



Universität Potsdam

Stefan Krause

**Untersuchung und Modellierung von
Wasserhaushalt und Stofftransportprozessen
in grundwassergeprägten Landschaften
am Beispiel der unteren Havel**

Schriftenreihe der
Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Universität Potsdam

**Sept
2005**

Stefan Krause

**Untersuchung und Modellierung von Wasserhaushalt und
Stofftransportprozessen in grundwassergeprägten Landschaften
am Beispiel der unteren Havel**

Schriftenreihe der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Universität Potsdam

Potsdam im September 2005

Bibliografische Information Der Deutschen Bibliothek

Die Deutsche Bibliothek verzeichnet diese Publikation in der Deutschen Nationalbibliografie; detaillierte bibliografische Daten sind im Internet über <http://dnb.ddb.de> abrufbar.

© Universität Potsdam, 2005

Redaktion: Prof. Dr. Ingo Schneider, Dr. Matthias Kühling
Herausgeber: Mathematisch-Naturwissenschaftliche Fakultät der Universität Potsdam
Druck: Audiovisuelles Zentrum der Universität Potsdam
Vertrieb: Universitätsverlag Potsdam
Postfach 60 15 53
14415 Potsdam
Fon +49 (0) 331 977 4517 / Fax 4625
e-mail: ubpub@rz.uni-potsdam.de
<http://info.ub.uni-potsdam.de/verlag.htm>

Die **Brandenburgischen Umwelt Berichte** sind eine von der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Potsdam herausgegebene Schriftenreihe. Sie erscheint unregelmäßig.

Alle Rechte, insbesondere das Recht auf Vervielfältigung und Verbreitung über diese Reihe hinaus sowie der Übersetzung liegen bei den Autoren. Kein Teil der Schriftenreihe darf in irgendeiner Form ohne schriftliche Genehmigung der Autoren reproduziert oder unter Verwendung elektronischer Systeme verarbeitet, vervielfältigt oder verbreitet werden. Die Herausgeber der Schriftenreihe übernehmen keine Gewähr für die Richtigkeit, die Genauigkeit und die Vollständigkeit der Angaben. Die in den Beiträgen geäußerten Meinungen und Ansichten müssen nicht mit denen der Herausgeber der Schriftenreihe übereinstimmen.

Hergestellt auf Umweltpapier

ISBN 3-937786-71-6
ISSN 1434-2375

Untersuchung und Modellierung von Wasserhaushalt
und Stofftransportprozessen in grundwassergeprägten
Landschaften am Beispiel der Unteren Havel

DISSERTATION

zur Erlangung des akademischen Grades

„doctor rerum naturalium“

(Dr. rer. nat.)

in der Wissenschaftsdisziplin „Geoökologie“

eingereicht an der
Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Universität Potsdam

von
Stefan Krause

Potsdam, Januar 2005

Inhaltsverzeichnis

Kurzfassung

Abstract

Symbolverzeichnis

1	Einführung	1
1.1	Problemstellung	1
1.2	Zielsetzung, Vorgehensweise	2
1.3	Aufbau und Struktur der Arbeit	3
1.4	Anforderungen der Europäischen Wasserrahmenrichtlinie an das Flussgebietsmanagement	4
1.5	Einordnung der Arbeiten	5
2	Wasserhaushalt und Stofftransport in Flachlandeinzugsgebieten	7
2.1	Flussauenlandschaften im pleistozänen Tiefland	7
2.1.1	Funktionen der Flussaue	7
2.1.2	Hydrologische Charakteristika der Tieflandsflussaunen	8
2.1.3	Dynamik des Nitratumsatzes in der Tieflandaue	9
2.1.4	Die Aue als Interaktionsraum zwischen Grundwasser und Oberflächen- gewässer	10
2.1.4.1	Interaktionsskalen	14
2.1.4.2	Ökologische Bedeutung von Grundwasser - Oberflächenwasser - Interaktionen	15
2.2	Wasserhaushaltsmodellierung in Flachlandeinzugsgebieten	16
2.3	Modellierung des Nitratumsatzes in Flachlandeinzugsgebieten	20

INHALTSVERZEICHNIS

3	Untersuchungsgebiet und Datenlage	21
3.1	Das Einzugsgebiet der Havel	21
3.2	Geologie/Geomorphologie	23
3.3	Böden	24
3.4	Landnutzung	26
3.5	Hydrologie	28
3.5.1	Oberflächengewässer	28
3.5.2	Grundwasser	30
3.6	Klima	31
3.7	Externe Datengrundlagen	32
4	Experimentelle Untersuchungen	35
4.1	Instrumentierung des Untersuchungsgebiets	35
4.1.1	Klima- und Niederschlagsstationen	35
4.1.2	Bodenfeuchtemonitoring	37
4.1.3	Grundwassermessnetz	38
4.1.4	Untersuchungen zur Fließgewässermorphologie	40
4.1.5	Abflussmessungen	41
4.2	Ergebnisse der experimentellen Wasserhaushaltsuntersuchungen	42
4.2.1	Räumliche Niederschlagsverteilung	42
4.2.2	Bodenfeuchtedynamik	43
4.2.3	Raumzeitliche Grundwasserstandsdynamik	44
4.2.4	Interaktionen zwischen Grundwasser und Oberflächengewässer	45
4.2.5	Retentionsfunktion der Feuchtgebiete während Trockenperioden	46
4.2.6	Abflussbildung und Zufluss aus Hanglagen	48
4.2.7	Oberflächenabfluss auf Sättigungsflächen in der Talaue	49
4.3	Diskussion experimenteller Wasserhaushaltsuntersuchungen	51
5	Modellkonzept	53
5.1	Simulation des Wasserhaushalts in Talauen	53
5.2	Gekoppelte Bodenwasserhaushalts - Grundwassermodellierung	54
5.2.1	Modellierung der Grundwasserbewegung in MODFLOW	56
5.2.1.1	Umsetzung der Grundwassermodellierung	57
5.2.2	Das Wasserhaushalts - Simulationsmodell WASIM-ETH	57
5.2.2.1	Infiltrationsmodell	58
5.2.2.2	Bodenmodell	58
5.2.2.3	Berechnung der einzelnen Abflusskomponenten	62

INHALTSVERZEICHNIS

5.3	Modelltechnische Umsetzung der Kopplung	64
6	Modellanwendungen	67
6.1	Parametrisierung der Eingangsdaten	67
6.1.1	Definition der Randbedingungen	67
6.1.1.1	Prinzip des genesteten Modellansatzes	67
6.1.1.2	Differenzierung oberirdischer und unterirdischer Einzugsgebiete im Flachland	69
6.1.2	Räumliche Diskretisierung	70
6.1.3	Zeitliche Diskretisierung und Synchronisierung der Prozesse	71
6.1.4	Bestimmung der Anfangsbedingungen	72
6.1.5	Parametrisierung der Modelleingangsdaten	72
6.2	Modellkalibrierung	73
6.2.1	Die Teileinzugsgebiete „Gülper Insel“ und „Mühlengraben“	74
6.2.2	Ergebnisse der Modellkalibrierung	74
6.2.3	Diskussion der Kalibrierungsergebnisse	78
6.3	Modellvalidierung	80
6.4	Modellanwendungen zur Wasserhaushaltssimulation	84
6.4.1	Simulation von Jahresgängen	84
6.4.2	Mehrjährige Simulationszeiträume	86
6.4.3	Räumliche Variabilität der Prozessdynamik	88
6.4.4	Ereignisbezogene Simulation - Auguthochwasser 2002	91
6.5	Regionalisierungskonzept - Eigeneinzugsgebiet	93
6.5.1	Regionalisierungskonzept	93
6.5.2	Algorithmus zur Eigeneinzugsgebietsabgrenzung	94
6.5.3	Analyse der Abflussdynamik	100
6.5.4	Wasserhaushaltsmodellierung im Eigeneinzugsgebiet	100
6.5.4.1	Grundwasserneubildung	102
6.5.4.2	Interaktionen zwischen Oberflächengewässer und Grundwasser	103
6.6	Diskussion der Ergebnisse der Wasserhaushaltssimulationen	107
6.6.1	Limitierung der Anwendung des TOPMODEL-Ansatzes in Flachland-einzugsgebieten	107
6.6.2	Grenzen der verwendeten digitalen Datengrundlagen	112
7	Szenariensimulationen Wasserhaushalt	113
7.1	Landnutzungsszenarien	113
7.1.1	Erstellung der Szenarien	114

INHALTSVERZEICHNIS

7.1.2	Implementierung der Szenarien	114
7.2	Szenarien zur Änderung der Gewässerstruktur	119
7.3	Szenariosimulationen	120
7.3.1	Simulation der Landnutzungsszenarien	120
7.3.1.1	Analyse der vertikalen Grundwasserneubildung	120
7.3.1.2	Analyse der Gesamtgrundwasserneubildung	123
7.3.2	Simulation der Gewässergeometrieszenarien	128
7.4	Diskussion der Ergebnisse der Szenariosimulationen	132
8	Simulation des Nitratabbaus im Grundwasser	135
8.1	Stickstoffmetabolik im oberflächennahen Grundwasser	135
8.1.1	Stickstoffdynamik an Mittlerer und Unterer Havel	136
8.1.2	Nitratumsatz und Transportprozesse im Grundwasser	137
8.1.3	Reaktionskinetik Denitrifikation	139
8.2	Modellierung von Nitratumsatz und -Transport in IWAN	140
8.2.1	Realisierung der Zeitschrittsteuerung und Parametrisierung in MT3D	142
8.2.1.1	Advektion	142
8.2.1.2	Dispersion	142
8.2.1.3	Sorption	143
8.2.1.4	Autotrophe Denitrifikation	143
8.3	Simulation des Nitratumsatz im Eigeneinzugsgebiets der Havel	144
8.4	Simulation von Landnutzungsszenarien	148
8.5	Diskussion Simulationsergebnisse Nitratsdynamik	153
9	Zusammenfassung und Ausblick	155
9.1	Wasserhaushaltsuntersuchungen	155
9.2	Simulation von Wasserhaushaltsszenarien	159
9.3	Nitratsimulationen	161
9.4	Bestehender Forschungsbedarf - Ein Ausblick	162
	Literaturverzeichnis	165
A	Tabellenanhang	III
B	Abbildungsanhang	VII
C	Kartenanhang	XIII

Symbolverzeichnis

Anmerkungen:

- Für die Einheiten finden folgende physikalische Grössen Verwendung: L: Länge, T: Zeit, M: Masse
- Bei Doppelbelegung der folgenden Symbole geht die Bedeutung eindeutig aus dem Kontext hervor

Formelzeichen	Einheit	Bedeutung
α	L^2	Einzugsgebietsfläche
β	$^\circ$	Hangneigung, Gefällewinkel
Δh	L	Wasserspiegelgradient
ΔSD	L	Änderung des Sättigungsdefizits im Übertragungsintervall ($SD_i - SD_{i+1}$)
Δt	T	Länge des Übertragungsintervalls
$\Delta_x, \Delta_y, \Delta_z$	L	Zellweite in x,y,z-Richtung
γ	-	Mittelwert des Topographischen Index für ein Einzugsgebiet
A_e	L^2	Einzugsgebietsgröße
C	-	Abflusskoeffizient
c	-	Topographischer Index
$\bar{C}_{j,i,k}$	ML^{-3}	Konzentration (sorbiert)
C(t)	ML^{-3}	Konzentration zum Zeitpunkt (t)
C_{gw}	ML^{-3}	Konzentration im neu gebildeten Grundwasser
$C_{j,i,k}$	ML^{-3}	Konzentration (gelöst)
C_{RIV}	L^2T^{-1}	Hydraulische Leitfähigkeit der Hyporhäische Zone
c_{sorb}	ML^{-3}	sorbierte Konzentration

Formelzeichen	Einheit	Bedeutung
D	L^2T^{-1}	Dispersionskoeffizient
\underline{D}	L^2t^{-1}	Dispersionstensor
D_{xx}, D_{yy}, D_{zz}	L^2T^{-1}	Dispersionskoeffizient in x,y,z-Richtung
e	-	Eulersche Zahl
$f_{Advektion}$	$ML^{-2}t^{-1}$	Advektiver Stofffluss
$f_{Dispersion}$	$ML^{-2}t^{-1}$	ADispersiver Stofffluss
g	LT^{-2}	Erdbeschleunigung
$GWFA_{max}$	L	Grundwasserflurabstand - maximal
$GWFA_{min}$	L	Grundwasserflurabstand - minimal
h	L	Wasserstand (Grund-, Wehr-, Pegel-)
h_a	L	Grundwasserstand
h_i	L	Oberflächenwasserstand
h_{RIV}	L	Oberflächenwasserstand
k	-	Korrekturfaktor Wasserstand
k, k_1, k_2	L^2T^{-1}	Leakage Faktor (hydraulische Leitfähigkeit des Flussbettes in Abhängkt. von Flussbettmächtigkeit)
K_d	L^3M^{-1}	Verteilungskoeffizient
K_{RIV}	LT^{-1}	Hydraulische Leitfähigkeit des Flussbettes
L	L	Flusslänge innerhalb einer Zelle
m	L	Rezessionsparameter im Bodenmodell
M_{RIV}	L	Mächtigkeit der Hyporhäischen Zone
n_e	-	Durch Gravitation entwässerbare Porosität
$n_{j,i,k}$	-	Porosität der Bodenmatrix in [j,i,k] Zelle
p	ML^{-2}	hydrostatischer Druck
q	L^3T^{-1}	Fluss zwischen Aquifer und Vorflut
Q	L^3T^{-1}	Abfluss
Q_{Bas}	L	Basisabfluss in WASIM-Bodenmodell

Formelzeichen	Einheit	Bedeutung
Q_D	L	Direktabfluss (gesamt) in WASIM-Bodenmodell
Q_{Gesamt}	L^3T^{-1}	Gesamtabfluss
Q_{Inf}	L^3T^{-1}	Direktabfluss aufgrund von Infiltrationsüberschuss
Q_{Int}	L^3T^{-1}	Zwischenabfluss - Interflow
$Q_{Interakt}$	L^3T^{-1}	Abfluss an der Oberflächenwasser/Grundwasser Grenzfläche
Q_{KAP}	L	Verdunstungsausgleich durch Kapillaraufstieg aus dem Grundwasser in den pflanzenverfügbaren
Q_{Makro}	L	Zufluss zum Makrospeicher in WASIM-Bodenmodell
Q_{RECH}	L^3T^{-1}	Grundwasserzustrom - obere Randbedingung
Q_{RIV}	L^3T^{-1}	Fliessmenge über Flussrandbedingungen
$Q_{Rück}$	L	Gebietsmittel des Zufluss aus Zwischenabflussspeicher in den pflanzenverfügbaren Bodenspeicher (Kapillaraufstieg)
Q_{Sat}	L^3T^{-1}	Direktabfluss aufgrund von Sättigungsüberschuss
$Q_{SH,in}$	L	Zufluss zum Interflowspeicher in WASIM-Bodenmodell
Q_{SUZ}	L	Gebietsmittel des Zufluss aus ungesättigter Zone in Grundwasserspeicher
$R_{i,j,k}$	-	Retardationsfaktor
R_{BOT}	L	Höhe des Flussbettes
r_k	-	empirischer Skalierungsparameter Kapillaraufstieg

Formelzeichen	Einheit	Bedeutung
SD_i	L	Lokales Sättigungsdefizit (entwässerbarer Porenraum oberhalb des Grundwassers bis zur Bodenkante)
SD_m	L	Mittleres Sättigungsdefizit für ein gesamtes Einzugsgebiet
SD	L	Aktuelles/lokales Sättigungsdefizit
SH	L	Aktueller Inhalt des Interflowspeichers
SH_{max}	L	Maximale Füllung des Interflowspeichers
SUZ	L	Speicherinhalt ungesättigter Zonen (nicht durch Pflanzenwurzeln entwässerter Bereich bis zur gesättigten Zone)
T_0	L^2T^{-1}	Hydraulische Transmissivität
Θ	°	Winkel Überfallausschnitt
θ_w	-	Volumetrischer Wassergehalt
v_x, v_y, v_z	LT^{-1}	Fließgeschwindigkeitsvektoren in x,y,z-Richtung
W_{RIV}	L	Flussbreite
z_w	L	Durchwurzelungstiefe
a_L	L	Longitudinale Dispersivität
a_{TH}	L	Horizontale transversale Dispersivität
a_{TV}	L	Vertikal transversale Dispersivität
\bar{X}	-	Mittelwert
λ	T^{-1}	Reaktionskonstante der Denitrifikation
$\lambda, \lambda_1, \lambda_2$	T^{-1}	Umsatz- oder Zerfallsrate
ρ	ML^{-3}	spezifische Dichte des Wassers
ρ_b	ML^{-3}	Raumdichte

Kurzfassung

Voraussetzung für die nachhaltige Bewirtschaftung von Tieflandflusseinzugsgebieten ist ein umfassendes Verständnis der Wasserhaushalts- und Stofftransportprozesse in der Flussaue. Das Ziel dieser Arbeit ist die Untersuchung der Wasserhaushaltsprozesse und Stofftransportvorgänge innerhalb der grundwassergeprägten Talauenlandschaften von Tieflandeinzugsgebieten am Beispiel der im Nordostdeutschen Tiefland gelegenen Havel. Die Arbeiten in verschiedenen skaligen Teileinzugsgebieten der Havel beschäftigen sich dabei zum einen mit der experimentellen Untersuchung und vorrangig qualitativen Beschreibung der Wasserhaushaltsdynamik, zum anderen mit der Entwicklung eines zur quantitativen Analyse von Wasserhaushalts- und Stofftransportprozessen geeigneten Modells und der anschließenden Modellsimulation von Wasserhaushalt und Stickstoffmetabolik im Grundwasser sowie der Simulation von Landnutzungs- und Gewässerstrukturszenarien.

Experimentelle Wasserhaushaltsuntersuchungen: Für die experimentelle Untersuchung der Abflussbildung und der Wasserhaushaltsprozesse in den Talauenlandschaften des Haveleinzugsgebiets wurde im 198 km^2 großen Einzugsgebiet der „Unteren Havel Niederung“ ein umfangreiches Messnetz installiert. Dabei wurden an mehreren Messstationen und Pegeln meteorologische Parameter, Bodenfeuchte sowie Grundwasserstände und Abflüsse beobachtet. Die Analyse der Messergebnisse führte zu einem verbesserten Verständnis von Wasserhaushaltsprozessen in der durch das oberflächennahe Grundwasser und die Oberflächengewässerdynamik beeinflussten Talauenzone. Darüber hinaus konnten durch die Implementierung der Messergebnisse konsistente Anfangs- und Randbedingungen für die Wasserhaushalts- und Grundwassermodellierung im Modellkonzept IWAN realisiert werden.

Das Modell IWAN: Mit dem Modell IWAN (Integrated Modelling of Water Balance and Nutrient Dynamics) wurde ein Werkzeug geschaffen, welches die Berücksichtigung spezifischer hydrologischer Eigenschaften von Tieflandauen, wie z. B. den Einfluss des oberflächennahen Grundwassers bzw. der Dynamik von Oberflächenwasserständen auf den Wasserhaushalt, ermöglicht. Es basiert auf der Kopplung des deterministischen distribuierten hydrologischen Modells WASIM-ETH mit dem dreidimensionalen Finite-Differenzen-basierten Grundwassermodell MODFLOW. Dabei werden mit WASIM-ETH die Abflussbildung und die Wasserhaushaltsprozesse in der ungesättigten Bodenzone und mit MODFLOW die lateralen Grundwasserfließprozesse und der Austausch zwischen Grundwasser und Oberflächengewässer berechnet. Die Modellierung der Stickstoffmetabolik im Grundwasser erfolgt durch das mit Grundwassermodell gekoppelte Stofftransportmodell MT3D unter Berücksichtigung von Advektion, Dispersion, Sorption und autotropher Denitrifikation.

Wasserhaushaltssimulationen: Zur modellbasierten Simulation des Wasserhaushalts der Tief-

landauenlandschaften wurde das Modellkonzept IWAN für verschieden skalige Teileinzugsgebiete an der Havel mit Größen von 2 bis ca. 1000 km² für Simulationszeiträume von 2 Wochen bis zu 13 Jahren angewandt. Dabei wurden die Teilmodelle für Wasserhaushalts- und Grundwassermodellierung in zwei unterschiedlichen Teileinzugsgebieten der „Unteren Havel Niederung“ kalibriert. Die anschließende Validierung erfolgte für das gesamte Einzugsgebiet der „Unteren Havel“. Die Unsicherheiten des Modellansatzes sowie die Anwendbarkeit des Modells im Untersuchungsraum wurden geprüft und die Limitierung der Übertragbarkeit auf andere grundwasserbeeinflusste Tieflandeinzugsgebiete in Abhängigkeit von der topographischen Variabilität bzw. der räumlichen Heterogenität analysiert. Die Ergebnisse der Wasserhaushaltssimulationen führen einerseits zum erweiterten Prozessverständnis des Wasserhaushalts in Flachlandeinzugsgebieten, andererseits ermöglichten sie durch die Quantifizierung einzelner Prozessgrößen die Beurteilung der Steuerungsfunktion einzelner Wasserhaushaltsprozesse. Auf der Basis lokaler Simulationsergebnisse sowie geomorphologischer und gewässermorphologischer Analysen wurde ein Algorithmus entwickelt, welcher die Abgrenzung des direkten Eigeneinzugsgebiets der Havel als Raum der direkten Interaktion zwischen Oberflächengewässer und umgebendem Einzugsgebiet beschreibt. Durch Simulation des Wasserhaushalts im Eigeneinzugsgebiet mit dem Modell IWAN konnten die Interaktionsprozesse zwischen Fluss und Talauenlandschaft quantitativ beschrieben werden. Dies ermöglichte eine Bewertung der Abflussanteile aus dem Eigeneinzugsgebiet sowie eine Quantifizierung der zeitlich variablen Retentionskapazität der Auenlandschaft während Hochwasserereignissen.

Szenariosimulationen: Zur Abschätzung des Einflusses veränderter Landnutzung und angepassten Managements auf den Wasserhaushalt der Talaue wurden Szenarien entwickelt, welche Änderungen der Landnutzung sowie der Gewässergeometrie implizieren. Die Simulation des Wasserhaushalts unter jeweiligen Szenariobedingungen ermöglichte die detaillierte Analyse sich ändernder Randbedingungen auf den Gebietswasserhaushalt und auf die Austauschprozesse zwischen Grundwasser und Oberflächengewässer.

Modellierung der Stickstoffmetabolik im Grundwasser: Zur Untersuchung der Stickstoffmetabolik im Grundwasser der Talauenlandschaft wurde das im Modellkonzept IWAN integrierte Stofftransportmodell MT3D für das Eigeneinzugsgebiet der Havel angewandt. Dies ermöglichte eine Bilanzierung der aus dem Grundwasser des Eigeneinzugsgebiets stammenden Nitratfrachtanteile der Havel. Ebenso konnten die Nitratkonzentrationen im Grundwasser in Abhängigkeit des Haveleinflusses quantifiziert werden. Szenariosimulationen, welche verminderte Nitrateinträge aus der durchwurzelten Bodenzone infolge emissionsvermindernder Landnutzungstechniken annehmen, ermöglichten die Quantifizierung der Effizienz von Managementmaßnahmen und Landnutzungsänderungen in Hinblick auf die Minimierung von Einträgen in Grundwasser und Oberflächengewässer.

Abstract

For a sustainable management of lowland river basins, a comprehensive knowledge about floodplain water balance and nutrient transport processes is required. This investigation aims to analyse water balance processes and nutrient dynamics and transport within the groundwater influenced floodplains of lowland areas. Thus, the investigation was focused on the Havel river catchment at the Northeast German Lowlands, which is a typical example of a lowland floodplain. Experimental investigations were performed at different spatial scales for qualitative analysis of water balance. The complex model IWAN was developed which enables the simulation and quantitative analysis of water balance and nutrient dynamics. Furthermore it allows the scenario based simulation and analysis of changing landuse management and boundary conditions.

Experimental water balance analysis: For experimental investigation of runoff generation and water balance processes within the floodplains of the Havel river an extensive measurement campaign was installed at several test sites of the 198 km^2 catchment of the “Lower Havel river basin“. These test sites include stations and gauges for the observation of meteorological parameters, soil moisture, groundwater depths and river runoff. Analysis of the observed data led to an improved understanding of water balance processes within the specific part of the floodplain which is influenced by the dynamics of the uppermost groundwater and by the surface water dynamics. Furthermore the implementation of the observed data within the model concept realised the consistent definition of time variable, spatial distributed initial and boundary conditions.

The IWAN model: The IWAN model was developed as a tool which implements the specific hydrological characteristics of floodplains within the concept of modelling water balance and nutrient dynamics. It is based on the coupling of the distributed deterministic hydrological model WASIM-ETH with the three-dimensional finite difference based numerical groundwater model MODFLOW. The WASIM-ETH model was used for the approximation of runoff generation and water balance processes within the unsaturated soil zone, whereas the lateral groundwater flow processes and the interaction between groundwater and surface water were simulated with MODFLOW. Simulation of the metabolism of nitrogen within the groundwater passage was realised by the nutrient transport model MT3D which was coupled with the groundwater model. With this approach the approximation of advection, dispersion, sorption and nitrate degradation due to denitrification were implemented.

Water balance simulations: For model based simulation of the water balance within lowland river floodplains the IWAN model was applied for different scaled subcatchments of the Havel river with varying sizes from 2 to 1000 km^2 and simulation periods from 2 weeks up to 13 years. Calibration of the model was performed for two different sized subcatchments of the “Lower

Havel river basin“. The subsequent validation of the model focused on the entire “Lower Havel river basin“. Uncertainties of the model approach and the limited applicability and transferability for further groundwater influenced floodplain landscapes were analysed. The results of the water balance simulations led to an improved understanding of the processes and dynamics within floodplains. It furthermore enabled the quantification and impact analysis of certain processes and interactions. Based on local simulation results and on the analysis of surface and groundwater morphology an algorithm was developed which was used for delineation of the direct catchment of the Havel river. This direct catchment is specified as the part of the floodplain which is characterised by the direct interaction between river and adjacent catchment. Water balance simulations with the IWAN model in the direct catchment led to the quantification of interaction processes between river and floodplain. This enabled the assessment of the runoff fraction from the direct catchment during the ecologically sensitive low flow periods in summer and of the retention capacity of the floodplain during flood events.

Scenario simulations: For the evaluation of the influences of alternative landuse management on the water balance within floodplains, complex scenarios were developed which implemented alterations of landuse or changes of surface water geometries and drainage structures. Simulation of water balances for each scenario allowed the detailed analysis of changing boundary conditions on the floodplain water balance and on the interaction processes between groundwater and river.

Modelling nitrogen metabolism within the groundwater: For investigation of the nitrogen metabolism within the groundwater of floodplains the nutrient transport and dynamics model MT3D, which considers also interactions between groundwater and surface waters, was integrated in the IWAN concept. The model was applied for the simulation of nitrate dynamics within the direct catchment of the Havel river. With this approach, the nitrate loads between groundwater and river could be quantified. In addition, nitrate concentrations within the groundwater were analysed in dependence of surface water dynamics. Scenario simulations, assuming a decrease of incoming nitrate loads from the root zone, caused by landuse techniques, led to the quantification of the efficiency of landuse changes and advanced management strategies to inhibit pollution of groundwater and surface waters.

Kapitel 1

Einführung

1.1 Problemstellung

Feuchtgebiete und Tieflandsauen sind charakteristische und weit verbreitete Landschaftsformen der glazial geprägten mitteleuropäischen Binnentiefländer. Im Zuge des tiefgreifenden Landschaftswandels und der Intensivierung der landwirtschaftlichen Nutzung bis zum Ende des vergangenen Jahrhunderts wurde der Wasserhaushalt der Auenlandschaften nachhaltig verändert. Für Tieflandaunen typische periodische Überschwemmungen weiter Teile der Flusseinzugsgebiete sind aufgrund intensiver Melioration der Landschaft sowie des Staumanagements der Tieflandsflüsse räumlich sowie in ihrer Auftrittshäufigkeit stark eingeschränkt.

Infolge des in den vergangenen 15 Jahren stattgefundenen umfangreichen landwirtschaftlichen Strukturwandels in Mitteleuropa können viele der Ertrags-Grenzstandorte in den Flussauen nicht mehr rentabel bewirtschaftet werden. Durch die parallel dazu wachsende Sensibilisierung für Naturschutzbelange sowie infrastrukturelle Veränderungen in den peripheren Räumen (Entwicklung sanfter Tourismuskonzepte, Biolandwirtschaft) entwickelten sich in den letzten Jahrzehnten neue Perspektiven für die Nutzung der Auenlandschaften. Dabei bergen die z.T. konträren Nutzungsansprüche unterschiedlicher Landnutzer, Stakeholder und Interessengruppen an die Landschaft und den Landschaftswasserhaushalt ein Ernst zu nehmendes Konfliktrisiko. Deutlich werden Nutzungskonflikte vor allem in divergierendem, inkonsistentem Entscheidungsverhalten und teilweise diametralen Lösungsansätzen bei Konfrontation mit extremen oder kritischen Ereignissen (z.B. Hochwasser, Trockenperioden). Hier zeigt sich, dass Konflikte nicht allein auf unterschiedlichen Nutzungsansprüchen und nicht miteinander vereinbaren Anforderungen an den Landschaftswasserhaushalt basieren, sondern auch ein erhebliches Defizit an Kenntnis und Beurteilungsvermögen über die Auswirkung von Eingriffen auf Landschaft und Wasserhaushalt existiert.

Mit der Europäischen Wasserrahmenrichtlinie (WRRL) wurde ein Regularium geschaffen, wel-

ches als Leitbild für die Entwicklung der europäischen Flusseinzugsgebiete das Erreichen eines guten ökologischen Zustands proklamiert. Wenngleich es an Ideen und Kenntnis möglicher Handlungsstrategien zur Verbesserung des Zustands unserer Flusslandschaften nicht mangelt, so herrscht doch weitgehende Unklarheit über die Interaktion und Vereinbarkeit einzelner Managementmaßnahmen. Die Bewertung und Durchführung komplexer Managementprogramme basiert zu oft auf Präferenzen einzelner Interessengruppen als auf konkreten Vorstellungen über das Ursache - Wirkungsgefüge. Um die Wirkung von Managementmaßnahmen oder einzelnen Handlungsoptionen auf den Landschaftswasserhaushalt qualitativ wie quantitativ beschreiben und bewerten zu können, ist es notwendig, szenarienbasierte Modellsimulationen durchzuführen. Die zu Grunde liegenden Modellansätze sollen auf experimentell fundiertem Prozesswissen basieren und die spezifischen hydrologischen Eigenschaften von Tieflandsflussauenlandschaften berücksichtigen. Dies erfordert die Erstellung eines prozessbasierten hydrologischen Modells, welches in der Lage ist, den Wasserhaushalt in den Tieflandauen prozessadäquat wiederzugeben, die Erstellung von auf konkreten Zielvorstellungen basierenden komplexen Szenarien sowie die Simulation der Szenarien und Auswertung der Einflüsse der geänderten Randbedingungen auf den Landschaftswasserhaushalt.

1.2 Zielsetzung, Vorgehensweise

Ziel dieser Arbeit ist die Untersuchung von Wasserhaushaltsdynamik und Stofftransportprozessen in grundwasserbeeinflussten Landschaften des Tieflands am Beispiel verschieden skaliger Teileinzugsgebiete der Havel. Die Ergebnisse dieser Arbeit dienen zum einen einer Vertiefung des Prozessverständnisses von Wasserhaushalt, Abflussbildung, Stofftransport und Umsatz in Auenlandschaften, zum anderen sollen sie die Analyse und Bewertung von Managementmaßnahmen und Eingriffen zur Steuerung und Kontrolle von Wasserhaushalt und (Grund-)Wasserqualität ermöglichen.

Voraussetzung dafür ist der Aufbau eines komplexen hydrologischen Einzugsgebietsmodells, welches sowohl die Abflussbildungs- und Wasserhaushaltsprozesse der Tieflandsaue als auch die enge Kopplung von Wasserhaushalt, Grundwasserdynamik und Oberflächengewässer berücksichtigt. Mittels diesen Modells soll der Wasserhaushalt verschieden skaliger Teileinzugsgebiete an der Havel als typisches Beispiel für eine mitteleuropäische Tieflandauenlandschaft simuliert werden und somit eine qualitative wie quantitative Beschreibung der Interaktionen zwischen Fluss und Flussauenlandschaft ermöglicht werden. Umfangreiche experimentelle Untersuchungen dienen dabei sowohl der Erweiterung des Prozessverständnisses des Wasserhaushalts in der Tieflandaue und der Entwicklung konzeptioneller Vorstellungen über die Dynamik in der Interaktionszone zwischen Grundwasser und Oberflächengewässer als auch der Parametrisierung

und Charakterisierung der Anfangs- und Randbedingungen der Modelle.

Aufbauend auf den Wasserhaushaltssimulationen werden Landnutzungsszenarien sowie Szenarien, welche eine Veränderung der Gewässerstruktur und Gewässergeometrie annehmen, simuliert und durch die Szenarienannahmen induzierte Änderungen quantifiziert. Die Auswertung der Ergebnisse der Szenariensimulationen ermöglicht eine Bewertung und Wirkungsanalyse der komplexen Managementmaßnahmen.

Auf der Basis der Analyse von Simulationsergebnissen lokaler Modellanwendungen in mehreren Teileinzugsgebieten an der Havel wird ein Regionalisierungsalgorithmus zur Erweiterung der Modellkonzeption für das Eigeneinzugsgebiet der Havel entwickelt. Dieser basiert auf der vorangegangenen Spezifizierung der direkten Interaktionszone zwischen Oberflächengewässer und Talaue als das Eigeneinzugsgebiet der Havel. Die Simulationsergebnisse des Wasserhaushalts im Eigeneinzugsgebiet sowie der Interaktion zwischen Grundwasser und Oberflächengewässer dienen der Quantifizierung der hydrologischen Funktionen der Auenlandschaften wie z. B. Retention und Pufferung wasserhaushaltlicher Extrema.

Zur Analyse und Bewertung der Stickstoffumsatzprozesse in der Grundwasserzone sowie deren Retentionspotenzials erfolgt die Ankopplung eines Stoffumsatzmodells an das hydrologische Modell. Anhand der Simulationsergebnisse werden sowohl der Nitrataustausch zwischen Grundwasser und Oberflächengewässer sowie der Nitratabbau durch autotrophe Denitrifikation in der Grundwasserzone bilanziert.

1.3 Aufbau und Struktur der Arbeit

Kapitel 1 und Kapitel 2 geben neben einer kurzen Einführung in die Problemstellung vor allem einen Einblick in die hydrologischen Charakteristika und Stoffumsatzprozesse in grundwassernahen Flachlandeinzugsgebieten. Hierbei wird der Stand des Wissens sowohl experimenteller Untersuchungen der Wasserhaushaltsdynamik als auch von Wasserhaushaltssimulationen und Stofftransportmodellierung in Flachlandeinzugsgebieten analysiert und mit den aus der Zielstellung abgeleiteten Anforderungen verglichen.

In Kapitel 3 erfolgt eine Beschreibung der spezifischen Charakteristik des Untersuchungsgebiets und eine Analyse der zu Grunde liegenden Daten und Informationen. Kapitel 4 stellt das umfangreiche hydrologische und klimatologische Messprogramm vor und zeigt, analysiert und diskutiert ausgewählte Ergebnisse der experimentellen Wasserhaushaltsanalyse.

Die Umsetzung des Konzepts der gekoppelten Wasserhaushalts - Grundwasser - Modellierung im Modellsystem IWAN (Integrated Modelling of Water Balance and Nutrient Dynamics) wird in Kapitel 5 vorgestellt und diskutiert. Daran anschließend erfolgt in Kapitel 6 die Analyse der Ergebnisse aus Modellkalibrierung und Validierung sowie der Wasserhaushaltssimula-

tionen in verschiedenen Einzugsgebietsebenen. Ebenso wird das Regionalisierungskonzept und der auf der Analyse lokaler experimenteller Untersuchungen und Simulationsergebnissen basierende Algorithmus zur Abgrenzung des Eigeneinzugsgebiets eines Teilabschnitts der Havel vorgestellt und die sich anschließenden Ergebnisse der Wasserhaushaltsmodellierung im Eigeneinzugsgebiet diskutiert. Das Kapitel wird durch die Diskussion der Grenzen der Anwendbarkeit des Modellkonzepts sowie einzelner verwendeter Ansätze abgeschlossen. Kapitel 7 stellt die simulierten Landnutzungs- und Gewässergeometrieszenarien vor und zeigt die Ergebnisse der Szenariensimulationen. Darauf aufbauend werden Wasserhaushaltsänderungen sowie Differenzen in der Interaktion zwischen Grundwasser und Oberflächengewässer quantifiziert und anschließend diskutiert.

Um den Einfluss des Interaktionsraums zwischen Grundwasser und Oberflächengewässer auf die Nitratdynamik in der Talauenlandschaft quantifizieren zu können werden in Kapitel 8 sowohl die Einbindung von Nährstoffumsatzprozessen in das IWAN Modellkonzept als auch die Ergebnisse der Modellierung von Nitratdegradation durch autotrophe Denitrifizierung im Grundwasser vorgestellt. Kapitel 9 gibt eine abschließende Zusammenfassung der experimentellen Untersuchungen wie auch der Simulationsergebnisse der dynamischen Wasserhaushalt- und Stoffumsatzprozesse der untersuchten Talauenlandschaft und diskutiert in einem Ausblick Perspektiven und weiteren Forschungsbedarf.

1.4 Anforderungen der Europäischen Wasserrahmenrichtlinie an das Flussgebietsmanagement

Die Naturschutzziele der Europäischen Wasserrahmenrichtlinie (WRRL) orientieren sich am Erreichen des „Guten ökologischen Zustands“ von Oberflächengewässer und Grundwasser (Art. 4a ii und b ii). Um also konkrete Zielvorgaben zu manifestieren und damit die Voraussetzungen für die Relevanz von Managementmaßnahmen zu prüfen ist es notwendig, den vermeintlich „Guten Zustand“ sowie die weiteren Abstufungen innerhalb der Bewertungshierarchien zu definieren. Die Vordefinition der Zustandsparameter und der im weiteren Verlauf daraus abgeleiteten Managementstrategien sollte hierfür entsprechend der Rahmenvorgaben der WRRL für sämtliche Flussgebietsabschnitte erfolgen. Entsprechend des Anspruchs der WRRL, nicht allein das Gewässer sondern auch die mit dem Gewässer interagierenden Prozessräume zu beschreiben gilt es die Managementpläne und Maßnahmen auf den Interaktionsraum des jeweiligen Flusseinzugsgebietes abzustimmen. Folgende Aspekte sind bei der Erstellung und Planung von Managementmaßnahmen zu berücksichtigen:

- der Einfluss diffuser, meist aus agrarischen Landnutzungsquellen stammender Nährstoff-

einträge auf die Gewässerqualität,

- der Einfluss von Landnutzungsmanagement auf Grundwasserqualität und -quantität,
- Ansprüche von Schutzgebieten nationaler wie internationaler Schutzgebietsausweisungen an Grundwasser- wie Oberflächenwasserqualität wie auch -quantität sowie
- die Bedeutung von Feuchtgebieten für den Naturschutz, vorsorglichen Hochwasserschutz sowie die Retention von Wasser während Trockenphasen.

Die Vorgaben der WRRL erfordern die Erstellung von Managementplänen für Flusseinzugsgebiete (2000/60/EG), welche das Erreichen des guten ökologischen Zustands, bzw. der für den jeweiligen Gewässerabschnitt maximal erreichbaren Zustandsstufe, bis zum Jahr 2015 realisieren sollen.

1.5 Das Projekt „Flusseinzugsgebietsmanagement and der Havel“- Einordnung der Arbeiten

Management und Bewirtschaftung von Feuchtgebieten und die damit verbundene Steuerung des Wasserhaushalts der Tieflandinzugsgebiete Nordostdeutschlands sind konfrontiert mit Nutzungskonflikten und zum Teil divergierenden und gegensätzlichen Ansprüchen verschiedener Landnutzungsakteure und Stakeholder. Diese Ansprüche betreffen sowohl die raumzeitliche Dynamik der Wasserverfügbarkeit wie auch der Anteile gesättigter Flächen in der Auenlandschaft und die Kontrolle der Grundwasserflurabstände in Abhängigkeit der jeweiligen präferierten Landnutzungsansprüche. Die Divergenz der gegenläufigen Nutzungsansprüche an Wasserhaushalt und Landschaft wird zum Teil verstärkt durch ungenügende Kenntnis über die Auswirkung und Effizienz konkreter Maßnahmen und Eingriffe auf den Wasserhaushalt.

Grosse Teile der vorliegenden Arbeit wurden im Zusammenhang mit dem BMBF-Forschungsprojekt „**Bewirtschaftungsmöglichkeiten im Einzugsgebiet der Havel**“ durchgeführt. Ziel dieses Projektes ist die Entwicklung und Bewertung alternativer Managementstrategien zur Verbesserung der Gewässergüte im Haveleinzugsgebiet sowie zur Stabilisierung des Wasserhaushalts im Gebiet. Die Definition des jeweils gebietsbezogenen sehr guten ökologischen Zustands basiert dabei auf der Analyse des natürlichen Zustands vormenschlicher Prägung durch Auswertung von Diatomeenbohrkernen [Schönfelder *et al.*, 2002]. Um den Einfluss der alternativen Managementoptionen auf Wasserhaushalt und Wasserqualität zu untersuchen wurden Szenarien entwickelt [Jacobs and Jessel, 2003; Krause and Bronstert, 2003b, 2004b; Krause *et al.*, 2004; Krause and Bronstert, 2004a]. Diese basieren zum einen auf der Annahme

von Landnutzungsänderungen und Variationen im Nutzungsmanagement, zum anderen betreffen sie Veränderungen in Gewässerstruktur bzw. Gewässergeometrie der Oberflächengewässer. Für die jeweiligen Szenarien erfolgte daraufhin die Simulation von Abflussbildung und Abfluss im Gerinne, von Wasserhaushalt und Interaktion mit dem Grundwasser sowie dem Oberflächengewässer, von diffusen wie punktuellen Stoffeinträgen und Transport bzw. Umsatz in der durchwurzelten Bodenzone, im Grundwasser und im Gerinne [Becker *et al.*, 2002; Habeck, 2003; Kneis, 2002; Krause and Bronstert, 2003a, 2004b; Krause *et al.*, 2004; Krause and Bronstert, 2004a] sowie die Berechnung monetärer Bewertungseinheiten für an die Szenarienbedingungen angepasste agrarische Landnutzungsformen [Thiel, 2003]. Eine Bewertung und Einordnung der Gütezustandsklassen für die jeweiligen Szenariosimulationen basiert auf der Analyse von Diatomeenzusammensetzungen und den daraus zurückzuführenden Annahmen über Referenzzustände von Nährstoffkonzentrationen im jeweiligen Gewässerabschnitt. Die aus den einzelnen Szenariosimulationen resultierenden Ergebnisse münden in einer multi-kriteriellen Analyse [Wenzel, 2004b, a]. Basierend auf dieser Analyse erfolgt die Erstellung von Managementplänen und Handlungsempfehlungen. Der interdisziplinäre Ansatz des Projekts basiert auf einer Vielzahl beabsichtigter Synergieeffekte zwischen den einzelnen Modellierungsgruppen. So wurden für die hier vorgestellten Simulationen mit dem Modell SWIM simulierte Zeitreihen für den Nitrataustrag aus der durchwurzelten Bodenzone als Randbedingung für die Modellierung des Nitratabbaus in der Grundwasserzone angenommen. Die Ergebnisse der Wasserhaushaltssimulationen im Eigeneinzugsgebiet wie auch in der „Unteren Havel Niederung“ gingen ebenso wie die Simulationsergebnisse des Nitratumsatzes im Eigeneinzugsgebiet in die Abfluss- und Stoffumsatzmodellierung im Oberflächengewässer ein.

Kapitel 2

Wasserhaushalt und Stofftransport in Flachland Einzugsgebieten

2.1 Flussauenlandschaften im pleistozänen Tiefland

2.1.1 Funktionen der Flussaue

Der Begriff der „Aue“ oder „Auenlandschaft“ wird innerhalb verschiedener Wissenschaftsdisziplinen unterschiedlich definiert. Während in den biologischen und limnologischen Wissenschaften die Definition auf Basis des Vorkommens und der Verbreitung bestimmter Leitarten erfolgt und die Aue hauptsächlich über ihre Lebensraumfunktion beschrieben wird [Foeckler, 1991; Dister, 1991; Brunke and Gonser, 1997], wird z.B. anhand geomorphologischer Ansätze die Aue als Talzone, welche innerhalb des Einflussbereichs vom Hochwasser liegt, gekennzeichnet [Gepp, 1986; Gerken, 1988]. Sich eher auf die fluvialen Prozesse beziehende Ansätze definieren die Aue als den Raum oder Landschaftstyp, welcher sich in periodisch überschwemmten Talböden ausbildet [Miehlich, 2000; Burek, 2003; Gepp, 1986; Nanson and Croke, 1992]. Eine gesamtheitliche Definition von Flussauen als die Oberflächengewässer begleitenden Landschaftselemente im Sinne von interagierenden oberirdischen und unterirdischen Einzugsgebieten wird von der Thüringer Landesanstalt für Umwelt in [TLU, 2000] gegeben.

Eine umfassende Zusammenstellung der Vielzahl von hydroökologischen Funktionen einer intakten Auenlandschaft zeigt Burek [2003]. Neben der Pufferung von Wasserhaushaltsextrema [Krause and Bronstert, 2004b, a; Kranawetterreiser, 2002] kommen der Flussaue vor allem Regulationsfunktionen im Stoffhaushalt wie z. B. der Verzögerung und des Abbaus diffuser Stoffeinträge aus der Landschaft zu [Sanchez-Perez *et al.*, 2003; Gregory *et al.*, 1991; Correll *et al.*,

1992; Cooper, 1990; Cey *et al.*, 1999; Jordan *et al.*, 1993; Pinay *et al.*, 1995; Haycock and Pinay, 1993; Groffman and Tiedje, 1989]. In Feuchtgebieten der Auenlandschaften als Interaktionsraum zwischen terrestrischen und aquatischen Ökosystemen erfolgt die Kontrolle der Austauschraten an Nährstoffen und organischem Material [Swanson *et al.*, 1982; Peterson and Rolfe, 1982; Brinson *et al.*, 1983]. Um die wichtigsten hydroökologischen Funktionen hervorzuheben sollen hier die Bildung von Refugialbiotopen, Klimaregulierung, Grundwasseranreicherung, Filter- und Pufferwirkung für Wasserqualität und Wasserhaushalt sowie die in ihrer Effizienz stark diskutierte Hochwasserretentionswirkung genannt sein.

2.1.2 Hydrologische Charakteristika der Tieflandsflusssauen

Wichtigstes hydrodynamisches Charakteristikum von Auenlandschaften ist der periodische Wechsel von Überschwemmungen und Trockenfallen [Burek, 2003; Gepp, 1986; Gerken, 1988]. Das Ende der Auenlandschaft ist hierbei dort definiert, wo es nur noch zu selten auftretenden episodischen Überflutungen kommt [Gepp, 1986; Gerken, 1988]. Der Wasserhaushalt von Feuchtgebieten in den Tieflandauen wird in der Regel stark vom Grundwasser beeinflusst [Mohrlock, 2003; Hunt *et al.*, 1996; Cey *et al.*, 1998; Winter, 1999; Bendjoudi *et al.*, 2002]. Durch die meist geringen Grundwasserflurabstände in Niederungsgebieten existieren enge Wechselwirkungen zwischen Bodenwasserhaushalt und meteorologischen Randbedingungen [Burek, 2003; Krause and Bronstert, 2005]. So führen Niederschläge oder hohe Verdunstungsraten häufig zu direkter Reaktion von Bodenfeuchte und Grundwasserständen. Neben der quantitativen Bedeutung des Grundwassers für den Wasserhaushalt der Feuchtgebiete hat ebenso die Grundwasserbeschaffenheit einen qualitativen Einfluss auf die Biotopeigenschaften und hydrologischen Funktionen der Tieflandsaue [Blom *et al.*, 1996; Weng *et al.*, 2003; Hill, 1990a; Devito and Dillon, 1993; Hayashi and Rosenberry, 2002]. Weiträumige Melioration von Feuchtgebieten im vergangenen Jahrhundert sowie ausgeprägte Regulierung der Vorflutwasserstände haben zu einer dramatischen Abnahme funktionierender Auen und Feuchtgebiete geführt [Davidsson *et al.*, 2000; Schultink and Van Vliet, 1997; Dugan, 1990; Wheeler, 1995; Dierssen, 1998; Pfadenhauer and Groothjans, 1999]. Ein Grossteil der verbliebenen Feuchtgebiete sind stark degradiert [Succow, 1988; Verhoeven *et al.*, 1993; Heathwaite, 1995; Davidsson *et al.*, 2000], so dass heute in den Mitteleuropäischen Tieflandseinzugsgebieten nur wenige rezente Auen neben einer großen Anzahl fossiler Auen koexistieren.

