulation bzw. Beobachtung
	$\alpha_{KGE} = \frac{\sigma_{sim}}{\sigma_{obs}}$	Varianzverhältnis zwischen Simulation und Beobachtung
	$\beta_{KGE} = \frac{\mu_{sim}}{\mu_{obs}}$	Verhältnis der Mittelwerte von Simulation und Beobachtung

- *Peak error* oder *Peak difference* (Pdiff):

$$Pdiff = Q_{sim}^{max} - Q_{obs}^{max} \quad (43)$$

mit  $Q_{sim}^{max}$  und  $Q_{obs}^{max}$  für die Maximalwerte des simulierten und beobachteten Abflusses des Ereignisses.

- *Peak timing error* (Ptime):

$$Ptime = t_{sim}^{max} - t_{obs}^{max} \quad (44)$$

mit  $t_{sim}^{max}$  und  $t_{obs}^{max}$  für die Zeitpunkte, an denen die Maximalwerte des simulierten und beobachteten Abflusses auftreten.

Diese Gütekriterien wurden sowohl in der Anwendung an der Lammer als auch an der Strem angewendet. Für das relativ trockene Strem-Gebiet mit seinem über lange Perioden sehr niedrigen Abfluss wurden zusätzlich die folgenden Kriterien berechnet:

- Mittlerer Fehler (*Bias*):

$$Bias = \frac{1}{N} \sum_{t=0}^N (Q_{sim,t} - Q_{obs,t}) \quad (45)$$

- *Root Mean Squared Error* (RMSE, Wurzel des mittleren quadratischen Fehlers) des logarithmierten Abflusses

In der Ereignisbeurteilung wurde aufgrund der sehr kurzen Abflussereignisse an der Strem darauf verzichtet, zusätzlich zur Berechnung des mittleren MSE für Ereignisse auch eine getrennte Berechnung für die ansteigenden sowie die abfallenden Äste (*driven* und *non-driven periods*) durchzuführen.

#### 4.3.3.2 *Parameterunsicherheit und Parameterschätzung*

Als Methode der Unsicherheitsanalyse wurde das am weitesten verbreitete Verfahren in der hydrologischen Modellierung, die Generalized Likelihood Uncertainty Estimation (GLUE, Beven und Binley 1992, Beven und Freer 2001) herangezogen. In GLUE werden mit zufällig gezogenen Parametersätzen Monte-Carlo-Simulationen durchgeführt. Ein subjektiv festgelegter Grenzwert des *Likelihood*-Maßes trennt die Gesamtheit der Simulationsergebnisse (und der zugrundeliegenden Parametersätze) in gültige und ungültige (*behavioural* und *non-behavioural*) Modellläufe.

Die Vorgehensweise umfasst die folgenden fünf Schritte (vgl. Beven und Binley 1992):

- Wahl eines *Likelihood*-Maßes;
- Festlegung des Parameterbereiche und der Anfangsverteilungen der Parameter innerhalb dieses Bereiches (*prior distributions*);
- Wahl einer Methode für das Parameter-Sampling;
- Festlegung eines Grenzwertes des *Likelihood*-Maßes, der gültige von ungültigen Simulationen trennt;
- Statistische Analyse der Ergebnisse der gültigen Simulationen und deren Parameterverteilungen (*posterior distributions*).

#### Likelihood-Maß

Als *Likelihood*-Maß wurde der Kehrwert des mittleren Mean Squared Error (MSE) der Ereignissimulationen herangezogen.

### Parameterbereiche und Anfangsverteilung

Im Rahmen der Analyse der Parameterunsicherheit wurden für alle Modelle in der Anwendung an der Lammer sieben, an der Strem acht Parameter variiert, die direkt mit der Simulation der lokalen Abflussbildung in Zusammenhang stehen (Tabelle 6). Als Anfangsverteilung dieser Parameter wurde eine Gleichverteilung angenommen.

Bei den swm-Modellen wurden dabei auch die vier bodenhydraulischen Parameter KF, BEXP, PSIF und THETAF als kalibrierbare Größen angesehen und variiert. Diese Vorgehensweise führt einerseits zur gleichen Anzahl an veränderten Parametern bei allen Modellen. Andererseits erlaubt sie die Beurteilung der Identifizierbarkeit der als physikalisch interpretierbaren Parameter (und damit der Sensitivität der Abflusssimulation für ihre Veränderung). In der üblichen Anwendung eines physikalisch basierten Bodenmodells würden diese Größen aufgrund der Bodeneigenschaften geschätzt und nicht bzw. nur in einem geringeren Schwankungsbereich angepasst werden.

In der Anwendung an der Strem wurde zusätzlich auch der Parameter FKFAK variiert, der die Verdunstung beeinflusst, da diese sich als wesentliche Größe in diesem Gebiet erwies. Dafür wurde der Parameter PSIF (Matrixpotential bei Lufteintrittspunkt), der sich im Lammer-Gebiet als sehr wenig sensitiv herausgestellt hatte, an der Strem nicht variiert. Durch die Annahme eines vertikal geschichteten Bodens mit zwei unterschiedlichen Werten der hydraulischen Leitfähigkeit (KF), die getrennt voneinander variiert wurden, ergaben sich aber dennoch acht variierte Parameter an der Strem.

Für die variierten Parameter wurden zulässige Parameterbereiche, für alle übrigen Parameter fixe Werte geschätzt. Für die Anwendung an der Lammer wurden die Modellparameter der allen Modellen gemeinsamen Komponenten auf der Basis kalibrierter Parameter eines bestehenden Modells (Nachtnebel et al. 2009) vergeben und im Rahmen der hier durchgeführten Simulationen nicht verändert. Für die Parameter der Module, die sich in den verschiedenen Modellen unterscheiden, wurden die zulässigen Parameterbereiche einerseits auch auf dieser Grundlage, andererseits aufbauend auf den Ergebnissen der Untersuchungen am virtuellen Hang festgelegt. Für die Modellierung der Strem mussten alle wesentlichen Modellparameter, sowohl der gemeinsamen Komponenten als auch der jeweils unterschiedlichen Module, neu festgelegt werden. Dafür wurde einerseits auf Erfahrungen aus früheren Bearbeitungen zurückgegriffen, andererseits wurden ausgehend von den so ermittelten Werten manuelle Anpassungen aufgrund von Testsimulationen durchgeführt. Für die Parameter, die in einem engeren Zusammenhang mit jenen des COSERO-Ausgangsmodells stehen, konnten die zulässigen Parameterbereiche leichter geschätzt werden als für die Parameter der neu entwickelten Modellkomponenten. Um vergleichbare Simulationsgüten mit einer vergleichbaren Anzahl an gültigen Parametersätzen zu erhalten, wurde für die neuen Module der Parameterbereich nach Analysen der ersten Monte-Carlo-Simulationen teilweise adaptiert und Simulationen und Auswertungen wiederholt.

Die Modellierung für das gesamte Einzugsgebiet erfolgte grundsätzlich mit gleich verteilten Parametern in allen Berechnungszonen, die Parameter wurden also *lumped* vergeben. Temperatur- und Niederschlagsinput wurden räumlich verteilt angesetzt. Diese Anwendung entspricht nicht der üblichen Anwendung eines verteilten Modelles in einem Einzugsgebiet, bei der – vor allem bei physikalisch basierten Modellkomponenten – versucht wird, die Parameter innerhalb des Gebietes auf der Grundlage unterschiedlicher Eigenschaften unterschiedlich zu vergeben. Eine verteilte Vergabe würde aber im Verfahren der Analyse der Parameterunsicherheit sowohl bei der zufälligen Wahl von Parametersätzen als auch bei der Beurteilung der Identifizierbarkeit von Parametern zu methodischen Schwierigkeiten führen. Da nur der Gebietsabfluss zur Gütebeurteilung zur Verfügung steht, kann auch davon ausgegangen werden, dass die Simulationsgüten mit einheitlichen Parametern sich nicht wesentlich von mit verteilten Parametern erreichbaren unterscheiden (vgl. Kling und Nachtnebel 2007, Kling und Gupta 2010). Die räumliche Verteilung der Beiträge zum Gerinneabfluss, wie auch der

**Tabelle 6: Bedeutung der Modellparameter in den vier untersuchten Modellen und Verweis auf erläuternde Gleichung (Gl.) bzw. Seite (S.)**

Farben	Nur an der Lammer variiert	Nur an der Strem variiert	In beiden Einzugsgebieten variiert	
Parameter	COSERO-Hang	kW-Wang	swm-lateral	swm-vertikal
BETA	Exponent der Funktion des abflusswirksamen Anteils des Niederschlags (Gl. 2)	Exponent der Funktion des abflusswirksamen Anteils des Niederschlags (Gl. 2)	-	-
KBF	Speicherkonstante des Bodenspeichers (Gl. 3)	Maximale Versickerungsrate aus dem Bodenspeicher (Gl. 35)	-	-
PEX2	-	Oberflächenrauigkeit (Gl. 11)	Oberflächenrauigkeit (Gl. 11)	Oberflächenrauigkeit (Gl. 11)
TAB1	Speicherkonstante des Speichers 1 (Oberflächenabfluss) (Gl. 4)	-	Reduktion der Infiltration des Oberflächenabflusses (S. 55)	-
H1	Schwellenwert des Speichers 1 (Gl. 4)	Exponent der Funktion der Versickerung aus dem Bodenspeicher (Gl. 35)	-	-
TVS1	Speicherkonstante des Speichers 1 (Versickerung) (Gl. 4)	-	Maximale Infiltrationskapazität (S. 45)	Maximale Infiltrationskapazität (S. 45)
TAB2	Speicherkonstante des Speichers 2 (Zwischenabfluss) (Gl. 4)	Speicherkonstante des Speichers 2 (Zwischenabfluss) (Gl. 4)	-	-
H2	Schwellenwert des Speichers 2 (Gl. 4)	Schwellenwert des Speichers 2 (Gl. 4)	-	-
TVS2	Speicherkonstante des Speichers 2 (Versickerung) (Gl. 4)	Speicherkonstante des Speichers 2 (Versickerung) (Gl. 4)	Reduktion der Tiefenperkolation (Gl. 31)	Reduktion der Tiefenperkolation (Gl. 31)
IFSC	-	-	Faktor der Funktion des Zwischenabflusses (Gl. 38)	Faktor der Funktion des Zwischenabflusses (Gl. 38)
KF	-	-	Hydraulische Leitfähigkeit (Gl. 20)	Hydraulische Leitfähigkeit (Gl. 20)
BEX2	-	-	Parameter b der Matrixpotential-Wassergehalt-Beziehung (Gl. 20, 21)	Parameter b der Matrixpotential-Wassergehalt-Beziehung (Gl. 20, 21)
PSIF	-	-	Matrixpotential bei Lufteintrittspunkt (Gl. 21)	Matrixpotential bei Lufteintrittspunkt (Gl. 21)
THETA F	-	-	Wassergehalt bei Sättigung (Gl. 20)	Wassergehalt bei Sättigung (Gl. 20)
FKFAK	Speicherfüllungsgrad, ab dem Verdunstung reduziert wird (Gl. 7)	Speicherfüllungsgrad, ab dem Verdunstung reduziert wird (Gl. 7)	Wassergehalt, ab dem Verdunstung reduziert wird (Gl. 33)	Wassergehalt, ab dem Verdunstung reduziert wird (Gl. 33)

Beiträge der verschiedenen Abflusskomponenten und der Bodenfeuchte werden durch die Verteilung der Parameter aber stärker beeinflusst. Bei vorhandenen Beobachtungen zur räumlichen Verteilung dieser Größen wären eine Untersuchung der Unterschiede aufgrund verschieden verteilter Parameter und ein Vergleich mit den beobachteten Verteilungen zielführend. Tromp-van Meerveld und Weiler (2008) zeigen, dass die Kenntnis der räumlichen Verteilung interner Systemzustände wesentlich zur Diagnose von Modellstrukturen beitragen kann.

In der Anwendung an der Strem wurden zusätzlich Simulationen mit verteilten Werten einzelner Parameter durchgeführt. Dadurch sollte überprüft werden, ob die Abbildung der Abflussspitzen durch eine verteilte Vergabe besonders sensitiver Parameters besser gelingt. Für das swm-vertikal-Modell wurde der Parameter der maximalen Infiltrationskapazität (TVS1), für die Modelle COSERO-Hang und kW-Wang der Parameter BETA zur Bestimmung des abflusswirksamen Anteils des Niederschlags verteilt festgelegt. Die Vergabe erfolgte in Abhängigkeit von der Vegetationsklasse. In den Parametervariationen wurde dann jeweils der Mittelwert des Parameters abgeändert, die Werte der einzelnen Vegetationsklassen ergaben sich aus dem fixierten Abstand zum Mittelwert.

### Sampling-Verfahren

Als Sampling-Verfahren für die Auswahl der Parametersätze, mit denen das hydrologische Modell ausgeführt wird, wurde *Latin Hypercube Sampling* (LHS) angewendet. Dieses Verfahren hat gegenüber dem rein zufälligen Ziehen von Proben (*random sampling*) den Vorteil, mit einer geringeren Anzahl an Samples den gesamten Parameterraum effizient abzudecken (Yu et al. 2001, Sieber und Uhlenbrook 2005). Dabei wird der Parameterraum in mehrere Bereiche unterteilt und sichergestellt, dass aus jedem Bereich Kombinationen mit allen Bereichen der anderen Parameter erstellt werden (ein *Latin Square* ist, im zweidimensionalen Raum, ein Raster, das in jeder Zeile und Spalte nur jeweils eine Probe enthält – siehe Abb. 25 links –, ein *Latin Hypercube* die Ausweitung dieses Konzepts in den n-dimensionalen Raum). Als Sampling-Algorithmus wurde *Improved Distributed Hypercube Sampling* (IHS) nach Beachkofski und Grandhi (2002) implementiert. Bei IHS wird für jeden Parameter der Bereich zwischen den gewählten Grenzen in n Intervalle geteilt. Dann werden n Samples gezogen, so dass aus jedem Bereich nur eine Probe gewählt wird. Die Methode wird daher *Distributed* oder auch orthogonales Sampling genannt. In Abb. 25, rechts, ist erkennbar, dass damit im Gegensatz zum linken Quadrat in allen vier durch dicke Linien begrenzten Bereichen des Parameterraums Samples gezogen werden. In der Kombination aller Parameter wird mit dem Algorithmus die optimale euklidische Distanz zwischen den Samples angestrebt.

Für jedes Modell wurden 1000 Parametersamples gezogen. Yu et al. (2001) zeigen für ein ereignisbasiertes Niederschlag-Abfluss-Modell, dass bei Variation von 3 Parametern 100 Samples mit LHS ausreichen, um im simulierten Abfluss dieselben statistischen Eigenschaften zu erhalten wie für höhere Samplezahlen. Sieber und Uhlenbrook (2005) diskutieren verschiedene Literaturangaben zu dieser Frage und kommen danach und nach eigenen Tests mit einer Version des HBV-Modells zu dem Schluss, dass die Anzahl der Samples zumindest 10 Mal der Anzahl der variierten Parameter entsprechen sollte, wobei die Autoren mit dieser Anzahl an Samples auch die Parametersensitivität auswerten. Um aber im vieldimensionalen Parameterraum Kombinationen aller Parameter aus jeweils mehreren Teilbereichen innerhalb der festgelegten Parametergrenzen sicherzustellen, ist eine höhere Anzahl an Samples zielführend. Um dies zu berücksichtigen wurde mit 1000 Samples bei sieben bzw. acht variierten Parametern eine etwas höhere als die von Sieber und Uhlenbrook (2005) empfohlene Anzahl gewählt. Für eine detaillierte Untersuchung der Identifizierbarkeit der Parameter und der Interaktionen zwischen Parametern könnte eine noch größere Sample-Zahl förderlich sein, wodurch sich die Rechenerfordernisse deutlich erhöhen würden. Für den Vergleich der Ergebnisse verschiedener Modelle, wie er hier durchgeführt wurde, wird die gewählte Anzahl an Simulationen als ausreichend angesehen.

X			
	X		
			X
		X	

	X		
		X	
X			
			X

**Abb. 25: Latin Square (links), orthogonales Sampling im Latin Square (rechts)**

### Grenze gültiger und ungültiger Simulationen

Zur Trennung von gültigen und ungültigen Simulationen wurden zusätzlich zu einem Grenzwert des *Likelihood*-Maßes (mittlerer MSE der Ereignissimulationen) weitere Kriterien herangezogen. Eine ähnliche Vorgehensweise, bei der mehr Ausschlusskriterien angewendet werden, als in das *Likelihood*-Maß eingehen, wählten Krueger et al. (2010). Da das Hauptinteresse auf der Simulation des Ereignisabflusses liegt, wurden als Kriterien der Gültigkeit eines Parametersatzes Gütekriterien für Ereignisse angewendet.

An der Lammer wurden zusätzlich zum Grenzwert des mittleren MSE aller Ereignisse Grenzwerte des mittleren MSE aller *driven periods* und aller *non-driven periods* festgelegt. Für die vergleichende Anwendung mit Mittelwerten aller Ereignisse stellt der MSE aufgrund des Wertebereichs über 0 den besten Ansatz dar. Aufgrund der Abhängigkeit des MSE von der Größe des Abflusses ergeben sich für die drei Kriterien unterschiedliche Größen, weil im kurzen ansteigenden Ast der Abfluss im Mittel höher ist als im längeren abfallenden Ast. Aus demselben Grund führt die Mittelung der MSE-Ergebnisse aller Ereignisse dazu, dass größere Ereignisse stärker gewichtet werden. Dieser Effekt ist erwünscht, er führt außerdem zu einem Ausgleich dafür, dass es mehr kleine als große Ereignisse gibt.

Zusätzlich zu diesen Grenzwerten wurden Parametersätze als *non-behavioural* klassifiziert, wenn in den resultierenden Simulationen:

- alle Spitzen über- oder alle unterschätzt sind,
- alle Spitzen zu früh oder alle zu spät simuliert sind (dieses Kriterium war nur in sehr wenigen Fällen ausschlaggebend für die Ablehnung eines Parametersatzes).

An der Strem wurden außerdem Grenzwerte des maximalen Spitzenfehlers  $P_{diff}$ , des mittleren *Peak timing error*  $P_{time}$  und des mittlere Fehler der gesamten Simulation (*Bias*) berücksichtigt.

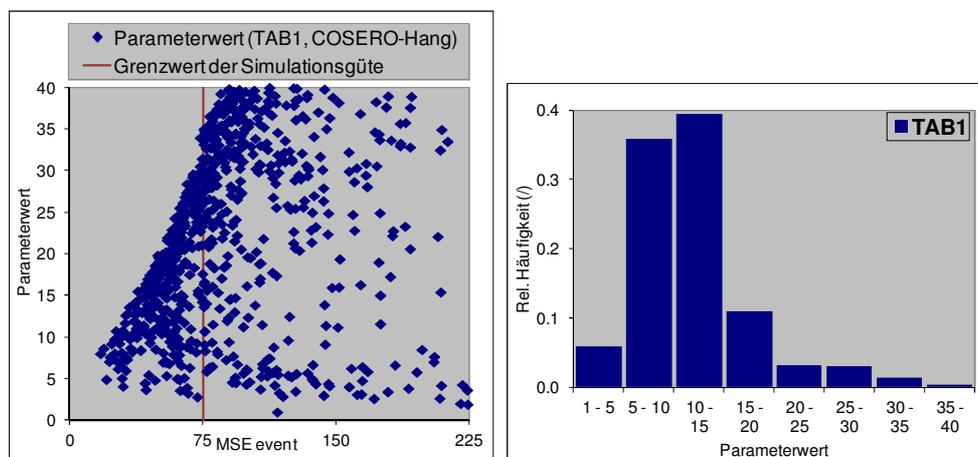
Alle Grenzwerte wurden so gewählt, dass sich bei allen vier Modellen zumindest 100 gültige Parametersätze ergaben (zumindest 10% der Simulationen).

### Statistische Analyse der gültigen Ergebnisse

In die statistische Analyse der Ergebnisse werden nur jene Parametersätze und Simulationen einbezogen, die als *behavioural* klassifiziert wurden. Die Unsicherheit aufgrund der Parameterwahl wird dabei durch die Quantile der Verteilungsfunktion des Abflusses in jedem Zeitschritt dargestellt. Die Berechnung der Quantile erfolgt mit den nach der *Likelihood* gewichteten Ergebnissen. Für die Gewichtung wird das *Likelihood*-Maß für den resultierenden Wertebereich neu skaliert und normalisiert, sodass die Summe aller Werte 1 ergibt. In den Darstellungen der Abflusssimulationen wurden hier die 5%- und 95%-Quantile und der Median der Verteilungsfunktion des Abflusses eingetragen.

Darüber hinaus wurde in Anlehnung an ein Konzept von Van Griensven und Meixner (2006) die Anzahl der Beobachtungen gezählt, die sich innerhalb dieses Konfidenzintervalls befinden (*Number of Observations Captured*, NOC). Aus dem Verhältnis von NOC zur Gesamtzahl der Beobachtungen ergibt sich der Prozentsatz der innerhalb des Konfidenzintervalls liegenden Beobachtungen (*Percentage of Observations Captured*, POC). Die Breite des Konfidenzintervalls – die Van Griensven und Meixner (2006) zur gesamten Fläche des Konfidenzbereichs, *Confidence Area CA*, aufsummieren – wurde hier auf den Median des simulierten Abflusses für jeden Zeitschritt bezogen, weil der Wert sonst von der Höhe des Abflusses abhängt. Diese Größe wird hier RCI genannt (für *Relative Confidence Interval Width*), und entspricht der mittleren Breite des Konfidenzintervalls in % des mittleren Abflusses. Aus den beiden Werten wurde eine Verhältniszahl bestimmt (POC/RCI), die ein weiteres Vergleichsmaß darstellt. Eine sehr gute Simulation mit einer geringen Unsicherheit weist dabei ein geringe relative Breite des Konfidenzintervalls RCI und eine hohe Anzahl an darin liegenden Beobachtungen NOC auf (bzw. einen hohen Prozentanteil POC), POC/RCI ist also möglichst groß. Van Griensven und Meixner (2006) gehen von der Annahme aus, dass schlecht definierte Modellprozesse dazu führen, dass optimale Parametersätze stärker von den Daten in der Kalibrierungsperiode abhängen. Für sie ist daher bei der Beurteilung von Modellstrukturen vor allem der Unterschied zwischen den Werten der Kalibrierungs- und der Validierungsperiode interessant.

Schließlich wurden die Parameterverteilungen der als gültig klassifizierten Simulationen analysiert. Diese sogenannte *posterior distribution* kann auch als „Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion der Parameter bei Kenntnis der Beobachtungen“ (Grundmann 2009) bezeichnet werden. Aus dieser Verteilung kann man erkennen, ob bestimmte Parameterbereiche häufiger zu gültigen Simulationen führen als andere. Im Umkehrschluss kann man für die einzelnen Parameter erkennen, ob die Kenntnis der Beobachtungen überhaupt die Identifizierung der optimalen Parameter erlaubt (Wagner et al. 2001). Die Identifizierbarkeit der Parameter, die im Monte-Carlo-Verfahren variiert wurden, wurde in Anlehnung an Wagner et al. 2001 anhand der Darstellung der Häufigkeit von Parameterklassen in den gültigen Parametersätzen analysiert. Abb. 26 zeigt beispielhaft für einen Parameter den Zusammenhang der zufällig gewählten Parameterwerte und der jeweiligen Simulationsgüte sowie den Grenzwert des Gütekriteriums (links) und die Häufigkeitsverteilung der Parameter in Parameterklassen für alle Ergebnisse über dem Grenzwert der Güte (rechts).



**Abb. 26: Ermittlung und Darstellung der Häufigkeitsverteilung der gültigen Parameter (*posterior distribution*)**

Die von Wagener et al. (2001) vorgeschlagenen Maßzahlen für die Identifizierbarkeit, die sich aus der maximalen Steigung der Verteilungsfunktion ableitet, wurden trotz ihrer grundsätzlich guten Eignung für Modell- und Parametervergleiche nicht angewendet, da ihre Größe auch von der Klasseneinteilung und der Wahl der Parametergrenzen abhängt. Dieser Einfluss wurde aufgrund der relativ geringen Anzahl an gültigen Parametersätzen und der unterschiedlichen Parameter und Parametergrenzen in den verschiedenen Modellen als zu groß angesehen.

#### 4.3.3.3 *Inputunsicherheit*

Im Rahmen dieser Arbeit wird eine vereinfachte Untersuchung der Unsicherheit aufgrund des Niederschlagsinputs vorgenommen, um die Größenordnung mit jener der Unsicherheiten aufgrund der Modellstruktur und aufgrund der Parameterwahl zu vergleichen. Dafür wurden mehrere Niederschlagsszenarien angenommen, die aus abgeschlossenen Projekten vorkiegen (Nachtnebel et al. 2009, Herrnegger et al. 2010, siehe Kapitel 3.4.2). Die Unterschiede in diesen Feldern variieren aufgrund unterschiedlicher Annahmen in Bezug auf die Höhenabhängigkeit des Niederschlags. Die Analyse der Unsicherheit aufgrund des Niederschlagsinputs erfolgte nur für das Gebiet der Lammer.

Simulationen mit verschiedenen Niederschlagsszenarien wurden für jedes Modell nur mit jeweils einem „optimalen“ Parametersatz durchgeführt. Welcher Parametersatz als optimal bezeichnet wird, hängt von der Definition ab; hier wurden für die Wahl eines optimalen Parametersatzes die folgenden Gütekriterien herangezogen:

- mittlerer *peak error*, mittlerer *peak time error* und mittlere KGE der Ereignisse
- mittlerer MSE der *driven* und *non-driven periods*
- KGE und MSE der gesamten Periode.

Um die verschiedenen Kriterien, die ganz unterschiedliche Einheiten und Größenbereiche aufweisen, bei gleicher Gewichtung gemeinsam anzuwenden, wurden die gültigen Parametersätze für jedes Kriterium gereiht und die Beurteilung des besten Parametersatz erfolgte anhand des Mittelwertes der Rangzahlen. Das so gewählte „beste Modell“ hängt natürlich stark von der Wahl der einbezogenen Gütekriterien ab. Ziel dieses Auswahlverfahrens war hier vor allem eine nachvollziehbare Beschränkung auf ein Modell bei den Simulationen mit variierten Inputgrößen und für den direkten Modellvergleich.

Neben der visuellen Beurteilung der Abflusssimulationen mit verschiedenen Niederschlagsszenarien wurden wiederum Gütekriterien für die gesamten Perioden sowie für die Ereignisse ermittelt. Außerdem wurde – in Analogie zur relativen Breite des Konfidenzintervalls RCI bei der Parametervariation – die Breite des Intervalls zwischen der niedrigsten und der höchsten Simulation bestimmt. Der Abstand zwischen den extremen Simulationen stellt ein gut vergleichbares Maß der Unsicherheit dar. Indem er auf den Mittelwert der maximalen und minimalen Simulationen bezogen wird, entspricht der Wert, wie bei RCI, einem Prozentsatz des simulierten Abflusses.

#### 4.3.3.4 *Modellunsicherheit und Ensemble-Mittelwert*

Die Unsicherheit aufgrund der Wahl der Modellstruktur zeigt sich in allen vergleichenden Beurteilungen der verschiedenen Modellstrukturen. Für einen direkten quantitativen Vergleich der Einflüsse der verschiedenen Unsicherheitsquellen wurden die oben beschriebenen „optimalen“ Simulationen der vier Modelle herangezogen. Dafür wurde die relative Breite des Intervalls zwischen den niedrigsten und den höchsten Werten der Simulationen der vier Modellalternativen herangezogen und auf den Mittelwert der maximalen und minimalen Simulation bezogen. Dieser Wert wird der relativen Breite des Konfidenzintervalls (RCI) bei der Analyse der Parameterunsicherheit und der

relativen Breite des Intervalls zwischen höchster und niedrigster Simulation mit Niederschlagszenarien gegenüber gestellt.

Die Simulationen mit den vier „optimalen“ Modellen wurden auch für die Berechnung eines Ensemble-Mittelwertes herangezogen.

#### ***4.3.3.5 Analyse der Abflussanteile***

Da sich bei den Analysen am virtuellen Testhang deutliche Unterschiede zwischen den Modellen bei der Simulation der Anteile an Oberflächenabfluss, Zwischenabfluss und Basisabfluss im Gesamtabfluss zeigen, wurde eine Analyse dieser Größen auch für die Monte-Carlo-Simulationen des Einzugsgebiets durchgeführt. Dafür wurden für jedes Modell und jeweils alle Simulationen die akkumulierten Abflussanteile für die gesamten Simulationsperioden berechnet. Dadurch konnte untersucht werden, ob für verschiedene Parametrisierungen sehr unterschiedliche Simulationen der Abflusskomponenten entstehen oder nicht, und ob für besonders gute Simulationen bestimmte simulierte Abflussanteile notwendig sind.

An der Strem erfolgte zusätzlich eine Unterscheidung des Oberflächenabflusses in Infiltrationsüberschuss und Sättigungsüberschuss für die swm-Modelle, bei denen der Oberflächenabfluss nach diesen unterschiedlichen Entstehungsprozessen differenziert werden kann.

## 5 ERGEBNISSE

### 5.1 Funktionsfähigkeit der neuen Modellkomponenten

Für die neuen Module kW (kinematische Welle) und swm (*soil water movement*, vertikale Wasserbewegung im Boden) wird überprüft, ob die implementierten Berechnungsmethoden korrekt funktionieren. Durch den Rückgriff auf generell erprobte Methoden muss die allgemeine Eignung zwar nicht mehr gezeigt werden. Aufgrund der neuartigen Zusammenstellung der Module und ihrer Einbindung in die Umgebung des konzeptionellen COSERO-Modells wurden dennoch grundlegende Tests zur Funktionsfähigkeit der Modellkomponenten durchgeführt. Die Vergleiche mit veröffentlichten Berechnungsbeispielen und Ergebnissen anderer, bewährter Modelle wurden für einzelne Modellzonen berechnet.

#### 5.1.1 Wellenablauf im kW-Modell

##### 5.1.1.1 Vergleich mit Singh (1996)

Die numerische Lösung der kinematischen Welle mit finiten Differenzen im kW-Modul wurde im Vergleich mit einer zweiten numerischen Methode sowie mit analytischen Lösungen von Beispielen von Singh (1996, S.798 Beispiel ohne Infiltration, S.863 Beispiel mit Infiltration) getestet.

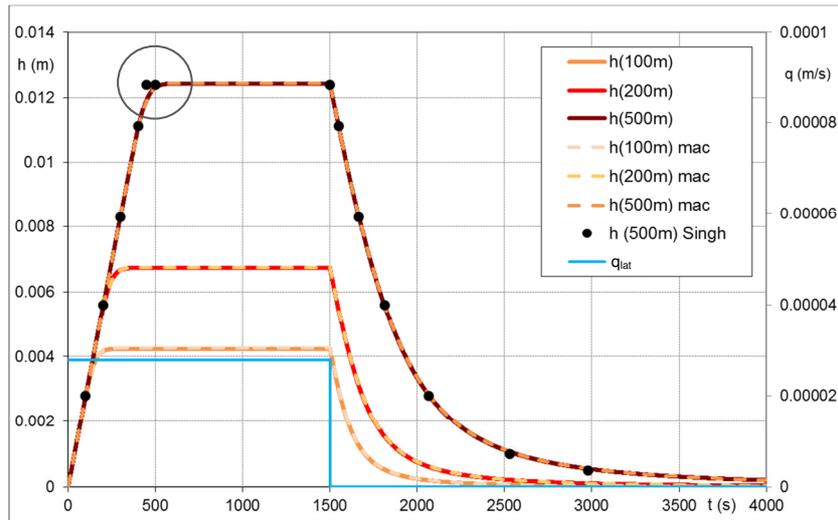
Die Parameter des Berechnungsbeispiels von S.798 sind:

$L = 500 \text{ m}$ ,  $B = 100 \text{ m}$ ,  $m = 1.5$ ,  $\alpha = 10 \text{ m}^{0.5}/\text{s}$ ,  $q_{\text{lat}} = 10 \text{ cm/h} = 2.78 \cdot 10^{-5} \text{ m/s}$ ,  $T_P = 1500 \text{ s}$

mit	L	Länge des Hangelements
	B	Breite des Hangelements
	$\alpha$ , m	Parameter der kinematischen Welle
	$q_{\text{lat}}$	Effektivniederschlag, lateraler Zufluss der kinematischen Welle
	$T_P$	Dauer des Niederschlagsereignisses

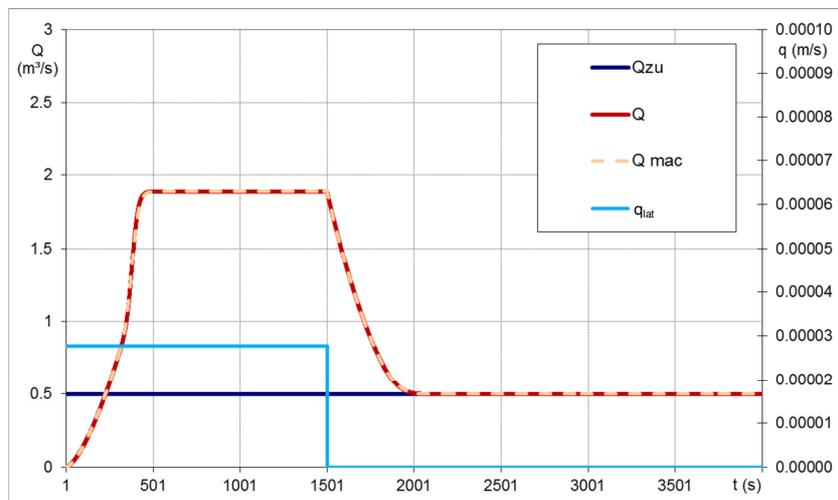
In den folgenden Darstellungen (Abb. 27 bis Abb. 29) werden Berechnungsergebnisse für die Abflusshöhe  $h$  sowie den Abfluss am Ende des Hangelements  $Q$  mit der im kW-Modul implementierten Methode mit finiten Differenzen sowie mit der Berechnung nach dem MacCormack-Scheme („mac“ in den Abbildungen) gezeigt. Dabei zeigen sich deckungsgleiche Verläufe der Ergebnisse der beiden numerischen Lösungsverfahren und nur geringfügige Abweichungen von den analytischen Lösungen aus Singh (1996).

Abb. 27 zeigt den Anstieg der Abflusshöhe  $h$  mit zunehmender Länge des Hangelements (bei gleichmäßigem lateralem Zufluss  $q_{\text{lat}}$ , der sich aus dem Niederschlag ergibt). Dargestellt sind die Verläufe für 100 m, 200 m und 500 m vom oberen Rand des Hangelements, wobei 500 m gleichzeitig der untere Rand ist. Der Anstieg der Welle bis zu einem Gleichgewichtszustand dauert mit zunehmendem Abstand vom oberen Rand länger, ebenso der Abfall. Der maximale Abfluss nimmt ebenso mit der Länge des Elements zu. Die Ergebnisse der beiden Lösungsverfahren (Finite Differenzen, durchgehende Linien, und MacCormack-Scheme, gestrichelte Linien) zeigen dabei den gleichen Verlauf. Die Ergebnisse aus Singh (1996) für  $x=500\text{m}$  sind für die dort angeführten Zeitpunkte als schwarze Punkte eingetragen. Eine geringfügige Abweichung ergibt sich nur beim Erreichen der maximalen Abflusshöhe, die mit den numerischen Verfahren etwas später berechnet wird (siehe Kreis in Abb. 27).



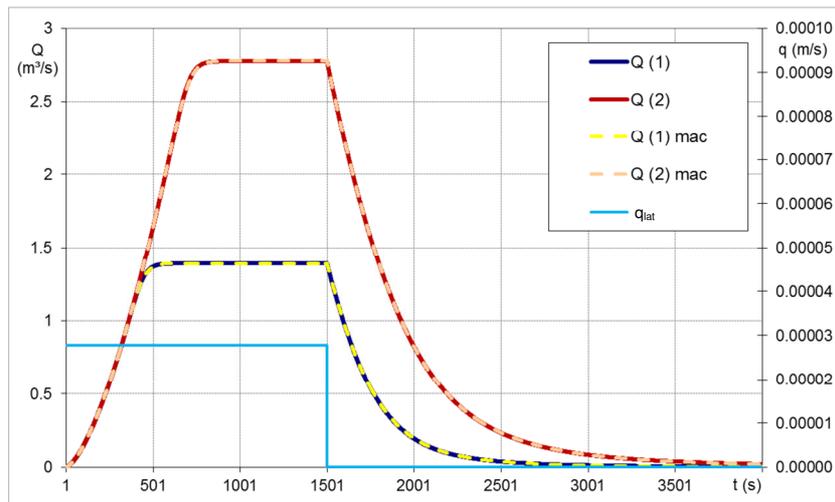
**Abb. 27: Abflusshöhe  $h$  entlang des Beispielhangelements (Ergebnisse mit kW-Modell, durchgezogene Linien, und mit MacCormack-Scheme, gestrichelte Linien, liegen genau übereinander); schwarze Punkte: analytische Lösung aus Singh (1996)**

Bei Zufluss von oben (Abb. 28, obere Randbedingung  $\neq 0$ ) zeigt sich ein etwas anderer Verlauf des Wellenanstiegs. Abb. 28 zeigt den Abfluss  $Q$  am unteren Rand des Hangelements bei einem konstanten Zufluss am oberen Rand von  $0.5 \text{ m}^3/\text{s}$ . Nach der aus dem lateralen Zufluss  $q_{\text{lat}}$  entstehenden Welle bleibt ein konstanter, dem Zufluss entsprechender Abfluss.



**Abb. 28: Abfluss  $Q$  bei konstantem Zufluss (Ergebnisse mit kW-Modell, durchgezogene Linien, und mit MacCormack-Scheme, gestrichelte Linien, liegen genau übereinander)**

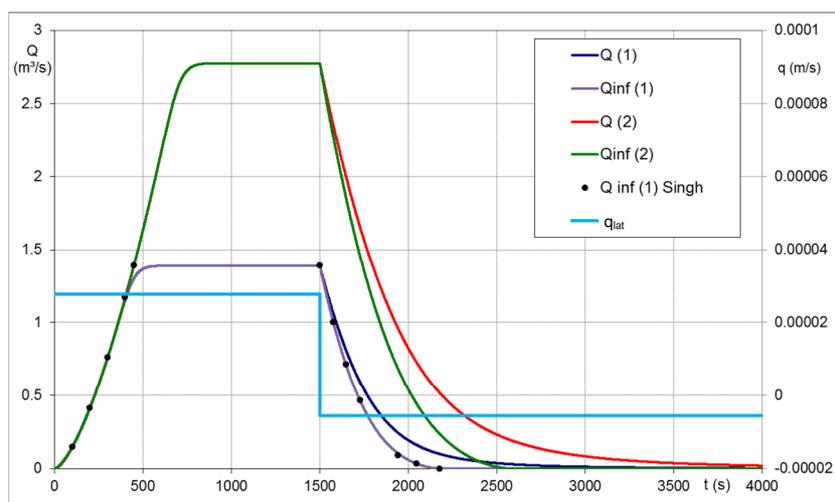
Bei zwei aufeinanderfolgenden Elementen, bei denen in der Abfluss des ersten als Zufluss zum zweiten angesetzt wird und in beiden Elementen der laterale Zufluss  $q_{\text{lat}}$  auftritt, zeigt sich der in Abb. 29 dargestellte Verlauf des Abflusses  $Q$  am unteren Rand der beiden Elemente 1 und 2 (die Ergebnisse mit finiten Differenzen im kW-Modul und mit dem MacCormack-Scheme sind wieder deckungsgleich).



**Abb. 29: Abfluss Q am Ende zweier aufeinanderfolgender Elemente, Abfluss(1) = Zufluss(2) (Ergebnisse mit kW-Modell, durchgezogene Linien, und mit MacCormack-Scheme, gestrichelte Linien, liegen genau übereinander)**

Im Test für die Berücksichtigung der Infiltration (entsprechend dem Beispiel auf S. 863 bei Singh, 1996) sind die angeführten Parameter des obigen Beispiels (von S.798) dahingehend verändert, dass der gesamte Niederschlag mit 12 cm/h und eine Infiltrationskapazität von 2 cm/h angesetzt wird. Damit ergeben sich als Bilanz aus Niederschlag und Infiltration während des Ereignisses 10 cm/h (wie oben) und danach -2 cm/h. Die Berechnung wurde hier nur mehr mit der im kW-Modell implementierten Finiten-Differenzen-Methode durchgeführt.

Die Ergebnisse in Abb. 30 zeigen deutlich die rascher abfallenden Wellen, wenn am Ende des Ereignisses die Infiltrationskapazität als negatives  $q_{lat}$  angesetzt wird („Q inf“). Die Ergebnisse im rascher abfallenden Ast stimmen wieder sehr genau mit den bei Singh publizierten überein.



**Abb. 30: Abfluss Q am Ende zweier aufeinanderfolgender Elemente, mit und ohne Berücksichtigung der Infiltration aus der ablaufenden Welle); schwarze Punkte: analytische Lösung aus Singh (1996)**

Die Vergleiche mit den publizierten analytischen Lösungen von Singh (1996) und mit der zweiten numerischen Lösung (MacCormack-Scheme) zeigen die Gültigkeit des im kW-Modul implementierten numerischen Verfahrens. Sowohl bei Zufluss von einem oberhalb liegenden

Hangelement als auch bei Berücksichtigung von Infiltration aus der ablaufenden Welle werden Ergebnisse erzielt, die den analytischen Lösungen sehr nahe kommen. Die Berechnungen mit dem zweiten numerischen Lösungsverfahren führen zu denselben Ergebnissen wie jene mit dem kW-Modell.

### 5.1.1.2 Analyse der näherungsweise Berechnung nach Wang et al. (2002)

Bei dieser Berechnung erfolgt die Berücksichtigung von Zufluss von oben nicht über die obere Randbedingung  $h_{x=0}$ , sondern über einen Zuschlag zum lateralen Zufluss  $q_{lat}$  (siehe Kapitel 4.1.1.2). Die Anwendung des Verfahrens für das Beispiel von S.789 bei Singh (1996) führt zu dem in Abb. 31 dargestellten Ergebnis. Der Abfluss im zweiten Hangelement erreicht in beiden Berechnungen denselben Maximalwert. Die Zeitpunkte beim Erreichen des maximalen Abflusses sowie beim Beginn des Abfalles sind ebenfalls in beiden Ergebnissen gleich. Allerdings zeigt sich bei der Methode nach Wang sowohl ein etwas steilerer Anstieg als auch Abfall der Abflusswelle.

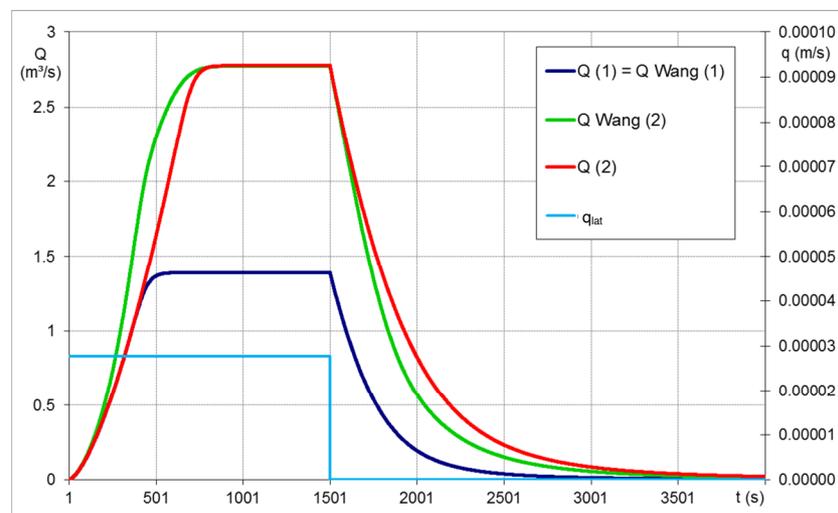


Abb. 31: Abfluss  $Q$  am Ende zweier aufeinanderfolgender Elemente, mit oberer Randbedingung (wie in Abb. 29) und mit der Näherung nach Wang et al. (2002)

## 5.1.2 Vertikale Bodenwasserbewegung, Infiltration und Verdunstung im swm-Modul

### 5.1.2.1 Vergleich mit HYDRUS-1D

Die Berechnung der vertikalen Wasserbewegung im swm-Modul wurde mit Ergebnissen des Programmes HYDRUS-1D 4.0 (Simunek et al. 2008) verglichen. In HYDRUS-1D ist eine numerische Lösung der Richards-Gleichung implementiert. Der Vergleich wurde für zwei Testfälle durchgeführt. In den folgenden Abbildungen (Abb. 32, Abb. 33 und Abb. 35 bis Abb. 37) sind jeweils links in gelb hinterlegten Grafiken die Ergebnisse mit dem swm-Modul und rechts jene mit HYDRUS-1D dargestellt.

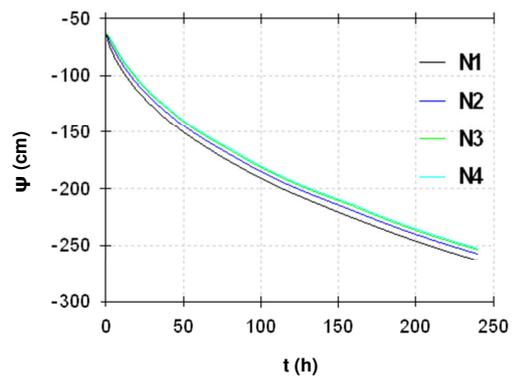
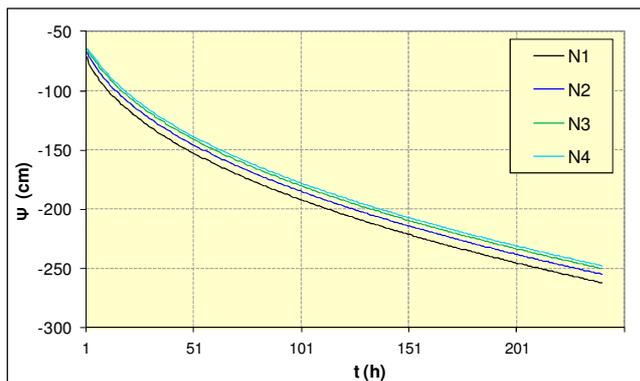
Die bodenhydraulischen Parameter für beide Tests (Tabelle 7) stammen aus der Anpassung von Brooks/Corey-Kurve an Messergebnisse des  $\psi$ - $\theta$ -Zusammenhangs in einem Bodenprofil in Kalsdorf in der Steiermark (Kammerer 2008, persönliche Mitteilung) mit zwei unterschiedlichen Bodenschichten. Die obere Bodenart wurde für den ersten der beiden Vergleichstests angesetzt. Die Beschreibung der Bodeneigenschaften erfolgte nach Brooks/Corey, da diese Parametrisierung in

HYDRUS-1D vorgesehen ist und als Spezialfall der Clapp/Hornberger-Parametrisierung auch im swm-Modul angegeben werden kann.

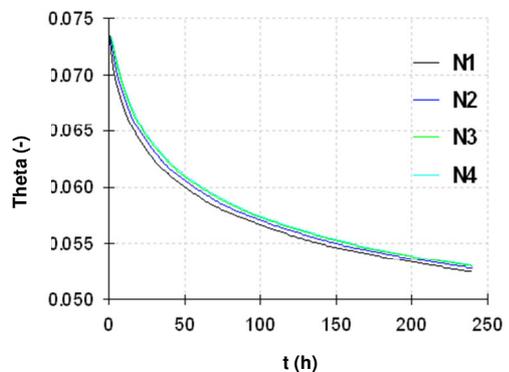
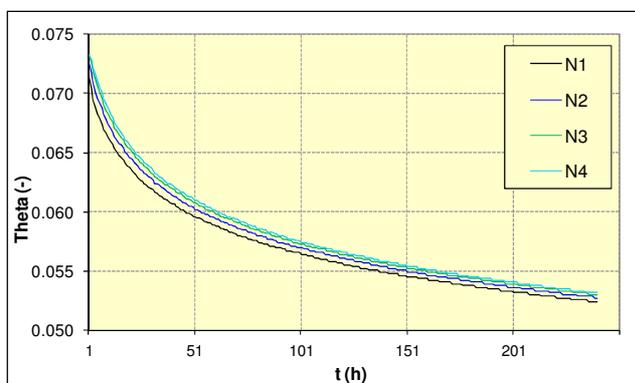
**Tabelle 7: Bodenhydraulische Parameter (siehe Gl. 20 und 21) für Vergleich mit HYDRUS-1D**

Bodenschicht	$\psi_s$ (kPa)	$k_s$ (mm/h)	$\theta_s$	b
Oben	-0.35	830	0.1465	4.2
Unten	-1.5	19.6	0.1108	5.8

Abb. 32 und Abb. 33 zeigen Ergebnisse für den ersten Test, in dem die Entwässerung eines homogenen Bodenprofils von 40 cm Tiefe mit der Startbedingung eines Sättigungsgrads von 50% berechnet wurde. In beiden Modellen wurde der Boden in vier Schichten mit je 10 cm diskretisiert. Die vier Linien geben die Zustände im Verlauf von 240 Stunden an den 3 Grenzen zwischen Bodenschichten sowie an der Unterkante des Profils an. Der gleichartige Verlauf in beiden Berechnungen ist deutlich erkennbar.



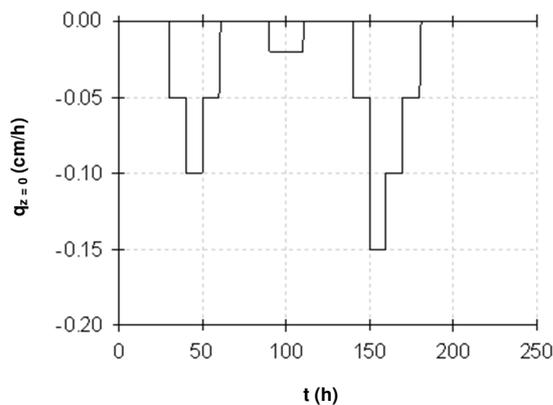
**Abb. 32: Potentialverlauf, Beispiel mit einer Bodenart und ohne Zufluss (links swm, rechts HYDRUS-1D)**



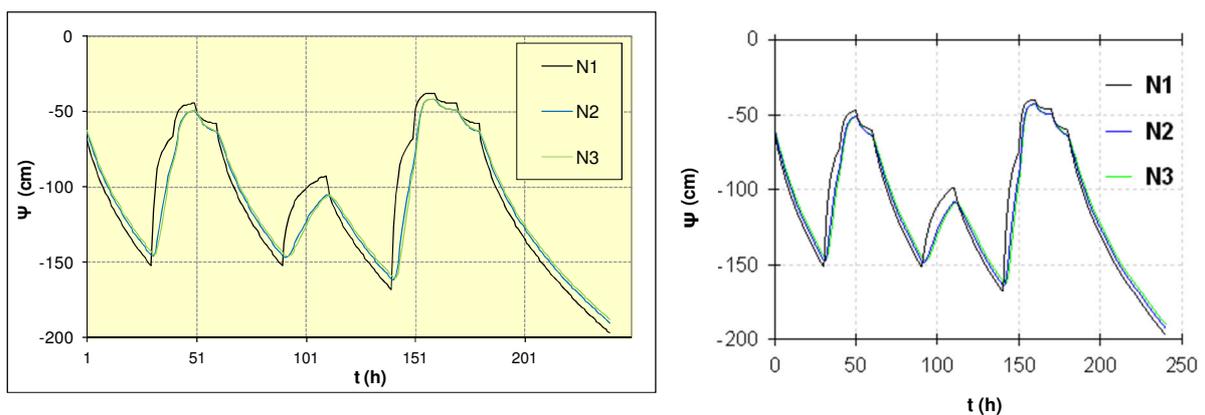
**Abb. 33: Verlauf des Wassergehalts, Beispiel mit einer Bodenart und ohne Zufluss (links swm, rechts HYDRUS-1D)**

Im zweiten Test wurde ein gegliedertes Bodenprofil mit zwei Bodenschichten mit jeweils 20 cm Tiefe angenommen. Die untere Bodenart hat als Startbedingung einen Sättigungsgrad von 79%. Aufgrund von Einschränkungen bei der wählbaren Geometrie in HYDRUS-1D wurden die Ergebnisse für nur drei Knoten in den Tiefen 10 cm, 30 cm und 40 cm ausgegeben. Diese Knoten entsprechen der Mitte der oberen Bodenschicht, der Mitte der unteren Bodenschicht sowie dem unteren Rand des Bodenprofils. Räumliche Diskretisierung und Ergebnisausgabe wurden im swm-Modul gleich gewählt.

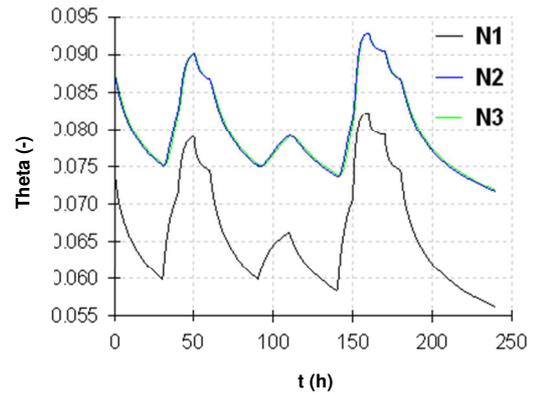
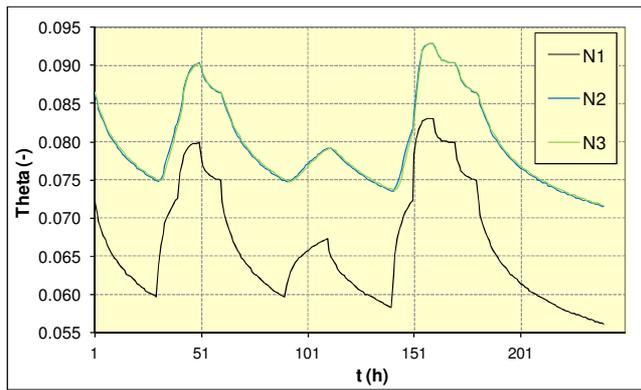
Als Input an der oberen Grenzschicht wurde ein willkürlicher synthetischer Niederschlag angenommen, der vollständig infiltriert (Abb. 34). Abb. 35, Abb. 36 und Abb. 37 zeigen Ergebnisse des Verlaufs von Potential, Wassergehalt und Durchfluss durch die Untergrenze des Bodenprofils mit dem swm-Modul (jeweils links) und HYDRUS-1D (jeweils rechts) im Verlauf von 240 Stunden.



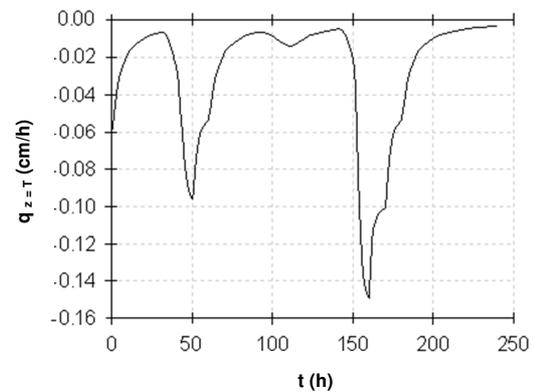
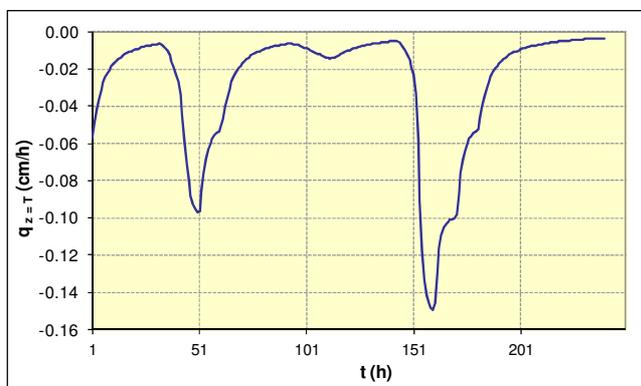
**Abb. 34: Synthetische Infiltration an der Bodenobergrenze**



**Abb. 35: Potentialverlauf, Beispiel mit zwei Bodenarten und Zufluss (links swm, rechts HYDRUS-1D)**



**Abb. 36: Verlauf des Wassergehalts, Beispiel mit zwei Bodenarten und Zufluss (links swm, rechts HYDRUS-1D)**



**Abb. 37: Verlauf des Durchflusses durch die Profilunterkante, Beispiel mit zwei Bodenarten und Zufluss (links swm, rechts HYDRUS-1D)**

In beiden Modellen zeigt sich die raschere Reaktion im obersten Knoten 1. Sowohl die vertikal kontinuierlichen Verläufe des Matrixpotentials (Abb. 35) als auch der deutliche Sprung im Wassergehalt (Abb. 36) zwischen der oberen und der unteren Bodenschicht wird von swm gut wiedergegeben. Der Wassergehalt in den untersten beiden Knoten 2 und 3 ist dabei in beiden Modellen fast deckungsgleich. Die vertikale Versickerung bei Annahme eines Einheitsgradienten als untere Randbedingung zeigt ebenfalls den gleichen Verlauf.

Als Mittelbildung für die ungesättigte Leitfähigkeit  $k_u$  zweier benachbarter Schichten wurde sowohl das arithmetische als auch das geometrische Mittel getestet. Die Berechnungen unterscheiden sich nur geringfügig. Die Korrelationen der simulierten Zeitreihen des Matrixpotentials, des Wassergehalts sowie des Durchflusses durch die Profilunterkante mit swm und mit HYDRUS-1D lagen für beide Methoden über 0,99. Die mittlere Abweichung des Durchflusses durch die Untergrenze lag für beide Methoden unter 0,1% des mittleren Durchflusses. Trotz der nur geringen Unterschiede mit beiden Berechnungsmethoden sollte bei Anwendungen mit geschichteten Böden, vor allem bei deutlichen Unterschieden in den Bodeneigenschaften, das geometrische Mittel angewendet werden.

Die Ergebnisse der Vergleichsrechnungen mit HYDRUS-1D zeigen die Gültigkeit des im swm-Modul implementierten Verfahrens zur Berechnung der vertikalen Wasserbewegung.

### 5.1.2.2 Vergleich mit Van Dam und Feddes (2000)

Van Dam und Feddes (2000) beschreiben verschiedene Tests für eine numerische Lösung der Richards-Gleichung. Ihre Untersuchungen zur Infiltrationsrate sowie zur Evaporation wurden mit dem swm-Modul nachvollzogen. Die bodenhydraulischen Eigenschaften konnten dabei nur angenähert werden, weil diese bei Van Dam und Feddes mit dem Modell von Van Genuchten beschrieben werden, das durch eine Clapp/Hornberger-Parametrisierung nicht exakt nachgebildet werden kann.

In den Tests der Berechnungen von Infiltrationsüberschuss bei sehr trockenen Böden untersuchen Van Dam und Feddes (2000) verschiedene Annahmen in Bezug auf die Mittelbildung der k-Werte und die Diskretisierung der obersten Bodenschichten.

Als Bodeneigenschaften wurden dabei Clapp/Hornberger-Parameter gewählt, die eine optimale Anpassung der  $\psi$ - $\theta$ -Kurve an den nach Van Genuchten beschriebenen Sand bei Van Dam und Feddes (2000) ermöglichen (Tabelle 8, erste Zeile; kleinste Fehlerquadrate der Logarithmen des Matrixpotentials). Da der Verlauf der hydraulischen Leitfähigkeit  $k$  mit diesen Parametern von jenem nach Van Genuchten deutlich abwich, wurde in einer manuellen Anpassung eine zweite Bodenart festgelegt, bei der sich die  $\psi$ - $\theta$ -Kurven stärker, die  $\theta$ - $k$ -Kurve aber weniger voneinander unterscheiden. Dafür wurde  $k_s$  reduziert und  $b$  erhöht (Tabelle 8, zweite Zeile).

**Tabelle 8: Bodenhydraulische Parameter (siehe Gl. 20 und 21) für Vergleich mit Van Dam und Feddes**

Bodenschicht	$\psi_s$ (kPa)	$k_s$ (mm/d)	$\theta_s$	$b$	$Se_i$
$\psi$ - $\theta$ an Van Dam/Feddes-Sand angepasst	-3.24	175	0.43	2.07	0.675
$\theta$ - $k_u$ an Van Dam/Feddes-Sand angepasst	-3.24	72	0.43	2.3	0.675

Als Anfangsbedingung wurde ein sehr trockener Zustand mit einem Matrixpotential von -380 cm (entspricht einem Sättigungsgrad von  $Se=0.1$ ) angenommen. An der oberen Grenzfläche wurde ein konstanter Niederschlagsinput von 1000 mm/d (42mm/h) angesetzt.

Abb. 38 zeigt den Verlauf der Infiltrationsrate bei der Berechnung mit dem swm-Modul für beide in Tabelle 8 beschriebenen Böden. Die 400 mm tiefen Bodensäulen wurden dabei vertikal in 5mm dicke Schichten diskretisiert, die Mittelbildung des k-Werts erfolgte mit dem arithmetischen Mittel. Die Verläufe entsprechen im Wesentlichen jenen, die Van Dam und Feddes (2000) für die genaueste numerische Lösung der Richards-Gleichung darstellen, wobei der besser an den k-Verlauf angepasste Boden ( $k_s = 72\text{mm/d}$ ) deutlich näher an den publizierten Ergebnissen liegt.

In Abb. 39 sind verschiedene Verläufe der Infiltrationsraten für den oberen der beiden in Tabelle 8 angeführten Boden bei verschiedenen Annahmen zur vertikalen Diskretisierung und k-Mittelbildung dargestellt. Abgebildet sind Ergebnisse mit einer durchgehend feinen vertikalen Diskretisierung von 5mm mit geometrischer k-Mittelbildung (rot) und mit einer Dicke von  $D=5\text{mm}$  in den Schichten 1 bis 4 und  $D=10\text{mm}$  in den darauffolgenden Schichten, sowohl mit geometrischer (grün) als auch arithmetischer k-Mittelbildung (schwarz). Es wird deutlich, dass schon bei nur etwas dickeren Schichten im oberen Bodenbereich mit geometrischen Mitteln Oszillationen bei der Berechnung des Vordringens der Feuchtefront und damit der Entstehung von Infiltrationsüberschuss auftreten. Mit arithmetischen Mitteln setzt der Infiltrationsüberschuss etwas später ein als bei der feiner diskretisierten Lösung (bei Abfall der Infiltrationsrate unter 1000 mm/d). Die Abnahme der

Infiltrationsrate wird aber ohne Oszillationen berechnet. Van Dam und Feddes (2000) zeigen, dass dies auch für noch dickere Schichten gilt und empfehlen eine Dicke von  $\leq 10\text{mm}$  nur in den ersten Schichten an der Bodenoberfläche.

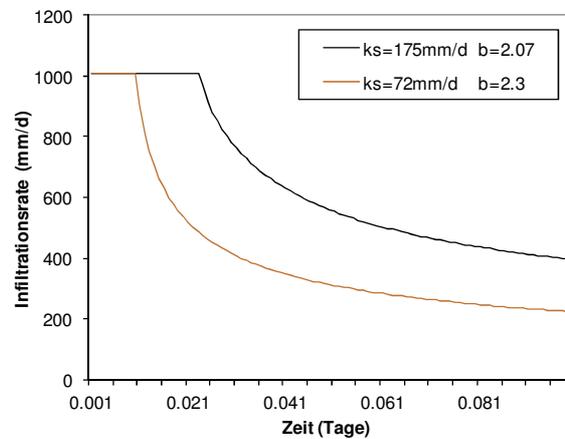


Abb. 38: Verläufe der Infiltrationsrate bei verschiedenen Bodeneigenschaften

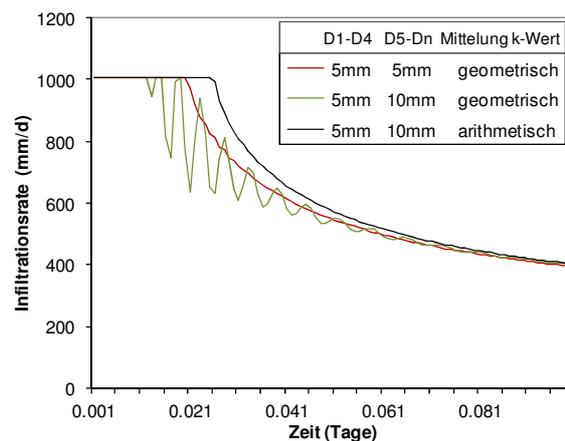
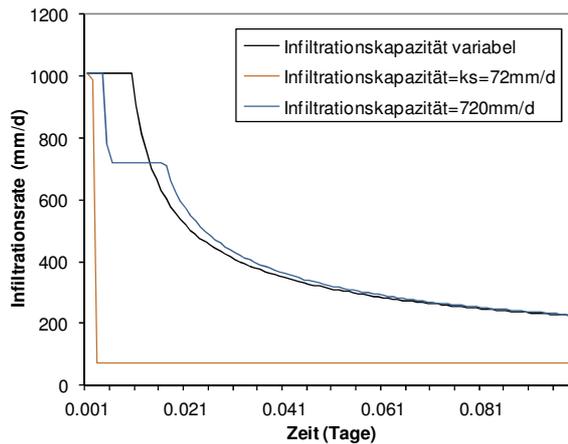


Abb. 39: Verläufe der Infiltrationsrate bei unterschiedlicher vertikaler Diskretisierung und  $k_v$ -Mittelbildung

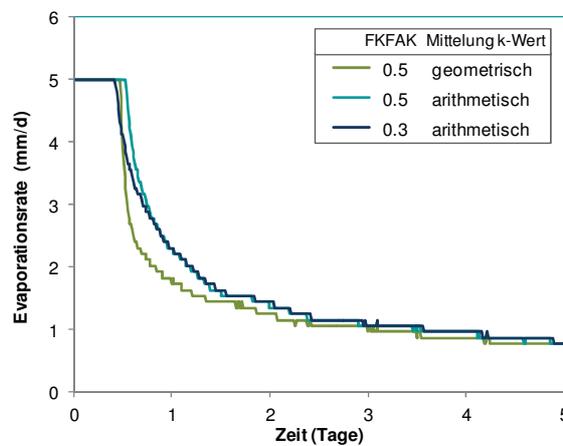
Wird eine maximale Infiltrationskapazität explizit spezifiziert, ergibt sich ein ganz anderer Verlauf der Abnahme der Infiltrationsrate als bei der zuvor beschriebenen variabel berechneten Infiltrationskapazität (Abb. 40, Niederschlagsinput wiederum  $1000\text{ mm/d}$ ). Bei Annahme einer Infiltrationskapazität, die der gesättigten Leitfähigkeit  $k_s$  entspricht oder geringer ist, fällt die Infiltrationsrate sofort (nach jener ganz kurzen Zeitspanne, in der die oberste Schicht gesättigt wird) auf diesen Wert ab. Wird hingegen eine Infiltrationskapazität gewählt, die höher als die gesättigte Leitfähigkeit ist (in Abb. 40 ein willkürlich gewählter Wert von  $720\text{ mm/d}$ ), fällt die Infiltrationsrate zuerst auf diesen Wert ab. Dann kommt es aber aufgrund der Bodeneigenschaften (zunehmende Sättigung des Bodenprofils und Abnahme des Potentialgradienten) zu einem weiteren Abfall der Infiltrationskapazität.



**Abb. 40: Verläufe der Infiltrationsrate mit variabler und fixer maximaler Infiltrationskapazität**

Der Test zur Evaporationsrate von Van Dam und Feddes (2000), bei dem ein feuchter Boden aufgrund einer hohen Evaporation von 5mm/Tag austrocknet, wurde ebenfalls nachvollzogen. Während das Beispiel dort auch nur auf der Grundlage der Richards-Gleichung gerechnet wurde (und wiederum für verschiedene Diskretisierungen und  $k$ -Mittel), wurde es hier mit dem im swm-Modul implementierten konzeptionellen Verfahren für die Bestimmung der aktuellen Verdunstung nachgerechnet. Dabei wurde eine potentielle Evaporation von 5 mm/Tag in der obersten Bodenschicht angesetzt.

Abb. 41 zeigt die Simulationsergebnisse der Evaporationsrate für verschiedene Annahmen zur Mittelbildung des  $k$ -Werts und zum Parameter der kritischen Bodenfeuchte FKFAK. Es ist erkennbar, dass die Größe von FKFAK den Beginn der Reduktion der aktuellen Evaporation beeinflusst: je kleiner FKFAK, umso früher kommt es zur Abnahme der Verdunstungsrate. Die Art der  $k$ -Mittelbildung hat einen Einfluss auf den Wassertransport zur Bodenoberfläche und dadurch auch auf die Verdunstung. Die vertikale Diskretisierung wurde hier nicht variiert, die obersten 20 Schichten wurden mit 5 mm, die restlichen 30 Schichten mit 10 mm angesetzt. Insgesamt stimmen die Verläufe der Verdunstungsrate sehr gut mit der genauesten Lösung von Van Dam und Feddes (2000) überein, wobei die Reduktion der Evaporation etwas früher beginnt.



**Abb. 41: Evaporationsrate mit unterschiedlicher  $k_u$ -Mittelbildung und verschiedenen Werten des Faktors der kritischer Bodenfeuchte FKFAK**

Die Vergleiche mit den Berechnungen von Van Dam und Feddes (2000) zeigen, dass das swm-Modul unter Berücksichtigung geringer Schichtdicken in den obersten Bodenschichten die Entstehung von Infiltrationsüberschuss entsprechend genauerer Lösungen der Richards-Gleichung simuliert. Dabei ist die Ermittlung der Infiltrationskapazität auf der Grundlage der Bodeneigenschaften von der vertikalen Diskretisierung und der Methode der Mittelbildung abhängig. Bei Annahme einer fixen maximalen Infiltrationskapazität (wie von Lee und Abriola, 1999, empfohlen) zeigen sich deutlich unterschiedliche Verläufe der Infiltrationsrate.

Im Vergleich der Berechnungen der Evaporationsrate konnte noch einmal die Funktionsfähigkeit der Berechnung der Wasserbewegung im swm-Modul erwiesen werden, wobei es hier zu Wassertransport nach oben kommt. Außerdem konnte die Gültigkeit der Koppelung der Berechnung der Wasserbewegung mit einem konzeptionellen Verfahren zur Berechnung der aktuellen Verdunstung gezeigt werden.

