



Universität für Bodenkultur Wien
Department für Wasser – Atmosphäre - Umwelt
Institut für Wasserwirtschaft, Hydrologie und konstruktiven Wasserbau
Vorstand: Univ.Prof.Dipl.Ing.Dr.nat.techn. Helmut Habersack

Zeitlich hochaufgelöste inverse Modellierung von Gebietsniederschlägen aus Abflussmessungen

Dissertation
zur Erlangung des Doktorgrades
an der Universität für Bodenkultur Wien

Eingereicht von
Dipl.Ing. Mathew Herrnegger

Betreuer: Em.O.Univ.Prof.Dipl.Ing.Dr.Dr.h.c. Hans-Peter Nachtnebel
Univ.-Doz.Dr. Fritz Neuwirth

Wien, Juni 2013

Danksagung

Anfang 2009 habe ich mir erste Gedanken zur Notwendigkeit der Berechnung und Analyse der potentiellen Evapotranspiration für Österreich gemacht. Die ersten Arbeiten zur inversen Modellierung von Gebietsniederschlägen begannen rund ein Jahr später. Hintergrund dafür waren vor allem die Erfahrungen, die, gemeinsam mit den Kollegen von der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (ZAMG), bei der Bearbeitung der Projekte „Hochwasserprognose Enns-Steyr“ (Nachtnebel et al., 2010) und „HYDROCAST“ (Bica et al., 2011) gemacht wurden. In dieser Zeit haben mich viele Menschen begleitet und unterstützt. Mein besonderer Dank gilt:

Prof. Nachtnebel, für das Teilen seiner Weisheit und langjährigen Erfahrung, den Hilfestellungen und die kreative und konstruktive Art, Probleme zu lösen. Die Möglichkeit und Zusage, auch außerhalb von Projekten und ohne direkte Finanzierung Teile der Dissertation zu bearbeiten, sowie die gewährten Freiheiten, haben wesentlich dazu beigetragen, die Arbeit abzuschließen und meine Freude und Neugier am Forschen zu erhalten;

Dr. Fritz Neuwirth, für seine wertvollen Kommentare bei den Dissertantenseminaren und die Begutachtung dieser Arbeit;

Philipp Stanzel, für die Gespräche, Diskussionen und Motivation, das inverse Modell als etwas Besonderes und Einmaliges zu sehen;

Harald Kling, für die Überlassung der analytisch gelösten Speichergleichungen, die den Einstieg in das „Rückwärtsrechnen“ erleichtert haben;

Tobias Senoner, für die Garantie, dass Arbeitstage und vielfach auch die Freizeit immer lustig und spannend sind;

Ulrich Haberl, für die kreativen Ideen, hydrologische Probleme anzugehen und die Excel-Tricks;
sämtlichen KollegInnen am IWHW, für Ideen, Austausch von Erfahrungen und die immer angenehme gemeinsame Zeit;

den Kollegen Benedikt Bica, Thomas Haiden, Reinhard Nolz, Johann Fank und den Mitarbeitern der hydrographischen Dienste und des HZB für die unkomplizierte Überlassung von Daten;

Jakob Lederer, Raimund Mair und Panagiotis Spyridis, für die Diskussionen jenseits der Hydrologie;
meinen Eltern Agnes und Tony, für die Unterstützung und die Vermittlung des kategorischen Imperativs, von Offenheit, Neugier und Mut;

und schließlich Ramona, für Liebe, Verständnis und unser gemeinsames Leben.

Abstract

Rainfall exhibits a high spatio-temporal variability, especially in complex alpine terrain. Additionally the density of the monitoring network is low and measurements are subjected to major errors. This can lead to significant uncertainties in the calculation of areal rainfall, which however represent an important basis for meteorological and water resources related topics. The most reliable hydrological information available refers to runoff observations. The aim of this work is therefore the calculation of areal rainfall on the basis of runoff measurements. Based on the conceptual rainfall-runoff (R-R) model COSERO, two different methods are presented to inversely simulate rainfall with runoff observations as input. For the first approach, the R-R-model is formulated with analytically solved equations, which allows a straightforward inversion of the model (model M1). In the second approach, the more realistic model M2, which includes interception and routing, is embedded in an iteration algorithm. For every time step a rainfall value is determined, which results in a simulated runoff value that corresponds to the observation. Generally, the inverse simulations can only be performed for periods, in which runoff is not affected by snowmelt and with a lumped model setup. To verify the existence, uniqueness and stability of the inverse rainfall, numerical experiments with synthetic hydrographs as inputs into the inverse models are carried out successfully. The application of the inverse model M2 with runoff observations as driving input is performed for the Schliefaubach- (17.9 km²) and Krems-catchment (38.4 km²), both situated in the northern Austrian Alpine foothills. The results show that the inverse model is able to calculate areal rainfall in a high temporal resolution of 60-min successfully. Compared to station observations, the inverse rainfall sums and time series have a similar goodness of fit, as the independent INCA rainfall analysis of Austrian Central Institute for Meteorology and Geodynamics (ZAMG). Compared to observations, the inverse rainfall estimates show larger rainfall intensities and a higher variance, due to oscillations in the inverse rainfall. It is however shown, that the oscillations can be eliminated with a simple weighted moving average filter. The cold start conditions in the inverse model do not influence the inverse rainfall, when considering an adequate spin-up time. Based on the inverse model, a method is presented to analyze the theoretical limitations of model structures to simulate observed runoff exactly. In addition, the influence of different methods for calculating potential evapotranspiration on the inverse rainfall is investigated. Due to the availability of high-resolution meteorological data (1x1 km², 15-/60-min) of global radiation, air temperature, wind speed and relative humidity, different calculations of potential evapotranspiration are performed and analyzed for Austria (~84 000 km²). Especially above 1500 m a.s.l., the potential evapotranspiration estimates calculated with the energy-balance based approach of ASCE Penman-Monteith are significantly higher, compared to the temperature-based methods of Hargreaves and Thornthwaite. Since the validation of the models with lysimeter data shows, that the energy-balance based approach is clearly superior, it can be concluded that the usage of air temperature as a proxy is, especially at higher altitudes with lower air temperatures, insufficient to calculate potential evapotranspiration

Keywords: inverse hydrological modeling, areal rainfall, potential evapotranspiration, Austria

Kurzfassung

Niederschlag ist, vor allem in alpinen Gebieten, durch eine hohe raum-zeitliche Variabilität gekennzeichnet. Dies kann, aufgrund der geringen Messnetzdichte, der Mess- und Interpolationsfehler, zu nennenswerten Unsicherheiten bei der Berechnung des Gebietsniederschlags führen. Unter den beobachteten Wasserbilanzgrößen ist die Abflussmessung mit der geringsten Unsicherheit verbunden. Das Ziel dieser Arbeit ist daher die zeitlich hochaufgelöste Berechnung von Gebietsniederschlägen auf der Grundlage von Abflussbeobachtungen. Es werden auf Basis des konzeptionellen Niederschlags-Abfluss-Modells COSERO zwei unterschiedliche Methoden präsentiert, um inverse Simulationen, mit Abflussbeobachtungen als Eingangsgröße, durchzuführen. Für den ersten Ansatz wird das N-A-Modell mit analytisch gelösten Gleichungen formuliert, was eine unkomplizierte Invertierung des Modells ermöglicht (Modell M1). In einem zweiten Ansatz wird auf Basis des realistischeren Modells M2, das Interzeption und Routing berücksichtigt, der Gebietsniederschlag iterativ berechnet. Dafür wird Modell M2 in einen Iterationsalgorithmus eingebettet. Es wird für jeden Zeitschritt jener Niederschlagswert ermittelt, der eine Abflusssimulation zur Folge hat, die der Beobachtung entspricht. Generell kann die inverse Simulation nur in Zeiträumen sinnvoll zur Anwendung kommen, in denen der Abfluss nicht von der Schneeschmelze beeinflusst ist. Weiters kann die Simulation nur mit flächenaggregierten Modellen erfolgen. Um die Existenz, Eindeutigkeit und Stabilität der invers berechneten Gebietsniederschläge zu überprüfen, werden numerische Experimente mit synthetischen Abflussganglinien als Input erfolgreich durchgeführt. Die Anwendung und Berechnung von Gebietsniederschlägen mit realen Abflussbeobachtungen als Modellinput erfolgt für das Schliefaubach- (17.9 km²) und Krems-Einzugsgebiet (38.4 km²) im nördlichen österreichischen Alpenvorland. Die Ergebnisse zeigen, dass das inverse Modell sehr gut in der Lage ist, Gebietsniederschläge zu berechnen. Im Vergleich zu Stationsbeobachtungen haben die inversen Niederschlagssummen und -zeitreihen eine ähnliche Güte und Qualität, wie die von der inversen Modellierung unabhängigen INCA-Niederschlagsanalysen der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (ZAMG). Tendenziell weisen die inversen Niederschläge dabei höhere Intensitäten und Varianzen auf. Die hohen Varianzen können auf Oszillationen der inversen Niederschläge zurückgeführt werden. Eine Erweiterung des inversen Modells mit einem Filter ermöglicht jedoch die Eliminierung dieser Oszillation und führt zu einer nennenswerten Verbesserung der Güte der inversen Niederschläge. Kaltstartzustände im Modell haben, nach einer Warmlaufperiode, keinen Einfluss auf den inversen Gebietsniederschlag. Weiters wird auf Grundlage des inversen Modells eine Methode präsentiert, um numerisch bedingte Grenzen einer Modellstruktur, die Abflussbeobachtung exakt zu simulieren, zu analysieren. Zusätzlich wird der Einfluss unterschiedlicher Berechnungsmethoden der potentiellen Evapotranspiration auf den inversen Niederschlag untersucht. Aufgrund der Verfügbarkeit der raum-zeitlich hochaufgelösten INCA-Analysen (1x1 km², 15-/60-min) der Parameter Globalstrahlung, Lufttemperatur, Windgeschwindigkeit und relativen Feuchte werden potentielle Evapotranspirationsberechnungen für Gesamtösterreich (~84 000 km²) durchgeführt und analysiert. Vor allem über 1500 m ü.A. zeigen sich nach der Energiebilanzmethode nach ASCE-Penman-Monteith signifikant höhere potentielle Evapotranspirationssummen als bei den temperaturbasierten Methoden nach Hargreaves und Thornthwaite. Nachdem die Validierung der Berechnungsmodelle mit Lysimeterdaten zeigt, dass der energiebilanzbasierte Ansatz deutlich überlegen ist, kann geschlossen, dass die Verwendung der Lufttemperatur als Ersatzwert, vor allem in höheren Lagen mit niedrigeren Lufttemperaturen, unzureichend ist, um die potentielle Evapotranspiration zu berechnen.

Schlagworte: Inverse hydrologische Modellierung, Gebietsniederschlag, potentielle Evapotranspiration, Österreich

Inhalt

DANKSAGUNG	I
ABSTRACT	II
KURZFASSUNG	III
INHALT	IV
1. EINLEITUNG UND PROBLEMSTELLUNG	1
2. ZIELSETZUNGEN	7
2.1 INVERSE MODELLIERUNG VON GEBIETSNIEDERSCHLÄGEN	7
2.2 POTENTIELLE EVAPOTRANSPIRATION	8
3. METHODIK	10
3.1 INVERSE MODELLIERUNG VON GEBIETSNIEDERSCHLÄGEN	10
3.1.1 Vorwärtsmodelle – vom Niederschlag zum Abfluss	10
3.1.1.1 Modell M1.....	13
3.1.1.2 Modell M2.....	14
3.1.2 Inverse Modelle - vom Abfluss zum Niederschlag.....	16
3.1.2.1 Modell M1 - Ansatz der analytischen Invertierung der Modellgleichungen.....	16
3.1.2.2 Modell M2 - Ansatz der iterativen Berechnung des Niederschlages	18
3.1.3 Überprüfung der inversen Modelle anhand numerischer Experimente	21
3.1.4 Kalibrierung der Parameter für die Modellanwendung.....	22
3.1.5 Analyse der Modellparameter und Modellstruktur mit dem inversen Modell.....	23
3.2 POTENTIELLE EVAPOTRANSPIRATIONSMODELLE.....	24
3.2.1 Methode nach ASCE-Penman-Monteith.....	26
3.2.2 Methode nach Hargreaves	26
3.2.3 Methode nach Thornthwaite.....	27
4. UNTERSUCHUNGSGEBIETE UND DATENGRUNDLAGEN	28
4.1 POTENTIELLE EVAPOTRANSPIRATION FÜR ÖSTERREICH.....	28
4.1.1 Untersuchungsgebiet und Simulationsperioden	28
4.1.2 Meteorologische Datengrundlagen.....	29
4.1.2.1 INCA-Analysen.....	29
4.1.3 Lysimeterdaten	37
4.2 INVERSE MODELLIERUNG.....	38
4.2.1 Untersuchungsgebiete und Simulationsperioden	38
4.2.2 Datengrundlagen.....	40
4.2.2.1 Niederschlag.....	40
4.2.2.2 Potentielle Evapotranspiration.....	40
4.2.3 Simulationsperioden.....	41
5. ERGEBNISSE UND DISKUSSION	42
5.1 POTENTIELLE EVAPOTRANSPIRATION FÜR ÖSTERREICH.....	42
5.1.1 Validierung der Evapotranspirationsmodelle mit Lysimeterdaten.....	42
5.1.2 Räumliche Verteilung der potentiellen Evapotranspiration für Österreich	47
5.1.2.1 ASCE-Penman-Monteith.....	47

5.1.2.2	Hargreaves.....	48
5.1.2.3	Thornthwaite	49
5.1.2.4	DigHAO	51
5.1.3	<i>Transekte der potentiellen Evapotranspiration.....</i>	52
5.1.4	<i>Räumliche Trends der potentiellen Evapotranspirationsrealisierungen.....</i>	55
5.1.5	<i>Mittlere potentielle und aktuelle Evapotranspiration für Österreich.....</i>	58
5.2	INVERSE MODELLIERUNG VON GEBIETSNIEDERSCHLÄGEN.....	60
5.2.1	<i>Modellvalidierung mittels numerischer Experimente und synthetischer Abflussganglinien.....</i>	60
5.2.1.1	Modell M1 - Ansatz der analytischen Invertierung der Modellgleichungen.....	60
5.2.1.2	Modell M2 - Ansatz der iterativen Berechnung des Niederschlages	65
5.2.1.3	Festlegung des angewandten Ansatzes	68
5.2.2	<i>Parameterkalibrierung und –validierung für die inverse Modellierung</i>	69
5.2.2.1	Gütekriterien.....	69
5.2.2.2	Wasserbilanzkomponenten	70
5.2.2.3	Simulation des Abflusses.....	71
5.2.2.4	Validierung des Vorwärtsmodells M2.....	75
5.2.3	<i>Abflusssimulation mit dem inversen Modell.....</i>	76
5.2.3.1	Gütekriterien.....	76
5.2.3.2	Wasserbilanzkomponenten	77
5.2.3.3	Hydrographen.....	79
5.2.3.4	Dauerlinien	81
5.2.4	<i>Niederschlagssimulation mit dem inversen Modell.....</i>	82
5.2.4.1	Niederschlagssummen	82
5.2.4.2	Gütemaße	85
5.2.4.3	Zeitreihendiagramme des Niederschlages	88
5.2.4.4	Sonstige Diagnoseplots.....	91
5.2.4.5	Ereignisbezogene Analyse der inversen Niederschlagsberechnung.....	95
5.2.5	<i>Einfluss der Anfangsbedingungen auf den inversen Gebietsniederschlag</i>	97
5.2.6	<i>Einfluss der potentiellen Evapotranspiration auf den Gebietsniederschlag</i>	101
5.2.6.1	Potentielle Evapotranspiration.....	101
5.2.6.2	Simulationen des Vorwärtsmodells	102
5.2.6.3	Simulationen des inversen Modells	103
5.2.7	<i>Schätzung der aktuellen Evapotranspiration mit dem inversem Modell</i>	108
5.2.7.1	Simulationen des inversen Modells	108
5.2.8	<i>Erweiterte Modellierung mit zusätzlicher Filterung der inversen Niederschläge.....</i>	113
5.2.8.1	Wasserbilanzkomponenten und Niederschlagssummen	115
5.2.8.2	Gütemaße	116
5.2.8.3	Streudiagramme.....	118
5.2.8.4	Ereignisbasierte Analyse	119
5.3	ANALYSE DER MODELLPARAMETER UND MODELLSTRUKTUR MIT DEM INVERSEN MODELL.....	120
6.	ZUSAMMENFASSUNG.....	123
7.	SCHLUSSFOLGERUNGEN UND AUSBLICK	129
8.	VERZEICHNISSE	133
8.1	LITERATURVERZEICHNIS	133
8.2	TABELLENVERZEICHNIS	138
8.3	ABBILDUNGSVERZEICHNIS	138

9. ANHANG	147
<i>9.1.1 Abgeleitete Konstanten.....</i>	<i>147</i>
9.1.1.1 Speicher 1 – Rascher Abfluss	147
9.1.1.2 Speicher 2 – Zwischenabfluss	148
9.1.1.3 Speicher 3 – Basisabfluss	148
9.2 MODELL M1 - ANALYTISCHE LÖSUNG DER SPEICHERGLEICHUNGEN	149
<i>9.2.1 Speicher.....</i>	<i>149</i>
9.2.1.1 Speicher 1 – Rascher Abfluss	149
9.2.1.2 Speicher 2 – Zwischenabfluss	149
9.2.1.3 Speicher 3 – Basisabfluss	150
9.2.1.4 Gesamtabfluss QSIM (Vorwärtsmodell M1).....	150
9.2.1.5 Zufluss zum Speicher 1 (QVS0) aus Abfluss (Inverses Modell M1).....	150
9.3 ZUSÄTZLICHE GLEICHUNGEN FÜR DIE POTENTIELLE EVAPOTRANSPIRATION NACH ASCE-PENMAN-MONTEITH.....	151
9.4 DIAGRAMME DER POTENTIELLEN EVAPOTRANSPIRATION: VERGLEICH BEOBACHTUNG UND BERECHNUNGEN.....	152

1. Einleitung und Problemstellung

Die Ermittlung des Gebietsniederschlags, der bei vielen hydrologischen und meteorologischen Fragestellungen einen wesentlichen Input darstellt, unterliegt einer nennenswerten Unsicherheit. Es können folgende Fehlerquellen identifiziert werden, wobei diese im Besonderen für alpine Gebiete mit komplexer Topographie relevant sind:

- Messfehler
- Samplefehler
- Modellfehler

Punktmessungen des Niederschlags, die die wichtigste Grundlage für die Interpolation von Niederschlagsfeldern und die Berechnung von Gebietsniederschlägen bilden, sind fehlerbehaftet (Tabelle 1; Sevruk, 1981, 1986; Sevruk und Nespor, 1998; Seibert und Moren, 1999; Wood et al., 2000; Fekete et al., 2004). Neben systematischen Messfehlern von bis zu 50 %, treten auch stochastische Fehler auf (Sevruk, 1986; Elias et al., 1993; Jacobs et al., 2006; Klemm und Wrzesinsky, 2007). Ein weiteres Problem stellt die Nichterfassung von Niederschlägen geringer Intensitäten, wie Nebel, Tau oder Reif, dar.

Tabelle 1: Messfehler bei der Niederschlagsmessung

Systematische Fehler	Größenordnung
Windeinfluss	2 - 10 % (Regen) 10 - 50 % (Schnee)
Benetzungsverluste	2 - 10 %
Verdunstungsverluste	0 - 4 %
Spritzer	1 - 2 %
Nebel und Tau	4 - 10%

Gerade in Gebieten mit heterogener Topographie ist der Niederschlagsprozess durch eine hohe raumzeitliche Variabilität gekennzeichnet, die durch die relativ geringe Messnetzdicke nur unzureichend erfasst wird (Samplefehler; Wood et al., 2000; Simoni et al., 2011; de Jong et al., 2002). Eine Ausnahme bildet das zu Forschungszwecken errichtete WegenerNet Klimamessnetz in der Region Feldbach / Oststeiermark, in dem auf einer Fläche von rund 20 km x 15 km 151 Messstationen betrieben werden (Kabas und Kirchengast, 2009). Eine Auswertung der Messreihen von 15 Niederschlagsstationen für eine Fläche von rund 15 km² verdeutlicht die vorhandene raumzeitliche Variabilität, sowohl für kurze (Abbildung 1 (links); 60-min Daten) als auch längere Zeiträume (Abbildung 1 (rechts); Monatsdaten).

Weitere Unsicherheiten entstehen im Zuge der Interpolation der Punktdaten (Modellfehler). Systematische Fehler treten beispielsweise auf, wenn in alpinen Gebieten keine Höhenabhängigkeit des Niederschlags bei der Regionalisierung berücksichtigt wird. Obwohl Radar- oder Satellitendaten als zusätzliche Informationsquelle zur räumlichen Struktur des Niederschlagsfeldes herangezogen werden können, sind vor allem quantitative Niederschlagsschätzungen aus Fernerkundungsdaten problematisch (Ciach und Krajewski, 1999; Borga, 2002; Krajewski und Smith, 2002).

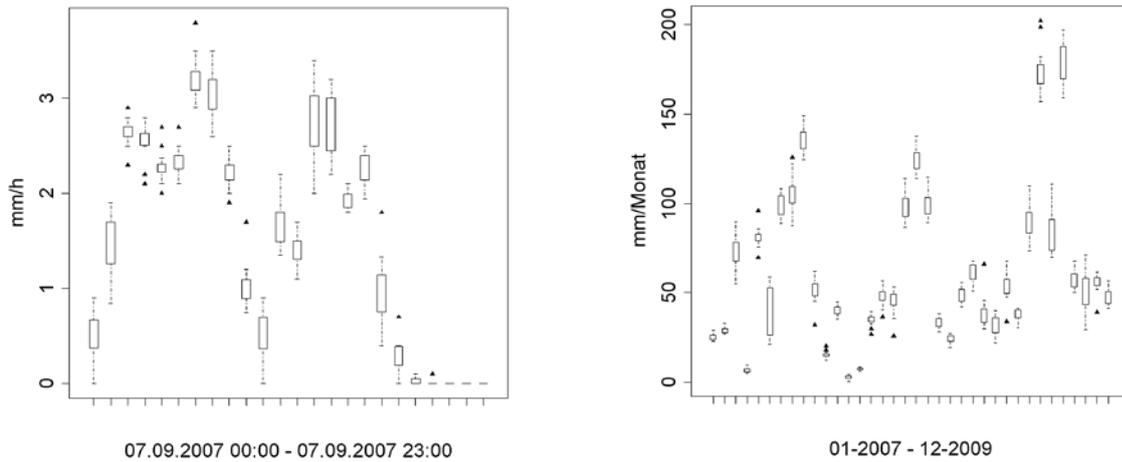


Abbildung 1: Niederschlagsstreuung für ein rund 15 km² großes Gebiet, ausgestattet mit 15 Niederschlagsmesser: 60-min-Summen (links) und Monatssummen (rechts)

Eine generelle Größenordnung der gesamten Unsicherheit, die bei der Berechnung von Gebietsniederschlägen in Folge von Mess-, Sample-, und Modellfehler entsteht, ist schwer abzuschätzen, da unterschiedliche Faktoren, wie beispielsweise Topographie, Messnetzdichte oder Interpolationsmethode, eine Rolle spielen.

Die Folge können Niederschlagsinputdaten für hydrologische Anwendungen sein, die die tatsächlichen Niederschlagsverhältnisse nur unzureichend widerspiegeln. Abbildung 2, die eine Abflussimulation am Pegel Klaus a. d. Phyrnbahn zeigt, verdeutlicht, diese Problematik (Bica et al., 2011). Obwohl die beobachtete Abflussdynamik vom Niederschlags-Abfluss-Modell generell gut wiedergegeben wird, ist eine signifikante systematische Unterschätzung des beobachteten Abflusses feststellbar. Im gezeigten Beispiel kann diese Unterschätzung vor allem auf einen Modellfehler in der Niederschlagsinterpolation zurückgeführt werden, da keine Höhenabhängigkeit des Niederschlages berücksichtigt wurde.

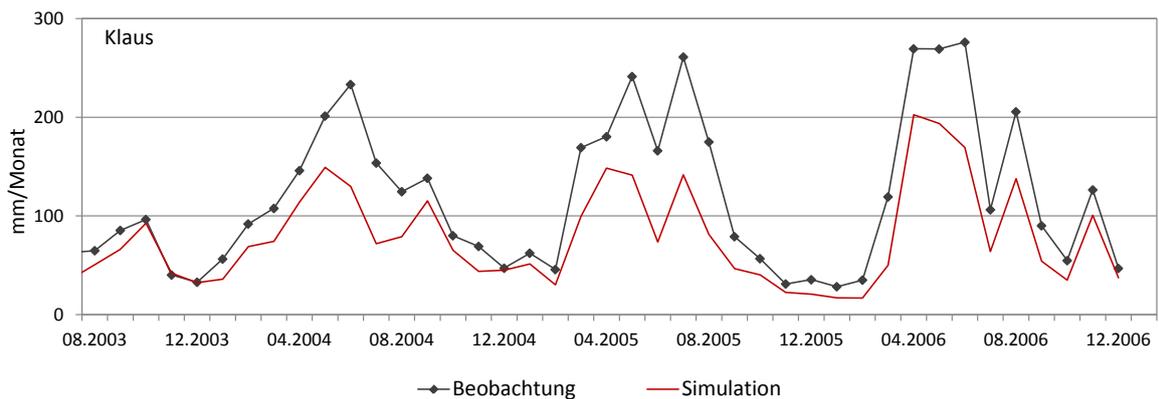


Abbildung 2: Signifikante Unterschätzung des beobachteten Abflusses bei der N-A-Modellierung aufgrund der unzulänglichen Erfassung des Gebietsniederschlages (Pegel Klaus / Steyr; Bica et al., 2011)

Im Besonderen in der Hochwasserprognose sind unzureichende Berechnungen des flächigen Niederschlages und in weiterer Folge unterschätzte Abflussspitzen problematisch (Abbildung 3), da dadurch falsch getroffene Entscheidungen Menschenleben kosten können.

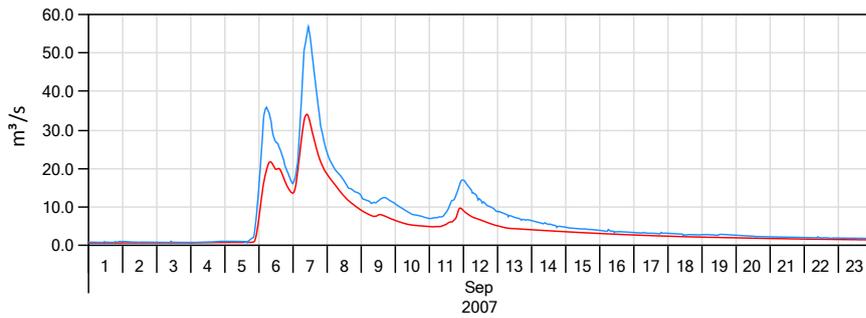


Abbildung 3: Unterschätzung des Hochwasserabflusses bei der Hochwasserprognose (Pegel Haxenmühle / Halbach, Traisengebiet; Nachtnebel und Senoner, 2012)

Abflussmessungen stellen die vertrauenswürdigste beobachtete hydrologische Variable dar. Pelletier (1987) hat 140 Publikationen zu Unsicherheiten in der Abflussbestimmung überprüft und kommt zu dem Schluss, dass die Unsicherheiten in der Größenordnung von 8 – 20 %, bei einem Konfidenzintervall von 95 %, liegen. Obwohl, vor allem bei Hochwasser, nicht vernachlässigbare Messfehler in der Abflussmessung auftreten, kann erwartet werden, dass diese Unsicherheit kleiner ist, als die Unsicherheiten der Niederschlagsmessung und in weiterer Folge der regionalisierten Gebietswerte.

Vom Abfluss zum Niederschlag

Das zentrale Ziel der vorliegenden Arbeit ist die Entwicklung einer Methodik, um in einer zeitlichen Auflösung von 60-min *direkt* aus beobachteten Abflusszeitreihen, Gebietsniederschläge für kleinere Einzugsgebiete (~50 km²) zu berechnen. Dies geschieht im Wesentlichen durch die Invertierung eines kontinuierlichen, konzeptionellen Niederschlags-Abfluss Modells (N-A-Modell). In der klassischen hydrologischen Modellierung wird der Gebietsniederschlag als modelltreibender Input verwendet, um Abflüsse zu simulieren. Dies kann aus historischer Sicht damit begründet werden, dass Abflüsse im Mittelpunkt wasserwirtschaftlicher Fragestellungen standen. Dazu zählt beispielsweise die Festlegung von Bemessungshochwässern. In dem hier vorgestellten Ansatz wird hingegen der beobachtete Abfluss als Eingangsgröße in das Modell verwendet, um Gebietsniederschläge zu ermitteln.

Inverses Problem

Die Modellierung von Abflüssen mit einem gegebenen, parametrisierten N-A-Modell und meteorologischen Variablen als Eingangsgrößen ist ein Vorwärtsproblem oder direktes Problem (forward oder direct problem). Modelle, die mit Niederschlag als Input Abflusszeitreihen simulieren, werden daher im Folgenden als *Vorwärtsmodell* bezeichnet. Zwei inverse Probleme stehen im Zusammenhang mit dem Vorwärtsproblem (Groetsch, 1993):

1. Kausalitätsproblem (Causation problem): Darunter wird die Ermittlung des Inputs (=Ursache), mit dem gegebenen Output (=Wirkung) und dem gegebenen Modell, inkl. den gegebenen Modellparametern (=Prozess), verstanden.
2. Modell-Identifizierungsproblem (Model identification problem): Darunter wird die Identifizierung oder Bestimmung des Modells, mit gegebenen Input und Output, verstanden.

Das Modell- Identifizierungsproblem kann unterteilt werden in das Problem der Identifizierung oder Bestimmung (i) der Modellstruktur und (ii) der Modellparameter, die das System charakterisieren

(Tarantola, 2005). Im Rahmen dieser Dissertation steht das Kausalitätsproblem im Zentrum. Bezogen auf ein N-A-Modell (=Prozess) wird ausgehend vom Abfluss (=Wirkung des Systems) der Niederschlag (=Ursache) ermittelt wird. Das Modell zur Ermittlung des Niederschlages aus dem Abfluss wird im Folgenden als *inverses Modell* bezeichnet. Das Modell-Bestimmungsproblem wird insofern behandelt, als dass numerisch bedingte Simulationsschranken mit dem inversen Modell analysiert werden.

Modellunsicherheiten

N-A-Modelle simulieren die Reaktionen des Einzugsgebietes auf Niederschlag, unter Berücksichtigung des Zusammenspiels zwischen der raum-zeitlichen Variabilität des Niederschlages, der naturräumlichen Charakteristik des Einzugsgebiets und den vorhergehenden hydrologischen Bedingungen, z.B. Vorgeuchte des Bodens. Allerdings sind diese Modelle stark vereinfachte Repräsentationen der Realität. Die räumliche Komplexität der physischen und biologischen Einzugsgebietscharakteristika können nur zum Teil abgebildet werden, da deren Erfassung dieser Eigenschaften mit einer technologisch bedingten räumlichen und zeitlichen Auflösung begrenzt ist. Die Folge sind Vereinfachungen bei der räumlichen Diskretisierung der Modelle. Konzeptionelle Niederschlags- Abfluss - Modelle sind in einer raum-zeitlichen Zustandsformulierung formalisiert. Der Modelloutput ist eine Funktion des Inputs und der Systemzustände im Modell, wie z.B. der Bodenfeuchte. Obwohl das Konzept der Zustandsformulierung weitgehend unseren Vorstellungen der Realität entspricht, kann die raum-zeitliche Verteilung der Systemzustände mit den derzeitigen Technologien, vor allem quantitativ, nur unzureichend beobachtet werden. Die konzeptionelle Abbildung der Prozesse im Einzugsgebiet, die räumliche Aggregationen der physischen Grundlagen und das unvollständige Wissen über die raum-zeitliche Verteilung der Systemzustände erfordert eine Kalibrierung der meisten Modellparameter. Diese Parameter reflektieren nicht unbedingt reale Werte, da sie Defizite im Modellkonzept oder fehlerhafte Beobachtungen, die für die Kalibrierung verwendet werden, kompensieren müssen. Die Folge sind nennenswerte Unsicherheiten in der Modellparametern. Generell gibt es einige Methoden, um die Parameterunsicherheit zu berücksichtigen. Dazu zählen GLUE-basierte Methoden (Beven and Binley, 1992, Stanzel, 2012) oder Monte-Carlo-Markov-Chain-basierte Verfahren (Kuczera et al., 2006; Stedinger et al., 2008; Vrugt et al., 2008b).

Inverse Modellierung von Niederschlägen in der Literatur

Durch den Vergleich von simulierten und beobachteten Abflüssen können N-A-Modelle zur *indirekten* Analyse von Niederschlagsfeldern verwendet werden. Dies wurde bereits in vielen Studien gemacht, z.B. Bica et al., 2011; Valéry et al., 2009, 2010; Ahrens et al., 2003; Jasper and Kaufmann, 2003; Kunstmann and Stadler, 2005 oder Jasper et al., 2002. Hino und Hasabe (1981) haben hingegen ein autoregressives (AR) Modell an beobachtete Abflüsse angepasst, wobei der Niederschlag als weißes Rauschen angenommen wurde. Durch die Invertierung des AR-Modells wurden *direkt* aus der Abflusszeitreihe Niederschlagsreihen generiert. Vrugt et al. (2008a) und Kuczera et al. (2006) haben mittels DREAM (DiffeRential Evolution Adaptive Metropolis)- und BATEA (BAYesian Total Error Analysis)-Methoden aus dem Abfluss Niederschlagskorrekturfaktoren berechnet. In diesen beiden Studien werden als Grundlage ebenfalls konzeptionelle N-A-Modelle verwendet. Im Gegensatz zur hier präsentierten Arbeit, bei der nichtlineare Speicher den Abflussprozess abbilden, beinhalten die Modelle dieser beiden Studien ausschließlich lineare Speicher, was die Ermittlung der

Korrekturfaktoren vereinfachen kann. Kirchner (2009) beschreibt eine bestimmte Klasse von Einzugsgebieten als ein einfaches nichtlineares dynamisches System erster Ordnung, das er mit einer einzigen Gleichung formuliert. Diese Gleichung ist analytisch invertierbar, was eine unkomplizierte Generierung von Gebietsniederschlägen aus Abflusszeitreihen ermöglicht. Allerdings ist die Anwendung dieses einfachen N-A-Modells auf Einzugsgebiete limitiert, in denen der Abfluss von dem im Untergrund gespeicherte Wasservolumen abgeleitet werden kann. Im Gegensatz dazu können konzeptionelle N-A-Modelle in Einzugsgebieten mit unterschiedlichsten Abflusscharakteristika zur Anwendung kommen (Kling, 2006, Perrin et al., 2001). Der Vorteil liegt in der größeren Anzahl an Modellparametern und in weiterer Folge Freiheitsgraden, die eine flexiblere Modellkalibrierung und Anpassung an den beobachteten Abfluss ermöglichen. In einer aktuellen Studie von Krier et al. (2012) wird das Modell von Kirchner (2009) auf 24 kleine und mesoskalige Einzugsgebiete in Luxemburg angewendet, um Gebietsniederschläge zu generieren. Die Autoren stellen keine systematischen Unterschiede in der Vorhersagegüte in Abhängigkeit der Einzugsgebietsgröße bzw. der geologischen Komplexität fest. Die Autoren stellen fest, dass die Berechnung von Gebietsniederschlägen bei höheren Bodenfeuchtwerten besser gelingt, was damit erklärt wird, dass die Einzugsgebiete unter feuchten Verhältnissen eher wie einfache dynamische Systeme reagieren.

Potentielle Evapotranspiration für Österreich

Für ein gegebenes Einzugsgebiet gilt die Wasserbilanzgleichung für $t \rightarrow 0$

$$q_t = r_t - et_t \pm \frac{\Delta s_t}{\Delta t} \pm icf_t \quad (1)$$

mit

q_t ...Abfluss; r_t ...Niederschlag; et_t ...Evapotranspiration; $\frac{\Delta s_t}{\Delta t}$...Speicheränderung; icf_t ...Massenflüsse von und zu anderen Einzugsgebieten.

Im Wesentlichen bildet diese Wasserbilanzgleichung die Grundlage von deterministischen kontinuierlichen N-A-Modellen. Abgesehen vom Niederschlag benötigen diese Modelle potentielle Evapotranspirationszeitreihen als Input. Da unterschiedliche Methoden zur Berechnung der potentiellen Evapotranspiration zur Verfügung stehen, stellt auch diese Eingangsgröße einen Unsicherheitsfaktor in der N-A-Modellierung bzw. auch bei der in dieser Arbeit präsentierten inversen Modellierung dar. Es wird daher auch der Einfluss unterschiedlicher potentieller Evapotranspirationsmethoden auf den inversen Niederschlag analysiert. Generell wird die Anwendung von Energiebilanz-Methoden nach Penman-Monteith zur Berechnung der potentiellen Evapotranspiration empfohlen, da sie anderen Methoden überlegen ist (Allen et al., 1998; Todorovic, 1999). Diese Methoden berücksichtigen die meteorologischen Parameter Globalstrahlung, Lufttemperatur, Luftfeuchtigkeit und Windgeschwindigkeit, die den Evapotranspirationsprozess bestimmen. Die praktische Anwendung von Penman-Monteith-basierten Methoden scheitert allerdings meist an den hohen Datenanforderungen, da die meteorologischen Zeitreihen selten flächenverteilt zur Verfügung stehen. Als Punktdaten sind diese Daten fallweise vorhanden und können auch für die Berechnung der potentiellen Evapotranspiration verwendet werden, allerdings muss in einem nächsten Schritt eine Regionalisierung der berechneten Punktdaten erfolgen. Ein Beispiel für diesen „calculate

and interpolate“-Ansatz ist die von Dobesch (2003) erstellte Karte der mittleren potentiellen Jahresverdunstung im digitalen hydrologischen Atlas Österreichs (DigHAO, BMLFUW, 2005). Es erfolgt der Einsatz von bereits flächig interpolierten meteorologische Daten (INCA-Analysen; Haiden et al., 2011; Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (ZAMG)), die die Anwendung des Grundsatzes „interpolate and calculate“ erlauben. Dies hat den Vorteil, dass die räumliche Variabilität der einzelnen meteorologischen Parameter besser berücksichtigt werden kann. Im Rahmen dieser Arbeit wird die potentielle Evapotranspiration nach einer Energiebilanz-, einer Temperatur- und einer Temperatur- und potentiellen Strahlungsmethode berechnet. Aufgrund der Datenverfügbarkeit wird die Berechnung für Gesamtösterreich durchgeführt. Nachdem die Berechnungen in dieser Form einzigartig sind, werden die Ergebnisse, obwohl sie nicht direkt in den Kontext der inversen Modellierung passen, ebenfalls präsentiert.

Gliederung der Arbeit

Im anschließenden Kapitel 2 werden die Zielsetzungen für die inverse Modellierung von Gebietsniederschlägen und die Berechnung der potentiellen Evapotranspiration definiert. In Kapitel 3 erfolgt die Erläuterung der Methoden und der zur Anwendung kommenden Modelle. Weiters werden die Verfahren zur Überprüfung und Kalibrierung der hydrologischen Modelle und die Analyse der Modellparameter und Modellstruktur mit dem inversen Modell beschrieben. Die Untersuchungsgebiete und Datengrundlagen für die Modellierungen werden in Kapitel 4 erläutert.

Im umfangreichsten Abschnitt dieser Arbeit, Kapitel 5, erfolgt eine Präsentation und Diskussion der Ergebnisse. Nach der Validierung der potentiellen Evapotranspirationsmodelle mit Daten des Lysimeters Großenzersdorf, erfolgt eine Darstellung der Modellierung der potentiellen Evapotranspiration für Österreich, gefolgt von den Ergebnissen der inversen Modellierung. Es werden in einem ersten Schritt die inversen Modelle mittels numerischer Experimente und synthetischer Ganglinien überprüft und validiert. Nachdem die für die inverse Modellierung verwendeten Modellparameter mit dem konventionellen N-A-Modell kalibriert wurden, werden die Abflusssimulationen des Vorwärtsmodells mit diesen Parametern präsentiert. Anschließend erfolgt eine Darstellung der Ergebnisse der inversen Modellierung mit Daten aus den Untersuchungsgebieten. Dazu zählen die Ergebnisse der Abflusssimulationen und das zentrale Kapitel der inversen Niederschlagssimulation. In eigenen Unterkapiteln werden weiters die Einflüsse der Anfangsbedingungen und unterschiedlicher potentieller Evapotranspirationsberechnungen, sowie der aktuellen Evapotranspiration auf die inverse Niederschlagsberechnung erläutert. Zusätzlich erfolgt eine Darstellung der Ergebnisse eines erweiterten inversen Modells, bei dem die inversen Niederschläge durch Filterung modifiziert werden. Das letzte Unterkapitel bei den Ergebnissen beschreibt die Verwendung des inversen Modells für die Analyse der Modellparameter und Modellstruktur.

Es folgt in Kapitel 6 eine Zusammenfassung. Kapitel 7 umfasst schließlich die Schlussfolgerungen und einen Ausblick. Abschließend beinhaltet Kapitel 8 die Verzeichnisse und Kapitel 9 den Anhang. Neben den Modellgleichungen werden Diagramme zu den potentiellen Evapotranspirationsberechnungen für das Lysimeter Großenzersdorf dargestellt.

2. Zielsetzungen

2.1 Inverse Modellierung von Gebietsniederschlägen

Das zentrale Ziel dieser Arbeit ist die Entwicklung eines inversen Niederschlags-Abfluss-Modells zur Ermittlung von Gebietsniederschlägen aus Abflussbeobachtungen. Als Grundlage wird das am IWHW entwickelte COSERO Modell (Nachtnebel et al. 1993; Fuchs 1998; Kling, 2002, Eder et al., 2005, Kling and Nachtnebel, 2009) verwendet. Es handelt sich dabei um ein kontinuierliches, konzeptionelles Niederschlags-Abfluss-Modell, das vergleichbar mit dem HBV-Modell (Bergström, 1995) ist. Auf der Basis des COSERO-Modells werden zwei unterschiedliche Methoden für die Invertierung entwickelt: Für den ersten Ansatz wird das N-A-Modell mit analytischen Gleichungen formuliert, die eine direkte analytische Invertierung erlauben (Modell M1). Die Formulierung mit analytischen Gleichungen limitiert jedoch die Komplexität von Modell M1, da Interzeption und Routing nicht berücksichtigt werden können. Daher erfolgt in dem realistischeren Modell M2 die Invertierung durch einen iterativen Ansatz, der die Berücksichtigung von Interzeption und Routing, erlaubt.

Um die Existenz, Eindeutigkeit und Stabilität der invers berechneten Gebietsniederschläge und generell die Invertierbarkeit der Modelle zu überprüfen, werden numerische Experimente durchgeführt. Dafür werden mit dem Vorwärtsmodell und einem gegebenen Niederschlagsdaten- und Parametersatz synthetische Abflussganglinien simuliert. Dabei sind alle Variablen des Vorwärtsmodells (Input, Output, Systemzustände) bekannt. Anschließend erfolgt die Simulation des inversen Modells mit den synthetischen Abflussganglinien als Input. Es wird geprüft, ob das inverse Modell den gegebenen Niederschlag und alle anderen Modellvariablen des Vorwärtsmodells korrekt berechnet. Diese numerischen Experimente werden für den gesamten Modellparameterraum durchgeführt, indem mittels Monte-Carlo-Simulationen zufällige Parameterwerte gezogen werden. Damit wird überprüft, ob die Invertierbarkeit der Modelle für jede synthetische Abflussrealisierung, die ja von der Parameterwahl abhängt, möglich ist.

Die Anwendung und Ermittlung von Gebietsniederschlägen auf Basis beobachteter Abflussdaten erfolgt für das Schliefaubach- (17.9 km²) und Kreams-Einzugsgebiet (38.4 km²) im nördlichen österreichischen Alpenvorland. Diese Gebiete unterscheiden sich nicht nur durch ihre Größe, sondern auch in der Geomorphologie, Geologie und Landnutzung. Die Modellparameter des Vorwärtsmodells werden optimiert, und der erhaltene Modellparametersatz in weiterer Folge für die inverse Modellierung verwendet. Es wird, wie in den meisten hydrologischen Studien, festgelegt, dass es mit einem einzigen gültigen Modellparametersatz möglich ist, die realen Prozesse, die zum Abfluss führen, abzubilden. Mit diesem Parametersatz ist es damit auch legitim, aus den Abflussbeobachtungen Gebietsniederschläge zu berechnen. Die Analyse der inversen Niederschläge erfolgt über den Vergleich mit Stationsdaten und von der inversen Modellierung gänzlich unabhängigen INCA-Niederschlagsanalyse der ZAMG. Zusätzlich wird der Einfluss von unterschiedlichen Anfangsbedingungen und potentiellen Evapotranspirationmethoden auf den inversen Niederschlag präsentiert, sowie die Modellierungsergebnisse eines erweiterten Modells, bei dem die inversen Niederschläge durch Filterung modifiziert werden.

Die Schätzung von Modellparametern ist mit Unsicherheiten behaftet. Durch einen Vergleich des Parameterraumes des Vorwärtsmodells und des inversen Modells ist es möglich, die numerisch bedingten Grenzen einer Modellstruktur die Abflussbeobachtung exakt zu simulieren, festzustellen. Damit kann überprüft werden, ob ein Modell prinzipiell in der Lage ist, eine beobachtete Abflussganglinie zu reproduzieren, oder ob es aufgrund der Modellstruktur grundsätzlich numerisch bedingt nicht möglich ist. Diese Anwendung des inversen Modells hat offensichtlich wenig mit der inversen Modellierung von Gebietsniederschlägen zu tun. Nachdem die Modellentwicklung ein wichtiges Thema in der Hydrologie ist und bleibt, wird die Anwendung des inversen Modells als Hilfe zur Überprüfung von Modellhypothesen in einem eigenen Kapitel beschrieben.

Generell erfolgt die Berechnung eines mittleren Gebietsniederschlages, da nur flächenaggregierte („lumped“) Modelle zur Anwendung kommen können. Flächenverteilte („distributed“) Modelle können deterministisch nicht invertiert werden, da die Information über die Herkunft von Zonenabflüssen verloren geht, sobald mehrere Zonenwerte aufsummiert werden. Dies ist in flächenverteilten Modellen der Fall. Die Anwendung des inversen Modells kann weiters nur für Zeiträume angewendet werden, in denen der Abfluss nicht von Schneeschmelze beeinflusst ist. Schneemodelle akkumulieren Schnee in einem „Speicher ohne Gedächtnis“, da die Schneeakkumulation im Modell ohne Information über den Zeitpunkt erfolgt. Eine Invertierung von Schneemodellen ist daher, zumindest ohne zusätzliche Informationen, nicht möglich. Unter Niederschlag ist daher in der vorliegenden Arbeit ausschließlich flüssiger Niederschlag bzw. Regen gemeint.

2.2 Potentielle Evapotranspiration

Da die potentielle oder Referenz-Evapotranspiration eine wichtige Inputvariable, sowohl bei der konventionellen als auch inversen N-A-Modellierung, darstellt, ist ein weiteres Ziel dieser Arbeit, diese Größe möglichst genau zu schätzen. Im N-A-Modell wird in Abhängigkeit der potentiellen Evapotranspiration und Systemzuständen, wie der Bodenfeuchte oder dem Füllungsstand des Interzeptionsspeichers, die aktuelle Evapotranspiration ermittelt. Es erfolgt ein Vergleich unterschiedlicher Berechnungsansätze der potentiellen Evapotranspiration und in weiterer Folge die Auswirkungen dieser unterschiedlichen Verfahren auf die hydrologische Modellierung. Die potentielle Evapotranspiration wird dabei nach den Methoden von ASCE-Penman-Monteith (ASCE-EWRI, 2005), Hargreaves (Hargreaves und Samani, 1982) und Thornthwaite (Thornthwaite und Mather, 1957) ermittelt. Energiebilanz-Methoden, wie z.B. ASCE-Penman-Monteith, berücksichtigen die meteorologischen Eingangsgrößen Solarstrahlung, Lufttemperatur, Luftfeuchtigkeit und Windgeschwindigkeit. Damit werden die wesentlichen meteorologischen Parameter, die den Evapotranspirationsprozess bestimmen, berücksichtigt. Diese Methoden gelten auch als die genauesten. Die Berechnung nach Hargreaves wurde gewählt, da dieses Verfahren als Ersatz für die ASCE-Penman-Monteith-Methode bei schlechter Datenlage empfohlen wird (Allen et al., 1998). Die Thornthwaite-Methode wird aufgrund des meist verfügbaren Dateninputs häufig angewendet und wurde daher zu vergleichszwecken ebenfalls berechnet. Neben der Gegenüberstellung der Resultate der unterschiedlichen Methoden erfolgt eine Analyse der Berechnungsergebnisse mit Lysimeterdaten.

Die Berechnung der unterschiedlichen potentiellen Evapotranspirationsraten erfolgte aufgrund der Verfügbarkeit der Inputdaten für ganz Österreich in einer hohen räumlichen (1x1 km²) und zeitlichen Auflösung (60-min). Von Dobesch (2003) liegt bereits eine räumliche Berechnung der potentiellen Verdunstung für Österreich vor. Dabei wurden für 7 Klimazonen auf Grundlage von Stationsdaten und dem Kombinationsansatz nach Penman (1956) in der Form von Doorenbos et al. (1977) Höhenregressionen berechnet. Bei fehlenden Stationsdaten wurden Ersatzwerte auf Basis empirischer Ansätze abgeleitet. Die von Dobesch (2003) berechneten flächigen Werte beruhen auf dem „calculate and interpolate“-Ansatz, bei dem zu erwarten ist, dass lokale klimatische Effekte nur unzureichend erfasst werden. Schaumberger (2011) hat für Österreich die Referenz-Evapotranspiration nach der FAO-Penman-Monteith-Methode (Allen et al. 1998) mit einer räumlichen Auflösung von 250 m und einer zeitlichen Auflösung von 24 h ermittelt. Irmak et al. (2005) empfehlen jedoch die Referenz-Evapotranspiration mit 60-min Daten zu berechnen, da plötzliche Änderungen der meteorologischen Rahmenbedingungen durch die höhere zeitliche Auflösung besser erfasst werden. Da diese Untersuchung aufgrund der 60-min Berechnungsauflösung und der Vergleich der unterschiedlichen Methoden in dieser Form einzigartig ist, werden die Ergebnisse in der vorliegenden Arbeit für ganz Österreich präsentiert.

3. Methodik

Im Kapitel „Methodik“ erfolgt die Beschreibung der Vorwärtsmodelle und der inversen Modelle. Weiters werden die zur Anwendung kommenden Berechnungsmethoden der potentiellen Evapotranspiration erläutert.

3.1 Inverse Modellierung von Gebietsniederschlägen

In diesem Kapitel erfolgt die Beschreibung der konventionellen Vorwärtsmodelle M1 und M2 und in weiterer Folge der Invertierungsmethoden dieser Modelle. Zusätzlich wird in diesem Kapitel die Methode der Validierung der Modelle mittels numerischer Experimente, die Parameterkalibrierung und die Analyse der Modellparameter mit dem inversen Modell erläutert.

3.1.1 Vorwärtsmodelle – vom Niederschlag zum Abfluss

Das am IHW entwickelte N-A-Modell COSERO (Nachtnebel et al. 1993; Fuchs 1998; Kling, 2002, Eder et al., 2005; Kling und Nachtnebel, 2009) bildet die Grundlage für die zur Anwendung kommenden Modelle M1 und M2 bildet. COSERO ist ein kontinuierliches, halbverteilt, deterministisches N-A-Modell, in dem die Abflussprozesse durch eine Abfolge von linearen und nicht-linearen Speichern beschrieben werden. In diesem Zusammenhang bedeutet „kontinuierlich“, dass nicht ereignisbezogen, sondern kontinuierlich in der Zeit gerechnet wird. Mathematisch betrachtet wird in COSERO mit diskreten Zeitintervallen gerechnet. Bei den Vorwärtsmodellen ist der Abfluss Q eine Funktion F von

$$Q_t = F(R_t, ETp_t, S_{t-1}, \theta_i) \quad (2)$$

mit

Q_t	Abfluss (gesucht)
R_t	Niederschlag (gegeben)
ETp_t	potentielle Evapotranspiration (gegeben)
S_{t-1}	Systemzustände, auch Anfangszustände (gegeben)
θ_i	Parametersatz (gegeben)

Modell M1 ist ein einfaches konzeptionelles N-A-Modell mit drei Speichern und einem vorgeschaltetem Bodenmodul. Modell M1 ist mit analytischen Gleichungen formuliert, was eine einfache analytische Invertierung zur Ermittlung des Niederschlages aus Abfluss ermöglicht. Allerdings limitiert dieser Ansatz die Komplexität der Modellstruktur. Aus diesem Grund wird mit Modell M2 eine komplexere Modellstruktur, die Interzeption und Routing beinhaltet, vorgestellt. In Modell M2 ist weiters eine adaptive interne Zeitdiskretisierung implementiert, um eine möglichst exakte Berechnung der nichtlinearen Speicher mit Schwellenwerten abzubilden. Zusätzlich beinhaltet dieses Modell eine nichtlineare Perkolation aus dem Bodenspeicher und spiegelt damit reale Verhältnisse besser wieder. Die Modellstrukturen, Modellparameter, Variablen und Systemzuständen sind in Abbildung 4 dargestellt. Einen Überblick über Parameter und Variablen geben Tabelle 2 und Tabelle 3.

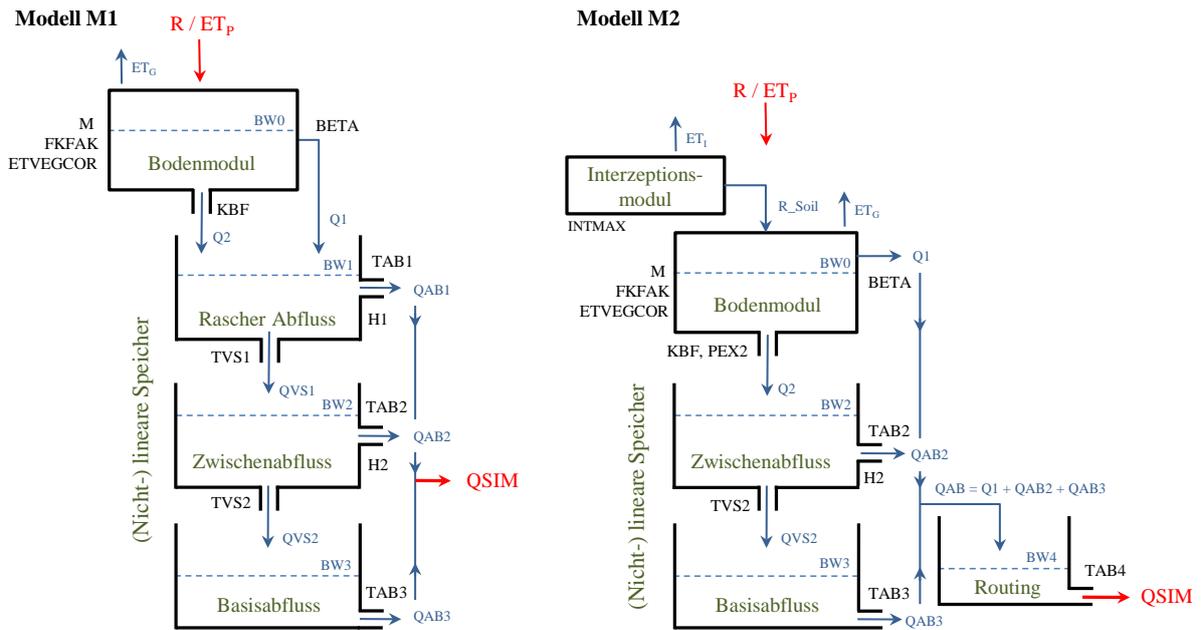


Abbildung 4: Modellstruktur von M1 (links) und M2 (rechts), inkl. Parameter, Variablen und Systemzustände

Tabelle 2: Modellparameter. Parameter in kursiv werden bei den numerischen Experimenten variiert

Parameter	Einheit	Bereich	Beschreibung	M1	M2
INTMAX	mm	0.5 - 2.5	Maximale Größe des Interzeptionsspeichers	-	✓
<i>M</i>	mm	50 - 250	Bodenspeichervermögen	✓	✓
<i>FKFAK</i>	-	0.25 - 1	Kritische Bodenfeuchte für aktuelle Evapotranspiration	✓	✓
ETVEGCOR	-	0.4 - 1.1	Vegetationskorrekturfaktor für aktuelle Evapotranspiration vom Boden	✓	✓
<i>BETA</i>	-	0.1 - 10	Exponent für die Berechnung des Oberflächenabflusses vom Boden	✓	✓
<i>KBF</i>	h	4000 - 12000	Speicherkonstante für die Perkolaton aus dem Boden	✓	✓
<i>PEX2</i>	-	5 - 25	Parameter für die nicht-lineare Perkolaton	-	✓
<i>TAB1</i>	h	0 - 15	Speicherkonstante für raschen Abfluss	✓	-
<i>TVS1</i>	h	0 - 50	Speicherkonstante für Perkolaton (rascher Abfluss)	✓	-
<i>H1</i>	mm	0 - 15	Schwellenwert für raschen Abfluss	✓	-
<i>TAB2</i>	h	50 - 500	Speicherkonstante für Zwischenabfluss	✓	✓
<i>TVS2</i>	h	50 - 500	Speicherkonstante für Perkolaton (Zwischenabfluss)	✓	✓
<i>H2</i>	mm	0 - 25	Schwellenwert für Zwischenabfluss	✓	✓
<i>TAB3</i>	h	1000 - 5000	Speicherkonstante für Basisabfluss	✓	✓
<i>TAB4</i>	h	0.05 - 10	Speicherkonstante für Routing	-	✓

Tabelle 3: Modellvariablen und Systemzustände

Variable	Einheit	Typ	Beschreibung	M1	M2
R	mm	Input	Regen	✓	✓
ET _p	mm	Input	Potentielle Evapotranspiration	✓	✓
ET _I	mm	Ouput	Aktuelle Evapotranspiration aus dem Interzeptionsspeicher	-	✓
ET _G	mm	Ouput	Aktuelle Evapotranspiration aus dem Bodenspeicher	✓	✓
BW ₀	mm	Systemzustand	Im Boden gespeichertes Wasser	✓	✓
BW ₁	mm	Systemzustand	Im Speicher für raschen Abfluss gespeichertes Wasser (Speicher 1)	✓	-
BW ₂	mm	Systemzustand	Im Zwischenabfluss-Speicher gespeichertes Wasser (Speicher 2)	✓	✓
BW ₃	mm	Systemzustand	Im Basisabfluss-Speicher gespeichertes Wasser (Speicher 3)	✓	✓
BW ₄	mm	Systemzustand	Im Routing-Speicher gespeichertes Wasser (Speicher 4)	-	✓
R _{Soil}	mm	Interner Fluss	Input in das Bodenmodul	-	✓
Q ₁	mm	Interner Fluss	Rascher Abfluss aus dem Bodenmodul	✓	✓
Q ₂	mm	Interner Fluss	Perkolaton aus dem Bodenmodul	✓	✓
QVS ₀	mm	Interner Fluss	Input in Speicher 1	✓	-
QAB ₁	mm	Interner Fluss	Oberflächenabfluss	✓	-
QVS ₁	mm	Interner Fluss	Perkolaton aus Speicher 1	✓	-
QAB ₂	mm	Interner Fluss	Zwischenabfluss	✓	✓
QVS ₂	mm	Interner Fluss	Perkolaton aus Speicher 2	✓	✓
QAB ₃	mm	Interner Fluss	Basisabfluss	✓	✓
QSIM	mm	Output	Gesamtabfluss	✓	✓

Die Umsetzung beider Modelle erfolgt mittels Raum-Zustandsformulierung (state space formulation) mit Zustandsübergangsfunktionen (state transition functions)

$$S_t = f(S_{t-1}, I_t) \quad (3)$$

und Outputfunktionen (output functions)

$$O_t = g(S_{t-1}, I_t) \quad (4)$$

mit	I_t	Input (mm/ Δt)
	O_t	Output (mm/ Δt)
	S_t	Systemzustand (mm) (jeweils für den Zeitpunkt t)
	Δt	Modellzeitschritt

Schematisch kann die Zustandsformulierung der Modelle wie folgt dargestellt werden:

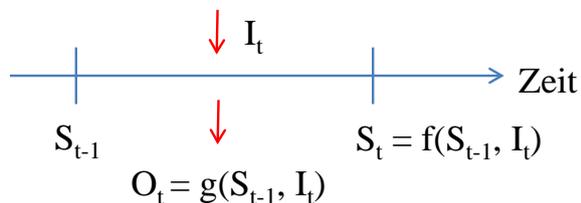


Abbildung 5: Schematische Darstellung der Zustandsformulierung mit Systemzustand S , Input I , Output O und Zeit t .

Da die Gleichungen für das Integral über den Modellzeitschritt gelten, sind die Einheiten der Input- bzw. Output-Variablen in mit mm angegeben. Bei der Raum-Zustandsformulierung stellen die Zustandsvariablen Vektoren dar und werden beispielsweise für Zonen mit unterschiedlichen Eigenschaften innerhalb eines Einzugsgebiets berechnet. In dieser Arbeit ist der räumliche Komponente auf eine Zone pro Einzugsgebiet limitiert, da die Invertierung der Modelle nur mit flächenaggregierten Modellen möglich ist. Bei der Ermittlung des Gesamtabflusses eines Einzugsgebiets werden im Vorwärtsmodell die Zonenwerte aufsummiert. Dabei geht die Information der Herkunft und des Abflussanteils der jeweiligen Zone verloren, was eine Invertierung unmöglich macht.

3.1.1.1 Modell M1

Modell M1 ist, unter Berücksichtigung der Parameter und Variablen in Tabelle 2 und Tabelle 3, wie folgt formuliert:

Zustandsübergangsfunktionen

$$BW0_t = BW0_{t-1} + R_t - ET_G - Q1_t - Q2_t =$$

$$BW0_{t-1} + R_t - \left(\min \left(\frac{BW0_{t-1}}{FKFAK * M}, 1 \right) * ETp_t * ETVEGCOR \right) - R_t * \left(\frac{BW0_{t-1}}{M} \right)^{BETA} - BW0_{t-1} * \left(1 - e^{-\frac{RDT}{KBF}} \right) \quad (5)$$

$$BW1_t = BW1_{t-1} + Q1_t + Q2_t - QAB1_t - QVS1_t =$$

$$BW1_{t-1} + R_t * \left(\frac{BW0_{t-1}}{M} \right)^{BETA} + BW0_{t-1} * \left(1 - e^{-\frac{RDT}{KBF}} \right) - \alpha_1 * \max (BW1_{t-1} - H1, 0) - \beta_1 * BW1_{t-1} \quad (6)$$

$$BW2_t = BW2_{t-1} + QVS1_t - QAB2_t - QVS2_t =$$

$$BW2_{t-1} + \beta_1 * BW1_{t-1} - \alpha_2 * \max (BW2_{t-1} - H2, 0) - \beta_2 * BW2_{t-1} \quad (7)$$

$$BW3_t = BW3_{t-1} + QVS2_t - QAB3_t = BW3_{t-1} + \beta_2 * BW2_{t-1} - \alpha_3 * BW3_{t-1} \quad (8)$$

Outputfunktion des simulierten Abflusses

$$QSIM_t = QAB1_t + QAB2_t + QAB3_t =$$

$$\alpha_1 * \max (BW1_{t-1} - H1, 0) + \alpha_2 * \max (BW2_{t-1} - H2, 0) + \alpha_3 * BW3_{t-1} \quad (9)$$

Die Outputfunktionen der einzelnen Speicher sind in den Zustandsübertragungsfunktionen enthalten und werden daher nicht gesondert dargestellt.

Für die obigen Gleichungen gilt:

$$\alpha_i = \frac{\Delta t}{TAB_i} \text{ bzw. } \beta_i = \frac{\Delta t}{TVS_i} \quad (10)$$

TAB_i / TVS_i = Speicherkonstanten

RDT = Modellzeitschritt in [h]

Der Index „t-1“ bezeichnet die Systemzustände zu Beginn des Berechnungszeitschrittes und der Index „t“ den Systemzustand am Ende des aktuellen Berechnungszeitschrittes. Kling (2006) hat die Differentialgleichungen der Speicher des raschen Abflusses, Zwischenabflusses und Basisabflusses analytisch gelöst. Diese Gleichungen sind exakt und finden sich in ausführlicher Form im Anhang.

Mit den Gleichungen der Speicherkaskade von Modell M1 werden die Abflüsse und der Systemzustand eines bestimmten Speichers ausschließlich mit dem Input in die gesamte Speicherkaskade (QVS0) berechnet. Es wird beispielsweise, mit QVS0 als Input, der Output aus dem Basisabflussspeicher (QAB3) ermittelt, ohne dass Speicher 1 und Speicher 2 davor berechnet werden müssen. Voraussetzung dafür sind Modellparameter und Anfangssystemzustände. Normalerweise

werden die Abflüsse und der Systemzustand jedes Einzelspeichers entsprechend des Fließweges durch die Speicherkaskade nacheinander berechnet, da die Abflüsse eines Einzelspeichers den Input für den nachfolgenden Speicher darstellen. Der Vorteil des umgesetzten Ansatzes bei Modell M1 besteht in der leichten Invertierbarkeit des Gleichungssystems. Ein Nachteil liegt in der relativ unflexiblen Modellstruktur, da die Speicheranordnung nicht beliebig verändert werden kann. Weiters kann keine interne Zeitdiskretisierung implementiert werden, da diese eine separate Berechnung der Einzelspeicher voraussetzt. Um diese Nachteile zu umgehen, wurde Modell M2 entwickelt.

3.1.1.2 Modell M2

Modell M2 ist, wiederum unter Berücksichtigung der Parameter und Variablen in Tabelle 2 und Tabelle 3, wie folgt formuliert:

Zustandsübergangsfunktionen

$$BW1_t = \max(\min(\text{INTMAX}, BW1_{t-1} + R_t - ETp_t), 0) \quad (11)$$

$$BW0_t = BW0_{t-1} + R_t - ET_G - Q1_t - Q2_t =$$

$$BW0_{t-1} + R_t - \left(\min\left(\frac{BW0_{t-1}}{FKFAK * M}, 1\right) ETp_t * ETVEGCOR \right) - R_t * \left(\frac{BW0_{t-1}}{M}\right)^{BETA} - PEX2 * BW0_{t-1} \quad (12)$$

$$BW2_t = BW2_{t-1} + Q2_t - QAB2_t - QVS2_t =$$

$$BW2_{t-1} + PEX2 * BW0_{t-1} - \alpha_2 * \max(BW2_{t-1} - H2, 0) - \beta_2 * BW2_{t-1} \quad (13)$$

$$BW3_t = BW3_{t-1} + QVS2_t - QAB3_t = BW3_{t-1} + \beta_2 * BW2_{t-1} - \alpha_3 * BW3_{t-1} \quad (14)$$

$$BW4_t = BW4_{t-1} + Q1_t + QAB2_t + QAB3_t - QSIM_t =$$

$$BW4_{t-1} + R_t * \left(\frac{BW0_{t-1}}{M}\right)^{BETA} + \alpha_2 * \max(BW2_{t-1} - H2, 0) + \alpha_3 * BW3_{t-1} - \alpha_4 * BW4_{t-1} \quad (15)$$

Outputfunktion des simulierten Abflusses

$$QSIM_t = \alpha_4 * BW4_{t-1} \quad (16)$$

Die Outputfunktionen der einzelnen Speicher sind, wie beim Modell M1, in den Zustandsübertragungsfunktionen enthalten und werden daher nicht gesondert dargestellt.

Für die obigen Gleichungen gilt:

$$\alpha_i = \frac{\Delta t}{TAB_i} \text{ bzw. } \beta_i = \frac{\Delta t}{TVS_i} \quad (17)$$

$TAB_i / TVS_i =$ Speicherkonstanten

Im Gegensatz zum Bodenmodul des Modells M1 ist die Speicherkonstante der Perkolations in Modell M2 zeitvariant. Dieses Modellkonzept berücksichtigt, dass höhere Bodenwassergehalte zu höheren Durchlässigkeitswerten führen. Höhere Durchlässigkeitswerte wiederum führen zu höheren Perkolationsraten, die sich in niedrigeren Speicherkonstanten widerspiegeln. Die Tiefenversickerung ist somit nichtlinear und wird in jedem Zeitschritt als Funktion der aktuellen Bodenfeuchte und eines Formparameters PEX [-] berechnet. Die normalisierten Kurven in Abbildung 6 beruhen auf den Gleichungen der Wassergehalts-Saugspannungs-Beziehung von Van Genuchten (1980). Der Parameter n in der ursprünglichen Gleichung wird hier durch PEX2 repräsentiert. Für α in der ursprünglichen Van Genuchten-Gleichung wird dabei ein Wert von 1 angenommen.

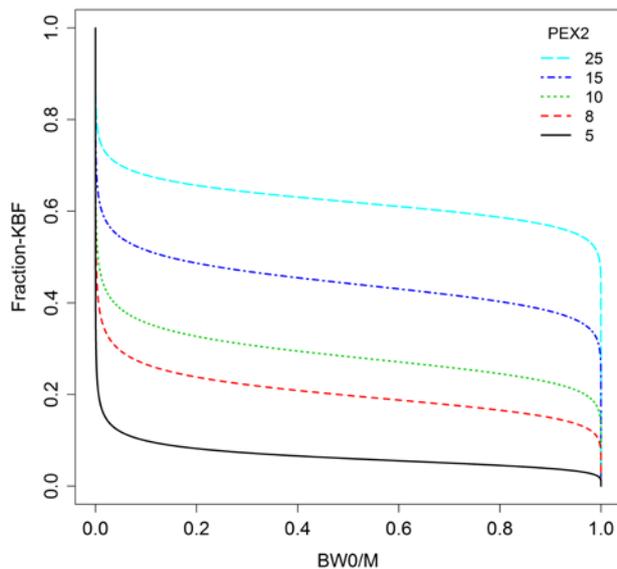


Abbildung 6: Nichtlineare Perkolation: Anteil des Parameters KBF als Funktion der Bodenfeuchte (BW_0/M) und des Parameters PEX2

Für die Speicherkaskade des Modells M2 werden ebenfalls die analytischen Lösungen der Differentialgleichungen von Kling (2006) (siehe Modell M1) verwendet. Allerdings werden nur die Lösungen für Einzelspeicher verwendet, da die einzelnen Speicher der Reihe nach berechnet werden. Dies ermöglicht die Implementierung einer internen Zeitdiskretisierung, mit der Folge, dass der Verlauf des Speicherstandes im Speicher 2 (Systemzustand BW_2) im Verhältnis zum Schwellenwert H_2 innerhalb eines Berechnungszeitschrittes berücksichtigt werden kann. Der Ansatz, die Einzelspeicher der Speicherkaskade separat und nacheinander zu berechnen, hat den Vorteil einer größeren Flexibilität bei der Wahl der Modellstruktur, allerdings ist eine analytische Invertierung der Modellgleichungen nicht möglich. Dafür müssen andere Methoden gewählt werden, die im nachfolgenden Kapitel erläutert werden.

3.1.2 Inverse Modelle - vom Abfluss zum Niederschlag

Für die inversen Modelle gilt

$$R_t = F^{-1}(Q_t, ETp_t, S_{t-1}, \theta_i) \quad (18)$$

mit

R_t	Niederschlag (gesucht)
Q_t	Abfluss (gegeben)
ETp_t	potentielle Evapotranspiration (gegeben)
S_{t-1}	Systemzustände, auch Anfangszustände (gegeben)
θ_i	Parametersatz (gegeben)

Der invers ermittelte Niederschlag (Gleichung (18)) kann auch als Input in das entsprechende Vorwärtsmodell verwendet werden, um Abfluss zu simulieren (analog zu Gleichung (2)). Idealerweise entspricht dieser simulierte Abfluss dem inversen Niederschlag zugrundeliegenden Abfluss. Mit dem inversen Modell wird somit sowohl Niederschlag, aber auch Abfluss berechnet.

3.1.2.1 Modell M1 - Ansatz der analytischen Invertierung der Modellgleichungen

Beim Modell M1 wird aus dem Abfluss der Input der Speicherkaskade und anschließend der Niederschlagsinput des Bodenmoduls berechnet. Die Berechnungen erfolgen dabei durch analytische Invertierungen der Modellgleichungen.

Speicherkaskade

Bei Vorwärtsmodell M1 wird, ausgehend vom Zufluss in die Speicherkaskade ($QVS0_t$), der Abfluss jedes Einzelspeichers berechnet, ohne dass die Abflüsse der vorgeschalteten Speicher bekannt sind. Für die Abflüsse der Einzelspeicher gilt Folgendes:

$$\text{Rascher Abfluss: } QAB1_t = g(QVS0_t, BW1_{t-1}) \quad (19)$$

$$\text{Zwischenabfluss: } QAB2_t = g(QVS0_t, BW1_{t-1}, BW2_{t-1}) \quad (20)$$

$$\text{Basisabfluss: } QAB3_t = g(QVS0_t, BW1_{t-1}, BW2_{t-1}, BW3_{t-1}) \quad (21)$$

Man beachte, dass die Abflüsse der einzelnen Speicher $QAB_{i,t}$ ausschließlich eine Funktion des Gesamtzuflusses in die Speicherkaskade $QVS0_t$ und der Systemzustände zu Beginn des Berechnungsintervalls sind. Dadurch ist es möglich, den raschen Abfluss, Zwischenabfluss und Basisabfluss in einer einzigen Gleichung zusammenzufassen, um den Gesamtabfluss $QSIM_t$ zu berechnen.

$$QSIM_t = QAB1_t + QAB2_t + QAB3_t = g(QVS0_t, BW1_{t-1}, BW2_{t-1}, BW3_{t-1}) \quad (22)$$

Für die Berechnung des Zuflusses in die Speicherkaskade $QVS0_t$ aus dem simuliertem Abfluss $QSIM_t$ kann Gleichung (22) analytisch invertiert werden:

$$QVS0_t = g^{-1}(QSIM_t, BW1_{t-1}, BW2_{t-1}, BW3_{t-1}) \quad (23)$$

Bei der Anwendung auf ein reales Einzugsgebiet wird $QSIM_t$ durch reale Abflussdaten substituiert! Für die im Rahmen dieser Arbeit ebenfalls durchgeführten numerischen Experimente wird $QSIM_t$ mit Simulationsergebnissen des Vorwärtsmodells substituiert.