Tieflandauen sind geprägt durch die den Wasserhaushalt nachhaltig beeinflussende Interaktion des Grundwassers mit angrenzenden Oberflächengewässern [Burek, 2003; Krause and Bronstert, 2004a, 2005; Sophocleous, 2002]. So muss aufgrund der ausgleichenden Wirkung der Interaktion zum Oberflächengewässer aus der Infiltration großer Mengen von Niederschlag nicht zwangsläufig hohe Grundwasserneubildung in tieferliegende Aquifere resultieren und aus ho-

hen Evapotranspirationsraten folgende Bodenwasserverluste nicht in jedem Fall eine Absenkung des Grundwasserspiegels folgen [Woo and Rowsell, 1993; Hayashi *et al.*, 1998; Krause and Bronstert, 2004b; Krause *et al.*, 2004]. Die schnelle Grundwasserreaktion sowie die Interaktionen zwischen Grundwasser und Oberflächengewässer wirken vertikalen Veränderungen (Verdunstungsverluste, Niederschlagsinfiltration) entgegen [Meyboom, 1966; Mills and Zwarich, 1986; Krause *et al.*, 2004; Krause and Bronstert, 2004a].

2.1.3 Dynamik des Nitratumsatzes in der Tieflandaue

Zahlreiche Forschungsergebnisse der vergangenen 20 Jahre belegen die große Bedeutung der Regulationsfunktionen von Feuchtgebieten und Tieflandsauen für den Nitrattransport und Nitratumsatz im oberflächennahen Grundwasser unter Einfluss der korrespondierenden Oberflächengewässer und der agrarisch genutzten Landschaft des Einzugsgebietes [Vidon and Hill, 2004; Refsgaard *et al.*, 1999; Sanchez-Perez *et al.*, 2003; Garcia-Linares *et al.*, 2003; Hill and Devito, 1996; Gilliam, 1994; Jordan *et al.*, 1993]. Wichtigste Eintragspfade für Nitrat ins Grundwasser sind Nitratzufuhr durch Auswaschung aus der durchwurzelten Bodenzone sowie die Interaktion mit dem Oberflächengewässer. Extrem hohe Nitratkonzentrationen im Grundwasser sind häufig eine Folge nicht angepasster intensiver agrarischer Landnutzung [Gusman and Marino, 1999; Keeney, 1986; Pye *et al.*, 1983]. Wichtigster Umsatzprozess von Nitrat ist die autotrophe Denitrifikation (Kapitel 8). Wenngleich die Eintragspfade, Transport und Abbauprozesse von Nitrat in Feuchtgebieten gut bekannt sind so differieren Aussagen bzgl. Wirkungsgrad wie auch Wirkungsraum der Nitratumsatzprozesse in der Tieflandaue stark. Vidon and Hill [2004] berichten von beobachtetem Nitratabbau in der Interaktionszone zwischen Oberflächengewässer und Einzugsgebiet in Abhängigkeit von Ausgangssubstrat und geogenem Background zwischen $> 90 \%$, [Hill and Devito, 1996; Dosskey, 2001], ca. 45% [Correll *et al.*, 1997; Snyder *et al.*, 1998] bis hin zu Nitratanreicherung und Zufluss zum Oberflächengewässer [Bohlke and Denver, 1995; Burt *et al.*, 1999]. Ebenso variiert in Abhängigkeiten der lokalen Gebietscharakteristika die Größe der an das Oberflächengewässer anschließenden Interaktionszone, in welcher Umsatz des oberflächenwasserbürtigen Nitrats stattfindet, zwischen mehr als 100 Meter [Devito *et al.*, 2000] und bis zu 20 Meter [Lowrance *et al.*, 1984; Peterjohn and Correll, 1984; Haycock and Pinay, 1993; Bohlke *et al.*, 2002]. Vor allem die Intensivierung der Landwirtschaft und vermehrte Applizierung von Minereraldüngemitteln führten im vergangenen Jahrhundert zu intensiver Nährstoffanreicherung in Feuchtgebieten, welche in ihrer Senkenfunktion oftmals überlastet waren [Jansson *et al.*, 1994; Leonardson *et al.*, 1994; Vymazal *et al.*, 1998; Trepel, 2000]. Eine ausführliche Zusammenstellung der Nitratumsatzprozesse im Grundwasser erfolgt in Kapitel 8.

2.1.4 Die Aue als Interaktionsraum zwischen Grundwasser und Oberflächengewässer

Talauenlandschaften stellen Interaktionsräume zwischen den ansonsten oftmals entkoppelten Systemen Grundwasser und Oberflächengewässer dar [Sophocleous, 2002, 2001; Hayashi and Rosenberry, 2002]. Art, Intensität und Richtung der Interaktion zwischen Grundwasser und Oberflächengewässer werden im Wesentlichen durch drei Faktoren bestimmt [Sophocleous, 2002; Woessner, 2000; Winter *et al.*, 1998; Winter, 1999]

- dem Druckgradienten zwischen Grundwasser und Oberflächengewässer sowie dessen raumzeitlicher Variabilität,
- der hydraulischen Leitfähigkeit der hyporheischen Zone sowie den Bodeneigenschaften der angrenzenden Talaue sowie
- den geologischen Flussbetteigenschaften sowie der Geometrie und der Lage des Flussbetts innerhalb der Talaue.

Die Interaktionen zwischen Grundwasser und Oberflächengewässer können entscheidenden Einfluss auf den Wasserhaushalt in den Feuchtgebieten der angrenzenden Tieflandsaue haben [Andersen, 2004; Waddington *et al.*, 1993; Devito *et al.*, 1996]. Zum einen beeinflusst der Wasserhaushalt von der Bodensättigung abhängige Größen wie die hydraulische Leitfähigkeit und Evapotranspiration [Brandyk *et al.*, 1995], zum anderen werden durch Veränderungen der grundwasserstandsbeeinflussten Infiltrationskapazität Auswirkungen auf Oberflächenprozesse wirksam [Winter and Rosenberry, 1995]. So zum Beispiel beeinflusst die Lage des Kapillarsaums in Bereichen geringer Grundwasserflurabstände in Ufernähe den Abfluss in das Oberflächengewässer [Gillham, 1984; Jayatilaka and Gillham, 1996; Jayatilaka *et al.*, 1996; Blowes and Gillham, 1988]. Die Richtung der Austauschprozesse kann räumlich wie auch zeitlich selbst im gleichen Einzugsgebiet stark variieren [Krause and Bronstert, 2004a, b]. Dabei variiert das System interagierender Wasserkörper entsprechend der wechselnden Druckgradienten zwischen influenten Bedingungen, wenn aufgrund geringerer Grundwasserstände als Wasserstände im Gewässer Oberflächenwasser das Grundwasser speist (Abb. 2.1a) und effluenten Bedingungen, resultierend aus Grundwasserabfluss ins Oberflächengewässer bei Grundwasserständen, welche die Oberflächengewässerpegel übersteigen (Abb. 2.1b). Influyente Bedingungen treten ebenfalls auf, wenn aufgrund der weit unter der Gewässersohle liegenden Grundwasserspiegel Grundwasserkörper und Oberflächengewässer entkoppelt sind (Abb. 2.1c). Zumeist befindet sich das Flussbett in seiner Lage und Ausrichtung parallel zur es umschliessenden Tieflandsaue. Unter diesen Voraussetzungen sind Zufluß von Grundwasser zum oder Abfluß von Oberflächenwasser aus dem Flussbett gleich wahrscheinlich [Sophocleous, 2002]. Für den Fall

ausgeglichener Wasserstände im Grundwasser und der Vorflut kommt es vermehrt zu flussparallelem Fließen und verringertem Austausch zwischen beiden Wasserkörpern bis hin zur Abstinenz von Interaktionen [Sophocleous, 2002]. Beim Auftreten des Falles von höheren Grundwasserständen als Oberflächenwasserständen auf der einen Seite des Flusses (effluente Verhältnisse) und inversen Verhältnissen auf der anderen Seite des Flusses (influente Verhältnisse) resultiert ein effektiver Durchfluss durch das Gerinne (Abb. 2.1d) [Hoehn, 1998; Huggenberger *et al.*, 1998; Wroblicky *et al.*, 1998; Woessner, 2000]. Dieser Fall tritt häufig dann auf, wenn das Flussbett das Grundwasserfließfeld der Talau senkrecht schneidet [Sophocleous, 2002]. Aufgrund der Variabilität von Böden und Landnutzung im Gebiet wie auch der räumlichen Variabilität der Leitfähigkeiten des Interstitials [Lee, 1977; Lee and Cherry, 1978; Cey *et al.*, 1998] unterliegt auch die Interaktion zwischen Grundwasser und Oberflächenwasser einer starken räumlichen Variabilität [Langhoff *et al.*, 2001].

Untersuchungen von Brunke and Gonser [1997] zeigen, dass trockene Bedingungen mit wenig Niederschlag, geringen Abflüssen und Oberflächenwasserständen, welche zumeist unter der Grundwasseroberfläche liegen, oftmals effluente Zustände bedingen, wohingegen aus feuchten Verhältnissen, gekennzeichnet durch hohe Niederschläge und daraus resultierenden hohen Wasserständen in der Vorflut (höher als Grundwasserstände) und hohen Abflüssen, eher influentes Speisen des Grundwassers aus dem Oberflächenwasser erfolgt (Abb. 2.2).

Gleiche Prozessdynamik konnte auch für die „Untere Havel Niederung“ nachgewiesen werden [Schimmelmann, 1993a; Krause and Bronstert, 2004a, 2003b]. Die Ursache dieser Dynamik und der damit implizierten Retentionsfunktion von Auenlandschaften ist die längere Reaktions- und Verweilzeit des Wassers im Boden im Vergleich zum schneller reagierenden Oberflächenwasser, was bedeutet, dass Änderungen der prozessrelevanten Randbedingungen im Grundwasser langsamer erfolgen als im Oberflächengewässer [Nemeth and Solo-Gabriele, 2003]. Der Wasserhaushalt in der Flussaue kann entsprechend Abbildung 2.2 als Gleichgewicht gekennzeichnet werden, welches zwischen feuchten Zuständen mit Grundwasserneubildung durch infiltrierendes Oberflächenwasser und trockenen Zuständen mit Grundwasserzehrung durch Zustrom in die Vorflut schwankt. Der resultierende Austausch im hydraulisch verbundenen Fluss - Aquifer - System ist eine Funktion der Druckgradienten zwischen Oberflächengewässer und Grundwasser (Abb. 2.3) und lässt sich im einfachsten Fall als eindimensionaler Durchfluss durch eine permeable Matrix durch das Gesetz von *Darcy* [Darcy, 1856] beschreiben [Rushton and Tomlinson, 1979](Gleichung 2.1).

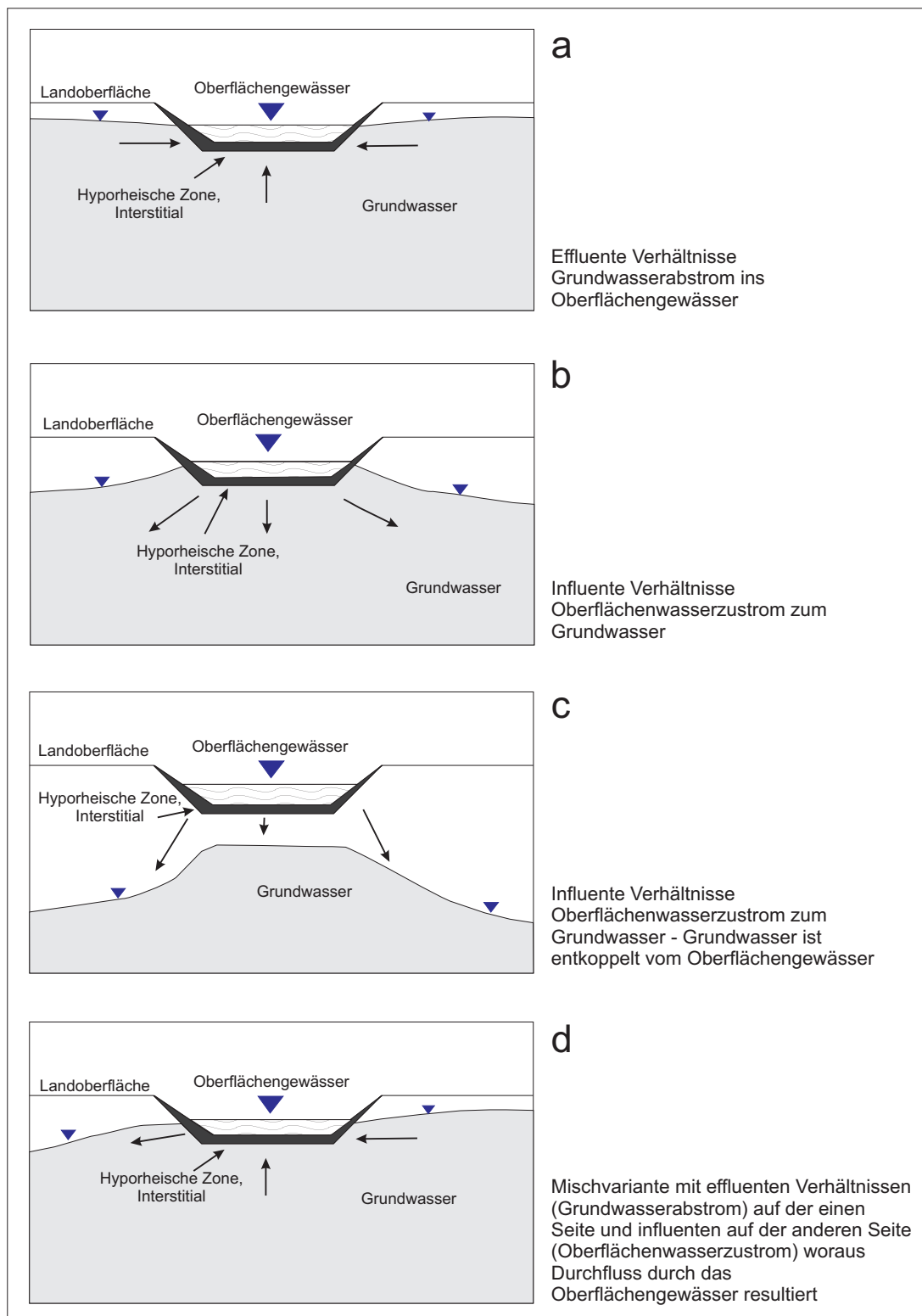


Abbildung 2.1: Grundwasser - Oberflächenwasser - Interaktionen während verschiedener Wasserstandsgradienten mit: Grundwasserstand über Oberflächenwasserstand (a), Grundwasserstand unter Oberflächenwasserstand (b), Grundwasserstand unter Gewässersohle (entkoppelt)(c), divergente Grundwasserstandsverhältnisse an gegenüberliegenden Seiten des Oberflächengewässers (d), verändert nach [Sophocleous, 2002; Peterson and Wilson, 1988; Nemeth and Solo-Gabriele, 2003; Osman and Bruen, 2002]

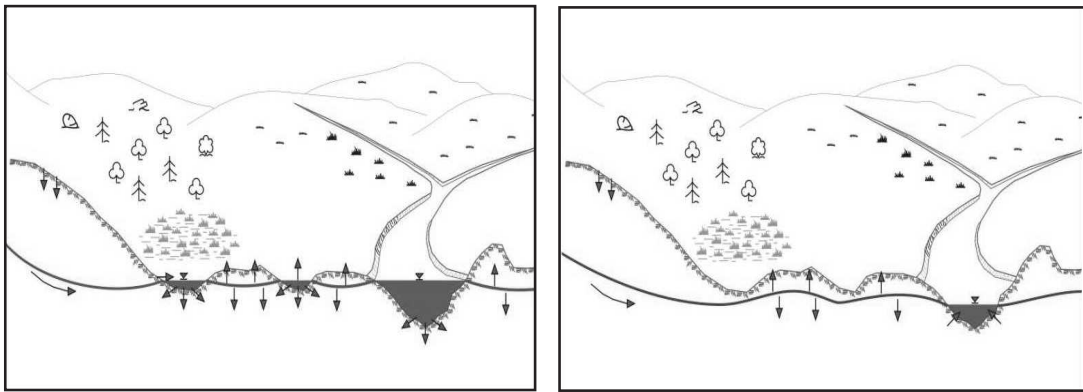


Abbildung 2.2: Dominierende Abflussbildungsprozesse in Talauen während feuchter Perioden (links) mit hohen Wasserständen und Abflüssen sowie während trockenerer Perioden (rechts) mit geringen Abflüssen und Wasserständen

$$q = k \cdot \Delta h \quad \text{bei} \quad \Delta h = h_a - h_i \quad (2.1)$$

mit: h_a = Grundwasserstand; h_i = Oberflächenwasserstand; q = Fluss zwischen Aquifer und Vorflut (positiv für Grundwasserabfluss in Vorflut, negativ für Oberflächenwasserzufluss in den Aquifer); k = Leakage Faktor (hydraulische Leitfähigkeit des Flussbetts dividiert durch Flussbettmächtigkeit)

In Abhängigkeit des Vorzeichens von Δh kann hiermit sowohl influenter als auch effluenter Fluss dargestellt werden. Zum Teil stehen Wasserspiegelgradient Δh und Durchfluss / Austauschrate q in einem linearen Verhältnis wie in Abbildung 2.3a dargestellt.

Vor allem bedingt durch Kolmatierungsprozesse am Interstitial kann es zum Auftreten von Hystereseeffekten, wie in Abbildung 2.3b, dargestellt kommen. Diese sind durch die Fließrichtungsabhängigkeit der Austauschrate charakterisiert. Ebenso kann es bedingt durch Sohlbettstruktur und Flussmorphologie zur Limitierung des Austauschs in nur eine Richtung kommen (Abb. 2.3c). Häufig allerdings ist die Annahme einer linearen Beziehung zwischen Austauschfluss q und Wasserspiegelunterschied Δh zu stark simplifizierend. Wahrscheinlicher ist die Existenz eines nichtlinearen Zusammenhangs zwischen Δh und q (Abb. 2.3d) [Rushton and Tomlinson, 1979]. Aus der Implementierung dieses nichtlinearen Terms in die Darcy Gleichung folgt Gleichung 2.2 mit k_1 und k_2 als unterschiedliche Leitfähigkeiten.

$$q = k_1 [1 - \exp(-k_2 \Delta h)] \quad (2.2)$$

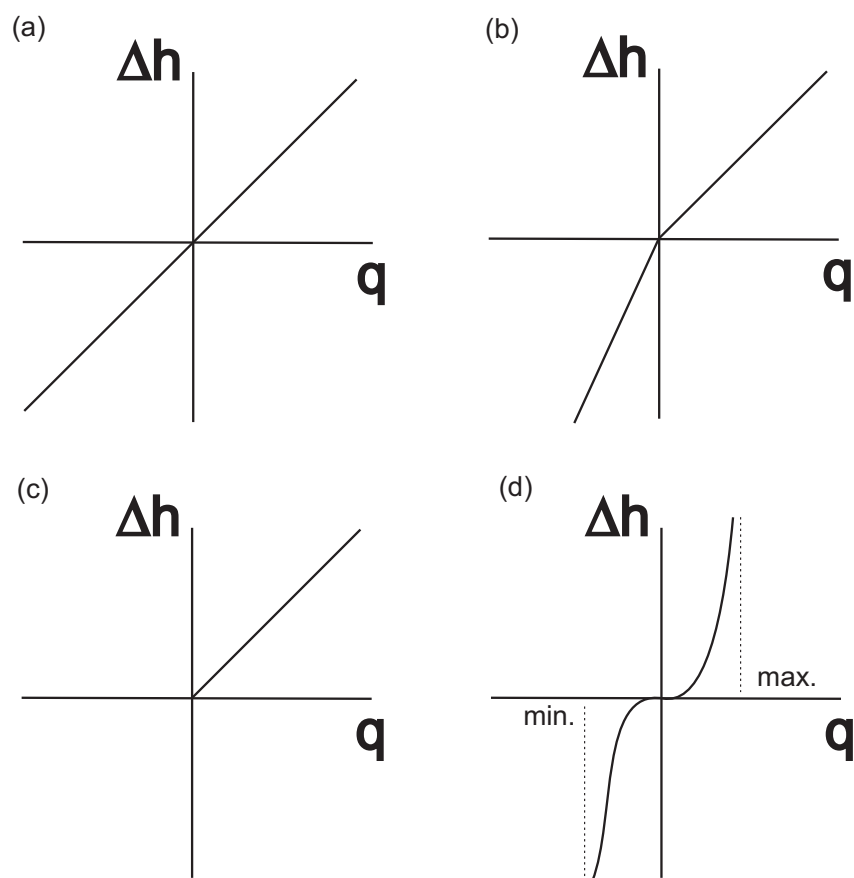


Abbildung 2.3: Verschiedene Möglichkeiten der Interaktion zwischen Aquifer und Oberflächengewässer - Austauschrate q als Funktion des Wasserspiegelgradienten Δh , verändert nach [Sophocleous, 2002; Rushton and Tomlinson, 1979]

2.1.4.1 Interaktionsskalen

Sophocleous [2002] unterscheidet nach Toth [1963] 3 verschiedene Typen von Fließsystemen des Grundwassers in Einzugsgebieten. Er beschreibt diese als lokale, intermediäre oder Zwischenfließsysteme und dem regionalen Fließsystem (Abb. 2.4).

Diese ineinander verschachtelten Fließsysteme bauen aufeinander auf wobei das regionale Fließsystem (Abb. 2.4) an der Spitze der hierarchischen Ordnung steht. Innerhalb eines regionalen Fließsystems speist über eine größere Entfernung geflossenes Grundwasser eine Hauptvorflut bzw. interagiert die Hauptvorflut mit weiten Flächen des Einzugsgebiets. Ein lokales Fließsystem (Abb. 2.4) ist durch den Abfluss bzw. Austausch mit dem naheliegendsten Oberflächengewässer gekennzeichnet. Ein intermediäres Fließsystem (Abb. 2.4) definiert sich durch die Existenz mehrerer topographischer Höhen und Senken ohne dabei wie das regionale Fließsystem die höchsten Erhebungen und tiefsten Senken des Interaktionsraumes zu umfassen. Es ist offensichtlich, dass in einer komplexen Landschaft wie der Flussaue keines dieser Fließsys-

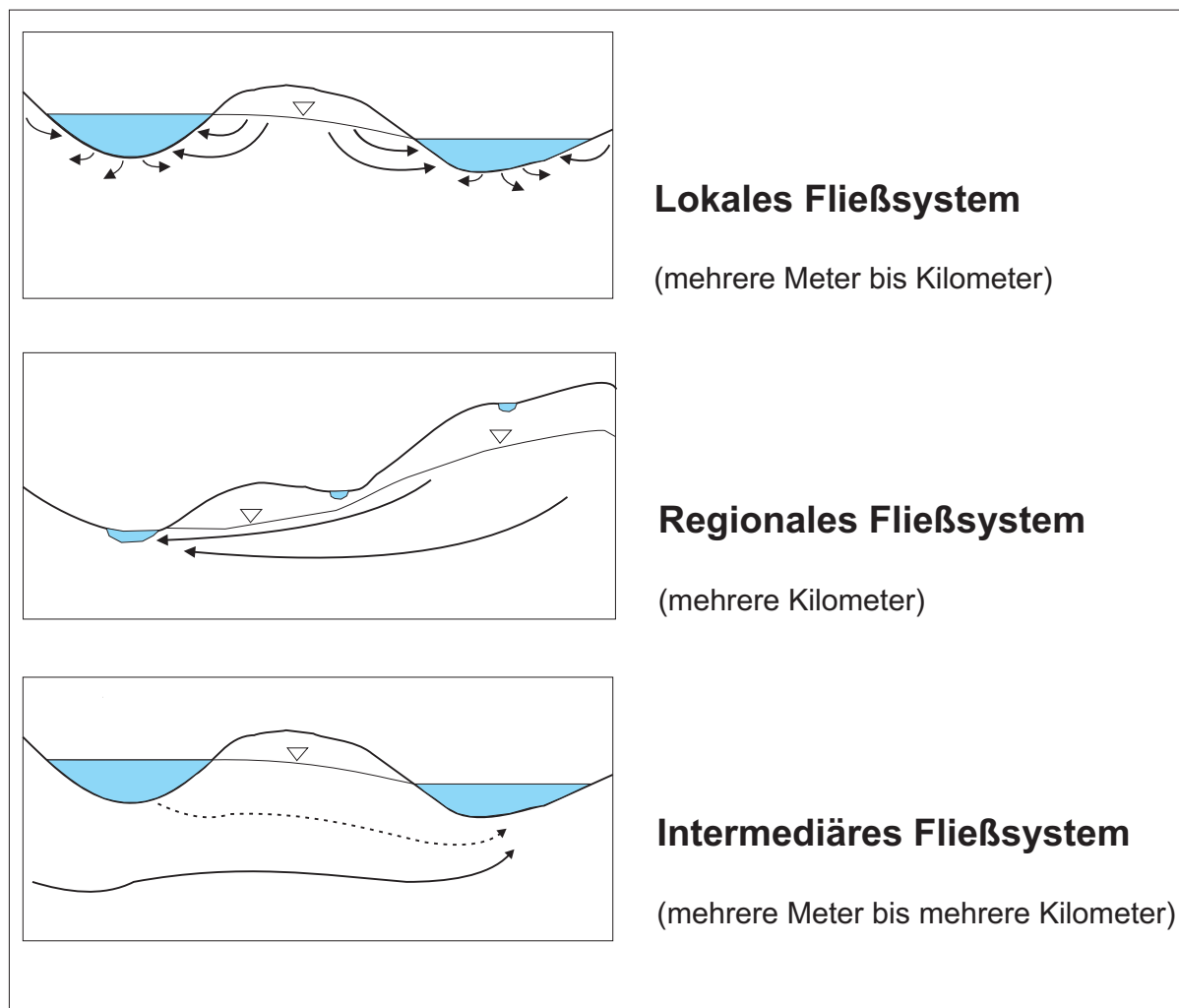


Abbildung 2.4: Skalenbasierte Differenzierung verschiedener Fließsysteme unterschiedlich dominanter räumlicher Prozesse (nach Sophocleous 2002)

teme solitär vorliegt, sondern die Aue vielmehr ein Wirkungsgefüge skalenabhängiger Prozesse darstellt. Diese Tatsache unterstreicht die Notwendigkeit der Zuordnung identifizierter Prozesse zu räumlichen Skalen sowie von Skalenwechseln um die adäquate Beschreibung dynamischer Prozesse realisieren zu können (Kap. 6.1.1.1).

2.1.4.2 Ökologische Bedeutung von Grundwasser - Oberflächenwasser - Interaktionen

Die Steuerung von Wasserhaushaltsprozessen in Feuchtgebieten kann als eine multifaktorielle Interaktionsmatrix bestehend aus Niederschlag, Verdunstung, Grundwasserbewegung und der Interaktion zwischen Grundwasserkörper und Oberflächengewässer aufgefasst werden [Gilvear *et al.*, 1997]. Die Interaktionen zwischen den beiden Wasserkörpern beeinflussen dabei nicht nur den Wasserhaushalt von Feuchtgebieten [Tucker and Acreman, 2000; Hayashi and Rosen-

berry, 2002; Hayashi *et al.*, 1998; Lissey, 1968; Sophocleous, 2001, 2002; Grimm *et al.*, 1997; Wurster *et al.*, 2003], sondern auch deren Hydrochemie und üben damit wiederum Einfluss auf die ökologischen Bedingungen in der Auenlandschaft aus [Grieve *et al.*, 1995; Gilvear *et al.*, 1997; Hill, 1990a; Devito and Dillon, 1993; Rodgers *et al.*, 2004; Prescott and Tsanis, 1997]. So wurden in der Vergangenheit vor allem Einflüsse von Grundwasser - Oberflächenwasser - Interaktionen auf Artenzusammensetzung und Verbreitungsmuster der litoralen und an den Oberflächengewässerrand anschließenden Vegetation [Wassen *et al.*, 1989, 1990; Kondolf *et al.*, 1987] sowie Auswirkungen auf die benthischen Biotope untersucht. Der hyporheischen Zone als Mischungsraum zwischen Grundwasser und Oberflächenwasser kommt aufgrund der intensiven biogeochemischen Aktivität große ökologische Bedeutung zu [Sophocleous, 2002; Grimm and Fisher, 1984; Duff and Triska, 1990; Triska *et al.*, 1993a, b]. Ausschlaggebend ist hierbei die Verweilzeit und damit die Kontaktintensität des Wassers in der hyporheischen Zone oder dem Interstitial [Winter *et al.*, 1998]. Den größten Einfluss auf die Habitatfunktion des Interstitials für zum Beispiel Crustaceen und andere Invertebraten haben die Parameter nutzbarer Porenraum, gelöster Sauerstoff, Temperatur, Nährstoffgehalt und Anteil organischen Materials [Brunke and Gonser, 1997; Williams, 1993; Ward *et al.*, 1994].

Grundwasser - Oberflächenwasser - Interaktionen sind nicht nur von ökologischer Relevanz für den engeren Interaktionsraum sondern auch für die sukzessiv beeinflusste ungesättigte Bodenzone von Teilen der Talau sowie für den bei ausreichend geringem Grundwasserflurabstand grundwasserbeeinflussten Wurzelraum [Andersen, 2004]:

- Der Wassergehalt in der Durchwurzelungszone beeinflusst vor allem die vegetative Artenzusammensetzung aber auch faunistische Lebensbedingungen des Edaphons [Bridgham and Richardson, 1993; Grevilliot *et al.*, 1998; Silvertown *et al.*, 1999].
- Der Grad der Wassersättigung der Porenmatrix beeinflusst die Sauerstoffsättigung, welche wiederum Prozesse wie den Abbau organischer Substanz sowie die Nährstoffmineralisierung kontrolliert [Ponnamperuma, 1984].

2.2 Wasserhaushaltsmodellierung in Flachlandeinzugsgebieten

Die qualitative Beschreibung von Wasserhaushaltsprozessen in grundwasserbeeinflussten Feuchtgebieten unter Berücksichtigung der Bedeutung der Interaktion mit dem Oberflächengewässer wurde in der Vergangenheit sowohl in den hydrologischen wie auch den biologischen Wissenschaften intensiv untersucht [Sophocleous, 1991, 2002; Winter, 1999, 1995; Winter and Rosenberry, 1995; Hayashi and Rosenberry, 2002; Rushton and Tomlinson, 1979; Wurster *et al.*, 2003;

Langhoff *et al.*, 2001; Evans *et al.*, 1999; Mitsch and Gosselink, 1993]. Im Gegensatz dazu basiert die Modellierung von Wasserhaushaltsprozessen und damit einhergehend die quantitative Beschreibung des Wasserhaushalts in Flachlandeinzugsgebieten auf weit weniger etablierten und validierten sowie übertragbaren Ansätzen und Konzepten als zum Beispiel in Mittelgebirgseinzugsgebieten [Gilvear *et al.*, 1997; Kim *et al.*, 1999; Sophocleous, 2002; Sophocleous *et al.*, 1995; Osman and Bruen, 2002; Sudicky *et al.*, 2000]. Die Ursache hierfür liegt unter anderem darin, dass hydrologische Einzugsgebietsmodelle, wie sie für hanglagige Einzugsgebiete entwickelt wurden, nicht ohne weiteres für Feuchtgebiete, welche von einer sich wesentlich unterscheidenden Prozessdynamik gekennzeichnet sind, angewandt werden können.

Da, wie Tabelle 2.1 zeigt, sowohl hydrologisch relevante Gebietseigenschaften wie auch die daraus resultierende Prozessdynamik in Flachlandgebieten sich wesentlich von denen in reliefdominierten Einzugsgebieten unterscheiden, ist die Entwicklung angepasster prozessorientierter Modellkonzeptionen notwendig.

Tabelle 2.1: Vergleich relevanter Einflussgrößen und Prozesse auf die Wasserhaushaltsdynamik in Mittelgebirgseinzugsgebieten und im Flachland

Eigenschaft / Prozess	Mittelgebirge	Flachland
Böden	hohe räumliche Variabilität	oft geringe horizontale Variabilität, vertikal z.T. heterogen geschichtet
Landnutzung	heterogene Landnutzungsmuster, kleine Flächen aufgrund häufig wechselnder Feuchte und Gesteinseigenschaften	homogenere Landnutzungsmuster, große Flächen
Topographie	große Hangneigungen, räumliche variable Topographie, Dominanz vertikaler Geländedifferenzierung	geringere Hangneigungen und Topographie, geringe vertikale Geländedifferenzierung
resultierende Abflussbildungsprozesse	Oberflächenabfluss aufgrund Infiltrationsüberschuss (Horton) oder Sättigungsüberschuss, hangparalleler Interflow auf schlecht leitenden Schichten	Oberflächenabfluss nur auf Sättigungsflächen (erreicht oft nicht die Vorflut), Basisabfluss beeinflusst durch Interaktion mit Oberflächengewässer

Zur erfolgreichen Simulation des Wasserhaushalts von Flachlandeinzugsgebieten ist es dabei notwendig, die spezifischen hydrologischen Charakteristika der Abflussbildungsprozesse von Auenlandschaften in einem geeigneten Modell prozessadäquat abbilden zu können. In Anbetracht der bereits eingangs beschriebenen dominierenden Abflussbildungsprozesse in Flachlandeinzugsgebieten sowie der im Untersuchungsgebiet beobachteten hydrologischen Phäno-

mene (Kap. 4) bedeutet dies vor allem die Möglichkeit der Implementierung von Grundwasser - Oberflächenwasser - Interaktionen, sowie die Berücksichtigung der resultierenden In- und Exfiltrationsvorgänge (vom Grundwasser ins Oberflächenwasser und umgekehrt) im Modellkonzept [Sophocleous, 2002; Hughes, 2004; Hayashi and Rosenberry, 2002; Krause and Bronstert, 2002]. Ebenso müssen in einem geeigneten Modellkonzept die raumzeitliche Variabilität der Interaktionen zwischen Grundwasser und Oberflächengewässer sowie die in Abhängigkeit von der Vorflutentfernung stattfindenden Prozesswechsel zwischen vertikal und lateral dominierter Bodenwasserbewegung Berücksichtigung finden.

Die meisten zur Wasserhaushaltsmodellierung auf mesoskaliger Ebene entwickelten und angewandten Modelle beschreiben die Prozesse der Abflussbildung und der Bodenwasserdynamik in der ungesättigten durchwurzelten Bodenzone relative ausführlich (SWAT [Arnold and Williams, 1995], SWIM [Krysanova *et al.*, 1996, 2000], WASIM-ETH-I [Schulla, 1997, 1999], HBV [Bergström, 1992], TOPMODEL [Beven and Kirkby, 1979; Beven *et al.*, 1995], HILLFLOW [Bronstert, 1994], CATFLOW [Maurer, 1997a, b], ARCEGMO [Pfützner *et al.*, 1997; Becker *et al.*, 2002]). Eine Berücksichtigung der lateralen Grundwasserbewegung sowie der bei der Wasserhaushaltsmodellierung in Flachlandeinzugsgebieten unerlässlichen Verbindung zum Oberflächengewässer wird dabei nicht oder lediglich in Form nur bedingt rückgekoppelter Einzellinearspeicher berücksichtigt [Krause and Bronstert, 2002].

Häufig angewandte Modellentwicklungen auf Basis von Grundwassermodellen, welche unter Einbeziehung der Vorflutinteraktionen zur Simulation des Wasserhaushalts von Feuchtgebieten genutzt werden, vernachlässigen mit wenigen Ausnahmen die Bedeutung der Prozesse in der ungesättigten Bodenzone und damit die Wechselwirkungen mit der Oberfläche und Vegetation [Andersen, 2004]. Dies bedeutet, dass Effekte wie die Verringerung des Infiltrationsvermögens aufgrund geringerer Grundwasserflurabstände bei Grundwasseranstieg keine Reflektion im Modellkonzept erfahren und nicht abgebildet werden können. Ebenso wird der Einfluss der Vegetation auf den Bodenwassergehalt (Wurzelaufstieg, Evaporation) nicht berücksichtigt.

Erste Ansätze zur stationären, nicht rückgekoppelten Modellierung von Fluss - Aquifer - Interaktionen, im Wesentlichen basierend auf Prinzipien der Grundwassermodellierung, stammen von Kreager-Rovey [1975]; Bouwer [1969]; Dillon and Liggett [1983] (Eine Zusammenstellung hierzu gibt Osman and Bruen [2002]). Eine Einbeziehung der Vegetation sowie von Verdunstung und Interaktion mit der ungesättigten Zone fanden in diesen Ansätzen keine Berücksichtigung. Vor allem bei geringen Grundwasserflurabständen in Feuchtgebieten bildet der Einfluss der Vegetation auf den Wasserhaushalt und den Grundwasserspeicher allerdings eine nicht zu vernachlässigende Systemgröße [Spijksma and Schouwenaars, 1997].

Basierend auf wachsendem Prozessverständnis und der Analyse raumzeitlicher Variabilitäten bei Grundwasser - Oberflächenwasser - Interaktionen [Sophocleous, 2002; Nemeth and Solo-

Gabriele, 2003; Langhoff *et al.*, 2001; Hayashi and Rosenberry, 2002; Gilvear *et al.*, 1997] erfolgte die Entwicklung neuer konzeptioneller Ansätze zur Beschreibung des Austauschs zwischen Grundwasser und Oberflächengewässer [Osman and Bruen, 2002]. Einzelne Ansätze beziehen sich auf den Austausch zwischen beiden Wasserkörpern im Sinne einer allein vertikalen Abflussbeziehung über das Gerinnebett [Swain and Wexler, 1996], andere wiederum berücksichtigen den Austausch über den gesamten benetzten Umfang des Gerinnebetts [Nemeth and Solo-Gabriele, 2003]. Weitere Beispiele für die Simulation von Grundwasser - Oberflächenwasser - Interaktionen durch die Erweiterung klassischer Konzepte der Grundwassermodellierung geben Bradford and Acreman [2003]; Tucker and Acreman [2000]; Beckers and Frind [2000]; Gilvear *et al.* [1997].

In Folge der Erkenntnis, dass in Flachlandeinzugsgebieten Wasserhaushaltsmanagement und Grundwassermanagement nicht voneinander zu trennen sind [Sophocleous and Perkins, 2000; Sophocleous, 2002; Hughes, 2004] und integrierte Wasserhaushaltsmodellierung eine Grundvoraussetzung für ein integratives Flusseinzugsgebietsmanagement darstellt [Sophocleous and Perkins, 2000], resultierte die Entwicklung integrativer gekoppelter Wasserhaushalts - Grundwasser - Modelle. Ein Problem der gekoppelten integrativen Betrachtung der Prozessdynamik in Flachlandeinzugsgebieten stellt die scheinbare Inkonsistenz allgemeingültiger prozessbasierter Ansätze und Konzepte innerhalb der Wasserhaushalts- und der Grundwassermodellierung dar. Basieren die meisten mesoskaligen Wasserhaushaltsmodelle auf konzeptionellen, nur teilweise distribuierten Ansätzen, so funktionieren die meisten Grundwassermodelle auf räumlich differenzierter, physikalischer Basis [Sophocleous and Perkins, 2000]. Nachteil der wenigen existierenden dreidimensionalen physikalisch basierten voll integrierten numerischen Wasserhaushaltsmodelle, welche die Interaktion zum Oberflächengewässer implizieren [VanderKwaak, 1999; VanderKwaak and Sudicky, 1999; Sudicky *et al.*, 2000; Weng *et al.*, 2003], ist die mit zunehmender Anzahl Finiter Elemente oder Differenzen steigende Rechenzeit und aus dem intensiven Datenaufwand resultierende räumliche Begrenzung des Modellgebiets. Wichtige Prozessstudien bezüglich der räumlichen Variabilität und Limitierung des Einflusses der Grundwasser - Oberflächenwasser - Interaktionen basieren auf der Simulation zweidimensionaler Querschnitte von Flussauenlandschaften z. B. durch Nutzung des numerischen Modells HYDRUS-2D [Simunek *et al.*, 1994; Joris and Fejen, 2003].

Mesoskalige Modelle zur Beschreibung von Grundwasser - Oberflächenwasser - Interaktion in Abhängigkeit der Vorflutentfernung basieren zum Teil auf überwiegend konzeptionellen Ansätzen (HECNAR) [Jayatilaka and Gillham, 1996; Jayatilaka *et al.*, 1996], (SWATRE) [Spieksma and Schouwenaars, 1997]. Dem gegenüber steht der Versuch, physikalisch basierte Grundwassermodelle mit konzeptionellen Wasserhaushaltsmodellen zu koppeln (SWAT - Modflow [Sophocleous and Perkins, 2000], Agriflux - Modflow [Lasserre *et al.*, 1999]). In beiden Fällen

wird der Interaktionsraum zwischen Grundwasser und Oberflächenwasser als in seiner Ausdehnung stationär beschrieben. Raumzeitlich instationäre Prozesswechsel werden nur ansatzweise im Modellkonzept abgebildet. Vor allem letztgenannte Ansätze ermöglichen zwar weitestgehend die Darstellung des Einflusses der Interaktionen zwischen Grundwasser und Oberflächengewässer auf die Tieflandsaue, der häufig ebenfalls relevante Einfluss des oberliegenden Einzugsgebiets auf den Interaktionsraum in der Talaue kann mit ihnen jedoch nur bedingt wiedergegeben werden [Hayashi *et al.*, 1998].

2.3 Modellierung des Nitratsatzes in Flachlandeinzugsgebieten

Zur prozessadäquaten Beschreibung der Nitratsatzdynamik in den Feuchtgebieten von Tieflandsauen ist es notwendig, zum einen Transport und Umsatz in der durchwurzelten Bodenzone sowie den Austrag/Eintrag ins/aus dem Grundwasser, aber auch den Nitratabbau im Grundwasser in Abhängigkeit des Oberflächenwassereinflusses zu berücksichtigen. Dies bedeutet die Prozessdynamik unterschiedlicher Modellansätze miteinander verbinden zu müssen. Die Simulation des Transports konservativer gelöster Stoffe im Aquifer unter Berücksichtigung von Advektion und Dispersion basierend auf Grundwassermodellen erfolgte seit den 1970er Jahren innerhalb mehrerer Studien [Refsgaard *et al.*, 1999]. Die mesoskalige Simulation diffuser Einträge, vor allem aus der Landwirtschaft, und der Nitratauswaschung aus der Wurzelzone gewann vor allem seit den 1990-er Jahren an zunehmender Bedeutung [Thorsen *et al.*, 1996; Person *et al.*, 1996]. Letztgenannte Modelle variieren zwischen semi-empirischen Ansätzen (AGNPS [Young *et al.*, 1995], SWIM [Krysanova *et al.*, 1996, 2000], CREAMS [Knisel, 1980; Knisel and Williams, 1995], SWRRB [Arnold *et al.*, 1990; Arnold and Williams, 1995]) bis zu meist eindimensionalen physikalisch basierten Modellen (DAISY [Hansen *et al.*, 1991], WAVE [Vereecken *et al.*, 1991; Vanclooster *et al.*, 1994, 1995]). Integrierte Modelle bzw. Modellkopplungen, welche die komplette Bandbreite der Prozesse in der Interaktionszone der Flussaue beschreiben, existieren äußerst selten (MIKE SHE & Daisy [Styczen and Storm, 1993], Agriflux & Modflow [Lasserre *et al.*, 1999]).

Kapitel 3

Untersuchungsgebiet und Datenlage

3.1 Das Einzugsgebiet der Havel

Das Einzugsgebiet der Havel befindet sich im glazial geprägten Nordostdeutschen Tiefland. Der Verlauf der Havel von der Quelle zur Mündung mit ihren ursprünglich weit ausgedehnten natürlichen Retentionsräumen bildet ein typisches Beispiel für die Flüsse der Niederungsgebiete in den Binnentiefländern Mitteleuropas. Nachdem die Havel auf einer Höhe von 69 m ihrem, im östlichen Teil des Müritz Nationalparks gelegenen Quellsee (Middelsee nahe Kratzburg) entsprungen ist, weist sie in ihrem 341 km langen Verlauf bis zur Einmündung in die Elbe bei Havelberg einen Fallhöhenunterschied von lediglich 39 m auf [Weiße, 2002]. Dies entspricht einem mittleren Gefälle von weniger als 0,2 Promille. Die Havel durchfließt, durchaus typisch für Tieflandsflüsse, auf ihrem Weg zur Mündung eine große Zahl an Seen und seeartiger Erweiterungen. Das Gewässersystem ist vor allem im Unterlauf stellenweise stark verzweigt, abschnittsweise kanalisiert, eingedeicht und gestaut. Die geringen Abflüsse der Havel sind durch Stauhaltungen sowie das intensive Grabensystem in den Talauenbereichen stark beeinflusst. Das oberirdische Einzugsgebiet der Havel umfasst 24069 km^2 . Der wichtigste Havelzufluss ist die Spree, welche im Zittauer Gebirge der Oberlausitz entspringt und bis zu ihrer Einmündung in die Havel ein nahezu dreimal größeres Einzugsgebiet (10137 km^2) durchflossen hat als die Havel (ca. 2500 km^2). Nicht ganz konsistent ist der Gebrauch der Begrifflichkeiten zur weiteren räumlichen Differenzierung der Havel. Wird vor allem in der Wasserwirtschaft und Binnenschifffahrt eine sich lediglich auf den Flusslauf beziehende Unterteilung anhand der Einmündung der aus Süden kommenden Spree vorgenommen, indem man in „Obere Havel Wasserstraße“ von Quelle bis Spree-Einmündung in Spandau und „Untere Havel Wasserstraße“ von Spree-Einmündung bis Havelmündung unterscheidet, so wird bei der Betrachtung der Einzugsgebiete eine Differenzierung in „Mittlere Havel“ für den Bereich von Potsdam bis Brandenburg und „Untere Havel“ für den Bereich von Brandenburg bis Havelberg gebraucht. Nach-

dem die Obere Havel von ihrer Quelle bis ca. Berlin/Potsdam einen südlichen Verlauf aufweist, ändert sie ab Potsdam ihre Richtung nach Westen, um von der Stadt Brandenburg bis zu ihrer Mündung nach Norden zu fließen, was zur Folge hat, dass die direkte Entfernung zwischen Quelle und Mündung lediglich ca. 90 km beträgt. Das im Folgenden eingehender betrachtete Untersuchungsgebiet stellt das Einzugsgebiet der Unteren Havel zwischen den Pegeln Albertsheim (319636/5837259, Havel-km: 109,85) und dem Oberpegel Garz (3312251/5847580, Havel-km: 128,9) dar.