### 5.1.3 Diskussion der Ergebnisse und Schlussfolgerungen

Zwei neue, physikalisch basierte Berechnungskomponenten wurden in die COSERO-Umgebung implementiert. Mit dem swm-Modul (für „soil water movement“) können Infiltration und vertikale Wasserbewegung in einer Bodensäule auf der Grundlage einer Näherung der Richards-Gleichung für die ungesättigte Zone simuliert werden. Mit dem kW-Modul der kinematischen Welle kann der Oberflächenabfluss mit dieser Näherung der Saint-Venant-Gleichungen abgebildet werden, wobei Zufluss von oben und Infiltration aus der ablaufenden Welle berücksichtigt werden.

Im swm-Modul bestimmen die bodenhydraulischen Eigenschaften sowie der aktuelle Bodenwassergehalt die Infiltration und vertikale Wasserbewegung. Wesentliche Systemzustände des swm-Moduls sind das Matrixpotential und der Wassergehalt. Diese beiden Größen entsprechen jenen, die bei Feldmessungen ermittelt werden, wodurch grundsätzlich ein Vergleich mit Messungen der Bodenfeuchte ermöglicht wird. Die Vergleichbarkeit der gemessenen und simulierten Größen weist allerdings eine Reihe von Unsicherheiten auf, die vor allem durch die beträchtlichen Unsicherheiten bei Messungen und die unterschiedlichen räumlichen Skalen entstehen (vgl. Freer et al. 2004). Messungen der Bodenfeuchte beziehen sich darüber hinaus auf eine bestimmte Tiefe (Punktmessungen auf die Tiefe der Sonde, Satellitendaten auf die wenigen cm der obersten Bodenschicht). Auch die vertikale Diskretisierung des Bodens im swm-Modul trägt daher zur grundsätzlich besseren Vergleichbarkeit mit Messdaten bei. Ein weiterer potentieller Vorteil aus der Anwendung physikalisch basierter Beschreibungen der oberen Bodenschichten besteht in der möglichen Kopplung mit meteorologischen Modellen. Deren Bodenmodule (*land surface models*) weisen meist physikalisch basierte Konzepte auf (vgl. Braun 2002).

Die Berechnung der aktuellen Verdunstung wurde in ihrem konzeptionellen Ansatz aus COSERO übernommen, aber an die Berechnung mit mehreren Bodenschichten angepasst. Die Abminderung der potentiellen Evapotranspiration aufgrund trockener Bodenverhältnisse wird für jede Schicht berechnet, wobei das Ausmaß der Abminderung auch durch die Höhe der potentiellen Verdunstung beeinflusst wird. Zusätzlich kann eine Gewichtung aufgrund unterschiedlicher Durchwurzelung in den einzelnen Bodenschichten spezifiziert werden. Dadurch kann der Einfluss unterschiedlicher Vegetationsstrukturen, die Wasser für die Verdunstung aus verschiedenen Tiefen des Bodens entnehmen, besser abgebildet werden. Diese Gewichtung der einzelnen Schichten ist fixiert und kann nicht jahreszeitlich oder zwischen verschiedenen feuchten Schichten variieren. Diese Vereinfachung ist für relativ feuchte Gebiete zulässig – in trockeneren Gebieten und bei Untersuchungen, die stärker auf Verdunstung konzentriert sind, sollten variable Gewichtungen berücksichtigt werden.

Vergleichstests mit Berechnungen mit dem Modell HYDRUS-1D zeigten die Gültigkeit der implementierten Methode zur Berechnung des vertikalen Wassertransports in der ungesättigten

Bodenzone. Vergleiche mit publizierten Beispielen zur Berechnung von Infiltrationsüberschuss und Verdunstung mit der Richards-Gleichung (Van Dam und Feddes 2000) zeigten das gleichartige Verhalten der hier angewendeten Verfahren trotz teilweise abweichender Annahmen zur oberen Randbedingung und zur Verdunstungsberechnung. Bei der Simulation der Entstehung von Infiltrationsüberschuss (Horton'schem Oberflächenabfluss) beeinflusst die vertikale räumliche Diskretisierung im obersten Bodenbereich die Ergebnisse (Lee und Abriola 1999, Van Dam und Feddes 2000). Außerdem führen Berechnungen der Infiltrationskapazität auf der Grundlage der Richards-Gleichung tendenziell zur Unterschätzungen von Infiltrationsüberschuss (Scanlon et al. 2002, Lee und Abriola 1999). Ein empirischer Parameter, mit dem eine maximale Infiltrationskapazität explizit vorgegeben werden kann, wurde daher als alternative Methode eingeführt. Über diesen Parameter können Effekte, die nicht durch die Bodeneigenschaften bestimmt sind, wie z.B. Vegetationsdecken oder hydrophobe Auflagen berücksichtigt werden.

Im kW-Modul der kinematischen Welle bestimmen Gefälle und Oberflächenrauigkeit den Ablauf des Oberflächenabflusses. Die Annahme von Schichtenabfluss über die gesamte Oberfläche stellt dabei eine Vereinfachung gegenüber der tatsächlich stattfindenden Überlagerung von Schichtenabfluss und Gerinneabfluss in kleinen lokalen Gerinnen dar. Um diese Vereinfachung und die Vernachlässigung anderer Faktoren wie Mikrotopographie und Variabilität der Oberflächeneigenschaften auszugleichen können für den Rauigkeitsbeiwert etwas höhere, „effektive“ Werte gewählt werden. Für den Bereich dieser Werte liegt eine Vielzahl von Literaturangaben vor (z.B. USACE 1998, Woolhiser et al. 1990, Manfreda et al. 2005).

Die Gültigkeit des implementierten Verfahrens wurde in Vergleichstests mit in einem Standardwerk veröffentlichten Berechnungsbeispielen gezeigt (Singh 1996). Die Berechnungen mit dem kW-Modul stimmen sehr gut mit den Beispielergebnissen überein. Die Berechnung des Zuflusses von oben mit einer Näherungsmethode nach Wang et al. (2002) zeigt einen etwas rascheren Wellenablauf bei gleichzeitig auftretendem und gleich hohem Maximalabfluss.

Durch die Vergleichstests mit Simulationen eines bewährten Modells und mit publizierten Testergebnissen unter denselben Annahmen konnte in nachvollziehbarer Weise die korrekte Implementierung der gewählten Verfahren gezeigt werden. Darüber hinaus wurden bereits einige Hinweise auf mit diesen Ansätzen verbundene Probleme gefunden, die in den folgenden Kapiteln weiter untersucht werden.

Die wesentlichen Schlussfolgerungen können wie folgt zusammengefasst werden:

- Die neu implementierten Module liefern korrekte Berechnungen des Wellenabflusses an der Oberfläche (Modul kW) und der vertikalen Wasserbewegung im Boden (Modul swm). Die Module können daher zur Erstellung alternativer Modellstrukturen eingesetzt werden.
- Zur Parameterschätzung können Gebietseigenschaften wie Hangneigung, Oberflächenrauigkeit (kW), Bodeneigenschaften und Durchwurzelung in verschiedenen Bodenschichten (swm) herangezogen werden.
- In der Berechnung der Verdunstung im swm-Modul kann unterschiedlich starke Wasseraufnahme in verschiedenen Bodenschichten spezifiziert werden. Dadurch kann der Einfluss verschiedener Vegetationsstrukturen detaillierter abgebildet werden.
- In der Ermittlung des Oberflächenabflusses im swm-Modul werden Infiltrationsüberschuss und Sättigungsüberschuss berücksichtigt.

## 5.2 Modellverhalten am Einzelhang

Die Ergebnisse am virtuellen Einzelhang ermöglichen die Analyse des prinzipiell unterschiedlichen Modellverhaltens. Für alle untersuchten Modelle – COSERO-Hang, kW-Wang und swm-lateral – wird der simulierte Hangabfluss mit Ergebnissen einer Referenzsimulation des halbverteilten Ausgangsmodells COSERO verglichen. Ein Überblick über die Eigenschaften der verschiedenen Modelle findet sich in Tabelle 5 in Kapitel 4.2. Neben der Analyse der Abflussdynamik und der Abflusskomponenten erfolgt ein Vergleich der simulierten Bodenfeuchten. Für das Modell swm-lateral sind zusätzlich Ergebnisse einer Sensitivitätsanalyse dargestellt. Außerdem erfolgt für dieses Modell eine Analyse zweier Tests mit spezifischen Annahmen zur Bildung von Return Flow aufgrund von Aufsättigung sowie zum Oberflächenabfluss in der kinematischen Welle.

### 5.2.1 COSERO-Hang

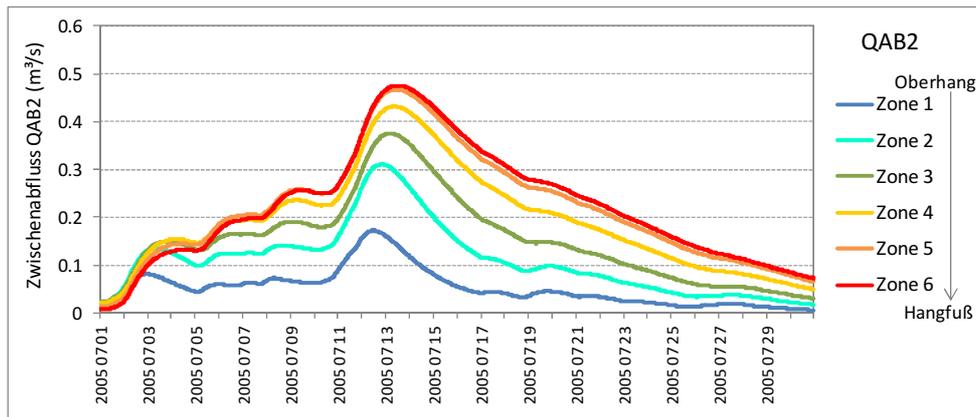
In COSERO-Hang sind die Speicher des Oberflächenabflusses und des Zwischenabflusses benachbarter Modellzonen lateral miteinander verknüpft. Durch den Zufluss aus der jeweils flussaufwärts liegenden Modellzone nehmen die Abflüsse in Fließrichtung, zum Hangfuß hin, zu. Dadurch nehmen auch die Abflüsse aus den beiden Speichern zum Hangfuß hin zu. Abb. 42 zeigt diesen Anstieg der Speicherstände entlang des Hanges, von der obersten Zone 1 bis zur untersten Zone 6 am Hangfuß, für den Zwischenabflussspeicher im Juli 2005.

Mit dem Modell COSERO-Hang ist eine fast identische Simulation wie mit der halbverteilten COSERO-Ausgangsversion möglich. Abb. 43 zeigt oben den Abfluss des virtuellen Hanges mit COSERO-Hang ( $Q_{sim}$ , rot), als blaue Referenzganglinie ( $Q_{ref}$ ) wird die Simulation mit dem ursprünglichen COSERO-Modell dargestellt. Im Vergleich mit dieser Referenz weist  $Q_{sim}$  eine Nash-Suttcliffe-Efficiency (NSE) von 0.97 auf. Aufgrund der größeren Anzahl an durchflossenen Speichern in COSERO-Hang müssen die Speicherkonstanten kleiner als im halbverteilten Ausgangsmodell gewählt werden, um dieses Ergebnis zu erzielen.

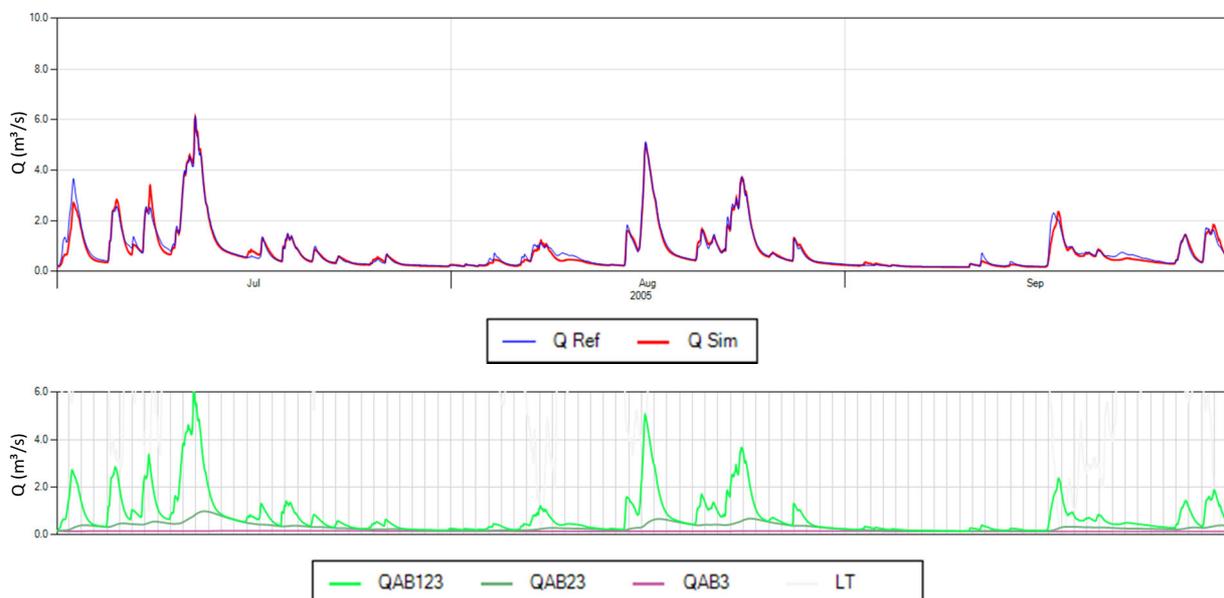
Bei dieser Simulation ergibt sich ein sehr hoher Anteil an Oberflächenabfluss (d.h. Abfluss aus dem ersten Speicher). In Abb. 43 sind unten die akkumulierten Abflussanteile für den Testhang dargestellt (Basisabfluss  $Q_{AB3}$ ,  $Q_{AB3}+Zwischenabfluss$   $Q_{AB23}$ ,  $Q_{AB23}+Oberflächenabfluss$   $Q_{AB123}$ ). Über die gesamte simulierte Periode ergibt sich für diesen Hang ein Anteil des Oberflächenabflusses von 56%. In der Referenzsimulation mit dem halbverteilten COSERO und Parametern, die auf manueller Kalibrierung basieren (Nachtnebel et al. 2009), wurden ebenfalls hohe Werte von 50% für den Testhang erreicht.

Der Basisabfluss zeigt mit den gewählten Parametern eine sehr geringe Dynamik. Über den gesamten Sommer kommt es aber zu einem Anstieg des Speicherstandes im Grundwasserspeicher und damit des Basisabflusses. Auch dieses Verhalten zeigt sich in gleicher Weise in der Referenzsimulation mit dem COSERO-Ausgangsmodell.

Eine Variation der Parameter wird in den Monte-Carlo-Simulationen der Einzugsgebiete vorgenommen. Dabei wird auch überprüft, in welchem Maße sich dadurch die Abflussanteile aus Oberflächenabfluss, Zwischenabfluss und Basisabfluss verändern.



**Abb. 42: Abfluss des Zwischenabflussspeichers QAB2 der sechs Hangzonen (Juli 2005) im Modell COSERO-Hang**



**Abb. 43: Oben: Hangabfluss (Q Sim mit COSERO-Hang, Q Ref mit halbverteiltem COSERO); unten: kumulierte Abflusskomponenten (QAB3=Basisabfluss, QAB23=QAB3+Zwischenabfluss, QAB123=QAB23+Oberflächenabfluss)**

### 5.2.2 kW-Wang

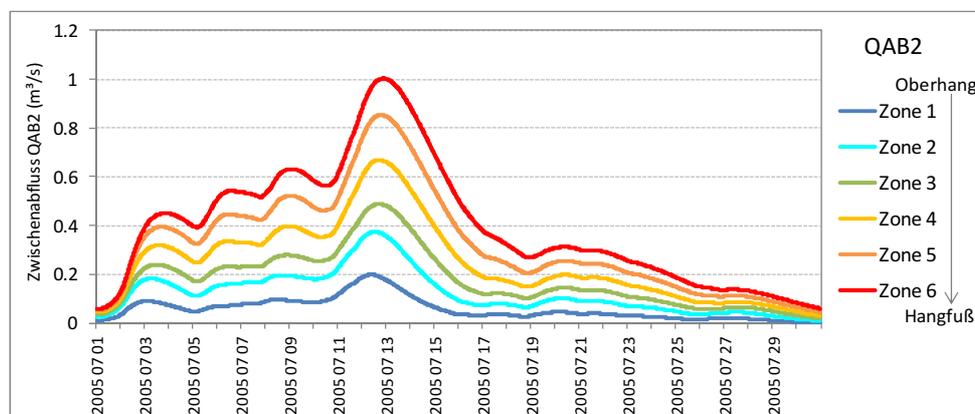
Im Modell kW-Wang wird das Routing des Oberflächenabflusses im ersten Speicher durch die Berechnung mit der kinematischen Welle ersetzt. Die Berücksichtigung des Zuflusses von einer oberhalb liegenden Hangzone erfolgt durch eine Zugabe des Abflusses zum Input aus Niederschlag und Schneeschmelze (Näherung der Berechnung mit oberer Randbedingung nach Wang et al. 2002).

Der Zufluss zum Interflowspeicher (dem ursprünglich zweiten Speicher) erfolgt hier nur durch die Versickerung aus dem Bodenspeicher. Im COSERO-Modell ist diese Versickerung sehr langsam und der rasche Zufluss erfolgt aus dem ersten Speicher. Um eine vergleichbar hohe Dynamik des Interflowspeichers zu erzielen, wurde wie beschrieben die Berechnung der Versickerung verändert

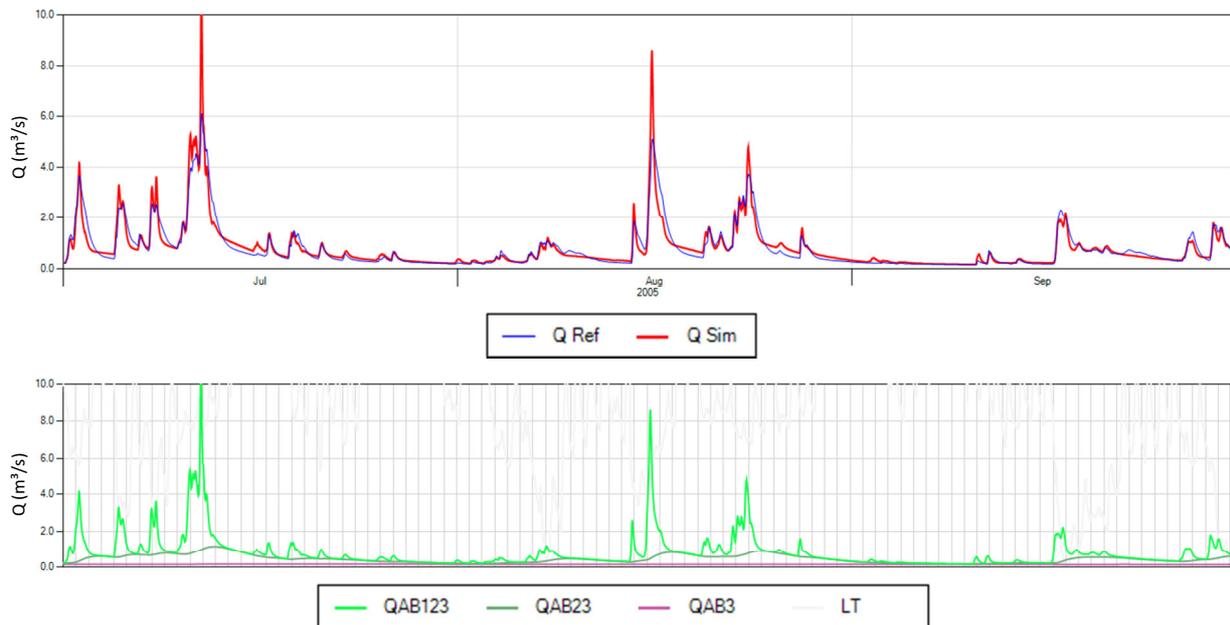
(siehe Kapitel 4.2.2). Der Abfluss aus dem Interflowspeicher erreicht dadurch eine vergleichbare Dynamik (Abb. 44). Ebenso ist gut die Zunahme des Abflusses zum Hangfuß hin zu erkennen.

Bei entsprechender Wahl der Parameter kann eine plausible Simulation des Hangabflusses erreicht werden (Abb. 45, NSE zur Referenzsimulation von 0.86). Der Oberflächenabfluss zeigt allerdings steilere Verläufe mit der kinematischen Welle als mit der Speicherkaskade. Einzelne Spitzen werden deutlich überschätzt, insgesamt werden die Abflussereignisse aber gut abgebildet. Im Zusammenspiel des sehr dynamischen Oberflächenabflusses in der kinematischen Welle und des trägeren Zwischenabflusses aus dem Speicher ergeben sich teilweise relativ abrupte Übergänge. Bei den größeren Ereignissen zeigt sich daher ein leichter Knick im Hydrographen im abfallenden Ast, beim Übergang von Oberflächenabfluss zu Zwischenabfluss. Der Basisabfluss weist eine ebenso geringe Dynamik auf wie bei COSERO-Hang, da die Speicherkonstanten der Zusickerung zum und des Abflusses aus dem Grundwasserspeicher wie in jenem Modell gewählt wurden. Als Anteil des Oberflächenabflusses am Gesamtabfluss ergibt sich für den Testhang mit 41% ein Wert, der zwar unter jenem des COSERO-Hang-Modells liegt, aber immer noch relativ hoch ist.

Die Tatsache, dass der rasche und die Ereignisse gut abbildende Oberflächenabfluss bei kW-Wang auf einen zu trägen Zwischenabfluss aufsetzt, deutet auf Möglichkeiten der Modellverbesserung hin. Eine Möglichkeit, die getestet wurde, liegt in der Verringerung der Mächtigkeit des Bodenspeichers, um eine insgesamt raschere Reaktion zu erreichen. Dies führt zwar zu einer höheren Dynamik im Zwischenabfluss und damit auch zur Verringerung des Knicks im Hydrographen. Durch die häufigere Auffüllung des Bodenspeichers ergeben sich aber auch mehr Oberflächenabfluss und noch höheren Abflussspitzen. Andere Möglichkeiten liegen in einer Umformulierung der Berechnung der Versickerung oder in der Ergänzung um einen rascheren Abflussweg aus dem Bodenspeicher (der Makroporen oder *preferential flowpaths* abbildet). Diese Veränderungen wären mit zusätzlichen Parametern verbunden. Da die Simulationsergebnisse am Testhang grundsätzlich zufriedenstellend waren, wurde die beschriebene Version beibehalten, die je nach Definition einen oder zwei Parameter weniger aufweist als COSERO-Hang. Ob anders gewählte Parametersätze zu veränderten Anteilen der Abflusskomponenten und zu einem verbesserten Übergang zwischen Oberflächenabfluss und Zwischenabfluss führen, wird in den Monte-Carlo-Simulationen für das gesamte Einzugsgebiet überprüft.



**Abb. 44: Abfluss des Zwischenabflussspeichers QAB2 der sechs Hangzonen (Juli 2005) im Modell kW-Wang**



**Abb. 45: Oben: Hangabfluss (Q Sim mit kW-Wang, Q Ref mit halbverteiletem COSERO); unten: kumulierte Abflusskomponenten (QAB3=Basisabfluss, QAB23=QAB3+Zwischenabfluss, QAB123=QAB23+Oberflächenabfluss)**

### 5.2.3 swm-lateral

Im swm-Modell werden beide neu eingeführten Module eingesetzt. Der Boden wird durch das swm-Modul abgebildet, in dem in mehreren Schichten die vertikale Wasserbewegung auf der Grundlage der Richards-Gleichung berechnet wird. Lateraler Zwischenabfluss wird über einen konzeptionellen Ansatz ermittelt und in jeder Bodenschicht in die entsprechende Schicht der in Fließrichtung folgenden Modellzone weitergegeben. Der an der oberen Grenzschicht dieser Bodensäule entstehende Oberflächenabfluss gelangt in das kW-Modul der kinematischen Welle. Zufluss von oberhalb und Abfluss in die nächste Modellzone am Hang werden im kW-Modul ermittelt.

Mit swm-lateral sollen – zusammen mit einer plausiblen Abbildung des gesamten Hangabflusses – kleinräumige Phänomene wie Aufsättigungen am Hangfuß und Infiltration aus der ablaufenden Welle des Oberflächenabflusses simuliert werden. Die Nachbildung dieser Phänomene wurde in zwei speziellen Tests überprüft. Die allgemeine Simulation der Abflussdynamik und der Abflusskomponenten und der Einfluss der zentralen Parameter wurden in einer Sensitivitätsanalyse untersucht.

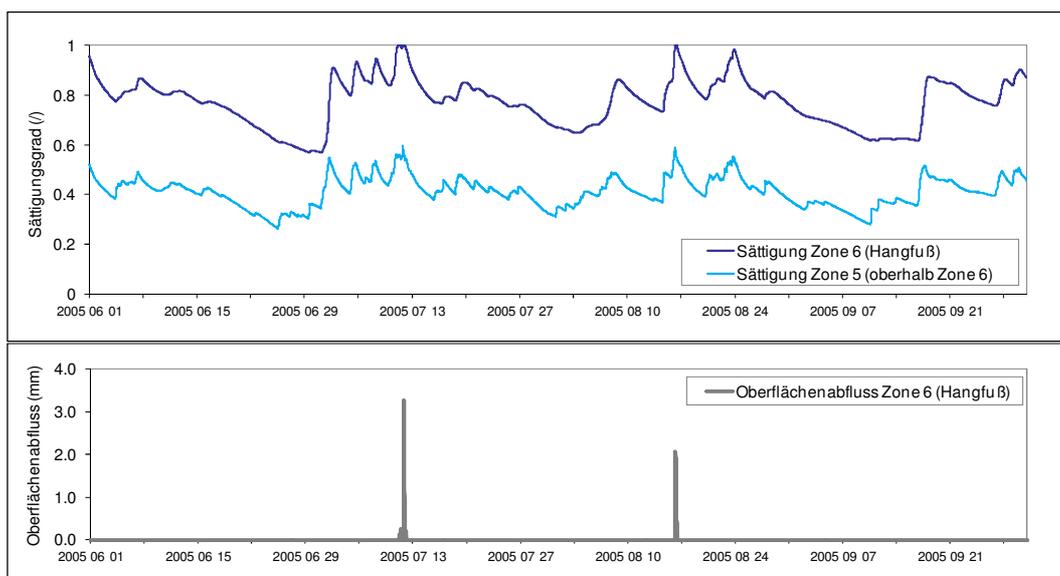
#### 5.2.3.1 Aufstau und Bildung von Return Flow

Mit diesem Test wird geprüft, ob und unter welchen Bedingungen in einer am Hangfuß gelegenen Modellzone Aufsättigung durch lateralen Zufluss von Zwischenabfluss auftritt, sodass durch Exfiltration Oberflächenabfluss (*Return Flow*) entsteht. Bei gleichzeitigem Niederschlag auf die gesättigte Bodensäule würde Sättigungsüberschuss (Dunne'scher Oberflächenabfluss) auftreten.

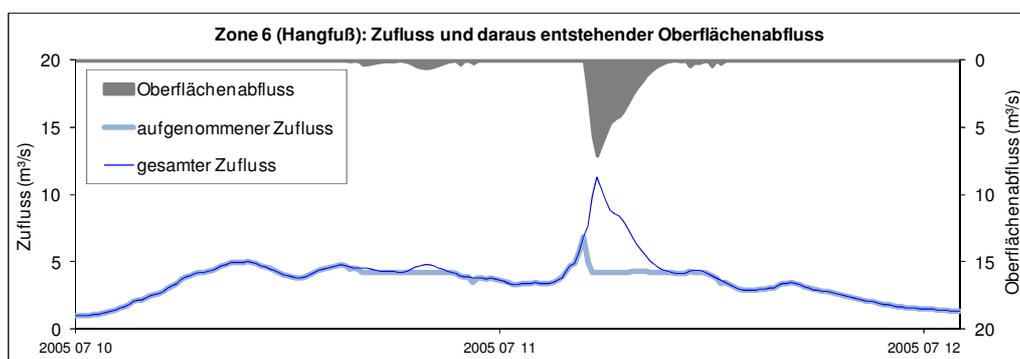
Dafür wurden die folgenden Annahmen getroffen: Die oberen fünf der sechs Zonen des virtuellen Testhanges wurden als Böden mit hoher Durchlässigkeit und raschem Zwischenabfluss parametrisiert. Unter diesen Annahmen tritt in der untersuchten Periode kein Oberflächenabfluss auf. Zufluss in die unterste Modellzone erfolgt daher nur aus Zwischenabfluss. Die unterste, sechste Modellzone am

Hangfuß wurde mit geringerer Durchlässigkeit und langsamer abfließendem Zwischenabfluss angesetzt. Zusätzlich wurde die Tiefenperkolation ins Grundwasser reduziert. In dieser Zone wurde außerdem kein Niederschlagsinput angesetzt, um auszuschließen, dass Oberflächenabfluss durch lokalen Infiltrationsüberschuss entsteht. Wenn Oberflächenabfluss in der sechsten Zone auftritt, kann er daher nur durch Aufsättigung der Bodensäule durch Zufluss von Zwischenabfluss entstehen.

Die folgenden Abbildungen zeigen die Ergebnisse des Aufstautests am virtuellen Hang. Abb. 46 zeigt oben, dass der mittlere Sättigungsgrad in der untersten Zone 6 am Hangfuß generell deutlich höher ist als in der oberhalb liegenden Zone 5. Bei den beiden größten Niederschlagsereignissen kommt es durch Zufluss aus Zone 5 zur Sättigung der gesamten Bodensäule in Zone 6. Dadurch entsteht Oberflächenabfluss aufgrund von Exfiltration (*Return Flow*) in Zone 6 (Abb. 46 unten). Abb. 47 zeigt die Entstehung des Oberflächenabflusses nur für das Ereignis um den 11.7.2005. Die dünne blaue Linie stellt den gesamten Zufluss aus Zwischenabfluss in die unterste Zone 6 dar, die dicke Linie jene Menge, die in Zone 6 aufgenommen wird. Solange Zone 6 am Hangfuß nicht gesättigt ist, kann der gesamte Zufluss aufgenommen werden, die beiden blauen Linien sind deckungsgleich. Wenn der Zufluss die Aufnahmefähigkeit in Zone 6 übersteigt, kommt es zur Bildung von Oberflächenabfluss (graue Fläche) durch Exfiltration. Die konstante Menge an aufgenommenem Zufluss während des Abflussereignisses entspricht dem Abfluss aus Zone 6 aus Zwischenabfluss und Tiefenperkolation.



**Abb. 46:** Oben: Verläufe des mittleren Sättigungsgrades der Bodensäule in Zone 6 am Hangfuß und der oberhalb liegenden Zone 5, unten: Oberflächenabfluss aufgrund von *Return Flow* in Zone 6 am Hangfuß



**Abb. 47:** Zufluss aus Zwischenabfluss in Zone 6 am Hangfuß, aufgenommenem Zufluss und aus der Differenz resultierender Oberflächenabfluss für das Ereignis um den 11.7.2005

Die Ergebnisse zeigen, dass das real mögliche und bei der Modellentwicklung explizit gewünschte Verhalten, das zu Aufsättigung, Exfiltration und Sättigungsüberschuss in gering durchlässigen Hangbereichen führt, abgebildet werden kann. Mit den hier dafür gewählten Bodenparametern ist aber keine plausible Simulation des Hangabflusses möglich. Durch die geringe Transportkapazität in Zone 6 ist der entstehende Hydrograph sehr gedämpft und entspricht nicht der Dynamik des Referenzabflusses. Man kann daraus schließen, dass an einem Hang mit den Eigenschaften und der Abflusscharakteristik des Testhanges Oberflächenabfluss aus Sättigungsüberschuss keine dominante Rolle spielt. An einem experimentellen Hang, bei dem lokale Aufsättigung, Exfiltration und Entstehung von Sättigungsüberschuss beobachtet werden, könnte das swm-lateral-Modell eingesetzt werden, um diese Prozesse nachzubilden. Dabei könnte das Modell weiteren Überprüfungen unterzogen werden und es könnten gegebenenfalls weitere Prozesse implementiert werden.

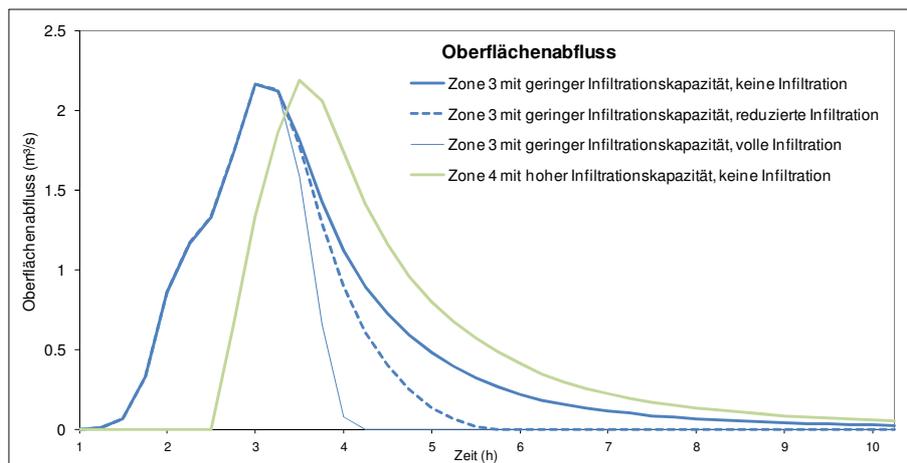
### **5.2.3.2 Kinematische Welle und Infiltration von Oberflächenabfluss**

Mit diesem Test werden die Auswirkungen der Infiltration aus der abfließenden Welle des Oberflächenabflusses auf den Hangabfluss und auf die Bodenfeuchte überprüft. Außerdem wird der Einfluss unterschiedlicher numerischer Lösungen bei der Übergabe des Abflusses von Zone zu Zone sowie bei der Kopplung der kinematischen Welle mit dem swm-Modul untersucht.

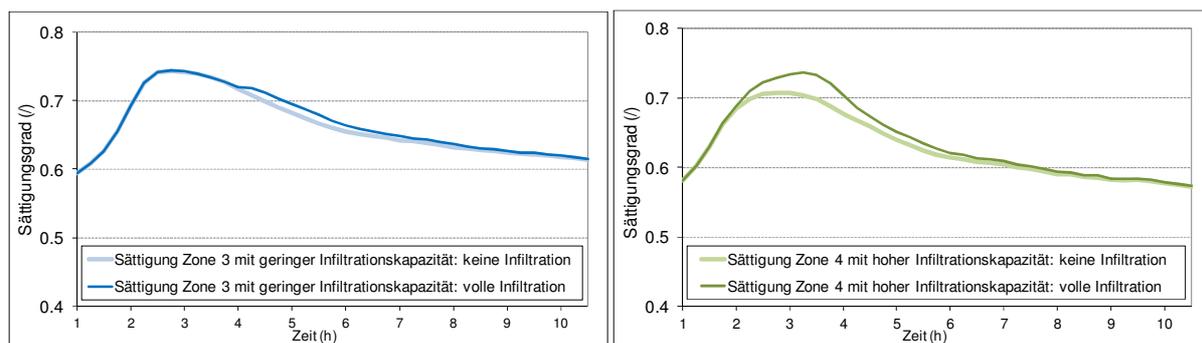
Dafür wurden die folgenden Annahmen getroffen: In den oberen drei Zonen 1, 2 und 3 des virtuellen Testhanges wurden die obersten Bodenschichten mit sehr geringer hydraulischer Leitfähigkeit und damit geringer Infiltrationskapazität angesetzt. Dadurch entsteht in diesem oberen Hangbereich Oberflächenabfluss aus Infiltrationsüberschuss. Die zum Hangfuß hin folgenden drei Zonen 4, 5 und 6 weisen in allen Bodenschichten hohe Durchlässigkeit und damit hohe Infiltrationskapazität auf. Hier entsteht während Niederschlagsereignissen kein Infiltrationsüberschuss, der zufließende Oberflächenabfluss kann infiltrieren.

Abb. 48 zeigt für ein Ereignis im August 2005 den Verlauf des Oberflächenabflusses für die Zone 3, die letzte Zone, in der Oberflächenabfluss auftritt, und Zone 4, die erste Zone mit hoher Infiltrationskapazität. Die durchgezogenen dicken Linien zeigen den Ablauf der Welle, wenn gar keine Infiltration ermöglicht wird. Hier läuft die Welle auch über Zone 4, in der selbst kein Oberflächenabfluss entsteht. Bei voller Infiltration (dünne durchgezogene Linien) versickert der gesamte aus Zone 3 zufließende Oberflächenabfluss in der ersten Zone mit hoher Infiltrationskapazität, Zone 4. In Zone 3 führt die einsetzende Infiltration nach dem Ende des Niederschlags zu einem deutlich rascher abfallenden Ast. Bei Reduktion der Infiltration (gestrichelte Linie) erfolgt der Abfall nach dem Ereignis in Zone 3 weniger rasch. In Zone 4 infiltriert unter den gewählten Annahmen trotzdem der gesamte Zufluss.

Die Auswirkungen auf die Bodenfeuchte sind auch bei voller Infiltration des Oberflächenabflusses eher gering. In Zone 3 kommt es nur nach dem Niederschlagsereignis im abfallenden Ast des Oberflächenabflusses zu Infiltration, sie führt zu kaum einer Veränderung des Sättigungsgrads der Bodensäule (Abb. 49, links). Aber auch die Versickerung der gesamten Welle in Zone 4 führt nur zu einem kurzen Anstieg der Bodenfeuchte in dieser Modellzone (Abb. 49, rechts). Bei größeren Wellen kann der Effekt sicher deutlicher sein – ein wesentlicher Einfluss auf den Bodenwasserhaushalt kann durch Infiltration von zufließendem Oberflächenabfluss aber nur unter speziellen Bedingungen entstehen. Wie bei Aufstau und Exfiltration spielt dieser Prozess nur bei kleinräumig heterogenen Gebietseigenschaften eine relevante Rolle. Für eine adäquate Simulation ist dann die detaillierte Kenntnis dieser Eigenschaften wesentlich. Bei kleinräumigen Untersuchungen z.B. in experimentellen Einzugsgebieten ist es, wie die Ergebnisse dieses Tests zeigen, mit dem swm-lateral-Modell möglich, Infiltration aus der ablaufenden Welle des Oberflächenabflusses und ihren Einfluss auf Hangabfluss und Bodenfeuchte zu untersuchen.



**Abb. 48: Oberflächenabfluss in Zone 3 (geringe Infiltrationskapazität) und Zone 4 (hohe Infiltrationskapazität) bei unterschiedlich starker Infiltration aus der ablaufenden Welle**



**Abb. 49: Verläufe des mittleren Sättigungsgrads der Bodensäule in Zone 3 (mit Oberflächenabfluss und geringer Infiltrationskapazität, links) und Zone 4 (hohe Infiltrationskapazität, rechts)**

Für die Modellzonen, in denen Oberflächenabfluss auftritt, wurden außerdem Tests der unterschiedlichen numerischen Lösungen bei der Übergabe des Abflusses von Zone zu Zone (als Vektor bzw. als Mittelwert) sowie bei der Kopplung des kW-Moduls mit dem swm-Modul (innerhalb der internen zeitlichen Diskretisierung des swm-Moduls bzw. nach der Berechnung des swm-Moduls für den ganzen globalen Zeitschritt) durchgeführt.

Für die Übergabe von Zone zu Zone zeigt sich eine geringe, aber erkennbare numerische Beschleunigung der Abflusswellen bei Übergabe des Mittelwerts über den gesamten Zeitschritt von 15 Min. Daher wurde für die Übergabe der oberen Randbedingung die Übergabe als Vektor in Sekundenschritten angewendet.

Unterschiede zwischen einer Kopplung zwischen kW-Modul und swm-Modul innerhalb der swm-Berechnung einerseits und nach der swm-Berechnung andererseits sind vom Ereignis und den Bodeneigenschaften abhängig. Wenn nur geringer Infiltrationsüberschuss in nur wenigen Zeitschritten auftritt, beginnt die Welle bei einer internen Kopplung später. Am Ende kleinerer Wellen zeigt sich ein etwas rascherer Abfall. Bei größeren Ereignissen kann kaum ein Unterschied festgestellt werden (siehe

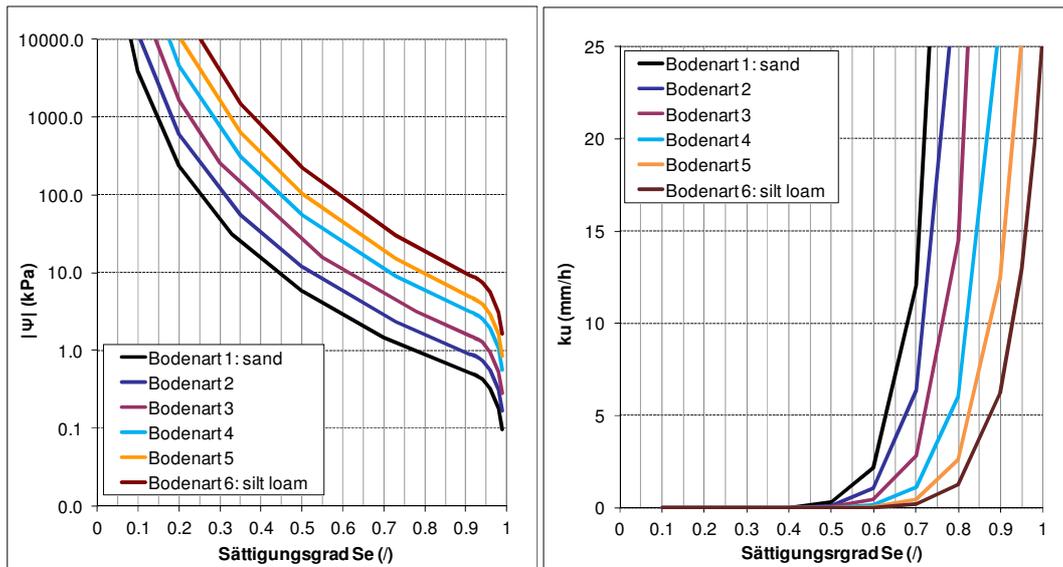
Abb. 55). Bei Anwendung einer fixen Infiltrationskapazität – wie bei den Simulationen der Einzugsgebiete – gibt es bei der Entstehung von Infiltrationsüberschuss gar keinen Unterschied. In der Anwendung für die Einzugsgebiete wurde daher die etwas weniger rechenintensive Kopplung nach der Berechnung des swm-Moduls angewendet. Auch für die Kopplung zwischen kW-Modul und swm-Modul gilt, dass sie vor allem bei einer Fokussierung auf kleinräumige Prozesse an experimentellen Hängen von Relevanz ist. Die Kopplung innerhalb der internen zeitlichen Diskretisierung des swm-Moduls ist in solchen Fällen, aber auch bei längeren Gesamt-Zeitschritten als den hier angewendeten 15 Min., zu bevorzugen.

### 5.2.3.3 Sensitivitätsanalyse

Für das Modell swm-lateral wurde am virtuellen Testhang eine einfache Sensitivitätsanalyse durchgeführt. Dafür wurden die wesentlichen Parameter der neuen Modellkomponenten einzeln variiert. Die sechs aufeinander folgenden Hangzonen wurden dabei gleich parametrisiert. Die Auswirkungen auf den Hangabfluss wurden durch visuelle Beurteilung der Hydrographen, durch die Betrachtung der resultierenden Abflusskomponenten und durch die Darstellung der Änderungen in den mittleren Spitzenabflüssen ( $Q_{peak}$ , jeweils bezogen auf den mittleren Abfluss MQ) analysiert. Die Berechnungsperiode umfasst den Sommer 2005.

Die folgenden Annahmen wurden dabei getroffen:

- die bodenhydraulischen Parameter KF (gesättigte Leitfähigkeit, siehe Gl. 20), BEXP (Exponent b der Clapp/Hornberger-Formeln, siehe Gl. 20 und Gl. 21) und PSIF (Wasserspannung bei Lufteintrittspunkt, siehe Gl. 21) wurden zwischen den Clapp-Hornberger-Standardwerten für *sand* und *silt loam* variiert, sodass zusätzlich zu diesen beiden Bodenarten vier weitere mit bodenhydraulischen Eigenschaften zwischen jenen von *sand* (hohe Durchlässigkeit) und *silt loam* (mittlere Durchlässigkeit) angesetzt wurden (Abb. 50);
- die oben genannten Parameter sowie der Parameter THETAF (maximaler Bodenwassergehalt, siehe Gl. 20) wurden einzeln variiert;
- die Durchlässigkeit der obersten zwei Bodenschichten wurden im Bereich sehr gering durchlässiger Böden variiert, um den Einfluss auf die Entstehung von Infiltrationsüberschuss zu untersuchen;
- die fixe maximale Infiltrationskapazität wurde einmal, mit demselben Ziel, variiert, sonst wurde mit variabler Infiltrationskapazität aufgrund der Bodeneigenschaften gerechnet;
- die Bodenmächtigkeit wurde zwischen 25 und 100 cm variiert und in allen übrigen Simulationen mit 55 cm angesetzt;
- die vertikale räumliche Diskretisierung der obersten drei Bodenschichten wurde einmal auf 10-10-40 mm gesetzt, sonst mit 5-10-45 mm angenommen;
- die Oberflächenauhgigkeit  $N_s$  (siehe Gl. 11) wurde einmal zwischen 0.1 und 0.8 variiert; sonst mit 0.5 angesetzt;
- die kinematische Welle wurde grundsätzlich mit der Berechnung des kW-Moduls nach dem swm-Modul gerechnet, in einem Versuch wurde getestet, wie stark Ergebnisse mit der Berechnung innerhalb der swm-Routine davon abweichen.



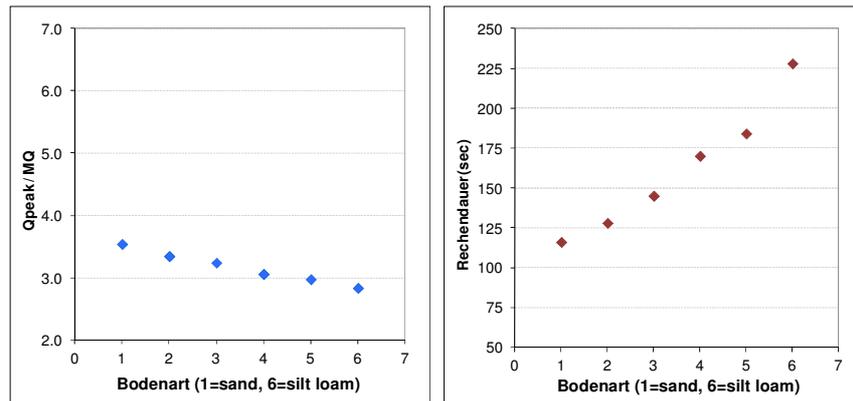
**Abb. 50: Wassergehalt-Matrixpotential-Kurven (links) und Wassergehalt-Leitfähigkeit-Kurven (rechts) der in der Sensitivitätsanalyse angewendeten Bodenarten zwischen *sand* und *silt loam***

Die gemeinsame Variation der bodenhydraulischen Parameter  $KF$ ,  $BEXP$  und  $PSIF$  (siehe Gl. 20 und Gl. 21) zwischen den Standardwerten von Clapp/Hornberger-*sand* und Clapp/Hornberger-*silt loam* (die zu den Eigenschaften in Abb. 50 führt) ergibt sehr geringe Auswirkungen auf den entstehenden Hydrographen. Auch die Abflussspitzen ändern sich nur wenig, wie das Verhältnis des mittleren Spitzenabflusses ( $Q_{peak}$ ) zum mittleren Gesamtabfluss ( $MQ$ ) in Abb. 51 links zeigt. Allerdings nimmt von *sand* zu *silt loam* die im Boden gespeicherte Wassermenge zu. Aufgrund der insgesamt höheren Matrixpotentiale und resultierender kürzerer Interpolationszeitschritte nimmt die Rechenzeit bei höherem Schluffanteil deutlich zu (Abb. 51 rechts).

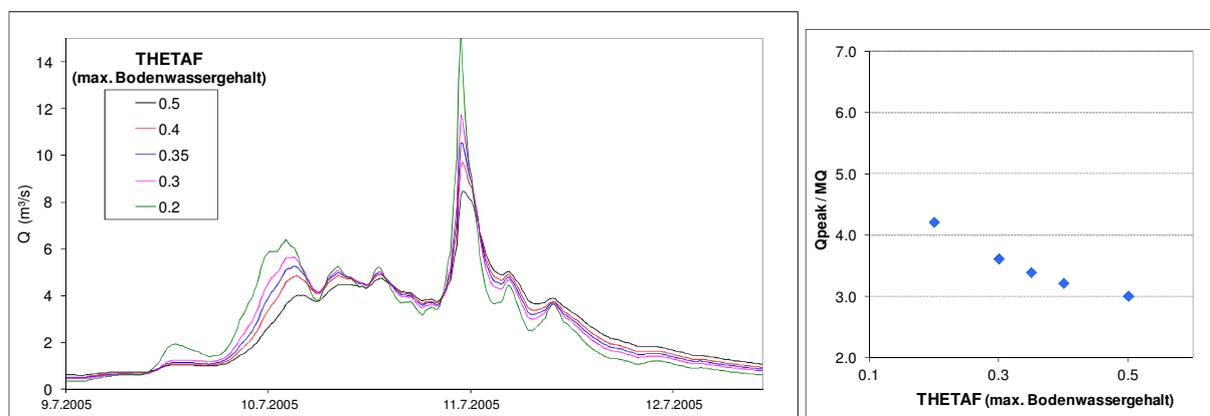
Die Veränderung einzelner dieser drei Parameter hat jeweils noch geringere Auswirkungen auf die Abflussdynamik. Deutlichere Auswirkungen ergeben sich, wenn der Parameter  $THETA_F$  verändert wird. Abb. 52 zeigt links beispielhaft die Simulationsverläufe für ein Ereignis, rechts die Änderungen in den Spitzenabflüssen (für den Boden 4 zwischen *sand* und *silt loam*): je größer die Werte von  $THETA_F$  und damit der Speicherkapazität des Bodens, umso stärker wird der Hangabfluss gedämpft, umso niedriger sind die Abflussspitzen.

Die Variation der Bodenmächtigkeit zeigt ebenfalls einen deutlichen Einfluss auf die Dynamik des Hydrographen, höhere Bodenmächtigkeiten führen zu einer stärkeren Dämpfung des Abflusses. Der Einfluss der Parameter Bodenmächtigkeit und maximaler Bodenwassergehalt  $THETA_F$  ist sehr ähnlich, da beide Größen das Wasserspeichervermögen des Bodens kontrollieren.

Die Ergebnisse der Versuche mit gleicher Parametrisierung aller Hangzonen und Bodenschichten zeigen, dass kein Oberflächenabfluss auftritt. Dass ungewöhnliche Annahmen notwendig sind, um am Testhang Sättigungsüberschuss hervorzurufen, zeigte bereits der Aufstautest. Nun wird deutlich, dass auch für die Entstehung von Infiltrationsüberschuss spezielle Annahmen getroffen werden müssen.

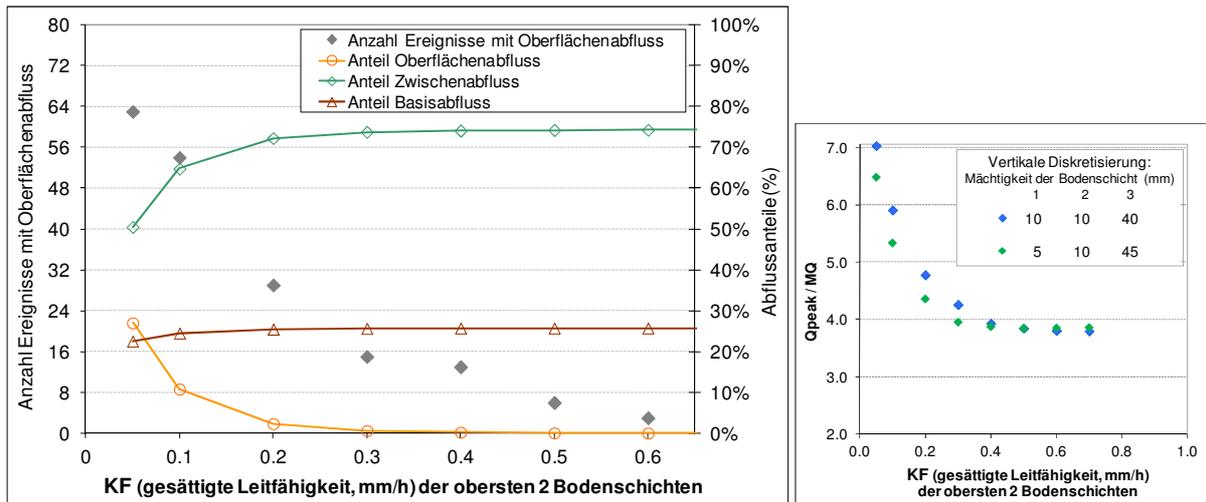


**Abb. 51: Links: Verhältnis  $Q_{peak} / MQ$  (links) und Rechendauer (rechts) für die sechs Bodenarten zwischen sand und silt loam, deren Eigenschaften Abb. 50 zeigt**



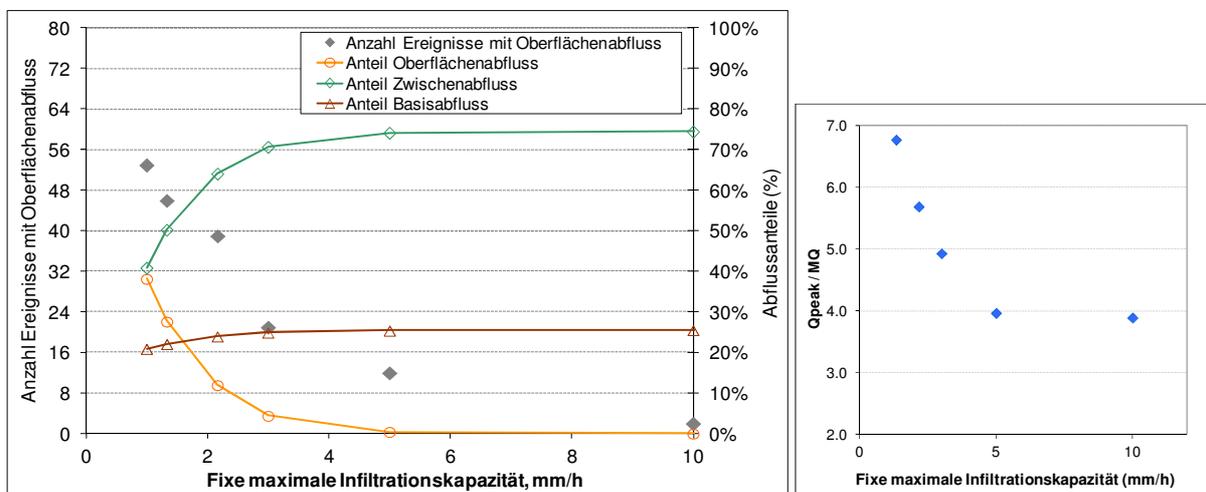
**Abb. 52: Links: Hangabfluss für ein Ereignis mit verschiedenen Werten für THETAF (Parameter des maximalen Bodenwassergehalts); rechts: Verhältnis  $Q_{peak} / MQ$**

Bei Reduzierung der gesättigten hydraulischen Leitfähigkeit  $KF$  in den obersten beiden Bodenschichten auf sehr niedrige Werte kommt es erst ab Werten von knapp unter 1mm/h zu Infiltrationsüberschuss. Abb. 53 (links) zeigt, dass die Anzahl der Ereignisse mit Oberflächenabfluss mit weiterer Verringerung von  $KF$  kontinuierlich ansteigt. Zu relevanten Abflussanteilen aus Oberflächenabfluss kommt es am Testhang aber erst bei Werten von  $KF < 0.2$  mm/h. Diese Werte sind sehr gering und entsprechen wohl kaum den in der Natur an einem vergleichbaren Hang vorkommenden Bodeneigenschaften. Schwierigkeiten bei der Simulation von Infiltrationsüberschuss bei der Anwendung der Richards-Gleichung zur Bestimmung der Infiltrationskapazität sind aber bekannt, und die Verringerung (gewissermaßen Kalibrierung) der Durchlässigkeit der obersten Bodenschichten stellt eine wenig elegante, aber praktikable Lösung dieses Problems dar (vgl. Lee und Abriola 1999, Scanlon et al. 2002). Wenn Infiltrationsüberschuss in relevantem Ausmaß auftritt, kommt es auch zu einem starken Anstieg der Abflussspitzen, wie Abb. 53 (rechts) zeigt. Die grünen Punkte in dieser Grafik zeigen die Ergebnisse mit einer veränderten vertikalen Diskretisierung in den obersten Bodenschichten an. Die Unterschiede sind zwar durchaus deutlich, das grundsätzliche Verhalten und vor allem der Schwellenwert, ab dem Infiltrationsüberschuss auftritt, sind aber gleich.



**Abb. 53:** Links: Anzahl der Ereignisse mit Oberflächenabfluss und Anteile der Abflusskomponenten bei Variation von KF (gesättigte Leitfähigkeit) in den obersten 2 Bodenschichten; rechts: Verhältnis  $Q_{peak}/MQ$  (mit zwei unterschiedlichen vertikalen Diskretisierungen)

Im swm-Modul wurde als alternative Methode ein Parameter eingeführt, mit dem der Wert der maximalen Infiltrationskapazität fixiert werden kann. Auch für diesen Wert müssen allerdings relativ niedrige Werte gewählt werden, um Infiltrationsüberschuss zu erhalten (Abb. 54). Ab einem Wert von 10 mm/h entsteht Oberflächenabfluss in einzelnen Ereignissen, ab Werten unter ca. 4 mm/h ergeben sich größere Anteile dieser Abflusskomponente.



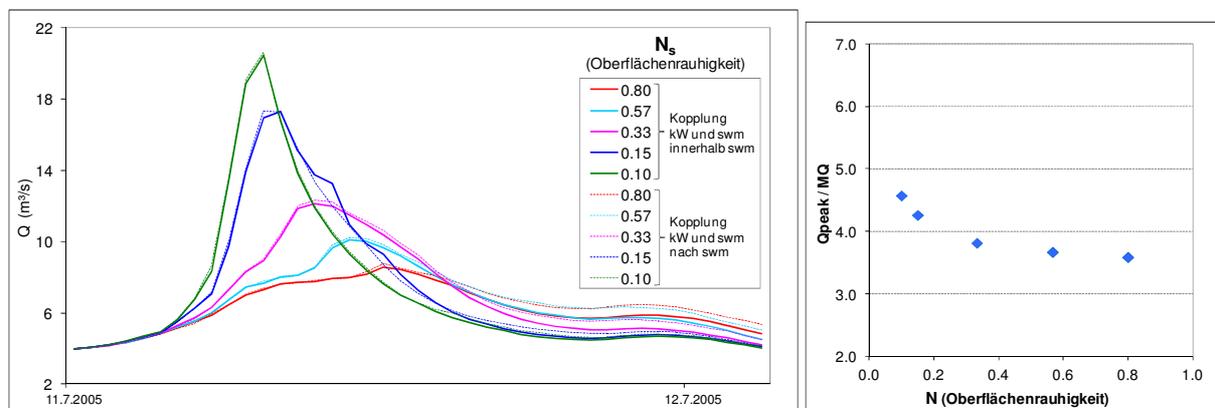
**Abb. 54:** Links: Anzahl der Ereignisse mit Oberflächenabfluss und Anteile der Abflusskomponenten bei Variation der fixen maximalen Infiltrationskapazität; rechts: Verhältnis  $Q_{peak}/MQ$

Diese Werte entsprechen eher einer in der Natur möglichen Größenordnung, sind aber auch sehr niedrig. Dies kann mit der zeitlichen Skala des Niederschlags zusammenhängen – höhere Intensitäten treten nur sehr kurz auf und sind in den Mittelwerten der Inputdaten abgemindert. Ein starker Einfluss dieses Effekts ist aber vor allem bei längeren Simulationszeitschritten als den hier verwendeten 15 Min. zu erwarten. Vielmehr kann davon ausgegangen werden, dass auf natürlichen Böden tatsächlich selten aufgrund der Bodeneigenschaften des Oberbodens Infiltrationsüberschuss auftritt. Markart et al. (2007) gehen davon aus, dass Entstehung von Oberflächenabfluss zumeist durch Vegetation (z.B. Bürstlingrasen auf Weiden) hervorgerufen wird. Im alpinen Wald wiederum können

hydrophobe Auflagen aus Nadeln zu lokalem Oberflächenabfluss führen (Hegg et al. 2004). Derartiges Verhalten wird in den Retentionskurven der Böden aber nicht wiedergespiegelt.

Aufgrund der hohen Relevanz des Zwischenabflusses im gesamten Hangabfluss haben die beiden konzeptionellen Parameter IFSC und TVS2, die den Anteil an Zwischenabfluss kontrollieren, einen starken Einfluss. IFSC erhöht oder verringert direkt den Zwischenabfluss aus den Bodenschichten (siehe Gl.38), TVS2 erhöht oder verringert die Tiefenperkolation an der unteren Grenzschicht (siehe Gl. 31) und beeinflusst damit indirekt den Zwischenabfluss. Höhere Werte führen für beide Parameter zu einer Zunahme des Zwischenabflusses und damit des dynamisch reagierenden Hangabflusses. In Bezug auf das Ergebnis im Hangabfluss zeigt sich daher eine gewisse Redundanz bei Anwendung beider Parameter. Dennoch wurden beide Parameter beibehalten, um im Fall genauerer Kenntnis des Untergrunds an einem experimentellen Hang z.B. deren Einfluss auf Unterschiede in vertikalen Bodenfeuchteverteilungen untersuchen zu können.

Tritt aufgrund entsprechend gewählter Parameter doch Infiltrationsüberschuss auf, ergeben sich relativ hohe Spitzenabflüsse, wie Abb. 53 und Abb. 54 zeigen. Die Wahl des Rauigkeitsparameters hat auf die Spitzenabflüsse dabei einen wesentlichen Einfluss, wie Abb. 55 für ein Ereignis exemplarisch zeigt. Wie in Kapitel 4.1.1 diskutiert, können für die Oberflächenrauigkeit auf Waldflächen durchaus sehr hohe Werte bis zu 1 angenommen werden, die zu einer deutlichen Dämpfung der Welle führen. Die gestrichelten Linien in der linken Grafik zeigen dabei die Ergebnisse bei einer Kopplung des kW-Moduls mit dem des swm-Modul nach der Berechnung des swm-Moduls für den gesamten Zeitschritt. Man kann erkennen, dass sich bei diesem größeren Ereignis und gleich parametrisierten Modellzonen im Hangabfluss praktisch kein Unterschied zu einer Kopplung innerhalb der zeitlichen Iteration des swm-Moduls ergibt.

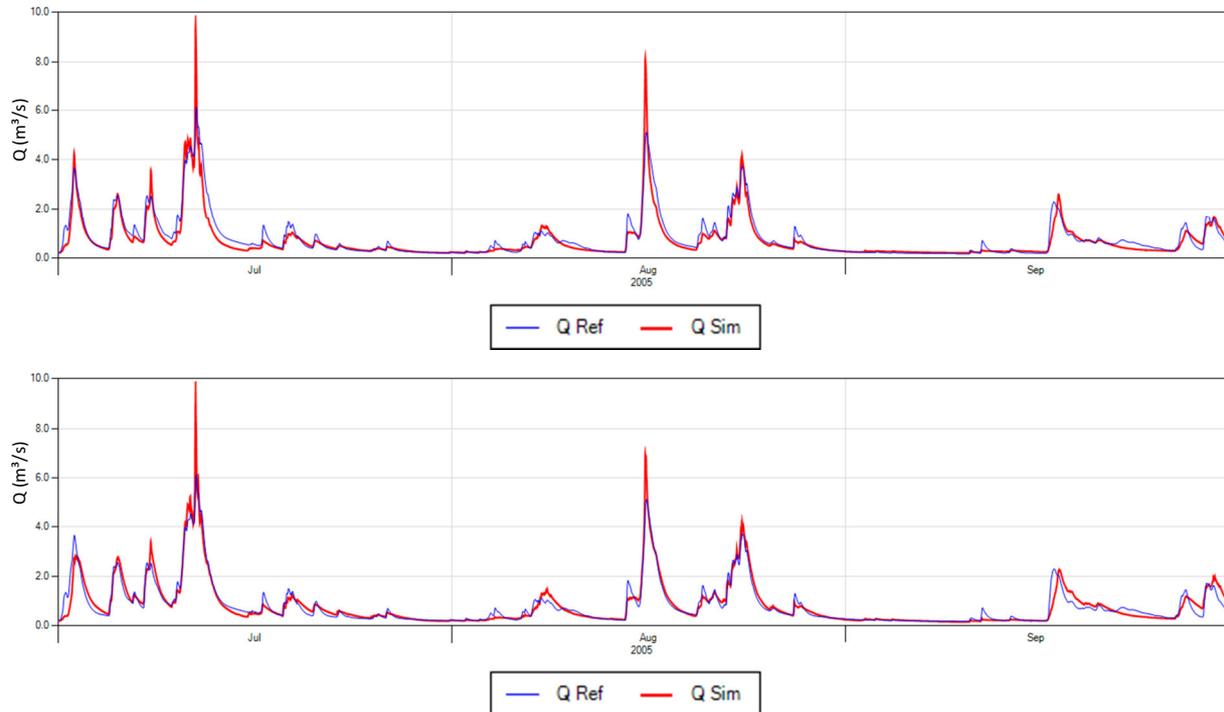


**Abb. 55: Links: Hangabfluss für ein Ereignis mit verschiedenen Werten für die Oberflächenrauigkeit  $N_s$  und verschiedene Lösungen bei der Kopplung von kW und swm; rechts: Verhältnis  $Q_{peak}/MQ$**

Insgesamt ist interessant, dass mit dem Modell swm-lateral auch bei einem sehr geringen oder gar keinem Anteil an Oberflächenabfluss die Dynamik des Hangabflusses plausibel abgebildet werden kann (Abb. 56). Der Verlauf des Abflusses ist hier nur durch die Retentionsfunktion des Bodens beeinflusst, mit realistischen Parametern im Bereich zwischen Sand und Schluff. Auch die Spitzen der Ereignisse werden damit gut getroffen bzw. sogar höher simuliert als in der Referenz.

Die Unterschätzung des abfallenden Asts des großen Ereignisses Mitte Juli 2005 (Abb. 56 oben) tritt in allen Simulationen der Sensitivitätsanalyse, d.h. bei mehreren Parameterkombinationen auf. Eine bessere Anpassung an den beobachteten Verlauf konnte mit vertikal unterschiedlich vergebenen

Bodeneigenschaften erreicht werden (Abb. 56 unten). Dabei wurde, wie in vielen hydrologischen Modellen üblich, angenommen, dass die Durchlässigkeit mit der Tiefe abnimmt.



**Abb. 56: Hangabfluss (Q Sim mit swm-lateral, Q Ref mit halbverteiletem COSERO); oben: vertikal homogener Boden, unten: vertikal geschichteter Boden**

Hohe Anteile an Oberflächenabfluss führen auf dem steilen Testhang zu tendenziell zu hohen Spitzenabflüssen. Mit swm-lateral können daher keine so hohen Anteile an Oberflächenabfluss wie mit den anderen beiden Modellen bei gleichzeitig plausibler Abbildung der Abflussdynamik simuliert werden.

Aufgrund der Ergebnisse mit swm-lateral kann man darauf schließen, dass Zwischenabfluss die dominante Abflusskomponente im Lammer-Gebiet darstellt. Diese Folgerung steht durchaus in Einklang mit der bereits genannten Literatur zu dominanten Abflussprozessen an Waldstandorten. Hegg et al. (2004) beobachteten bei 55 Niederschlagsereignissen an sechs Standorten eines experimentellen Einzugsgebiets keinen Oberflächenabfluss aus Infiltrationsüberschuss („Hortonian overland flow“), sondern nur aus Sättigungsüberschuss oder aufgrund hydrophober Auflagen (was sie als „temporary Hortonian flow“ bezeichnen). Markart et al. (2007) kommen nach langjährigen Feldarbeiten zu dem Schluss, dass „Böden unter Wald auch bei hohen Niederschlagsmengen und -intensitäten kaum an die Grenze ihrer Aufnahmekapazität gelangen“ und finden damit die Ergebnisse von Schwarz (1986) bestätigt, für den „reiner Oberflächenabfluss unter Wald nur in Ausnahmefällen möglich“ ist.

## 5.2.4 Simulation der Bodenfeuchte

Ein Vergleich der drei Modelle zeigt deutliche Unterschiede im zeitlichen Verlauf der Simulation der mittleren Bodenfeuchte des gesamten Hanges (Mittel über alle Bodenschichten in allen sechs Zonen, Abb. 57).

In COSERO-Hang resultiert die Abnahme der Bodenfeuchte vor allem aus der Evapotranspiration, da entsprechend den bisher üblichen Annahmen die vertikale Versickerung aus dem Bodenspeicher sehr gering gesetzt wurde. Der rasche vertikale Transport in die folgenden Speicher erfolgt nur aus dem Oberflächenabflussspeicher. Es kommt daher zeitweise zur Aufsättigung des Bodenspeichers. Hohe Bodenfeuchten nach Ereignissen halten lange an. Da nur Oberflächenabflussspeicher und Zwischenabflussspeicher lateral miteinander verknüpft sind, erfolgt keine Beeinflussung der Systemzustände des Bodenspeichers durch Input von am Hang oberhalb liegenden Zonen. Der Bodenfeuchteverlauf entspricht damit grundsätzlich jenem der halbverteilten Ausgangsversion von COSERO.

Im kW-Wang-Modell ergibt sich aufgrund der dynamischeren Versickerung aus dem Bodenspeicher auch ein deutlich dynamischerer Verlauf der Bodenfeuchte. Bei Niederschlagsereignissen erfolgt ein rascher Anstieg (im Sommer 2005 allerdings nie bis zur Sättigung des Bodenspeichers), danach folgen relativ rasche Absenkungen. Der Verlauf ähnelt damit trotz der konzeptionell größeren Ähnlichkeit mit COSERO-Hang eher dem mit swm-lateral erzielten Ergebnis. Bei kW-Wang kommt es zu einer Beeinflussung des Bodenspeichers durch Zufluss aus dem Oberflächenabfluss der am Hang oberhalb liegenden Modellzone. Bei gleichartiger Parametrisierung aller Zonen des Hanges führt dies aber kaum zu Unterschieden in den simulierten Bodenfeuchten der einzelnen Hangzonen.