Mit dem aus Gleichung (23) ermittelten Zufluss in die Speicherkaskade $QVS0_t$ werden anschließend alle Systemzustände und Variablen der Speicherkaskade ermittelt. Dieser Berechnungsablauf ist in Abbildung 7 dargestellt.

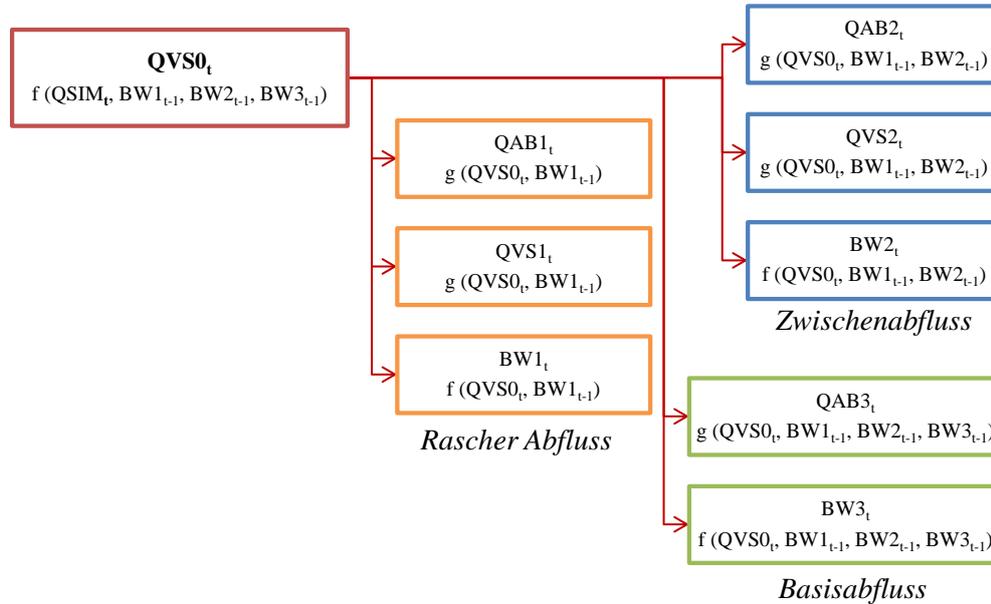


Abbildung 7: Berechnungsprozedere der Output-Variablen und Systemzustände der Speicherkaskade des inversen Modells M1 mit $QVS0_t$, als Input

Bodenmodul

Im Vorwärtsmodell bildet die Summe aus raschem Abfluss aus dem Bodenmodul ($Q1_t$) und der Tiefenversickerung ($Q2_t$) den Zufluss in die Speicherkaskade ($QVS0_t$):

$$QVS0_t = Q1_t + Q2_t \quad (24)$$

$Q1_t$ wird dabei mittels einer exponentiellen Funktion in Abhängigkeit des Niederschlages und der Bodenfeuchte ermittelt:

$$Q1_t = R_t * \left(\frac{BW0_{t-1}}{M} \right)^{BETA} \quad (25)$$

Die Perkolation $Q2_t$ wird mittels linearen Speichers ermittelt:

$$Q2_t = BW0_{t-1} * \left(1 - e^{-\frac{RDT}{KBF}} \right) \quad (26)$$

Aus Gleichung (23) steht bei der inversen Modellierung $QVS0_t$ zur Verfügung. Weiters kann aus Gleichung (26) die Perkolation aus dem Boden $Q2_t$ ermittelt werden. Diese ist ausschließlich vom Bodenwassergehalt zu Beginn des Berechnungszeitschrittes abhängig. Durch die Umformung von Gleichung (24) zu

$$Q1_t = QVS0_t - Q2_t \quad (27)$$

kann $Q1_t$ berechnet werden. Schließlich kann Gleichung (25) umgeformt werden, um den Niederschlagsinput in das Modell zu berechnen:

$$R_t = Q1_t * \left(\frac{BWO_{t-1}}{M} \right)^{-BETA} \quad (28)$$

3.1.2.2 Modell M2 - Ansatz der iterativen Berechnung des Niederschlages

Die Formulierung von Modell M2 als System von Einzelspeichern, deren Abflüsse die nachfolgenden Speicher durchfließen, erlaubt keine analytische Invertierung der Modellgleichungen, wie dies beim Modell M1 möglich ist. Zur Bestimmung des Niederschlages aus dem Abfluss wird das Vorwärtsmodell M2 daher in einen Iterationsalgorithmus eingebettet, in dem für jeden Zeitschritt t der Niederschlag R_t ermittelt wird, der folgende Funktion erfüllt:

$$f(R_t) = QSIM_t(R_t, ETp_t, S_{t-1}, \theta_i) - QOBS_t \leq \varepsilon \quad (29)$$

mit

$$R_{t,min} \leq R_t < R_{t,max}$$

$QSIM_t$ bezeichnet dabei den simulierten Abfluss des Modells M2, der als Funktion des iterativ berechneten Niederschlages R_t (gesucht), der potentiellen Evapotranspiration ETp_t (gegeben), den Systemzuständen S_{t-1} (gegeben) und Modellparametern θ_i (gegeben) berechnet wird. Beim Modell M2 wird somit solange mit unterschiedlichen Inputs das Vorwärtsmodell gerechnet, bis man den gesuchten Abfluss erhält. Mit jedem ermittelten Niederschlagswert ist somit auch ein simulierter Abflusswert verknüpft!

Die Ermittlung des Inputs, mit gegebenem Output, wird als Kausalitätsproblem (Causation problem; siehe Einleitung) bezeichnet. Es stellt ein inverses Problem dar. Mit dem iterativen Ansatz wird der Input ermittelt. Es ist daher legitim, trotz der ausschließlichen Vorwärtsrechnung, diesen Ansatz als „inverse Berechnung“ zu bezeichnen.

Generell wird die Iteration beendet, sobald die Differenz zwischen simuliertem und beobachtetem Abfluss kleiner oder gleich der Iterationsgenauigkeit ε ist. Im vorliegenden Fall wird ε mit 10^{-16} definiert. Für die durchgeführten numerischen Experimenten für die Validierung der Modells wird $QOBS_t$ mit mit synthetischen Ganglinien des Vorwärtsmodells substituiert. Die größten zulässigen Niederschlagsintensitäten ($R_{t,max}$) werden mit 50 mm/h festgelegt. Dieser Wert stellt somit den oberen Grenzwert bei der Iteration dar. Als unteren Grenzwert ($R_{t,min}$) wurde bei der Anwendung 0 mm/h definiert, womit negative Niederschläge, die als aktuelle Evapotranspiration interpretiert werden könnten, ausgeschlossen wurden. Eine Ausnahme stellen die in Kapitel 5.2.7 (Seite 108) dargestellten Berechnungen dar, bei denen $R_{t,min}$ mit -10 mm/h definiert wurde. Bei diesen Experimenten wurde überprüft, inwiefern die aktuelle Evapotranspiration vom inversen Modell berechnet werden kann. Es

ist zu beachten, dass für jeden Zeitschritt nicht nur ein Niederschlagswert R_t , sondern auch ein Abfluss $QSIM_t$ simuliert wird.

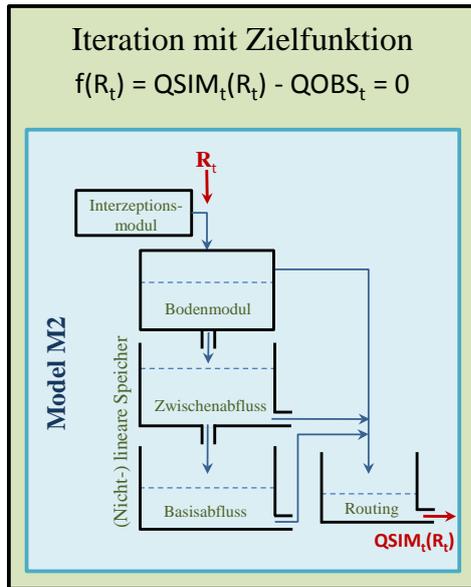


Abbildung 8: Schematische Darstellung des im Iterationsalgorithmus eingebetteten Modell M2

Die Lösung von Gleichung (29) stellt formal ein Nullstellenproblem dar, für dessen Lösung etliche Verfahren zur Verfügung stehen. Es wurden mehrere Iterationsalgorithmen implementiert und mit dem gleichen Datensatz als Eingangsgrößen getestet (Tabelle 4).

Tabelle 4: Getestete Algorithmen zur iterativen Bestimmung der Nullstelle. Die Rechenzeit bezieht sich auf 2500 Zeitschritte

Methoden	Quelle	Rechenzeit (Sekunden)
Ridders' methode	Ridders, 1979; Press et al., 1992	4.6
Van Wijngaarden–Dekker–Brent method „Brent method“	Brent, 1973; Press et al., 1992	4.4
Bisection iteration method	Press et al., 1992	6.4
Aitken method	Aitken, 1926; Ruckdeschel, 1981	NaN
Muller's method	Muller, 1956; Ruckdeschel, 1981	4.4

Bis auf die Aitken Methode, deren Implementierung keinen Erfolg brachte, lieferten alle Algorithmen zum Aufsuchen einer Nullstelle sehr ähnliche bzw. identische Ergebnisse. Aufgrund der schnellen Rechenzeit und den robusten Ergebnissen wurde entschieden, die Brent-Methode als Iterationsalgorithmus in das Modell M2 zu implementieren. Die Brent-Methode vereint das Bisektions- und Sekantenverfahren, sowie eine inverse quadratische Interpolation zum Aufsuchen der

Nullstelle und wird immer konvergieren, so lange die Funktion innerhalb der definierten Grenzwerte gelöst werden kann (Press et al., 1992).

Die maximale Anzahl an Iterationen pro Modellzeitschritt wird mit 10 000 begrenzt. Als Genauigkeit bei der Lösung der Zielfunktion (29), bei der die Iteration abgebrochen wird, ist mit 1^{-16} definiert. Ein Beispiel für den Iterationsfortschritt beim Aufsuchen der Nullstelle für einen Modellzeitschritt ist in Abbildung 9 dargestellt. Auf der linken Achse ist in logarithmischer Skala der Niederschlag aufgetragen, der einen entsprechenden Funktionswert liefert (rechte Achse).

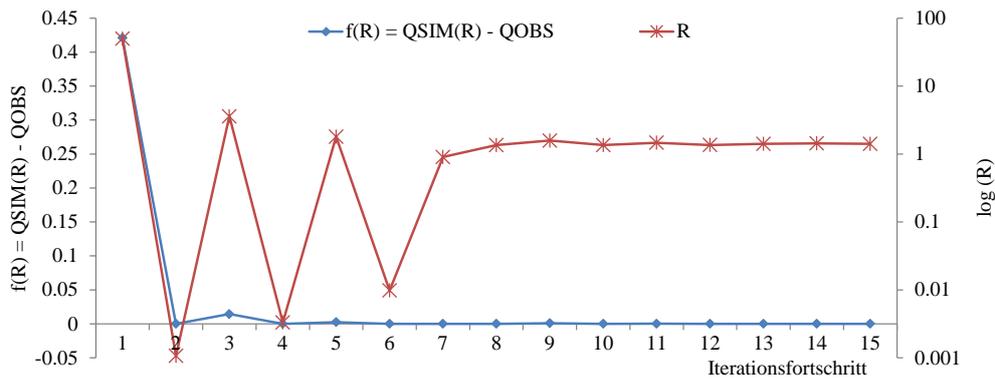


Abbildung 9: Iterative Bestimmung des Niederschlages mittels Brent-Verfahren für einen Modellzeitschritt

3.1.3 Überprüfung der inversen Modelle anhand numerischer Experimente

Um die Modelleigenschaften bezüglich der Bedingungen Existenz, Eindeutigkeit und Stabilität einer Lösung zu überprüfen, werden numerische Experimente durchgeführt. Die Anwendung der inversen Modelle setzt voraus, dass diese in der Lage sind, für den gesamten Parameterraum, Gebietsniederschläge aus Abflüssen zu reproduzieren. Dafür werden mit einem gegebenen Niederschlag und den Vorwärtsmodellen synthetische Abflussganglinien erzeugt, die anschließend als Input in die inversen Modelle verwendet werden. Durch die Anwendung der Methode der virtuellen Experimente ist es möglich, die inversen Modelle exakt zu überprüfen, da Unsicherheiten in der Abflussmessung, Modellstruktur und Parameter ausgeschlossen werden. Bei den numerischen Experimenten sind für jeden Zeitpunkt alle Systemzustände und Massenflüsse des Vorwärtsmodells bekannt. Diese Informationen werden anschließend für die Evaluierung der inversen Modelle verwendet.

Gegeben eine Niederschlagszeitreihe, sind die synthetischen Ganglinien eine Funktion der Modellparameter. Um die inversen Modelle über den gesamten Parameterraum zu überprüfen, werden daher mittels Monte Carlo Simulationen 20 000 Parameterkombinationen stochastisch ausgewählt. Mit der gleichen Anzahl an synthetischen Ganglinien werden anschließend die inversen Modelle überprüft. Die Parameter und deren Grenzen sind Tabelle 2 auf Seite 11 angeführt. Abbildung 10 zeigt das Schema zur Überprüfung der inversen Modelle mittels virtueller Experimente.

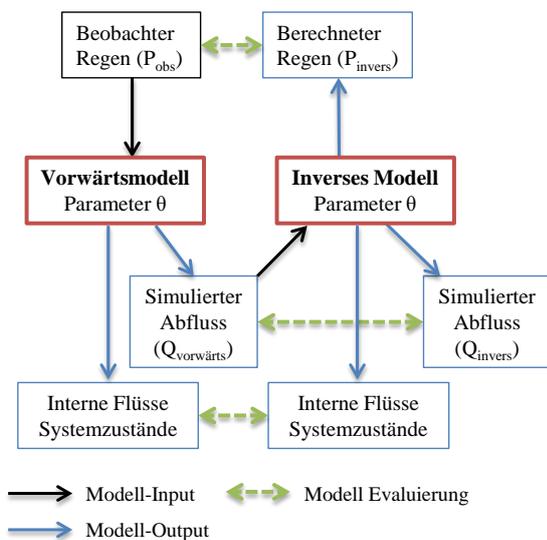


Abbildung 10: Überprüfung der inversen Modelle mittels numerischen Experimenten. Alle Variablen werden für jeden Monte Carlo Lauf, in dem die Modellparameter θ variiert werden, berechnet

Die Überprüfung der einzelnen Modellläufe erfolgt mittels des Kriteriums „Mittlerer quadratischer Fehler“ (MSE – mean squared error). Dabei wird überprüft, ob (i) der simulierte Abfluss des inversen Modells (Q_{invers}) mit dem Abfluss des Vorwärtsmodells ($Q_{vorwärts}$) übereinstimmt (Gleichung 30) und (ii), ob der inverse Niederschlag (P_{invers}) dem beobachteten Niederschlag (P_{obs}) entspricht (Gleichung 31):

$$MSE = \frac{1}{T} \sum_{t=1}^T (Q_{invers,t} - Q_{vorwärts,t})^2 \quad (30)$$

$$MSE = \frac{1}{T} \sum_{t=1}^T (P_{invers,t} - P_{obs,t})^2 \quad (31)$$

Zusätzlich erfolgt eine visuelle Überprüfung einzelner Monte Carlo Realisierungen durch graphische Darstellungen der Zeitreihen.

Erst wenn die Überprüfung der inversen Modelle mittels virtueller Experimente erfolgreich ist, ist es legitim, Abflussbeobachtung als Input zu verwenden, da numerische Fehler ausgeschlossen werden können.

3.1.4 Kalibrierung der Parameter für die Modellanwendung

Für die inverse Modellierung von Gebietsniederschlägen aus Abflussbeobachtungen müssen Modellparameter zur Verfügung stehen. Dieser Parametersatz wird über das Vorwärtsmodell gewonnen und erlaubt in weiterer Folge aus Abflussbeobachtungen Gebietsniederschläge zu berechnen.

Die Parameterkalibrierung erfolgt automatisch unter Verwendung des Shuffled Complex Evolution Algorithmus (Duan et al., 1992). Das Nash-Sutcliffe-Gütekriterium (Nash-Sutcliffe-Efficiency - NSE; Nash and Sutcliffe, 1970)

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{t=1}^T (Q_{obs,t} - Q_{sim,t})^2}{\sum_{t=1}^T (Q_{obs,t} - \overline{Q_{obs}})^2} \quad (32)$$

mit beobachteten (Q_{obs}) und simuliertem (Q_{sim}) Abfluss zum Zeitpunkt t wird dabei als Zielfunktion bei der Optimierung der Modellparameter verwendet. Die optimierten Parameter werden in weiterer Folge auch für das inverse Modell verwendet (Abbildung 11).

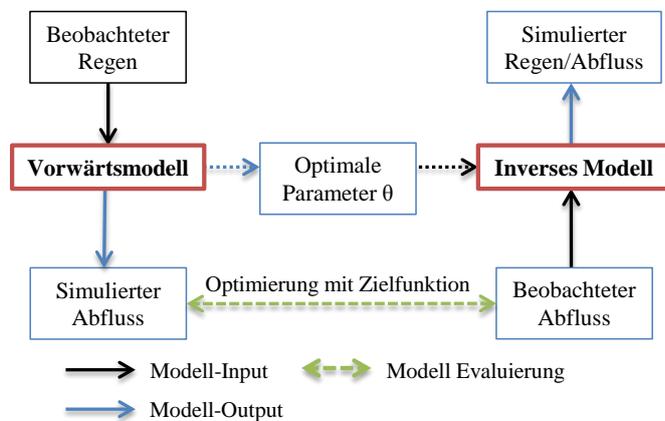


Abbildung 11: Parameterkalibrierung und Berechnungsschema

3.1.5 Analyse der Modellparameter und Modellstruktur mit dem inversen Modell

Bei einer gegebenen Modellstruktur und einem gültigen Parameterraum wird davon ausgegangen, dass es theoretisch möglich ist, die Abflussbeobachtung exakt zu simulieren. In der Modellierungspraxis scheidet es aber daran, dass der Niederschlags- oder Evapotranspirationsinput, die Anfangssystemzustände oder die Modellparameter falsch geschätzt sind. Die Frage der theoretischen, numerisch-intrinsischen Modellgrenzen mit einem zulässigen Parameterraum die Beobachtung zu simulieren, wird nicht gestellt. Dies ist problematisch: Es wird viel Zeit und Energie in die Analyse und Berücksichtigung von Unsicherheiten in der hydrologischen Modellierung investiert (z.B. Beven and Binley, 1992, Stanzel, 2012; Kuczera et al., 2006; Stedinger et al., 2008; Vrugt et al., 2008b). Doch was nützt die beste und raffinierteste Unsicherheitsanalyse, wenn von vornherein klar ist, dass die Abflusssimulation des Modells, für den zulässigen Parameterraum, nicht in der Lage ist, die Beobachtung abzubilden? In diesen Fällen sollten neue Modelle entwickelt werden, die in einem ersten Schritt zumindest theoretisch die Beobachtung abbilden können. Voraussetzung dafür ist allerdings das Erkennen der intrinsischen mathematischen Grenzen der Modellstruktur, Abflussbeobachtungen exakt zu simulieren, was mit dem inversen Modell möglich ist.

Mit dem inversen Modell wird mittels 30 000 Monte Carlo Simulationen der Parameterraum der Modellstruktur festgestellt, der theoretisch eine exakte Simulation des beobachteten Abflusses ermöglicht. Dafür wird für jeden Modelllauf der mittlere quadratische Fehler (MSE – mean squared error) zwischen beobachteten (Q_{obs}) und simulierten Abfluss (Q_{sim}) ermittelt:

$$MSE = \frac{1}{T} \sum_{t=1}^T (Q_{sim,t} - Q_{obs,t})^2 \quad (33)$$

Modellläufe mit niedrigen MSE-Werten nahe 0 (kleine Modellfehler) werden als gültige Modellläufe ausgewiesen und definieren jenen Parameterraum des inversen Modells (θ_{invers}), der mit der gegebenen Modellstruktur, eine exakte Abbildung des beobachteten Abflusses ermöglicht. Die gleiche Anzahl an Monte Carlo Simulationen wird ebenfalls mit dem Vorwärtsmodell mit gegebenem Niederschlagsinput durchgeführt. Als Funktion der MSE-Werte und eines festgelegten Schwellenwertes werden anschließend gültige Modellläufe und Modellparameter des Vorwärtsmodells ($\theta_{vorwärts}$) definiert. Durch den Vergleich der Schnittmenge der beiden Parameterräume θ_{invers} und $\theta_{vorwärts}$ ist es möglich festzustellen, ob eine Modellstruktur brauchbar ist oder nicht. Parameter, die sich zwischen θ_{invers} und $\theta_{vorwärts}$ unterscheiden und die konzeptionell damit verbundenen physikalischen Prozesse, wie z.B. Oberflächenabfluss, können identifiziert werden und ermöglichen dadurch eine Diagnose von Defiziten in der Modellstruktur.

3.2 Potentielle Evapotranspirationsmodelle

Evapotranspiration bezeichnet die Kombination aus zwei Prozessen – Evaporation und Transpiration –, bei denen flüssiges Wasser in Wasserdampf übergeht. Beim Prozess der Evaporation verdunstet Wasser von unterschiedlichen Oberflächen, wie z.B. Seen, Flüsse, Böden oder Straßen. Es handelt sich dabei um leblose Oberflächen, wobei beispielsweise das Verdampfen von Wasser von nasser Vegetation auch als Evaporation bezeichnet wird. Unter Transpiration versteht man das Verdampfen und den Abtransport von Wasser aus Pflanzengewebe. Pflanzen verlieren Wasser im Wesentlichen über die Stomata. Dies sind kleine, von der Pflanze steuerbare, Öffnungen in den Blättern, über die Gase und Wasserdampf entweichen können. Evapotranspiration, d.h. die Summe aus Evaporation und Transpiration, passieren gleichzeitig. Welcher Prozess dominiert ist von vielen Faktoren abhängig, z.B. der Wasserverfügbarkeit im Boden, des Bewuchses oder des Pflanzenwuchsstadiums.

Direkte Solarstrahlung stellt die Hauptenergiequelle für die Zustandsänderung von Wasser von flüssig in dampfförmig dar. Die Lufttemperatur ist dabei vernachlässigbar (Monteith und Unsworth, 1990). Die treibende Kraft für den Transport des Wasserdampfes ist die Differenz des Wasserdampfdruckes an der verdunstenden Oberfläche und der umgebenden Atmosphäre. Bei voranschreitender Evapotranspiration erfolgt eine stetige Aufsättigung der Luft mit Wasserdampf, und der Prozess der Evapotranspiration verlangsamt sich. Der Prozess kommt möglicherweise ganz zum Erliegen, wenn die feuchte Luft nicht abtransportiert wird. Die Erneuerung der gesättigten Luftmassen mit trockener Luft erfolgt in weiterer Folge über den Wind (Allen et al., 1998). Evapotranspiration ist somit vor allem eine Funktion von Strahlung, Sättigungsdefizit und Windgeschwindigkeit. Bei der Berechnung der Evapotranspiration sollten daher besonders die meteorologischen Parameter Solarstrahlung, Luftfeuchtigkeit und Windgeschwindigkeit berücksichtigt werden.

Auch ohne Energieeintrag durch direkte Sonneneinstrahlung kann eine nennenswerte Menge an Wasser verdunsten. Ein nach Sonnenuntergang aufgehängtes nasses Handtuch kann bei Wind beispielsweise rasch trocknen. Neuwirth (1975) unterstützt diese Beobachtung mit Messdaten vom Neusiedler See, die den dominanten Einfluss der Windgeschwindigkeit und des Sättigungsdefizits auf die Verdunstung zeigen.

Unter potentieller oder Referenz-Evapotranspiration (ETP) versteht man die Evapotranspiration für eine definierte Oberfläche, die ausschließlich eine Funktion der meteorologischen Bedingungen ist. Die definierte Fläche ist beispielsweise mit 12 cm hohem Gras bewachsen, wobei die Wasser- und Nährstoffversorgung für das Wachstum keine limitierenden Größen darstellen (Allen et al., 1998). Bei der Messung der potentiellen Evapotranspiration mittels bewässerten Graslysimeter kann die Wasserversorgung durch Bewässerung und die Nährstoffzufuhr garantiert werden. Allerdings ist die Messung in Wintermonaten außerhalb der Vegetationsperiode problematisch, da das Gras die Transpiration in dieser Zeit weitestgehend einstellt. In diesen Monaten wird vor allem die Evaporation gemessen, was bei der Bewertung der Messwerte zu beachten ist.

Aktuelle Evapotranspiration (ETA) ist das Verdampfen von Wasser unter Berücksichtigung der tatsächlichen Verhältnisse. Abgesehen von den meteorologischen Bedingungen, die die potentielle

Evapotranspiration bestimmen, spielen dabei die Wasserverfügbarkeit, die Vegetation und deren Zustand, oder bei unbelebten Flächen die Oberflächenbeschaffenheit eine Rolle.

Ausgehend von der potentiellen Evapotranspiration kann mittels unterschiedlicher Methoden auf die, für die Ermittlung der Gesamtwasserbilanz relevante, aktuelle Evapotranspiration geschlossen werden. Allen et al. 1998 stellen ein in der Agrarwirtschaft häufig angewendetes Verfahren vor, in dem ausgehend von einem Referenzwert, in Abhängigkeit der Vegetationsart, Wachstumsperiode, Verfügbarkeit von Nährstoffen und Wasser etc. mittels Korrekturfaktoren, s.g. crop coefficients, die aktuelle Evapotranspiration berechnet wird. Allerdings sind diese crop coefficients hauptsächlich für agrarische Pflanzen tabelliert, was die hydrologische Anwendung auf Einzugsgebietsebene erschwert. Für die Ermittlung der aktuellen Evapotranspiration auf Einzugsgebietsebene eignen sich daher hydrologische Modelle, die auch ausgehend von einem Referenzwert, unter Berücksichtigung der Landbedeckung und der hydrologischen Verhältnisse die aktuelle Evapotranspiration berechnen. Im N-A-Modell COSERO wird die aktuelle Evapotranspiration beispielsweise unter Berücksichtigung einer möglichen Schneebedeckung, der Interzeption und Vegetation, sowie der Wasserverfügbarkeit im Boden ermittelt.

Um die Unsicherheiten bei der Modellierung der aktuellen Evapotranspiration zu minimieren, ist somit die korrekte Schätzung der potentiellen Evapotranspiration eine wesentliche Voraussetzung. Für die Schätzung der potentiellen Evapotranspiration werden Methoden empfohlen, die auf dem Penman-Monteith-Ansatz beruhen, da diese in vielen Studien deutlich bessere Ergebnisse lieferten, als andere, einfachere Methoden (Allen et al., 1998; Todorovic, 1999). Für diese Arbeit wird daher die Methode nach ASCE-Penman-Monteith (ASCE-EWRI, 2005) angewendet. Für Vergleichsanalysen erfolgt weiters die Berechnung der potentiellen Evapotranspiration entsprechend den Methoden nach Hargreaves (Hargreaves und Samani, 1982) bzw. Thornthwaite (Thornthwaite und Mather, 1957), die aufgrund ihrer einfacheren Einsetzbarkeit häufig verwendet werden.

3.2.1 Methode nach ASCE-Penman-Monteith

Die Gleichung zur Berechnung der potentiellen Evapotranspiration nach ASCE-Penman-Monteith (ASCE-EWRI, 2005) lautet

$$ETP = \frac{0.408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{C_n}{T} u_2 D}{\Delta + \gamma(1 + C_d u_2)} \quad (34)$$

mit

ETP	potentielle Evapotranspiration (mm h ⁻¹)
Δ	Steigung der Sättigungsdampfdruckkurve (k Pa°C ⁻¹)
R_n	Netto Strahlung auf der Oberfläche (MJ m ² h ⁻¹)
G	Bodenwärmestrom (MJ m ² h ⁻¹)
γ	Psychrometer-Konstante (k Pa°C ⁻¹),
C_n	Konstante ($C_n = 37$) (K mm ³ mg ⁻¹ h ⁻¹)
C_d	Konstante ($C_d = 0.24$ (Tag) bzw. $C_d = 0.96$ (Nacht)) (s m ⁻¹)
D	Dampfdruckdefizit (k Pa)
T	Lufttemperatur (°K)
u_2	Windgeschwindigkeit auf 2 m (m s ⁻¹).

Bei Gleichung (34) handelt sich dabei um eine modifizierte Penman-Monteith Gleichung, die für 12 cm hohes Gras die potentielle Evapotranspiration ermittelt. Im Wesentlichen wurde die ursprüngliche Gleichung vereinfacht, so dass die Parameter der Oberflächenrauigkeit der Vegetation Gras entsprechen. Nachdem diese Konstanten empirisch ermittelt wurden, kann davon ausgegangen werden, dass gewisse Unsicherheiten damit verbunden sind. Die oft eingesetzte FAO-Gleichung (Allen et al., 1998) für stündliche Berechnungen entspricht der oben angeführten Gleichung, allerdings mit den Werten $C_n=37$ und $C_d=0.34$. Der Bodenwärmestrom ist positiv, wenn sich der Boden erwärmt.

Das Berechnungsverfahren entspricht im Wesentlichen Allen et al., 1998. Die zur Anwendung gekommenen Gleichungen finden sich im Anhang.

3.2.2 Methode nach Hargreaves

Für die Berechnung der potentiellen Evapotranspiration nach Hargreaves (Hargreaves und Samani, 1982) werden als Eingangswerte die mittlere, maximale und minimale Tagestemperatur, sowie die extraterrestrische Strahlung benötigt. Es wird die potentielle Evapotranspirationshöhe für einen Tag berechnet:

$$ETP_d = 0.0023(T_{\text{mean}} + 17.8)(T_{\text{max}} - T_{\text{min}})^{0.5} R_a 0.408 \quad (35)$$

mit

$$R_a = \frac{24 * 60}{\pi} G_{sc} d_r [\omega_s \sin(\varphi) \sin(\delta) + \cos(\varphi) \cos(\delta) \sin(\omega_s)] \quad (36)$$

$$d_r = 1 + 0.033 \cos\left(\frac{2\pi}{365} j\right) \quad (37)$$

$$\omega_s = \arccos[-\tan(\varphi) \tan(\delta)] \quad (38)$$

$$\delta = 0.409 \sin\left(\frac{2\pi}{365}j - 1.39\right) \quad (39)$$

ETP _d	potentielle Evapotranspiration pro Tag (mmd ⁻¹)
T _{mean}	mittlere Tagestemperatur (°C)
T _{max}	maximale Tagestemperatur (°C)
T _{min}	minimale Tagestemperatur (°C)
R _a	extraterrestrische Strahlung (MJm ⁻² d ⁻¹)
G _{sc}	Solarkonstante = 0.0820 MJm ⁻² min ⁻¹
d _r	inverser relativer Abstand Erde-Sonne
ω _s	Winkel bei Sonnenuntergang (rad)
φ	geographische Breite (rad)
δ	solare Deklination (rad)
j	Tag im Jahr

Der Tagesgang der Evapotranspiration wird als Funktion der positiven Lufttemperatur abgeschätzt:

$$ETP_h = ETP_d \frac{T_i}{\sum_{i=1}^n T_i} \quad (40)$$

ETP _h	stündliche potentielle Evapotranspiration (mm h ⁻¹)
ETP _d	potentielle Evapotranspiration pro Tag (mmd ⁻¹)
T _i	positive Temperatur der Stunde i

3.2.3 Methode nach Thornthwaite

Thornthwaite (Thornthwaite und Mather, 1957) hat eine empirische Beziehung zwischen potentieller Evapotranspiration und Lufttemperatur aus Messungen in verschiedenen Klimagebieten abgeleitet. Die Verdunstungshöhe in mm pro Stunde ergibt sich aus (DVWK, 1996):

$$ETP = 0.533 * n * \frac{S_0}{12} * \left(\frac{10 * T}{J}\right)^a \quad (41)$$

ETP	potentielle Evapotranspiration (mmh ⁻¹)
n	Länge des Zeitintervalls (d)
T	Lufttemperatur (°C)
S ₀	astronomische Sonnenscheindauer (h)
J	Wärmeindex
a	Koeffizient in Abhängigkeit von J

Die Größen J und a werden für jeden Standort aus langjährigen Monatsmitteln der Temperatur bestimmt:

$$J = \sum_{Jan}^{Dez} \left(\frac{\bar{T}}{5}\right)^{1.514} \quad (42)$$

$$a = (0.0675 * J^3 - 7.71 * J^2 + 1792 * J + 49239) * 10^{-5} \quad (43)$$

4. Untersuchungsgebiete und Datengrundlagen

In diesem Kapitel erfolgt die Beschreibung des Untersuchungsgebietes der potentiellen Evapotranspiration und der Einzugsgebiete, für die das inverse Modell zur Anwendung kommt. Weiters werden die Datengrundlagen und die Simulationsperioden erläutert. Die potentiellen Evapotranspirationszeitreihen werden bei der inversen Modellierung als Eingangsgröße verwendet. Im Folgenden wird daher zuerst die potentielle Evapotranspiration und anschließend die inverse Modellierung behandelt.

4.1 Potentielle Evapotranspiration für Österreich

4.1.1 Untersuchungsgebiet und Simulationsperioden

Prinzipiell stehen die flächigen meteorologischen Inputdaten auch für die angrenzenden Gebiete der Nachbarländer zur Verfügung (siehe Abbildung 12 – INCA-Domäne), allerdings ist aufgrund der deutlich geringeren Stationsdichte außerhalb Österreichs zu erwarten, dass die Qualität der Daten abnimmt. Die potentielle Evapotranspiration wird daher nach den in Kapitel 0 (Seite 24) erläuterten Methoden für das Staatsgebiet von Österreich dargestellt. Die Berechnung erfolgt dabei für die Periode 01.01.2007 – 31.12.2009. Die Berechnungsperiode ergibt sich aus dem vorhandenen Zeitraum der vorliegenden Input-Datensätzen.

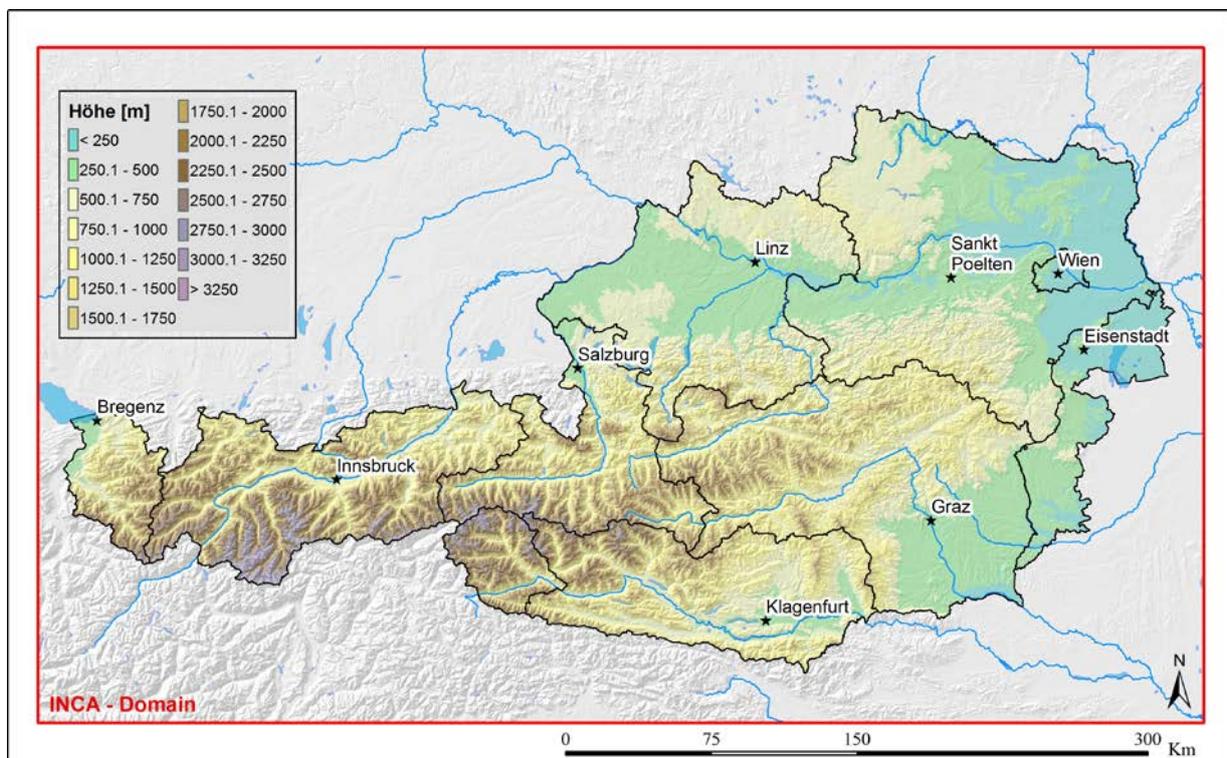


Abbildung 12: INCA-Domäne und Österreich als Untersuchungsgebiet der potentiellen Evapotranspiration, inkl. Topographie

4.1.2 Meteorologische Datengrundlagen

Als Datengrundlage für die Ermittlung der potentiellen Evapotranspiration werden folgende meteorologischen Datensätze verwendet:

1. INCA-Analysen (Haiden et al., 2011)
2. Räumlich hochaufgelöste, monatliche Temperaturklimatologie der Periode 1961-1990 des ECSN/HRT-GAR-Projektes (Hiebl et al., 2009)

4.1.2.1 INCA-Analysen

INCA (Integrated Nowcasting through Comprehensive Analysis, Haiden et al., 2011) bildet das operationelle Nowcasting-System der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (ZAMG). Es kombiniert Stationsdaten (Abbildung 13), Fernerkundungsdaten (Radar, Satellitendaten), Informationen aus digitalen Geländemodellen, sowie Prognosen numerischer Wettervorhersagemodelle für die Bereitstellung von meteorologischen Analysen und Nowcasting-Felder.

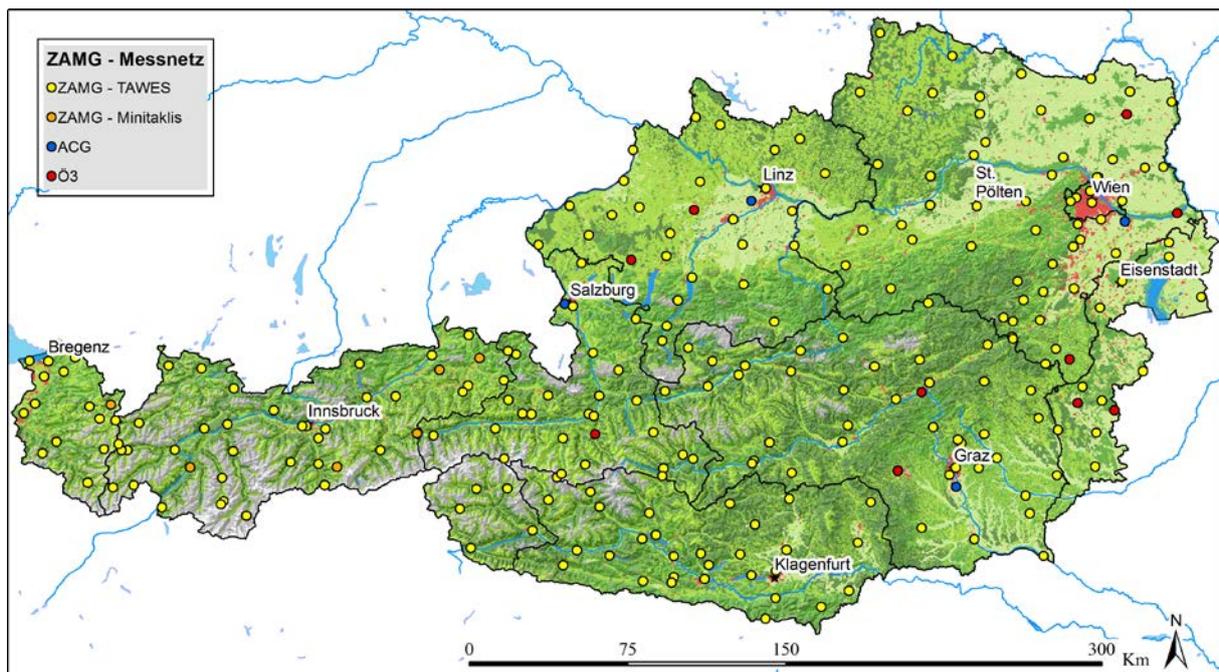


Abbildung 13: ZAMG-Messnetz (Quelle: www.zamg.ac.at)

INCA liefert auf einem 1-km Raster für ganz Österreich stündliche Daten von Temperatur, Luftfeuchte, Wind, Globalstrahlung, Schneefallgrenze, Wind Chill und viertelstündliche Daten von Bewölkung, Niederschlag und Niederschlagsart. Für die hier vorgestellte Anwendung dieser Daten werden ausschließlich Analyse-Felder verwendet. Dies minimiert den Einfluss der möglichen Fehler von numerischen Wettervorhersagemodellen, die im INCA-System als „first guess“ in der Nowcasting-Prognose verwendet werden (Haiden et al., 2011).

Folgende INCA-Analysefelder werden in einer zeitlichen Auflösung von 60-min verwendet:

- Lufttemperatur (°C)
- Globalstrahlung (W/m²)
- Relative Feuchte (%)
- Windgeschwindigkeit (m/s)

Im Folgenden werden diese meteorologischen Parameter für Österreich in Form von mittleren Jahreswerten des Berechnungszeitraumes 2007-2009 dargestellt. Es handelt sich somit um keine klimatologischen Darstellungen, für die deutlich mehr Jahre herangezogen werden müssten.

Lufttemperatur

Abbildung 14 zeigt die räumliche Verteilung der mittleren Lufttemperatur für Österreich für den Zeitraum 2007 – 2009. Die mittlere Lufttemperatur für Österreich beträgt in diesem Zeitraum 7,1°C, mit den höchsten Werten um 12,6°C in der Wiener Innenstadt und den niedrigsten Werten um -6,3°C in den Hochgebirgsregionen der Zentralalpen.

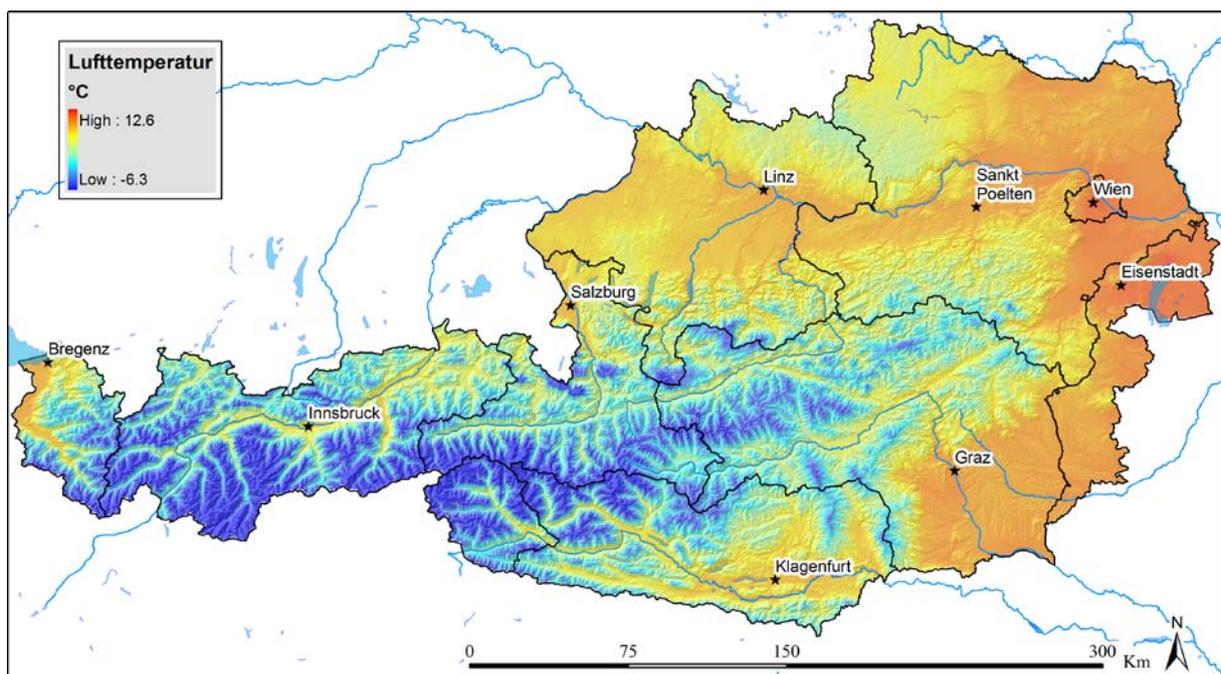


Abbildung 14: Mittlere Jahrestemperatur in der Berechnungsperiode 2007 – 2009

Die Interpolation der Lufttemperatur erfolgt in INCA als Funktion der Höhe, was in Abbildung 15 sehr deutlich ersichtlich ist – die Lufttemperatur nimmt weitestgehend linear mit zunehmender Höhe ab. Die Streuung verdeutlicht aber auch, dass andere Faktoren die Lufttemperatur beeinflussen. Dazu zählt beispielsweise die Klimaregion oder die Exposition.

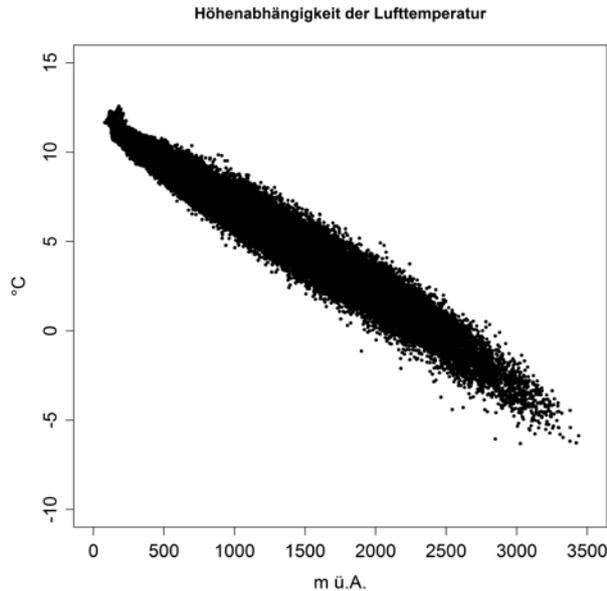


Abbildung 15: Beziehung der mittleren Jahrestemperatur zur Höhe

Globalstrahlung

Die gemessene Globalstrahlung besteht aus der direkten Solarstrahlung (Direktstrahlung) und der Diffusstrahlung. Die räumliche Verteilung für Österreich (Abbildung 16) zeigt, dass die höchsten Globalstrahlungswerte mit rund 170 W/m^2 in den hohen Lagen der Alpen zu finden sind. Dies trifft vor allem auf die Stubai- und Ötztaler Alpen südwestlich von Innsbruck und den Hohen Tauern in Osttirol zu. Auch die Globalstrahlung weist im dreijährigen Mittel einen Höhentrend auf, allerdings nehmen hier die Werte tendenziell mit der Höhe zu (Abbildung 17). Die niedrigsten Werte finden sich in den Tallagen und in den niederösterreichischen Voralpen mit rund 100 W/m^2 . Im Mittel beträgt die Globalstrahlung für Österreich im betrachteten Zeitraum 139 W/m^2 . Eindeutig zu sehen sind einzelne „Fettaugen“, die mit großer Wahrscheinlichkeit aufgrund von Messwerten einzelner Stationen auftreten. Dies verdeutlicht die Schwierigkeit bei der Messung der Globalstrahlung, da die Beschattung durch einzelne Bäume oder Gebäude die Messungen eindeutig beeinflussen.

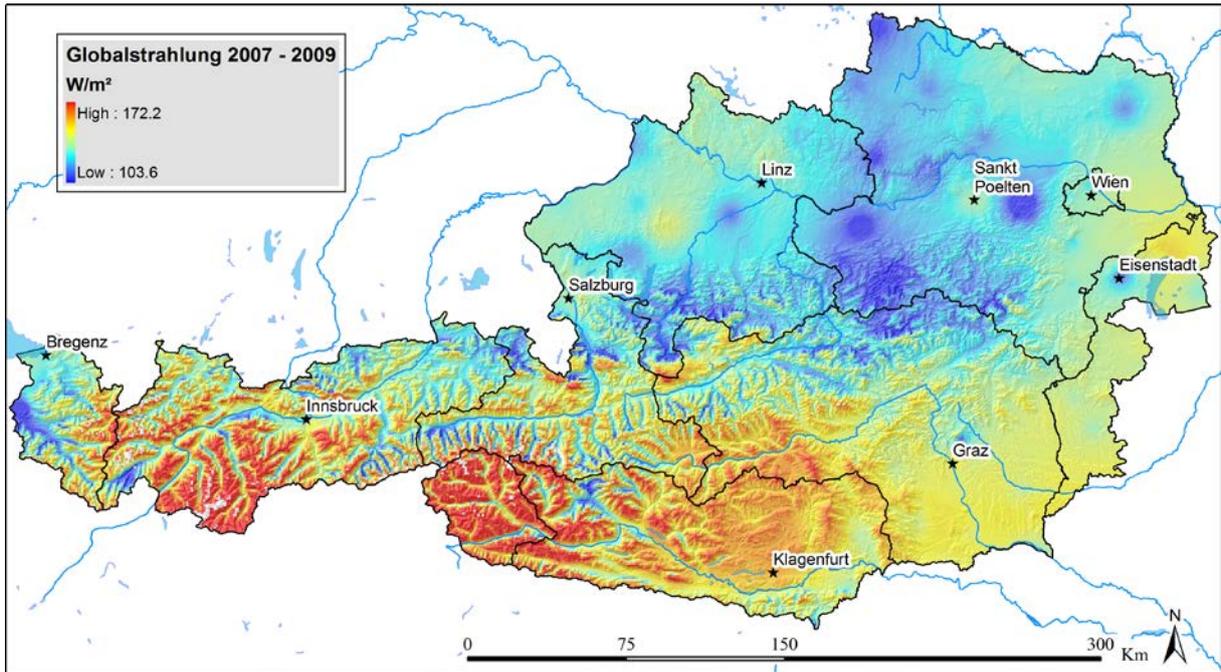


Abbildung 16: Mittlere Globalstrahlung in der Berechnungsperiode 2007 – 2009

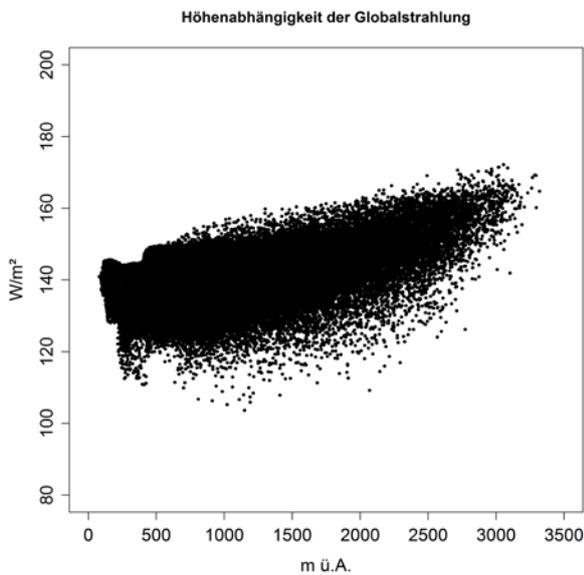


Abbildung 17: Beziehung der mittleren jährlichen Globalstrahlung zur Höhe

Bei der Interpolation der Globalstrahlung werden Stationsdaten, Wolkenbedeckung aus Satellitendaten, sowie die Geländetopographie berücksichtigt. Abbildung 18 zeigt die Globalstrahlung für 17:00 am 15.08.2007. Sehr gut zu erkennen sind hellere Flächen mit verminderter Globalstrahlung aufgrund der Wolkenbedeckung und der Beschattung durch die Topographie, die als Funktion des Sonnenstandes und des digitalen Geländemodells berücksichtigt wird.



Abbildung 18: Globalstrahlung am 15.08.2007 17:00 (hellere bzw. weiße Flächen weisen Gebiete mit niedriger Globalstrahlung aus)

Relative Feuchte

Die relative Feuchtigkeit oder Feuchte bezeichnet das Verhältnis zwischen dem aktuellen Wasserdampfdruck und dem Sättigungsdampfdruck bei gleicher Lufttemperatur. 100 % relative Feuchte bedeutet beispielsweise, dass die Luft mit Wasserdampf gesättigt ist, da der aktuelle Wasserdampfdruck dem Sättigungsdampfdruck entspricht. Die räumliche Verteilung der relativen Feuchte zeigt für Österreich ein heterogenes Bild (Abbildung 19). Die mittlere Luftfeuchtigkeit weist in den Stubaier und Öztaler Alpen süd-westlich von Innsbruck und in den hohen Lagen der Zentralalpen niedrige Werte auf. Auch in Ostösterreich südlich von Wien und um Eisenstadt, sowie im Südosten finden sich niedrigere Werte. Die höchsten Luftfeuchtigkeitswerte sind in den Ostalpen im Grenzbereich zwischen Niederösterreich und Steiermark, sowie im Wald- und Mühlviertel zu erwarten. Im Mittel beträgt die relative Feuchte in Österreich für die Periode 2007 – 2009 rund 80 %. Generell weist die relative Feuchte keinen eindeutigen Höhentrend auf (Abbildung 20).

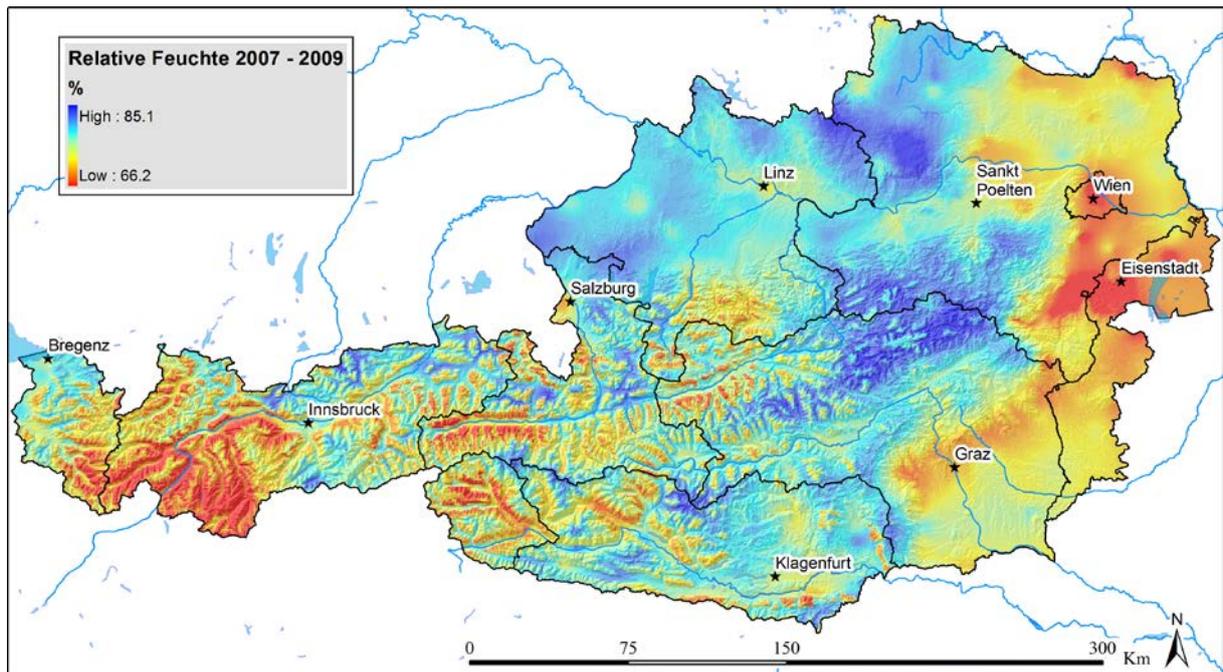


Abbildung 19: Mittlere relative Feuchte in der Berechnungsperiode 2007 – 2009

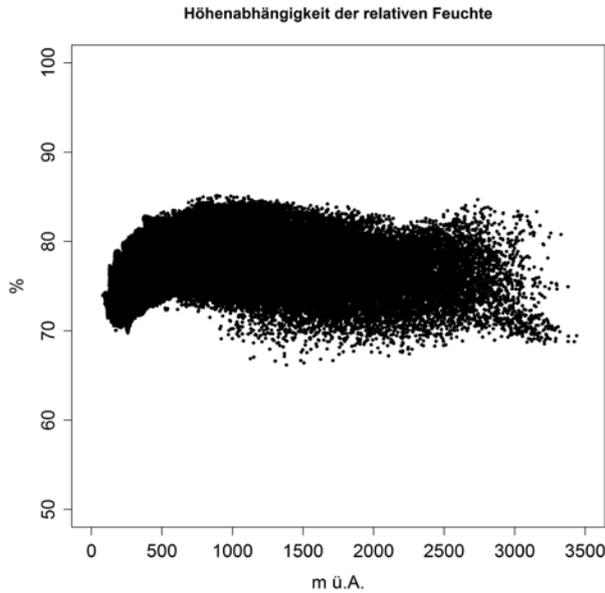


Abbildung 20: Beziehung der mittleren jährlichen relativen Feuchte zur Höhe

Windgeschwindigkeit

Generell liegen die Windgeschwindigkeiten aus INCA in Vektorform für 2 horizontale Richtungen vor. Bei der Berechnung der potentiellen Evapotranspiration spielt die Windrichtung keine Rolle. Wesentlich ist die Windgeschwindigkeit, die sich aus diesen Vektoren ergibt.

Für Österreich ergibt sich ein relativ uneinheitliches Bild für die Verteilung der Windgeschwindigkeit (Abbildung 21). Neben hohen Lagen in den Alpen und im Wald- und Weinviertel, weisen Bereiche östlich von Wien im Mittel hohe Windgeschwindigkeiten auf. Tendenziell ist eine Zunahme der Windgeschwindigkeit mit der Höhe erkennbar. Die hohen Windgeschwindigkeiten in den Höhenlagen unter 1000 m (Abbildung 22) stammen aus den Wald- und Mühlvierten, sowie den Bereichen östlich bzw. südöstlich von Wien (Parndorfer Platte). Diese Bereiche sind im Wesentlichen auch die Standorte, an denen in den letzten Jahren Windparks errichtet wurden.

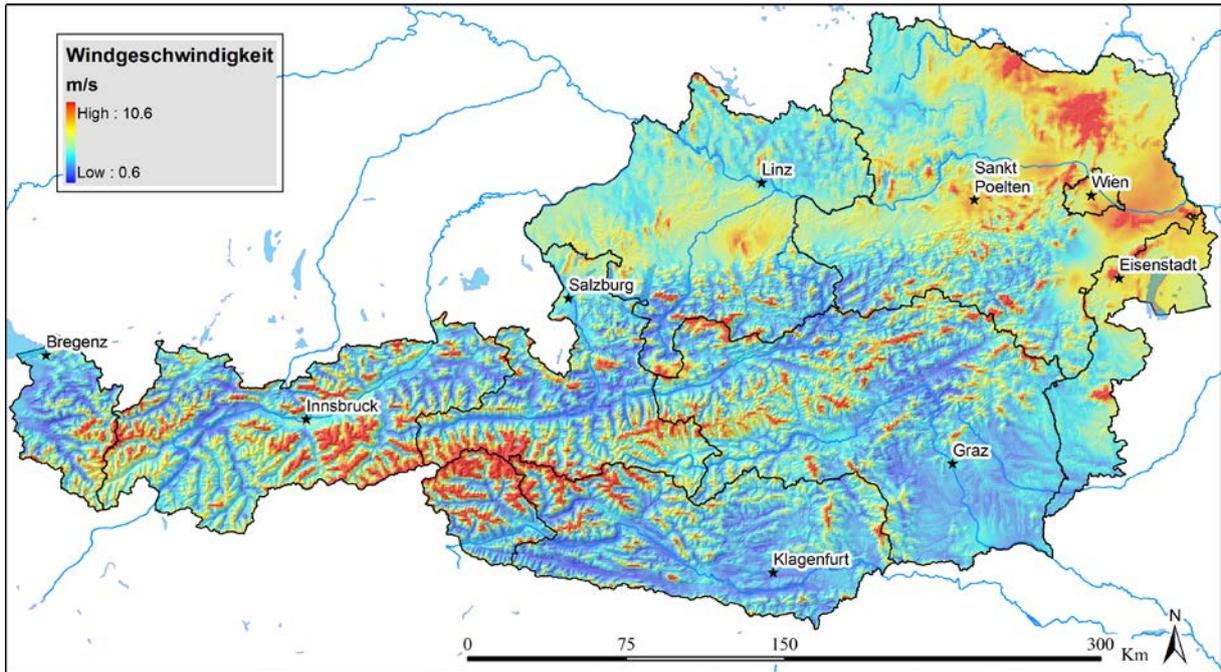


Abbildung 21: Mittlere Windgeschwindigkeit in der Berechnungsperiode 2007 – 2009

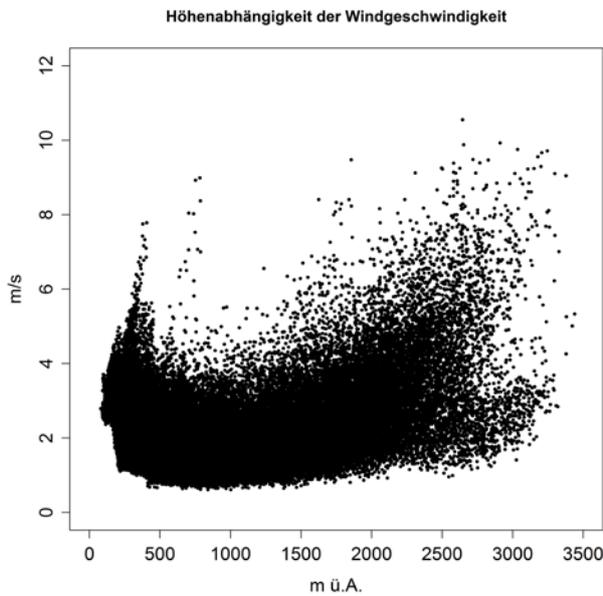


Abbildung 22: Beziehung der mittleren jährlichen Windgeschwindigkeit zur Höhe

Monatliche Temperaturklimatologie

Im Rahmen des ECSN/HRT-GAR-Projektes (Hiebl et al., 2009) wurde eine räumlich hochaufgelöste, monatliche Temperaturklimatologie für den erweiterten Alpenraum (Greater Alpine Region – GAR) erstellt. Die flächigen Daten beruhen dabei auf beobachtete monatliche Mittelwerte des Zeitraumes 1961 – 1990. Die Regionalisierung erfolgte über multiple lineare Regressionen und durch die Anbringung von Anpassungsfaktoren für Geländeeffekte in Kaltluftseen, Küsten- und Seeuferstreifen, Städten und Hanglagen. Die monatliche Temperaturklimatologie wurde für die Berechnung der potentiellen Evapotranspiration nach Thornthwaite verwendet. Abbildung 23 zeigt die räumliche

Verteilung der langjährigen mittleren Jahrestemperatur des ECSN/HRT-GAR-Datensatzes. Auch hier ist, vergleichbar mit den INCA-Daten, eine klare Höhenabhängigkeit der Temperatur ersichtlich (Abbildung 24).

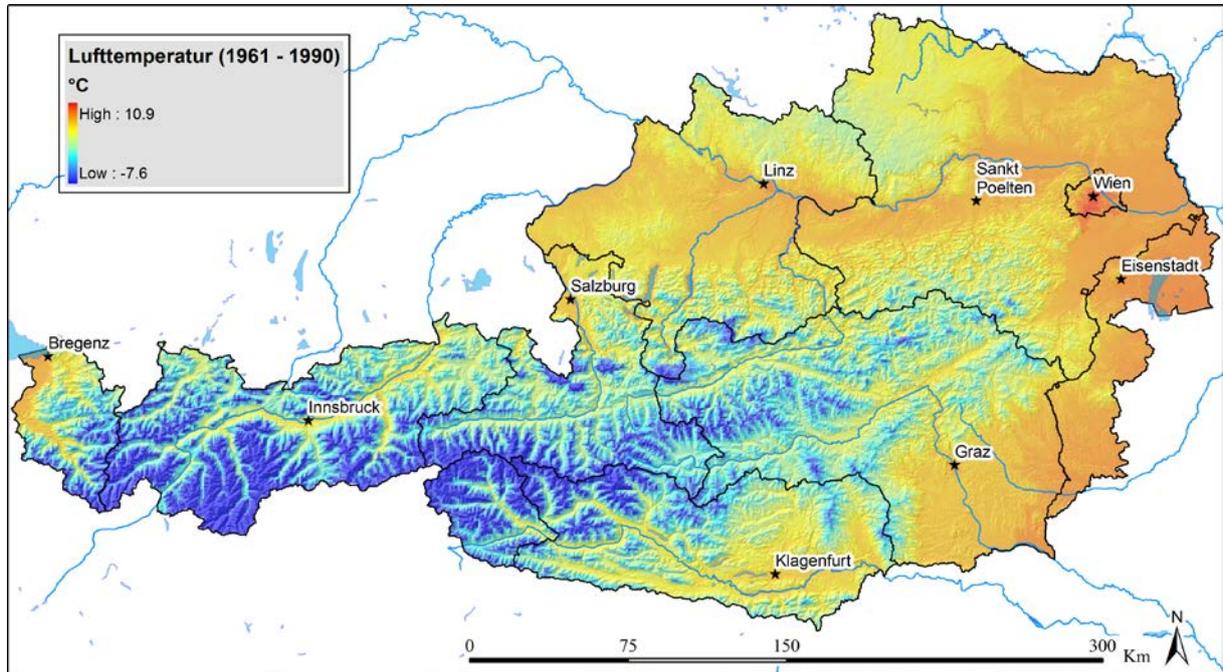


Abbildung 23: Langjährige mittlere Lufttemperatur (1961 -1990) für Österreich (Hiebl et al., 2009)

Der Mittelwert der Lufttemperatur für die Periode 1961 – 1990 ist mit 5,9°C um rund 1,2°C niedriger als die INCA-Werte der Berechnungsperiode 2007 - 2009. Die minimalen und maximalen Werte des ECSN/HRT-GAR-Datensatzes sind ebenfalls niedriger (Abbildung 25).

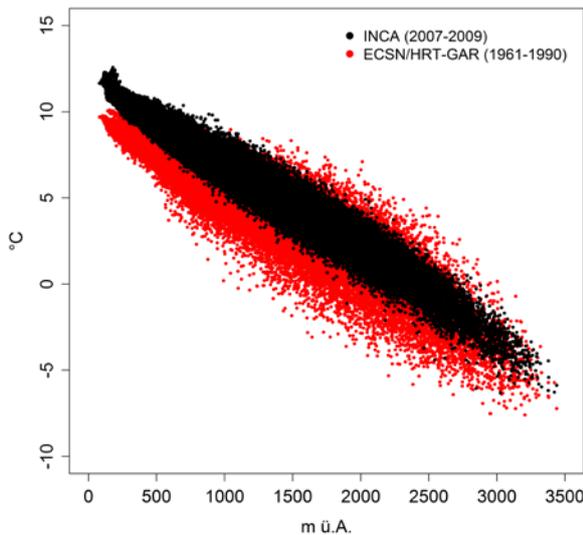


Abbildung 24: Höhenabhängigkeit der mittleren Jahrestemperatur für die INCA- und ECSN/HRT-GAR-Datensatz

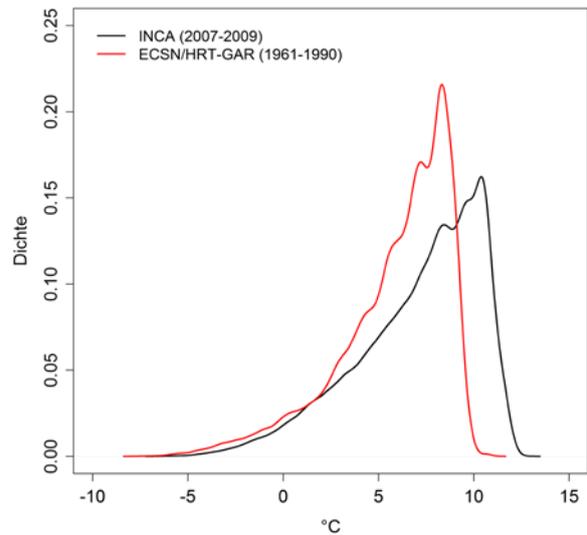


Abbildung 25: Dichtefunktion der mittleren Jahrestemperatur für den INCA- und ECSN/HRT-GAR-Datensatz

4.1.3 Lysimeterdaten

Für die Validierung der Evapotranspirationsmodelle werden die Beobachtungsdaten der Periode 01.01.2007 – 31.12.2007 des bewässerten Gras-Lysimeters in Großenzersdorf bei Wien (Lanthaler, 2004) verwendet (Abbildung 26). Großenzersdorf liegt in Ostösterreich auf 156 m.ü.A. und deckt somit nur eine einzige Klimaregion ab. Es war nicht möglich Lysimeterdaten für andere Höhenlagen bzw. Klimaregionen mit einer annehmbaren Datenqualität zur Beurteilung und Validierung der Evapotranspirationsmodelle zu erhalten. Die physikalischen Grundlagen der Evapotranspiration sind unabhängig vom Ort und es erfolgt keine Kalibrierung der Evapotranspirationsmodelle. Es wird daher die Beurteilung der Modelle anhand des Datensatzes eines einzigen Standortes vorgenommen.



Abbildung 26: Bewässertes Gras-Lysimeter Großenzersdorf

Die Messung der Evapotranspirationsraten mit einem Lysimeter ist eine komplexe Angelegenheit und somit fehleranfällig. Die Berechnung von Gütekriterien ist daher ohne Korrektur der Messdaten nicht möglich. Um offensichtliche Fehler in den Beobachtungen auszuschließen, wurden die Messdaten mit den Modellergebnissen von ASCE-Penman-Monteith gegenübergestellt. Beobachtungswerte wurden als Fehlerhaft ausgeschlossen, wenn sie kleiner als 10 % des ASCE-Penman-Monteith-Wertes lagen. Ebenso wurden die Messwerte für die Beurteilung nicht herangezogen, wenn sie über 200 % des entsprechenden ASCE-Penman-Monteith-Wertes lagen. Diese Schwellenwerte sind konservativ gewählt. Dadurch wird gewährleistet, dass korrekte Messwerte nicht für die Beurteilung ausgeschlossen werden. Die korrigierte Lysimeter-Zeitreihe wurde ausschließlich für die Berechnung von Gütekriterien herangezogen.

Es ist davon auszugehen, dass in Wintermonaten die Vegetation die Transpiration weitestgehend einstellt und ausschließlich die Evaporation gemessen wird. Daher sind die Messwerte außerhalb der Vegetationsperiode kritisch zu betrachten.

4.2 Inverse Modellierung

4.2.1 Untersuchungsgebiete und Simulationsperioden

Die Berechnung des Gebietsniederschlages aus beobachteten Abflüssen mit dem inversen Modell erfolgt für die Einzugsgebiete Schliefauf und Krems (Abbildung 27). Durch die Anwendung in zwei unabhängige Gebiete kann analysiert werden, wie sich das inverse Modell in Gebieten mit unterschiedlichen physischen und hydrologischen Bedingungen, wie z.B. Größe, Landnutzung, Geologie oder Niederschlagsverhältnissen etc., verhält.



Abbildung 27: Untersuchungsgebiete - Krems und Schliefauf

Der Schliefaufbach (Abbildung 28, oben) liegt in den niederösterreichischen Voralpen und ist ein Zubringer in die Kleine Erlauf, die über die Erlauf in die Donau entwässert. Das Untersuchungsgebiet „Krems“ (Abbildung 28, unten) liegt in den oberösterreichischen Voralpen. Das Gebiet der Krems hat eine Fläche von 38,4 km² und ist somit über doppelt so groß, wie das Schliefaufgebiet mit 17,9 km². Das Einzugsgebiet der Krems ist generell feuchter und erhält im langjährigen Schnitt mit 1345 mm pro Jahr rund 15 % mehr Niederschlag als der Schliefaufbach. Da die Verdunstungsraten mit 605 mm pro Jahr (BMLFUW, 2005) ident sind, ist auch die Abflusshöhe dementsprechend höher (Tabelle 5).