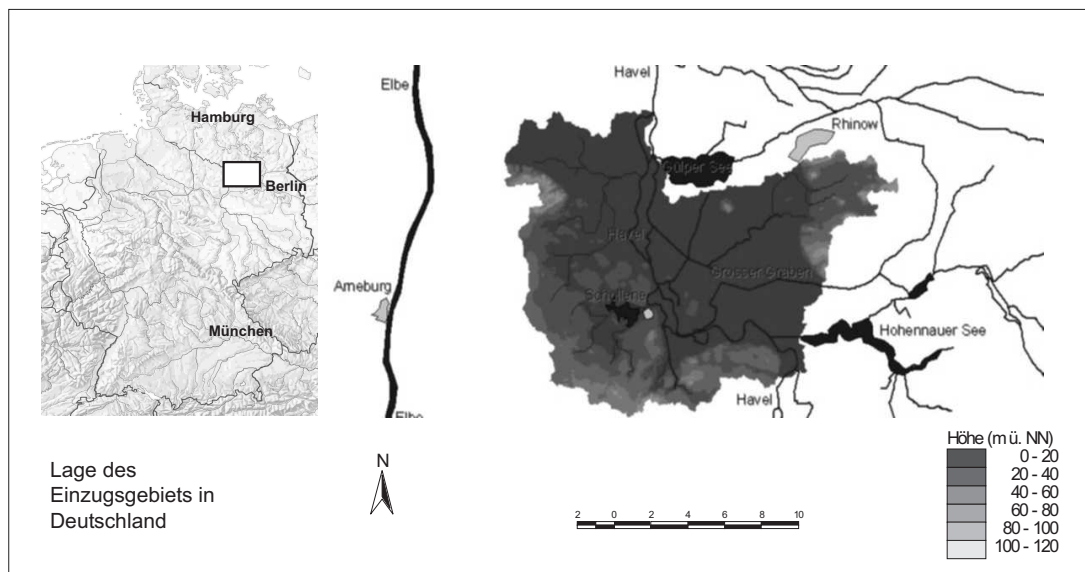


Abbildung 3.1: Lage und Ausdehnung des Einzugsgebiets „Untere Havel Niederung“

Dieses Gebiet eignet sich deshalb besonders für die Untersuchung der in Kapitel 1 und 2 beschriebenen Fragestellungen, da es einerseits durch eine ausgedehnte Talaue mit einer hohen Dichte nicht natürlicher Drainstrukturen charakterisiert ist, auf der anderen Seite von einer relativ profilierten Moränen-Hügellandschaft umgrenzt wird. Hieraus resultieren raumzeitlich sehr heterogene Muster von Abflussbildungsprozessen mit variablen Prozesswechselln zwischen Talaue und Hanglagen, was die Entwicklung zeitlich dynamischer flächendifferenzierter Untersuchungsmethoden (Kapitel 2) erfordert. Ein weiterer Grund für die Auswahl dieses Teilabschnittes der Havel war die Existenz einer guten und ausbaufähigen Monitoring-Infrastruktur und einer umfangreichen experimentellen Datengrundlage basierend auf Vorarbeiten seit den 60-er Jahren [Knothe, 1992, 1993; Krüger, 1980, 1983; Kaden *et al.*, 1999; Barsch, 1994a, b; Schimmelmann, 1993a, b; Rutter *et al.*, 1994; Weiße, 1966, 1995, 2002]. Die Abgrenzung des 198 km² großen Einzugsgebiets (Abb. 3.1) erfolgte durch Anwendung allgemeiner auf Reliefanalysen beruhender Routinen zur automatischen Einzugsgebietsausweisung basierend auf der

Nutzung Geographischer Informationssysteme (GIS). Hierbei war der Tatsache Rechnung zu tragen, dass ein Teil der künstlich angelegten Drainstrukturen vor allem in den flachen Niederungsbereichen das Relief entgegen der Gefällerrichtung schneidet und damit die sich allein auf dem Relief beruhenden Einzugsgebietsgrenzen verändert. Genauere Informationen über den Algorithmus zur Ausweisung der Einzugsgebietsgrenzen des Eigeneinzugsgebietes für die Regionalisierung der Modellanwendungen sind in Kapitel 6.5 enthalten.

3.2 Geologie/Geomorphologie

Der Untersuchungsraum ist Bestandteil der geologischen Formation der Norddeutsch - Polnischen Senke, welche aus variskischem Grundgebirge und postkarbonischen Tafeldeckgebirgs-sedimenten besteht [Schimmelmann, 1993a, b]. Die Formgebung der morphologischen Einheiten erfolgte während der letzten mitteleuropäischen Inlandsvereisung im Weichselglazial. Der Untersuchungsraum ist dem brandenburgischen Jungmoränengebiet zuzuordnen [Kaden *et al.*, 1999]. Folge der glazigenen Formgebung ist der stetige Wechsel zwischen ausgedehnten Niederungen und kleinen Platten. Einen Überblick über die Topographie des Untersuchungsgebietes gibt Abbildung 3.2.

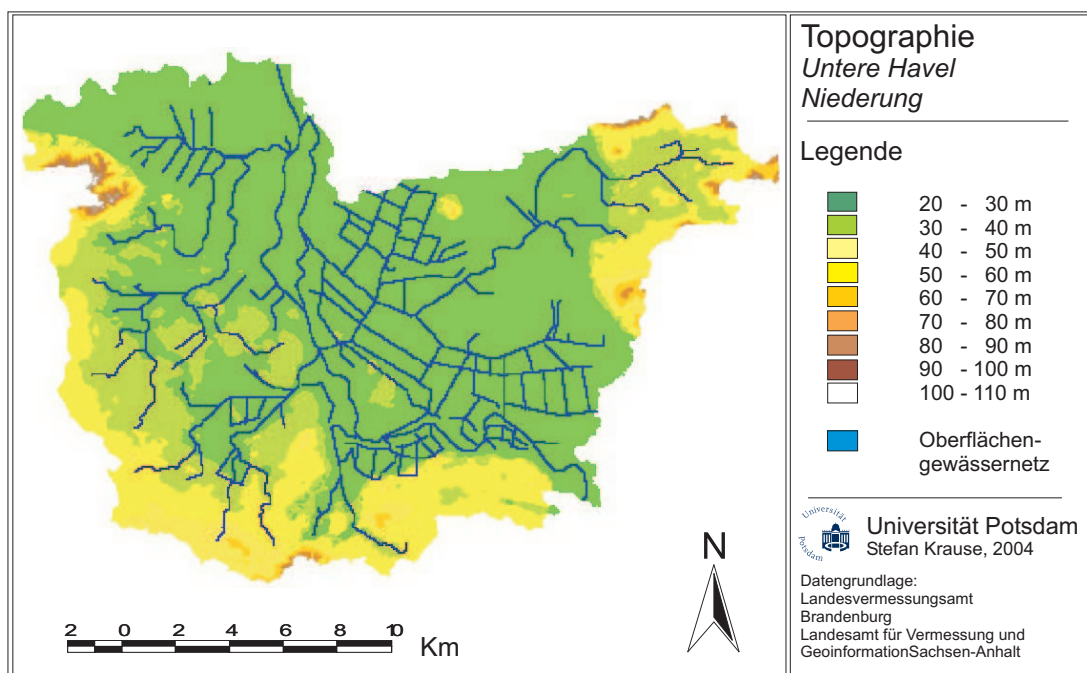


Abbildung 3.2: Topographie und Fließgewässer des Untersuchungsgebietes „Untere Havel Niederung“

Der zentrale Bereich des Einzugsgebiets ist von weitflächigen Niederungen in den Bereichen früherer Urstromtäler gekennzeichnet. In der holozänen Gestaltung der Niederungsbereiche kann zwischen zwei Prozessen unterschieden werden: die durch Überflutungen induzierte Akkumulation von Schwemmmaterial sowie großflächige Vertorfungen aufgrund verzögerten Humusabbaus in Bereichen mit sehr oberflächennahen Grundwasserständen. Die Niederungslandschaft untergliedert sich weiter in Talaue mit mittleren Höhenlagen von 23,5 - 25 m, an welche sich weite Talsandareale mit Höhen von bis zu 30 m anschließen [Schimmelmann, 1993a; Krüger, 1980; Knothe, 1993]. In den Talsandflächen können zwei unterschiedliche Terrassen angesprochen werden, so dass in der Niederung drei Niveaustufen koexistieren, die Talaue, eine untere und eine obere Talsandterrasse. An mehreren Stellen treten innerhalb der Talaue Durchragungen von Talsandinseln auf [Schimmelmann, 1993a; Knothe, 1992, 1993; Weiße, 2002]. Die Talaue wie auch die Talsandterrassen werden mehrfach von teils gestauchten Grundmoränensockeln (Kienberg, 59,0 m NN; Pareyer Insel, 34,8 m NN) unterbrochen. Der Übergang von den Niederungen zu, das Einzugsgebiet begrenzenden, pleistozänen Hochlagen (lokal = „Ländchen“) vollzieht sich stellenweise abrupt bei einem Niveau von ca. 30 m [Schimmelmann, 1993a; Rutter *et al.*, 1994]. Diese bestehen aus mehrfach gestauchten Endmoränen der zweiten und dritten Eisrandlagen der Weichselvereisung [Weiße, 1966] und überragen die Niederung deutlich (98,1m Kossätenberg). Während die Niederungen durchgehend sehr flach und deutlich unprofiliert sind (max. Hangneigungen zwischen einzelnen Talsandterrassen 2-3 %), können im Übergang von Niederung zu pleistozänen Hochflächen Hangneigungen von bis zu 20 % auftreten [Schimmelmann, 1993a, b]. BARSCH differenziert zwischen 11 verschiedenen Landschaftstypen, welche als Grundeinheiten für die Landschaftskennzeichnung angesehen werden [Barsch, 1994a, b; Kaden *et al.*, 1999].

3.3 Böden

Zusätzlich zu der, durch die Geländemorphologie bedingten Vielfalt der Böden weist das Untersuchungsgebiet eine intensive kleinräumige Variabilität der durch ihre Hydromorphiemerkmale geprägten Böden auf. Die Hydromorphie der Böden resultiert aus den starken Schwankungen der Grundwasseroberfläche und des häufigen Überstaus weiter Flächen. Bodenbildende Substrate der Talauen sind Auenlehme, welche Mächtigkeiten zwischen 4 - 10 dm erreichen, Mudde und Torfe [Krüger, 1980, 1983; Knothe, 1992, 1993]. Die Talaue ist vielfach durch Talsandinseln durchragt. Die sich an die Talaue anschließenden Talsandareale liegen im Bereich von 25 bis max. 35 m. Als bodenbildende Substrate der Talsandflächen treten Auenlehm mit < 4 dm Mächtigkeit sowie Mittelsande und Sande auf [Schimmelmann, 1993a, b]. Sowohl die Talaue als auch die die Talsandareale druchdringenden Grundmoräneninseln sind aus Geschiebemergel

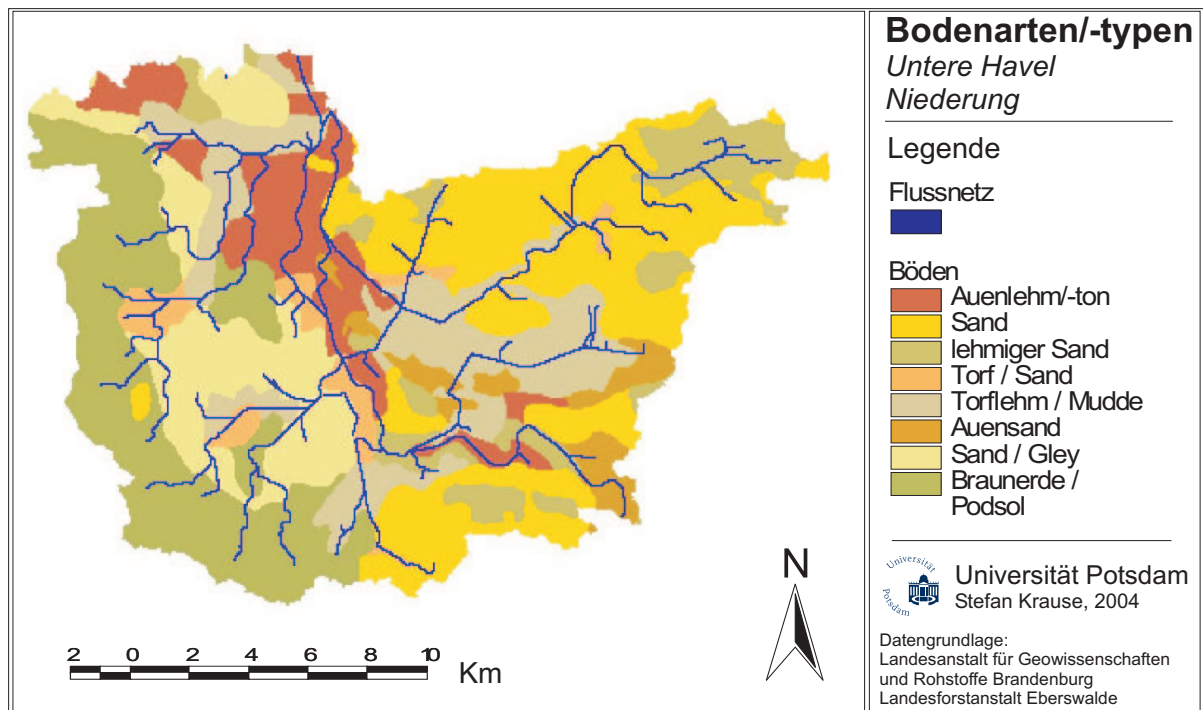


Abbildung 3.3: Verteilung der Bodenarten/Bodentypen im Untersuchungsgebiet „Untere Havel Niederung“

aufgebaut und mit Ausnahme der Grundmoräne südlich von Wolsier von pleistozänen Sanden bedeckt. Abbildung 3.3 zeigt die verschiedenen Bodentypen im Untersuchungsgebiet.

Im Übergangsbereich der Talsandflächen zur Talaue nehmen die Feinsand- und Schluffanteile im Auenlehm/Mudde und Auenton zu. Die Auenlehme und organogenen Böden der Niederungen weisen höhere Feldkapazitäten auf als die sich anschließenden Talsandflächen. Die Infiltrationskapazitäten der Böden der Niederungen sind geringer als die der Sande auf den Platten, allerdings immer noch so hoch, dass Infiltrationsüberschuss selbst bei gebietstypischen Starkregenereignissen eine unwesentliche Rolle spielt. Die k_f -Werte der Substrate schwanken im Gebiet zwischen $2,3 \cdot 10^{-7} \text{ m s}^{-1}$ – $2,1 \cdot 10^{-6} \text{ m s}^{-1}$ in den Auenbereichen, über $2,9 \cdot 10^{-7}$ – $3,3 \cdot 10^{-5} \text{ m s}^{-1}$ im Übergang zu den Talsandflächen, bis zu $1,2 \cdot 10^{-4}$ – $2 \cdot 10^{-4} \text{ m s}^{-1}$ in den Decksandaufgaben der Grund- und Endmoränen [Rutter *et al.*, 1994; Beyer, 1968]. Einen Vergleich der mittleren hydraulischen Leitfähigkeiten für ausgewählte Leitbodenarten zeigt Tabelle 3.1.

Tabelle 3.1: Hydraulische Leitfähigkeiten der wichtigsten Hauptbodenarten/Bodentypen an der Unteren Havel

Bodenart/Bodentyp	kf-Wert ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)
Grob - Mittelsande	$1,2 \cdot 10^{-4}$ bis $4,2 \cdot 10^{-4}$
Auenlehm/Mudde und Auenton	$2,9 \cdot 10^{-5}$ bis $7,3 \cdot 10^{-5}$
Auenlehm vermoorter Senken	$2,3 \cdot 10^{-7}$ bis $2,1 \cdot 10^{-6}$

3.4 Landnutzung

Die Landnutzung im Untersuchungsgebiet ist geprägt durch den Wasserhaushalt der Aue und dem teilweise limitierten Wasserdargebot in den Talsandarealen und Moränenstandorten. Die zumeist agrarische Landnutzung war bis in das vergangene Jahrhundert eng verbunden mit der Melioration und einer für Landbau optimierten Regulierung der Oberflächen- und Grundwasserstände. Größte Ansiedlung in dem generell sehr dünn besiedelten (< 25 Einwohner/ km^2) und äußerst strukturschwachen Gebiet ist die Stadt Rhinow mit ca. 3000 Einwohnern. Seit dem Zusammenbruch der ostdeutschen Agrarwirtschaft ab 1989 und dem damit einhergehenden Verfall der ländlichen Strukturen in der Region sowie bedingt durch das Aufwerten des Natur- und Umweltschutzes kam es im Untersuchungsgebiet in den vergangenen 15 Jahren zu weitreichenden Landnutzungs- und Strukturänderungen. Große Teile der Auen und Feuchtgebiete unterliegen vor allem aufgrund ihrer Bedeutung als Rastplatz für durchziehende Zugvögel verschiedenen Schutzgebietsverordnungen (FFH, RAMSAR, NSG, Naturpark). In den Niederungsbereichen der Talaue dominiert Grünlandnutzung. Teile der Talsandflächen sowie der Grundmoränen und Ländchen werden agrarisch genutzt. Der weitaus größere, stark sandige Teil der pleistozänen Hochflächen wird allerdings für monokulturellen Kiefernforst genutzt. Rudimente von Mischwaldformen wie auch Niederungswälder und Auwälder kommen nur sehr vereinzelt und äußerst kleinflächig vor. Die Grünlandnutzung erfolgt hauptsächlich in Form von Weiden und Mähwiesen, in Bereichen mit Schutzstatus, wenn überhaupt, nur in extensiver Form. Abbildung 3.4 zeigt die räumliche Verteilung der Landnutzungsmuster im Einzugsgebiet.

Die Bewirtschaftung der landwirtschaftlich genutzten Flächen ist bedingt durch die geschichtliche Entwicklung großflächig angelegt und in genossenschaftsähnlichen Agrarverbänden organisiert. Der Viehbesatzdichte (hauptsächlich Rinder) ist vergleichsweise gering, ein großer Anteil der Viehbestände liegt bei organisch ökologisch produzierenden Betrieben. Eine Aufstellung der Flächenanteile der einzelnen Landnutzungsarten zeigt Tabelle 3.2.

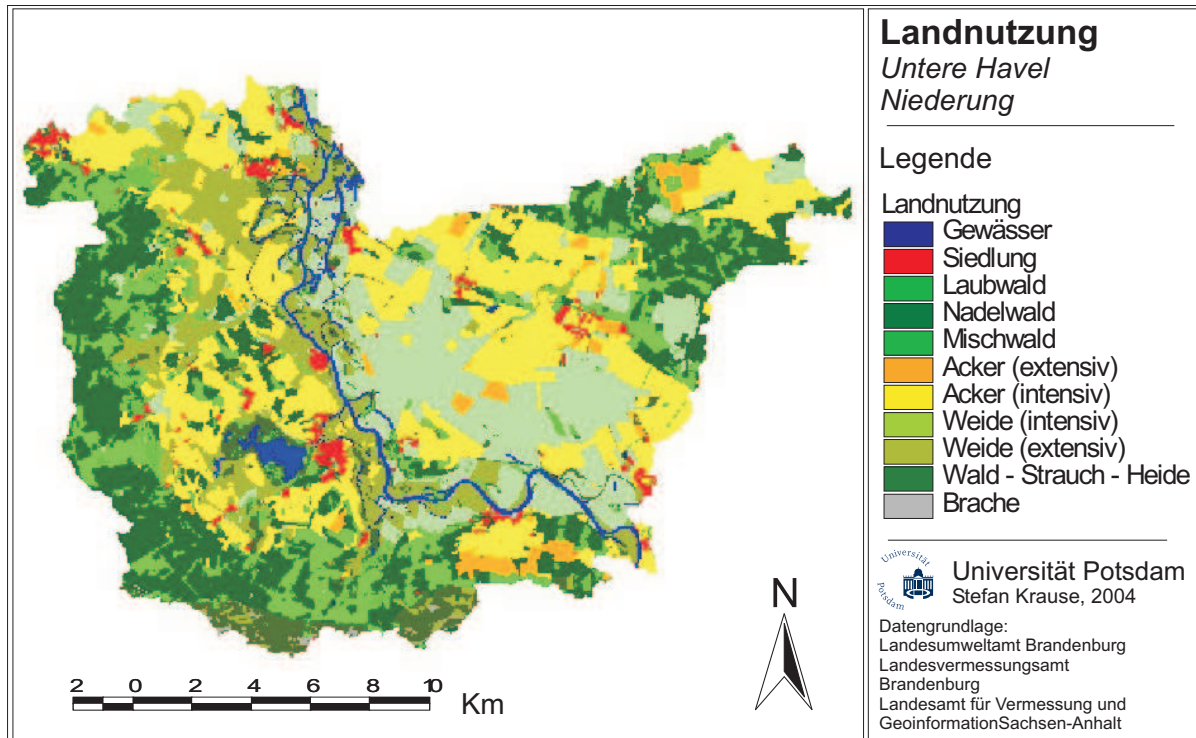


Abbildung 3.4: Muster der aktuellen Landnutzung im Einzugsgebiet „Untere Havel Niederung“

Tabelle 3.2: Flächenanteile der einzelnen Landnutzungstypen im Einzugsgebiet der „Unteren Havel Niederung“

Landnutzungsart	Flächenanteil	prozentualer Anteil
Wasserflächen	4,44 km ²	2,36%
Siedlung	4,09 km ²	2,17%
Laubwald	8,36 km ²	4,45%
Nadelwald	36,53 km ²	19,43%
Mischwald	15,87 km ²	8,44%
Ackerbau (extensiv)	4,72 km ²	2,51%
Ackerbau (intensiv)	48,92 km ²	26,02%
Grünlandnutzung (intensiv)	32,87 km ²	17,48%
Grünlandnutzung (extensiv)	21,58 km ²	11,48%
Heide	10,11 km ²	5,38%
Brachflächen	0,74 km ²	0,39%

3.5 Hydrologie

3.5.1 Oberflächengewässer

Die Havel als Hauptvorflut durchfließt das Untersuchungsgebiet „Untere Havel Niederung“ anfangs von Ost nach West (Pegel Albertsheim bis Pegel Grütz) in weiten Mäandern. Später wechselt die Richtung von Süd nach Nord (Pegel Grütz bis Pegel Garz). Obwohl das Flussbett der Havel zwecks Sicherstellung der Beschieffbarkeit weitgehend begradigt und die Ufer in weiten Bereichen durch Steinschüttungen befestigt sind, finden sich in diesem Flussabschnitt noch zahlreiche Alt- und Nebenarme, Lenken und Schlanken. Im unteren Bereich des Havellaufs ergibt sich auf ca. 8 km sogar ein zweiströmiger Abfluss durch die nahezu parallel zueinander verlaufenden Stromhavel und Gülper Havel. Das Havelvorland ist beidseitig durch Eindeichungen abgegrenzt und limitiert damit die Ausdehnung der eigentlichen Flussaue wesentlich.

Die Niederungsbereiche sind von einer Vielzahl künstlicher Drainagegräben durchzogen, so dass das Oberflächengewässernetz eine stark vermaschte Struktur aufzeigt. Ein Teil der Gräben entstand schon im späten 19. Jahrhundert [Röder, 1878], der größte Anteil des Grabensystems aber erst infolge großangelegter Meliorationsmaßnahmen im Rahmen der Komplexmelioration ab 1968 [Rutter *et al.*, 1994]. Eine künstliche Einspeisung von Havelwasser ins Grabensystem erfolgt durch zwei Zuleiter (Siele) im südlichen Havelbogen bei Hohennauen und zwischen Hohennauen und Schollene. Des Weiteren wird durch den Großen Graben / Großen Grenzgraben aus der Gegend nördlich von Hohennauen kommend Wasser in geringeren Mengen in die Niederung eingespeist. Ein natürlicher Abfluss aus dem Ländchen Rhinow in die Niederung erfolgt über den Mühlengraben, welcher südlich der Ortschaft Wolsier in den Großen Graben mündet und somit das Grabensystem der Niederung speist.

Das Wasser im Grabensystem folgt dem natürlichen Gefälle und fließt in Nordwest-Richtung. Das Gebiet der Großen Grabenniederung entwässert oberirdisch ausschließlich über den Großen Graben südlich der Ortschaft Gülpe in die Gülper Havel. Allerdings erfolgte bis 1990 im Frühjahr über das Schöpfwerk Grabow im Westen und das Schöpfwerk Parey im Süden regelmäßig eine künstliche Entwässerung des Grabensystems und damit sukzessive auch der Niederung. Der regelmäßige Schöpfwerksbetrieb ist seit 12 Jahren eingestellt, allerdings erfolgte über das Schöpfwerk Parey bei Hochwassersituationen im Frühjahr mehrfach unkontrollierte Wasserentnahme. Die ganzjährig geringe Fließgeschwindigkeit in den Gräben nähert sich im Sommer dem Stillstand. Entzug des Grabenwassers erfolgt von Frühsommer bis Herbst zusätzlich in größerer Menge durch die Verdunstung über Freiwasserflächen.

Hochwasserereignisse fallen, betrachtet man primär die Abflusswerte, relativ gemäßigt aus. Aufgrund der geringen Topographie des Geländes resultieren allerdings schon aus geringen Anstiegen der Havelpegel regelmäßig weitflächige Überschwemmungen der Tieflandsaue. Tabel-

le 3.3 zeigt eine Aufstellung der charakteristischen Abflusswerte für den Pegel Havelberg [Rutter *et al.*, 1994].

Tabelle 3.3: Statistische Abflusswerte der Havel (Pegel Havelberg)

Abflusswerte	Abflüsse ($m^3 s^{-1}$)
NQ	12,4
MNQ	22
MQ	114
MHQ	236
HQ	324

Bedingt durch die Dichte an Staubauwerken (6 Stauanlagen auf 18 km Flusslauf) und weiteren wasserstandsregulierenden Anlagen kommt es zu nahezu keinem Zeitpunkt im Jahr zu einem natürlichen Abfluss und Wasseraustausch im Grabensystem. Die Abflussdynamik der Havel als Hauptvorflut ist gekennzeichnet von höheren Abflüssen von Spätherbst bis Frühjahr (ca. $150 m^3 s^{-1}$) und z. T. äußerst geringen Abflüssen im Sommer (deutlich unter $50 m^3 s^{-1}$ bis zu $10 m^3 s^{-1}$) (Abb 3.5).

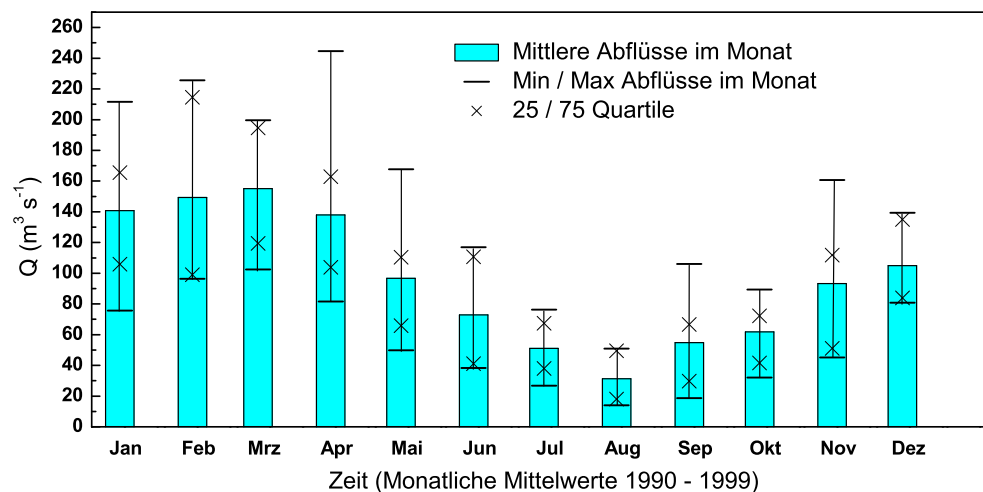


Abbildung 3.5: Mittlere Abflussdynamik der Havel am Pegel Havelberg - Monatsmittel der Abflüsse für den Zeitraum 01.01.1990 - 31.12.1999

Im Vergleich zu natürlichen Abflussverhältnissen von Tieflandflüssen ist die innerjährige Abflussdynamik der Havel aufgrund der intensiven Stauhaltung allerdings in ihren Extremen gedämpft. Das künstlich regulierte Stauregime der Havel unterliegt den Anforderungen verschiedener Stakeholder mit teilweise gegenläufigen Nutzungsansprüchen, was vor allem bei Berück-

sichtigung der Verschiebung der Einflussphären der einzelnen Akteure seit 1989 ein nicht unwesentliches Konfliktpotenzial in sich birgt. Tabelle 3.4 zeigt drei der Hauptakteursgruppen sowie die Unterschiede ihrer Nutzungsansprüche an den Landschaftswasserhaushalt.

Tabelle 3.4: Wasserhaushaltsansprüche unterschiedlicher Akteursgruppen

Akteursgruppe	Nutzungsanforderungen
Binnenschifffahrt	Mindestwasserstände (ganzjg.), Maximalabflüsse
Naturschutz	möglichst hohe Wasserstände im Frühjahr
Landwirtschaft	frühes Abtrocknen der Polderflächen, aber auch hohe Wasserstände im Sommer

3.5.2 Grundwasser

Die mittlere Höhe des oberflächennahen Grundwassers liegt zwischen 23 und 25 m über NN. Die Grundwasserneubildung durch Sickerwasserzufuhr im Untersuchungsgebiet unterliegt starken saisonalen Schwankungen. Bedingt durch die Witterung und Vegetationsbedeckung liegt das Maximum am Ende des Winterhalbjahres (Februar/März), wenn hohe Niederschläge und Schneeschmelze parallel zur Einspeisung von Oberflächenwasser in das oberflächennahe Grundwasser (Uferfiltration) auftreten. Hohe Wasserstände in der von der Schneeschmelze in den Mittelgebirgen gespeisten Elbe führen zu einer Verhinderung des Havelabflusses und erzeugen einen Rückstau an der Havel. Dies wiederum führt zu einem verstärkten Einstrom von Havelwasser ins oberflächennahe Grundwasser. Die Grundwasserflurabstände in der Talau sind ganzjährig sehr gering, während des Frühjahrs steigt das Grundwasser in weiten Bereichen bis über Geländehöhe. Die pleistozänen Hanglagen und Moränenstrukturen sind ganzjährig sehr trocken und grundwasserfern gelegen (Abb. 3.6).

Über das Grabennetz der Niederung findet Wasseraustrag aus dem Grundwassersystem statt. Der Grundwasserkörper wurde durch die Gräben angeschnitten, wodurch ein effluenter Wasserfluss (Grundwasser speist das Oberflächengewässer) initiiert wurde. Ebenso kommt es bei hohen Grabenwasserständen und geringerem Grundwasserpegel zu influentem Fluss, Oberflächenwasser speist den Grundwasserkörper. Austrag von oberflächennahem Grundwasser erfolgt im Gebiet also über Verdunstung (vorrangig in Gebieten mit gut leitfähigen Substraten und geringem mittlerem Grundwasserflurabstand (0 - 8 dm) über Kapillaraufstieg) und Versickerung sowie durch vom Oberflächenwasserstand abhängiger Einspeisung in den Vorfluter. Entnahme als Trink- bzw. Brauchwasser erfolgt außerhalb des oberirdischen Einzugsgebietes in geringem Maße aus dem ersten Grundwasserleiter über die kommunalen Wasserwerke in Rhinow

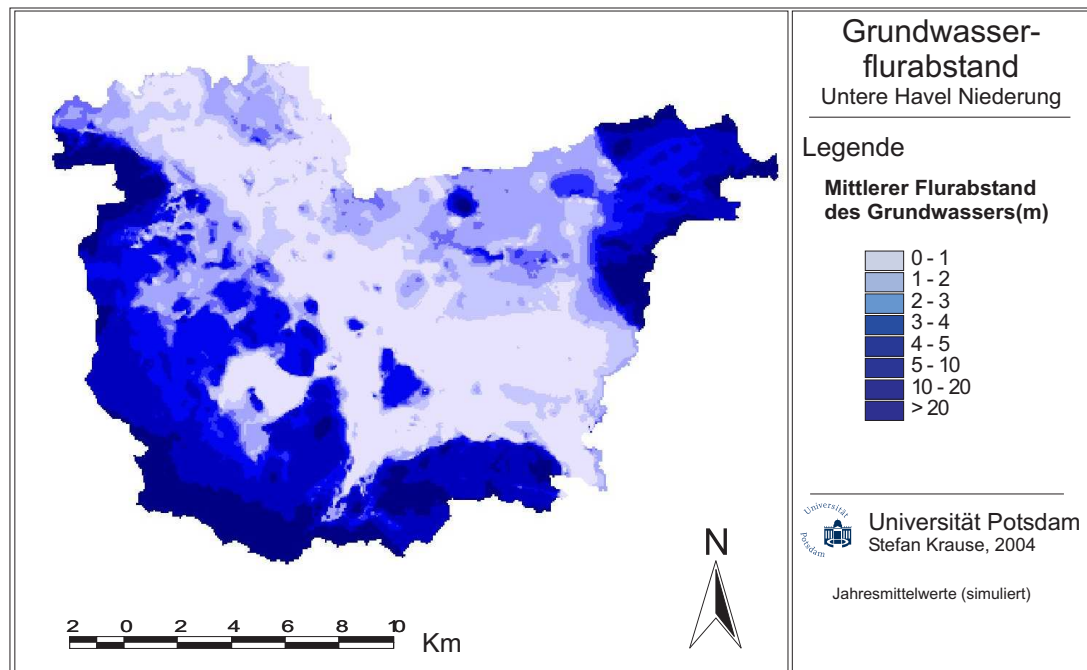


Abbildung 3.6: Mittlere Grundwasserflurabstände im Untersuchungsgebiet „Untere Havel Niederung“ - Simulationsergebnisse

und Strohdehne [Schimmelmann, 1993a; Rutter *et al.*, 1994]. Die Entnahme innerhalb der Gemeinden in der Niederung über 3 - 6 m tiefe Hausbrunnen kann vernachlässigt werden [Schimmelmann, 1993a; Rutter *et al.*, 1994]. Ein Absinken oberflächennaher Grundwässer in tiefere Zonen wird vor allem für das Gebiet der Großen Grabenniederung vermutet [Schimmelmann, 1993a, b], konnte aber nicht quantifiziert werden. Die Amplituden der jahreszeitabhängigen Grundwasserspiegelschwankungen differieren im Untersuchungsgebiet stark. So beträgt die Schwankungsamplitude in der Talaue bis zu > 1 m. Im Bereich der oberen Talsandterrasse hingegen beträgt sie nur 0,5 - 1 m, in den Randbereichen des Rhinower Ländchens und der größeren Grundmoränensockel sogar nur $< 0,5$ m. Der Grund hierfür liegt hauptsächlich in der hydraulischen Verbindung mit den Oberflächengewässern, welche infolge der Stauhaltung selbst starken Wasserspiegelschwankungen unterliegen. Bei steigender Entfernung schwindet der Einfluss des Oberflächengewässers. Ausnahmen bilden die jährlichen Frühjahrshochwässer, zu diesem Zeitpunkt reicht der Einfluss bis in die Talsandareale.

3.6 Klima

Das Untersuchungsgebiet befindet sich im Übergang vom maritimen zum kontinentalen Klima. Bedingt durch die Dominanz vorwiegend atlantischer Luftmassen stellt sich ein relativ

wintermildes und sommerwarmes ozeanisches Klima (warmgemäßigtes Regenklima) ein. Die mittleren jährlichen Niederschlagssummen im Untersuchungsgebiet liegen bei 542 mm/a mit einem Niederschlagsmaximum im Juni bzw. Juli (64 mm) und einem Minimum im Februar und März (30 - 35 mm) [Schimmelmann, 1993a] (Werte: 1951 - 1980). Die tiefsten Temperaturen treten im Januar mit 0,6 °C auf, mittlere Sommertemperaturen liegen bei 18,3 °C im Juli [Rutter *et al.*, 1994]. Das Havelgebiet ist eines der wärmsten Gebiete Norddeutschlands [Heyer, 1962], wobei die feuchten Gebiete der Tieflandaue ganzjährig die geringsten Temperaturen aufweisen [Barmer *et al.*, 1991]. Am Niederschlags-effektivsten sind die vom Herbst bis Frühjahr dominierenden Westwind - Wetterlagen. Während des Sommers treten größere Niederschlagsereignisse häufig in Form von räumlich begrenzten Gewitterniederschlägen auf.

3.7 Externe Datengrundlagen

Als räumliche Grundlage wurden die Digitalen Geländemodelle DGM 25 bzw. DGM 50 des Landesvermessungsamtes Brandenburg (LVERMA), Teile des ATKIS-DGM Sachsenanhalt (Landesamt für Landesvermessung und Datenverarbeitung Sachsen Anhalt) sowie ein Laserscan DGM mit hoher vertikaler und horizontaler Auflösung an der „Mittleren Havel“ verwendet. Für spezielle Bereiche wurden diese digitalen Geländedaten durch eigene Messungen bzw. durch Daten der TK 10 (LVERMA) korrigiert bzw. ergänzt. Die Daten bzgl. der Gewässergeometrie stammen neben eigenen Messungen aus dem Digitalen Landschaftsmodell (DLM) des LVERMA sowie aus dem Landesumweltamt Brandenburg (LUA). Bei der Generierung der digitalen Bodendaten für die „Untere Havel Niederung“ bestätigte sich einmal mehr das Problem, dass das Untersuchungsgebiet innerhalb zweier Bundesländer und damit innerhalb mehrerer nicht koordinierter administrativer Einheiten liegt. Es konnte auf keine einheitliche flächendeckende Datengrundlage zurückgegriffen werden. Die erstellte digitale Bodendatengrundlage basiert auf der aus vorherigen Arbeiten im Gebiet resultierenden umfangreichen Datengrundlage des Instituts für Geoökologie [Kaden *et al.*, 1999; Knothe, 1992, 1993; Krüger, 1980, 1983] sowie auf der MMK (Mittelmasstäbige Karte), RBS (Reichsbodenschätzung), Nanochorenkartierungen und der BÜK 300 (Bodenübersichtskarte). Für das gesamte Eigeneinzugsgebiet der Havel (Kap. 6.5) wurde die BÜK 300 verwendet. Datengrundlage für Landnutzung waren die Biotoptypenkartierung des Landes Brandenburg (DUB - Daten für Umwelt Brandenburg), ATKIS-DLM Daten des Landesamts für Landesvermessung und Datenverarbeitung Sachsen Anhalt sowie für einzelne Bereiche der „Unteren Havel Niederung“ auf Satellitenfernerkundung basierende Daten [Kaden *et al.*, 1999]. Wasserstands- und Abflussdaten für insgesamt 7 Pegel wurden aus dem Messnetz der Wasser und Schifffahrtsdirektion Brandenburg (WSA) verwendet. Zusätzlich wurden an kleineren Nebengewässern (Gülper Havel, Großer Graben) eigene Mes-

sungen durchgeführt und für Grabenwasserstände in der Großen Grabenniederung und an der Mittleren Havel auf Daten der Naturparkverwaltung Westhavelland (Parey) bzw. auf Daten des Messnetzes des Lehrstuhls für Landschaftsplanung der Universität Potsdam zurückgegriffen. Grundwasserstandsdaten wurden zusätzlich zu den eigenen Messungen aus dem Messnetz des LUA, der Landesanstalt für Hochwasserschutz Sachsen-Anhalt (LHW) sowie der Naturparkverwaltung Parey verwendet. Die Messintervalle der drei Institutionen betragen zwischen 10 und 14 Tagen. Für die Modellierungen im Direkteinzugsgebiet der Havel sowie für die Szenariensimulationen wurden zusätzlich zu den selbst erhobenen Daten Klimadaten des Deutschen Wetterdienstes (DWD) verwendet. Tabelle A.4 im Tabellenanhang A zeigt eine Zusammenstellung aller für diese Arbeit genutzten externen Datengrundlagen.

Kapitel 4

Experimentelle Untersuchungen

4.1 Instrumentierung des Untersuchungsgebiets

Ziel der experimentellen Untersuchungen im Einzugsgebiet „Untere Havel Niederung“ ist die Identifizierung charakteristischer Wasserhaushalts- und Abflussbildungsprozesse in der Talauenlandschaft. Dies beinhaltet die Analyse der raumzeitlichen Dynamik der Prozesse im Übergangsbereich zwischen Talaue und Hanglagen an den Einzugsgebietsgrenzen. Weiteres Ziel der experimentellen Untersuchungen ist die Bereitstellung diskreter Informationen für die Realisierung von konsistenten, räumlich detaillierten Anfangsbedingungen sowie für die raumzeitlich variablen Randbedingungen der sich anschließenden Modellsimulationen.

Die Analyse der experimentellen Ergebnisse führt zur hauptsächlich qualitativen Charakterisierung von Wasserhaushaltsprozessen und deren raumzeitlicher Dynamik. Es wurde einerseits auf Daten externer Quellen und bereits bestehender Messnetze zurückgegriffen (Kap. 3), zum anderen wurde ein eigenes experimentelles Messprogramm initiiert. Bestehende Messnetze wurden zum Teil räumlich erweitert sowie teilweise verdichtet. Der Umfang des Monitoringprogramms wurde durch die Installation neuer Messgeräte erweitert. Die experimentellen Untersuchungen umfassen sowohl hydrologische als auch klimatologische Monitoringprogramme. Das hydrologische Monitoring umfasst die Beobachtung von Grundwasserständen, Bodenfeuchtedynamik und Abfluss an verschiedenen Messpunkten im Untersuchungsgebiet. Für das meteorologische Messprogramm wurden mehrere Niederschlags- und Klimastationen betrieben.

4.1.1 Klima- und Niederschlagsstationen

Die innerhalb des Untersuchungsgebietes gelegenen Niederschlagsstationen (Klietz, Schollesne, Parey) des Deutschen Wetterdienstes (DWD) liefern ausschließlich Tagesniederschlagssummen. Da synoptische Klimastationen sowie zeitlich hochaufgelöst (stündlich) messende



Abbildung 4.1: Die Klimastationen „Gülper Insel“ (links) und „Kossätenberg“ (rechts)



Abbildung 4.2: Die Niederschlagsstationen „Parey“ (links) und „Kienberg“ (rechts)

Stationen des DWD sich in zu großer Entfernung vom Untersuchungsgebiet befinden, wurde zur Verdichtung der vom DWD zur Verfügung stehenden täglichen Daten ein eigenes meteorologisches Messnetz installiert. Dieses sollte flächendifferenzierte Aussagen zur Verteilung meteorologischer Parameter für die Beschreibung der Modellrandbedingungen und zur Berechnung der Evapotranspiration ermöglichen.

Zu diesem Zweck wurden zwei Klimastationen in der Flussaue (Gülper Insel / $52^{\circ}43'48,6''\text{N}$; $12^{\circ}12'29,5''\text{O}$ / 24 m NN) sowie in den pleistozänen Hochlagen (Kossätenberg / $52^{\circ}42'12,7''\text{N}$; $12^{\circ}20'57,9''\text{O}$ / 89,1 m NN) betrieben (Abb. 4.1, 4.2 und 4.3). Die an beiden Stationen gemessenen Parameter, deren zeitliche Auflösung und Messzeiträume sind in Tabelle 4.1 dargestellt. Zur weiteren Verdichtung von Informationen über die räumliche Niederschlagsverteilung wurden zusätzlich auf einem Grundmoränensockel (Kienberg / $52^{\circ}43'26,7''\text{N}$; $12^{\circ}16'27,9''\text{O}$ / 64 m NN) sowie im Deichvorland an der Havel (Parey / $52^{\circ}40'27''\text{N}$; $12^{\circ}15'47,1''$ / 26 m NN) automatisch aufzeichnende Niederschlagsmesser installiert (Abbildung 4.2 und 4.3). Messintervalle und Messzeiträume dieser Stationen sind ebenfalls in Tabelle 4.1 dargestellt.

Tabelle 4.1: An den Klimastationen gemessene Parameter und deren zeitliche Auflösung (mit: NS = Niederschlag, LF = Luftfeuchte, LT = Lufttemperatur, SR = Globalstrahlung, WD = Windrichtung, WS = Windgeschwindigkeit)

Stationsname	Parameter	Messintervalle	Messzeitraum
Gülper Insel	NS (1m), LF (2m), LF (0,1m), LT (2m), LT (0,1m), SR (2m), WD (2m), WS (2m), Albedo (2m), BT (0,05 m), BT (0,2 m)	60 min, NS 15 min	seit 08.02.01 (Fehl- daten: 15.10.02 - 10.11.02)
Kossätenberg	NS (1m), LF (2m), LF (0,1m), LT (2m), LT (0,1m), SR (2m), WD (2m), WS (2m), Albedo (2m), BT (0,05 m), BT (0,2 m)	60 min, NS 15 min	seit 17.05.02
Kienberg	NS	15 min	seit 05.04.02 (Fehl- daten: 12.02.03 - 07.03.03)
Parey	NS	15 min	seit 05.04.02 (Fehl- daten: 17.08.02 - 17.10.02, 29.04.03 - 26.06.03, 17.10.03 - 26.11.03)

4.1.2 Bodenfeuchtemonitoring

Die Entwicklung noninvasiver Methoden zum flächendeckenden Monitoring von Bodenfeuchte z.B. durch Einsatz von „Ground Penetrating Radar“ führte, obwohl es in den letzten Jahren zu erheblichen Fortschritten kam, zu noch keinem für den Einsatz im Gelände geeigneten Ergebnis. Maximal mögliche Eindringtiefen des Radar limitieren die Messung der Bodenfeuchte auf die obersten Bodenhorizonte (10 cm), zur Validierung der Radardaten sind zusätzlich stationäre in situ Messungen notwendig. Die Installation von Tensiometern in den zumeist sehr sandigen Böden des Untersuchungsgebietes bedarf aufgrund des starken Austrocknens der Böden im Sommer und den daraus resultierenden starken Tensionen eines hohen Betreuungsaufwands.

Die in situ Messung der Bodenfeuchtegehalte im Untersuchungsgebiet „Untere Havel Niederung“ erfolgte unter Nutzung von TDR/FDR-Sonden (Time Domain Reflectometry / Frequency Domain Reflectometry). Die TDR/FDR Methode basiert auf der Messung der Dielektrizitätskonstante der Bodenmatrix. Dabei wird die Tatsache genutzt, dass Elemente mit Dipolcharakter wie Wasser eine sehr hohe relative Dielektrizitätskonstante aufweisen [Gardner *et al.*, 1991], welche sich wesentlich von der Dielektrizitätskonstante der festen Bodenmatrix unterscheidet [Roth *et al.*, 1992]. Die Dielektrizitätskonstante des mineralischen Bodenanteils liegt bei 2 bis 5, die für Luft bei ca. 1. Für Wasser kann sie Werte von > 80 erreichen [Ladekarl, 2001]. Das Messprinzip basiert auf der Aussendung eines hochfrequenten elektromagnetischen

Impulses in die Metallspitzen des Messgerätes, welche in die Bodenmatrix eingeführt werden. Gemessen wird die Zeit zwischen der Impulsaussendung und der Reflektion am offenen Ende der metallenen Sondenspitze. Der mittlere systematische Fehler bei FDR Messungen beträgt ca. 2 % [Roth *et al.*, 1990]. Da die Geräte im Gegensatz zu Tensiometern frostresistent sind und der Messbereich in Nähe des Residualwassergehalts nicht eingeschränkt ist wie bei Tensionsmessungen, sowie wegen ihrer relativ unkomplizierten Installation und des geringen Wartungsaufwands zeigten FDR-Messgeräte die beste Eignung für das Monitoring der Bodenfeuchte im Untersuchungsgebiet. Zur permanenten Messung der Bodenfeuchte wurden „Theta Probe“ FDR-Messgeräte der Firma Delta-T-Devices sowie Data-Logger an den Standorten der Klimastationen auf der „Gülper Insel“ wie auch auf dem „Kossätenberg“ in mehreren Tiefen installiert. An den Niederschlagsstationen „Kienberg“ und „Parey“ wurden Profil-Sonden, ebenfalls von der Firma Delta-T-Devices, installiert. Auch diese Geräte basieren auf der FDR - Technologie, die Messung erfolgt allerdings nicht über Metallspitzen, sondern über Metallringe, welche in sechs verschiedenen Tiefen an einer einzigen Sonde installiert sind und somit parallele Mehrfachmessungen in verschiedenen Tiefen bei minimiertem Eingriff in die Bodenmatrix realisieren. Messtiefen und Messintervalle der permanenten Bodenfeuchtemessungen sind in Tabelle 4.2 zusammengefasst. Zusätzlich zu den permanenten Bodenfeuchtemessungen an den vier Standorten wurden vor allem innerhalb mehrerer studentischer Praktika der Universität Potsdam, hauptsächlich in den Talauenbereichen der Havelniederung, seit Juli 2001 von Frühjahr bis Herbst flächendetaillierte Untersuchungen der Bodenfeuchte in den oberen Bodenhorizonten wie auch an Bodenaufschlüssen durchgeführt. Diese erfolgten ausschließlich mit „Theta Probe“ FDR-Sonden.