Im swm-Modell, dessen Bodenfeuchteverlauf aufgrund der physikalisch basierten Simulation der vertikalen Wasserbewegung der realistischste sein sollte, zeigen sich ebenfalls sehr dynamische Bodenfeuchteverläufe. Der Abfall der Bodenfeuchte kurz nach den Spitzen ist zum Teil noch steiler als bei kW-Wang, wodurch sich eher konkave Kurven ergeben (bei allen untersuchten Bodenarten zwischen *sand* und *silt loam*). Bei swm-lateral kann Zufluss von am Hang oberhalb liegenden Zonen sowohl über infiltrierenden Oberflächenabfluss als auch über den Zwischenabfluss erfolgen. Auch hier ergeben sich aufgrund der gleichen Parametrisierung aller Hangzonen durch solche Zuflüsse keine wesentlichen Unterschiede in den Bodenfeuchtwerten der einzelnen Zonen entlang des Hanges.

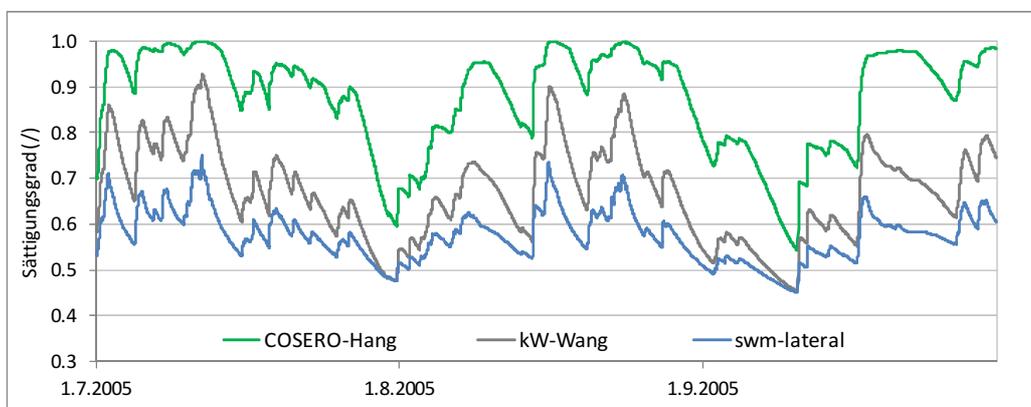
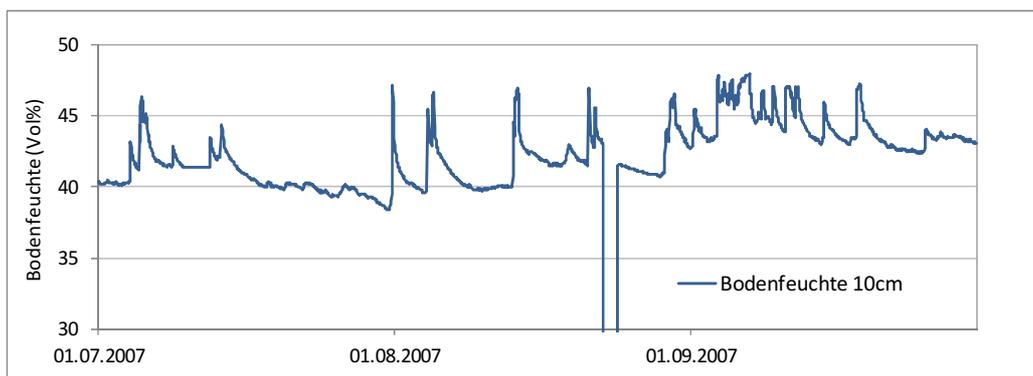


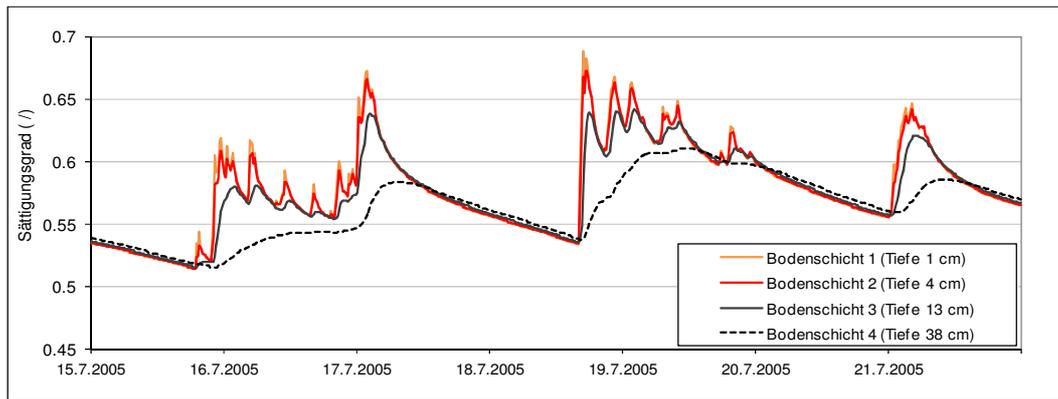
Abb. 57: Simulierter Verlauf des mittleren Sättigungsgrad des gesamten Testhanges im Sommer 2005

Messungen der Bodenfeuchte liegen für das Gebiet der Lammer nicht vor. Im Salztachtal (in Elsbethen, rund 30 km nordöstlich des Lammer-Pegels Schwaighofbrücke) gibt es kontinuierliche Messungen, für die der Niederschlagsinput zumindest grob mit jenem für das Testgebiet übereinstimmen sollte. Für das Jahr 2005 gibt es allerdings nur für den Monat Juni Aufzeichnungen, der in den Simulationen noch durch die Anfangsbedingungen beeinflusst ist. Ein gesamter Sommer liegt erst für 2007 vor (Abb. 58), einen Zeitraum, der in den Simulationen nicht mehr berücksichtigt wurde. Außerdem liegt für die Bodenart in Elsbethen nur eine Beschreibung vor („kalkhaltiger Brauner Auboden aus jungem, feinem Schwemmmaterial mit geringer Speicherkraft und hoher Durchlässigkeit“, HD Salzburg 2009). Bodenphysikalische Parameter sind nicht bekannt, sodass die gemessene Bodenfeuchte nicht als Sättigungsgrad angegeben werden kann. Ein direkter Vergleich zwischen Simulation und Beobachtung ist daher nicht möglich, es kann nur die grundsätzliche Dynamik der Bodenfeuchteverläufe verglichen werden. Tendenziell zeigen die Messungen einen raschen Anstieg und Abfall bei größeren Ereignissen. Dieser Verlauf entspricht eher jenem der dynamischer reagierenden Modelle kW-Wang und swm-lateral. Die relativ lang andauernden hohen Werte, die sich als „Kuppen“ in den Bodenfeuchteverläufen des COSERO-Hang-Modells zeigen, werden in Elsbethen nicht beobachtet. In tieferen Schichten zeigen die Messungen sehr geringe Schwankungen und sehr geringe Bodenfeuchten, allerdings auch dieselben kurzen Spitzen und rasch abfallenden Äste bei größeren Ereignissen.



**Abb. 58: Beobachtete Bodenfeuchte in der Bodenwassermessstelle Elsbethen im Sommer 2007**

Die niedrigere und weniger stark schwankende Bodenfeuchte in tieferen Schichten des Messprofils in Elsbethen verweist auf einen wesentlichen Vorteil der Berechnungen mit dem swm-Modul: da der Boden vertikal unterteilt wird, können die Simulationsergebnisse für verschiedene Schichten ausgegeben und dargestellt werden. Abb. 59 zeigt exemplarisch den Verlauf des Sättigungsgrades für eine Woche im Juni 2005 für vier Bodenschichten. Wie zu erwarten reagieren die oberen Schichten rascher, während in der untersten Schicht ein deutlich trägerer Verlauf auftritt. Nach den Ereignissen weist die unterste Schicht eine etwas höhere Bodenfeuchte auf. Durch die Berechnung in mehreren Schichten ist einerseits eine Zuordnung zur Tiefe, für die Messungen vorliegen möglich, wobei die vertikale Diskretisierung an die Tiefen der Sonden angepasst werden kann. Andererseits können in verschiedenen Schichten verschiedene Bodenarten angesetzt werden, wenn diese für den Messhorizont bekannt sind.



**Abb. 59: Simulierter Sättigungsgrad in vier Bodenschichten am Testhang im Sommer 2005**

### 5.2.5 Diskussion der Ergebnisse und Schlussfolgerungen

Am virtuellen Hang, der typischen Verhältnissen im Einzugsgebiet der oberen Lammer entspricht, wurden die unterschiedlichen Reaktionen der drei Modelle COSERO-Hang, kW-Wang und swm-lateral auf einzelne Abflussereignisse untersucht. Dabei wurden die Dynamik des Hangabflusses und der Bodenfeuchte sowie die Anteile der Abflusskomponenten analysiert. Aus den Ergebnissen resultiert einerseits die Beurteilung der grundsätzlichen Eignung der Modelle zur Beschreibung des hydrologischen Systems, andererseits werden Rückschlüsse auf Defizite und Verbesserungsmöglichkeiten der Modellstruktur gezogen.

Im Modell COSERO-Hang sind die Speicher, die Oberflächenabfluss und Zwischenabfluss repräsentieren, lateral verknüpft. Die Bodenspeicher erhalten keinen Zufluss von oberhalb liegenden Hangzonen, die simulierte Bodenfeuchte entspricht damit jener des halbverteilten COSERO-Ausgangsmodells. Der Verlauf der simulierten Bodenfeuchte ist sehr träge mit langen Phasen nahe der Sättigung. Der Hangabfluss kann mit COSERO-Hang fast genau entsprechend der Referenzsimulation mit dem Ausgangsmodell simuliert werden. Die Simulation ermöglicht damit eine plausible Nachbildung des Hangabflusses, behält aber auch die Schwächen der Referenzsimulation bei: eine relativ träge Ereignissimulation mit zu niedrigen Spitzen. Aufgrund der größeren Anzahl an durchflossenen Speichern müssen die Speicherkonstanten dafür kleiner gewählt werden. Sehr geringe Unterschiede zwischen einer halbverteilten Version von COSERO und einer allerdings nur im vierten Speicher verknüpften Version ergaben sich auch bei einer Anwendung am Sacramento (Kling et al. 2008). Die Speichstände der lateral verknüpften Speicher nehmen entlang des Hanges zu. Da den Speicherständen keine messbaren Größen gegenüberstehen, ergibt sich aber daraus kein klarer Vorteil von COSERO-Hang. Die zum Hangabfluss beitragenden Anteile der Abflüsse aus den Speichern des Oberflächenabflusses, Zwischenabflusses und Basisabflusses könnten grundsätzlich mit Beobachtungen beitragender Abflusskomponenten verglichen werden. In den Tests am Hang ergeben sich hier sehr hohe Anteile an Oberflächenabfluss von rund 50%.

Im Modell kW-Wang werden der Bodenspeicher, der Oberflächenabfluss in der kinematischen Welle sowie der Zwischenabflussspeicher durch Zufluss von oben beeinflusst. Aufgrund der rascheren Versickerung aus dem Bodenspeicher als bei COSERO-Hang ergibt sich ein dynamischerer Verlauf der Bodenfeuchte. Aus dem Oberflächenabfluss der kinematischen Welle ergeben sich rasch ansteigende und wieder abfallende Spitzen, die tendenziell über jenen der Referenzsimulation liegen. Da höhere Spitzen ja eines der Ziele der Modellentwicklung sind, kann man hier eine Verbesserung erkennen. Der Anteil des Oberflächenabflusses ist mit rund 40% auch beim kW-Wang-Modell relativ hoch. Trotz der beschleunigten Zusickerung aus dem Bodenspeicher und der dadurch erhöhten

Dynamik des Abflusses aus dem Zwischenabflussspeicher zeigt sich im abfallenden Ast im Übergang zwischen dem sehr dynamischen Oberflächenabfluss und dem deutlich trägeren Zwischenabfluss teilweise ein Knick in den Ganglinien. Dieses wenig realistische Verhalten weist auf verbliebene Defizite in der Modellstruktur hin. In den Untersuchungen für das gesamte Einzugsgebiet soll analysiert werden, ob dies ein systematischer Fehler ist oder mit den gewählten Parameterkombinationen zusammenhängt.

Im Modell swm-lateral fließt Oberflächenabfluss von Hangelement zu Hangelement und kann dabei infiltrieren. Bei hohen Infiltrationskapazitäten am Hangfuß kann dies zu einer starken Verringerung des Oberflächenabflusses führen, wie auch aus anderen verteilten, physikalisch basierten Modellen bekannt ist (DHI 2007). Zur Steuerung dieses Effekts wurde eine Parameter zur Reduktion der Infiltration von Oberflächenabfluss eingeführt. Die Berücksichtigung lateralen Transports in den Bodensäulen ermöglicht die Simulation von lokaler Aufsättigung und Exfiltration aufgrund von unterirdischem Zufluss aus oberhalb am Hang liegenden Zonen. Durch die erfolgreiche Berücksichtigung dieser beiden Prozesse wird die Untersuchung derartiger Phänomene an experimentellen Hängen möglich, was einen klaren Fortschritt in der Modellentwicklung darstellt. Die Abbildung dieser Prozesse ist vor allem für solche detaillierten Prozessstudien zielführend. Die Simulation der Bodenfeuchte ist sehr dynamisch, was grundsätzlich gut mit Beobachtungen übereinstimmt. Infiltrationsüberschuss aufgrund der Bodeneigenschaften entsteht bei Anwendung der variabel berechneten Infiltrationskapazität sehr selten und nur bei Annahme gering durchlässiger Böden (wie für ähnliche Modelle bekannt, vgl. Scanlon et al. 2002, Lee und Abriola 1999). Dieses Verhalten kann darauf zurückgeführt werden, dass nur die hydraulischen Eigenschaften der Bodenmatrix berücksichtigt werden, nicht aber spezifische Eigenschaften an der Bodenoberfläche, die Infiltrationsüberschuss hervorrufen können (z.B. Verschlammung, Winter und Disse 2011; hydrophobe Schichten, Hegg et al. 2004; dichte Grasvegetation, Markart et al. 2007). Auch eine explizit definierte maximale Infiltrationskapazität muss relativ niedrig gewählt werden, um öfter Oberflächenabfluss zu erzeugen. Bei höheren Anteilen an Infiltrationsüberschuss entstehen allerdings sehr hohe Spitzen. Simulationen ohne Oberflächenabfluss, bei denen die Dynamik nur aufgrund der Retentionsfunktion des Bodens mit realistischen Parametern entsteht, führen aber zu Hydrographen mit einer plausiblen Dynamik des Hangabflusses.

Die Analyse der Abflussdynamik ermöglicht Rückschlüsse auf Schwächen in den Modellstrukturen oder gewählten Parametersätzen, wenn unplausible Ganglinien auftreten. Bei kW-Wang zeigte die Simulation in den abfallenden Ästen die Notwendigkeit einer rascheren Versickerung aus dem Bodenspeicher. In der akzeptierten Modellstruktur konnte eine deutliche Verbesserung erreicht werden, wobei Defizite verbleiben, die bei der Einzugsgebietssimulation weiter untersucht werden. Die Abflussspitzen sind höher als mit COSERO-Hang. Im Modell swm-lateral zeigen sich sehr hohe Spitzen bei höheren Anteilen an Infiltrationsüberschuss. Diese Unterschiede zwischen den beiden Modellen mit Oberflächenabfluss in der kinematischen Welle lassen sich auch dadurch erklären, dass bei kW-Wang aufgrund der BETA-Funktion immer nur ein Teil des Inputs (aus Niederschlag wie aus Zufluss) oberflächlich abfließt. Bei swm-lateral kommt hingegen, wenn die Infiltrationskapazität überschritten wird, der gesamte Input in den Oberflächenabfluss. Dies weist darauf hin, dass mit verteilt vergebenen maximalen Infiltrationskapazitäten die zu hohen Spitzen vermieden werden könnten. Für Anwendungen mit großen Zonen könnte auch die Implementierung einer internen Verteilung der Infiltrationskapazität zielführend sein. Hohe Spitzen an einem einzelnen Hang alleine sprechen aber auch noch nicht gegen ein Modell, weil bei der Überlagerung von unterschiedlich hohen und zeitlich verschobenen Beiträgen mehrerer Hänge bis zum Pegel eine Abminderung auftreten kann. Aufgrund der insgesamt zufrieden stellenden Simulationen des Hangabflusses wurden die beschriebenen Modellstrukturen hier ohne die diskutierten Weiterentwicklungen akzeptiert. Welcher

Einfluss auf die Simulationen durch anders gewählte Parameterkombinationen entsteht, wird in der Untersuchung im gesamten Einzugsgebiet analysiert.

Die Ergebnisse der Bodenfeuchte zeigen, dass auch die Beobachtung dieser Größe Defizite in den Modellstrukturen aufzeigen bzw. bei der Modellwahl hilfreich sein kann. Im COSERO-Hang-Modell ergibt sich ein relativ träger Bodenfeuchteverlauf, bei dem längere Phasen gleichbleibend hoher Sättigungsgrade auftreten. Dies entsteht dadurch, dass die Abnahme der Sättigung im Wesentlichen nur durch Verdunstung erfolgt. Beobachtungen deuten auf grundsätzlich eher dynamischere Bodenfeuchteverläufe hin, wie sie in den Modellen kW-Wang und swm-lateral simuliert werden. In diesen Modellen verringert sich der Bodenwassergehalt durch Verdunstung und relativ rasche Versickerung. Die ähnlichen Simulationen dieser beiden Modelle und die erkennbar verschiedenen von COSERO-Hang zeigen aber auch, dass nur bei sehr unterschiedlichen Modellannahmen deutliche Differenzen in der Bodenfeuchte resultieren, die über der Größenordnung der Messunsicherheiten liegen. Bei diagnostischen Untersuchungen von Hangmodellen erweisen sich Bodenfeuchtemessungen auch als weniger effektive Messgröße als die räumliche Verteilung des Hangabflusses (Tromp-van Meerveld und Weiler 2008) oder von gesättigten Bereichen an der Grenze zwischen Boden und Stauschicht (James et al. 2010). Dennoch könnten bei detaillierteren Untersuchungen an einem experimentellen Hang Beobachtungen der Bodenfeuchte weitere Verbesserungen der präsentierten Modelle anleiten (vgl. Clark et al. 2011). Für COSERO-Hang könnten sie tendenziell zu einer Ablehnung des Modells führen. Messungen in mehreren Bodenschichten, wie sie üblicherweise durchgeführt werden, könnten verbesserte Parametrisierung der Bodenschichten und Analysen des vertikalen und lateralen Wassertransportes in swm-lateral ermöglichen. Dies könnte zu Weiterentwicklungen wie der Einführung expliziter Makroporen (wie z.B. bei Bronstert 1994, Weiler 2001) oder der getrennten Simulation von Evaporation und Transpiration (wie z.B. bei Sheik et al. 2009) beitragen.

Die auffälligsten Unterschiede bei einer vergleichenden Betrachtung der Ergebnisse der drei Modellansätze ergeben sich in den simulierten Abflussanteilen. Zu Simulationen des Hangabflusses im Sommer 2005, die möglichst jenen der Referenzsimulation entsprechen, trägt Oberflächenabfluss in COSERO-Hang mit rund die 50% bei, in kW-Wang mit rund 40%. Im swm-lateral-Modell ergeben sich plausible Hangabflüsse ohne oder mit sehr geringen Anteilen an Oberflächenabfluss. Diese Anteile widersprechen im Prinzip alle der hydrologischen Erfahrung, dass bei großen Ereignissen nennenswerter Oberflächenabfluss auftritt, aber nur für kurze Zeit, sodass die Gesamtanteile keinesfalls 50% erreichen. Beobachtungen der Anteile der Abflusskomponenten bei Untersuchungen an experimentellen Hängen könnten also mit Gewissheit Fortschritte in der Modellentwicklung und bei der Wahl der Modellstruktur bringen. Eine Messung ist an einzelnen Hängen durch direktes Auffangen in Anschnitten möglich (z.B. Holzmann und Sereinig 1997), durch die Kombination dieses Verfahrens mit Tracerversuchen (z.B. Weiler et al. 1999, McGlynn und Mc Donnell 2003, Kienzler und Naef 2008) oder durch die Messung von Isotopen in Niederschlag und Abfluss (z.B. Uhlenbrook und Hoeg 2005). Von der Berücksichtigung von Informationen für Modellentwicklung und Modellvergleich wird aber nur selten berichtet. Atkinson et al. (2003) bezogen in einen Vergleich konzeptioneller Modelle Beobachtungen von Abflusskomponentenanteilen mit Erfolg mit ein. McGuire et al. (2007) verglichen simulierte mit bei Tracerversuchen beobachteten Aufenthaltszeiten, die mit den Anteilen an raschem und langsamen Abflusskomponenten zusammenhängen, und schlossen daraus auf dominante Abflussprozesse. Holländer et al. (2010) zeigen für zehn physikalisch basierte Modelle die zum Teil deutlichen Unterschiede in den Simulationen der Abflusskomponenten. Wie hier gezeigt sind Differenzen zwischen physikalisch basierten und konzeptionellen Infiltrationsansätzen aber noch deutlicher. Wie sehr diese Differenzen auch von den gewählten Parameterkombinationen abhängen, wird in den Untersuchungen im Einzugsgebiet untersucht.

Die deutlichen Unterschiede in den simulierten Abflussanteilen führen zu sehr unterschiedlichen Rückschlüssen auf dominante Abflussprozesse am untersuchten Hang im Lammergebiet. Während in den Modellen COSERO-Hang und kW-Wang für die Ereignisse Oberflächenabfluss eine entscheidende Rolle spielt, werden diese in swm-lateral durch Zwischenabfluss abgebildet. Die tatsächlich zu den Abflusskomponenten beitragenden Prozesse sind dabei auch unterschiedlich deutlich abgebildet. Im Speichermodell COSERO-Hang können die beiden Speicher auch einfach als sehr rascher und etwas langsamerer Abfluss interpretiert werden, sodass im Oberflächenabfluss auch rascher bodennaher Interflow berücksichtigt sein könnte. Der Oberflächenabfluss kann auch nicht klar in Sättigungsabfluss oder Infiltrationsüberschuss unterschieden werden. Dies gilt auch für das kW-Wang-Modell. Der Oberflächenabfluss in der kinematischen Welle im kW-Wang-Modell ist aber deutlicher tatsächlichem *overland flow* zuzuordnen. Über die Prozesse, die zur Entstehung des Zwischenabflusses führen können in beiden Modellen aufgrund der Speicheransätze keine Aussagen getroffen werden. Auch im swm-lateral-Modell kann der Zwischenabfluss nicht direkt einem bestimmten Prozess wie Makroporenfluss, *matrix throughflow* oder Piston-Flow-Effekten zugeordnet werden. Die Dynamik des Zwischenabflusses entsteht aber aufgrund der Eigenschaften der Bodenmatrix. Eine explizite Berücksichtigung verschiedener Zwischenabflussprozesse könnte in detaillierten Analysen experimenteller Hänge eine sinnvolle Weiterentwicklung darstellen. Für Oberflächenabfluss kann klar in Sättigungsüberschuss und Infiltrationsüberschuss unterschieden werden – wobei am Testhang tendenziell kein Sättigungsüberschuss und nur sehr geringer Infiltrationsüberschuss simuliert wird. Die Berücksichtigung hydrophober Schichten, die v.a. in Waldgebieten zu Oberflächenabfluss führen, könnte in zukünftigen Modellversionen eine Verbesserung bringen.

Zwischenabfluss als dominanter Abflussprozess an steilen, bewaldeten Hängen stimmt dabei durchaus mit Literaturangaben überein (z.B. Markart et al. 2007 für Österreich, Hegg et al. 2004 für die Schweiz, Bren und Turner 1979 für Australien). Die sehr hohen Anteile an Oberflächenabfluss in den Simulationen von COSERO-Hang und kW-Wang am Hang sind daher sicherlich zu hoch. Gerade für Rückschlüsse auf dominante Abflussprozesse stellt die Modellwahl daher einen entscheidenden Faktor bei der hydrologischen Modellierung dar. Umgekehrt ermöglichen Informationen über die zum Gerinneabfluss beitragenden Prozesse Fortschritte bei der Modellentwicklung und Modellwahl.

Als maßgebliche Schlussfolgerungen können die folgenden Punkte zusammengefasst werden:

- In allen Modellen wurden – mit verschiedenen Methoden – laterale Verknüpfungen von Hangelementen realisiert. Im Modell swm-lateral ist dadurch die Simulation von Sättigungszonen in Hangbereichen möglich.
- Alle Modelle berechnen ähnliche und plausible Simulationen des Hangabflusses und können daher für die Simulation von Einzugsgebieten eingesetzt werden. Defizite, die in einzelnen Bereichen der simulierten Hydrographen auftreten (v.a. im Modell kW-Wang), geben Hinweise auf mögliche Fehler in den Modellstrukturen. Der mögliche Einfluss von Fehlern bei der Parameterschätzung soll durch die Berücksichtigung der Parameterunsicherheit geprüft werden.
- Die Simulationen der Bodenfeuchte zeigen deutlichere Abweichungen zwischen den Modellen. Vergleiche mit Beobachtungen deuten auf eine zu träge simulierte Dynamik mit dem reinen Konzeptmodells COSERO-Hang und damit auf Fehler in der Modellstruktur hin.
- Die deutlichsten Unterschiede ergeben sich in den Simulationen der Abflussanteile. Die eher konzeptionellen Modelle COSERO-Hang und kW-Wang simulieren sehr hohe Anteile an Oberflächenabfluss. Das physikalisch basierte Modell smw-lateral simuliert sehr niedrige Anteile dieser Abflusskomponente und bildet den Hangabfluss fast ausschließlich über Zwischenabfluss ab, was mit Literaturangaben zu dominanten Prozessen in steilen, bewaldeten Gebieten übereinstimmt.

## 5.3 Modellverhalten bei der Simulation von Einzugsgebieten: Anwendung an der Lammer

In der Anwendung der vier alternativen Modellstrukturen im Einzugsgebiet der oberen Lammer (170km<sup>2</sup>) erfolgen vergleichende Modellbeurteilungen und diagnostische Analysen des Modellverhaltens im Rahmen einer Unsicherheitsanalyse. Ein Überblick über die Eigenschaften der verschiedenen Modelle findet sich in Tabelle 5 in Kapitel 4.2.

Die Abflusssimulationen aller Modelle werden mit Beobachtungen des Pegels Schwaighofbrücke verglichen. Die Simulationen erfolgen im Rahmen der Unsicherheitsanalyse GLUE, bei der zuerst in der Kalibrierungsperiode mehrere akzeptable Parametersätze identifiziert und dieselben Parametersätze in weiterer Folge in den zwei Validierungsperioden angewendet werden. Die Beurteilung der Simulationsgüte, in der qualitativen visuellen Analyse der simulierten Hydrographen wie in den quantitativen Gütemaßen, bezieht sich daher immer auf eine Bandbreite von Simulationen und die resultierenden Verteilungen der Ergebnisse.

Die Variation der Modellparameter im Rahmen der GLUE-Methode ermöglicht die Untersuchung des Modellverhaltens mit verschiedenen Parameterkombinationen. Darstellungen und Diskussion der als akzeptabel ausgewiesenen Simulationsergebnisse sowie der damit ermittelten Parameterverteilungen erfolgen gemeinsam. Dadurch können, im Sinne einer diagnostischen Modellanalyse, die Auswirkungen der Parameter auf die simulierten Hydrographen und Zusammenhänge mit der Parameter-Identifizierbarkeit erörtert werden.

Die Analyse der simulierten Abflussanteile unter Parameterunsicherheit zeigt erweiterte Möglichkeiten der Modellanalyse und des Modellvergleichs auf. Da keine Beobachtungen der Abflussanteile vorliegen, werden grundsätzliche Unterschiede und daraus resultierende Rückschlüsse auf dominante Abflussprozesse diskutiert.

Die Unsicherheit aus der Wahl der Parameter, die sich aus der Anwendung von GLUE ergibt, wird der Unsicherheit aus der Modellwahl und der Unsicherheit aus Eingangsdaten gegenübergestellt.

Die Ergebnisse in diesem Kapitel ermöglichen damit die Überprüfung der beiden Hypothesen, dass:

- (1) Modelle, die konzeptionelle Elemente mit stärker physikalisch basierten Ansätzen kombinieren, zu besseren Simulationen des Ereignisabflusses führen als rein konzeptionelle Modelle
- (2) die aus der Wahl der Modellstruktur resultierende Unsicherheit in der hydrologischen Simulation in der Größenordnung der Unsicherheiten aus Parameterschätzung und Niederschlagsinput liegt.

### 5.3.1 Simulierte und beurteilte Perioden

Für die Simulation und Beurteilung des Gebietsabflusses wurden – wie in den Experimenten am virtuellen Hang – nur Sommermonate herangezogen, weil die Abflusentstehung in dieser Zeit am wenigsten von Schneeprozessen beeinflusst ist. Die Beurteilung der Parametersätze erfolgte für eine Periode von drei Monaten im Sommer 2005, die im Weiteren Kalibrierungsperiode genannt wird. Diese relativ kurze Periode wurde als ausreichend für eine Kalibrierung angesehen, weil das Hauptaugenmerk auf Ereignisabfluss gelegt wurde und in dieser Periode viele und verschieden große Ereignisse auftraten. Als Validierungsperioden wurden die Sommerhalbjahre 2004 und 2006 herangezogen. Hier wurden zwei Sommerperioden gewählt, um wieder sowohl viele als auch verschieden große Ereignisse beurteilen zu können.

Tabelle 9 listet die Zeiträume auf, für die in der Anwendung im oberen Lammer-Einzugsgebiet die Güte der Abflusssimulation beurteilt wurde. Vor den beurteilten Perioden wurden jeweils

Vorlaufzeiten simuliert, um den Einfluss von Fehlern in der Schätzung der Anfangszustände zu minimieren. Für die Kalibrierperiode, für die einige Startzustände aus einer vorangegangenen Anwendung (Nachtnebel et al. 2009) übernommen werden konnten, wurde ein Monat als Vorlaufzeit gewählt, für die Validierungsperioden drei Monate.

**Tabelle 9: Kalibrierungs- und Validierungsperioden Lammer**

Kalibrierung	1.7. 2005 - 30.9. 2005
Validierung	1.7. 2004 - 30.9. 2004
	1.7. 2006 - 30.9. 2006

Für die Beurteilung der Simulationsgüte des Ereignisabflusses an der Lammer wurden für die Kalibrierungsperiode 14 Abflussereignisse herangezogen. Ein Ereignis wurde ausgewählt, wenn der beobachtete Spitzenabfluss den Wert von 10 m<sup>3</sup>/s am Pegel Schwaighofbrücke überstieg. Der Beginn des Abflussereignisses wurde mit dem Beginn des auslösenden Niederschlagsereignisses festgelegt, als Ende des Ereignisses wurde jener Zeitpunkt gewählt, wenn der beobachtete Abfluss im abfallenden Ast wieder unter den Schwellenwert von 10 m<sup>3</sup>/s fällt. Bei Ereignissen, bei denen der Abfluss danach nicht wieder unter diese Grenze fällt, wurde das Ende durch optische Beurteilung des Hydrographen mit dem Abfall des Abflusses auf reinen Basisabfluss festgelegt. Bei rasch aufeinanderfolgenden Ereignissen ergab sich das Ende des ersten mit dem Beginn des folgenden Ereignisses. Für die Validierungsperioden ergaben sich für 2004 16 Ereignisse und für 2006 9 Ereignisse. Die Zeitpunkte von Beginn und Ende sowie die Grenzen der *driven periods* der Ereignisse sind im Anhang aufgelistet.

### 5.3.2 Festlegung der Anfangszustände und Parameterbereiche

Wie in Kapitel 4.3.3.2 beschrieben konnte für die Festlegung von Anfangszuständen und Parameterbereichen für die Monte-Carlo-Simulationen teilweise auf Ergebnisse aus einem bestehenden Modell zurückgegriffen werden (Nachtnebel et al. 2009). Zusätzlich wurden die Ergebnisse der Untersuchungen am virtuellen Hang und von Testsimulationen berücksichtigt.

Der Anfangszustand des Grundwasserspeichers wurde für die Kalibrierperiode aus Systemzuständen der Simulation des Jahres 2005 mit diesem geschätzt. Derselbe Wert wurde auch als Anfangszustand der beiden Validierungsperioden angesetzt, wobei hier eine längere Vorlaufzeit gewählt wurde, um den Einfluss des tendenziell schlechter geschätzten Anfangszustandes gering zu halten. Anfangszustände der Bodenfeuchte haben aufgrund der nicht beurteilten Vorlaufzeiten von einem bzw. drei Monaten einen vernachlässigbaren Einfluss auf die Abflusssimulation. Es wurden keine Anfangswerte für Schnee im Gebiet berücksichtigt, da davon ausgegangen wurde, dass es zu Beginn der beurteilten Periode Juli bis September keine relevante Schneebedeckung mehr gibt. Für die Vorlaufzeit April bis Juni führt dies zu fehlendem Input aus der Schneeschmelze. Es wurde aber angenommen, dass dieser Fehler, der in zu niedrigen Speicherständen des Grundwasserspeichers auch während der beurteilten Monate resultieren kann, in der Größenordnung des Fehlers durch eine falsche, zu hohe Schätzung der Schneespeicherung im Gebiet liegt. Fehler in den Speicherständen des Grundwasserspeichers, aufgrund falscher Anfangszustände oder zu geringer Schneeschmelze, sind jedenfalls aufgrund der gleich gewählten Annahmen für die verschiedenen Modelle gleich.

Als zulässige Parameterbereiche der variierten Parameter ergeben sich die in Tabelle 10 dargestellten Werte. Eine Übersicht über die Werte der nicht variierten Modellparameter liegt im Anhang vor.

**Tabelle 10: Parameterbereiche Lammer**

Modell	Parameter und Parameterbereiche						
<b>COSERO-Hang</b>	BETA	TAB1	H1	TVS1	TAB2	H2	TVS2
obere Grenze	8	50	10	100	500	10	500
untere Grenze	0	1	0	1	1	0	1
<b>kW-Wang</b>	BETA	PEX2	H1	KBF	TAB2	H2	TVS2
obere Grenze	8	1.2	5	100	100	10	500
untere Grenze	0	0.2	1	1	1	0	1
<b>swm-lateral</b>	TVS1	TVS2	IFSC	KF	BEXP	PSIF	THETAF
obere Grenze	20	1	100	700	11.5	-0.1	0.5
untere Grenze	0.1	0	0	2	4	-5.6	0.2
<b>swm-vertikal</b>	TVS1	TVS2	IFSC	KF	BEXP	PSIF	THETAF
obere Grenze	20	1	40	700	11.5	-0.1	0.5
untere Grenze	0.1	0	0	2	4	-5.6	0.2

### 5.3.3 Akzeptable Abflusssimulationen und Parametersätze der Kalibrierungsperiode

Die Grenzwerte der Gütekriterien wurden so gewählt, dass sich für die vier angewendeten Modelle jeweils zumindest 100 akzeptable (oder gültige oder *behavioural*) Parametersätze ergeben (COSERO-Hang 169, kW-Wang 158, swm-lateral 121 und swm-vertikal 100). Dabei wurden als Grenzwerte des MSE die folgenden Werte festgelegt:

- 75 für die gesamten Ereignisse,
- 50 für die *non-driven periods*,
- 100 für die *driven periods*.

Zusätzlich wurden Simulationen als ungültig bewertet, wenn

- alle Spitzen über- oder alle unterschätzt sind,
- alle Spitzen zu früh oder alle zu spät simuliert sind (dieses Kriterium war nur in sehr wenigen Fällen ausschlaggebend für die Ablehnung eines Parametersatzes).

In den folgenden Darstellungen der Hydrographen der Kalibrierungsperiode (Abb. 60, Abb. 62, Abb. 64, Abb. 66) sind jeweils die Beobachtungen (schwarze Linie) sowie der 90%-Konfidenzbereich der akzeptablen Simulationen (orange Fläche) mit dem Median (rote Linie) abgebildet. Darunter folgen die Häufigkeitsverteilungen der Parameter in den gültigen Parametersätzen (*posterior distributions*, Abb. 61, Abb. 63, Abb. 65, Abb. 67, neben den Abbildungen befindet sich jeweils ein Überblick über die Bedeutungen der Parameter in den verschiedenen Modellen sowie Verweise zu den relevanten Gleichungen.). Für die Darstellungen der Häufigkeitsverteilungen wurde eine Klasseneinteilung von acht bis zehn Klassen vorgenommen. Häufungen von Parametern in einzelnen Bereichen bedeuten in diesem Zusammenhang, dass der jeweilige Parameter bei Kenntnis der Beobachtungen gut identifizierbar ist, eine sehr gleichmäßige Verteilung weist auf schlechte Identifizierbarkeit hin.

### 5.3.3.1 COSERO-Hang

Die simulierten Hydrographen mit COSERO-Hang (Abb. 60) zeigen eine optisch sehr gute Anpassung. Tendenziell entstehen etwas zu niedrige und zu späte Spitzen, insgesamt zu träge Ereignisabflüsse. Bei den großen Ereignissen zeigt sich, dass mit keinem oder nur mit wenigen Parametersätzen eine korrekte Abbildung der Spitzen erzielt wird. Gleichzeitig liegen die Unsicherheitsbänder im Bereich der Spitze relativ weit auseinander, die größte Unsicherheit tritt aber im Bereich des abfallenden Asts auf.

Deutlich identifizierbare Bereiche günstiger Parameterwerte zeigen sich nur für die Parameter TAB1 (Speicherkonstante des Oberflächenabflussspeichers und BETA (Exponent der Funktion des abflusswirksamen Anteils des Niederschlags), die beide direkt den Anteil des raschen Oberflächenabfluss kontrollieren (Abb. 61).

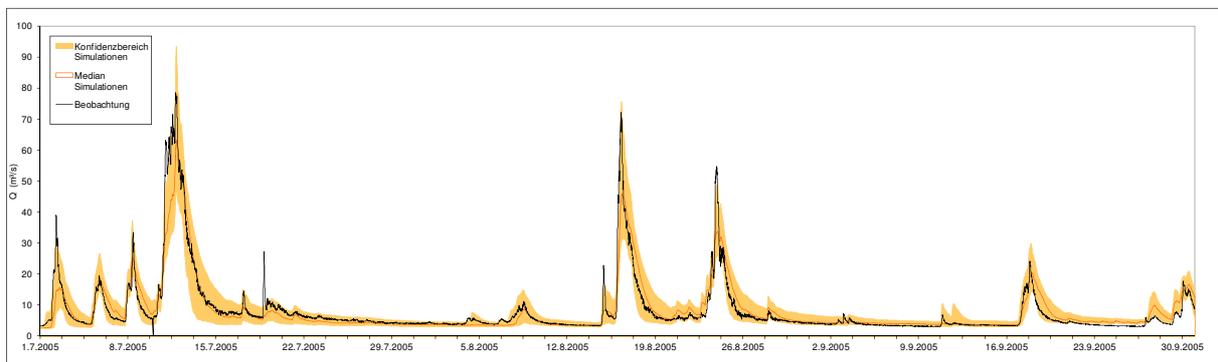


Abb. 60: COSERO-Hang – Kalibrierung Lammer 2005

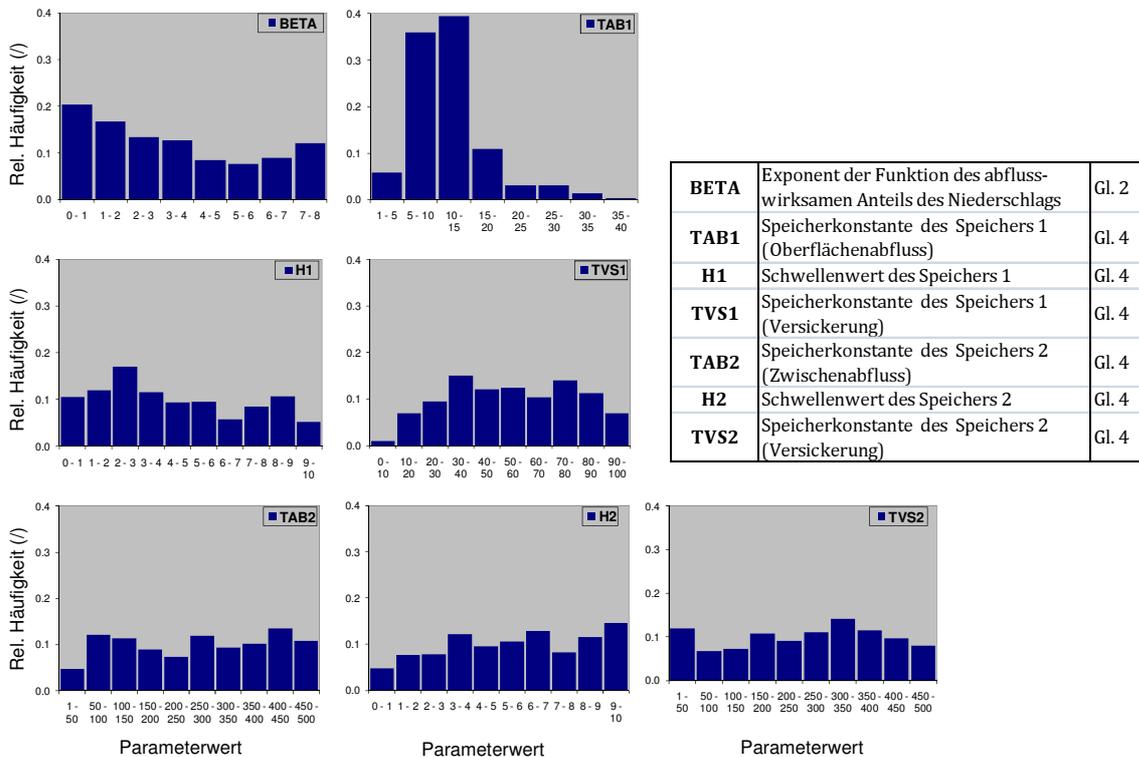


Abb. 61: COSERO-Hang – Verteilung der behavioural parameters, Lammer

Eine leichte Schiefe der Verteilung ist für die Schwellenwerte der beiden Speicher, H1 und H2, und für den Versickerungsparameter TVS1 des Oberflächenabflussspeichers erkennbar. Dies zeigt – ebenso wie die Ergebnisse für die Abflussanteile der akzeptablen Simulationen (Abb. 76) – dass die Güte der Simulation vor allem vom Oberflächenabfluss abhängen. Durch die übrigen Parameter ist eine gute Anpassung auch im abfallenden Ast und in Niederwasserbereichen möglich, wobei hier offenbar mehrere Parameterkombinationen zum Erzielen ähnlicher Simulationen möglich sind.

### 5.3.3.2 kW-Wang

Die visuelle Beurteilung der simulierten Hydrographen mit kW-Wang fällt, im Gegensatz zur rechnerischen Beurteilung mit Gütekriterien, sehr schlecht aus (Abb. 62). Während die ansteigenden Äste sowie die Spitzenbereiche gut simuliert werden, entstehen im abfallenden Ast systematische Überschätzungen der Beobachtungen. Dieses Verhalten konnte grundsätzlich bereits auf der Hangebene beobachtet werden. Nun zeigt sich, dass für viele Ereignisse (v.a. ab August 2005) kein Parametersatz gefunden werden kann, der die Rückkehr zum Basisabfluss korrekt abbildet. Der zu flache und zu hohe Abfluss in diesem Bereich ist durch den Abfluss aus dem Zwischenabflussspeicher geprägt, der zu träge ist. Im Übergang vom sehr dynamischen Oberflächenabfluss zum sehr trägen Zwischenabfluss entsteht ein leichter Knick und damit ein optisch wenig zufriedenstellender Hydrograph. Oberflächenabfluss dominiert den raschen Anstieg und die obersten Bereiche des Abflussganges. Hier gelingt eine gute Simulation, bei tendenziell leichter Überschätzung der großen Spitzen. Die Unsicherheitsbänder weisen vergleichsweise große Intervalle auf, vor allem im abfallenden Ast und bis weit in die Niederwasserperioden.

Die Parameterverteilungen zeigen eine vergleichsweise gute Identifizierbarkeit mehrerer Parameter auf (Abb. 63). Für BETA (wieder der Exponent der Funktion des abflusswirksamen Anteils des Niederschlags) und H1 (hier der Exponent der Funktion der Versickerung aus dem Bodenspeicher) können sehr deutlich günstige Parameterbereiche bestimmt werden. Diese beiden Parameter bestimmen zusammen den Anteil, der direkt in den Oberflächenabfluss geht (H1 indirekt über die Dynamik der Füllung des Bodenspeichers). Auch bei den Speicherparametern TAB2 und TVS2 des Zwischenabflussspeichers können Häufungen in der Verteilung erkannt werden, in geringerem Ausmaß auch bei KBF (der maximalen Versickerungsrate aus dem Bodenspeicher) und PEX2 (der Oberflächenrauigkeit der kinematischen Welle). H2, der Schwellenwert des Zwischenabflussspeichers, weist eine praktisch gleichförmige *posterior distribution* auf, was darauf zurückgeführt werden kann, dass der Füllungsgrad des Speichers während der Ereignisse zumeist über diesem Wert liegt. Interessant ist, dass für die Speicherkonstante TAB2 höhere Werte häufiger akzeptable Simulationen bringen, die eben zu einem trägen Auslaufen des linearen Speichers führen. Dies spricht – wie bereits in Kapitel 5.2.2 diskutiert – dafür, dass eine Verbesserung des Zusammenspiels zwischen Oberflächenabfluss und Zwischenabfluss nur durch eine raschere und dynamischere Füllung des Speichers durch Zusickerung aus dem Bodenspeicher erreicht werden kann. Darauf deutet auch die Häufung der hohen Werte des Parameters H1 hin, dem Exponenten der Versickerungsfunktion aus dem Bodenspeicher. In Zusammenhang mit den Simulationen der swm-Modelle ist auch bemerkenswert, dass trotz eines insgesamt hohen Anteils von Oberflächenabfluss, der mit der kinematischen Welle simuliert wird, sich nur teilweise und nicht sehr ausgeprägt Überschätzungen der Spitzenabflüsse ergeben. Die hohe Sensitivität des Parameters BETA deutet darauf hin, dass dies mit der Anwendung der BETA-Funktion zusammenhängt, durch die nur ein Teil des Inputs in den direkten Oberflächenabfluss geht.

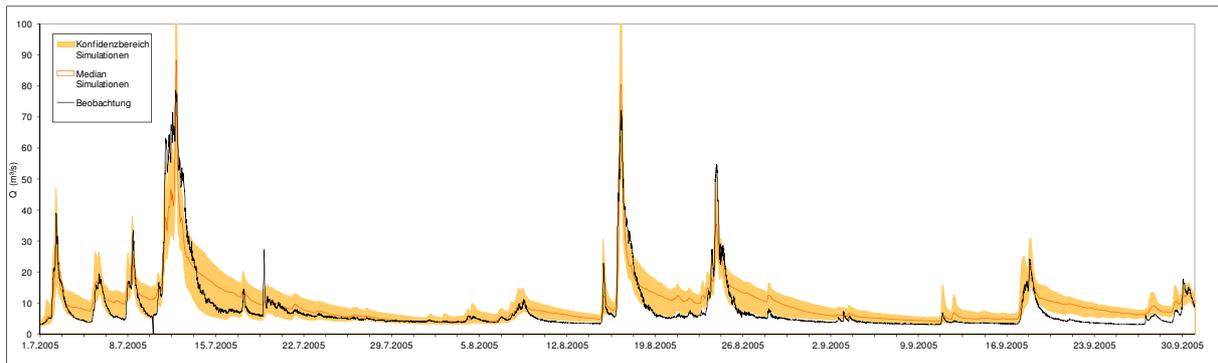


Abb. 62: kW-Wang – Kalibrierung Lammer 2005

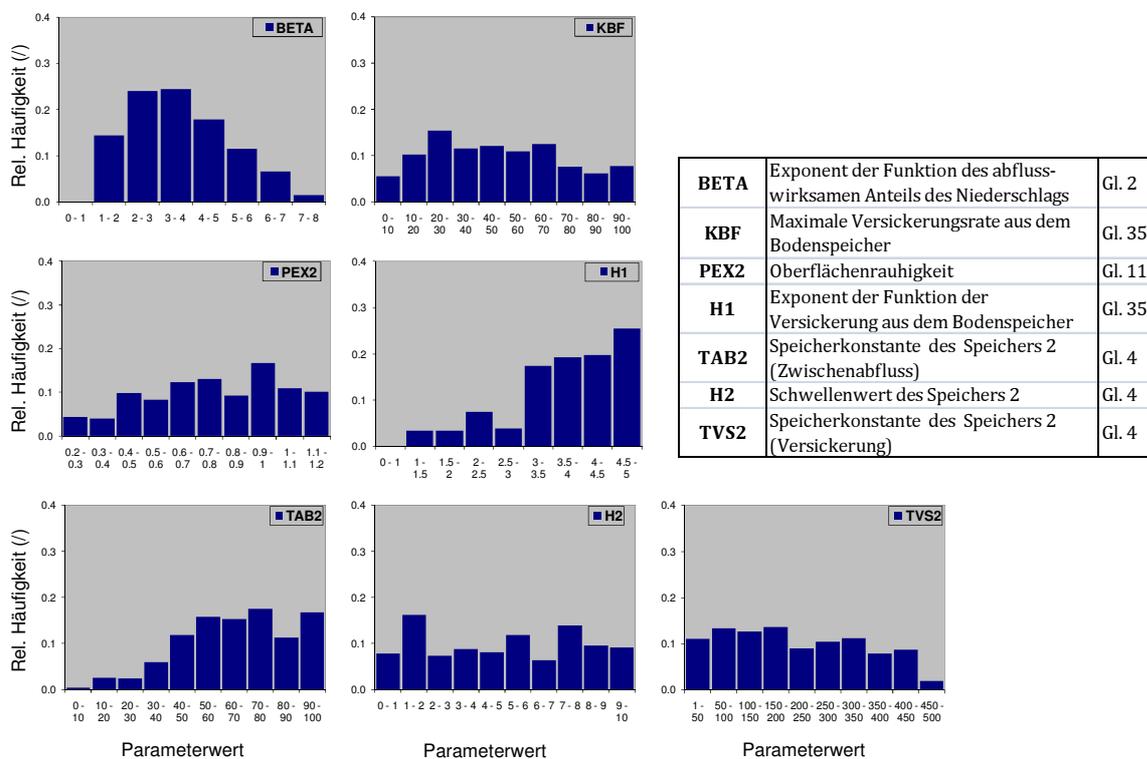


Abb. 63: kW-Wang – Verteilung der behavioural parameters, Lammer

### 5.3.3.3 swm-lateral

Über die gesamte simulierte Periode zeigen die Hydrographen mit swm-lateral eine insgesamt zufriedenstellende Anpassung an die Abflussbeobachtungen (Abb. 64). Im abfallenden Ast zeigen sich teilweise systematische Fehler. Beim größten Ereignis um den 13.7.2005 liefern alle Parametersätze eine Unterschätzung des Abflusses in diesem Bereich, beim kleinen Ereignis um den 18.9.2005 zeigen alle Simulationen eine Überschätzung im abfallenden Ast. Außerdem kommt es teilweise zu deutlichen Überschätzungen der Spitzen, vor allem bei den beiden größten Ereignissen; umgekehrt werden einige kleine Spitzen von allen Simulationen geschluckt. Auffallend ist auch die deutlich kleinere Fläche der Konfidenzbereiche, vor allem im abfallenden Ast und in den

Niederwasserbereichen. Die akzeptablen Parametersätze decken damit grundsätzlich ähnllichere Simulationsverläufe ab als bei den beiden zuvor beschriebenen Modellen.

In den *posterior distributions* der variierten Parameter zeigen sich geringere Identifizierbarkeiten (Abb. 65). Die drei konzeptionellen Parameter haben etwas deutlichere Parameterhäufungen: TVS1, die maximale Infiltrationskapazität, weist keinen Wert unter 2,5 mm/h auf, da mit dem damit verbundenen stärkeren Oberflächenabfluss zu hohen Spitzen auftreten würde. Im Bereich höherer Werte ist die Verteilung gleichmäßig, da bei allen Werten nur sehr geringe oder keine Oberflächenabflüsse mehr entstehen. TVS2, der Parameter zur Reduktion der Versickerung in den Grundwasserspeicher, regelt die Verteilung der Anteile an Zwischenabfluss und Basisabflussanteile und zeigt eine Tendenz zu höheren Werten, die mit mehr Basisabfluss verbunden sind.

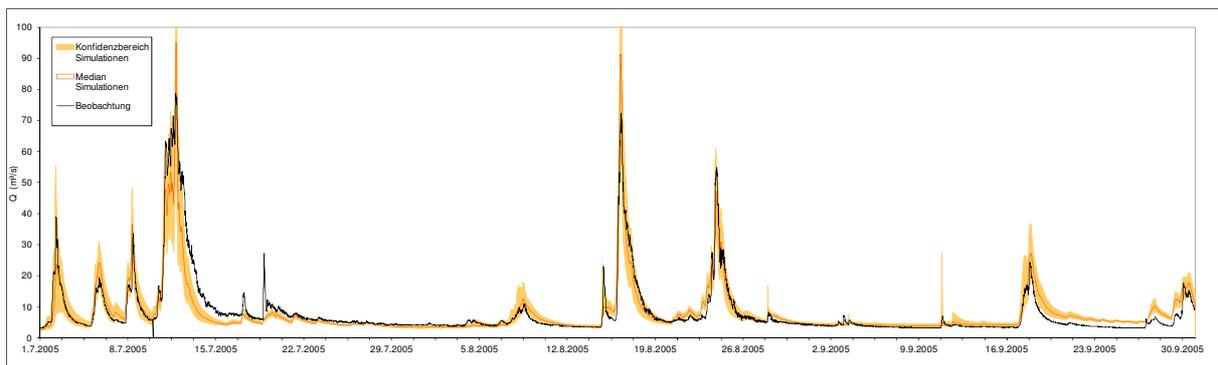


Abb. 64: swm-lateral – Kalibrierung Lammer 2005

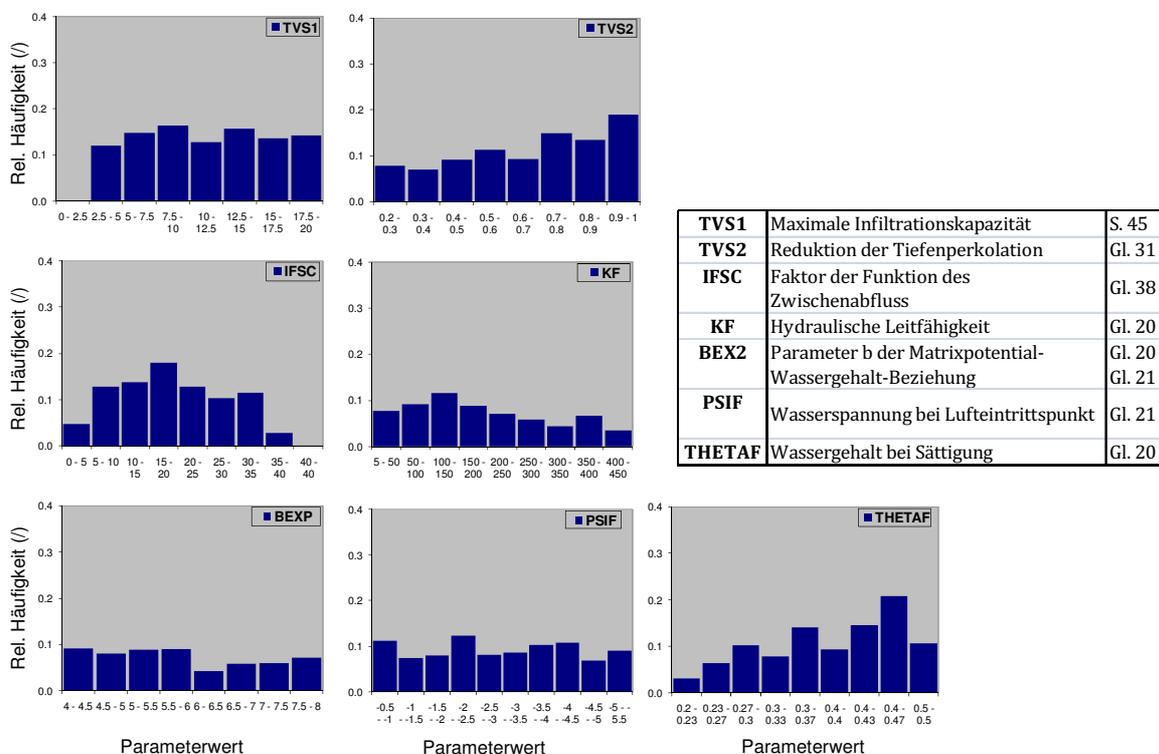


Abb. 65: swm-lateral – Verteilung der behavioural parameters, Lammer

Am deutlichsten identifizierbar ist IFSC, der Parameter der am direktesten den Anteil des Zwischenabflusses bestimmt, der hier ja den größten Anteil des Gesamtabflusses ausmacht (siehe Abb. 76). Von den physikalisch basierten Bodeneigenschaften, die in einer üblichen Anwendung nicht oder über wesentlich kleinere Bereiche variiert werden würden, zeigt nur THETAF, das verfügbare Porenvolumen, deutliche Häufungen bei hohen Werten. Dies stimmt gut mit der Sensitivitätsanalyse am Hang überein, bei der sich THETAF ebenfalls als besonders sensibler Parameter erweist. Eine leichte Schiefe weist auch die Verteilung der hydraulischen Leitfähigkeit KF auf. Die Parameter BEXP und PSIF der Clapp/Hornberger-Formeln der bodenhydraulischen Eigenschaften sind praktisch gleich verteilt.

Insgesamt treten nur in wenigen Simulationen mit swm-lateral höhere Anteile an Oberflächenabfluss auf (Abb. 76). Unter den akzeptablen Simulationen sind aber ausschließlich solche mit sehr geringen Oberflächenabflussanteilen, da es bei höheren Anteilen zu starken Überschätzungen der Spitzen kommt. Dies ist ein deutlicher Unterschied zum kW-Wang-Modell, bei dem ebenfalls eine kinematische Welle den Oberflächenabfluss beschreibt. Während aber bei kW-Wang, wie oben beschrieben, aufgrund der BETA-Funktion zumeist nicht der gesamte Input in den *overland flow* geht, ist dies bei Überschreiten der maximalen Infiltrationskapazität (TVS1) in swm-lateral schon der Fall. Hier könnte eine räumlich verteilte Vergabe des Parameters eine bessere Abbildung der tatsächlichen nicht überall gleichförmig auftretenden Entstehung von Infiltrationsüberschuss ermöglichen. Eine Überprüfung dieser Hypothese erfolgt im zweiten Anwendungsgebiet. Für große Zonen wäre bei einer Weiterentwicklung des Modells auch die Implementierung einer internen Verteilung der maximalen Infiltrationskapazität möglich.

#### 5.3.3.4 swm-vertikal

Die Simulationsergebnisse mit swm-vertikal sind jenen mit swm-lateral sehr ähnlich (Abb. 66). Es zeigt sich eine insgesamt zufriedenstellende Simulation, mit systematischen Fehlern in den abfallenden Ästen, bei denen teilweise keiner der Parametersätze die Beobachtungen erreicht. Ebenso wie bei swm-lateral sind die Unsicherheitsintervalle relativ schmal. Als Unterschied zu swm-lateral fallen nur die etwas stärker überschätzten ganz kleinen Spitzen auf.

Dieser Unterschied weist, zusammen mit dem Fehlen von Werten der maximalen Infiltrationskapazität TVS1 unter 5mm/h (Abb. 67), darauf hin, dass Oberflächenabfluss im swm-vertikal-Modell noch ungünstigere, steile Spitzen hervorruft. Das kann durch die fehlende Dämpfung der Welle in flacheren Zonen am Hangfuß erklärt werden. Die Dämpfung könnte durch höhere Werte von TAB4 erfolgen, dem Speicherparameter, der das Routing im lokalen Gerinne kontrolliert. Dieser Parameter wurde hier nicht in die Parametervariation mit einbezogen. Die *posterior distributions* der übrigen Parameter (Abb. 67) sind für swm-vertikal sehr ähnlich wie für swm-lateral, wieder ist IFSC der am besten identifizierbare konzeptionelle und THETAF der am besten identifizierbare physikalisch basierte Parameter.

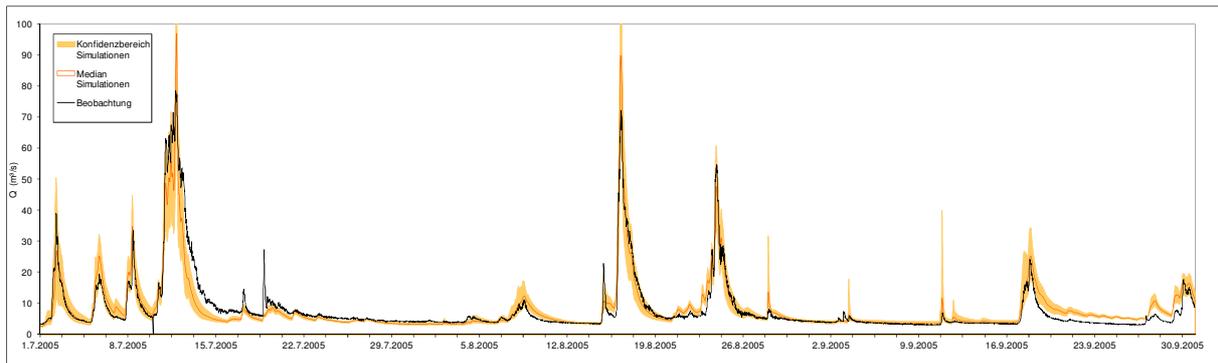


Abb. 66: swm-vertikal – Kalibrierung Lammer 2005

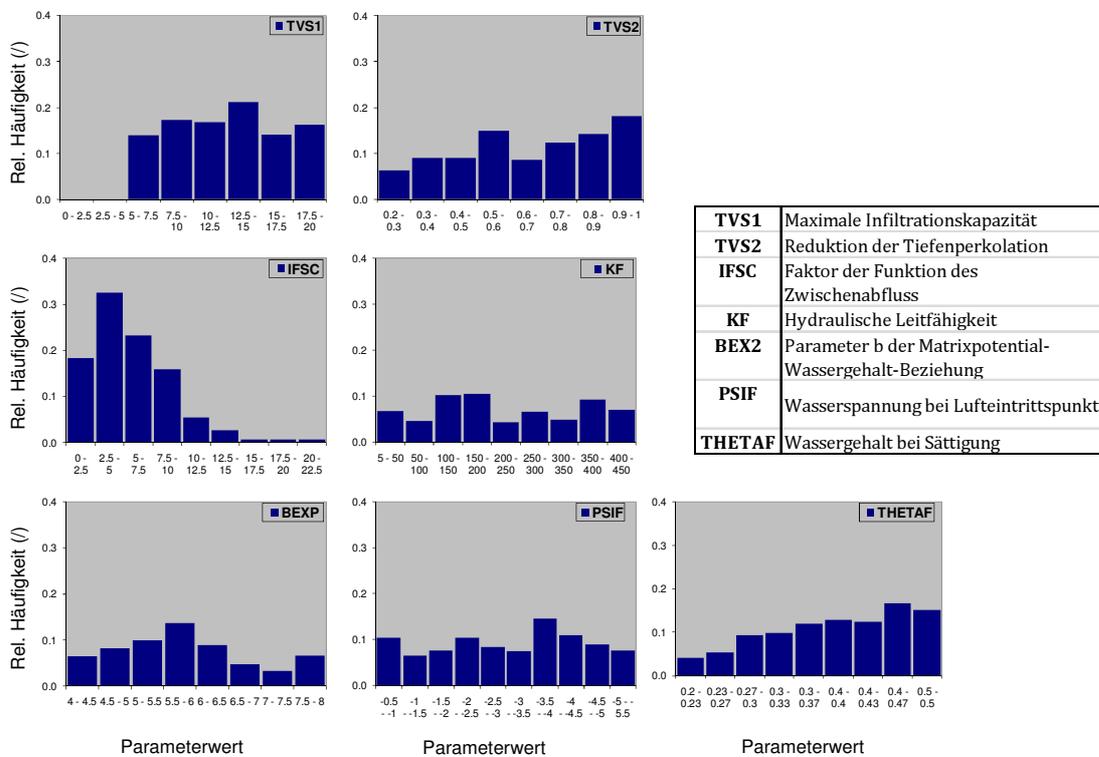


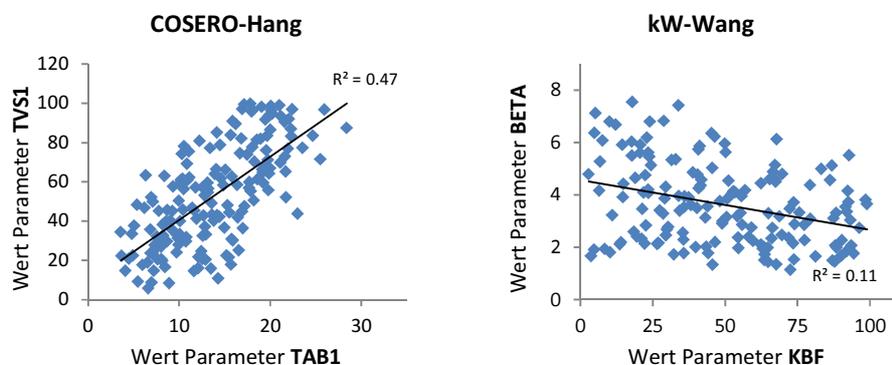
Abb. 67: swm-vertikal – Verteilung der behavioural parameters, Lammer

### 5.3.3.5 Parameterinteraktion

Für die als akzeptabel bewerteten Parameterkombinationen der vier Modelle wurde untersucht, ob zwischen den Werten einzelner Parameter Korrelationen auftreten. In der Gesamtheit aller zufällig ausgewählten Parameterkombinationen zeigen sich für die Werte von jeweils zwei Parametern keine Korrelationen. Treten diese dann bei den als gültig bewerteten Parameterkombinationen auf, deutet dies auf ein Zusammenwirken der beiden Parameter hin. Dabei können beide Parameter ähnliche Auswirkungen haben oder die Wirkung eines Parameters kompensiert die Wirkung des anderen. Bei starkem Zusammenwirken zweier Parameter kann die Möglichkeit geprüft werden, das

Modellverhalten nur aufgrund der Wirkung eines Parameters zu erhalten. Wenn eine Reduktion der Parameter erfolgen soll, sind die Parameter mit hoher Korrelation daher jene, bei denen angesetzt werden kann. Wenn zwei Parameter mit hohen Korrelationen beibehalten werden, kann bei der Parameterfestlegung ein unabhängiger Parameter geschätzt werden, aus dem die Werte der beiden korrelierten Parameter abgeleitet werden. Auch dies führt de facto zu einer Reduktion der frei kalibrierbaren Parameter. Die hier berechnete lineare Korrelation von Parameterpaaren verweist nur auf lineare Zusammenhänge zwischen jeweils zwei Parametern. Ausgeprägte nicht-lineare Zusammenhänge zwischen jeweils zwei Parametern konnten bei einer optischen Beurteilung von Scatterplots (wie in Abb. 68) nicht erkannt werden. Bei einer ausführlichen Untersuchung mit dem Ziel der Reduktion von Variablen könnte eine mehrdimensionale Analyse in einer Principal Component Analysis erfolgen. Eine sehr rechenintensive Methode der mehrdimensionalen Sensitivitätsanalyse liegt mit Sobol's globaler Unsicherheitsanalyse vor (van Werkhoven et al. 2008), die hier nicht angewendet wurde.

Abb. 68 zeigt zwei Beispiele der Korrelationen in den akzeptablen Parametersätzen. Für die beiden Speicherkonstanten des Oberflächenabflussspeichers TAB1 und TVS1 (siehe Gl. 4) in COSERO-Hang ergibt sich ein sehr hoher Koeffizient von  $R=0.69$ . Im Modell kW-Wang errechnet sich für BETA (Exponent der Funktion des abflusswirksamen Niederschlags, siehe Gl. 2) und KBF (maximale Versickerungsrate aus dem Bodenspeicher, siehe Gl. 35) ein deutlich niedrigeres  $R$  von  $-0.33$ . Ein positiver Wert, wie in der linken Grafik, zeigt dabei an, dass höhere Werte des einen Parameters mit höheren Werten des zweiten korrelieren, bei negativen Werten, wie in der rechten Grafik, verhält es sich umgekehrt.



**Abb. 68: Beispiele für lineare Korrelationen zwischen Parameterpaaren der akzeptablen Parametersätze**

In den in Tabelle 11 angeführten Korrelationsmatrizen für die akzeptablen Parametersätze aller vier Modelle sind Werte über 0.3 bzw. unter -0.3 eingefärbt. In COSERO-Hang kann ein deutlicher Zusammenhang nur zwischen TAB1 und TVS1, den Speicherkoeffizienten des Oberflächenabflussspeichers, erkannt werden. Dieses Verhalten ist üblich in Speichermodellen. Dies ist auch ein typischer Fall, in dem bei der Parametervergabe ein unabhängiger Wert geschätzt werden kann, mit dem die korrelierten Werte für TVS1 und TAB1 verknüpft sind.

Im kW-Wang-Modell zeigen sich für die Parameter BETA (Exponent der Funktion des abflusswirksamen Niederschlags, siehe Gl. 2), H1 (Exponent der Funktion der Versickerung aus dem Bodenspeicher, siehe Gl. 35) und KBF (maximale Versickerungsrate aus dem Bodenspeicher, siehe

Gl. 35) relativ große Korrelationen. Diese drei Parameter kontrollieren die Füllung und Entleerung des Bodenspeichers. Zur Berechnung des Abflusses könnte grundsätzlich eine Kombination der Gleichungen (mit einem Parameter weniger) zu einem gleichartigen Ergebnis führen. BETA beschreibt aber die Infiltration an der oberen Grenzschicht des Bodenmoduls und H1 und KBF die Versickerung an der unteren Grenzschicht dieses Speichers. Der dazwischenliegende Speicher ist zur Abbildung des pflanzenverfügbaren Wassers und zur Berechnung der Verdunstung notwendig, weshalb in den meisten Anwendungen die zweifache Berechnung benötigt wird.