Tabelle 5: Einzugsgebietscharakteristika (Quelle: ¹BMLFUW, 2005; ²BMLFUW, 2009)

	Schliefaufbach	Krems
Pegel	Schliefauf	Kirchdorf
Fläche [km ²]	17.9	38.4
Mittlere Höhe [m]	418	598
Höhenerstreckung [m]	390 - 818	413-1511
Mittlerer Jahresniederschlag [mm/a] ¹	1155	1345
Mittlerer Abfluss MQ [m ³ /s] ²	0.38	1.12

Das Einzugsgebiet der Krems ist heterogener aufgebaut. Die Topographie ist komplexer, mit einer Höhenerstreckung von 413 – 1511 m ü.A., die deutlich größer ist, im Vergleich zum Schliefaufgebiet (390 – 818 m ü.A.). Auch die Landnutzung und vor allem der geologische Untergrund ist vielfältiger (Abbildung 29).

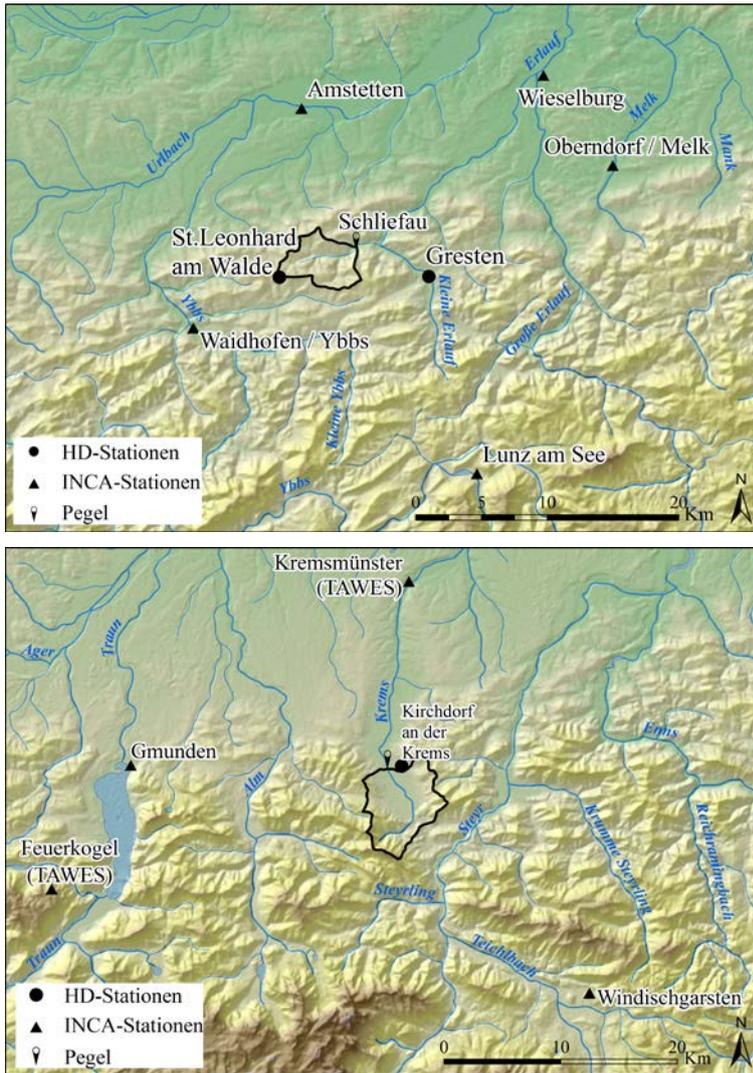


Abbildung 28: Lage der meteorologischen Stationen und Pegel: Schliefaubach (oben) und Kreams (unten)

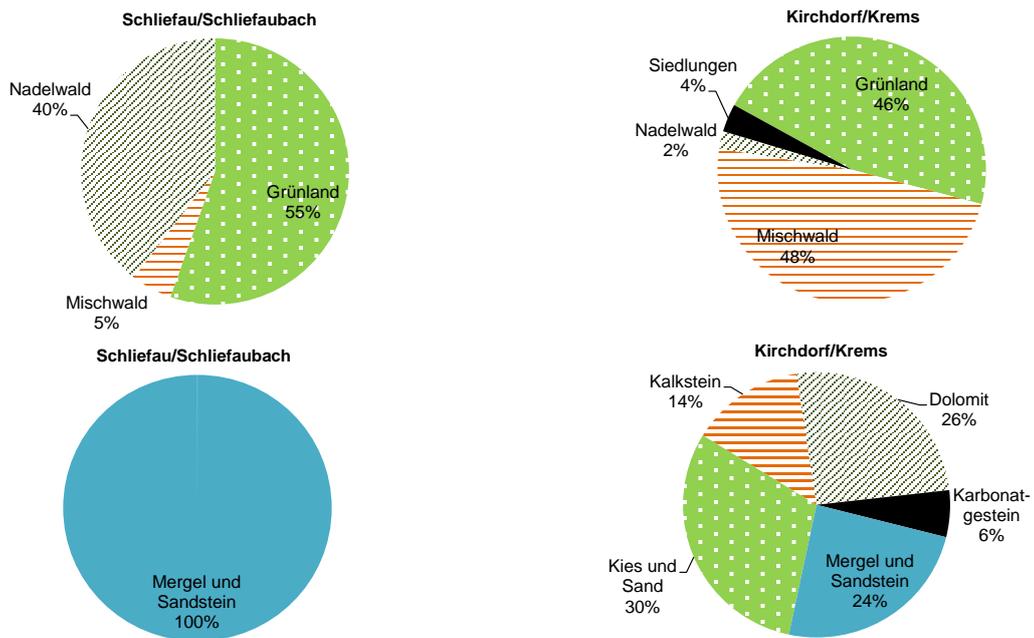


Abbildung 29: Landnutzung (oben) und Geologie (unten) der Untersuchungsgebiete (Quelle: BMLFUW, 2005)

4.2.2 Datengrundlagen

4.2.2.1 Niederschlag

Für das Schlieffau-Einzugsgebiet stehen Niederschlagszeitreihen der Station St. Leonhard am Walde (HZB-Nummer 116194) zur Verfügung. Diese liegt auf 637 m ü.A. am westlichen Rand des Einzugsgebietes. Weiters stehen von der Station Gresten (HZB-Nummer 109041) Lufttemperaturdaten zur Verfügung. Für die Kalibrierung des Vorwärtsmodells und als Input des inversen Modells werden die Abflusszeitreihen des Pegels Schlieffau (HZB-Nummer 209403), der auf rund 389 m ü.A. liegt, verwendet.

Für das Krems-Einzugsgebiet werden die meteorologischen Daten der Station Kirchdorf an der Krems (HZB-Nummer 105544; 456 m ü.A.) verwendet. Die Abflussdaten für die hydrologische Modellierung stammen vom Pegel Kirchdorf an der Krems (HZB-Nummer 205633, 414 m ü.A.).

Die Niederschlagszeitreihen der Stationen St. Leonhard am Walde bzw. Kirchdorf an der Krems werden für die Kalibrierung der N-A-Modelle verwendet. Die Lage der Stationen ist in Abbildung 28 dargestellt.

Für die zusätzliche Evaluierung der Niederschläge des inversen Modells werden weiters die Niederschlagswerte der INCA-Analysen (Haiden et al., 2011) verwendet. Die INCA-Niederschläge werden für die meisten operationellen Hochwasservorhersagesysteme in Österreich verwendet. Wie auch bei der potentiellen Evapotranspiration, werden auch beim Parameter Niederschlag ausschließlich Analysen verwendet. Die Berechnung der flächigen INCA-Niederschläge erfolgt dabei über eine nichtlineare Interpolation von Stationsdaten, wobei die räumliche Struktur des Niederschlagsfeldes zusätzlich über Niederschlagsradardaten bestimmt wird. Weiters erfolgt eine intensitätsabhängige Höhenkorrektur (Haiden und Pistotnik, 2009). Die INCA-Daten haben eine räumliche Auflösung von 1 km². Ausgehend von den verteilten INCA-Niederschlagsdaten werden mittlere Einzugsgebietsniederschläge berechnet, indem flächengewichtet die überschneidenden Gitterzellen berücksichtigt werden. Die Niederschlagsdaten der Stationen St. Leonhard am Walde und Kirchdorf an der Krems werden bei INCA nicht verwendet, da diese Daten zum Erstellungszeitpunkt nicht online verfügbar waren.

4.2.2.2 Potentielle Evapotranspiration

Die Inputzeitreihen der potentiellen Evapotranspiration wurden nach den Methoden nach ASCE-Penman-Monteith, Hargreaves und Thornthwaite berechnet. Der Großteil der dargestellten Auswertungen basiert auf der potentiellen Evapotranspirationsberechnung nach Hargreaves. Durch die Wahl der Hargreaves-Methode konnte die Simulationsperiode verlängert werden, da die verteilten meteorologischen Inputparameter für ASCE-PM nur für die Jahre 2007-2009 zur Verfügung stehen. Zusätzliche Auswertungen erfolgen für das inverse Modell mit ETP-Inputzeitreihen, die nach der ASCE-PM- und Thornthwaite-Methode berechnet wurden. Damit soll der Einfluss der unterschiedlichen potentiellen Evapotranspirationszeitreihen auf den berechneten Niederschlag ermittelt werden.

4.2.3 Simulationsperioden

Die Überprüfung und Validierung der inversen Modelle mittels numerischer Experimente und synthetischer Ganglinien erfolgt für den Zeitraum 15.5.2006 – 30.09.2006 (4.5 Monate). Die Kalibrierung der Modellparameter des Vorwärtsmodells mit realen Daten erfolgt für die Periode 1.1.2006 bis 31.12.2008. Als unabhängige Validierungsperiode wird der Zeitraum 1.1.2009 – 31.12.2009 gewählt. Generell werden bei der Anwendung des inversen Modells ausschließlich die Monate Juni, Juli, August und September ausgewertet, da nur in diesen Monaten garantiert werden kann, dass keine Schneeschmelze den Abfluss beeinflusst.

5. Ergebnisse und Diskussion

Kapitel 5 kann in 3 wesentliche Abschnitte gegliedert werden:

In Kapitel 5.1 werden die Ergebnisse der Berechnungen der potentiellen Evapotranspiration präsentiert. Die Ergebnisse der inversen Modellierung von Gebietsniederschlägen werden im Abschnitt 5.2 dargestellt. Dieses Unterkapitel umfasst u.a. die Prüfung der inversen Modelle anhand von numerischen Experimenten, die Parameterkalibrierung, die inversen Niederschlagssimulationen, sowie Analysen von Einflussfaktoren auf den inversen Niederschlag, wie Anfangsbedingungen, potentielle Evapotranspiration oder Filterung. Kapitel 5.3 beschreibt, unabhängig von der inversen Niederschlagsberechnung, die Verwendung des inversen Modells als Instrument zur Analyse von Modellparametern bzw. der Modellstruktur.

5.1 Potentielle Evapotranspiration für Österreich

In diesem Kapitel werden die Ergebnisse der unterschiedlichen Berechnungsansätze der potentiellen Evapotranspiration (ETP) für Österreich präsentiert. In einem ersten Schritt erfolgt eine Prüfung der einzelnen Modelle durch Vergleich mit Beobachtungsdaten des Lysimeters Großenzersdorf, mit Ziel die Güte der einzelnen Methoden zu analysieren. In weiteren Unterkapiteln wird die räumliche Verteilung der unterschiedlichen ETP-Realisierungen in Form von Karten und Transekten für Österreich dargestellt. Weiters wird die Höhenabhängigkeit der ETP analysiert und schließlich werden österreichweite Mittelwerte, sowohl für die potentielle als auch aktuelle Evapotranspiration, präsentiert.

5.1.1 Validierung der Evapotranspirationsmodelle mit Lysimeterdaten

In diesem Kapitel werden die Simulationsergebnisse der unterschiedlichen potentiellen Evapotranspirationsmodelle Messungen gegenübergestellt, mit dem Ziel die Güte der einzelnen Modelle zu beurteilen. Die Beurteilung erfolgt einerseits visuell über graphische Plots („eyeball-verification“) und andererseits durch die Berechnung von Gütekriterien. Das Lysimeter Großenzersdorf, dessen Daten verwendet werden, ist mit Gras bewachsen und wird bewässert. Es wird somit die potentielle Evapotranspiration für die Referenzfläche Gras gemessen, da die Evapotranspiration in diesem Fall ausschließlich von den meteorologischen Bedingungen abhängt.

Abbildung 30 zeigt beispielhaft den Verlauf der gemessenen und berechneten potentiellen Evapotranspiration für eine 8 tägige Periode im August 2007. Die Dynamik des Tagesganges der gemessenen ETP wird vom ASCE-PM-Modell gut abgebildet. Sowohl der Zeitpunkt des Anstieges in den Morgenstunden als auch der Rückgang am Abend wird gut getroffen. Tendenziell unterschätzt das ASCE-PM-Modell die gemessenen Tagesspitzen. In der Nacht wird die gemessene Evapotranspiration tendenziell überschätzt. Gut zu erkennen ist auch, dass gemessene Schwankungen innerhalb eines Tages von diesem Modell zum Teil gut getroffen werden. Im Gegensatz dazu wird der zeitliche Verlauf der gemessenen ETP von dem Hargreaves- bzw. Thornthwaite-Modell nur unzureichend erfasst. Zwar ist ein von der Lufttemperatur abhängiger Tagesgang bei diesen Methoden erkennbar,

allerdings ist dieser sehr gedämpft und hat wenig mit der Messung zu tun. Weiters sind im Vergleich zu den Messungen hohe Evapotranspirationsraten in der Nacht zu erkennen.

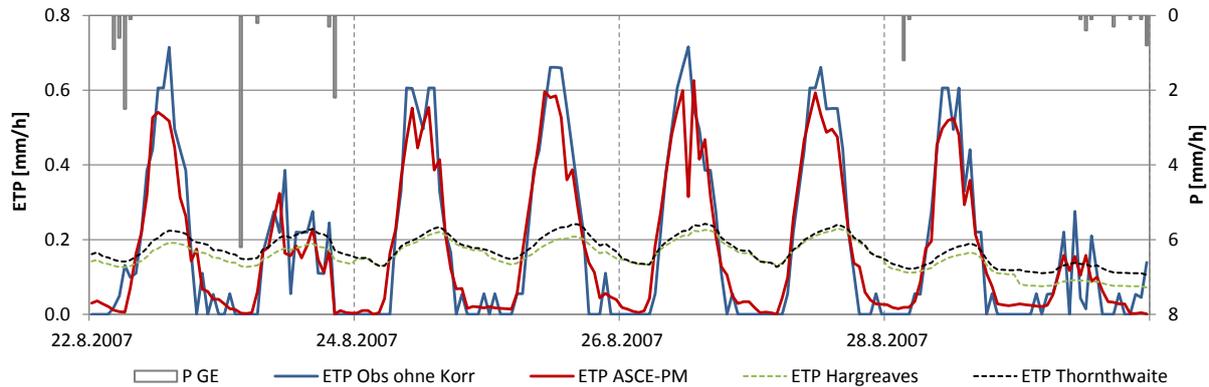


Abbildung 30: Zeitliche Verlauf auf Basis von Stundenwerten der gemessenen und berechneten potentiellen Evapotranspiration für den Zeitraum 22.8.2007 – 29.8.2007

Prinzipiell ist diese unzureichende Abbildung der Dynamik der Tagesgänge durch die temperaturbasierten Methoden nicht verwunderlich, da diese Methoden nicht dafür entwickelt wurden, die potentielle Evapotranspiration zeitlich hochaufgelöst zu berechnen. Allerdings zeigt Abbildung 31, dass die ASCE-PM-Methode auch auf Tagesbasis die Beobachtungen deutlich besser wiedergibt, als die Hargreaves- bzw. Thornthwaite-Methode.

Um die Simulationsergebnisse zu erläutern, wurde die in Abbildung 30 und Abbildung 31 dargestellte Periode exemplarisch herangezogen. Im Anhang befinden sich die Darstellungen für das gesamte Jahre 2007, aus denen auch erkennbar ist, dass die Lysimeterdaten durch unzählige Fehler gekennzeichnet sind, die eine Berechnung von Gütekriterien ohne vorherige Korrektur unmöglich macht.

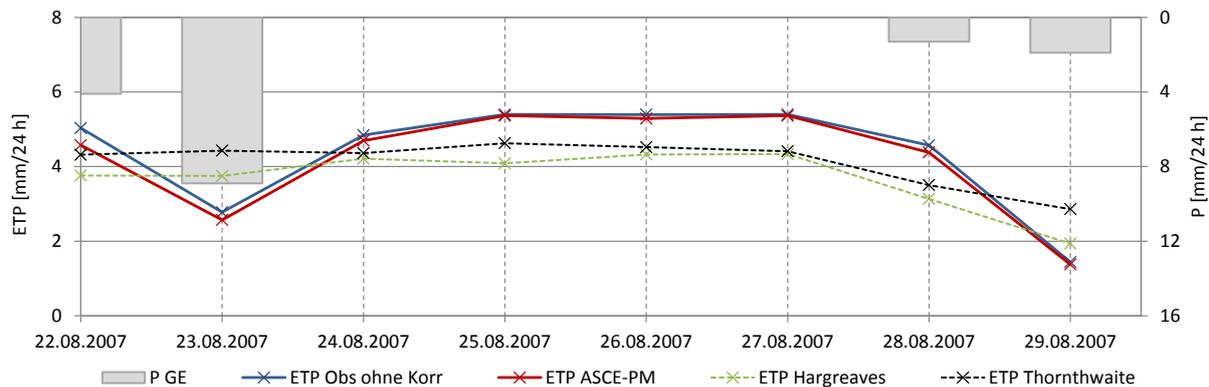


Abbildung 31: Tagessummen der gemessenen und berechneten potentiellen Evapotranspiration für den Zeitraum 22.8.2007 – 29.8.2007

Die Scatterplots in Abbildung 32 zeigen die unkorrigierten gemessenen und berechneten Stundenwerte des Jahres 2007 im Vergleich. Bei sämtlichen Berechnungsmethoden ist eine relativ große Streuung der Werte zu erkennen. Bei der Hargreaves- und Thornthwaite-Methode (rechts oben bzw. links unten) ist eine nennenswerte systematische Unterschätzung der beobachteten Stundenwerte ersichtlich. Im Gegensatz dazu entsprechen die ASCE-PM-Werte (links oben) deutlich besser den Beobachtungen. Tendenziell zeigt auch die ASCE-PM-Methode ab ca. 0,6 mm/h eine Unterschätzung - diese ist

allerdings weniger stark ausgeprägt. Die stochastisch verteilten Punkte im ersten Quadranten bei der ASCE-PM-Methode können durch die Messfehler des Lysimeters erklärt werden.

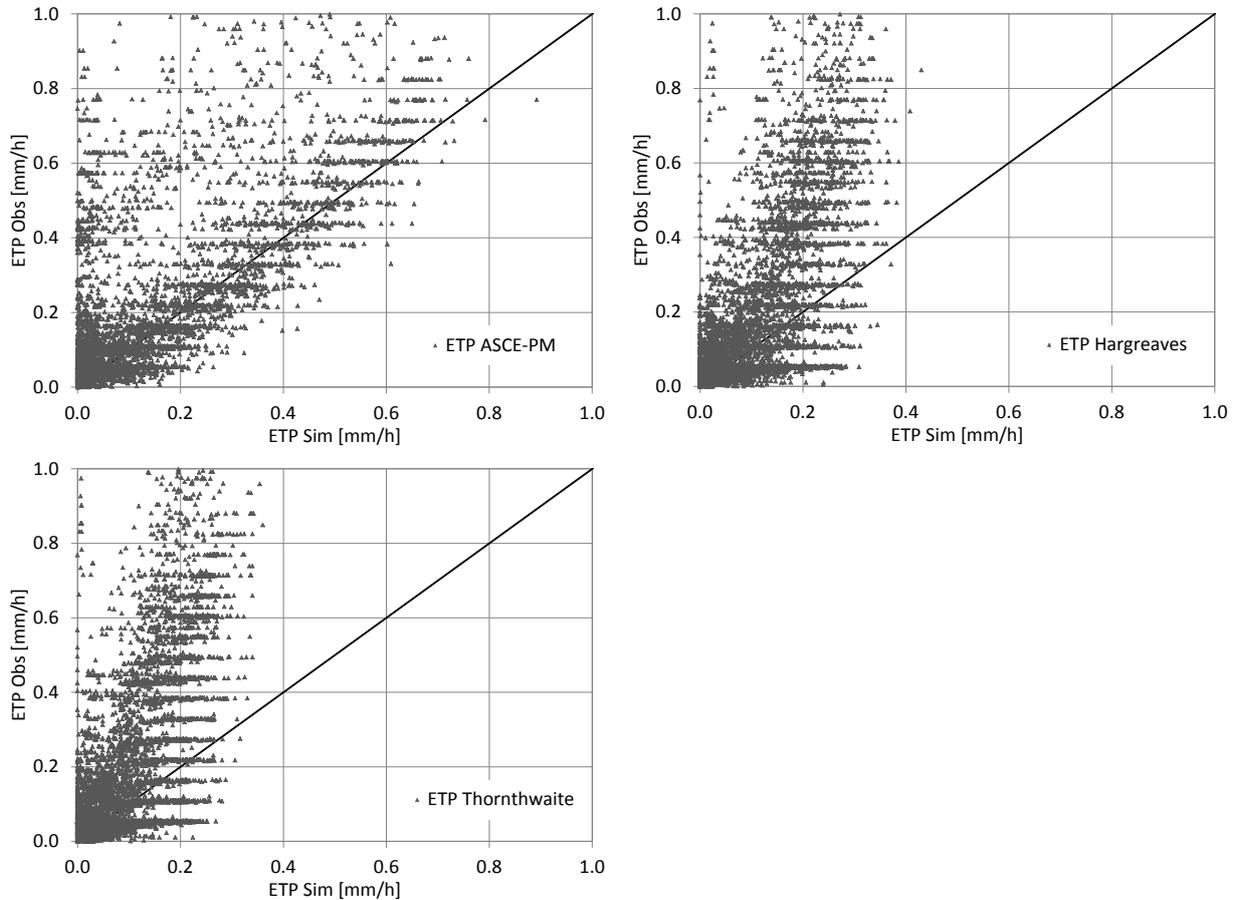


Abbildung 32: Vergleich der Stundensummen der gemessenen und berechneten potentiellen Evapotranspiration für das Jahr 2007

Auf Basis der beobachteten und berechneten Stundenwerte wurden Tageswerte gebildet, um wiederum die Ergebnisse der Temperaturmethoden besser zu beurteilen. Die Scatterplots in Abbildung 33 zeigen den Vergleich dieser Tagessummen. Die Streuung um die 1:1-Linie ist bei allen Methoden deutlich geringer, als bei den Stundensummen. Dies ist vor allem bei der ASCE-PM-Methode der Fall. Bei den Temperaturmethoden ist auch bei den Tageswerten eine Unterschätzung zu erkennen, wobei die Hargreaves-Methode bessere Ergebnisse liefert als die Thornthwaite-Methode. Es ist eine Häufung von Punkten bei den Temperaturmethoden im Bereich von 0 bis 1 mm pro Tag zu erkennen, die auf eine Unterschätzung der Beobachtungen hinweisen. Diese Punkte haben ihren Ursprung in Wintertagen, in denen die gemessene ETP von den Temperaturmethoden unterschätzt wird, da es trotz niedriger Temperaturen aufgrund von anderen meteorologischen Bedingungen (v.a. Strahlung, Wind) dennoch zur Evapotranspiration kommt. Diese Tatsache wird von den Temperaturmethoden ignoriert, da ausschließlich die Lufttemperatur als Ersatzwert herangezogen wird. Wie bereits eingangs erwähnt, ist zu beachten, dass in Wintermonaten vor allem die Evaporation gemessen wird, da die Vegetation die Transpiration einstellt.

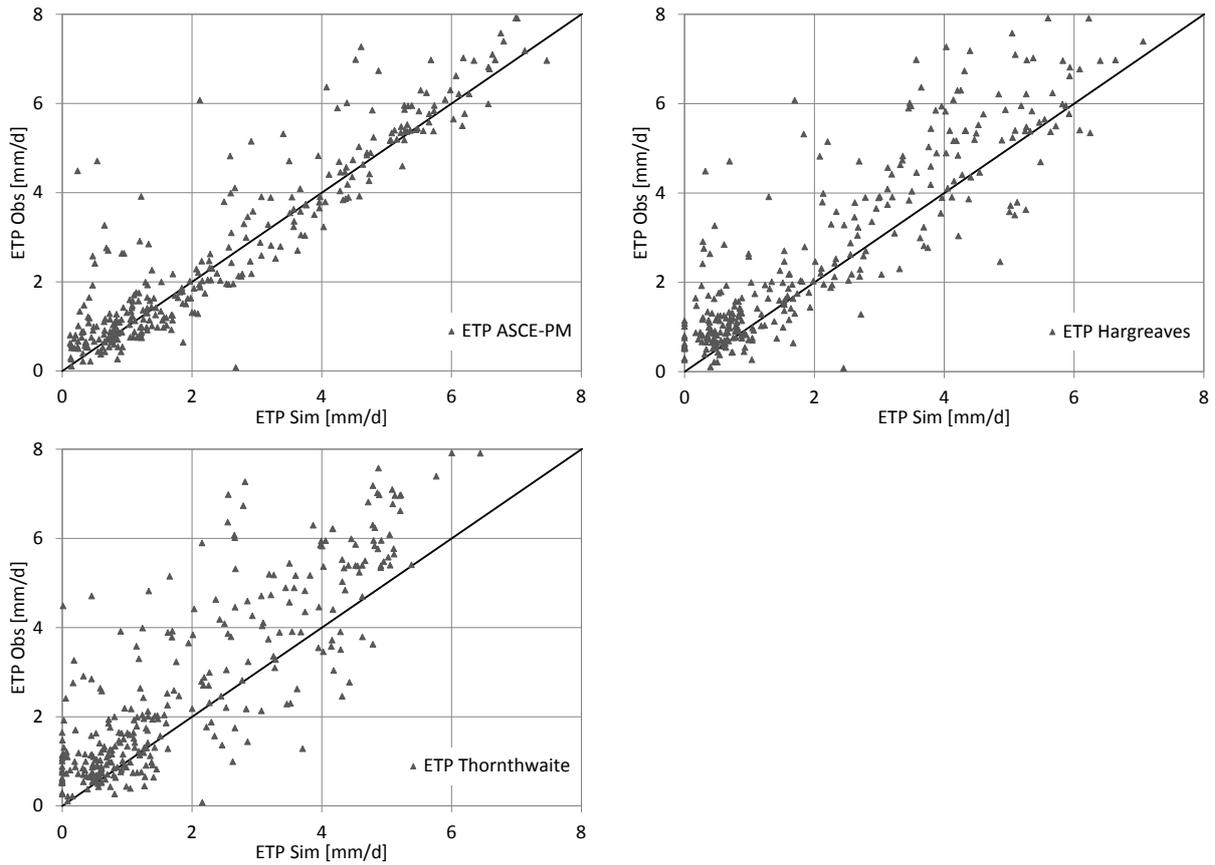


Abbildung 33: Vergleich der Tagessummen der gemessenen und berechneten potentiellen Evapotranspiration für das Jahr 2007

Abbildung 34 zeigt die Simulationsgüte Nash-Sutcliffe-Efficiency (NSE) und lineare Korrelation (Corr) auf Basis dieser Zeitreihen für Stunden- und Tagesdaten für die unterschiedlichen Berechnungsmethoden. Nur die ASCE-PM-Methode liefert zufriedenstellende Ergebnisse, sowohl für 60-min als auch 24-h-Daten. Wie erwartet ist die Simulationsgüte der Temperaturmethoden auf Stundenbasis nicht zufriedenstellend. Allerdings kommt es zu einer starken Verbesserung der Simulationsgüte bei den Tagesdaten, wobei die Hargreaves-Methode besser abschneidet, als die Thornthwaite-Methode.

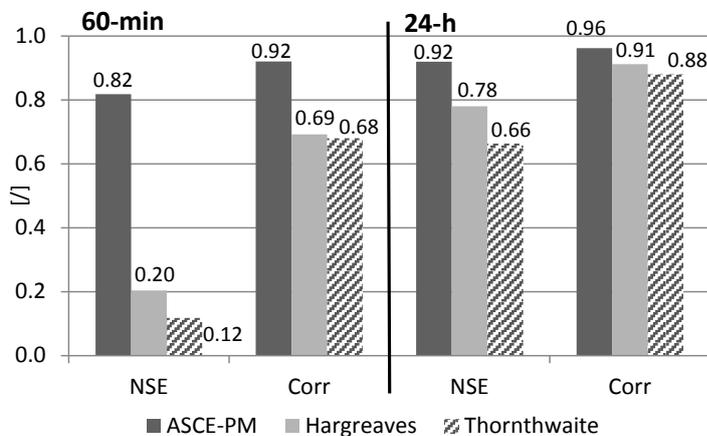


Abbildung 34: Simulationsgüte Nash-Sutcliffe-Efficiency (NSE) und lineare Korrelation (Corr) der unterschiedlichen potentiellen Evapotranspirationsmodelle

Zusammenfassend zeigt die Gegenüberstellung der Messungen und der Berechnungen der potentiellen Evapotranspiration, dass das Verfahren nach ASCE-Penman-Monteith den temperaturbasierten Methoden nach Hargreaves und Thornthwaite deutlich überlegen ist. Die ASCE-PM-Methode ist in der Lage, ohne Kalibrierung, die Dynamik des beobachteten Tagesganges abzubilden. Neben berechneten Tagessummen zeigt auch die Evaluierung der gesamten Periode eine gute Übereinstimmung der Messungen und des kombinierten Verfahrens.

Die temperaturbasierten Methoden sind hingegen nicht in der Lage, den beobachteten Tagesgang korrekt abzubilden, was damit erklärbar ist, dass diese Methoden nicht für eine zeitlich hochaufgelöste Modellierung entwickelt wurden. Allerdings zeigt auch die Auswertung der Tagessummen Defizite auf. Tendenziell unterschätzen die temperaturbasierten Methoden die Beobachtungen. Besonders deutlich wird dies an kalten Wintertagen, an denen mit den temperaturbasierten Methoden systematisch zu geringe Evapotranspirationsraten berechnet werden, da ausschließlich die Lufttemperatur als Eingangsgröße verwendet wird. Dabei werden andere meteorologische Parameter (v.a. Strahlung und Wind) vernachlässigt, die ebenfalls den Evapotranspirationsprozess bestimmen.

5.1.2 Räumliche Verteilung der potentiellen Evapotranspiration für Österreich

5.1.2.1 ASCE-Penman-Monteith

Abbildung 35 zeigt die räumliche Verteilung der mittleren jährlichen potentiellen Evapotranspiration nach ASCE-Penman-Monteith für die Jahre 2007-2009. Tendenziell ist eine Abhängigkeit der ETP von der Topographie erkennbar – hohe bzw. niedrige potentielle Evapotranspirationsraten finden sich in tief- bzw. hochgelegenen Regionen.

Folgende wesentliche Regionen bzw. Bereiche können entsprechend der mittleren jährlichen ETP identifiziert werden:

- 900 - 1000 mm pro Jahr: Regionen in Ostösterreich, östlich von Wien und im Bereich um den Neusiedlersee
- 800 - 900 mm pro Jahr: Bereiche im Nordosten (Wienviertel), Südosten, im Klagenfurter Becken, sowie Teile des Inntals
- 700 – 800 mm pro Jahr: Donautal in Oberösterreich, große Bereiche des Alpenvorlandes, inneralpine Täler und im Wald- und Mühlviertel
- 600 – 700 mm pro Jahr: Waldviertel, mittlerer Lagen in den Alpen
- 500 – 600 mm pro Jahr: Höher gelegene Regionen in den Alpen

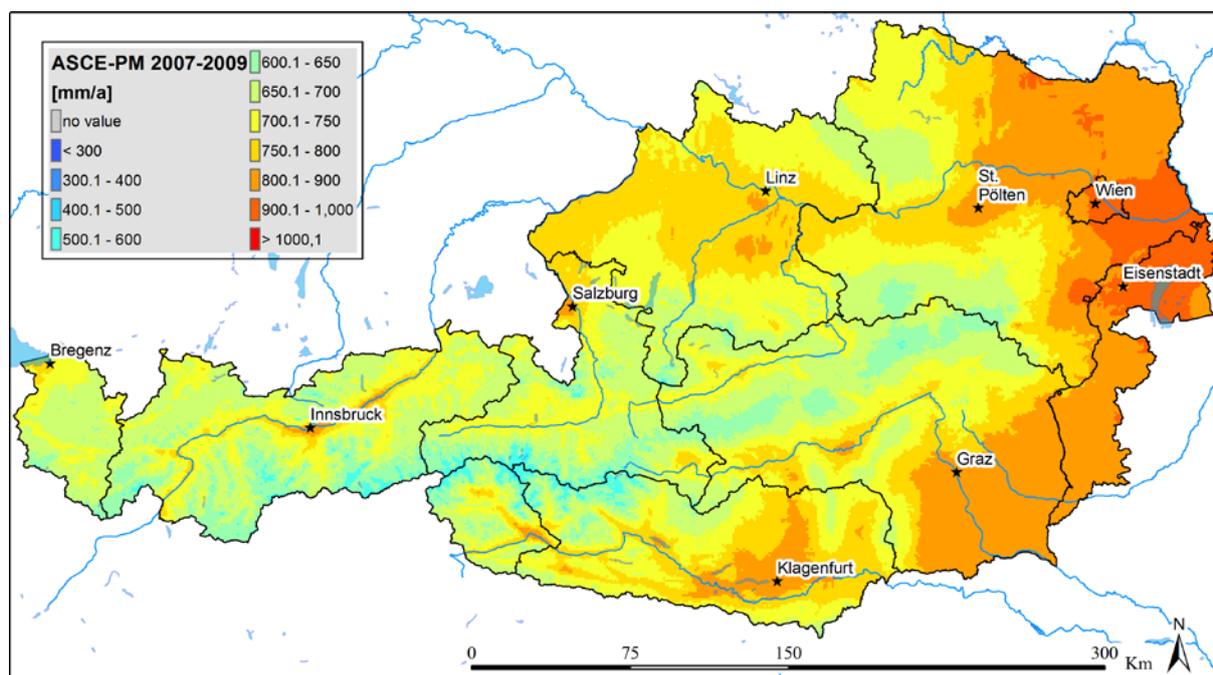


Abbildung 35: Mittlere jährliche potentielle Evapotranspiration für 2007-2009 nach ASCE-Penman-Monteith

Die bei den Inputdaten der Globalstrahlung (Abbildung 16, Seite 32) und der relativen Feuchte (Abbildung 19, Seite 33) vorhandenen „Fettaugen“ sind in Abbildung 35 nicht mehr ersichtlicher. Dies liegt einerseits an den für die Darstellung gewählten Klassen der mittleren Jahressummen, und andererseits führt die Berechnung mit den unterschiedlichen Inputdaten zu einer Glättung von Fettaugen einzelner meteorologischer Parameter.

5.1.2.2 Hargreaves

Die räumliche Verteilung der mittleren potentiellen Evapotranspiration nach der Hargreaves-Methode ist in Abbildung 36 dargestellt. Im Vergleich zur ETP nach ASCE-Penman-Monteith ist eine deutlich stärkere Abhängigkeit von der Topographie erkennbar, da bei der Hargreaves-Methode die als Eingangsgröße verwendete Lufttemperatur dominiert, und die Ergebnisse daher von dieser abhängig sind. Die höchsten potentiellen Evapotranspirationsraten finden sich nach Hargreaves in den tieferen Lagen Österreichs und die niedrigsten Raten in den hochgelegenen Bereichen entlang des Alpenhauptkamms.

Nach der potentiellen Evapotranspiration pro Jahr können folgende wesentliche Regionen unterschieden werden:

- 800 – 900 mm pro Jahr: Regionen im Nordosten, Osten, Südosten und Süden Österreichs; Tallagen im Rhein-, Inn-, Donau-, und Drautal
- 700 – 800 mm pro Jahr: Nördliches Alpenvorland und Bereiche des Wald- und Mühlviertels nördlich der Donau
- 600 – 700 mm pro Jahr: Höhergelegene Regionen im Wald- und Mühlviertel, sowie mittlere Lagen in den Alpen
- < 600 mm pro Jahr: Höher gelegene Regionen in den Alpen, wobei die ETP mit der Höhe abnimmt, mit den geringsten Werten um 200 mm pro Jahr in den Regionen über 3000 m ü.a.

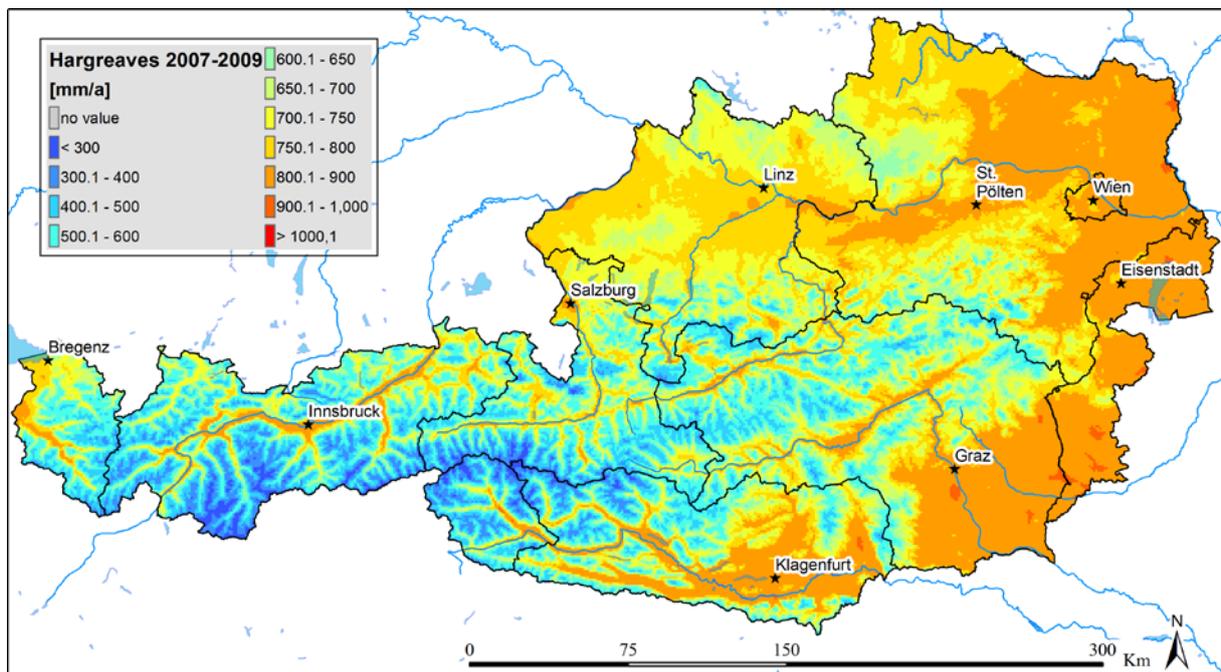


Abbildung 36: Mittlere jährliche potentielle Evapotranspiration für 2007-2009 nach Hargreaves

5.1.2.3 Thornthwaite

Im Gegensatz zur Hargreaves-Methode zeigen die ebenfalls auf der Lufttemperatur basierten Thornthwaite-Ergebnisse (Abbildung 37) eine weniger starke topographische Gliederung bzw. Abhängigkeit von der Höhe. Generell sind die jährlichen ETP-Raten nach Thornthwaite in den tieferen Lagen niedriger und in den höheren Lagen höher, als im Vergleich zu den Hargreaves-Ergebnissen.

Es können folgende Bereiche identifiziert werden:

- 800 – 900 mm pro Jahr: Regionen um den Neusiedler See und Teile in Wien
- 700 – 800 mm pro Jahr: Oberösterreichische Voralpen; Regionen im Nordosten, Osten und Südosten Österreichs; Flusstäler der großen alpinen Flüsse, u.a. Rhein, Inn und Drau
- 600 – 700 mm pro Jahr: Wald- und Mühlviertel, sowie mittlere bis tiefere Lagen in den Alpen
- 400 – 600 mm pro Jahr: Weite Teile der Alpen, ausgenommen Flusstäler
- < 400 mm pro Jahr: Hochgelegene Regionen entlang des Alpenhauptkamms

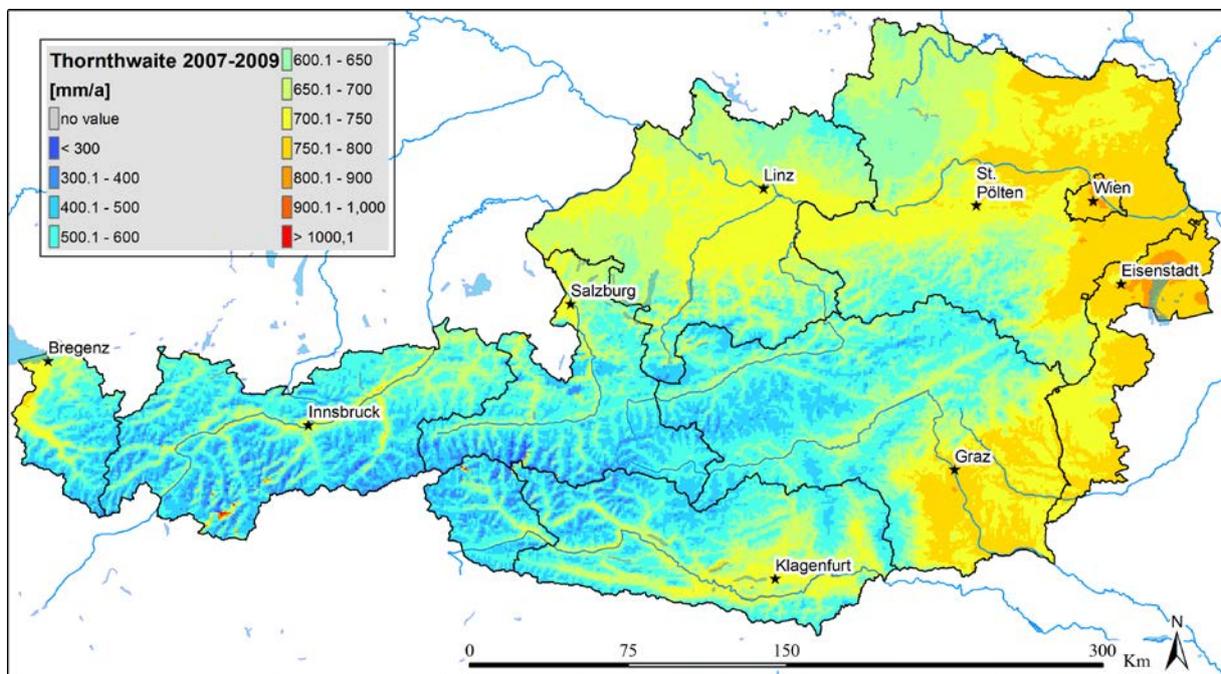


Abbildung 37: Mittlere jährliche potentielle Evapotranspiration für 2007-2009 nach Thornthwaite

Generell zeigen die Thornthwaite-Ergebnisse eine Abnahme der ETP mit der Höhe. Allerdings sind in Abbildung 37 einige Bereiche in den Alpen zu erkennen, die sehr hohe (bis zu 1000 mm pro Jahr) ETP-Raten aufweisen, die nicht in das allgemeine Muster passen. Dazu zählen hochalpine Regionen in den Ötztaler Alpen südwestlich von Innsbruck und Teile der Hohen Tauern im Grenzbereich zwischen Salzburg und Osttirol bzw. Kärnten. Diese hochgelegenen Regionen sind generell durch niedrige mittlere Monatstemperaturen gekennzeichnet. Niedrige Monatstemperaturen um 0°C führen zu sehr niedrigen Werten bei der Berechnung des Wärmeindex J (siehe Gleichung 40). Da bei der Ermittlung der ETP nach Thornthwaite durch den Wärmeindex J dividiert wird (siehe Gleichung 39), werden für einzelne Zeitschritte, in denen durchaus auch in den hohen Regionen höhere positive Lufttemperaturen vorkommen können, hohe ETP-Raten berechnet. Diese führen in weiterer Folge zu den hohen dargestellten Jahressummen. Abbildung 38 zeigt die berechneten Wärmeindiceswerte J in Abhängigkeit von der von der Seehöhe. Es ist ersichtlich, dass der Wärmeindex als Folge der

abnehmenden Monatstemperaturen mit der Höhe abnimmt. Abbildung 39 zeigt exemplarisch die Folge von niedrigen Wärmeindices J auf die potentielle Evapotranspirationsrate einer einzelnen Stunde bei gegebener Lufttemperatur und einer angenommenen astronomischen Sonnenscheindauer von 8 Stunden. Die Wärmeindiceswerte stellen dabei tatsächlich verwendete Werte dar, die auf Monatsmittelwerten der Lufttemperatur beruhen. Für hohe Lagen mit niedrigen Monatstemperaturen sollte die Thornthwaite-Methode daher nicht angewendet werden.

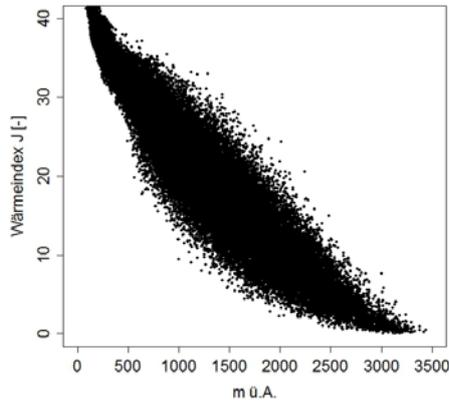


Abbildung 38: Abhängigkeit des Wärmeindex J von der Seehöhe

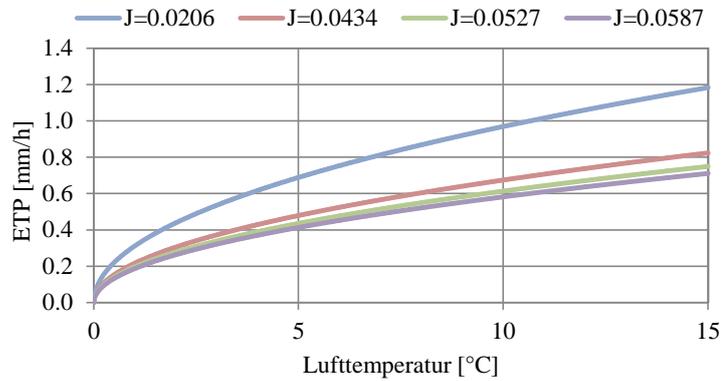


Abbildung 39: ETP nach Thornthwaite in mm pro Stunde als Funktion der Lufttemperatur und unterschiedlicher Wärmeindiceswerte J

5.1.2.4 DigHAO

Die Karten der räumlichen Verteilung der jährlichen potentiellen Evapotranspiration zeigen je nach angewandter Methode nennenswerte Unterschiede. Obwohl die räumliche Trends grob übereinstimmen (hohe Werte in den tieferen Lagen in Ost- und Südost-Österreich; niedrige Werte im hochalpinen Raum) zeigen die temperaturbasierten Methoden im Vergleich zum ASCE-PM-Ansatz eine stärkere Abhängigkeit von der Topographie und eine stärkere Abnahme mit der Höhe. Als weitere Realisation der potentiellen Jahresverdunstung sind in Abbildung 40 die Werte aus dem DigHAO (Dobesch, 2003; BMLFUW, 2005 - Karte 3.2) dargestellt. In den „Erläuterungen zu der gedruckten Karte“ findet sich der Hinweis, dass es sich bei der dargestellten Karte um die potentielle Evapotranspiration handelt. Bei diesen Werten handelt es sich um das langjährige Mittel für die Periode 1961 bis 1990. Obwohl sich diese Periode von der Berechnungsperiode der vorher gezeigten Ergebnisse unterscheidet, sollten räumliche Muster und generelle Größenordnungen vergleichbar sein. Allerdings unterscheidet sich die Karte aus dem DigHAO signifikant von den gezeigten Berechnungen.

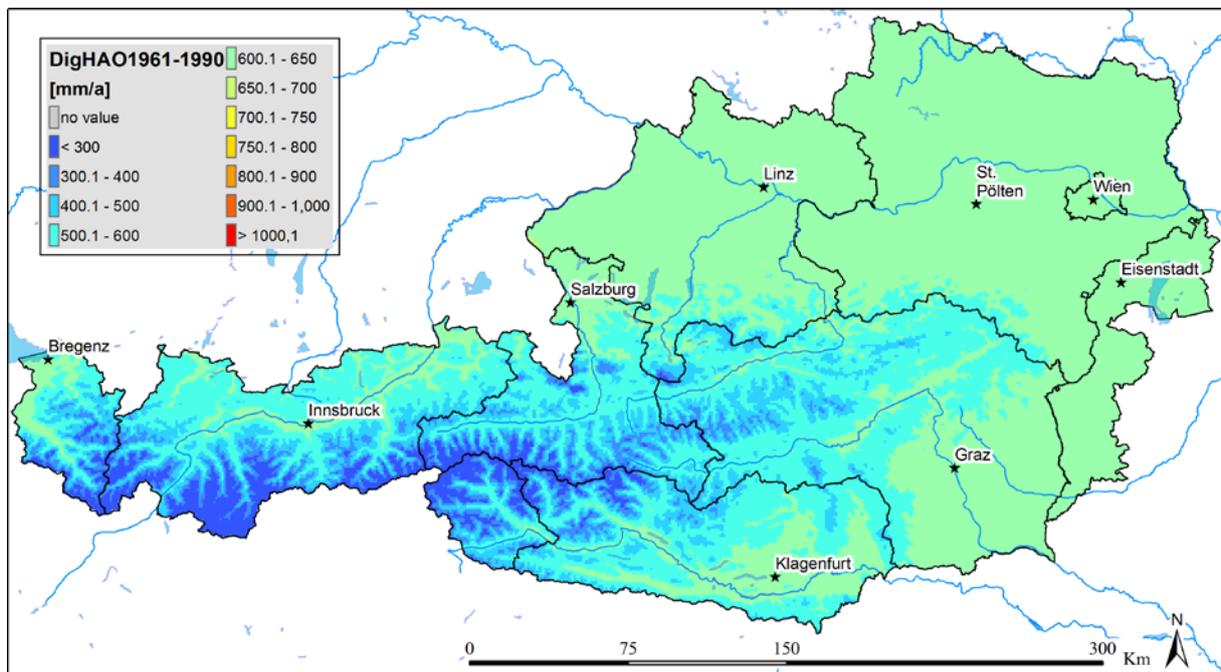


Abbildung 40: Mittlere jährliche potentielle Evapotranspiration der Jahre 1961-1990 aus dem DigHAO (BMLFUW, 2005)

Für alle Regionen außerhalb der Alpen ist laut Dobesch (2003) eine potentielle Jahresverdunstung von 600 bis 650 mm zu erwarten. Damit ist die Variabilität in diesem Bereich im Vergleich zu den gezeigten Ergebnissen deutlich geringer, was sich z.B. dadurch zeigt, dass im Wald- und Mühlviertel vergleichbare Verdunstungsraten zu finden sind, wie im klimatisch sehr unterschiedlichen Weinviertel. Im alpinen Raum nimmt die potentielle Jahresverdunstung, vergleichbar mit den Temperaturmethoden, mit der Höhe ab, mit minimalen Werten um 100 mm pro Jahr. Auffallend ist jedenfalls, dass die im DigHAO publizierten Werte in fast sämtlichen Regionen Österreichs niedriger sind, als alle gezeigten Berechnungsergebnisse.

5.1.3 Transekte der potentiellen Evapotranspiration

Eine weitere Analyse der Jahressummen der potentiellen Evapotranspiration erfolgt in Form von 3 Nord-Süd-Transekten (Abbildung 41), die die Herstellung eines räumlichen Bezuges der Berechnungsergebnisse ermöglichen: (1) Transekt West, (2) Transekt Mitte und (3) Transekt Ost. In den Transekten werden die Jahressummen einzelner Berechnungspunkte der dazugehörigen Geländehöhe gegenübergestellt. Die Geländehöhen entsprechen dem Mittelwert der Höhen des 1x1 km² Berechnungsrasters. Dies hat zur Folge, dass die dargestellten Geländehöhen, vor allem im Hochgebirge, niedrig sind, als die tatsächlichen Geländehöhen.

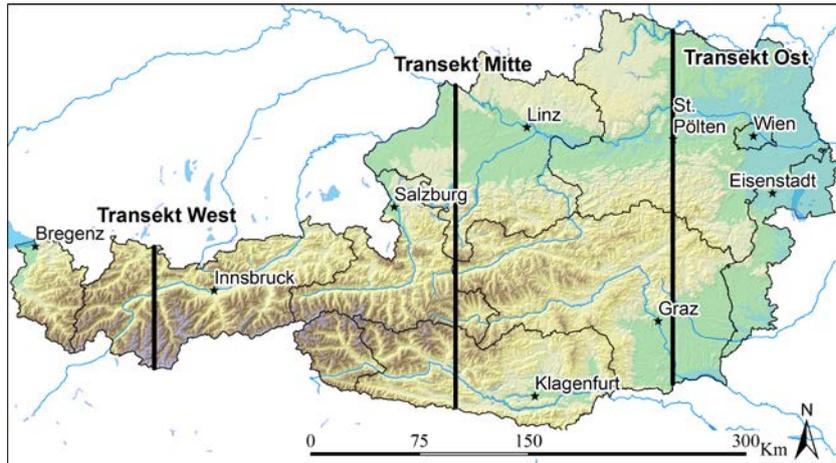


Abbildung 41: Lage der Nord-Süd-Transekte West, Mitte und Ost

Das Transekt West (Abbildung 42) hat eine Länge von rund 85 km und befindet sich in Tirol im Westen Österreichs. Es verläuft in Nord-Süd-Richtung, beginnend im Außerfern im Bereich des Plansees rund 9 km östlich von Reutte. Es kreuzt anschließend den Fernpass und das Inntal bei Haiming, dann das Pitztal und verläuft schließlich durch die Wildspitze, die mit 3768 m der höchste Berg Nordtirols und der Öztaler Alpen ist. Es deckt somit sowohl hochalpine Bereiche, als auch inneralpine Täler ab.

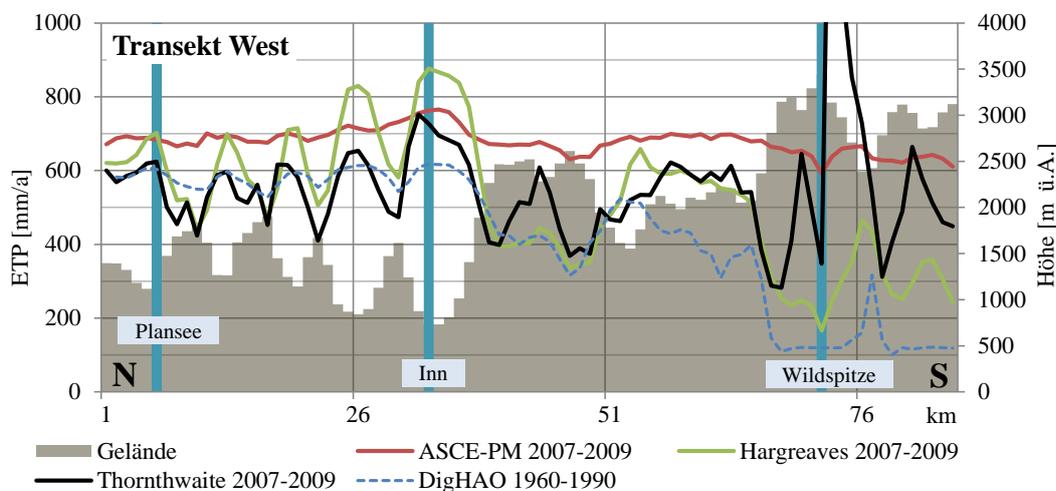


Abbildung 42: Transekt West: Jahressummen der unterschiedlichen Evapotranspirationsrealisierungen

In Abbildung 42 ist die starke Höhenabhängigkeit der temperaturbasierten Methoden gut zu erkennen, wobei die Variabilität beim Hargreaves-Ansatz stärker ausgeprägt ist. Bei den ASCE-PM-Ergebnissen

sind die Unterschiede zwischen Tal- und Berglagen deutlich geringer, und abgesehen von Bereichen im Inntal, sind die Werte im Vergleich zu den anderen Methoden höher. Im Bereich der Wildspitze ist zu erkennen, dass es bei der Thornthwaite-Methode Ausreißer nach oben gibt, deren Ursache weiter oben ausführlich erläutert wurde. Die DigHAO-Werte sind fast durchweg niedriger als die neueren Berechnungsergebnisse. Besonders gravierend sind die Differenzen in den hochalpinen Bereichen der Ötztaler Alpen im Bereich der Wildspitze.

Das Transekt Mitte (Abbildung 43) ist rund 225 km lang und beginnt rund 10 km östlich von Passau. Wesentliche Punkte die es in Nord-Süd-Richtung kreuzt sind die Nordspitze des Attersees, den Hohen Dachstein (2995 m), das Ennstal rund 10 km östlich von Radstadt, die Niederen Tauern, den Millstätter See und das Drau-, sowie Gailtal.

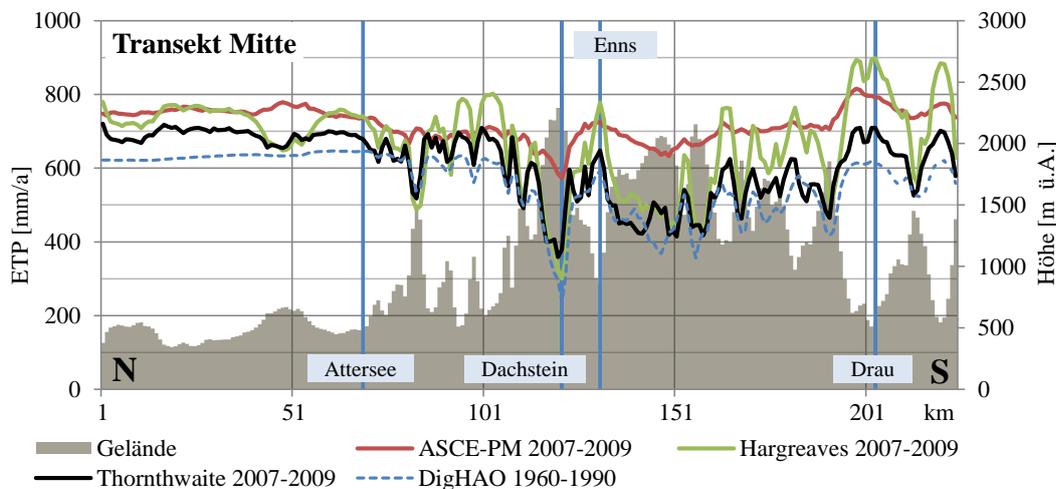


Abbildung 43: Transekt Mitte: Jahressummen der unterschiedlichen Evapotranspirationsrealisierungen

Im Nordbereich des Transektes „Mitte“ stimmen die durchgeführten Berechnungen recht gut überein und liegen im Bereich von 700 – 800 mm pro Jahr. Die DigHAO-Werte sind hier niedriger. Auch bei diesem Transekt ist die starke Höhenabhängigkeit der temperaturbasierten Methoden erkennbar. Die Variabilität der ASCE-PM-Ergebnisse ist geringer und tendenziell sind im südlichen Bereich der Alpen höhere ETP-Werte erkennbar. Generell stimmen die DigHAO-Werte im Bereich der Alpen recht gut mit den Thornthwaite-Werten überein.

Das 250 km lange Transekt Ost (Abbildung 44) deckt die Region des Waldviertels, das Donautal im Bereich von Krems, den östlichen Alpenbogen mit der Schneealpe (1903 m), sowie Bereiche des Grazer Beckens ab. Bei diesem östlichsten Transekt sind die Evapotranspirationssummen im Flachland am höchsten. Bei ähnlicher Höhenlage sind die Werte im Süden höher. Im alpinen Raum nehmen die Jahressummen ab, allerdings weniger stark, als die durch deutlich höheres Gelände verlaufenden beiden anderen Transekten. Bei diesem Transekt ist für das Flachland eine große Diskrepanz zwischen den Werten aus dem DigHAO und den vorgestellten Berechnungsergebnissen erkennbar. Weiters fehlt in den DigHAO-Werten im Flachland die Variabilität zur Gänze.

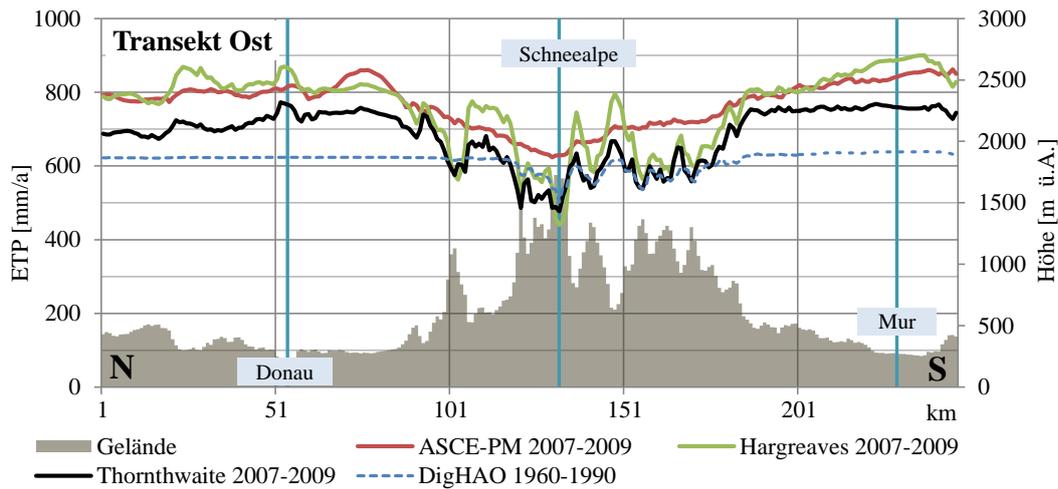


Abbildung 44: Transekt Ost: Jahressummen der unterschiedlichen Evapotranspirationsrealisierungen

Zusammenfassend sind folgende wesentliche Punkte aus den Transekten erkennbar:

- Die Ergebnisse der temperaturbasierten Methoden weisen eine starke räumliche, von der Höhe abhängige, Variabilität auf. Diese ist für die Hargreaves-Methode am stärksten ausgeprägt.
- Im Gegensatz dazu ist die räumliche Varianz der ASCE-Penman-Monteith-Ergebnisse geringer.
- Im tiefergelegenen Regionen stimmen die temperaturbasierten Methoden und der ASCE-PM-Ansatz recht gut überein. Große Unterschiede zeigen sich im alpinem Raum
- Tendenziell sind die Jahressummen der ETP aus dem DigHAO niedriger als die neueren Berechnungsergebnisse. Große Diskrepanzen finden sich hier im östlichen und südöstlichen Flachland, aber auch in den hochalpinen Bereichen Westösterreichs.

5.1.4 Räumliche Trends der potentiellen Evapotranspirationsrealisierungen

Abbildung 45 zeigt die Verteilung aller rund 84 000 Berechnungspunkte in Abhängigkeit der Höhe für die 4 potentiellen Evapotranspirationsrealisierungen, deren räumliche Verteilung im oberen Abschnitt gezeigt wurde. Weiters ist der Median für 100 m Klassen als rote Line dargestellt. Bei allen Realisierungen ist eine nennenswerte Streuung in Abhängigkeit der Höhe ersichtlich. Diese Streuung ist darin begründet, dass pro Höhe unterschiedliche Berechnungspunkte mit unterschiedlicher Exposition bzw. mit unterschiedlichen klimatischen Bedingungen vorkommen.

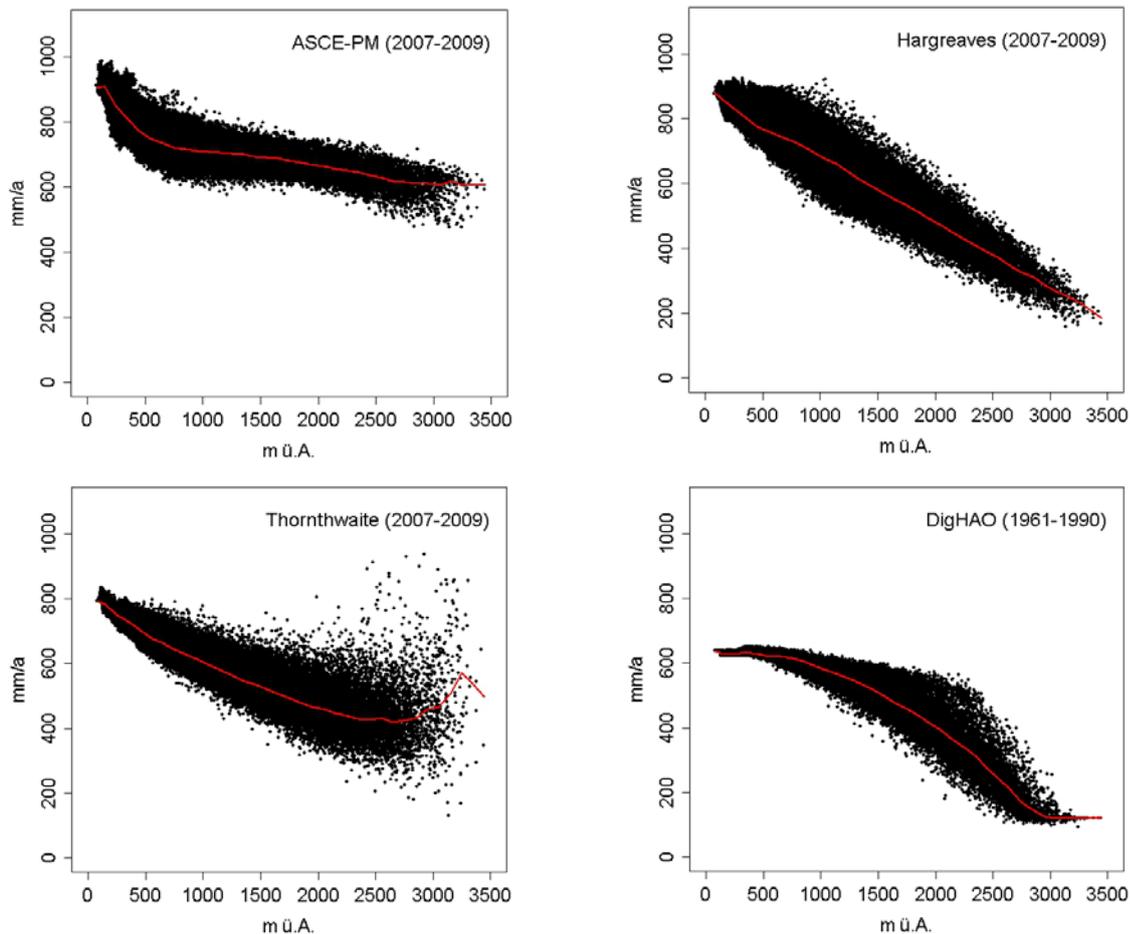


Abbildung 45: Mittlere jährliche potentielle Evapotranspiration nach unterschiedlichen Methoden in Abhängigkeit der Höhe

Bei den ASCE-PM-Ergebnissen ist die Höhenabhängigkeit am schwächsten ausgeprägt. Bei den Thornthwaite-Ergebnissen ist in Lagen ab ca. 2000 m eine nennenswerte Streuung der Ergebnisse mit z.T. sehr hohen Verdunstungsraten erkennbar, die auch zur Folge haben, dass der Median-Wert ab rund 2000 m wieder zunimmt und erst ab ca. 3250 m wieder abnimmt. Die Ursache für diese Streuung liegt in dem weiter oben bereits ausführlich erläuterten methodischen Defizit der Thornthwaite-Methode, das bei niedrigen Monatstemperaturen zu hohen Verdunstungsraten führen kann. In hohen Lagen ist die Verwendung der Thornthwaite-Methode daher nicht anzuraten.

Der Vergleich der unterschiedlichen Methoden (Abbildung 46) zeigt, dass der Median des ASCE-PM-Ansatzes fast immer über den anderen Berechnungen liegt. Die hohen potentiellen Evapotranspirationsraten im hochalpinen Raum von über 600 mm pro Jahr sind signifikant höher als

die übrigen Ergebnisse. Ab ca. 3000 m sind die ASCE-PM-Werte 4 mal (!) höher, als die Ergebnisse aus dem DigHAO. Auch die temperaturbasierten Methoden liegen meist deutlich darüber.

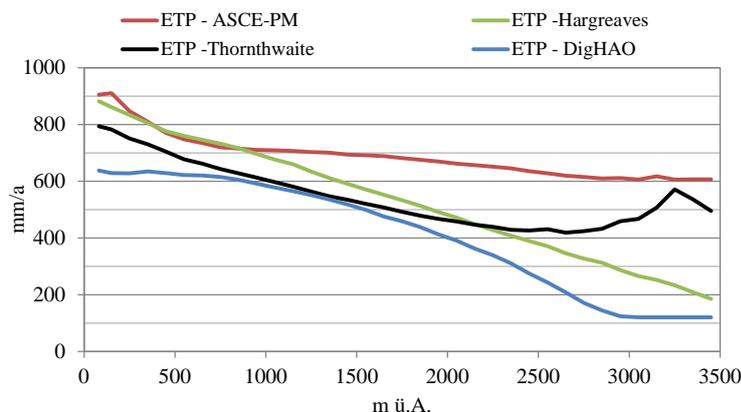


Abbildung 46: Höhenabhängigkeit unterschiedlicher Realisierungen der potentiellen Evapotranspiration: Median über 100 m Klassen

Diese überraschenden ASCE-PM-Ergebnisse können damit erklärt werden, dass, abgesehen von der Lufttemperatur, die evapotranspirationsverstärkenden meteorologischen Parameter Globalstrahlung und Windgeschwindigkeit mit der Höhe zunehmen (Abbildung 47 bzw. Kapitel 4.1.2) und andererseits die relative Feuchte (Abbildung 48 bzw. Kapitel 4.1.2) abnimmt.

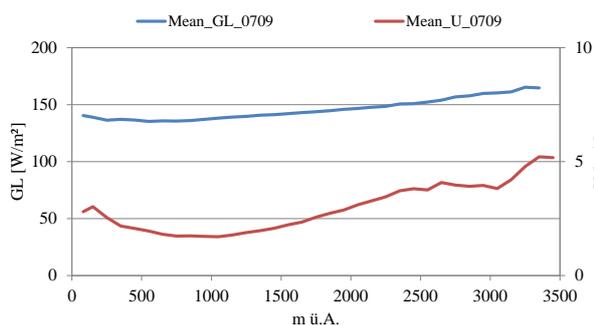


Abbildung 47: Meteorologische Trends der Globalstrahlung (GL) und Windgeschwindigkeit (U) basierend auf mittleren Jahreswerten und 100 m Klassen

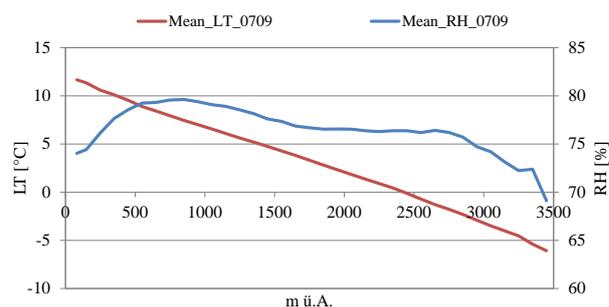


Abbildung 48: Meteorologische Trends der Lufttemperatur (LT) und relativen Feuchte (RH) basierend auf mittleren Jahreswerten und 100 m Klassen

Diese Trends werden von der Lufttemperatur als Ersatzwert, vor allem in Lagen ab 1000 m nur unzureichend erfasst. Nachdem die Validierung der Evapotranspirationsmodelle anhand von Lysimeterdaten gezeigt hat, dass die Methode nach ASCE-Penman-Monteith sehr gut in der Lage ist, die Beobachtungen abzubilden (siehe Kapitel 5.1.1), kann davon ausgegangen werden, dass die Methode an sich mit geringer Unsicherheit behaftet ist.

Als mögliche Unsicherheitsfaktoren können daher die meteorologischen Inputdaten aus INCA identifiziert werden. INCA wurde entwickelt, um für ganz Österreich meteorologische Felder zur Verfügung zu stellen. Auf dieser Skala ist die räumliche Auflösung von 1x1 km² relativ fein. Allerdings wird diese räumliche Auflösung nicht ausreichen, um kleinräumliche klimatische Effekte abzubilden. Generelle Trends sollten aber abgebildet werden.

Es kann davon ausgegangen werden, dass bei meteorologischen Parametern, wie z.B. Wind, die neben einem Höhentrend auch starke horizontale Variabilität aufweisen, einzelne Rasterzellen nicht sehr genau abgebildet werden. Allerdings sollten die alltäglichen Veränderungen im vertikalen Profil der Windgeschwindigkeit und der Einfluss auf die Evapotranspiration annähernd erfasst werden (Herrnegger et al., 2012). Die Regionalisierung der Globalstrahlung erfolgt in INCA durch die Kombination von Stationsmessungen, Bewölkungsmessungen aus Satellitendaten und die Beschattung aufgrund der Topographie. Bei der Messung der Globalstrahlung werden lokale Reflexionen, z.B. von Gegenhängen oder Gebäude, ebenfalls erfasst. Dies kann möglicherweise zu höheren Globalstrahlungswerten führen, die für die 1x1 km² große Rasterzelle nicht repräsentativ sind. Auf der anderen Seite können lokale Abschattungen durch Bäume oder Gebäude zu niedrigeren Werten führen (siehe Kapitel 4.1.2). Die Beschattung aufgrund der Topographie wird auf Basis eines digitalen Geländemodells mit einer groben räumlichen Auflösung von 1x1 km² berücksichtigt. Es können dadurch zwar lokale Effekte aufgrund der lokalen Topographie nicht erfasst werden, allerdings sollten die generellen Trends abgebildet werden. Generell kann davon ausgegangen werden, dass die Unsicherheit der Globalstrahlung im Vergleich zur Windgeschwindigkeit deutlich kleiner ist.