Tabelle 4.2: Messtiefen, Messintervalle und verwendete Bodenfeuchtesonden an den Beobachtungsstandorten Gülper Insel, Kossätenberg, Kienberg und Parey

Stationsname	Sonden	Anzahl Messebenen, Messtiefen	Messintervalle
Gülper Insel	Theta-Probe	4 (10, 20, 50, 70 cm)	60 min
Kossätenberg	Theta Probe	3 (10, 20, 50 cm)	60 min
Kienberg	Profile Probe	6 (10, 20, 30, 40, 60, 100 cm)	60 min
Parey	Profile Probe	6 (10, 20, 30, 40, 60, 100 cm)	60 min

4.1.3 Grundwassermessnetz

Wie bereits eingehend beschrieben stehen Grundwasserstandsdaten eines umfassenden Pegelnetzwerks aus verschiedenen Quellen zur Verfügung. Die Ablesintervalle der z.T. ehrenamtlich arbeitenden Angestellten sind mit durchschnittlich 10 - 14 Tagen zwar geeignet um Jah-

resgänge des Grundwasserstandes zu beurteilen, zur Erfassung der mittelfristigen und kurzfristigen Grundwasserstandsdynamik sind sie allerdings nicht ausreichend. Aus diesem Grund wurden bis zu 9 Pegel des bestehenden Netzwerkes mit automatisch messenden und aufzeichnenden Messgeräten des Typs Orphimedes (OTT-Messtechnik) bestückt. Bei diesen handelt es sich um Einperlsensoren mit integriertem Datenlogger. Dem Messprinzip liegt hierbei zu Grunde, dass der zu messende hydrostatische Druck p neben der spezifischen Dichte des Wassers ρ und der Erdbeschleunigung g abhängig vom Grundwasserstand h im Pegelrohr ist (Glg. 4.1).

$$p = \rho \cdot g \cdot h \quad (4.1)$$

Das Pegelnetzwerk inclusive der Pegel mit zeitlich hochaufgelöst vorliegenden Grundwasserstandsdaten und der Lage der Klima- und Bodenfeuchtestationen ist in Abbildung 4.3 dargestellt.

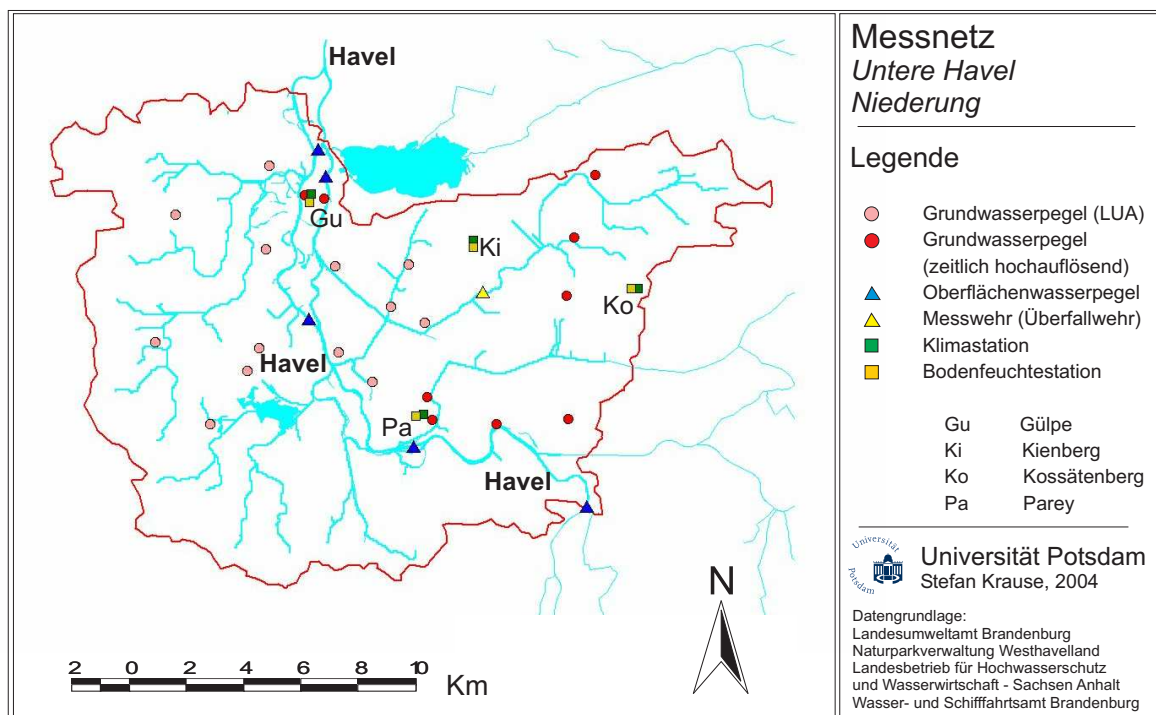


Abbildung 4.3: Instrumentierung des Feldmessprogramms im Einzugsgebiet der „Unteren Havel Niederung“ mit Klima- und Bodenfeuchtemessstationen, Messwehr, Oberflächenwasserpegeln, Grundwasserpegelnetzwerk des Landesumweltamtes Brandenburg (LUA) sowie der Naturparkverwaltung Parey sowie mit Orphimedes-Messgeräten ausgerüstete Pegel zum zeitlich hochaufgelösten Grundwassermonitoring

Da das Messprinzip der Orphimedes-Geräte auf dem gemessenen Ausperldruck gegen die Schwerkraftwirkung der Wassersäule gemessen wird, und keine Membran oder Keramik zerstört werden

kann, besteht nicht wie z.B. bei Drucksonden die Notwendigkeit der Evakuierung der Messgeräte bei Gefahr von Bodenfrösten. Zusätzlich zum bestehenden Messnetz wurde im Juni 2002 eine Transekte von 6 Grundwasserpegeln auf der Gölper Insel angelegt, in welchen bis August 2002 die Grundwasserstände zeitlich hochaufgelöst gemessen wurden. Die Lage der einzelnen Grundwasserpegel auf der Gölper Insel sowie der Grundwasserpegel des LUA - Messnetzes zeigt Abbildung 4.4.

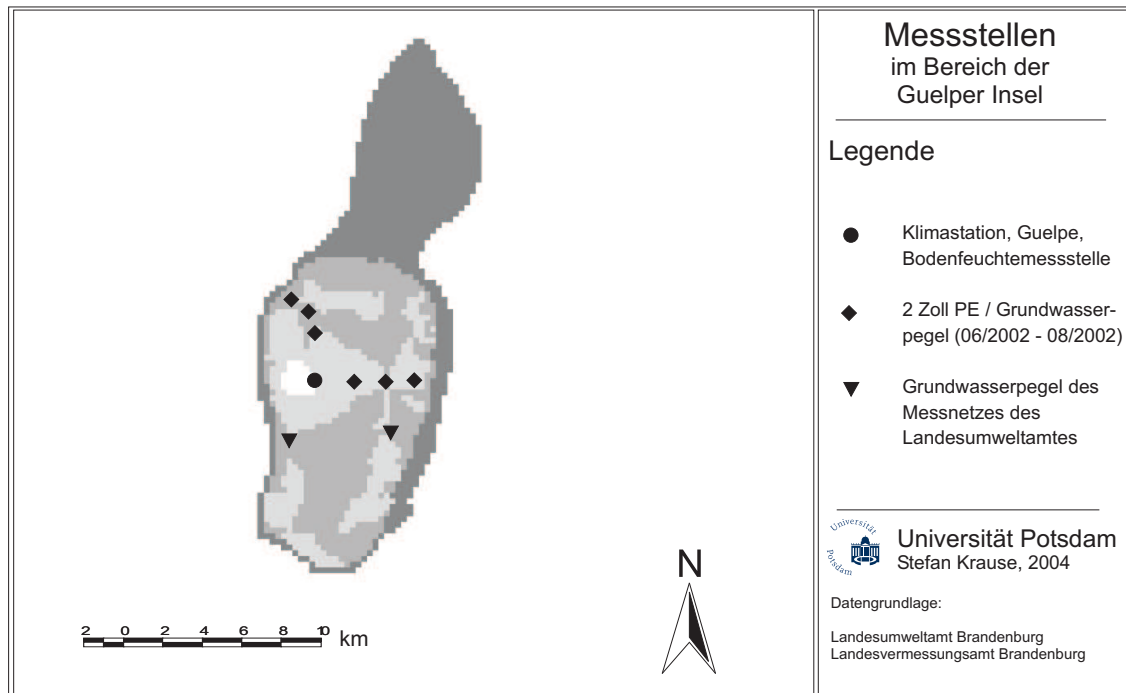


Abbildung 4.4: Lage der installierten und mit Orphimedes - Messgeräten ausgerüsteten Grundwasserpegel auf der Gölper Insel sowie der Grundwasserpegel des Pegelnetzwerk des Landesumweltamtes Brandenburg (LUA)

4.1.4 Untersuchungen zur Fließgewässermorphologie

Voraussetzung für die prozessadäquate Realisierung der Randbedingungen bei der hydrologischen Modellierung wie auch bei der Simulation der Interaktion zwischen Grundwasser und Oberflächengewässer ist die hinreichend genaue Kenntnis über die Geometrie des Flussbetts der Havel sowie der Kleingewässer und Gräben. Aufgrund der starken antropogenen Überprägung der Havel besteht relativ genaue Kenntnis über die Querschnittsgeometrie weiter Abschnitte des Flusslaufs. Gleiches gilt für die sehr einheitliche Geometrie der innerhalb umfangreicher Meliorationsprogramme angelegten Gräben der Niederung. Für Gewässerabschnitte ohne ausreichende Kenntnis über Querschnittsdaten (vor allem Altarme sowie verkrautete Teile

des Großen Grabens) wurden, z.T. im Rahmen studentischer Praktika, Querschnittsvermessungen mittels Echolotung durchgeführt. Die Messungen erfolgten mittels eines Handecholots der Firma Fahreholz - Kiel. Die Korrektur des digitalen Gewässernetzes des Landesumweltamts LUA und des Landesvermessungsamts LVERMA erfolgte auf Basis von topographischen Karten 1:10000 sowie durch die Auswertung von Hochbefliegungs- und Satellitenaufnahmen.

4.1.5 Abflussmessungen

Zur Abschätzung der seitlichen Zuflüsse aus den pleistozänen Hanglagen in die Tieflandsaue wurde am einzigen nicht rückgestauten Fliessgewässer des Untersuchungsgebiets, dem Mühlengraben, welcher im Nordosten aus dem Rhinower Ländchen entspringt und zwischen den Ortschaften Spaatz und Wolsier in den Grossen Graben mündet, ein Überfall-Messwehr errichtet (Abbildung 4.5).



Abbildung 4.5: Mühlengraben ca. 250 m vor Zufluss in den Großen Graben, Aufnahme im Sommer ungestaut (links) - mit Überfallwehr im Winter (rechts)

Bei diesem handelt es sich um ein Überfallwehr mit dreiecksförmigen Querschnitt (90°). Zur Messung wurde der Wasserstand im Mühlengraben um im Mittel ca. 80 cm angestaut. Die Wasserstände wurden mit einem Orphimedes Messgerät gemessen und aufgezeichnet. Zur Berechnung der Abflüsse wurde eine Wasserstand - Durchflussbeziehung nach Gleichung 4.2 genutzt [ASTM, 1993; ISO, 1980].

$$Q = 4,28 \cdot C \tan\left(\frac{\theta}{2}\right) \cdot (h + k)^{\frac{5}{2}} \quad (4.2)$$

mit: Q = Abfluss; C = Abflusskoeffizient; θ = Winkel Überfallausschnitt; h = Wasserstand hinter Wehr; k = Korrekturfaktor Wasserstand

4.2 Ergebnisse der experimentellen Wasserhaushaltsuntersuchungen

4.2.1 Räumliche Niederschlagsverteilung

In Flachland Einzugsgebieten haben topographische Variabilitäten einen wesentlich geringeren Einfluss auf die Niederschlagsverteilung als zum Beispiel in Mittelgebirgen. Aus diesem Grund werden für mesoskalige Modellierungen häufig die Messdaten nur einer oder sehr weniger Niederschlagsstationen, bzw. außerhalb des Modellgebiets lokalisierter Stationen, benutzt. Zum Vergleich der räumlichen Variabilität der Niederschlagsintensitäten wurden in der Talaue an der Station „Gülper Insel“ gemessene Niederschläge den auf der 74 m höher gelegenen Station „Kossätenberg“ gemessenen Werten gegenübergestellt. Zusätzlich wurden diese mit den an beiden Stationen gemessenen Windrichtungen verglichen (Abbildung 4.6)

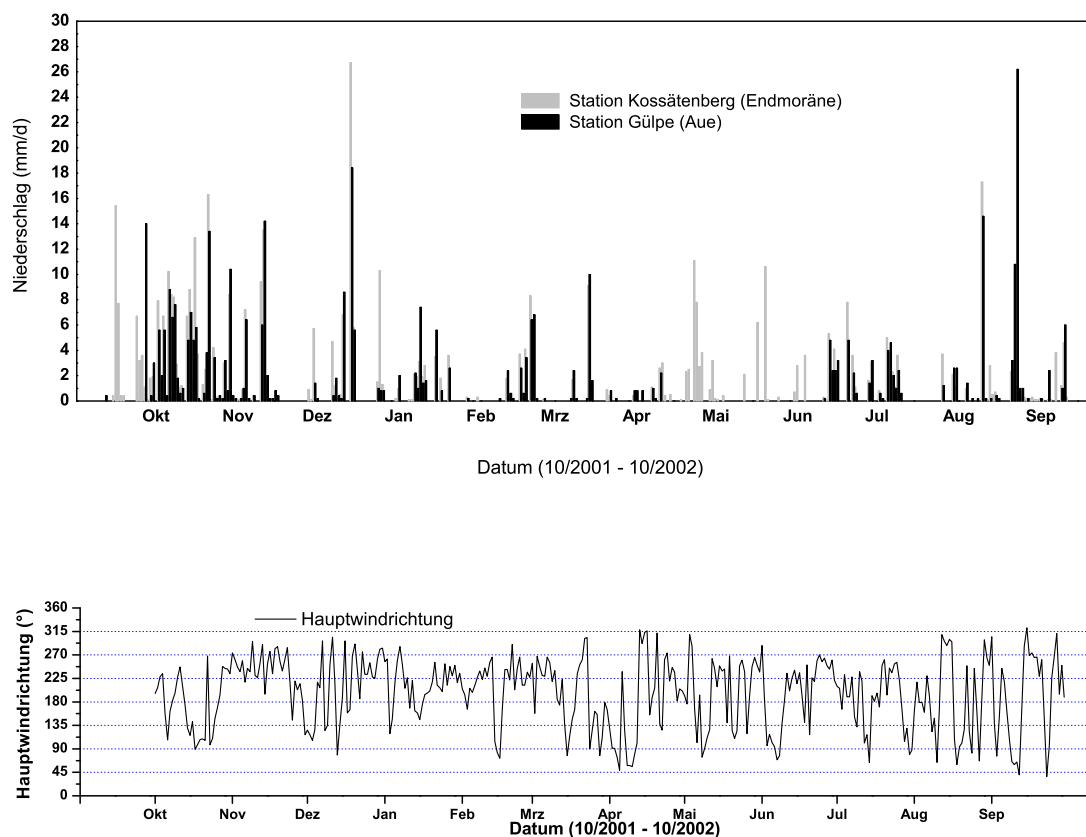


Abbildung 4.6: Niederschlagsintensitäten (oben) und Hauptwindrichtungen (unten) an den Stationen „Gülpe“ und „Kossätenberg“ für den Zeitraum 10/2001 - 10/2002

Deutlich wird, dass vor allem während der mit westlichen Windrichtungen einhergehenden konvektiven Niederschlagsereignisse die Niederschlagsintensitäten in den Hanglagen höher sind als in der Niederung. Es zeigte sich, dass die wenn auch geringe Topographie des Untersuchungsgebietes einen durchaus nennenswerten Einfluss auf die räumliche Variabilität der Niederschlagsintensitäten zeigt. Dies war unter anderem ausschlaggebend für die Installation der beiden weiteren Niederschlagsstationen auf dem Kienberg und in der Pareyer Havelaue.

4.2.2 Bodenfeuchtedynamik

Die Ergebnisse der permanenten Bodenfeuchtemessungen weisen auf eine starke räumliche und zeitliche Dynamik der Bodenfeuchte hin. Besonders auffällig sind starke tagesperiodische Schwankungen, welche vor allem auf den noch relativ grundwassernah gelegenen Tal-sandflächen während trockener Sommermonate auftreten. Ähnliche Schwankungen wurden in älteren Arbeiten auch für andere Untersuchungsgebiete beschrieben [Feddes *et al.*, 1976; Olivry, 1976; Pörtge, 1996]. Sie lassen sich vor allem auf tagesperiodisch auftretende Verdunstungsverluste zurückführen. Während des in Abbildung 4.7 dargestellten Zeitraums vom 15.04.2001 bis 01.06.2001 ließen sich tagesperiodische Schwankungen der Bodenfeuchte bis in 20 cm Bodentiefe nachweisen. Ihr Auftreten konzentriert sich auf nach Niederschlagsereignissen folgenden Trockenperioden. Voraussetzung war, dass vorherige Niederschläge eine ausreichende Grundfeuchte im Oberboden bewirkt hatten.

Mit zunehmender Einstrahlung in den Morgenstunden kommt es zu vermehrter Evapotranspiration, was zu Verlust an Bodenwasser in den oberen durchwurzelten Bodenbereichen führt. Dieser Trend setzt sich bis in die Abendstunden fort. In der Nacht kommt es aufgrund stagnierender Evapotranspiration zu keinen weiteren Verdunstungsverlusten und somit ebenfalls zur Stagnation der Bodenfeuchtwerte. Ab ca. dem 12.05.2001 lässt sich ein minimaler Anstieg der Bodenfeuchte in den frühen Morgenstunden beobachten, ohne dass während dieser Periode Niederschlag aufgetreten wäre. Dieses Phänomen resultiert aus sich aufgrund von Tau und Frühnebel absetzender Feuchtigkeit, welche zu einem Feuchteanstieg an der Bodenoberfläche und in den ersten Zentimetern des Bodens führt. Der Einflussbereich der tagesperiodischen Schwankungen lässt sich anhand der Messdaten bis 20 cm nachweisen, auch die an den tiefer liegenden Sonden gemessenen Bodenfeuchtwerte zeigen den gleichen Trend. Sie sind allerdings nicht mehr von der gleichen täglichen Dynamik beeinflusst. Diese Ergebnisse stützen die Erkenntnis, dass vor allem auf den sehr gut leitfähigen Sandstandorten des Untersuchungsgebiets die vertikale Bodenwasserbewegung eine sehr hohe Dynamik aufweist und Verdunstungsverluste durch hohe Grundwasserstände einen wichtigen Bestandteil der Bodenwasserbilanz bilden. Diese Aussagen stützen sich auf Beobachtungen an mehreren Sandstandorten, lassen sich aber nicht auf schlechter leitende Böden verallgemeinern, an welchen ähnliche Phänomene nicht

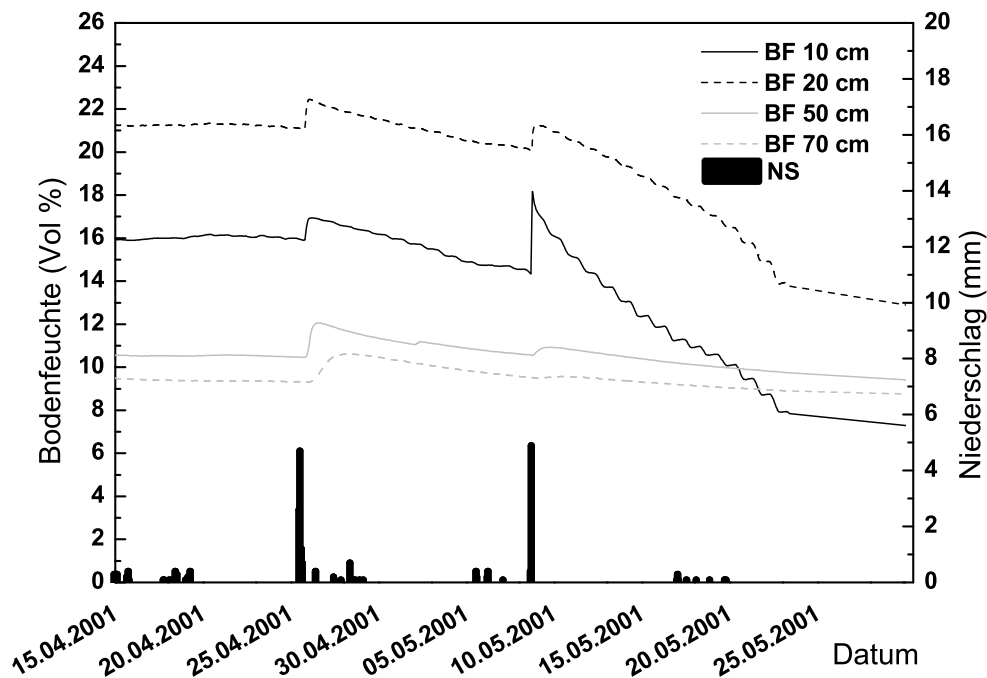


Abbildung 4.7: Tagesperiodische Schwankungen der Bodenfeuchte - Bodenfeuchtemessstation „Gülper Insel“

beobachtet werden konnten.

4.2.3 Raumzeitliche Grundwasserstandsdynamik

Die Grundwasserneubildung durch Sickerwasserzufuhr im Untersuchungsgebiet unterliegt meteorologisch bedingten saisonalen Schwankungen. Aus Abbildung 4.8 wird deutlich, dass das Grundwasserstandsmaximum am Ende des Winterhalbjahres (Februar/März) liegt. Hierbei zeigt sich, dass ein erhöhter Grundwasserstand nicht unbedingt mit dem Auftreten von höheren Niederschlägen korreliert. Vielmehr sind der erhöhte Wasserstand in der Havel (hervorgerufen durch höhere Abflussraten und das Stauregime unterstrom) und geringe winterliche Verdunstungsraten Ursache für den Anstieg des Grundwasserstandes. Schneeschmelze hat im Einzugsgebiet der Unteren Havel nahezu keinen Einfluss auf den Wasserhaushalt und die Grundwasserstandsdynamik.

Abbildung 4.8 zeigt ebenso deutlich, dass die jährlichen Grundwasserspiegelschwankungen an Havel-entfernteren Standorten (P17) mit max. 50 cm weitaus geringer sind als an vorflutnahen Standorten (P13) mit ca. 100 cm, was in etwa der Wasserspiegelschwankung in der Havel entspricht. Die Dynamik der Grundwasserstände Havel-naher Pegel wird also maßgeblich ge-

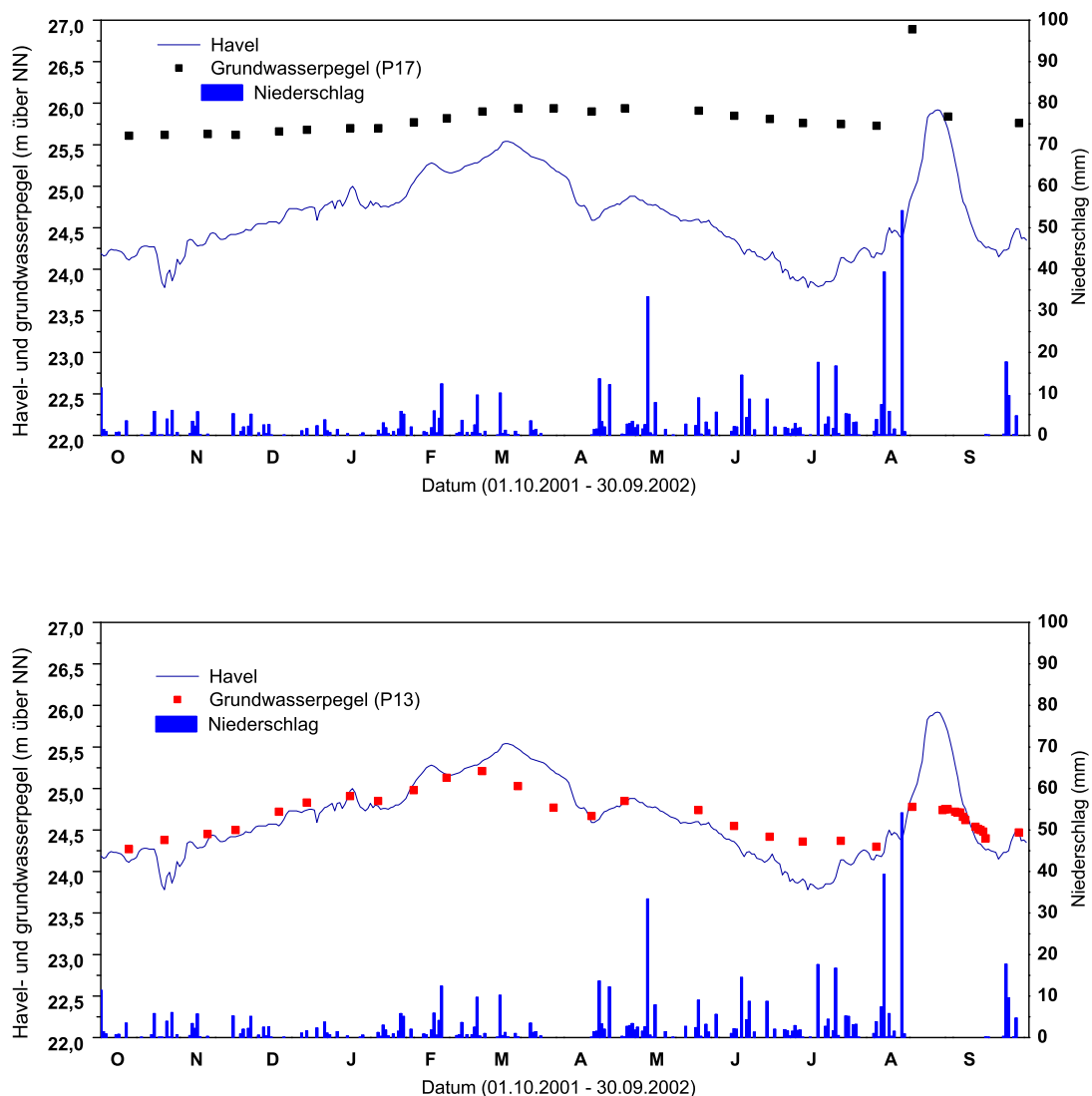


Abbildung 4.8: Jährliche Grundwasserstandsganglinien für 2 Standorte der „Unteren Havel Niederung“ P17 (oben) in 5,6 km Entfernung von der Vorflut und P13 (unten) in 1,2 km Distanz zum Oberflächengewässer

prägt durch die Wasserstandsdynamik im Fluss. Dieser Einfluss nimmt abhängig von Substrat, Bewirtschaftung und Relief mit wachsender Entfernung zur Havel ab.

4.2.4 Interaktionen zwischen Grundwasser und Oberflächengewässer

Die direkte Interaktion zwischen Wasserstand im Oberflächengewässer und dem Bodenwasserhaushalt lässt sich durch die Betrachtung von zeitlich hochaufgelösten Bodenfeuchtezeitreihen

des Gebiets qualitativ beschreiben. Wie Abbildung 4.9 zeigt, kommt es auch außerhalb der typischen Frühjahrshochwässer zu Situationen mit hohen Havelwasserständen und vermehrter Uferfiltration, z.B. durch Einstau aufgrund von Sommerhochwässern oder durch bewusstes retentionsförderndes Stauhaltungsmanagement. Bei Betrachtung der Bodenfeuchtedynamik der gut leitfähigen Sandböden wird deutlich, dass die alleinige Berücksichtigung der Niederschlagsinfiltration zur Erklärung der Bodenfeuchtezustände an vorflutnahen Standorten nicht ausreicht. Starke Änderungen der Bodenfeuchte lassen sich nicht immer, wie etwa in dem in Abbildung 4.9a dargestellten Zeitraum, allein auf Niederschlagsereignisse zurückführen. Ursache für die Erhöhung der Bodenfeuchte ist hier vielmehr der Einfluss des zum gleichen Zeitpunkt angestiegenen Havelpegels. Wie lokal begrenzt dieses Phänomen ist, zeigt der Vergleich zwischen Abbildung 4.9b und Abbildung 4.9c, welche die Bodenfeuchtesituation im August / September 2002 an oberflächenwassernahen, bzw. -fernen Standorten illustriert. In Abbildung 4.9c ist ein Einfluss des Havelwasserstandes nicht mehr zu erkennen, d.h. die Erhöhung des Vorflutpegels, welche noch deutlichen Einfluss auf den Wasserhaushalt des Havel-nahen Standortes zeigt, bleibt bei weiterer Entfernung ohne Wirkung, so dass die dortige Bodenfeuchtedynamik ausschließlich durch vertikale Prozesse gesteuert wird. Grundlegender Antrieb für die Austauschprozesse zwischen Oberflächen- und Grundwasser ist das Wasserspiegelgefälle zwischen Oberflächengewässer und Grundwasser. Dieses kontrolliert sowohl die jahreszeitlich stark schwankende Intensität als auch die Richtung der Strömungen und kann räumlich sehr stark variieren. So kommt es zu wechselnden, z.T. räumlich entgegengesetzten influenten oder effluenten Austauschvorgängen [Krause and Bronstert, 2003b, a, 2004a].

4.2.5 Retentionsfunktion der Feuchtgebiete während Trockenperioden

Besonders bei abklingendem Frühjahrshochwasser zeigt sich die wichtige Rolle des hohen Retentionsvermögens der Auenböden für eine Dämpfung der Vorflut-nahen Grundwasserdynamik. Aufgrund der im Vergleich zur Oberflächenwasserspiegelabsenkung wesentlich geringeren Filtergeschwindigkeiten im Grundwasser (10^{-4}ms^{-1}) kommt es zu einer Verzögerung des Wasserspiegelausgleichs im Grundwasser, in Folge dessen der Grundwasserstand langsamer absinkt als der Oberflächenwasserstand (Abb. 4.10 links).

Sinkt der Wasserstand im Vorfluter unter die Grundwasseroberfläche, kommt es zu Grundwasserzehrendem effluenten Fluss (Abb. 4.10 rechts), also zum Austritt von Grundwasser in das Oberflächengewässer. Obwohl die Fliessgeschwindigkeiten im Grundwasser aufgrund der mittleren hydraulischen Gradienten klein sind, kann es wegen der ausgedehnten Interaktionsfläche zwischen Oberflächengewässer und Grundwasserkörper zum Austausch größerer Mengen kommen. Ein bedeutender Einfluss des Grundwasserzuflusses auf Oberflächenwasserstände und Abflüsse wird lediglich im Bereich kleinerer Draingräben beobachtet [Krause and Bronstert,

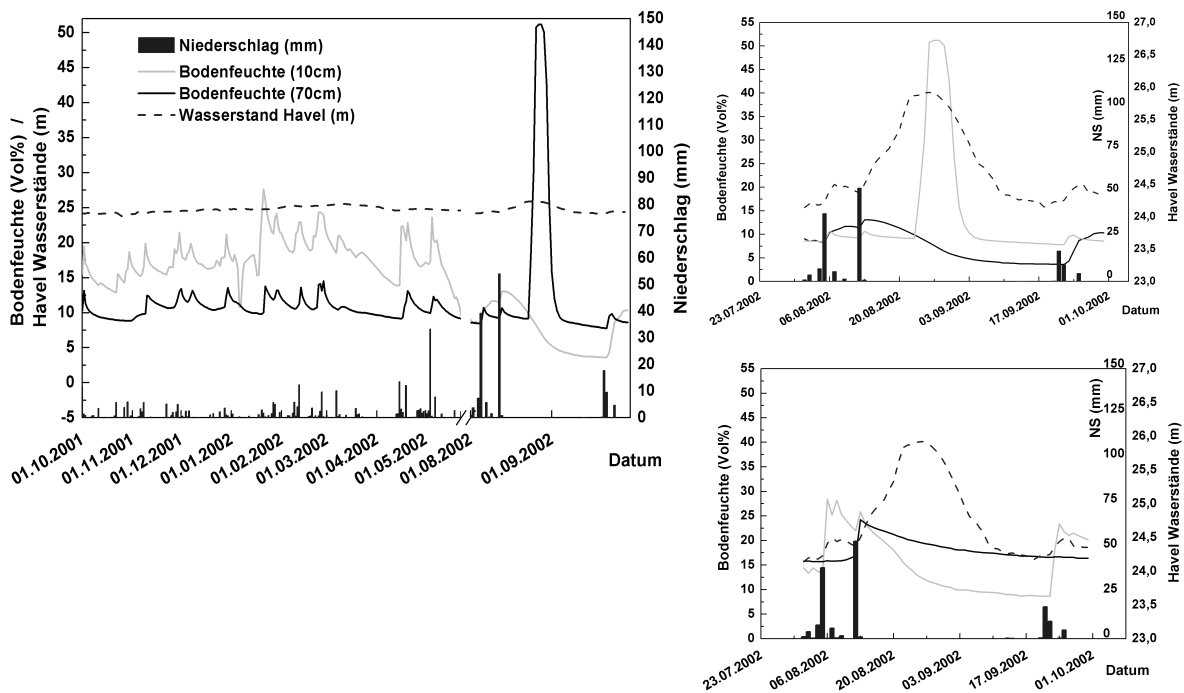


Abbildung 4.9: Zeitlich Dynamik von Bodenfeuchte (in 10cm und 70 cm unter GOK), Niederschlag und Havelwasserständen in Abhängigkeit von der Vorflutentfernung: a) Jahresgang 2002, Pegel Gülpe (Havel-nah 0,7 km Entfernung); b) Zeitausschnitt für Aug./Sept. 2002; c) Pegel Kienberg (Havel-fern 5,6 km Entfernung)

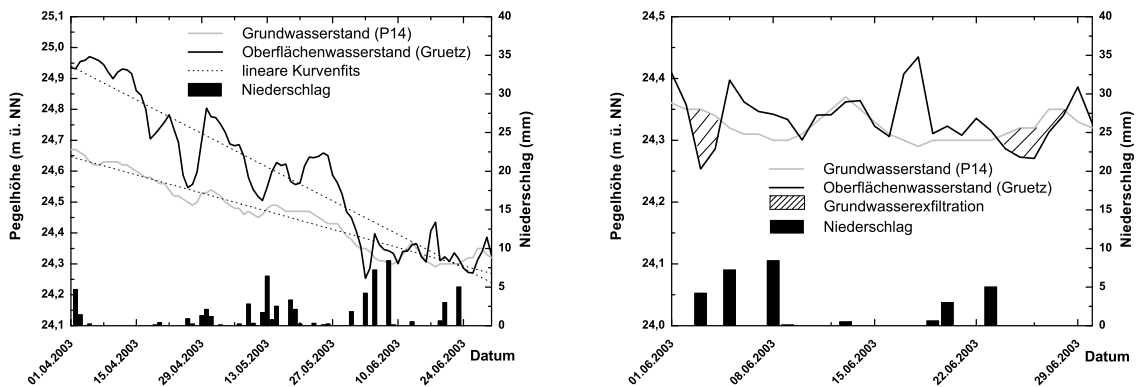


Abbildung 4.10: Retentionsfunktion von Feuchtgebieten während Trockenperioden: Rückläufige Oberflächen- und Grundwasserspiegel nach Frühjahrshochwasser, Periode von 01.04.2003 bis 30.06.2003 (links), Ausschnitt 01.06.2003 bis 30.06.2003 - Periode mit auftretender Grundwasserzehrung (effluentes Fließen) (rechts)

2004a, b; Kneis, 2002]. Die von der engen Kopplung zwischen Oberflächenwasser- und Grundwasserkörper ausgehende Pufferfunktion im Wasserhaushalt ist sowohl von ökologischer als

auch landnutzungsbezogener Relevanz [Blom *et al.*, 1996; Weng *et al.*, 2003; Hill, 1990a; Devito and Dillon, 1993; Hayashi and Rosenberry, 2002; Thiel, 2003]. Sind die Prozesse des Bodenwasserhaushaltes, insbesondere der Interaktionen zwischen Grundwasser und Oberflächengewässer, durch intensive messtechnische Beobachtungen qualitativ gut beschreibbar, so stellt die genaue Differenzierung ihrer räumlichen Ausprägung ein messtechnisch nicht zu bewältigendes Problem dar. Eine quantitative Analyse und prozessadäquate Beschreibung der Abflussbildungsvorgänge unter Berücksichtigung der Oberflächengewässer-Grundwasser-Interaktionen erfolgte für das Untersuchungsgebiet mittels der Kopplung von Wasserhaushalts-, Bodenfeuchte- und Grundwassermodellierung (Kap. 6).

4.2.6 Abflussbildung und Zufluss aus Hanglagen

Um die oberirdischen Zuflüsse aus den pleistozänen Hangbereichen in die tiefer liegenden Feuchtgebiete abschätzen zu können, wurde am einzig freien und ungesteuerten Abfluss, dem Mühlengraben, welcher das Rhinower Ländchen entwässert, ein Messwehr errichtet. Die beobachteten Abflussganglinie für die Periode 15.12.2003 - 15.02.2004 (Abb. 4.11) zeigt eine sehr verzögerte Reaktion des Abflusses auf Niederschlagsereignisse.

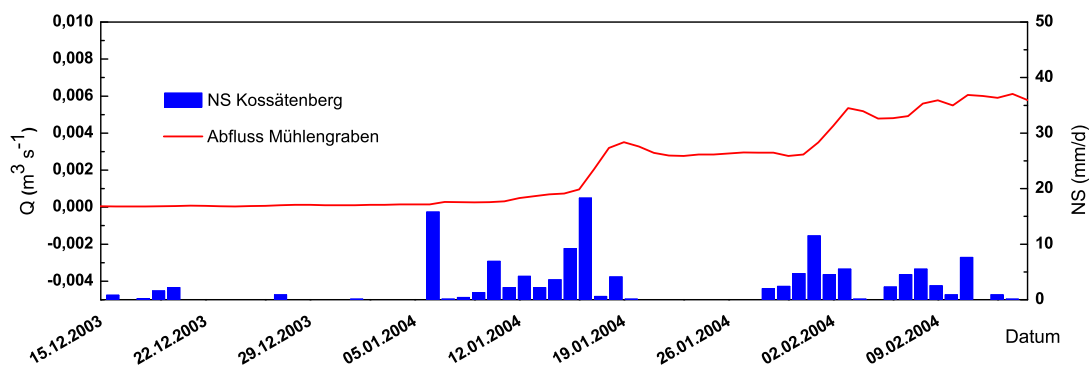


Abbildung 4.11: Am Überfallwehr „Mühlengraben“ gemessener Abfluss und Niederschlag für den Zeitraum 15.12.2003 - 15.02.2004

Nach einer relativ trockenen Vorphase (15.12.2003 - 07.01.2004) kommt es erst 8 - 9 Tage nach dem Niederschlagsereignis vom 08.01.2004 (20 mm) in Folge der Aufsättigung des Bodens durch die Niederschläge vom 10.01.2004 - 18.01.2004 zu einem spürbaren Anstieg des Abflusses. Selbst beim folgenden Niederschlagsereignis vom 31.01.2004 und einer größeren Vorfeuchte erfolgt erst ca. 3 Tage nach dem Niederschlag eine Reaktion im Abfluss.

Diese Ergebnisse bestätigen die aus vorherigen Untersuchungen resultierenden Vorstellungen

über die Prozessdynamik innerhalb der Talsandgebiete und pleistozänen Hanglagen. Aufgrund der hohen Infiltrabilität der mächtigen Sanddeckauflagen der Endmoränenhügel (Kap. 3.3) ist das Auftreten von Infiltrationsüberschuss und Hortonischem Oberflächenabfluss äußerst unwahrscheinlich und beschränkt sich auf verfestigte Fahrrinnen und Pfade. Da die Sandböden Porositäten von ca. 36 % aufweisen, kann auch bei stärkeren konvektiven Ereignissen von einer vollständigen Infiltration des Niederschlagswassers in tiefere Bodenschichten ausgegangen werden. Bodenwasser unterhalb des Kapillarsaums bewegt sich auf hauptsächlich vertikalem Weg abwärts durch eine Transferzone, bis es die Grundwasseroberfläche erreicht und hier aufgrund der entstehenden Potenzialunterschiede zum Basisabfluss beiträgt. Sehr wahrscheinlich kommt es auf den in Kapitel 3.2 bereits erwähnten heterogen verteilten linsenförmigen stauenden Strukturen immer wieder zu impermanenten Interflow, was zu einer Dynamisierung der Abflussprozesse führt. Das heißt, es konnten vorrangig eine relativ schnelle Basisabflusskomponente unterstützt von lokal auftretendem Interflow als dominante abflusswirksame Prozesse in diesem Teil des Einzugsgebietes identifiziert werden. Die Beobachtung der schnellen lateralen Reaktion des Grundwassers deckt sich ebenso mit den Ergebnissen aus Kapitel 4.2.4. Der mit 0,25 berechnete mittlere Abflussbeiwert muss hingegen kritisch betrachtet werden. Es konnte mehrfach beobachtet werden, wie nach der Installation des Messwehrs, durch den Anstau des Grabenwassers die Grundwasserstände auf den umliegenden Flächen um mehrere Dezimeter angehoben wurden. Das bedeutet, dass von einer nicht quantifizierbaren Menge an Oberflächenwasserinfiltration und damit einhergehenden Abflussverlusten auszugehen ist. Der Abflussbeiwert wäre dementsprechend höher als er berechnet wurde, kennzeichnet aber dennoch die Tatsache, dass die Jungmoränenbereiche als wesentliche Grundwasserneubildungsgebiete fungieren.

4.2.7 Oberflächenabfluss auf Sättigungsflächen in der Talaue

Die Auswertung der punktuell gemessenen Grundwasserstände belegt die häufige Aufsättigung, bzw. den Überstau von Standorten der Havelaue. Die weitflächige Aufsättigung der Talaue und der daraus resultierende große Sättigungsflächenanteil während feuchter, zumeist frühjährlicher Perioden zeigt Abb. 4.12.

Der Sättigungsflächenanteil während der Frühjahrsmonate beträgt im Mittel ca. 15 % der Einzugsgebietsfläche [Krause and Bronstert, 2002]. Abbildung 4.13 zeigt die langjährigen mittleren Sättigungsflächenanteile im April. Diese wurden durch eine Verschneidung des Digitalen Höhenmodells mit den räumlich interpolierten Grundwassermessdaten der Jahre 1988 - 2002 ermittelt.

Trifft Niederschlag auf die gesättigten Flächen der Talaue, so bildet sich ein Sättigungsüberschuss, was in reliefierten Landschaften Oberflächenabfluss induzieren würde. Aufgrund der gerin-

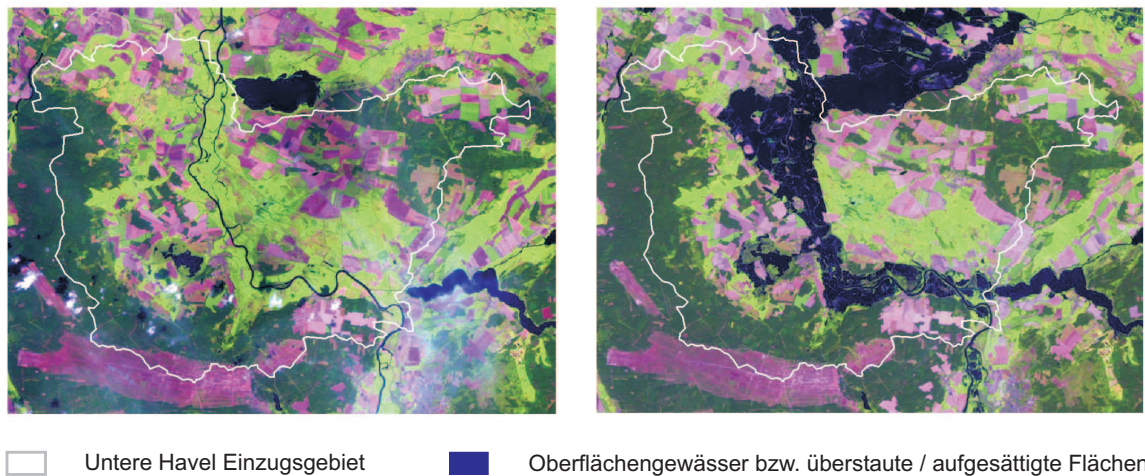


Abbildung 4.12: Beobachtete Sättigungsflächenanteile im Einzugsgebiet „Untere Havel Niederung“ unter trockenen Bedingungen am 12.07.2002 (links) sowie unter feuchten Bedingungen am 04.09.2002 (rechts) (Copyright der Landsat-ETM Szenen bei DLR - Deutsche Luft- und Raumfahrtagentur)

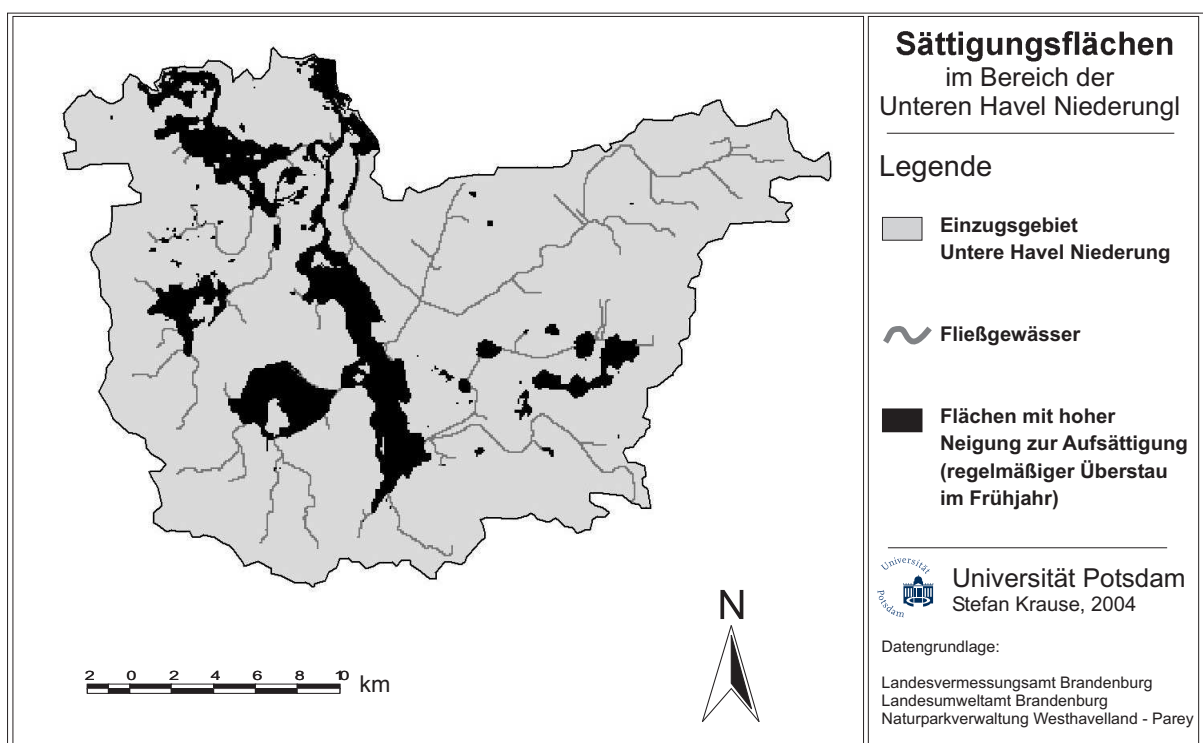


Abbildung 4.13: Sättigungsflächen im Einzugsgebiet „Untere Havel Niederung“ für mittlere April - Verhältnisse (basierend auf Verschneidung von Digitalem Geländemodell und interpolierten beobachteten Grundwasserständen für den Zeitraum 1988 - 2000)

gen Reliefenergie des Untersuchungsgebiets gelangt allerdings nur ein begrenzter Anteil des Sättigungsüberschusses bis ins Oberflächengewässer [Krause and Bronstert, 2002]. Vielmehr

konnte die Bildung großer Freiwasserflächen beobachtet werden, über welche ein Großteil des aufgestauten Wassers verdunstet bzw. später versickert. Lokal auftretender oberirdischer Abfluss führt häufig lediglich zur Massenverlagerung zwischen benachbarten Freiwasserflächen. Eine genaue Quantifizierung des Oberflächenabflusses in der nahezu ebenen Talau ist durch Feldmessungen nicht möglich. Die Limitierung der modellbasierten Simulation aufgrund der nicht ausreichenden Qualität und vertikalen Auflösung der digitalen Geländedaten wird in Kapitel 5 diskutiert.