In den beiden swm-Modellen zeigt sich ein sehr ähnliches Verhalten. Der Zusammenhang zwischen IFSC (Faktor der Funktion des Zwischenabflusses, , siehe Gl. 38) und TVS2 (Parameter der Reduktion der Tiefenperkolation, , siehe Gl. 31) wurde schon in den Untersuchungen am Test-Hang deutlich, eine Reduktion der Parameter wäre hier möglich. Die Auswirkungen der beiden Parameter sind aber nur für den Hangabfluss gleich, in Bezug auf die Bodenfeuchte und die Versickerung in den Grundwasserspeicher haben sie unterschiedliche Auswirkungen. Im Zusammenwirken treten hier hohe TVS2-Werte, die zu höheren Basisabflussanteilen führen, als Kompensation hoher IFSC-Werte auf, die höhere Zwischenabflussanteile hervorrufen. THETAF (der Wassergehalt des Bodens bei Sättigung, , siehe Gl. 20) und IFSC zeigen ebenfalls eine hohe Korrelation, beide Parameter haben aber gleichartige Auswirkungen auf die Dynamik des Wassertransports. Da THETAF Teil der Beschreibung der Bodenwassercharakteristik ist und IFSC im konzeptionellen Ansatz der Berechnung des Zwischenabflusses Anwendung findet, wäre eine Kombination nur bei einer Neuformulierung der Zwischenabflussermittlung möglich.

**Tabelle 11: Korrelationsmatrizen der akzeptablen Parametersätze (Lammer)**

<b>COS</b>	BETA	TAB1	H1	TVS1	TAB2	H2	TVS2	<b>kWW</b>	BETA	H1	KBF	TAB2	TVS2	H2	PEX2
BETA	1.00	0.05	-0.16	-0.01	-0.05	0.04	0.01	BETA	1.00	0.41	-0.33	-0.02	0.20	-0.01	-0.12
TAB1	0.05	1.00	-0.10	0.69	-0.06	-0.22	0.02	H1	0.41	1.00	0.37	0.03	0.18	0.04	-0.03
H1	-0.16	-0.10	1.00	0.14	0.05	-0.12	0.13	KBF	-0.33	0.37	1.00	-0.01	-0.04	-0.03	0.08
TVS1	-0.01	0.69	0.14	1.00	0.23	-0.09	0.04	TAB2	-0.02	0.03	-0.01	1.00	0.34	0.04	0.06
TAB2	-0.05	-0.06	0.05	0.23	1.00	-0.11	0.14	TVS2	0.20	0.18	-0.04	0.34	1.00	0.11	0.05
H2	0.04	-0.22	-0.12	-0.09	-0.11	1.00	-0.16	H2	-0.01	0.04	-0.03	0.04	0.11	1.00	0.03
TVS2	0.01	0.02	0.13	0.04	0.14	-0.16	1.00	PEX2	-0.12	-0.03	0.08	0.06	0.05	0.03	1.00
<b>lat</b>	TVS1	TVS2	IFSC	KF	BEXP	PSIF	TH.F	<b>vert</b>	TVS1	TVS2	IFSC	KF	BEXP	PSIF	TH.F
TVS1	1.00	-0.04	-0.04	-0.12	-0.08	-0.19	-0.16	TVS1	1.00	-0.12	-0.03	-0.03	-0.16	-0.09	-0.21
TVS2	-0.04	1.00	0.66	0.04	0.00	-0.04	0.07	TVS2	-0.12	1.00	0.60	-0.03	-0.11	0.05	0.12
IFSC	-0.04	0.66	1.00	-0.13	-0.28	-0.09	0.35	IFSC	-0.03	0.60	1.00	-0.15	-0.25	-0.11	0.43
KF	-0.12	0.04	-0.13	1.00	0.04	0.08	0.07	KF	-0.03	-0.03	-0.15	1.00	0.04	0.08	0.03
BEXP	-0.08	0.00	-0.28	0.04	1.00	0.10	-0.21	BEXP	-0.16	-0.11	-0.25	0.04	1.00	0.06	-0.09
PSIF	-0.19	-0.04	-0.09	0.08	0.10	1.00	-0.10	PSIF	-0.09	0.05	-0.11	0.08	0.06	1.00	-0.02
TH.F	-0.16	0.07	0.35	0.07	-0.21	-0.10	1.00	TH.F	-0.21	0.12	0.43	0.03	-0.09	-0.02	1.00

### 5.3.4 Abflusssimulationen der Validierungsperioden

Die Hydrographen und Konfidenzbänder der Validierungsperioden Sommer 2004 und Sommer 2006 der vier Modelle zeigen im Wesentlichen dieselben Charakteristika wie jene der Kalibrierungsperiode Sommer 2005 (Abb. 69 und Abb. 70).

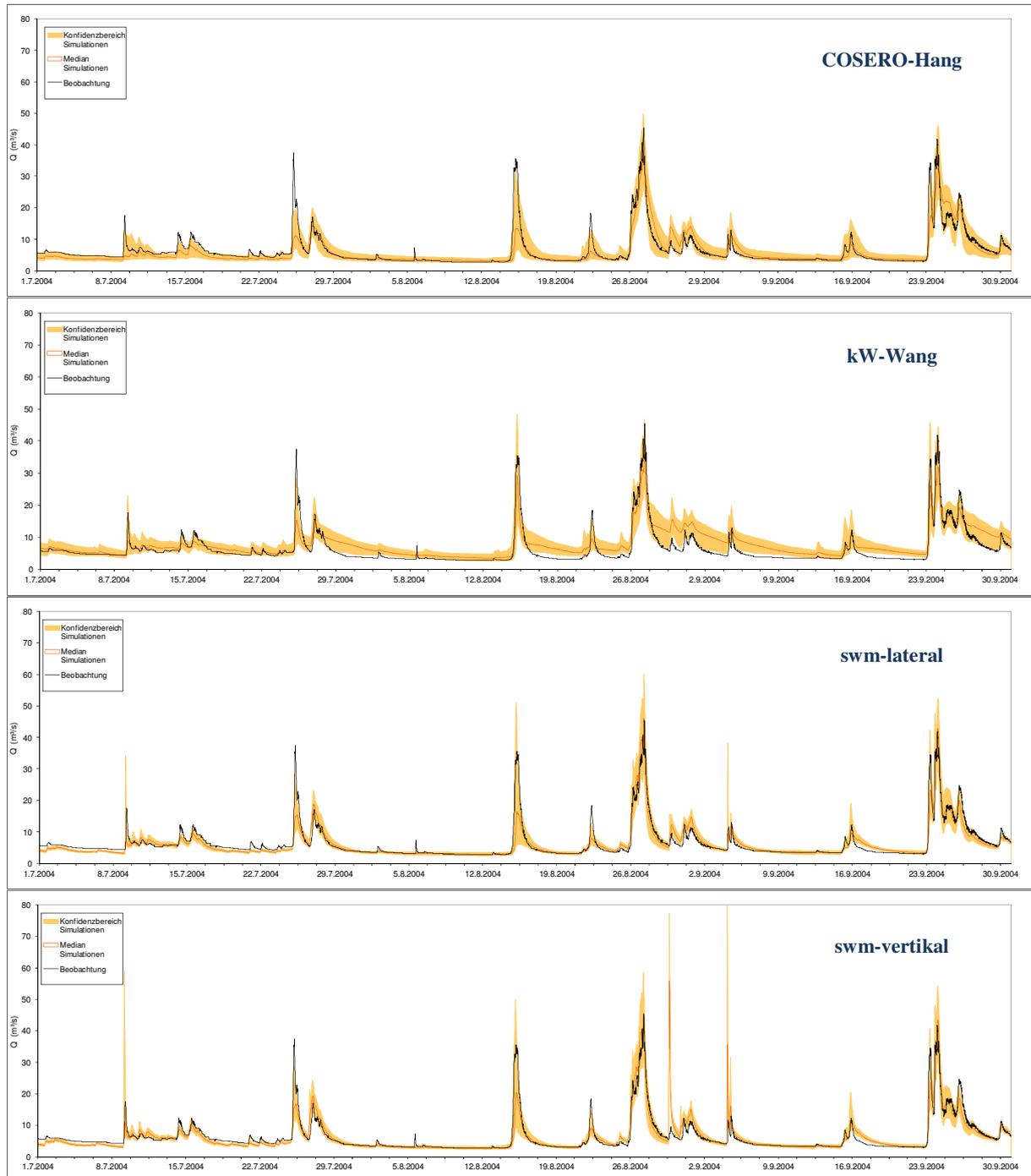


Abb. 69: Hydrographen für den Sommer 2004, Validierung Lammer

COSERO-Hang neigt zu zu trägen Ereignissimulationen mit zu niedrigen Spitzen und zeigt die höchste Unsicherheit im abfallenden Ast. Bei kW-Wang entsteht, noch ausgeprägter als in der Kalibrierungsperiode, ein Knick im Übergang von Oberflächenabfluss zu Zwischenabfluss. Die

Konfidenzintervalle sind im abfallenden Ast und bis weit in die Niederwasserphasen sehr weit. Die swm-Modelle haben deutlich schmalere Konfidenzintervalle, die aber insgesamt die Beobachtungen sehr gut abdecken. Einige Parametersätze führen zu deutlichen Überschätzungen, vor allem der kleineren Spitzen. Bei swm-vertikal ist dies stärker ausgeprägt, einige Ereignisse im Sommer 2004 werden mit fast alle Parameterkombinationen überschätzt.

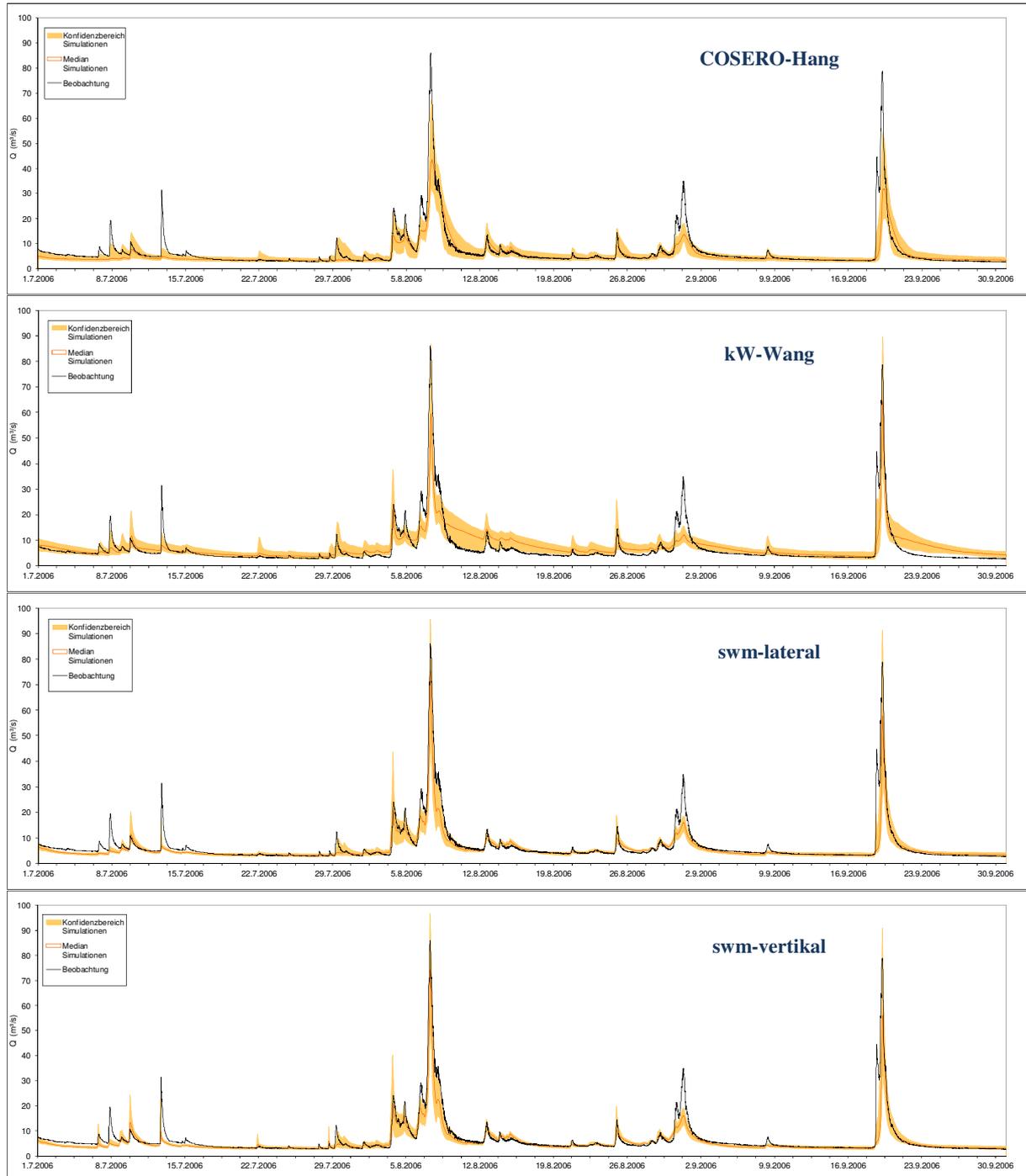


Abb. 70: Hydrographen für den Sommer 2006, Validierung Lammer

## 5.3.5 Quantitative Gütekriterien

### 5.3.5.1 Modellvergleich

Abb. 71 zeigt die Verteilung der Gütekriterien, auf denen im Wesentlichen die Unterscheidung der Simulationen in *non-behavioural* und *behavioural* (nicht akzeptabel/akzeptabel; nicht gültig/gültig) beruht (mittlerer MSE der Ereignisse und des ansteigenden und abfallenden Asts). Die Verteilungen des Nash-Sutcliffe-Gütekriteriums für die gesamten Perioden sind in Abb. 72 dargestellt. Die besten Werte der einzelnen Modelle für diese Kriterien sind in Tabelle 12 angeführt. Abb. 73 zeigt Zusammenhänge zwischen der Spitzenabweichung  $P_{diff}$  und der mittleren Ereignisgüte (MSE *event*) und zwischen den beiden Gütemaßen, die sich auf die Abflussspitzen beziehen ( $P_{diff}$  und  $P_{time}$ ).

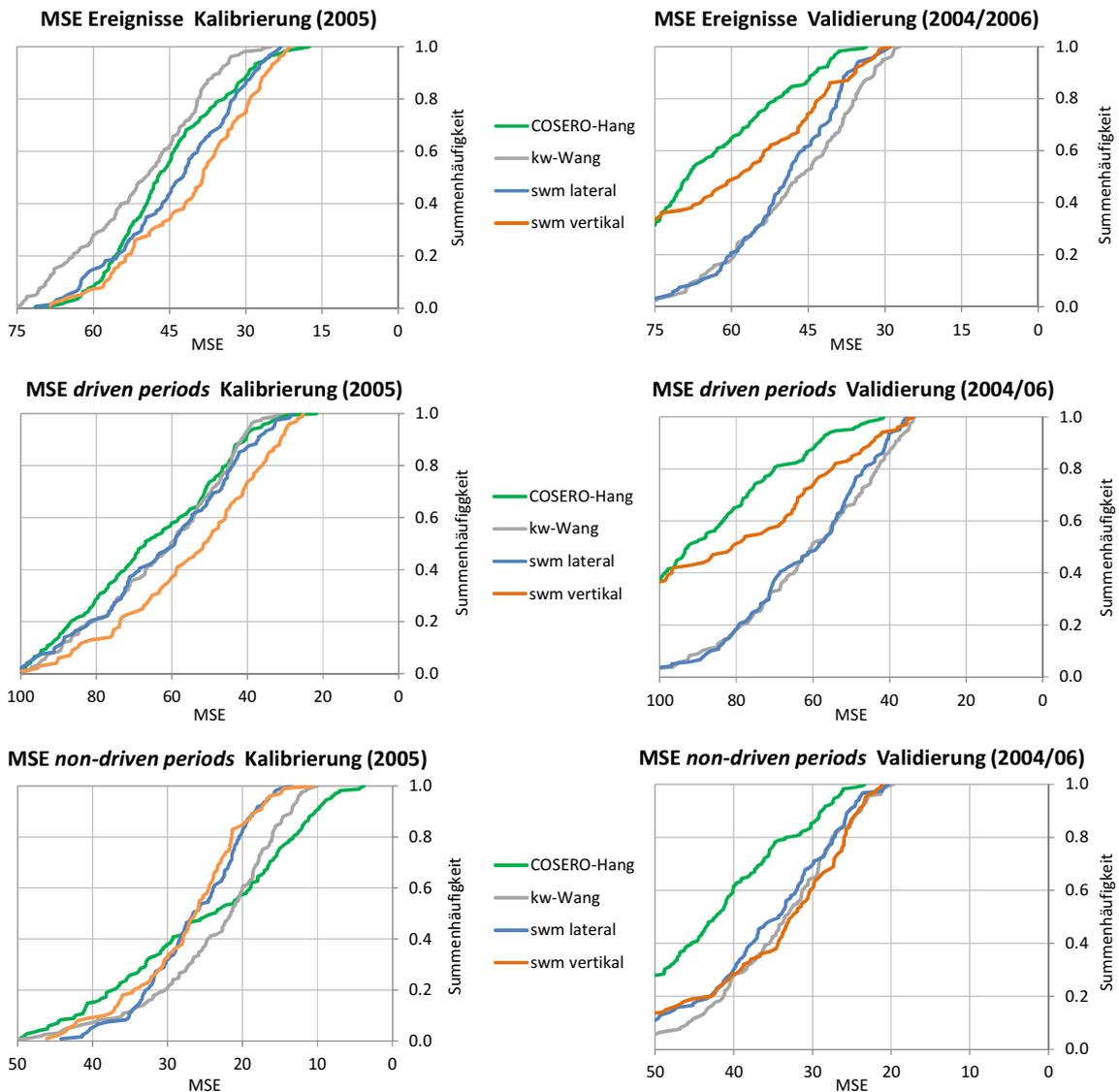
In den linken Grafiken in Abb. 71 beginnt die horizontale Achse mit dem gewählten GLUE-Grenzwert der Güte. Bei allen drei Kriterien erzielt COSERO-Hang jeweils die besten Ergebnisse in der Kalibrierungsperiode. In der *driven period* (dem ansteigenden Ast der Ereignisse) liegen die besten Simulationen der drei übrigen Modelle nur knapp darunter. Die Verteilungen sind ebenfalls sehr ähnlich, swm-vertikal weist insgesamt etwas bessere Simulationen auf als die anderen Modelle. In der *non-driven period* (dem abfallenden Ast) ist COSERO-Hang deutlich besser als die anderen Modelle, und zwar mit einer Vielzahl von Realisierungen. Interessant ist hier das gute Abschneiden des kW-Wang-Modells, das bei einer optischen Beurteilung in diesem Bereich aufgrund des offensichtlichen Knicks im Abflussgang kein zufriedenstellendes Ergebnis zeigt. Offenbar ist die sehr gute Anpassung im oberen Bereich des abfallenden Asts ausreichend, um die sehr schlechte Simulation im untersten Bereich auszugleichen. Die swm-Modelle zeigen in der *non-driven period* vor allem aufgrund der schlechten Anpassung beim größten Ereignis um den 13.7.2005 die schlechtesten Ergebnisse. Über die gesamten Ereignisse liegen die swm-Modelle dann bei den besten Simulationen zwischen COSERO-Hang und kW-Wang, wobei sie aber insgesamt mehr gute Realisierungen aufweisen als die anderen Modelle.

Für den Vergleich zwischen Kalibrierungs- und Validierungsperiode muss beachtet werden, dass Unterschiede in den Absolutwerten durch die Höhe des Abflusses (MSE) und die Varianz im Abfluss (NSE) in der jeweiligen Periode beeinflusst werden. Wesentlicher ist hier also der Vergleich der verschiedenen Modelle in den jeweils gleichen Perioden.

COSERO-Hang ist bei den Ereignissen der Validierungsperioden nun das schlechteste der vier Modelle. Die gute Anpassbarkeit an die Beobachtungen, die sich in den hohen Werten der Gütekriterien in der Kalibrierungsperiode zeigt, führt zu einer zu starken Konditionierung durch die Beobachtungsdaten der Kalibrierungsphase. Die schlechten Ergebnisse für die Ereignisse hängen damit zusammen, wie Abb. 73 zeigt, dass die Spitzen auch in der Validierungsphase (blaue Grafik) zu niedrig ( $P_{diff}$  negativ) und zu spät ( $P_{time}$  positiv) simuliert werden. Dieses Verhalten zeigt sich tendenziell auch in der Kalibrierungsperiode (orange Grafik) – allerdings zeigen die swm-Modelle und mit Einschränkungen auch das kW-Wang-Modell eine Verbesserung von der Kalibrierungs- zur Validierungsperiode bei diesen beiden Größen, weshalb COSERO-Hang vergleichsweise schlechter wird.

Der Rückgang der Güte ist bei den stärker physikalisch basierten swm-Modellen deutlich niedriger, sie zeigen also eine stabilere Simulation, die weniger von den Daten der Kalibrierung abhängt. Bei swm-vertikal ergeben einige Realisierungen aber auch sehr schlechte Ereignisgüten. Diese Simulationen weisen sehr hohe Überschätzungen einzelner, kleiner Ereignisse auf, was sich zwar nicht im Mittelwert der *peak difference* niederschlägt (Abb. 73), aber im MSE der *driven periods* und der gesamten Events.

Das kW-Wang-Modell zeigt kaum einen Rückgang der Güte in der Validierung, teilweise sogar eine Zunahme, und schneidet daher bei diesen rechnerischen Kriterien sehr gut ab. Die optische Beurteilung der Hydrographen zeigt aber wie gesagt einen noch stärker ausgeprägten Knick im Abflussgang als in der Kalibrierung und damit kein zufriedenstellendes Ergebnis.



**Abb. 71: Verteilung des MSE der Ereignissimulationen sowie der ansteigenden Äste (*driven periods*) und abfallenden Äste (*non-driven periods*) mit akzeptablen Parametersätzen an der Lammer**

Die Verteilungen der Gütekriterien für die gesamten Perioden in Abb. 72 zeigen ebenfalls den Rückgang der Simulationsgüte zwischen Kalibrierung und Validierung im COSERO-Hang-Modell. Ebenso gut erkennbar ist, dass das kW-Wang-Modell in der Kalibrierung am schlechtesten abschneidet, aber in der Validierung nicht schlechter wird, und dass die swm-Modelle sich in der Validierung nur geringfügig verschlechtern. Die Ergebnisse entsprechen insgesamt jenen für die Ereignis-Gütekriterien, sodass hier der Schluss naheliegt, dass die Wahl des Gütekriteriums für die vorliegende Analyse einen geringen Einfluss zeigt. Die Simulationen des kW-Wang-Modells werden

durch alle Gütekriterien günstiger bewertet als in einer visuellen Beurteilung. Aufgrund der visuellen Beurteilung der Hydrographen kann das Modell kW-Wang allerdings als fehlerhafte Modellstruktur klassifiziert werden

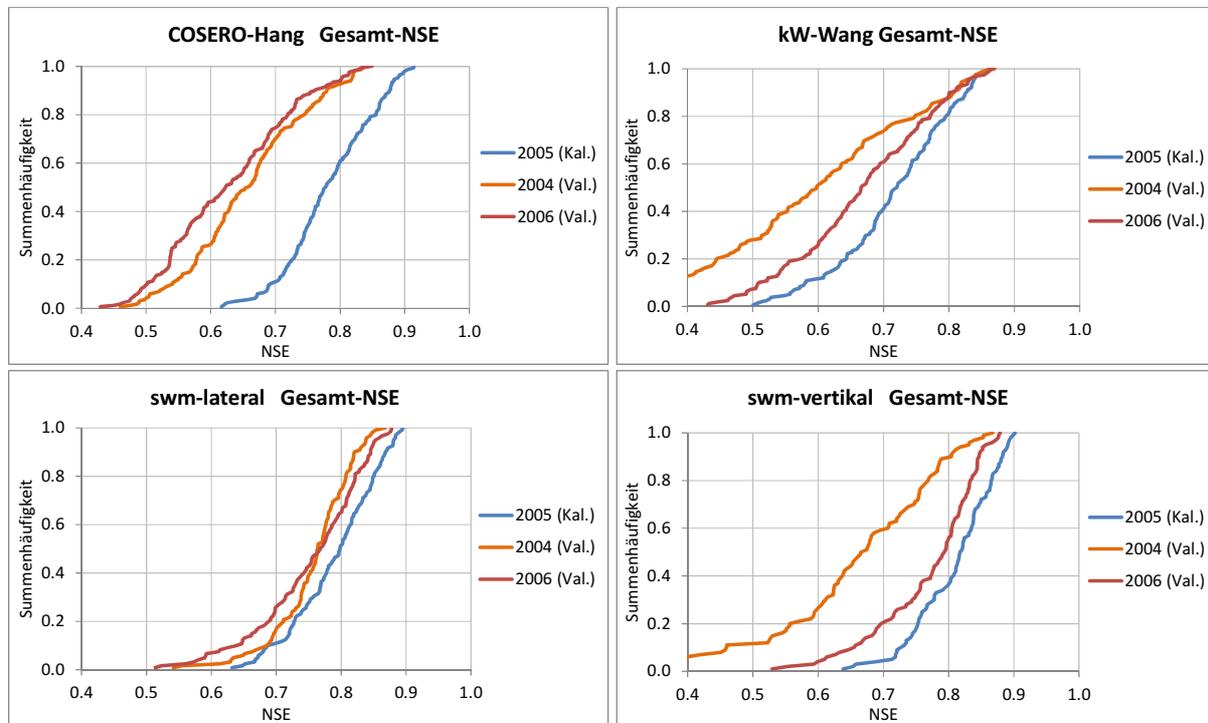
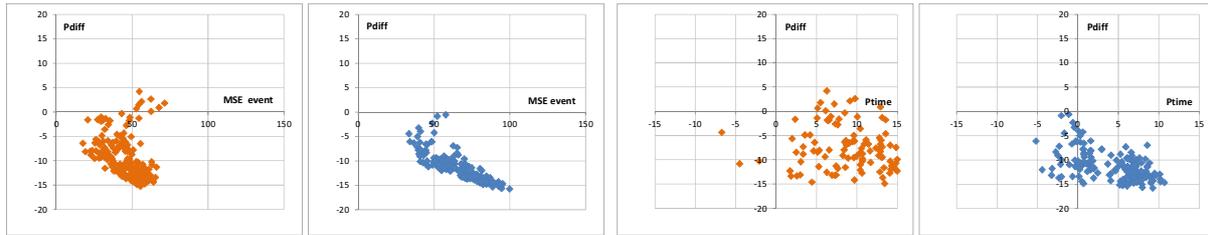


Abb. 72: Nash-Sutcliffe-Efficiency für die gesamten Perioden an der Lammer

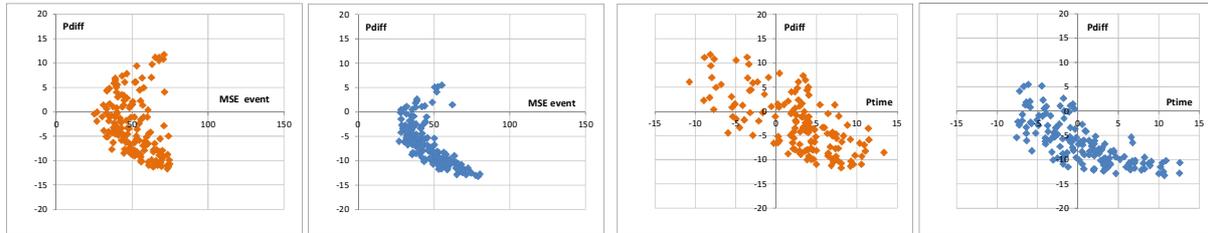
Tabelle 12: Gütekriterien der optimalen Simulationen (Lammer)

Kriterium	Ereignisse						gesamte Periode		
	driven MSE		non-driven MSE		event MSE		NSE		
Periode	2005	2004/06	2005	2004/06	2005	2004/06	2005	2004	2006
COSERO-Hang	21.7	41.5	3.8	23.4	17.5	33.6	0.91	0.84	0.85
kW-Wang	31.5	33.3	10.0	19.2	25.0	27.1	0.86	0.87	0.87
swm-lateral	28.1	35.1	13.5	20.3	23.1	29.1	0.90	0.87	0.88
swm-vertikal	25.2	33.7	10.5	21.2	21.3	28.9	0.90	0.87	0.88

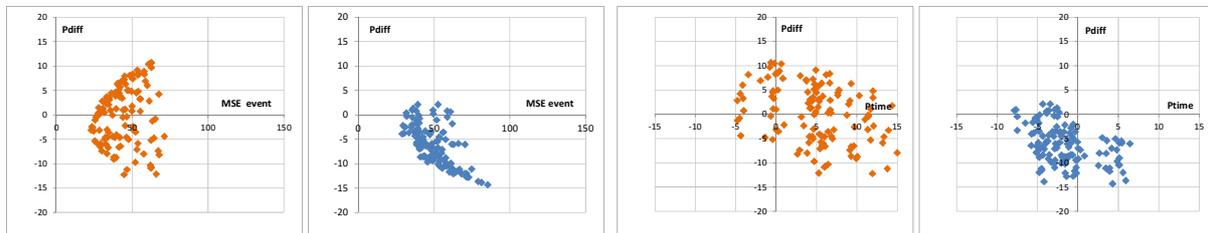
### COSERO-Hang:



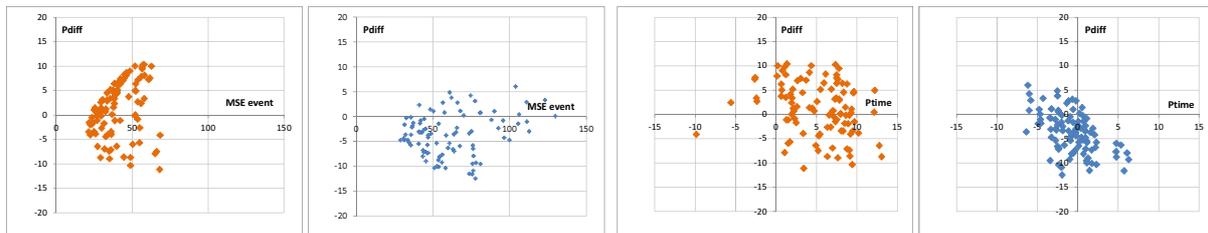
### kW-Wang:



### swm-lateral:



### swm-vertikal:



Kalibrierung 2005

Validierung 2004/2006

Kalibrierung 2005

Validierung 2004/2006

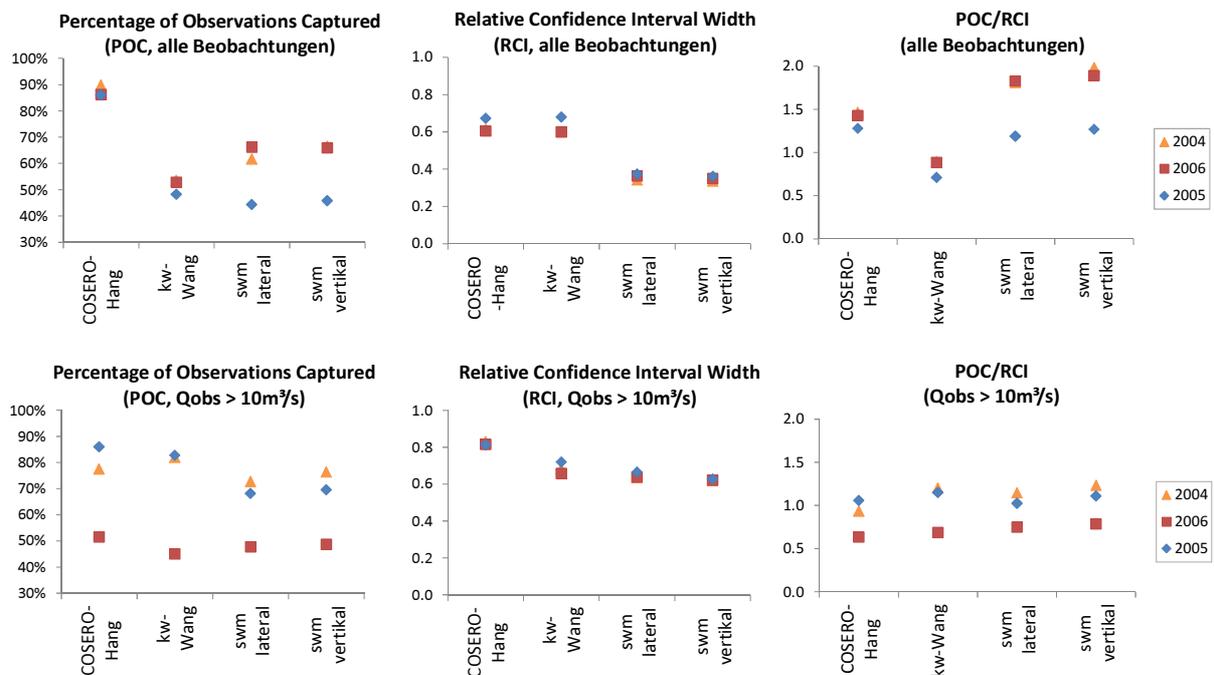
**Abb. 73: Zusammenhänge zwischen Ereignis-Gütekriterien MSE und Pdiff (links) und Ptime und Pdiff (rechts), jeweils für die Kalibrierungsperiode (orange) und die Validierungsperiode (blau)**

Die numerische Beurteilung der Weite des 90%-Konfidenzbereichs der Abflusssimulationen und der Zahl der damit abgedeckten Beobachtungen in Anlehnung an die Methode von Van Griensven und Meixner (2006) ist zusammenfassend in Abb. 74 dargestellt.

Der Prozentanteil der Beobachtungen, die innerhalb des 90%-Konfidenzbereichs der Simulationen liegen (*Percentage of Observations Captured* POC), ist bei der Betrachtung aller Beobachtungen beim Modell COSERO-Hang in allen drei Simulationsperioden am höchsten (Abb. 74 oben links). Aufgrund der Flexibilität der Anpassung des COSERO-Modells sind mit unterschiedlichen Parametersätzen deutlich unterschiedliche Formen des Hydrographen möglich, sodass insgesamt die größte Zahl an Beobachtungspunkten abgedeckt wird. Die anderen drei Modelle weisen einen deutlich niedrigeren POC-Wert für die gesamte Periode auf. Bei den swm-Modellen steigt dieser allerdings für die Validierungsperioden an. Diese relativ starren Modelle, die weniger gut an die Beobachtungen angepasst werden können, zeigen sich also auch bei der Analyse mit diesem Beurteilungskriterium als stabiler. Das kW-Wang-Modell trifft in allen drei Perioden nur ca. die Hälfte der Beobachtungen. Für

die Beobachtungen während Abflussereignissen (mit  $Q_{obs} > 10\text{m}^3/\text{s}$ , Abb. 74 unten links), für die die Modelle kalibriert wurden, liegen die vier Modelle wesentlich näher beieinander, wobei COSERO-Hang auch hier immer den höchsten Wert aufweist. Das kW-Wang-Modell zeigt hier relativ gute Ergebnisse. In diesem Unterschied zwischen den Ergebnissen für die gesamten Perioden und für die Ereignisse spiegelt sich nun – im Gegensatz zu den oben beschriebenen Gütekriterien – die optisch erkennbare Schwäche des kW-Wang-Modells im unteren Bereich des abfallenden Asts wider, die nur das Ergebnis für den gesamten Zeitraum beeinflusst. Der Unterschied zwischen den einzelnen Perioden ist insgesamt größer als jener zwischen den Modellen, was auf eine Abhängigkeit des Beurteilungskriteriums POC von der Charakteristik des Abflussganges der jeweiligen Periode hinweist.

Die Ergebnisse der relativen Breite des Konfidenzintervalls (*Relative Confidence Interval Width RCI*) hingegen zeigen größere Unterschiede zwischen den Modellen als zwischen den Perioden (Abb. 74 Mitte). Die Werte für COSERO-Hang und kW-Wang liegen dabei etwas höher als jene der swm-Modelle.



**Abb. 74:** Prozentanteil der Beobachtungen an der Lammer, die innerhalb des 90%-Konfidenzbereichs der Simulationen liegen (POC, links); die relative Breite des Konfidenzbereichs (RCI, Mitte) und Verhältnis POC/RCI (rechts), jeweils oben für alle Beobachtung und unten für Beobachtungen über  $10\text{m}^3/\text{s}$

Daher ergeben sich für das Verhältnis von POC zu RCI erkennbare Unterschiede sowohl zwischen den Perioden wie zwischen den Modellen. Im Ergebnis für die Ereignisspitzen ( $Q > 10\text{m}^3/\text{s}$ , Abb. 74 rechts unten) ist dieser Wert für alle Modelle im Jahr 2006 niedriger als in den beiden anderen Perioden. In der zweiten Validierungsperiode des Jahres 2004 liegt er für alle Modelle aber im Bereich des Werts für die Kalibrierungsperiode, es ist also keine systematische Verschlechterung von Kalibrierung zu Validierung erkennbar (was nach der ursprünglichen Überlegung von Van Griensven und Meixner, 2006, eine positive Beurteilung aller vier Modellstrukturen zulässt). COSERO-Hang ist nun aber – bei

insgesamt geringen Differenzen zwischen den Modellen – das Modell mit den niedrigsten Werten, aufgrund der vergleichsweise großen Weite des Konfidenzintervalls. Dieses ist in den swm-Modellen wesentlich schmaler, weshalb diese Modelle trotz der etwas geringeren Anzahl der damit abgedeckten Beobachtungen einen höheren POC/RCI-Wert haben. Ein ähnliches Muster zeigt sich bei der Betrachtung aller Beobachtungen der gesamten Simulationsperioden (Abb. 74 rechts oben). COSERO-Hang deckt einen weiteren Bereich an möglichen Ergebnissen ab, dies führt aber zu so großen Konfidenzintervallen (RCI), dass das POC/RCI-Verhältnis trotz des höheren Anteils an inkludierten Beobachtungen (POC) unter jenem der swm-Modelle liegt. Das kW-Wang-Modell schneidet hier deutlich am schlechtesten ab, was sich wieder aus der schlechten Abbildung der unteren Bereiche der abfallenden Äste erklären lässt.

Das „beste“ Modell kann aufgrund der beschriebenen quantitativen Auswertungen nicht bestimmt werden. Alle Modelle erreichen vergleichbar gute Gütekriterien des simulierten Abflusses. Das in der Kalibrierungsperiode beste Modell COSERO-Hang erreicht in der Validierung schlechtere Werte. Das in der visuellen Beurteilung als problematisch bewertete Modell kW-Wang erreicht ebenfalls sehr gute Gütemaße. Nur im Maß der getroffenen Beobachtungen innerhalb des Konfidenzintervalls (POC/RCI) wird die optisch erkennbare Schwäche von kW-Wang abgebildet. Die swm-Modelle, die sich sehr ähnlich verhalten, können etwas weniger gut an Beobachtungen angepasst werden, zeigen in den Validierungsperioden aber stabile Simulationsergebnisse.

Insgesamt kann daher die Hypothese, dass Modelle, die konzeptionelle Elemente mit stärker physikalisch basierten Ansätzen kombinieren, zu besseren Simulationen des Ereignisabflusses führen als rein konzeptionelle Modelle, nicht bestätigt werden.

### 5.3.5.2 Ensemblesimulation

Aus den Simulationen der vier Modelle mit jeweils einem optimalen Parametersatz wurde – für jeden Zeitschritt – der Mittelwert errechnet. Dieser Mittelwert eines Ensembles verschiedener Modellstrukturen wurde, wie die einzelnen optimalen Modellläufe, mit den Beobachtungen verglichen. In Abb. 75 sind die resultierenden Gütekriterien des Ensembledittelwertes sowie der einzelnen Modelle dargestellt. Bei der Beurteilung der gesamten Simulationsperiode (Abb. 75 links) ist der Ensembledittelwert in allen Jahren besser als alle einzelnen Modelle (mit einer Ausnahme, dem Ergebnis mit swm-lateral im Jahr 2006). Im Mittel der drei Jahre liegt er deutlich besser als die einzelnen Modelle. Bei Gütekriterien, die sich auf Ereignisse beziehen – beim dargestellten mittleren Ereignis-MSE ebenso wie bei anderen Event-Gütekriterien – schneidet der Ensembledittelwert immer sehr gut, aber nicht klar am besten ab.

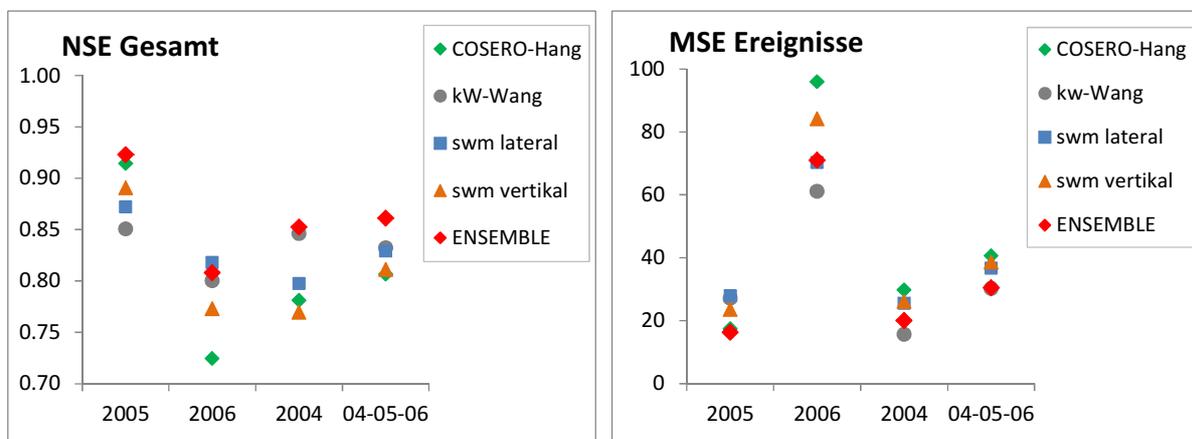


Abb. 75: Simulationsgüte der einzelnen Modelle (mit optimalen Parametern) im Vergleich mit dem Ensemble-Mittelwert (ENSEMBLE, rot)

Dieses Ergebnis hängt damit zusammen, dass die untersuchten Modelle in verschiedenen Bereichen des Hydrographen Defizite aufweisen. Während kW-Wang und in geringerem Ausmaß die swm-Modelle Schwächen bei der Simulation des abfallenden Asts zeigen, wird dieser von COSERO-Hang besonders gut simuliert. Im Bereich des Spitzenabflusses wiederum neigt COSERO-Hang zu einer Unterschätzung der Abflussspitze, während kW-Wang und die swm-Modelle eher eine Überschätzung ergeben. Unter diesen Bedingungen führt eine Mittelung der Modelle zu einer sehr guten Simulation.

Auch andere Modellvergleiche kamen zu einem ähnlichen Ergebnis (z.B. Butts et al. 2004, Georgakakos et al. 2004). Sowohl in diesen Arbeiten wie auch hier zeigt sich allerdings eine nur relativ geringe Verbesserung gegenüber den Simulationen mit einzelnen guten Modellen. Für operationelle Anwendungen scheinen der zusätzliche Arbeitsaufwand und die längere Rechenzeit, die mit Parameterschätzung, Simulation und Beurteilung mehrerer Modelle verbunden sind, daher nicht gerechtfertigt. Mit dem vorliegenden Paket an Modellstrukturen ist eine Ensemblesimulation aber grundsätzlich möglich, der zusätzliche Aufwand ist aufgrund des gleichen Sets an Input- und Outputdateien reduziert.

### 5.3.6 Simulierte Abflussanteile

Mit den im GLUE-Verfahren variierten Parametersätzen ergeben sich für jedes Modell jeweils verschiedene simulierte Abflussanteile für Oberflächenabfluss, Zwischenabfluss und Basisabfluss. Die folgenden Grafiken zeigen die Häufigkeitsverteilungen der Abflussanteile, sowohl für alle Simulationen als auch für die als gültig akzeptierten Simulationen (Abb. 76). Die akzeptablen Simulationen entsprechen dabei den oben dargestellten Hydrographen (Abb. 60, Abb. 62, Abb. 64, Abb. 66). Sie wurden also aufgrund der simulierten Abflussganglinie der Ereignisse akzeptiert, und nicht aufgrund der hier dargestellten Abflussanteile, für die ja keine Beobachtungen vorliegen. Die Abflussanteile wurden über die gesamte Kalibrierungsperiode 2005 aufsummiert. In den Grafiken ist jeweils oben die Verteilung der Abflussanteile aller Simulationen und unten jene der akzeptablen Simulationen dargestellt. In der linken, blauen Grafik ist der Anteil des Oberflächenabflusses, in der mittleren, roten jener des Zwischenabflusses und in der rechten, grünen, jener des Basisabflusses abgebildet.

Mit COSERO-Hang ergeben sich für alle Simulationen Anteile des Oberflächenabflusses über einen sehr weiten Bereich von unter 10% bis zu 70%. Die gültigen Parametersätze liegen aber deutlich in Bereichen hoher Anteile des Oberflächenabflusses (30 - 60%). Das bedeutet, dass mit COSERO-Hang mit niedrigeren Anteilen (unter 20%) keine akzeptable Simulation erzielt werden kann. Dies spricht einmal mehr dafür, dass der rasche Abfluss aus dem ersten Linearspeicher nicht ausschließlich als *overland flow* interpretiert werden kann. Bei so hohen Anteilen an raschem Abfluss muss man in Betracht ziehen, dass rascher bodennaher Interflow ebenfalls durch den ersten Linearspeicher repräsentiert wird. Die grundsätzliche Möglichkeit, mit verschiedenen Parametersätzen sehr unterschiedliche Abflussanteile zu simulieren, bedeutet auch, dass die Kenntnis der Größenordnung der Abflussanteile aus experimentellen Messungen ein hohes Potential zur Festlegung optimaler Parametersätze hat.

Im kW-Wang-Modell zeigen sich für den Oberflächenabfluss geringere Unterschiede zwischen allen und den gültigen Simulationen. Die Anteile liegen in beiden Fällen größtenteils zwischen 0 und 30%, wobei die akzeptablen Simulationen ein deutliches Maximum im Bereich zwischen 10 und 20% aufweisen. Die Anteile des Zwischenabflusses weisen hier ein weites Spektrum zwischen 0 und 90% auf, mit einem deutlichen Maximum bei den gültigen Simulationen bei 40 bis 60%. Auch hier könnten Informationen zu den tatsächlichen Abflussanteilen zur Wahl optimaler Parametersätze beitragen.

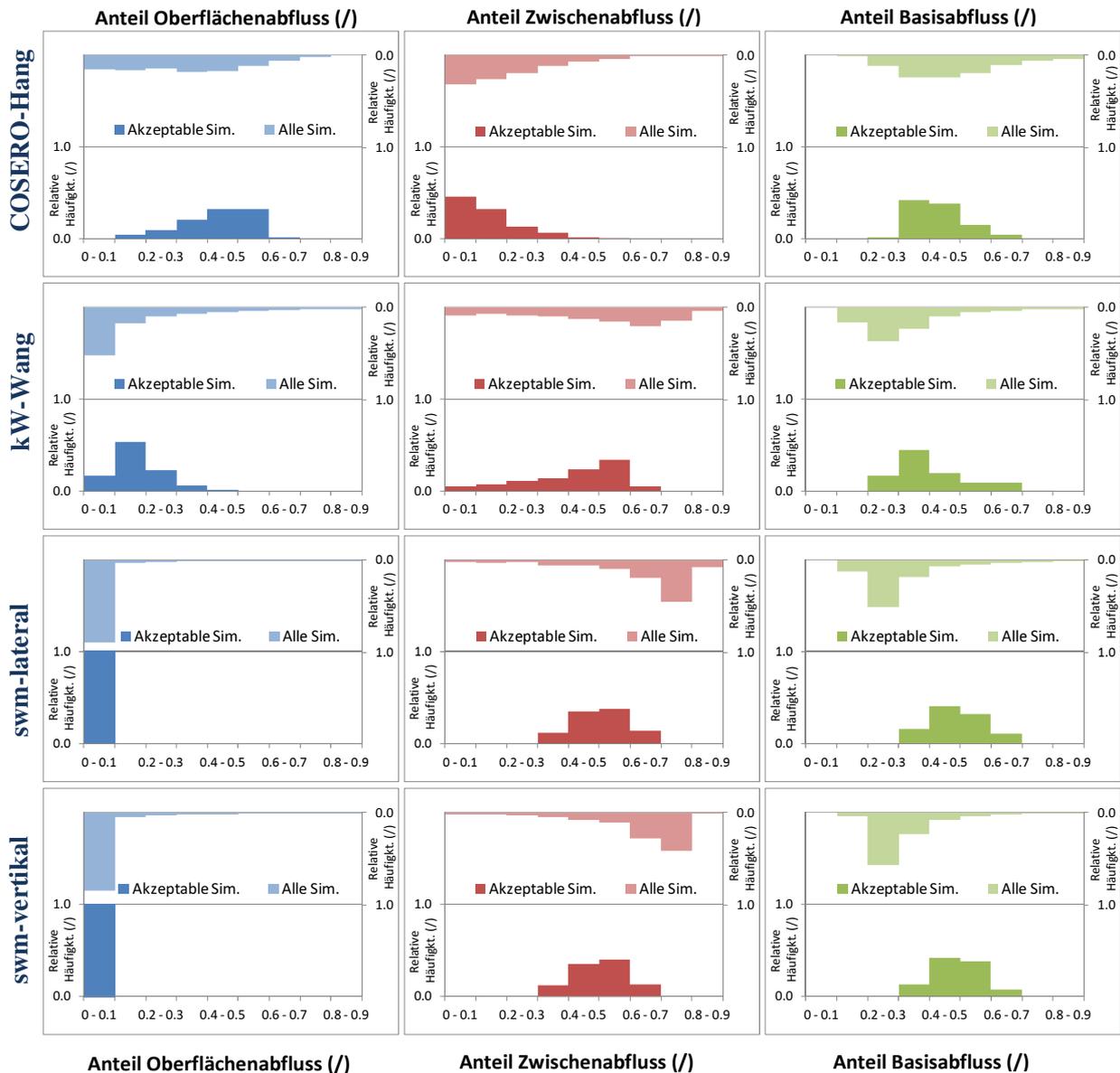


Abb. 76: Verteilung der Abflussanteile aller 4 Modelle, jeweils für alle 1000 Simulationen (oben) und die akzeptablen Simulationen (unten) an der Lammer

Bei beiden swm-Modellen zeigen sich eingeschränkte Bereiche der möglichen simulierten Abflussanteile des Oberflächenabflusses von größtenteils unter 10%, bei den gültigen Simulationen ausschließlich unter 10%. Bei beiden swm-Modellen ergeben sich deutliche Verschiebungen der Zwischenabfluss- und Basisabflussanteile von allen zu den gültigen Simulationen. Während die Mehrzahl der Simulationen insgesamt im Bereich von 60 und 80% Zwischenabfluss und 20% und 40% Basisabfluss liegt, liegen die meisten akzeptablen Simulationen zwischen 40 und 60% Zwischenabfluss und 40 und 60% Basisabfluss. Der sehr schmale Bereich für den Oberflächenabfluss sowie die deutliche Einschränkung der Simulationen des Zwischen- und Basisabflusses durch die Beobachtungen des Abflussganges bedeuten für die swm-Modelle, dass Kenntnisse der tatsächlichen Verhältnisse der Abflusskomponenten entweder zu einer Bestätigung oder Ablehnung dieser Modellstrukturen (bzw. zu einer notwendigen Anpassung) führen würden.

Insgesamt bestätigt diese Auswertung der Simulationen mit variierten Parametern die Ergebnisse für den virtuellen Hang (siehe Kapitel 5.2). Kenntnisse der in der Natur auftretenden Abflussanteile weisen ein sehr hohes Potential zur Wahl des adäquaten Modells sowie zur Verbesserung der Modellstrukturen auf. Die enormen Unterschiede zwischen den verschiedenen Modellen, aber auch zwischen den unterschiedlichen Parametrisierungen derselben Modelle, deuten darauf hin, dass auch nur ungefähre Informationen zu den Verhältnissen der Abflusskomponenten große Fortschritte bei der hydrologischen Modellierung bringen könnten.

### 5.3.7 Vergleich der Unsicherheiten aus verschiedenen Quellen

#### 5.3.7.1 Analyse der Inputunsicherheit

Die aus der Unsicherheit in den Eingangsdaten für Niederschläge resultierende Unsicherheit in der hydrologischen Simulation wurde analysiert, indem vorhandene Niederschlagsszenarien für das Gebiet der Lammer angewendet wurden. Die in Zusammenarbeit zwischen Hydrologen und Meteorologen erstellten unterschiedlichen Niederschlagsfelder (Herrnegger et al. 2010a, siehe Kapitel 3.4.2) unterscheiden sich nicht in den zugrundeliegenden Punktmessungen, sondern in der Interpolationsmethode: es wurden jeweils unterschiedliche Annahmen zur Höhenabhängigkeit des Niederschlags getroffen. Die verschiedenen Niederschlagsfelder weisen im Gebietsmittel vor allem leichte Verschiebungen auf (etwas höherer oder niedrigerer Niederschlag), zeigen aber sehr ähnliche Verläufe. Die räumliche Verteilung ist allerdings zum Teil deutlich unterschiedlich (Herrnegger et al. 2010a).

In den hydrologischen Simulationen der vier Modelle (jeweils mit einem optimalen Parametersatz) zeigt sich insgesamt ein relativ geringer Unterschied aus den Anwendungen der unterschiedlichen Niederschlagsszenarien. Abb. 77 zeigt oben die Nash-Sutcliffe-Efficiency NSE für die gesamten simulierten Perioden (2004, 2005 und 2006) sowie den mittleren Mean Squared Error MSE für alle Ereignisse der drei Simulationsperioden für die verschiedenen Niederschlagsszenarien. Die Zahlen an der horizontalen Achse stehen für die verschiedenen Experimente bei Herrnegger et al. (2010a). H2 steht für die Niederschlagsfelder, die hier in allen übrigen Anwendungen eingesetzt wurden (für „Hydris 2“, das Hochwasservorhersagemodell, für dessen Erstellung sie ermittelt wurden). Die Unterschiede zwischen den Niederschlagsszenarien liegen im Bereich der Unterschiede zwischen den Modellen. Eine Ausnahme stellt das Experiment 20 dar, dessen sehr hohen Niederschläge zu deutlich schlechteren Simulationsgüten führen. Dies kann damit zusammenhängen, dass die zur Kalibrierung der Modelle verwendeten Inputdaten (H2) im Vergleich relativ geringe Werte aufweisen. Wenn dies bei der Parameterschätzung implizit kompensiert wird (vgl. Andréassian et al. 2010), erzielen die so gewählten Parameter bessere Simulationen mit ebenfalls eher geringen Niederschlägen.

Betrachtet man spezifischere Güteparameter wie den mittleren Spitzenfehler (Pdiff) und die mittlere zeitliche Abweichung der Ereignisspitzen (Ptime), erkennt man, dass sich im Hydrographen im Wesentlichen die Unterschiede in den Inputdaten widerspiegeln (Abb. 77 unten). Die Abflussspitzen bzw. der daraus resultierende Fehler (Pdiff) schwanken zwischen den einzelnen Szenarien relativ stark, tendenziell mehr als zwischen den verschiedenen Modellen. Das Timing der Spitzen (Ptime) unterscheidet sich zwischen den Niederschlagsszenarien aber deutlich weniger als zwischen den Modellen.

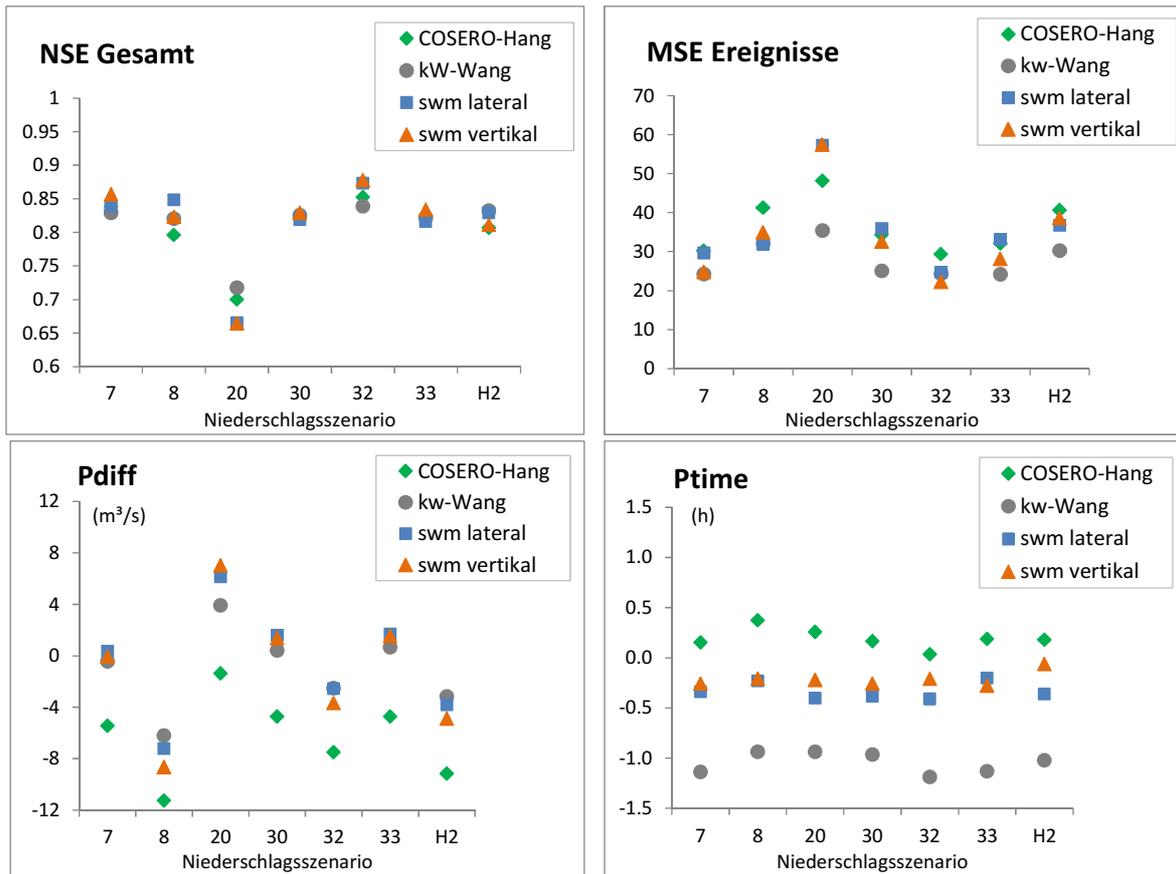


Abb. 77: Simulationsgüte der verschiedenen Modelle mit unterschiedlichen Niederschlagsszenarien

Dies hängt eben damit zusammen, dass die Niederschlagsszenarien eine Verschiebung der Inputganglinie nach oben oder unten herbeiführen, die zu einer entsprechenden Verschiebung in der Outputganglinie führt (Abb. 78 links). Die Simulationen der verschiedenen Modelle hingegen zeigen deutlich unterschiedliche Dynamiken und Verläufe und führen daher auch zu etwas stärkeren Unterschieden im Timing der Spitze (Abb. 78 rechts, Simulation mit einem optimalen Parametersatz).

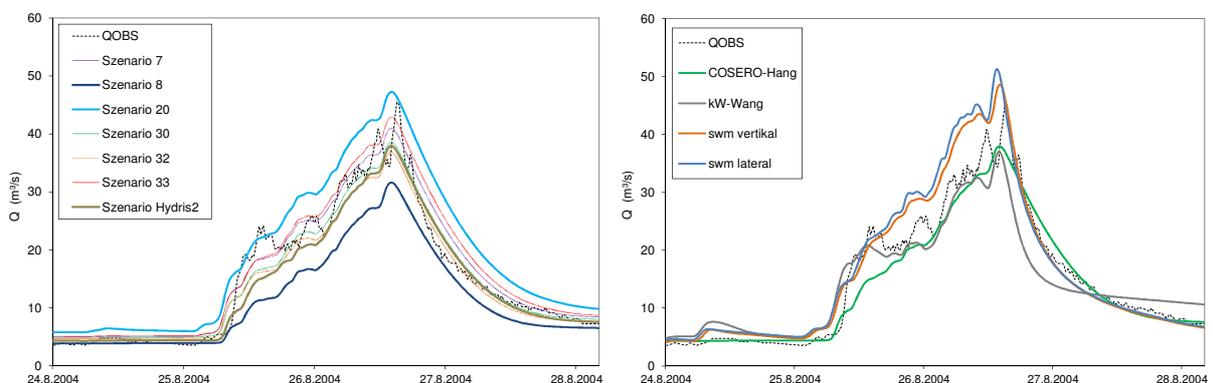


Abb. 78: Verläufe der Simulationen für ein Ereignis mit unterschiedlichen Niederschlagsszenarien (Modell COSERO-Hang) und unterschiedlichen Modellen (Niederschlagsszenario H2)

Unterschiede aufgrund der räumlichen Verteilungen der Niederschläge sind durch das stärkere Signal der Gesamtniederschlagshöhe in den hydrologischen Simulationen des gesamten Einzugsgebiets praktisch nicht erkennbar. Dieses Ergebnis stimmt mit mehreren Untersuchungen überein, die einen sehr geringen Einfluss der räumlichen Verteilung des Niederschlags auf die Simulation an Pegeln zeigten (z.B. Atkinson et al. 2003, Das 2006, Younger et al. 2009).

#### 5.3.7.2 Gegenüberstellung der verschiedenen Unsicherheiten

Um die Unsicherheiten aus den verschiedenen berücksichtigten Quellen einander gegenüberzustellen wird für alle Auswertungen die Bandbreite der Unsicherheitsintervalle der Simulationsergebnisse gemeinsam dargestellt (Abb. 79). Als Grenzen des Unsicherheitsbereichs wurden für die Parameterunsicherheiten die 5%- und 95%-Quantile der GLUE-Auswertung herangezogen, für die Inputunsicherheit Maximum und Minimum der Ergebnisse mit verschiedenen Niederschlagsszenarien, für die Modelle die niedrigsten und höchsten Werte der Simulationen mit den optimalen Parametersätzen. Diese Breite wurde bei der GLUE-Auswertung auf den Median aller Simulationen, bei den anderen Auswertungen auf den Mittelwert von Maximal- und Minimalwert bezogen. Als Ergebnis entspricht die berechnete Größe einem Prozentanteil des simulierten Abflusses und wird daher als relative Breite des Unsicherheitsintervalls bezeichnet. In Abb. 79 ist der Mittelwert aller drei simulierten Perioden dargestellt.

Die Weite der Unsicherheitsintervalle aufgrund der Parameter ist stark modellabhängig. Bei COSERO-Hang und kW-Wang, den weniger physikalisch basierten Modellen, ist sie höher als die Weite der Simulationsintervalle aus den Szenarien des Niederschlagsinputs, bei den swm-Modellen liegen beide Größen im selben Bereich. Die Intervalle aufgrund der unterschiedlichen Modelle sind etwas niedriger als jene aus Niederschlags- und Parameter-Variationen. Insgesamt liegen die Unsicherheiten aus den drei untersuchten Quellen in vergleichbaren Bereichen.

Die Ergebnisse bestätigen also die Hypothese, dass die aus der Wahl der Modellstruktur resultierende Unsicherheit in der Größenordnung der Unsicherheiten aus Parameterschätzung und Niederschlagsinput liegt.

Dieses Ergebnis entspricht weitgehend jenem von Butts et al. (2004), die ebenfalls Unsicherheiten in grundsätzlich ähnlichen Größenordnungen feststellen. In ihrer Studie stellt sich – im Gegensatz zur den Ergebnissen hier – aber die Modellstruktur als im Vergleich etwas größere Quelle der Unsicherheit heraus. Die Unterschiede zwischen den einzelnen Modellstrukturen beziehen bei Butts et al. (2004) aber die räumliche Diskretisierung und die Simulation des Grundwassers und des Gerinneroutings mit ein, die sich in dieser Arbeit nicht unterscheiden. Modellvergleiche mit noch geringeren Unterschieden zwischen den einzelnen Modellvarianten (Varianten konzeptioneller Modelle, z.B. Bai et al. 2009, Krueger et al. 2010) ergeben dementsprechend vergleichsweise noch geringere Unsicherheiten aufgrund der Modellstruktur.

Anders als in Erfahrungen aus bisherigen Auswertungen in derselben Region (Nachtnebel et al. 2009) spielen die unterschiedlichen Niederschlagsszenarien eine geringere Rolle für die Unsicherheit der Simulationen. Dies entspricht der Einschätzung einer Reihe von Autoren (Andréassian et al. 2001, Das 2006, Balin et al. 2010). Grundmann (2009) erhielt allerdings bei einem Vergleich mit der Unsicherheit aus Parametervariationen deutlich höhere Unsicherheiten aufgrund unterschiedlicher Niederschlagsszenarien.

An dieser Stelle wird noch einmal darauf hingewiesen, dass die Ergebnisse stark von den zugrundeliegenden Annahmen bestimmt werden. Die Weite der GLUE-Unsicherheitsintervalle wird sowohl von der Wahl des *Likelihood*-Maßes und seines Grenzwertes beeinflusst, als auch von den für die Variation ausgewählten Parametern. Ausmaß und Art der Unterschiede in den

Niederschlagsszenarien bestimmen die Differenzen in den Simulationen mit diesen verschiedenen Inputs. Die Unterschiede zwischen den Modellstrukturen hängen natürlich von der Wahl der Modelle ab, beim hier vorgenommenen Vergleich optimaler Simulationen auch (aber in wesentlich geringerem Ausmaß) von der Festlegung der optimalen Parameter.

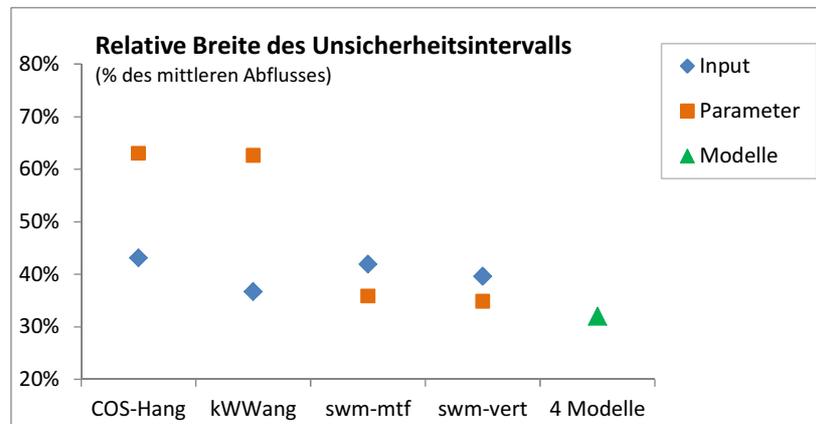


Abb. 79: Relative Breite der Unsicherheitsbänder für Parameter-, Input- und Modellunsicherheit

Die Unsicherheit in den Abflussbeobachtungen, die in dieser Arbeit nicht explizit berücksichtigt wird, liegt Literaturangaben zufolge zwischen 10% (Butts et al. 2004) und um die 20% (McMillan et al. 2010, Di Baldassarre und Montanari 2009) des Abflusses. Eine Analyse von Pegelschlüsseln des HD Salzburg für den Pegel Obergäu an der unteren Lammer ergibt Unterschiede in den Abflusswerten bei gleichen Wasserständen von 30-50% des Abflusses (SCIETEC, persönliche Mitteilung). Es kann aber davon ausgegangen werden, dass die Differenzen zwischen dem jeweils gültigen Pegelschlüssel und dem in der nächsten Messung korrigierten geringer sind als für das gesamte Ensemble an Pegelschlüsseln. Damit ergeben sich auch aus dieser Auswertungen Unsicherheiten aufgrund falscher Pegelschlüssel von tendenziell unter 30%. Insgesamt kann daher erwartet werden, dass die Unsicherheit aufgrund der Abflussmessungen vergleichsweise kleiner ist als die Unsicherheiten aus den anderen Quellen, die wie oben dargestellt im Bereich von rund 30 bis 60% des Abflusses liegen.

### 5.3.8 Diskussion der Ergebnisse und Schlussfolgerungen

Viele der Eigenschaften der Modelle, die sich in den Simulationen am virtuellen Testhang zeigen, können auch in den Einzugsgebiets-Simulationen unter Parameterunsicherheit erkannt werden. Im Rahmen der GLUE-Unsicherheitsanalyse wurden möglichst alle Parameter, die unmittelbar den Ereignisabfluss betreffen, variiert und in allen vier Modellen dieselbe Anzahl von sieben Parametern ausgewählt. Das *Likelihood*-Maß wurde ebenfalls für alle Modelle gleich definiert und so gewählt, dass ein vergleichbarer Anteil (zwischen 10 und 17%) der Simulationen akzeptiert wurden. Aus den GLUE-Auswertungen ergaben sich die Darstellung der Konfidenzintervalle und des Medians der gültigen Simulationen, die erreichten Simulationsgüten für eine Reihe von Gütemaßen, die Verteilung der variierten Parameter in den gültigen Simulationen und die Verteilung der simulierten Abflussanteile.

Die Simulationen mit COSERO-Hang führen zu den optisch am besten angepassten Hydrographen über den gesamten Bereich, bei systematischer Unterschätzung der Spitzen und zu trägen Ereignissimulationen. Aus den Parametervariationen ergeben sich relativ weite Konfidenzintervalle, vor allem im Bereich der Spitze und des abfallenden Asts. Für die Gütekriterien der gesamten Ereignisse, wie für den ansteigenden und abfallenden Ast, ergeben sich mit COSERO-Hang die besten

Werte der Kalibrierungsperiode. Für die Validierungsperioden sind die mit diesem Modell erreichten optimalen Werte aber schlechter als mit den anderen Modellen. Es zeigt sich, dass die Modellstruktur grundsätzlich sehr flexibel ist und deswegen sehr gut an die Beobachtung angepasst werden kann. Die starke Konditionierung durch die Daten führt aber zu einer weniger robusten Simulation in unabhängigen Perioden. Je nach Parametersatz können grundsätzlich sehr unterschiedliche Anteile der Abflusskomponenten simuliert werden. In den als akzeptable klassifizierten Simulationen ist der Anteil des Oberflächenabflusses mit 30-60% allerdings sehr hoch.