Der Einfluss der wichtigsten Eingangsgrößen – Globalstrahlung und Wind – auf die potentielle Evapotranspiration nach ASCE-PM ist am Beispiel des Einzugsgebietes der Oberen Enns bis Schladming (651 km²) in Abbildung 49 dargestellt.

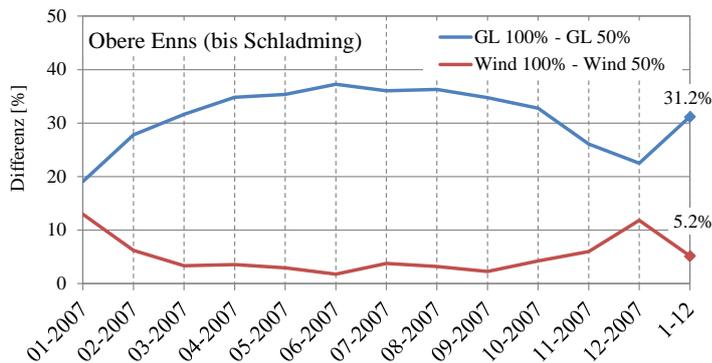


Abbildung 49: Sensitivität der Eingangsgrößen Globalstrahlung (GL) und Wind auf die potentiellen Evapotranspiration nach ASCE-PM am Beispiel des Einzugsgebietes der Oberen Enns

Eine Halbierung der Globalstrahlung führt auf einzugsgebietsebene zu einer Reduktion der jährlichen ETP-Summe um rund 31 %. Die größten Unterschiede ergeben sich dabei in den Sommermonaten (~35 – 37 %). Der geringste Einfluss der Globalstrahlung ist in den Wintermonaten zu erwarten. Der Einfluss der Windgeschwindigkeit ist im Vergleich zur Globalstrahlung deutlich geringer. Für das gesamte Jahr 2007 ergeben sich Unterschiede von rund 5 %, wobei die größten Einflüsse, konträr zur Globalstrahlung, in den Wintermonaten ersichtlich sind. In diesen Monaten ist die potentielle Evapotranspiration generell niedriger, und der Einfluss der Globalstrahlung, vor allem aufgrund der kürzeren Sonnenscheindauer, auf die ETP geringer. In dieser Zeit spielt die Windgeschwindigkeit eine wichtigere Rolle, was auch die höhere Sensitivität erklärt.

5.1.5 Mittlere potentielle und aktuelle Evapotranspiration für Österreich

Auf das gesamte Bundesgebiet von Österreich bezogen ergeben sich die in Abbildung 50 dargestellten mittleren Jahressummen der potentiellen Evapotranspiration.

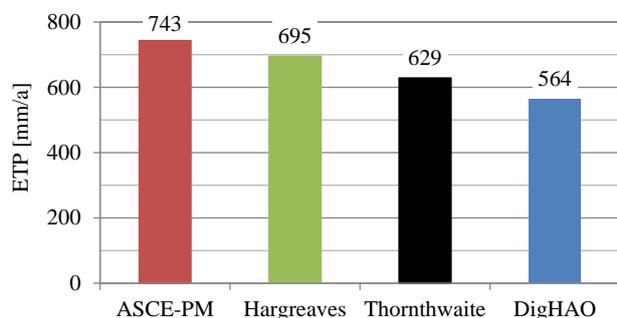


Abbildung 50: Mittlere potentielle Evapotranspiration für Österreich auf Basis von rund 84.000 Berechnungspunkten

Bezogen auf die ASCE-Penman-Monteith-Ergebnisse sind folgende Differenzen in der ETP berechenbar:

- Hargreaves: -48 mm/Jahr (-6.5 %)
- Thornthwaite: -114 mm/Jahr (-15.3 %)
- DigHAO: -179 mm/Jahr (-24.1 %)

Bei der potentiellen Evapotranspiration handelt es sich um eine theoretische Maßzahl, die ausschließlich von den meteorologischen Faktoren abhängig und unabhängig von der tatsächlichen Wasserverfügbarkeit ist. Relevant für wasserwirtschaftliche Fragestellungen oder hydrologische Modellierungen ist die aktuelle Evapotranspiration, die die tatsächliche Wasserverfügbarkeit berücksichtigt. Diese wird meist als Funktion der potentiellen Evapotranspiration berechnet.

Auf Basis der hier vorgestellten Berechnungsmethoden der potentiellen Evapotranspiration wurden von Herrnegger und Nachtnebel (2011) für 791 Standorte in Österreich die aktuelle Evapotranspiration berechnet. Dabei wurden die potentiellen Evapotranspirationsraten als Input in ein hydrologisches Modell verwendet, um unter Berücksichtigung der Wasserverfügbarkeit im Interzeptionsspeicher, in der Schneedecke und im Boden, die aktuelle Evapotranspiration zu berechnen. Aus den Ergebnissen der 791 Standorte wurden anschließend, nach Höhenklassen gewichtet, österreichweite Mittelwerte berechnet (Abbildung 51). Die Analyse und Validierung der aktuellen Evapotranspirationsberechnung des hydrologischen Modells mit Daten eines Lysimeters findet sich in Herrnegger et al. (2012). Darin wird bestätigt, dass die Modellierung mit potentiellen Evapotranspirationszeitreihen nach der Methode von ASCE-PM als Input den temperaturbasierten Methoden deutlich überlegen ist.

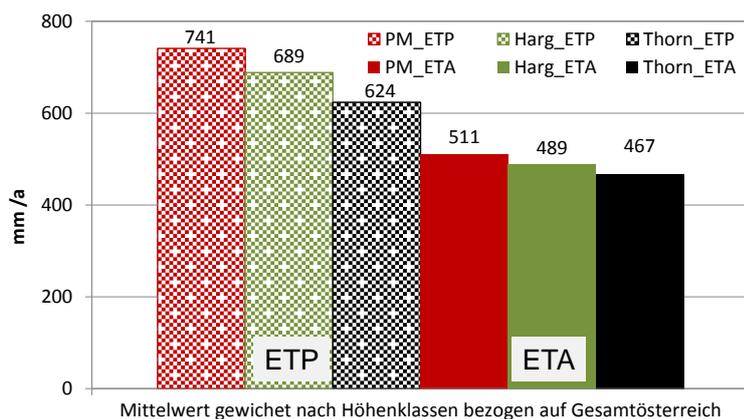


Abbildung 51: Mittlere potentielle und aktuelle Evapotranspiration für Österreich auf Basis von 791 Berechnungspunkten (PM – ASCE-PM; Harg – Hargreaves; Thorn – Thornthwaite) (aus Herrnegger und Nachtnebel, 2011)

Die Hochrechnung auf Basis der 791 modellierten Punkte auf Gesamt-Österreich (Abbildung 51) zeigt, dass die potentielle Evapotranspiration nach dieser Methode recht gut mit Mittelwerten übereinstimmt, die auf Basis aller knapp 84 000 Berechnungspunkte (Abbildung 50) ermittelt wurde. Es ist daher legitim, auf Basis der Hochrechnung, auch Aussagen zur aktuellen Evapotranspiration zu treffen.

Bezogen auf die ASCE-Penman-Monteith-Ergebnisse ergeben sich folgende Differenzen der Jahressummen der aktuellen Evapotranspiration:

- Hargreaves: -22 mm/Jahr (-4.3 %)
- Thornthwaite: -44 mm/Jahr (-8.5 %)

Im Vergleich zur ETP sind die Differenzen in der ETA zwischen den unterschiedlichen Methoden kleiner. Dies liegt vor allem an der limitierend wirkenden Bodenfeuchte in tieferen Lagen und der Schneebedeckung in höheren Lagen. Lokal und vor allem in höheren Lagen ab 1500 m sind allerdings deutlich größere Abweichungen zu erwarten (Herrnegger et al., 2012; Herrnegger und Nachtnebel, 2011)

5.2 Inverse Modellierung von Gebietsniederschlägen

In diesem Kapitel werden die Ergebnisse der inversen Modelle präsentiert. In einem ersten Schritt werden die zwei Methoden für die Modellierung von Gebietsniederschlägen aus Abflüssen – Ansatz der analytischen Invertierung der Modellgleichungen (Modell M1) und der iterative Ansatz (Modell M2) – mittels numerischer Experimente und synthetischer Abflussganglinien überprüft. Anschließend werden die Ergebnisse der Anwendung des inversen Modells M2 für 2 Einzugsgebiete in den nördlichen Voralpen - Schließau und Krems (siehe Kapitel 4.2; Seite 38) - vorgestellt. Es erfolgt die Darstellung der Modellkalibrierung und Validierung des Vorwärtsmodells. Anschließend werden die Simulationen des inversen Modells präsentiert. Dazu zählen die Ergebnisse der Abflusssimulation und des inversen Niederschlages, der Einfluss unterschiedlicher Kaltstartzustände, aber auch der Einfluss unterschiedlicher potentieller Evapotranspirationszeitreihen auf die hydrologische Modellierung.

5.2.1 Modellvalidierung mittels numerischer Experimente und synthetischer Abflussganglinien

Die Anwendung der inversen Modelle auf reale Einzugsgebiete und die Berechnung von Gebietsniederschlägen aus Abflussbeobachtungen setzt voraus, dass die Modelle numerisch korrekt arbeiten. Um dies zu überprüfen, werden numerische Experimente mit synthetischen Abflussganglinien als Input in die inversen Modelle durchgeführt. Es muss gewährleistet sein, dass die inversen Modelle bekannte Niederschlagszeitreihen, die die Grundlage der synthetischen Ganglinien darstellen, fehlerfrei reproduzieren. Dafür wird mit einem gegebenen Parametersatz und einer gegebenen Niederschlagszeitreihe mit dem Vorwärtsmodell eine Abflussganglinie simuliert. Diese wird dann in einem nachfolgenden Schritt als Input in das inverse Modell verwendet, mit dem Ziel die Niederschlagszeitreihe zu reproduzieren, die zuvor als Input in das Vorwärtsmodell verwendet wurde. Weiters müssen in jedem Zeitschritt alle übrigen Variablen und Systemzustände innerhalb des Vorwärts- und des inversen Modells identisch sein. Um sicherzustellen, dass die inversen Modelle über den gesamten Parameterraum funktionieren (die synthetische Ganglinie ist auch eine Funktion der Modellparameter), werden die numerischen Experimente 20 000 mal wiederholt, wobei stochastisch die Modellparameter variiert werden. Die Parameterbereiche sind in Tabelle 2 (Seite 11) dargestellt. Damit erfolgt eine Validierung der inversen Modelle mit 20 000 synthetischen Ganglinien.

5.2.1.1 Modell M1 - Ansatz der analytischen Invertierung der Modellgleichungen

Die analytische Invertierung der Modellgleichung hat zur Folge, dass keine interne Zeitdiskretisierung in der inversen Modellformulierung implementiert werden kann. Es erfolgt mit einer einzigen Gleichung die Berechnung des Inputs (QVS0) in die Speicherkaskade aus dem Abfluss. Innerhalb dieser Gesamtgleichung ist keine interne Zeitdiskretisierung möglich. Schwellenwerte der Speicher (Auslasshöhen H_1 / H_2) und die damit verbundenen Nichtlinearitäten beeinträchtigen daher möglicherweise die inverse Simulation, wenn innerhalb des Modellzeitschrittes der Systemzustand (Wasserstand) im Speicher einen Schwellenwert passiert. Aus diesem Grund werden 2 unterschiedliche Ergebnisse gezeigt: (1) Speicher ohne Schwellenwerte (H_1 & $H_2 = 0$.) und (2) Speicher mit Schwellenwerten (H_1 und/oder $H_2 > 0$.)

Speicher ohne Schwellenwerte ($H1$ & $H2 = 0$.)

Die Auswertung der 20 000 numerischen Experimente zeigt, dass bei der Verwendung aller synthetischen Ganglinien des Vorwärtsmodells als Input in das inverse Modell eine exakte Reproduktion des beobachteten Niederschlages, der als Eingangsgröße in das Vorwärtsmodell verwendet wurde, gelingt. Weiters entspricht der simulierte Abfluss des inversen Modells dem Abfluss des Vorwärtsmodells. Der mittlere quadratische Fehler (MSE) ist sowohl für Niederschlag, als auch Abfluss für alle Modellläufe 0.

Stellvertretend für die 20 000 Einzelergebnisse werden in Abbildung 52 aus einem zufällig ausgewählten Simulationslauf einige Modellvariablen des inversen und Vorwärtsmodells im Vergleich gezeigt. Alle Ergebnisse sind identisch.

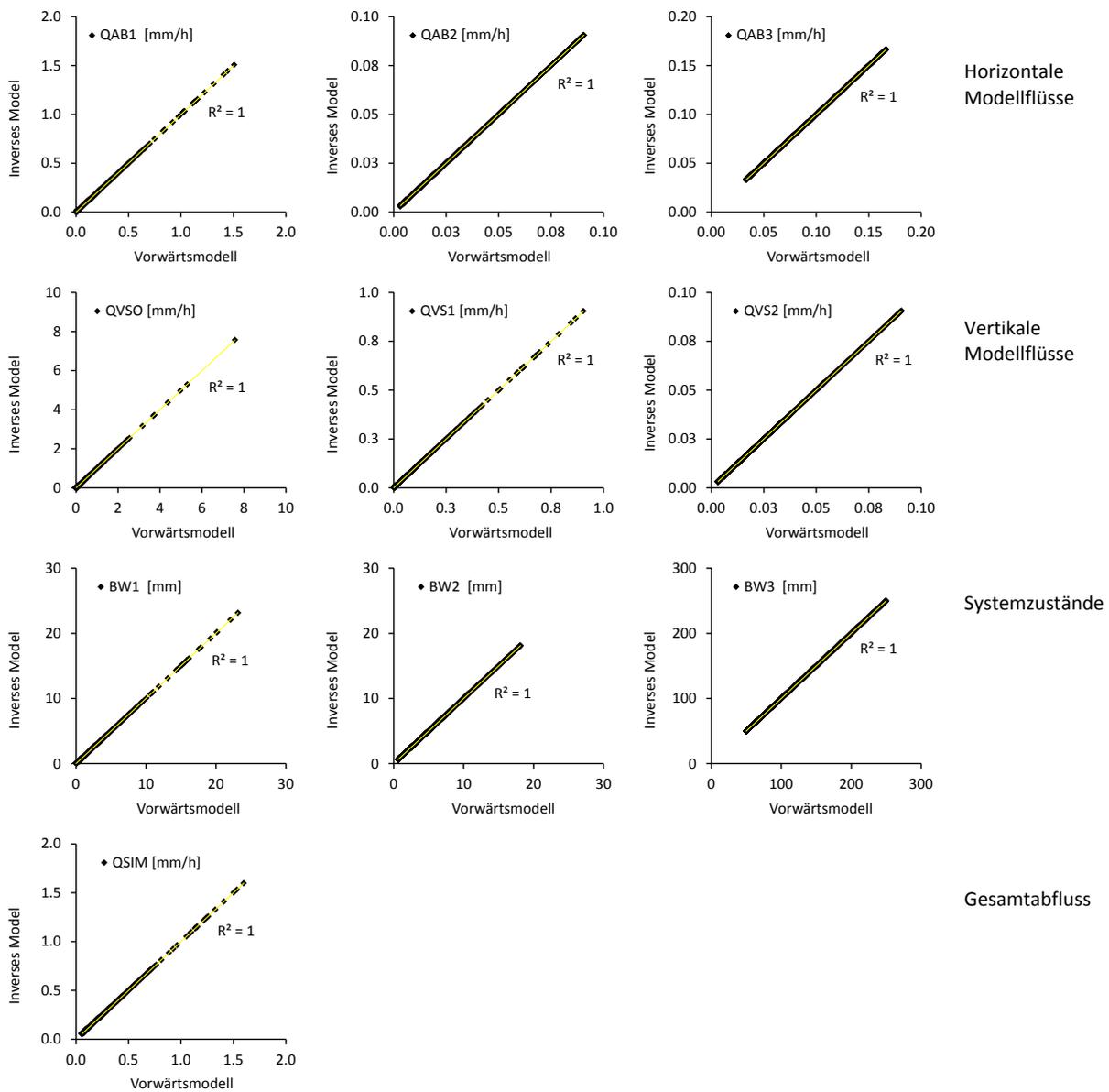


Abbildung 52: Simulation unterschiedlicher Modellvariablen mit dem inversen Modell M1: Vergleich Vorwärtsmodell und inverses Modell für eine zufällig gewählte Monte Carlo Realisierung ($H1$ und $H2 = 0$.)

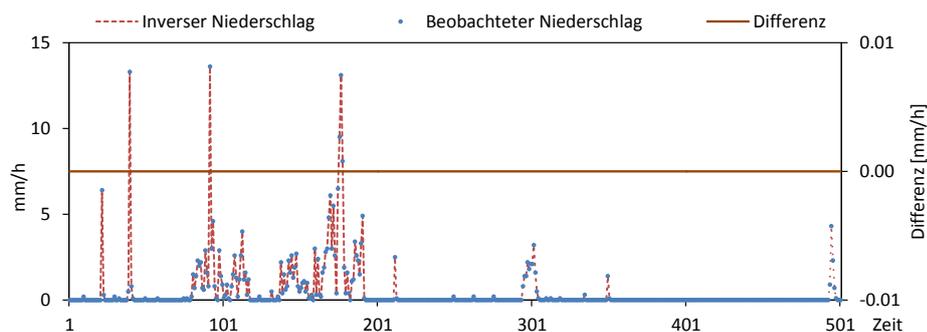


Abbildung 53: Zeitreihe des beobachteten und inversen Niederschlages für eine zufällig gewählte Monte Carlo Realisierung, inkl. Differenz, die 0 ist

Abbildung 53 zeigt exemplarisch, wieder für eine zufällig gewählte Monte Carlo Realisierung, den zeitlichen Verlauf des beobachteten und aus der synthetischen Ganglinie ermittelten inversen Niederschlages. Zu erkennen ist ebenfalls, dass die Differenzen immer 0 sind. Das inverse Modell ist somit in der Lage, zumindest wenn keine Schwellenwerte parametrisiert werden, alle Variablen des Vorwärtsmodells und den beobachteten Niederschlag perfekt zu reproduzieren.

Speicher mit Schwellenwerte ($H1$ und/oder $H2 > 0$.)

Mit der Einführung von Schwellenwerten ist das inverse Modell nicht mehr in der Lage, den beobachteten Niederschlag und andere Variablen des Vorwärtsmodells richtig zu reproduzieren. Wenn entweder $H1$ oder $H2$ größer als 0. parametrisiert werden, sind kleinere Differenzen zu erwarten. Eine exakte Übereinstimmung zwischen inversem und Vorwärtsmodell kann aber nicht garantiert werden.

Bei der Einführung von Schwellenwerten treten im inversen Modell oszillierende Systemzustände auf. Die Oszillationen in den Systemzuständen eines Speichers können sich aufschaukeln und werden durch mögliche Oszillationen eines anderen Speichers verstärkt. Dieses numerische Aufschaukeln der Systemzustände führt zu falschen Berechnungen des inversen Niederschlages (Abbildung 54) und kann nach einer bestimmten Zeitspanne auch zu einem Programmabbruch (Abbildung 55) führen.

In Abbildung 54 (a) – (c) wird exemplarisch die Entstehung eines Fehlers zwischen inversem und Vorwärtsmodell und anschließender Fehlerfortpflanzung und Verstärkung durch das Modell dargestellt. In diesem Beispiel betragen die Schwellenwerte $H1$ und $H2$ 0.7 bzw. 4.6 mm. Abbildung 54 (a) zeigt den Speicherstand des Speichers 2 (BW2) über die Zeit. Zwischen dem Zeitschritt 1 und 50 unterschreitet der Speicherstand im Speicher 2 den Schwellenwert von $H2=4.6$ mm. Es entstehen zum Zeitpunkt der Unterschreitung oszillierende Differenzen zwischen inversem und Vorwärtsmodell. Die Fehler sind sehr klein und liegen im Bereich von 10^{-7} mm. In Abbildung 54 (b) ist zu erkennen, dass der Speicherstand des Speichers 1 (BW1) zeitverzögert auf die Fehler im Speicher 2 reagiert, und dass hier ebenfalls Differenzen auftreten. Diese sind größer und liegen im Bereich von ca. 10^{-3} mm. Über das Bodenmodul kommt es zu einer weiteren Fehlerfortpflanzung und -verstärkung, mit der Folge, dass der Fehler des inversen Niederschlages auf maximal ~ 0.6 mm anwächst. Die Fehler nehmen in weiterer Folge beim Niederschlag wieder ab. Bei den Speicherständen tritt das Fehlermaximum ca. bei Zeitschritt 400 auf und nimmt dann ab. Bei Zeitschritt ~ 450 überschreitet der Speicherstand im Speicher 2 (BW2) wieder den Schwellenwert $H2$, und es treten wieder Fehler auf, die sich allerdings nicht in den Speicher 1 fortpflanzen. Dies kann damit erklärt werden, dass in dieser Periode der Speicherstand im Speicher 1 stark ansteigt. In dieser Periode ist Niederschlag zu

beobachten, der regulativ in das System eingreift. Da der Speicher 1 rasch auf Niederschlag reagiert, tritt der Effekt dementsprechend schnell auf. In dem dargestellten Beispiel kommt es zu keinem ungebremsten Aufschaukeln der Systemzustände, da die Fehler mit der Zeit wieder zurückgehen.

Im Gegensatz dazu zeigt Abbildung 55 ein Beispiel, in dem sich die Systemzustände derart aufschaukeln, dass das inverse Modell unbrauchbare Ergebnisse liefert, die sich massiv vom Vorwärtsmodell unterscheiden. Bei Zeitschritt ~ 300 kommt es im Speicher 2 (Schwellenwert $H_2 = 5$ mm) zu Differenzen zwischen inversem und Vorwärtsmodell (Abbildung 55 (a)). In Folge kommt es im Speicher 1 (Schwellenwert $H_1 = 1.5$ mm; Abbildung 55 (b)) und beim inversem Niederschlag (Abbildung 55 (c)) zu Fehlerfortpflanzungen und Abweichungen vom Vorwärtsmodell. Ab Zeitschritt ~ 470 schaukeln sich die Systemzustände derart auf, dass die Ergebnisse unbrauchbar werden, und es zu einem Modellabbruch kommt. Dies liegt wahrscheinlich daran, dass der Speicherstand BW2 kurz vor dem Abbruch um den Schwellenwertes schwankt, was eine Abnahme der Fehler, wie in Abbildung 54, verhindert.

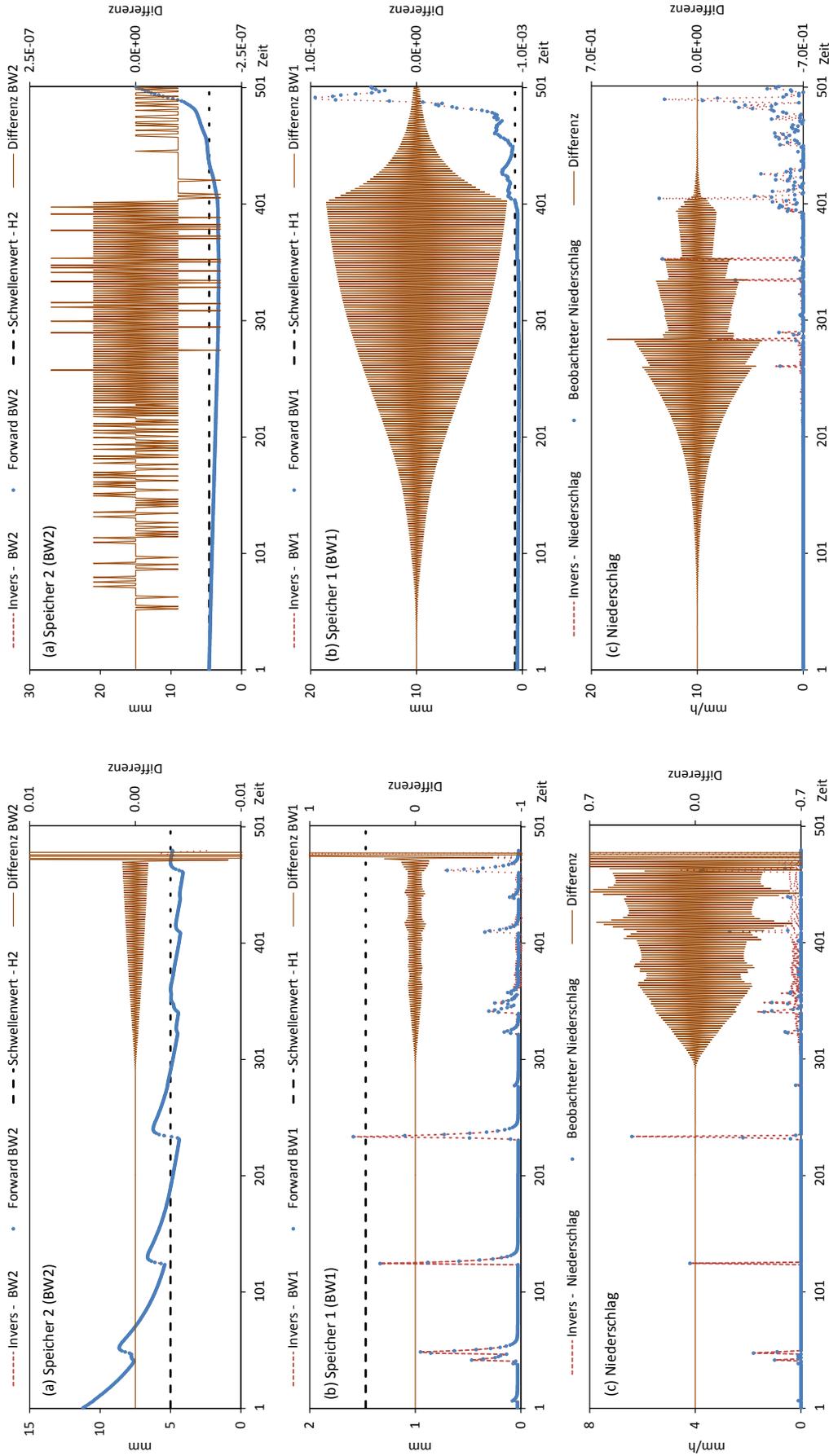


Abbildung 55: Aufschaukeln der Systemzustände in Speicher 1 und 2, was schließlich zu einem Programmabbruch führt ((a) – Speicher 2; (b) – Speicher 1; (c) – Niederschlag)

Abbildung 54: Fehlerentstehung und -fortpflanzung im inversen Modell M1, nachdem im Speicher 2 der Schwellenwert (H2=4.6 mm) unterschritten wird ((a) – Speicher 2; (b) – Speicher 1; (c) – Niederschlag)

Die Auswertungen der Monte Carlo Simulationen des Modells M1, inkl. Parametrisierung von H1 und H2, hat gezeigt, dass der mittlere quadratische Fehler (MSE) zwischen beobachtetem und inversem Niederschlag in nur 8.5 % der Fälle 0 ist. In nur sehr wenigen Simulationen treten somit keine Fehler auf. In 30.5 % der Fälle war der mittlere quadratische Fehler größer als 0 und in 61 % der Fälle war keine Berechnung des MSE möglich, da die Abweichungen zu groß wurden. Das inverse Modell M1 kann daher nicht verwendet werden, wenn Schwellenwerte parametrisiert werden.

5.2.1.2 Modell M2 - Ansatz der iterativen Berechnung des Niederschlages

Da die numerischen Experimente mit dem Modell M1 zeigen, dass eine Reproduktion des beobachteten Niederschlages aus synthetischen Ganglinien nicht für den gesamten Parameterraum gewährleistet ist, wurde Modell M2 und der iterative Ansatz zur Berechnung des Niederschlages entwickelt. Zusätzlich bildet Modell M2 mit dem Interzeptions- und Routingmodul die Prozesse der Abflussbildung realistischer ab. Insgesamt wurden beim Modell M2 mittels 20 000 Monte Carlo Simulationen 10 Parameter stochastisch variiert (siehe Seite 11).

98.8 % der Monte Carlo Realisierungen des inversen Modells reproduzieren den beobachteten Niederschlag exakt. In 1.2 % (244 Modellläufe) treten Abweichungen im Niederschlag auf (Abbildung 56 (a)). Die größte mittlere quadratische Abweichung (MSE) beträgt dabei 1.2 (mm/h)². Die kumulative Verteilungsfunktion (CDF) der Fehler größer als 0 zeigt, dass 95 % der Modellläufe Fehler von unter ~1 (mm/h)² aufweisen (Abbildung 56 (b)).

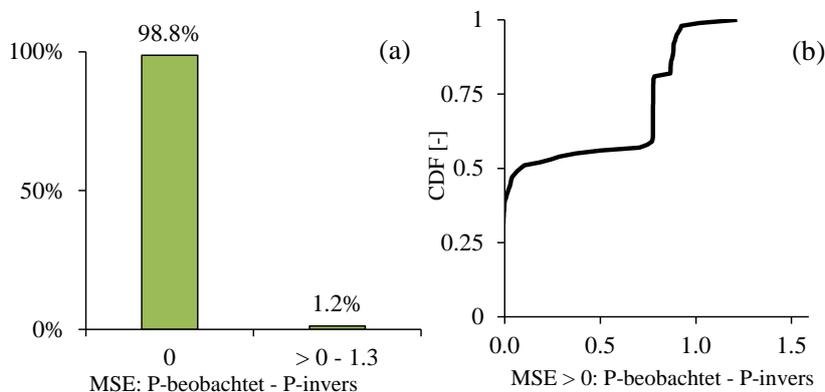


Abbildung 56: Mittlerer quadratischer Fehler (MSE) zwischen beobachtetem und inversem Niederschlag aller Monte Carlo Realisierungen

Der Abfluss des Vorwärtsmodells wurde in 99.4 % der Modellläufe vom inversen Modell exakt reproduziert (Abbildung 57 (a)). Nur 0.6 % der Modellläufe weisen Abweichungen im Abfluss auf. Die kumulative Verteilungsfunktion (CDF) der Fehler größer als 0 im Abfluss (Abbildung 57 (b)) zeigt, dass der Großteil der Abweichungen sehr klein ist.

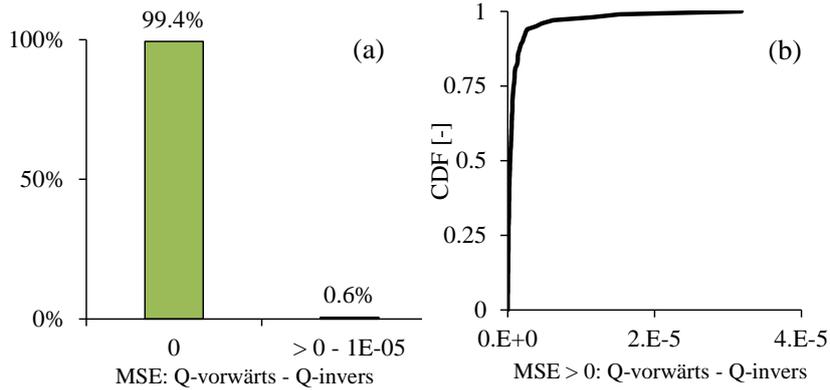


Abbildung 57: Mittlerer quadratischer Fehler (MSE) zwischen Abfluss des Vorwärtsmodells (Q -vorwärts) und inversem Abfluss (Q -invers) aller Monte Carlo Realisierungen

Die Ursache der Fehler soll anhand von Abbildung 58 erläutert werden. Die darin dargestellten Zeitreihen des Bodenwassergehaltes (Abbildung 58 (a)) und Niederschlages (Abbildung 58 (b)) stammen aus dem Modelllauf mit der größten Abweichung zwischen beobachtetem und inversem Niederschlag, d.h. von dem Lauf mit einer quadratischen Abweichung (MSE) von 1.2 (mm/h)^2 . Bis zum Zeitschritt ~ 1800 sind inverser und Vorwärtsmodelllauf identisch. Es ist zu erkennen, dass bis dahin der Wassergehalt im Bodenspeicher kontinuierlich gegen 0 mm absinkt. Es wird dann vom inversen Modell ein hoher Niederschlagswert berechnet, der zu einem Sprung im Bodenwassergehalt des inversen Modells von ca. 50 mm führt.

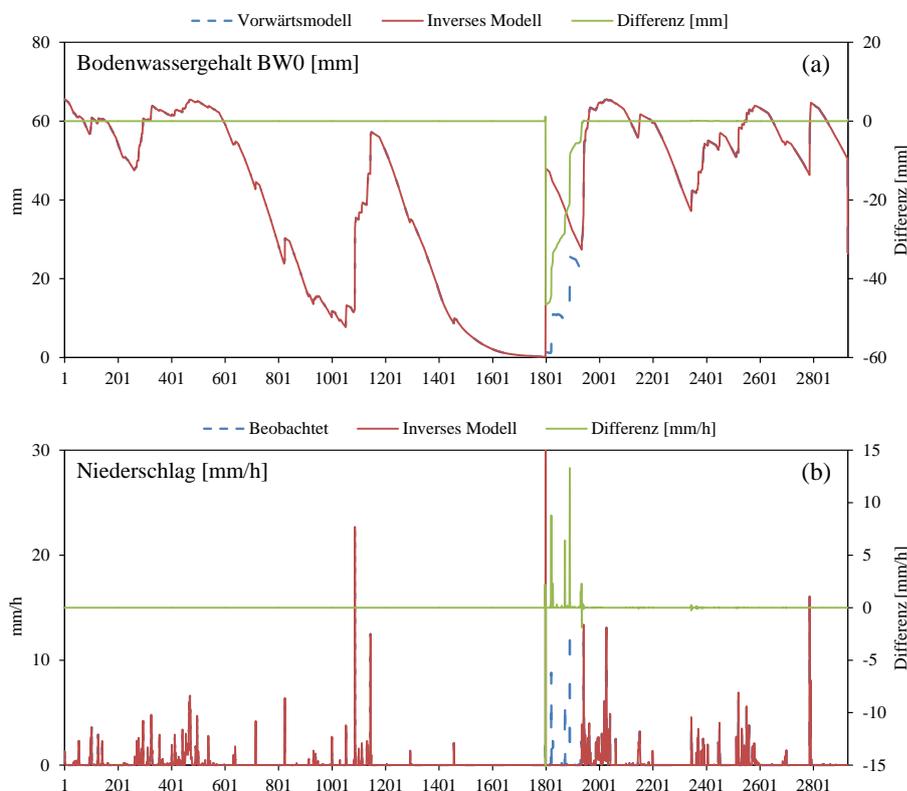


Abbildung 58: Zeitreihen (a) des Bodenwassergehaltes (BWO) und (b) Niederschlages für den Modelllauf mit den größten Unterschieden zwischen inversem und Vorwärtsmodell

Anschließend sind Differenzen zwischen inversem und Vorwärtsmodell, sowohl im Bodenspeicher, als auch im Niederschlag ersichtlich (grüne Linie). Da der Bodenwassergehalt im inversen Modell

höher ist, wird kein Niederschlag berechnet, was die Differenzen zwischen beobachteten und berechneten Niederschlag erklärt. Die Bodenfeuchte (BW0/M) im Vorwärtsmodell beträgt bei Zeitschritt 1800 nur 0.3 %. Sehr niedrige Bodenwassergehalte führen bei der Berechnung des inversen Niederschlages zu numerischen Problemen. Dies kann damit erklärt werden, dass die Nichtlinearität des Bodenmoduls mit abnehmenden Bodenwassergehalten stark ansteigt.

Dieses Problem kann behoben werden, indem der zulässige Bereich der bodenwassergehalt- beeinflussenden Modellparameter - Bodenspeichervermögen M und die kritische Bodenfeuchte für die aktuelle Evapotranspiration FKFAK - verändert wird. Eine Erhöhung des Bodenspeichervermögens M von 50 mm auf 80 mm und eine Erhöhung von FKFAK von 0.25 auf 0.5 (Tabelle 6) verhindert, dass sehr niedrige Bodenwassergehalte und somit hohe Nichtlinearitäten auftreten, die eine Berechnung des inversen Niederschlages verhindern.

Tabelle 6: Angepasste Parameterbereiche für Modell M2

Parameter	Einheit	Bereich	Beschreibung
M	mm	80 - 250	Bodenspeichervermögen
FKFAK	-	0.5 - 1	Kritische Bodenfeuchte für aktuelle Evapotranspiration
BETA	-	0.1 - 10	Exponent für die Berechnung des Oberflächenabflusses vom Boden
KBF	h	4000 - 12000	Speicherkonstante für die Perkolation aus dem Boden
PEX2	-	5 - 25	Parameter für die nicht-lineare Perkolation
TAB2	h	50 - 500	Speicherkonstante für Zwischenabfluss
TVS2	h	50 - 500	Speicherkonstante für Perkolation (Zwischenabfluss)
H2	mm	0 - 25	Schwellenwert für Zwischenabfluss
TAB3	h	1000 - 5000	Speicherkonstante für Basisabfluss
TAB4	h	0.05 - 10	Speicherkonstante für Routing

Ausgehend vom Modellkonzept ist die Veränderung dieser Parameterbereiche durchaus legitim. 50 mm als Bodenspeichervermögen im Mittel des gesamten Einzugsgebiets sind sehr niedrig. Es spricht daher nichts gegen eine geringe Erhöhung des Bodenspeichervermögens M auf 80 mm. FKFAK gibt die kritische Bodenfeuchte an, ab der die aktuelle Evapotranspiration (ETA) der potentiellen Evapotranspiration (ETP) entspricht. Das Verhältnis zwischen ETA und ETP ist 1. Bei Bodenfeuchtwerten, die kleiner als der FKFAK-Wert sind, nimmt das Verhältnis zwischen ETA und ETP linear mit der Bodenfeuchte ab. Es ist daher auch legitim, den unteren Grenzwert des FKFAK-Wertes von 0.25 auf 0.5 zu erhöhen, da nicht davon ausgegangen werden kann, dass bis zu einer Bodenfeuchte von 25 % die aktuelle Evapotranspiration der potentiellen Evapotranspiration entspricht. Die Bodenfeuchte wirkt deutlich früher limitierend auf die aktuelle Evapotranspiration. Ursprünglich wurde das Bodenspeichervermögen mit 50 mm angenommen, da dieser Wert aus Gupta et al. (2009) übernommen wurde.

Die Gültigkeit der angepassten Parameterbereiche (Tabelle 6) wurden, wie im oberen Teil gezeigt, mit Monte Carlo Simulationen überprüft. Die Resultate zeigen, dass in 100 % der Modellläufe der beobachtete Niederschlag vom inversen Modell reproduziert wurde. Das gleiche gilt auch für den Abfluss des Vorwärtsmodells. Das Problem, dass die Bodenfeuchte so stark absinkt, dass Nichtlinearitäten des Bodenmoduls die Invertierung verhindern, konnten durch die Anpassung der Parameterbereiche verhindert werden.

5.2.1.3 Festlegung des angewandten Ansatzes

Die Anwendung des inversen Modells, d.h. die Niederschlagsberechnung aus Abflussbeobachtungen, setzt voraus, dass das Modell numerisch und programmiertechnisch korrekt arbeitet. Es hat sich gezeigt, dass das Modell M1, sobald Schwellenwerte für die Speicher parametrisiert werden und die Speicher somit nichtlinear werden, nur bedingt invertierbar ist. Es können oszillierende numerische Fehler auftreten, die sich durch das Modell fortpflanzen und z.T. aufschaukeln, mit der Folge, dass es zu Modellabbrüchen kommt. Die Anwendung von Modell M1 mit Schwellenwerten ist daher nicht möglich.

Die Monte Carlo Simulationen zur Überprüfung des Modells M2 und des iterativen Ansatzes zur Berechnung des Gebietsniederschlags haben gezeigt, dass dieser Ansatz, unter der Voraussetzung von angepassten Parametergrenzen, in der Lage ist, die beobachteten Gebietsniederschläge exakt zu reproduzieren. Weiters bildet das Modell M2 mit dem Interzeptions- und Routingmodul die Abflussprozesse realistischer ab. Aus diesen Gründen wird das Modell M2 für die weiteren Berechnungen und Anwendungen verwendet.

5.2.2 Parameterkalibrierung und –validierung für die inverse Modellierung

Die Anwendung des inversen Modells setzt voraus, dass das kalibrierte hydrologische Modell die Abflussverhältnisse im Einzugsgebiet möglichst gut widerspiegelt. Die Kalibrierung erfolgt daher mit dem Vorwärtsmodell. Da keinerlei Daten zu Systemzuständen, wie z.B. Bodenfeuchte, oder Evapotranspiration zur Verfügung stehen, wird die Güte des hydrologischen Modells ausschließlich anhand von Abflussbeobachtungen kalibriert und bewertet. Dafür werden die Messdaten der Monate Juni, Juli, August und September der Jahre 2006 bis 2008 herangezogen. Tabelle 7 zeigt die Werte der optimierten Modellparameter. Die Bezeichnungen der Parameter finden sich in Abbildung 4 (Seite 11) und Tabelle 6 auf Seite 67.

Tabelle 7: Optimierte Modellparameter

Gebiet	Fläche [km ²]	Bodenmodul					Zwischenabfluss			Basisabfluss	Routing
		BETA	M	KBF	PEX2	FKFAK	H2	TAB2	TVS2	TAB3	TAB4
Schliefauf	17.9	1.6	238.7	10936.5	22.2	0.5	2.4	50.2	459.2	1695.2	7.7
Krems	38.4	2.1	156.2	4002.1	5.0	0.8	24.3	50.2	304.9	1645.4	9.1

5.2.2.1 Gütekriterien

Abbildung 59 zeigt die Gütekriterien lineare Korrelation (CORR) und Nash-Sutcliffe-Efficiency (NSE; Gleichung (32)) für die Einzugsgebiete Schliefauf und Krems für unterschiedliche Evaluierungsperioden. Die Korrelation liegt in beiden Einzugsgebieten in allen Perioden zwischen 0.83 und 0.95. Für den NSE errechnen sich Werte zwischen 0.69 und 0.89. In beiden Einzugsgebieten werden für das Jahr 2008 die schlechtesten Gütekriterien errechnet. Tendenziell ist die Modellsimulation für das Einzugsgebiet der Krems besser. Das Einzugsgebiet der Krems ist mit 38.4 km² um fast 47 % größer als das Schliefauf-Gebiet. Obwohl das Einzugsgebiet der Krems betreffend Geologie und Landnutzung heterogener ist, kann die bessere Modell-Performance möglicherweise mit dem Größenunterschied erklärt werden, da sich größere Gebiete tendenziell besser modellieren lassen. Dies zeigt beispielsweise der Vergleich der Modellierungsergebnisse in Nachtnebel et al. (2009) und Nachtnebel et al. (2010), in denen die gleichen Einzugsgebiete mit unterschiedlicher räumlicher Auflösung modelliert wurden. Die besseren Gütekriterien im Krems-Gebiet können aber auch durch eine bessere (repräsentativere) Inputschätzung in diesem Gebiet begründet sein.

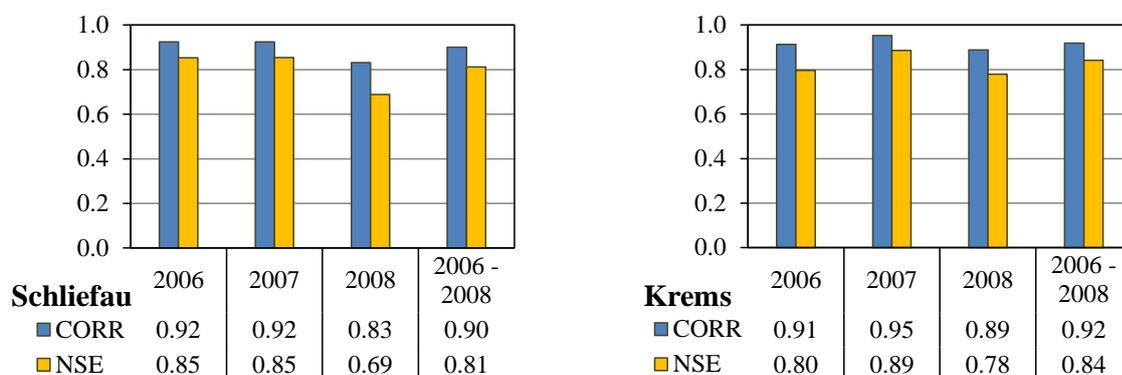


Abbildung 59: Gütekriterien lineare Korrelation (CORR) und Nash-Sutcliffe-Efficiency (NSE) der Kalibrierungsperiode für das Einzugsgebiet Schliefauf (links) und Krems (rechts)

Vor allem in Anbetracht der Tatsache, dass die Modellierung mit einem flächenaggregierten (lumped) Modell erfolgt, und daher keine Unterschiede in der Geologie und Landnutzung innerhalb der Einzugsgebiete explizit berücksichtigt werden können, ist die Modellgüte beider Einzugsgebiete zufriedenstellend. Für die gesamte Periode ergeben sich NSE-Werte von 0.81 (Schliefaeu) bzw. 0.84 (Krems), was den Schluss nahe legt, dass die Modellstruktur mit den optimierten Parametern die Verhältnisse im Einzugsgebiet, die zum Abfluss führen, gut wiedergibt und daher für die Schätzung des Gebietsniederschlags verwendet werden kann.

5.2.2.2 Wasserbilanzkomponenten

Abbildung 60 zeigt die beobachteten und simulierten Abflusshöhen, sowie die prozentuellen Differenzen der einzelnen Perioden.

Für die Jahre 2006 – 2008 ergibt sich für das Schliefaeu-Gebiet eine mittlere simulierte Abflusshöhe von 221 mm für die 4 Monate Juni - September. Die beobachtete Abflusshöhe beträgt für den gleichen Zeitraum 218 mm, was einer Differenz von sehr guten +1.5 %, bezogen auf den beobachteten Abfluss, entspricht. Innerhalb der einzelnen Jahre sind die Abweichungen zwischen Beobachtung und Simulation deutlich größer, mit einer maximalen Differenz von ca. 12 % im Jahr 2007.

Für Pegel Kirchdorf an der Krems sind im Vergleich in allen Perioden größere Abflusshöhen zu beobachten. Die mittlere simulierte bzw. beobachtete Abflusshöhe für die Monate der Periode 2006 – 2008 beträgt 287 bzw. 296 mm. Dies entspricht einer Differenz von -3.2 %, wieder bezogen auf den beobachteten Abfluss. Generell sind die Differenzen in den einzelnen Perioden geringfügig größer, mit einer maximalen Abweichung von +15 %, wieder im Jahr 2007.

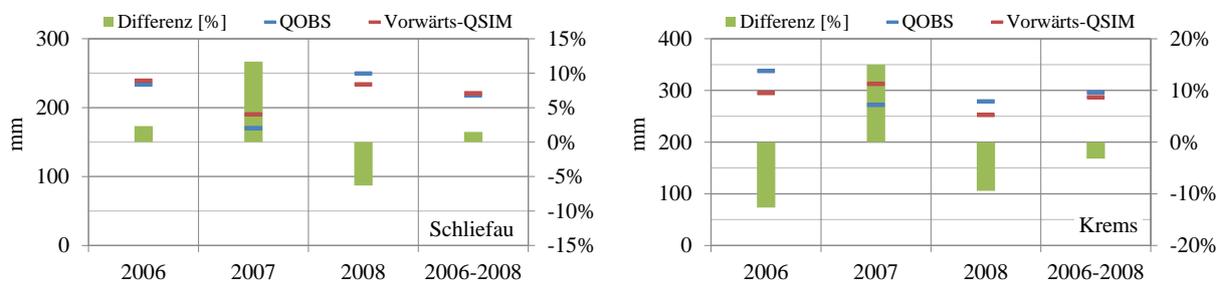


Abbildung 60: Beobachtete (QOBS) und simulierte (QSIM) Abflusshöhen, inkl. Differenzen, für die Einzugsgebiete Schliefaeu (links) und Krems (rechts)

Sowohl im Schliefaeu-, als auch im Krems-Einzugsgebiet ist der Fehler des simulierten Abflusses im Jahr 2007 am größten. Interessanterweise finden sich in dieser Periode die höchsten Werte in den Gütekriterien (Abbildung 59). Dies verdeutlicht, dass ein möglicher Bilanzfehler im Nash-Sutcliffe-Efficiency (NSE) nur unzureichend berücksichtigt wird (Gupta et al. (2009)).

Die Abflusshöhen im Einzugsgebiet der Krems sind höher als im Schliefaeu-Gebiet. Die könnte den Schluss nahelegen, dass auch die Niederschlagssummen höher sind. Allerdings zeigen die Auswertungen der Wasserbilanzkomponenten beobachteter Niederschlag, simulierte aktuelle Evapotranspiration und Abflusshöhe (Abbildung 61), dass es im Schliefaeu-Gebiet meist mehr regnet, und dass die höhere Abflusshöhe im Krems-Gebiet mit einer niedrigeren aktuellen Evapotranspiration zu begründen ist. Im Mittel für die Monate Juni, Juli, August und September der Jahre 2006 - 2008

beträgt der Gebietsniederschlag im Schlieffau-Gebiet 632 mm bzw. 564 mm im Krems-Gebiet. Die aktuelle Evapotranspiration beträgt im Mittel 374 mm im Schlieffau- bzw. 263 mm im Krems-Gebiet. Für die Monate Juni, Juli, August und September beträgt die mittlere aktuelle Evapotranspiration für die Jahre 2006 – 2008 somit 3.1 mm pro Tag (Schlieffau) bzw. 2.2 mm pro Tag (Krems).

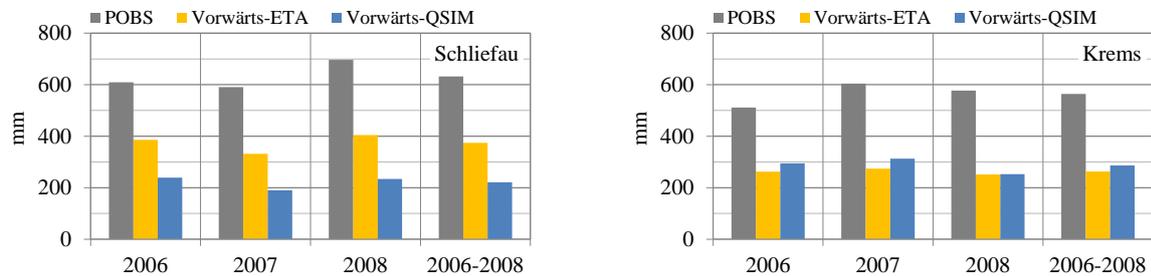


Abbildung 61: Beobachteter Niederschlag (POBS), simulierte aktuelle Evapotranspiration (ETA) und Abflusshöhe (QSIM) für die Einzugsgebiete Schlieffau (links) und Krems (rechts)

5.2.2.3 Simulation des Abflusses

Abbildung 62 und Abbildung 63 zeigen für die einzelnen Jahre die beobachteten und simulierten Hydrographen, sowie die Niederschlagsgrundlage der Simulationen für das Schlieffau- bzw. Krems-Einzugsgebiet. Einige größere Hochwasserspitzen, wie z.B. im August 2006, werden vom Modell in beiden Gebieten unterschätzt. Das größte Hochwasser in der Simulationsperiode im September 2007 wird hingegen in beiden Gebieten recht gut getroffen. Kleinere bis mittlere Hochwasserspitzen werden tendenziell vom Modell überschätzt. Generell wird die Dynamik des beobachteten Hydrographen vom Modell aber recht gut wiedergegeben und bestätigt die weiter oben anhand der Gütekriterien berechnete Modell-Performance.

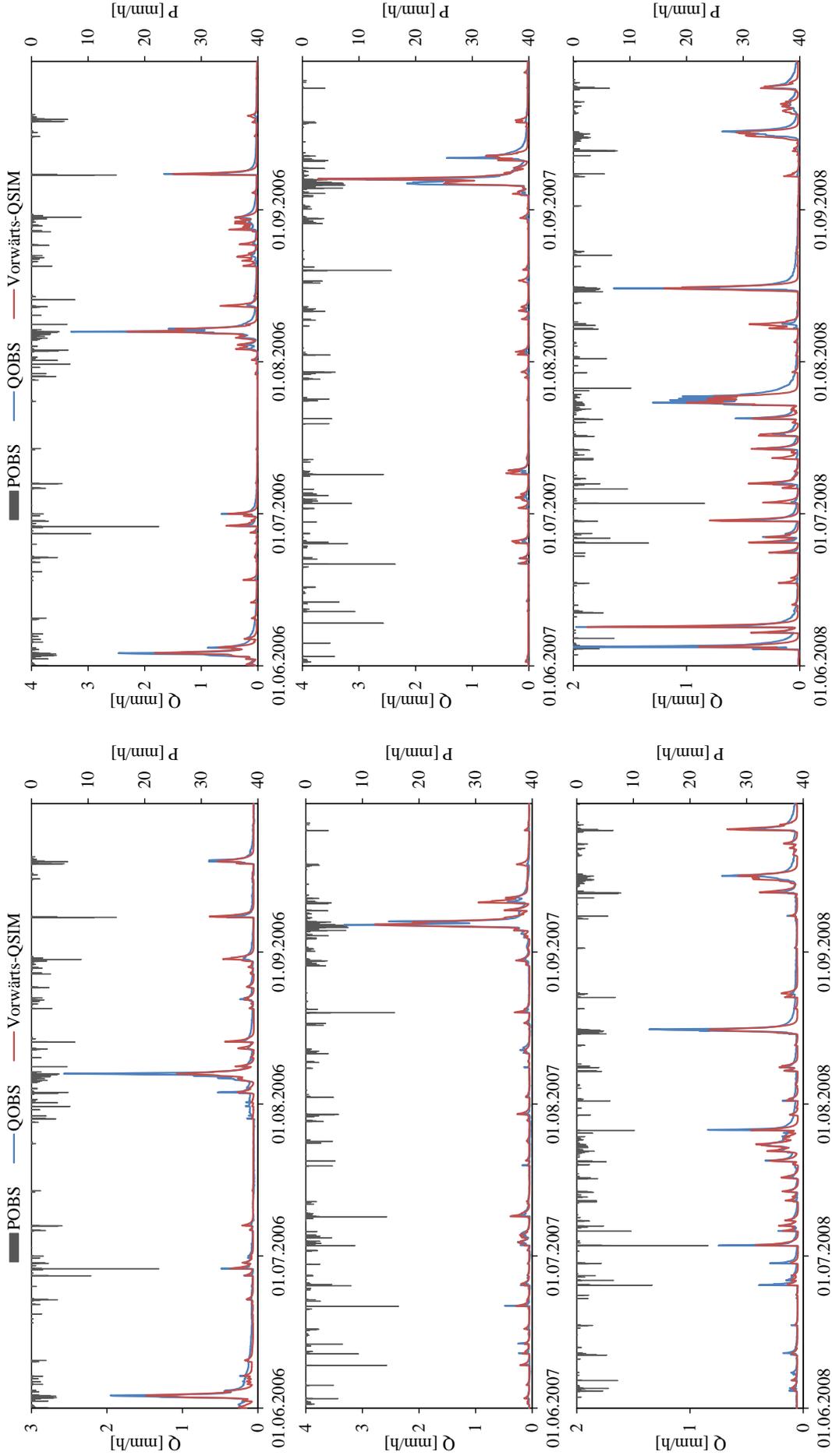


Abbildung 62: Zeitreihen des simulierten (QSIM) und beobachteten Abflusses (QOBS), sowie beobachteter Niederschlag (POBS) für das Schließau-Gebiet

Abbildung 63: Zeitreihen des simulierten (QSIM) und beobachteten Abflusses (QOBS), sowie beobachteter Niederschlag (POBS) für das Krems-Gebiet

Die in Abbildung 62 und Abbildung 63 dargestellten Hydrographen ermöglichen eine Beurteilung der Simulation von kleineren bis größeren Hochwässern. Perioden mit niedrigerem Abfluss sind visuell allerdings aufgrund der Skalierung, die sich aus dem großen Verhältnis zwischen Nieder- und Hochwässern ergibt, so gut wie nicht beurteilbar. In Abbildung 64 wird daher die relative Häufigkeit des Verhältnisses zwischen dem beobachteten bzw. simulierten Abfluss und dem mittleren beobachteten Abfluss (MQobs) für das Schlieffau-Gebiet dargestellt. Aus dieser Abbildung ist somit die Häufigkeit des Auftretens bestimmter Abflussverhältnisse in Relation zum beobachteten Mittelwasser ersichtlich. Im Schlieffau-Gebiet treten beispielweise häufig Abflüsse auf, die nur rund 10 % des Mittelwassers betragen. Es ist zu erkennen, dass das Modell (rote Linie) diese niedrigsten Abflussverhältnisse gar nicht simuliert und ab ca. 15 % von MQobs die Beobachtung nennenswert überschätzt. Je näher man an dem Bereich des Mittelwassers kommt ($Q/MQ_{obs}=100\%$), desto besser stimmt die Simulation mit der Beobachtung überein.

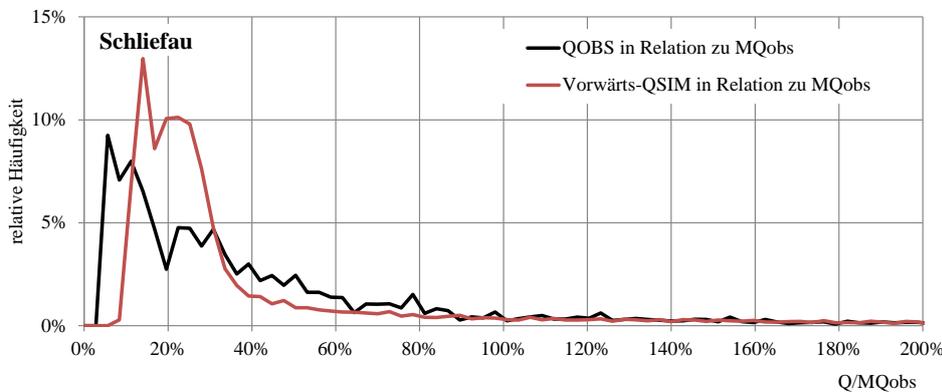


Abbildung 64: Gebiet Schlieffau: Relative Häufigkeit des Verhältnisses zwischen beobachtetem (QOBS; schwarze Linie) bzw. simuliertem (QSIM; rote Linie) Abfluss und mittlerem beobachtetem Abfluss (MQobs)

Die Überschreitungswahrscheinlichkeit des Abflusses für das Schlieffau-Gebiet (Abbildung 65) zeigt dementsprechend, dass niedrige Abflüsse vom Modell überschätzt werden. Simulierte Abflüsse um den Median liegen unterhalb der Beobachtung und höhere Abflüsse werden tendenziell überschätzt. Die Form der simulierten Dauerlinie entspricht jedoch im Wesentlichen, der Beobachtung.

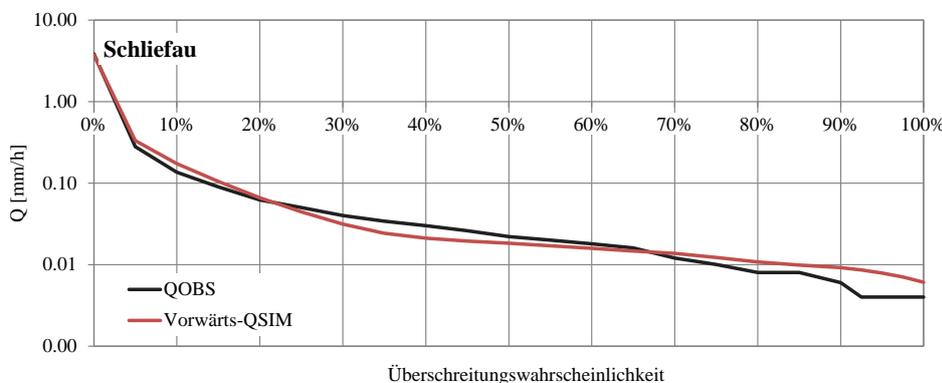


Abbildung 65: Überschreitungswahrscheinlichkeit des Abflusses für das Schlieffau-Gebiet (rot - simulierter Abfluss; schwarz - beobachteter Abfluss)

Die relative Häufigkeit der Relation des beobachteten und simulierten Abflusses vom mittleren beobachteten Abfluss (MQobs) für das Krems-Gebiet (Abbildung 66) zeigt, dass die Simulation recht

gut mit der Beobachtung übereinstimmt. Am öftesten treten beobachtet Abflüsse im Bereich von 50 – 60 % vom Mittelwasser auf. Dies wird vom Modell ebenfalls simuliert, wenn auch häufiger. Wie auch im Schlieffau-Gebiet werden die niedrigsten Abflussverhältnisse vom Modell nicht wiedergegeben.

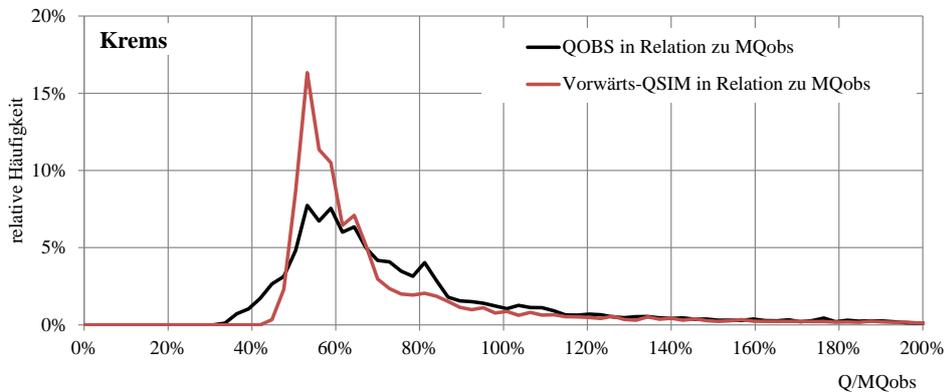


Abbildung 66: Gebiet Krems: Relative Häufigkeit des Verhältnisses zwischen beobachteten (QOBS; schwarze Linie) bzw. simulierten (QSIM; rote Linie) Abfluss und mittleren beobachteten Abfluss (MQobs)

Dies ist auch aus der Überschreitungswahrscheinlichkeit des Abflusses (Abbildung 67) ersichtlich. Ansonsten stimmt die Form der Dauerlinie der Simulation sehr gut mit der Beobachtung überein. Die Unterschiede sind relativ gering und auch kleiner als im Schlieffau-Gebiet.

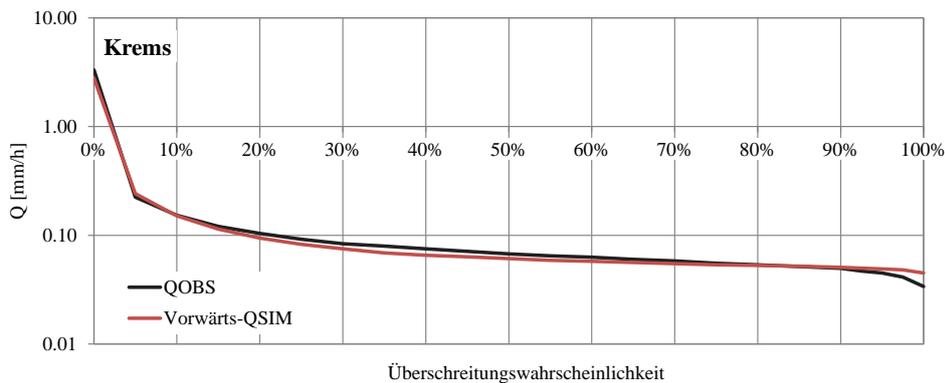


Abbildung 67: Überschreitungswahrscheinlichkeit des Abflusses für das Schlieffau-Gebiet (rot - simulierter Abfluss; schwarz - beobachteter Abfluss). Die Ordinate (Abfluss) ist logarithmisch skaliert

5.2.2.4 Validierung des Vorwärtsmodells M2

Für die Validierung des hydrologischen Modells wird die Periode Juni bis September 2009 herangezogen. Es erfolgt eine Simulation dieser Periode mit den Parametern, die aus der Kalibrierungsphase stammen. Die Validierungsperiode ist unabhängig von der Kalibrierungsphase, und dient der Überprüfung des Modells und der Parameter für Phasen, die nicht kalibriert wurde. Es wird überprüft, ob die Modellparameter möglicherweise zu stark auf die Abflussverhältnisse der Kalibrierungsperiode konditioniert wurden, mit der Folge, dass sich die Modellgüte in anderen Perioden verschlechtert.

In Abbildung 68 sind die Gütekriterien Nash-Sutcliffe-Efficiency (NSE) und lineare Korrelation (CORR) der Validierungsphase dargestellt. Korrelationswerte über 0.92 und NSE-Werte um 0.85 in beiden Gebieten bestätigen, dass das hydrologische Modell auch in der Validierungsperiode gut funktioniert. Es ist, im Vergleich zur Kalibrierungsphase, zu keiner Verschlechterung gekommen.

Auch die Zeitreihen der beobachteten und simulierten Ganglinien (Abbildung 69) zeigen, dass die Abflussdynamik der Validierungsperiode in den Einzugsgebieten gut abgebildet wird.

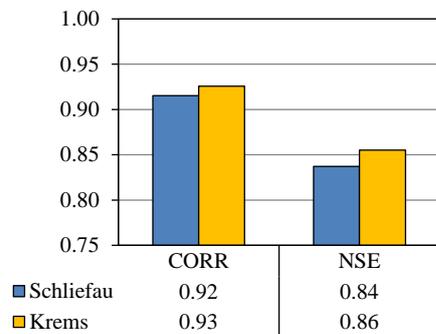


Abbildung 68: Gütekriterien lineare Korrelation (CORR) und Nash-Sutcliffe-Efficiency (NSE) für die Validierungsperiode

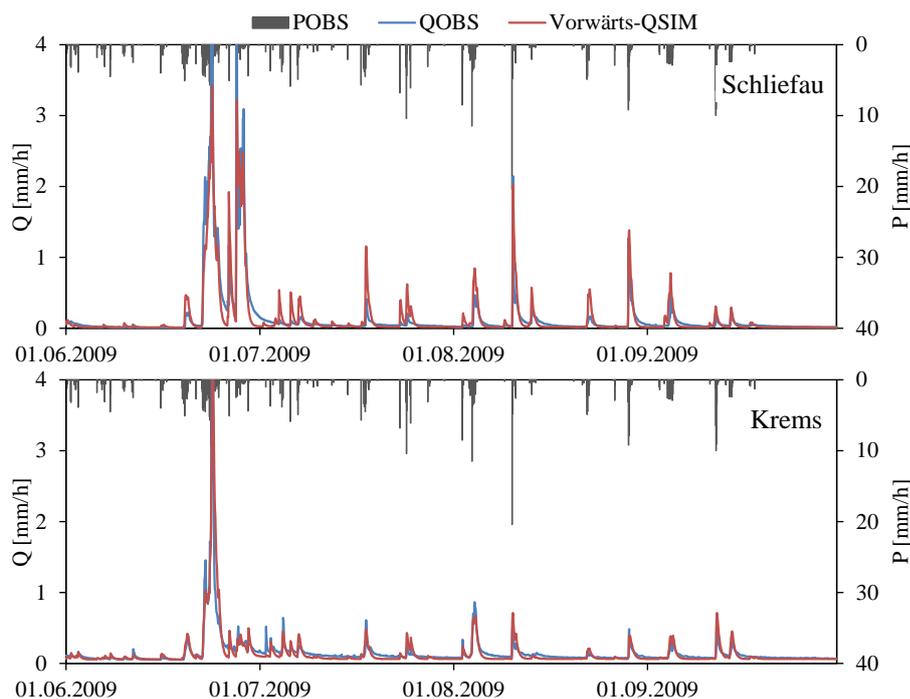


Abbildung 69: Hydrographen der Validierungsperiode für das Schlieffau- (oben) bzw. Krems-Gebiet (unten)

5.2.3 Abflusssimulation mit dem inversen Modell

Mit dem inversen Modell wird für jeden Zeitschritt in Abhängigkeit des beobachteten Abflusses ein Gebietsniederschlag berechnet. Gleichzeitig ist mit diesem berechneten Niederschlagswert ein Abflusswert verknüpft. In der Regel sind beobachteter und simulierter Abfluss identisch. Allerdings führen Unzulänglichkeiten in der Modellstruktur und den Parametern in einigen Zeitschritten zu Unterschieden zwischen Abflusssimulation und Abflussbeobachtung. Der simulierte Abfluss des parametrisierten inversen Modells ist nicht nur abhängig vom berechneten Niederschlag. In niederschlagsfreien Zeiträumen ist der simulierte Abfluss, neben der aktuellen Evapotranspiration, vor allem eine Funktion der Systemzustände und der Modellparameter. Diese definieren ja das Auslaufverhalten der Speicher und somit den simulierten Abflusses. In Perioden, in denen der simulierte Abfluss größer als der beobachtete Abfluss ist, kann vom inversen Modell kein Einfluss auf den simulierten Abfluss ausgeübt werden, da negative Niederschläge, die potentiell den Abfluss verkleinern könnten, ausgeschlossen sind. Der zusätzliche Freiheitsgrad des inversen Modells – die Niederschlagsberechnung – geht in diesen Perioden verloren und kann zu Differenzen zwischen Abflusssimulation und Beobachtung führen. Sobald der beobachtete Abfluss aufgrund von Niederschlägen im Einzugsgebiet wieder steigt, wird der simulierte Abfluss des inversen Modells wieder exakt der Beobachtung entsprechen.

5.2.3.1 Gütekriterien

Abbildung 70 zeigt, analog zum Vorwärtsmodell, die Gütekriterien lineare Korrelation (CORR) und Nash-Sutcliffe-Efficiency (NSE) der Abflusssimulation des inversen Modells für unterschiedliche Perioden. Dabei wird die inverse Abflusssimulation und die Beobachtung miteinander verglichen.

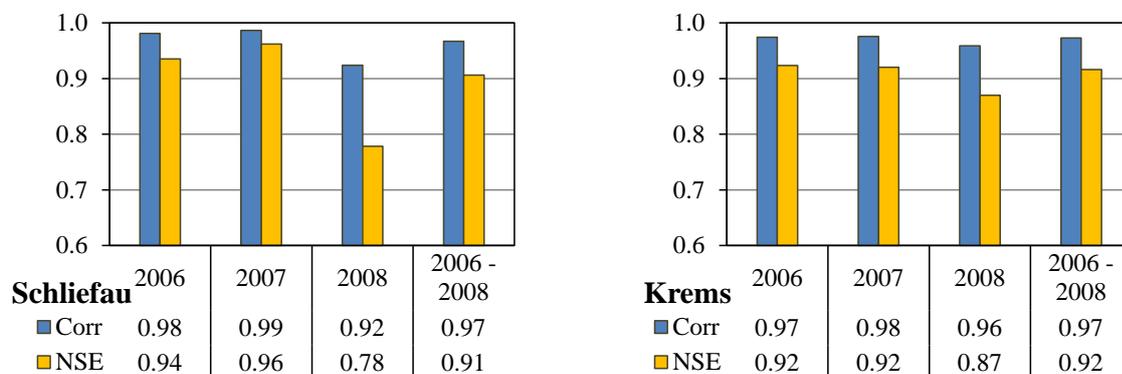


Abbildung 70: Inverses Modell: Gütekriterien lineare Korrelation (Corr) und Nash-Sutcliffe-Efficiency (NSE) für die Abflusssimulation für das Einzugsgebiet Schlieffau (links) und Kreams (rechts)

Im Vergleich zum Vorwärtsmodell (Abbildung 59; Seite 69) sind alle Gütekriterien deutlich besser. Bis auf das Jahr 2008 liegt die Korrelation bzw. der NSE über sehr guten 0.95 bzw. 0.9. Für die gesamte Periode 2006 – 2008 ergibt sich ein NSE von 0.91 für das Schlieffau- bzw. 0.92 für das Kreams-Gebiet. Für das Vorwärtsmodell errechnet sich für die gleiche Evaluierungsperiode ein NSE von 0.81 (Schlieffau) bzw. 0.84 (Kreams). Die Verläufe der Modellgüten innerhalb der einzelnen Perioden entsprechen im Wesentlichen dem Vorwärtsmodell, in dem auch im Jahr 2008 die schlechteste Modell-Performance zu finden ist.

5.2.3.2 Wasserbilanzkomponenten

Es kann ausschließlich zu einer Überschätzung der Abflussbeobachtung kommen. Eine Unterschätzung des beobachteten Abflusses ist nicht möglich, da vom inversen Modell in diesem Fall ein Niederschlagswert geschätzt werden kann, der die Simulation auf die Höhe der Beobachtung hebt. (Voraussetzung dafür ist allerdings, dass dies mit der definierten Obergrenze für den Niederschlag von 50 mm/h möglich ist (siehe Kapitel 0; Seite 18)). Daher zeigt auch Abbildung 71, dass die simulierten Abflusshöhen immer größer als die Beobachtungen sind. Die relativen Differenzen betragen für das Schlieffau-Gebiet ca. 10 % der beobachteten Abflusshöhe. Die absoluten Differenzen betragen je nach Jahr 17 bis 29 mm. Im Krems-Gebiet sind sowohl die relativen als auch absoluten Differenzen größer und liegen zwischen 11 und 21 % bzw. 30 und 56 mm.