4.3 Diskussion experimenteller Wasserhaushaltsuntersuchungen

Die Ergebnisse der experimentellen Wasserhaushaltsuntersuchungen belegen die starke raumzeitliche Variabilität der Abflussbildungsprozesse im Einzugsgebiet „Untere Havel Niederung“. Während in den grundwasserfernen Randgebieten auf pleistozänen Hochflächen hauptsächlich Grundwasserneubildung durch Infiltration von Niederschlagswasser erfolgt, sind die temporär zur Sättigung neigenden Flächen innerhalb der Tieflandsaue im Untersuchungsgebiet durch meist sehr geringe, im Jahresverlauf stark schwankende Grundwasserflurabstände gekennzeichnet. Während in den sandigen Böden der pleistozänen Hanglagen vertikale Bodenwasserbewegung in der ungesättigten Bodenzone oberhalb der Grundwasseroberfläche dominiert und abflusswirksame langsame laterale Fließprozesse erst in einer großen Tiefe auftreten, dominieren in der Tieflandsaue schnelle laterale Grundwasserbewegungen den Bodenwasserhaushalt. Die hohe zeitliche Dynamik des oberflächennahen Grundwassers in den vorflutnahen Bereichen der Tieflandsaue resultiert aus der engen Interaktion zum Oberflächengewässer. Diese, raumzeitlichen Variabilitäten unterliegende Interaktion nimmt im Wesentlichen mit Entfernung von der Vorflut ab. Die Berücksichtigung der Ergebnisse der experimentellen Wasserhaushaltsuntersuchungen führen zur Erweiterung des Prozessverständnisses über den Wasserhaushalt und im Speziellen über die Dynamik von Grundwasserneubildung und Grundwasserzehrung in Tieflandauen. Laut DIN4049-3 [1994] gilt die Grundwasserneubildung als „Zugang von infiltriertem Wasser zum Grundwasser“ und schließt somit Niederschlag wie auch Uferfiltrat ein. Bei der Quantifizierung der Grundwasserneubildung als Wasserhaushaltsgröße sind in diesem Fall also die Infiltration von Niederschlagswasser sowie Evapotranspirationsverluste aus der durchwurzelten Bodenzone (Abb. 4.14a) wie auch die Grundwasserneubildung und -zehrung durch die Interaktion zum Oberflächengewässer (Abb. 4.14b) zu berücksichtigen.

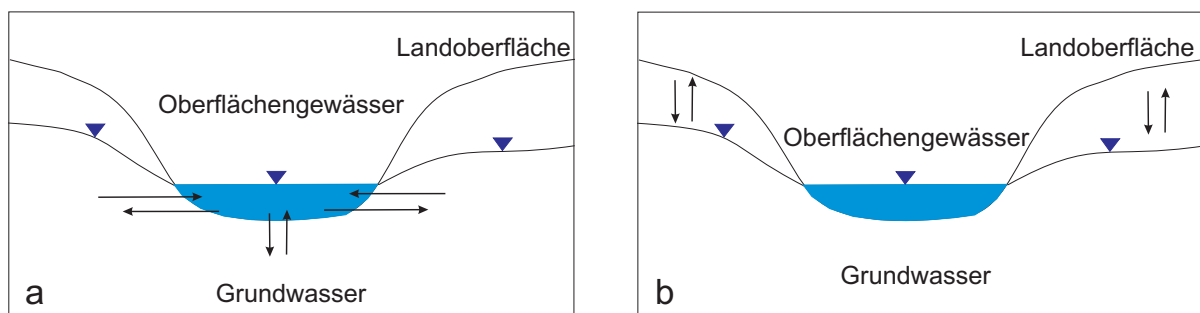


Abbildung 4.14: Grundwasserneubildung (lateral) durch Interaktion mit Oberflächengewässer (a) und Grundwasserneubildung (vertikal) durch Infiltration von Niederschlagswasser (b)

Kapitel 5

Konzept der gekoppelten Wasserhaushalts - Grundwassermodellierung

5.1 Simulation des Wasserhaushalts in Talauen

Entsprechend der eingangs beschriebenen Ansprüche an ein umfassendes Modellkonzept zur prozessadäquaten Darstellung der Wasserhaushaltsprozesse in grundwassergeprägten Tiefland-einzugsgebieten (Kap. 2) wurde mit IWAN (**I**ntegrated **M**odelling of **W**ater **B**alance and **N**utrient **D**ynamics) ein Modell entwickelt, welches den Gebietswasserhaushalt in Abhängigkeit von folgenden Einflussgrößen beschreibt:

- vertikale Bodenwasserbewegung in Abhängigkeit bodenphysikalischer und landnutzungsspezifischer Gebietseigenschaften,
- Grundwasserneubildung und -zehrung aufgrund vertikaler Prozesse wie Infiltration, Perkolations und Evapotranspiration,
- laterale Grundwasserbewegung unter Berücksichtigung bodenphysikalischer Eigenschaften,
- Grundwasserzustrom aus benachbarten, höher gelegenen Bereichen,
- Rückkopplungsprozesse zwischen Grundwasserkörper (laterale Prozesse) und Bodenwasser der ungesättigten Zone (vertikale Prozesse),
- raumzeitlich variable Interaktionen zwischen Grundwasser und Oberflächengewässer,
- räumliche Variabilität des Einflusses der Grundwasser - Oberflächenwasser - Interaktionen in Abhängigkeit von der Vorflutentfernung sowie

- Rückkopplung von Grundwasserflurabstandsänderungen aufgrund lateraler Fließprozesse auf vertikale Bodenwasserprozesse (z.B. Veränderungen Evapotranspiration)

Grundsätzlich ist weiterhin eine Berücksichtigung des Oberflächenabflusses auf Sättigungsflächen bzw. überschwemmten Bereichen der Talaaue sinnvoll. Eine Implementierung der entsprechenden Prozesse im Modellkonzept von IWAN erfolgte aus zweierlei Gründen nicht:

Zum einen zeigten Beobachtungen im Untersuchungsgebiet „Untere Havel Niederung“, dass ein nicht quantifizierbarer Anteil des Sättigungsüberschusses nicht zu Oberflächenabfluss beiträgt, sondern weiträumige Freiwasserflächen bildet und verdunstet (Kap. 4.2.7).

Zum anderen erfordert die detaillierte Modellierung des Oberflächenabflusses in der nahezu ebenen Tieflandtalaaue eine Präzision und vertikale Auflösung der zugrunde liegenden Geländedaten, welche durch die zur Verfügung stehenden Digitalen Höhenmodelle nicht annähernd gegeben sind (Kap. 3.7). Um die nötige Güte der digitalen Geländedaten zu garantieren bedarf es flächendeckender Laserscanbefliegungen der Talaaue bzw. räumlich hochaufgelöster Höhen-nivellements oder Vermessungen mit differentiellen GPS [Foerster *et al.*, 2004], was für die mesoskaligen Untersuchungsgebiete der Modellanwendungen eine unrelistische Datenanforderung darstellt. Da eine Separation des Sättigungsüberschusses in abflusswirksame und frei verdunstende Anteile in Senken unter den gegebenen Umständen weder anhand von Felduntersuchungen noch durch Modellsimulation möglich ist, wurde im Modellkonzept von IWAN, entsprechend den Beobachtungen in Kapitel 4.2.7, die komplette Verdunstung von überschüssigem Niederschlagswasser angenommen.

5.2 Gekoppelte Bodenwasserhaushalts - Grundwassermodellierung

Der hier präsentierte Ansatz berücksichtigt, dass zur Beschreibung der Wasserhaushaltsdynamik von Flachlandeinzugsgebieten sowohl dem Einfluss des oberflächennahen Grundwassers auf den Bodenwasserhaushalt als auch dem Einfluss variabler Oberflächenwasserstände auf das Grundwasser Rechnung zu tragen ist. Entsprechend Abbildung 5.1 [Holzbecher *et al.*, 2005] wird die Bodenzone unterteilt in eine, in ihrer vertikalen Ausdehnung variable ungesättigte Zone [1], innerhalb welcher ausschließlich vertikale Bodenwasserbewegungen betrachtet werden, sowie eine ebenso variable gesättigte Zone [2] innerhalb welcher die lateralen Grundwasserbewegungen und der Austausch mit dem Oberflächengewässer [3] approximiert werden.

Beide Zonen interagieren, wodurch sowohl der Zustrom zum Grundwasser durch Perkolat-ion als auch Verdunstungsprozesse durch aufsteigendes Grundwasser berücksichtigt werden können. Realisiert wird der Modellansatz von IWAN durch die Kopplung des flächendifferenziert

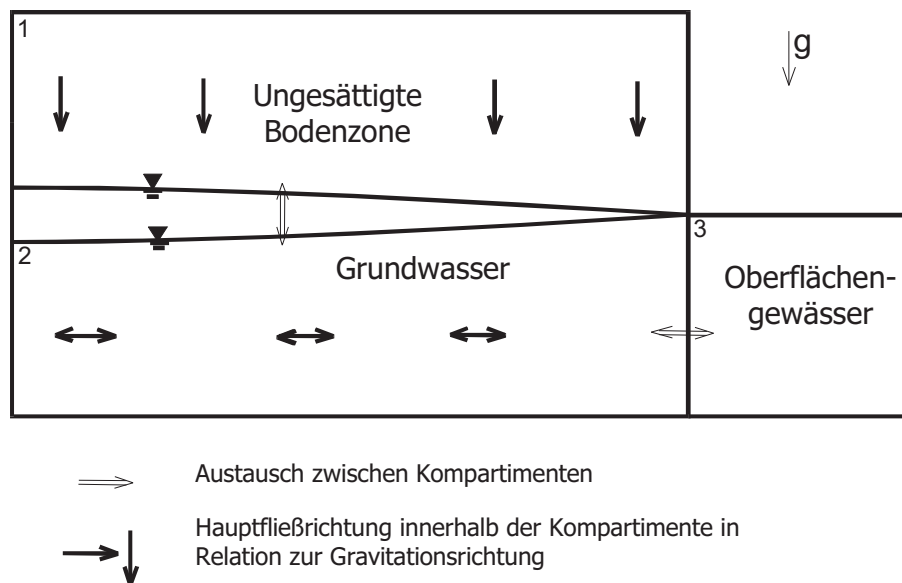


Abbildung 5.1: Schematische Übersicht über Zweiwege-Kopplung von Oberflächengewässer, ungesättigter Bodenzone und Grundwasser (nach Holzbecher, 2005)

deterministischen Einzugsgebietsmodells WASIM-ETH-I [Schulla, 1997, 1999] mit dem numerischen, Finite Differenzen basierten Grundwassermodell MODFLOW [Harbaugh and McDonald, 1996b, a] bzw. Processing MODFLOW [Chiang and Kinzelbach, 1993, 2001] (Abb. 5.2).

Die Berechnung der vertikalen Bodenwasserdynamik erfolgt in der Bodenroutine des WASIM-Modells mit dem Topmodel-Ansatz [Beven and Kirkby, 1979; Beven *et al.*, 1995]. Die Bodenwasserbewegung wird anhand eines Systems von miteinander über definierte Be- und Entleerdynamiken verbundenen Speichern approximiert. Für die präsentierten Simulationen wurde eine um Makroporenfluss erweiterte Version [Niehoff, 2001, 2002] genutzt. Die Kopplung der vertikalen Abflussbildung in WASIM mit der lateralen Grundwasserbewegung und der Austauschprozesse mit dem Oberflächengewässer erfolgt durch die Übergabe der Zu- und Abflüsse des WASIM - Grundwasserspeichers. Diese werden aus der Änderung des Sättigungsdefizits und der Basisabflüsse berechnet und als Grundwasserneubildung bzw. -zehrung in MODFLOW implementiert. Die Kopplung in entgegengesetzter Richtung erfolgt durch die Transformation von in MODFLOW berechneten Grundwasserstandsänderungen in Änderungen des Sättigungsdefizit im nächsten Zeitschritt in WASIM-ETH [Krause and Bronstert, 2002, 2003b, a, 2004a]. Der Austausch zwischen Oberflächengewässer- und Grundwasser wird in MODFLOW berechnet. Dazu wird die in der Pre- und Postprocessing Oberfläche „Processing MODFLOW“ integrierte „River Routine“ [Prudic, 1988; Rembe and Wenske, 1998; Rembe, 1998] benutzt. Der Austausch wird hierbei über einen Leakage - Ansatz berechnet, welcher die Flüsse über die Flussrandbedingung kontrolliert.

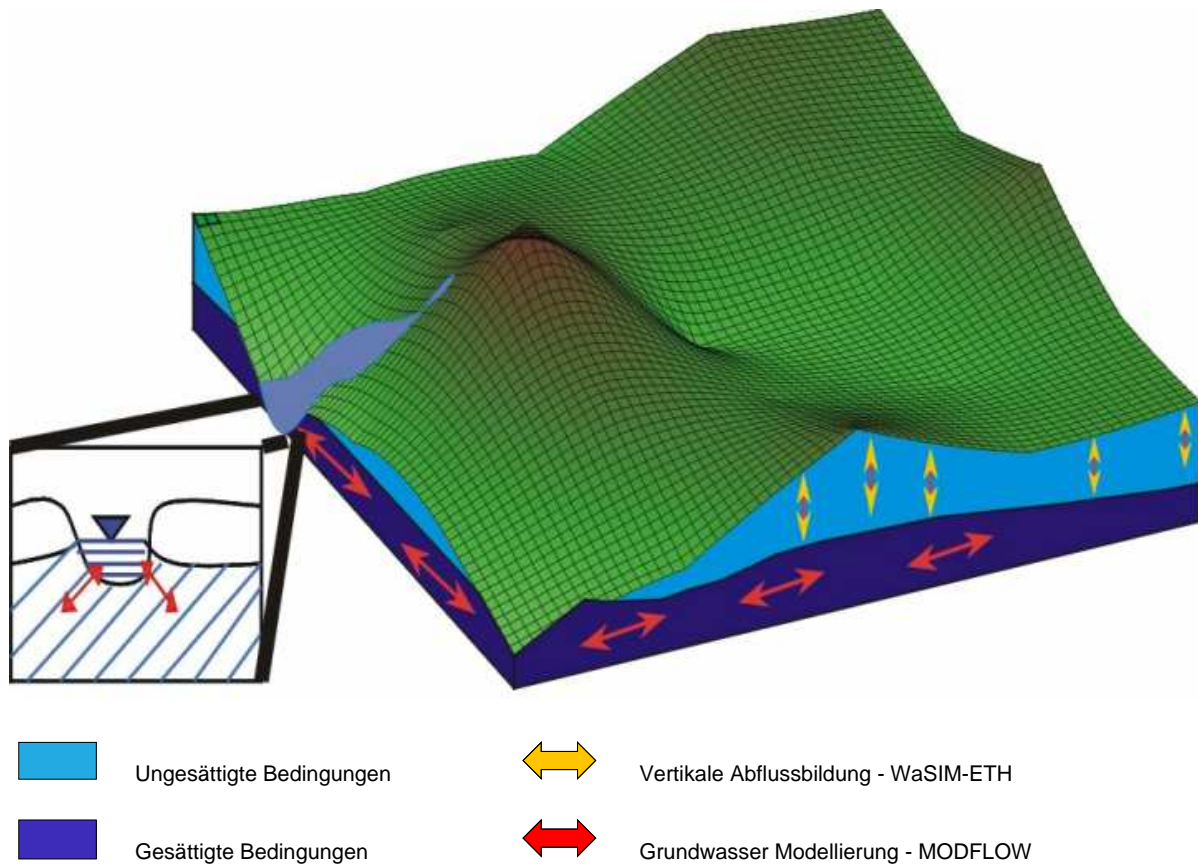


Abbildung 5.2: Das Konzept der gekoppelten Wasserhaushalts- und Grundwassermodellierung unter Einbeziehung der Interaktionen zwischen Grundwasser und Oberflächenwasser

5.2.1 Modellierung der Grundwasserbewegung in MODFLOW

Zur Berechnung der Grundwasserfließvorgänge sowie der Austauschprozesse zwischen Grund- und Oberflächenwasser wird das Programmsystem Processing MODFLOW [Chiang and Kinzelbach, 1993, 2001] genutzt. Das modular aufgebaute numerische Modell des US Geological Survey berechnet stationären wie instationären Grundwasserfluss für gespannte, ungespannte und variabel gespannte Grundwasserverhältnisse. Es implementiert neben dem dreidimensionalen, Finite Differenzen basierten Grundwassermodell MODFLOW (sowohl MODFLOW88 als auch MODFLOW96) zusätzliche Modellkomponenten wie das Parameter Schätzverfahren PEST, Stofftransportmodelle für advektiv - dispersiven Transport MT3D, MOC3D sowie das advective Transportmodell PMPATH. Seit der ersten Veröffentlichung von MODFLOW-88 [Mc Donald and Harbaugh, 1988] wurden die Entwicklung und Anwendung von MODFLOW, später MODFLOW-96 und heute als MODFLOW2000 kontinuierlich vorangetrieben.

5.2.1.1 Umsetzung der Grundwassermodellierung

Die Berechnung der Grundwasserbewegung (Lösung der Strömungsgleichungen) in MODFLOW erfolgt durch Anwendung des Finite Differenzen Verfahrens [Mc Donald and Harbaugh, 1988]. Dabei werden die Differentiale der Strömungsgleichungen durch Differenzenquotienten ersetzt. Die daraus resultierenden Gleichungen werden daraufhin für jede Zelle für den Zeitschritt Δt angewandt. Dafür wird das in MODFLOW zur Verfügung stehende iterative Lösungsverfahren PCG2 (Preconditioned Conjugate Gradient) verwendet [Hill, 1990b, c]. Die räumliche Diskretisierung erfolgt durch Einteilung des Modellgebiets in horizontale Zellen und vertikale Schichten. Die Anfangsbedingungen sind durch die anhand der Anfangsgrundwasserstände gegebenen piezometrischen Höhen definiert. Die Grundwasser - Oberflächenwasser - Interaktionen werden durch eine Leakage Randbedingung (Kap. 5.3) berücksichtigt, welche für sämtliche als Flusszellen definierte Zellen realisiert wird. Die Randbedingung definiert die Austauschflüsse in Abhängigkeit von der Geometrie des Flussquerschnitts, der hydraulischen Leitfähigkeit der hyporhäischen Zone sowie dem Gradienten zwischen Oberflächenwasserstand und Grundwasserstand (Glg. 5.13, 5.14, 5.15). Die als obere Randbedingung fungierende Flussrandbedingung wird durch den Zustrom vertikaler Grundwasserneubildung aus der ungesättigten Zone innerhalb der Kopplung mit dem Wasserhaushaltsmodell WASIM realisiert.

5.2.2 Das Wasserhaushalts - Simulationsmodell WASIM-ETH

Das Modell WASIM-ETH ist ein deterministisches, flächendifferenziertes hydrologisches Einzugsgebietsmodell, welches ursprünglich zur Simulation des Einflusses von Klimaänderungen auf den Wasserhaushalt konzipiert wurde [Schulla, 1999]. WASIM-ETH stellt eine Verknüpfung von physikalisch basierten, vereinfachten physikalischen und konzeptionellen Prozessbeschreibungen dar [Schulla, 1999]. Die räumlichen Grenzen der Anwendbarkeit liegen, terminiert durch die Skalenabhängigkeit der reflektierten Prozesse, bei $< 1 km^2$ bis zu mehreren 10000 km^2 . Die Koordination der Modelldateien sowie die Verknüpfung der Parametertabellen mit spezifischen Kennwerten für Bodenarten und Landnutzung erfolgt über eine Steuerdatei. Eine Auflistung der verwendeten Bodenarten- und Landnutzungsparameter ist in Tabelle A.1 sowie A.2 im Tabellenanhang (Kap. A) gegeben. Die Simulation des Wasserhaushaltes erfolgt auf Grundlage der vereinfachten Beschreibung physikalischer Prozesse des Wassertransportes und der Speicherung. So erfolgt zum Beispiel keine explizite Berechnung der Wasserbewegung im Boden, sondern diese wird durch ein System miteinander interagierender Speicher mit spezifischen Befüllungs-, Entleerungs- und Übergabemechanismen approximiert. Die räumliche Differenzierung erfolgt durch die Einteilung des Modellgebietes in ein regelmäßiges Gitter. Des weiteren erfolgt, um eine regional differenzierte Parametrisierung zu gewährleisten, eine Unter-

teilung des Einzugsgebiets in Teileinzugsgebiete sowie Bilanzierungszonen, auf deren Basis die Ergebnisse akkumuliert werden. Die Extraktion der Ergebnisdaten erfolgt flächendifferenziert im Rasterformat sowie für die einzelnen Bilanzierungszonen. Die gesondert abgelegten meteorologischen Eingangsdaten werden im Zuge des Modell - Preprocessing für jede einzelne Rasterzelle interpoliert. Während der Modellsimulation erfolgt für jede Rasterzelle die Berechnung der hydrologischen Prozesse der Schneedeckenentwicklung, Interzeption, Evapotranspiration, Infiltration und vertikaler Bodenwasserbewegung. Im Folgenden werden die für Abflussbildung und Wasserhaushalt aus Sicht der Modellkopplung relevanten Teilmodelle ausführlicher vorgestellt.

5.2.2.1 Infiltrationsmodell

Das Infiltrationsmodell ist in WASIM-ETH dem Bodenmodell vorgeschaltet. In ihm wird eine Aufteilung des Niederschlages in Infiltrationsüberschuss (Direktabfluss) und infiltrierendes Bodenwasser, welches ins Bodenmodell weitergegeben wird, berechnet. Die Berechnung der Infiltration erfolgt nach dem sogenannten „Zweistufenmodell für homogene Böden“, einem von Peschke erweiterten Ansatz [Dyck and Peschke, 1995] des Green und Ampt - Modells [Green, 1911]. Der Infiltrationsprozess wird im Zweistufenmodell in zwei Phasen gegliedert. Dies sind die Sättigungsphase während ungesättigter Verhältnisse und die Rückgangsphase bei gesättigten Verhältnissen. Voraussetzung für die getroffenen Annahmen ist ein relativ homogener, ungeschichteter Boden, in welchem der Matrixfluss gegenüber dem Makroporenfluss überwiegt. Wesentlicher Vorteil des Ansatzes gegenüber dem ursprünglichen Green und Ampt Modell ist die Möglichkeit der Berücksichtigung diskontinuierlicher Niederschläge. Durch die Erweiterung des ursprünglichen Infiltrationsansatzes sowie des Bodenwasserspeicherkonzepts (Abb. 5.3) von WASIM-ETH [Niehoff, 2002] besteht die Möglichkeit den Einfluss von Makroporen auf den Infiltrationsvorgang und die Infiltrationskapazität des Bodens zu berücksichtigen. So kann bei Auftreten von Infiltrationsüberschuss ein Teil des überschüssigen Niederschlagswassers über den Umweg des Makroporenspeichers in den Boden gelangen (Kap. 5.2.2.2).

5.2.2.2 Bodenmodell

In WASIM-ETH besteht die Möglichkeit der Nutzung zweier verschiedener Modellansätze zur Simulation des Bodenwasserhaushalts. Dies sind der TOPMODEL-Ansatz (WASIM-ETH-I) sowie die Berechnung der eindimensional vertikalen Wasserbewegung in der ungesättigten Bodenzone anhand der Richards - Gleichung (WASIM-ETH-II). Für die Modellkopplung wurde das Bodenmodell mit TOPMODEL - Ansatz entsprechend WASIM-ETH-I gewählt, welches im Folgenden eingehender beschrieben wird. Eine ausführliche Beschreibung der Variante der

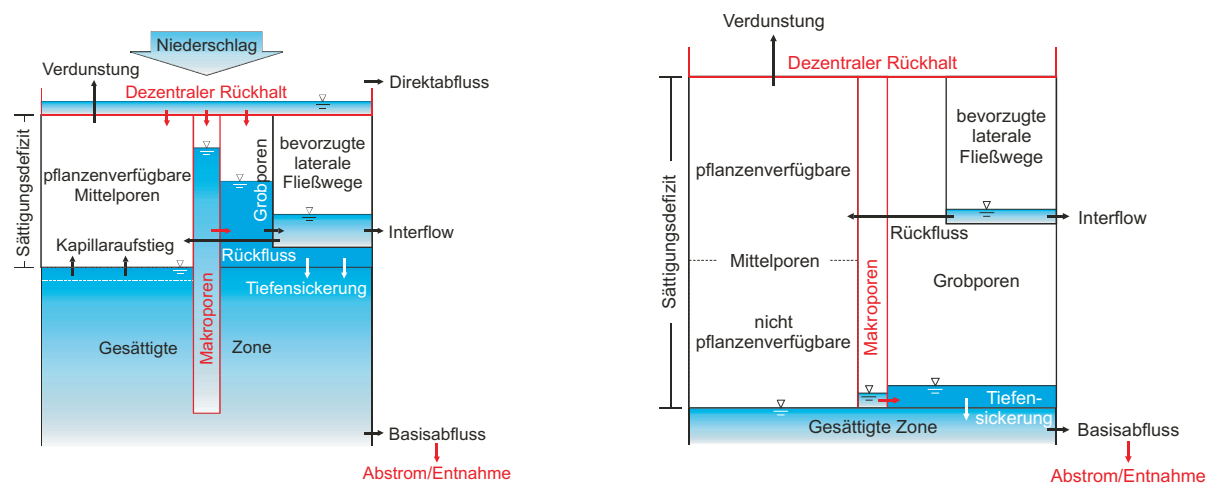


Abbildung 5.3: Um Makroporenfluss erweitertes Bodenmodell in WASIM-ETH-I, Speicherkonzept bei geringem (links) und bei großem (rechts) Sättigungsdefizit [Niehoff, 2002]

Richards - Gleichung findet sich in Schulla [1999], eine Diskussion der Vor- und Nachteile bei der Ansätze in Niehoff [2002].

Der Boden stellt im Modellkonzept von WASIM-ETH-I eine mit der Bodenoberfläche beginnende, nach unten als unbegrenzt angenommene Schicht dar. Im Bodenmodell erfolgt die Aufteilung der Gesamtfeuchte auf die verschiedenen einzelnen Abflusskomponenten und Speicher. Dabei sind in WASIM-ETH-I sowohl ungesättigte als auch gesättigte Zone dynamische Bestandteile des Bodenmodells (Abb. 5.3). Zur Berechnung der Bodenwasserdynamik wird ein Sättigungsflächenansatz benutzt, welcher auf den Vorstellungen von TOPMODEL [Beven and Kirkby, 1979; Beven *et al.*, 1995] beruht. Dabei wird die Appetenz einer Gitterzelle zur Bildung von Oberflächenabfluss durch den Boden-Topographischen Index c (Glg. 5.1) beschrieben:

$$c = \ln \frac{\alpha}{T_0 \cdot \tan \beta} \quad (5.1)$$

mit: c = Boden-Topographischer Index; α = Fläche des lokalen Einzugsgebiets; T_0 = Transmissivität des zugehörigen lokalen Einzugsgebiets; β = Hangneigung der Rasterzelle

Dieser lässt sich mit Hilfe digitaler Höhenmodelle aus der Hangneigung und dem lokalen Einzugsgebiet einer Rasterzelle unter Berücksichtigung der gesättigten hydraulischen Transmissivität berechnen. Hohe Boden-Topographische Indizes, welche starken Tendenzen zur Sättigung der jeweiligen Rasterzelle gleichkommen, ergeben sich somit aus geringen Hangneigungen und großen lokalen Einzugsgebieten sowie geringen Transmissivitäten.

Voraussetzungen für die Verwendung des TOPMODEL - Ansatzes sind, dass topographisches

Gefälle und Grundwasserspiegel parallel verlaufen, die Dynamik der gesättigten Zone durch aufeinanderfolgende quasistationäre Zustände approximiert werden kann und die Transmissivität T_0 eine Exponentialfunktion des Sättigungsdefizits S ist. Abweichend zur originalen TOPMODEL - Version erfolgt in WASIM die Berechnung von Sättigungsflächen nicht für Klassen Boden-Topographischer Indizes, sondern für jede Gitterzelle einzeln. Werden in TOPMODEL selbst die Bodenfeuchtezustände anhand des mittleren Sättigungsdefizits charakterisiert, wobei der Boden-Topographische Index lediglich als Häufigkeitsverteilung einfließt, so wird in WASIM das Sättigungsdefizit zu Beginn des nächsten Zeitschrittes anhand des Topographischen Index wieder auf die einzelnen Rasterzellen verteilt. Dies ermöglicht eine zellweise Berechnung aller Abflussbildungskomponenten. Des weiteren ist der ursprüngliche TOPMODEL - Ansatz in WASIM um Interflow als eine dritte Abflusskomponente sowie um Kapillaraufstieg bzw. Ausgleich von Verdunstungsverlusten erweitert worden [Schulla, 1997, 1999]. Bei der verwendeten Version von WASIM - ETH wurde zusätzlich eine von Niehoff implementierte Routine zur Berücksichtigung von Makroporenfluss verwendet [Niehoff, 2001, 2002].

Abbildung 5.3 zeigt eine schematische Darstellung des verwendeten WASIM - Bodenmodells. Es erfolgt eine Differenzierung des Bodens in vier Speicher, welchen jeweils charakteristische Befüllung- und Entleerungsmechanismen zugewiesen werden. Dies sind der Bodenspeicher SB, der ungesättigte Zonen Speicher SUZ, der Interflow erzeugende Zwischenabflussspeicher SH sowie der Speicher für die gesättigte Zone SG (Abb.5.4)[Schulla, 1997, 1999]. Zwischen den einzelnen Speichern treten füllstandsabhängige Flüsse auf. Während der Bodenspeicher SB und der Zwischenabflussspeicher SUZ festgelegte Kapazitäten besitzen, ist die jeweilige Kapazität des ungesättigten Zonen Speichers abhängig vom Sättigungsdefizit SD .

Abbildung 5.3 bietet eine Übersicht über das von Niehoff [2002] um Makroporenfluss erweiterte Speicherkonzept. Der Transport infiltrierenden Niederschlagswassers erfolgt zuerst nur über die Mittelporen. Erst bei Sättigung der Mittelporen füllen sich auch die Grobporen und Wasser kann in Abhängigkeit von der Leitfähigkeit des Porenraumes aus dem Grobporenspeicher in die gesättigte Zone perkolieren und somit den Basisabflussspeicher füllen. Über präferentielle laterale Fließwege kann Wasser des Grobporenbereiches in Abhängigkeit vom Sättigungsdefizit als Interflow zu schnellem Abfluss beitragen, ohne Kontakt zur gesättigten Zone gehabt zu haben. Die Erweiterungen des Bodenmodells [Niehoff, 2002] implizieren die Einführung von Makroporen als zusätzlichen Speicherraum, dessen Fassungsvermögen sich aus der jeweilig vordefinierten Makroporosität des Bodens und der vorgegebenen Tiefe der Makroporen (Tab. A.1 im Tabellenanhang) ergibt, und welcher in Kontakt sowohl zur Bodenoberfläche als auch zur Bodenmatrix steht. Makroporenaktivierung kann erfolgen durch: (a) aus dem Infiltrationsmodell resultierendem Infiltrationsüberschuss oder (b) mittels dem im TOPMODEL - Ansatz berechneten Sättigungsüberschuss der Bodenmatrix. Die Entleerung der Makroporen in die Bodenmatrix

kann ausschließlich in den Grobporenspeicher erfolgen, von welchem Anschluss an den Basisabflussspeicher sowie an den Interflowspeicher besteht. Die während eines Zeitschritts aus den Makroporen an die Bodenmatrix übergebenen Wassermenge berechnet sich anhand des aktuellen Speicherinhalts sowie des Auslaufverhaltens des Makroporenspeichers nach Gleichung 5.2.

$$q_{pot} = SM \cdot \left(1 - e^{-\frac{\Delta t}{k_{SM}}}\right) \cdot SD \quad (5.2)$$

mit: q_{pot} = maximale, während eines Zeitschritts von den Makroporen an die Bodenmatrix übertragbare Wassermenge, SM = aktueller Speicherinhalt des Makroporenspeichers, k_{SM} = vordefinierte Auslaufkonstante des Makroporenspeichers, Δt = Zeitschrittlänge, SD = Sättigungsdefizit

Für detailliertere Ausführungen zur Implementierung des Makroporenkonzepts in WASIM-ETH sei auf [Niehoff, 2002] verwiesen. Durch Kapillaraufstieg aus der gesättigten Zone kann das Sättigungsdefizit der Mittelporen ausgeglichen werden. Verdunstung erfolgt generell nur aus dem Speicher der pflanzenverfügbaren Mittelporen. Die Berechnung des mittleren Sättigungsdefizits zum jeweiligen Zeitpunkt ergibt sich aus dem Mittelwert aller lokalen Sättigungsdefizite des vorhergehenden Zeitschrittes zuzüglich des in diesem Zeitschritt gebildeten Basisabfluss sowie des Rückflusses aus dem Zwischenabflussspeicher in den pflanzenverfügbaren Bodenspeicher abzüglich der Perkolation aus der ungesättigten Bodenzone (Glg. 5.3).

$$SD_{m,t} = SD_{m,t-1} + Q_{BAS(t)} + Q_{RUECK(t)} - Q_{SUZ(t)} \quad (5.3)$$

mit: SD_m = Mittleres Sättigungsdefizit; Q_{BAS} = Basisabfluss; Q_{RUECK} = Zufluss aus Zwischenabflussspeicher in den pflanzenverfügbaren Bodenspeicher; Q_{SUZ} = Grundwasserzustrom aus ungesättigter Zone

Das räumliche Muster der lokalen Sättigungsdefizite ergibt sich aus der flächenhaften Verteilung des Topographischen Index. Die Abweichung des lokalen Sättigungsdefizits SD_i vom mittleren Sättigungsdefizit SD_m an einem Ort wird anhand der Abweichung des Topographischen Index c (Glg. 5.1) an diesem Ort von seinem Mittelwert γ approximiert (Glg. 5.4 und Glg. 5.5). Die Intensität dieser Abhängigkeit wird durch den Rezessionsparameter m skaliert, welcher im Verlauf der Modellanwendung kalibriert werden muss [Schulla, 1997].

$$SD_i = SD_m - m \left(\ln \frac{\alpha}{T_0 \cdot \tan \beta} - \gamma \right)_i \quad (5.4)$$

wobei:

$$\gamma = \frac{1}{i_A} \sum_{i=1}^{i_A} \left(\ln \frac{\alpha}{T_0 \cdot \tan \beta} - \gamma \right) \quad (5.5)$$

mit: i = Zellenindex und i_A = Gesamtanzahl der Zellen

Erreicht das Sättigungsdefizit den Wert Null oder gar negative Werte, bedeutet dies, dass die jeweilige Gitterzelle gesättigt ist und auftreffender Niederschlag, insofern es sich um Regen handelt, direkt zu Oberflächenabfluss führt.

5.2.2.3 Berechnung der einzelnen Abflusskomponenten

Die Abflussberechnung in WASIM erfolgt als Summe der unterschiedlich schnell reagierenden Abflusskomponenten Direktabfluss (Infiltrationsüberschuss + Sättigungsüberschuss), Zwischenabfluss (oder Interflow) und Basisabfluss (Glg. 5.6).

$$Q_{GESAMT} = Q_{INF} + Q_{SAT} + Q_{INT} + Q_{BAS} \quad (5.6)$$

mit: Q_{GESAMT} = Gesamtabfluss; Q_{INF} = Direktabfluss aufgrund von Infiltrationsüberschuss; Q_{SAT} = Direktabfluss aufgrund von Sättigungsüberschuss; Q_{INT} = Zwischenabfluss - Interflow; Q_{BAS} = Basisabfluss

Im Folgenden wird eine Beschreibung der Ansätze zur Berechnung der einzelnen Abflusskomponenten im Modellkonzept von WASIM-ETH gegeben.

Direktabfluss: Direktabfluss kann sowohl aufgrund von Infiltrationsüberschuss als auch durch Sättigungsüberschuss auftreten. Schon im Infiltrationsmodell erfolgt die Separierung des auf den Boden auftreffenden Niederschlags in infiltrierendes Wasser und Wasser, welches in Form von Infiltrationsüberschuss zu Oberflächenabfluss beiträgt. Sättigungsüberschuss bildet sich, wenn im Bodenmodell das Sättigungsdefizit SD Null ist. Dies bedeutet, dass auch die Speicherkapazität der ungesättigten Zone (SUZ) Null ist, da der Grundwasserflurabstand Null ist. Wasser, welches daraufhin nicht mehr vom Zwischenabflussspeicher aufgenommen werden kann, generiert Oberflächenabfluss. Die Füllung der Makroporen im erweiterten Bodenmodell von WASIM erfolgt sowohl durch Infiltrations- als auch durch Sättigungsüberschuss (Glg. 5.7). Dies bedeutet eine Minderung des Oberflächenabflusses um die jeweilig aktuelle Aufnahmekapazität des Makroporenspeichers [Niehoff, 2002].

$$Q_D = Q_{INF} + Q_{SAT} - Q_{MAKRO} \quad (5.7)$$

mit: Q_D = Direktabfluss; Q_{MAKRO} = Zufluss zum Makroporenspeicher

Zwischenabfluss - Interflow: Im Gegensatz zu TOPMODEL verfügt WASIM neben dem Direktabfluss und Basisabfluss mit dem schnellen unterirdischen Zwischenabfluss (Interflow) über eine dritte Abflusskomponente. Der konzeptionelle Ansatz zur Berechnung des Interflows in WASIM beruht darauf, dass der Zufluss Q_{SH} in den Zwischenabflussspeicher SH in Abhängigkeit des lokalen Sättigungsdefizits SD erfolgt. Hierfür wird ein Schwellwertparameter SH_{max} eingeführt. Ist die Differenz aus Sättigungsdefizit SD und Speicher der ungesättigten Zone SUZ kleiner als SH_{max} , wird der Zwischenabflussspeicher durch die Differenz $(SD - SUZ) - SH_{max}$ gefüllt (Glg. 5.8).

$$Q_{SH} = (SD - SUZ) - SH_{max} \quad \text{für} \quad SD - SUZ < SH_{max} \quad (5.8)$$

Die maximale Füllung des Zwischenabflussspeichers ist durch SH_{max} limitiert. Der Anteil des Zwischenabflusses am Gesamtabfluss korreliert mit der Gebietsfeuchte. Am größten ist der Zwischenabflussanteil bei feuchten Gebieten mit geringen Grundwasserflurabständen.

Basisabfluss: Die Berechnung des Basisabflusses Q_{BAS} erfolgt in WASIM in Abhängigkeit vom mittleren Sättigungsdefizit SD_m des jeweiligen Teileinzugsgebietes (Glg. 5.9). Er kann approximiert werden als:

$$Q_{BAS} = A_e \cdot e^\gamma \cdot e^{-SD_m/m} \quad (5.9)$$

Da die Einzugsgebietsgröße A_e sowie der mittlere Topographische Index γ konstante Parameter darstellen, ist der Basisabfluss ausschließlich vom durch den Rezessionsparameter m skalierten mittleren Sättigungsdefizit SD_m abhängig.

Bodenwasserentzug durch Verdunstung: Die Berechnung der Verdunstung erfolgt im Modell WASIM-ETH unter Verwendung des Penman-Monteith Ansatzes [Monteith, 1965]. Die Verdunstung (ETR) erfolgt aus dem pflanzenverfügbaren Bodenwasserspeicher. Daraus resultiert ein Wasserdefizit, was zum einen durch Rückfluss von Wasser aus dem Zwischenabflussspeicher Q_{RUECK} als auch durch Aufstieg von Wasser aus der gesättigten Zone Q_{KAP} vermindert oder ausgeglichen werden kann (Glg. 5.10 sowie Glg. 5.11). Der hydraulische Kontakt zwischen gesättigter Zone und pflanzenverfügbarem Bodenspeicher wird anhand des Sättigungsdefizits beschrieben. Über den Parameter r_k wird ein Schwellenwert beschrieben, welcher kontrolliert, ab welchem Sättigungsdefizit ein Rückfluss in den pflanzenverfügbaren Speicher

stattfindet.

$$Q_{RÜCK} = (ETR - Q_{KAP}) \cdot \frac{SH}{SH_{max}} \cdot r_k \quad (0 < SH < SH_{max}) \quad (5.10)$$

$$Q_{KAP} = \left(1 - \frac{SD}{r_k \cdot \eta_e \cdot z_w}\right) \cdot ETR \quad (0 \leq SD \leq r_k \cdot \eta_e \cdot z_w) \quad (5.11)$$

mit: Q_{RUECK} = Verdunstungsausgleich aus Zwischenabflussspeicher in pflanzenverfügbaren Bodenspeicher [mm]; Q_{KAP} = Verdunstungsausgleich durch Kapillaraufstieg aus dem Grundwasser in den pflanzenverfügbaren Bodenspeicher [mm]; ETR = Verdunstungsentnahme durch Evapotranspiration [mm]; r_k = Skalierungsparameter (kein Kapillaraufstieg für Orte, für welche $SD > r_k \cdot \eta_e \cdot z_w$) [-]; η_e = entwässerbare Porosität [-]; z_w = Durchwurzelungstiefe [mm]

5.3 Modelltechnische Umsetzung der Kopplung

Die Kopplung der vertikalen Abflussbildungsmodellierung in WASIM mit der Grundwassermodellierung und der Berechnung der Austauschprozesse mit dem Oberflächengewässer erfolgt über die in WASIM berechnete vertikale Grundwasserneubildung und die obere Randbedingung im Grundwassermodell MODFLOW (Abb. 5.4).

Die vertikale Grundwasserneubildung $Q_{RECHARGE}$ wird für jede Rasterzelle durch die Änderung der Bilanzgrößen Sättigungsdefizit und Basisabfluss approximiert (Glg. 5.12). Sie berechnet sich aus der zeitlichen Änderung des Sättigungsdefizits ΔSD unter Einbeziehung der entwässerbaren Porosität η_e und des simulierten Basisabflusses Q_{BAS} in WASIM.

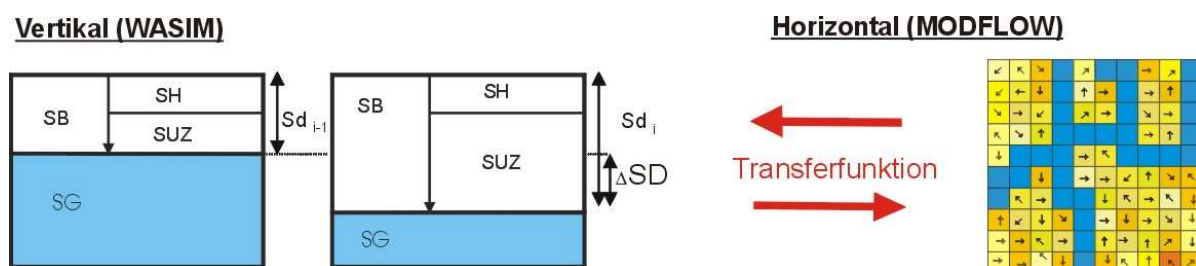


Abbildung 5.4: Realisierung der Modellkopplung zwischen WASIM-ETH und MODFLOW

$$Q_{RECHARGE} = \frac{\Delta SD \cdot \eta_e \cdot Q_{BAS}}{\Delta t} \quad (5.12)$$

Die für ein beliebiges Intervall Δt approximierten vertikalen Grundwasserneubildungsraten $Q_{RECHARGE}$ werden zeitlich gemittelt entsprechend den Übertragungsintervallen als obere

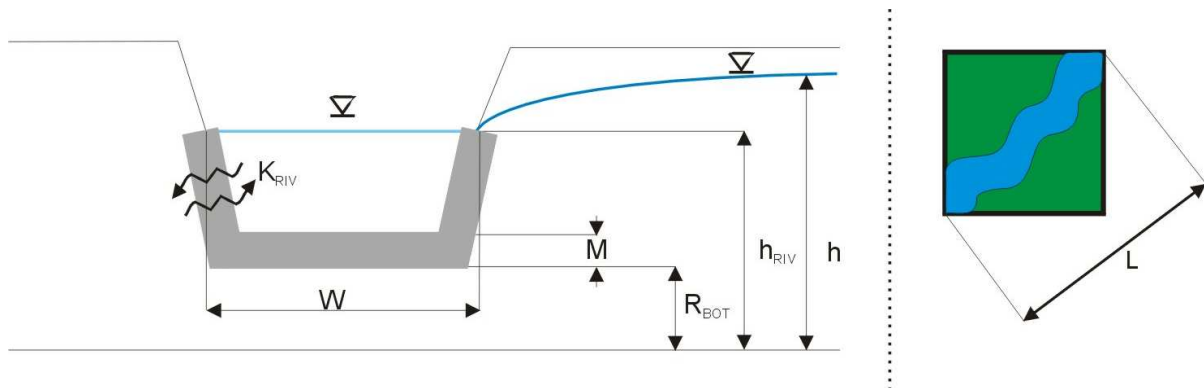


Abbildung 5.5: Austausch über die Leakage Randbedingung in MODFLOW (mit: $M = M_{RIV}$, $W = W_{RIV}$)

Flussrandbedingung in MODFLOW implementiert [Krause and Bronstert, 2003b, a, 2004a]. Durch die Integration dieser Austauschrate als obere Randbedingung in der Grundwassermodellierung wird die Kopplung der Prozesse zwischen ungesättigter Zone und Grundwasser vollzogen. Positive Werte für $Q_{RECHARGE}$ bedeuten eine Speisung des Grundwassers, negative Werte führen zu Grundwasseraufstieg durch Verdunstungsentzug.