Mit kW-Wang ergeben sich auch mit variierten Parametern großteils optisch schlechte Hydrographen. Der abfallende Ast kann bei einigen Ereignissen mit keinem Parametersatz abgebildet werden. Für die meisten Parameterkombinationen zeigt sich der Knick im Übergang von Oberflächenabfluss zu Zwischenabfluss stärker als in den Ergebnissen am Testhang. Die in Kapitel 5.2.2 getroffene Schlussfolgerung, dass für eine insgesamt akzeptable Modellstruktur dieses Zusammenspiel verbessert werden sollte, wird klar bestätigt. Aufgrund der sehr guten Anpassung rund um die Abflussspitze der großen Ereignisse ergeben sich in den klassischen quantitativen Gütemaßen trotzdem gute Werte. Das Optimum ist zwar etwas niedriger als bei den anderen Modellen, wird dafür aber in der Validierung kaum schlechter. kW-Wang weist allerdings sehr weite Konfidenzintervalle auf, vor allem im abfallenden Ast, ohne damit eine größere Anzahl an Beobachtungen abzudecken, und ist in dieser Hinsicht erkennbar schlechter als die anderen Modelle. Die Anteile des Oberflächenabflusses liegen zwischen den sehr hohen von COSERO-Hang und den sehr niedrigen der swm-Modelle.

Die beiden swm-Modelle ergeben grundsätzlich zueinander sehr ähnliche Simulationen und Konfidenzintervalle. Swm-vertikal kann also durchaus als recheneffizientere Alternative des swm-lateral-Modells für Einzugsgebiete angesehen werden. Nur in der stärkeren Überschätzung einzelner Spitzen weist swm-vertikal Defizite auf, die durch eine verteilte Vergabe der maximalen Infiltrationskapazität, möglicherweise auch durch eine interne Verteilung innerhalb der Zonen, abgemindert werden könnten. Für beide swm-Modelle führt die Variation der Parameter zu deutlich geringen Unsicherheiten als für die anderen Modelle. Vor allem im abfallenden Ast ist die Breite der Konfidenzintervalle sehr schmal, wobei dieser Bereich für das große Ereignis Mitte Juli 2005 mit allen Parametersätzen relativ schlecht abgebildet wird. Hier kann durch vertikal verteilte Parameter in den Bodenschichten eine bessere Anpassung erreicht werden, wie am virtuellen Hang gezeigt wurde – dies wurde aber in den Monte-Carlo-Simulationen nicht inkludiert. Der Anteil des Oberflächenabflusses ist bei allen Simulationen, vor allem aber in den akzeptablen Simulationen, sehr gering. Höhere Anteile führen zu starken Spitzenüberschätzungen. Dies könnte möglicherweise verhindert werden, wenn bei Infiltrationsüberschuss nicht das ganze Gebiet oder ganze Zonen anspringen, sondern aufgrund einer Verteilung der maximalen Infiltrationskapazitäten nur Teile. In der Kalibrierungsperiode werden sehr gute Gütemaße erreicht. In der Validierungsperiode nimmt die Güte nur wenig ab, die Zahl der Beobachtungen innerhalb der Konfidenzintervalle wird sogar höher. Die Simulationen mit den swm-Modellen erweisen sich also als robuster als jene der anderen beiden Modelle. Swm-vertikal erreicht allerdings mit einem Teil der in der Kalibrierung akzeptierten Parametersätze in der Validierung deutlich schlechtere Ergebnisse.

Die Beurteilung der *posterior distributions* der Parameter in den akzeptablen Simulationen lässt klare Rückschlüsse auf sensitive Parameter zu (siehe Kapitel 5.3.3). Für swm-lateral zeigen die Ergebnisse auch eine gute Übereinstimmung mit der Sensitivitätsanalyse auf der Hangskala. Für den Modellvergleich erweist sich die Analyse aber als eher wenig aussagekräftiges Tool, weil die Ergebnisse für die einzelnen Modelle stark von der Parameterwahl und den Parametergrenzen beim Sampling geprägt sind. Eine direkte Gegenüberstellung der Identifizierbarkeiten und der Anzahl der kalibrierbaren Parameter wie bei Wagener et al. (2001) wurde daher nicht als sinnvoll angesehen.

Die swm-Modelle erreichen nur geringfügig schlechtere Gütemaße in der Kalibrierungsperiode und bessere Ergebnisse in den unabhängigen Simulationsperioden als COSERO-Hang. Dynamik und Spitzen der Ereignisse werden, trotz vereinzelter Überschätzungen, besser abgebildet. Aufgrund der zum Teil systematischen Abweichungen in den abfallenden Ästen und auch der sehr geringen simulierten Anteile an Oberflächenabfluss kann man aber nicht eine insgesamt klar bessere Simulation konstatieren. Die Hypothese, dass Modelle, die konzeptionelle Elemente mit stärker physikalisch basierten Ansätzen kombinieren (wie die swm-Modelle), bessere Simulationen des Ereignisabflusses ermöglichen als rein konzeptionelle Modelle (wie COSERO-Hang), kann daher für die hier untersuchten Modellstrukturen nicht bestätigt werden.

Insgesamt kann man das „beste“ der vier untersuchten Modelle aufgrund der beschriebenen Auswertungen nicht feststellen. Bei einer Beurteilung anhand des beobachteten Abflusses erreichen alle Modelle vergleichbare optimale Gütemaße. Aufgrund der visuellen Beurteilung der Hydrographen kann das Modell kW-Wang allerdings als fehlerhafte Modellstruktur klassifiziert werden. Bezieht man Literaturangaben zu Oberflächenabfluss in alpinen bewaldeten Gebieten mit ein (z.B. Markart et al., 2007, Hegg et al., 2004), die von sehr geringen Anteilen dieser Abflusskomponente ausgehen, könnte die Beurteilung von COSERO-Hang aufgrund seiner hohen simulierten Oberflächenanteile ebenfalls negativ ausfallen. Ohne Informationen zu den tatsächlichen Beiträgen der Abflusskomponenten im Gebiet der Lammer kann hier aber nur auf die großen Unterschiede in der Simulation der Abflussanteile hingewiesen werden, ohne daraus direkt eine Bewertung abzuleiten.

Die großen Unterschiede in den simulierten Anteilen der Abflusskomponenten lassen die Schlussfolgerung zu, dass die auch nur ungefähre Kenntnis dieser Größe aus Beobachtungen große Fortschritte bei der Verbesserung der Modelle bzw. bei der Wahl der Modellstruktur bringen kann. Bei der experimentellen Untersuchung von Hängen können die Abflussanteile mit einer Reihe von Methoden direkt gemessen werden (siehe Diskussion in Kapitel 5.2.5). Da einige der im Modell swm-lateral implementierten Berechnungsmethoden vor allem die Abbildung kleinräumiger Prozesse am Hang ermöglichen, wäre eine Weiterführung des hier vorgenommenen Modellvergleichs mit Daten eines experimentellen Hanges sinnvoll. Auf der Einzugsgebietsebene ist die Beobachtung der zum Gerinneabfluss beitragenden Abflusskomponenten aufgrund der großen Skala und der Mischung im Gerinne schwierig. Didszun und Uhlenbrook (2008) verweisen auf eine Reihe von Studien, in denen Tracer- und Isotopenmessungen für verschieden große Einzugsgebiete durchgeführt wurden, um Abflusskomponenten und beitragende Prozesse zu bestimmen. Für ihre Untersuchung erkennen sie aber für Gebiete, die größer als wenige km<sup>2</sup> sind, aufgrund von Mischungsprozessen große Schwierigkeiten in der Anwendung. Ein wesentliches Problem ist für Didszun und Uhlenbrook (2008) auch der Einfluss von Siedlungen in größeren Einzugsgebieten – der im Lammer-Tal allerdings eine untergeordnete Rolle spielen würde. Pfister et al. (2009) erwarten sich neue Erkenntnisse zum Anteil des Oberflächenabflusses durch die Messung von Diatomeen (einzelligen Kieselalgen) im Gewässer.

Für die angewendeten Gütekriterien, die den gesamten Simulationsverlauf und die mittlere Ereignisgüte beurteilen, zeigt sich ein grundsätzlich sehr ähnliches Verhalten – die daraus ableitbaren Folgerungen kann man mit jedem der Kriterien erhalten. Eine gewisse zusätzliche Information wird durch die Unterscheidung in *driven* und *non-driven periods* gewonnen. Die optisch erkennbare Schwäche des kW-Wang-Modells im abfallenden Ast wird in dem Gütemaß für die *non-driven period* aber ebenso wenig deutlich wie in den übrigen Größen. Nur in den Gütemaßen, die sich in Anlehnung an Van Griensven und Meixner (2006) auf die Breite der Konfidenzintervalle und die Anzahl der darin enthaltenen Beobachtungen beziehen, schneidet kW-Wang deutlich schlechter ab, so dass diese als sinnvolle Ergänzung der Auswertung angesehen werden können. Gütekriterien, die mit bestimmten Eigenschaften der Simulation verbunden werden können – wie die hier angewendeten Fehlermaße der Höhe und des zeitlichen Auftretens der Spitzen – liefern ebenfalls wertvolle Informationen. Vor allem aus den Ergebnissen dieser Kriterien lassen sich Rückschlüsse auf Defizite der Modellstrukturen

ziehen, wie z.B. aus der Unterschätzung der Spitzen in den meisten Simulationen mit COSERO-Hang. Diese Größen sind bei einer auf Abflussereignisse und ihre Spitzen fokussierten Untersuchung am ehesten mit *signature plots* im Sinne der *model diagnostics* von Gupta et al. (2008) vergleichbar. Als wichtigstes Element der Modelldiagnose zeigt sich allerdings die optische Beurteilung des Hydrographen, in der man sich sowohl auf bestimmte Abschnitte der Simulation konzentrieren wie alle Bereiche gemeinsam beurteilen kann. Eine optische Beurteilung ist allerdings für wenige Ereignisse, wie hier durchgeführt, einfacher als für längere Simulationsperioden, bei der die „Emulation der Intuition des Hydrologen“ (Gupta, 2010, Vortrag an der BOKU) durch *signature plots* eine größere Bedeutung haben mag.

Wegen der unterschiedlichen Qualitäten der vier Modelle in verschiedenen Bereichen des Hydrographen weist der Ensemble-Mittelwert der vier Simulationen mit optimalen Parametern für die Ereignis-Gütekriterien sehr gute Werte auf. In der Beurteilung über die gesamte simulierte Periode liegt er sogar deutlich besser als alle einzelnen Modelle. Die Verbesserung gegenüber den optimalen einzelnen Modellen scheint aber zu gering, um eine parallele Ensemble-Anwendung für praktische Zwecke zu rechtfertigen. Mit dem vorliegenden Modellsystem mit gleichen Input- und Outputdateien ist eine Ensemblesimulation aber mit vergleichsweise geringem zusätzlichem Aufwand möglich. Auch eine modulare Anwendung, bei der verschiedene Modellstrukturen für verschiedene Teilgebiete oder Zeiträume angewendet werden, ist damit möglich. Damit ist ein erster Schritt zur nächsten Generation hydrologischer Modelle getan, für die Clark et al. (2011), in Erweiterung des Konzepts räumlich verteilter Parameter, räumlich verteilte Modellstrukturen erwarten.

Die Variation des Niederschlag-Inputs hat wenig Einfluss auf die Dynamik der Simulation, daher auch vergleichsweise geringen Einfluss auf aggregierende Gütekriterien. Dies hängt mit den Eigenschaften der Niederschlagsszenarien zusammen, in denen der mittlere Gebietsniederschlag hauptsächlich skaliert wird, ohne dass die zeitliche Variabilität sich unterscheidet. Während der Einfluss der mittleren Gesamthöhe des Niederschlags im Abfluss erkennbar bleibt, zeigen die Unterschiede in der räumlichen Verteilung keine direkten Auswirkungen auf den Gebietsabfluss, was mit Ergebnissen anderer Studien (z.B. Atkinson et al. 2003, Das 2006) übereinstimmt. Die deutlichste Auswirkung der Niederschlagsszenarien zeigt sich in der Höhe der simulierten Abflussspitzen, die geringste auf das Timing der Spitzen.

Die hier vorgenommenen Auswertungen zu den Unsicherheiten aufgrund der Parameterwahl, der Eingangsdaten und der Wahl der Modellstruktur unterliegen einer Reihe von Annahmen und Randbedingungen, die einen wesentlichen Einfluss auf die Ergebnisse haben. Die in diesem Kapitel erfolgte detaillierte Beschreibung und kritische Diskussion dieser Annahmen soll die grundsätzliche Nachvollziehbarkeit der Ergebnisse ermöglichen. Die angewendeten Methoden – GLUE für die Parameterunsicherheit, Niederschlagsszenarien für die Inputunsicherheit, und die Anwendung optimaler Modelle für den direkten Modellvergleich – haben den Vorteil, dass die zugrundeliegenden Annahmen vergleichsweise anschaulich sind. Komplexere Untersuchungen, die sich formal strenger auf Bayes'sche Prinzipien beziehen (z.B. Ajami et al. 2005, Kavetski et al. 2006, Kuczera et al. 2006) können einen Teil ihrer Annahmen innerhalb der Auswertung überprüfen und anpassen. Sie sind aber keinesfalls frei von subjektiven, das Ergebnis beeinflussenden Annahmen (z.B. Fehlermodelle, Wahl der untersuchten Parameter, Beven 2008) – und haben den Nachteil, dass die getroffenen Annahmen und ihre möglichen Auswirkungen zum Teil schwierig nachvollzogen werden können. Während die GLUE-Auswertung hier separat für die einzelnen Modelle durchgeführt wurde, weil auch die Verteilungen der Parameter und der simulierten Abflussanteile beurteilt wurden, ist auch eine gemeinsame Auswertung wie bei Krueger et al. (2010) ein möglicher Ansatz.

Ein Vergleich der verschiedenen Unsicherheitsintervalle unter den dargestellten Annahmen zeigt, dass die Unsicherheit aufgrund der Parameter stark modellabhängig ist. Bei COSERO-Hang und kW-Wang

ist sie etwas höher als die Weite der Simulationsintervalle aus den Niederschlagszenarien, bei den swm-Modellen liegen beide Größen im selben Bereich. Die Intervalle aufgrund der vier unterschiedlichen Modelle sind geringfügig niedriger als jene aus Niederschlags- und Parameter-Variationen. Insgesamt liegen die Unsicherheiten aus den drei Quellen Modellstruktur, Parameter und Niederschlagsinput aber in vergleichbaren Bereichen – diese Hypothese kann daher bestätigt werden. Bei ebenfalls vergleichbaren Größenordnungen aller Unsicherheiten ergeben sich in der Studie von Butts et al. (2004) die größten Unsicherheiten aus der Wahl der Modellstruktur, wobei die Unterschiede zwischen den Modellen bei diesen Autoren tendenziell größer als in dieser Arbeit sind. Bei Modellvergleichen mit wenig unterschiedlichen Varianten konzeptioneller Modelle (z.B. Bai et al. 2009, Krueger et al. 2010) ergeben sich wiederum deutlich geringere Unsicherheiten aufgrund der Modellstruktur. Die Quantifizierung der Unsicherheiten unter Berücksichtigung der Wahl der Modellstruktur wird also stark von den Unterschieden in den Modellen beeinflusst. Die hier untersuchten Modellansätze weisen zwar deutliche Unterschiede auf, beschränken sich aber auf die Simulation der lokalen Abflussbildung. Eine Ausweitung auf die Berechnung der Verdunstung (vgl. Herrnegger et al. 2012), der Grundwasserdynamik oder des Gerinneroutings kann bei Anwendungen, in denen diese Komponenten eine wesentliche Rolle spielen, sinnvoll sein.

Als zentrale Schlussfolgerungen dieses Kapitels können die folgenden Punkte angeführt werden:

- Es kann kein „bestes“ Modell bestimmt werden. Das rein konzeptionelle Modell COSERO-Hang lässt sich am besten an Beobachtungen anpassen, erzielt dadurch aber schlechtere Ergebnisse in der Validierung. Die swm-Modelle mit beiden physikalisch basierten Modulen sind robuster und weisen geringere Unsicherheiten aufgrund der Parameterwahl auf. Für das Modell kW-Wang wird deutlich, dass unplausible Simulationen nicht durch die Parameterwahl, sondern durch die Modellstruktur bedingt sind.
- Hypothese (1) – Modelle, die konzeptionelle Elemente mit stärker physikalisch basierten Ansätzen kombinieren, führen zu besseren Simulationen des Ereignisabflusses als rein konzeptionelle Modelle – kann daher für die hier berücksichtigten Modelle nicht bestätigt werden.
- Da die verschiedenen Modelle in verschiedenen Bereichen des Hydrographen Defizite aufweisen, ergibt sich für den Ensemble-Mittelwert eine hohe Simulationsgüte.
- Es ergeben sich deutliche Unterschiede in den Simulationen der Abflussanteile des Oberflächen-, Zwischen- und Basisabflusses mit verschiedenen Parametersätzen und in den verschiedenen Modellen. Schon die ungefähre Kenntnis der Anteile der Abflusskomponenten in der Natur könnte daher wesentlich zur Modell- und Parameterwahl beitragen. Umgekehrt zeigt sich die hohe Unsicherheit vor allem aufgrund der Modellwahl bei Rückschlüssen auf dominante Prozesse.
- Hypothese (2) – Die aus der Wahl der Modellstruktur resultierende Unsicherheit in der hydrologischen Simulation liegt in der Größenordnung der Unsicherheiten aus Parameterschätzung und Niederschlagsinput – wird grundsätzlich bestätigt. Unter den hier getroffenen Annahmen, die die Ergebnisse wesentlich beeinflussen, ergeben sich aus der Wahl der Modellstruktur tendenziell etwas geringere Unsicherheiten in der Abflusssimulation als aus den anderen beiden untersuchten Quellen.

## 5.4 Modellverhalten bei der Simulation von Einzugsgebieten: Anwendung an der Strem

Der Modellvergleich wird mit derselben Methode wie im Einzugsgebiet der Lammer für das Gebiet der oberen Strem wiederholt. Dabei wird überprüft, ob die aus der Analyse der Anwendung im feuchten, alpinen Lammer-Gebiet gezogenen Schlüsse auch in einem trockeneren, im Flachland gelegenen Einzugsgebiet Gültigkeit haben. Sowohl die Methode der vergleichenden Anwendung und Beurteilung als auch die Simulationsergebnisse der einzelnen Modelle und deren diagnostische Analyse sollen dabei einer Überprüfung unterzogen werden. Ein Überblick über die Eigenschaften der verschiedenen Modelle findet sich in Tabelle 5 in Kapitel 4.2.

Einerseits wird also, wie an der Lammer, untersucht, wie gut die einzelnen Modelle zur Simulation des Abflusses der Strem geeignet sind und wie sich Unsicherheiten aufgrund der Parameterwahl auswirken. Die Analyse der Simulationen des Abflusses und der Abflussanteile sowie der Parameterverteilungen ermöglichen Rückschlüsse auf aus den Modellstrukturen resultierende Probleme für die Anwendung an der Strem.

Andererseits werden die Ergebnisse der Strem mit jenen der Lammer verglichen. Dabei zeigt sich, ob insgesamt ein „bestes“ Modell gefunden werden kann, das im alpinen Gebiet wie im Flachland erfolgreich ist. In der Analyse der Unterschiede zwischen den Gebieten soll herausgearbeitet werden, ob Abweichungen allein durch die verschiedenen Eigenschaften der Gebiete bedingt sind oder auf grundsätzliche Defizite und Verbesserungsmöglichkeiten der Modelle, aber auch der Beurteilungsmethode verweisen.

Der Vergleich der Unsicherheiten aus verschiedenen Quellen wird für das Strem-Gebiet nicht wiederholt.

### 5.4.1 Simulierte und beurteilte Perioden

An der Strem wurde der Juni in die Beurteilung der Sommermonate miteinbezogen, da hier keine Beeinflussung durch Schneeschmelze auftreten kann und einige größere Ereignisse im Juni auftreten. Als Vorlaufzeiten wurden sowohl für die Validierungsperioden als auch für die Kalibrierungsperiode die Monate April und Mai simuliert, aber nicht beurteilt (Tabelle 13).

**Tabelle 13: Kalibrierungs- und Validierungsperioden Strem**

Kalibrierung	1.6. 2005 - 30.9. 2005
Validierung	1.6. 2004 - 30.9. 2004
	1.6. 2006 - 30.9. 2006

Für die Beurteilung der Simulationsgüte des Ereignisabflusses an der Strem wurden für die Kalibrierungsperiode 11 Abflussereignisse herangezogen. Für die Validierungsperioden ergaben sich für 2004 13 Ereignisse und für 2006 8 Ereignisse. Die Zeitpunkte von Beginn und Ende der Ereignisse sind im Anhang aufgelistet. Ein Ereignis wurde ausgewählt, wenn der beobachtete Spitzenabfluss den Wert von 1 m<sup>3</sup>/s im Pegel Bocksdorf überstieg. Trotz dieses sehr niedrigen Schwellenwertes wird eine Vielzahl kleinerer Spitzen nicht berücksichtigt. Die Wahl dieses Schwellenwertes führt aber zu einer ähnlichen Anzahl an Ereignissen wie bei der Lammer. Mit dem rund dreifachen des Mittelwasserabflusses wurde der Grenzwert in dieser Hinsicht etwas niedriger als an der Lammer gewählt (wo der Grenzwert etwa dem doppelten Mittelwasserabfluss entspricht). Das

Verhältnis des Grenzwerts zu den Spitzenabflüssen der drei Perioden entspricht bei der Strem aber etwa jenem bei der Lammer (0.07, 0.18 und 0.22 bei der Strem; 0.12, 0.13 und 0.22 bei der Lammer).

#### 5.4.2 Festlegung der Anfangszustände und Parameterbereiche

Für die Strem konnte, anders als für die Lammer, nicht auf Parameterwerte eines bestehenden Modells Bezug genommen werden. Alle wesentlichen Modellparameter bzw. Parameterbereiche aller Modelle wurden neu festgelegt, wobei sowohl auf Erfahrungen aus früheren Bearbeitungen als auch auf Ergebnisse von Testsimulationen zurückgegriffen wurde (siehe Kapitel 4.3.3.2).

Die Parameter des Schneemodells – die hier aufgrund der Simulation in Sommermonaten und im Flachland praktisch keine Rolle spielen – wurden aus Vorlandgebieten im Salzachgebiet aus einem bestehenden Modell übernommen (Nachtnebel et al. 2009), die Schmelzfaktoren für das Strem-Gebiet aus der Wasserbilanzsimulation für ganz Österreich (Kling 2006).

Die zeitlich variable Größe des Interzeptionsspeichers sowie der ebenfalls zeitlich variable *crop coefficient* der Evapotranspiration, die beide die saisonale Veränderung der Vegetationsentwicklung beschreiben, wurden in Anlehnung an die Werte bei Herrnegger et al. (2011) vergeben.

Für die swm-Modelle wurde die vertikale Verteilung der Transpirationskapazität wieder gleich verteilt, d.h. entsprechend der Dicke der jeweiligen Bodenschicht, angenommen. Da Verdunstung im Strem-Gebiet eine relevante Rolle spielt, wäre bei einer Untersuchung der räumlichen Verteilung dieser Größe oder der damit in Zusammenhang stehenden Bodenfeuchte eine Vergabe entsprechend der Durchwurzelung in verschiedenen Tiefen sinnvoll. Dafür müssten aber auch genauere Angaben zur Vegetation vorliegen als die hier berücksichtigten Landnutzungsklassen. Hinweise auf die Durchwurzelung in verschiedenen Tiefen für unterschiedlichste Pflanzen finden sich in den Arbeiten von Lore Kutschera (z.B. Kutschera 1960 zu Kulturpflanzen oder Kutschera und Lichtenegger 2002 zu Waldbäumen).

Für die Festlegung der Speicherkonstante des Grundwasserspeichers wurden Rezessionsanalysen für vier Niederwasserperioden durchgeführt. Die logarithmische Anpassung an den Rückgang des Basisabflusses ergab aufgrund des grundsätzlich sehr geringen Abflusses und der geringen Neigung deutlich unterschiedliche Werte zwischen 2000 und 7000 h. Der Mittelwert von 4500 h wurde nach ersten Testsimulationen auf 3500 h verringert. Die wichtigere Größe für das Strem-Gebiet mit seinem sehr geringen Basisabfluss ist der Anfangszustand des Grundwasserspeichers, der einen sehr starken Einfluss auf die Höhe des Niedrigwasserabflusses während der gesamten Sommerperiode hat. Dies stellt einen wesentlichen Unterschied zum Lammer-Gebiet dar, wo nach der Schneeschmelze und den ersten frühsummerlichen Ereignissen der Basisabfluss während der übrigen Simulationsperiode nur wenig vom Anfangszustand beeinflusst ist. Auch der Anfangszustand des Bodenspeichers bzw. der Bodenfeuchte spielt an der Strem eine wichtigere Rolle. In Testsimulationen wurde der Wert des Anfangszustands des Grundwasserspeichers mit 20mm, jener der Bodenfeuchte mit 60% festgelegt. Für die swm-Modelle wird der Anfangszustand der Bodenfeuchte über das Matrixpotential festgelegt, wobei mit -100 kPa ein Wert gewählt wurde, der für den gewählten Bereich der Bodeneigenschaften einer Bodenfeuchte im Bereich von 60% entspricht.

Für COSERO-Hang sowie kW-Wang mussten die Parameter des Bodenspeichers festgelegt werden. Der Sättigungsgrad bei Feldkapazität und Welkepunkt wurden dabei entsprechend den in ÖWAV (2003) für sandigen Lehm angeführte Werten mit 0.30 und 0.12 gewählt. Die Bodenmächtigkeit wurde anschließend so gewählt, dass sich ein effektives Speichervermögen entsprechend den von Kling und Gupta (2009) beschriebenen Werten ergab. Der resultierende Wert von 750 mm stimmt grundsätzlich mit von Eder et al. (2003) angeführten Werten für ähnliche Böden (Fluvisol, Gleysol) überein (die tatsächlich vorherrschende Bodenart Pseudogley kommt bei Eder et al. 2003 nicht vor). Grundsätzlich

kann für mächtige Lehmböden, wie sie im Strem-Gebiet auftreten, angenommen werden, dass sie tatsächlich Bodenmächtigkeiten von über einem bis zu mehreren Metern aufweisen. Die unteren Schichten dieser Böden sind aber sehr kompakt und geringdurchlässig und können daher wie Stauschichten wirken (siehe auch weiter unten, Angaben des LfL 2011). Die für die Abflussbildung relevanten Prozesse können daher für eine geringmächtige obere Bodenschicht mit größerer Bodenwasserdynamik betrachtet werden. In einem Testlauf mit COSERO-Hang wurden der Parameter Bodenmächtigkeit und der Parameter KBF (Parameter der vertikalen Versickerung) in die Monte-Carlo-Simulationen mit einbezogen. Dabei erwies sich die gewählte Größe der Bodenmächtigkeit von 750 mm als günstigster Bereich. Für den Parameter KBF wurde der Wert aufgrund dieser Testauswertung mit 7000 h festgelegt.

Für die übrigen Parameter des Bodenmoduls und der Abflussbildung in den Modellen COSERO-Hang und kW-Wang wurden die Grenzen der Parametervariation festgelegt, die aus der Anwendung im Lammer-Gebiet und ersten Testsimulationen abgeleitet wurden (Tabelle 14). Grundsätzlich wurden aufgrund der geringeren Niederschläge und Abflüsse etwas kleinere Werte als an der Lammer gewählt.

Die Werte der Hangneigung für kW-Wang wurden aus dem Höhenmodell abgeleitet, wobei hier als Höhendifferenz die Differenz zwischen Maximal- und Minimalwert innerhalb einer Zone verwendet wurde (anstatt einer fixen Höhendifferenz wie bei der Lammer). Dies ergab bei den geringeren Höhendifferenzen im Strem-Gebiet plausible Werte, auch weil die zugrundeliegenden extremen Höhen einer Zone durch die größere Rasterweite des Geländemodells (75 m statt 10 m) bereits einen Mittelwert über eine größere Fläche darstellen.

Für das swm-Modell musste ebenfalls die Bodenmächtigkeit geschätzt werden. Der Einfluss dieser Größe wurde, ausgehend von den für COSERO-Hang und kW-Wang festgelegten Werten von 750 mm in Testsimulationen mit swm-vertikal untersucht. Die Bodenmächtigkeit, im Zusammenspiel mit den gewählten Bodeneigenschaften, erwies sich dabei als wesentliche Größe für die resultierenden Simulationen. Bei vertikal gleichartig parametrisierten Böden und Bodenmächtigkeiten von 750 mm und 550 mm reicht der Niederschlag nicht aus, um zu einer Aufsättigung des Bodenprofils zu führen, es entsteht daher nur Zwischenabfluss und Infiltrationsüberschuss. Aufgrund der Charakterisierung des Pseudogley als Bodenart, die im Einfluss von alternierender Austrocknung und Vernässung entsteht (Schroeder 1992), wurde aber angestrebt, den Boden so zu parametrisieren, dass auch fallweise eine völlige Aufsättigung und Sättigungsüberschuss entsteht. Dies ist dann der Fall, wenn in geringer Tiefe sehr gering durchlässige Schichten angenommen werden. Es wurde daher eine Gesamtbodenmächtigkeit von 550 mm gewählt, wobei die unteren 300 mm als Ton mit geringer Durchlässigkeit angenommen wurden. Diese vertikale Schichtung wurde in den Parametervariationen beibehalten.

Die Grenzen der Bodeneigenschaften wurden auf der Grundlage typischer Bodenarten an Pseudogleystandorten, wie sie vom bayrischen LfL (2011) ausgewiesen werden, gewählt. Als Ausgangsgrößen wurden für die oberen Bodenschichten Eigenschaften des Clapp/Hornberger-Bodens silt loam herangezogen. Als Ausgangswerte für die Bodeneigenschaften der gering durchlässigen unteren Bodenschicht wurden die Werte des Clapp/Hornberger-Bodens clay gewählt. Die vom LfL (2011) beschriebenen Bodenprofile bestätigen eine oft deutliche Abnahme der Durchlässigkeit in tieferen Bodenschichten. Die Werte der hydraulischen Leitfähigkeit (Parameter KF) der oberen und unteren Schichten wurden unabhängig voneinander variiert (KFO der oberen, KFU der unteren Schicht in Tabelle 14).

In Tabelle 14 sind die Parameterbereiche angeführt, innerhalb derer die Parametervariationen durchgeführt wurden (für die Bedeutung der jeweiligen Parameter siehe Tabelle 6 in Kapitel 4.3.3.2). Eine Auflistung der Werte der nicht variierten Parameter findet sich im Anhang. In Tabelle 15 sind die

Startwerte der Parameter in den verschiedenen Vegetationsklassen angeführt, die in den Testsimulationen mit verteilten Werten angesetzt wurden.

**Tabelle 14: Parameterbereiche Strem**

Modell	Parameter und Parameterbereiche							
<b>COSERO-Hang</b>	BETA	TAB1	H1	TVS1	TAB2	H2	TVS2	FKFAK
obere Grenze	8	30	2	100	200	4	300	0.6
untere Grenze	3	1	0	1	1	0	1	0.4
<b>kW-Wang</b>	BETA	PEX2	H1	KBF	TAB2	H2	TVS2	FKFAK
obere Grenze	8	1.2	10	100	50	5	100	0.6
untere Grenze	3	0.2	4	1	1	0	1	0.4
<b>swm-lateral</b>	TVS1	TVS2	IFSC	THETAF	BEXP	KFo	KFu	FKFAK
obere Grenze	20	0.5	20	0.5	11.5	50	0.5	0.6
untere Grenze	3	0	0	0.4	4	0.5	0.01	0.4
<b>swm-vertikal</b>	TVS1	TVS2	IFSC	THETAF	BEXP	KFo	KFu	FKFAK
obere Grenze	20	0.5	20	0.5	8	30	0.2	0.6
untere Grenze	3	0	0	0.4	4.5	0.2	0.01	0.4

**Tabelle 15: Verteilte Parameter der maximalen Infiltrationskapazität (TVS1 für swm-vertikal) und BETA (für COSERO-Hang und kW-Wang) an der Strem**

Vegetationsklasse	TVS1	BETA
Acker-/Grünland (AGL)	23	3.5
Laub-/Mischwald (LMW)	15	5
Nadelwald (NW)	18	5.5
AGL / LMW	19	4
AGL / NW	20.5	4.5
LMW / NW	16.5	5.25
Gemischt	18	4.5

### 5.4.3 Akzeptable Abflusssimulationen und Parametersätze der Kalibrierungsperiode

In der Anwendung an der Strem wurden Simulationen als nicht-akzeptabel (ungültig, *non-behavioural*) abgelehnt, wenn eines der folgenden Kriterien zutrifft:

- wenn der mittlere MSE aller Ereignisse einen Wert von 1 übersteigt,
- wenn alle Spitzen über- oder unterschätzt werden,
- wenn alle Spitzen zu früh oder zu spät simuliert sind,
- wenn der maximale bzw. minimale Spitzenfehler  $P_{diff}$  4 m<sup>3</sup>/s übersteigt,
- wenn der mittlere *Peak timing error*  $P_{time}$  3h (12 Zeitschritte) übersteigt,
- wenn der mittlere Fehler der gesamten Simulation (*Bias*) mehr als 0.2 m<sup>3</sup>/s beträgt.

Aus der Festlegung der akzeptablen Simulationen auf dieser Grundlage resultieren für alle vier Modelle über 100 gültige Parametersätze (COSERO-Hang 123, kW-Wang 322, swm-lateral 159 und swm-vertikal 186). Die größere Bandbreite an gültigen Parametersätzen verweist auf die weniger genaue a-priori-Kennntnis der sinnvollen Parameterbereiche für dieses Gebiet, für das weniger Erfahrungen vorlagen als für das Lammer-Einzugsgebiet.

Die visuelle Analyse der GLUE-Simulationen (Darstellungen der Hydrographen in Abb. 80, Abb. 82, Abb. 86, Abb. 88, Abb. 91) wird in Zusammenhang mit der Auswertung der *posterior distributions* der Parameter (Abb. 81, Abb. 83, Abb. 87, Abb. 89, Abb. 92) diskutiert. Neben den Häufigkeitsverteilungen der *posterior distributions* sind wiederum die Parameterbedeutungen und Verweise zu den relevanten Gleichungen angeführt. An der Strem zeigen sich deutlicher als an der Lammer Unterschiede zwischen einer Festlegung der akzeptablen Simulationen aufgrund von Grenzwerten der Ereignisgüte oder der Güte der Gesamtsimulation. Für das Modell COSERO-Hang, bei dem diese Unterschiede am stärksten sind, werden daher sowohl die über die mittlere Ereignisgüte ermittelten Hydrographen und Parameterverteilungen dargestellt als auch die über die gesamte Simulationsgüte (RMSE des logarithmierten Abflusses) festgelegten. Für die übrigen Modelle mit geringeren Unterschieden sind nur die aus den Ereignisbeurteilungen ermittelten Ergebnisse angeführt. Die Kriterien der Ereignisbeurteilung wurden aber um das Kriterium des mittleren Fehlers der Gesamtsimulation (*Bias*) ergänzt, um insgesamt stark überschätzende oder unterschätzende Simulationen auszuschneiden.

Die Bedeutung der Bilanz über die gesamte Simulation hängt einerseits mit dem geringeren Niederschlagsinput und den geringeren Speicheränderungen im Grundwasserspeicher zusammen, andererseits mit der wesentlich größeren Bedeutung der Verdunstung an der Strem. Es zeigt sich hier ein klarer Zusammenhang zwischen Simulationsgüte und Höhe der simulierten Verdunstung, der für die verschiedenen Modelle unterschiedlich stark ausgeprägt ist.

#### 5.4.3.1 COSERO-Hang

Die Hydrographen der Simulationen mit COSERO-Hang zeigen eine systematische Überschätzung des Basisabflusses (Abb. 80). Diese ist vor allem bis August deutlich, tritt aber weniger ausgeprägt auch am Ende der Simulationsperiode auf. Die Überschätzung zeigt sich in geringerem Maß auch, wenn die Beurteilung aufgrund der Güte der Gesamtsimulation erfolgt, in der die Abbildung des Niederwasserabflusses aufgrund der Logarithmierung des Abflusses ein größeres Gewicht bekommt (Abb. 82). Der Anfangszustand der Speicherfüllung des Basisabflussspeichers wurde als Ursache dieser Unterschätzung ausgeschlossen. In vorangegangenen Testsimulationen wurden mit noch niedriger gewählter Anfangsfüllung (die dann zu einer Unterschätzung des Basisabflusses am Beginn der Simulation führt) bis zum Ende des Sommers tendenziell auch zu hohe Basisabflüsse erreicht. Auch die Simulationen mit den anderen Modellen bestätigen die korrekte Wahl des Anfangszustandes.

Aufgrund der genannten Testsimulationen wurde KBF, die Speicherkonstante, die die Versickerung aus dem Bodenspeicher steuert, bereits sehr hoch angesetzt (was zu niedriger Versickerung führt). Dennoch entsteht die Überschätzung der Zusickerung in den Grundwasserspeicher, die auch damit zusammenhängt, dass diese sowohl aus dem Bodenspeicher als auch aus der Speicherkaskade gespeist wird. Da hier während langer Zeiträume Oberflächenabfluss auftritt und damit die Speicherkaskade ausreichend gefüllt ist, um zur Versickerung beizutragen, entsteht in Kombination mit der langsamen Versickerung aus dem Bodenspeicher die zu hohe Zusickerung.

Die Tendenz zur Überschätzung des Basisabflusses ist auch für den vergleichsweise großen Unterschied zwischen der Beurteilung aufgrund der Ereignissimulation und der Gesamtsimulation verantwortlich. COSERO-Hang neigt grundsätzlich zu einer Unterschätzung der Spitzen, und je

niedriger der Basisabfluss ist (bessere Gesamtsimulation), umso stärker fällt die Unterschätzung der Spitzen aus (schlechtere Ereignissimulation). Dies wird auch in Abb. 99 ersichtlich, die den Zusammenhang zwischen mittlerer Spitzenabweichung  $P_{diff}$  und Bias der Gesamtsimulation zeigt: nur Simulationen mit höherer Bias weisen ein geringes  $P_{diff}$  auf.

Eine beträchtliche Zahl der beobachteten Spitzen wird von COSERO-Hang gar nicht simuliert, auch wenn die akzeptablen Simulationen aufgrund der Ereignisgüte ausgewählt werden. Für einige auch größere Ereignisse, wie die ersten drei im Juni 2005, sind in der Simulation gar keine oder nur ganz geringe Spitzen erkennbar. Dieses Verhalten tritt vor allem bei solchen Ereignissen auf, bei denen kurze, intensive Niederschläge während relativ trockener Phasen zu kurzen Abflussspitzen führen. Hier ist die Füllung des Bodenspeichers sehr gering, so dass nur ein sehr kleiner Anteil des Niederschlags in die Speicherkaskade und damit zum Oberflächenabfluss gelangt. Diese Abflüsse werden vermutlich durch Infiltrationsüberschuss hervorgerufen, der mit der Ermittlung des Oberflächenabflusses über die BETA-Funktion eben nicht adäquat abgebildet werden kann. Dieses Defizit des COSERO-Modells ist einer der Gründe für die Implementierung des swm-Moduls mit expliziter maximaler Infiltrationskapazität (siehe auch Kapitel 2). Damit ist eine bessere Abbildung dieser Ereignisse möglich – wobei dennoch Defizite verbleiben, wie weiter unten diskutiert wird.

Auf den wesentlichen Einfluss, den die BETA-Funktion auf die Simulation der Ereignisse hat, verweist auch die sehr guten Identifizierbarkeit des Parameters BETA (Abb. 81, Abb. 83). Dieser zeigt sowohl bei der Auswahl der Parametersätze nach der Güte der Ereignissimulation als auch der Gesamtsimulation Häufungen – allerdings in unterschiedlichen Bereichen. Für gute Gesamtsimulationen mit insgesamt niedrigeren Abflüssen ist hohe Verdunstung notwendig. Diese tritt dann auf, wenn der Bodenspeicher mehr Zufluss erhält. Dafür sind hohe BETA-Werte günstig (Abb. 81), mit denen nur bei hoher Bodenfeuchte viel Zufluss vom Bodenspeicher weg in den Oberflächenabflussspeicher geleitet wird. Für gute Ereignissimulationen sind niedrige BETA-Werte günstiger (Abb. 83), weil dann auch bei geringerer Bodenfeuchte der Oberflächenabfluss stärker anspringt. Für die Güte der Ereignissimulation zeigt sich außerdem hauptsächlich die Speicherkonstante des ersten Speichers TAB1 sensitiv – die steil ansteigenden und kurzen Ereignisse erfordern niedrige TAB1-Werte. Bei Auswahl der Parameterkombinationen nach der Gesamtsimulation zeigen mehrere Parameter Häufungen in Bereichen, die die Versickerung aus dem Oberflächenabflussspeicher minimieren: niedrige Werte des Schwellenwerts H1 und hohe Werte der Speicherkonstanten der Versickerung TVS1. Der Parameter FKFAK, der steuert, ab welcher Bodenfeuchte es zur Einschränkung der aktuellen Verdunstung kommt, weist überwiegend niedrige Werte auf, die eine höhere Verdunstung und damit insgesamt geringeren Abfluss ergeben.

Die Anwendung verteilter BETA-Werte, bei denen das Muster der Verteilung auf den Vegetationsklassen beruht, führte zu keiner Verbesserung der Simulationsgüte. Bei insgesamt nur geringfügigen Unterschieden wurde mit gleichmäßiger Verteilung der Parameter sogar ein etwas besserer Wert des mittleren Ereignis-MSE erreicht.

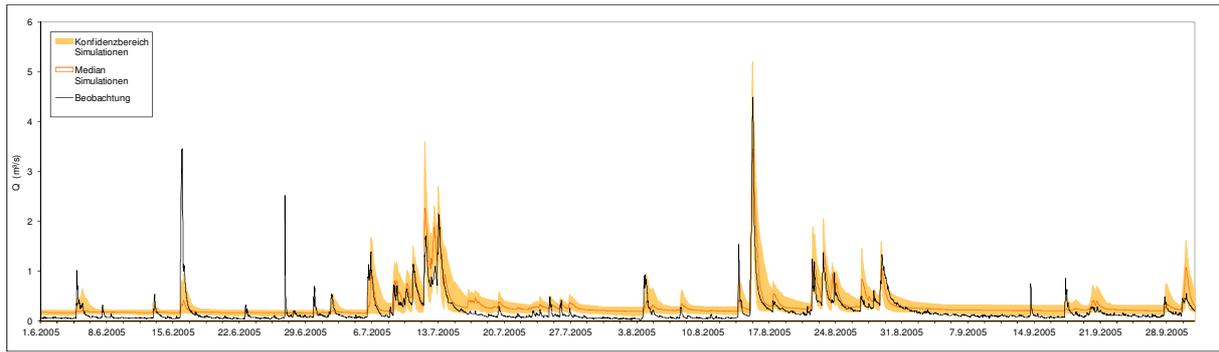


Abb. 80: COSERO-Hang – Kalibrierung Strem 2005 (Beurteilungskriterium: Ereignissimulationen)

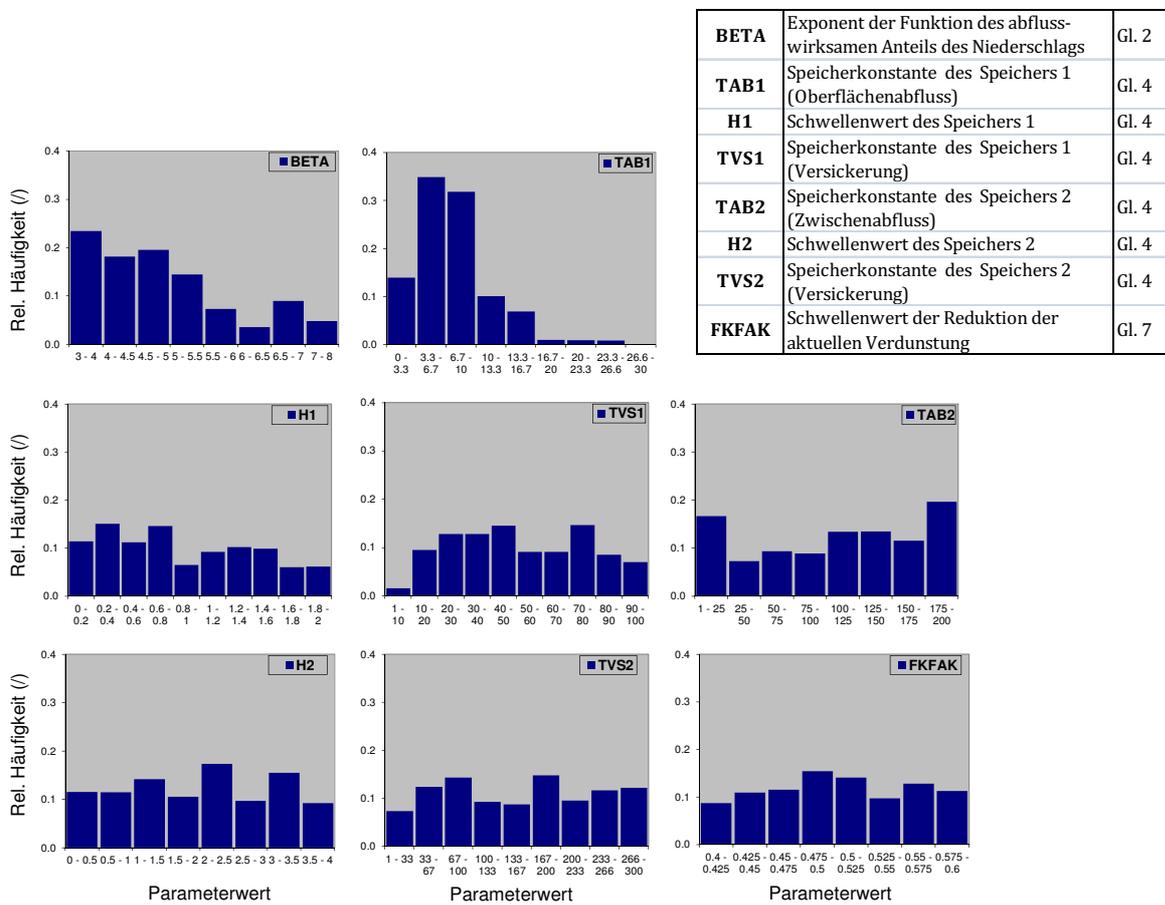


Abb. 81: COSERO-Hang – Verteilung der *behavioural parameters*, Strem (Beurteilungskriterium: Ereignissimulationen)

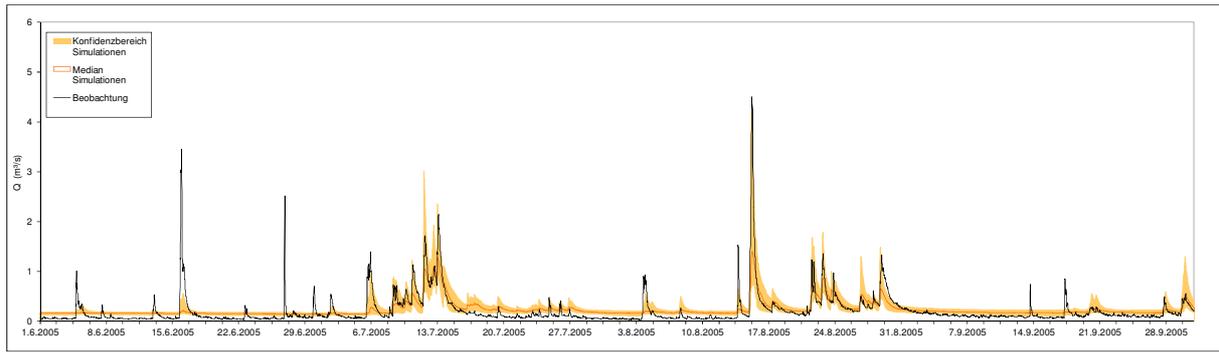


Abb. 82: COSERO-Hang – Kalibrierung Strem 2005 (Beurteilungskriterium: Gesamtsimulation)

<b>BETA</b>	Exponent der Funktion des abfluss-wirksamen Anteils des Niederschlags	Gl. 2
<b>TAB1</b>	Speicherkonstante des Speichers 1 (Oberflächenabfluss)	Gl. 4
<b>H1</b>	Schwellenwert des Speichers 1	Gl. 4
<b>TVS1</b>	Speicherkonstante des Speichers 1 (Versickerung)	Gl. 4
<b>TAB2</b>	Speicherkonstante des Speichers 2 (Zwischenabfluss)	Gl. 4
<b>H2</b>	Schwellenwert des Speichers 2	Gl. 4
<b>TVS2</b>	Speicherkonstante des Speichers 2 (Versickerung)	Gl. 4
<b>FKFAK</b>	Schwellenwert der Reduktion der aktuellen Verdunstung	Gl. 7

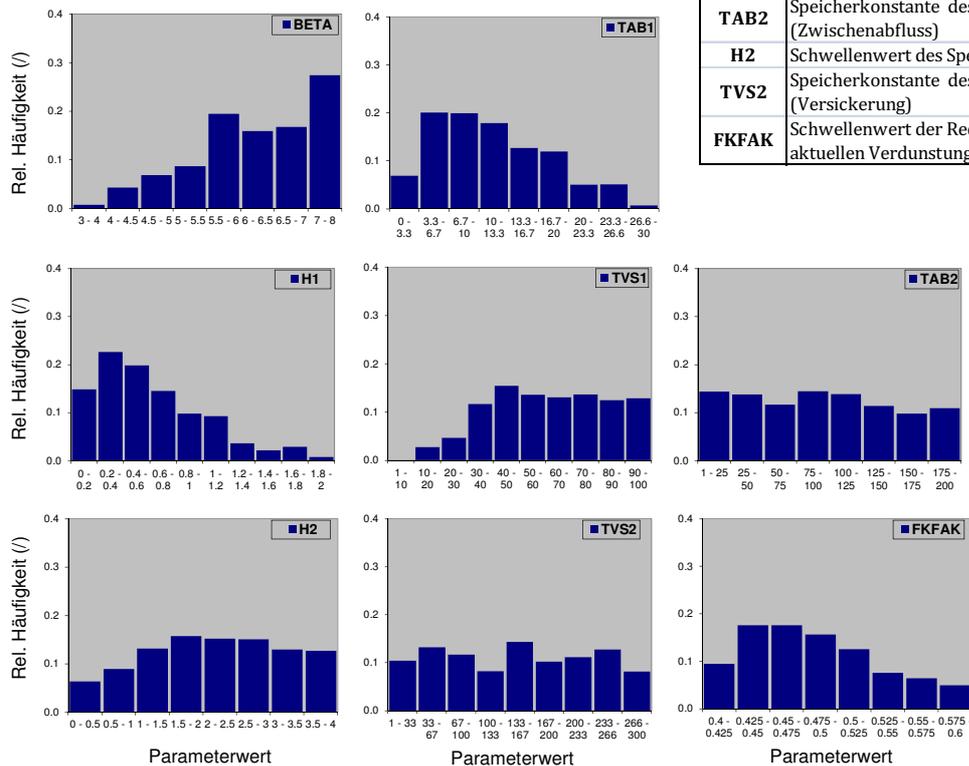
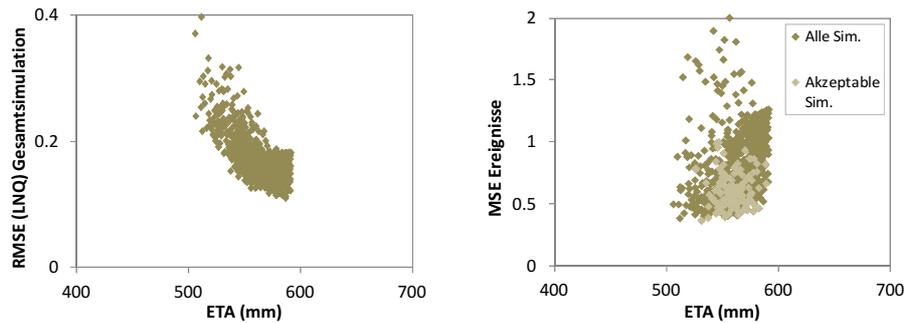


Abb. 83: COSERO-Hang – Verteilung der *behavioural parameters*, Strem (Beurteilungskriterium: Gesamtsimulation)

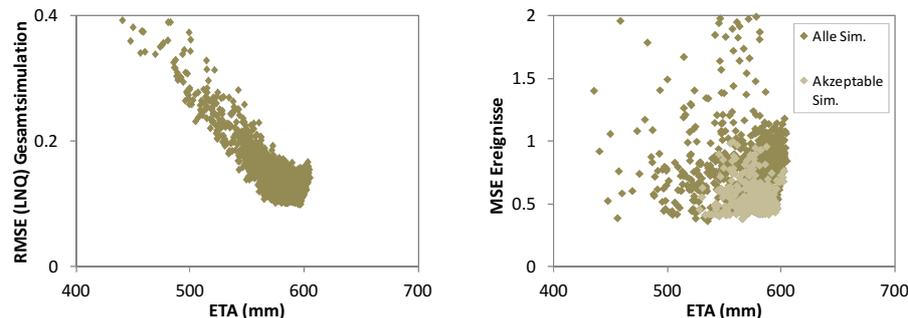
Den deutlichen Zusammenhang zwischen aktueller Verdunstung und Güte der Gesamtsimulation im COSERO-Hang-Modell zeigt Abb. 84, links. Für die Ereignissimulation ist dieser Zusammenhang erwartungsgemäß nicht erkennbar (Abb. 84, rechts). Aufgrund der Berücksichtigung eines Grenzwertes der Gesamt-Bias bei der Auswahl der akzeptablen Simulationen liegen diese aber auch in Bereichen höherer aktueller Evapotranspiration.



**Abb. 84: COSERO-Hang: Zusammenhang zwischen simulierter aktuelle Evapotranspiration ETA und Güte der Gesamtsimulation (RMSE von LN Q, links) und der Ereignissimulation (mittlerer MSE aller Ereignisse, rechts)**

#### 5.4.3.2 kW-Wang

Trotz der auch hier deutlichen Abhängigkeit der Güte der Gesamtsimulation von der Verdunstung (siehe Abb. 85, links) ergeben sich geringere Unterschiede zwischen den aufgrund dieses Kriteriums als akzeptabel klassifizierten Simulationen und Parameterverteilungen und jenen, die aufgrund der Ereignisgüte ausgewählt wurden. Es werden daher nur die auf der Basis der Ereignissimulation ermittelten Ergebnisse dargestellt.



**Abb. 85: kW-Wang: Zusammenhang zwischen simulierter aktuelle Evapotranspiration ETA und Güte der Gesamtsimulation (RMSE von LN Q, links) und der Ereignissimulation (mittlerer MSE aller Ereignisse, rechts)**

Am Beginn der Beurteilungsperiode tendiert auch dieses Modell zu einer Überschätzung des Basisabflusses, im September liegt aber schließlich ein Großteil der Simulationen im Bereich des beobachteten Abflusses (Abb. 86). Eine Zusickeung in den Grundwasserspeicher erfolgt hier nur über den Bodenspeicher. Der Anteil des Niederschlages, der in den Oberflächenabfluss geleitet wird, kann nicht mehr (bzw. wieder nur über den Bodenspeicher einer folgenden Zone) zur Versickerung beitragen. Zwar kann man auch für das kW-Wang-Modell den Zusammenhang finden, dass Simulationen mit einer Gesamtüberschätzung die bessere Spitzenabbildung ermöglichen, aber es gibt insgesamt mehr Ergebnisse mit geringeren Spitzenabweichungen (Abb. 99).

Insgesamt zeigt sich ein relativ gutes Zusammenspiel aus Ereignisabbildung und Dynamik der gesamten Simulation. Der an der Lammer erkennbare Knick im Übergang von Oberflächenabfluss zu Zwischenabfluss ist an der Strem nicht erkennbar. Dies hängt einerseits mit dem hier geringeren Anteil an Zwischenabfluss zusammen (Abb. 101), andererseits entspricht der relativ steile Anstieg und Abfall des Oberflächenabflusses im Modell eher dem Verlauf des Abflusses an der Strem. Eine gute Ereignisabbildung ist mit relativ vielen Parameterkombinationen möglich, woraus etwas breitere Unsicherheitsbänder resultieren.

Der Parameter BETA, der Exponent der Funktion des abflusswirksamen Anteils des Niederschlags, ist wie bei COSERO-Hang sehr gut identifizierbar (Abb. 87). Wie dort werden auch hier niedrige Werte für gute Ereignissimulationen benötigt, damit ausreichend hohe Abflüsse erreicht werden. Der Parameter H1, der Exponent der Versickerungsfunktion, nimmt in den akzeptablen Simulationen eher hohe Werte an, dadurch kommt es erst bei höherer Bodenfeuchte zu relevanter Versickerung. Das führt zu höherer Bodenfeuchte und damit sowohl höherem Input in den Oberflächenabfluss als auch höhere Verdunstung, bei gleichzeitig geringerer Zusickerung in den Zwischenabfluss- und Grundwasserspeicher.

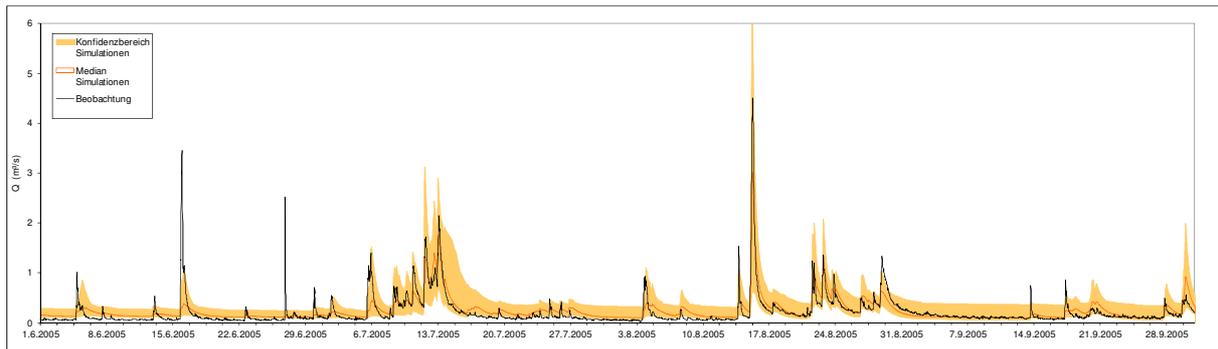


Abb. 86: kW-Wang – Kalibrierung Strem 2005

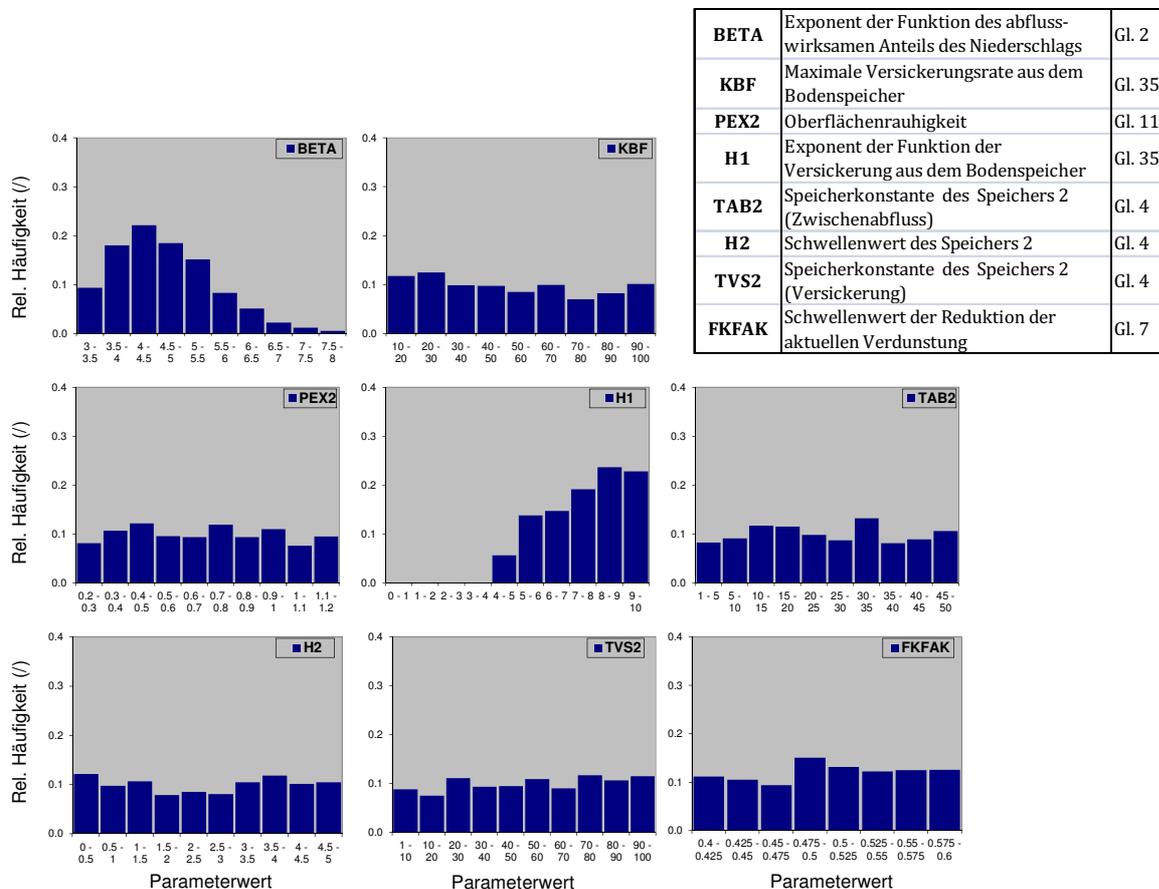


Abb. 87: kW-Wang – Verteilung der behavioural parameters, Strem

Auch mit dem kW-Wang-Modell werden aber viele Ereignisse gar nicht abgebildet. Davon sind wieder dieselben Ereignisse betroffen, bei denen von Infiltrationsüberschuss als auslösendem Prozess ausgegangen werden kann. Die BETA-Funktion, die auch hier eingesetzt wird, führt bei geringer Speicherfüllung des Bodenspeichers zu nur geringen Mengen an raschem Abfluss. Die Anwendung verteilter BETA-Werte führte wie bei COSERO-Hang zu keiner Verbesserung der Ereignissimulationen.

### 5.4.3.3 *swm-vertikal*

Auch bei den swm-Modellen zeigt sich ein nur geringer Unterschied in Simulationen und Parameterverteilungen zwischen Beurteilung nach Ereignisgüte und nach Gesamtgüte, es sind daher nur die Ereignisbeurteilungen dargestellt. Da insgesamt mehr Ergebnisse mit höherer Verdunstung simuliert werden, spielt der Zusammenhang zwischen Gesamtgüte und Höhe der aktuellen Verdunstung eine geringe Rolle. Die tendenziell höhere Verdunstung in den swm-Simulationen hängt damit zusammen, dass sich durch den Stau effekt der gering durchlässigen unteren Bodenschicht über längere Zeiträume eine höhere Bodenfeuchte ergibt. Damit im Zusammenhang steht auch die geringere Versickerung in den Grundwasserspeicher.

Die Hydrographen mit swm-vertikal zeigen daher keine generelle Überschätzung des Basisabflusses (Abb. 88). Gerade in den relativ gut abgebildeten Niederwasserbereichen zeigen sich außerdem sehr geringe Unsicherheiten. Insgesamt sind die Unsicherheitsbänder schmaler als bei den beiden oben beschriebenen Modellen, sie werden nur in den längeren feuchten Phasen und bei größeren Ereignissen breiter.

Die systematische Überschätzung der abfallenden Äste der länger andauernden Ereignisse steht in Zusammenhang damit, dass ein Großteil der Dynamik in den längeren feuchten Phasen über Zwischenabfluss abgebildet wird (was sich auch im insgesamt hoch ausfallenden Anteil an Zwischenabfluss widerspiegelt, siehe Abb. 101). Aufgrund der geringer durchlässigen Böden, sowohl in der oberen als auch vor allem in der unteren Bodenschicht, ist der Zwischenabfluss zu träge, um den raschen Abfall auf den Basisabfluss nachzubilden. Dies kann einerseits darauf verweisen, dass tatsächlich auftretender Zwischenabfluss dynamischer ist, was auf höhere laterale als vertikale Leitfähigkeiten zurückgeführt werden könnte. Im Modell kann allerdings nur der Anteil des lateralen Zwischenabflusses erhöht werden, die Dynamik entspricht jener der vertikalen Versickerung. Andererseits könnten die dynamischen Phasen des Hydrographen statt durch Zwischenabfluss durch länger andauernde Sättigungsabflüsse geprägt sein, wie die ersten beiden Modelle nahelegen. Sättigungsabfluss tritt auch im swm-vertikal-Modell auf (siehe auch Abb. 103), führt aber tendenziell zu Überschätzungen, sodass nur Simulationen mit geringen Anteilen an Oberflächenabfluss insgesamt günstig bewertet werden.

Die hohe Relevanz des Zwischenabflusses für die Simulationsgüte zeigt auch die gute Identifizierbarkeit des Parameters IFSC, der den Anteil an Zwischenabfluss mitbestimmt (Abb. 89). Höhere Werte (und damit höhere Anteile an Zwischenabfluss) sind für gute Simulationen notwendig. Anders als bei der Lammer zeigen sich hier auch für die hydraulische Leitfähigkeit KF deutlich identifizierbare Bereiche günstiger Parameter (sowohl für KF<sub>o</sub>, die Durchlässigkeit der oberen Bodenschicht, wie für KF<sub>u</sub>, die der unteren, in eher höheren Wertebereichen). Diese Größen sind für die Aufsättigung und damit für die Entstehung von Sättigungsabfluss entscheidend, die tendenziell höheren Werte verringern das Auftreten dieses Prozesses. Für die explizite maximale Infiltrationskapazität TVS1 zeigt sich ein Schwellenwert, unterhalb dessen keine akzeptablen Simulationen möglich sind: bei niedrigeren Werten treten zu starke Überschätzungen der großen Ereignisse auf.

Die Spezifizierung der expliziten maximalen Infiltrationskapazität führt dazu, dass einige der Ereignisse, die mit COSERO-Hang und kW-Wang gar nicht erfasst werden, von swm-vertikal gut abgebildet werden (speziell die beiden ersten Ereignisse im Juni 2005 und jenes am 14.9.2005). Viele kleinere Ereignisse, deren auslösende Niederschläge Intensitäten unter den festgelegten Grenzwerten aufweisen, werden dennoch nicht simuliert. Eine Vergabe niedrigerer Werte von TVS1 führt aber, wie oben beschrieben, bei den größeren Ereignissen zu starken Überschätzungen. Dass die Größe der Infiltrationskapazität eine wichtige Rolle bei der Abbildung einzelner größerer Spitzen spielt, der Wert in der Kalibrierungsperiode 2005 aber nur anhand relativ weniger Ereignisse festgelegt wird, kann zu Fehlern in der Simulation der unabhängigen Perioden führen.