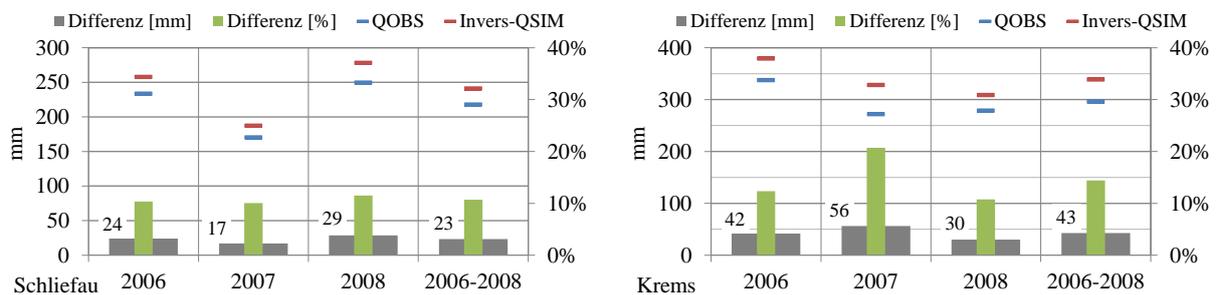


Abbildung 71: Inverses Modell: Beobachtete (QOBS) und simulierte (QSIM) Abflusshöhen, inkl. absoluter und relativer Differenzen, für die Einzugsgebiete Schlieffau (links) und Krems (rechts)

Die mittleren Werte der Periode 2006 – 2008 der Wasserbilanzkomponenten des inversen und Vorwärtsmodells sind Abbildung 72 dargestellt. Die ebenfalls dargestellten relativen Differenzen beziehen sich dabei auf die Werte des Vorwärtsmodells. Der simulierte Abfluss (QSIM) des inversen Modells ist in beiden Gebieten höher. Auch die mittlere Summe des Gebietsniederschlags (P) des inversen Modells ist größer als der beobachtete Stationswert, der als Input in das Vorwärtsmodell verwendet wurde.

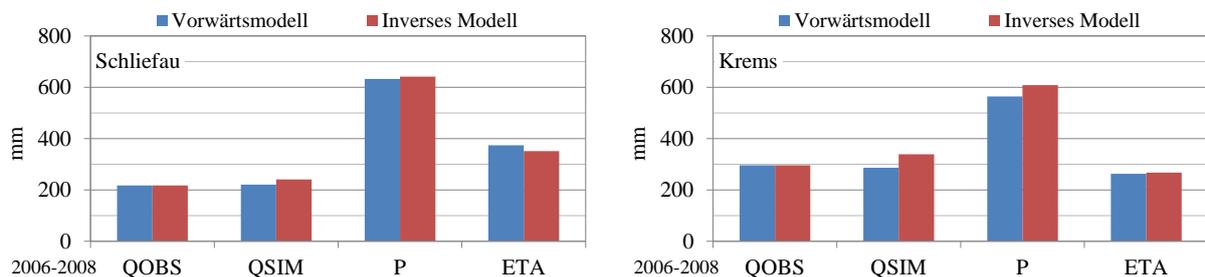


Abbildung 72: Vergleich der Wasserbilanzkomponenten des inversen und Vorwärtsmodells (Mittelwerte von 2006-2008) für die Einzugsgebiete Schlieffau und Krems; (Beobachteter Abfluss - QOBS; simulierter Abfluss - QSIM; Niederschlag - P; aktuelle Evapotranspiration - ETA)

Die aktuelle Evapotranspiration (ETA) im inversen Modell für das Schlieffau-Gebiet ist hingegen im Mittel um 6 % oder 23 mm niedriger. Bei einer vergleichbaren aktuellen Evapotranspiration wie im Vorwärtsmodells wäre die Differenz zwischen der beobachteten und simulierten Abflusshöhe des inversen Modells, zumindest im mehrjährigen Mittel, annähernd null. Um eine ausgeglichene

Wasserbilanz zu erhalten, müsste die ETA im inversen Modell um ca. 0.2 mm pro Tag höher sein. In den Jahren 2006 und 2008 ist die ETA beider Modelle sehr ähnlich. Im Jahr 2007 beträgt die Differenz hingegen rund 50 mm, was damit erklärt werden kann, dass das inverse Modell in diesem Jahr niedrigere Niederschläge berechnet. Dadurch ergeben sich trockenere Verhältnisse (niedrigere Bodenfeuchten), was in Folge die niedrigere ETA erklärt.

Die aktuelle Evapotranspiration des inversen Modells im Krems-Gebiet ist um 2 % oder 5 mm größer als im Vorwärtsmodell. Um eine ausgeglichene Wasserbilanz im inversen Modell in Bezug auf die Abflusshöhe zu erhalten, müsste die ETA im Krems-Gebiet um 38 mm in Summe oder rund 0.3 mm pro Tag höher liegen. Die Überlegungen zur Erhöhung der ETA im inversen Modell, um, bezogen auf einen längeren Zeitraum, eine ausgeglichene Wasserbilanz zu erhalten, zeigen, dass die dafür notwendigen Steigerungen von 0.2 bzw. 0.3 mm pro Tag durchaus realistisch wären. Allerdings wäre damit nur eine ausgeglichene Wasserbilanz für eine längere Periode gewährleistet. Es ist damit nicht garantiert, dass die Fehler innerhalb einzelner Zeitschritte zwischen simuliertem und beobachtetem Abfluss ausgeglichen werden können.

5.2.3.3 Hydrographen

Die in Abbildung 73 und Abbildung 74 für das Schlieffau- bzw. Krems-Gebiet dargestellten Zeitreihen des invers simulierten und beobachteten Abflusses zeigen, dass die Simulation über weite Strecken sehr gut mit der Beobachtung übereinstimmt bzw. identisch mit dieser ist. Die ebenfalls dargestellte kumulative Differenz zwischen den beiden Abflusswerten zeigt, dass vor allem im Schlieffau-Gebiet Fehler in der Simulation hauptsächlich direkt nach Hochwasserereignissen auftreten. In diesen Phasen der fallenden Abflüsse (s.g. non-driven periods) liegt der simulierte Abfluss über der Beobachtung (Abbildung 75). Im Krems-Gebiet treten ebenfalls größere Fehler direkt nach Hochwasserereignissen auf, allerdings nimmt der Fehler auch in Niederwasserperioden zu, was im Schlieffau-Gebiet nicht der Fall ist. Dies ist ein Hinweis, dass die Parametrisierung des Basisabflusses nicht ganz korrekt ist. Tendenziell müssten hier die Speicher schneller auslaufen, so dass die Simulation wieder auf der Beobachtung zum Liegen kommt.

Die kumulativen Differenzen weisen nach Hochwasserereignissen einen Sprung von ca. 5 bis 15 mm auf. Nach dem Hochwasser vom September 2007 beträgt beispielsweise im Schlieffau-Gebiet der kumulative Fehler 9 mm, wobei die Differenz an einem Tag (1.9.2007) entstanden ist (Abbildung 75). Die simulierte aktuelle Evapotranspiration an diesem Tag betrug rund 1.4 mm. Um den Simulationsfehler im Abfluss zu kompensieren, müsste die aktuelle Evapotranspiration um über das 7-fache größer sein, was unrealistisch erscheint. Eine Kompensation des Bilanzfehlers nach Hochwasserereignissen durch die Erhöhung der aktuellen Evapotranspiration scheint somit kein gangbarer Weg zu sein.

Prinzipiell ist es durch die Herabsetzung des unteren Grenzwertes des inversen Niederschlages von derzeit 0 mm pro Stunde auf negative Werte möglich, Wasser aus dem System zu entnehmen und somit eine Absenkung des Hydrographen herbeizuführen. Die negativen Niederschlagswerte könnte man somit als zusätzliche aktuelle Evapotranspiration interpretieren. Diese Herangehensweise könnte beispielsweise genutzt werden, um Bilanzfehler in Niederwasserperioden, wie sie beispielsweise im Krems-Gebiet vorkommen, zu kompensieren. Bei Hochwasserereignissen sind eine Erhöhung der ETA durch negative Niederschläge hingegen nicht zielführend, um Bilanzfehler zu kompensieren, da diese schlichtweg zu groß sind.

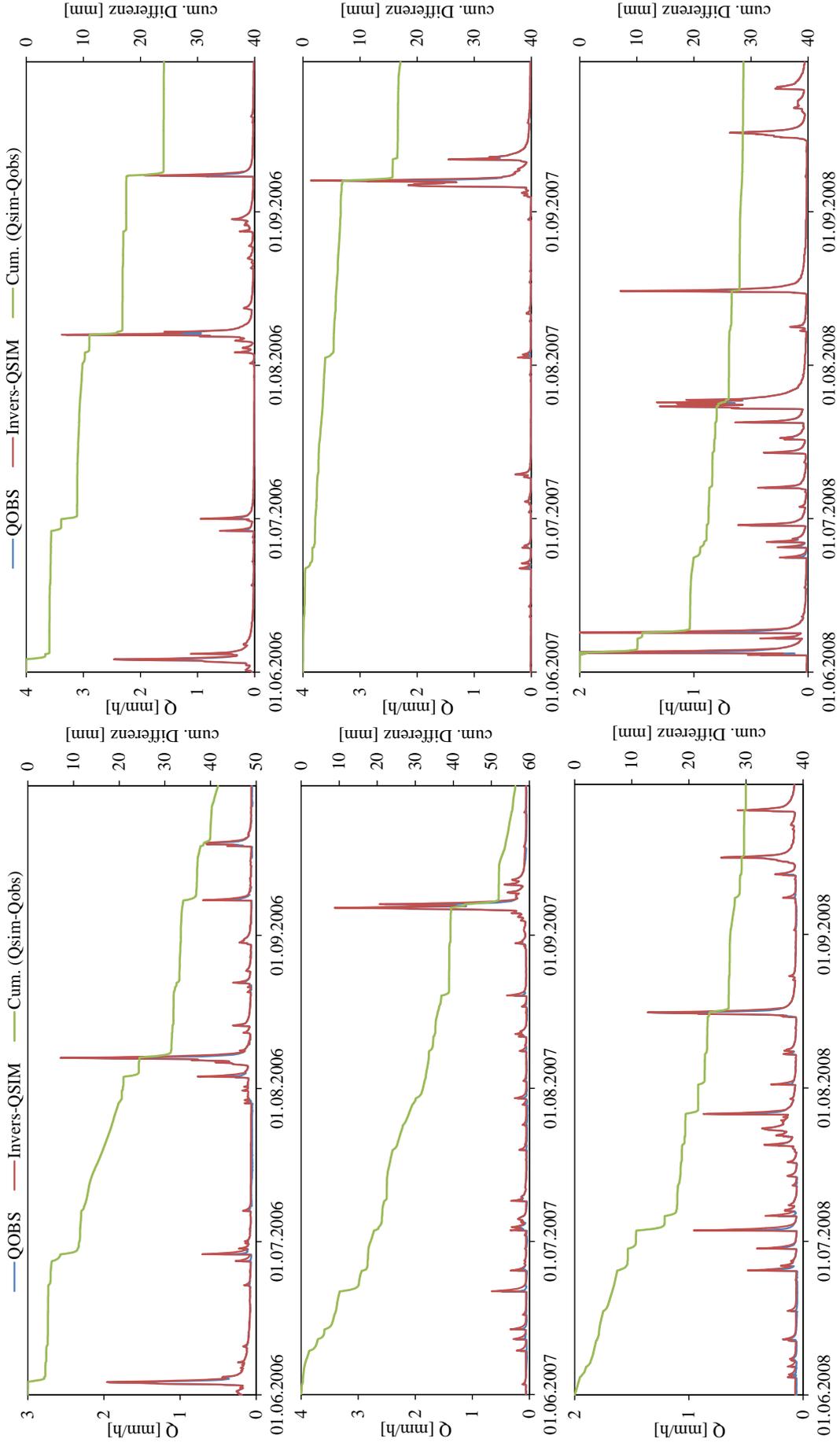


Abbildung 74: Inverses Modell - Krems: Zeitreihen des simulierten (QSIM) und beobachteten Abflusses (QOBS), sowie kumulativen Fehlers (Cum.(Qsim-Qobs))

Abbildung 73: Inverses Modell - Schlieffau: Zeitreihen des simulierten (QSIM) und beobachteten Abflusses (QOBS), sowie kumulativen Fehlers (Cum.(Qsim-Qobs))

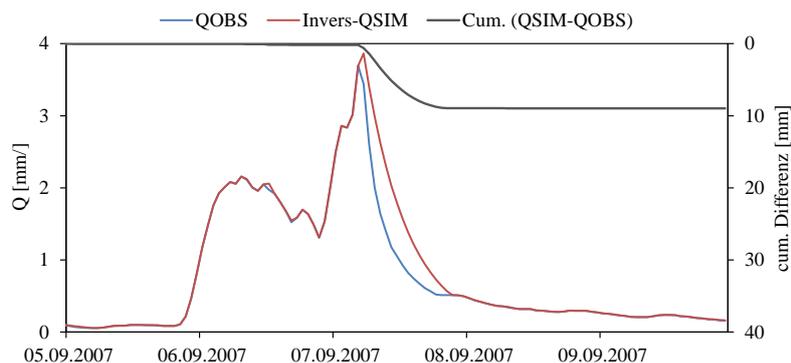


Abbildung 75: Inverses Modell – Schließau: Simulation des Hochwasserereignisses vom September 2007

5.2.3.4 Dauerlinien

Als letzte Illustration zur Abflusssimulation des inversen Modells sind in Abbildung 76 die Dauerlinien der beiden Gebiete dargestellt. Die simulierte Dauerlinie des Schließau-Gebietes stimmt, bis auf sehr niedrige Abflüsse unter 0.01 mm/h, sehr gut mit der Beobachtung überein. Die Formen der beiden Dauerlinien des Krems-Gebietes stimmen ebenfalls, bis auf sehr niedrige Abflussbereiche, gut überein. Im Vergleich zu Schließau sind die Abweichungen im Krems-Gebiet allerdings größer. Die simulierten Dauerlinien liegen, wie bereits begründet, in beiden Fällen über den beobachteten Dauerlinien.

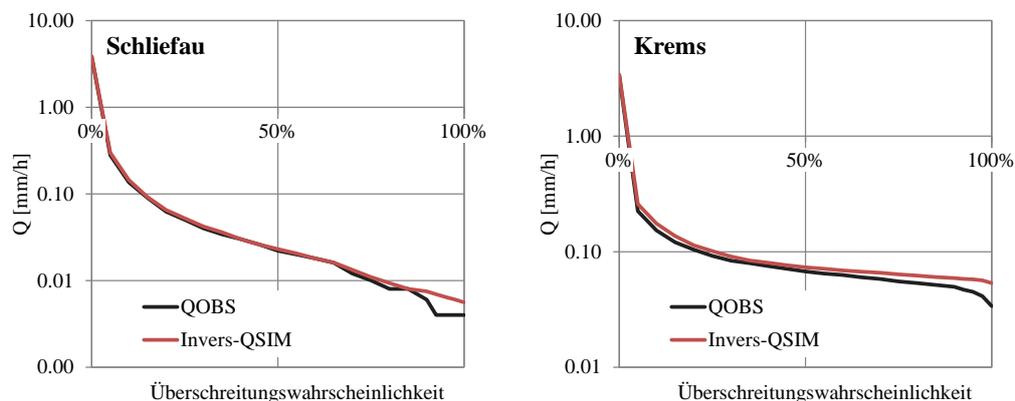


Abbildung 76: Inverses Modell: Überschreitungswahrscheinlichkeit des Abflusses für das Schließau- (links) bzw. Krems-Gebiet (rechts) (rot - simulierter Abfluss; schwarz - beobachteter Abfluss). Die Ordinate (Abfluss) ist logarithmisch skaliert

5.2.4 Niederschlagssimulation mit dem inversen Modell

Dieses Kapitel widmet sich der Darstellung der Ergebnisse der Berechnung des Gebietsniederschlags aus Abflussbeobachtungen (inverser Niederschlag – „Invers-P“). Neben den Zeitreihen der Stationsmessungen des Niederschlages („POBS“), die für die Kalibrierung des Vorwärtsmodells verwendet wurden, wird der inverse Niederschlag auch mit INCA-Niederschlagsdaten der ZAMG („P_INCA“) verglichen. Aus dem flächigen INCA-Datensatz, der in einer räumlichen Auflösung von 1x1 km² vorliegt, wurden aus den sich mit den Einzugsgebieten überschneidenden Rasterzellen Gebietsmittelwerte berechnet. Aus den ursprünglichen 15-min Daten wurden 60-min Summen gebildet, da dies auch die zeitliche Auflösung der inversen Modellierung ist. Mit dem INCA-Datensatz wird ein zusätzlicher Beobachtungsdatensatz, der von der Modellkalibrierung gänzlich unabhängig ist, für die Validierung des inversen Niederschlages verwendet. Weiters werden Unterschiede in Niederschlagsrealisierungen, die auf Beobachtungen basieren, analysiert.

Es gilt die Frage zu klären, inwiefern der inverse Gebietsniederschlag als möglicher Ersatz für die Beobachtungen (INCA & Stationsmessung) bzw. als zusätzliche Informationsquelle für die Schätzung von Gebietsniederschlägen verwendet werden kann. Im Folgenden werden Summen, statistische Kennzahlen, sowie Zeitreihen- und Diagnoseplots der Niederschlagsrealisierungen dargestellt. Weiters erfolgt eine ereignisbezogene Darstellung und Analyse der Ergebnisse.

5.2.4.1 Niederschlagssummen

Die Jahressummen der unterschiedlichen Niederschlagsrealisierungen sind durch eine große Variabilität gekennzeichnet (Abbildung 77). Dies betrifft sowohl die Summen zwischen den einzelnen Niederschlagsrealisierungen, aber auch die Summen von Jahr zu Jahr. Die Abweichungen von den Stationsmessungen sind von ähnlicher Größenordnung für den inversen bzw. INCA-Niederschlag (Abbildung 78).

Die Abweichungen des INCA-Niederschlags von der Stationsmessung „St. Leonhard a. Walde“ im Schlieffau-Gebiet liegen im Bereich von -7 % bis +12 % und sind somit höher als die Abweichungen der inversen Niederschlagssummen (-5 % bis 5 %). Die Abweichungen im Krems-Gebiet sind im Vergleich größer, wobei beide anderen Niederschlagsrealisierungen tendenziell über den Stationsmessungen liegen. Dies kann damit erklärt werden, dass die Niederschlagsstation „Kirchdorf a. d. Krems“ in relativ geringer Seehöhe am Gebietsauslass liegt. Die große Höhererstreckung des Einzugsgebietes von 413 – 1511 m ü.A. und die Höhenabhängigkeit des Niederschlages führen zu höheren Gebietsniederschlägen, die von der Station nur unzureichend repräsentiert werden. Die mittleren Periodensummen 2006 – 2008 des inversen Niederschlages und der INCA-Realisierung sind in beiden Gebieten relativ ähnlich.

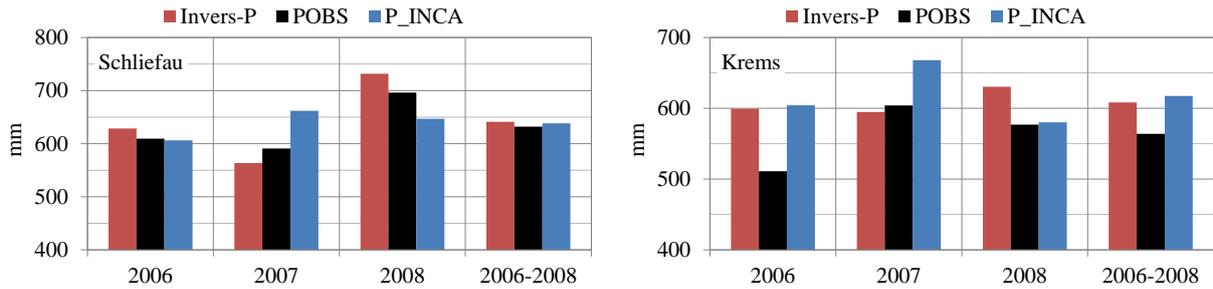


Abbildung 77: Summen in mm der unterschiedlichen Niederschlagsrealisierungen für das Schlieffau- (links) bzw. Krems-Gebiet (rechts) (Inverser Niederschlag – Invers-P; Stationsmessung – POBS; INCA – P_INCA)

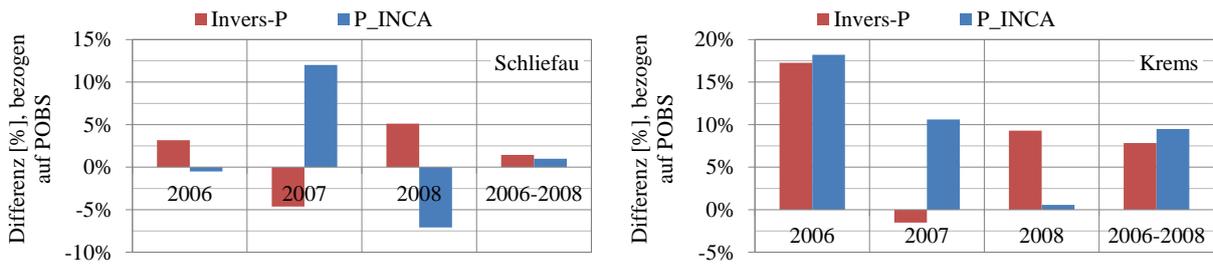


Abbildung 78: Prozentuelle Differenz zwischen der Stationsmessung und den anderen Niederschlagsrealisierungen für das Schlieffau- (links) bzw. Krems-Gebiet (rechts) (Inverser Niederschlag – Invers-P; INCA – P_INCA)

Der Verlauf der kumulativen Summen der Niederschläge der einzelnen Perioden (Abbildung 79 – Schlieffau; Abbildung 80 – Krems) sind sehr ähnlich. Auch hier ist zu erkennen, dass die Größenordnung der Abweichungen des inversen bzw. INCA-Niederschlag von den Stationsmessungen vergleichbar ist. In einigen Perioden stimmt der inverse Niederschlag besser mit der Stationsmessung überein (z.B. 2007 – Krems-Gebiet) und in anderen Jahren liegt der INCA-Niederschlag näher am Verlauf der kumulativen Summe der Stationsmessung (z.B. 2008 – Krems-Gebiet).

Diese Ergebnisse der inversen Niederschlagssimulation zeigen, dass, zumindest die Summen des Niederschlages betreffend, beobachtete Niederschlagszeitreihen gut abgebildet werden können. Die Unterschiede und Unsicherheiten liegen dabei im Bereich der Bandbreite, die auch in den Beobachtungen auftreten. Mit dem inversen Modell ist es somit möglich, Niederschlagssummen und kumulativen Niederschlagsverteilungen, ausschließlich auf Basis der Abflussbeobachtung, zu berechnen.

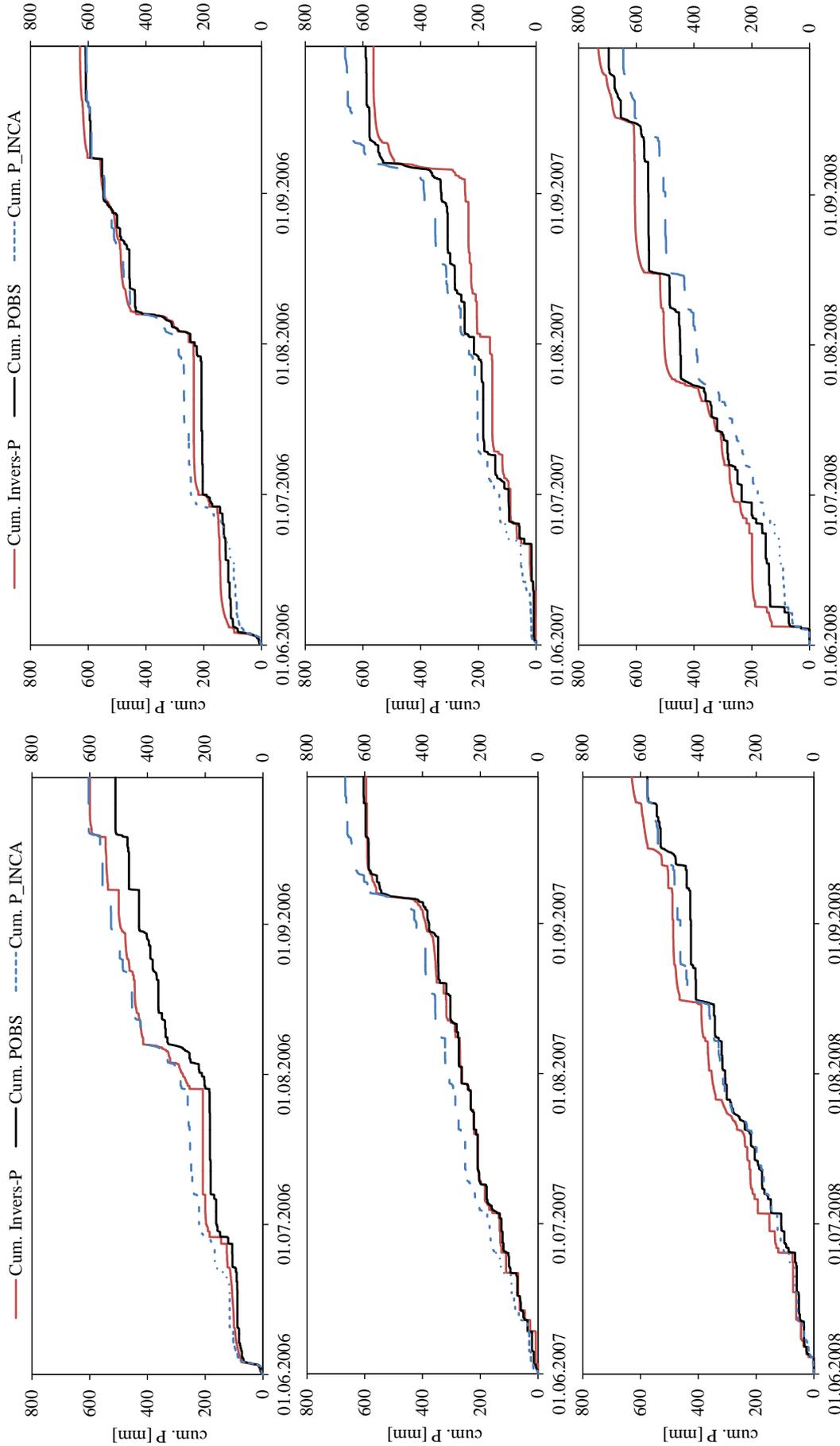


Abbildung 80: Kumulative Summen der unterschiedlichen Niederschlagsrealisierungen für das Krens - Gebiet (Inverser Niederschlag – Invers-P; Stationsmessung – POBS; INCA – P_INCA)

Abbildung 79: Kumulative Summen der unterschiedlichen Niederschlagsrealisierungen für das Schliefau - Gebiet (Inverser Niederschlag – Invers-P; Stationsmessung – POBS; INCA – P_INCA)

5.2.4.2 Gütemaße

Abbildung 81 zeigt die lineare Korrelation für 1-, 6- und 24-Stundensummen zwischen der Stationsmessung und dem INCA-Niederschlag bzw. inversen Niederschlag. Die lineare Korrelation ist ein Maß für die zeitliche (qualitative) Übereinstimmung zwischen den einzelnen Niederschlagsrealisierungen, d.h., ob es regnet oder nicht. Sie ist unabhängig von einem möglichen quantitativen Fehler, was insofern positiv ist, als dass die Niederschlagsmessung an sich häufig von quantitativen Fehlern gekennzeichnet ist.

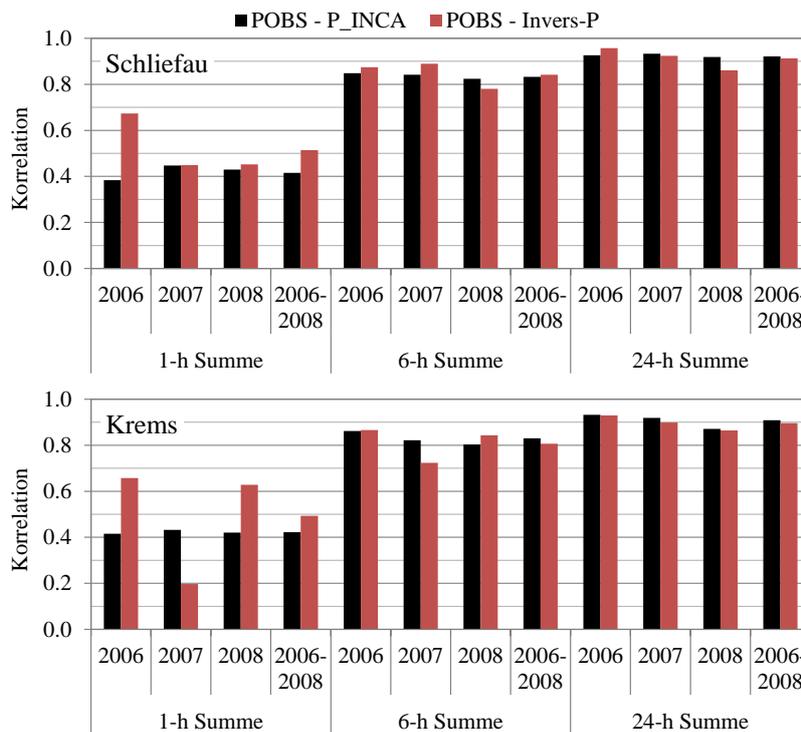


Abbildung 81: Lineare Korrelation zwischen Stationsmessung (POBS) und INCA-Niederschlag (P_INCA), sowie Stationsmessung (POBS) und inversem Niederschlag (Invers-P) für unterschiedliche Stundensummen und die Gebiete Schlieffau (oben) und Krems (unten)

Die Korrelation nimmt ausgehend von den 1-h- bis zu den 24-h-Summen in beiden Gebieten deutlich zu. Bis auf das Jahr 2007 im Krems-Gebiet ist die Korrelation zwischen der Stationsmessung und dem inversen Niederschlag (POBS – Invers-P) zum Teil deutlich höher oder in etwa auf dem gleichen Niveau wie die Korrelation zwischen den auf Beobachtungen beruhenden Zeitreihen (POBS – P_INCA). Auffällig ist, dass die Korrelationen zwischen den Beobachtungen auf den unterschiedlichen zeitlichen Aggregationsniveaus relativ konstant sind. Vor allem innerhalb der 1-Stunden-Daten zeigt sich eine größere Variabilität zwischen der Korrelation POBS – Invers-P. Die genauen Hintergründe für verhältnismäßig hohen Korrelationen zwischen POBS und Invers-P in beiden Gebieten im Jahr 2006 sind unbekannt. Die niedrigen Korrelationen im Jahr 2007 im Krems-Gebiet können hingegen mit dem relativ großen Bilanzfehler in der inversen Abflusssimulation (Abbildung 74, Seite 80) erklärt werden. Charakteristisch für dieses Jahr ist, dass der Bilanzfehler über die Zeit im Krems-Gebiet kontinuierlich ansteigt, was bedeutet, dass der invers simulierte Abfluss häufig über der Beobachtung liegt. In weiterer Folge werden in diesen Perioden keine Niederschläge vom inversen Modell berechnet, was somit die niedrigen Korrelationswerte erklärt.

In Abbildung 82 werden die Korrelationswerte von 1-, 2-, 6-, 12- und 24-Stundensummen und unterschiedlicher Evaluierungsperioden (2006, 2007, 2008, 2006 - 2008) für das Schlieffau- bzw. und Krems-Gebiet als kumulative Verteilungen dargestellt. Diese Darstellungsform hat den Vorteil, dass auf einen Blick erkennbar ist, welche Verteilung die relativ vielen Korrelationswerte haben. Zur Erläuterung der Abbildung ein Beispiel für das Gebiet Schlieffau: Der Wert 0.4 auf der y-Achse entspricht einer Wahrscheinlichkeit von 40 %. Der Korrelationswert zwischen Invers-P und P_INCA (blaue Linie) beträgt hier 0.5, d.h. dass 40 % aller Korrelationswerte unter und 60% über 0.5 liegen. Im Vergleich dazu liegen die Werte von POBS - P_INCA (schwarze Linie) und POBS - invers-P (rote Linie) für die gleiche Wahrscheinlichkeit im Bereich von 0.8. Dies bedeutet, dass die beiden letzteren Fälle deutlich besser sind, da in diesem Fall nur 40 % unter und 60 % der Korrelationswerte über 0.8 liegen.

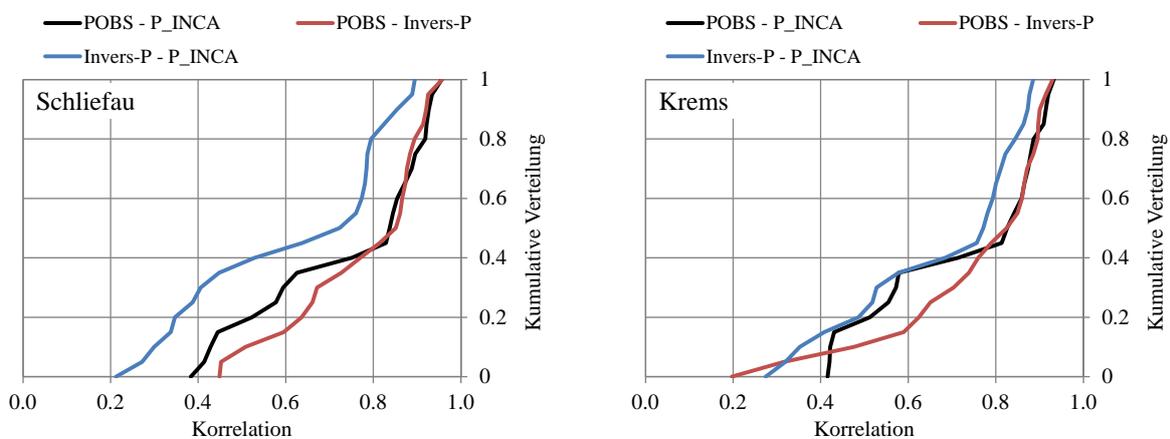


Abbildung 82: Kumulative Verteilung der Korrelationswerte der 1-, 2-, 6-, 12- und 24-Stundensummen und unterschiedlicher Evaluierungsperioden (2006, 2007, 2008, 2006-2008) für Schlieffau (links) und Krems (rechts)

Die Korrelation zwischen dem inversen Niederschlag und INCA (blaue Linie) ist in beiden Gebieten meist deutlich niedriger als die anderen Korrelationswerte. Unterhalb eines Korrelationswerts von ca. 0.8 ist die Korrelation zwischen Stationsmessung und inversem Niederschlag (POBS - invers-P; rote Linie) meist höher als zwischen Stationsmessung und INCA Niederschlag (POBS - P_INCA; schwarze Linie). Darüber hinaus sind sie sehr ähnlich. Der niedrige Korrelationswert von 0.2 zwischen POBS und Inverse-P im Krems-Gebiet stammt aus dem Jahr 2007.

Quantitative Unterschiede zwischen den unterschiedlichen Niederschlagsrealisierungen werden mit dem Gütekriterium „mittlerer quadratischer Fehler“ (MSE) evaluiert (Abbildung 83). Diese zeigen, dass der quantitative Fehler zwischen der Stationsmessung und dem inversem Niederschlag (rote Balken) in beiden Gebieten meist höher ist, als zwischen der Stationsmessung und dem INCA-Niederschlag (schwarze Balken).

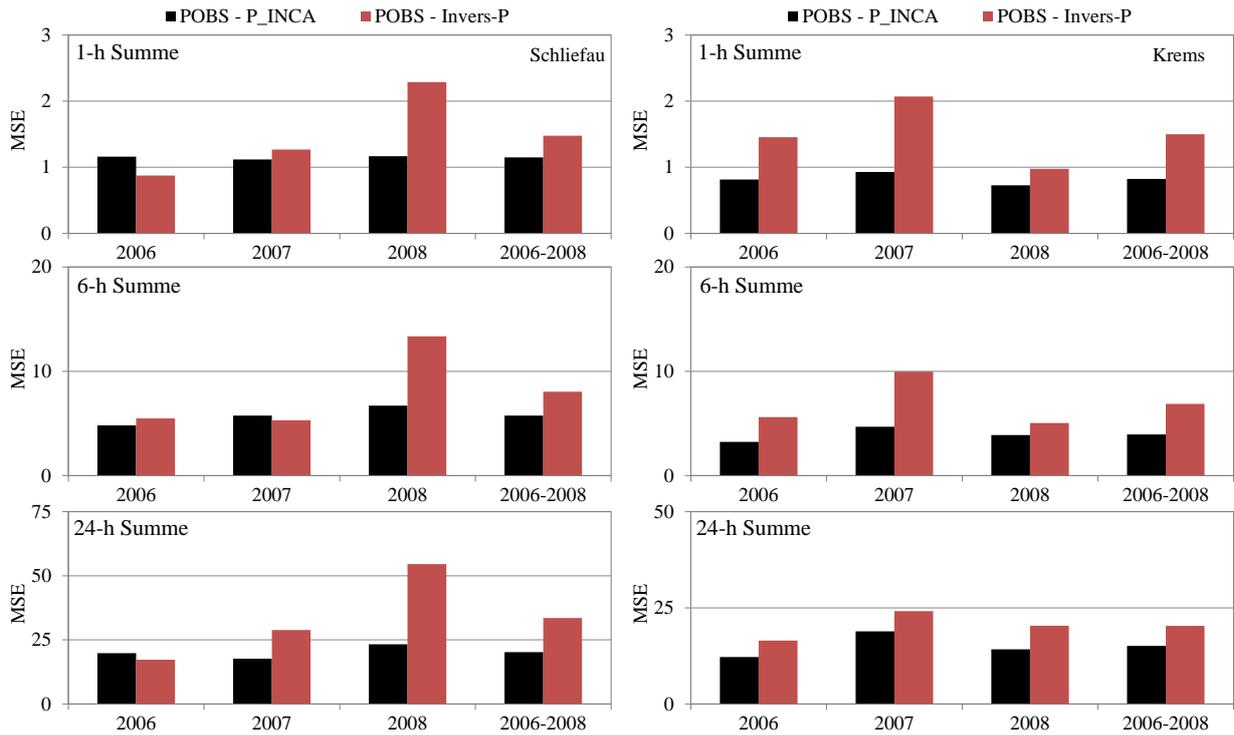


Abbildung 83: Mittlerer quadratischer Fehler (MSE) zwischen unterschiedlichen Niederschlagsrealisierungen und unterschiedlichen Stundensummen

Eine mögliche Ursache für die größeren quadratischen Fehler (MSE) zwischen POBS und invers-P liegt in der höheren Varianz des inversen Niederschlages (Abbildung 84). Diese höhere Varianz führt in weiterer Folge zu größeren mittleren quadratischen Fehlern. Die hohe simulierte Varianz wird nicht beobachtet, und was den Schluss nahelegt, dass dies ein Defizit des inversen Modells ist.

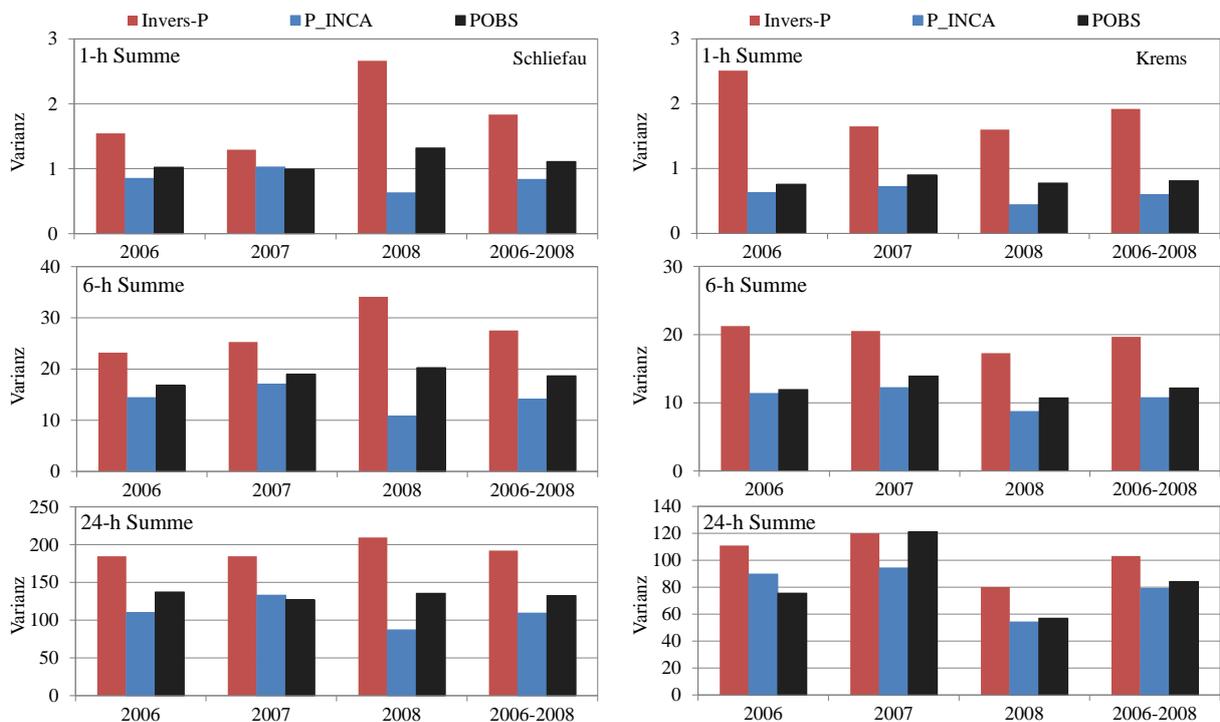


Abbildung 84: Varianz der einzelnen Niederschlagsrealisierungen für unterschiedliche Stundensummen

Als letzte Darstellung zu quantitativen Unterschieden zwischen den Niederschlagsrealisierungen wird in Abbildung 85 der mittlere Fehler der 24h-Summen des Niederschlages dargestellt. Der mittlere Tagesniederschlag für die gesamte evaluierte Periode beträgt 5.2 mm/Tag im Schlieffau- bzw. 4.6 mm/Tag im Krems-Gebiet. Im Schlieffau-Gebiet ist die mittlere Abweichung zwischen der Stationsmessung und dem INCA-Datensatz häufig größer als zwischen der Stationsmessung und dem inversen Niederschlag. Auch im Krems-Gebiet sind die mittleren Abweichungen zwischen der Stationsmessung und dem inversen Niederschlag, bis auf das Jahr 2008, kleiner als die mittlere Differenz zwischen den beiden Beobachtungen.

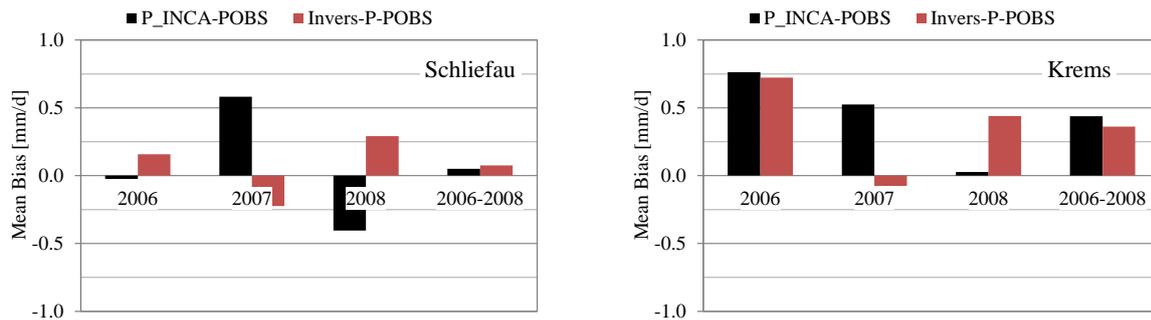


Abbildung 85: Mittlerer Fehler (Mean Bias) im Niederschlag in mm pro Tag für Schlieffau (links) bzw. Kreams (rechts)

5.2.4.3 Zeitreihendiagramme des Niederschlages

Abbildung 86 und Abbildung 87 zeigen den zeitlichen Niederschlagsverlauf der Stationsmessung und des inversen Modells bzw. INCA-Datensatzes für das Schlieffau-Gebiet. Die gleichen Datensätze werden in Abbildung 88 und Abbildung 89 für das Kreams-Gebiet illustriert.

Es ist zu erkennen, dass das inverse Modell in der Lage ist, beobachtete niederschlagsarme Perioden und Zeiträume mit Niederschlag im Wesentlichen abzubilden. Auch das zeitliche Muster innerhalb einzelner Niederschlagsereignisse stimmt im Großen und Ganzen mit der Stationsmessung überein. Ähnliche Ergebnisse können auch für den Vergleich zwischen Stationsmessung und INCA-Datensatz festgestellt werden. Im Unterschied zur Stationsmessung bzw. zum INCA-Datensatz berechnet das inverse Modell zum Teil deutlich größere Niederschlagsintensitäten. Der INCA-Datensatz weist, auch im Vergleich zur Stationsmessung, z.T. deutlich niedrigere Intensitäten auf. Dies kann damit erklärt werden, dass bei der Interpolation ein glatteres und gedämpfteres Niederschlagsfeld entsteht, das geringere Intensitäten aufweist. Die Interpolation erfolgt in INCA dabei durch eine inverse Distanzgewichtung (inverse distance weighting - IDW), unter Berücksichtigung der Höhenabhängigkeit und Radardaten des Niederschlages.

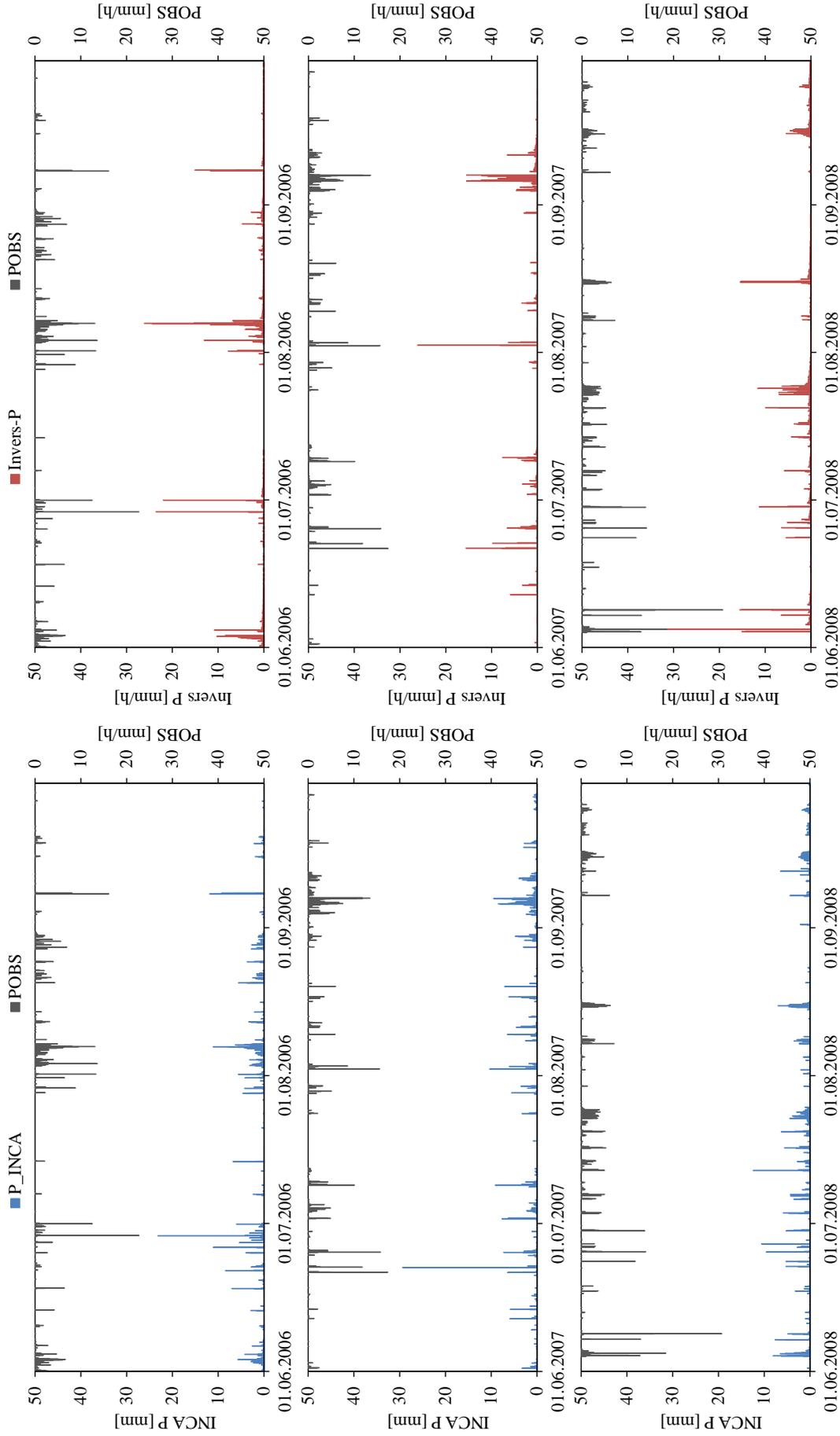


Abbildung 87: Zeitreihen der Stationsmessung (POBS) und des INCA-Niederschlages (P_INCA) für das Schließau - Gebiet

Abbildung 86: Zeitreihen der Stationsmessung (POBS) und des inversen Niederschlages (Invers-P) für das Schließau - Gebiet

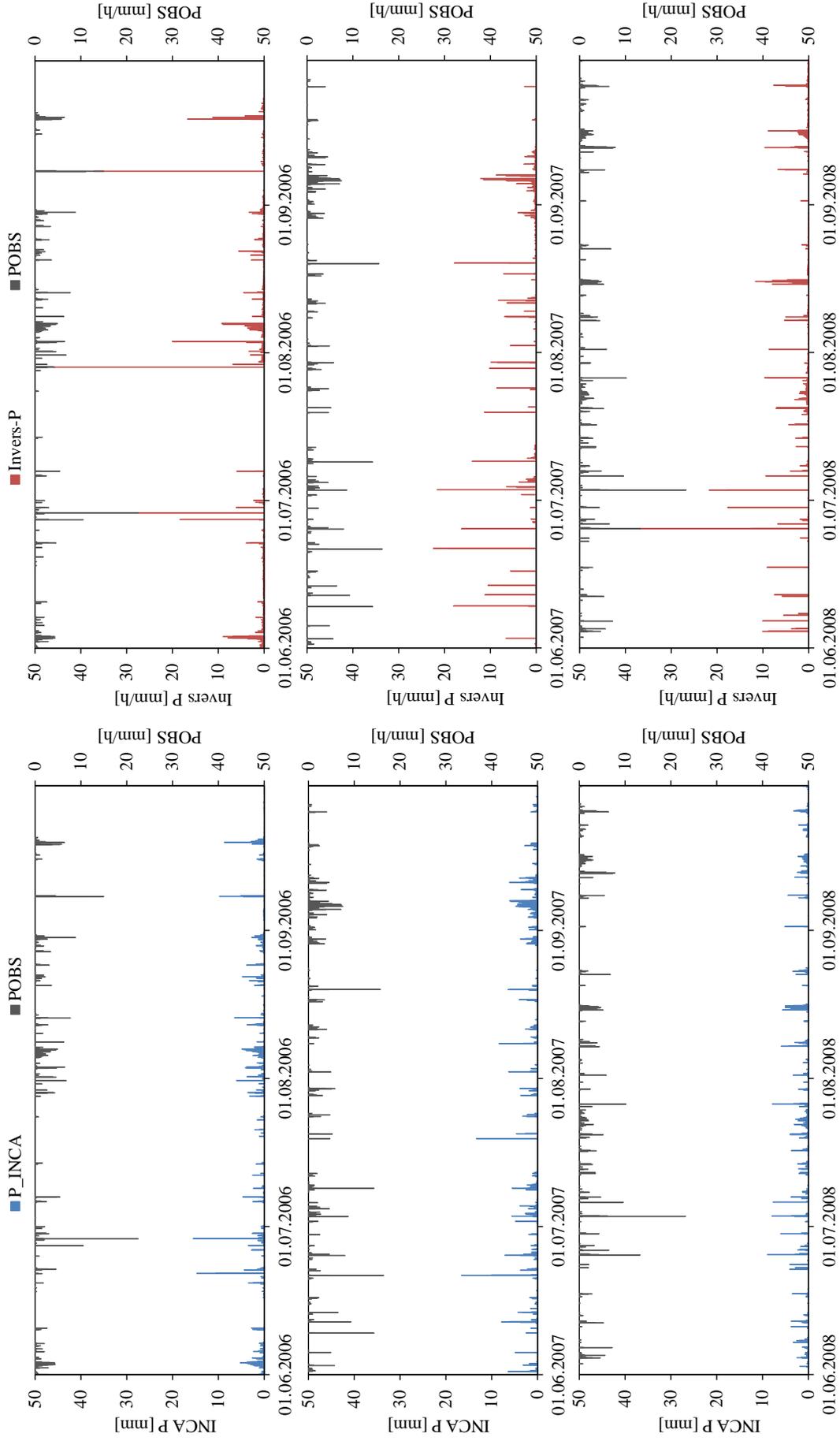


Abbildung 88: Zeitreihen der Stationsmessung (POBS) und des inversen Niederschlages (Invers-P) für das Krems - Gebiet

Abbildung 89: Zeitreihen der Stationsmessung (POBS) und des INCA-Niederschlages (P_INCA) für das Krems - Gebiet

5.2.4.4 Sonstige Diagnoseplots

Die folgenden Streudiagramme zeigen die Beziehung zwischen der Stationsmessung und dem inversen bzw. dem INCA-Niederschlag für das Schliefauf- (Abbildung 90) bzw. Krems-Gebiet (Abbildung 91) für 1-, 6- und 24-h Summen des Niederschlages.

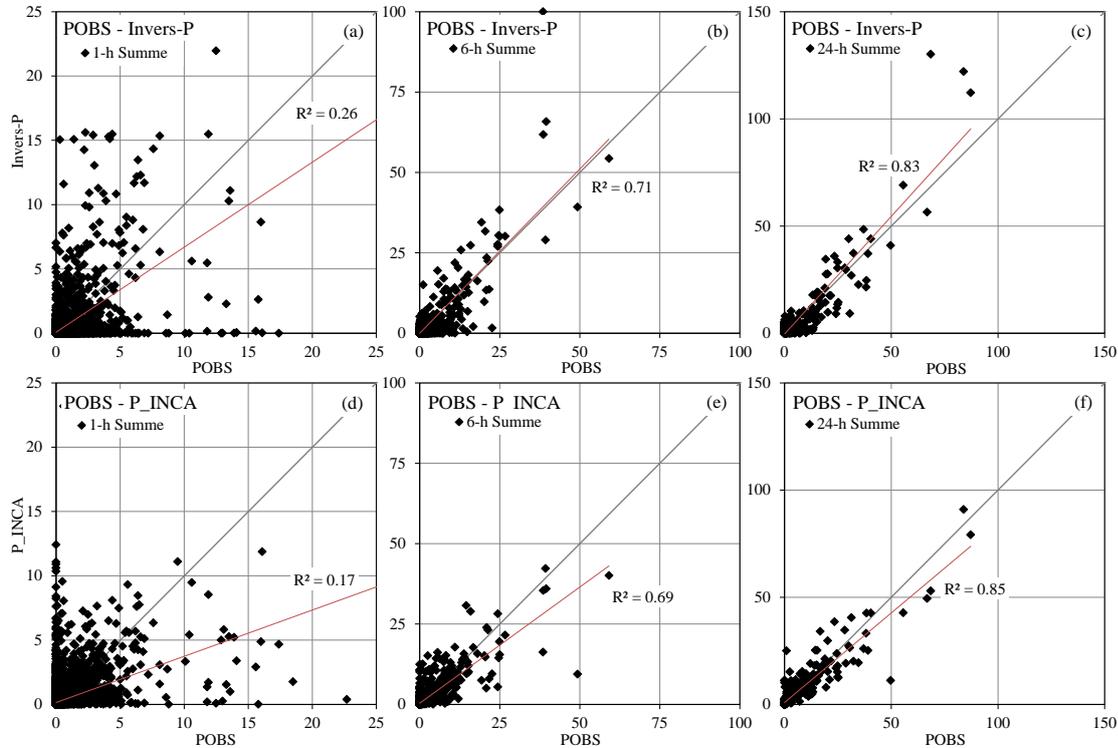


Abbildung 90: Gebiet Schliefauf: Streudiagramme zwischen Stationsmessung und inversem (oben) und INCA-Niederschlag (unten) für 1-, 6- und 24-h Summen in mm/Zeiteinheit

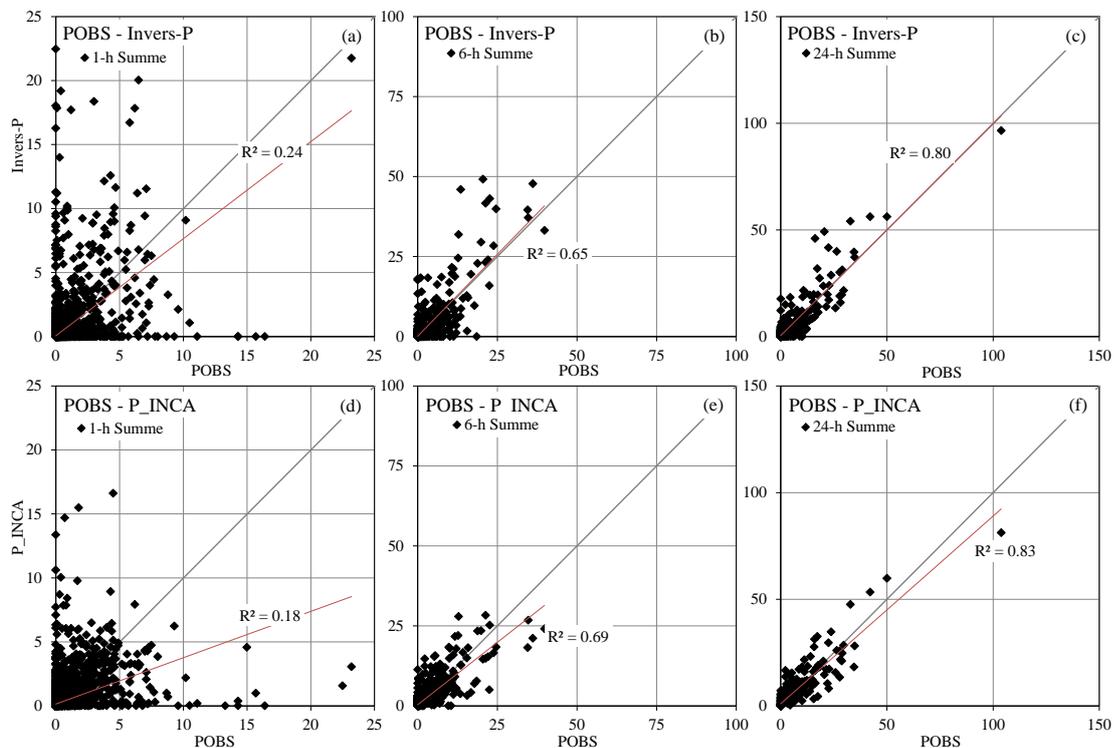


Abbildung 91: Gebiet Krems: Streudiagramme zwischen Stationsmessung und inversem (oben) und INCA-Niederschlag (unten) für 1-, 6- und 24-h Summen in mm/Zeiteinheit

Für beide Gebiete ergibt sich ein ähnliches Bild:

- (i) 1-h Summen im Vergleich Stationsmessung – Inverser Niederschlag (POBS-Inverse_P; Abbildung 90 und Abbildung 91 (a)): Es ist eine nennenswerte Streuung der Werte um die 1:1-Linie erkennbar. Die inversen Niederschläge sind vielfach höher als die beobachteten Stationsdaten. In einigen Fällen, in denen hohe Niederschlagsintensitäten beobachtet werden, berechnet das inverse Modell Niederschläge geringerer Intensitäten oder keinen Niederschlag. Dies tritt dann auf, wenn der simulierte Abfluss des inversen Modells über dem beobachteten Abfluss liegt, und daher kein Niederschlag simuliert wird.
- (ii) 1-h Summen im Vergleich Stationsmessung – INCA-Niederschlag (POBS-P_INCA; Abbildung 90 und Abbildung 91 (d)): Die INCA-Daten liegen vielfach unter den beobachteten Stationsdaten. Die Interpolation innerhalb des INCA-Systems führt offensichtlich zu einer Glättung des Niederschlagfeldes. Es treten auch Fälle auf, in denen kein Niederschlag von der Station gemessen wird, aber im INCA-Datensatz prognostiziert wird. Dies kann damit erklärt werden, dass es nur bei den für die INCA-Interpolation verwendeten Stationen geregnet hat, da diese ja in einiger Distanz von den Einzugsgebieten liegen. Generell ist auch in diesem Fall eine nennenswerte Streuung um die 1:1-Linie vorhanden.
- (iii) Für längere Zeitintervalle $\Delta t \geq 6$ h stimmen alle Datensätze gut überein. Dies verdeutlicht, dass das inverse Modell, nicht nur kumulative Niederschlagsverteilungen betreffend, sondern auch für kürzere Zeitschritte durchaus geeignet ist, um Gebietsniederschläge zu berechnen.

Im Vergleich zu INCA ist das Bestimmtheitsmaß (R^2) zwischen Stationsmessung und inversem Niederschlag bei den 1-h-Niederschlagssummen höher. Für längere Zeitintervalle nimmt das Bestimmtheitsmaß für alle Datensätze nennenswert zu. Die Güte des inversen und INCA Niederschlages liegen dabei auf einem sehr ähnlichen hohen Niveau.

Die quantitative Auflösung der Stationsmessung liegt bei 0.1 mm/h. Im Gegensatz dazu treten bei INCA bzw. inversem Modell numerisch bedingt auch Werte < 0.1 mm/h auf (Abbildung 92). Ein Vergleich dieser geringen Intensitäten mit Stationsmessungen ist daher nicht möglich. Für die Analyse der relativen Häufigkeiten des Auftretens unterschiedlicher Niederschlagsklassen (Abbildung 93 (Schliefau) bzw. Abbildung 94 (Krems)) wurde daher die Klasse der niedrigsten Intensitäten mit 0 - 0.09 mm/h definiert. Generell unterscheiden sich die relativen Häufigkeiten der einzelnen Klassen nennenswert, wobei vor allem zwischen inversem Niederschlag und beiden Beobachtungen größere Unterschiede auftreten.

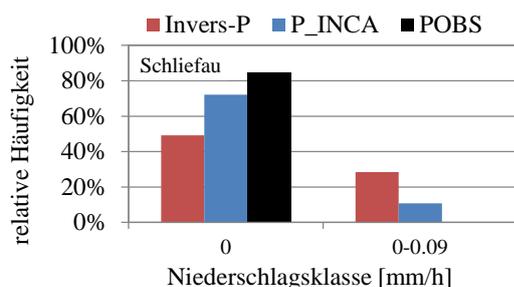


Abbildung 92: Niederschlagsintensitäten kleiner als 0.1 mm/h, die von der Stationsmessung (POBS) nicht erfasst werden, aber im inversem Modell bzw. INCA-Datensatz auftreten

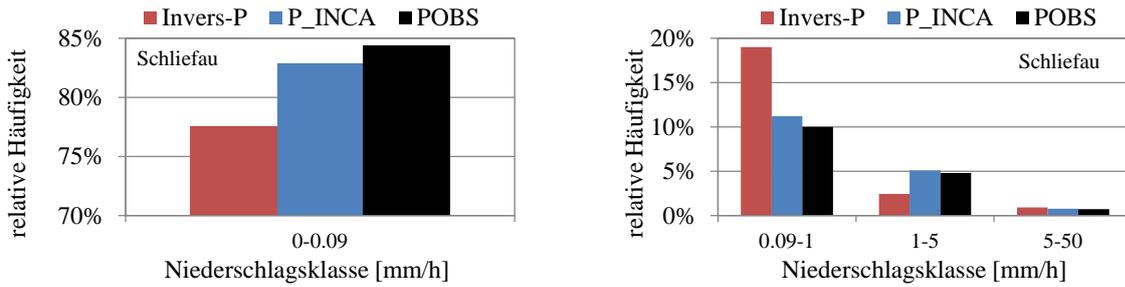


Abbildung 93: Gebiet Schlieffau: Relative Häufigkeit des Auftretens unterschiedlicher Niederschlagsklassen für die drei Niederschlagsrealisierungen

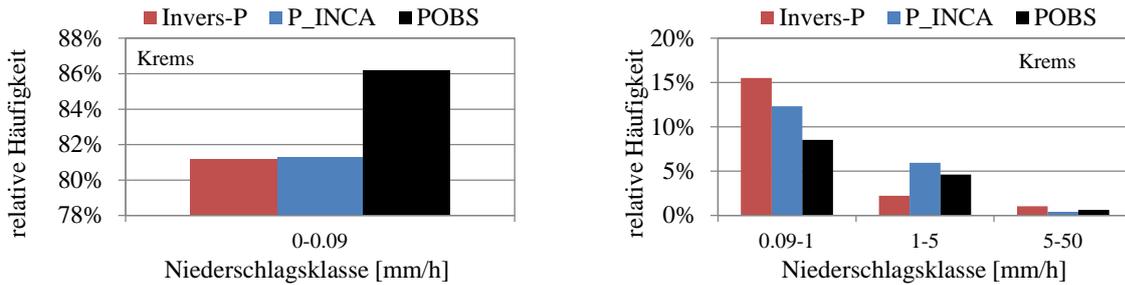


Abbildung 94: Gebiet Krems: Relative Häufigkeit des Auftretens unterschiedlicher Niederschlagsklassen für die drei Niederschlagsrealisierungen

Laut Beobachtungen treten tendenziell häufiger Niederschläge im Bereich von 0 - 0.09 mm/h auf. Im Gegensatz dazu werden vom inversen Modell häufiger Niederschläge der Klasse 0.09 - 1 mm/h berechnet. Es ist somit laut inversem Modell seltener trocken. Die Klasse 1 - 5 mm/h tritt häufiger bei den auf Beobachtungen basierenden Niederschlagsrealisierungen auf. Das inverse Modell berechnet schliesslich häufiger höhere Intensitäten der Klasse 5 – 50 mm/h.

Das häufigere Auftreten der niedrigen Intensitäten im inversen Modell kann damit erklärt werden, dass dieser „Nieselregen“ im inversen Modell den simulierten Abfluss an den beobachteten Abfluss angleicht. Da relativ häufig kleine Unterschiede zwischen simuliertem und beobachteten Abfluss auftreten, werden diese mit geringen Niederschlagswerten ausgeglichen.

Generell kann festgehalten werden, dass geringe Niederschlagsintensitäten aufgrund von Tau- und Nebelbildung von Messungen weitestgehend nicht erfasst werden. Der maximale Niederschlagsbeitrag aufgrund von Taubildung beträgt ca. 0.8 mm pro Nacht (Jacobs et al. 2007). Bei der Berechnung der potentiellen Evapotranspiration nach ASCE-Penman-Monteith (siehe die entsprechenden Kapitel innerhalb dieser Arbeit) kann auch die Kondensation ermittelt werden (Abbildung 95). Aus dieser Berechnung ergibt sich für die Jahre 2007 – 2009 eine mittlere jährliche Kondensationsrate für das Schlieffau-Gebiet von 18.6 mm pro Jahr bzw. 16.4 mm pro Jahr für das Krems-Gebiet. Diese Werte sind sehr nieder, was den Schluss nahelegt, dass der Niederschlagsbeitrag aus der Taubildung vernachlässigbar ist.

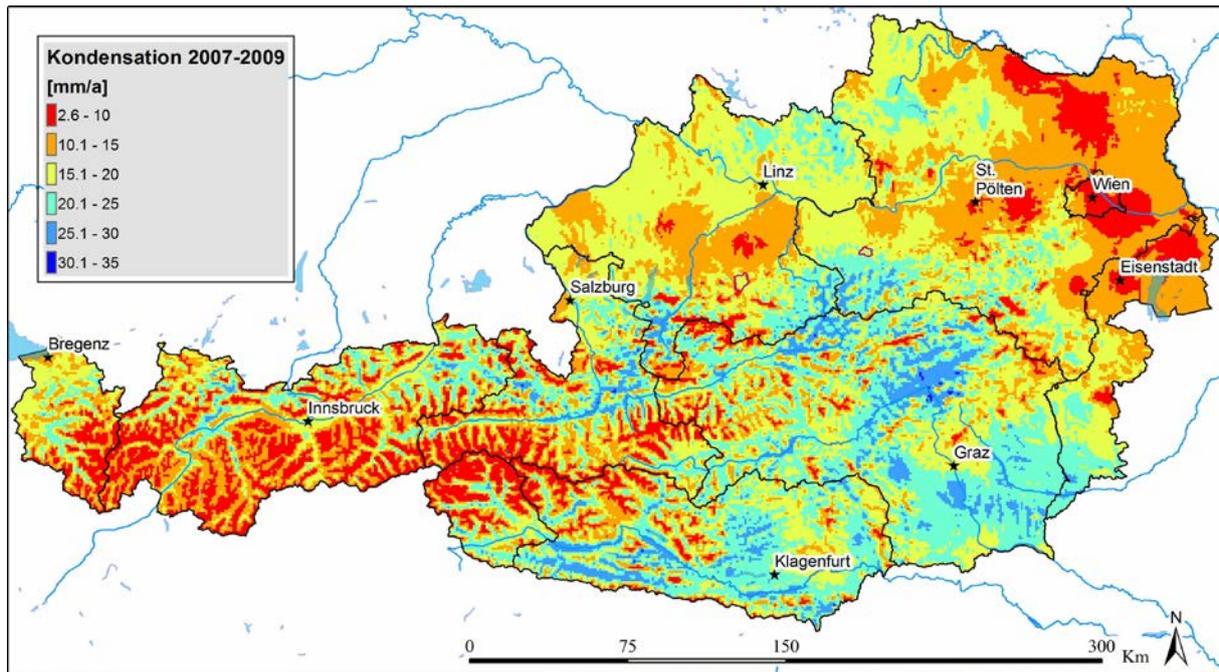


Abbildung 95: Mittlere jährliche Kondensation basierend auf ASCE-PM für 2007-2009

Der Beitrag von Nebel zum Niederschlag eines Einzugsgebietes kann hingegen deutlich signifikanter sein. Die Wassertropfen von der Größe von 1 – 40 μm im Nebel werden vom Wind transportiert und bleiben dabei an Bäumen und anderer Vegetation hängen. In der Literatur finden sich hierzu unterschiedlichste Angaben: Jacobs et. al (2008) gibt Werte von 5 – 20 mm pro Tag an. In einer sehr kontrovers aufgenommenen Studie von Prada et al. (2009) wird für einen hochgelegenen natürlichen Wald auf Madeira von einem Nebelniederschlag von bis zu 5100 (!) mm/Jahr bei einem Jahresniederschlag von knapp 3000 mm berichtet. Dabei betrug der Nebelniederschlag an einzelnen Tagen bis zu 32.8 mm. Ein Beitrag von Mileta und Likso (2010) berichtet für einen 1594 m hohen Standort in Kroatien von maximalen Nebelniederschlägen von 27.8 mm/Tag für Tage mit Niederschlag und 19.0 mm/Tag für Tage ohne Niederschlag. Nebelniederschlag kann somit lokal wesentlich zum Gebietsniederschlag beitragen. Wie groß der Einfluss von Nebel auf den Gebietsniederschlag in den beiden Einzugsgebieten tatsächlich ist, kann aufgrund fehlender Messdaten nicht festgestellt werden. Es kann aber davon ausgegangen werden, dass Nebelniederschlag in Form von niedrigen Niederschlagsintensitäten fällt, was mit den niedrigen Intensitäten des inversen Modell übereinstimmen würde.

5.2.4.5 Ereignisbezogene Analyse der inversen Niederschlagsberechnung

Anhand von Abbildung 96, die Daten des Hochwassers vom September 2007 aus dem Schliefaugebiet zeigt, können wesentliche Eigenschaften des inversen Modells erläutert werden.

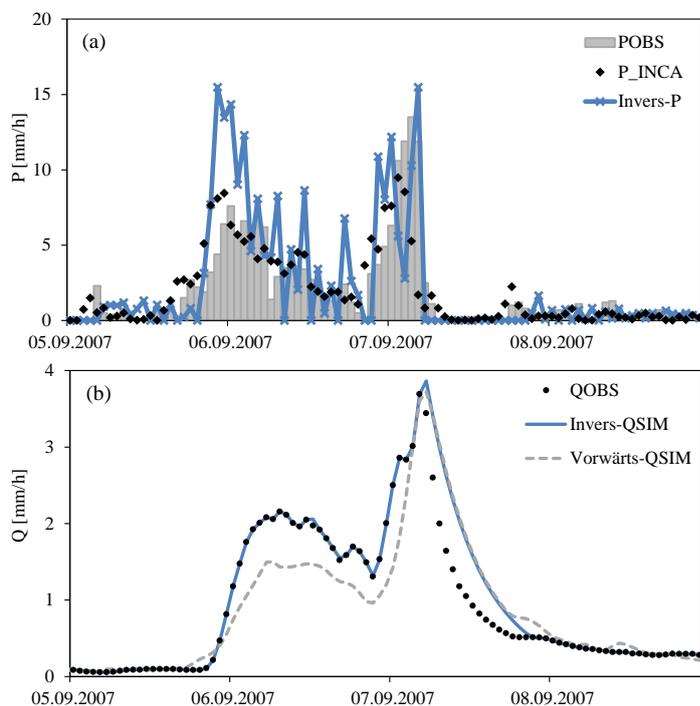


Abbildung 96: Hochwasserereignis vom September 2007 im Schliefaugebiet: (a) Niederschlagsrealisierungen und Abflusssimulationen des inversen Modells und des Vorwärtsmodells

Aus Abbildung 96 (a), in der die unterschiedlichen Niederschlagsrealisierungen dargestellt werden, ist folgendes zu sehen:

- (i) Der Verlauf der Niederschlagsentwicklung in den Berechnungen des inversen Modells entspricht im Wesentlichen der Stationsmessung bzw. dem INCA-Niederschlag.
- (ii) Vom inversen Modell werden, im Vergleich zu den Beobachtungen, höhere Intensitäten berechnet.
- (iii) Der Niederschlag des inversen Modells neigt zu Oszillationen – auf höhere Intensitäten folgen kleinere Niederschlagsmengen oder es regnet überhaupt nicht. Dies ist auch ein Grund, warum die Varianz des inversen Niederschlages höher ist (siehe Abbildung 84; Seite 87). Die Oszillationen sind eine Reaktion des inversen Modells auf den beobachteten Abfluss und stellen ein wesentliches Defizit dar. Diese Problematik wird in Kapitel 5.2.8 (Seite 113) durch eine Erweiterung des inversen Modells mit einem Filter behandelt.
- (iv) Vor allem am 07.09. weisen die Stationsbeobachtungen im Vergleich zu INCA höhere Intensitäten auf.