Der Austausch zwischen Oberflächen- und Grundwasser wird innerhalb der Modellumgebung von Processing MODFLOW mittels eines Leakage - Ansatzes realisiert (Abb. 5.5). Hierzu wird die in MODFLOW implementierte „River Routine“ [Prudic, 1988; Rembe and Wenske, 1998; Rembe, 1998] genutzt, mittels welcher die Flüsse über die Flussrandbedingung kontrolliert werden (Glg. 5.13 und 5.14).

$$Q_{RIV} = (C_{RIV} \cdot (h_{RIV} - h)) \quad \text{für } h > R_{BOT} \quad (5.13)$$

$$Q_{RIV} = (C_{RIV} \cdot (h_{RIV} - R_{BOT})) \quad \text{für } h < R_{BOT} \quad (5.14)$$

mit: Q_{RIV} = Fließmenge über Flussrandbedingung; C_{RIV} = Leakage Faktor; h_{RIV} = Oberflächenwasserstand; h = Druckhöhe Grundwasser; R_{BOT} = Höhe des Flussbettes

Die Bewertung der Simulationsergebnisse während der Kalibrierung und Validierungsphase erfolgt über den Vergleich von gemessenen und simulierten Grundwasserständen an verschiedenen Messpunkten, innerhalb der Tieflandaue sowie in den Hanglagen. Dabei kontrolliert der Leakage Faktor C_{RIV} , welcher auch den wichtigsten Parameter während der Modellkalibrierung darstellt (Kap. 6.2), die Interaktion zwischen Oberflächengewässer und Grundwasser (Glg. 5.15).

$$C_{RIV} = K_{RIV} \cdot L \cdot \frac{W_{RIV}}{M_{RIV}} \quad (5.15)$$

mit: C_{RIV} = Leakage Faktor (L^2T^{-1}); K_{RIV} = Hydraulische Leitfähigkeit des Flussbetts (LT^{-1}); L = Flusslänge innerhalb einer Zelle (L); W_{RIV} = benetzter Umfang (L); M_{RIV} = Mächtigkeit der Hyporhäischen Zone (L)

Für K_{RIV} , die Leitfähigkeit des Flussbettes, wurden räumlich gemittelte Werte angenommen. Das bedeutet, die Bilanzierung des Gesamtabflusses nach Gleichung 5.6 erweitert sich durch die Ankopplung des Grundwassermodells entsprechend Gleichung 5.16, wobei $Q_{INTERAKT}$ den in MODFLOW berechneten Austausch zwischen Grundwasser und Oberflächengewässer darstellt und den in WASIM berechneten Basisabfluss impliziert.

$$Q_{GESAMT} = Q_{Inf} + Q_{Sat} + Q_{Int} + Q_{Interakt} \quad (5.16)$$

Kapitel 6

Modellanwendungen

Die im folgenden vorgestellten Ergebnisse basieren auf Modellsimulationen in Teileinzugsgebieten der Unteren Havel, dem Einzugsgebiet „Untere Havel Niederung“ sowie dem Eigen-einzugsgebiet eines Teilabschnitts der Havel. Die Ergebnisse umfassen Simulationen einzelner Niederschlags - Abfluss - Ereignisse, die Simulation von Zeiträume von mehreren Monaten bzw. einzelnen hydrologischen Jahren sowie die Simulation längerer, mehrjähriger Zeiträume.

6.1 Parametrisierung der Eingangsdaten

Voraussetzung jeglicher flächendifferenzierter Modellsimulation ist die Abgrenzung von räumlich diskreten Einzugsgebietsgrenzen sowie die klare Definition von Randbedingungen als Voraussetzung für die Lösung des den Wasserhaushalt beschreibenden Gleichungssystems [Bear *et al.*, 1987; Bear, 1972]. Die hier implementierten Prozessansätze erfordern zudem die Definition der räumlich variablen bodenphysikalischen Gebietseigenschaften und Landnutzungsparameter sowie die Festlegung von konsistenten Anfangsbedingungen. Die Parametrisierung der Eingangsdaten betrifft drei unterschiedliche Aufgabenfelder:

- die Diskretisierung der Randbedingungen (räumlich und zeitlich),
- die Festlegung der Anfangsbedingungen und
- die Charakterisierung von pedophysikalischen und hydrologischen Gebietsparametern.

6.1.1 Definition der Randbedingungen

6.1.1.1 Prinzip des genesteten Modellansatzes

Aufgrund der beschränkten Datenverfügbarkeit und der Limitierung an Rechenkapazität ergibt sich bei der Anwendung physikalisch basierter Modellansätze in mesoskaligen Modellgebieten

mit heterogen verteilten Parametereigenschaften schnell ein Widerspruch zwischen benötigtem Detaillierungsgrad der Modellparametrisierung und der Anwendbarkeit des Modells innerhalb großskaliger Gebiete. Zum einen ist die Realisierung eines ausreichend hohen Detaillierungsgrads an den Randbedingungen wie auch in den Systemzuständen und Speicherfüllungen innerhalb des Modellkonzeptes notwendig, um eine adäquate Wiedergabe der Prozessdynamik in Abhängigkeit der natürlichen Gegebenheiten zu erreichen. Zum anderen sollen Aussagen für Gebiete mehrerer hundert Quadratkilometer getätigt werden, was eine genaue Bestimmung sämtlicher systembeschreibender und die Randbedingungen definierender Parameter sowie deren anschließende Einbindung in ein lauffähiges Modell unmöglich macht.

Ein weiteres Problem der generalisierten skalenübergreifenden Modellierung stellt die Tatsache dar, dass die Dominanz charakteristischer Prozesse oft nicht skalenunabhängig ist [Steinhardt, 1999, 2000]. Bei der Betrachtung kleinskaliger Phänomene können Prozesse dominieren, die bei der Regionalisierung der Untersuchung in den Hintergrund treten. Um dieses offensichtliche Dilemma zu umgehen, wird häufig auf genestete Modellansätze zurückgegriffen. Diese Strategie ermöglicht eine intensive Analyse von Systemzuständen und Prozessdynamik in kleineren Teileinzugsgebieten aufgrund der Möglichkeit, räumlich wie auch zeitlich wesentlich detailliertere Informationen zu berücksichtigen. Die innerhalb dieser Subebene gewonnenen detaillierten Kenntnisse und Informationen dienen zur Übertragung sinnvoller Bedingungen und Parametereigenschaften auf eine größere Skala und somit einer Regionalisierung des Modellansatzes. Zu Übertragung der Daten bzw. Eigenschaften dienen nach Bach [1999] drei elementare Regionalisierungsoperationen:

- Translokation als Übertragung eines Merkmals eines Objekts einer Skalenebene auf andere Objekte der gleichen Skalenebene,
- Transformation durch Ableitung von Objektmerkmalen einer Skalenebene aus anderen Merkmal(en) der gleichen Objekte der gleichen Skalenebene und
- Skalenwechsel in Form von Upscaling / Downscaling des gleichen Merkmals eines Objekts einer bestimmten Skalenebene auf das gleiche Objekt einer anderen Skalenebene (z.B. Fohrer *et al.*, 1999)

Die Verwendung genesteter Ansätze ermöglicht den Informationssprung sehr detaillierter Aussagen für eingeschränkte Teilbereiche zu verallgemeinernden Annahmen auf größerer Maßstabebene. Grundidee der Verwendung eines genesteten Modellansatzes in der „Unteren Havel Niederung“ war es, in Bereichen nachweislich intensiver Interaktion zwischen Grundwasser und Oberflächengewässer auf raumzeitlich hochaufgelöste Modellparametrisierungen zurückzugreifen (eine Zusammenstellung der räumlichen und zeitlichen Auflösung der unterschiedlichen Simulationsskalen geben Kapitel 6.1.2 und 6.1.3). Dieses gewährleistet eine detaillierte

Prozessbeschreibung und quantitative Analyse des Einfluss von räumlich variablen wie auch von lokal begrenzten Phänomenen (z.B. Oberflächenwasser - Grundwasser - Interaktionen). Die Kalibrierung des Modellansatzes erfolgte für zwei in ihren Gebietseigenschaften sehr heterogenen Teileinzugsgebiete der „Unteren Havel“. Die für das gesamte Einzugsgebiet der „Unteren Havel Niederung“ erfolgte Modellvalidierung basiert auf der Analyse von Kalibrierungsergebnissen und der sukzessiven Regionalisierung gewonnener Rauminformationen unter Verminderung des raumzeitlichen Detaillierungsgrades und Verwendung einer vereinfachten Kopplungsstrategie. Die an der Unteren Havel und in weiteren Havelteileinzugsgebieten charakterisierten Gebietseigenschaften dienten zur Abgrenzung des Eigeneinzugsgebietes der Havel (Kap. 6.5) sowie zur Generalisierung von Modellannahmen bei der Simulation des Wasserhaushalts im Eigeneinzugsgebiet.

6.1.1.2 Differenzierung oberirdischer und unterirdischer Einzugsgebiete im Flachland

Lage und Ausdehnung von Oberflächen- und Grundwassereinzugsgebiet können in grundwasserbeeinflussten Einzugsgebieten häufig differieren. Etwaige Differenzen gilt es zu berücksichtigen um Fehlbilanzierungen in grundwasserbeeinflussten Einzugsgebieten zu vermeiden. Das Einzugsgebiet der „Unteren Havel Niederung“ definiert sich als das zwischen den Pegeln Albertsheim und Garz beidseitig der Havel gelegene Einzugsgebiet, welches flächig bzw. über den Umweg kleinerer Gewässer (Großer Graben u.a.) in die Havel entwässert. Die unter anderem im Projekt „Bewirtschaftungsmöglichkeiten im Einzugsgebiet der Havel“ verwendeten Teileinzugsgebietgrenzen (bereitgestellt durch das Landesumweltamt Brandenburg) erwiesen sich nach eingehender Untersuchung als Datengrundlage für die Wasserhaushaltsmodellierung nicht geeignet, da sie vor allem im Bereich der topographisch homogenen Talauenbereiche zu große Ungenauigkeiten aufwiesen.

Aus diesem Grund wurde zur genauen Definition der Einzugsgebiets- und Teileinzugsgebietsgrenzen auf GIS-basierte Routinen der Reliefanalyse zurückgegriffen (z.B. CRWR-PrePro [Olivera and Maidment, 1999] und AVSWAT2000 [Di Luzio *et al.*, 2002]), welche auf der räumlichen Analyse der Geländeeigenschaften beruhen. Funktionieren diese Ansätze in den hanglagigen Randbereichen der Moränen aufgrund ausreichender topographischer Variabilität noch gut, so erwies sich eine Abgrenzung der (Teil-)Einzugsgebiete in den Bereichen der Flussaue aufgrund fehlender topographischer Gradienten als äußerst schwierig. Aufgrund der Ungenauigkeiten vor allem in der vertikalen Auflösung der digitalen Datengrundlage (DGM25 - Digitales Geländemodell 25 Meter, LVERMA) war es notwendig, eine Korrektur anhand analoger topographischer Daten (TK10 - Topographische Karte 1:10000, LVERMA) sowie basierend auf eigenen Geländevermessungen vorzunehmen. Eine zusätzliche Ungenauigkeit resultiert zudem aus der Tatsache, dass vor allem im Bereich der Tieflandsaue eine Vielzahl der anthropogenen

Grabenstrukturen entgegen Gefällelinien verlaufen. Dies kann für kürzere Abschnitte zu Profileinschnitten führen, was in der analogen wie digitalen Datengrundlage nicht berücksichtigt ist. Werden die speziellen Eigenschaften dieser scheinbar entgegen dem Gefälle verlaufenden Gräben nicht beachtet, kann dies zur fehlerhaften Abgrenzung des Einzugsgebiets führen. Aus diesem Grund wurde hierfür ebenfalls eine manuelle Korrektur vorgenommen.

Mittlere Grundwasserfließrichtungen weisen darauf hin, dass zwar lokal auftretende Abweichungen der Grundwasserfließrichtungen existieren, welche zu solitären Grundwassereinzugsgebieten (Binneneinzugsgebieten) führen. Im Wesentlichen aber entsprechen die Grundwasserfließrichtungen der Oberflächengefällerrichtung, Grundwassereinzugsgebiet und Oberflächeneinzugsgebiet sind in weiten Bereichen deckungsgleich. Ausnahmen bilden die pleistozän gestauchten Hanglagen in den Grenzbereichen des oberirdischen Einzugsgebiets. Eine genaue Feststellung der Grundwasseroberfläche wie auch der Grundwasserfließrichtung sind aufgrund der defizilen, kleinräumig heterogenen Geologie [Weiße, 1966, 2002] in diesen Bereichen nicht möglich. Differenzen der oberirdischen und unterirdischen Einzugsgebietsgrenzen (des ersten Grundwasserleiters) in diesen Bereichen sind aufgrund der äußerst geringen Fliessgeschwindigkeiten dieses Grundwassers [Schimmelman, 1993a, b] vernachlässigbar. Abflussrelevant sind in diesem Bereich vor allem die aus temporär auftretenden Sättigungen an räumlich begrenzten stauenden linsenförmigen Strukturen resultierenden Grundwasserabflüsse (Kap. 3). Deren Fliessrichtung entspricht weitestgehend der Geländeneigung.

6.1.2 Räumliche Diskretisierung

Als oberer Rand der Modellumgebung im Wasserhaushaltsmodell WASIM wurde eine atmosphärische Randbedingung angenommen. Diese wird über die Infiltration von Niederschlag sowie Bodenwasserentzug durch Verdunstung gesteuert. Die obere Randbedingung im Grundwassermodell MODFLOW ist durch den vertikalen Grundwasserzustrom bzw. Entzug in Form einer instationären Neumann - Randbedingung über die Schnittstelle zum Modell WASIM definiert (Kap. 5). Da im Untersuchungsgebiet vertikaler Abstrom aus dem oberen Grundwasserleiter in tiefere Grundwässer zwar in geringen Mengen vermutet wird, jedoch nicht quantifiziert werden konnte [Schimmelman, 1993a], wurde als untere Randbedingung eine stationäre Neumann - Randbedingung mit angenommenem Abfluss von $0 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ definiert. Gleiches gilt als seitliche Randbedingungen an den Einzugsgebietsgrenzen. Der Austausch mit dem Oberflächengewässer erfolgt über eine innere Leakage-Randbedingung (Glg. 5.13, 5.14, 5.15). Entsprechend der in Kapitel 6.1.1.1 beschriebenen Vorteile genesteter Modellansätze wurden für unterschiedliche Fragestellungen verschiedene Diskretisierungsstufen verwendet. Für die in zwei Teileinzugsgebieten der „Unteren Havel Niederung“ erfolgte Modellkalibrierung wurde ein 25 Meter Raster für sämtliche Eingangsdaten verwendet, für die Modellvalidierung in der gesamten „Unteren

Havel Niederung“ wurde ein 50 Meter Raster verwendet, die Simulationen im Eigeneinzugsgebiet erfolgten auf 250 Meter Rasterweite.

6.1.3 Zeitliche Diskretisierung und Synchronisierung der Prozesse

Die Anwendung der Modellkopplung erfolgte sowohl auf ereignisbezogener Basis, für einzelne Jahrgänge als auch für längere mehrjährige Simulationszeiträume. Dem zufolge variieren auch die Zeitschrittweiten beider Modelle in Abhängigkeit der Länge des Simulationszeitraums. Dabei wurden für kurze ereignisbezogene Simulationen von wenigen Tagen oder Wochen stündliche Zeitschrittweiten, bei längeren Simulationszeiträumen Zeitschritte bis zu Tagen gewählt. Tabelle 6.1 zeigt eine Zusammenstellung der in den einzelnen Simulationen genutzten Zeitschrittweiten.

Tabelle 6.1: Räumliche und zeitliche Diskretisierung der Kalibrierungs- und Validierungssimulationen sowie der Wasserhaushaltssimulationen

Einzugsgebiet	Fläche	Räumliche Auflösung	Simulationszeitraum	Δt (WA-SIM)	Δt (Mod-flow)	Δt Kopplung
Modellkalibrierung						
Gülper Insel	1,43 km^2	25 m	2 Wochen	1 h	1 h	1 d
Gülper Insel	1,43 km^2	25 m	4 Monate	1 h	1 h	7 d
Mühlengraben	25,38 km^2	25 m	4 Monate	1 h	1 h	7 d
Modellvalidierung						
Untere Havel Niederung	189,1 km^2	50 m	einzelne Jahre	1 h	1 d	10 d
Wasserhaushaltsuntersuchungen						
Untere Havel Niederung	189,1 km^2	50 m	13 Jahre	1 h	1 d	30 d
Eigeneinzugsgebiet der Havel		250 m	13 Jahre	1 h	1 d	30 d

Ebenso wie die Modellzeitschritte variieren auch die Übertragungsintervalle in Abhängigkeit der Fragestellung wie auch der Datenverfügbarkeit von täglichen Übergaben bis hin zu monatlichen Intervallen für mehrjährige Simulationen. Um einen konsistenten Umgang bei der Parameterübergabe innerhalb der Modellkopplung garantieren zu können, wurden die Simulationsintervalle von beiden Modellen synchronisiert. Dies impliziert allerdings nicht, dass nicht unabhängig davon die Zeitschrittweiten der beiden Modelle voneinander variieren können, was z.B. aufgrund der vergleichsweise langsameren Prozessdynamik im Grundwassermodell sehr sinnvoll ist und den Rechenzeitaufwand stark reduziert. Um Inkonsistenzen der vorgegebenen

nen Speicherfüllungen und Zustände zu vermeiden, sowie ein „Einschwingen“ des Modells zu ermöglichen, wurde während jeder Modellsimulation eine von der zeitlichen Auflösung abhängige Vorlaufphase von wenigen Monaten bis zu einem Jahr simuliert.

6.1.4 Bestimmung der Anfangsbedingungen

Für die Definition konsistenter Anfangsbedingungen war es notwendig, Initialgrundwasserstände, Oberflächenwasserstände sowie flächenhafte Vorfeuchte und Sättigung der Böden zu bestimmen. Die Grundlage für die Charakterisierung der Initialgrundwasserstände bilden Daten des eigenen Grundwasserbeobachtungssystems sowie des Grundwassermonitoringprogramms des Landesumweltamtes Brandenburg und der Naturparkverwaltung Parey. Unter Nutzung der gemessenen Pegelwerte wurden für den jeweiligen Simulationsbeginn flächenhafte Grundwasserverteilungen mittels inverser Distanzgewichtung (IDW) interpoliert.

Die Interpolation der Initialbodenfeuchten basiert auf Bodenfeuchtemessungen mittels TDR-Sonden (Kap. 4), wobei eine Translation der gemessenen Feuchtwerte in Speicherinhaltsfüllungen des Bodenmodells von WASIM-ETH erfolgte. Um die spezifischen Speicherinhaltsfüllungen bestimmen zu können mussten hierbei zusätzlich die gemessenen Bodenfeuchten mit den vorliegenden pf -WG-Kurven verglichen werden. Aufgrund der in diesem Fall trotz des hohen Messaufwands nicht ausreichenden räumlichen Repräsentativität der Messdaten musste die mangelnde Konsistenz der einzelnen vorgegebenen Speicherfüllungen durch Modellvorlaufphasen geglättet werden (Kap. 6.1.3).

6.1.5 Parametrisierung der Modelleingangsdaten

Die Daten der oberen atmosphärischen Randbedingung stammen aus eigenen Messungen sowie aus meteorologischen Daten des DWD. Die Daten zur Beschreibung der Eigenschaften im Bereich seitlicher Flussrandbedingungen (Filtereigenschaften, Leakageraten, Kolmationsstufen) beruhen auf Literaturdaten. Die räumliche Verteilung der Oberflächenwasserstände basiert auf einer Interpolation (IDW) von Stationsdaten von insgesamt 7 Havelpegeln. Eine Auflistung der dazu genutzten Pegel zeigt Tabelle A.3 im Tabellenanhang (Kap. A). Für die Parametrisierung der bodenphysikalischen Eigenschaften wie auch der Charakteristika der unterschiedlichen Landnutzungsarten war es notwendig, eine Vielzahl einzelner Parameter zu bestimmen und zu definieren. Hierbei wurde z.T. auf bereits bestehende Datengrundlagen zurückgegriffen [Schimmelman, 1993a, b; Weiße, 1966, 1995, 2002; Kaden *et al.*, 1999; Krüger, 1980, 1983; Knothe, 1992, 1993; Rutter *et al.*, 1994], welche durch eigene Untersuchungen ergänzt und präzisiert wurden. Waren Parameter in ihrer regionalen Variabilität nicht bestimmbar, wurden sie aus Literaturquellen entnommen. Dies gilt vor allem für die pflanzenphysiologischen Para-

meter des Landnutzungsmoduls im Modell WASIM. Eine Auflistung der bodenphysikalischen Parameter und Landnutzungsparameter sowie deren Wertebereiche geben Tabelle A.1 und A.2 im Tabellenanhang (Kap. A).

6.2 Modellkalibrierung

Die Kontrolle der Anpassung von hydrologischen Modellen und die Bewertung der Simulationsgüte bei der Modellvalidierung erfolgt meist über den Vergleich simulierter und gemessener Abflüsse. Da der an Pegeln gemessene Abfluss aus einem Einzugsgebiet eine integrale Größe darstellt, welche die räumliche Variabilität hydrologischer Prozesse sowie die modellinterne räumliche Verteilung hydrologischer Parameter zur Beschreibung dieser Prozesse im Einzugsgebiet beinhaltet, gilt die Übereinstimmung gemessener und simulierter Abflüsse bei Berücksichtigung aller Einschränkungen aufgrund von Unsicherheiten oder dem generellen Problem der „Equifinality“ verwendeter Parameterkombinationen [Beven and Binley, 1992; Beven, 1996] als geeignetes Kriterium zur Bewertung der Simulationsgüte. Abflüsse und Wasserstände in der Unteren Havel werden hauptsächlich durch künstliche Stauhaltungen kontrolliert und unterliegen weitgehend nicht mehr einer natürlichen Dynamik. Für die entwickelte Kopplung aus Wasserhaushalts- und Grundwassermodellierung fungieren Oberflächenwasserstände als seitliche Randbedingungen. Die Berechnung von Abflussgeschwindigkeiten im Gerinne ist im Modellkonzept nicht implementiert. Die Kalibrierung sowie die spätere Validierung des gekoppelten Modellansatzes erfolgte anhand des Vergleichs gemessener und simulierter Grundwasserstände. Der Vergleich erfolgte für ausgewählte Messstellen aus dem Grundwasserpegelnetzwerk, um eine räumlich differenzierte flächendetaillierte Aussage über die Simulationsgüte zu ermöglichen. Der für die Modellkalibrierung gewählte Simulationszeitraum vom 01.09.2001 bis zum 31.12.2001 enthält mehrere vom Modell nachzuvollziehende Ereignisse wie die diskontinuierliche Aufsättigung vorflutnaher Bereiche sowie spontane Oberflächenwasserspiegelsenkungen und eine darauf folgende, räumlich variable Depression der Grundwasserstände. Abbildung 6.1 zeigt die Niederschlagsverteilung und Wasserstandsdynamik während des Kalibrierungszeitraums.

Die Kalibrierung des gekoppelten Modellansatzes erfolgte für die zwei Teileinzugsgebiete „Gülper Insel“ und „Mühlengraben“ an der Unteren Havel (Abb. 6.2). Diese unterscheiden sich aufgrund ihrer physiko-geographischen Eigenschaften sowohl in der Ausprägung dominierender Abflussbildungsprozesse wie auch in der Wasserhaushaltsdynamik.

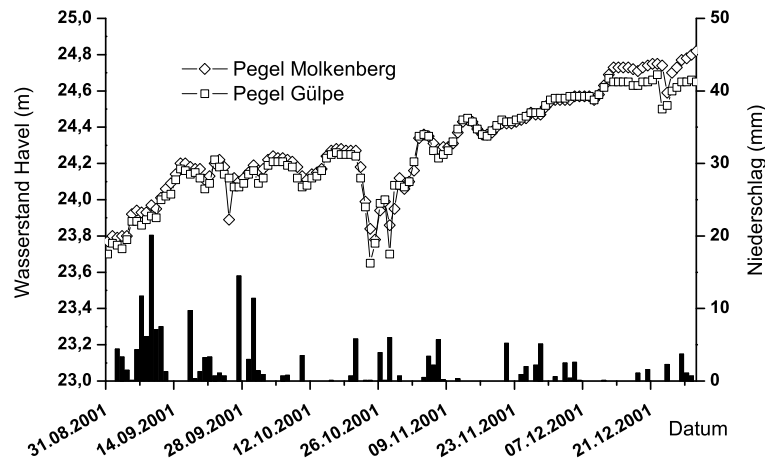


Abbildung 6.1: Niederschlagsverteilung und Wasserstandsdynamik an der Havel 01.09.2001 - 31.12.2001

6.2.1 Die Teileinzugsgebiete „Gülper Insel“ und „Mühlengraben“

Das Einzugsgebiet der Gülper Insel ist mit $1,4 \text{ km}^2$ Größe relativ klein und in seiner Oberflächenmorphologie sehr homogen (vertikale Ausdehnung 23 - 27 m ü. NN). Die geographische Lage der zwischen zwei Havelarmen gelegenen Insel lässt eine enge Kopplung von Bodenwasserhaushalt, Grundwasser- und Oberflächengewässerdynamik vermuten. Die Interaktion zwischen Oberflächengewässer und Bodenwasser ließ sich, wie in Kapitel 4 gezeigt, durch eine Analyse von Messdaten qualitativ nachweisen [Krause and Bronstert, 2004a, 2005]. Durch die aus Beobachtungsdaten an vier angrenzenden Oberflächenwasserpegeln (Molkenberg Unterpegel, Gülper Wehr, Garz Oberpegel, Pegel Gahlberger Mühle) interpolierten Oberflächenwasserstände besteht eine gute Kontrolle der Modellrandbedingungen.

Das ca. 25 km^2 große Mühlengrabeneinzugsgebiet erstreckt sich von den Randbereichen der Tieflandaue bis in die hanglagigen Endmoränenstrukturen und ist mit einer vertikalen Ausdehnung von 24 bis 98,1 m durch eine deutlich höhere Heterogenität der Oberflächenmorphologie gekennzeichnet. Es befindet sich in einer größeren Entfernung von der Hauptvorflut Havel (ca. 4 km), was bei weiterer Beachtung der Oberflächentopographie eine geringere direkte Interaktion zwischen Oberflächenwasser und Grundwasser vermuten lässt.

6.2.2 Ergebnisse der Modellkalibrierung

Die Kalibrierung erfolgte im Wesentlichen über den Leakage-Faktor (Glg. 5.13, 5.14, 5.15 in Kap. 5), welcher die Intensität der Interaktion zwischen Grundwasser und Oberflächenwasser

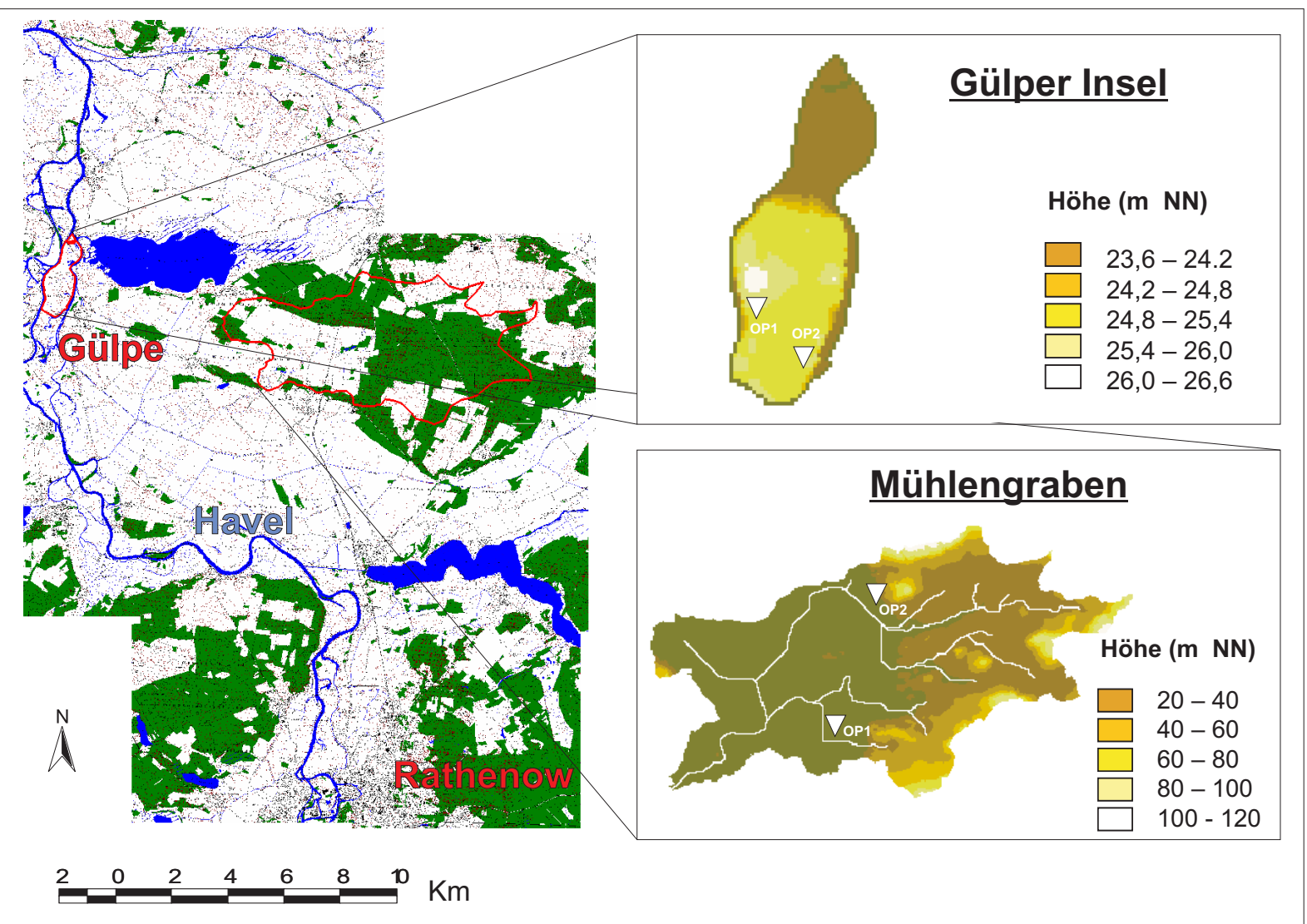


Abbildung 6.2: Lage und Topographie der Teileinzugsgebiete „Gülper Insel“ (oben) und „Mühlengraben“ (unten) sowie Position der jeweiligen Grundwasserbeobachtungspunkte OP1 und OP2

kontrolliert. Dieser wird determiniert durch die hydraulische Leitfähigkeit, die Transmissivität (Mächtigkeit der hyporheischen Zone) sowie durch geometrische Querschnittsdaten des Flussbetts. Während Gewässer-geometrische Informationen wie z.B. Querschnitte in ausreichender Qualität zur Verfügung stehen bzw. relativ einfach erstellt werden konnten, ist es nicht möglich, Informationen über die räumliche Variabilität der hydraulischen Leitfähigkeit der hyporheischen Zone in ausreichender Datendichte und Güte zu erhalten. Zudem ist eine räumliche Abgrenzung der Mächtigkeit der Hyporheischen Zone oder des Interstitials für größere Fließgewässerabschnitte nicht möglich. Aus diesem Grund erfolgte die Kalibrierung anhand der Variation des Verhältnisses aus hydraulischer Leitfähigkeit (K_{RIV}) und Mächtigkeit (M_{RIV}) der Hyporheischen Zone. Tabelle 6.2 zeigt die Ergebnisse viermonatiger Simulationen für beide Teileinzugsgebiete bei einer Variierung des Leitfähigkeits - Mächtigkeits - Verhältnisses $K_{RIV} : M_{RIV}$ von 1:100 - 10:1 [1/sek].

Tabelle 6.2: Kalibrierung des Leakage Faktors: Nash & Sutcliff Indizes für gemessene und simulierte Grundwasserstände an jeweils zwei Beobachtungspunkten im Einzugsgebiet „Mühlengraben“ sowie „Gülper Insel“

Messpunkt	K_{RIV}/M_{RIV} Verhältnis 1:100	K_{RIV}/M_{RIV} Verhältnis 1:10	K_{RIV}/M_{RIV} Verhältnis 1:1	K_{RIV}/M_{RIV} Verhältnis 10:1
Mühlengraben				
OP1	0,0923	0,1004	0,2725	0,4008
OP2	0,2741	0,1169	0,7327	0,9624
Gülper Insel				
OP1	0,9289	0,9414	0,9475	0,9480
OP2	0,5744	0,9802	0,9844	0,9849

Die besten Übereinstimmungen zwischen gemessenen und simulierten Grundwasserständen konnten für Verhältnisse zwischen 1:1 - 10:1 (mit Nash & Sutcliff Indizes von im Mittel $\geq 0,9$) erreicht werden. Abbildung 6.3 zeigt einen Vergleich simulierter und gemessener Grundwasserstände bei Variation des K_{RIV}/M_{RIV} - Verhältnisses für jeweils zwei Beobachtungspunkte in beiden Teileinzugsgebieten.

Deutlich wird, dass bei sehr guten Übereinstimmungen in der „Gülper Insel“ es im Einzugsgebiet „Mühlengraben“ zur geringfügigen Überschätzung der beobachteten Grundwasserstände an Beobachtungspunkt OP 2 und zur Unterschätzung an Beobachtungspunkt OP 1 kommt. Die Sensitivität des Leakage - Parameters ist für die Simulationsergebnisse der in größerer Entfernung zum Oberflächengewässer liegenden Beobachtungspunkte im Mühlengrabeneinzugsgebiet aufgrund längerer Transferzeiten größer als bei den havelnahen Beobachtungspunkten auf der Gülper Insel.

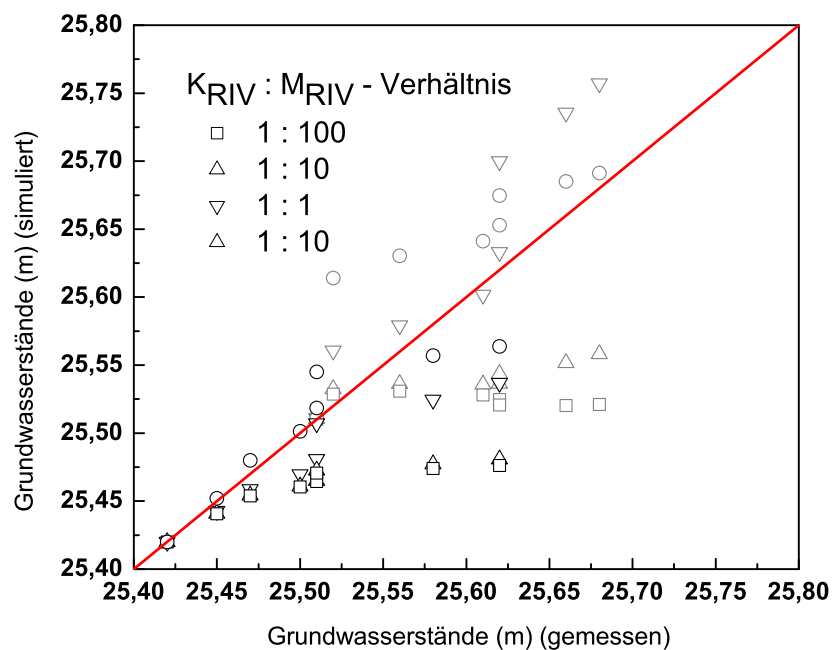
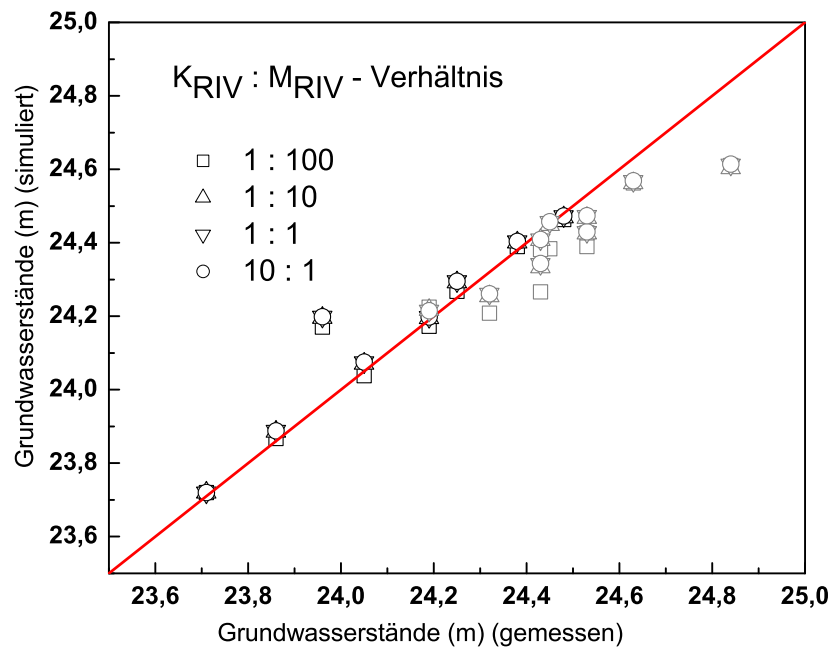


Abbildung 6.3: Vergleich gemessener und unter Annahme verschiedener K_{RIV}/M_{RIV} - Verhältnisse [s^{-1}] simulierter Grundwasserstände im Teileinzugsgebiet „Gülper Insel“ (oben) und „Mühlengraben“ (unten) (Beobachtungspunkt 1 (OP1) = schwarz, Beobachtungspunkt 2 (OP2) = grau)

Als ein weiterer Parameter zur Kalibrierung des Modells wurde der Skalierparameter „ m “ (Glg. 5.3, 5.4 in Kap. 5) verwendet, welcher die Bedeutung der Abweichung des lokalen Sättigungsdefizits SD vom mittleren Sättigungsdefizit SD_m für die räumliche Verteilung der lokalen Bodenfeuchte skaliert. Dieser wurde in Abhängigkeit der Heterogenität der Oberflächenmorphologie von 0,24 für homogene Bereiche der Flachlandaue bis 0,018 für die topographisch heterogeneren Moränenhangbereiche variiert. Die Ergebnisse der instationären Modellsimulation für den Zeitraum vom 01.09.2001 bis zum 31.12.2001 sind in Abbildung 6.4 und 6.5 dargestellt.

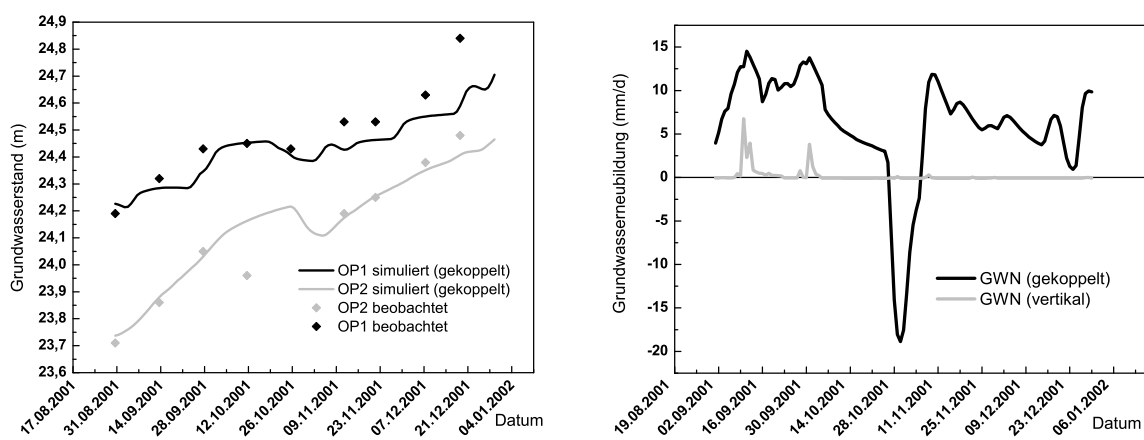


Abbildung 6.4: Modellkalibrierung: Simulierte und gemessene Grundwasserstände für zwei Beobachtungspunkte (links) sowie vertikale und totale Grundwasserneubildungsraten (GWN, rechts) im Teileinzugsgebiet „Gülper Insel“

Erkennbar wird die gute Übereinstimmung zwischen gemessenen und simulierten Grundwasserständen für beide Untersuchungsgebiete. Die Grundwasserstandsdynamik an den Beobachtungspunkten beider Einzugsgebiete kann mittels der Modellsimulation sowohl in tendenzieller Richtung (qualitativ) als auch Extinktion (quantitativ) zufriedenstellend reflektiert werden. In Abbildung 6.4 und 6.5(jeweils rechts) sind für beide Untersuchungsgebiete auch die simulierten Grundwasserbilanzen dargestellt.

6.2.3 Diskussion der Kalibrierungsergebnisse

Deutlich wird für die „Gülper Insel“, dass die Grundwasserneubildungsrate, welche die Bilanz aus Zu- und Abfluss aus bzw. zum Grundwasser darstellt, bei Implementierung von Grundwasser-Oberflächenwasser-Interaktionen nahezu durchgängig größer ist, als bei Berücksichtigung ausschließlich vertikaler Grundwasserneubildung (allein WASIM). Eine Ausnahme bildet der Zeitraum 20.10.2001 - 05.11.2001, während dessen starke Grundwasserexfiltration auftritt. Diese

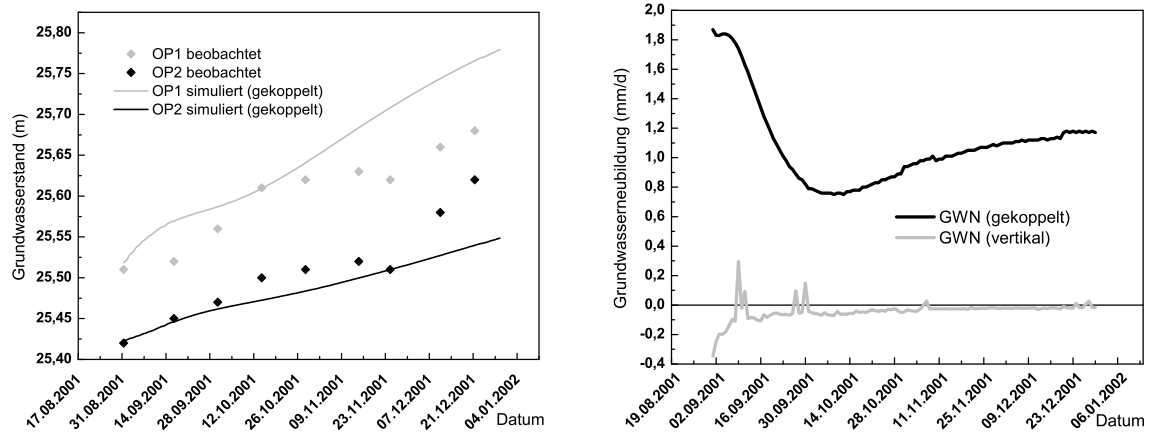


Abbildung 6.5: Modellkalibrierung: Simulierte und gemessene Grundwasserstände für zwei Beobachtungspunkte (links) sowie vertikale und totale Grundwasserneubildungsraten (GWN, rechts) im Teileinzugsgebiet „Mühlengraben“

ist nur aufgrund der Berücksichtigung lateraler Grundwasserbewegung und Austauschprozesse abbildbar. Deutlich wurde, dass der Einfluss der Oberflächenwasser-Grundwasser-Interaktion auf die Grundwasserbilanz während des Kalibrierzeitraums wesentlich größer ist als der Einfluss der Versickerung von Niederschlagswasser oder Verdunstungszug. Phasen, wie die auf Oberflächenwasserspiegelabsenkung folgende Exfiltration von Grundwasser sind wesentlich für die Massenbilanz. Allerdings sind sie nur durch die Kopplung lateraler und vertikaler Grundwasserndynamik darstellbar.

Die Grundwasserneubildungsrate im „Mühlengrabeneinzugsgebiet“ ist bei ungekoppelter Simulation fast permanent negativ, bei gekoppelter Berechnung zeigt sich ein nachlassender Aufstauungseffekt des Grundwassers, welcher aus verzögertem Abfluss über den Festpotenzialrand am Grabenauslass resultiert. Die Austauschmengen zwischen Grundwasser und Oberflächengewässer sind aufgrund der geringeren Filterquerschnitte zwar etwas geringer als z.B. im Einzugsgebiet „Gülper Insel“. Allerdings wird auch im „Mühlengrabeneinzugsgebiet“ eine starke Grundwasserbeeinflussung des Wasserhaushalts deutlich, die es zur prozessadäquaten Darstellung der Wasserhaushaltsdynamik zu berücksichtigen gilt. Die Simulationsergebnisse belegen die Notwendigkeit der Modellkopplung zur Beschreibung der Austauschvorgänge zwischen Grund- und Oberflächenwasser als Voraussetzung, um die Prozesse der Abflussbildung und der Wasserhaushaltsdynamik in Grundwasser-beeinflussten Flachlandeneinzugsgebieten abzubilden und quantifizieren zu können. Aufgrund der besten Übereinstimmung wurde für den Leakagefaktor während der weiteren Simulationen an der Unteren Havel ein K_{RIV}/M_{RIV} -Verhältnis von 10:1 [1/sek] gewählt.

6.3 Modellvalidierung

Ebenso wie die Modellkalibrierung erfolgte auch die Validierung des Ansatzes über den Vergleich gemessener und simulierter Grundwasserstände einer möglichst großen Anzahl von Beobachtungspunkten. Simuliert wurden für das Einzugsgebiet der „Unteren Havel Niederung“ (Kap. 3) zwei einzelne hydrologische Jahre, welche sich in ihren klimatologischen und hydrologischen Eigenschaften deutlich voneinander unterschieden. Während das erste der beiden Jahre, das hydrologische Jahr 2002 (10/2001 - 10/2002, Abb. B.1 im Abbildungsanhang) überdurchschnittlich feucht war (740 mm Jahresniederschlag) und unter anderem ein intensives Sommerhochwasser im August beinhaltete (Abb. B.1 im Abbildungsanhang), repräsentiert das zweite Jahr (das hydrologische Jahr 2003 (10/2002 - 10/2003, Abb. B.2 im Abbildungsanhang) mit weniger als 80 % des durchschnittlichen Jahresniederschlages ein typisches Trockenjahr. Abbildung 6.6 zeigt für fünf ausgewählte Beobachtungspunkte in der Tieflandsaue wie auch in den Hanglagen simulierte und beobachtete Grundwasserstände. Mit Ausnahme von Abweichungen während des Hochwasserereignisses vor allem in den nördlichen vorflutnahen Bereichen, welche aus im Modellkonzept nicht berücksichtigten Deichbrüchen und Überflutungen von Flächen resultieren, zeigen gemessene und simulierte Werte eine zufriedenstellende Übereinstimmung. Auch die Simulation des Wasserhaushalts während des Trockenjahres 2003 zeigt zufriedenstellende Ergebnisse (Abb. 6.7).

Die für die beiden simulierten Jahre über alle Beobachtungspunkte gemittelte Nash & Sutcliff Efficiency (NSE) beträgt 0,82.

Um ebenso etwaige systematische Über- bzw. Unterschätzungen durch die Modellsimulationen quantifizieren zu können wurde als weiterer Güteparameter der BIAS - Anteil am Mittleren Quadratischen Fehler (MSE) betrachtet. Dieser ergibt sich für $MSE \neq 0$ nach Gleichung 6.1:

$$BIAS = \frac{(\bar{O}_i - \bar{P}_i)^2}{MSE} \quad (6.1)$$

mit: O = Messwert; P = Schätzwert der Simulation

Wie Tabelle 6.3 für verschiedene Beobachtungspunkte im Validierungszeitraum von 10/2001 bis 09/2002 verdeutlicht, ist die Modellierungsgüte räumlich durchaus variabel. Während die zeitliche Dynamik simulierter und beobachteter Grundwasserstände für die meisten Beobachtungspunkte gut übereinstimmen ($NSE \geq 0,8$) konnten auch lokal höhere Abweichungen beobachtet werden (Pegel 18). Ebenso wurden räumlich begrenzte systematische Unter- bzw. Überschätzungen der Simulationsergebnisse deutlich (Pegel 20 - BIAS von 0,736).