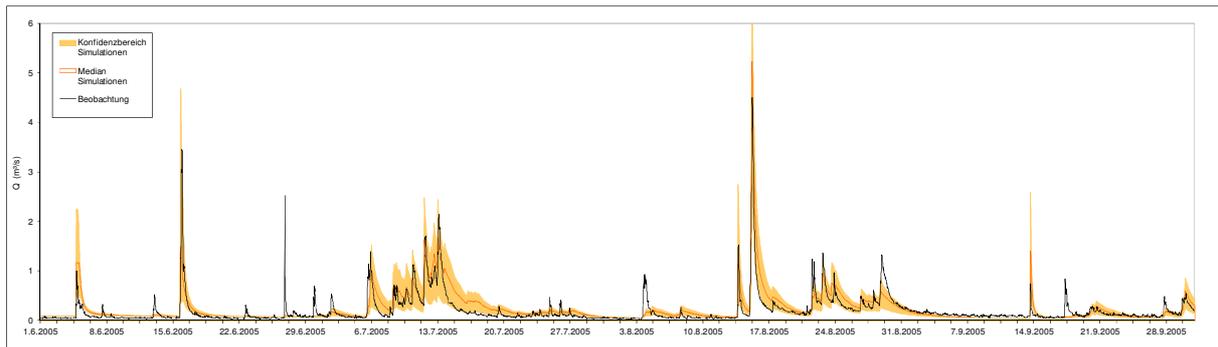


Abb. 88: swm-vertikal – Kalibrierung Strem 2005

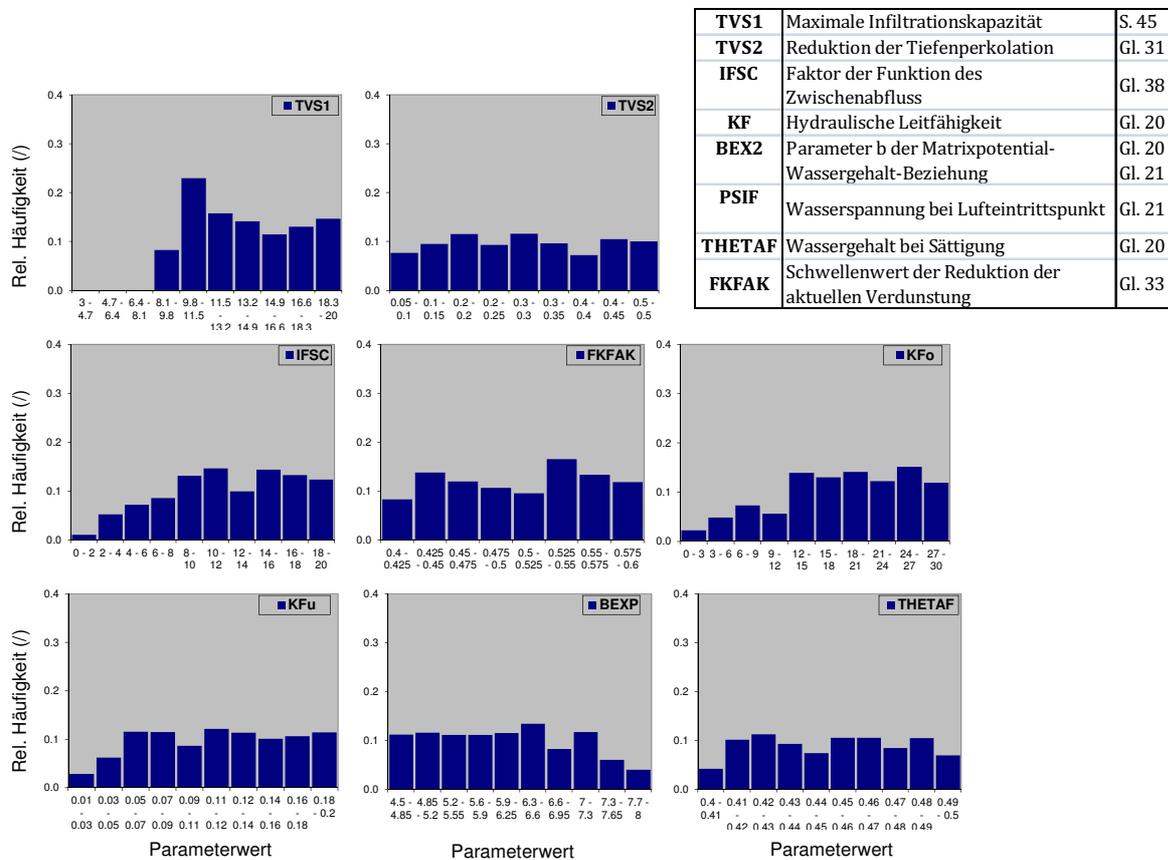
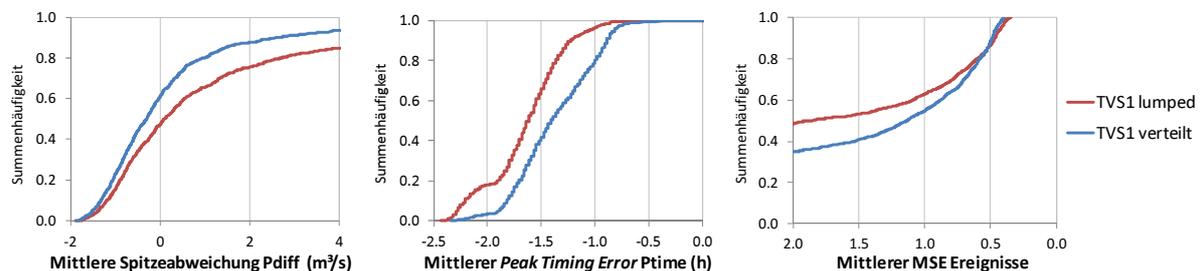


Abb. 89: swm-vertikal, Strem – Verteilung der behavioural parameters, Strem

Eine verteilte Vergabe der maximalen Infiltrationskapazität führt – entgegen der nach der Analyse für die Lammer formulierten Hypothese – nicht zu einer Verbesserung der Simulation der Spitzen. Zwischen den resultierenden Hydrographen mit einheitlichen und verteilten TVS1-Werten sind keine wesentlichen Unterschiede in der Ereignissimulation erkennbar. Die Beurteilung mit Ereignis-Gütekriterien zeigt, dass sich mit verteilten TVS1-Werten eine etwas höhere Anzahl an Simulationen mit geringen Spitzenabweichungen um 0 ergibt (Abb. 90 links), und alle Simulationen ein etwas besseres Timing aufweisen (Abb. 90 Mitte). Die mittlere Güte der Ereignisse ist aber im optimalen Bereich sogar etwas schlechter mit verteilten Infiltrationskapazitäten (Abb. 90 rechts). Dies ist vor allem auf die stärkere Unterschätzung einzelner Spitzen zurückzuführen. Insgesamt ergibt sich also keine Verbesserung in der Simulation des Gebietsabflusses durch die Vergabe verteilter maximaler Infiltrationskapazitäten



**Abb. 90: kW-Wang: Verteilungen der Ereignis-Gütekriterien Pdiff, Ptime und MSE in den Simulationen mit einheitlicher (lumped) und verteilter maximaler Infiltrationskapazität TVS1**

#### 5.4.3.4 *swm-lateral*

Wie an der Lammer zeigen sich grundsätzlich große Ähnlichkeiten zwischen den Simulationen mit *swm*-vertikal (bei dem die einzelnen mit dem *swm*-Modell berechneten Zonen einander nicht beeinflussen) und *swm*-lateral (bei dem Zufluss von Zonen zu Zone auftritt). In einigen Bereichen des Hydrographen zeigen sich an der Strem aber deutliche Unterschiede.

Bei den Ereignissen, die mit *swm*-vertikal aufgrund von Infiltrationsüberschuss auftreten, ergeben sich auch mit *swm*-lateral relative hohe Abflüsse, diese dauern aber nur sehr kurz an (Abb. 91). Diese zu kurz simulierten Abflussereignisse entstehen aufgrund der Infiltration aus der abfließenden Welle in hangabwärts folgenden Elementen. Aufgrund des langsameren Wellenablaufs im flachen Strem-Gebiet und der in diesen Fällen sehr kurzen Dauer der intensiven Niederschläge erreichen nur die Abflüsse der nahe bei den Teilgebietsauslässen liegenden Zonen das Gerinne. Abfluss von weiter oberhalb versickert in weiter flussab liegenden Gebieten wieder. Dieser Effekt zeigt sich trotz einer teilweisen Reduktion der berechneten Infiltrationskapazität. Durch noch stärkere Reduktion bis hin zum Ausschalten der Infiltration aus der ablaufenden Welle kann dies verhindert werden (wie es auch für MIKE-SHE empfohlen wird, DHI 2007). Damit wird aber auch ein wesentliches Element des Modells *swm*-lateral entfernt. Diese Problematik deutet darauf hin, dass die Berücksichtigung dieses Prozesses nur für detaillierte Untersuchungen an einzelnen, kleineren Hängen sinnvoll ist, nicht aber bei der Simulation ganzer Einzugsgebiete, bei denen der Hangabfluss tendenziell nicht mehr als *overland flow* sondern über lokale Gerinne abgeführt wird.

Die Überschätzung in den abfallenden Ästen der länger andauernden Abflussereignisse fällt stärker aus als bei *swm*-vertikal. Dies hängt damit zusammen, dass die Dynamik der höheren Abflüsse in den guten Simulationen noch stärker durch Zwischenabfluss entsteht. Dieser weist aufgrund der geringen

hydraulischen Leitfähigkeit des Bodens träge abfallende Äste auf. Mehr Zwischenabfluss scheint nötig, weil in swm-lateral aufgrund der lateralen Zuflüsse tendenziell mehr Sättigungsüberschuss entsteht, der zu starken Überschätzungen führt. Daher weisen nur Simulationen mit geringen Oberflächenabflussanteilen und höheren Zwischenabflussanteilen akzeptable Ereignisgüten auf (siehe Abb. 101).

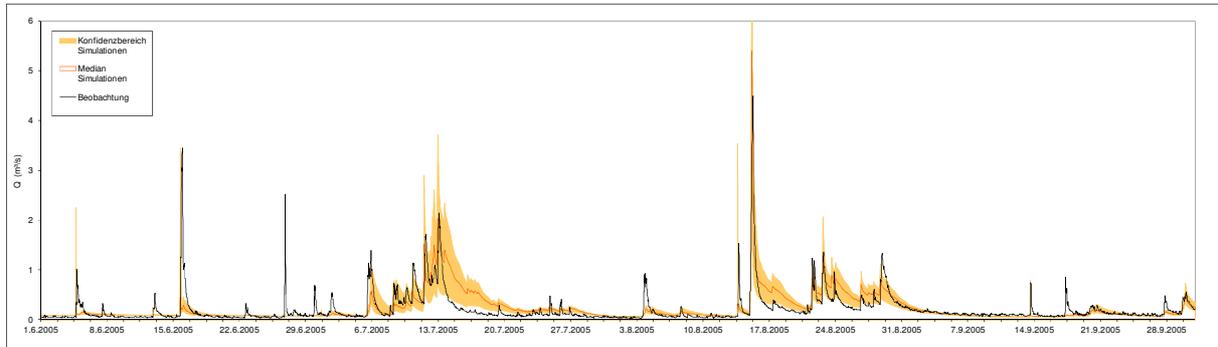


Abb. 91: swm-lateral – Kalibrierung Strem 2005

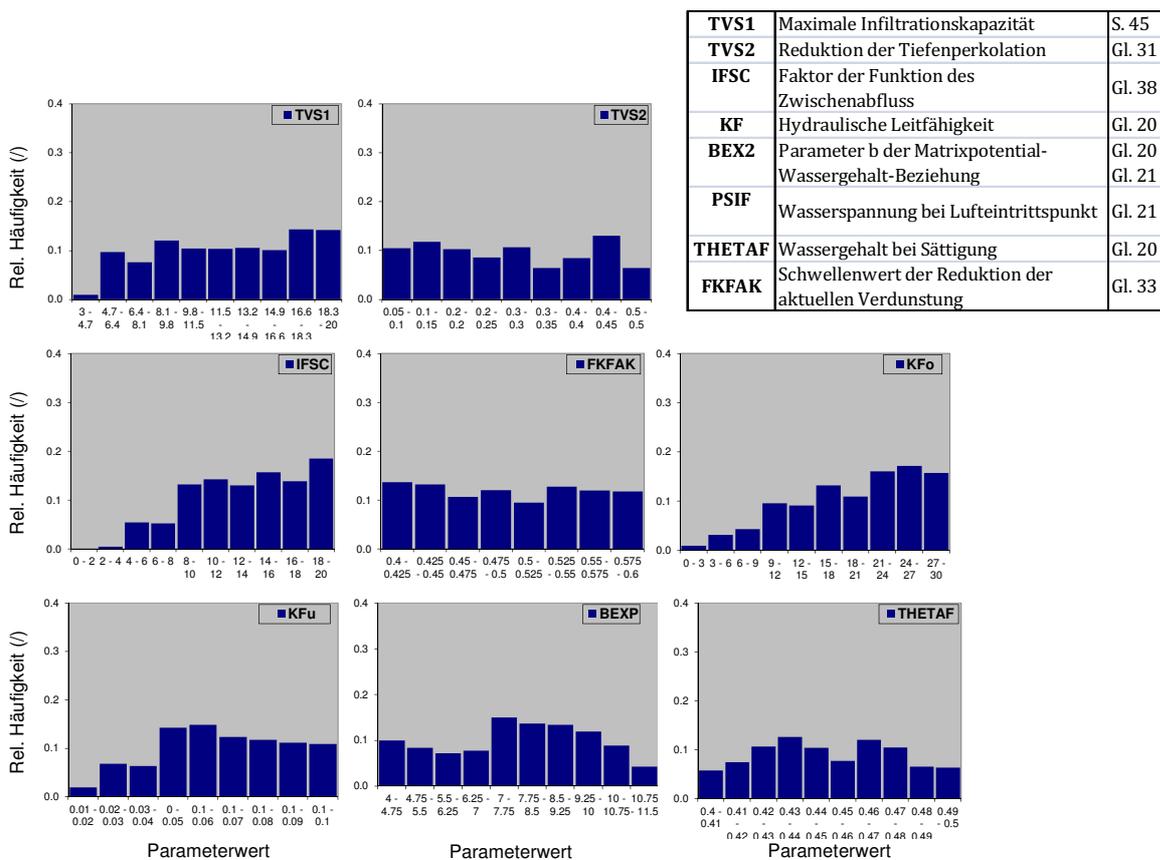


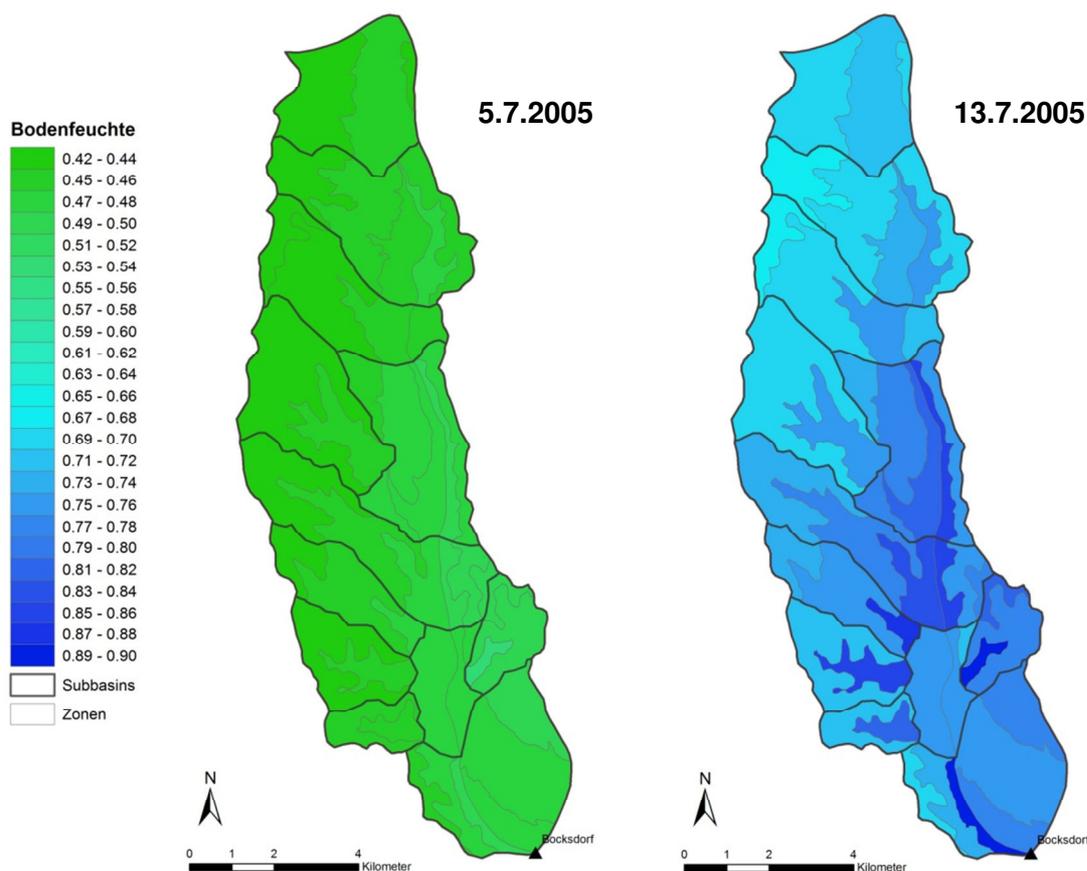
Abb. 92: swm-lateral – Verteilung der behavioural parameters, Strem

Die Parameterverteilungen entsprechen im Wesentlichen jenen bei swm-vertikal (Abb. 92). Etwas niedrigere Werte der maximalen Infiltrationskapazität TVS1 ermöglichen hier auch noch gute Ereignissimulationen. Dies ist auch auf die Infiltration aus der abfließenden Welle des Oberflächenabflusses zurückzuführen. Höhere Werte des Zwischenabfluss-Faktors IFSC werden auch hier für hohe Zwischenabflussanteile benötigt. Niedrigere Werte des Wassergehalts bei Sättigung THETAF führen zu dynamischerem Zwischenabfluss, so dass sich der leichte Peak im Bereich niedrigerer THETAF-Werte ebenfalls mit der Relevanz dieser Abflusskomponente erklären lässt.

In beiden swm-Modellen zeigt sich, dass für die Rechnung mit einem geschichteten Boden, bei dem eine deutliche Abnahme der Durchlässigkeit von der oberen zur unteren Schicht vorgesehen wird, die Anwendung des geometrischen Mittels für die Berechnung der mittleren Durchlässigkeit in zwei aneinander grenzenden Schichten wesentlich ist. Wie für swm-vertikal beschrieben führt die langsamere Entwässerung der unteren Bodenschicht zu höherer aktueller Verdunstung.

### Verteilung von Sättigungsflächen

Da es bei der Simulation des Strem-Gebiets aufgrund der geschichteten, geringer durchlässigen Böden zu stärkerer Aufsättigung der Bodensäulen bis hin zur Entstehung von Sättigungsüberschuss kommt, kann hier eine Analyse der Verteilung der Sättigungsflächen erfolgen. Abb. 93 zeigt die räumliche Verteilung der mittleren simulierten Bodenfeuchte nach einer längeren Trockenperiode (am 5.7.2005, links) und nach einer längeren Feuchteperiode mit relativ hohen Abflüssen, während denen es in dieser Simulation auch zu Sättigungsabfluss kommt (13.7.2005, rechts).



**Abb. 93: Mittlere simulierte Bodenfeuchte der Bodensäulen in den Modell-Zonen am Ende einer Trockenperiode (5.7.2005, links) und am Ende einer Feuchteperiode (13.7.2005, rechts)**

Die Bodenfeuchte ist nach der trockenen Phase relativ gleichmäßige verteilt, wobei etwas höhere Werte an den Hangfüßen auftreten. Nach stärkeren Niederschlägen zeigen sich erwartungsgemäß sowohl insgesamt höhere mittlere Bodenfeuchten als auch deutliche Gradienten entlang der Hänge. In den am tiefsten liegenden Zonen kommt es dabei durch die lateralen Zuflüsse zu einer Aufsättigung der oberen Bodenschichten. Da die unteren, sehr gering durchlässigen Stauschichten während der Niederschlagsphasen keine Sättigung erreichen, zeigen die mittleren Bodenfeuchten über die gesamten simulierten Bodensäulen auch keine Sättigung. Die vertikale Verteilung der Bodenfeuchte zu diesen beiden Terminen wird exemplarisch für zwei Modellzonen in Teilgebiet 12 (direkt flussauf des Pegels, siehe auch Abb. 12) in Abb. 94 dargestellt, wobei die Werte auf die Mittelpunkte der vertikalen Bodenschichten bezogen sind. Wieder zeigt sich der geringe Unterschied zwischen einer Zone oben am Hang und der untersten Talzone nach der Trockenphase (grün). Nach längeren Niederschlägen (blau) ist nicht nur die Bodenfeuchte allgemein, sondern auch die Differenz zwischen Hang- und Talzone deutlich höher. Außerdem erkennt man, dass der höchste Sättigungsgrad, bevor es zu Aufsättigung kommt, direkt über den unteren Stauschichten auftritt. In der Tal-Zone sind die oberen Bodenschichten am 13.7. gesättigt, bei weiterem Niederschlag entsteht Sättigungsüberschuss.

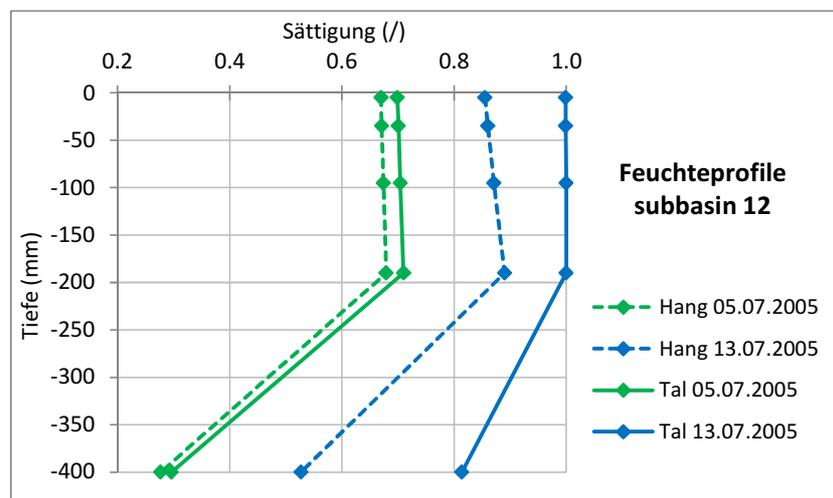


Abb. 94: Sättigungsgrad der fünf Bodenschichten zweier Modellzonen am Hang und im Tal nach einer Trockenperiode (5.7.2005, grün) und am Ende einer Feuchtperiode (13.7.2005, blau)

#### 5.4.3.5 Parameterinteraktion

Wie an der Lammer wurden für die als akzeptabel ausgewählten Parameterkombinationen lineare Korrelationen für Parameterpaare berechnet. Die Ergebnisse unterscheiden sich bei allen Modellen von jenen an der Lammer. Die Abflusscharakteristik und die zu ihrer Abbildung wesentlichen Prozesse in den Modellen beeinflussen die erkennbare Interaktion zwischen Parametern stark. Nur für die in der jeweiligen Anwendung sensitiven Parameter können Parameterinteraktionen Einfluss auf die Güte der Simulation haben und daher in den akzeptablen Parametersätzen durch Korrelationen erkannt werden. Außerdem muss berücksichtigt werden, dass die Ereignisse des Sommers 2005 an der Strem eine weniger robuste Parameterschätzung erlauben, wie die schlechteren Ergebnisse für die Validierungsperiode für alle Modelle zeigen (siehe Kapitel 5.4.4 und 5.4.5).

Für alle Modelle ergeben sich nachvollziehbare Interaktionen. Bei kW-Wang und COSERO-Hang führen niedrige Werte von BETA (Exponent der Funktion des abflusswirksamen Niederschlags) zu mehr Oberflächenabfluss. Um dessen Wellen stärker zu dämpfen sind bei kW-Wang höheren Werte der Oberflächenrauigkeit PEX2 und bei COSERO-Hang höheren Werte der Speicherkonstante TAB1 des Oberflächenabflussspeichers notwendig. Gleichzeitig führen kleine BETA-Werte zu einer geringeren Füllung des Bodenspeichers, die bei kW-Wang mit niedrigeren FKFAK-Werten einhergeht, die eine höhere Verdunstung ermöglichen. Für COSERO-Hang zeigt sich der Zusammenhang mit dem Parameter FKFAK indirekt, über TAB1. Überraschend ist, dass in COSERO-Hang keine Korrelation zwischen den Speicherkonstanten des Oberflächenabflussspeichers TAB1 und TVS1 erkennbar ist. Dies kann damit zusammenhängen, dass generell geringe Versickerungen in den Grundwasserspeicher für gute Simulationen notwendig sind. Der Wert des Parameters TVS1, der die Versickerung aus dem ersten Speicher steuert, ist daher stärker davon geprägt als vom Zusammenhang mit TAB1.

Für beide swm-Modelle zeigt sich der deutlichste Zusammenhang zwischen dem Wert des bodenphysikalischen Parameters BEXP und der gesättigten Leitfähigkeit der unteren Bodenschicht KFu. Je höher BEXP, umso höhere Bodenfeuchten sind für einen Anstieg der ungesättigten Durchlässigkeit notwendig, was durch höhere KF-Werte kompensiert wird. Ähnliche Kompensationen liegen den anderen erkennbaren Interaktionen zugrunde: in swm-vertikal führen hohe KFu-Werte zu geringeren Stauwirkungen und damit geringerer Bodenfeuchte in den oberen Bodenschichten, durch hohe Werte des Zwischenabflussfaktors IFSC wird der daraus resultierende Rückgang des Zwischenabflusses ausgeglichen. Hohe Werte des maximalen Wassergehalts THETAf in swm-lateral dämpfen die Dynamik des Abflusses, die durch die stärker nicht-lineare Reaktion mit höheren BEXP-Werten erhöht wird.

**Tabelle 16: Korrelationsmatrizen der akzeptablen Parametersätze (Strem)**

<b>COS</b>	BETA	TAB1	H1	TVS1	TAB2	H2	TVS2	FKFAK
BETA	1.00	-0.49	-0.25	0.18	-0.09	-0.12	-0.24	0.12
TAB1	-0.49	1.00	-0.01	0.17	-0.09	0.12	0.10	-0.50
H1	-0.25	-0.01	1.00	0.29	-0.09	0.04	0.07	0.22
TVS1	0.18	0.17	0.29	1.00	-0.05	0.16	-0.12	0.05
TAB2	-0.09	-0.09	-0.09	-0.05	1.00	-0.05	-0.04	-0.08
H2	-0.12	0.12	0.04	0.16	-0.05	1.00	0.19	-0.09
TVS2	-0.24	0.10	0.07	-0.12	-0.04	0.19	1.00	-0.04
FKFAK	0.12	-0.50	0.22	0.05	-0.08	-0.09	-0.04	1.00

<b>kw</b>	BETA	KBF	H1	PEX2	TAB2	TVS2	H2	FKFAK
BETA	1.00	-0.07	0.14	-0.37	-0.13	-0.08	-0.05	0.44
KBF	-0.07	1.00	0.28	0.07	0.09	0.02	-0.05	0.08
H1	0.14	0.28	1.00	0.18	-0.03	0.03	-0.10	0.04
PEX2	-0.37	0.07	0.18	1.00	-0.01	0.15	0.01	0.12
TAB2	-0.13	0.09	-0.03	-0.01	1.00	0.03	-0.06	-0.02
TVS2	-0.08	0.02	0.03	0.15	0.03	1.00	0.08	-0.18
H2	-0.05	-0.05	-0.10	0.01	-0.06	0.08	1.00	-0.05
FKFAK	0.44	0.08	0.04	0.12	-0.02	-0.18	-0.05	1.00

<b>vert</b>	TVS1	TVS2	FKFAK	IFSC	TH.F	BEXP	KFo	KFu
TVS1	1.00	-0.09	0.00	0.16	-0.24	0.11	0.17	-0.11
TVS2	-0.09	1.00	0.12	0.04	0.19	0.10	0.08	0.03
FKFAK	0.00	0.12	1.00	0.11	0.17	0.13	0.07	0.08
IFSC	0.16	0.04	0.11	1.00	0.12	-0.10	-0.06	0.30
TH.F	-0.24	0.19	0.17	0.12	1.00	0.21	-0.08	0.06
BEXP	0.11	0.10	0.13	-0.10	0.21	1.00	0.18	0.42
KFo	0.17	0.08	0.07	-0.06	-0.08	0.18	1.00	-0.18
KFu	-0.11	0.03	0.08	0.30	0.06	0.42	-0.18	1.00

<b>lat</b>	TVS1	TVS2	FKFAK	IFSC	TH.F	BEXP	KFo	KFu
TVS1	1.00	0.02	0.09	0.02	-0.15	-0.09	-0.14	-0.17
TVS2	0.02	1.00	0.14	0.13	0.02	0.02	-0.02	0.00
FKFAK	0.09	0.14	1.00	0.10	-0.06	0.02	-0.07	0.05
IFSC	0.02	0.13	0.10	1.00	0.06	-0.21	-0.19	0.11
TH.F	-0.15	0.02	-0.06	0.06	1.00	0.34	0.01	0.00
BEXP	-0.09	0.02	0.02	-0.21	0.34	1.00	0.10	0.55
KFo	-0.14	-0.02	-0.07	-0.19	0.01	0.10	1.00	-0.11
KFu	-0.17	0.00	0.05	0.11	0.00	0.55	-0.11	1.00

#### 5.4.4 Abflusssimulationen der Validierungsperioden

Die Hydrographen der Validierungsperiode zeigen an der Strem deutlichere Unterschiede im Verlauf als an der Lammer. Im Sommer 2004 (Abb. 95) treten einige Spitzen auf, die wesentlich höher sind, als jene der Kalibrierungsperiode 2005.

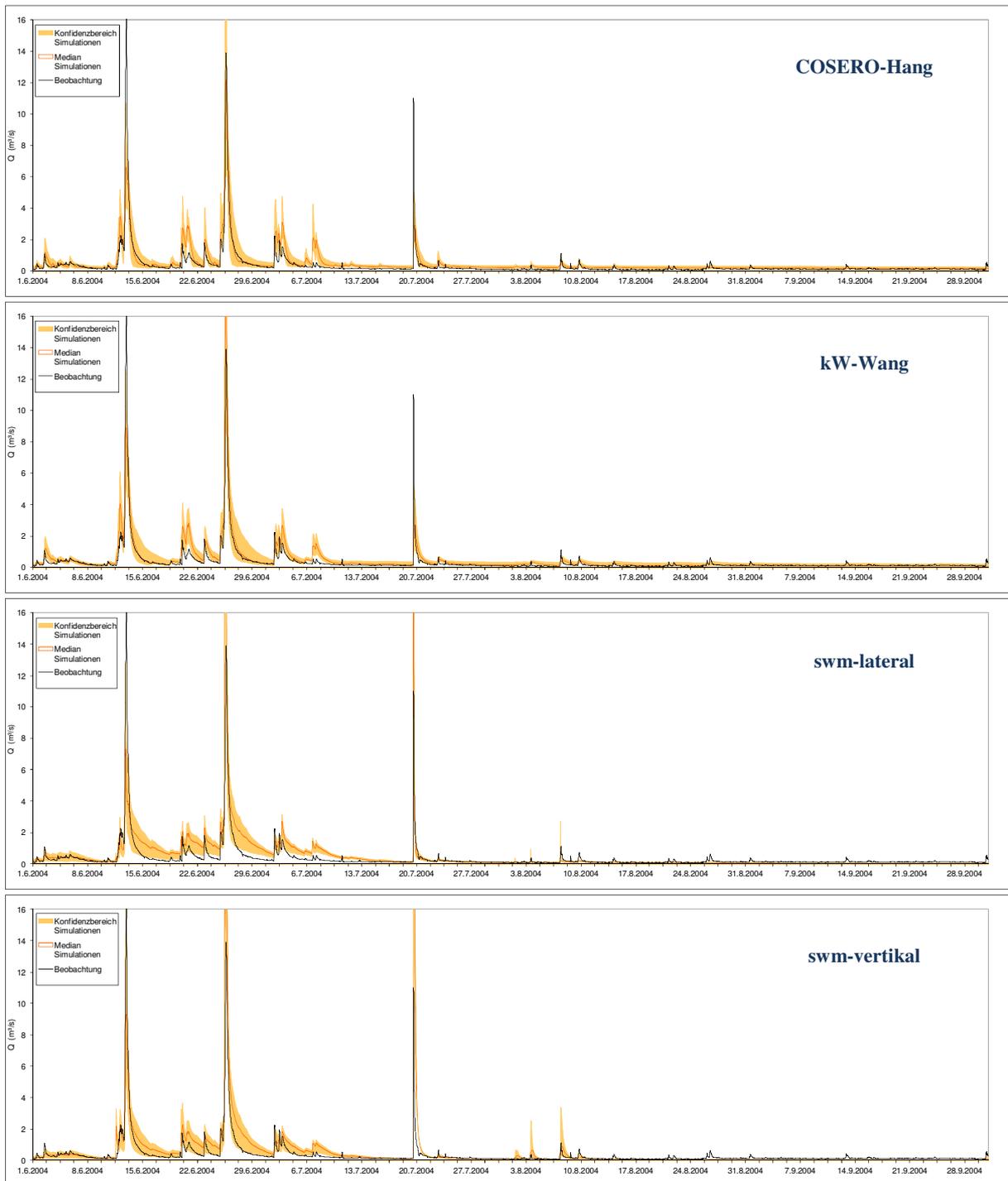


Abb. 95: Hydrographen für den Sommer 2004, Validierung Strem

Im Sommer 2006 (Abb. 96) gibt es ein großes Ereignis und einige kleinere, insgesamt dominiert der Basisabfluss. Diese Unterschiede sowie die geringe Zahl an effektiv zur Kalibrierung beitragenden Ereignissen im Sommer 2005 – einige der größeren Spitzen 2005 werden von keinem der Modelle abgebildet, so dass sie de facto nicht zur Parameterwahl beitragen – führen dazu, dass die Simulationen in der Validierungsphase relativ schlecht sind. Grundsätzlich zeigen die Hydrographen aber wieder jene Charakteristika, die in der Kalibrierungsphase erkannt werden können.

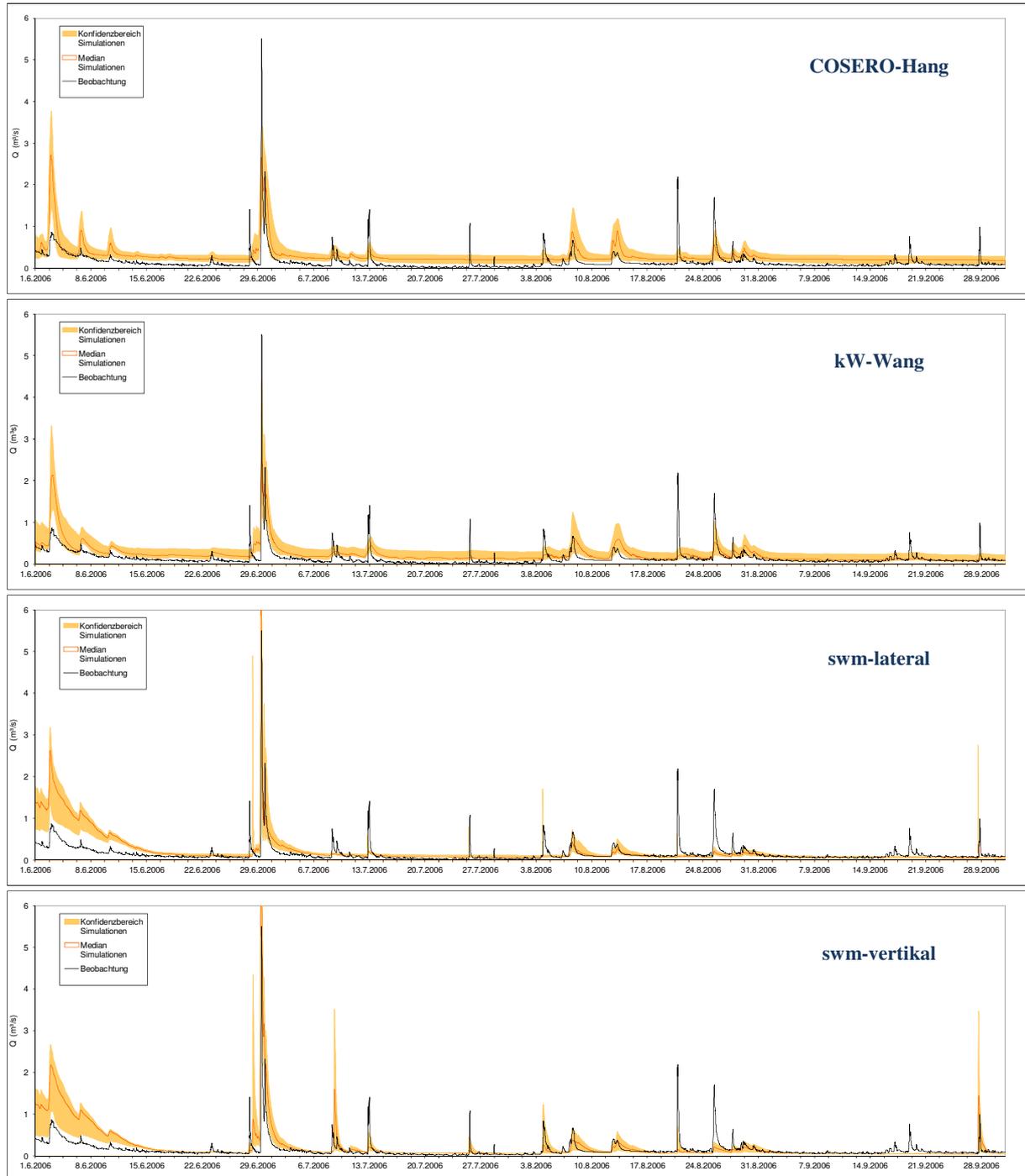


Abb. 96: Hydrographen für den Sommer 2006, Validierung Strem

COSERO-Hang weist eine systematische Überschätzung des Basisabflusses auf. Kleinere Spitzen werden tendenziell überschätzt, größere unterschätzt, so dass die mittlere Spitzenabweichung  $P_{diff}$  relativ niedrig bleibt (siehe auch Abb. 99). Einige kleinere Spitzen werden aber auch wieder kaum oder gar nicht abgebildet. Auch kW-Wang zeigt teilweise deutliche Überschätzungen der kleineren und mittleren Spitzen, und ignoriert einzelne kleinere Spitzen. Im Jahr 2006 zeigt sich eine leichte systematische Überschätzung des Basisabflusses in der ersten Hälfte der Simulation. Insgesamt fällt die visuelle Beurteilung auch in der Validierung für das kW-Wang-Modell am positivsten aus. Beide swm-Modelle zeigen teilweise deutliche Spitzenüberschätzungen, die stärker ausfallen als in den beiden anderen Modellen (siehe auch Abb. 99).

Die auffälligsten Fehler mit den swm-Modellen zeigen sich aber in den abfallenden Ästen der größeren und länger andauernden Ereignisse: der viel zu träge Abfall des Abflusses, der schon in der Kalibrierungsperiode auftritt, führt bei den häufigeren und größeren Ereignissen dieser Art zu deutlichen systematischen Überschätzungen. Hier zeigt sich ein klares Defizit der swm-Modelle, die diese Phase über trügen Zwischenabfluss abbilden, der tatsächlich viel rascher auftritt (oder als Oberflächenabfluss). Vor allem im swm-lateral-Modell entstehen so deutlich unplausible Hydrographen, die bei visueller Beurteilung als unakzeptabel zurückgewiesen werden müssen.

#### 5.4.5 Quantitative Gütekriterien

Bei der Betrachtung der Güte der Ereignissimulation in der Kalibrierungs- und den Validierungsperioden fallen die deutlich schlechteren Werte für die Validierungsereignisse auf (Abb. 97, Tabelle 17 links). Diese hängen nicht nur mit der auch in der visuellen Beurteilung erkennbaren schlechteren Anpassung der Simulation an die Beobachtung zusammen, sondern auch mit dem deutlich höheren Abfluss der Ereignisse der Validierung (da der Wert des MSE von der Höhe des Abflusses abhängig ist). Während der Mittelwert des Spitzenabflusses der Ereignisse im Sommer 2005  $2.01\text{m}^3/\text{s}$  beträgt, ergibt sich als Mittel der Spitzen aller Validierungsereignisse 2004 und 2006  $3.56\text{m}^3/\text{s}$ . Im Vergleich der Modelle wird aber auch hier deutlich, dass nun die swm-Modelle vergleichsweise schlechter abschneiden. Das swm-vertikal-Modell, das in der Kalibrierungsphase ähnliche Ereignisgüten erreicht wie COSERO-Hang und kW-Wang, erzielt in der Validierung die geringste Güte. Das hängt mit dessen deutlich höherer Spitzenüberschätzung zusammen (siehe auch Abb. 99), die stärker auf den Ereignis-MSE wirkt als die stärkere Überschätzung im abfallenden Ast bei swm-lateral.

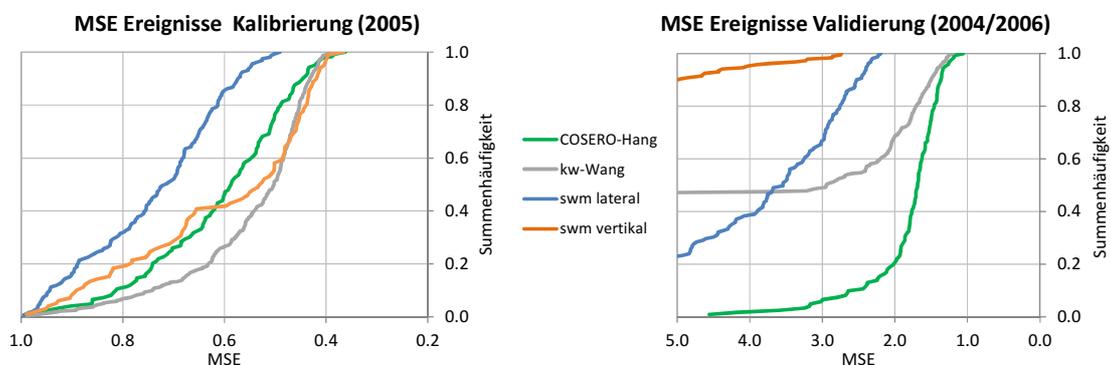
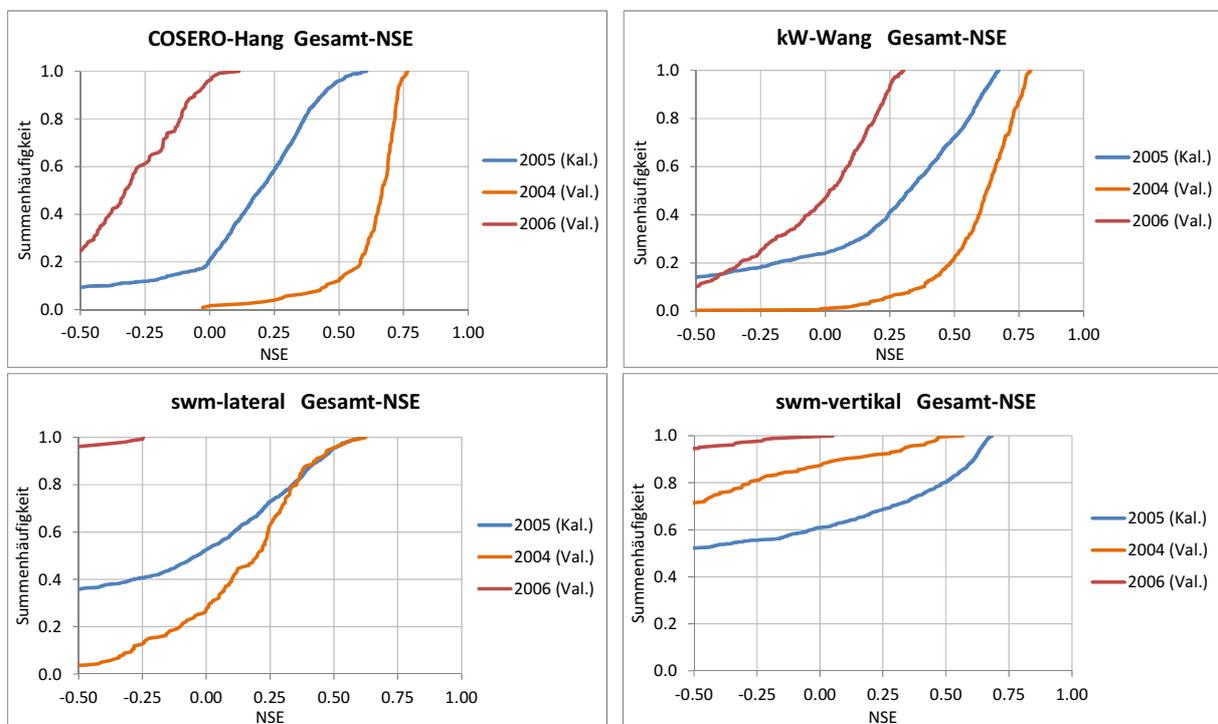


Abb. 97: Verteilung des MSE der Ereignissimulationen mit akzeptablen Parametersätzen für die Strem

Bei der Spitzenabweichung in Abb. 99, die als Absolutwert angeführt wird, muss ebenfalls der insgesamt höhere Spitzenabfluss in der Validierung mit bedacht werden. Die etwas höheren mittleren Pdiff-Werte bei COSERO-Hang und kW-Wang entsprechen im Verhältnis zum Abfluss keiner Verschlechterung gegenüber der Kalibrierung. Der Vergleich mit den swm-Modellen zeigt aber deutlich deren stärkere Überschätzung der Spitzen, vor allem bei swm-vertikal. Für die Abbildung des mittleren Timing der Spitzen (Ptime) zeigt sich für alle Modelle eine Verschiebung zu späteren Simulationen der Spitze. Das führt für COSERO-Hang und kW-Wang, die die Spitzen in der Kalibrierung nur wenig zu früh erreichen, nun zu eher zu späten Spitzen (Die swm-Modelle, die die Spitzen zuerst systematisch deutlich zu früh simulieren, treffen in der Validierung das Timing der Spitzen recht gut. Ursache für die generelle Verschiebung können die etwas länger anhaltenden Niederschläge und resultierenden Abflussereignisse in den Validierungsperioden sein.

In der Beurteilung der Gesamtperiode mit dem Nash-Sutcliffe-Kriterium zeigt sich noch deutlicher als für den Ereignis-MSE der Einfluss der Abflusscharakteristik der beurteilten Periode (Abb. 98, Tabelle 17 rechts). Die wesentlich höhere Varianz im Abfluss des Sommers 2004 führt dazu, dass für die Modelle COSERO-Hang und kW-Wang diese Periode bessere Werte aufweist als die Kalibrierungsperiode. Für den Sommer 2006 ergeben sich aufgrund der sehr geringen Varianz viel schlechtere Werte. Ein direkter Vergleich ist daher weder zwischen den verschiedenen Perioden noch zwischen dem Strem- und dem Lammergebiet möglich, was Kritikpunkte an den verwendeten Gütekriterien (Gupta et al. 2009, Schaepli und Gupta 2007) bestätigt. Für den Modellvergleich sind die Grafiken aber wieder aufschlussreich: trotz vergleichbarer Optima aller Modelle in der Kalibrierungsperiode liegt die Güte der Validierungsperioden bei den swm-Modellen deutlich schlechter als in den beiden anderen Modellen.

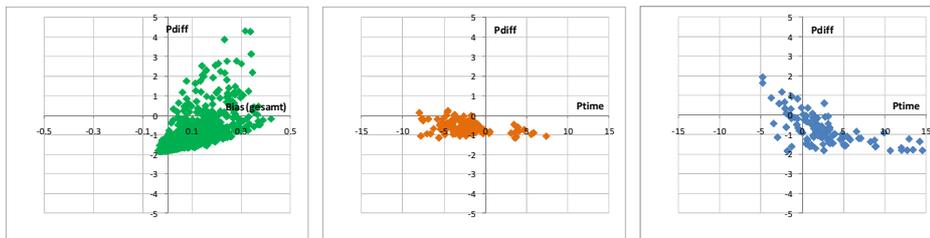


**Abb. 98: Nash-Sutcliffe-Efficiency für die gesamten Perioden an der Strem**

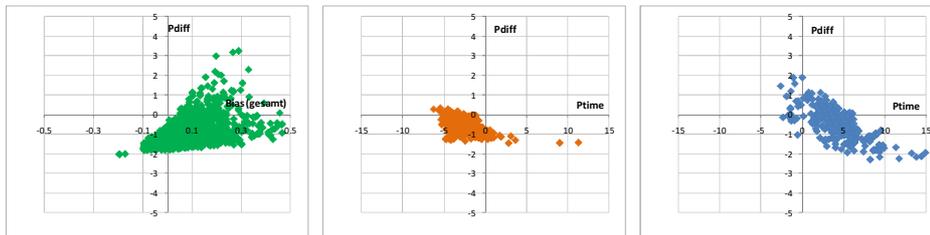
**Tabelle 17: Gütekriterien der optimalen Simulationen (Strem)**

Kriterium	Ereignisse event MSE		gesamte Periode NSE		
	2005	2004/06	2005	2004	2006
COSERO-Hang	0.36	1.06	0.61	0.77	0.11
kW-Wang	0.36	1.20	0.67	0.80	0.30
swm-lateral	0.49	2.19	0.62	0.62	-0.25
swm-vertikal	0.35	2.74	0.68	0.57	0.05

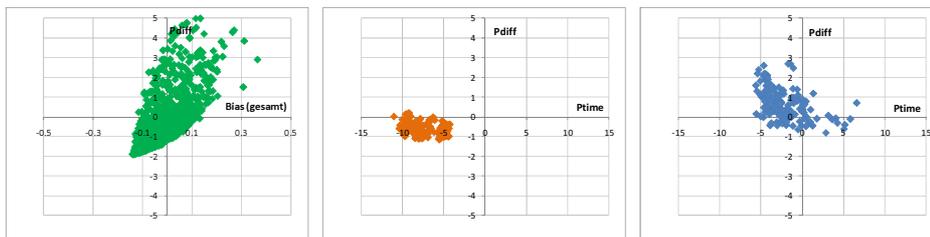
COSERO-Hang:



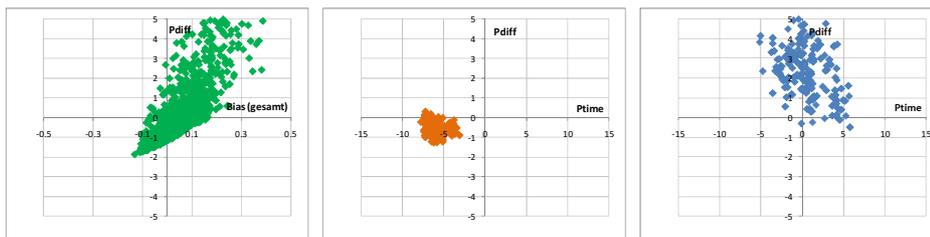
kW-Wang:



swm-lateral:



swm-vertikal:



Kalibrierung 2005

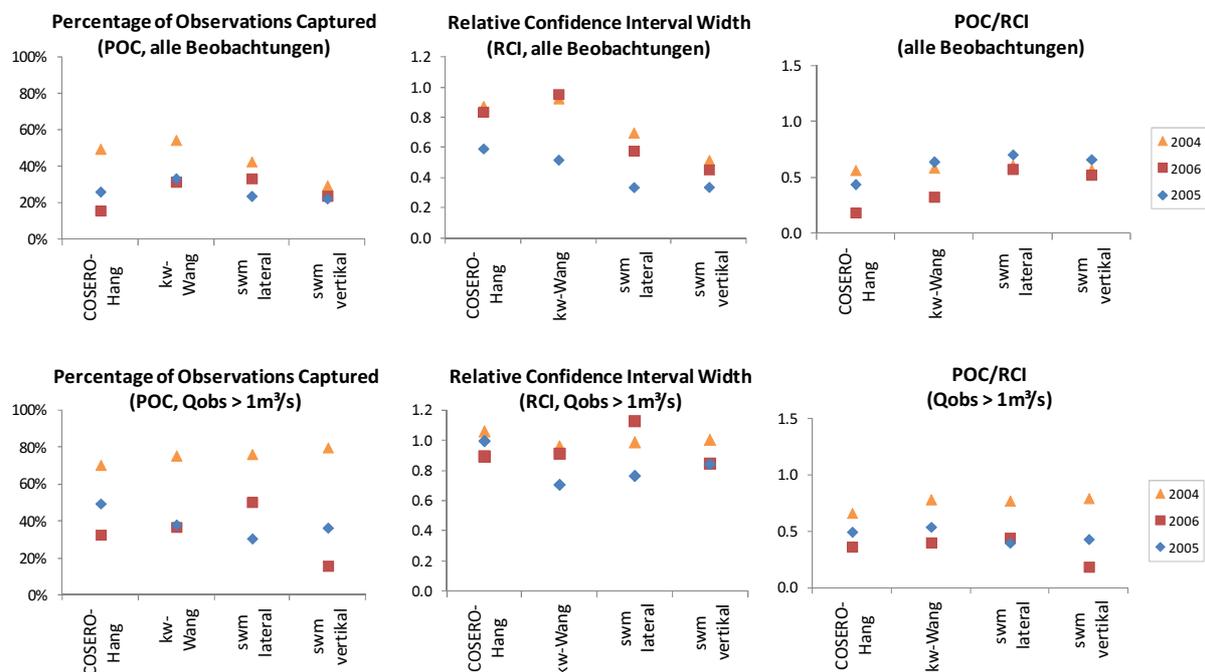
Kalibrierung 2005

Validierung 2004/2006

**Abb. 99: Zusammenhänge zwischen Spitzenabweichung Pdiff und Gesamtbias (Kalibrierung, grün); und Pdiff und Timing Ptime (Kalibrierung, orange; Validierung, blau)**

Die Breite des 90%-Konfidenzbereichs der Abflusssimulationen relativ zum mittleren Abfluss (*Relative Confidence Interval Width RCI*) und der Anteil der damit abgedeckten Beobachtungen (*Percentage of Observations Captured POC*) ist rein rechnerisch unabhängig von der Höhe oder der Variabilität des Abflusses und ließe aus diesem Grund einen direkten Vergleich zwischen Lammer und Strem zu. Allerdings zeigt sich an der Strem, wie schon an der Lammer, durchaus eine Abhängigkeit von der Abflusscharakteristik: die Ergebnisse einzelner Perioden liegen zumeist näher beisammen als die einzelner Modelle. Außerdem wird gerade die Weite der Konfidenzintervalle stark durch die Wahl der Parameterbereiche beeinflusst, die in den beiden Gebieten unterschiedlich festgelegt wurde. Auch diese Auswertung ist daher eher für den Vergleich zwischen den Modellen geeignet.

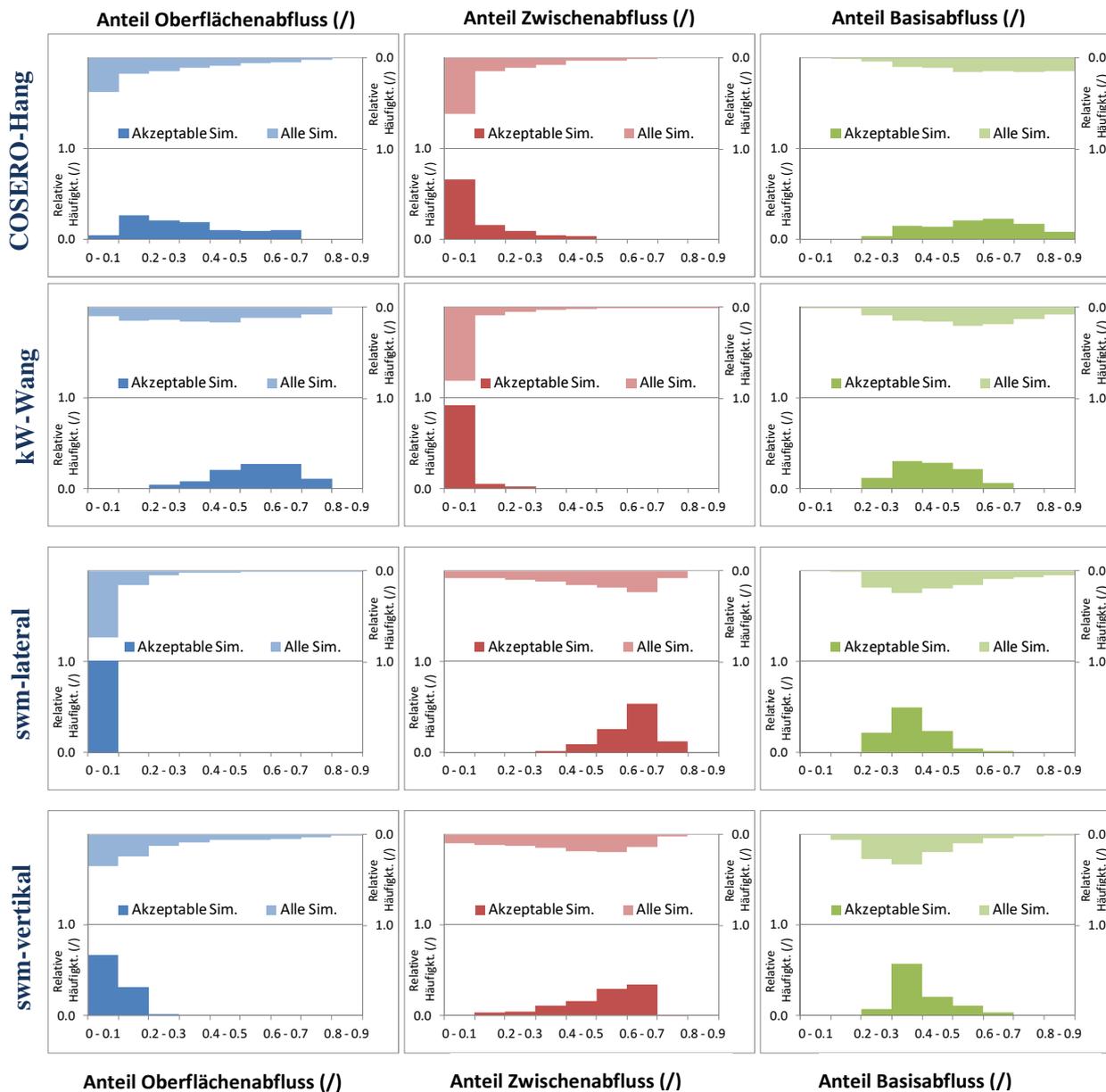
In den höheren POC-Werten zeigt sich wie in den bisherigen Analysen das bessere Abschneiden des kW-Wang-Modells (Abb. 100). COSERO-Hang trifft aufgrund der Überschätzung des Basisabflusses insgesamt wenige Beobachtungen, im Bereich der Spitzen etwas mehr. Für die swm-Modelle zeigen sich insgesamt niedrige Werte der Abdeckung der Beobachtungen, bei den Spitzen unterscheiden diese sich besonders stark in den drei Perioden. Aufgrund ihrer relativ schmalen Konfidenzintervalle liegen sie beim Wert POC/RCI der gesamten Simulation (wie an der Lammer) vergleichsweise gut. Im Gegensatz zur Lammer, wo die schlechten Simulationen des kW-Wang-Modells in diesen Kriterien erkannt werden können, deuten die Auswertungen für die Strem nicht auf die visuell und in den übrigen Gütekriterien sichtbaren deutlichen Defizite der swm-Modelle und vor allem von swm-lateral hin.



**Abb. 100: Prozentanteil der Beobachtungen an der Strem, die innerhalb des 90%-Konfidenzbereichs der Simulationen liegen (POC, links); die relative Breite des Konfidenzbereichs (RCI, Mitte) und Verhältnis POC/RCI (rechts), jeweils oben für alle Beobachtungen und unten für Beobachtungen über 1m<sup>3</sup>/s**

## 5.4.6 Simulierte Abflussanteile

In Abb. 101 sind die Häufigkeitsverteilungen der simulierten Abflussanteile für Oberflächenabfluss, Zwischenabfluss und Basisabfluss für die gesamte Kalibrierungsperiode 2005 dargestellt. Oben ist jeweils die Verteilung der Abflussanteile aller Simulationen und unten jene der akzeptablen Simulationen abgebildet. Die akzeptablen Simulationen wurden aufgrund der Ereignisgüte ausgewählt. Wie an der Lammer zeigen sich deutliche Unterschiede zwischen den einzelnen Modellen.



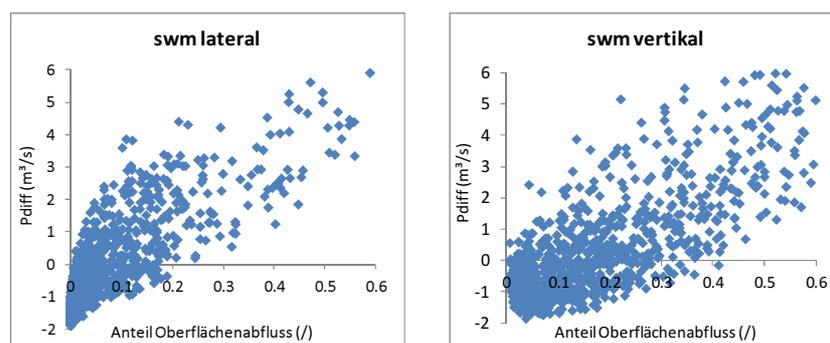
**Abb. 101:** Verteilung der Abflussanteile aller 4 Modelle, jeweils für alle 1000 Simulationen (oben) und die akzeptablen Simulationen (unten) an der Strem

Für COSERO-Hang ergibt sich an der Strem ein vergleichbares Bild wie an der Lammer: in guten Ereignissimulationen treten häufiger höhere Anteile an Oberflächenabfluss auf als in allen Simulationen. Die Verschiebung erfolgt aber weniger stark in Bereiche sehr hoher Anteile, die meisten

guten Simulationen liegen bei 10-40%, nur wenige zwischen 40 und 70%. Da eher geringe Anteile an Zwischenabfluss auftreten, ergeben sich teilweise relativ hohe Anteile an Basisabfluss von über 70%. So hohe Anteile an Basisabfluss treten in den anderen Modellen nicht auf, sie stehen mit den in den Hydrographen erkennbaren Überschätzungen des Basisabflusses mit COSERO-Hang in Zusammenhang.

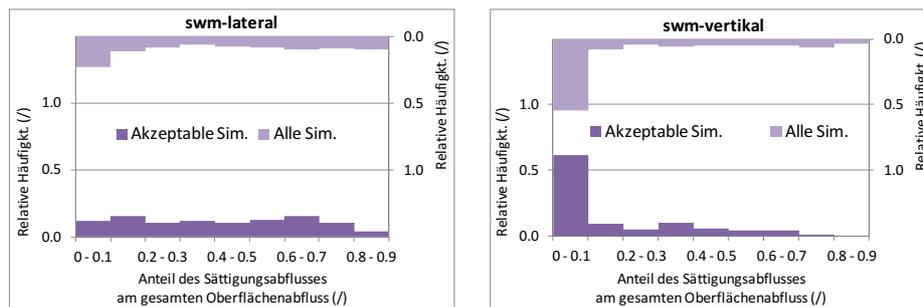
Große Unterschiede zu den Abflussanteilen an der Lammer ergeben sich für das kW-Wang-Modell. An der Strem treten in den günstigen Ereignissimulationen sehr hohe Anteile an Oberflächenabfluss auf, in der Mehrzahl zwischen 50 und 70%. Die lang andauernden Niederwasserphasen werden über relativ hohe Anteile an Basisabfluss von 30-50%, teilweise 60% abgebildet. Zwischenabfluss, der an der Lammer einen wesentlichen Anteil von bis zu 60% des Abflusses der günstigen Ereignissimulationen gebildet hat, spielt in den guten Simulationen der Strem eine geringe Rolle (größtenteils unter 10%). Die hauptsächliche Dynamik entsteht im kW-Wang-Modell also aus raschem Oberflächenabfluss über relativ konstantem Basisabfluss. Während der an der Lammer für eine gute Abbildung der Ereignisse notwendige hohe Zwischenabflussanteil zu unplausiblen Hydrographen mit Knicken führt, ergeben die Simulationen an der Strem mit sehr geringen Zwischenabflussanteilen sowohl die visuell besten Hydrographen als auch die höchsten Ereignisgüten.

Die swm-Modelle simulieren an der Strem ähnliche Verteilungen der Abflusskomponenten wie an der Lammer. Wie dort ergeben sich in den günstigen Ereignissimulationen sehr geringe Anteile an Oberflächenabfluss, wobei mit swm-vertikal gute Simulationen auch mit etwas höheren Anteilen zwischen 10 und 20% auftreten. Die Basisabflussanteile liegen zumeist in einem engen Bereich zwischen 30 und 50%, sodass sich hohe Anteile an Zwischenabfluss zwischen 50 und 70% ergeben. Höhere Anteile an Oberflächenabfluss, die in der Gesamtzahl der Simulationen durchaus vorkommen, führen zu zu starken Überschätzungen. Abb. 102 zeigt diesen Zusammenhang zwischen Anteil des Oberflächenabflusses und mittlerem Spitzenfehler deutlich. Die Ablehnung einzelner Simulationen mit Oberflächenabfluss-Anteilen über 20% und geringem mittlerem Pdiff kann sich aus zu starken Überschätzungen einzelner Spitzen ergeben.



**Abb. 102: Zusammenhang zwischen Anteil des Oberflächenabflusses und der mittleren Spitzenabweichung Pdiff in den swm-Modellen**

Dieser Zusammenhang tritt in gleichem Maße für Oberflächenabfluss aus Infiltrationsüberschuss wie aus Sättigungsüberschuss auf. Die Anteile des Sättigungsüberschusses am gesamten Oberflächenabfluss sind daher in beiden Modellen in den akzeptablen Simulationen ähnlich verteilt wie in allen Simulationen. Abb. 103 zeigt dies analog zu den obigen Abbildungen der Abflussanteile (oben für alle Simulationen, unten für die akzeptablen). Im Modell swm-lateral entstehen erwartungsgemäß höhere Anteile an Sättigungsüberschuss, da hier Zufluss aus am Hang oberhalb liegenden Zonen zur Sättigung der tiefer liegenden Zonen beiträgt.



**Abb. 103: Verteilung der Anteile des Sättigungsabflusses am gesamten Oberflächenabfluss für alle Simulationen (oben) und die akzeptablen Simulationen (unten)**

Insgesamt zeigen die Ergebnisse für die Strem für das Modell kW-Wang deutliche Unterschiede zu jenen für die Lammer, für die übrigen Modelle ergeben sich teilweise Abweichungen. Die Kenntnis tatsächlicher Anteile der Abflusskomponenten würden auch hier eine klare Beurteilung einzelner Modellstrukturen und Parameterkombinationen erlauben. Für die swm-Modelle könnten auch Informationen zu den Anteilen der Prozesse Infiltrationsüberschuss und Sättigungsüberschuss am Oberflächenabfluss zur Modellbeurteilung und Parameterwahl beitragen. Für die Lammer ergaben unter der Annahme von Zwischenabfluss als dominantem Prozess die swm-Modelle die plausibleren Simulationen der Abflusskomponenten. An der Strem, wo aufgrund der weniger durchlässigen Böden und geringeren Waldanteilen eher mit relevanten Anteilen an Oberflächenabfluss gerechnet werden kann, führen COSERO-Hang und kW-Wang zu den dementsprechend plausibleren Simulationen.

#### 5.4.7 Diskussion der Ergebnisse und Schlussfolgerungen

Die Charakteristik der Strem unterscheidet sich deutlich von jener an der Lammer: bei insgesamt geringeren Niederschlägen und damit niedrigeren Abflüssen entstehen kurze, aber teilweise hohe Abflussereignisse. Aufgrund der trockeneren Verhältnisse spielt die aktuelle Verdunstung eine wichtige Rolle im Wasserhaushalt des Sommerhalbjahrs. Das Einzugsgebiet ist wesentlich flacher, die Landnutzung weist mehr Acker- und Grünlandflächen auf, und die Böden sind tiefgründiger, aber weniger durchlässig.

Diese Unterschiede sind zentraler Grund für die Wahl dieses Gebiets für eine weitere vergleichende Modellanwendung. In dieser zweiten Anwendung derselben Modelle mit weitestgehend denselben Methoden erfolgt gewissermaßen eine Validierung der Modelle, aber auch der Beurteilungs- und Diagnosemethode.

Die Simulationen mit COSERO-Hang zeigen eine systematische Überschätzung des Basisabflusses. In Zusammenhang damit steht auch die starke Abhängigkeit der Simulationsgüte vom Erreichen hoher aktueller Verdunstung. Bei guten Ereignissimulationen gelangt tendenziell weniger Wasser in den Bodenspeicher und mehr in die Speicherkaskade. Im Bodenspeicher tritt deswegen eine Reduktion der Verdunstung auf, in der Speicherkaskade führt dies zu mehr Versickerung in den Grundwasserspeicher und zu hohem Basisabfluss. Nur Realisierungen, in denen dieser Zusammenhang weniger deutlich auftritt, verbinden gute Ereignissimulationen mit guten Gesamtsimulationen. Der „doppelte“ Versickerungsweg über Bodenspeicher und Speicherkaskade begünstigt den systematischen Fehler im Basisabfluss: in kW-Wang, wo die Versickerung nur aus dem Bodenspeicher erfolgt, tritt er nicht auf. Problematisch erweist sich bei COSERO-Hang auch die Abbildung vieler sehr kurzer Abflussereignisse, für die die auslösenden kurzen und intensiven Niederschläge die Entstehung durch Infiltrationsüberschuss nahelegen. Bei vielen dieser Ereignisse werden wesentlich kleinere Spitzen

simuliert, bei einigen reagiert das Modell auf den Niederschlagsinput gar nicht. Dieses Verhalten kann auf die BETA-Funktion zurückgeführt werden, die bei niedrigen Bodenspeicherfüllungen kaum Oberflächenabfluss entstehen lässt. Bei Berücksichtigung einer maximalen Infiltrationskapazität in den swm-Modellen können einige dieser Ereignisse deutlich besser simuliert werden.

Das Modell kW-Wang zeigt insgesamt sehr gute Simulationen. Gute Ereignissimulationen gehen besser mit guten Gesamtsimulationen einher als bei COSERO-Hang. Der deutliche Knick im Übergang von Oberflächenabfluss zu Zwischenabfluss, der in den Simulationen der Lammer auftritt, zeigt sich hier nicht, was sich mit den sehr geringen Anteilen an Zwischenabfluss in den Simulationen der Strem erklären lässt. Das Zusammenspiel aus rasch ansteigenden und wieder abfallenden Ereignisabflüssen, die über den Oberflächenabfluss in der kinematischen Welle abgebildet werden, und relativ konstantem Basisabfluss, entspricht der Dynamik des beobachteten Abflusses. Ein weniger scharfer Übergang als an der Lammer wird durch das flachere Abfallen der Oberflächenabflusswellen auf den flacheren Hängen des Strem-Gebiets begünstigt. Wie bei COSERO-Hang werden allerdings einige Ereignisse aufgrund der fehlenden Berücksichtigung von Infiltrationsüberschuss kaum oder gar nicht abgebildet.

Wie an der Lammer ist die Spitzenabbildung der Kalibrierungsperiode mit swm-vertical etwas besser als mit COSERO-Hang und kW-Wang. Dies zeigt sich zwar nicht in den Gütekriterien, ist aber in der visuellen Beurteilung der Hydrographen erkennbar: einige kurze hohe Spitzen können über Infiltrationsüberschuss in den swm-Modellen abgebildet werden, während sie mit COSERO-Hang und kW-Wang gar nicht simuliert werden. Dies gilt auch für swm-lateral, bei dem diese Ereignisse aber – durch die nach den kurzen Niederschlagsspitzen auftretende Infiltration des Oberflächenabflusses im Tal – viel zu kurz ausfallen. Dieses hier auffallende Defizit des swm-lateral-Modells legt den Schluss nahe, dass die Berücksichtigung der Infiltration des *overland flow* zwar für detaillierte Untersuchungen an einzelnen, kleineren Hängen sinnvoll sein kann. Für die Simulation ganzer Einzugsgebiete, bei denen der Hangabfluss nach kurzen Strecken flächigen Abflusses über lokale Gerinne abgeführt wird, ist eine Berechnung ohne laterale Interaktion wie in swm-vertical aber günstiger. In beiden swm-Modellen zeigen sich – wie an der Lammer – etwas weniger weite Konfidenzintervalle als in den beiden anderen Modellen, wobei der Unterschied hier vor allem in den Niederwasserphasen besonders deutlich ist. Bei beiden swm-Modellen treten aber auch in denselben Bereichen wie an der Lammer Schwierigkeiten auf: bei den abfallenden Ästen größerer Ereignisse, bei denen hier eine starke Überschätzung aufgrund zu träge zurückgehenden Zwischenabflusses auftritt, und mit der Tatsache, dass nur mit sehr geringen Anteilen an Oberflächenabfluss gute Simulationen möglich sind. Diese beiden Probleme stehen in einem engen Zusammenhang: weil zu hohe Anteile an Oberflächenabfluss zu starke Überschätzungen in den Simulationen hervorrufen, muss ein Großteil der Dynamik über den – hier zu trägen – Interflow abgebildet werden.