Abbildung 96 (b) zeigt den beobachteten und simulierten Abfluss des Vorwärtsmodells und des inversen Modells. Bis zur zweiten Hochwasserspitze am Vormittag des 07.09. unterschätzt das Vorwärtsmodell den beobachteten Abfluss. Bis zu diesem Zeitpunkt stimmt die inverse Abflusssimulation exakt mit der Beobachtung überein. Nach der 2. Hochwasserspitze ist der Verlauf der simulierten abfallenden Abflüsse ident, was darauf schließen lässt, dass auch die Systemzustände

beider Modelle zu diesem Zeitpunkt ident sind. Dies ist insofern interessant, als dass unterschiedliche Niederschläge zu den gleichen Systemzuständen geführt haben. Der Verlauf des abfallenden Astes ist ab diesem Zeitpunkt ausschließlich eine Funktion der Systemzustände und der Modellparameter. Das inverse Modell berechnet ab diesem Zeitpunkt bis zum 08.09. keinen Niederschlag, da die Simulation über der Beobachtung liegt.

Für das gesamte Ereignis (5-Tage) ergeben sich für die Stationsbeobachtung und INCA relativ ähnliche Niederschlagssummen von 187 bzw. 190 mm. Im Vergleich dazu beträgt die Niederschlagssumme des inversen Modells rund 230 mm, was einem Unterschied von rund 43 mm oder 23 % im Vergleich zur Stationsbeobachtung entspricht. Obwohl die Hochwasserspitze vom 07.09. in diesem Fall von der Vorwärtssimulation recht gut getroffen wird, zeigt dieses Beispiel indirekt ein Problem auf, das in der Simulation von Hochwasserspitzen, z.B. in der Hochwasserprognose, häufig auftritt. Der in der Simulation verwendete Niederschlagsinput ist oft systematisch zu niedrig, was zur Unterschätzung der beobachteten Hochwasserspitze durch die Simulation, wie dies am 06.07. der Fall ist, führen kann. Die möglichen Ursachen (Samplefehler, Messfehler und Modellfehler) sind in der Einleitung erläutert. Hochwasserprognosemodelle, in denen Hochwasserspitzen unterschätzt werden, sind prinzipiell problematisch. Die Berücksichtigung des inversen Modells, das höhere Intensitäten und Niederschlagssummen berechnet, kann daher dazu beitragen, die Hochwasservorhersage zu verbessern.

5.2.5 Einfluss der Anfangsbedingungen auf den inversen Gebietsniederschlag

Bei der iterativen Berechnung des Gebietsniederschlages mit dem Modell M2 wird folgende Zielfunktion gelöst (siehe Seite 18):

$$(R_t) = QSIM_t(R_t, ETp_t, S_{t-1}, \theta_i) - QOBS_t \leq \varepsilon \quad (44)$$

Die Systemzustände S_{t-1} können auch einzeln angeführt werden. Unter Berücksichtigung aller Systemzustände im Modell ($BW_{i,t-1}$) kann Gleichung (44) daher auch wie folgt angeschrieben werden:

$$f(R_t) = QSIM_t(R_t, ETp_t, BWI_{t-1}, BW0_{t-1}, BW2_{t-1}, BW3_{t-1}, BW4_{t-1}, \theta_i) - QOBS_t \leq \varepsilon \quad (45)$$

Der simulierte Abfluss und somit auch der inverse Niederschlag ist von vielen Variablen abhängig. Diese Gleichung ist somit möglicherweise überbestimmt. Die Folge wäre, dass innerhalb eines Zeitschrittes unterschiedliche inverse Niederschläge aufgrund von unbekanntem Systemzuständen zum gleichen simulierten Abfluss führen.

Sowohl die inverse als auch konventionelle Modellierung erfolgt als kontinuierliche Simulation in der Zeit. Die vorangehenden Systemzustände sind somit wesentlicher Bestandteil der Simulation. Dies bedeutet auch, dass das Problem nicht überbestimmt ist, da die Systemzustände aufgrund der kontinuierlichen Simulation deterministisch vorgegeben sind. Der Nutzer stellt lediglich Kaltstartzustände, d.h. Systemzustände ganz zu Beginn der Berechnung, zur Verfügung. Diese können prinzipiell unterschiedlich festgelegt werden. Eine recht elegante Möglichkeit besteht in der Verwendung von Systemzuständen am Ende einer bereits durchgeführten längeren kontinuierlichen Simulation des gleichen Gebietes. Vorteilhaft ist hier, wenn zusätzlich darauf geachtet wird, dass zu Beginn und am Ende der Simulation ähnliche Abfluss- und Feuchteverhältnisse vorherrschen. Eine weitere Möglichkeit besteht in der manuellen Festlegung der Systemzustände auf Basis von Expertenwissen. Unabhängig von der Festlegungsmethode der Kaltstartzustände, wird bei der konventionellen Modellierung davon ausgegangen, dass sich nach einer bestimmten Zeit die Systemzustände auf ein bestimmtes Niveau einpendeln, das eine Funktion der Modellparameter, der Modellstruktur und des Inputs ist. Aus diesem Grund wird bei jeder kontinuierlichen hydrologischen Modellierung eine Warmlaufphase oder „spin-up time“ definiert. In der vorliegenden Arbeit beträgt die spin-up-time 5 Monate (1.1.2006 – 31.5.2006).

Es stellt sich die Frage, wie sich die Kaltstartzustände auf die inversen Gebietsniederschläge auswirken, und ab wann ein Gleichgewicht innerhalb der Systemzustände einstellt. Dieses sich einstellende Gleichgewicht ist Voraussetzung, dass die inverse Niederschlagsberechnung unabhängig von den Kaltstartzuständen ist. Um dies zu überprüfen, wird das Gebiet Schlieffau für die Periode 1.1.2006 – 31.12.2008 dreimal mit dem inversen Modell simuliert, wobei 3 unterschiedliche Kaltstartzustände als Anfangsbedingung verwendet werden:

- (1) Systemzustände der kontinuierlichen Simulation vom 31.12.2008 (*Szenario Referenz*)
- (2) Referenz-Systemzustände werden um den Faktor 0.5 reduziert (*Szenario trocken*)
- (3) Referenz-Systemzustände werden um den Faktor 1.5 erhöht (*Szenario feucht*)

In Summe ist im Szenario „Referenz“ 310 mm, im Szenario „trocken“, 155 mm und im Szenario „feucht“ 411 mm Wasser in den Anfangssystemzuständen gespeichert. Im Fall des Szenarios „feucht“ entspricht dies nicht das 1.5 fache der Referenz. Die Höhe des Anfangssystemzustandes des Bodens (BW0) ist in diesem Fall mit der Größe der Bodenmächtigkeit limitiert. Nachdem es sich um reine synthetische Experimente handelt, spielt Schnee keine Rolle. Daher umfasst die Simulationsperiode auch Wintermonate.

Abbildung 97 zeigt die kumulativen Differenzen des simulierten Abflusses des Szenarios „trocken“ (rote Linie) bzw. „feucht“ (grüne Linie) von der Referenzsimulation (schwarz). Die senkrechte blaue Line kennzeichnet mit dem 01.06.2006 das Ende der spin-up time.

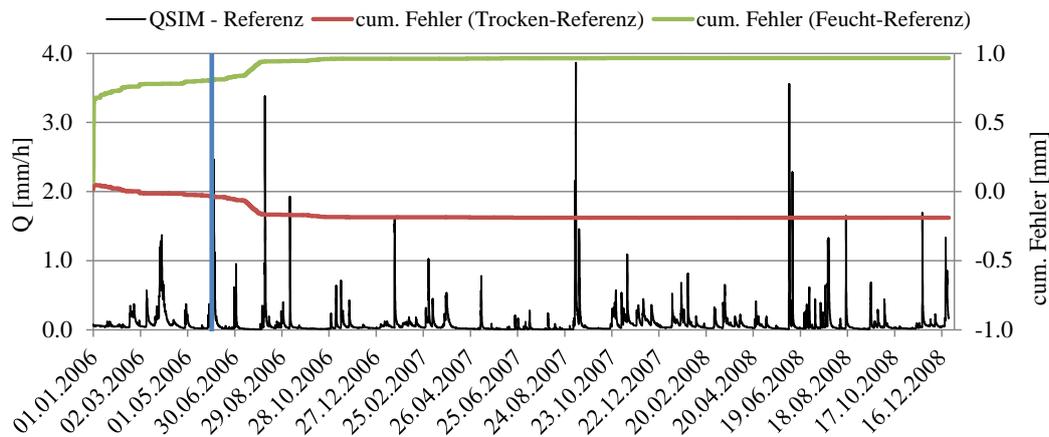


Abbildung 97: Kumulative Abweichungen im simulierten Abfluss der Szenarien „trocken“ und „feucht“ von der Referenz. Die blaue Line kennzeichnet das Ende der spin-up time

Es ist zu erkennen, dass die Abweichung zwischen „feucht“ und „Referenz“ ganz zu Beginn sprunghaft ansteigt. Dies liegt daran, dass in den Systemzuständen des Szenarios „feucht“ viel Wasser gespeichert ist, das rasch zum Abfluss kommt. Die Abweichungen in den Simulationen nehmen bis zur ersten Hochwasserspitze Anfang August 2008 zu und bleiben anschließend relativ konstant, was ab diesem Zeitpunkt auf ein Gleichgewicht in den Systemzuständen schließen lässt. Generell sind die Abweichungen im simulierten Abfluss sehr gering – nach der gesamten Simulationszeit beträgt die Differenz ca. -0.2 bis 1 mm.

In den Monaten Jänner bis März 2006 finden sich in den simulierten Niederschlägen (Abbildung 98) nennenswerte Unterschiede. Wie zu erwarten, wird in der Simulation des Szenarios „trocken“ deutlich mehr Niederschlag berechnet, als im Szenario „feucht“ bzw. „Referenz“. Ab April 2006 sind keine offensichtlichen Differenzen in den Niederschlagssummen sichtbar, obwohl die Abflusssimulationen noch Abweichungen gezeigt haben.

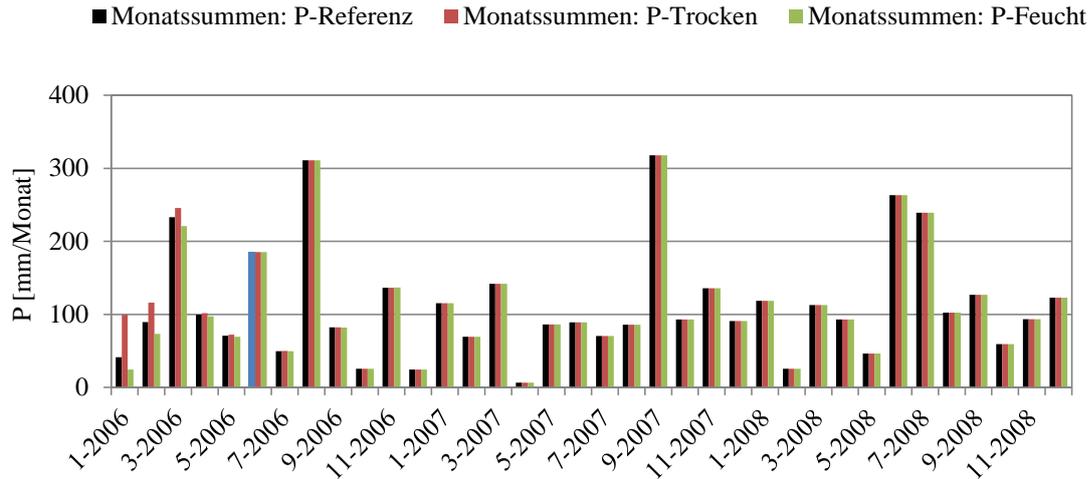


Abbildung 98: Monatssummen des inversen Niederschlages der Szenarien „Referenz“, „trocken“ und „feucht“. Der blaue Balken kennzeichnet das Ende der spin-up time

Obwohl die Monatssummen innerhalb der evaluierten Monate im Jahr 2006 nahezu identisch sind, zeigen die Zeitreihen der Differenzen zwischen dem Szenario „trocken“ (Abbildung 99) bzw. „feucht“ (Abbildung 100) und der Referenz innerhalb einzelner Zeitschritte Unterschiede auf. Diese liegen in einzelnen Stunden bei maximal ± 0.25 mm/h, meist aber deutlich darunter. Ab dem Hochwasserereignis von Anfang August 2006 sind praktisch keine Differenzen mehr sichtbar. Die sehr ähnlichen Monatssummen können damit erklärt werden, dass die Differenzen sowohl negative als positive Vorzeichen aufweisen.

Die Berechnung der linearen Korrelation zwischen den Niederschlägen der Referenzsimulation und den beiden Szenarien „trocken“ bzw. „feucht“ ergibt für unterschiedliche Perioden den Wert 1. Die linearen Korrelationen zwischen der Stationsbeobachtung und den 3 berechneten Niederschlagsrealisierungen unterscheiden sich erst in der dritten Nachkommastelle. Diese Korrelationsanalyse unterstreicht die Ähnlichkeit der Niederschlagssimulationen.

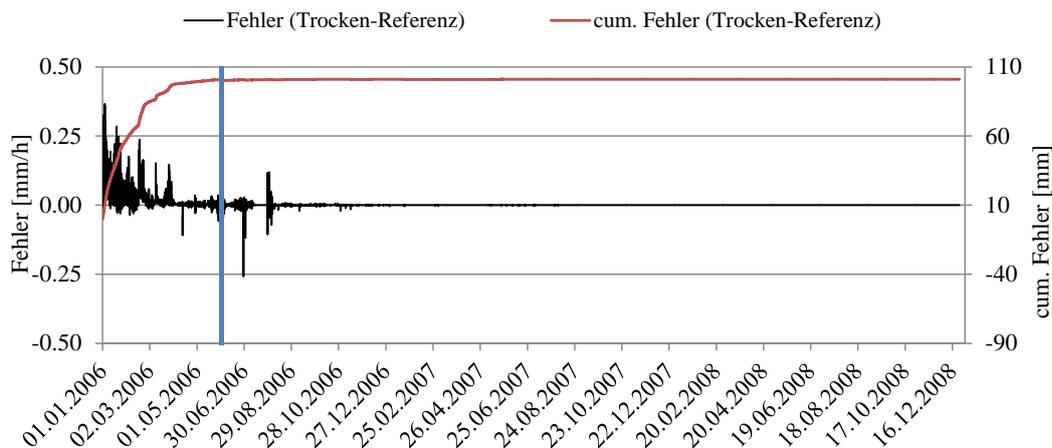


Abbildung 99: Zeitreihen der Differenzen im inversen Niederschlag zwischen Szenario „trocken“ und „Referenz“. Die blaue Linie kennzeichnet das Ende der spin-up time

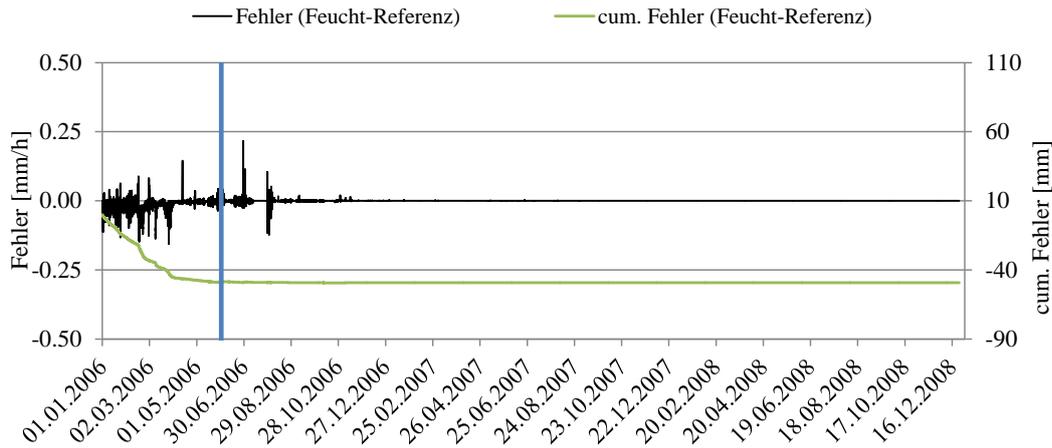


Abbildung 100: Zeitreihen der Differenzen im inversen Niederschlag zwischen Szenario „feucht“ und „Referenz“. Die blaue Linie kennzeichnet das Ende der spin-up time

Zusammenfassend kann festgehalten werden, dass das inverse Modell ein nennenswertes Gedächtnis aufweist. Das Modell benötigt auf Basis der deutlich unterschiedlichen Anfangssystemzustände rund 8.5 Monate bis sich ein Gleichgewicht innerhalb der Systemzustände einstellt, und die simulierten Niederschläge identisch sind. Die Auswertungen der Monatssummen und der linearen Korrelation zeigen aber, dass die Niederschläge nach der in dieser Arbeit gewählten spin-up time von 5 Monaten nur sehr kleine Unterschiede aufweisen.

5.2.6 Einfluss der potentiellen Evapotranspiration auf den Gebietsniederschlag

Bei der Berechnung des Gebietsniederschlages mit dem inversen Modell mit der Abflussbeobachtung als Eingangsgröße spielt die aktuelle Evapotranspiration eine wichtige Rolle. Sowohl im inversen als auch im Vorwärtsmodell wird die aktuelle Evapotranspiration als Funktion der Systemzustände im Interzeptions- und Bodenspeicher und der potentiellen Evapotranspiration berechnet. In diesem Kapitel wird der Einfluss unterschiedlicher potentieller Evapotranspirationszeitreihen auf den berechneten Gebietsniederschlag stellvertretend für das Schlieffau-Einzugsgebiet analysiert. Es ist zu erwarten, dass vergleichbare Muster und Ergebnisse auch für das Krems-Gebiet gelten.

Als Eingangsgrößen werden die Zeitreihen der potentiellen Evapotranspiration entsprechend der Methoden nach ASCE-Penman-Monteith (ASCE-PM), Hargreaves (Harg) und Thornthwaite (Thorn) verwendet. Die potentiellen Evapotranspirationszeitreihen nach ASCE-PM und Thornthwaite stammen aus den Berechnungen, die flächig für ganz Österreich auf Basis der INCA-Daten durchgeführt wurden (siehe Kapitel 5.1; Seite 42). Die Hargreaves-Zeitreihen wurden hingegen auf Basis von Lufttemperaturdaten von Stationsmessungen erstellt. Da die INCA-Daten erst ab 2007 vorliegen, wurde, um eine längere Periode zu simulieren, auf Stationsdaten zurückgegriffen. Die hier vorgestellten Ergebnisse basieren auf den Monaten Juni, Juli, August und September der Jahre 2008 und 2009, wobei das Jahr 2007 als Aufwärm- bzw. „Spinup“-Periode verwendet wurde.

5.2.6.1 Potentielle Evapotranspiration

Für die einzelnen Jahre finden sich nennenswerte Unterschiede in den potentiellen Evapotranspirationssummen (Abbildung 101). Die höchsten ETP-Summen ergeben sich nach der Hargreaves-Methode mit rund 440 - 450 mm pro Periode oder 3.6 mm pro Tag. Die Summen nach der Thornthwaite-Methode sind in den einzelnen Perioden relativ konstant und liegen im Bereich von 400 mm pro Periode oder 3.3 mm pro Tag. Die niedrigsten potentiellen Evapotranspirationsraten ergeben sich nach der ASCE-PM-Methode. Die Periodensummen liegen im Bereich von 365 mm pro Periode oder 3.0 mm / Tag.

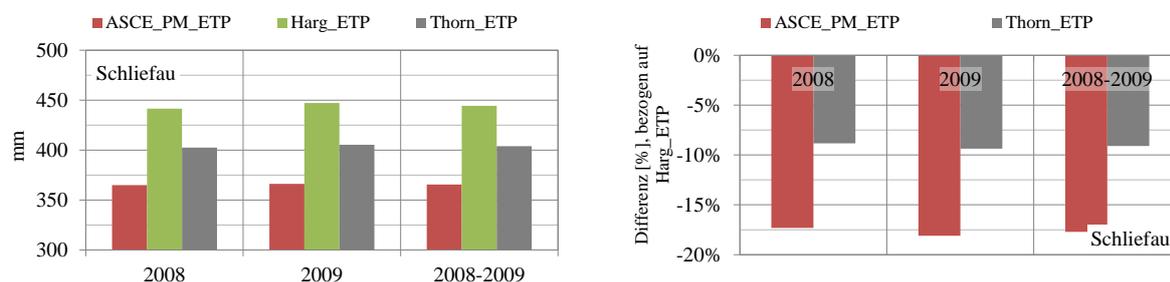


Abbildung 101: Periodensummen der unterschiedlichen potentiellen Evapotranspirationsmethoden (ASCE-PM, Hargreaves und Thornthwaite), sowie die prozentuellen Abweichungen von den Hargreaves-Ergebnissen

Im Vergleich zur Hargreaves-Methode, die die Grundlage für die bereits vorgestellten Ergebnisse bildet, sind die ASCE-PM-Werte um rund 18 % niedriger. Die Thornthwaite-Ergebnisse unterscheiden sich um ca. 9 % von den Hargreaves-Ergebnissen. Die Ergebnisse und Trends der einzelnen Jahre sind sehr ähnlich. Daher werden im Folgenden, außer es ist der Erläuterung dienlich, ausschließlich die Mittelwerte der Periode 2008 und 2009 dargestellt.

5.2.6.2 Simulationen des Vorwärtsmodells

Die Gütekriterien zwischen der Abflussbeobachtung und der Vorwärts-Simulationen auf Grundlage unterschiedlicher potentiellen Evapotranspirationszeitreihen als Input sind sehr ähnlich (Abbildung 102). Vor allem auf Basis des Nash-Sutcliffe-Efficiency (NSE) – Kriteriums schneidet die Vorwärts-Simulation mit der Hargreaves-Zeitreihe als Input am besten ab, wobei die Unterschiede, bis auf das Jahr 2008, relativ klein sind.

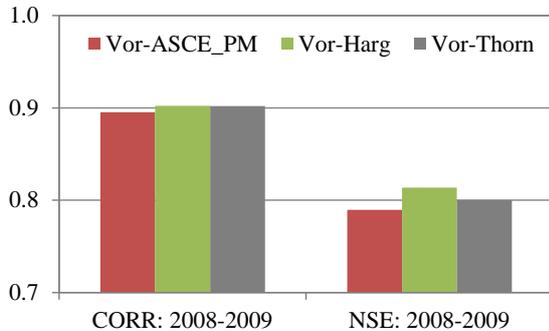


Abbildung 102: Gütekriterien lineare Korrelation (CORR, links) und Nash-Sutcliffe-Efficiency (NSE, rechts) der Abflusssimulation für unterschiedliche potentielle Evapotranspirationsberechnungsmethoden

Die Unterschiede in den aktuellen Evapotranspirationssummen sind, im Vergleich zur potentiellen Evapotranspiration, kleiner (Abbildung 103). Die größte Summe in der aktuellen Evapotranspiration für die Periode 2008 -2009 ergibt sich nach der Hargreaves-Methode mit rund 413 mm oder 3.4 mm pro Tag. Nach ASCE-PM und Thornthwaite ergeben sich Summen von 358 und 389 mm bzw. 2.9 und 3.2 mm/Tag. Die Differenz in der aktuellen Evapotranspiration zwischen ASCE-PM bzw. Thornthwaite und Hargreaves beträgt -13 % bzw. -6 %.

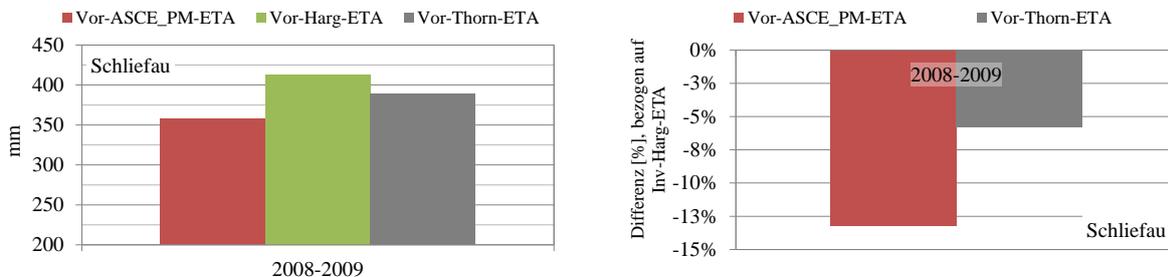


Abbildung 103: Mittlere Summen der unterschiedlichen aktuellen Evapotranspirationsmethoden (ASCE-PM, Hargreaves und Thornthwaite), sowie die prozentuellen Abweichungen von den Hargreaves-Ergebnissen

Der Einfluss der potentiellen Evapotranspirationszeitreihen ist, zumindest auf die Güte der Abflusssimulation, nicht sehr ausgeprägt. Größere Unterschiede zeigen sich in der aktuellen Evapotranspiration, mit der Folge von nennenswerten Unterschieden in den simulierten Abflusshöhen (Abbildung 104). Vor allem zwischen den Methoden nach ASCE-PM bzw. Thornthwaite und Hargreaves sind diese stark ausgeprägt. Die beste Übereinstimmung zur Beobachtung besteht mit der simulierten Abflusshöhe mit Hargreaves als ETP-Input, wobei die Abweichung im Mittel rund -2 % beträgt. Die Abweichungen der Simulation mit den ASCE-PM- bzw. Thornthwaite Methoden als Basis ist größer und beträgt in beiden Fällen rund 13 %. Dies bestätigt im Wesentlichen den Trend der Gütekriterien, aus denen hervorging, dass die Hargreaves-Methode als ETP-Input die besten

Ergebnisse liefert. Dies könnte auch damit erklärt werden, dass die Hargreaves-Zeitreihen bei der Parameteroptimierung verwendet wurden. Es wurde hier nicht untersucht, ob ähnlich gute oder sogar bessere Ergebnisse in der Abflusssimulation möglich wären, wenn die anderen beiden ETP-Methoden bei der Optimierung verwendet worden wären.

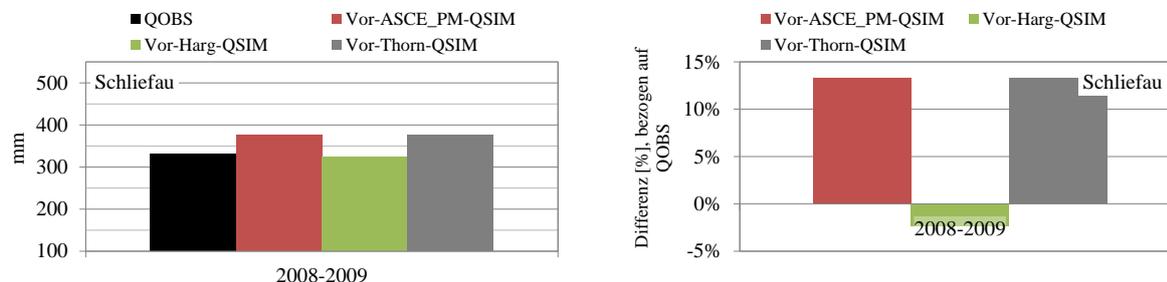


Abbildung 104: Mittlere beobachtete und simulierte Abflusshöhen auf Basis der unterschiedlichen potentiellen Evapotranspirationmethoden, sowie die prozentuellen Abweichungen von der Beobachtung QOBS

5.2.6.3 Simulationen des inversen Modells

Die simulierten Abflusshöhen des inversen Modells werden von der angewandten potentiellen Evapotranspirationmethode nicht nennenswert beeinflusst. Die in Abbildung 105 dargestellten simulierten Abflusshöhen sind sehr ähnlich, was insofern überraschend ist, als dass bei der Vorwärtssimulation nennenswerte Unterschiede zwischen den Methoden aufgetreten sind. Die Unterschiede betragen im schlechtesten Fall (Jahr 2008) maximal 5 mm, was rund 2 % der beobachteten Abflusshöhe beträgt. Wie bereits erläutert (siehe Kapitel 5.2.3; Seite 76) liegen die Abflusshöhen immer über der Beobachtung.

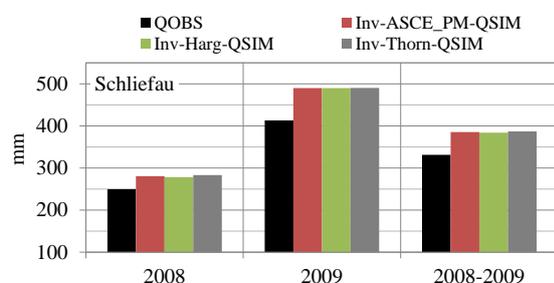


Abbildung 105: Beobachtete und invers simulierte Abflusshöhen auf Basis unterschiedlichen ETP-Methoden

Die Ähnlichkeit der Abflusshöhen kann damit erklärt werden, dass das inverse Modell bestimmte Systemzustände voraussetzt, um den beobachteten Abfluss zu simulieren. Diese Systemzustände definieren das Auslaufverhalten der Speicher und somit den simulierten Gesamtabfluss. Da die Systemzustände, die zum simulierten Abfluss führen, durch den beobachteten Abfluss quasi „vorgegeben“ sind, ergeben sich ähnliche Abflusshöhen.

Die aktuellen Evapotranspirationssummen weisen je nach ETP-Input nennenswerte Unterschiede auf (Abbildung 106). Die aktuellen Evapotranspirationssummen sind für alle Methoden niedriger als im Vorwärtsmodell, wobei die Trends zwischen den Methoden ähnlich sind: Die höchsten ETA-Summen finden sich wieder nach der Hargreaves-Methode, gefolgt von dem Thornthwaite- und dem ASCE-PM-Ansatz.

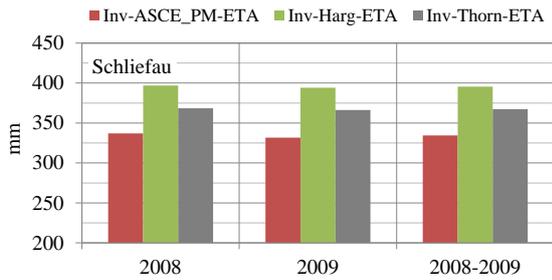


Abbildung 106: Aktuelle Evapotranspirationssummen des inversen Modells auf Basis unterschiedlichen ETP-Methoden

Da die aktuellen Evapotranspirationssummen Unterschiede aufweisen, die Abflusshöhen aber sehr ähnlich sind, müssen die invers berechneten Niederschläge, um die Wasserbilanzgleichung zu erfüllen, je nach ETP-Input unterschiedlich sein. Diese theoretische Überlegung wird durch die Modellierungsergebnisse bestätigt (Abbildung 107; Stationsmessung – POBS; INCA – P_INCA; inverser Niederschlag mit ASCE-PM – Inv-ASCE_PM-P; inverser Niederschlag mit Hargreaves – Inv-Harg-P; inverser Niederschlag mit Thornthwaite – Inv-Thorn-P).

Die Periodensummen der unterschiedlichen modellierten Niederschlagsrealisierungen weisen Unterschiede im Bereich von rund -3 % bis +10 % (-25 bis 78 mm) im Vergleich zur Stationsmessung auf. Im Vergleich zur Stationsmessung POBS sind die Abweichungen des inversen Niederschlages mit dem ASCE-PM-Ansatz als ETP-Input am geringsten (im Mittel -1 %, -5 mm), gefolgt von den inversen Niederschlag auf Basis des Thornthwaite-Ansatzes mit rund +2 % oder 16 mm Abweichung von der Stationsmessung. Die Abweichung zwischen der Stationsmessung und dem inversen Niederschlag mit der Hargreaves-Methode als ETP-Input ist am größten und beträgt im Mittel 8 % oder 57 mm. Die INCA-Niederschläge sind für die evaluierten Perioden niedriger als die Stationsmessung (im Mittel -4 % bzw. -29 mm). Bezogen auf die Niederschlagsrealisierung mit dem Hargreaves-Ansatz als Input ist der inverse Niederschlag im Mittel für die Jahre 2008 und 2009 mit ASCE-PM bzw. Thornthwaite als Input um 8 % bzw. 5 % niedriger.

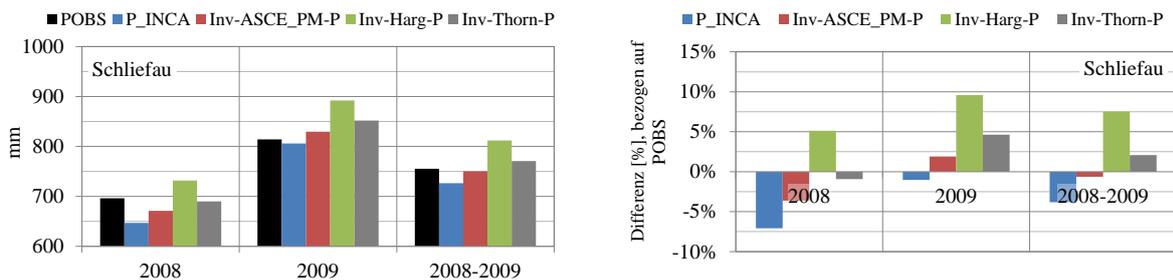


Abbildung 107: Periodensummen der unterschiedlichen Niederschlagsrealisierungen und die prozentuellen Abweichungen von der Stationsmessung

Es stellt sich nun die Frage, wann und bei welchen Abflussverhältnissen die Differenzen in den simulierten Niederschlagsrealisierungen entstehen. Abbildung 108 stellt neben dem beobachteten Abfluss die kumulativen Summen der Niederschlagsrealisierungen über die Zeit dar. Es ist zu erkennen, dass die Unterschiede in den simulierten Niederschlägen nicht systematisch entstehen.

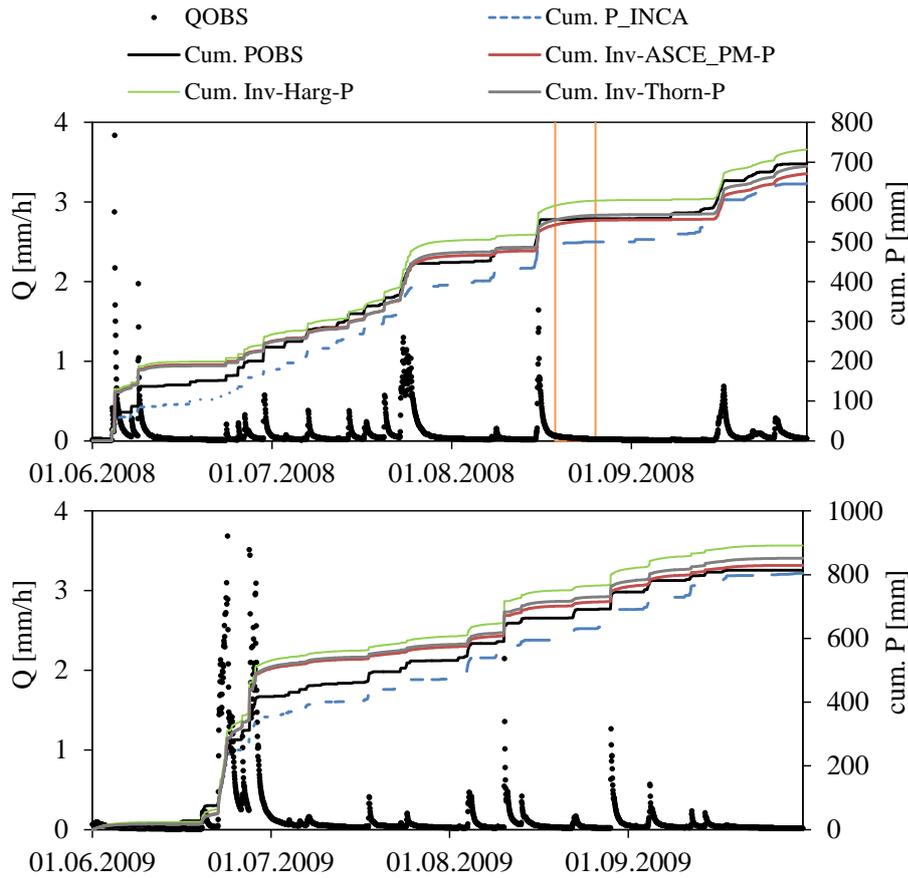


Abbildung 108: Beobachteter Abfluss (QOBS) und dazugehörige kumulative Summen der unterschiedlichen Niederschlagsrealisierungen für 2008 (oben) und 2009 (unten)

Eine detaillierte Darstellung erfolgt daher für eine 7-tägige Periode im Jahr 2008 (19.08. - 25.08.2008; siehe orange Linien in Abbildung 108). In dieser Periode sinkt der Abfluss von rund 300 l/s auf knapp über 100 l/s (Abbildung 109, linke Ordinatenachse). Das Mittelwasser (MQ) der Reihe 1981 – 2009 für den Pegel Schlieffau beträgt zum Vergleich 0.38 m³/s oder 380 l/s (BMLFUW, 2009). Am Ende der dargestellten Periode beträgt der Abfluss somit nur mehr rund ¼ des MQ.

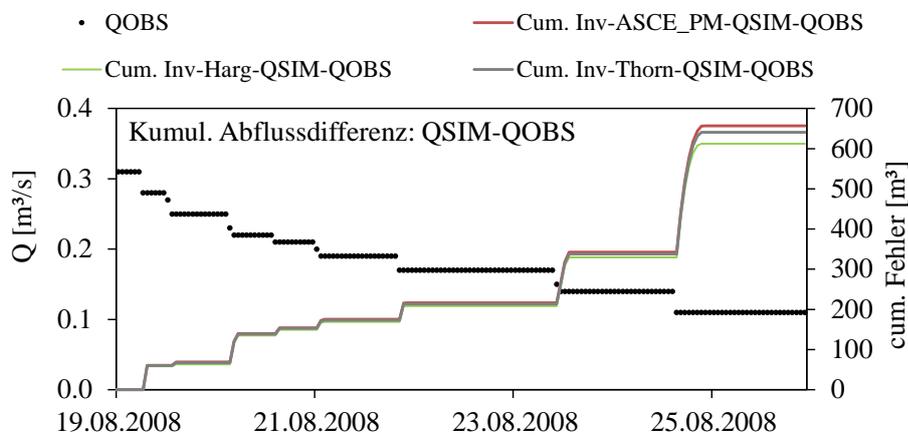


Abbildung 109: 19.08.-25.08.2008 - Beobachteter Abfluss und kumulative Fehler zwischen der Beobachtung und den invers simulierten Abflüssen

Die kumulativen Fehler (Differenz QSIM-QOBS) des inversen Modells mit den unterschiedlichen ETP-Inputs (Abbildung 109, rechte Ordinatenachse) weisen eine vergleichbare Größe auf. Größere Fehler treten bei allen ETP-Inputs immer bei der sprunghaften Änderung der Beobachtung auf. Nach 7 Tagen beträgt der aufsummierte Bilanzfehler der inversen Simulationen rund 600-650 m³. Dies entspricht in etwa 0.035 mm, was vernachlässigbar ist.

Bei der Beobachtung ist gut zu erkennen, dass es sich um eine unstetige Zeitreihe handelt, und dass die Auflösung der Pegelmessung an ihre Grenzen stößt. Auf längere Perioden mit konstantem Abfluss folgt eine sprunghafte Abnahme. Es liegt auf der Hand, dass ein solcher Pegelabfluss vom inversen Modell nicht adäquat abgebildet werden kann. Es liegt in der Natur eines konzeptionellen Modells, dass der Abfluss mit der Zeit, solange kein Niederschlag fällt, abnimmt. Ein konstanter Abfluss ist nicht möglich. Daher wird vom inversen Modell regelmäßig Niederschlag geringer Intensität geschätzt, um zu gewährleisten, dass der simulierte Abfluss der Beobachtung entspricht (Abbildung 110 (links)). In Anbetracht der gerade dargestellten vernachlässigbar kleinen Fehler in der Abflusssimulation, gelingt dies auch.

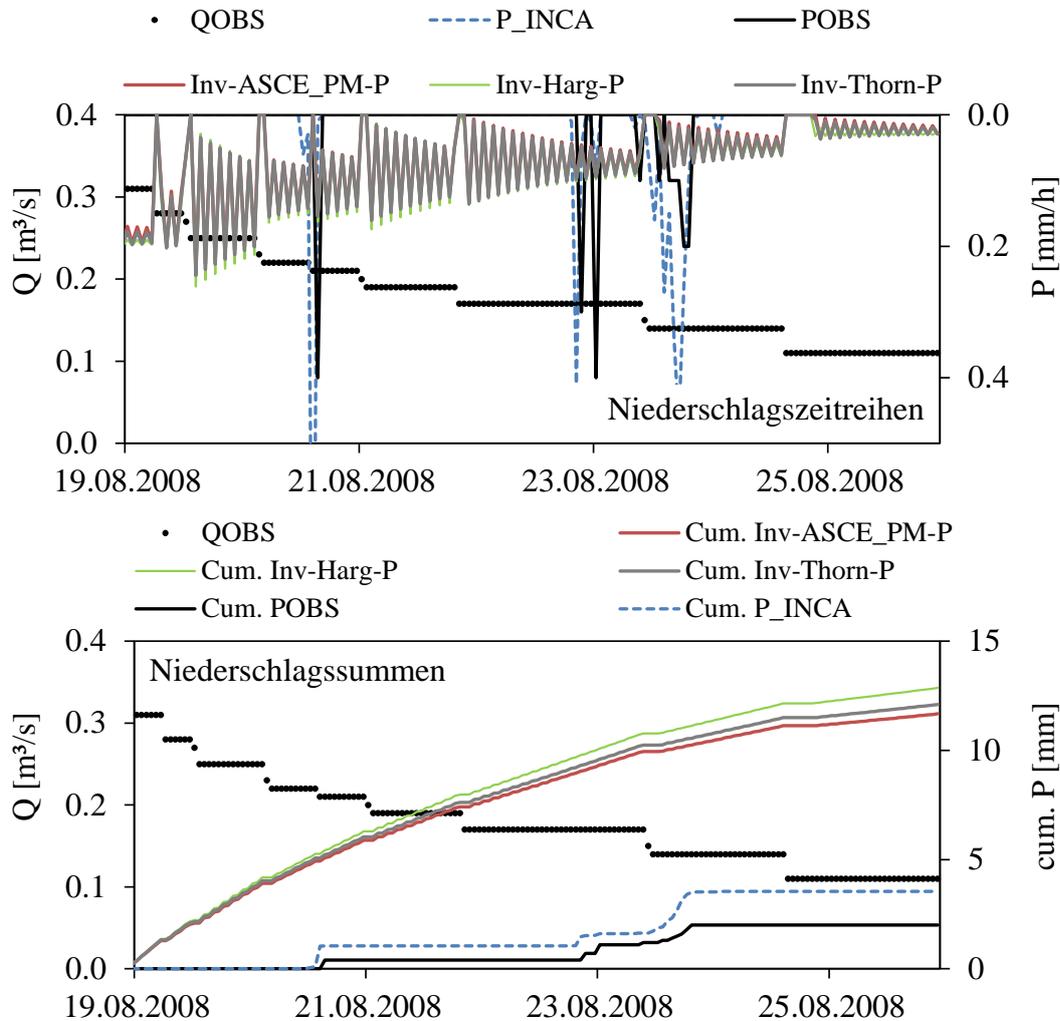


Abbildung 110: 19.08.-25.08.2008 - Beobachteter Abfluss und Zeitreihen der Niederschlagsrealisierungen (oben) bzw. kumulative Summen (unten)

Alle inversen Niederschlagsrealisierungen haben eine oszillierende oder sägezahnartige Natur und unterscheiden sich in ihrer Höhe minimal. Diese Problematik wird in Kapitel 5.2.8 (Seite 113) durch eine Erweiterung des inversen Modells mit einem Filter behandelt. Die Unterschiede lassen sich mit den unterschiedlichen aktuellen Evapotranspirationsraten begründen. Die inversen Niederschläge mit der ETP nach ASCE-PM sind tendenzielle kleiner, da die Evapotranspiration nach ASCE-PM niedriger ist. D.h., dass weniger Niederschlag ins System gebracht werden muss, um zu gewährleisten, dass die simulierten und beobachteten Hydrographen übereinstimmen. Die höchsten inversen Niederschläge finden sich bei der Hargreaves-Rechnung, da die ETP nach Hargreaves am größten ist. In Summe führen diese kleinen Unterschiede pro Zeitschritt zu den oben dargestellten größeren Differenzen in den Periodensummen (siehe Abbildung 107). Aus Abbildung 110 (rechts) ist zu ersichtlich, dass die kumulativen Summen der modellierten Niederschläge für die 7-Tage in etwa 12 mm betragen. Die beobachteten Niederschläge der Stationsmessung bzw. aus INCA betragen hingegen nur 2 bzw. 6 mm. Generell stimmen die beobachteten und simulierten Niederschläge in der dargestellten Periode schlecht überein. Die beobachteten Niederschläge in Abbildung 110 (links) führen zu keiner erkennbaren Erhöhung des beobachteten Hydrographen, was zur Folge hat, dass vom inversen Modell kein Niederschlag, wie dies durch die Stationsmessung bzw. INCA angezeigt wäre, berechnet wird. Weiters „zwingt“ der über längere Zeit konstante beobachtete Abfluss das inverse Modell zur Simulation eines sehr niedrigen ausgleichenden Niederschlags, der ebenfalls nicht beobachtet wird.

Zusammenfassend kann festgestellt werden, dass unterschiedliche potentielle Evapotranspirationsmethoden zu Unterschieden in den invers simulierten Niederschlägen führen. Die Unterschiede sind vor allem in den Summen längerer Perioden sichtbar. Innerhalb einzelner Ereignisse und für einzelne Zeitschritte sind die Unterschiede in den Niederschlägen allerdings marginal und entsprechen im Wesentlichen den Unterschieden in der aktuellen Evapotranspiration. Dementsprechend sind die Unterschiede in der linearen Korrelation zwischen der Stationsmessung und den inversen Niederschlagsrealisierungen auf 60-min-Basis sehr klein und unterscheiden sich erst in der 3. Nachkommastelle (Abbildung 111). Tendenziell sind die Korrelationen zwischen der Stationsbeobachtung und dem inversen Niederschlag, der unter Verwendung des Hargreaves-Ansatzes für die ETP generiert wurde, am höchsten.

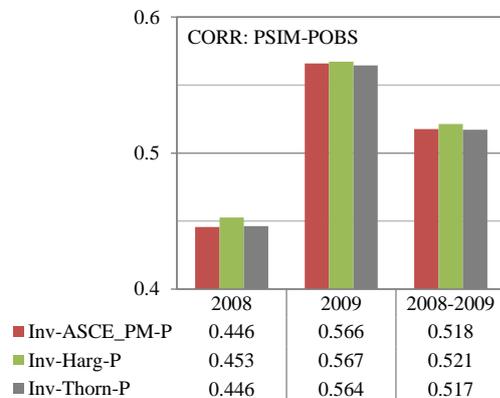


Abbildung 111: Lineare Korrelation zwischen Stationsmessung und den inversen Niederschlagsrealisierungen auf 60-min-Basis

5.2.7 Schätzung der aktuellen Evapotranspiration mit dem inversen Modell

Die iterative Bestimmung des Niederschlages erfolgt innerhalb eines oberen und unteren Grenzwertes ($R_{t,\min}$ bzw. $R_{t,\max}$, siehe Gleichung (29)). Bei den bisherigen Experimenten wurden „negative Niederschläge“ ausgeschlossen ($R_{t,\min} = 0$ mm/h). Die aktuelle Evapotranspiration war somit ausschließlich durch die potentielle Evapotranspiration und den Systemzuständen im Interzeptions- und Bodenspeicher definiert. Analog zur aktuellen Evapotranspiration kann mittels „negativen Niederschlägen“ jedoch Wasser aus dem hydrologischen Modell entzogen werden.

Bei den bisher gezeigten Berechnungen wurden vielfach die abfallenden Äste durch die Simulation überschätzt. Durch die Herabsetzung des unteren Grenzwertes $R_{t,\min}$ auf negative Werte ist es möglich, dem System Wasser „zu entziehen“ und somit zusätzliche aktuelle Evapotranspiration zu erzeugen. Die aktuellen Evapotranspirationsraten dieser modifizierten Berechnung setzen sich somit aus der Summe der konventionell berechneten aktuellen Evapotranspiration aus dem Interzeptions- und Bodenspeicher und dem Betrag der negativen Niederschläge des inversen Modells zusammen.

Im Folgenden wird überprüft, ob durch negative Niederschläge eine Anpassung der simulierten abfallenden Äste an die Beobachtung erzielt werden kann. Weiters soll analysiert werden, welche Folgen auf die übrigen simulierten Wasserbilanzkomponenten zu erwarten sind. Für die hier dargestellten Berechnungen wird der untere Grenzwert mit $R_{t,\min} = -0.5$ mm/h definiert. Hochgerechnet auf 24 h entspricht dies zwar einer sehr hohen Tagesverdunstung, für einzelne Stunden können Evapotranspirationsraten von 0.5 mm/h aber als durchaus realistisch angesehen werden (siehe Abbildung 30 auf Seite 43). Eine weitere Erhöhung des Betrages des unteren Grenzwertes ist möglicherweise hilfreich, abfallende Äste zu modifizieren, kann physikalisch aber nicht begründet werden.

Es wird, analog zum vorherigen Kapitel, der Zeitraum 2008 und 2009 analysiert, wobei auch hier die Daten des Schließau-Gebietes verwendet werden. Als Vergleichsgrundlage oder Referenz werden dabei die Berechnungsergebnisse mit dem potentiellen Evapotranspirationsinput nach Hargreaves, die auch bisher gezeigt wurden, verwendet. Diese werden in den Darstellungen als „Base“ bezeichnet. Die Ergebnisse der Berechnungen mit negativen Niederschlägen werden in den Diagrammen mit „Mod“ bezeichnet.

5.2.7.1 Simulationen des inversen Modells

Aus den in Abbildung 112 dargestellten Abflusshöhen ist ersichtlich, dass die modifizierte Simulation im Vergleich zur Basissimulation eher der Beobachtung entspricht. Eine exakte Simulation der beobachteten Abflusshöhe wird durch die Zulassung von negativen Niederschlägen jedoch nicht erzielt. Die Güte der Abflusssimulation (NSE, Korrelation) der modifizierten Simulation ist, im Vergleich zur Referenzsimulation, eine Spur besser.

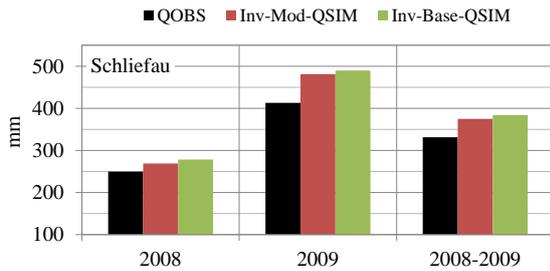


Abbildung 112: Beobachtete und invers simulierte Abflusshöhen für die Basis- („Base“) bzw. modifizierte Simulation („Mod“), in der negative Niederschläge (= zusätzliche aktuelle Evapotranspiration) zugelassen sind

Als Folge der zusätzliche aktuelle Evapotranspiration in der modifizierten Simulation erhöhen sich die aktuellen Evapotranspirationssummen um rund 49 bis 56 % im Vergleich zur Basissimulation (Abbildung 113). In der Basissimulation beträgt die aktuelle Evapotranspiration rund 3.2 mm/Tag. Im Vergleich dazu erhöht sich dieser Wert in der modifizierten Simulation auf 5.0 mm/Tag, was für einen mittleren Tageswert sehr hoch ist.

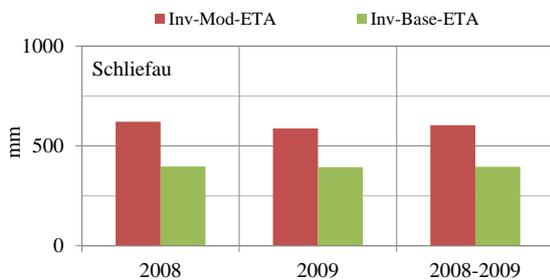


Abbildung 113: Aktuelle Evapotranspirationssummen des inversen Modells für die Basis- („Base“) bzw. modifizierte Simulation („Mod“)

Zusätzlich kommt es zu einer nennenswerten Erhöhung der invers berechneten Niederschläge des modifizierten Modelllaufes, da die höhere Evapotranspiration kompensiert wird. Die Differenzen zwischen den Niederschlagssummen der Beobachtungen (Stationsmessung bzw. INCA) und dieser Niederschläge sind, im Vergleich zu den Niederschlagssummen der Basissimulation, größer (Abbildung 114). Die Erhöhung der aktuellen Evapotranspiration über negative Niederschläge werden somit durch diese Auswertungen nicht unterstützt.

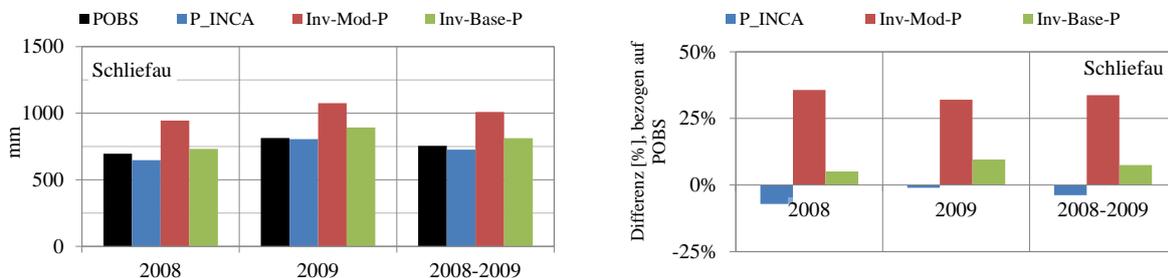


Abbildung 114: Periodensummen der unterschiedlichen Niederschlagsrealisierungen und die prozentuellen Abweichungen von der Stationsmessung

Der ursprüngliche Gedanken, negative Niederschläge zuzulassen, war damit begründet, dass dadurch eine Anpassung der simulierten abfallenden Äste an die Beobachtung erzielt werden könnte. Wie bereits in Abbildung 112 angedeutet, zeigt auch die kumulative Differenz („bias“) zwischen dem

simulierten und beobachteten Abfluss in Abbildung 115 (a), dass der Fehler der modifizierten Simulation kleiner ist, als bei der Basissimulation. Eine vollständige Eliminierung des Fehlers kann aber nicht erreicht werden. Ähnlich der Basissimulation, treten die größten Fehler nach Hochwasserereignissen auf. Tendenziell nimmt bei der modifizierten Simulation der Fehler in Niederwasserperioden nicht so stark zu. In diesen Perioden ermöglicht die zusätzliche Evapotranspiration eine Anpassung an die Beobachtung (siehe auch Abbildung 116). Die in Abbildung 115 (b) und (c) dargestellten kumulativen Summen der aktuellen Evapotranspiration und der Niederschlagsrealisierungen unterstützen die bereits gezeigten Ergebnisse: Die zusätzliche aktuelle Evapotranspiration führt, im Vergleich zur Basissimulation, zu einer sehr starken Zunahme, was wiederum durch deutlich höhere Niederschläge kompensiert werden muss. Diese höheren Niederschläge werden aber durch die Beobachtungen nicht unterstützt.

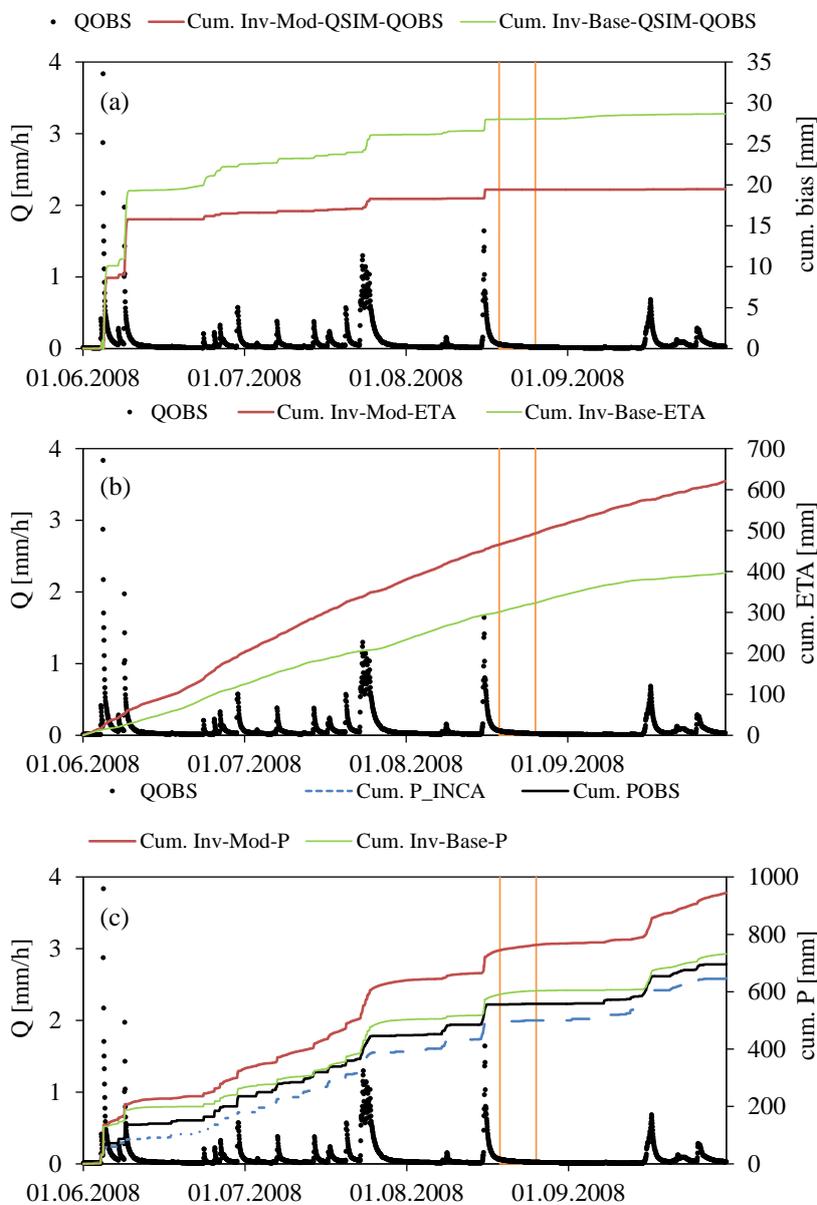


Abbildung 115: Beobachteter Abfluss (QOBS) und kumulative Summen (a) der Differenzen zwischen den simulierten und beobachteten Abflüssen (oben), (b) der aktuellen Evapotranspirationsraten (mitte) und (c) der Niederschlagssummen (unten), jeweils für 2008

Der Verlauf der berechneten Niederschläge und aktuellen Evapotranspirationsraten wird im Detail anhand eines Niederwasserzeitraumes (19.08. - 25.08.2008; siehe vertikale Linien in Abbildung 115) dargestellt. In dieser Periode gewährleistet die zusätzliche Evapotranspiration der modifizierten Simulation eine exakte Abbildung des beobachteten Hydrographen. Die kumulative Differenz zwischen Simulation und Abflussbeobachtung in Abbildung 116 ist für diesen Modellauf null. Allerdings zeigen die in Abbildung 117 dargestellten Zeitreihen der modifizierten Simulation des inversen Niederschlages und der aktuellen Evapotranspiration deutlich stärkere Oszillationen, was durch keine Beobachtung unterstützt wird. Diese Oszillationen finden sich sowohl in der Basis- als auch modifizierten Simulation und stellen eine Modellschwäche dar (siehe Kapitel 5.2.8 (Seite 113)).

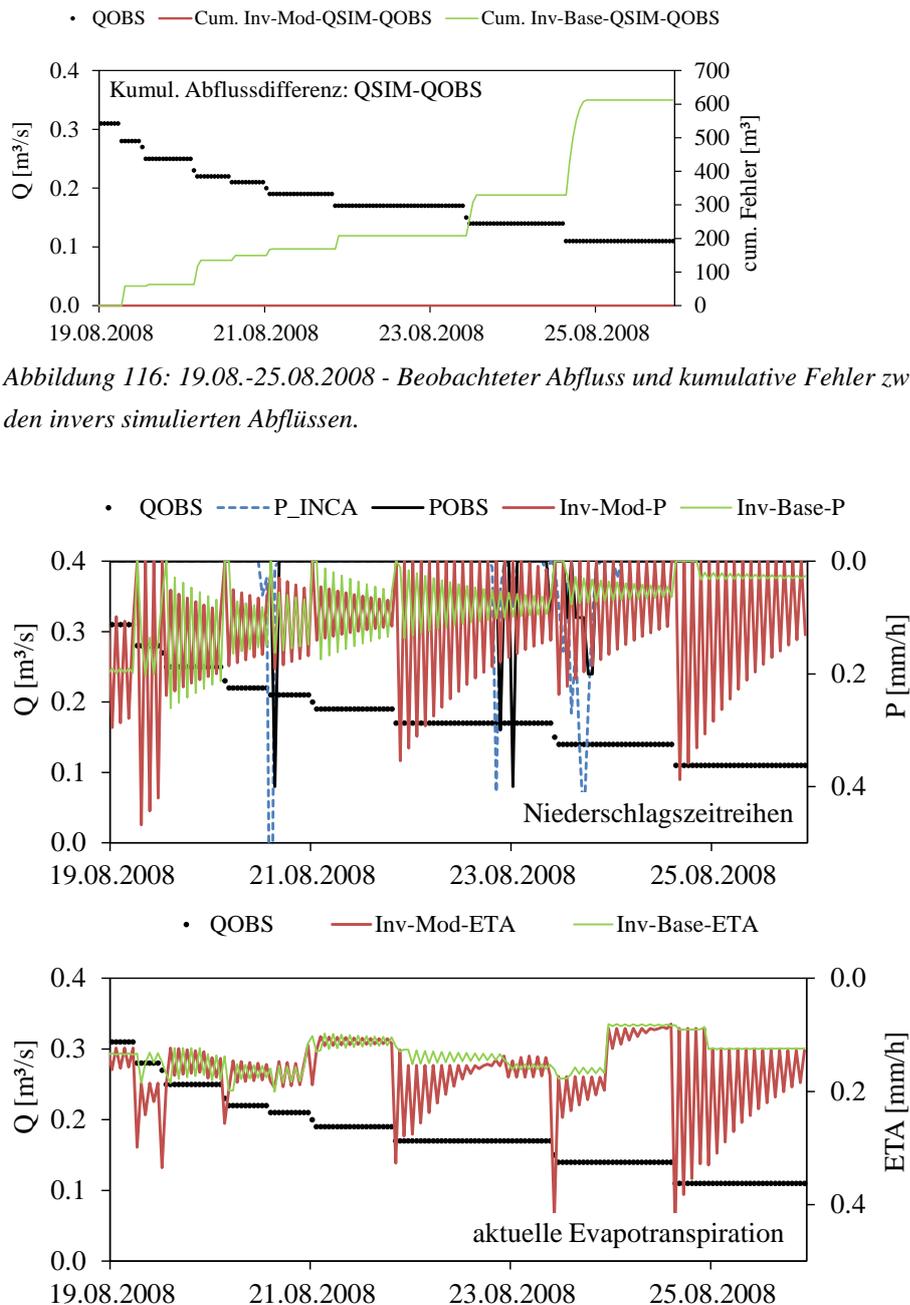


Abbildung 117: 19.08.-25.08.2008 - Beobachteter Abfluss und Zeitreihen der Niederschlagsrealisierungen (oben) bzw. aktuellen Evapotranspiration (unten)

Die Berechnung der linearen Korrelation für die Jahre 2008 und 2009 zwischen den simulierten Niederschlägen und der Stationsbeobachtungen zeigt keine großen Unterschiede zwischen den beiden Modellläufen (Abbildung 118). Allerdings kann erwartet werden, dass der inverse Niederschlag der modifizierten Simulation weniger gut mit der Beobachtung übereinstimmt, da die stärkeren Oszillationen, die vor allem in Niederwasserperioden auftreten, zu einer größeren Varianz führen, die nicht durch Beobachtungen gestützt wird.

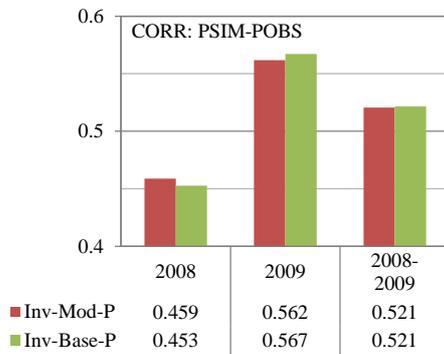


Abbildung 118: Lineare Korrelation zwischen Stationsmessung und den inversen Niederschlagsrealisierungen auf 60-min-Basis

5.2.8 Erweiterte Modellierung mit zusätzlicher Filterung der inversen Niederschläge

Die in den vorherigen Kapiteln vorgestellten Ergebnisse weisen auf 2 wesentliche Defizite des inversen Modells hin:

1. Abfallende Äste des beobachteten Hydrographen werden durch die Simulation häufig überschätzt. Dies führt in weiterer Folge dazu, dass in Summe die simulierte Abflusshöhe über der Beobachtung liegt. Im Mittel liegt die Simulation für die Kalibrierungsperiode, je nach Gebiet, zwischen 23 und 43 mm über der Beobachtung. Dies entspricht einer Abweichung von 11 bis 14 %, bezogen auf die beobachteten Abflusshöhen bzw. 4 bis 8 % bezogen auf die beobachteten Niederschlagssummen (Abbildung 71; Seite 77). Bei der inversen Simulation wird somit „zu viel“ Niederschlag während der Hochwasserereignisse berechnet. Als Ursache für die Überschätzung der abfallenden Äste kommen neben einer zu geringen aktuellen Evapotranspiration, schlecht geschätzte Modellparameter oder eine falsche Modellstruktur in Frage. Eine Erforschung und Analyse dieser möglichen Ursachen erfolgt in den Kapiteln 5.2.7 „Schätzung der aktuellen Evapotranspiration mit dem inversen Modell“ und 5.3 „Analyse der Modellparameter und Modellstruktur mit dem inversen Modell“.

Eine weitere mögliche Ursache besteht darin, dass vom inversen Modell deterministisch ein Niederschlagswert für den Zeitpunkt t berechnet wird, ohne die zukünftigen Entwicklungen des beobachteten und simulierten Hydrographen zu berücksichtigen. Dies bedeutet konkret, dass der berechnete Niederschlagswert zum Zeitpunkt t zwar zu einer exakten Übereinstimmung des beobachteten und simulierten Abflusses führt, dieser Niederschlagswert aber möglicherweise sich ungünstig auf die weitere Abflusssimulation auswirkt, da „zu viel“ Niederschlag in das System gebracht wurde und in der Zukunft falsche Systemzustände vorherrschen. Dies kann in weiterer Folge zu einer Überschätzung des beobachteten Abflusses in zukünftigen Zeitpunkten führen.

2. Obwohl die simulierten Niederschläge bezogen auf Korrelation und kumulative Verteilungen recht gut mit den Beobachtungen übereinstimmen, neigen die invers berechneten Niederschläge zu Oszillationen (siehe z.B. Abbildung 96, Seite 95 oder Abbildung 110, Seite 106). Dies hängt mit der numerischen Formulierung des inversen Modells zusammen. Die Oszillationen des inversen Niederschlages erklären auch die höhere Varianz im Vergleich zu den beobachteten Niederschlägen (Abbildung 84, Seite 87).

Eine Berücksichtigung der zukünftigen Entwicklung des beobachteten Hydrographen bei der inversen Niederschlagsschätzung zum Zeitpunkt t , sowie die Vermeidung von Oszillationen des inversen Niederschlages, könnte über Markov-Chain-Monte-Carlo-Verfahren (MCMC-Verfahren; Metropolis et al., 1953; Hastings, 1970; Geman and Geman, 1984; Robert and Casella, 2011) erfolgen. Damit könnte gewährleistet werden, dass (1) die Kovarianzstruktur des inversen und beobachteten Niederschlages besser übereinstimmt und somit Oszillationen des inversen Niederschlages vermieden werden, und (2) könnte auch die Überschätzung der abfallenden Äste verbessert werden. Die Implementierung eines MCMC-Algorithmus in das verwendete inverse Modell ist allerdings sehr aufwendig und würde den Rahmen dieser Arbeit sprengen.

Aus praktikablen Gründen wurde daher beschlossen, ein einfacheres Korrekturmodell zu implementieren, das primär darauf abzielt, die Oszillationen des inversen Niederschlages zu eliminieren. Nachdem die Überschätzung der abfallenden Äste bei Hochwasserereignissen in Summe in der Regel nur ca. 5 bis 15 mm beträgt, ist es gerechtfertigt, sich vorerst auf die Verbesserung der Kovarianzstruktur der inversen Niederschläge im Vergleich zur Beobachtung zu konzentrieren. Dafür wurde das inverse Modell M2 mit einem Filter erweitert, mit dem der inverse Niederschlag zum Zeitpunkt t als gewichteter gleitender Mittelwert der Niederschlagswerte der Zeitpunkte $t-1$, t und $t+1$ berechnet wird:

$$InvFil_P_t = w_1 * InvFil_P_{t-1} + w_2 * Invers_P_t + w_3 * Invers_P_{t+1} \quad (44)$$

mit

InvFil_P_i Gefilterter Niederschlag zum Zeitpunkt i [mm h⁻¹]
 Invers_P_i Niederschlag des inversen Modells zum Zeitpunkt i , basierend auf der Abflussbeobachtung [mm h⁻¹]
 w_i Gewichtung i , wobei $\sum w_i = 1$ [-]

Folgende Gewichte wurden gewählt:

w ₁	w ₂	w ₃
0.25	0.50	0.25

Die gewählten Gewichte basieren auf Analysen der inversen und beobachteten Niederschläge und werden während der gesamten Simulation angewendet. Sie sind somit Zeitinvariant. Es besteht offensichtlich die Möglichkeit, die Methode der gewichteten gleitenden Mittelwerte als Filter zu erweitern. Beispielsweise wäre es möglich, zeitvariante Gewichte zu verwenden, oder das Fenster, in dem gefiltert wird, zu vergrößern oder überhaupt variabel zu gestalten. Dafür könnte eine Zielfunktion implementiert werden, bei der der beobachtete Niederschlag verwendet wird, um dessen Eigenschaften und Kovarianzstruktur zu berücksichtigen. Eine Implementierung dieser Erweiterungen in das bestehende Modell ist jedoch relativ zeitaufwendig, da unter anderem Optimierungsalgorithmen eingebettet werden müssten.

Für die Berechnung des gefilterten inversen Niederschlages mit einem gewichteten gleitenden Mittelwert und den zeitinvarianten Gewichten waren im inversen Modell im Wesentlichen zwei Modifikationen vonnöten. Für die Berechnung des inversen Niederschlages des Zeitpunktes $t+1$ wurde eine zusätzliche Zeitschleife implementiert. Um eine konsistente simulierte Wasserbilanz, auch mit den gefilterten Niederschlägen, zu gewährleisten, wurde das hydrologische Modell so modifiziert, dass der gefilterte Niederschlag des Zeitpunktes t verwendet wird, um die Systemzustände für den nachfolgenden Zeitschritt zu ermitteln.

Die Darstellung der Ergebnisse mit einer zusätzlichen Filterung der inversen Niederschläge erfolgt wieder stellvertretend für das Schließau-Gebiet. Als Analysezeitraum werden die Monate Juni, Juli, August und September der Kalibrierungsperiode 2006 bis 2008, analog zu Kapitel 5.2.4 „Niederschlagssimulation mit dem inversen Modell“, herangezogen. Die inversen, gefilterten Niederschläge des erweiterten Modells (*InvFil_P*) werden dabei einerseits mit den Ergebnissen der

ursprünglichen inversen Modellierung aus Kapitel 5.2.4 (*Inv_P*) und andererseits mit der Stationsbeobachtung „St. Leonhard am Walde“ (*POBS*) verglichen.

5.2.8.1 Wasserbilanzkomponenten und Niederschlagssummen

Die in Abbildung 119 dargestellten simulierten Wasserbilanzkomponenten (Mittelwerte der Periode 2006 bis 2008) zeigen, dass zwischen dem inversen Modell mit und ohne Niederschlagsfilter keine wesentlichen Unterschiede erkennbar sind.

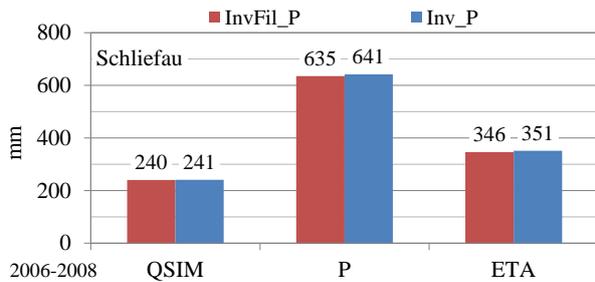


Abbildung 119: Simulierter Abfluss (*QSIM*), Niederschlag (*P*) und aktuelle Evapotranspiration (*ETA*) des inversen Modells mit Filter (*InvFil_P*) bzw. konventionellen Modells (*Inv_P*)

Die Niederschlagssumme des inversen Modells mit Filter ist geringfügig niedriger, mit der Folge, dass auch die aktuelle Evapotranspiration niedriger ist. Es kann aber der Schluss gezogen werden, dass die Filterung der inversen Niederschläge keine grundsätzlichen Unterschiede in der Simulation bewirkt.