Die Analyse der Modellierungsgüte an sämtlichen Beobachtungspunkten zeigt, dass während

Tabelle 6.3: Modellgüte während des Validierungszeitraums von 10/2001 - 09/2002 in Form der Nash & Sutcliff Efficiency (NSE) sowie des Bias-Anteils am Mittleren Quadratischen Fehler für gemessene und simulierte Grundwasserstände an 5 Beobachtungspunkten im Einzugsgebiet „Untere Havel Niederung“

Beobachtungspunkt	NSE	BIAS
Pegel A	0,817	0,239
Pegel B	0,852	0,017
Pegel 16A	0,812	0,205
Pegel 18	0,632	0,010
Pegel 20	0,795	0,736

beider Validierungszeiträume sowohl die Tendenzen als auch die Absolutwerte der Grundwasserstände an ausgewählten Beobachtungspunkten zufriedenstellend wiedergegeben werden konnten. Der Grad an Übereinstimmung zwischen gemessenen und simulierten Grundwasserständen legitimiert die Feststellung, dass eine prozessadäquate Reflektion des Wasserhaushalts der „Unteren Havel Niederung“ mittels des Modellansatzes möglich ist. Die erfolgreiche Validierung des Modellansatzes für die „Untere Havel Niederung“ ermöglicht wiederum weitere quantitative Wasserhaushaltsuntersuchungen sowie die Simulation von Landnutzungs- und Gewässerstrukturszenarien (Kap. 7).

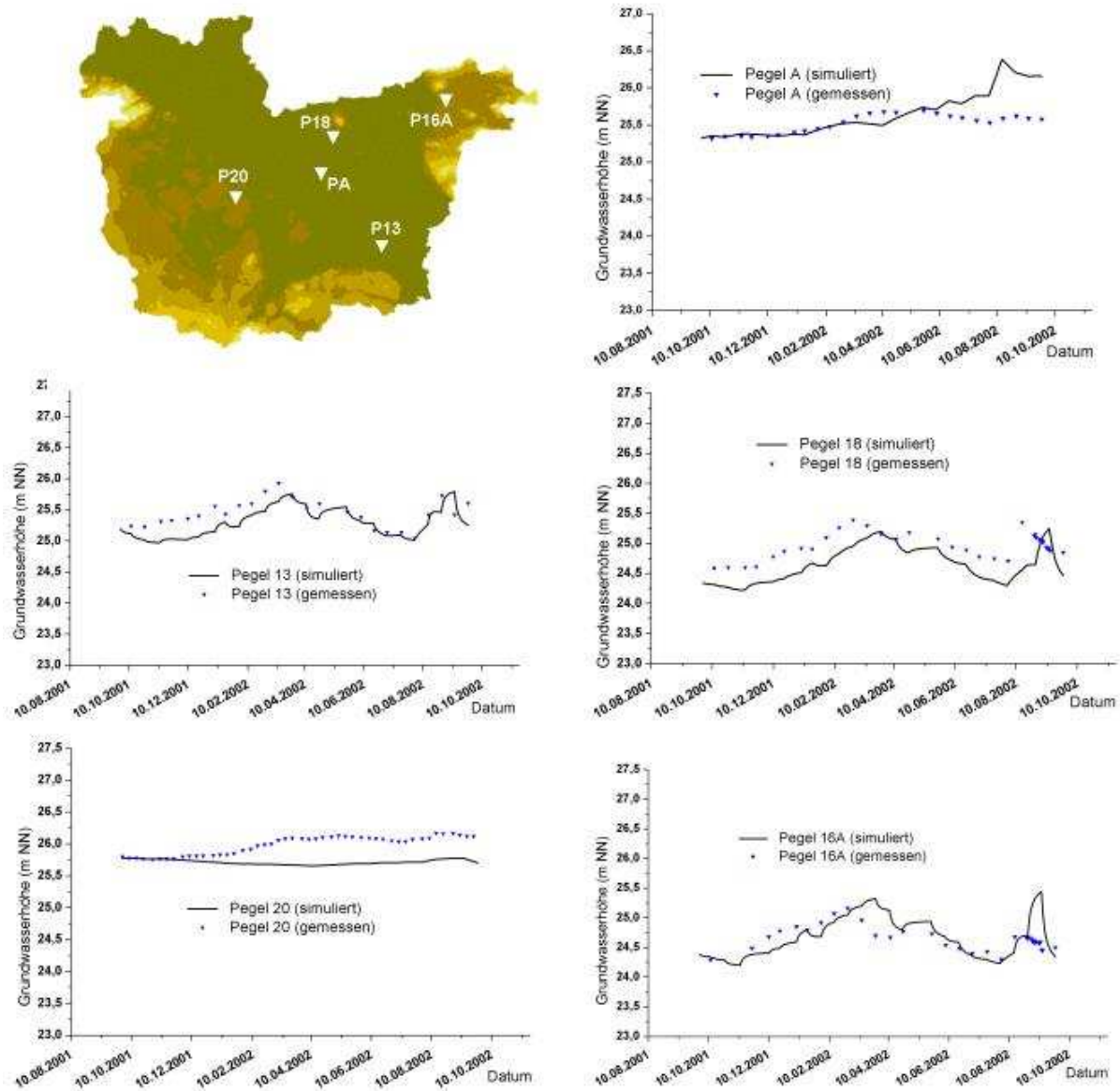


Abbildung 6.6: Validierung für die „Untere Havel Niederung“ 10/2001 - 10/2002 / Vergleich gemessener und simulierter Grundwasserstände fünf ausgewählter Beobachtungspiegel

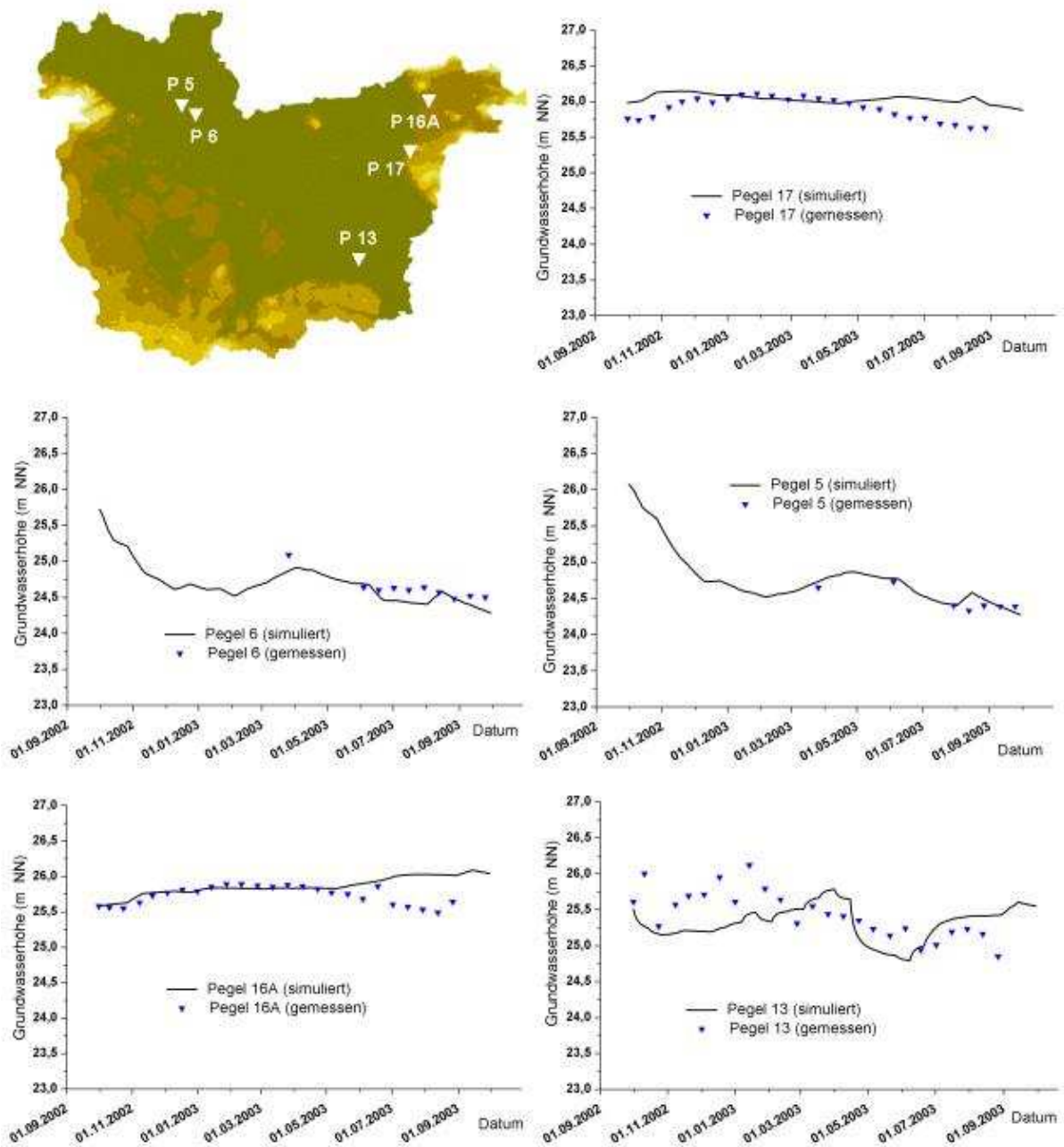


Abbildung 6.7: Validierung in der „Unteren Havel Niederung“ 10/2002 - 10/2003 / Vergleich gemessener und simulierter Grundwasserstände fünf ausgewählter Beobachtungspiegel

6.4 Modellanwendungen zur Wasserhaushaltssimulation

Durch die Validierung für das Einzugsgebiet der „Unteren Havel Niederung“ ergibt sich die Möglichkeit, die experimentellen, zumeist qualitativen Wasserhaushaltsuntersuchungen durch quantitative Simulationen zu konkretisieren. Dazu wurden sowohl Untersuchungen zu einzelnen hydrologischen Jahren als auch mehrjährige Langzeitsimulationen und Analysen über statistisch gemittelte Zustände durchgeführt.

6.4.1 Simulation von Jahresgängen

Eine Analyse des Jahresganges der Neubildung bzw. der Zehrung vom Grundwasser für das hydrologische Jahr 2002 zeigt häufige Wechsel von Grundwasserneubildung und Grundwasserverlusten im Untersuchungsgebiet (Abb. 6.8).

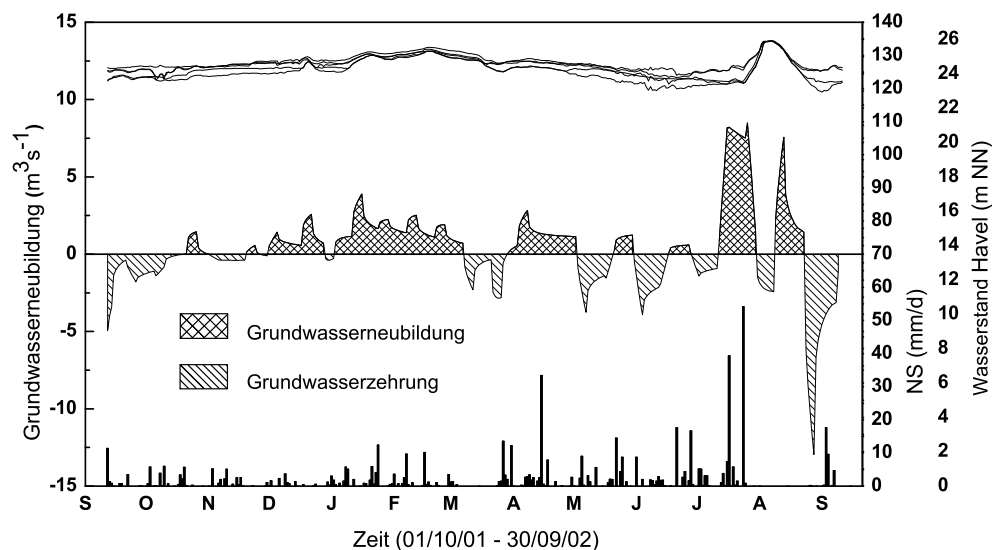


Abbildung 6.8: Zeitliche Dynamik von Grundwasserneubildungs- und Grundwasserzehrphasen für das Untere Havel Einzugsgebiet 10/2001 - 10/2002 (Havelpegel: Albertsheim, Grütz, Molkenberg, Gülpe, Garz)

Es wird deutlich, dass die innerjährliche Variabilität sowohl von der Verteilung der Niederschläge (z.B. Niederschlagsereignisse Anfang August), wenn Infiltration von Niederschlagswasser zu einer Erhöhung der Grundwasserstände führt, als auch von der zeitlichen Dynamik der Oberflächenwasserstände (Periode von Januar bis März) abhängig ist. Anstieg der Havelwasserstände über das Niveau des Grundwasserspiegels führt während diesen Zeitraums zur Infiltration von Oberflächenwasser, im späteren Frühjahr kommt es durch das Absinken der Ober-

flächenwasserstände unter die Grundwasseroberfläche zu Abstrom von Grundwasser ins Oberflächengewässer. Um die Interaktion zwischen Grundwasser und Oberflächenwasser quantitativ charakterisieren zu können wurde die zeitliche Variabilität von Zustrom von Oberflächenwasser ins Grundwasser und Abstrom von Grundwasser ins Oberflächengewässer analysiert. Abbildung 6.9 zeigt, dass die innerjährige Verteilung von Zu- und Abstrom im Beispieljahr sehr stark schwankt. Untersuchungen der räumlichen Variabilität der Interaktion zwischen Grundwasser und Oberflächengewässer zeigten, dass es während mehrerer Perioden zu zeitgleich auftretenden Zu- und Abflüssen in verschiedenen Bereichen des Untersuchungsgebiets kommt.

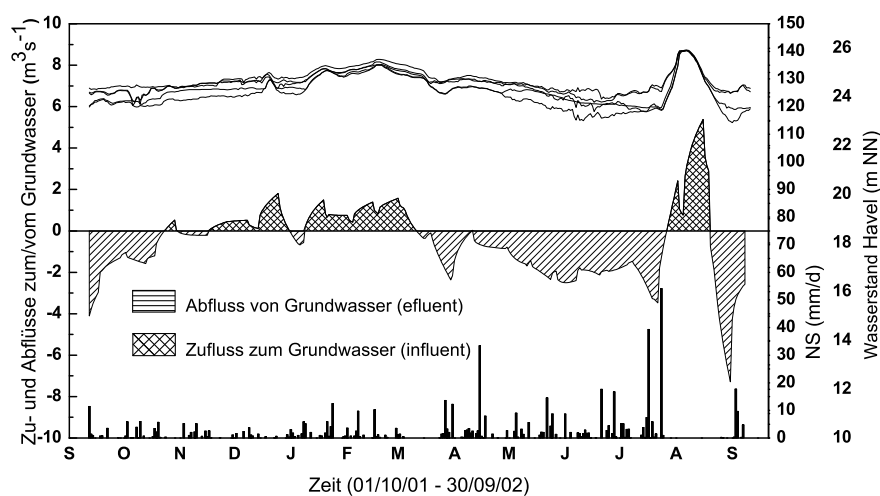


Abbildung 6.9: Zeitliche Dynamik von Grundwasserzu-/ abflüssen für die „Untere Havel Niederung“ 10/2001 - 10/2002 (Havelpegel: Albertsheim, Grütz, Molkenberg, Gülpe, Garz)

Dies bedeutet, dass die Grundwasserbilanz sich als Verhältnis aus gleichzeitig auftretenden Zustrom und Verlusten zusammensetzen kann. Diese Prozessdynamik wird verstärkt durch die starke Steuerung der Oberflächenwasserstände zur Durchsetzung teilweise unterschiedlicher Managementabsichten des Gebietswasserhaushalts. Abbildung 6.10 zeigt wie innerhalb eines ausgewählten Zeitintervalls (Mai 2002) unterschiedliche Einstauhöhen des Oberflächenwassers zeitgleich zu Oberflächenwasserzustrom zum Grundwasser oberhalb der stauenden Wehre und zu Grundwasserabstrom ins Oberflächenwasser unterhalb der stauende Wehre führen.

Zusätzlich kommt es bei Grundwasserneubildung oberhalb der Staue zur Ausbildung eines hydraulischen Gradienten zwischen oberhalb und unterhalb des Staues gelegenen Bereichen. Aufgrund der relativ schnellen Filtergeschwindigkeiten in den verbreiteten Sandböden der Tal-sandterrassen führt dies zu einer Grundwasserbewegung in Stau - unterhalb gelegene Bereiche. Der dort resultierende Grundwasseranstieg führt dann wiederum zu Grundwasserexfiltration in das Oberflächengewässer. Vergleicht man die Grundwasserneubildung unter Einbeziehung der

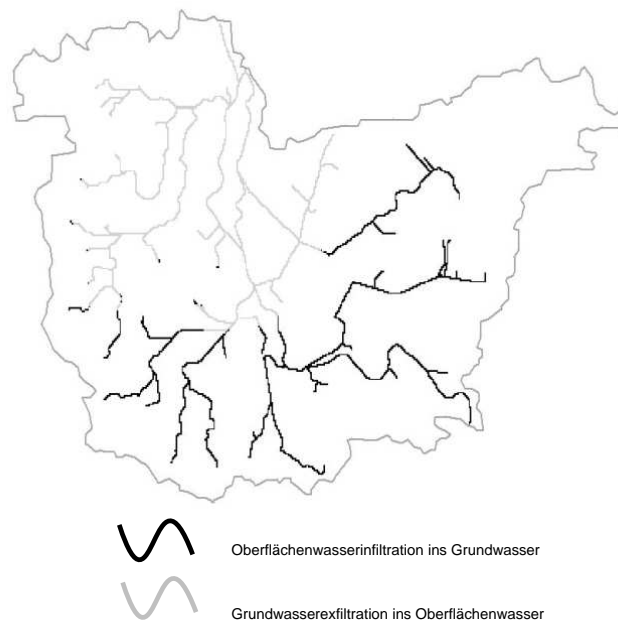


Abbildung 6.10: Räumliche Variabilität von teilweise zeitgleich auftretendem Grundwasserzu- und -abstrom aufgrund unterschiedlicher Stauhaltungen in der „Unteren Havel Niederung“ im Mai 2002

Grundwasser - Oberflächenwasser - Interaktionen mit der lediglich auf vertikalen Prozessen wie Infiltration von Niederschlagswasser resultierenden Grundwasserneubildung, so werden deutliche Unterschiede sichtbar (Abb. 6.11).

Dies bedeutet, dass der Einfluss der lateralen Interaktionen zwischen Oberflächengewässer und Grundwasser auf den Wasserhaushalt den Einfluss der vertikalen Grundwasserneubildung übertrifft und somit die aus vertikalen Prozessen resultierende Dynamik weitgehend überprägt. Dies impliziert, dass im Einzugsgebiet laterale Prozesse und die Interaktion zwischen Oberflächenwasser und Grundwasser von zentraler Bedeutung für die Wasserbilanz und den Wasserhaushalt sind und zeitweise die dominierende Steuerungsgröße der Wasserhaushaltsdynamik darstellen.

6.4.2 Mehrjährige Simulationszeiträume

Zur Analyse des Status Quo im Zuge der Bewertung der Szenariensimulationen (Kap. 7) wurde neben einzelnen Jahrgängen auch eine mehrjährige Periode unter Nutzung der klimatischen und hydrologischen Randbedingungen der Jahre 1988 - 2000 simuliert (Abb. B.4 im Abbildungsanhang). Wasserhaushaltssimulationen für den 13-jährigen Zeitraum zeigen starke interannuelle Schwankungen der Grundwasserneubildungsraten zwischen $1,57 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ und $-1,66 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ Grundwasserabstrom (Abb 6.12). Bei Betrachtung des Gesamtzeitraums wird ei-

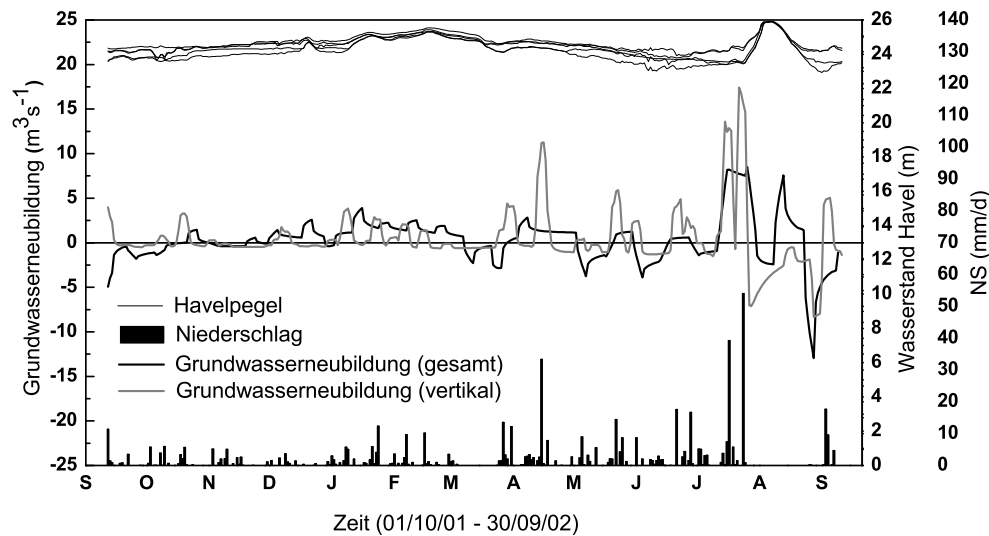


Abbildung 6.11: Vergleich der simulierten vertikalen Grundwasserneubildung und Gesamtgrundwasserneubildung (unter Einbeziehung der lateralen Grundwasser - Oberflächenwasser - Interaktionen) für die „Untere Havel Niederung“ 10/2001 - 10/2002

ne jährliche Periodizität der Grundwasserneubildung deutlich. Vor allem die Jahre 1994 und 1995 sind durch stärkere Schwankungen der Grundwasserneubildungsamplitude gekennzeichnet (Abb 6.12). Abbildung 6.13 zeigt eine Analyse der über diesen 13-jährigen Zeitraum gemittelten jährlichen Grundwasserneubildungsdynamik.

Wie die Simulationsergebnisse belegen, kommt es im Mittel während des Winters und Frühjahrs bis Anfang Juni tendenziell zu Grundwasserneubildung, worauf eine vom Frühsommer bis in den späten Herbst (November) andauernde ausgedehnte Grundwasserzehrphase folgt, nach welcher wiederum Grundwasserneubildung im Frühwinter (Dezember) einsetzt. Diese Dynamik lässt sich teilweise anhand der jahreszeitlichen Saisonalität und den daraus resultierenden meteorologischen Bedingungen erklären. Eine konsistente Erklärung der simulierten Grundwasserneubildungsdynamik kann allerdings nur unter Einbeziehung des Einflusses von Interaktionen zwischen Oberflächengewässer und Grundwasser erreicht werden. Grundwasserneubildung im Winter und Frühjahr resultiert zu weiten Teilen aus Oberflächenwasserzustrom zum Grundwasser aufgrund zu dieser Zeit meist über dem Grundwasserniveau liegenden Oberflächengewässerpegeln. Kommt es ab beginnendem Frühsommer, wie in Kapitel 4 gezeigt, aufgrund der Retentionswirkung der Auen zur Inversion der Winterverhältnisse mit dem Absinken der Oberflächenwasserstände unter das Grundwasserniveau, so erfolgt Grundwasserzehrung aufgrund von Grundwasserexfiltration ins Oberflächengewässer. Bei Beachtung der 10 / 90 Perzentile sowie der 25 / 75 Quartile in Abbildung 6.13 wird die starke Streuung der innerjährlichen

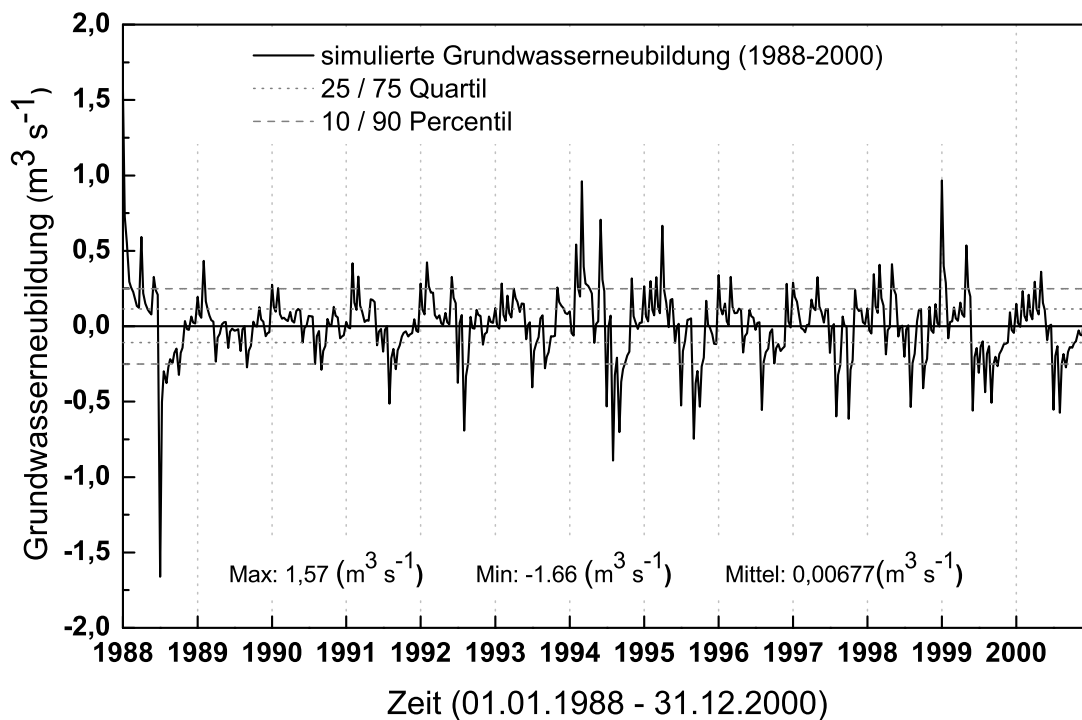


Abbildung 6.12: Zeitliche Dynamik der simulierten Grundwasserneubildungsraten für die „Untere Havel Niederung“ 1988 - 2000 unter Berücksichtigung der 10 / 90 Perzentile sowie der 25 / 75 Quartile

Grundwasserneubildungsdynamik einzelner Jahre innerhalb des Simulationszeitraums deutlich. Dies impliziert, dass in Abhängigkeit von meteorologischen und hydrologischen Randbedingungen, vor allem aber vom Stauhaltungsmanagement im Oberflächengewässer die innerjährliche Neubildungsdynamik einzelner Jahre wesentlich von den dargestellten Mittelwerten abweicht.

6.4.3 Räumliche Variabilität der Prozessdynamik

Die Betrachtung der simulierten Grundwasserstandsganglinien einzelner Pegel zeigte die räumliche und zeitliche Variabilität des Einflusses der Interaktion mit dem Oberflächengewässer. Um den Einfluss räumlich detailliert und in Abhängigkeit von den Gelände- und Bodeneigenschaften zu quantifizieren, wurde für verschiedene Jahre die Abhängigkeit der inneranuellen Schwankungen der Grundwasserflurabstände von der Vorflutentfernung analysiert. Abbildung 6.14 zeigt für die „Untere Havel Niederung“ die räumliche Variabilität der Amplitude zwischen simulierten minimalen und maximalen jährlichen Grundwasserflurabständen für das hydrologische Jahr 2003 (01.10.2002 - 30.09.2003).

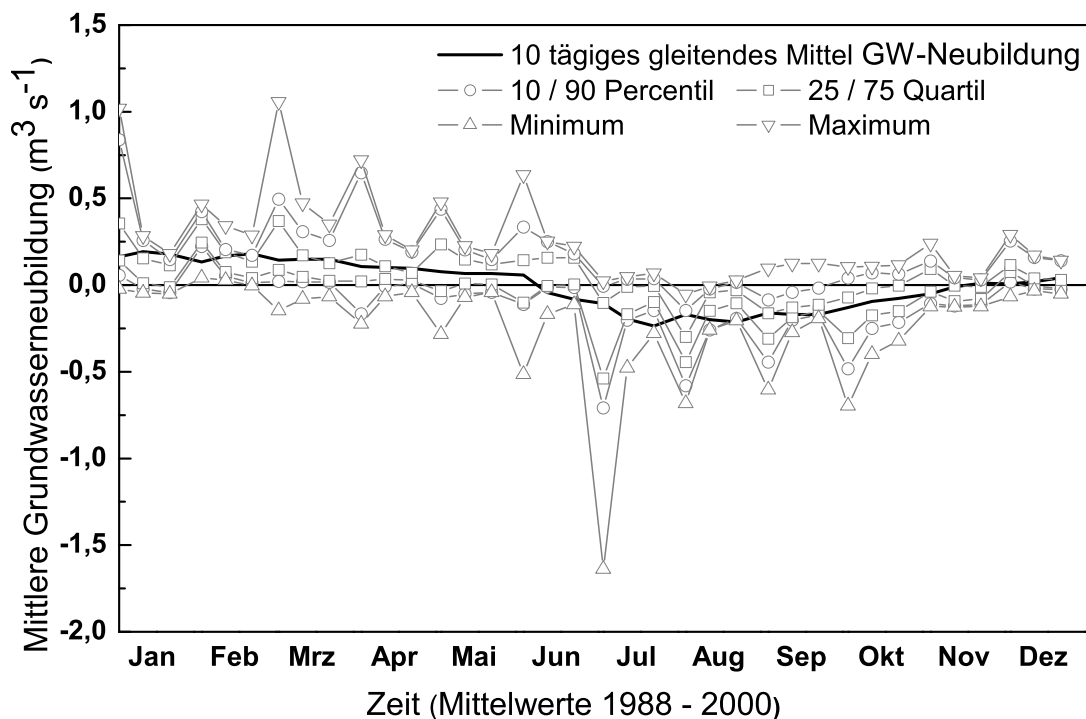


Abbildung 6.13: Mittlere jährliche Grundwasserneubildungsdynamik für die „Untere Havel Niederung“ - gemittelt über den Zeitraum 1988 - 2000, 10 / 90 Perzentile, 25 / 75 Quartile

Dabei wird deutlich, dass die intensivsten anuellen Schwankungen im direkten Einzugsbereich der Vorflut wie auch in den Niederungsbereichen der Tieflandsaue auftreten. Die Amplitude zwischen simulierten minimalen und maximalen Grundwasserflurabständen beträgt in diesen Bereichen zwischen 80 und 150 cm. Mit zunehmender Entfernung von der Havel und den Drainagegräben nimmt die anuelle Grundwasseramplitude ab, so dass auf den Talsandterrassen simulierte Grundwasserstandsschwankungen von weniger als 50 cm und in den vorflutfernen Hanglagen Schwankungen von weniger als 20 cm beobachtet werden. Dieses flächendetaillierte Ergebnis deckt sich mit lokalen Messergebnissen (Kap.4.2.3) und ermöglicht den Übergang von punktuellen lokalen zu flächendetaillierten regionalen Aussagen. Es ist somit möglich, die flächenhafte Variabilität der Grundwasserdynamik in Abhängigkeit von der Vorflutentfernung und ebenso von Boden- und Geländeeigenschaften zu quantifizieren. Um den monokausalen Zusammenhang zwischen Oberflächenwasserstandsdynamik und Amplitude der Grundwasserstandsschwankungen quantifizieren zu können, ist es notwendig, den Einfluss der physiko-geographischen Gebietseigenschaften auf den Wasserhaushalt abzugrenzen. Hierzu wurden entlang von senkrecht zur Vorflut angelegten Transekten simulierte minimale und maximale Grund-

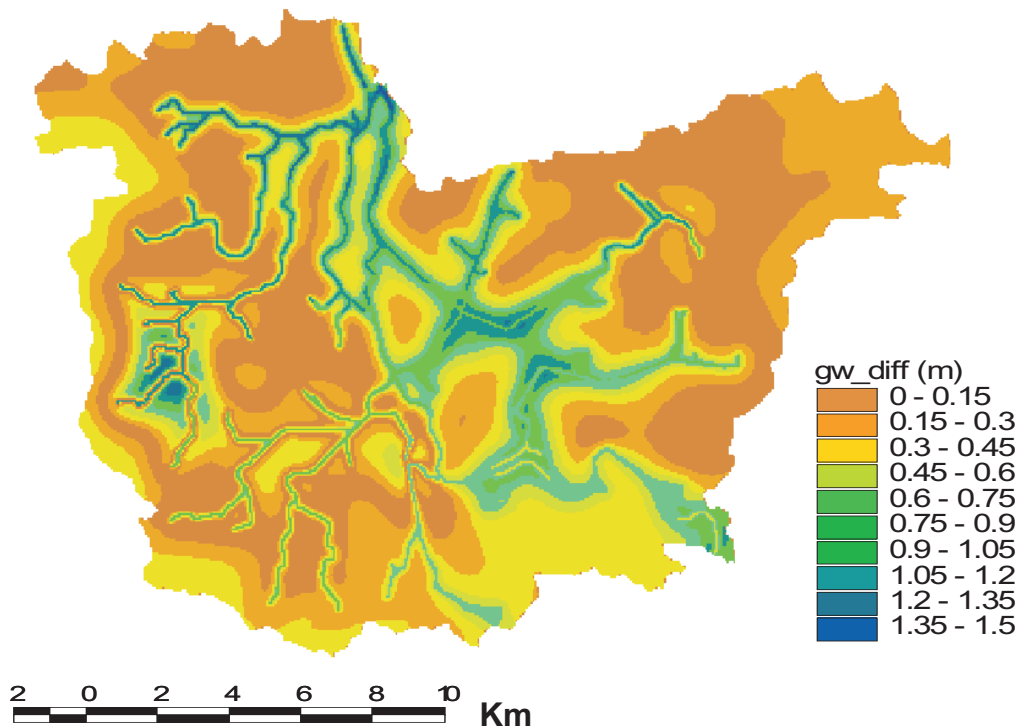


Abbildung 6.14: Räumliche Variabilität der innerjährlichen Grundwasserstandsschwankungen in der Unteren Havel Niederung - Ergebnis simulierter jährlicher Grundwasserstandsschwankungen (Abweichungen im äußersten Westen des Untersuchungsgebiets resultieren aus der in diesem Bereich unpräzisen Definition der Initialgrundwasserstände aufgrund kleinräumiger Stauchungsstrukturen in der anstehenden Endmoräne)

wasserstände mehrerer Gewässerabschnitte statistisch gemittelt. Abbildung 6.15 zeigt, wie mit zunehmender Entfernung sowohl minimale als auch maximale Grundwasserflurabstände ansteigen.

Die Amplitude der Grundwasserstandsschwankung, gegeben durch die Differenz zwischen minimalen und maximalen Grundwasserflurabständen, sinkt mit zunehmender Entfernung vom Oberflächengewässer von im Mittel ca. 1,2 m in Vorflutnähe auf weniger als 0,2 m innerhalb 1200 m im Mittel. Dies bedeutet, dass der Einfluss der Oberflächenwasser - Grundwasser - Interaktionen in der „Unteren Havel Niederung“ innerhalb 1200 m Entfernung von der Vorflut um zwei Drittel abnimmt.

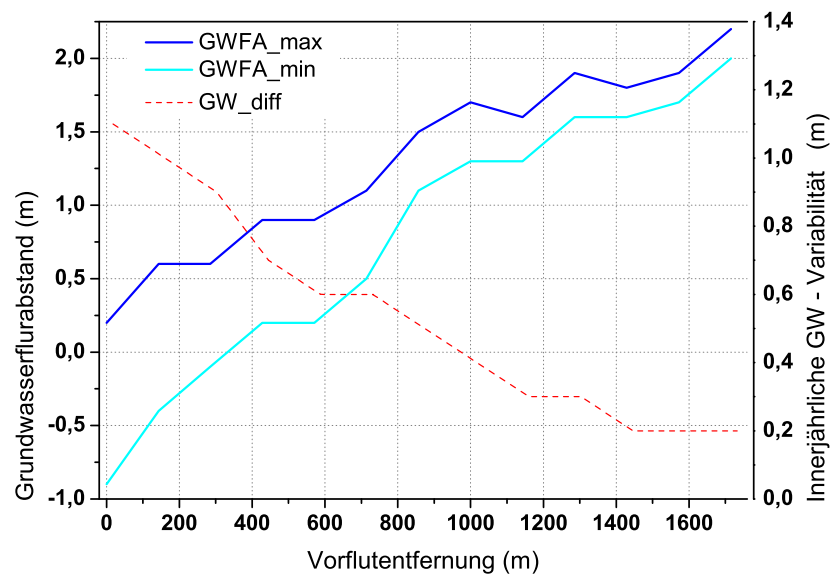


Abbildung 6.15: Abhängigkeit der innerjährlichen Grundwasserstandsschwankungen in der „Unteren Havel Niederung“ von der Vorflutentfernung - Ergebnis mehrjährig gemittelter Simulationen der Grundwasserdynamik, mit: $GWFA_{max}$ = maximaler Grundwasserflurabstand, $GWFA_{min}$ = minimaler Grundwasserflurabstand, GW_{diff} = Grundwasserstandsamplitude

6.4.4 Ereignisbezogene Simulation - Augusthochwasser 2002

Neben der Simulation einzelner hydrologischer Jahre sowie mehrjähriger Zeiträume wurde die Modellkopplung auch zur ereignisbezogenen Wasserhaushaltsmodellierung angewandt. Hier gezeigt werden Ergebnisse der Simulation des Augusthochwassers 2002 vom 15.07.2002 bis zum 15.09.2002 (Abb. B.3 im Abbildungsanhang). Das Ereignis ist charakterisiert durch Niederschläge hoher Intensitäten am 04.08.2002 sowie am 12.08.2002, was zu einem spürbaren Anstieg der Havelpegel wie auch zu einer signifikanten Reaktion des Grundwassers führte. Der Scheitelpunkt des Hochwasserereignisses wurde allerdings erst am 22.08.2002, 10 Tage nach dem letzten Niederschlagsereignis erreicht. Ein merkliches Absinken des Hochwassers begann nach weiteren 5 Tagen am 27.08.2002. Wichtigste Ursache für das Hochwasser in diesem Flussabschnitt war der durch den verzögerten Abfluss in die Hochwasser führende Elbe erfolgte Rückstau von Havelwasser. Während der Hochwasserperiode traten im Einzugsgebiet keine nennenswerten Niederschläge auf und intensive Einstrahlung und sehr hohe Temperaturen begünstigten starke Evapotranspirationsverluste von den gesättigten und gestauten Flächen. Durch die Anwendung der Modellkopplung konnte die räumliche Variabilität der gesättigten bzw. überstauten Flächen wiedergegeben werden. Abbildung 6.16 zeigt diejenigen Flächen, welche für die maximale Ausdehnung des Hochwassers als gesättigt simuliert wurden im Ver-

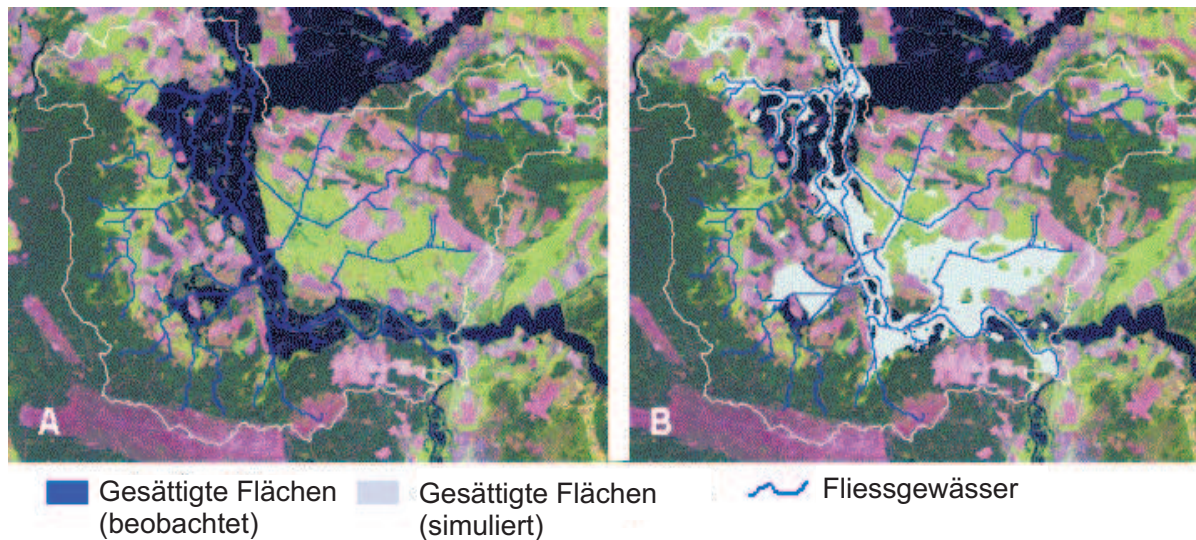


Abbildung 6.16: Sommerhochwasser 08/2002 - Vergleich simulierter (rechts) und beobachteter (links) Sättigungsflächenanteile in der „Unteren Havel Niederung“ (Beobachtungsgrundlage Landsat-ETM-Szene, DLR)

gleich zu unter Auswertung von Landsat - ETM Images dieses Zeitraums als Feuchtflächen ausgewiesenen Strukturen.

Die Übereinstimmung zwischen beobachteten und simulierten Flächen ist zufriedenstellend - einzelne Abweichungen im Nordwesten basieren auf Flächenüberflutungen infolge von Deichsprengungen. Solche flächenhafte Überflutungsprozesse sind im Modellkonzept nicht implementiert. Eine auffallende Abweichung in Richtung Überschätzung der Sättigung stellt der zentrale Auenbereich (Große Grabenniederung) dar, welche unter den angenommenen Randbedingungen als gesättigt bzw. überstaut simuliert wurde, dies in der Realität allerdings nicht war. Diese Abweichung lässt sich durch das Abpumpen der Drainagegräben im zentralen Auenbereich erklären. Das überstauende Wasser wurde somit wieder der Havel zugeführt. Da Entnahme durch Abpumpen ebenfalls nicht im Modellkonzept implementiert ist, kann davon ausgegangen werden, dass das Simulationsergebnis den Zustand darstellt, welcher sich ohne diese „Störung“ eingestellt hätte. Es ist somit möglich, über die Quantifizierung der simulierten Überstauhöhen den durch das Abpumpen des aufgestauten Grundwassers verursachten Retentionsverlust der Flächen in der „Großen Grabenniederung“ zu quantifizieren. Dieser betrug für das gesamte Ereignis akkumuliert $4,4 \cdot 10^6 m^3$. Die räumliche Verteilung der simulierten Überstauhöhen ist in Abb 6.17 dargestellt.

Das somit nicht genutzte Retentionsvolumen betrug ca. 2,6 % des in den nördlich gelegenen Polderflächen zurückgehaltenen Wassers ($170 \cdot 10^6 m^3$), welches zu einer entscheidenden Scheitelkappung der Hochwasserwelle an der Elbe beigetragen hat [Foerster *et al.*, 2004]. Die Quantifizierung des Retentionsverlustes durch die Simulation mittels des gekoppelten Modellansatzes

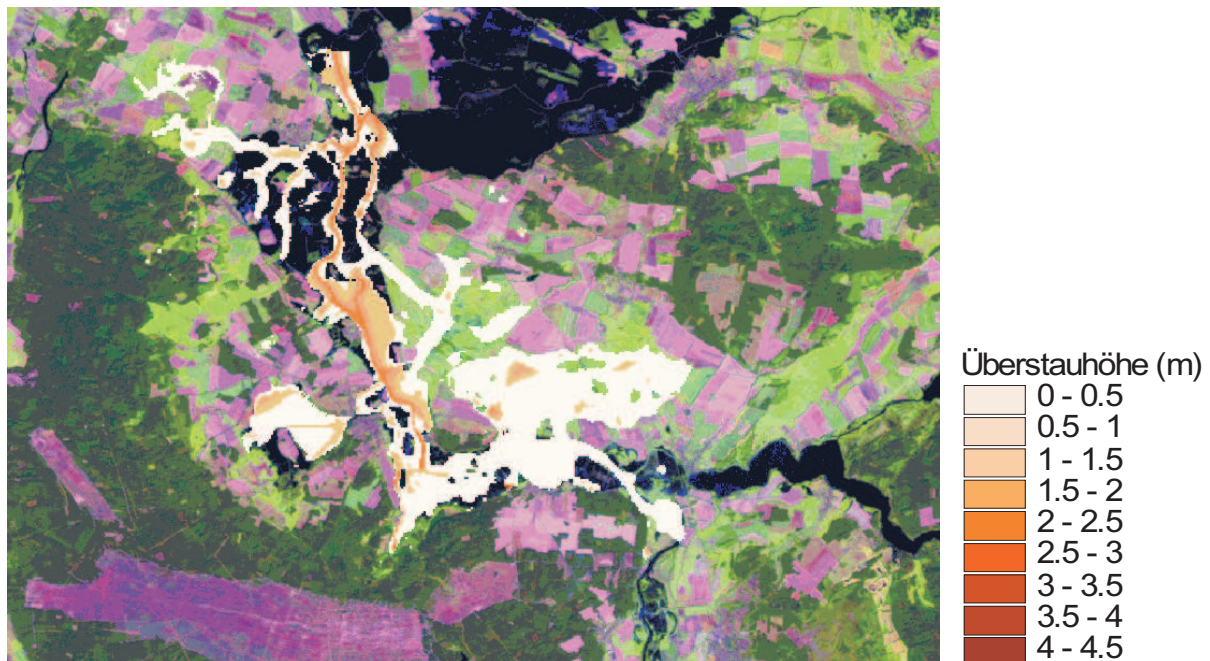


Abbildung 6.17: Während des Augusthochwassers 2002 in der „Unteren Havel Niederung“ simulierte Überstauhöhen in Meter über Flur

stellt eine zusätzliche Anwendungsmöglichkeit dieses Modellsystems dar.

6.5 Regionalisierungskonzept - Wasserhaushaltssimulationen im Eigeneinzugsgebiet der Havel

6.5.1 Regionalisierungskonzept

Entsprechend des in Kapitel 6 vorgestellten räumlich hierarchisch genesteten Modellierungsansatzes [Steinhardt, 1999, 2000; Bach, 1999] impliziert die Entwicklung eines Regionalisierungskonzepts der Wasserhaushaltssimulationen sowohl Skalenveränderungen als auch Transformationen der Prozessdynamik. Voraussetzung für die mit dem Upscaling verbundene Translokation von Prozessvorstellungen und Modellkonzepten ist die Spezifizierung des Reaktionsraums im Sinne eines räumlichen Prozessrahmens. Anwendungsziel der Regionalisierung ist die Quantifizierung der Wasserhaushaltsprozesse im von der Oberflächenwasserdynamik geprägten Interaktionsraum der Havelaue zwischen Potsdam und dem Havelpegel Garz. Weite Teile des Flussvorlands entwässern nicht direkt über einen Vorfluter in die Havel, stehen aber durch die Grundwasserinteraktionen in Wechselwirkung mit dem Oberflächengewässer (Abb. 6.18). Der Interaktionsraum zwischen Fluss und Flusseinzugsgebiet, in welchem die Austauschprozesse

zwischen Grundwasser und Oberflächengewässer die Wasserhaushaltsprozesse dominieren, ist dabei nicht zwingend auf den in Abbildung 6.18 abgebildeten, nicht über einen eigenen Gebietsauslass in die Havel entwässernden Bereich beschränkt. Vielmehr definiert er sich als derjenige Anteil der Tieflandsaue, in welchem die Wasserhaushaltsprozesse überwiegend durch die Wasserstandsdynamik im Oberflächengewässer geprägt sind. Abbildung 6.19 zeigt schematisch die Abgrenzung dieses direkt mit der Havel in Verbindung stehenden und von der Haveldynamik geprägten Teils der Flussaue, welcher auch als „Eigeneinzugsgebiet“ der Havel bezeichnet wird.