Die starken Überschätzungen bei höheren Oberflächenabflussanteilen in den swm-Modelle entstehen aufgrund des strikten Schwellenwertverhaltens bei beiden Prozessen der Oberflächenabflussentstehung: wenn die Infiltrationskapazität überschritten wird bzw. wenn die Bodensäule gesättigt ist, gelangt sämtlicher Input rasch zum Abfluss. Den Sättigungsüberschuss steuert dabei eine komplexe Interaktion aus den bodenhydraulischen Eigenschaften der verschiedenen Bodenschichten und der Bodenmächtigkeit. Für Infiltrationsüberschuss ist der entscheidende Parameter die maximale Infiltrationskapazität. Nur durch eine räumlich verteilte Vergabe dieses Parameters ist es nicht möglich, diese sehr sensible Reaktion abzuschwächen – entgegen der nach Analyse der Ergebnisse an der Lammer formulierten Hypothese. Ein Ansatz wie in der BETA-Funktion, der eine Aufteilung des Inputs in den Boden einerseits und in Oberflächenabfluss andererseits beschreibt, ist für die Abbildung relevanter Mengen an Oberflächenabfluss offenbar besser geeignet. Dieser Ansatz ermöglicht aber keinen Infiltrationsüberschuss bei trockenen Böden. Eine Möglichkeit der Weiterentwicklung könnte hier in einer Kombination der beiden Ansätze liegen,

sodass einerseits Oberflächenabfluss zum Teil auch vor Erreichen der Schwellenwerte (der Infiltrationskapazität bzw. der Aufsättigung entstehen kann) und andererseits auch danach noch teilweise Infiltration möglich ist. Als physikalische Erklärung für eine teilweise Infiltration trotz Überschreiten der Infiltrationskapazität können Bypass-Flüsse über Makroporen dienen (vgl. Merz und Bronstert 2005). Dass die Entstehung von Infiltrationsüberschuss auch wesentlich durch Vegetation beeinflusst wird (vgl. Markart 2007), verweist auf die Möglichkeit räumlich und zeitlich variabler Infiltrationskapazitäten in Abhängigkeit der Vegetationsentwicklung. Auch Sättigungsbereiche können teilweise in nur kleinen Bereichen der Bodensäule auftreten und dadurch teilweise raschere Abflüsse hervorrufen (Kienzler und Naef 2008).

Zu einem Teil können starke Überschätzungen besonders der größeren Ereignisse aber auch dadurch entstehen, dass die Retention im Fließgewässer in der Simulation nicht berücksichtigt wird. An der Strem kommt es bei hohen Abflüssen abschnittsweise zu Ausuferungen, die zu einer Dämpfung der Abflussspitzen führen.

Der Zwischenabfluss in den swm-Modellen, der aufgrund der Überschätzung der Spitzen bei hohen Oberflächenabflüssen einen Großteil der Dynamik abbilden muss, erweist sich als zu träge. Diese zu geringe Dynamik im Zwischenabfluss entsteht durch die langsamere Reaktion der geringdurchlässigen Böden. Einerseits kann davon ausgegangen werden, dass ein Teil des eigentlich dynamischeren Abflusses tatsächlich als Oberflächenabfluss abfließt. Andererseits können gerade in tiefgründigen, lehmigen Böden des Vorlands mit eingelagerten Stauschichten Anisotropien zwischen vertikalen und lateralen Durchlässigkeiten auftreten, die ein wesentliches Element bei der Entstehung von raschem Zwischenabfluss darstellen können (Heller und Kleber 2011). In den swm-Modellen kann eine solche Anisotropie nicht abgebildet werden.

Grundsätzlich kann die Berechnung des Oberflächenabflusses wie des Zwischenabfluss in den swm-Modellen entsprechend dieser Überlegungen adaptiert werden. Physikalische Grundlagen zur Parametrisierung von Phänomenen wie Makroporenflüssen, Vegetationseinfluss auf die Infiltrationskapazität, lokale Sättigungsbereiche und anisotrope Durchlässigkeiten im Untergrund könne nur bei sehr detaillierten Untersuchungen an einzelnen Hängen oder in sehr kleinen Gebieten ermittelt werden. Noch komplexere Prozessrepräsentationen sind daher auch nur für solche Studien sinnvoll. Eine vereinfachte Berücksichtigung kann aber zu einer höheren Flexibilität der swm-Modelle beitragen, die diese benötigen, um bei der Abflusssimulation in Einzugsgebieten mit verschiedenen Charakteristika erfolgreich zu sein. Damit würden aber auch weitere kalibrierbare Parameter eingeführt werden.

Die Analyse der simulierten Abflussanteile trägt stark zur Modelldiagnose der swm-Modelle bei. Hier wurden nun auch die Anteile an Sättigungsüberschuss und Infiltrationsüberschuss im Oberflächenabfluss mit einbezogen. Die höheren Anteile an Sättigungsüberschuss in swm-lateral, die vor allem aus Gebieten in Tallage stammen, entsprechen den Erwartungen und bestätigen die physikalische Plausibilität des Modells. Bei kleinräumigen Untersuchungen können die unterschiedlichen Prozesse auch bei Beobachtungen unterschieden werden (vgl. z.B. Scherrer et al. 2007), was eine weitere Möglichkeit der Beurteilung der Prozessabbildung in den swm-Modellen ermöglichen würde. Für das kW-Wang-Modell unterstützen die Auswertungen der beitragenden Abflussanteile das Verständnis der überraschend guten Performance an der Strem. Für COSERO-Hang ergeben sich hier weniger scharfe Aussagen als an der Lammer, aber es zeigt sich wieder ein eingeschränkter Bereich an Abflusszusammensetzungen in den erfolgreichen Simulationen. Insgesamt bestätigen die Ergebnisse an der Strem die hohe Aussagekraft der Analysen der simulierten Abflusskomponenten. Im Modellvergleich zeigen sie in viel höherem Maß als die simulierten Hydrographen die Unterschiede zwischen den Modellen. Außerdem lassen sie klare Rückschlüsse auf Defizite in den Modellstrukturen zu. Bei Kenntnis der tatsächlichen Abflussanteile könnten bestimmte

Parameterkombination und Modellstrukturen klar ausgeschieden werden. Die hier formulierten Verbesserungsmöglichkeiten könnten präzisiert und die wesentlichen Faktoren identifiziert werden.

An der Strem kann, im Gegensatz zur Lammer, ein „bestes“ Modell erkannt werden, das sowohl gute Gesamtsimulationen wie Ereignisabbildungen erzielt und dabei plausible Verteilungen der Abflussanteile aufweist. Das hier am besten abschneidende Modell kW-Wang ist allerdings jenes, das an der Lammer die größten Defizite zeigt. Diese Unterschiede lassen sich gut mit den Unterschieden in den Abflusscharakteristika der Gebiete erklären. Insgesamt zeigen sie aber, dass kein allgemeingültiges „bestes“ Modell gefunden werden kann. Zu demselben Schluss kommen Reed et al. (2004) und Duan et al. (2006) in Modellvergleichen über mehrere Gebiete verschiedener Charakteristik. In der Zusammenschau der Ergebnisse beider Anwendungen ergibt sich COSERO-Hang als das Modell, das für die Abflusssimulation am besten an die jeweiligen Verhältnisse angepasst werden kann. Die Simulation der Abflussanteile ist in den beiden sehr unterschiedlichen Gebieten aber sehr ähnlich, und wesentliche Prozesse wie Infiltrationsüberschuss werden nicht berücksichtigt. Für die Analyse von dominanten Prozessen sind die swm-Modelle besser geeignet. Die Anwendung an der Strem zeigt aber, dass ihre Struktur von den Bedingungen des Lammer-Einzugsgebiets, für das sie entwickelt wurden, beeinflusst ist. An der Lammer können die swm-Modelle auch mit geringen Anteilen an Oberflächenabfluss erfolgreich sein, an der Strem entstehen aus der Dominanz des Zwischenabflusses Schwierigkeiten. Für erfolgreiche Anwendungen in Gebieten unterschiedlicher Charakteristik sind flexiblere Strukturen nötig.

Die deutlichen Unterschiede in der Abflusscharakteristik der Strem in den drei berücksichtigten Perioden führen zu starken unterschiedlichen Werten der Gütekriterien der einzelnen Zeiträume. Dies unterstreicht die Kritik an Gütekriterien wie den hier angewendeten MSE und NSE (z.B. Gupta et al. 2009). Für den Vergleich verschiedener Modelle können diese aber trotz Abhängigkeit von Höhe und Varianz des Abflusses in unterschiedlichen Perioden und Gebieten herangezogen werden. Gerade bei den insgesamt schlechteren Simulationen im Strem-Gebiet wird die Relevanz der visuellen Beurteilung der Hydrographen deutlich, mit der systematische Fehlsimulationen in bestimmten Bereichen der Abflusssimulation ebenso erkannt werden können wie Unterschiede zwischen einzelnen Ereignissen.

Insgesamt kann aus den bei allen Modellen eher schlechten Ergebnissen der Validierungsperioden geschlossen werden, dass bei stärker unterschiedlichen Abflussverläufen in verschiedenen Jahren wie an der Strem längere Kalibrierungsphasen nötig sind, um robuste Simulationen zu erzielen. Dies gilt vor allem für die starren Schwellenwerte der Infiltrationskapazität in den swm-Modellen. Auch für die Kombination aus Bodenmächtigkeit und Bodenparametrisierung in diesen Modellen, die hohe Sensitivität in Bezug auf die Entstehung von Sättigungsüberschuss zeigt, ist eine umfangreichere Kalibrierung zielführend. Die Wichtigkeit der Kalibrierung physikalisch basierter Modelle zur erfolgreichen Simulation gerade des Oberflächenabflusses unterstreicht auch Bronstert (1999).

In allen Simulationsperioden zeigen sich einige Spitzen, deren Abbildung mit keiner Parameterkombination in keinem der vier Modelle möglich ist. Grundsätzlich tritt im Strem-Gebiet eine sehr gleichmäßige Niederschlagsverteilung auf, weshalb Fehler in den Niederschlagsdaten als Ursache weniger erwartet werden können. Eine Ausnahme können aber lokale Gewitter darstellen, deren Niederschläge in Teilen des Einzugsgebiets stärker ausfallen als an den Messstellen. Diese Ereignisse können als „disinformative“ Perioden im Beobachtungsdatensatz (Beven und Westerberg 2011) angesehen werden. Es wäre zielführend, diese Ereignisse in der Kalibrierung und Evaluierung der Simulationen nicht zu berücksichtigen. Bei Anwendung nur eines Modells, vor allem von COSERO-Hang, würden diese Perioden nicht erkannt werden, da aufgrund von Defiziten in der Modellstruktur deutlich mehr Ereignisse nicht abgebildet werden.

Als relevanteste Schlussfolgerungen können die folgenden Punkte aufgelistet werden:

- Aufgrund der von der ersten Anwendung verschiedenen Charakteristik und anderer dominante Prozesse (Verdunstung, Oberflächenabfluss) ergeben sich in der vergleichenden Modelldiagnose weitere Hinweise auf strukturelle Mängel. Defizite zeigen sich vor allem in der Abbildung des Bodenspeichers in COSERO-Hang und in der Dynamik des Zwischenabflusses sowie der Höhe der Abflussspitzen in den swm-Modellen.
- Für die Anpassung an die von alpiner Charakteristik deutlich unterschiedlichen Abflussverhältnisse erweisen sich die physikalisch basierten swm-Modelle als zu wenig flexibel.
- Andererseits ist mit den swm-Modellen eine detailliertere Analyse der Prozesse der Oberflächenabflussentstehung möglich, die in dem diesem Gebiet mit Infiltrations- und Sättigungsüberschuss die aussagekräftige Analyse der Abflusskomponenten erweitert.
- In der Zusammenschau der beiden Gebiete kann kein „bestes Modell“ ermittelt werden: das schlechteste Modell für die Lammer, kW-Wang, simuliert den Abfluss der Strem am besten.

## 6 ZUSAMMENFASSUNG UND AUSBLICK

### 6.1 Ziele

Zentrales Ziel der vorliegenden Arbeit ist ein Vergleich verschiedener Modellstrukturen, die aus Kombinationen verschiedener Modellkomponenten erstellt werden. Die Modellkomponenten bestehen aus Elementen eines bestehenden hydrologischen Konzeptmodells sowie aus neu implementierten Modulen. Die Auswahl der neuen Module erfolgt aufgrund einer Analyse von Defiziten der bestehenden Modellstruktur. Verbesserungen werden vor allem in der Simulation größerer Abflussereignisse angestrebt, sodass nur für Prozesse der lokalen Abflussbildung und Abflusskonzentration alternative Ansätze geprüft werden. Angesichts der Fülle bestehender hydrologischer Modellierungsansätze bauen die neuen Module auf bewährten Methoden auf.

In den neu implementierten Ansätzen werden die physikalischen Grundlagen der Abflussentstehung stärker berücksichtigt. Dadurch sollen beide Prozesse der Oberflächenabflussentstehung, Sättigungsüberschuss und Infiltrationsüberschuss, abgebildet werden und eine bessere Berücksichtigung von Gebietseigenschaften in der Modellierung ermöglicht werden. Die einzelnen Modellzonen sollen einander entsprechend ihrer Lage entlang des Fließweges am Hang beeinflussen. Für die Modellvarianten, in denen physikalisch basierte Ansätze mit konzeptionellen Elementen kombiniert werden, wird die Hypothese formuliert, dass damit eine bessere Abbildung der Abflussereignisse und ihrer Spitzenabflüssen möglich ist.

Die Überprüfung und Beurteilung der Modelle erfolgt in drei aufeinanderfolgenden Schritten. Zuerst erfolgt eine Prüfung der Funktionsfähigkeit der neu implementierten Module für einzelne Modellzonen. Dann werden die prinzipiell unterschiedlichen Reaktionen der verschiedenen Modelle auf einzelne Niederschlagsereignisse an einem einzelnen, „virtuellen“ Hang analysiert. Schließlich wird ein umfassender Modellvergleich in der Anwendung im Einzugsgebiet der Lammer durchgeführt. Um die Ergebnisse in diesem alpinen Gebiet, für das auch die Entwicklung und die ersten beiden Stufen der Überprüfung der Modellalternativen erfolgt, zu überprüfen, erfolgt eine zweite Anwendung im Einzugsgebiet der Strem, das eine andere hydro-klimatische Charakteristik aufweist. Die Auswertungen sollen dabei immer eine kritische Beurteilung in Hinblick auf Defizite und Verbesserungsmöglichkeiten in den Modellstrukturen ermöglichen. Zusätzlich zu den Abflusssimulationen sollen auch die Ergebnisse für andere Parameter wie Bodenfeuchte und Abflusskomponenten vergleichend analysiert werden.

In den vergleichenden Anwendungen in den Einzugsgebieten wird die Parameterunsicherheit, an der Lammer auch die Unsicherheit aufgrund des Niederschlagsinputs berücksichtigt. Durch die Anwendung verschiedener Modellstrukturen wird die Unsicherheit aufgrund der Modellwahl untersucht und den Unsicherheiten aus den anderen beiden Quellen gegenübergestellt. Damit wird die Hypothese überprüft, dass die Modellunsicherheit in der Größenordnung der Unsicherheiten aus Parameterschätzung und Niederschlagsinput liegt.

### 6.2 Neue Module und Prüfung ihrer Funktionsfähigkeit

Als neue, physikalisch basierte Modellkomponenten werden die Berechnung des Oberflächenabflusses über den Hang mittels kinematischer Welle und die Berechnung der Wasserbewegung im vertikal geschichteten Boden auf der Grundlage der Bodeneigenschaften implementiert. Im Ansatz der kinematischen Welle bestimmen die Gebietseigenschaften Gefälle und Oberflächenrauigkeit den Wellenablauf (Modul kW). Dabei wird Zufluss von oben sowie Infiltration aus der ablaufenden Welle des Oberflächenabflusses berücksichtigt. Im neuen Bodenmodul (Modul swm für „soil-water movement“) erfolgt die Berechnung der vertikalen Wasserbewegung mittels einer Näherungslösung

der Richards-Gleichung. Die bodenhydraulischen Eigenschaften werden durch das Modell von Clapp/Hornberger beschrieben.

Vergleiche mit Berechnungsbeispielen aus der Literatur und Ergebnissen anderer, bewährter Modelle zeigen die richtige Funktionsweise und grundsätzliche Gültigkeit der neu implementierten Berechnungsansätze. Für das swm-Modul der Bodenzone ergeben sich Schwierigkeiten bei der Simulation von Infiltrationsüberschuss (Horton'schem Oberflächenabfluss), wenn die Infiltration nur auf Basis des Bodenzustands bestimmt wird. Dieses Verhalten ist für auf der Richards-Gleichung basierende Modelle bekannt. Eine Ursache dafür kann darin liegen, dass nur bodenhydraulische Zusammenhänge berücksichtigt werden. Andere Effekte, die Infiltrationsüberschuss hervorrufen (z.B. Verschlammung, hydrophobe Schichten oder dichte Grasvegetation) werden nicht berücksichtigt. Um die Entstehung von Infiltrationsüberschuss in einem einfachen Ansatz kontrollieren zu können, wird ein empirischer Parameter der maximalen Infiltrationskapazität eingeführt.

### 6.3 Alternative Modelle und Modellverhalten am Einzelhang

Aus bestehenden Komponenten des Ausgangsmodells und den beiden neuen Modulen kW und swm werden vier alternative Modellstrukturen erstellt. In allen vier Modellen werden die einzelnen Zonen entlang des Hanges lateral miteinander verknüpft, so dass eine Zone weiter unten am Hang Zufluss von der darüber liegenden erhält. Im Modell COSERO-Hang erfolgt die Verknüpfung zwischen den jeweiligen Speichern der Speicherkaskade des Konzeptmodells. Im Modell kW-Wang wird der erste Speicher, der den Oberflächenabfluss repräsentiert, durch den Ansatz der kinematischen Welle ersetzt. Im Modell swm-lateral wird die gesamte Speicherkaskade durch den geschichteten Boden des swm-Moduls ersetzt. Die laterale Verknüpfung erfolgt durch Zufluss von Zwischenabfluss in den einzelnen Schichten der Bodensäule. In der Beschreibung der Zwischenabflussbildung verbleibt mit einem empirischen Parameter eine eher konzeptionelle Komponente. Der Oberflächenabfluss wird durch die kinematische Welle mit oberer Randbedingung beschrieben. Das Modell swm-vertikal stellt eine weniger rechenintensive Variante von swm-lateral dar, die nur in der Simulation im Einzugsgebiet angewendet wird. Oberflächen- und Zwischenabfluss beeinflussen hier nicht direkt die darunter liegende Zone, sondern werden über einen Speicher weitergeleitet. Über diesen Speicher, der ein lokales Gerinne repräsentiert, erfolgt die laterale Verknüpfung mit der nächsten Zone am Hang.

Die erste Beurteilung der Modelle COSERO-Hang, kW-Wang und swm-lateral erfolgt an einem „virtuellen“ Hang, für den keine Beobachtungen vorliegen. Topographie und Bodeneigenschaften werden entsprechend einem tatsächlichen Hang im Einzugsgebiet der Lammer gewählt. Dadurch können Vergleiche mit einer Referenzsimulation des halbverteilten Ausgangsmodells COSERO angestellt werden. Ein wesentliches Element der Beurteilung liegt in der Berücksichtigung der Bodenfeuchte und der zum Gesamtabfluss beitragenden Anteile an Oberflächenabfluss, Zwischenabfluss und Basisabfluss, obwohl im Testgebiet keine Beobachtungen dieser Größen vorliegen. Die Eigenschaften der Simulationen dieser Größen werden qualitativ beurteilt und auf Plausibilität geprüft. Es ergeben sich dabei wesentliche Unterschiede zwischen den einzelnen Modellen, die alle den Hangabfluss ähnlich plausibel abbilden.

Im Modell swm-lateral und in geringerem Ausmaß auch im Modell kW-Wang treten dynamischere Verläufe der Bodenfeuchte auf als bei COSERO-Hang. Diese entsprechen eher typischen beobachteten Verläufen. Vor allem die sehr langsam abnehmende Bodenfeuchte nach Ereignissen in COSERO-Hang wird als weniger plausibel beurteilt. Die für mehrere vertikale Bodenschichten vorliegenden Ergebnisse im Modell swm-lateral ermöglichen grundsätzlich eine bessere Vergleichbarkeit mit Beobachtungen.

Oberflächenabfluss hat in den Simulationen des Hangabflusses mit COSERO-Hang einen sehr hohen Anteil von rund 50%, und auch mit kW-Wang werden rund 40% erreicht. Im Gegensatz dazu treten mit swm-lateral in plausiblen Simulationen des Hangabflusses nur sehr geringe Anteile an Oberflächenabfluss auf. Die Abflusssdynamik kann mit dem swm-Modell aber auch nur durch den Zwischenabfluss, der durch die bodenhydraulischen Eigenschaften geprägt ist, gut abgebildet werden. Diese deutlichen Unterschiede bei der Simulation der Abflusskomponenten zeigen den großen Einfluss der Wahl der Modellstruktur, wenn durch die Simulationen Rückschlüsse auf dominante Prozesse im Gebiet erfolgen sollen. Umgekehrt können daher Beobachtungen der tatsächlichen Zusammensetzung der Abflussanteile, wie sie an experimentellen Hängen in Hanganschnitten und durch Tracer- und Isotopenmessungen gewonnen werden können, wesentliche Beiträge zur Modelldiagnose und Wahl der Modellstruktur liefern. Für das Lammer-Gebiet legt die Literatur eine dominante Rolle des Zwischenabflusses und geringe Oberflächenabflussanteile nahe. COSERO-Hang und kW-Wang würden also trotz guter Simulationen des Hangabflusses falsche Hinweise auf die beitragenden Prozesse liefern.

## 6.4 Modellvergleich und Unsicherheitsanalyse in Einzugsgebieten

Für alle vier Modelle wurde bei der Simulation der Einzugsgebiete die Parameterunsicherheit nach der GLUE-Methode berücksichtigt. Eine zufällige Wahl von Parameterkombinationen erfolgte mittel Latin Hypercube Sampling in jeweils 1000 Simulationen. Die vorliegende Arbeit ist eine der ersten Anwendungen von GLUE mit alternativen Modellstrukturen.

Für das alpine Einzugsgebiet der Lammer zeigen die Hydrographen für den Gebietsabfluss, nun mit Unsicherheitsbändern, ähnliche Charakteristika und teilweise systematische Fehler wie am Hang. COSERO-Hang unterschätzt die Spitzen und weist zu träge Ereignissimulationen auf. kW-Wang zeigt systematisch einen Knick im Übergang von Oberflächenabfluss zu Zwischenabfluss. Dieser in der visuellen Analyse deutlich erkennbare Fehler – der sich aber kaum in den quantitativen Gütemaßen widerspiegelt – deutet auf eine zu langsame Versickerung in den Zwischenabflussspeicher hin. Eine Verbesserung wäre durch einen zweiten, rascheren Versickerungsweg möglich. Ohne Anpassung kann kW-Wang im Test auf der Einzugsgebietsebene nicht als plausibles Modell akzeptiert werden. Die swm-Modelle ergeben sehr ähnliche Simulationen, mit deutlich schmalere Unsicherheitsbereichen als bei den beiden anderen Modellen. In den Gütekriterien der Ereignisse liegen die swm-Modelle sehr gut. Einzelne Spitzen werden aber deutlich überschätzt, wie die visuelle Beurteilung zeigt. Diese Überschätzung ist auf Infiltrationsüberschuss zurückzuführen, bei dem ab dem Überschreiten der maximalen Infiltrationskapazität der gesamte Niederschlag zum Oberflächenabfluss beiträgt. Ein weniger scharfes Schwellenwertverhalten würde daher eine Verbesserung darstellen. Systematischen Fehler im abfallenden Ast können durch vertikal unterschiedlich vergebene Bodeneigenschaften verringert werden.

Insgesamt liegen bei der quantitativen Beurteilung der Güte der Abflusssimulation alle Modelle sehr nahe beieinander. Dies gilt für alle Gütekriterien, auch für jene, die sich auf verschiedene Bereiche des Hydrographen beziehen. COSERO-Hang weist die besten Ergebnisse in der Kalibrierung, aber die schlechtesten in der Validierung auf. Die swm-Modelle erweisen sich als robuster und liefern sehr gute Ergebnisse für die Ereignisse der Validierung. Insgesamt erweist sich keines der Modelle als deutlich besser.

Hypothese (1) – Modelle, die konzeptionelle Elemente mit stärker physikalisch basierten Ansätzen kombinieren, führen zu besseren Simulationen des Ereignisabflusses als rein konzeptionelle Modelle – kann daher für die hier berücksichtigten Modelle nicht bestätigt werden.

Der Ensemble-Mittelwert der vier Modelle ergibt sehr gute Gütemaße, da sich Defizite in verschiedenen Bereichen des Hydrographen in den verschiedenen Modellen ausgleichen. Eine Ensemble-Anwendung wird durch die Einbettung aller Modelle in den COSERO-Rahmen erleichtert, stellt aber für die meisten praktischen Anwendungen einen zu hohen Aufwand in Relation zur geringfügig verbesserten Güte dar.

Für alle Simulationen werden auch die Abflussanteile ausgewiesen. Diese neuartige Auswertung zeigt, dass die deutlichen Unterschiede zwischen den einzelnen Modellen auch bei einer Variation der Parameter bestehen bleiben. Dies unterstreicht den potentiellen Wert von Beobachtungen der Abflusskomponenten für Modellwahl und Modelldiagnose. Messungen der Abflusskomponenten für ganze Einzugsgebiete sind über Isotope möglich, aufgrund von Mischungsprozessen aber mit zunehmender Gebietsgröße schwierig.

Hypothese (2) – Die aus der Wahl der Modellstruktur resultierende Unsicherheit in der hydrologischen Simulation liegt in der Größenordnung der Unsicherheiten aus Parameterschätzung und Niederschlagsinput – wird bestätigt. Insgesamt ergeben sich für die Simulation des Abflusses aus der Wahl der Modellstruktur die tendenziell geringsten Unsicherheiten.

In der Anwendung für das flachere und trockenere Gebiet der Strem erfolgt eine Prüfung der generellen Eignung der Modelle und Analysemethoden. Wesentlichen Aussagen werden dabei bestätigt.

Zwischen den Modellen zeigen sich große Unterschiede in den simulierten Abflussanteilen - wieder mit hohen Anteilen an Oberflächenabfluss bei COSERO-Hang und kW-Wang und geringen bei den swm-Modellen.

Die swm-Modelle weisen wieder schmalere Unsicherheitsintervalle auf und können durch die Simulation von Infiltrationsüberschuss mehr Ereignisspitzen abbilden. An der Strem tritt in den swm-Simulationen auch Sättigungsüberschuss auf. Das strikte Schwellenwertverhalten in der Simulation beider Prozesse der Oberflächenabflussbildung führt tendenziell zur Überschätzungen der Spitzen. Die Kalibrierung an nur wenigen Ereignissen, zusammen mit der insgesamt höheren Relevanz des Oberflächenabflusses an der Strem, führt zu weniger guten Simulationen mit den swm-Modellen in der Validierungsphase. Dazu trägt auch der deutlich zu träge simulierte Zwischenabfluss bei. Dynamischerer Interflow könnte durch eine Berücksichtigung von Anisotropie in den vertikalen und lateralen Durchlässigkeiten abgebildet werden. Insgesamt zeigt sich, dass die Struktur der swm-Modelle für die Bedingungen des Lammer-Einzugsgebiets, in dem sie entwickelt wurden, besser geeignet ist als für die Verhältnisse an der Strem.

COSERO-Hang erweist sich wieder als gut anpassbares Modell. Eine systematische Überschätzung des Basisabflusses weist allerdings auf Defizite in der Abbildung der Versickerung hin, die sowohl aus dem Bodenspeicher als auch aus der Speicherkaskade erfolgt. Im kW-Wang-Modell, in dem Versickerung nur aus Bodenspeicher erfolgt, tritt dieser Fehler nicht auf. Das an der Lammer problematische Zusammentreffen von raschem Oberflächenabfluss und trägem Zwischen- und Basisabfluss entspricht eher der Abflusscharakteristik der Strem, so dass kW-Wang hier sehr gute Ergebnisse erzielt.

Die größeren Unterschiede im Abflussgang der einzelnen Beurteilungsperioden erfordern längere Kalibrierungsphasen und zeigen die damit verbundenen Schwierigkeiten mit quantitativen Gütekriterien.

## 6.5 Schlussfolgerungen und Ausblick

In der Zusammenschau der Anwendungen in beiden Gebieten kann kein „bestes“ Modell bestimmt werden. Der Pegelabfluss ist grundsätzlich mit verschiedenen Modellen und Parametersätzen gut abbildbar. Da die Modelle in unterschiedlichen Bereichen des Hydrographen unterschiedlich gute Simulationen aufweisen, ergibt sich mit dem Ensemble-Mittelwert eine hohe Güte. Das vorliegende Modellsystem ermöglicht die Anwendung von Modell-Ensembles oder auch als modulares Modell mit räumlich verteilten Modellstrukturen.

Die Unsicherheit in der Abflusssimulation aufgrund der Wahl der Modellstruktur liegt in der Größenordnung der Unsicherheiten aufgrund der Parameterwahl und der Schätzung des Niederschlagsinputs. Die Unterschiede in den Ergebnissen mit verschiedenen Modellen zeigen sich in der Dynamik des Ereignisabflusses und vor allem in der Simulation der Abflusskomponenten.

Das konzeptionelle Modell COSERO-Hang mit einer größeren Anzahl an frei wählbaren Parametern lässt sich sehr gut an beobachtetes Abflussverhalten adaptieren. Dies kann zu einer stärkeren Konditionierung an den Beobachtungsdaten und daraus folgenden schlechteren Vorhersagen für unabhängige Simulationsperioden führen. Es ermöglicht aber auch eine gute Anpassung an verschiedene Abflusscharakteristika. Wenn nur die Simulation des Gebietsabflusses Ziel einer Untersuchung ist, kann daher die Anwendung von COSERO-Hang trotz Defiziten in der Abbildung der Ereignisspitzen empfohlen werden. Die Unschärfe in der Abbildung einzelner Prozesse lässt aber weniger Rückschlüsse auf Phänomene der Abflussbildung im untersuchten Gebiet zu.

In den swm-Modellen mit stärker physikalisch basierten Komponenten können die Beiträge zum Gebietsabfluss besser auf bestimmte Prozesse zurückgeführt werden. Sie sind aber weniger flexibel: für das alpine Gebiet der Modellentwicklung kann der Abfluss deutlich besser abgebildet werden als für ein Gebiet anderer Charakteristik. Detailliertere Modelle mit stärker physikalisch basierten Prozessabbildungen ermöglichen auch eine bessere Berücksichtigung von Eigenschaften des Bodens und der Vegetation. Sie sind vor allem für detaillierte, kleinskalige Untersuchungen geeignet, bei denen die Analyse der beitragenden Prozesse angestrebt wird. Für solche Untersuchungen, die zur Erforschung offener Fragen in der Hydrologie auch in Zukunft nötig sind, stellt das hier entwickelte Modell swm-lateral eine gute Ausgangsbasis dar. Die Einbettung der neuen Module swm und kW in den erprobten Rahmen von COSERO erleichtert weitere Anwendungen. Aufgrund der in jedem Gebiet und an jedem Hang unterschiedlichen Eigenschaften sind dabei weitere Adaptierungen der Modellstruktur nötig.

Einige mögliche Weiterentwicklungen in den hier entwickelten Bodenmodulen, wie die Berücksichtigung von Makroporenflüssen oder Anisotropien im Untergrund und Anpassungen bei der Simulation von Infiltrationsüberschuss, werden in dieser Arbeit aufgezeigt. Im Rahmen von stärker auf Verdunstung fokussierenden Arbeiten kann auch eine genauere Berücksichtigung der räumlichen und zeitlichen Verteilung der Wurzeln und ihrer Transpirationskapazität implementiert werden. In diesem Zusammenhang wäre auch die Anwendung einer physikalisch basierten Berechnung der potentiellen Verdunstung, z.B. mit der Methode nach Penman-Monteith interessant.

Für solche Weiterentwicklungen sind detaillierte Kenntnisse der Vegetation und der Bodeneigenschaften an der Bodenoberfläche wie im Untergrund notwendig. Zur Modelldiagnose und Modellverbesserung sollten neben Abflussmessungen auch Beobachtungen anderer hydrologischer Größen beitragen. In den hier vorgestellten Verfahren wird gezeigt, dass sich verschiedene Modellstrukturen in den Simulationen der Bodenfeuchte, vor allem aber der Abflusskomponenten deutlich stärker unterscheiden als in den Abflusssimulationen. Beobachtungen dieser und anderer experimenteller Größen liegen aber immer noch sehr selten vor. Im Rahmen dieser Arbeit konnten keine derartigen Beobachtungsdaten für Gebiete mit Abflussbeobachtung in Österreich gefunden

werden, die Vergleiche mit den Simulationen ermöglichen. Daraus ergibt sich eine klare Bestätigung der in der Literatur formulierten Forderung nach einem engeren Dialog zwischen den Bereichen der experimentellen Hydrologie und der Modellentwicklung. Fortschritte in der Modellierung wie in der Prozessanalyse können vor allem durch die gemeinsame Entwicklung von Messprogrammen und Simulationsmodellen erwartet werden.

## 7 LITERATUR

- Abbott, M. B. und Refsgaard, J. C. 1996. Distributed hydrological modelling. Kluwer Academic, Dordrecht, Boston.
- Abbott, M., Bathurst, J., Cunge, J., O'Connell, P., Rasmussen, J. 1986. An introduction to the european hydrological system - systeme hydrologique europeen, SHE. 2. Structure of a physically-based, distributed modeling system. *Journal of Hydrology* 87(1-2): 61-77.
- Ajami, N., Duan, Q., Sorooshian, S. 2007. An integrated hydrologic Bayesian multimodel combination framework: Confronting input, parameter, and model structural uncertainty in hydrologic prediction. *Water Resources Research* 43, W01403.
- Allen, R.G., Pereira, L.S., Raes, D., Smith, M. 1998. Crop evapotranspiration - Guidelines for computing crop water requirements. FAO Irrigation and drainage paper 56, Food and Agriculture Organization of the United Nations, Rome.
- Anderson, E.A. 1973. National Weather Service River Forecast System – Snow Accumulation and Ablation Model. NOAA Technical Memorandum NWS-HYDRO 17, US Department of Commerce.
- Andréassian, V., Perrin, C., Berthet, L., Le Moine, N., Lerat, J., Loumagne, C., Oudin, L., Mathevet, T., Ramos, M.-H., Valéry, A. 2009. Crash tests for a standardized evaluation of hydrological models. *Hydrology and Earth System Sciences* 13, 1757–1764.
- Andréassian, V., Perrin, C., Michel, C., Usart-Sanchez, I., Lavabre, J. 2001. Impact of imperfect rainfall knowledge on the efficiency and the parameters of watershed models. *Journal of Hydrology* 250, 206-223.
- ASCE-EWRI 2005. The ASCE Standardized Reference Evapotranspiration Equation. Technical Committee report to the Environmental and Water Resources Institute of the American Society of Civil Engineers from the Task Committee on Standardization of Reference Evapotranspiration. 173 S.
- Atkinson, S., Sivapalan, M., Woods, R., Viney, N. 2003. Dominant physical controls on hourly flow predictions and the role of spatial variability: Mahurangi catchment, New Zealand. *Advances in Water Resources* 26(3): 219-235.
- Auer, I. und Böhm, R. 2005. Jahresmittel der Lufttemperatur. In: BMLFUW (Hrsg.), Hydrologischer Atlas Österreichs, 2. Lieferung, Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft, Wien.
- Bai, Y., Wagener, T., Reed, P. 2009. A top-down framework for watershed model evaluation and selection under uncertainty. *Environmental Modelling & Software* 24(8): 15.
- Balin, D., Lee, H., Rode, M. 2010. Is point uncertain rainfall likely to have a great impact on distributed complex hydrological modeling? *Water Resources Research* 46, W11520.
- Beachkofski, B., Grandhi, R. 2002. Improved Distributed Hypercube Sampling. American Institute of Aeronautics and Astronautics Paper 2002-1274.
- Bergström, S. 1995. The HBV Model. In: Singh, V.P., Computer Models of Watershed Hydrology. Water Resources Publ., Highlands Ranch, Colo.: 443-476.
- Beven, K. 1987. The Institute of Hydrology distributed model. Institute of Hydrology Report No. 98, Wallingford, UK.
- Beven, K. 1989. Changing ideas in hydrology - the case of physically-based models. *Journal of Hydrology* 105(1-2): 157-172.
- Beven, K. 1996. A discussion of distributed hydrological modelling. *Distributed Hydrological Modelling*. Abbott, M. B. und Refsgaard, J. C. Kluwer Academic, Dordrecht.
- Beven, K. 2001. How far can we go in distributed hydrological modelling? *Hydrology and Earth System Sciences* 5(1): 1-12.
- Beven, K. 2002. Towards an alternative blueprint for a physically based digitally simulated hydrologic response modelling system. *Hydrological Processes* 16(2): 189-206.
- Beven, K. 2005. On the concept of model structural error. *Water Science and Technology* 52/6, 167-175.

- Beven, K. 2006a. A manifesto for the equifinality thesis. *Journal of Hydrology* 320(1-2): 18-36.
- Beven, K. 2006b. *Rainfall-runoff modelling*. Wiley, Chichester.
- Beven, K. 2006c. A manifesto for the equifinality thesis. *Journal of Hydrology* 320(1-2): 18-36.
- Beven, K. und Kirkby, M. L. 1979. A physically based variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrological Sciences Bulletin* 24(1): 43-69.
- Beven, K. und Binley, A. 1992. The future of distributed models: Model calibration and uncertainty prediction. *HYDROLOGICAL PROCESSES* 6(3): 279-298.
- Beven, K. und Freer, J. 2001. Equifinality, data assimilation, and uncertainty estimation in mechanistic modelling of complex environmental systems using the GLUE methodology. *Journal of Hydrology* 249(1-4): 11-29.
- Beven, K. J., Smith, P. J., Freer, J. E. 2008. So just why would a modeller choose to be incoherent? *Journal of Hydrology* 354(1-4): 15-32.
- Beven, K. und Westerberg, I. 2011. On red herrings and real herrings: disinformation and information in hydrological inference. *Hydrological Processes* 25, 1676–1680.
- Blasone, R. S. 2007. *Parameter Estimation and Uncertainty Assessment in Hydrological Modelling*. Institute of Environment & Resources. Lyngby, Technical University of Denmark.
- Blasone, R.-S., Vrugt, J. A., Madsen, H., Rosbjerg, D., Robinson, B. A., Zyvoloski, G. A. 2008. Generalized likelihood uncertainty estimation (GLUE) using adaptive Markov Chain Monte Carlo sampling. *Advances in Water Resources* 31(4): 630-648.
- Blöschl, G. und Sivapalan, M. 1995. Scale issues in hydrological modelling: a review. *Hydrological Processes* 9, 251-290.
- BMVEL (Hrsg.) 2003. *Wasserhaushalt von Waldökosystemen: Methodenleitfaden zur Bestimmung der Wasserhaushaltskomponenten auf Level II-Flächen*. Deutsches Bundesministerium für Verbraucherschutz, Ernährung und Landwirtschaft (BMVEL).
- Bormann, H., Holländer, H.M., Blume, T., Buytaert, W., Chrico, G.B., Exbrayat, J.-F., Gustafsson, D., Hölzel, H., Kraft, P., Krauß, T., Nazemi, A., Stoll, S., Blöschl, G., Flühler, H. 2011. Modellkonzept vs. Modellierer – wer oder was ist wichtiger? Vergleichende Modellanwendung im Hühnerwasser-Einzugsgebiet. In: Blöschl, G. und Merz, R. (Hrsg.), *Hydrologie & Wasserwirtschaft - von der Theorie zur Praxis. Beiträge zum Tag der Hydrologie 2011, 24./25. März 2011 an der TU Wien. Forum für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung* 30.11.
- Braun, F.J. 2002. *Mesoskalige Modellierung der Bodenhydrologie*. Dissertation, Karlsruher Institut für Technologie.
- Bremicker, M. 2000. *Das Wasserhaushaltsmodell LARSIM*. Institut für Hydrologie der Universität Freiburg i.Br.
- Bren, L. J. und Turner, A. K. 1979. Overland Flow on a Steep, Forested Infiltrating Slope. *Australian Journal for Soil Research* 30, 43-52.
- Bretschneider, H., Lecher, K., Schmidt, M. 1982. *Taschenbuch der Wasserwirtschaft*. Paul Parey Verlag, Hamburg.
- Broadbridge, P. und White, I. 1988. Constant rate rainfall infiltration: A versatile nonlinear model, I. Analytic solution. *Water Resources Research* 24(1): 145-154.
- Bronstert, A. (Hrsg.) 2005. *Abflussbildung – Prozessbeschreibung und Fallbeispiele*. Forum für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung, Heft 13.05.
- Bronstert, A. 1994. *Modellierung der Abflußbildung und der Bodenwasserdynamik von Hängen*. Institut für Wasserwirtschaft und Kulturtechnik, Karlsruhe.
- Bronstert, A. 1999. Capabilities and limitations of detailed hillslope hydrological modelling. *Hydrological Processes* 13(1): 21-48.
- Brooks, R.H. und Corey A.T. 1964. *Hydraulic properties of porous media*. Hydrology Paper 3. Colorado State University, Fort Collins.

- Butts, M. B., Payne, J. T., Kristensen, M., Madsen, H. 2004. An evaluation of the impact of model structure on hydrological modelling uncertainty for streamflow simulation. *Journal of Hydrology* 298/1-4, 242-266.
- Campbell, G.S. 1974. A simple method for determining unsaturated conductivity from soil moisture retention data. *Soil Science* 117/6, 311-314.
- Casper, M. 2002. Die Identifikation hydrologischer Prozesse im Einzugsgebiet des Dürreychbaches (Nordschwarzwald). Institut für Wasserwirtschaft und Kulturtechnik, Karlsruhe.
- Charbeneau, R. J. 1984. Kinematic models for soil moisture and solute transport, *Water Resources Research* , 20/6, 699–706.
- Clapp, R. B. und Hornberger, G. M. 1978. Empirical Equations for Some Soil Hydraulic Properties, *Water Resources Research*, 14/4, 601–604.
- Clark, M.P., Slater, A.G, Rupp, D.E., Woods, R.A., Vrugt, J.A., Gupta, H.V., Wagener, T., Hay, L.E. 2008. Framework for understanding structural errors (FUSE): A modular framework to diagnose differences between hydrological models. *Water Resources Research* 44, W00B02.
- Clarke, R.T. 2008. A critique of present procedures used to compare performance of rainfall-runoff models. *Journal of Hydrology* 352, 379– 387.
- Clarke, R.T. 2009. Interactive comment on > HESS Opinions “Crash tests for a standardized evaluation of hydrological models”< by V. Andréassian et al. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions* 6, C1082-C1086.
- Crawford, N. H. und Linsley, R. K. 1966. Digital simulation in hydrology: Stanford Watershed Model IV. Technical Report No. 39. Stanford University, Palo Alto, Calif.
- Croke B.F.W. 2009. Representing uncertainty in objective functions:extension to include the influence of serial correlation. In 18th World IMACS Congress and MODSIM09 International Congress on Modelling and Simulation. Modelling and Simulation Society of Australia and New Zealand and International Association for Mathematics and Computers in Simulation, July 2009 , Anderssen RS, Braddock RD, Newham LTH (eds). Cairns, Australia; 3372–3378.
- Das, T. 2006. The Impact of Spatial Variability of Precipitation on the Predictive Uncertainty of Hydrological Models. *Mitteilungen des Institut für Wasserbau Stuttgart*, Heft 154.
- DHI. 2007. MIKE SHE User Manual. Volume 2: Reference Guide. DHI Water & Environment.
- Dholakia, M., Misra, R. Zaman, M.S. 1998. Simulation of border irrigation system using explicit MacCormack finite difference method. *Agricultural Water Management* 36, 181-200.
- Di Baldassarre, G. und Montanari A. 2009. Uncertainty in river discharge observations: a quantitative analysis. *Hydrology and Earth System Sciences* 13, 913–921.
- Didszun, J. und Uhlenbrook,S. 2008. Scaling of dominant runoff generation processes: Nested catchments approach using multiple tracers *Water Resources. Research* 44, W02410
- Downer, C.W. und Ogden, F.L. 2004. Appropriate vertical discretization of Richards’ equation for two-dimensional watershed-scale modeling. *Hydrological Processes* 18, 1-22.
- Droogers, P. 2000. Estimating actual evapotranspiration using a detailed agro-hydrological model. *Journal of Hydrology* 229, 50-58
- Duan, Q. et al. 2006. Model Parameter Estimation Experiment (MOPEX): An overview of science strategy and major results from the second and third workshops. *Journal of Hydrology* 320, 3–17.
- Duan, Q.Y., Gupta, V. K., Sorooshian, S. 1993. Shuffled complex evolution approach for effective and efficient global minimization. *Journal of Optimization Theory and Applications* 76(3).
- Dunne, T. und Black, R.D. 1970. An experimental investigation of runoff production in permeable soils. *Water Resources Research* 6(2), 478-490.
- Dyck, S. und Peschke, G. 1995. *Grundlagen der Hydrologie*. 3. stark bearbeitete Auflage, Verlag für Bauwesen, Berlin.
- Ebel, B.A., Loague, K. 2006. Physics-based hydrologic-response simulation: seeing through the fog of equifinality. *Hydrological Processes* 20, 2887–2900.

- Eder, G., Nachtnebel, H.P., Loibl, W. 2001. Raum-zeitlich differenzierte Wasserbilanzierung der Flusseinzugsgebiete Gurk und Gail. ProjektNr. KA40/99, im Auftrag des Bundesministeriums für Bildung, Wissenschaft und Kultur und die Kärntner Landesregierung.
- Eder, G., Sivapalan, M., Nachtnebel, H. 2003. Modelling water balances in an Alpine catchment through exploitation of emergent properties over changing time scales. *Hydrological Processes* 17(11): 2125-2149.
- Farmer, D., Sivapalan, M., Jothityangkoon, C. 2003. Climate, soil, and vegetation controls upon the variability of water balance in temperate and semiarid landscapes: Downward approach to water balance analysis. *Water Resources Research* 39(2).
- Fayer, M.J. 2000. UNSAT-H Version 3.0: Unsaturated Soil Water and Heat Flow Model. Theory, User Manual, and Examples. Prepared for the U.S. Department of Energy under Contract DE-AC06-76RLO 1830, Pacific Northwest National Laboratory, Richland, Washington.
- Federer, C.A., Vörösmarty, Fekete, B. 2003. Sensitivity of annual evaporation to soil and root properties in two models of contrasting complexity. *Journal of Hydrometeorology* 4, 1276-1290.
- Flanagan, D. C. und Nearing, M. A. (Hrsg.) 1995. USDA - Water Erosion Prediction Project Hillslope Profile and Watershed Model Documentation. USDA-ARS National Soil Erosion Research Laboratory.
- Freer, J., McDonnell, J. J., Beven, K. J., Peters, N. E., Burns, D. A., Hooper, R. P., Aulenbach, B., Kendall, C. 2002. The role of bedrock topography on subsurface storm flow, *Water Resources Research* 38(12), 1269.
- Freer, J.E., McMillan, H., McDonnell, J.J., Beven, K.J. 2004. Constraining dynamic TOPMODEL responses for imprecise water table information using fuzzy rule based performance measures. *Journal of Hydrology* 291, 254–277.
- Freeze, R. A. und Harlan, R.L. 1969. Blueprint for a physically-based. Digitally simulated hydrologic response model. *Journal of Hydrology* 9, 237-258.
- Fuchs M. 1998. Modeling snowmelt-runoff in an alpine watershed. Diplomarbeit an der Universität für Bodenkultur, Wien.
- Fürst, J. und Hafner, N. 2005. Bodenbedeckung. In: BMLFUW (Hrsg.), *Hydrologischer Atlas Österreichs*, 2. Lieferung, Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft, Wien.
- Gelman, A., Carlin, J. B., Stern, H. S., Rubin, D. B. 1995. *Bayesian data analysis*. Chapman and Hall.
- Georgakakos, K.P., Seo, D.-J., Gupta, H., Schaake, J., Butts, M.B. 2004. Towards the characterization of streamflow simulation uncertainty through multimodel ensembles. *Journal of Hydrology* 298, 222-241.
- Grayson, R. B. und Blöschl, G. 2000. Summary of Pattern Comparison and Concluding Remarks. In: Grayson, R. B. und Blöschl, G. (Hrsg.), *Spatial Patterns in Catchment Hydrology*. Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- Grayson, R., Moore, I., McMahon, T. 1992a. Physically based hydrologic modeling . 1.A terrain-based model for investigative purposes. *Water Resources Research* 28(10): 2639-2658.
- Grayson, R., Moore, I., McMahon, T. 1992b. Physically based hydrologic modeling . 2.Is the concept realistic. *Water Resources Research* 28(10): 2659-2666.
- Grundmann, J. 2009. Analyse und Simulation von Unsicherheiten in der flächendifferenzierten Niederschlags-Abfluss-Modellierung. Dresden, Technische Universität.
- Gupta, H. V., Sorooshian, S., Yapo, P. O. 1998. Toward Improved Calibration of Hydrologic Models: Multiple and Noncommensurable Measures of Information. *Water Resources Research* 34.
- Gupta, H. V., Wagener, T., Liu, Y. 2008. Reconciling theory with observations: elements of a diagnostic approach to model evaluation. *Hydrological Processes* 22(18): 3802-3813.
- Gupta, H.V., Kling, H., Yilmaz, K.K., Martinez, G.F. 2009. Decomposition of the mean squared error and NSE performance criteria: Implications for improving hydrological modeling. *Journal of Hydrology* 377, 80–91.
- Gurtz, J., Zappa, M., Jasper, K., Jaun, S., Lang, H., Pos, F., Schulla, J., Verbunt, M., Vitvar, T., Viviroli, D. 2004. Application training on hydrological models. ETH Zürich.

- Haberl U. und Nachtnebel H.P. 2010. Using LANDSAT 7 thermal infrared information as softdata to improve temperature index modeling in Alpine catchments. In: Proceedings of the EGU Leonardo Topical Conference Series on the Hydrological Cycle 2010, Looking at catchments in colors - Debating new ways of generating and filtering information in hydrology, 10-12 November 2010, Luxembourg.
- Haiden, T. and Pistotnik, G., 2009: Intensity-dependent parameterization of elevation effects in precipitation analysis. *Advances in Geosciences*, 20, 33-38.
- Haiden, T., Pistotnik, G., Beck, A., Leroch, S. 2009. HYDRIS II. Hydrologisches Informations System zur Hochwasservorhersage im Land Salzburg. Endbericht und Technische Dokumentation. Teil 2 – Meteorologie. Arbeitsbericht im Auftrag von Salzburger Landesregierung, AHP - Austrian Hydro Power, SAG - Salzburg AG.
- Haiden, T., Kann, A., Wittmann, C., Pistotnik, G., Bica, B., Gruber, C. 2011. The Integrated Nowcasting through Comprehensive Analysis (INCA) System and Its Validation over the Eastern Alpine Region. *Weather Forecasting*, 26, 166–183.
- Haverkamp, R. und Vauclin. M. 1979. A note on estimating finite difference interblock hydraulic conductivity values for unsaturated flow problems. *Water Resources Research* 15, 181-187.
- HD Salzburg 2009. Bodenwassermessstelle Elsbethen in Salzburg. Erfahrungen beim Betrieb und erste Auswerteergebnisse der kontinuierlichen Messungen. Präsentation zur ÖGH Generalversammlung.
- Hegg, C., Thormann, J.-J., Böll, A., Germann, P., Kienholz, H., Lüscher, P., Weingartner, R. (Hrsg.) 2004. Lothar und Wildbäche. Schlussbericht eines Projektes im Rahmen des Programms "Lothar Evaluations- und Grundlagenprojekte". Birmensdorf, Eidg. Forschungsanstalt WSL. 79 S.
- Heller, K. und Kleber, A. 2011. Einfluss periglazialer Deckschichten auf die oberflächennahen Fließwege am Hang – eine experimentelle Prozessstudie im Osterzgebirge, Sachsen. In: Blöschl, G. und Merz, R. (Hrsg.), *Hydrologie und Wasserwirtschaft – von der Theorie zur Praxis. Beiträge zum Tag der Hydrologie 2011. Forum für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung*, Heft 30.11.
- Herrnegger, M., Haberl, U., Stanzel, P., Nachtnebel, H.P. 2008. Identifying subsurface karstic drainage areas with a continuous hydrological model in the Austrian Kalkalpen. In: *European Geosciences Union, Geophysical Research Abstracts, Volume 10, EGU General Assembly 2008, 13-18 April 2008, Vienna*
- Herrnegger, M., Bica, B., Kann, A., Nachtnebel, H.P. 2010a. HYDROCAST – Enhanced estimation of areal precipitation by combining a meteorological nowcasting system with a hydrological model. Final Report. Austrian Academy of Sciences. ISBN-Online 978-3-7001-1041-9.
- Herrnegger, M., Nachtnebel, H.P., Bica, B., Kann, A., Haiden, T. 2010b. Enhanced estimation of areal precipitation in an alpine catchment by combining a meteorological nowcasting and analysis system with a hydrological model. *Geophysical Research Abstracts Vol. 12, EGU2010-3149*
- Herrnegger, M., Nachtnebel, H.P., Haiden, T. 2012. Evapotranspiration in high alpine catchments – an important part of the water balance? *Hydrology Research* 43(4-5) (in Druck).
- Hewlett, J.D., und Hibbert, A.R. 1967. Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humid areas. In *Sopper, W.E. and Lull, H.W.(Eds.), Forest hydrology, New York:Pergamon Press, 275–90*
- Hock, R. 2003. Temperature index melt modelling in mountain areas. *Journal of Hydrology* 282, 104-115
- Hölländer, H.M., Blume, T., Bormann, H., Buytaert, W., Chirico, G.B., Exbrayat, J.-F., Gustafsson, D., Hölzel, H., Kraft, P., Stamm, C., Stoll, S., Blöschl, G., Flühler, H. 2010. Comparative predictions of discharge from an artificial catchment (Chicken Creek) using sparse data. *Hydrology and Earth System Sciences* 13, 2069–2094.
- Holzmann, H. 1994. Modellierung und Regionalisierung der Grundwasserneubildung und des Bodenwasserhaushaltes. *Wiener Mitteilungen*, Band 123, 187 S.
- Holzmann, H. und Sereinig, N. 1997. In situ measurements of hillslope runoff components with different types of forest vegetation. *FRIEND '97 — Regional Hydrology: Concepts and Models for Sustainable Water Resource Management. IAHS Publ. no. 246, 317-324.*
- Hornberger, G. M. und Spear, R. C. 1981. Approach to the preliminary analysis of environmental systems. *Journal of Environmental Management* 12, 7-18.

- Horton, R. E. 1933. The role of infiltration in the hydrological cycle. *Transactions, American Geophysical Union* 14: 446-460.
- Irannejad, P. und Shao, Y. 2002. Land-surface processes. In: Peng, G., Leslie, L.M., Shao, Y. (Hrsg), *Environmental Modelling and Prediction*. Springer, Berlin.
- James, A.L., McDonnell, J.J., Tromp-van Meerveld, I., Peters, N.E. 2010. Gypsies in the palace: experimentalist's view on the use of 3-D physics-based simulation of hillslope hydrological response *Hydrological Processes* 24, 3878–3893.
- Kammerer, G. und Loiskandl, W. 2008. Skriptum zur Lehrveranstaltung Bodenphysik (Vertiefung) an der Universität für Bodenkultur, Wien.
- Kavetski, D., Kuczera, G., Franks, S.W. 2006. Bayesian analysis of input uncertainty in hydrological modeling: 1. Theory. *Water Resources Research* 42, W03407.
- Khu, S. T. und Werner, M. G. F. 2003. Reduction of Monte-Carlo simulation runs for uncertainty estimation in hydrological modelling. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 7(5): 680-692.
- Kibler, D.F. und Woolhiser, D.A. 1972. Mathematical properties of the kinematic cascade. *Journal of Hydrology* 15/2, 131-147.
- Kienzler, P. und Naef, F. 2008 Subsurface storm flow formation at different hillslopes and implications for the 'old water paradox'. *Hydrological Processes* 22, 104-116.
- Kinner, D., A. und Stallard, R., F. 2004. Identifying storm flow pathways in a rainforest catchment using hydrological and geochemical modelling. *Hydrological Processes* 18, 2851-2875.
- Kirchner, J. W. 2003. A double paradox in catchment hydrology and geochemistry. *Hydrological Processes*, 17, 871-874.
- Kirpich, Z. P. 1940. Time of concentration of small agricultural watershed. *Civil Engineering* 10(6).
- Kite, G. W. 1995. The SLURP Model. In: Singh, V.P., *Computer Models of Watershed Hydrology*. Water Resources Publ., Highlands Ranch, Colo., USA: 521-562.
- Klemes, V. 1986. Operational testing of hydrological simulation models. *Hydrological Sciences Journal* Vol. 31/1.
- Kling, H. 2002. Development of tools for a semi-distributed runoff model. Diplomarbeit an der Universität für Bodenkultur, Wien.
- Kling, H. 2006. Spatio-temporal modeling of the water balance of Austria. Dissertation, Universität für Bodenkultur, Wien.
- Kling, H. und Gupta, H. 2009. On the development of regionalization relationships for lumped watershed models: The impact of ignoring sub-basin scale variability. *Journal of Hydrology* 373, 337-351.
- Kling, H. und Nachtnebel, H.P. 2007. Influence of the spatial discretization on the performance of a regional water balance model. In: EGU, *Geophysical Research Abstracts* 9, EGU2007-A-05464.
- Kling, H., Nachtnebel, H.P., Fürst, J. 2005. Mittlerer jährlicher Gebietsniederschlag aus der Wasserbilanz. In: BMLFUW (Hrsg.), *Hydrologischer Atlas Österreichs*, 2. Lieferung, Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft, Wien.
- Kling, H., Yilmaz, K., Gupta, H. 2008. Diagnostic evaluation of a distributed precipitation-runoff model for snow dominated basins. In: AGU, abstract #H53A-05, AGU Joint Assembly, Ft. Lauderdale, FL, USA, May 27-30.
- Krueger, T., Freer, J., Quinton, J.N., Macleod, C.J.A., Bilotta, G.S., Brazier, R.E., Butler, P., Haygarth, P.M. 2010. Ensemble evaluation of hydrological model hypotheses. *Water Resources Research* 46, W07516.
- Kutschera, L. 1960. *Wurzelatlas mitteleuropäischer Ackerunkräuter und Kulturpflanzen*. Verlag: DLG-Verlags-G.m.b.H., Frankfurt/M., 574 S.
- Kutschera, L. und Lichtenegger, E. 2002. *Wurzelatlas mitteleuropäischer Waldbäume und Sträucher*. Leopold Stocker Verlag Graz und Stuttgart, 604 S.

- Lee, D.H. und Abriola, L.M. 1999. Use of Richards equation in land surface parameterizations. *Journal of Geophysical Research* 104/D22, 519-27.
- Leroch, K. 2006. Hydrologische Modellbildung auf unterschiedlichen Skalen unter Einbeziehung großflächiger Beregnungsversuche. Dissertation, Universität für Bodenkultur, Wien.
- Liang, X. und Xie, Z. 2001. A new surface runoff parameterization with subgrid-scale soil heterogeneity for land surface models. *Advances in Water Resources* 24(9-10): 1173-1193.
- Lighthill, M. J. und Whitham, G. B. 1955. On kinematic waves: 1. Flood movement along rivers. *Proceedings of the Royal Society of London, Series A* 229: 281-316
- Loague, K., Heppner, C.S., Abrams, R.A., Carr, A.E, Vanderkwaak, J.E., Ebel, B.A. 2005. Further testing of the Integrated Hydrology Model (InHM): event-based simulations for a small rangeland catchment located near hickasha, Oklahoma. *Hydrological Processes* 19, 1373–1398.
- Lopez-Sabater, C.J., Renard, K.G., Lopes, V. L. 2001. An Empirical Model of Hydraulic Roughness for Overland Flow, In: J.C. Ascough II und Flanagan, D.C. (Hrsg.), *Soil Erosion Research for the 21st Century*, Proc. Int. Symp., 3-5 January 2001, Honolulu, HI, USA., S. 615-618.
- MacCormack, R.W. 1969. The effect of viscosity in hypervelocity impact cratering. Paper 69-354. American Institute of Aeronautics and Astronautics, New York.
- Manfreda, S., Fiorentino, M., Iacobellis, V. 2005. DREAM: a distributed model for runoff, evapotranspiration, and antecedant soil moisture simulation. *Advances in Geosciences* 2, 31-39.
- Maniak, U. 2005. *Hydrologie und Wasserwissenschaft*. 5. Auflage. Springer, Berlin.
- Markart, G., Kohl, B., Perzl, F. 2007. Der Bergwald und seine hydrologische Wirkung – eine unterschätzte Größe. *LWF Wissen* 55, 34-43.
- Marshall, L., Nott, D., Sharma, A. 2004. A comparative study of Markov chain Monte Carlo methods for conceptual rainfall-runoff modeling. *Water Resources Research* 40, W02501.
- Marshall, L., Nott, D., Sharma, A. 2007. Towards dynamic catchment modelling: a Bayesian hierarchical mixtures of experts framework. *Hydrological Processes* 21(7): 847-861.
- Maurer, T. 1997. Physikalisch begründete, zeitkontinuierliche Modellierung des Wassertransports in kleinen ländlichen Einzugsgebieten. Institut für Wasserwirtschaft und Kulturtechnik, Karlsruhe.
- McDonnell, J.J. et al. 2010. How old is streamwater? Open questions in catchment transit time conceptualization, modelling and analysis. *Hydrological Processes*, 24, 1745-1754.
- McGlynn, B.L. und McDonnell, J.J. 2003 Quantifying the relative contribution of riparian and hillslope zones to catchment runoff. *Water Resources Research* 39/11, 1310.
- McGuire, K.J., Weiler, M., McDonnell, J.J. 2007. Integrating tracer experiments with modeling to assess runoff processes and water transit times. *Advances in Water Resources* 30, 824–837.
- McMillan, H., Freer, J., Pappenberger, F., Krueger, T., Clark, M. 2010. Impacts of uncertain river flow data on rainfall-runoff model calibration and discharge predictions. *Hydrological Processes* 24, 1270–1284.
- Mertens, J., Madsen, H., Feyen, L., Jacques, D., Feyen, J. 2004. Including prior information in the estimation of effective soil parameters in unsaturated zone modelling. *Journal of Hydrology* 294(4): 251-269.
- Merz, B. 1996. Modellierung des Niederschlag-Abfluss-Vorgangs in kleinen Einzugsgebieten unter Berücksichtigung der natürlichen Variabilität. Institut für Hydrologie und Wasserwirtschaft, Universität Karlsruhe, Heft 56.
- Merz, B. und Bronstert, A. 2005. Infiltrationsüberschuss. In: Bronstert, A. (Hrsg.), *Abflussbildung – Prozessbeschreibung und Fallbeispiele*. Forum für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung, Heft 13.05.
- Metropolis, N., Rosenbluth, A. W., Rosenbluth, M. N., Teller, A. H., Teller, E. 1953. Equation of State Calculations by Fast Computing Machines. *The Journal of Chemical Physics* 21(6): 1087-1092.
- Montanari, A. 2005. Large sample behaviors of the generalized likelihood uncertainty estimation (GLUE) in assessing the uncertainty of rainfall-runoff simulations. *Water Resources Research* 41, W08406.
- Moulin, L, Gaume, E., Obled, C. 2009. Uncertainties on mean areal precipitation: assessment and impact

on streamflow simulations *Hydrology and Earth System Sciences* 13, 99–114.

Nachtnebel, H.P., Baumung, S., Lettl, W. 1993. Abflußprognosemodell für das Einzugsgebiet der Enns und der Steyr (Handbuch). IWHW, Wien, Arbeitsbericht.

Nachtnebel, H.P. und Stanzel, P. 2008. Schutzwasserbauliche Bestandserhebung III - Arbeitspaket Hydrologie. Amt der Vorarlberger Landesregierung, Arbeitsbericht ,161 S.

Nachtnebel, H.P., Haberl, U., Stanzel, P., Kahl, B., Holzmann, H., Pfaffenwimmer, T. 2009. HYDRIS II. Hydrologisches Informations System zur Hochwasservorhersage im Land Salzburg. Endbericht und Technische Dokumentation. Teil 3 – Hydrologische Abflussmodellierung. Arbeitsbericht im Auftrag von Salzburger Landesregierung, AHP - Austrian Hydro Power, SAG - Salzburg AG.

Osenstetter, S., Falk, W., Dietz, E., Kölling, C., Zimmermann, L. 2009. Einflüsse der Pedotransferfunktionen auf Ergebnisse bodenhydrologischer Modellierung an Waldstandorten. In: Berichte der DBG, Tagungsbeitrag zu: Jahrestagung der DBG, Kommission I, Bonn, September 2009.

ÖWAV 2003. Empfehlungen für Bewässerungswasser. Arbeitsbehelf Nr. 11 des Österreichischen Wasser- und Abfallwirtschaftsverbandes (ÖWAV).

Pelletier, M. P. 1987. Uncertainties in the determination of river discharge: a literature review. *Canadian Journal of Civil Engineering* 15, 834–850.

Perrin, C., Michel, C., Andréassian, V. 2001. Does a large number of parameters enhance model performance? Comparative assessment of common catchment model structures on 429 catchments. *Journal of Hydrology* 242, 275-301.

Petizcka, R. und Kriz, K. 2005. Bodenübersichtskarte. In: BMLFUW (Hrsg.), Hydrologischer Atlas Österreichs, 2. Lieferung, Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft, Wien.

Pfister, L., McDonnell, J.J., Wrede, S., Hlúbiková, D., Matgen, P., Fenicia, F., Ector, L., Hoffmann, L. 2009. The rivers are alive: on the potential for diatoms as a tracer of water source and hydrological connectivity. *Hydrological Processes* 23, 2841–2845.

Philip, J. R. 1954. An infiltration equation with physical significance. *Soil Science* 77(1): 153-157.

Reed, S., Koren, V., Smith, M., Zhang, Z., Morea, F., Seo, D.-J., and DMIP Participants 2004. Overall distributed model intercomparison project results. *Journal of Hydrology* 298, 27–60.

Refsgaard, J.C. 1996. Terminology, modelling protocol and classification of hydrological model codes. In: Abbott, M. B. und Refsgaard, J. C. (Hrsg.), *Distributed hydrological modelling*. Kluwer Academic, Dordrecht, Boston.

Refsgaard, J. C. und Storm, B. 1995. MIKE SHE. In: Singh, V.P., *Computer Models of Watershed Hydrology*. Water Resources Publ., Highlands Ranch, Colorado, 809-846.

Renard, B., Kavetrski, D., Kuczera, G., Thyer, M., Franks, S. W. 2010. Understanding predictive uncertainty in hydrologic modeling: The challenge of identifying input and structural errors. *Water Resources Research*, 46, W05521

Rode, M. und Wenk, G. 2005. Zwischenabfluss. In: Bronstert, A. (Hrsg.), *Abflussbildung – Prozessbeschreibung und Fallbeispiele*. Forum für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung, Heft 13.05.

Rojanschi, V. 2006. Abflusskonzentration in mesoskaligen Einzugsgebieten unter Berücksichtigung des Sickerraumes. Institut für Wasserbau. Stuttgart, Universität Stuttgart.

Ross, B.B., Contractor, D.N., Shanholtz, V.O. 1979): A finite element model of overland and channel flow for assessing the hydrologic impact of landuse change. *Journal of Hydrology*, 41, 1-30.

Sacher, H. 1987. Anwendungsmöglichkeiten des Kalman-Filter-Verfahrens in der Wasserwirtschaft. DFG Mitteilung VII, Senatskommission für Wasserforschung, Hrsg. W. Schilling, Bonn.

Saltelli, A., Ratto, M., Andres, T., Campolongo, F., Cariboni, J., Gatelli, D., Saisana, M. and Tarantola, S. 2008. *Global Sensitivity Analysis: The Primer*. WileyBlackwell.

Scanlon, B. R., Christman, M., Reedy, R. C., Porro, I., Simunek, J., Flerchinger, G. N. 2002. Intercode comparisons for simulating water balance of surficial sediments in semiarid regions, *Water Resources Research*, 38/12, 1323.

- Schaap, M.G., Leij, F.J., van Genuchten, M. Th. 2001. Rosetta: a computer program for estimating soil hydraulic parameters with hierarchical pedotransfer functions. *Journal of Hydrology*, 251:163-176.
- Schaap, M.G., Nemes, A., van Genuchten, M.T. 2004. Comparison of Models for Indirect Estimation of Water Retention and Available Water in Surface Soils. *Vadose Zone Journal* 2004, 3(4):1455-1463.
- Schaeffli, B. und Gupta, H. 2007. Do Nash values have value? *Hydrological Processes* 21/15, 2075-2080.
- Schäfli, B. 2005. Quantification of Modelling Uncertainties in Climate Change Impact Studies on Water Resources: Application to a Glacier-fed Hydropower Production System in the Swiss Alps. *Faculté Environment Naturel, Architectural et Construit, École Polytechnique Fédéral de Lausanne, PhD*, 204p.
- Scherrer, S., Naef, F., Faeh, A. O., Cordery I. 2007. Formation of runoff at the hillslope scale during intense precipitation. *Hydrology and Earth System Sciences* 11, 907–922.
- Schroeder, D. 1992. *Bodenkunde in Stichworten. 5., revidierte und erweiterte Auflage von W.Blum*, Berlin, Stuttgart.
- Schubert, G. 2005. Hydrogeologie. In: BMLFW (Hrsg.), *Hydrologischer Atlas Österreichs, 2. Lieferung*, Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft, Wien.
- Schwarz, O. 1986. Zum Abflussverhalten von Waldböden bei künstlicher Beregnung. In: Einsele, G. (Hrsg.), *Das landschaftsökologische Forschungsprojekt Naturpark Schönbuch*. Deutsche Forschungsgemeinschaft, Forschungsbericht VCH, S.61-179. Zitiert in: Markart, G., Kohl, B., Perzl, F. 2007. Der Bergwald und seine hydrologische Wirkung – eine unterschätzte Größe. *LWF Wissen* 55, 34-43.
- Sheikh, V. und van Loon, E. E. 2007. Comparing performance and parameterization of a one-dimensional unsaturated zone model across scales. *Vadose Zone Journal* 6(3): 638-650.
- Sheikh, V., Visser S., Stroosnijder, L. 2009. A simple model to predict soil moisture: Bridging Event and Continuous Hydrological (BEACH) modeling. *Environmental Modelling & Software* 24, 524-556 .
- Sieber, A. und Uhlenbrook, S. 2005. Sensitivity analyses of a distributed catchment model to verify the model structure. *Journal of Hydrology* 310 /1-4, 216-235.
- Simunek, J., Sejna, M., Saito, H., Sakai, M., van Genuchten, M. Th. 2008. *The HYDRUS-1D Software Package for Simulating the One-Dimensional Movement of Water, Heat, and Multiple Solutes in Variably-Saturated Media, Version 4.0. User Manual*. Department of Environmental Sciences University of California Riverside.
- Singh, V. P. 1995. *Computer models of watershed hydrology*. Water Resources Publ., Highlands Ranch, Colorado.
- Singh, V.P. 1996 *Kinematic wave modeling in water resources. Surface-water hydrology*. John Wiley & Sons
- Singh, V. P. und Frevert, D. K. 2002a. *Mathematical models of large watershed hydrology*. Water Resources Publ., Highlands Ranch, Colorado.
- Singh, V. P. und Frevert, D. K. 2002b. *Mathematical models of small watershed hydrology and applications*. Water Resources Publ., Highlands Ranch, Colorado.
- Sivakumar, B. 2004. Dominant processes concept in hydrology: moving forward. *Hydrological Processes* 18(12): 2349-2353.
- Sivapalan, M. 2003. Process complexity at hillslope scale, process simplicity at the watershed scale: is there a connection? *Hydrological Processes* 17(5): 1037-1041.
- Sivapalan, M. und Young, P. C. 2005. Downward approach to hydrological model development. *Encyclopedia of hydrological sciences*. Anderson, M. G. und McDonnell, J. J. John Wiley & Sons Ltd., Chichester, UK.
- Smith, M., Seo, D.-J, Koren, V., Reed, S., Zhang, Z., Duan, Q. Moreda, F., Cong, S. 2004. The distributed model intercomparison project (DMIP): motivation and experiment design. *Journal of Hydrology* 298, 4-26.
- Smith, R., Goodrich, D., Quinton, J. 1995. Dynamic, distributed simulation of watershed erosion - The KINEROS2 and Eurosem Models. *Journal of Soil and Water Conservation* 50(5): 517-520.