Abbildung 120 zeigt die Niederschlagssummen der beiden inversen Modelle für die einzelnen Jahre im Vergleich zur Stationsbeobachtung.

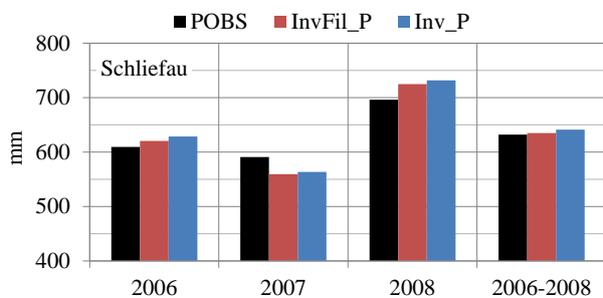


Abbildung 120: Beobachter Niederschlag (*POBS*) und simulierter Niederschlag des inversen Modells mit Filter (*InvFil_P*) bzw. konventionellen Modells (*Inv_P*)

Auch hier ist zu sehen, dass die gefilterten Niederschläge systematisch etwas niedriger sind als die inversen Niederschläge des konventionellen Modells. Die Filterung bewirkt eine Glättung der Niederschlagszeitreihen, was schließlich zu einer Abminderung der Summen führt. Bis auf das Jahr 2007 liegen die gefilterten Niederschlagssummen etwas näher an der Beobachtung.

Vergleichbar mit den Niederschlagssummen in der vorherigen Abbildung zeigt sich auch, bei der kumulativen Niederschlagsverteilung des Jahres 2007 (Abbildung 121), dass keine wesentlichen Unterschiede zwischen den inversen Niederschlägen mit und ohne Filter zu finden sind. Die übrigen Jahre zeigen ähnliche Muster. Nachdem die kumulativen Niederschlagsverteilungen des konventionellen inversen Modells bereits recht gut mit den Beobachtungen übereingestimmt, kann davon ausgegangen werden, dass die Filterung keine Verschlechterung bringt.

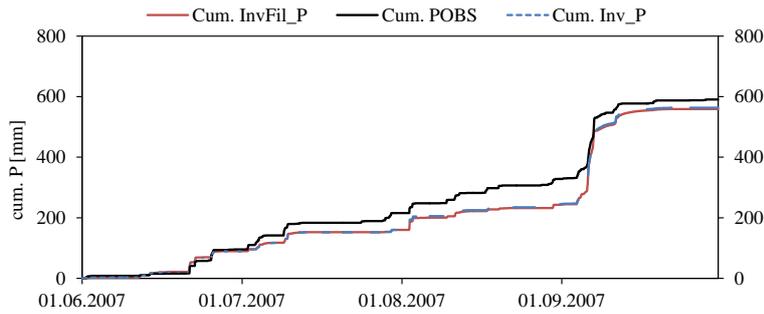


Abbildung 121: Kumulative Niederschlagsverteilung: Stationsmessung (POBS) und simulierter Niederschlag des inversen Modells mit Filter (InvFil_P) bzw. konventionellen Modells (Inv_P)

5.2.8.2 Gütemaße

In Abbildung 122 sind die linearen Korrelationswerte zwischen der Stationsbeobachtung und den Niederschlägen des inversen Modells ohne Filter (POBS - Inv_P) bzw. mit Filter (POBS - InvFil_P) dargestellt.

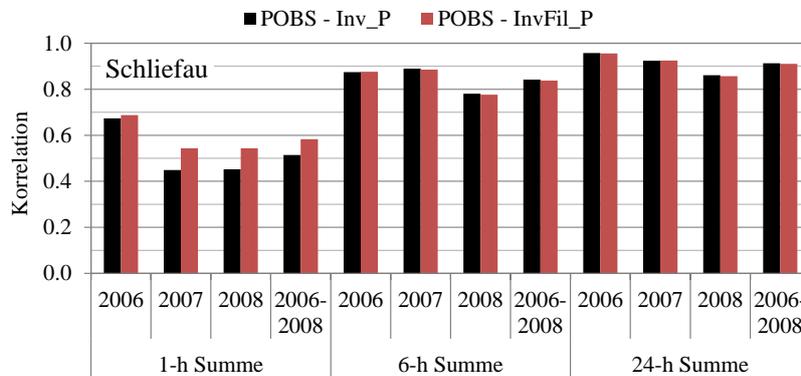


Abbildung 122: Lineare Korrelation zwischen Stationsmessung und simulierten Niederschlag des inversen Modells mit Filter (POBS-InvFil_P) bzw. konventionellen Modells (POBS-Inv_P)

Es zeigt sich, dass die Simulationsgüte der inversen Niederschläge mit Filter, im Besonderen für die 1 - h Summen, höher liegt, als die inversen Niederschläge des konventionellen Modells. Bei den Mehrstundensummen zeigt sich hingegen keine Verbesserung.

Ein ähnliches Bild zeigt sich in Abbildung 123, in der die mittlere quadratische Abweichung (MSE) zwischen den inversen Niederschlägen und der Stationsbeobachtung dargestellt wird. Bei den 1-h Summen bringt die Filterung der inversen Niederschläge substantielle Verbesserungen, da der MSE deutlich kleiner ist, als zwischen der Stationsbeobachtung und der inversen Niederschläge ohne Filter.

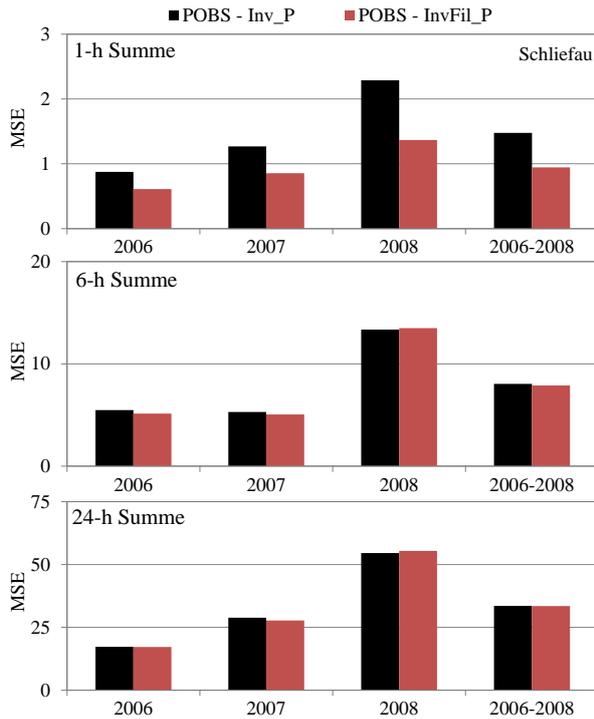


Abbildung 123: Mittlerer quadratischer Fehler (MSE) zwischen Stationsmessung und simulierten Niederschlag des inversen Modells mit Filter (POBS-InvFil_P) bzw. konventionellen Modells (POBS-Inv_P)

Ein wesentlicher Beweggrund, einen Filter einzuführen, waren die Oszillationen der inversen Niederschläge des konventionellen inversen Modells. Diese Oszillationen haben sich nicht nur bei einer optischen Beurteilung der Niederschlagszeitreihen gezeigt, sondern haben sich auch in der deutlich höheren Varianz der inversen Niederschläge manifestiert, insbesondere bei $\Delta t = 1$ h (Abbildung 124).

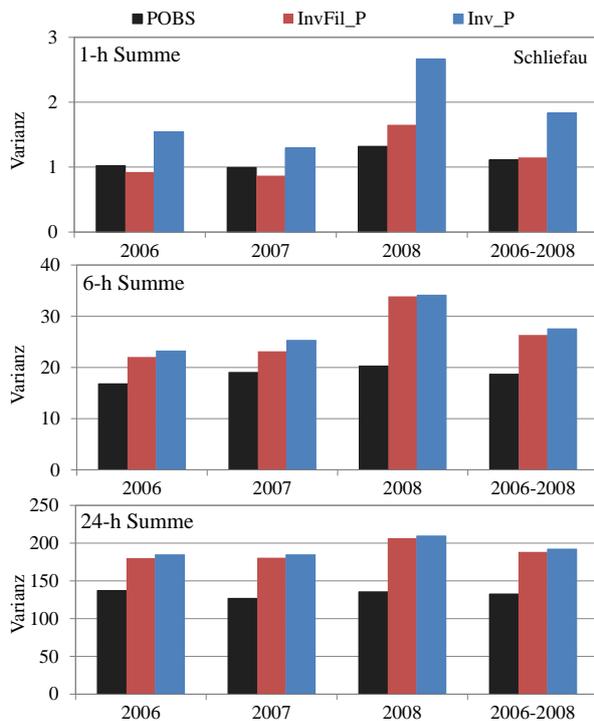


Abbildung 124: Varianz der Stationsmessung (POBS), simulierten Niederschlag des inversen Modells mit Filter (InvFil_P) bzw. konventionellen Modells (Inv_P)

Die Varianzen der inversen Niederschläge mit Filter stimmen, wieder im Besonderen für die 1-h Summen, deutlich besser mit den beobachteten Varianzen überein. Die Varianz der gefilterten Niederschläge hat deutlich abgenommen. Bei den 6- und 24-h Summen sind zwar ebenfalls Verbesserungen ersichtlich, diese sind aber weniger stark ausgeprägt. Aus den niedrigeren Varianzen kann der Schluss gezogen werden, dass die Oszillationen abgenommen haben, was ja bekanntlich ein Beweggrund für die Filterung war.

5.2.8.3 Streudiagramme

In Abbildung 125 werden die inversen Niederschläge mit (obere Reihe; (a)-(c)) und ohne Filter (untere Reihe; (d)-(f)) im Vergleich zur Stationsbeobachtung dargestellt.

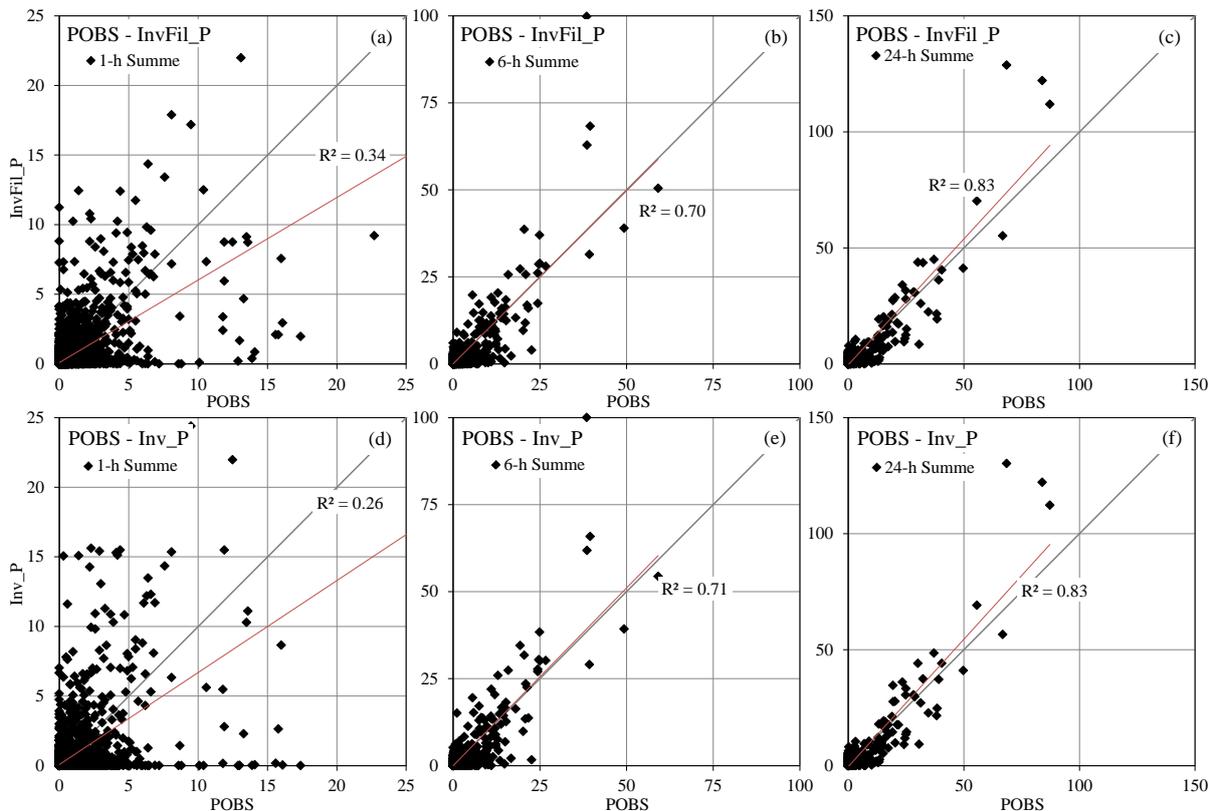


Abbildung 125: Streudiagramme zwischen Niederschlägen der Stationsmessung und inversem Modell mit Filter (oben, (a) – (c)) und konventionellen Modell (unten, (d) – (f)) für 1-, 6- und 24-h Summen in mm/Zeiteinheit

Zwischen den gefilterten bzw. ungefilterten inversen Niederschlägen und der Stationsbeobachtung ergibt sich folgendes Bild:

- (i) 1-h Summen: Es ist in beiden Fällen eine nennenswerte Streuung der Werte um die 1:1-Linie erkennbar, wobei die Streuung der inversen Niederschläge mit Filter homogener ausfällt. Dies zeigt sich auch im höheren Bestimmtheitsmaß R^2 . Die inversen Niederschläge ohne Filter sind vielfach höher als die beobachteten Stationsdaten und die Niederschläge mit Filter. Dies kann auf die Glättung des Filters zurückgeführt werden. Die Fälle, in denen hohe Niederschlagsintensitäten beobachtet werden und vom inversen Modell ohne Filter keine Niederschläge berechnet werden, konnten durch die Filterung verbessert werden.

- (ii) Für längere Zeitintervalle $\Delta t \geq 6$ h sind die inversen Niederschläge mit und ohne Filter sehr ähnlich. Dies zeigen sowohl die Bestimmtheitsmaße, als auch die Gütekriterien im vorherigen Kapitel.

5.2.8.4 Ereignisbasierte Analyse

Abbildung 126 (a), in dem die unterschiedlichen Niederschlagsrealisierungen für ein Hochwasserereignis dargestellt sind, zeigt sehr gut die Auswirkungen des Niederschlagsfilters. Die ausgeprägten Oszillationen, die bei den inversen Niederschlägen des konventionellen Modells vorhanden waren, werden eliminiert. Die Filterung erfüllt daher ihren Zweck. In Folge der Filterung werden einige hohe Niederschlagsintensitäten des konventionellen inversen Modells gedämpft. Die Auswirkungen auf den simulierten Abfluss sind allerdings marginal (Abbildung 126 (b)). Im Vergleich zur Simulation des konventionellen inversen Modells wird die Beobachtung, auch in Phasen von ansteigenden Ästen, nach der Filterung nicht mehr exakt getroffen. Die Unterschiede sind allerdings vernachlässigbar klein.

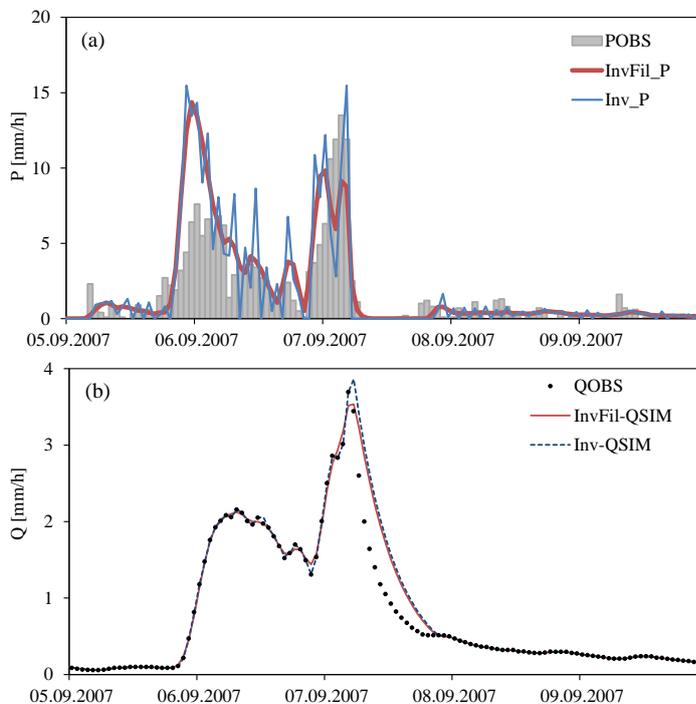


Abbildung 126: Hochwasserereignis vom September 2007 im Schließau-Gebiet: (a) Stationsbeobachtung und Niederschlagsrealisierungen und Abflusssimulationen der inversen Modelle mit und ohne Filter

5.3 Analyse der Modellparameter und Modellstruktur mit dem inversen Modell

In diesem Kapitel wird ein Ansatz präsentiert, um Defizite in der Modellstruktur zu diagnostizieren. Die Darstellungen erfolgen dabei für Daten des Schließau-Einzugsgebietes anhand des Modells M2.

Die Anwendung des inversen Modells unter Verwendung realer Abflussdaten hat gezeigt, dass das Modell nicht immer in der Lage ist, den beobachteten Hydrographen exakt abzubilden. In vom Niederschlag unbeeinflussten Phasen mit fallenden Ästen, den s.g. „*non-driven periods*“, überschätzt die Simulation zum Teil die Beobachtung (Abbildung 127 bzw. Beispiele in den vorhergehenden Kapiteln). Dies ist im Rahmen der inversen Modellierung insofern ein Problem, als dass basierend auf den beobachteten Abfluss ein Niederschlag vom inversen Modell berechnet wird, der um den Fehler zwischen dem beobachteten und simulierten Abfluss zu groß ist.

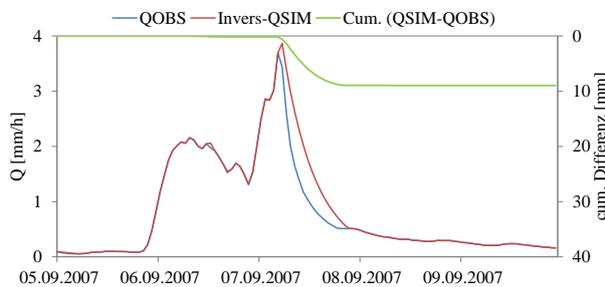


Abbildung 127: Überschätzung des abfallenden Astes durch das inverse Modell

In den „*driven periods*“, also Perioden in denen der Abfluss vom Niederschlag getrieben ist und steigt, kann das inverse Modell durch den zusätzlichen Freiheitsgrad des inversen Niederschlages den simulierten Abfluss beeinflussen bzw. anheben, so dass dieser dem beobachteten Abfluss entspricht.

In den *non-driven* Perioden ist der simulierte Abfluss des inversen Modells ausschließlich eine Funktion der

- Modellstruktur
- Modellparameter
- vorhergehenden Systemzuständen, und
- potentiellen und aktuellen Evapotranspiration.

Die Anwendung der inversen Modelle hat für die evaluierten Monate Juni, Juli, August und September eine Differenz zwischen beobachtetem und invers simuliertem Abfluss im Mittel 23 – 43 mm (siehe Kapitel 5.2.3.2; Seite 77) ergeben. Diese Differenzen liegen in einer Größenordnung, die durch eine durchaus realistische Erhöhung der aktuellen Evapotranspiration um +0.2 bzw. +0.3 mm pro Tag kompensiert werden könnten. Damit wäre eine ausgeglichene Wasserbilanz, bezogen auf eine längere Periode, gewährleistet. Die Fehler treten allerdings systematisch sprunghaft und konzentriert nach Hochwasserereignissen auf (siehe Abbildung 73 und Abbildung 74; Seite 80) und sind mit einer Größenordnung von rund 5 – 15 mm innerhalb weniger Stunden nicht durch eine erhöhte aktuelle Evapotranspiration zu kompensieren. Es kann daher ausgeschlossen werden, dass eine Lösung des Problems durch eine erhöhte Evapotranspiration behoben werden kann.

Die Simulation erfolgt kontinuierlich in der Zeit. Die vorangehenden Systemzustände sind daher eine Funktion der Modellparameter bzw. -struktur und des Inputs. Die Kaltstartzustände können möglicherweise eine Rolle spielen. Allerdings haben Berechnungen mit unterschiedlichen Kaltstartzuständen gezeigt, dass nach einer Modellaufwärmphase („spin-up time“) die Ergebnisse identisch sind (siehe Kapitel 0). Die Ursache des Problems muss daher entweder in fehlerhaften Modellparametern oder in einer inkorrekten Modellstruktur liegen. Die Modellparameter des inversen Modells entsprechen den automatisch optimierten Parametern des Vorwärtsmodells. Es besteht daher die Möglichkeit, dass eine weitere Parameterkombination existiert, die sowohl eine gute Simulation mit dem Vorwärtsmodell, als auch eine exakte bzw. bessere Nachbildung der beobachteten Abflussganglinie erlaubt. Um diese Arbeitshypothese zu überprüfen, wurden in einem **ersten Schritt** mit dem Vorwärtsmodell und dem inversen Modell M2 jeweils 30 000 Monte Carlo Simulationen durchgeführt, in denen 10 Modellparameter stochastisch variiert wurden (siehe Tabelle 6; Seite 67). Da der Ausgangswert des Zufallsgenerators (seed number) und die Parameterwerte zu Beginn für beide Modelle identisch waren, wurden exakt die gleichen 30 000 Parameterkombinationen gewählt. Für jeden Modelllauf wurde dabei der mittlere quadratische Fehler (Mean Squared Error, MSE) zwischen Abflusssimulation und Beobachtung berechnet. Im **zweiten Schritt** erfolgt auf Basis des Gütekriteriums MSE eine Auswahl der gültigen Modellläufe: Aus dem Vorwärtsmodell wurden die 5 % (=1 500 Simulationen) besten Modellläufe als gültig deklariert. Von den inversen Modellläufen wurden 50 % (=15 000 Simulationen) als gültige Realisierungen angenommen. Im **dritten Schritt** werden, wie dies vielfach bei der Parameterunsicherheitsanalyse durchgeführt wird, die Verteilungen der Parameterwerte den MSE-Werten des entsprechenden Modelllaufes in Form von Punktdiagrammen gegenübergestellt (Abbildung 128). Dies erklärt auch, warum deutlich mehr inverse Modellläufe als gültig deklariert werden: Der Fehler der inversen Abflusssimulation, und somit auch der mittlere quadratische Fehler MSE, ist im Vergleich zum Vorwärtsmodell signifikant kleiner (siehe Kapitel 5.2.3; Seite 76). Um ein aussagekräftigeres Bild der Fehler des inversen Modells zu erhalten, werden daher mehr Modellläufe dargestellt. Es wird darauf hingewiesen, dass dies keine Auswirkungen auf die prinzipiellen Aussagen und Modelldiagnosen hat. Im **vierten Schritt** und letzten Schritt erfolgt auf Grundlage der Verteilung der Modellparameter der beiden Modelle (Abbildung 128) visuell die Modelldiagnose. Die Bedeutung der einzelnen Parameter ist Tabelle 2 auf Seite 11 zu entnehmen.

Im Vorwärtsmodell (blaue Punkte) sind bei den Parametern Bodenmächtigkeit (M), Oberflächenabfluss vom Boden (BETA), der kritischen Bodenfeuchte für die aktuelle Evapotranspiration (FKFAK) und der Speicherkonstante des Routingspeichers (TAB4) identifizierbare und abgrenzbare Parameterbereiche ausgebildet, die bessere Modellsimulationen (niedrigere MSE-Werte!) gewährleisten. Bei den übrigen Parameterverteilungen des Vorwärtsmodells sind keine klassischen Paretofronten erkennbar: Der gesamte Bereich dieser Parameter ermöglicht eine gute Simulationsgüte.

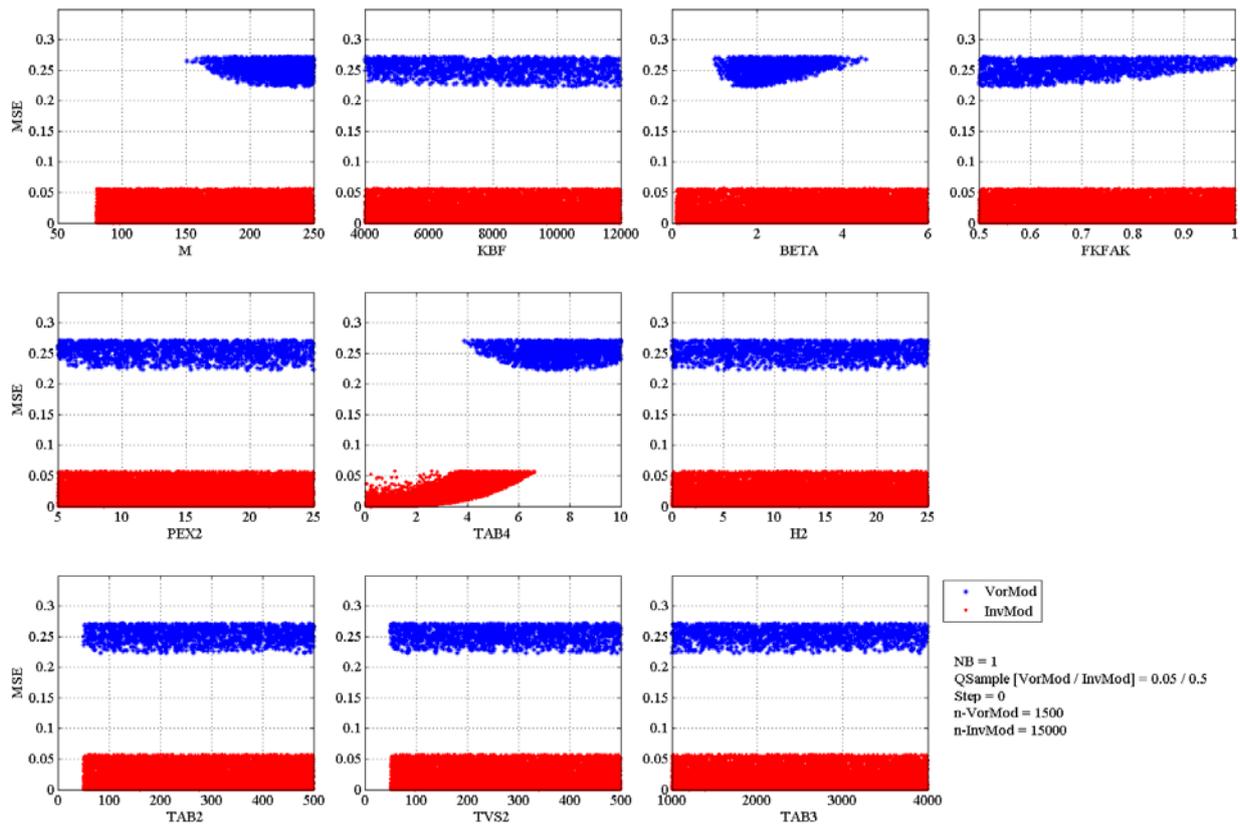


Abbildung 128: Verteilung der gültigen Parameter des inversen (rot, InvMod) bzw. Vorwärtsmodells (blau, VorMod) in Abhängigkeit des mittleren quadratischen Fehlers (MSE; $(\text{mm/h})^2$)

Voraussetzung für eine exakte Abbildung der Abflussbeobachtung durch das inverse Modell sind MSE-Werte von 0. Bis auf den Parameter TAB4, ist dies bei den übrigen Parametern in allen Parameterbereichen gewährleistet. Diese Parameter sind über den gesamten Bereich gleichverteilt und die Simulationseigenschaft des inversen Modells ist offensichtlich unabhängig von diesen Parametern.

Die optimalen Parameterbereiche (=Bereiche mit kleinen MSE-Werten) des TAB4 des Vorwärts- und inversen Modells unterscheiden sich insofern, als dass der optimale Bereich des Vorwärtsmodells im Bereich $\sim 7-8$ h liegt. Im inversen Modell liegt das Optimum hingegen im Bereich von < 2 h. Mit der gegebenen Modellstruktur ist es somit nur mit TAB4-Parameterwerten von unter 2 h möglich, die beobachtete Abflussganglinie exakt abzubilden. Der gültige Parameterbereich des Vorwärtsmodells deckt diesen Bereich nicht ab. Das Vorwärtsmodell ist mit der verwendeten Modellstruktur somit numerisch nicht in der Lage, auch mit optimalen TAB4-Parametern, die Beobachtung exakt zu simulieren. Diese Aussage ist unabhängig von dem Niederschlagsinput.

Die Schlussfolgerung ist somit, dass die Modellstruktur bzw. einzelne Komponenten überarbeitet werden müssen. Der Routingspeicher mit dem Parameter TAB4 ist für den abfallenden Ast zu wenig dynamisch. Eine Möglichkeit besteht zum Beispiel in der Beibehaltung der Modellstruktur, unter Implementierung einer zeitvarianten Parametrisierung des Routingspeichers. Das bedeutet, dass für Bereiche mit ansteigenden Ästen Parameterwerte um 7-8 h verwendet werden und bei abfallenden Ästen, um eine Dynamisierung zu gewährleisten, die Parameter verkleinert werden.

6. Zusammenfassung

Im Zentrum der Anwendung von konventionellen Niederschlags-Abfluss- (N-A-) Modellen steht die Simulation von Abflüssen auf Basis von Niederschlagsbeobachtungen. Die simulierten Abflüsse dienen dabei häufig als Basis für die Beantwortung von wasserwirtschaftlichen Fragestellungen. Anwendungsbeispiele sind die Ermittlung von Bemessungshochwässern oder die Hochwasserprognose. Niederschlag ist, vor allem in Gebieten mit komplexer Topographie, durch eine hohe raum-zeitliche Variabilität gekennzeichnet, die aufgrund der geringen Messnetzdichte nur unzureichend erfasst wird (Samplefehler). Zusätzlich ist die Niederschlagsmessung mit einer nennenswerten systematischen und stochastischen Messunsicherheit behaftet (Messfehler). Weitere Fehler entstehen bei der Interpolation von Gebietswerten (Modellfehler). Aufgrund der Fehler- und Unsicherheitsfortpflanzung sind signifikante Unsicherheiten bei den interpolierten Niederschlagsfeldern, die aber die Basis für die hydrologische Modellierung darstellen, zu erwarten. Unter den beobachteten Wasserbilanzkomponenten ist die Abflussmessung mit der geringsten Unsicherheit behaftet. Der Abfluss eines Einzugsgebietes stellt das zeitliche Integral des Gebietsniederschlags, unter Berücksichtigung der aktuellen Evapotranspiration und Speicheränderungen im Einzugsgebiet, dar. Diese Prozesse werden von konventionellen N-A-Modellen (Vorwärtsmodelle) abgebildet. Die Simulation mit Abflüssen als Eingangsgrößen (inverse Modelle) liefert somit den zeitlich disaggregierten Niederschlag.

Inverse Modellierung von Gebietsniederschlägen

Das zentrale Ziel dieser Arbeit ist die zeitlich hochaufgelöste Berechnung ($\Delta t=60\text{-min}$) von Gebietsniederschlägen aus Abflussbeobachtungen mit einem inversen N-A-Modellen für Einzugsgebiete bis ca. 50 km². Dafür werden zwei Methoden entwickelt, um auf Basis des konzeptionellen N-A-Modells COSERO inverse Simulationen durchzuführen. Im ersten Ansatz (Modell M1) wird das N-A-Modell mit analytisch gelösten Differentialgleichungen formuliert, die eine direkte analytische Invertierung des Modells erlauben. Die Komplexität der Modellstruktur von M1 ist limitiert, da Interzeption und Routing nicht berücksichtigt werden können. In einem zweiten Ansatz (Modell M2) wird mit einem realistischeren Konzeptmodell, das Interzeption und Routing beinhaltet, ein iterativer Lösungsansatz gewählt. Das Vorwärtsmodell M2 wird dafür in einen Iterationsalgorithmus eingebettet, in dem für jeden Zeitschritt jener Niederschlagswert ermittelt wird, mit dem der simulierte Abfluss dem beobachteten Abfluss entspricht.

Generell ist die Anwendung der inversen Modelle auf Zeiträume beschränkt, in denen Schneeschmelze und Schnee im Einzugsgebiet keinen Einfluss auf den Abfluss hat. Die Invertierung von Schneemodellen ist ohne zusätzliche Informationsquellen nicht möglich, da der Zeitpunkt des Schneefalls in diesen Modellen unbekannt ist. Weiters können nur flächenaggregierte („lumped“) Modelle zur Anwendung kommen. Bei flächenverteilten („distributed“) Modellen werden die Beiträge einzelner Zonen zum Gesamtabfluss aufsummiert. Die Herkunft eines bestimmten Abflussanteils im Gesamtabfluss ist nicht bekannt, was die Invertierung ohne weitere Annahmen deterministisch unmöglich macht. Durch die Annahme, dass das Niederschlagsfeld beispielsweise durch eine

Höhenabhängigkeit gekennzeichnet ist, könnte eine räumliche Disaggregation des inversen Gebietsniederschlags erfolgen.

Um die inversen Modelle bezüglich der Bedingungen Existenz, Eindeutigkeit und Stabilität der Niederschlagsberechnung zu überprüfen, werden numerische Experimente durchgeführt. Dafür werden synthetische Ganglinien mit bekannten Niederschlagszeitreihen als Input mit den Vorwärtsmodellen erzeugt. Diese Abflusszeitreihen dienen anschließend als Input der inversen Modelle, wobei überprüft wird, ob die invers berechneten Niederschläge den beobachteten Niederschlagszeitreihen entsprechen. Die Abflusssimulation des Vorwärtsmodells ist auch eine Funktion der Modellparameter. Die Überprüfung der Modelle für den gesamten Parameterraum erfolgt daher mittels Monte Carlo Simulationen, wobei stochastisch 20 000 Parameterkombinationen gezogen werden, was zur gleichen Anzahl an zu überprüfenden synthetischen Ganglinien führt. Die numerischen Experimente zeigen, dass mit dem inversen Modell M1 instabile Lösungen auftreten, sobald Schwellenwerte der nichtlinearen Speicher überschritten werden. Die numerischen Experimente zeigen auch, dass, mit realistisch angepassten Parametergrenzen, die Invertierung von Modell M2 erfolgreich möglich ist. Die weiteren Anwendungen und Berechnungen von Gebietsniederschlägen mit realen Abflussdaten erfolgen daher mit dem Modell M2.

Die Anwendbarkeit des inversen Modells wird für Gebiete mit unterschiedlichen naturräumlichen Charakteristika und Abfluss- bzw. Niederschlagsverhältnissen überprüft, wobei die mesoskaligen Einzugsgebiete des Schliefaubachs (17,9 km²; MQ 0.38 m³/s) und der Krems (38,4 km²; MQ 1.12 m³/s) im nördlichen Alpenvorland Österreichs modelliert werden. Voraussetzung für die inverse Modellierung sind Modellparameter, die die Abflussprozesse und Einzugsgebietseigenschaften abbilden. Die automatische Modellkalibrierung erfolgt daher mit dem Vorwärtsmodell für die schneefreien Monate Juni, Juli, August und September der Periode 2006-2009. Die Kalibrierung ergibt Nash-Sutcliffe-Efficiency- bzw. lineare Korrelationswerte von 0.81 bis 0.84 bzw. 0.90 bis 0.92. Die Validierung der Modellparameter zeigt, dass es zu keiner Überanpassung der kalibrierten Parameter gekommen ist. Generell werden, wie auch die Gütekriterien zeigen, die Abflusscharakteristika gut abgebildet, was eine Anwendung des inversen Modells mit den kalibrierten Modellparametern rechtfertigt.

Für die Analyse und Bewertung der inversen Gebietsniederschläge werden, neben Stationsdaten, auch Gebietsniederschläge der INCA-Analysen, die in den meisten österreichischen Online-Hochwasserprognosemodellen zur Anwendung kommen, verwendet. Die Unterschiede in mehrmonatigen Periodensummen des inversen Gebietsniederschlags von den Stationsmessungen liegt im Bereich von -5 % bis +17 % und sind tendenziell kleiner, als die Differenzen zwischen der Stationsmessungen und INCA, die im Bereich von -7 % bis +18 % liegen. Auch die Verläufe der kumulativen Summen der drei Niederschlagsrealisierungen sind sehr ähnlich, was den Schluss nahelegt, dass das inverse Modell in der Lage ist, Gebietsniederschläge über längere Perioden abzubilden.

Die lineare Korrelation zwischen der Stationsmessung und dem inversen Niederschlag ist zum Teil deutlich höher oder in etwa auf dem gleichen Niveau wie die Korrelation zwischen den auf Beobachtungen beruhenden Zeitreihen. Dies gilt sowohl für 1-, 6- und 24-h-Summen des Niederschlags. Für die Periode 2006 bis 2008 beträgt die Korrelation zwischen dem inversen

Niederschlag und der Stationsbeobachtung 0.49 bis 0.52 bzw. 0.42 zwischen den beiden Beobachtungen. Die Übereinstimmung der Niederschlagswerte nimmt bei Mehrstundensummen deutlich zu, wobei Korrelationen über 0.9 bei 24-h-Summen berechnet werden.

Im Gegensatz dazu führt eine größere Varianz des inversen Niederschlages im Vergleich zu den Beobachtungen zu größeren mittleren quadratischen Fehlern zwischen der Stationsmessung und dem inversen Niederschlag. Die hohe Varianz hat ihren Ursprung in Niederschlagsoszillation, die mit ausgleichenden Reaktionen des Modells auf die beobachtete Abflusszeitreihe erklärt werden kann. Bei steigendem Abfluss kann ein relativ hoher Niederschlagswert berechnet werden, um den simulierten Abfluss an die Beobachtung anzugleichen. Wenn im nächsten Zeitschritt der beobachtete Abfluss relativ konstant bleibt oder leicht abnimmt, wird vom inversen Modell ein relativ kleinerer Niederschlagswert simuliert. In weiterer Folge können so Oszillationen entstehen, die eine hohe Varianz zur Folge haben. Um diesem Problem zu begegnen wurde das inverse Modell mit einem Filter erweitert, mit dem der inverse Niederschlag zum Zeitpunkt t als gewichteter gleitender Mittelwert der Niederschlagswerte der Zeitpunkte $t-1$, t und $t+1$ berechnet wird. Die Filterung der Niederschläge führt zu einer Eliminierung der Oszillationen, Senkung der Varianz und einer deutlichen Verbesserung der inversen Niederschläge im Vergleich zu den Stationsbeobachtungen.

Eine weitere Herausforderung stellen über die Zeit relativ konstante Abflüsse, z.B. in Niederwasserperioden, dar. Es liegt in der Natur von Konzeptmodellen mit linearen Speichern, dass der simulierte Abfluss ohne Input nicht konstant sein kann. Daher können in Perioden mit konstanten beobachteten Abflüssen oszillierende inverse Niederschläge niedriger Intensität („Nieselregen“) auftreten, da die Simulation immer wieder durch inverse Niederschlagswerte an die Abflussbeobachtung angeglichen wird. Die Folge ist, dass vom inversen Modell, im Vergleich zur Beobachtung, häufiger Niederschlagsintensitäten unter 1 mm/h bzw. unter der Beobachtungsauflösung von 0.1 mm/h berechnet werden. Bei Hochwasserereignissen zeigt sich, dass vom inversen Modell deutlich höhere Niederschlagsintensitäten berechnet werden, der zeitliche Verlauf des simulierten Niederschlages aber gut mit der Beobachtung übereinstimmt.

Das inverse Modell ist nicht immer in der Lage, den beobachteten Hydrographen exakt abzubilden. In vom Niederschlag unbeeinflussten Phasen mit fallenden Ästen, den s.g. „non-driven periods“, neigt die inverse Simulation zur Überschätzung. Dies ist im Rahmen der inversen Modellierung insofern ein Problem, als dass, basierend auf den beobachteten Abfluss, ein Niederschlag vom inversen Modell berechnet wird, der um den Fehler zwischen dem beobachteten und simulierten Abfluss zu groß ist. Der kumulative Fehler beträgt dabei im Mittel rund 23 mm im Schlieffau- bzw. 42 mm im Krems-Gebiet, was 3.7 % bzw. 7.6 % des beobachteten Stationsniederschlages entspricht. Um den Einfluss der aktuellen Evapotranspiration auf den inversen Gebietsniederschlag und den Abfluss zu ermitteln, werden daher inverse Simulationen mit unterschiedlichen potentiellen Evapotranspirationszeitreihen (Methode nach ASCE-Penman-Monteith, Hargreaves und Thornthwaite) als Input durchgeführt. Es zeigt sich, dass, obwohl die potentiellen Evapotranspirationssummen Unterschiede von bis zu 18 % aufweisen, die Abflusssimulationen aller Modellläufe annähernd identisch sind, und die Überschätzung der abfallenden Äste nicht behoben wird. Dementsprechend unterscheiden sich die inversen Niederschlagssummen von 4 Monaten, je nach Berechnungsmethode, im Mittel um bis zu

8 %. Die absoluten Unterschiede entsprechen dabei im Wesentlichen den Differenzen in den methodenabhängigen aktuellen Evapotranspirationssummen. Da die Unterschiede in den aktuellen Evapotranspirationsraten innerhalb einzelner Stunden marginal sind, sind die Zeitreihen der drei inversen Niederschlagsrealisierungen ebenfalls sehr ähnlich. Dementsprechend sind die Unterschiede in der linearen Korrelation zwischen der Stationsmessung und den inversen Niederschlagsrealisierungen auf 60-min-Basis sehr klein und unterscheiden sich erst in der 3. Nachkommastelle. Weiters wurden Simulationen durchgeführt, bei denen negative Niederschläge, die als zusätzliche aktuelle Evapotranspiration interpretiert werden könnten, durchgeführt. Bei diesen Simulationen waren die aktuelle Evapotranspiration und der inverse Niederschlag deutlich größer. Die Überschätzung der abfallenden Äste konnte aber nicht behoben werden.

Eine von der Niederschlagsschätzung unabhängige Anwendung des inversen Modells ist die Analyse der numerisch bedingten theoretischen Grenzen einer Modellstruktur, die Abflussbeobachtung exakt abzubilden. Dies geschieht im Wesentlichen durch eine vergleichende Modellparameteranalyse für das inverse Modell und das Vorwärtsmodell mittels Monte Carlo Simulationen. Auf Grundlage des Gütekriteriums „mittlerer quadratischer Fehler“ werden dabei aus allen Modellläufen gültige Modellläufe definiert. Anschließend werden die Verteilungen der gültigen Parameter des inversen bzw. Vorwärtsmodells in Abhängigkeit des mittleren quadratischen Fehlers dargestellt. Für die angewendete Modellstruktur zeigt sich, dass der gültige Parameterraum der Speicherkonstante des Routingspeichers zwischen inversem und Vorwärtsmodell sich insofern unterscheiden, als dass es mit den gültigen Parametern des Vorwärtsmodells nicht möglich ist, die Abflussbeobachtung exakt abzubilden. Das bedeutet konkret, dass es unabhängig von der Parameterschätzungs- oder Parameteroptimierungsmethode, mit der Modellstruktur des Vorwärtsmodells nicht möglich ist, die beobachtete Abflusszeitreihe abzubilden. Es zeigen sich somit klare Defizite in der Modellstruktur. Diese Anwendung des inversen Modells ist somit ein hilfreiches Werkzeug, um Modelle auf ihre numerisch bedingten Grenzen, Beobachtungen abzubilden, zu überprüfen. In der Modellentwicklung können Modellstrukturen, die diese Voraussetzung nicht erfüllen, von vornherein ausgeschlossen werden.

Potentielle Evapotranspiration

Bei der potentiellen Evapotranspiration handelt es sich um eine theoretische Maßzahl, die ausschließlich von den meteorologischen Faktoren abhängig und unabhängig von der tatsächlichen Wasserverfügbarkeit ist. Sie stellt einen Unsicherheitsfaktor bei der N-A-Modellierung dar. Der Einfluss der Berechnungsmethoden der potentiellen Evapotranspiration nach ASCE-Penman-Monteith, Hargreaves und Thornthwaite auf die Abflusssimulation und den inversen Gebietsniederschlag wird analysiert. Für die Berechnung der potentiellen Evapotranspiration sind dabei als meteorologische Grundlage die INCA-Analysen von Lufttemperatur, Globalstrahlung, Windgeschwindigkeit und relativen Feuchte der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (ZAMG) zur Anwendung gekommen. Diese Daten liegen in einer räumlichen und zeitlichen Auflösung von 1x1 km² und 15- bzw. 60-min für Gesamtösterreich vor und ermöglichen einen „interpolate and calculate“-Ansatz. Dadurch können lokale meteorologische Verhältnisse berücksichtigt werden, was im Fall eines „calculate and interpolate“-Ansatzes nicht möglich wäre. Da

die Ergebnisse in dieser Form einzigartig sind, wurden sie in der vorliegenden Arbeit ebenfalls präsentiert.

Die Validierung der potentiellen Evapotranspirationsberechnungen anhand des Lysimeters Großenzersdorf zeigt, dass die Methode nach ASCE-Penman-Monteith die tägliche Dynamik der beobachteten potentiellen Evapotranspiration sehr gut abbildet. Nash-Sutcliffe- bzw. lineare Korrelationswerte von über 0.8 bzw. 0.9 bestätigen, dass der kombinierte Ansatz den anderen Methoden überlegen ist. Die temperaturbasierten Methoden nach Hargreaves bzw. Thornthwaite sind nicht in der Lage, zeitlich hochaufgelöst, die Beobachtungen abzubilden. Nash-Sutcliffe-Werte von 0.2 bzw. 0.1 für die Hargreaves- bzw. Thornthwaite-Berechnungen bestätigen dies. Die zu Tageswerten aufsummierten Stundenwerte stimmen für beide temperaturbasierten Methoden besser mit den Beobachtungen überein, allerdings zeigt sich auch hier, dass der kombinierte Ansatz nach ASCE-Penman-Monteith deutlich bessere Ergebnisse liefert.

Generell unterscheiden sich die flächigen potentiellen Evapotranspirationsberechnungen, vor allem lokal und in Höhenlagen über 1500 m ü.A., signifikant: In tieferen Lagen unter 1000 m ü.A. stimmen die Methoden nach ASCE-Penman-Monteith und Hargreaves mit Jahressummen von 700 bis 900 mm pro Jahr recht gut überein. Die Thornthwaite-Ergebnisse liegen in diesen Höhenbereichen zwischen 600 und 800 mm pro Jahr. Die ebenfalls als Vergleich herangezogenen potentiellen Evapotranspirationswerte aus dem digitalen hydrologischen Atlas Österreichs (DigHAO) liegen mit rund 600 mm pro Jahr nennenswert darunter. Die jährlichen potentiellen Evapotranspirationsraten nach Hargreaves und Thornthwaite nehmen über 1000 m ü.A. aufgrund der Temperaturabhängigkeit stark ab, mit minimalen Werten in hochalpinen Lagen um 200 mm pro Jahr. Die potentielle Evapotranspiration aus dem DigHAO nimmt mit der Höhe noch stärker ab, mit minimalen Werten um 100 mm pro Jahr. Die ASCE-Penman-Monteith-Ergebnisse nehmen zwar mit der Höhe ebenfalls ab, die Abnahme ist allerdings deutlich geringer. Laut dem ASCE-Penman-Monteith-Ansatz beträgt die potentielle Evapotranspiration in Lagen über 1500 m ü.A. immer noch rund 600 mm pro Jahr und ist damit um ein vielfaches höher, als die anderen Ergebnisse. Dies kann damit erklärt werden, dass die den Evapotranspirationsprozess beeinflussenden meteorologischen Parameter Globalstrahlung und Windgeschwindigkeit mit der Höhe zunehmen und die relative Feuchte abnimmt. Diese meteorologischen Parameter werden bei der Methode nach ASCE-Penman-Monteith berücksichtigt, was auch die weniger starke Abnahme mit der Höhe im Vergleich zu den Temperaturmethoden erklärt. Die Verwendung der Lufttemperatur als Ersatzwert, wie dies bei Hargreaves und Thornthwaite der Fall ist, ist somit, vor allem in höheren Lagen mit niedrigen Temperaturen, unzulänglich, um die potentielle Evapotranspiration zu berechnen.

Bezogen auf Gesamtösterreich ergeben sich folgende jährliche potentielle Evapotranspirationssummen:

- ASCE-Penman-Monteith: 743 mm
- Hargreaves: 695 mm
- Thornthwaite: 629 mm
- DigHAO: 564 mm

Bezogen auf den ASCE-Penman-Monteith-Ansatz finden sich hier somit nennenswerte Unterschiede von -6.5 % (Hargreaves), -15.3 % (Thornthwaite) und -24.1 % (DigHAO).

Relevant für wasserwirtschaftliche Fragestellungen oder hydrologische Modellierungen ist die aktuelle Evapotranspiration, die die tatsächliche Wasserverfügbarkeit berücksichtigt. Auf Basis der hier vorgestellten Berechnungsmethoden der potentiellen Evapotranspiration wurden von Herrnegger und Nachtnebel (2011) für 791 Standorte in Österreich die aktuelle Evapotranspiration berechnet. Aus diesen Ergebnissen wurden anschließend, nach Höhenklassen gewichtet, österreichweite Mittelwerte hochgerechnet. Daraus ergeben sich folgende mittlere jährliche aktuelle Evapotranspirationssummen:

- ASCE-Penman-Monteith: 511 mm
- Hargreaves: 489 mm
- Thornthwaite: 467 mm

Bezogen auf die ASCE-Penman-Monteith-Resultate ergeben sich somit Unterschiede von -4.3 % (Hargreaves) und -8.5 % (Thornthwaite) in den jährlichen aktuellen Evapotranspirationssummen.

Im Vergleich zur potentiellen Evapotranspiration sind die Differenzen in der aktuellen Evapotranspiration zwischen den unterschiedlichen Methoden kleiner. Dies liegt vor allem an der limitierend wirkenden Bodenfeuchte in tieferen Lagen und der Schneebedeckung in höheren Lagen. Lokal und vor allem in höheren Lagen ab 1500 m sind allerdings deutlich größere Abweichungen zu erwarten.

7. Schlussfolgerungen und Ausblick

Unter allen beobachteten hydrologischen Variablen ist der Abfluss mit der geringsten Unsicherheit behaftet. Im Gegensatz dazu ist die Niederschlagsmessung und die Berechnung von Gebietsniederschlägen mit deutlich größeren Unsicherheiten verbunden. Die präsentierten Methoden erlauben daher über ein inverses Niederschlag-Abfluss-Modell auf Basis von Abflussbeobachtungen Gebietsniederschläge zu berechnen. Die Anwendung und Überprüfung des inversen Modells in zwei voneinander unabhängigen Einzugsgebieten zeigt, dass die invers simulierten Gebietsniederschläge im Vergleich zu Stationsmessungen eine ähnliche Güte und Qualität aufweisen, wie die von der Modellierung gänzlich unabhängigen INCA-Niederschlagsanalysen der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik. Die Erweiterung des inversen Modells mit einem Filter konnte die Güte des inversen Niederschlages nochmals verbessern.

Aus hydrologischer Sicht wäre eine Anwendung des inversen Modells in einem Versuchseinzugsgebiet, in dem sämtliche Wasserbilanzgrößen umfassend beobachtet werden, interessant. Neben der aktuellen Evapotranspiration und des Niederschlages an mehreren Orten, sollte dabei auch der Niederschlagsbeitrag aus Nebel und Tau erfasst werden. Mit dieser soliden Beobachtung des Wasserkreislaufes könnte eine umfassendere Überprüfung des inversen Gebietsniederschlages und anderer Modellgrößen erfolgen. Weiters sollte im Zuge dieser Anwendung der Einfluss der Modellparameter bzw. die Parametersensitivität auf den inversen Gebietsniederschlag systematisch analysiert werden.

Das inverse Modell stellt eine direkte Schnittstelle zwischen Hydrologie und Meteorologie dar, für die Schätzungen des Gebietsniederschlages wertvolle Informationen darstellen. Dazu zählt die Berücksichtigung der inversen Gebietsniederschläge in meteorologischen Analysen oder sonstiger Interpolationen des Niederschlages. Es ist vorstellbar, inverse Gebietsniederschläge zur Validierung von Niederschlagsfeldern zu verwenden, um unterschiedliche Parametrisierungen von flächigen Niederschlagsberechnungen zu überprüfen. Die konventionelle Validierung von Niederschlagsfeldern mittels Stationsdaten, wie dies beispielsweise bei der Kreuzvalidierung gemacht wird, ist in der Aussagekraft insofern beschränkt und problematisch, als dass nur eine äußerst geringe Stichprobe zur Verfügung steht, um eine große Fläche zu überprüfen. Eine weitere mögliche Anwendung des inversen Modells besteht im Bereich der Online-Hochwasserprognose. Die folgenden Erläuterungen beziehen sich auf österreichische Prognosesysteme, da der Verfasser mit diesen vertraut ist. Eine Anwendung in anderen Systemen ist aber durchaus denkbar.

Bei in Betrieb befindlichen Hochwasserprognosesystemen in Österreich, die auf kontinuierlichen N-A-Modellen und INCA-Daten der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik als Eingangsdaten beruhen, kann man zwischen einem Analyselauf und einem anschließenden Prognoselauf unterscheiden. Im Analyselauf wird das N-A-Modell mit Inputdaten betrieben, die auf Stationsmessungen und Radardaten beruhen (INCA-Analysen). Im Prognoselauf werden auf Basis prognostizierter Niederschläge und Lufttemperaturen Abflüsse berechnet. Dabei unterscheidet man (i) den Zeitraum der Kurzfristprognose bis etwa +6 h in die Zukunft (Nowcasting-Bereich) und (ii) die längerfristige Prognose bis +48 h oder +72 h in die Zukunft.

Bei N-A-Modellierungen, bei denen INCA-Niederschlagsanalysen zur Anwendung gekommen sind, hat sich gezeigt, dass Hochwasserspitzen in der Simulation häufig unterschätzt werden. Neben möglichen Modelldefiziten, kann die Ursache auch in der Niederschlagsschätzung an sich liegen. Vor allem die geringe Messnetzdichte, Messfehler in der Beobachtung, die beschränkte Reichweite und Gewichtung des Niederschlagsradars in alpinem Gelände, sowie Modellfehler bei der Interpolation können als Unsicherheitsfaktoren bei der flächigen Niederschlagsschätzung identifiziert werden. Die Gebietsniederschläge aus dem inversen Modell weisen bei Hochwasserereignissen häufig auf höhere Niederschlagsintensitäten und Niederschlagssummen im Vergleich zu den Beobachtungen hin. Eine Berücksichtigung der inversen Gebietsniederschläge bei der INCA-Niederschlagsanalyse kann daher zu einer Verbesserung der Hochwasservorhersage führen. Dafür sollten, neben den Stationsmessungen und Radardaten, auch die inversen Gebietsniederschläge bei der Berechnung der Niederschlagsanalysen berücksichtigt werden. Die Niederschlagsanalysen, die ausschließlich auf Messungen beruhen, dienen als Grundlage für die Extrapolation des Niederschlagfeldes im Nowcasting-Bereich. Unter der Annahme, dass die inversen Niederschlagsschätzungen zu einer Verbesserung der Niederschlagsanalyse an sich führen, kann davon ausgegangen werden, dass es auch in der Kurzfristprognose (Nowcasting-Bereich), bei der die Extrapolation der beobachteten Niederschläge eine wesentliche Rolle spielt, zu Verbesserungen kommt.

Eine weitere Anwendungsmöglichkeit des inversen Modells besteht in der Nachführung von Systemzuständen von Hochwasserprognosemodellen. Ein Problem der Hochwasservorhersage mit kontinuierlichen N-A-Modellen besteht darin, dass die Abflusssimulation häufig nicht direkt an die Beobachtung anschließt. Dies ist einerseits ein ästhetisches Defizit und andererseits weist es auf potentielle Fehler in den Systemzuständen der N-A-Modelle hin. Die kontinuierliche Simulation mit dem inversen Modell garantiert meist Systemzustände, die eine Abflusssimulation zur Folge haben, die dem beobachteten Abfluss entspricht. Die Übertragung der Systemzustände eines parallel betriebenen inversen Modells in ein konventionell Hochwasservorhersagemodell würde daher garantieren, dass (1) die Abflusssimulation direkt an die Beobachtung anschließt und (2) die nachgeführten Systemzustände eine bessere Prognose zur Folge haben. Abbildung 129 zeigt beispielhaft, wie sich die Nachführung der Systemzustände auf den simulierten Hochwasserabfluss auswirkt. Im Vergleich zum beobachteten Hochwasserscheitelabfluss von rund 27 m³/s (schwarze Linie; QOBS) beträgt die Referenzsimulation (rote Linie; Base_QSIM) rund 17 m³/s und unterschätzt die Beobachtung somit um ca. 40 %. Die Nachführungen der Systemzustände vor dem 07.08. 06:00 bewirken keine nennenswerten Verbesserungen in der Simulation (U1_QSIM bis U3_QSIM). Erst die Nachführungen der Systemzustände während des ansteigenden Astes führen zu signifikanten Verbesserungen in der Hochwassersimulation, wobei der Hochwasserscheitel im 5. Update-Lauf (grüne Linie; U5_QSIM) 22 m³/s beträgt. Die beobachtete Spitze wird zwar immer noch um 19 % unterschätzt, im Vergleich zur Referenzsimulation ist es aber zu einer deutlichen Verbesserung gekommen.

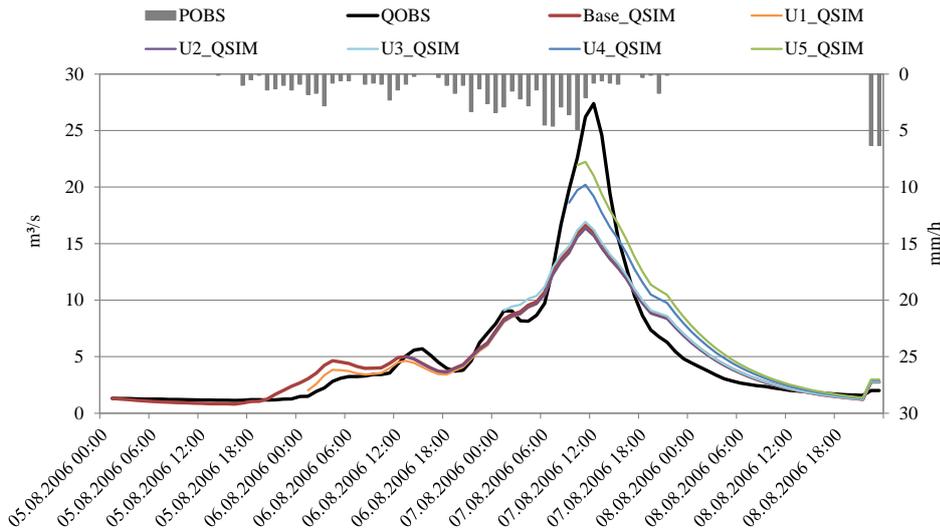


Abbildung 129: Verbesserungen in der Abflusssimulation des Vorwärtsmodells aufgrund der Nachführung der Systemzustände aus dem inversen Modell

Abbildung 130 zeigt schematisch, wie das inverse Modell mit dem Ziel der Nachführung des inversen Gebietsniederschlages (P_{inv}) und der Systemzustände (S_{inv}) in einem Hochwasserprognosesystem implementiert werden könnte.

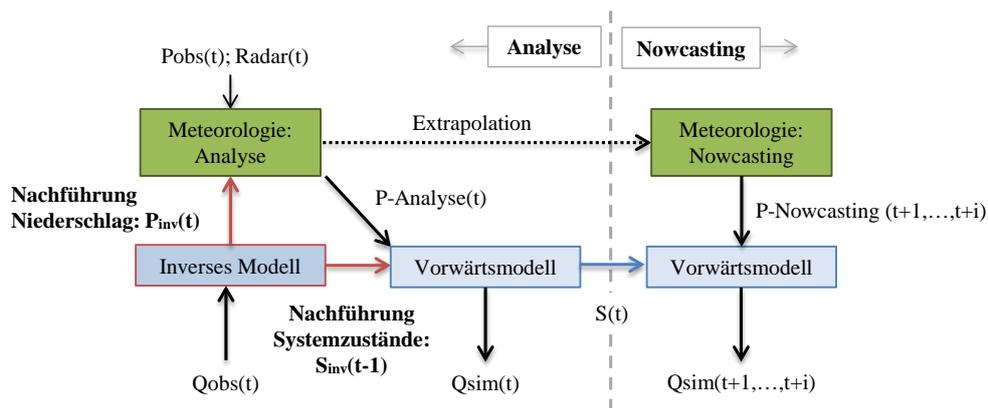


Abbildung 130: Schematische Darstellung der Nachführung des Niederschlages und der Systemzustände des inversen Modells im Prognosesystem

Von der Implementierung des inversen Modells sind Verbesserungen in der Hochwasser- und der Abflussvorhersage im Allgemeinen zu erwarten. Für die praktische Umsetzung sind seitens der Meteorologie und Hydrologie methodische Details zu entwickeln und Einschränkungen des inversen Modells zu berücksichtigen. Das inverse Modell kann nur in schneefreien Perioden für die Schätzung von Gebietsniederschlägen herangezogen werden. Die Nachführung des Niederschlages ist somit auf Sommermonate beschränkt. Die Nachführung der Systemzustände im Vorwärtsmodell kann im Gegensatz dazu immer durchgeführt werden. Die Modellierung mit dem inversen Modell kann ausschließlich als flächenaggregiertes Modell erfolgen. Daraus ergeben sich zwei Herausforderungen: (i) Die maximale Einzugsgebietsfläche, die mit einem flächenaggregierten Modell abgebildet werden kann, ist unter anderem Abhängig von der naturräumlichen Heterogenität (Landnutzung, Geologie, Topographie) eines Einzugsgebietes. Die maximale modellierbare Größe kann daher von vornherein nicht festgelegt werden und muss individuell überprüft werden. (ii) Da die in der Hochwasserprognose

verwendeten Modelle flächenverteilt sind, muss eine Methodik entwickelt werden, um bei der Nachführung der Systemzustände eine sinnvolle Übertragung der inversen Systemzustände auf die verteilten Zonen des Vorwärtsmodells zu gewährleisten. Die Anwendung des inversen Modells wurde bisher systematisch nur in Oberlauf Einzugsgebieten (headwater basins) geprüft. Die Anwendung auf größere Gebiete mit Zwischeneinzugsgebieten ist möglich, wurde aber noch nicht systematisch untersucht. Es ist allerdings davon auszugehen, dass die Unsicherheit der inversen Niederschlagsschätzung bei diesen Gebieten zunehmen wird.

Neben dem Themenbereich der inversen Modellierung wurden Berechnungsergebnisse für unterschiedliche Berechnungsmethoden der potentiellen Evapotranspiration präsentiert. Die gezeigten Ergebnisse weisen auf signifikante Defizite von lufttemperaturbasierten Methoden zur Berechnung der potentiellen Evapotranspiration hin. Vor allem in höher gelegenen Regionen erscheint die Lufttemperatur als Ersatzwert nicht auszureichen, um die, den Evapotranspirationsprozess bestimmenden Parameter, Globalstrahlung, Windgeschwindigkeit und relative Feuchte zu ersetzen. Messungen in diesen Bereichen sollten durchgeführt werden, um diese Hypothesen zu überprüfen. Dennoch wird, vor allem für höher gelegene Regionen über 1500 m empfohlen, energiebilanzbasierte Methoden, wie der angewendete Ansatz nach ASCE-Penman-Monteith, zu verwenden.

8. Verzeichnisse

8.1 Literaturverzeichnis

- Ahrens, B., Jasper, K., Gurtz J., 2003. On ALADIN rainfall modeling and validation in an Alpine watershed. *Annales Geophysicae*, 21, 627–637.
- Aitken, A., 1926. On Bernoulli's numerical solution of algebraic equations. *Proceedings of the Royal Society of Edinburgh* (1926) 46 pp. 289–305.
- Allen, R.G., Pereira, L.S., Raes, D., Smith, M., 1998. Crop evapotranspiration: guidelines for computing crop water requirements. FAO Irrigation and Drainage Paper No. 56. Rom, Italien.
- ASCE-EWRI, 2002 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. ASCE-EWRI, 1801 Alexander Bell Drive, Reston, VA, 20191–4400, 173 pp.
- Bergström, S., 1995. The HBV model, in: Singh, V.P. (Ed.), *Computer Models of Watershed Hydrology*. Water Resources Publications, Highland Ranch CO, USA, pp. 443-476.
- Beven, K., Binley, A., 1992. The future of distributed models: Model calibration and uncertainty prediction. *Hydrol. Process.* 6(3), 279-298.
- Bica, B., Herrnegger, M., Kann, A., Nachtnebel, H. P., 2011. HYDROCAST – Enhanced Estimation of Areal Rainfall by Combining a Meteorological Nowcasting System with a Hydrological Model. Abschlussbericht, Österreichische Akademie der Wissenschaften. Doi:10.1553/hydrocast2011.
- BMLFUW, 2009. Hydrographisches Jahrbuch von Österreich 2009, Abteilung VII 3 - Wasserhaushalt im Bundesministerium für Land und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft, Wien.
- BMLFUW (Hrsg.), 2005. Hydrologischer Atlas Österreichs, 2. Lieferung, Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft, Wien.
- Borga, M., 2002. Accuracy of radar rainfall estimates for streamflow simulation. *J. Hydrol.* 267, 26–39.
- Brent, R. P., 1973. *Algorithms for Minimization without Derivatives*. Englewood Cliffs, NJ: Prentice-Hall.
- Ciach G.J. Krajewski, W.F., 1999. On the estimation of radar rainfall error variance. *Adv. Water Resour.* 22 (6), 585-595.
- de Jong, C., List, F., Ergenzinger, C., 2002. Experimental hydrological analyses in the Dischma based on daily and seasonal evaporation. *Nord. Hydrol.* 33(1), 1–14.
- Dobesch H., 2003. Mittlere potentielle Jahresverdunstung. In: BMLFUW (Hrsg.) 2005: Hydrologischer Atlas Österreichs, 2. Lieferung, Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft, Wien.
- Doorenbos, J., Pruitt, W.O., 1977. Crop water requirements. FAO Irrigation and Drainage Paper No. 24, Rom.
- Duan, Q., Sorooshian, S., Gupta, V.K., 1992. Effective and Efficient Global Optimization for Conceptual Rainfall-runoff Models. *Water Resour. Res.* 28(4), 1015-1031.
- DVWK, 1996. Ermittlung der Verdunstung von Land- und Wasserflächen. Merkblätter der Wasserwirtschaft, 238/1996, Bonn.
- Eder, G., Fuchs, M., Nachtnebel, H.P., Loibl, W., 2005. Semi-distributed modelling of the monthly water balance in an alpine catchment. *Hydrol. Processes* 19, 2339–2360.
- Elias, V., Tesar, M., Buchtele, J., 1995. Occult precipitation: sampling, chemical analysis and process modeling in the Sumava Mts. (Czech Republic) and in the Taunus Mts. (Germany). *J. Hydrol.* 166, 409–420.

- Fekete, B.M., Vorosmarty, C.J., Roads, J.O., Willmot C.J., 2004. Uncertainties in precipitation and their impacts on runoff estimates, *J. Clim.* 17, 294–304.
- Fuchs, M., 1998. Modeling snowmelt-runoff in an alpine watershed. Diplomarbeit an der Universität für Bodenkultur, Wien.
- Geman, S., Geman, D., 1984. Stochastic relaxation, Gibbs distributions and the Bayesian restoration of images. *IEEE Trans. Pattern Anal. Mach. Intell.* 6 721–741.
- 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.
- Haiden, T., Kann, A., Wittman, C., Pistotnik, G., Bica, B., Gruber, C., 2011. The Integrated Nowcasting through Comprehensive Analysis (INCA) system and its validation over the Eastern Alpine region. *Wea. Forecasting* 26, 166-183, doi: 10.1175/2010WAF2222451.1.
- Haiden, T., Pistotnik, G., 2009. Intensity-dependent parameterization of elevation effects in precipitation analysis. *Adv. Geosci.* 20, 33-38.
- Hargreaves, G.H., Samani, Z.A., 1982. Estimating potential evapotranspiration. *J. Irrigation Drainage Div.* 108, 225–230.
- Hastings, W., 1970. Monte Carlo sampling methods using Markov chains and their application. *Biometrika* 57 97–109.
- Herrnegger, M., Nachtnebel, H.P., 2011. Wasserbilanzkomponente Verdunstung: Schätzung der vernachlässigten Größe mittels Verwendung hochaufgelöster meteorologischer Inputdaten für Österreich. In: Günter Blöschl und Ralf Merz (Hrsg.), *Hydrologie & Wasserwirtschaft - von der Theorie zur Praxis Beiträge zum Tag der Hydrologie 2011 24./25. März 2011 an der Technischen Universität Wien, Forum für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung; Heft 30.11; ISBN 978-3-941897-79-3; S. 361 [Poster].*
- Herrnegger, M., Nachtnebel, H.P.; Haiden, T., 2012. Evapotranspiration in high alpine catchments - an important part of the water balance! *Hydrol. Res.* 2012; 43(4): 460-475.
- Hiebl, J., Auer, I., Böhm, R., Schöner, W., Maugeri, M., Lentini, G., Spinoni, J., Brunetti, M., Nanni, T., Percec Tadic, M., Bihari, Z., Dolinar, M., Müller-Westermeier, G., 2009. A high-resolution 1961–1990 monthly temperature climatology for the greater Alpine region. *Meteorologische Zeitschrift*, Vol. 18, No. 5, DOI: 10.1127/0941-2948/2009/0403.
- Hino, M., Hasabe, M., 1981. Analysis of hydrologic characteristics from runoff data – A hydrologic inverse problem. *J. Hydrol.*, 49, 287-313.
- Irmak, S., Howell, R T., Allen, A.G., Payero, J.O., Martin, D.L., 2005. Standardized ASCE Penman-Monteith: impact of sum-of-hourly vs. 24-h-timestep computations at reference weather stations. *Trans. ASAE*, 48 (3).
- Jacobs, A.F.G., Heusinkveld, B.G., Berkowicz, S.M., 2008. Passive dew collection in a grassland area, The Netherlands. *Atmos. Res.* 87 (2008) 377–385.
- Jacobs, A.F.G., Heusinkveld, B.G., Wichink Kruit, R.J., 2006. Contribution of dew to the water budget of a grassland area in the Netherlands. *Water Resour. Res.* 42, W03415, doi:10.1029/2005WR004055.
- Japser, K., Gurtz, J., Lang, H., 2002. Advanced flood forecasting in Alpine watersheds by coupling meteorological observations and forecasts with a distributed hydrological model. *J. Hydrol.*, 267, 40-52.
- Jasper, K., Kaufmann, P., 2003. Coupled runoff simulations as validation tools for atmospheric models at the regional scale. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 129, 673-692.
- Kabas, T., Kirchengast, G., 2009. WegenerNet – Klimastationsnetz Region Feldbach: Ein Pionierexperiment. *ÖGM bulletin* 2009/1. Verfügbar unter http://www.uni-graz.at/igam7www_oegm-bulletin_1-2009_s14-18_wegenernet.pdf.
- Klemm, O., Wrzesinski, T., 2007. Fog deposition fluxes of water and ions to a mountainous site in Central Europe. *Tellus* 59, 705-714.

- Kling, H., 2002. Development of tools for a semi-distributed runoff model. Diplomarbeit, Institut für Wasserwirtschaft, Hydrologie und konstruktiven Wasserbau, Universität für Bodenkultur Wien, Österreich.
- Kling, H., 2006. Spatio-Temporal modelling of the water balance of Austria, Dissertation, Institut für Wasserwirtschaft, Hydrologie und konstruktiven Wasserbau, Universität für Bodenkultur Wien, Österreich. Verfügbar unter <http://iwhw.boku.ac.at/dissertationen/kling.pdf>.
- Kling, H., Nachtnebel, H.P., 2009. A method for the regional estimation of runoff separation parameters for hydrological modelling, *J. Hydrol.* 364, 163–174.
- Kuczera, G., Kavetski, D., Franks, S., Thyer, M., 2006. Towards a Bayesian total error analysis of conceptual rainfall-runoff models: Characterising model error using storm-dependent parameter. *J. Hydrol.* 331(1-2), 161–177.
- Kunstmann, H., Stadler, C., 2005. High resolution distributed atmospheric-hydrological modeling for Alpine catchments. *J. Hydrol.* 314, 105-124.
- Kirchner, J.W., 2009. Catchments as simple dynamical systems: Catchment characterization, rainfall-runoff modeling, and doing hydrology backward. *Water Resour. Res.* 45, W02429, doi:10.1029/2008WR006912.
- Krajewski, W.F., Smith, J.A., 2002. Radar hydrology: rainfall estimation. *Adv. Water Resources.* 25, 1387-13.
- Krier, R., Matgen, P., Goergen, K., Pfister, L., Hoffmann, L., Kirchner, J. W., Uhlenbrook, S., Savenije, H. H. G., 2012. Inferring catchment precipitation by doing hydrology backward: A test in 24 small and mesoscale catchments in Luxembourg, *Water Resour. Res.*, 48, W10525, doi:10.1029/2011WR010657.
- Lanthaler, C., 2004. Lysimeter Stations and Soil Hydrology Measuring Sites in Europe - Purpose, Equipment, Research Results, Future Developments. Master thesis, School of Natural Sciences at the Karl-Franzens-University Graz, Austria. (http://www.lysimeter.at/Publikationen/THESIS_LYSIMETERS.pdf).
- Metropolis, N., Rosenbluth, A., Rosenbluth, M., Teller, A. and Teller, E., 1953. Equations of state calculations by fast computing machines. *J. Chem. Phys.* 21 1087–1092.
- Mileta, M., Likso, T., 2010. Fog water collection with SFC on the mountain Velebit (Croatia) during the period 2000-2009. 5th International Conference on Fog, Fog Collection and Dew. Münster, Germany, 25–30 July 2010.
- Monteith, J.L., Unsworth, M.H., 1990. *Principles of Environmental Physics*, 2nd Ed., Edward Arnold, New York.
- Muller, D.E., 1956. A Method for Solving Algebraic Equations Using an Automatic Computer. *Mathematical Tables and Other Aids to Computation*, 10 (1956), 208-215.
- Nachtnebel, H.P., Baumung, S., Lettl, W., 1993. Abflußprognosemodell für das Einzugsgebiet der Enns und der Steyr. Arbeitsbericht, Institut für Wasserwirtschaft, Hydrologie und konstruktiven Wasserbau, Universität für Bodenkultur Wien, Österreich.
- Nachtnebel, H.P., Herrnegger, M., Kahl, B., Hepp, G., 2010. Meteorologisch-hydrologisches Warnsystem Steyr: Endbericht und Technische Dokumentation, Teil 3 - Hydrologische Abflussmodellierung. Amt der OÖ Landesregierung - Abteilung Wasserwirtschaft, Schutzwasserwirtschaft und Hydrographie, 197.
- Nachtnebel, H.P., Senoner, T., 2012. HWP Traisen - Inputanalyse und Modellvalidierung. Amt der NÖ Landesregierung, 77.
- Nachtnebel, H.P., Senoner, T., Stanzel, P., Kahl, B., Herrnegger, M., Haberl, U., Pfaffenwimmer, T., 2009. Inflow prediction system for the Hydropower Plant Gabčíkovo, Part 3 - Hydrologic Modelling. Slovenské elektrárne, a.s. Bratislava, 139.
- Nash, J.E., Sutcliffe, J.V., 1970. River flow forecasting through conceptual models. Part I: A discussion of principles. *J. Hydrol.* 10, 282–290.
- Neuwirth, F., 1975. Die Abhängigkeit der Verdunstung einer freien Wasserfläche (Neusiedler See) von meteorologischen Einzelementen. *Arch. Met. Geoph. Biokl., Ser. A*, 24, 53-67, Springer.

- Pelletier, M.P., 1987. Uncertainties in the determination of river discharge: a literature review, *Can. J. Civ. Eng.* 15, 834–850.
- Penman, H.L., 1956. Evaporation: An introductory survey. *Neth. J. Agr. Sc.* 4.: 9-29.
- 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. *J. Hydrol.* 242, 275–301.
- Prada, S., de Sequeira, M.M., Figueira, C., da Silva, M.O., 2009. Fog precipitation and rainfall interception in the natural forests of Madeira Island (Portugal). *Agric. Forest Meteorol.* 149 (2009) 1179–1187. doi:10.1016/j.agrformet.2009.02.010
- Press, W.H., Teukolsky, S.A., Vetterling, W.T., Flannery, B.P., 1992. *Numerical Recipes in FORTRAN, The Art of Scientific Computing*, 965 pp., Cambridge Univ. Press, New York.
- Ridders, C.J.F., 1979. *IEEE Transactions on Circuits and Systems*, vol. CAS-26, pp. 979–980.
- Robert, C., Casella, G., 2011. A Short History of Markov Chain Monte Carlo: Subjective Recollections from Incomplete Data. *Statistical Science*, Vol. 26, No. 1, 102-115.
- Ruckdeschel, F.R., 1981. *Basic Scientific Subroutines, Volume II*. Byte Books/McGraw-Hill. New York, USA.
- Schaumberger, A., 2011. *Räumliche Modelle zur Vegetations- und Ertragsdynamik im Wirtschaftsgrünland*. Dissertation, Lehr- und Forschungszentrum für Landwirtschaft Raumberg-Gumpenstein, Irdning, Österreich
- Seibert, J., Morén, A.-S., 1999. Reducing systematic errors in rainfall measurements using a new type of gauge. *Agric. Forest Meteorol.* 98–99, 341–348.
- Sevruk, B., 1981. *Methodische Untersuchungen des systematischen Messfehlers der Hellmann-Regenmesser im Sommerhalbjahr in der Schweiz*. Zürich, Eidgenöss. Techn. Hochsch., Dissertation. Zürich, Schweiz.
- Sevruk, B., 1986. Correction of precipitation measurements. *Proc. Workshop on the Correction of Precipitation Measurements*. In: *Zürcher Geographische Schriften*, ETH Zurich, no. 23 (1986), p. 289.
- Sevruk, B., Nespor, V., 1998. Empirical and theoretical assessment of the wind induced error of rain measurement. *Water Sci. Technol.* 37(11), 171–178.
- Simoni, S., Padoan, S., Nadeau, D.F., Diebold, M., Porporato, A., Barrenetxea, G., Ingelrest, F., Vetterli, M., Parlange, M.B., 2011. Hydrologic response of an alpine watershed: Application of a meteorological wireless sensor network to understand streamflow generation, *Water Resour. Res.* 47, W10524, doi:10.1029/2011WR010730.
- Stanzel, Ph., 2012. *Ereignisbasierte Modelldiagnose von Niederschlag-Abfluss-Modellstrukturen*. Dissertation, Institut für Wasserwirtschaft, Hydrologie und konstruktiven Wasserbau, Universität für Bodenkultur Wien, Österreich.
- Stanzel, Ph., Kahl, B., Haberl, U., Herrnegger, M., Nachtnebel, H.-P., 2008. Continuous hydrological modeling in the context of real time flood forecasting in alpine Danube tributary catchments, *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*, 4, 012005; ISSN 1755-1315.
- 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., 1993. On the weights of precipitation stations. in: O’Kane, J.P. (Ed.), *Advances in Theoretical Hydrology*, Amsterdam, pp. 59–74.
- Thornthwaite, C. W., Mather, J. R., 1957. Instructions and tables for computing potential evapotranspiration and the water balance. *Publ. Climatol.* 10 (3), 311.
- Todorovic, M., 1999. Single-layer evapotranspiration model with variable canopy resistance. *J. Irrig. Drainage Eng.* 125 (5), 235–245.
- Valéry, A., Andréassian, V., Perrin, C., 2010. Regionalisation of rainfall and air temperature over high-altitude catchments – learning from outliers. *Hydrol. Sci. J.* 55(6), 928–940

Valéry, A., Andréassian, V., Perrin, C., 2009. Inverting the hydrological cycle: when streamflow measurements help assess altitudinal precipitation gradients in mountain areas. In: *New Approaches to Hydrological Prediction in Data-sparse Regions*, 281–286. IAHS Publ. 333. Verfügbar unter <http://iahs.info/redbooks/333.htm>.

van Genuchten, M.Th., 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am J.* 44, 892-898.

Vrugt, J.A., ter Braak, C.J.F., Clark, M.P., Hyman, J.M., Robinson B.A., 2008a. Treatment of input uncertainty in hydrologic modeling: Doing hydrology backward with Markov chain Monte Carlo simulation, *Water Resour. Res.*, 44, W00B09, doi:10.1029/2007WR006720.

Vrugt, J.A., ter Braak, C.J.F., Gupta, H., Robinson, B., 2008b. Equifinality of formal (DREAM) and informal (GLUE) Bayesian approaches in hydrologic modeling? *Stoch. Env. Res. Risk A.* 23, 1011-1026.

Wood, S.J., Jones, D.A., Moore, R.J., 2000. Accuracy of rainfall measurement for scales of hydrological interest. *Hydrol. Earth Syst. Sc.* 4(4), 531-543

8.2 Tabellenverzeichnis

Tabelle 1: Messfehler bei der Niederschlagsmessung.....	1
Tabelle 2: Modellparameter. Parameter in kursiv werden bei den numerischen Experimenten variiert	11
Tabelle 3: Modellvariablen und Systemzustände.....	11
Tabelle 4: Getestete Algorithmen zur iterativen Bestimmung der Nullstelle. Die Rechenzeit bezieht sich auf 2500 Zeitschritte.....	19
Tabelle 5: Einzugsgebietscharakteristika (Quelle: ¹ BMLFUW, 2005; ² BMLFUW, 2009)	38
Tabelle 6: Angepasste Parameterbereiche für Modell M2	67
Tabelle 7: Optimierte Modellparameter	69

8.3 Abbildungsverzeichnis

Abbildung 1: Niederschlagsstreuung für ein rund 15 km ² großes Gebiet, ausgestattet mit 15 Niederschlags-messer: 60-min-Summen (links) und Monatssummen (rechts).....	2
Abbildung 2: Signifikante Unterschätzung des beobachteten Abflusses bei der N-A-Modellierung aufgrund der unzulänglichen Erfassung des Gebietsniederschlags (Pegel Klaus / Steyr; Bica et al., 2011).....	2
Abbildung 3: Unterschätzung des Hochwasserabflusses bei der Hochwasserprognose (Pegel Haxenmühle / Halbach, Traisengebiet; Nachtnebel und Senoner, 2012)	3
Abbildung 4: Modellstruktur von M1 (links) und M2 (rechts), inkl. Parameter, Variablen und Systemzustände	11
Abbildung 5: Schematische Darstellung der Zustandsformulierung mit Systemzustand S, Input I, Output O und Zeit t.....	12
Abbildung 6: Nichtlineare Perkolation: Anteil des Parameters KBF als Funktion der Bodenfeuchte (BW0/M) und des Parameters PEX2.....	15
Abbildung 7: Berechnungsprozedere der Output-Variablen und Systemzustände der Speicherkaskade des inversen Modells M1 mit QVS0 _t als Input.....	17
Abbildung 8: Schematische Darstellung des im Iterationsalgorithmus eingebetteten Modell M2	19
Abbildung 9: Iterative Bestimmung des Niederschlages mittels Brent-Verfahren für einen Modellzeitschritt.....	20
Abbildung 10: Überprüfung der inversen Modelle mittels numerischen Experimenten. Alle Variablen werden für jeden Monte Carlo Lauf, in dem die Modellparameter θ variiert werden, berechnet.	21
Abbildung 11: Parameterkalibrierung und Berechnungsschema	22
Abbildung 12: INCA-Domäne und Österreich als Untersuchungsgebiet der potentiellen Evapotranspiration, inkl. Topographie	28

Abbildung 13: ZAMG-Messnetz (Quelle: www.zamg.ac.at).....	29
Abbildung 14: Mittlere Jahrestemperatur in der Berechnungsperiode 2007 – 2009.....	30
Abbildung 15: Beziehung der mittleren Jahrestemperatur zur Höhe	31
Abbildung 16: Mittlere Globalstrahlung in der Berechnungsperiode 2007 – 2009	32
Abbildung 17: Beziehung der mittleren jährlichen Globalstrahlung zur Höhe.....	32
Abbildung 18: Globalstrahlung am 15.08.2007 17:00 (hellere bzw. weiße Flächen weisen Gebiete mit niedriger Globalstrahlung aus)	33
Abbildung 19: Mittlere relative Feuchte in der Berechnungsperiode 2007 – 2009	33
Abbildung 20: Beziehung der mittleren jährlichen relativen Feuchte zur Höhe	34
Abbildung 21: Mittlere Windgeschwindigkeit in der Berechnungsperiode 2007 – 2009.....	35
Abbildung 22: Beziehung der mittleren jährlichen Windgeschwindigkeit zur Höhe.....	35
Abbildung 23: Langjährige mittlere Lufttemperatur (1961 -1990) für Österreich (Hiebl et al., 2009). 36	
Abbildung 24: Höhenabhängigkeit der mittleren Jahrestemperatur für die INCA- und ECSN/HRT-GAR-Datensatz.....	36
Abbildung 25: Dichtefunktion der mittleren Jahrestemperatur für den INCA- und ECSN/HRT-GAR-Datensatz	36
Abbildung 26: Bewässertes Gras-Lysimeter Großenzersdorf	37
Abbildung 27: Untersuchungsgebiete - Krems und Schlieffau	38
Abbildung 28: Lage der meteorologischen Stationen und Pegel: Schlieffau (oben) und Krems (unten)39	
Abbildung 29: Landnutzung (oben) und Geologie (unten) der Untersuchungsgebiete (Quelle: BMLFUW, 2005)	39
Abbildung 30: Zeitliche Verlauf auf Basis von Stundendaten der gemessenen und berechneten potentiellen Evapotranspiration für den Zeitraum 22.8.2007 – 29.8.2007	43
Abbildung 31: Tagessummen der gemessenen und berechneten potentiellen Evapotranspiration für den Zeitraum 22.8.2007 – 29.8.2007.....	43
Abbildung 32: Vergleich der Stundensummen der gemessenen und berechneten potentiellen Evapotranspiration für das Jahr 2007	44
Abbildung 33: Vergleich der Tagessummen der gemessenen und berechneten potentiellen Evapotranspiration für das Jahr 2007	45
Abbildung 34: Simulationsgüte Nash-Sutcliffe-Efficiency (NSE) und lineare Korrelation (Corr) der unterschiedlichen potentiellen Evapotranspirationsmodelle.....	45
Abbildung 35: Mittlere jährliche potentielle Evapotranspiration für 2007-2009 nach ASCE-Penman-Monteith.....	47

Abbildung 36: Mittlere jährliche potentielle Evapotranspiration für 2007-2009 nach Hargreaves	48
Abbildung 37: Mittlere jährliche potentielle Evapotranspiration für 2007-2009 nach Thornthwaite...	49
Abbildung 38: Abhängigkeit des Wärmeindex J von der Seehöhe	50
Abbildung 39: ETP nach Thornthwaite in mm pro Stunde als Funktion der Lufttemperatur und unterschiedlicher Wärmeindiceswerte J	50
Abbildung 40: Mittlere jährliche potentielle Evapotranspiration der Jahre 1961-1990 aus dem DigHAO (BMLFUW, 2005)	51
Abbildung 41: Lage der Nord-Süd-Transecte West, Mitte und Ost.....	52
Abbildung 42: Transect West: Jahressummen der unterschiedlichen Evapotranspirationsrealisierungen	52
Abbildung 43: Transect Mitte: Jahressummen der unterschiedlichen Evapotranspirationsrealisierungen	53
Abbildung 44: Transect Ost: Jahressummen der unterschiedlichen Evapotranspirationsrealisierungen	54
Abbildung 45: Mittlere jährliche potentielle Evapotranspiration nach unterschiedlichen Methoden in Abhängigkeit der Höhe.....	55
Abbildung 46: Höhenabhängigkeit unterschiedlicher Realisierungen der potentiellen Evapotranspiration: Median über 100 m Klassen.....	56
Abbildung 47: Meteorologische Trends der Globalstrahlung (GL) und Windgeschwindigkeit (U) basierend auf mittleren Jahreswerten und 100 m Klassen.....	56
Abbildung 48: Meteorologische Trends der Lufttemperatur (LT) und relativen Feuchte (RH) basierend auf mittleren Jahreswerten und 100 m Klassen	56
Abbildung 49: Sensitivität der Eingangsgrößen Globalstrahlung (GL) und Wind auf die potentiellen Evapotranspiration nach ASCE-PM am Beispiel des Einzugsgebietes der Oberen Enns	57
Abbildung 50: Mittlere potentielle Evapotranspiration für Österreich auf Basis von rund 84.000 Berechnungspunkten.....	58
Abbildung 51: Mittlere potentielle und aktuelle Evapotranspiration für Österreich auf Basis von 791 Berechnungspunkten (PM – ASCE-PM; Harg – Hargreaves; Thorn – Thornthwaite) (aus Herrnegger und Nachtnebel, 2011).....	59
Abbildung 52: Simulation unterschiedlicher Modellvariablen mit dem inversen Modell M1: Vergleich Vorwärtsmodell und inverses Modell für eine zufällig gewählte Monte Carlo Realisierung (H1 und H2 = 0.).....	61
Abbildung 53: Zeitreihe des beobachteten und inversen Niederschlages für eine zufällig gewählte Monte Carlo Realisierung, inkl. Differenz, die 0 ist.....	62

Abbildung 54: Fehlerentstehung und -fortpflanzung im inversen Modell M1, nachdem im Speicher 2 der Schwellenwert ($H_2=4.6$ mm) unterschritten wird ((a) – Speicher 2; (b) – Speicher 1; (c) – Niederschlag).....	64
Abbildung 55: Aufschaukeln der Systemzustände in Speicher 1 und 2, was schließlich zu einem Programmabbruch führt ((a) – Speicher 2; (b) – Speicher 1; (c) – Niederschlag).....	64
Abbildung 56: Mittlerer quadratischer Fehler (MSE) zwischen beobachtetem und inversem Niederschlag aller Monte Carlo Realisierungen.....	65
Abbildung 57: Mittlerer quadratischer Fehler (MSE) zwischen Abfluss des Vorwärtsmodells (Q-vorwärts) und inversem Abfluss (Q-invers) aller Monte Carlo Realisierungen.....	66
Abbildung 58: Zeitreihen (a) des Bodenwassergehaltes (BWO) und (b) Niederschlages für den Modelllauf mit den größten Unterschieden zwischen inversem und Vorwärtsmodell.....	66
Abbildung 59: Gütekriterien lineare Korrelation (CORR) und Nash-Sutcliffe-Efficiency (NSE) der Kalibrierungsperiode für das Einzugsgebiet Schlieffau (links) und Krems (rechts).....	69
Abbildung 60: Beobachtete (QOBS) und simulierte (QSIM) Abflusshöhen, inkl. Differenzen, für die Einzugsgebiete Schlieffau (links) und Krems (rechts).....	70
Abbildung 61: Beobachteter Niederschlag (POBS), simulierte aktuelle Evapotranspiration (ETA) und Abflusshöhe (QSIM) für die Einzugsgebiete Schlieffau (links) und Krems (rechts).....	71
Abbildung 62: Zeitreihen des simulierten (QSIM) und beobachteten Abflusses (QOBS), sowie beobachteter Niederschlag (POBS) für das Schlieffau-Gebiet.....	72
Abbildung 63: Zeitreihen des simulierten (QSIM) und beobachteten Abflusses (QOBS), sowie beobachteten Niederschlag (POBS) für das Krems-Gebiet.....	72
Abbildung 64: Gebiet Schlieffau: Relative Häufigkeit des Verhältnisses zwischen beobachteten (QOBS; schwarze Linie) bzw. simulierten (QSIM; rote Linie) Abfluss und mittleren beobachteten Abfluss (MQobs).....	73
Abbildung 65: Überschreitungswahrscheinlichkeit des Abflusses für das Schlieffau-Gebiet (rot - simulierter Abfluss; schwarz - beobachteter Abfluss).....	73
Abbildung 66: Gebiet Krems: Relative Häufigkeit des Verhältnisses zwischen beobachteten (QOBS; schwarze Linie) bzw. simulierten (QSIM; rote Linie) Abfluss und mittleren beobachteten Abfluss (MQobs).....	74
Abbildung 67: Überschreitungswahrscheinlichkeit des Abflusses für das Schlieffau-Gebiet (rot - simulierter Abfluss; schwarz - beobachteter Abfluss). Die Ordinate (Abfluss) ist logarithmisch skaliert.....	74
Abbildung 68: Gütekriterien lineare Korrelation (CORR) und Nash-Sutcliffe-Efficiency (NSE) für die Validierungsperiode.....	75
Abbildung 69: Hydrographen der Validierungsperiode für das Schlieffau- (oben) bzw. Krems-Gebiet (unten).....	75

Abbildung 70: Inverses Modell: Gütekriterien lineare Korrelation (Corr) und Nash-Sutcliffe-Efficiency (NSE) für die Abflusssimulation für das Einzugsgebiet Schlieffau (links) und Krems (rechts).....	76
Abbildung 71: Inverses Modell: Beobachtete (QOBS) und simulierte (QSIM) Abflusshöhen, inkl. absoluter und relativer Differenzen, für die Einzugsgebiete Schlieffau (links) und Krems (rechts)	77
Abbildung 72: Vergleich der Wasserbilanzkomponenten des inversen und Vorwärtsmodells (Mittelwerte von 2006-2008) für die Einzugsgebiete Schlieffau und Krems; (Beobachteter Abfluss - QOBS; simulierter Abfluss - QSIM; Niederschlag - P; aktuelle Evapotranspiration - ETA).....	77
Abbildung 73: Inverses Modell - Schlieffau: Zeitreihen des simulierten (QSIM) und beobachteten Abflusses (QOBS), sowie kumulativen Fehlers (Cum.(Qsim-Qobs)).....	80
Abbildung 74: Inverses Modell - Krems: Zeitreihen des simulierten (QSIM) und beobachteten Abflusses (QOBS), sowie kumulativen Fehlers (Cum.(Qsim-Qobs)).....	80
Abbildung 75: Inverses Modell – Schlieffau: Simulation des Hochwasserereignisses vom September 2007	81
Abbildung 76: Inverses Modell: Überschreitungswahrscheinlichkeit des Abflusses für das Schlieffau- (links) bzw. Krems-Gebiet (rechts) (rot - simulierter Abfluss; schwarz - beobachteter Abfluss). Die Ordinate (Abfluss) ist logarithmisch skaliert	81
Abbildung 77: Summen in mm der unterschiedlichen Niederschlagsrealisierungen für das Schlieffau- (links) bzw. Krems-Gebiet (rechts) (Inverser Niederschlag – Invers-P; Stationsmessung – POBS; INCA – P_INCA)	83
Abbildung 78: Prozentuelle Differenz zwischen der Stationsmessung und den anderen Niederschlagsrealisierungen für das Schlieffau- (links) bzw. Krems-Gebiet (rechts) (Inverser Niederschlag – Invers-P; INCA – P_INCA).....	83
Abbildung 79: Kumulative Summen der unterschiedlichen Niederschlagsrealisierungen für das Schlieffau - Gebiet (Inverser Niederschlag – Invers-P; Stationsmessung – POBS; INCA – P_INCA).....	84
Abbildung 80: Kumulative Summen der unterschiedlichen Niederschlagsrealisierungen für das Krems - Gebiet (Inverser Niederschlag – Invers-P; Stationsmessung – POBS; INCA – P_INCA)	84
Abbildung 81: Lineare Korrelation zwischen Stationsmessung (POBS) und INCA-Niederschlag (P_INCA), sowie Stationsmessung (POBS) und inversem Niederschlag (Invers-P) für unterschiedliche Stundensummen und die Gebiete Schlieffau (oben) und Krems (unten).....	85
Abbildung 82: Kumulative Verteilung der Korrelationswerte der 1-, 2-, 6-, 12- und 24-Stundensummen und unterschiedlicher Evaluierungsperioden (2006, 2007, 2008, 2006-2008) für Schlieffau (links) und Krems (rechts).....	86

Abbildung 83: Mittlerer quadratischer Fehler (MSE) zwischen unterschiedlichen Niederschlagsrealisierungen und unterschiedlichen Stundensummen	87
Abbildung 84: Varianz der einzelnen Niederschlagsrealisierungen für unterschiedliche Stundensummen.....	87
Abbildung 85: Mittlerer Fehler (Mean Bias) im Niederschlag in mm pro Tag für Schlieffau (links) bzw. Krems (rechts)	88
Abbildung 86: Zeitreihen der Stationsmessung (POBS) und des inversen Niederschlages (Invers-P) für das Schlieffau - Gebiet.....	89
Abbildung 87: Zeitreihen der Stationsmessung (POBS) und des INCA-Niederschlates (P_INCA) für das Schlieffau - Gebiet.....	89
Abbildung 88: Zeitreihen der Stationsmessung (POBS) und des inversen Niederschlages (Invers-P) für das Krems - Gebiet	90
Abbildung 89: Zeitreihen der Stationsmessung (POBS) und des INCA-Niederschlates (P_INCA) für das Krems - Gebiet	90
Abbildung 90: Gebiet Schlieffau: Streudiagramme zwischen Stationsmessung und inversem (oben) und INCA-Niederschlag (unten) für 1-, 6- und 24-h Summen in mm/Zeiteinheit	91
Abbildung 91: Gebiet Krems: Streudiagramme zwischen Stationsmessung und inversem (oben) und INCA-Niederschlag (unten) für 1-, 6- und 24-h Summen in mm/Zeiteinheit	91
Abbildung 92: Niederschlagsintensitäten kleiner als 0.1 mm/h, die von der Stationsmessung (POBS) nicht erfasst werden, aber im inversem Modell bzw. INCA-Datensatz auftreten	92
Abbildung 93: Gebiet Schlieffau: Relative Häufigkeit des Auftretens unterschiedlicher Niederschlagsklassen für die drei Niederschlagsrealisierungen.....	93
Abbildung 94: Gebiet Krems: Relative Häufigkeit des Auftretens unterschiedlicher Niederschlagsklassen für die drei Niederschlagsrealisierungen.....	93
Abbildung 95: Mittlere jährliche Kondensation basierend auf ASCE-PM für 2007-2009	94
Abbildung 96: Hochwasserereignis vom September 2007 im Schlieffau-Gebiet: (a) Niederschlagsrealisierungen und Abflusssimulationen des inversen Modells und des Vorwärtsmodells.....	95
Abbildung 97: Kumulative Abweichungen im simulierten Abfluss der Szenarien „trocken“ und „feucht“ von der Referenz. Die blaue Line kennzeichnet das Ende der spin-up time	98
Abbildung 98: Monatssummen des inversen Niederschlages der Szenarien „Referenz“, „trocken“ und „feucht“. Der blaue Balken kennzeichnet das Ende der spin-up time	99
Abbildung 99: Zeitreihen der Differenzen im inversen Niederschlag zwischen Szenario „trocken“ und „Referenz“. Die blaue Linie kennzeichnet das Ende der spin-up time.....	99
Abbildung 100: Zeitreihen der Differenzen im inversen Niederschlag zwischen Szenario „feucht“ und „Referenz“. Die blaue Linie kennzeichnet das Ende der spin-up time.....	100

Abbildung 101: Periodensummen der unterschiedlichen potentiellen Evapotranspirationmethoden (ASCE-PM, Hargreaves und Thornthwaite), sowie die prozentuellen Abweichungen von den Hargreaves-Ergebnissen	101
Abbildung 102: Gütekriterien lineare Korrelation (CORR, links) und Nash-Sutcliffe-Efficiency (NSE, rechts) der Abflusssimulation für unterschiedliche potentielle Evapotranspirationberechnungsmethoden	102
Abbildung 103: Mittlere Summen der unterschiedlichen aktuellen Evapotranspirationmethoden (ASCE-PM, Hargreaves und Thornthwaite), sowie die prozentuellen Abweichungen von den Hargreaves-Ergebnissen	102
Abbildung 104: Mittlere beobachtete und simulierte Abflusshöhen auf Basis der unterschiedlichen potentiellen Evapotranspirationmethoden, sowie die prozentuellen Abweichungen von der Beobachtung QOBS.....	103
Abbildung 105: Beobachtete und invers simulierte Abflusshöhen auf Basis unterschiedlichen ETP-Methoden.....	103
Abbildung 106: Aktuelle Evapotranspirationssummen des inversen Modells auf Basis unterschiedlichen ETP-Methoden	104
Abbildung 107: Periodensummen der unterschiedlichen Niederschlagsrealisierungen und die prozentuellen Abweichungen von der Stationsmessung.....	104
Abbildung 108: Beobachteter Abfluss (QOBS) und dazugehörige kumulative Summen der unterschiedlichen Niederschlagsrealisierungen für 2008 (oben) und 2009 (unten)	105
Abbildung 109: 19.08.-25.08.2008 - Beobachteter Abfluss und kumulative Fehler zwischen der Beobachtung und den invers simulierten Abflüssen.....	105
Abbildung 110: 19.08.-25.08.2008 - Beobachteter Abfluss und Zeitreihen der Niederschlagsrealisierungen (oben) bzw. kumulative Summen (unten)	106
Abbildung 111: Lineare Korrelation zwischen Stationsmessung und den inversen Niederschlagsrealisierungen auf 60-min-Basis	107
Abbildung 112: Beobachtete und invers simulierte Abflusshöhen für die Basis- („Base“) bzw. modifizierte Simulation („Mod“), in der negative Niederschläge (= zusätzliche aktuelle Evapotranspiration) zugelassen sind.....	109
Abbildung 113: Aktuelle Evapotranspirationssummen des inversen Modells für die Basis- („Base“) bzw. modifizierte Simulation („Mod“).	109
Abbildung 114: Periodensummen der unterschiedlichen Niederschlagsrealisierungen und die prozentuellen Abweichungen von der Stationsmessung.....	109
Abbildung 115: Beobachteter Abfluss (QOBS) und kumulative Summen (a) der Differenzen zwischen den simulierten und beobachteten Abflüssen (oben), (b) der aktuellen Evapotranspirationsraten (mitte) und (c) der Niederschlagssummen (unten), jeweils für 2008	110

Abbildung 116: 19.08.-25.08.2008 - Beobachteter Abfluss und kumulative Fehler zwischen der Beobachtung und den invers simulierten Abflüssen.....	111
Abbildung 117: 19.08.-25.08.2008 - Beobachteter Abfluss und Zeitreihen der Niederschlagsrealisierungen (oben) bzw. aktuellen Evapotranspiration (unten).....	111
Abbildung 118: Lineare Korrelation zwischen Stationsmessung und den inversen Niederschlagsrealisierungen auf 60-min-Basis	112
Abbildung 119: Simulierter Abfluss (QSIM), Niederschlag (P) und aktuelle Evapotranspiration (ETA) des inversen Modells mit Filter (InvFil_P) bzw. konventionellen Modells (Inv_P)	115
Abbildung 120: Beobachter Niederschlag (POBS) und simulierter Niederschlag des inversen Modells mit Filter (InvFil_P) bzw. konventionellen Modells (Inv_P)	115
Abbildung 121: Kumulative Niederschlagsverteilung: Stationsmessung (POBS) und simulierter Niederschlag des inversen Modells mit Filter (InvFil_P) bzw. konventionellen Modells (Inv_P)	116
Abbildung 122: Lineare Korrelation zwischen Stationsmessung und simulierten Niederschlag des inversen Modells mit Filter (POBS-InvFil_P) bzw. konventionellen Modells (POBS-Inv_P)..	116
Abbildung 123: Mittlerer quadratischer Fehler (MSE) zwischen Stationsmessung und simulierten Niederschlag des inversen Modells mit Filter (POBS-InvFil_P) bzw. konventionellen Modells (POBS-Inv_P).....	117
Abbildung 124: Varianz der Stationsmessung (POBS), simulierten Niederschlag des inversen Modells mit Filter (InvFil_P) bzw. konventionellen Modells (Inv_P)	117
Abbildung 125: Streudiagramme zwischen Niederschlägen der Stationsmessung und inversem Modell mit Filter (oben, (a) – (c)) und konventionellen Modell (unten, (d) – (f)) für 1-, 6- und 24-h Summen in mm/Zeiteinheit	118
Abbildung 126: Hochwasserereignis vom September 2007 im Schließau-Gebiet: (a) Stationsbeobachtung und Niederschlagsrealisierungen und Abflusssimulationen der inversen Modelle mit und ohne Filter	119
Abbildung 127:Überschätzung des abfallenden Astes durch das inverse Modell.....	120
Abbildung 128: Verteilung der gültigen Parameter des inversen (rot, InvMod) bzw. Vorwärtsmodells (blau, VorMod) in Abhängigkeit des mittleren quadratischen Fehlers (MSE; (mm/h) ²).....	122
Abbildung 129: Verbesserungen in der Abflusssimulation des Vorwärtsmodells aufgrund der Nachführung der Systemzustände aus dem inversen Modell	131
Abbildung 130: Schematische Darstellung der Nachführung des Niederschlages und der Systemzustände des inversen Modells im Prognosesystem.....	131
Abbildung 131: Lysimeter Großenzersdorf: 01-2007	153
Abbildung 132: Lysimeter Großenzersdorf: 02-2007	153
Abbildung 133: Lysimeter Großenzersdorf: 03-2007	154

Abbildung 134: Lysimeter Grobenzersdorf: 04-2007	154
Abbildung 135: Lysimeter Grobenzersdorf: 05-2007	155
Abbildung 136: Lysimeter Grobenzersdorf: 06-2007	155
Abbildung 137: Lysimeter Grobenzersdorf: 07-2007	156
Abbildung 138: Lysimeter Grobenzersdorf: 08-2007	156
Abbildung 139: Lysimeter Grobenzersdorf: 09-2007	157
Abbildung 140: Lysimeter Grobenzersdorf: 10-2007	157
Abbildung 141: Lysimeter Grobenzersdorf: 11-2007	158
Abbildung 142: Lysimeter Grobenzersdorf: 12-2007	158

9. Anhang

9.1.1 Abgeleitete Konstanten

Abhängig von den Speicherfüllungshöhen in Relation zu den Schwellenwerten H_1 bzw. H_2 zu Beginn des Berechnungszeitschrittes, werden unterschiedliche Konstanten bei der Ermittlung der Systemzustände und Output-Variablen der Speicher verwendet. Es gilt folgendes

Wenn $BW_i \geq H_i \rightarrow \text{Index} = 1$ (Es wird z.B. V_{1_1} verwendet)

Wenn $BW_i < H_i \rightarrow \text{Index} = 2$ (Es wird z.B. V_{1_2} verwendet)

H_i bezeichnet die Schwellenwerte der Speicher 1 und 2. Die Bedeutung der anderen Variablen sind aus Tabelle 2 und Tabelle 3 auf Seite 11 ersichtlich. RDT bezeichnet den Berechnungszeitschritt im Modell und hat die Einheit [h].

9.1.1.1 Speicher 1 – Rascher Abfluss

$$V_{1_1} = \frac{1}{TAB1} + \frac{1}{TVS1} \quad (1)$$

$$V_{1_2} = \frac{1}{TVS1} \quad (2)$$

$$P_{1_1} = e^{-RDT * V_{1_1}} \quad (3)$$

$$P_{1_2} = e^{-RDT * V_{1_2}} \quad (4)$$

$$E_{1_1} = \frac{1 - P_{1_1}}{V_{1_1}} \quad (5)$$

$$E_{1_2} = \frac{1 - P_{1_2}}{V_{1_2}} \quad (6)$$

$$AB_{1_1} = \frac{1}{1 + \frac{TAB1}{TVS1}} \quad (7)$$

$$AB_{1_2} = 0. \quad (8)$$

$$VS_{1_1} = \frac{1}{1 + \frac{TVS1}{TAB1}} \quad (9)$$

$$VS_{1_2} = 1. \quad (10)$$

$$T_{1_1} = H_1 * \frac{VS_{1_1}}{TAB1} * (RDT - E_{1_1}) \quad (11)$$

$$T_{1_2} = 0. \quad (12)$$

$$R_{1_1} = \frac{H_1 * E_{1_1}}{TAB1} \quad (13)$$

$$R_{1_2} = 0. \quad (14)$$

$$RA_{1_1} = \frac{H_1 * AB_{1_1}}{TAB1} * (RDT - E_{1_1} - \frac{RDT}{AB_{1_1}}) \quad (15)$$

$$RA_{1_2} = 0. \quad (16)$$

9.1.1.2 Speicher 2 – Zwischenabfluss

$$V2_1 = \frac{1}{TAB2} + \frac{1}{TVS2} \quad (17)$$

$$V2_2 = \frac{1}{TVS2} \quad (18)$$

$$P2_1 = e^{-RDT * V2_1} \quad (19)$$

$$P2_2 = e^{-RDT * V2_2} \quad (20)$$

$$E2_1 = \frac{1 - P2_1}{V2_1} \quad (21)$$

$$E2_2 = \frac{1 - P2_2}{V2_2} \quad (22)$$

$$AB2_1 = \frac{1}{1 + \frac{TAB2}{TVS2}} \quad (23)$$

$$AB2_2 = 0. \quad (24)$$

$$VS2_1 = \frac{1}{1 + \frac{TAB2}{TVS2}} \quad (25)$$

$$VS2_2 = 1. \quad (26)$$

$$T2_1 = H2 * \frac{VS2_1}{TAB2} * (RDT - E2_1) \quad (27)$$

$$T2_2 = 0. \quad (28)$$

$$R2_1 = \frac{H2 * E2_1}{TAB2} \quad (29)$$

$$R2_2 = 0. \quad (30)$$

$$RA2_1 = \frac{H2 * AB2_1}{TAB2} * (RDT - E2_1 - \frac{RDT}{AB2_1}) \quad (31)$$

$$RA1_2 = 0. \quad (32)$$

9.1.1.3 Speicher 3 – Basisabfluss

$$V3 = \frac{1}{TAB3} \quad (33)$$

$$P3 = e^{-RDT * V3} \quad (34)$$

$$E3 = \frac{1 - P3}{V3} \quad (35)$$

9.2 Modell M1 - Analytische Lösung der Speichergleichungen

Die analytischen Lösungen der Differentialgleichungen der Speicher sind in folgenden Seiten angeführt. Die Gleichungen beruhen auf Kling (2006), wurden aber hauptsächlich durch Zusammenfassen von Variablen modifiziert.

9.2.1 Speicher

Abhängig von den Speicherfüllungshöhen in Relation zu den Schwellenwerten H1 bzw. H2 zu Beginn des Berechnungszeitschrittes, werden unterschiedliche abgeleitete Konstanten verwendet:

$$BW1_{t-1} \geq H1 \rightarrow i = 1$$

$$BW1_{t-1} < H1 \rightarrow i = 2$$

$$BW2_{t-1} \geq H2 \rightarrow j = 1$$

$$BW2_{t-1} < H2 \rightarrow j = 2$$

9.2.1.1 Speicher 1 – Rascher Abfluss

$$QAB1_t = BW1_{t-1} * AB1_i * (1 - P1_i) + RA1_i + QVS0_t * AB1_i * \frac{RDT - E1_i}{RDT} \quad (36)$$

$$QVS1_t = BW1_{t-1} * VS1_i * (1 - P1_i) + T1_i + QVS0_t * VS1_i * \frac{RDT - E1_i}{RDT} \quad (37)$$

$$BW1_t = BW1_{t-1} * P1_i + R1_i + QVS0_t * \frac{E1_i}{RDT} \quad (38)$$

9.2.1.2 Speicher 2 – Zwischenabfluss

$$\begin{aligned} QAB2_t &= BW1_{t-1} * VS1_i * (1 - P1_i) * AB2_j * \frac{RDT - E2_j}{RDT} + BW2_{t-1} * AB2_j * (1 - P2_j) + RA2_j + T1_i \\ &* AB2_j * \frac{RDT - E2_j}{RDT} + QVS0_t * VS1_i * (RDT - E1_i) * VS2_j * \frac{RDT - E2_j}{RDT^2} \end{aligned} \quad (39)$$

$$\begin{aligned} QVS2_t &= BW1_{t-1} * VS1_i * (1 - P1_i) * VS2_j * \frac{RDT - E2_j}{RDT} + BW2_{t-1} * VS2_j * (1 - P2_j) + T2_j + T1_i \\ &* VS1_j * \frac{RDT - E2_j}{RDT} + QVS0_t * VS1_i * (RDT - E1_i) * VS2_j * \frac{RDT - E2_j}{RDT^2} \end{aligned} \quad (40)$$

$$\begin{aligned} BW2_t &= BW1_{t-1} * VS1_i * (1 - P1_i) * \frac{E2_j}{RDT} + BW2_{t-1} * P2_j + T1_i * \frac{E2_j}{RDT} + R2_j + QVS0_t * VS1_i \\ &* (RDT - E1_i) * \frac{E2_j}{RDT^2} \end{aligned} \quad (41)$$

9.2.1.3 Speicher 3 – Basisabfluss

$$\begin{aligned}
 QAB3_t &= BW3_{t-1} * (1 - P3) + BW2_{t-1} * VS2_j * (1 - P2_j) * \frac{RDT - E3}{RDT} + BW1_{t-1} * VS1_i \\
 &* (1 - P1_i) * VS2_j * (RDT - E2_j) * \frac{RDT - E3}{RDT^2} + (T2_j + T1_i * VS2_j * \frac{RDT - E2_j}{RDT}) * \frac{RDT - E3}{RDT} \\
 &+ QVS0_t * VS1_i * (RDT - E1_i) * VS2_j * (RDT - E2_j) * \frac{RDT - E3}{RDT^3}
 \end{aligned} \tag{42}$$

$$\begin{aligned}
 BW3_t &= BW3_{t-1} * P3 + BW2_{t-1} * VS2_j * (1 - P2_j) * TAB3 * \frac{1 - P3}{RDT} + BW1_{t-1} * VS1_i \\
 &* (1 - P1_i) * VS2_j * (RDT - E2_j) * TAB3 * \frac{1 - P3}{RDT^2} + (T2_j + T1_i * VS2_j * \frac{RDT - E2_j}{RDT}) * TAB3 \\
 &* \frac{1 - P3}{RDT} + QVS0_t * VS1_i * (RDT - E1_i) * VS2_j * (RDT - E2_j) * TAB3 * \frac{1 - P3}{RDT^3}
 \end{aligned} \tag{43}$$

9.2.1.4 Gesamtabfluss QSIM (Vorwärtsmodell M1)

$$\begin{aligned}
 QSIM_t &= BW1_{t-1} * \\
 &\left[AB1_i * (1 - P1_i) + VS1_i * (1 - P1_i) * AB2_j * \frac{RDT - E2_j}{RDT} + VS1_i * (1 - P1_i) * VS2_j \right. \\
 &\left. * (RDT - E2_j) * \frac{RDT - E3}{RDT^2} \right] + BW2_{t-1} \\
 &* \left[AB2_j * (1 - P2_j) + VS2_j * (1 - P2_j) * \frac{RDT - E3}{RDT} \right] + BW3_{t-1} * [1 - P3] + RA1_i + RA2_j \\
 &+ T1_i * AB2_j * \frac{RDT - E2_j}{RDT} + (T2_j + T1_i * VS2_j * \frac{RDT - E2_j}{RDT}) * \frac{RDT - E3}{RDT} + QVS0_t \\
 &* \left[AB1_i * \frac{RDT - E1_i}{RDT} + VS1_i * (RDT - E1_i) * AB2_j * \frac{RDT - E2_j}{RDT^2} + VS1_i * (RDT - E1_i) \right. \\
 &\left. * VS2_j * (RDT - E2_j) * \frac{RDT - E3}{RDT^3} \right]
 \end{aligned} \tag{44}$$

9.2.1.5 Zufluss zum Speicher 1 (QVS0) aus Abfluss (Inverses Modell M1)

$$\begin{aligned}
 QVS0_t &= \left[QSIM_t - BW1_{t-1} \right. \\
 &* \left[AB1_i * (1 - P1_i) + VS1_i * (1 - P1_i) * AB2_j * \frac{RDT - E2_j}{RDT} + VS1_i * (1 - P1_i) * VS2_j \right. \\
 &\left. * (RDT - E2_j) * \frac{RDT - E3}{RDT^2} \right] + BW2_{t-1} * \left[AB2_j * (1 - P2_j) + VS2_j * (1 - P2_j) * \frac{RDT - E3}{RDT} \right] \\
 &+ BW3_{t-1} * [1 - P3] + RA1_i + RA2_j + T1_i * AB2_j * \frac{RDT - E2_j}{RDT} + (T2_j + T1_i * VS2_j \\
 &\left. * \frac{RDT - E2_j}{RDT}) * \frac{RDT - E3}{RDT} \right] \\
 &/ \left[AB1_i * \frac{RDT - E1_i}{RDT} + VS1_i * (RDT - E1_i) * AB2_j * \frac{RDT - E2_j}{RDT^2} + VS1_i * (RDT - E1_i) * VS2_j \right. \\
 &\left. * (RDT - E2_j) * \frac{RDT - E3}{RDT^3} \right]
 \end{aligned} \tag{45}$$

9.3 Zusätzliche Gleichungen für die potentielle Evapotranspiration nach ASCE-Penman-Monteith

$$e_s = 0.608 * e^{\left(\frac{17.27T}{T+237.3}\right)} \quad (46)$$

$$e_a = \frac{RH}{100} e_s \quad (47)$$

$$D = e_s - e_a \quad (48)$$

$$\Delta = \frac{4098 * e_s}{(T + 237.3)^2} \quad (49)$$

$$\lambda = 2.501 - (2.361 * 10^{-3}) * T \quad (50)$$

$$P = 101.3 \left(\frac{293 - 0.0065 * Z}{293} \right)^{5.26} \quad (51)$$

$$\gamma = 0.0016286 \frac{P}{\lambda} \quad (52)$$

$$f_u = 1 + 0.536 * u \quad (53)$$

$$R_n = R_{ns} - R_{nl} \quad (54)$$

$$R_{ns} = (1 - \alpha) R_s \quad (55)$$

$$R_{nl} = \sigma(T + 273.16)^4 * (0.34 - 0.14 * \sqrt{e_a}) * (1.35 * \frac{R_s}{R_{s0}} - 0.35) \quad (56)$$

$$R_{s0} = (0.75 + 2 * 10^{-5} * Z) * R_a \quad (57)$$

$$R_a = \frac{12 * 60}{\pi} G_{sc} d_r [(\omega_2 - \omega_1) \sin(\varphi) \sin(\delta) + \cos(\varphi) \cos(\delta) (\sin(\omega_2) - \sin(\omega_1))] \quad (58)$$

$$d_r = 1 + 0.033 \cos\left(\frac{2\pi}{365} J\right) \quad (59)$$

$$\omega_1 = \omega - \frac{\pi * dt}{24} \quad (60)$$

$$\omega_2 = \omega + \frac{\pi * dt}{24} \quad (61)$$

$$\omega = \frac{\pi}{12} [(t + 0.06667(L_z - L_m) + S_c) - 12] \quad (62)$$

$$L_z = 360 - 15 \quad (63)$$

$$S_c = 0.1645 * \sin(2b) - 0.1255 * \cos(b) - 0.025 * \sin(b) \quad (64)$$

$$b = \frac{2\pi(J - 81)_1}{364} \quad (65)$$

$$G_{Tag} = 0.1 * R_n \quad (66)$$

$$G_{Nacht} = -0.5 * R_n \quad (67)$$

e_s	Sättigungsdampfdruck (kPa)
e_a	aktueller Dampfdruck (kPa)
D	Dampfdruckdefizit (kPa)
T	Lufttemperatur (°C)
RH	relative Luftfeuchtigkeit (%)
Δ	Steigung der Sättigungsdampfdruckkurve (kPa/°C)

λ	latente Verdunstungsenergie für Wasser (MJ/kg)
P	Luftdruck (kPa)
Z	Meereshöhe (m)
γ	Psychrometer-Konstante(kPa/°C)
f_u	Windfunktion
u/u_2	Windgeschwindigkeit auf 2 m (m/s)
R_n	Netto Strahlung auf der Oberfläche (MJ/m ² *dt)
R_{ns}	Netto kurzwellige Strahlung (MJ/m ² *dt)
R_{nl}	Netto langwellige Strahlung (MJ/m ² *dt)
σ	Stefan-Boltzmann Konstante (4.903*10 ⁻⁹ MJ/K ⁴ *m ² *d)
R_s	kurzwellige Strahlung(MJ/m ² *dt)
R_{s0}	Solare Strahlung an einem klaren Tag (MJ/m ² *dt)
R_a	extraterrestrische Strahlung(MJ/m ² *dt)
G_{sc}	Solarkonstante = 0.0820 MJm ⁻² min ⁻¹
d_r	inverser relativer Abstand Erde-Sonne
ω_i	Sonnenzeit zu Beginn/Mitte/Ende des Zeitraumes (rad)
φ	geographische Breite (rad)
δ	solare Deklination (rad)
J	Tag im Jahr
t_1	Länge der Berechnungsperiode (1 für 1 Stunde)
L_z	geographische Länge der lokalen Zeitzone (Grad westlich von Greenwich)
S_c	Saisonaler Korrekturfaktor für die Sonnenzeit (h)
G_x	Bodenwärmestrom Tag/Nacht (MJ/m ² *dt)

9.4 Diagramme der potentiellen Evapotranspiration: Vergleich Beobachtung und Berechnungen

Die folgenden Monatsdiagramme zeigen für das Jahr 2007 die Modellierungsergebnisse der potentiellen Evapotranspiration nach ASCE-Penman-Monteith (rot), Hargreaves (grün) und Thornthwaite (schwarz) für das Lysimeter Großenzersdorf. Die Beobachtung ist als blaue Linie dargestellt.

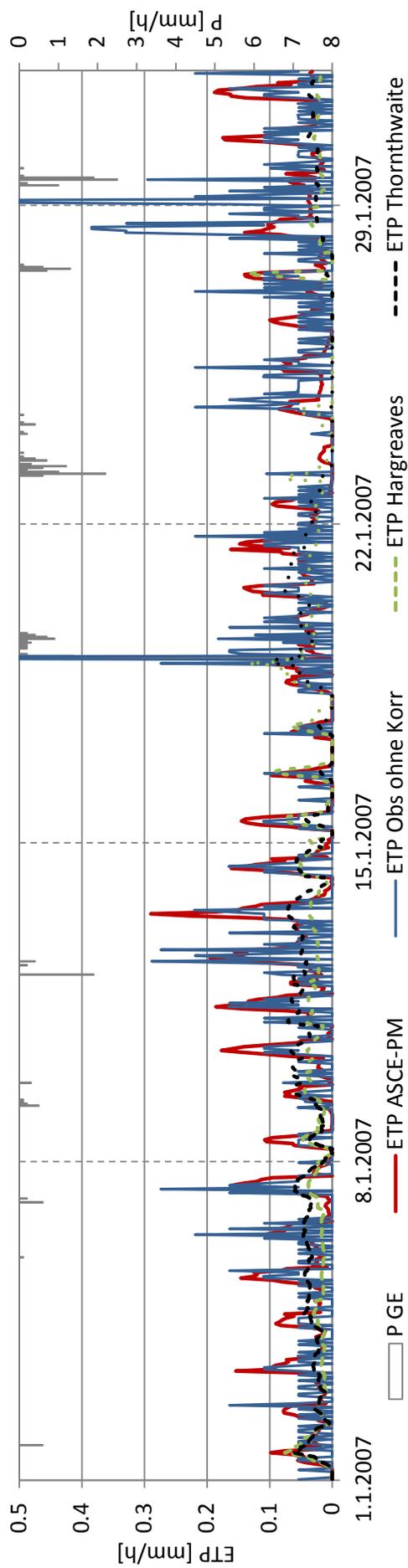


Abbildung 131: Lysimeter Großenzersdorf: 01-2007

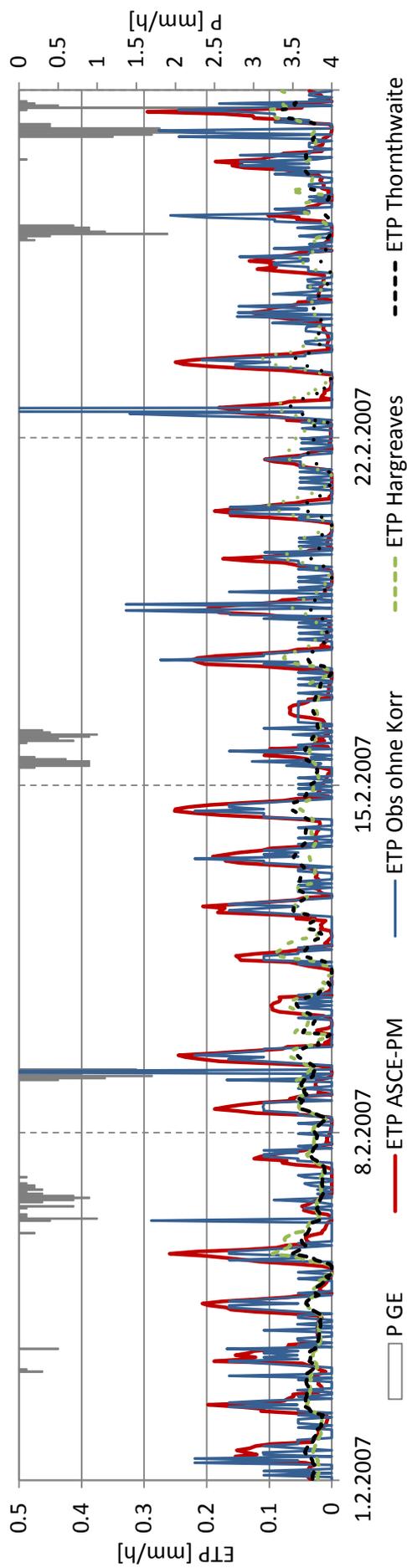


Abbildung 132: Lysimeter Großenzersdorf: 02-2007

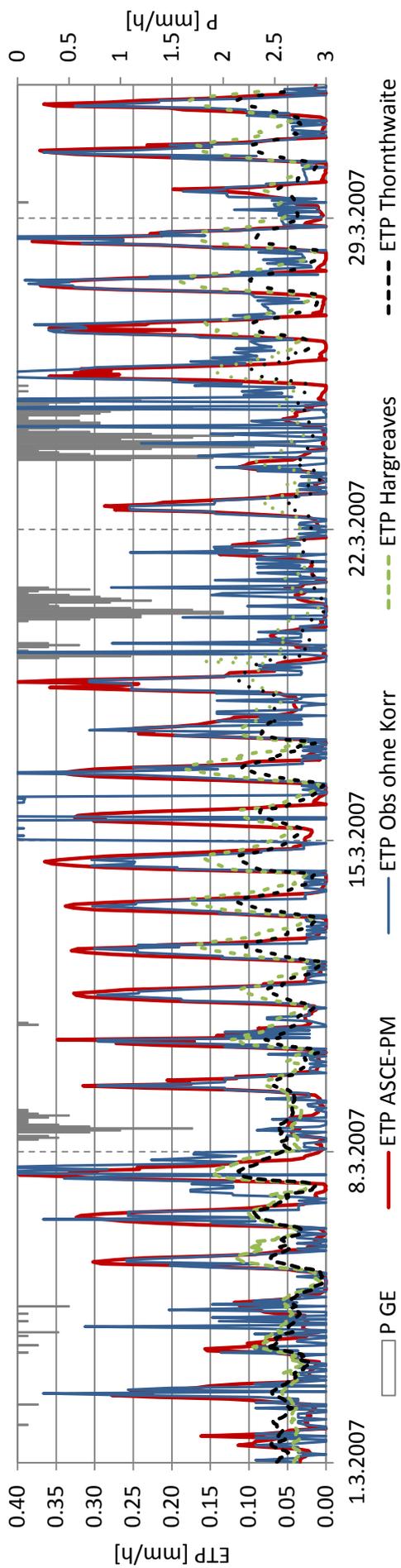


Abbildung 133: Lysimeter Großenzersdorf: 03-2007

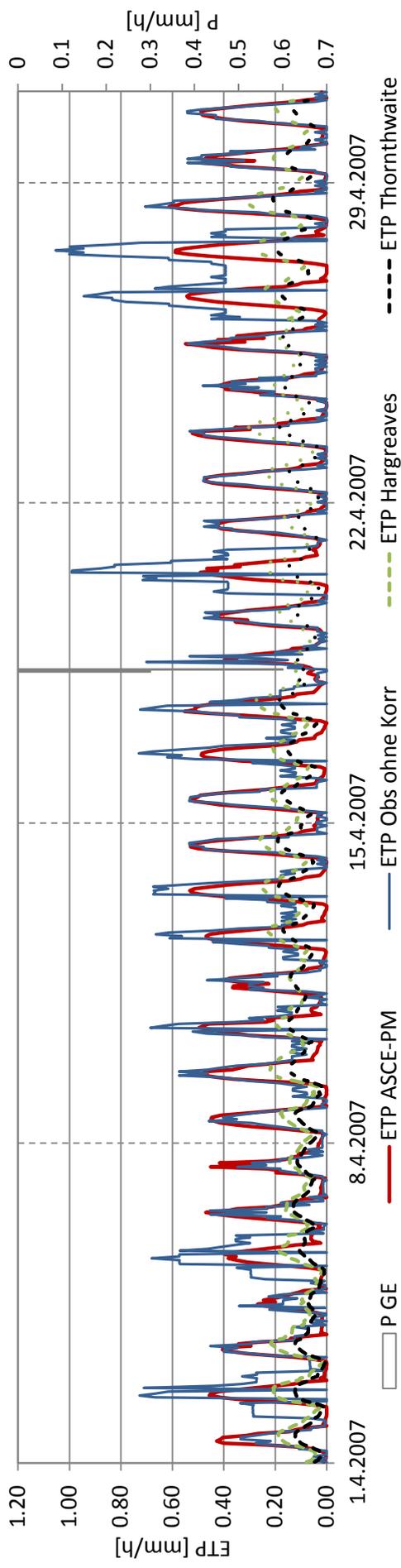


Abbildung 134: Lysimeter Großenzersdorf: 04-2007

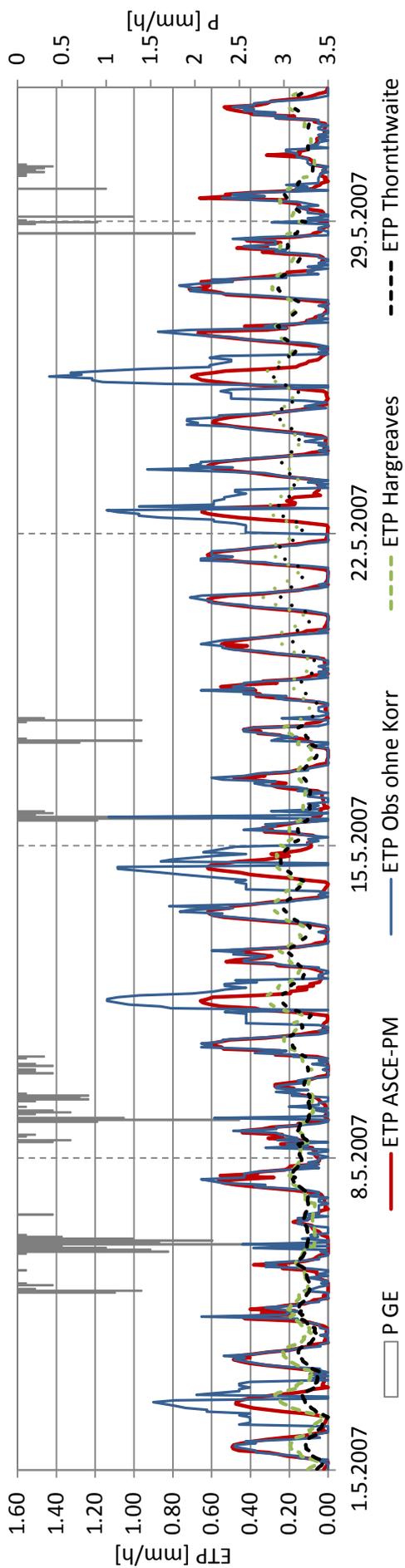


Abbildung 135: Lysimeter Großenzersdorf: 05-2007

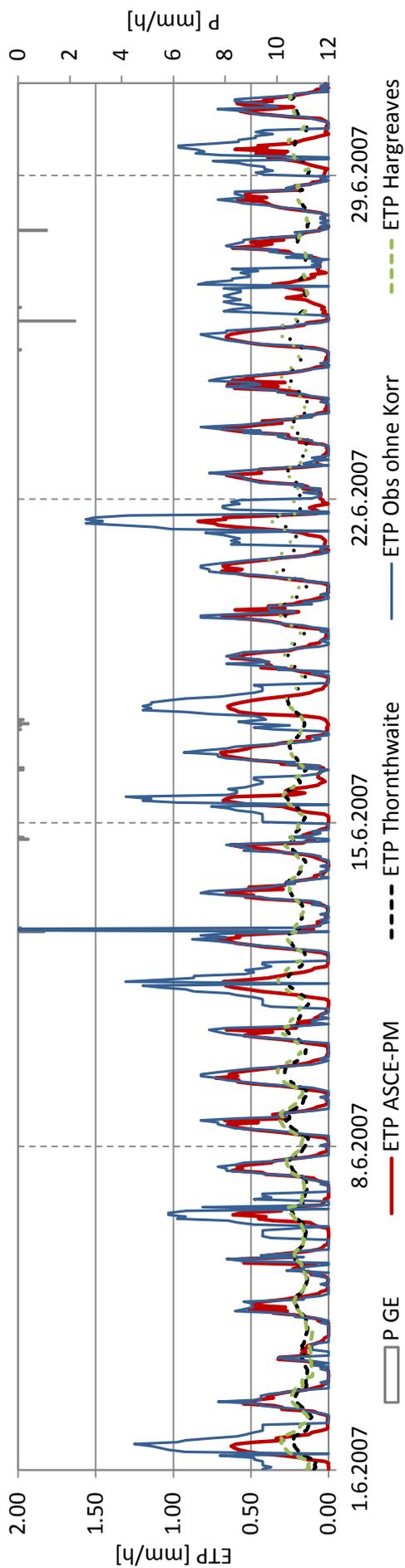


Abbildung 136: Lysimeter Großenzersdorf: 06-2007

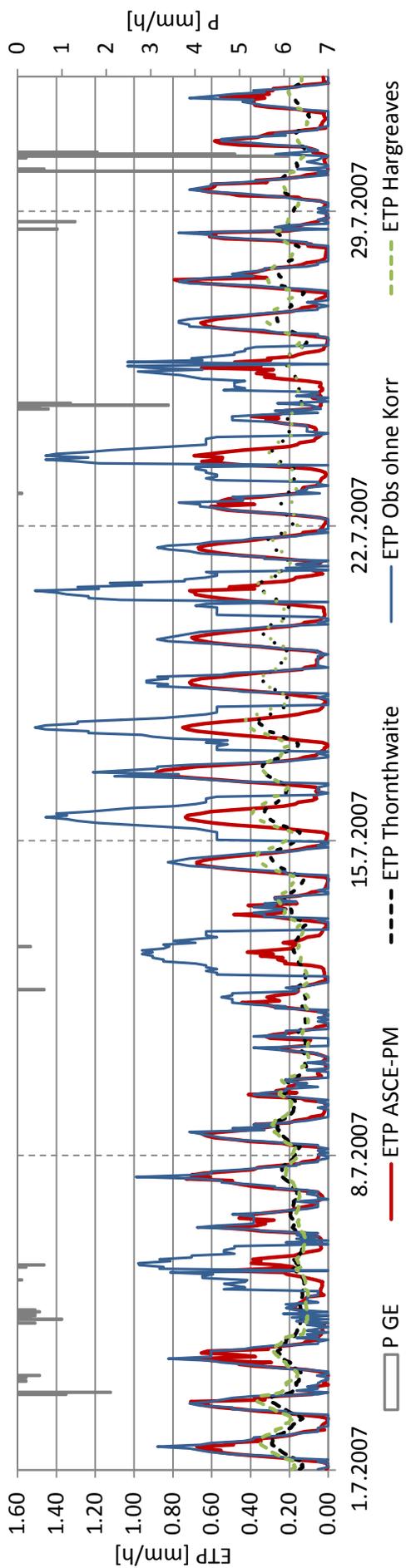


Abbildung 137: Lysimeter Großenzersdorf: 07-2007

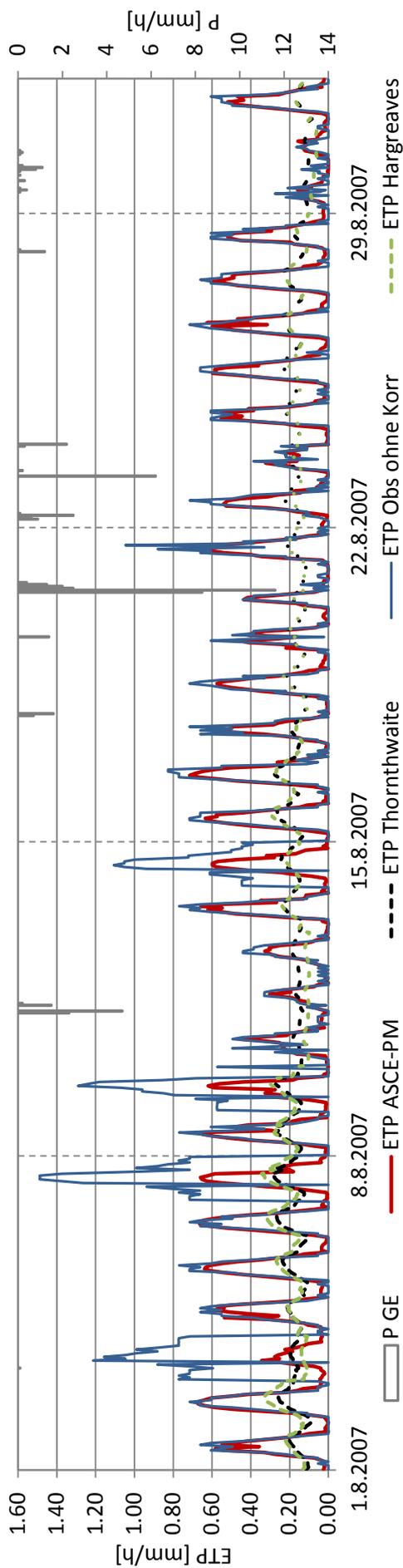


Abbildung 138: Lysimeter Großenzersdorf: 08-2007

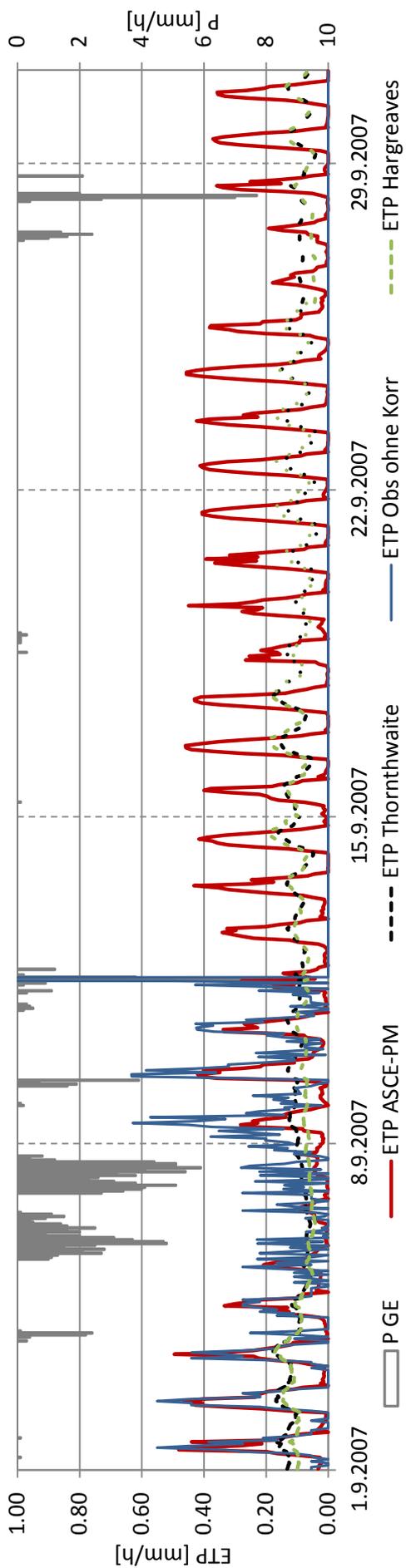


Abbildung 139: Lysimeter Großenzersdorf: 09-2007

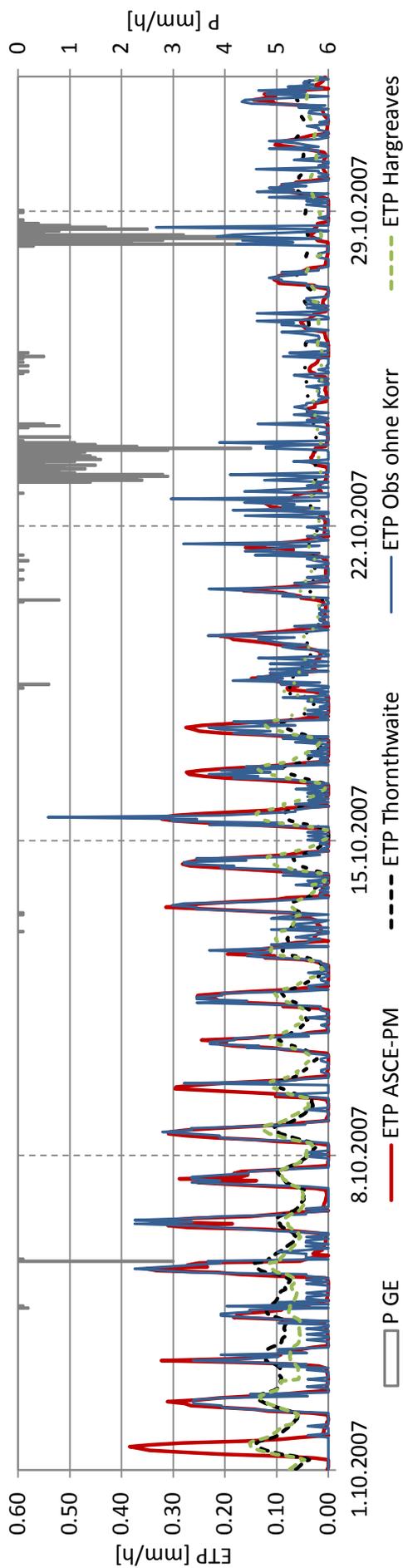


Abbildung 140: Lysimeter Großenzersdorf: 10-2007

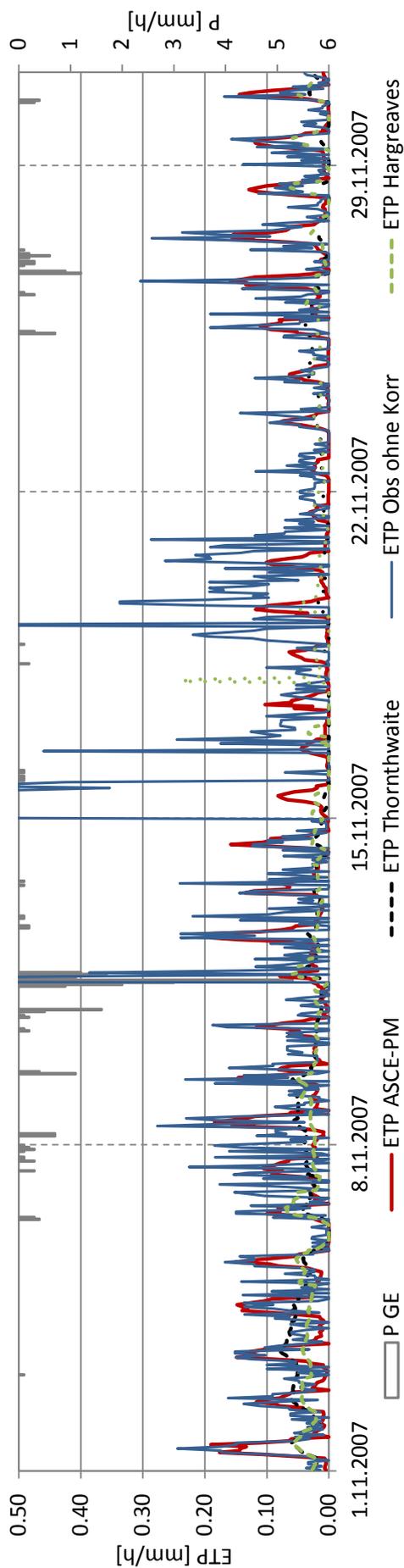


Abbildung 141: Lysimeter Großenzersdorf: 11-2007

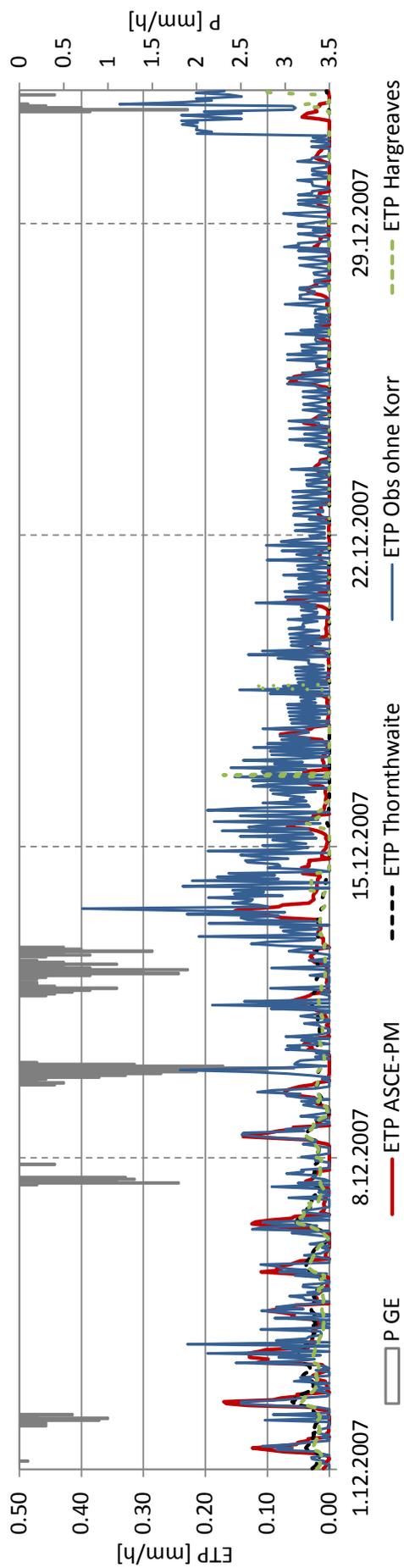


Abbildung 142: Lysimeter Großenzersdorf: 12-2007