- Son, K. und Sivapalan, M. 2007. Improving model structure and reducing parameter uncertainty in conceptual water balance models through the use of auxiliary data. *Water Resources Research* 43(1), W01415.
- Stedinger, J. R., Vogel, R. M., Lee, S. U., Batchelder, R. 2008. Appraisal of the generalized likelihood uncertainty estimation (GLUE) method. *Water Resources Research* 44, W00B06.
- Sugawara, M. 1995. Tank model In: Singh, V.P., *Computer Models of Watershed Hydrology*. Water Resources Publ., Highlands Ranch, Colorado: 165-214.
- Teepe, R., Dilling, H., Beese, F. 2003. Estimating water retention curves of forest soils from soil texture and bulk density. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science* 166, 111-119.
- Thornthwaite, C.W. und Mather, J.R. 1957 Instructions and tables for computing potential evapotranspiration and the water balance. Publication in *Climatology*. Lab. Climatol. Dresel Inst. Technol., 10/3, 185-311.
- Todini, E. 1996. The ARNO rainfall-runoff model. *Journal of Hydrology* 175(1-4): 339-382.
- Tromp-van Meerveld, I. und Weiler, M. 2008. Hillslope dynamics modeled with increasing complexity. *Journal of Hydrology* 361, 24-40.
- USACE 1993. Introduction and Application of Kinematic Wave Routing Techniques Using HEC-1. Report TD-10. U.S. Army Corps of Engineers, Davis, California.
- USACE 1998. HEC-1 Flood Hydrograph Package, User's Manual. Hydrologic Engineering Center, U.S. Army Corps of Engineers, Davis, California
- USACE 2000. Hydrologic modeling system HEC-HMS user's manual, version 2. Hydrologic Engineering Center, U.S. Army Corps of Engineers, Davis, Calif.
- Uhlenbrock, S., Seibert, J., Leibundgut, C., Rodhe, A. 1999. Prediction uncertainty of conceptual rainfall-runoff models caused by problems in identifying model parameters and structure. *Hydrological Sciences Journal* 44(5): 779-797.
- Uhlenbrook, S. 1999. Untersuchung und Modellierung der Abflussbildung in einem mesoskaligen Einzugsgebiet. *Freiburger Schriften zur Hydrologie*, Band 10.
- Uhlenbrook, S. 2005. Sättigungsüberschuss. In: Bronstert, A. (Hrsg.), *Abflussbildung – Prozessbeschreibung und Fallbeispiele*. Forum für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung, Heft 13.05.
- Uhlenbrook, S. und Hoeg, S. 2003. Quantifying uncertainties in tracer-based hydrograph separations: a case study for two-, three- and five-component hydrograph separations in a mountainous catchment. *Hydrological Processes* 17, 431–453.
- Van Dam, J.C. und Feddes, R.A. 2000. Numerical simulation of infiltration, evaporation and shallow groundwater levels with the Richards equation. *Journal of Hydrology* 223, 72-85.
- Van Genuchten, M.Th. 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Science Society of America Journal* 44/5: 892-898.
- Van Griensven, A. und Meixner, T. 2006. Methods to quantify and identify the sources of uncertainty for river basin water quality models. *Water Science & Technology* 53(1): 8.
- van Werkhoven, K., Wagener, T., Reed, P., Tang Y. 2008. Characterization of watershed model behavior across a hydroclimatic gradient, *Water Resources Research*, 44, W01429.
- VanderKwaak, J.E. und Loague, K. 2001. Hydrologic-response simulations for the R5 catchment with a comprehensive physics-based model. *Water Resources Research* 37, 999-1013 .
- Vertessy, R., Hatton, T., O'Shaughnessy, P., Jayasuriya, M. 1993. Predicting water yield from a mountain ash forest catchment using a terrain analysis based catchment model. *Journal of Hydrology* 150(2-4), 665-700.
- Viviroli, D., Gurtz, J., Zappa, M. 2007. Hydrological Modelling System PREVAH. *Geographica Bernensia* P40. Institute of Geography, University of Berne.
- Vrugt, J. A., Gupta, H. V., Bouten, W., Sorooshian, S. 2003. A Shuffled Complex Evolution Metropolis algorithm for optimization and uncertainty assessment of hydrologic model parameters. *Water Resources*

Research 39.

- Vrugt, J., ter Braak, C., Gupta, H., Robinson, B. 2008. Equifinality of formal (DREAM) and informal (GLUE) Bayesian approaches in hydrologic modeling? *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment* 23/7, 1011-1026.
- Wagener, T., Boyle, D., Lees, M., Wheeler, H., Gupta, H., Sorooshian, S. 2001. A framework for development and application of hydrological models. *Hydrology and Earth System Sciences* 5(1): 13-26.
- Wagener, T., Wheeler, H. S., Gupta, H. V. 2004. *Rainfall-runoff modelling in gauged and ungauged catchments*. London, Imperial College Press.
- Wagener, T. und Kollat, J. 2007. Numerical and visual evaluation of hydrological and environmental models using the Monte Carlo analysis toolbox. *Environmental Modelling & Software* 22, 1021-1033.
- Walther, L., Zimmermann, S., Blaser, P., Luster, J., Lüscher P. 2004. *Waldböden der Schweiz - Band 1. Grundlagen und Region Jura*. Birmensdorf, Eidgenössische Forschungsanstalt WSL, Bern, Hep Verlag, 768 S.
- Wang, G.-T., Chen, S., Boll, J., Stockle, C.O., McCool, D.K. 2002. Modelling overland flow based on Saint-Venant equations for a discretized hillslope system. *Hydrological Processes* 16, 2409-2421.
- Weiler, M., Scherrer, S., Naef, F., Burlando, P. 1999. Hydrograph separation of runoff components based on measuring hydraulic state variables, tracer experiments, and weighting methods. *IAHS Publications No. 258*, 249-255.
- Weiler, M. 2001. *Mechanisms controlling macropore flow during infiltration – dye tracer experiments and simulations*. Dissertation an der ETH Zürich.
- Weiler, M. und McDonnell, J. 2004. Virtual experiments: a new approach for improving process conceptualization in hillslope hydrology. *Journal of Hydrology* 285, 3-18.
- Weiler, M., McDonnell, J.J., Tromp-Van Meerveld, I., Uchida, T. 2005. *Subsurface Stormflow* In: Anderson, M.G. (Hrsg.), *Encyclopedia of Hydrological Sciences*, Wiley, Chichester, UK.
- Weiler, M., Scherrer, S., Naef, F., Burlando, P. 1999. Hydrograph separation of runoff components based on measuring hydraulic state variables, tracer experiments, and weighting methods. *IAHS Publications No. 258*, 249-255.
- Williams, J. R. 1969. Flood routing with variable travel time or variable storage coefficients. *Transactions of the ASEA* 12(1): 100-103.
- Winter, F. und Disse, M. 2011. Prozessorientierte Modellierung der Abflussbildung auf verschlammungsgefährdeten Agrarflächen. In: Blöschl, G. und Merz, R. (Hrsg.), *Hydrologie & Wasserwirtschaft - von der Theorie zur Praxis. Beiträge zum Tag der Hydrologie 2011, 24./25. März 2011 an der TU Wien. Forum für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung* 30.11.
- WMO 1994. *Guide to hydrological practice*. 5th edition. World Meteorological Organization, Genf, Schweiz.
- Wood, E.F., Sivaplan, K., Beven, K., Band, L. 1988. Effects of spatial variability and scale with implications to hydrologic modelling. *Journal of Hydrology*, 102 / 1-4.
- Woolhiser, D. A., und Liggett, J. A. 1967. Unsteady, one-dimensional flow over a plane—The rising hydrograph, *Water Resources Research*, 3(3), 753–771
- Woolhiser, D.A, Smith, R. E., Goodrich, D.C. 1990. *KINEROS, A Kinematic Runoff and Erosion Model: Documentation and User Manual*. U.S. Department of Agriculture, Agricultural Research Service, ARS-77, 130 S.
- Xu, C.-Y. und Singh, P. 2000. Evaluation and generalization of radiation-based methods for calculating evaporation. *Hydrological Processes* 14, 339-349.
- Yang, J., Reichert, P., Abbaspour, K. C., Xia, J., Yang, H. 2008. Comparing uncertainty analysis techniques for a SWAT application to the Chaohe Basin in China. *Journal of Hydrology* 358(1-2): 1-23.
- Younger, P.M., Freer, J.E., Beven, K.J., 2009. Detecting the effects of spatial variability of rainfall on hydrological modelling within an uncertainty analysis framework. *Hydrological Processes*, 23/14, 1988-2003.

Yu, P.-S., Yang, T.-C., Chen, S.-J. 2001. Comparison of uncertainty analysis methods for a distributed rainfall-runoff model. *Journal of Hydrology* 244/1-2: 43-59.

Zhao, R. J., Zhuang, Y.-L., Fang, L. R., Liu, X. R., Zhang, Q. S. 1980. The Xinanjiang model. Oxford Symposium on Hydrological Forecasting, IAHS Publication No. 129, International Association of Hydrological Sciences, Wallingford, UK.

## 8 INTERNETQUELLEN

CSIRO 2008. TOPOG Online User Guide. Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation. Download in August 2009 from: <http://www.per.clw.csiro.au/topog/user/user.html>

Federer, C.A. 2002. BROOK 90. A Simulation Model for Evaporation, Soil Water, and Streamflow. Online Documentation for Versions 4 and 3.2/3/4. Download im Juni 2008 von: <http://home.roadrunner.com/~stfederer/brook/b90doc.html>

Haiden, T., Kann, A., Pistotnik, G., Stadlbacher, K., Wittmann, C. 2010. Integrated Nowcasting through Comprehensive Analysis (INCA) - System description. ZAMG report, 60p. Download im April 2011 von: [http://www.zamg.ac.at/fix/INCA\\_system.pdf](http://www.zamg.ac.at/fix/INCA_system.pdf)

LfL 2011. Böden und ihre Nutzung. Eine Sammlung von Profilaufnahmen typischer Acker- und Grünlandböden. Download im Februar 2011 von: <http://www.lfl.bayern.de/iab/boden/bodenprofile.htm?auswahl=typ>

Pfützner, B., Hesse, P., Mey, S. Klöcking, B. 2008. N-A-Modellierung mit ArcEGMO. In: Dietrich, J. und Schöninger, M., Hydro-Skript (in der Version vom 26.8.2008). Download im Oktober 2010 von: <http://www.arcegmo.de/html/dokumentation.html>

Schulla, J. und Jasper, K. 2007. Model description WaSiM-ETH. Download im September 2008 von: [http://www.wasim.ch/products/wasim\\_description.htm](http://www.wasim.ch/products/wasim_description.htm)

SFWMD 2005. Documentation of the South Florida Water Management Model, Chapter 2.4 Overland Flow. South Florida Water Management District. Download im März 2009 von: [http://mytest.sfwmd.gov/portal/page/portal/pg\\_grp\\_sfwmd\\_hesm/pg\\_sfwmd\\_hesm\\_sfwmm?navpage=sfwmm](http://mytest.sfwmd.gov/portal/page/portal/pg_grp_sfwmd_hesm/pg_sfwmd_hesm_sfwmm?navpage=sfwmm)

USDA 2008. KINEROS online documentation. U.S. Department of Agriculture. Download im März 2008 von: <http://www.tucson.ars.ag.gov/kineros/>

## 9 ABBILDUNGSVERZEICHNIS

Abb. 1: Schema des COSERO-Modells.....	5
Abb. 2: Auswirkung unterschiedlicher $\beta$ -Werte .....	6
Abb. 3: Oberflächenabfluss (Foto: Herrnegger).....	10
Abb. 4: Beispiel für ein Netzwerk von Hangelementen in TOPOG (Quelle: CSIRO 2008).....	14
Abb. 5: Lage der Untersuchungsgebiete .....	24
Abb. 6: Einzugsgebiet der Lammer bis Pegel Schwaighofbrücke .....	25
Abb. 7: Blick ins Lammertal nahe der Mündung des Russbach (links das Tennengebirge, in der Ferne der Schwarze Berg, dahinter der Hohe Göll; Foto: Haberl) .....	26
Abb. 8: Landnutzung (links) und Lithologie (rechts) im Lammer-Einzugsgebiet .....	26
Abb. 9: Karte der Exposition im Lammer-Einzugsgebiet und Einteilung in Teilgebiete.....	27
Abb. 10: Räumliche Diskretisierung des Einzugsgebiets der oberen Lammer in HRUs (entsprechend Nachtnebel et al. 2009), links, und in Hangelemente, rechts .....	28
Abb. 11: Höhenerstreckung (oben), Landnutzung (unten links) und Lithologie (unten rechts) im Strem-Einzugsgebiet .....	29
Abb. 12: Karte der Exposition im Einzugsgebiet der oberen Strem und Einteilung in Teilgebiete (links), räumliche Diskretisierung in Hangelemente (rechts) .....	30
Abb. 13: Mittlere Lufttemperatur (links) und Niederschlagssumme (rechts) für Juni bis September 2005 im Einzugsgebiet der oberen Lammer (Darstellung der Werte für Hangelemente, aus INCA-Daten) .....	32
Abb. 14: Verlauf des Iterationszeitschritts $\Delta t$ (beispielhaft für zwei synthetische Ereignisse).....	37
Abb. 15: Bodenhydraulische Funktionen nach Clapp/Hornberger und Brooks/Corey .....	41
Abb. 16: $\psi$ -Se-Verläufe für drei Clapp/Hornberger-Standardböden.....	48
Abb. 17: Beispielhafte Verläufe von $p$ und $K_s$ bei verschiedenen $ET_0$ -Werten.....	49
Abb. 18: Schema des Modells COSERO-Hang .....	51
Abb. 19: Schema des Modells kw-Wang .....	52
Abb. 20: Schema des Modells swm-lateral .....	54
Abb. 21: Ein-dimensionale vertikale Bodenwasserbewegung und Zwischenabfluss im Hangabflussmodell SAKE (Merz 1996) .....	56
Abb. 22: Schema des Modells swm-vertikal .....	58
Abb. 23: Drei Stufen der Modellprüfung .....	61
Abb. 24: Schematische Skizze eines Einzelhangs mit 200m-Höhenschichtenlinien (links) und eines in sechs Modellzonen diskretisierten Modellhangs (Mitte); geometrische Eigenschaften der Zonen des Testhangs (rechts).....	63
Abb. 25: Latin Square (links), orthogonales Sampling im Latin Square (rechts) .....	71
Abb. 26: Ermittlung und Darstellung der Häufigkeitsverteilung der gültigen Parameter ( <i>posterior distribution</i> ).....	72
Abb. 27: Abflusshöhe $h$ entlang des Beispielhangelements (Ergebnisse mit kW-Modell, durchgezogene Linien, und mit MacCormack-Scheme, gestrichelte Linien, liegen genau übereinander); schwarze Punkte: analytische Lösung aus Singh (1996).....	76
Abb. 28: Abfluss $Q$ bei konstantem Zufluss (Ergebnisse mit kW-Modell, durchgezogene Linien, und mit MacCormack-Scheme, gestrichelte Linien, liegen genau übereinander) .....	76

Abb. 29: Abfluss Q am Ende zweier aufeinanderfolgender Elemente, Abfluss(1) = Zufluss(2) (Ergebnisse mit kW-Modell, durchgezogene Linien, und mit MacCormack-Scheme, gestrichelte Linien, liegen genau übereinander).....	77
Abb. 30: Abfluss Q am Ende zweier aufeinanderfolgender Elemente, mit und ohne Berücksichtigung der Infiltration aus der ablaufenden Welle); schwarze Punkte: analytische Lösung aus Singh (1996).....	77
Abb. 31: Abfluss Q am Ende zweier aufeinanderfolgender Elemente, mit oberer Randbedingung (wie in Abb. 29) und mit der Näherung nach Wang et al. (2002) .....	78
Abb. 32: Potentialverlauf, Beispiel mit einer Bodenart und ohne Zufluss (links swm, rechts HYDRUS-1D) .....	79
Abb. 33: Verlauf des Wassergehalts, Beispiel mit einer Bodenart und ohne Zufluss (links swm, rechts HYDRUS-1D).....	79
Abb. 34: Synthetische Infiltration an der Bodenobergrenze .....	80
Abb. 35: Potentialverlauf, Beispiel mit zwei Bodenarten und Zufluss (links swm, rechts HYDRUS-1D) ..	80
Abb. 36: Verlauf des Wassergehalts, Beispiel mit zwei Bodenarten und Zufluss (links swm, rechts HYDRUS-1D).....	81
Abb. 37: Verlauf des Durchflusses durch die Profilunterkante, Beispiel mit zwei Bodenarten und Zufluss (links swm, rechts HYDRUS-1D).....	81
Abb. 38: Verläufe der Infiltrationsrate bei verschiedenen Bodeneigenschaften .....	83
Abb. 39: Verläufe der Infiltrationsrate bei unterschiedlicher vertikaler Diskretisierung und $k_u$ -Mittelbildung .....	83
Abb. 40: Verläufe der Infiltrationsrate mit variabler und fixer maximaler Infiltrationskapazität .....	84
Abb. 41: Evaporationsrate mit unterschiedlicher $k_u$ -Mittelbildung und verschiedenen Werten des Faktors der kritischer Bodenfeuchte FKFAK .....	84
Abb. 42: Abfluss des Zwischenabflussspeichers QAB2 der sechs Hangzonen (Juli 2005) im Modell COSERO-Hang .....	88
Abb. 43: Oben: Hangabfluss (Q Sim mit COSERO-Hang, Q Ref mit halbverteilter COSERO);.....	88
Abb. 44: Abfluss des Zwischenabflussspeichers QAB2 der sechs Hangzonen (Juli 2005) im Modell kW-Wang .....	89
Abb. 45: Oben: Hangabfluss (Q Sim mit kW-Wang, Q Ref mit halbverteilter COSERO);.....	90
Abb. 46: Oben: Verläufe des mittleren Sättigungsgrades der Bodensäule in Zone 6 am Hangfuß und der oberhalb liegenden Zone 5, unten: Oberflächenabfluss aufgrund von <i>Return Flow</i> in Zone 6 am Hangfuß	91
Abb. 47: Zufluss aus Zwischenabfluss in Zone 6 am Hangfuß, aufgenommenen Zufluss und aus der Differenz resultierender Oberflächenabfluss für das Ereignis um den 11.7.2005 .....	91
Abb. 48: Oberflächenabfluss in Zone 3 (geringe Infiltrationskapazität) und Zone 4 (hohe Infiltrationskapazität) bei unterschiedlich starker Infiltration aus der ablaufenden Welle.....	93
Abb. 49: Verläufe des mittleren Sättigungsgrades der Bodensäule in Zone 3 (mit Oberflächenabfluss und geringer Infiltrationskapazität, links) und Zone 4 (hohe Infiltrationskapazität, rechts) .....	93
Abb. 50: Wassergehalt-Matrixpotential-Kurven (links) und Wassergehalt-Leitfähigkeit-Kurven (rechts) der in der Sensitivitätsanalyse angewendeten Bodenarten zwischen <i>sand</i> und <i>silt loam</i> .....	95
Abb. 51: Links: Verhältnis $Q_{peak} / MQ$ (links) und Rechendauer (rechts) für die sechs Bodenarten zwischen <i>sand</i> und <i>silt loam</i> , deren Eigenschaften Abb. 50 zeigt.....	96
Abb. 52: Links: Hangabfluss für ein Ereignis mit verschiedenen Werten für THETA <sub>F</sub> (Parameter des maximalen Bodenwassergehalts); rechts: Verhältnis $Q_{peak}/MQ$ .....	96

Abb. 53: Links: Anzahl der Ereignisse mit Oberflächenabfluss und Anteile der Abflusskomponenten bei Variation von KF (gesättigte Leitfähigkeit) in den obersten 2 Bodenschichten; rechts: Verhältnis $Q_{peak}/MQ$ (mit zwei unterschiedlichen vertikalen Diskretisierungen) .....	97
Abb. 54: Links: Anzahl der Ereignisse mit Oberflächenabfluss und Anteile der Abflusskomponenten bei Variation der fixen maximalen Infiltrationskapazität; rechts: Verhältnis $Q_{peak} / MQ$ .....	97
Abb. 55: Links: Hangabfluss für ein Ereignis mit verschiedenen Werten für die Oberflächenrauigkeit $N_s$ und verschiedene Lösungen bei der Kopplung von kW und swm; rechts: Verhältnis $Q_{peak} / MQ$ .....	98
Abb. 56: Hangabfluss ( $Q_{Sim}$ mit swm-lateral, $Q_{Ref}$ mit halbverteilter COSERO); oben: vertikal homogener Boden, unten: vertikal geschichteter Boden .....	99
Abb. 57: Simulierter Verlauf des mittleren Sättigungsgrad des gesamten Testhanges im Sommer 2005 ..	100
Abb. 58: Beobachtete Bodenfeuchte in der Bodenwassermessstelle Elsbethen im Sommer 2007 .....	101
Abb. 59: Simulierter Sättigungsgrad in vier Bodenschichten am Testhang im Sommer 2005 .....	102
Abb. 60: COSERO-Hang – Kalibrierung Lammer 2005 .....	109
Abb. 61: COSERO-Hang – Verteilung der <i>behavioural parameters</i> , Lammer .....	109
Abb. 62: kW-Wang – Kalibrierung Lammer 2005 .....	111
Abb. 63: kW-Wang – Verteilung der <i>behavioural parameters</i> , Lammer .....	111
Abb. 64: swm-lateral – Kalibrierung Lammer 2005 .....	112
Abb. 65: swm-lateral – Verteilung der <i>behavioural parameters</i> , Lammer .....	112
Abb. 66: swm-vertikal – Kalibrierung Lammer 2005 .....	114
Abb. 67: swm-vertikal – Verteilung der <i>behavioural parameters</i> , Lammer .....	114
Abb. 68: Beispiele für lineare Korrelationen zwischen Parameterpaaren der akzeptablen Parametersätze	115
Abb. 69: Hydrographen für den Sommer 2004, Validierung Lammer.....	117
Abb. 70: Hydrographen für den Sommer 2006, Validierung Lammer.....	118
Abb. 71: Verteilung des MSE der Ereignissimulationen sowie der ansteigenden Äste ( <i>driven periods</i> ) und abfallenden Äste ( <i>non-driven periods</i> ) mit akzeptablen Parametersätzen an der Lammer .....	120
Abb. 72: Nash-Sutcliffe-Efficiency für die gesamten Perioden an der Lammer.....	121
Abb. 73: Zusammenhänge zwischen Ereignis-Gütekriterien MSE und $P_{diff}$ (links) und $P_{time}$ und $P_{diff}$ (rechts), jeweils für die Kalibrierungsperiode (orange) und die Validierungsperiode (blau).....	122
Abb. 74: Prozentanteil der Beobachtungen an der Lammer, die innerhalb des 90%-Konfidenzbereichs der Simulationen liegen (POC, links); die relative Breite des Konfidenzbereichs (RCI, Mitte) und Verhältnis $POC/RCI$ (rechts), jeweils oben für alle Beobachtungen und unten für Beobachtungen über $10m^3/s$ .....	123
Abb. 75: Simulationsgüte der einzelnen Modelle (mit optimalen Parametern) im Vergleich mit dem Ensemble-Mittelwert (ENSEMBLE, rot).....	124
Abb. 76: Verteilung der Abflussanteile aller 4 Modelle, jeweils für alle 1000 Simulationen (oben) und die akzeptablen Simulationen (unten) an der Lammer.....	126
Abb. 77: Simulationsgüte der verschiedenen Modelle mit unterschiedlichen Niederschlagsszenarien .....	128
Abb. 78: Verläufe der Simulationen für ein Ereignis mit unterschiedlichen Niederschlagsszenarien (Modell COSERO-Hang) und unterschiedlichen Modellen (Niederschlagszenario H2).....	128
Abb. 79: Relative Breite der Unsicherheitsbänder für Parameter-, Input- und Modellunsicherheit .....	130
Abb. 80: COSERO-Hang – Kalibrierung Strem 2005 (Beurteilungskriterium: Ereignissimulationen).....	141
Abb. 81: COSERO-Hang – Verteilung der <i>behavioural parameters</i> , Strem (Beurteilungskriterium: Ereignissimulationen).....	141
Abb. 82: COSERO-Hang – Kalibrierung Strem 2005 (Beurteilungskriterium: Gesamtsimulation).....	142

Abb. 83: COSERO-Hang – Verteilung der <i>behavioural parameters</i> , Strem (Beurteilungskriterium: Gesamtsimulation) .....	142
Abb. 84: COSERO-Hang: Zusammenhang zwischen simulierter aktuelle Evapotranspiration ETA und Güte der Gesamtsimulation (RMSE von LN Q, links) und der Ereignissimulation (mittlerer MSE aller Ereignisse, rechts) .....	143
Abb. 85: kW-Wang: Zusammenhang zwischen simulierter aktuelle Evapotranspiration ETA und Güte der Gesamtsimulation (RMSE von LN Q, links) und der Ereignissimulation (mittlerer MSE aller Ereignisse, rechts).....	143
Abb. 86: kW-Wang – Kalibrierung Strem 2005 .....	144
Abb. 87: kW-Wang – Verteilung der <i>behavioural parameters</i> , Strem .....	144
Abb. 88: swm-vertikal – Kalibrierung Strem 2005 .....	146
Abb. 89: swm-vertikal, Strem – Verteilung der <i>behavioural parameters</i> , Strem .....	146
Abb. 90: kW-Wang: Verteilungen der Ereignis-Gütekriterien Pdiff, Ptime und MSE in den Simulationen mit einheitlicher (lumped) und verteilter maximaler Infiltrationskapazität TVS1 .....	147
Abb. 91: swm-lateral – Kalibrierung Strem 2005 .....	148
Abb. 92: swm-lateral – Verteilung der <i>behavioural parameters</i> , Strem .....	148
Abb. 93: Mittlere simulierte Bodenfeuchte der Bodensäulen in den Modell-Zonen am Ende einer Trockenperiode (5.7.2005, links) und am Ende einer Feuchtperiode (13.7.2005, rechts).....	149
Abb. 94: Sättigungsgrad der fünf Bodenschichten zweier Modellzonen am Hang und im Tal nach einer Trockenperiode (5.7.2005, grün) und am Ende einer Feuchtperiode (13.7.2005, blau).....	150
Abb. 95: Hydrographen für den Sommer 2004, Validierung Strem.....	152
Abb. 96: Hydrographen für den Sommer 2006, Validierung Strem.....	153
Abb. 97: Verteilung des MSE der Ereignissimulationen mit akzeptablen Parametersätzen für die Strem .	154
Abb. 98: Nash-Sutcliffe-Efficiency für die gesamten Perioden an der Strem.....	155
Abb. 99: Zusammenhänge zwischen Spitzenabweichung Pdiff und Gesamtbias (Kalibrierung, grün); und Pdiff und Timing Ptime (Kalibrierung, orange; Validierung, blau) .....	156
Abb. 100: Prozentanteil der Beobachtungen an der Strem, die innerhalb des 90%-Konfidenzbereichs der Simulationen liegen (POC, links); die relative Breite des Konfidenzbereichs (RCI, Mitte) und Verhältnis POC/RCI (rechts), jeweils oben für alle Beobachtungen und unten für Beobachtungen über 1m <sup>3</sup> /s.....	157
Abb. 101: Verteilung der Abflussanteile aller 4 Modelle, jeweils für alle 1000 Simulationen (oben) und die akzeptablen Simulationen (unten) an der Strem.....	158
Abb. 102: Zusammenhang zwischen Anteil des Oberflächenabflusses und der mittleren Spitzenabweichung Pdiff in den swm-Modellen.....	159
Abb. 103: Verteilung der Anteile des Sättigungsabflusses am gesamten Oberflächenabfluss für alle Simulationen (oben) und die akzeptablen Simulationen (unten).....	160

## 10 VERZEICHNIS DER TABELLEN

Tabelle 1: Kenngrößen der räumlichen Diskretisierung in .....	27
Tabelle 2: Kenngrößen der räumlichen Diskretisierung in Hangelemente.....	31
Tabelle 3: Typische Clapp/Hornberger-Parameter für das swm-Modul (aus Clapp und Hornberger, 1978) 41	
Tabelle 4: $\theta_{PWP}$ und $\theta_{FK}$ für 3 Bodenarten.....	48
Tabelle 5: Übersicht über die in den vier Modellen angewendeten Module zur Simulation der lokalen Abflussbildung .....	59
Tabelle 6: Bedeutung der Modellparameter in den vier untersuchten Modellen und Verweis auf erläuternde Gleichung (Gl.) bzw. Seite (S.) .....	69
Tabelle 7: Bodenhydraulische Parameter (siehe Gl. 20 und 21) für Vergleich mit HYDRUS-1D .....	79
Tabelle 8: Bodenhydraulische Parameter (siehe Gl. 20 und 21) für Vergleich mit Van Dam und Feddes ...	82
Tabelle 9: Kalibrierungs- und Validierungsperioden Lammer.....	107
Tabelle 10: Parameterbereiche Lammer.....	108
Tabelle 11: Korrelationsmatrizen der akzeptablen Parametersätze (Lammer).....	116
Tabelle 12: Gütekriterien der optimalen Simulationen (Lammer) .....	121
Tabelle 13: Kalibrierungs- und Validierungsperioden Strem.....	135
Tabelle 14: Parameterbereiche Strem.....	138
Tabelle 15: Verteilte Parameter der maximalen Infiltrationskapazität (TVS1 für swm-vertikal) .....	138
Tabelle 16: Korrelationsmatrizen der akzeptablen Parametersätze (Strem).....	151
Tabelle 17: Gütekriterien der optimalen Simulationen (Strem) .....	156

# 11 SYMBOLE UND ABKÜRZUNGEN

## 11.1 In Gleichungen verwendete Symbole

A	Fläche (m <sup>2</sup> )
a	Kennwert in Abhängigkeit des Wärmeindex nach Thornthwaite
B	Breite eines Hangelements (m)
b	Parameter der Clapp/Hornberger-Bodenwassercharakteristik
BFALF	Abminderungsfaktor der Verdunstung aufgrund der Wasserverfügbarkeit
Bias	Mittlerer Fehler
BW	Speicherinhalt eines Speichers im Speichermodell (m)
BW0	Speicherinhalt des Bodenspeichers im Speichermodell (m)
BW0 <sub>max</sub>	Maximaler Speicherinhalt des Bodenspeichers im Speichermodell (m)
C	Faktor zur Erhöhung des Zwischenabflusses in den Modellen swm-lateral und swm-vertikal
CoV <sub>sim,obs</sub>	Kovarianz zwischen Simulation und Beobachtung
CT	Schmelzfaktor, Tag-Grad-Faktor
C <sub>w</sub>	Verhältnis der spezifischen Wärme des Wasser zur Schmelzwärme
D	Schichtdicke im swm-Bodenmodul (m)
DSWMAX	maximal zulässige Änderung des Wassergehalts innerhalb des Berechnungszeitschritts im swm-Bodenmodul (%)
ETA	aktuelle Evapotranspiration aus dem Boden
ETAI	aktuelle Evapotranspiration aus dem Interzeptionsspeicher
ETAS	aktuelle Evapotranspiration aus dem Schneemodell
ETAT	gesamte aktuelle Evapotranspiration aus Interzeptions-, Schnee- und Bodenspeicher
ETP	potentielle Evapotranspiration
ET <sub>0</sub>	Referenz-Evapotranspiration
ETPI	Anteil der potentiellen Verdunstung aus dem Interzeptionsspeicher
ETSLPCOR	Korrekturfaktor der Evapotranspiration für die Hangneigung
ETVEGCOR	Faktor zur Berücksichtigung der pflanzenspezifischen Transpiration
f <sub>geo</sub>	Korrekturfaktor für die Sonnenscheindauer nach Thornthwaite
FKFAK	Schwellenwert des Wassergehalts bzw. der Speicherfüllung, ab dem eine Reduktion der ETP auftritt
g	Erdbeschleunigung (m/s <sup>2</sup> )
h	Abflusshöhe in der kinematischen Welle (m)
H	Schwellenwerte der Speicherauslasshöhe im Speichermodell (m)
H1	Parameter der Versickerungsfunktion aus dem Bodenspeicher im Modell kW-Wang
i	Index der räumlichen vertikalen Diskretisierung in Bodenschichten im swm-Bodenmodul
I	Potentialgradient
I <sub>TH</sub>	Wärmeindex nach Thornthwaite
IFSC	Parameter der Funktion des Zwischenabflusses in den Modellen swm-lateral und swm-vertikal
INTMAX	Maximale Interzeptionskapazität (m)
k	hydraulische Leitfähigkeit (m/s)
$\bar{k}$	mittlere Leitfähigkeit für die Berechnung des Flusses zwischen zwei Bodenschichten im swm-Bodenmodul (m/s)
Ks	Abminderungsfaktor der Verdunstung aufgrund der Wasserverfügbarkeit in der Nomenklatur von Allen et al. 1998
KBF	Parameter der Versickerung aus dem Bodenspeicher im Speichermodell
KGE	<i>Kling-Gupta-Efficiency</i>

$k_s$	gesättigte hydraulische Leitfähigkeit, Durchlässigkeitsbeiwert (m/s)
$k_u$	ungesättigte hydraulische Leitfähigkeit (m/s)
L	Länge eines Hangelements (m)
LT	Lufttemperatur (°C)
m	Parameter (Exponent) der kinematischen Welle
$m_{CH}$	Parameter zur Berechnung des Parabelverlaufs der Clapp/Hornberger-Bodenwassercharakteristik
MSE	<i>Mean Squared Error</i> , mittlerer quadratischer Fehler
N	Gesamtanzahl der beurteilten Zeitschritte in der Berechnung der Gütekriterien
$N_s$	Rauhigkeit der Oberfläche eines Hangelements der kinematischen Welle
$n_{CH}$	Parameter zur Berechnung des Parabelverlaufs der Clapp/Hornberger-Bodenwassercharakteristik
NSALF	Proportionalitätsfaktor für die Wassersättigung der Luft während Niederschlagsereignissen
NSE	<i>Nash-Sutcliffe-Efficiency</i>
$n_x$	Anzahl der Teilstücke in der Berechnung der kinematischen Welle
Pdiff	<i>Peak difference</i> , Spitzenabweichung
Ps	Niederschlag, der nicht im Interzeptionsspeicher zurückgehalten wird
Ptime	<i>Peak timing error</i> , Fehler im zeitlichen Auftreten der Abflussspitze
q	Durchflussrate, spezifischer Durchfluss (m/s)
QAB	lateraler Abflussanteil aus einem Speicher im Speichermodell (Abflusshöhe, m)
qab0	spezifischer Abfluss des raschen Oberflächenabflusses (m/s)
QAB0	rascher Abfluss, Anteil des Inputs der nicht zur Erhöhung der Bodenfeuchte beiträgt (Abflusshöhe, m)
Qi	Infiltration aus ablaufender Welle des Oberflächenabflusses im Modell swm-lateral (Abflusshöhe, m)
QIN	Zufluss aus dem oberhalb liegenden Speicher der Speicherkaskade im Speichermodell (Abflusshöhe, m)
Ql	Lateraler Abfluss des swm-Bodenmoduls, Zwischenabfluss (m <sup>3</sup> /s)
$q_{lat}$	lateraler spezifischer Zufluss der kinematischen Welle (m/s)
qn	Netto-Flussrate im swm-Bodenmodul (m/s)
$q_o$	spezifischer Zufluss von oberhalb liegender Zone in der kinematischen Welle (m <sup>3</sup> /s)
$q_u$	spezifischer Abfluss aus der kinematischen Welle am Ende des Hanges (m/s)
$q_v$	vertikale Durchflussrate im swm-Bodenmodul (m/s)
$Q_{obs}$	Beobachteter Abfluss (m <sup>3</sup> /s)
$Q_{sim}$	Simulierter Abfluss (m <sup>3</sup> /s)
$Q_{obs}^{max}$	Maximalwert des beobachteten Abflusses eines Ereignisses (m <sup>3</sup> /s)
$Q_{sim}^{max}$	Maximalwert des simulierten Abflusses eines Ereignisses (m <sup>3</sup> /s)
QVS	Versickerungsanteil eines Speichers des Speichermodells (Abflusshöhe, m)
QVS0	langsame Versickerung aus dem Bodenspeicher im Speichermodell (Abflusshöhe, m)
QZU	Zufluss aus Niederschlag und Schneeschmelze (Abflusshöhe, m)
qzu	spezifischer Zufluss (m/s)
RAINM	durch auf Schnee fallenden Regen verursachte potentielle Schmelzrate
$r_{KGE}$	Korrelationskoeffizient der <i>Kling-Gupta-Efficiency</i>
s	Gefälle eines Hangelements der kinematischen Welle
S	Speicherinhalt einer Bodenschicht im swm-Bodenmodul (m)
Se	effektiver Sättigungsgrad (-)
$Se_l$	Grenz-Sättigungsgrad der Clapp/Hornberger-Bodenwassercharakteristik
$S_{max}$	maximaler Speicherinhalt einer Bodenschicht im swm-Bodenmodul (m)
t	Index der zeitlichen Diskretisierung
T	Tiefe der gesamten Bodensäule im swm-Bodenmodul (m)
$T_p$	Dauer des Niederschlagsereignisses im Beispiel von Singh (1996)

$t_{\text{obs}}^{\text{max}}$	Zeitpunkt, an dem der Maximalwert eines beobachteten Abflussereignisses auftritt
$t_{\text{sim}}^{\text{max}}$	Zeitpunkt, an dem der Maximalwert eines simulierten Abflussereignisses auftritt
TAB	Speicherkonstante für den lateralen Abfluss eines Speichers im Speichermodell (s)
TEMPM	durch Temperatur T verursachte potentielle Schmelzrate
TVS	Speicherkonstante für die Versickerung eines Speichers im Speichermodell (s)
x	Index der räumlichen horizontalen Diskretisierung entlang der x-Achse in der Berechnung der kinematischen Welle
z	vertikale Koordinate (m)
$\alpha$	Parameter (Faktor) der kinematischen Welle
$\alpha_T$	Transpirationskapazität aufgrund der Durchwurzelung
$\alpha_{KGE}$	Varianzverhältnis zwischen Simulation und Beobachtung der <i>Kling-Gupta-Efficiency</i>
$\beta$	Exponent der Funktion des abflusswirksamen Anteils des Inputs im Speichermodell
$\beta_{KGE}$	Verhältnis der Mittelwerte von Simulation und Beobachtung der <i>Kling-Gupta-Efficiency</i>
$\gamma$	Winkel der Geländeneigung (°)
$\Delta t$	Dauer eines Zeitschritts (s)
$\Delta t^*$	neuer Berechnungszeitschritt bei der iterativen Ermittlung von $\Delta t$ (s)
$\Delta x$	Länge eines Teilstücks der räumlichen Diskretisierung in der kinematischen Welle (m)
$\theta$	volumetrischer Wassergehalt
$\theta_c$	Kritischer Wassergehalt, ab dem eine Reduktion der Verdunstung auftritt
$\theta_{FK}$	Wassergehalt bei Feldkapazität
$\theta_{PWP}$	Wassergehalt beim permanenten Welkepunkt
$\theta_r$	Restwassergehalt
$\theta_s$	Wassergehalt bei Vollsättigung
$\mu_{\text{sim}}, \mu_{\text{obs}}$	Mittelwert der Simulation bzw. Beobachtung
$\rho_w$	Dichte des Wassers (kg/m <sup>3</sup> )
$\sigma_{\text{sim}}, \sigma_{\text{obs}}$	Standardabweichung der Simulation bzw. Beobachtung
$\psi$	Gesamtpotential (kPa)
$\psi_m$	Matrixpotential, Wasserspannung (kPa)
$\psi_{m,I}$	Matrixpotential bei $Se_1$ der Clapp/Hornberger-Bodenwassercharakteristik (kPa)
$\psi_{m,S}$	Parameter der Clapp/Hornberger-Bodenwassercharakteristik

## 11.2 Abkürzungen

COSERO	Continuous Semidistributed Runoff Model, Niederschlag-Abfluss-Modell des IWHW
DMIP	<i>Distributed Model Intercomparison Project</i> (Smith et al. 2004)
FK	Feldkapazität
FUSE	<i>Framework for Understanding Structural Model Errors</i> (Clark et al. 2008)
GLUE	<i>Generalized Likelihood Uncertainty Estimation</i> (Beven und Binley 1992)
HAÖ	Hydrologischer Atlas Österreich
HD	Hydrographischer Dienst
HRU	<i>Hydrological Response Unit</i>
HZB	Hydrographischen Zentralbüro
IHS	<i>Improved Distributed Hypercube Sampling</i>
INCA	<i>Integrated Nowcasting through Comprehensive Analysis</i> (Haiden et al. 2010)
IWHW	Institut für Wasserwirtschaft, Hydrologie und konstruktiven Wasserbau der Universität für Bodenkultur, Wien
kW	kinematische Welle, hier für die Modellkomponente kW-Modul
LHS	<i>Latin Hypercube Sampling</i>
MCMC	Monte-Carlo-Markov-Chain

NOC	<i>Number of Observations Captured</i> , Beobachtungen innerhalb des Konfidenzintervalls
POC	<i>Percentage of Observations Captured</i> , Anteil der Beobachtungen innerhalb des Konfidenzintervalls
PTF	Pedotransferfunktion
PWP	Permanenter Welkepunkt
RCI	<i>Relative Confidence Interval Width</i> , mittlere Breite des Konfidenzintervalls bezogen auf einen Referenzwert (Median oder Mittelwert)
RMSE	<i>Root Mean Squared Error</i>
swm	<i>soil water movement</i> , für die Modellkomponente swm-Modul
ZAMG	Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik

Die Modellnamen der hier angewendeten Modelle und ihre Bedeutung werden in Tabelle 5 auf Seite 59 zusammenfassend dargestellt. Die Parameter der Modelle werden in Tabelle 6 auf Seite 69 (in Monte-Carlo-Simulationen variierte Parameter) sowie im Anhang (sonstige Parameter) erläutert.

## 12 ANHANG

### 12.1 Gemeinsame Module aller Modellvarianten

Die Modellentwicklung im Rahmen der vorliegenden Arbeit bezieht sich im Wesentlichen auf die Beschreibung der lokalen Abflussbildung im Boden und an der Bodenoberfläche. Die betreffenden Module werden im Text beschrieben (Kapitel 2.1). Die Berechnung der aktuellen Verdunstung wurde an das neue Bodenmodul angepasst, wobei die grundsätzliche Methode nicht verändert wurde. Eine Beschreibung der ursprünglichen Vorgehensweise befindet sich im Kapitel 2.1.3, die für das swm-Modul angepasste Berechnung wird in Kapitel 4.1.2.2 erläutert. Die übrigen Modellkomponenten zur Verteilung der Inputdaten, zur Berechnung der potentiellen Verdunstung sowie zur Simulation von Schneeprozessen, der Interzeption, des Grundwassers und des Gerinneroutings wurden hier gegenüber der Ausgangsversion von COSERO nicht verändert. Es folgt eine kurze Beschreibung dieser Modellkomponenten. Schneeprozesse werden nur stark gekürzt beschrieben, da sie in der hier beschriebenen Anwendung für Sommermonate keine relevante Rolle spielen.

#### 12.1.1 Inputdaten

Die beiden Größen Niederschlag (mm) und Lufttemperatur (°C) stellen den Input des hydrologischen Modells dar. Die Inputdaten können im Rasterformat eingelesen werden (wie es zum Beispiel bei den hier angewendeten INCA-Daten vorliegt). Zur Berechnung der Zonenwerte muss dann in einer Parameterdatei (CellsOfZones.txt) der räumliche Zusammenhang zwischen Raster- und Zonenelementen angegeben werden. Es können aber auch direkt Zonenwerte eingelesen werden, wenn diese – in den Dateien P\_IZ.txt und T\_IZ.txt – bereits vorliegen.

#### 12.1.2 Aufteilung des Niederschlags in Regen und Schnee

Die Niederschlagsform wird als Funktion der Lufttemperatur bestimmt. Zur Berücksichtigung von gemischten Niederschlagsereignissen (Schneeregen) wird eine lineare Übergangsfunktion mit zwei Grenztemperaturen angewendet. Liegt die mittlere Zonentemperatur unterhalb der Grenztemperatur SNOWTRT, wird angenommen, dass der gesamte Niederschlag als Schnee fällt. Liegt die mittlere Zonentemperatur über der Grenztemperatur RAINTRT wird der gesamte Niederschlag als Regen angenommen. Im Übergangsbereich zwischen den beiden Grenztemperaturen werden die Anteile von Schnee und Regen linear interpoliert.

#### 12.1.3 Evapotranspiration

Die aktuelle Evapotranspiration ETA wird aus der potentiellen Evapotranspiration ETP und dem vorhanden Wasser im jeweiligen Speicher berechnet. Evapotranspiration erfolgt aus dem Interzeptionsspeicher, dem Schneespeicher und dem Bodenspeicher.

##### 12.1.3.1 Potentielle Evapotranspiration

Die Berechnung der Referenz-Evapotranspiration  $ET_0$  erfolgt nach Thornthwaite (Thornthwaite und Mather, 1957). Die Methode nach Thornthwaite wurde ursprünglich zur Berechnung von Monatswerten der potentiellen Verdunstung entwickelt. Es handelt sich um einen vereinfachten Ansatz, in den ausschließlich die Lufttemperatur als momentane Größe eingeht (siehe auch Kapitel 2.1.3 und 4.1.2.2).

Die Referenz-Evapotranspiration  $ET_0$  für einen Zeitschritt wird damit wie folgt berechnet:

$$ET_{0,t} = 16.0 \cdot \left( \frac{10 \cdot LT_t}{I_{TH}} \right)^a \cdot f_{geo} \quad (45)$$

mit	$ET_0$	Referenz-Evapotranspiration (m)
	LT	aktuelle Lufttemperatur (°C)
	$I_{TH}$	Wärmeindex für 12 Monate
	a	Kennwert in Abhängigkeit des Wärmeindex
	$f_{geo}$	Korrekturfaktor für die Sonnenscheindauer in Abhängigkeit von der geographischen Breite

Die verwendeten Faktoren sind in Bretschneider et al. (1982) tabelliert. Zur Umrechnung des Wertes für ein Monat für den jeweiligen Zeitschritt wird das Ergebnis mit der Zeitschrittdauer (h) multipliziert und durch (30\*24) dividiert

Dieser Wert wird an die Neigung der Flächen und die Wassersättigung der Luft mittels zweier Korrekturfaktoren angepasst. Mit zunehmender Niederschlagsintensität steigt die Wassersättigung in der Luft und damit sinkt die potentielle Evapotranspiration. Für den Proportionalitätsfaktor NSALF wird eine lineare Beziehung zwischen  $NSALF = 1$  in niederschlagsfreien Zeiten und  $NSALF = 0$  ab einer Niederschlagsintensität von 0,5 mm/h angenommen. Dies bedeutet, dass bei einer Niederschlagsintensität von mehr als 0,5 mm/h bzw. 12 mm/Tag die potentielle Evapotranspiration gleich 0 ist.

$$ETP_t = ET_{0,t} \cdot ETSLPCOR \cdot NSALF_t \quad (46)$$

mit	ETP	potentielle Evapotranspiration für geneigte Fläche und aktuelle Wassersättigung der Luft (m)
	ETSLPCOR	Korrekturfaktor für die Hangneigung
	NSALF	Proportionalitätsfaktor für die Wassersättigung der Luft (NSALF = 1 niederschlagsfreie Zeit, NSALF = 0 ab Niederschlagsintensität von 0,5 mm/h)

### 12.1.3.2 Aktuelle Evapotranspiration

Ausgehend von der so ermittelten potentiellen Evapotranspiration erfolgt die Berechnung der einzelnen Komponenten der aktuellen Evapotranspiration in den Modulen für Schnee, Interzeption und Boden:

$$ETAT_t = ETAI_t + ETAS_t + ETA_t \quad (47)$$

mit	ETAT	gesamte aktuelle Evapotranspiration (m)
	ETAI	aktuelle Evapotranspiration aus dem Interzeptionsspeicher (siehe Interzeption, m)
	ETAS	aktuelle Evapotranspiration aus dem Schneemodell (siehe Fuchs, 1998, m)
	ETA	aktuelle Evapotranspiration aus dem Bodenspeicher (siehe Kapitel 2.1.3, m)

### 12.1.4 Interzeption

Die Interzeption wird durch einen Speicher repräsentiert, dessen maximales Speichervermögen durch den Parameter mit INTMAX angegeben wird. Der Wert kann für jede Vegetationsklasse und jeden Monat angegeben werden, um den Jahresgang der Interzeptionsverdunstung zu berücksichtigen. Die Speicherhöhe ist gleichzusetzen mit der mittleren maximalen Interzeptionskapazität der Vegetation.

Bei Niederschlag können maximal 50% des gefallenen Niederschlags im Interzeptionsspeicher zwischengespeichert werden.

Der Inhalt des Speichers wird nur durch Verdunstung verringert. Über die mittlere maximale Interzeptionskapazität  $INTMAX$  erfolgt auch die Aufteilung der zur Verfügung stehenden potentiellen Verdunstung auf Boden- und Interzeptionsverdunstung. Der Anteil an der potentiellen Verdunstung aus dem Interzeptionsspeicher  $ETPI$  ergibt sich aus:

$$ETPI_t = ETP_t \cdot \frac{1.5 \cdot INTMAX}{(1.5 \cdot INTMAX) + 1} \quad (48)$$

Die aktuelle Evapotranspiration bzw. der Interzeptionsverlust ist bei ausreichender Speicherfüllung gleich der potentiellen Verdunstung, andernfalls gleich der Wassermenge im Speicher.

Der Anteil des Niederschlags, der nicht im Interzeptionsspeicher zurückgehalten wird, ergibt den Input für das Schnee- bzw. das Bodenmodul.

### 12.1.5 Schneemodell

Die physikalischen Vorgänge die durch das Schneemodell abgebildet werden sind:

- Schneeakkumulation (Aufbau einer Schneedecke durch sukzessive Schneefälle)
- Schneeschmelze (Umwandlung von Schnee in Schmelzwasser)
- Innere Prozesse (Schmelzwasserrückhalt, Schmelzwasserabfluss, Wiedergefrieren, Änderungen der Dichte)

Die Berechnungen des Schneemodells erfolgen aufgeteilt in bis zu 10 Schneeklassen, um die Verteilung der Schneehöhen innerhalb einer Modellzone zu berücksichtigen. Eine detaillierte Beschreibung des Schneemodells findet sich in Fuchs (1998).

#### 12.1.5.1 Schneeakkumulation

Das Modell summiert laufend die als Schnee gefallenen Niederschläge für die unterschiedlichen Schneeklassen auf und speichert die Systemzustände der Schneewasserwerte und Schneedichte. Die Verteilung des Neuschnees auf die einzelnen Schneeklassen erfolgt entsprechend einer Log-Normalverteilung, die durch den Parameter  $NVAR$  definiert wird.

#### 12.1.5.2 Schneeschmelze

Die Berechnung der Schneeschmelze erfolgt mittels Temperatur-Index-Verfahren. Bei dieser Methode wird davon ausgegangen, dass zwischen mittlerer Lufttemperatur und Schmelzrate eine lineare Beziehung besteht (vgl. Hock 2003), die durch einen Schmelzfaktor  $CT$  beschrieben wird. Damit wird die durch Lufttemperatur  $LT$  verursachte potentielle Schmelzrate  $TEMPM$  berechnet:

$$TEMPM = LT_t \cdot CT_t \quad (49)$$

Der zeitlich veränderliche Schmelzfaktor  $CT_t$  ist abhängig von der Jahreszeit und von Schneealter. Der jahreszeitliche Verlauf hängt mit dem Jahresgang der Strahlung zusammen und wird durch einen minimale Schmelzfaktor  $CTMIN$  am 21. Dezember und einen maximale Schmelzfaktor  $CTMAX$  am 21. Juni beschrieben. Zwischen diesen beiden Extrema wird ein sinusförmiger Kurvenverlauf von  $CT$  angenommen (vgl. Anderson 1973).

Das Schneealter spielt aufgrund der stärkeren Reflexion kurzweiliger Strahlung durch Neuschnee eine Rolle. Die daraus resultierende Reduktion des Schmelzfaktors ist am Tag des Schneefalls am größten,

sie wird durch den Parameter CTRED festgelegt. Einer empirischen Funktion folgend nimmt sie mit der Zeit ab, bis nach 15 schneefallfreien Tagen ein konstanter Schmelzfaktor erreicht ist.

Die potentielle Schmelzrate RAINM, die durch auf Schnee fallenden Regen verursacht wird, wird in Abhängigkeit von der Temperatur des Regenwassers (näherungsweise der Lufttemperatur) berechnet:

$$RAINM_t = P_{S_t} \cdot C_w \cdot LT_t \quad (50)$$

mit

P <sub>s</sub>	Regen, der nicht im Interzeptionsspeicher zurückgehalten wird (m)
C <sub>w</sub>	Konstante, Verhältnis der spezifischen Wärme des Wasser [4,186 kJ/(kg*K)] zur Schmelzwärme [333,66 kJ/kg]
LT	Lufttemperatur (°C)

Die aktuelle Schneeschmelze berechnet sich aus diesen beiden Anteilen. Beeinflusst wird der Wert noch durch die Schneedichte und durch Sublimation, begrenzt ist er in jeder Schneeklasse durch den vorhandenen Schneewasserwert.

### 12.1.6 Grundwasserspeicher

Das Grundwasser wird durch einen linearen Speicher für ein gesamtes Teileinzugsgebiet abgebildet. Die Zusickerung in mm aus den einzelnen Zonen wird mit der jeweiligen Zonenfläche gewichtet. Der Verlauf der Speicherfüllung BW dieses Speichers mit nur einem Auslass und ohne Schwellenwert des Abflusses ergibt sich aus:

$$BW_t = TAB \cdot QIN - TAB \cdot \left( QIN - \frac{BW_{t-1}}{TAB} \right) \cdot e^{-\Delta t / TAB} \quad (51)$$

mit

QIN	Zusickerung (m)
TAB	Speicherkonstante (s)
Δt	Dauer des Zeitschritts t (s)

### 12.1.7 Gerinnerouting

Die Abbildung des Gerinneroutings erfolgt ebenfalls über einen linearen Speicher ohne Schwellenwert, die Berechnung entspricht jener des Grundwasserspeichers.

## 12.2 Parameterwerte

In der folgenden Tabelle sind die Werte der Modellparameter in den Anwendungen an Lammer und Strem angeführt, die in den Monte-Carlo-Simulationen nicht variiert wurden.

Zuerst werden die Parameter der maximalen Interzeptionskapazität INTMAX (mm) und der Korrekturfaktor der Evapotranspiration für die Vegetation (der *crop coefficient* ETVEGCOR) angeführt (Tabelle 1). Diese werden für jede Vegetationsklasse NC und jedes Monat spezifiziert. In der Anwendung an der Lammer wurde nur eine Vegetationsklasse angenommen.

In Tabelle 2 auf der folgenden Seite werden die Parameter angeführt, die für eine Modellzone (Dimension NB,IZ) oder für ein Subbasin (Dimension NB) gelten. Für gleichmäßig vergebene Parameter ist der Wert in der Spalte Mittel eingetragen, für verteilte Parameter wird dort der Mittelwert angeführt und zusätzlich Minimum und Maximum. In der Spalte Modelle zeigen die Zahlen 1 bis 4 an, in welchen der hier beschriebenen Modelle der Parameter zum Einsatz kommt. 1 bedeutet dabei COSERO-Hang, 2 kW-Wang, 3 swm-lateral und 4 swm-vertikal. Der Hinweis: MC bedeutet, dass der jeweilige Parameter bei dem angeführten Modell in den Monte-Carlo-Simulationen variiert wurde.

**Tabelle 1: Parameter INTMAX und ETVEGCOR**

Lammer		Monat					
NC	INTMAX	4	5	6	7	8	9
1	Lumped	1.3	1.7	2.0	2.0	2.0	2.0
NC	ETVEGCOR						
1	Lumped	1.1	1.1	1.1	1.1	1.1	1.1

Strem		Monat					
NC	INTMAX	4	5	6	7	8	9
1	Ackerland/Grünland (AG)	0.3	0.7	1.0	1.0	1.0	1.0
2	Laub-/Mischwald (LMW)	1.3	1.7	2.0	2.0	2.0	2.0
3	Nadelwald (NW)	3.7	3.8	4.0	4.0	4.0	4.0
4	AG / LMW	0.8	1.2	1.5	1.5	1.5	1.5
5	AG / NW	2.0	2.25	2.5	2.5	2.5	2.5
6	LMW / NW	2.5	2.75	3.0	3.0	3.0	3.0
7	Gemischt	1.76	2.06	2.33	2.33	2.33	2.33
NC	ETVEGCOR						
1	Ackerland/Grünland (AG)	0.65	0.78	0.98	0.98	0.98	0.9
2	Laub-/Mischwald (LMW)	0.6	0.9	1.1	1.1	1.1	0.9
3	Nadelwald (NW)	0.8	1.0	1.05	1.05	1.05	1.0
4	AG / LMW	0.63	0.84	1.04	1.04	1.04	0.9
5	AG / NW	0.73	0.89	1.01	1.01	1.01	0.95
6	LMW / NW	0.7	0.95	1.08	1.08	1.08	0.95
7	Gemischt	0.68	0.89	1.04	1.04	1.04	0.93

**Tabelle 2: Parameterwerte**

Parameter	Dim.	Einheit	COSERO-Hang: 1, kW-Wang: 2 swm-lateral: 3, swm-vertikal: 4		Einzugsgebiet						
			Bedeutung	Modell	Lammer			Strem			
					Mittel	Min	Max	Mittel	Min	Max	
BW0INI	NB, IZ	/	Startzustand Bodenfeuchte	1,2	0.8				0.6		
BW1INI	NB, IZ	mm	Startzustand Speicher 1 (Oberflächenabfluss)	1,2	0				0		
BW2INI	NB, IZ	mm	Startzustand Speicher 2 (Zwischenabfluss)	1,2	0				0		
BW3INI	NB, IZ	mm	Startzustand Speicher 3 (Basisabfluss)	1,2,3,4	250				20		
BW4INI	NB, IZ	mm	Startzustand Speicher 4 (lokales Routing)	1,2,3,4	0				0		
BW5INI	NB	m <sup>3</sup>	Startzustand Speicher 5 (Gerinneouting)	1,2,3,4	0				0		
CTMAX	NB, IZ	mm/°C /d	Maximaler Schneeschmelzfaktor am 21. Juni	1,2,3,4	3.97	3.54	4.66		3.22		
CTMIN	NB, IZ	mm/°C /d	Minimaler Schneeschmelzfaktor am 21. Dez.	1,2,3,4	2.22	1.86	2.58		1.95		
DFZON	NB, IZ	km <sup>2</sup>	Zonenfläche	1,2,3,4	1.12	0.3	4.22		1.96	0.25	6.76
ELEV	NB, IZ	m	mean elevation of the zone	1,2,3,4	1216	665	2211		327	245	422
ETSLPCOR	NB, IZ	/	ETP-Korrekturfaktor für Geländeneigung	1,2,3,4	1				1		
ETSYSCOR	NB, MON	/	ETP-Korrekturfaktor für systematischer Fehler	1,2,3,4	1				1		
EVPNS	NB, IZ	mm/h	Niederschlagsintensität ab der ETP=0	1,2,3,4	0.7				0.7		
EVPSNO	NB	/	ETP-Korrekturfaktor für Schneesublimierung	1,2,3,4	0.3				0.3		
EZFL	NB	km <sup>2</sup>	Subbasin-Flächen	1,2,3,4	9.25	1.87	21.1		7.28	2.32	11.4
FK	NB, IZ	/	Feldkapazität (Maximaler Speicherstand Bodenspeicher)	1,2	0.18				0.3		
FKFAK	NB, IZ	/	Schwellenwert der Bodenfeuchte zur Reduktion der ETA	1,2,3,4	0.6				MC		
KBF	NB, IZ	h	Speicherkonstante der langsamen Versickerung aus dem Bodenspeicher	1	5000				7000		
M	NB, IZ	mm	Bodenmächtigkeit	1,2	400				750		
NVAR	NB, IZ	/	Varianz der Log-Normal- Verteilung des Neuschnees	1,2,3,4	0.5				0.5		
PEX2	NB, IZ	/	Manning-Rauhigkeit der Geländeoberfläche	3,4 2:MC	0.5				0.5		
PWP	NB, IZ	/	Permanenter Welkepunkt (Minimaler Speicherstand Bodenspeicher)	1,2	0.07				0.12		
RAINTRT	NB, IZ	°C	Grenztemperatur Regen	1,2,3,4	3				3		
SNOWTRT	NB, IZ	°C	Grenztemperatur Schnee	1,2,3,4	0				1		
TAB3	NB	h	Speicherkonstante Speicher 3 (Basisabfluss)	1,2,3,4	4266				3500		
TAB4	NB, IZ	h	Speicherkonstante Speicher 4 (lokales Routing)	1,2,3,4	0.2				0.1		
TAB5	NB	h	Speicherkonstante Speicher 5 (Gerinnerouting)	1,2,3,4	0.11				0.1		
THRT	NB, IZ	°C	Grenztemperatur Schneesmelze	1,2,3,4	0				0		
UADJ	NB, IZ	/	Hangneigung (kinem. Welle)	2	0.49	0.20	1.23		0.08	0.02	0.15
XAB1	NB, IZ	/	Hanglänge (kinem Welle)	2	511	258	1003		678	298	1483

## 12.3 Analyisierte Abflussereignisse

In den folgenden Tabellen sind die Zeiträume angeführt, die als Ereignisperioden für die Gütebeurteilung in den beiden Anwendungen an der Lammer (Tabelle 3, Tabelle 4 und Tabelle 5) und an der Strem (Tabelle 6) ausgewählt wurden. Für die Ereignisse an der Lammer wird zusätzlich die Grenze zwischen den *driven* und *non-driven periods* angegeben.

**Tabelle 3: Abflussereignisse Lammer, Sommer 2005**

Ereignis	Beginn	<i>driven / non-driven</i>	Ende
1	1.7. 18:00	2.7. 18:00	3.7. 21:15
2	4.7. 23:30	5.7. 19:15	6.7. 19:15
3	7.7. 17:15	8.7. 07:30	9.7. 18:45
4	10.7. 13:15	12.7. 08:45	14.7. 07:00
5	17.7. 00:00	17.7. 03:15	17.7. 12:30
6	18.7. 16:15	19.7. 11:00	19.7. 17:00
7	7.8. 05:15	8.8. 12:15	9.8. 10:00
8	14.8. 14:30	-	15.8. 11:45
9	15.8. 15:30	17.8. 01:30	19.8. 00:00
10	22.8. 23:00	24.8. 08:30	25.8. 02:30
11	27.8. 20:45	27.8. 23:30	28.8. 06:00
12	16.9. 17:45	18.9. 06:45	19.9. 04:30
13	26.9. 22:45	27.9. 18:30	28.9. 06:00
14	29.9. 17:00	30.9. 14:45	30.9. 23:30

**Tabelle 4: Abflussereignisse Lammer, Sommer 2004**

Ereignis	Beginn	<i>driven / non-driven</i>	Ende
1	9.7. 00:45	9.7. 04:15	9.7. 10:30
2	14.7. 02:15	14.7. 05:30	14.7. 15:30
3	15.7. 03:45	15.7. 10:15	15.7. 21:15
4	24.7. 23:00	25.7. 09:00	25.7. 23:15
5	26.7. 14:30	27.7. 00:00	27.7. 12:45
6	14.8. 10:00	15.8. 07:15	15.8. 22:30
7	21.8. 22:15	22.8. 05:00	22.8. 13:00
8	25.8. 20:45	27.8. 06:15	28.8. 10:45
9	30.8. 20:45	31.8. 02:15	31.8. 07:45
10	31.8. 08:00	31.8. 15:45	31.8. 23:00
11	4.9. 02:45	4.9. 06:00	4.9. 08:30
12	4.9. 09:45	4.9. 13:00	4.9. 17:45
13	15.9. 12:30	15.9. 19:15	16.9. 04:30
14	22.9. 19:30	24.9. 02:45	24.9. 14:00
15	25.9. 16:00	26.9. 02:15	26.9. 20:00
16	29.9. 19:00	30.9. 01:30	30.9. 07:00

**Tabelle 5: Abflussereignisse Lammer, Sommer 2006**

Ereignis	Beginn	<i>driven / non-driven</i>	Ende
1	7.7. 15:45	7.7. 21:00	8.7. 03:00
2	12.7. 14:30	12.7. 17:45	13.7. 03:15
3	29.7. 03:30	29.7. 13:00	29.7. 16:30
4	3.8. 07:45	4.8. 21:15	5.8. 11:00
5	5.8. 21:30	7.8. 09:45	9.8. 09:00
6	12.8. 06:00	12.8. 14:45	12.8. 21:00
7	24.8. 17:45	25.8. 00:00	25.8. 04:30
8	30.8. 09:30	31.8. 09:30	1.9. 04:00
9	18.9. 08:45	19.9. 09:45	20.9. 10:30

**Tabelle 6: Abflussereignisse Strem****Sommer 2005**

Ereignis	Beginn	Ende
1	15.6. 17:45	16.6. 10:30
2	26.6. 18:45	26.6. 22:00
3	5.7. 12:15	6.7. 5:15
4	10.7. 6:45	10.7. 21:30
5	11.7. 11:45	12.7. 0:30
6	12.7. 22:30	13.7. 13:45
7	13.8. 16:30	13.8. 22:15
8	14.8. 23:00	15.8. 22:00
9	21.8. 12:00	21.8. 15:45
10	21.8. 17:45	21.8. 23:00
11	22.8. 13:45	23.8. 1:15

**Sommer 2004**

	Beginn	Ende
1	2.6. 8:45	2.6. 16:15
2	11.6. 17:00	12.6. 16:00
3	12.6. 16:00	15.6. 5:00
4	20.6. 0:30	20.6. 14:00
5	20.6. 14:00	21.6. 17:00
6	22.6. 20:15	23.6. 11:30
7	24.6. 21:15	25.6. 6:45
8	25.6. 6:45	27.6. 17:30
9	1.7. 19:30	2.7. 6:15
10	2.7. 9:30	2.7. 18:45
11	2.7. 18:45	3.7. 19:15
12	19.7. 13:45	20.7. 3:15
13	7.8. 8:15	7.8. 14:45

**Sommer 2006**

	Beginn	Ende
1	27.6. 21:30	28.6. 1:15
2	29.6. 8:15	29.6. 19:00
3	29.6. 19:00	30.6. 0:15
4	12.7. 20:15	12.7. 22:00
5	12.7. 22:00	13.7. 2:30
6	25.7. 13:45	25.7. 16:45
7	20.8. 17:45	21.8. 0:45
8	25.8. 5:00	25.8. 16:30

# LEBENS LAUF

## Persönliche Daten

Name: Philipp Stanzel  
Geburtsdatum: 27.02.1976  
Geburtsort: Wien  
Staatsbürgerschaft: Österreich  
Familienstand: Verheiratet, 1 Kind

## Beruflicher Werdegang

2006 - 2012 Institut für Wasserwirtschaft, Hydrologie und konstruktiven Wasserbau,  
BOKU Wien  
Wissenschaftlicher Mitarbeiter  
Forschungsschwerpunkte: Niederschlag-Abfluss-Modellierung, Auswirkungen  
des Klimawandels auf die Hydrologie, Hochwasservorhersage, Ermittlung von  
Bemessungshochwässern

2004 - 2006 Donau Consult Zottl & Erber Ziviltechniker G.m.b.H., Wien  
Technischer Angestellter und Projektleiter

2004 Naturschutzbund Österreich, Burgenland  
Feldaufnahmen für ein Feuchtgebietsinventar

2003 / 2004 Diakonie Flüchtlingsdienst, Wien  
Zivildienst in einem Asylwerberheim

2001 / 2002 International Water Management Institute, Colombo, Sri Lanka  
Forschungspraktikum

## Ausbildung

2006 - 2012 Doktoratsstudium der Bodenkultur

1997 / 1998 Technische Universität Valencia, Spanien  
Erasmus-Stipendium

1994 - 2003 Studium der Kulturtechnik und Wasserwirtschaft, BOKU Wien  
Spezialisierungen: Hydrologie und Wasserwirtschaft, Gewässerökologie,  
Wasserwirtschaft in Entwicklungsländern  
Diplomarbeit über die Auswirkungen von Bewässerungsmaßnahmen auf die  
Hydrologie eines Feuchtgebietes in Sri Lanka

1986 - 1994 Bundesgymnasium 1, Stubenbastei 6-8, Wien