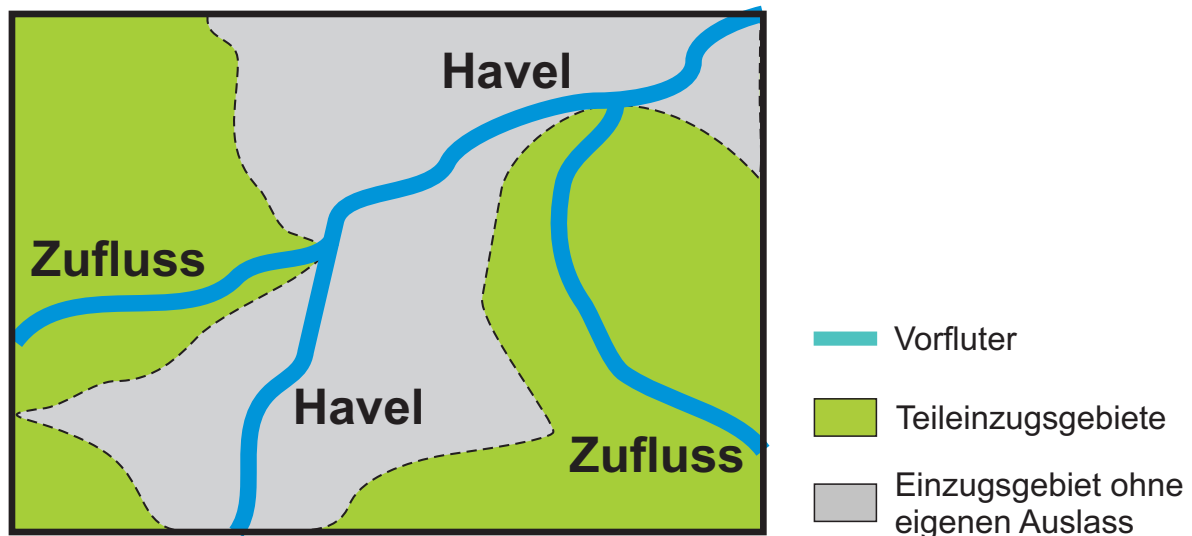


Abbildung 6.18: Schematische Darstellung des Anteils des Einzugsgebiets, welcher nicht über eine eigene Vorflut in die Havel entwässert sondern innerhalb dessen Grundwasser und Oberflächengewässer flächig interagieren

Die Entwicklung eines Algorithmus zur Abgrenzung dieses direkt mit dem Oberflächengewässer in Verbindung stehenden Teils der Flussaue ist Bestandteil des nächsten Teilkapitels. Die daran anschließenden Wasserhaushaltssimulationen im Eigeneinzugsgebiet ermöglichen die Quantifizierung des Wasserhaushalts im Eigeneinzugsgebiet der Havel sowie des Einflusses der direkten Interaktionszone zwischen Fluss und Flussaue auf die Abflussdynamik des Oberflächengewässers.

6.5.2 Algorithmus zur Eigeneinzugsgebietsabgrenzung

Zur Berechnung und genauen Definition der Grenzen des Interaktionsraumes zwischen der Hauptvorflut Havel und dem direkt interagierenden Einzugsgebiet konnte nicht wie z.B. bei der Einzugsgebietsabgrenzung in profildominierten Landschaften auf bereits existierende automatisierte Ansätze zurückgegriffen werden. Da der Interaktionsraum sowie die Intensität der Wechselwirkungen zwischen Grundwasser und Oberflächengewässer raumzeitlich stark varia-

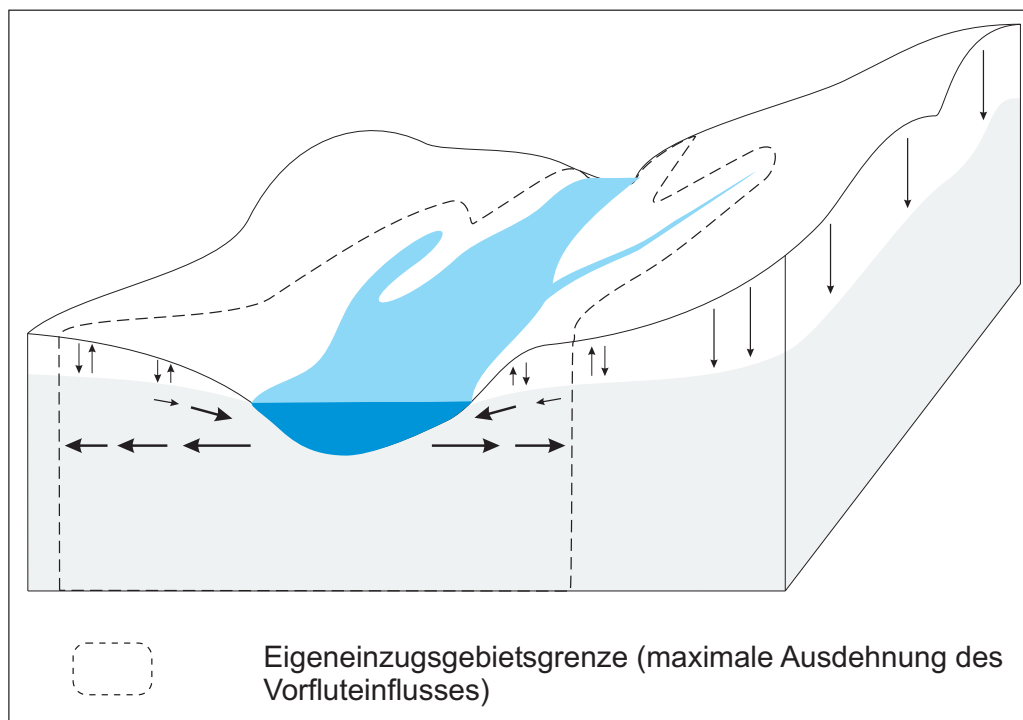


Abbildung 6.19: Definition und räumliche Abgrenzung des Eigeneinzugsgebietes als direkte Interaktionszone zwischen Fluss und Flusseinzugsgebiet, respektive dem Anteil des Einzugsgebietes, dessen Wasserhaushalt wesentlich durch die Oberflächenwasserstandsdyamik der Vorflut determiniert wird

bel sind, erfordert die Definition diskreter Abgrenzungen konsistente konzeptionelle Ansätze, welche die kleinskalige Prozessdynamik integrieren und sich plausibel auf größere Skalen übertragen lassen. Grundannahme des im Folgenden dargestellten Algorithmus ist, dass durch die Abgrenzung des maximalen Interaktionsraumes zwischen Oberflächengewässer und Grundwasser und die daran anschließende Definition von Randbedingungen auch die notwendige Eingrenzung der Prozessdynamik erfolgt. Der Algorithmus basiert auf der Analyse und Auswertung geomorphologischer, topographischer und hydrologischer Gebietseigenschaften intensiv untersuchter Teilgebiete.

Erster Schritt des in Abb. 6.20 zusammengefassten Algorithmus ist die Korrektur des zugrunde liegenden Digitalen Höhenmodells (DGM 50, LVERMA Potsdam) mit 50 m Auflösung und einer vertikalen Auflösung von 0,1 m (bei einem Fehler von bis zu +/- 2 m).

Das Höhenmodell wurde in mehreren Bereichen, vor allem im Bereich der Mittleren Havel, auf Basis genauerer und hochauflösender Daten (Laserscan-DGM, Nivellierungen, Topographische Karte 1:10000) korrigiert.

In einem **Zweiten Schritt** wurden aufgrund der besseren Datenlage für die detaillierter untersuchten Teilgebiete „Untere Havel Niederung“ sowie „Mittlere Havel“ (Abb. C.8 im Kartenan-

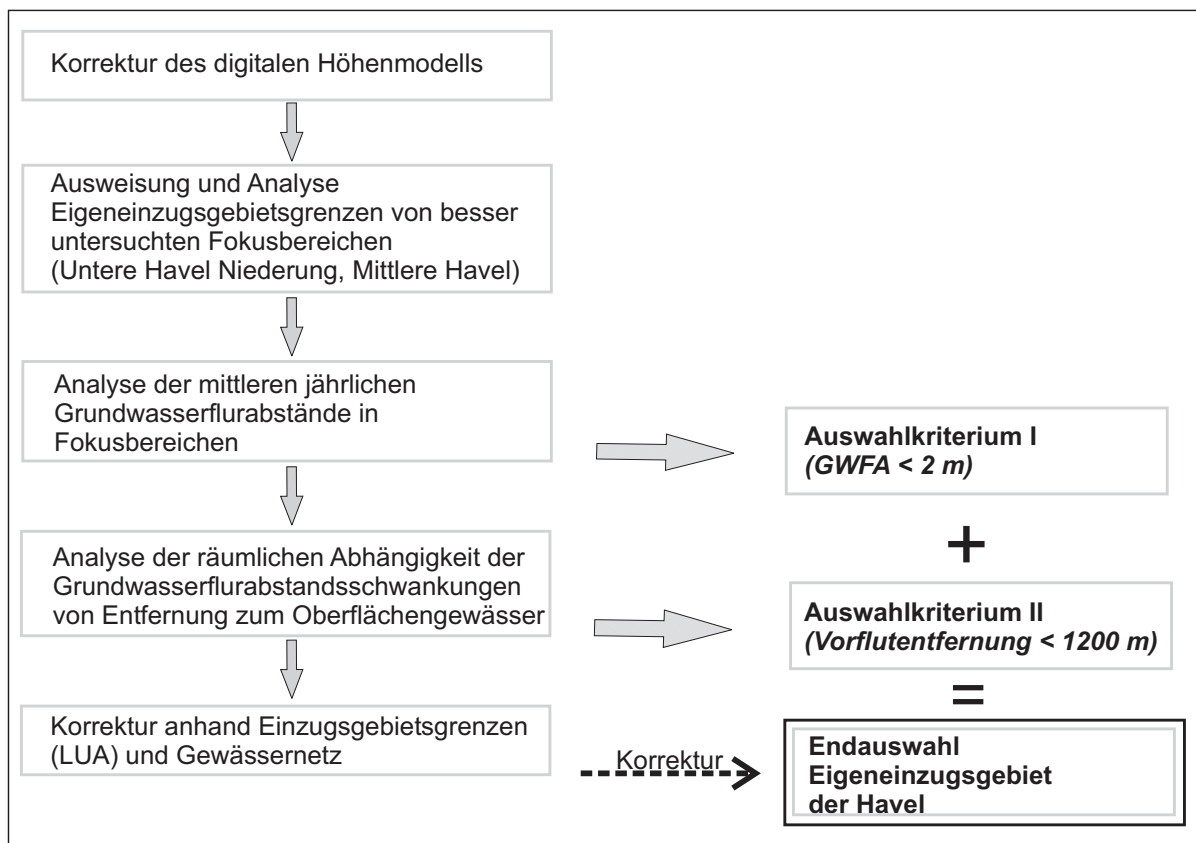


Abbildung 6.20: Algorithmus zur Abgrenzung des Eigeneinzugsgebietes der Havel zwischen Potsdam und Garz (Oberpegel)

hang) anhand von GIS-Standardfunktionen (Kap. 6) die oberirdischen Eigeneinzugsgebiete der Havel berechnet (Abb. C.9). Da im Flachland oftmals unterirdisches und oberirdisches Einzugsgebiet nicht deckungsgleich sind, ist eine allein auf den Grenzen des oberirdischen Einzugsgebietes basierende Abgrenzung der Interaktionsräume nicht zuverlässig.

Aus diesem Grund wird in einem **Dritten Schritt** als zusätzliche Information die Verteilung der mittleren Grundwasserflurabstände (Abb. C.10) als weiteres Auswahlkriterium einbezogen. Abbildung 6.21 zeigt die Flächenanteile der Grundwasserflurabstandsklassen in den genauer untersuchten Fokusbereichen „Untere Havel Niederung“ und „Mittlere Havel“. Hier wird deutlich, dass auf diesen Flächen die mittleren Grundwasserflurabstände weniger als 20 dm betragen.

Aufgrund dieser Charakteristik wird für die Gebietseigenschaft *Mittlerer Grundwasserflurabstand* ein Schwellenwert von 20 dm definiert, welcher die Grenzen des Eigeneinzugsgebietes definiert. Die genaue flächenhafte Abgrenzung der Teilflächen erfolgte auf Basis standardisierter GIS - Verschneidungstechniken. Abbildung C.11 zeigt die aufgrund dieses zusätzlichen Auswahlkriteriums abgegrenzten Flächen. Es wird deutlich, dass neben den Flächen der Havelaue auch eine große Anzahl weiterer Niederungsbereiche mit geringen Grundwasserflurabständen

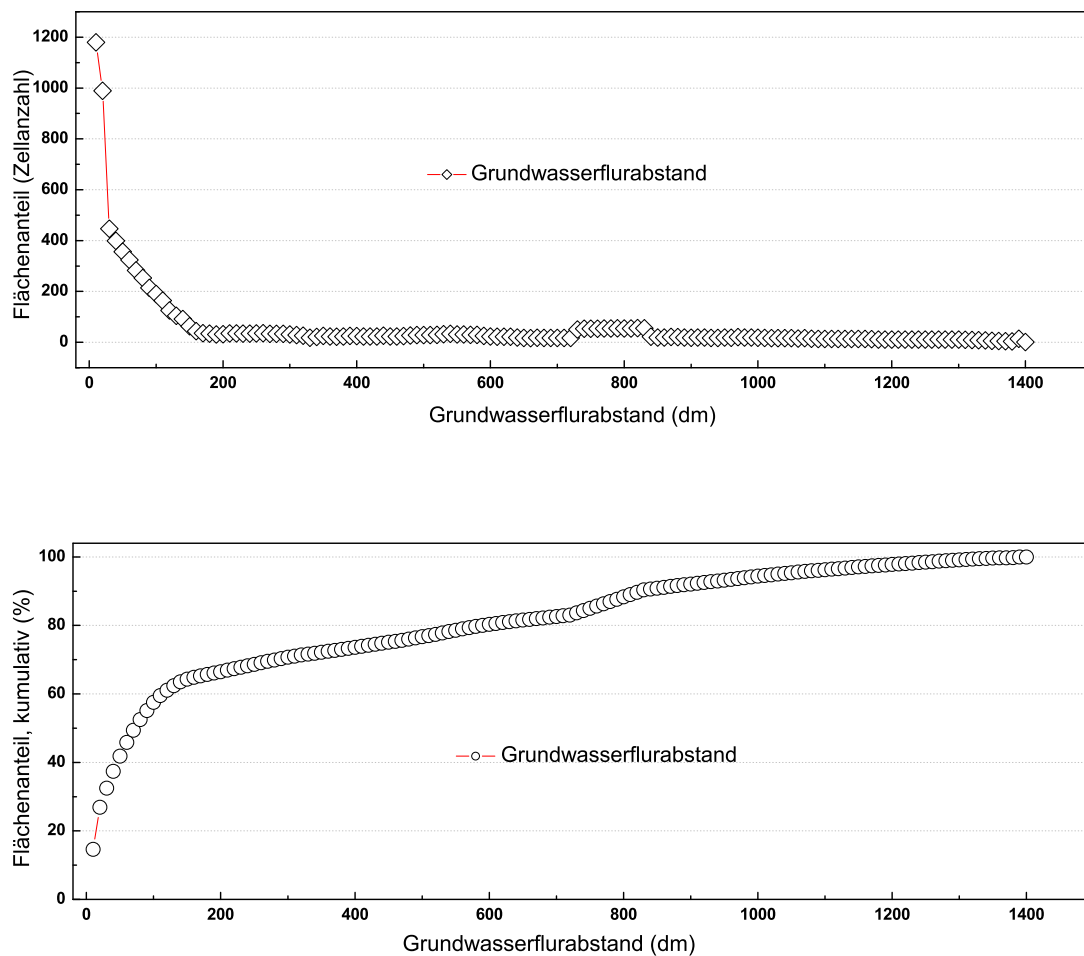


Abbildung 6.21: Mittlere jährliche Grundwasserflurabstände in den Einzugsgebieten „Untere Havel Niederung“ und „Mittlere Havel Niederung“ - Flächenanteile der gebildeten Grundwasserflurabstandsklassen (oben) und kumulierte prozentuale Flächenanteile der gebildeten Grundwasserflurabstandsklassen (unten)

und z.T. indirektem Kontakt oder ohne Kontakt zur Havel ausgewählt wurden.

Zur weiteren Eingrenzung der Flächenanteile wurde deshalb in einem **Vierten Schritt** ein weiteres Auswahlkriterium etabliert. Dieses basiert auf den Simulationsergebnissen im Einzugsgebiet der „Unteren Havel Niederung“ welche die Abhängigkeit der Grundwasserstandschwankungen von der Vorflutentfernung quantifizieren (Abb. 6.15). Wie in diesem Kapitel nachgewiesen wurde, verdeutlicht die Abnahme der innerjährlichen Grundwasserstandschwankungen den mit zunehmender Entfernung abnehmenden Einfluss der Oberflächenwasser - Grundwasser - Interaktionen, des Kriteriums, welches die Abgrenzung des direkten Interaktionsraumes der Flussaue definiert. Die Simulationen in der „Unteren Havel Niederung“ zeigten eine star-

ke Abnahme der innerjährlichen Grundwasserflurabstandsschwankungen und damit verbunden des abnehmenden Einflusses der Oberflächenwasserdynamik in einer Entfernung von mehr als 1200 m vom Oberflächengewässer. Daraus resultierend wurde als zweites Auswahlkriterium eine 1200 m Pufferzone um die Havel und angrenzenden Gewässer gelegt und mittels GIS Verschneidungstechniken der Bereich des Einzugsgebietes innerhalb dieser Pufferzone ausgewählt (Abb. C.12). In einem **Fünften Schritt** wurden anhand der offiziellen Einzugsgebietsgrenzen des Landesumweltamtes Brandenburg sowie durch Einbeziehung von flächendetaillierten Informationen bzgl. Drainagestrukturen die automatisch erzeugten Einzugsgebietsgrenzen manuell korrigiert (Abb C.13). Als Ergebnis zeigt Abbildung 6.22 das für die Havel zwischen Potsdam und dem Pegel Garz abgegrenzte Eigeneinzugsgebiet.

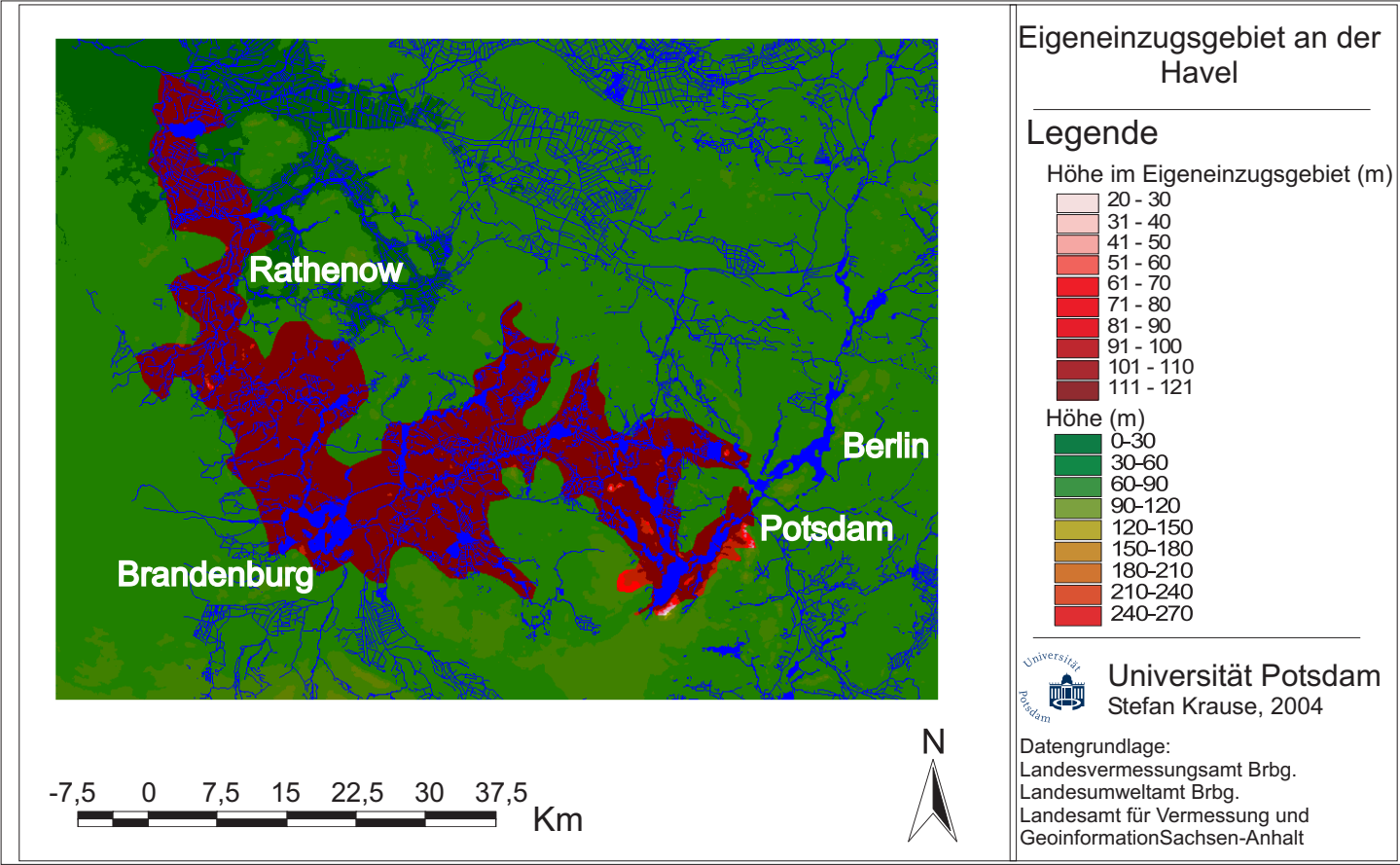


Abbildung 6.22: Abgegrenztes Eigeneinzugsgebiet der Havel zwischen Potsdam und Garz (Oberpegel)

6.5.3 Analyse von Wasserhaushalt und Abflussdynamik im Eigeneinzugsgebiet

Analysen der Abflussänderungen zwischen Pegeln im oberen Teil des Untersuchungsgebiets (Ketzin) und unterhalb des Untersuchungsgebiets (Havelberg) zeigen eine ausgeprägte zeitliche Variabilität des Anteils von gebietsintern (im Einzugsgebiet der Mittleren und der Unteren Havel) gebildetem Abfluss am Gesamtabfluss der Havel (Abb. 6.23, oben). Der zwischen besagten Pegeln gebildete Abflussanteil setzt sich zusammen aus der Summe der seitlichen Zuflüsse und dem Zustrom aus dem Eigeneinzugsgebiet. Während die jahreszeitliche Periodik der dem Einzugsgebiet oberhalb des Pegels Ketzin zuströmenden Wassermenge in den untersuchten Jahren nur geringfügig schwankt, variiert der Anteil des im Untersuchungsgebiet gebildeten Abflusses zwischen einzelnen Perioden deutlich. Der mittlere Abflussanteil des Untersuchungsgebiets am Gesamtabfluss beträgt im Untersuchungszeitraum 38 %. Der Anteil des in diesem Flussabschnitt gebildeten Abflusses schwankt zwischen im Mittel $< 25\%$ im Winter und im Mittel $> 50\%$ während des Sommers. In einigen Jahren (1994, 1995) liegt der sommerliche Abflussanteil bei $> 80\%$.

Auch innerhalb des Untersuchungsgebiets zeigt sich eine deutliche räumliche Variabilität des Abflussverhaltens. Vergleicht man die Ergebnisse für das gesamte Untersuchungsgebiet mit der Dynamik der Abflüsse einzelner Teilgebiete (Ketzin - Albertsheim, Albertsheim - Havelberg) so werden starke regionale Differenzen deutlich (Abb. 6.23, unten, mittig). Beide Teilgebiete zeigen zwar die gleiche Periodizität der Abflussanteile, allerdings mit deutlich unterschiedlichen Intensitäten. Während die sommerlichen Abflussanteile aus dem Einzugsgebiet zwischen Ketzin und Albertsheim innerhalb verschiedener Jahre zwischen ca. 25% und $> 50\%$ schwanken, beträgt der sommerliche Abflussanteil aus dem Teilgebiet zwischen Albertsheim und Havelberg relativ konstant ca. 15% . Dies verdeutlicht, dass der Einzugsgebietseinfluss auf die Abflussgenerierung und die resultierende Abflussreaktion in der Vorflut räumlich stark variabel ist. Phänomene, wie z.B. das Auftreten von Abflussverlusten (am häufigsten im Abschnitt Ketzin - Albertsheim), lassen sich unter anderem auf das ausgeprägte Stauhaltungsmanagement an der Havel zurückführen.

6.5.4 Wasserhaushaltsmodellierung im Eigeneinzugsgebiet

Ziel der Wasserhaushaltsmodellierung im Eigeneinzugsgebiet der Havel war die Untersuchung des grundwasserbürtigen Abflussgeschehens im Interaktionsraum zwischen Havel und Einzugsgebiet. Zur quantitativen Wasserhaushaltsanalyse unter Einbeziehung der raumzeitlichen Dynamik der Interaktion zwischen Oberflächengewässer und der direkt interagierenden Talaue wurde der gekoppelte Ansatz von Wasserhaushalts- und Grundwassermodellierung im abge-

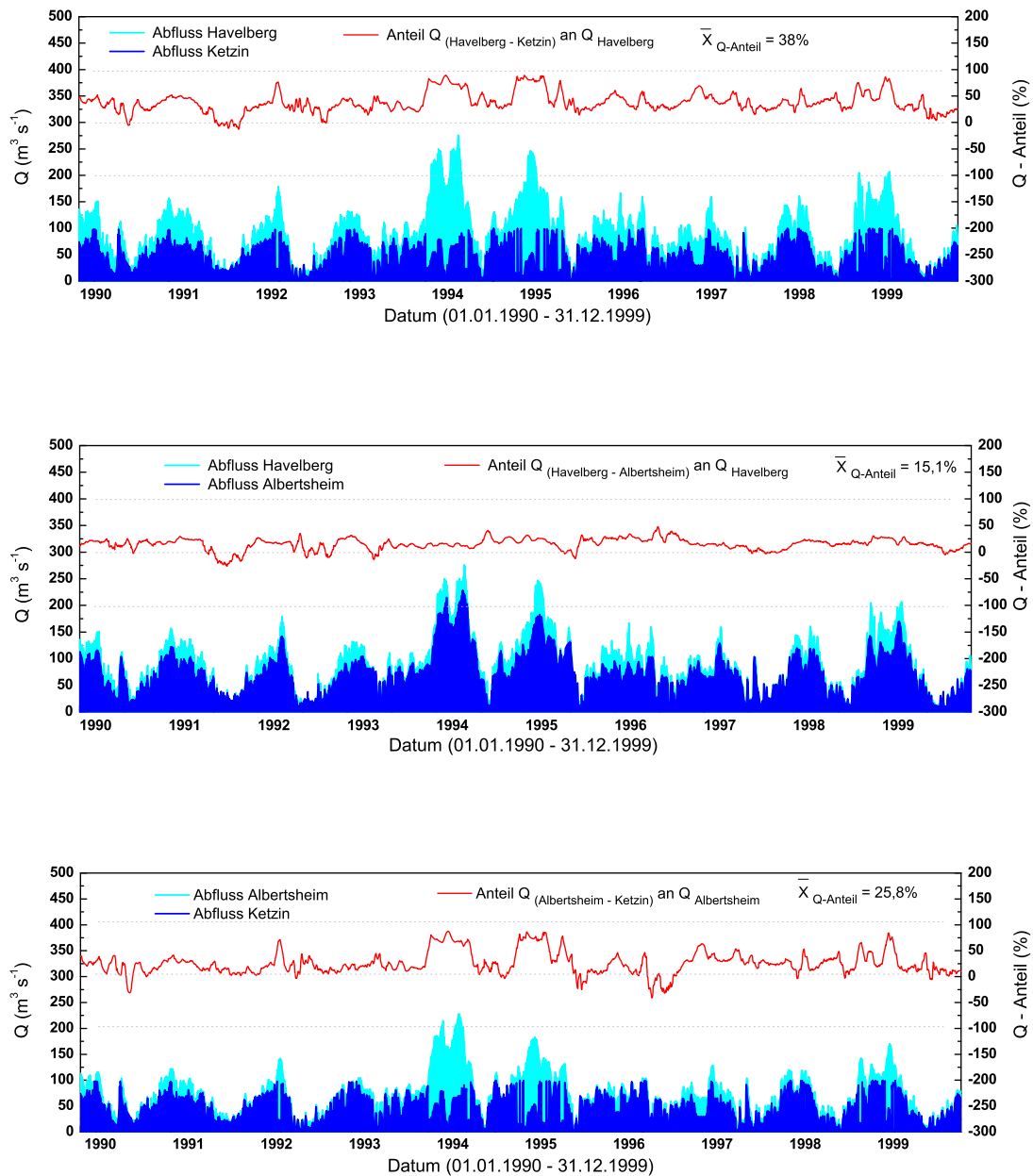


Abbildung 6.23: Anteile der im jeweiligen Teileinzugsgebiet gebildeten Abflüsse am Gesamt-abfluss für das Einzugsgebiet zwischen Pegel Ketzin und Pegel Havelberg (oben), sowie den Teileinzugsgebieten zwischen Pegel Havelberg und Pegel Albertsheim (mittig) und zwischen Pegel Albertsheim und Pegel Ketzin (unten) für den Zeitraum 1990 - 2000

grenzten Eigeneinzugsgebiet der Havel zwischen Potsdam und Garz angewendet. Der Simulationszeitraum erstreckte sich entsprechend der vorangegangenen Simulationen vom 01.01.1988 bis zum 31.12.2000. Es wurde mit eintägigen Modellzeitschrittweiten bei monatlicher Parameterübergabe zwischen beiden Modellen simuliert. Aufgrund der Limitierung der maximalen Zellanzahl im Grundwassermodell mussten die in 50 m Raster vorliegenden Daten auf 250 m Gitterzellen aggregiert werden, was mit einem Verlust an räumlicher Detailliertheit einherging. Hieraus resultieren Ungenauigkeiten vor allem bei der Implementierung von (Grund-)Wasserspiegelgradienten.

6.5.4.1 Grundwasserneubildung

Abbildung 6.24 zeigt die für die 13-jährige Untersuchungsperiode simulierte Grundwasserneubildung im Eigeneinzugsgebiet der Havel.

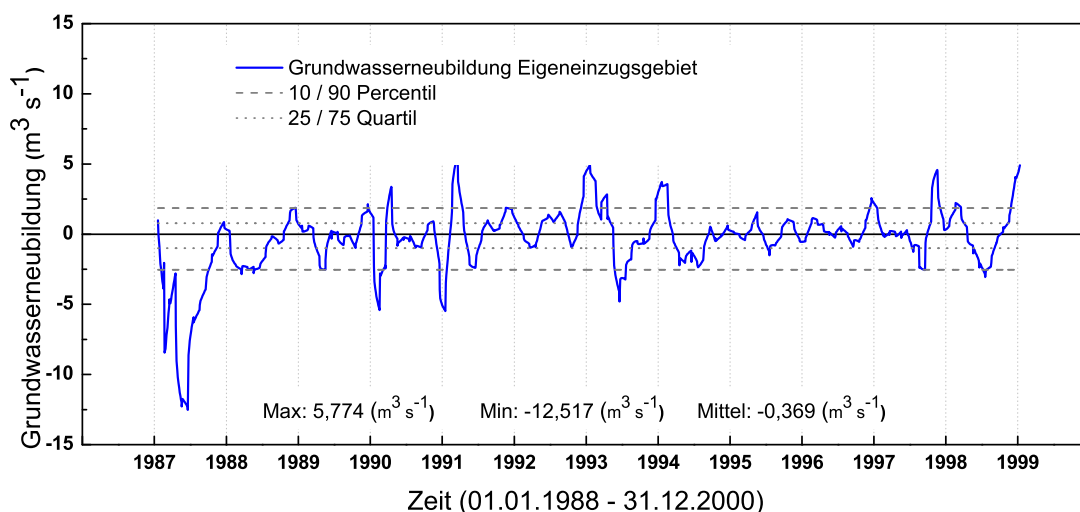


Abbildung 6.24: Simulierte Grundwasserneubildung im Eigeneinzugsgebiet der Havel im Simulationszeitraum 01.01.1988 - 31.12.2000

Erkennbar wird die auf der einen Seite deutlich ausgeprägte zeitliche Dynamik von Grundwasserneubildungs- und Grundwasserzehrphasen, auf der anderen Seite ist die Grundwasserneubildung über den gesamten Zeitraum betrachtet ausgeglichen. Die Grundwasserspeicherdynamik weist eine deutliche saisonale Periodizität auf, welche durch ca. halbjährliche Wechsel von Grundwasserzunahme und Grundwasserabnahme gekennzeichnet ist. Die Grundwasserneubildungsdynamik einzelner Jahre unterscheidet sich deutlich. Während vor allem am Anfang und am Ende des Simulationszeitraums deutliche Schwankungen in der Grundwasserneubildung auszumachen sind, ist die Periode von 1996 - 1998 durch sehr ausgeglichene

Verhältnisse gekennzeichnet. Abbildung B.5, B.6 und B.7 im Abbildungsanhang zeigen deutliche Unterschiede in der innerjährlichen Dynamik der Grundwasserneubildung ausgewählter einzelner Jahre in Abhängigkeit der jeweiligen zeitlichen Niederschlagsverteilungen und Oberflächenwasserstandsverhältnisse. Eine Analyse der über den 13-jährigen Simulationszeitraum gemittelten jährlichen Grundwasserdynamik (Abb. 6.25) verdeutlicht die ausgeprägte Saisonalität der Grundwasserdynamik.

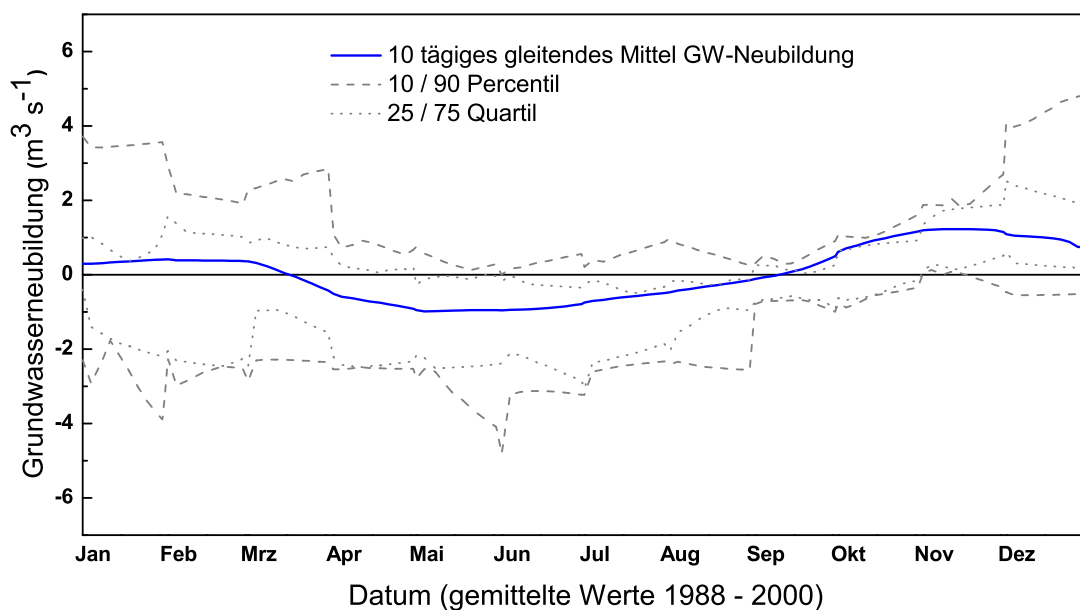


Abbildung 6.25: Mittlere jährliche Dynamik der simulierten Grundwasserneubildungen im Eigeneinzugsgebiet der Havel - gemittelt über den Simulationszeitraum 01.01.1988 - 31.12.2000

Deutlich wird, dass wenngleich die 10 / 90 Perzentile und 25 / 75 Quartile eine starke Streuung der Simulationsergebnisse während des gesamten gemittelten Jahres aufzeigen, dennoch eine mittlere innerjährliche Dynamik festzustellen ist. Diese ist gekennzeichnet von einer von Herbst bis zum Ende des Winters andauernden Grundwasserneubildungsphase, gefolgt von einer Grundwasserzehrphase vom Frühjahr bis zum späten Sommer. Dabei werden im November und Dezember maximale Neubildungsraten von im Mittel ca. $2 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, im Sommer Verlustraten von im Mittel ca. $1,1 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ erreicht.

6.5.4.2 Interaktionen zwischen Oberflächengewässer und Grundwasser

Abbildung 6.26 zeigt die simulierte Dynamik von Grundwasserzuström und -abstrom in Folge von Grundwasser - Oberflächenwasser - Interaktionen für das Eigeneinzugsgebiet der Havel. In

Folge der Tatsache, dass oftmals zeitgleich Grundwasserexfiltration und Oberflächenwasserinfiltration in unterschiedlichen Bereichen des Simulationsgebietes auftreten (Abb. 6.10), müssen die dargestellten Raten als Nettoabstrom bzw. Nettozustrom verstanden werden.

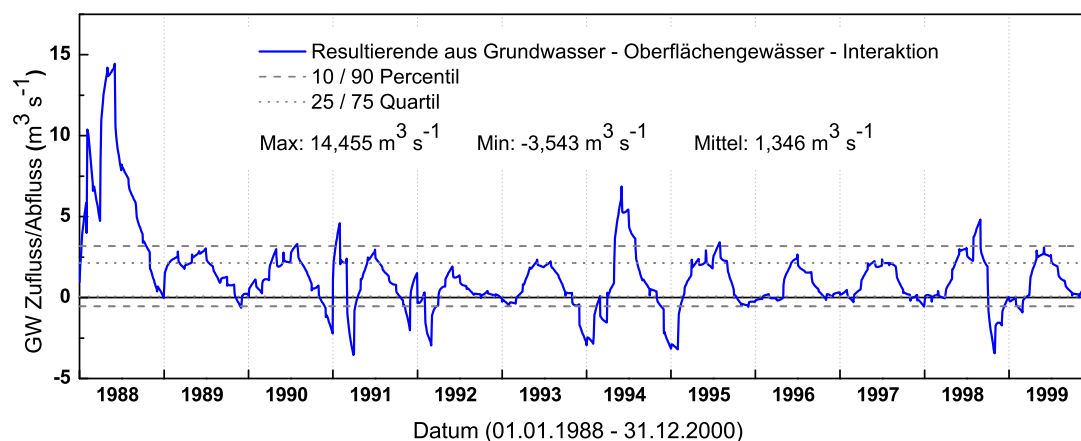


Abbildung 6.26: Simulierter Netto-Austausch zwischen Grundwasser und Oberflächenwasser im Einzugsgebiet der Havel im Simulationszeitraum 01.01.1988 - 31.12.2000; positive Werte kennzeichnen Abfluss von Grundwasser ins Oberflächengewässer, negative Werte bedeuten Oberflächenwasserzustrom ins Grundwasser

Es wird deutlich, dass ebenso wie die Dynamik der simulierten Grundwasserneubildung (Abb. 6.24) auch die Dynamik von simuliertem Grundwasserzustrom und -abstrom als Folge der Interaktionsdynamik zwischen Grundwasser und Oberflächengewässer periodische saisonale Schwankungen aufweist. Die Unterschiede in der saisonalen Dynamik sind geringfügig ausgeglichener als die zwischenjährigen Schwankungen der Grundwasserneubildung. Die Dynamik der Amplituden der maximalen Abstrom- und Zustromraten ist während des Simulationszeitraums weitgehend stationär. Auffällig ist, dass während der Periode 1996 - 1998 nahezu kein effektiver Zustrom von Oberflächenwasser ins Grundwasser, sondern nur Grundwasserabfluss in die Vorflut stattfand. Abbildung B.4 im Abbildungsanhang zeigt, dass die Ursache hierfür vor allem in den unter dem Mittel liegenden Oberflächenwasserständen während dieses Zeitraums liegt. Unterschiede in der inneranuellen Austauschdynamik zwischen Grundwasser und Oberflächengewässer einzelner Jahre des Simulationszeitraums resultieren ebenso wie bei der Grundwasserneubildung (Abb. B.5, B.6, B.7) aus der zeitlichen Variabilität von Niederschlägen und Oberflächenwasserstandsdynamik. Betrachtet man auch für die Austauschraten zwischen Grund- und Oberflächenwasser die mittlere, über den 13-jährigen Zeitraum simulierte, innerjährliche Dynamik (Abb. 6.27), so zeigt sich, dass es im Mittel nur während der Monate November und Dezember zu Grundwasserneubildung durch Oberflächenwasserzustrom

kommt.

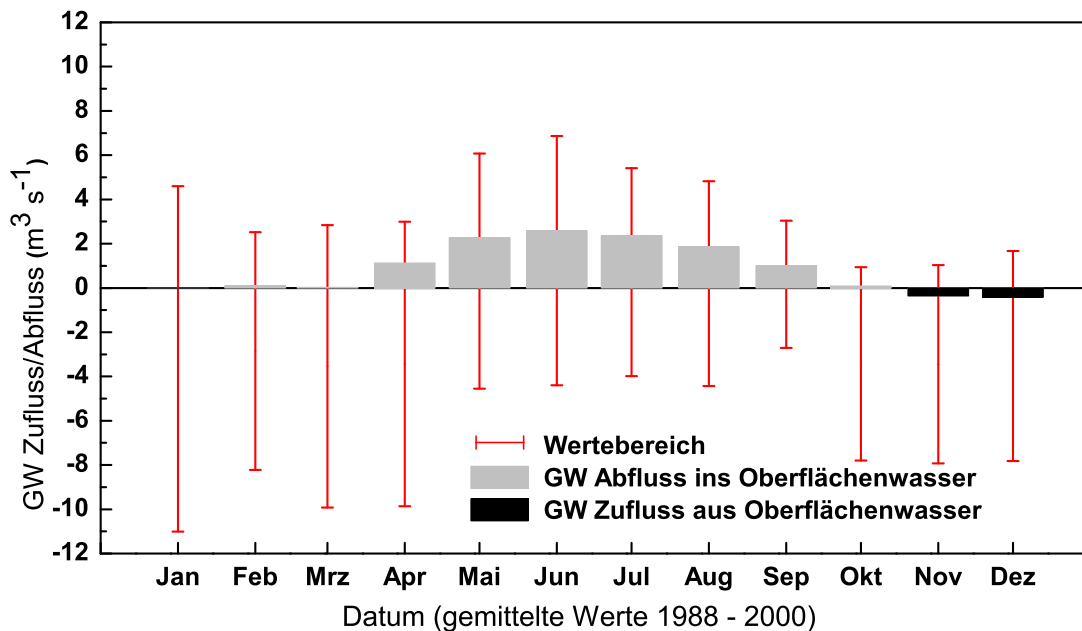


Abbildung 6.27: Mittlere jährliche Dynamik des simulierten Austauschs zwischen Grundwasser und Oberflächenwasser im Eigeneinzugsgebiet der Havel - gemittelt über den Simulationszeitraum 01.01.1988 - 31.12.2000; positive Werte kennzeichnen Abfluss von Grundwasser ins Oberflächengewässer, negative Werte Oberflächenwasserzustrom ins Grundwasser

Die Sommermonate sind im Mittel durch effektiven Abstrom von Grundwasser in die Vorflut gekennzeichnet. Die Verhältnisse im Zeitraum von Januar bis März sind im Mittel relativ ausgeglichen, was nicht heißt, dass es während dieses Zeitraums weder zu Zu- noch zu Abflüssen zum bzw. vom Grundwasser kommt. Grund für das Herausmitteln ist vielmehr die schon in Kapitel 6 gezeigte räumliche Dynamik zeitgleich an verschiedenen Orten auftretender Grundwasserexfiltration und Oberflächenwasserinfiltration. Unter Berücksichtigung des Wertebereichs der Interaktion innerhalb der einzelnen Monate wird deutlich, dass es zum gleichen Zeitpunkt während unterschiedlicher Jahre zu diametral verlaufenden Flüssen kommt und diese gegenläufigen Tendenzen sich im Mittel ausgleichen.

Neben dem Einfluss der Oberflächengewässerdynamik auf den Gebietswasserhaushalt wurde ebenso der Einfluss der Prozesse im direkten Interaktionsraum zwischen Fluss und Einzugsgebiet auf den Abfluss in der Hauptvorflut Havel analysiert. Hierfür wurde der im gesamten Einzugsgebiet zwischen Potsdam und Garz gebildete Abfluss aus der Differenz der zwischen Oberpegel und Unterpegel gemessenen Abflusswerte berechnet. Diesem sind in Abbildung 6.28

der für das Eigeneinzugsgebiet simulierte Grundwasserabfluss in die Vorflut sowie die Verluste aus dem Oberflächengewässer ins Grundwasser gegenübergestellt.

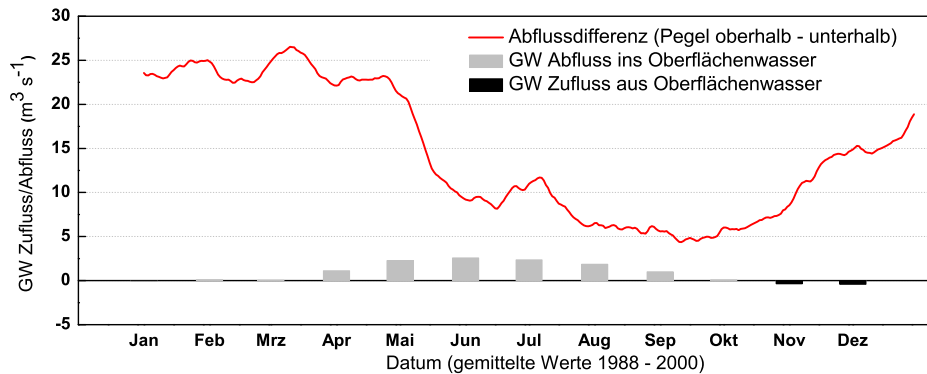


Abbildung 6.28: Anteil des mittleren im Eigeneinzugsgebiet der Havel zwischen Ketzin und Garz (OP) gebildeten Abflusses im Vergleich zum Gesamtabfluss, welcher zwischen beiden Pegeln gebildet wird (inkl. Zuflüsse) gegeben durch die Abflussdifferenz aus Pegel Unterlauf - Pegel Oberlauf

Es zeigt sich, dass der Grundwasserzustrom aus dem Eigeneinzugsgebiet vor allem während der Niedrigabflussphasen in sommerlichen Trockenperioden einen bedeutenden Anteil am im Gesamtgebiet gebildeten Abfluss ausmacht. Abbildung 6.29 zeigt die zeitliche Dynamik des prozentualen Anteils des Basisabflusses für gemittelte Monatswerte.

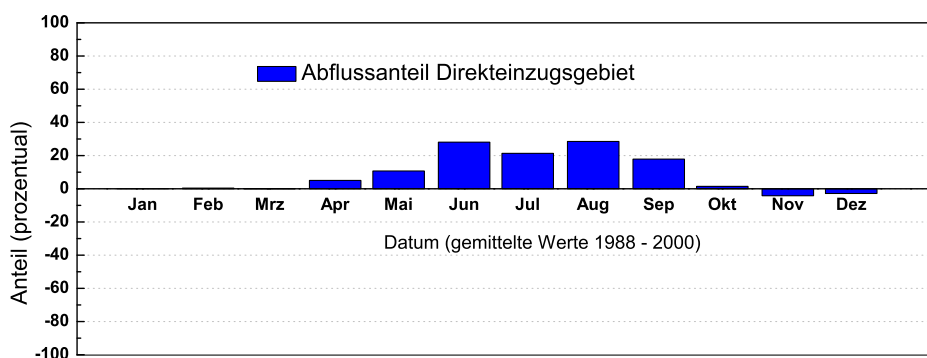


Abbildung 6.29: Prozentualer Anteil des mittleren im Eigeneinzugsgebiet der Havel zwischen Ketzin und Garz (OP) gebildeten Abflusses im Vergleich zum Gesamtabfluss, welcher zwischen beiden Pegeln gebildet wird (inkl. Zuflüsse) als Abflussdifferenz aus Pegel Unterlauf - Pegel Oberlauf

Wenngleich der Basisabflussanteil aus dem Eigeneinzugsgebiet während der Winterperiode von Herbst bis Frühjahr im Mittel keinen bedeutenden Einfluss auf den Gesamtabfluss hat, so nimmt der Anteil während der Sommermonate auf bis zu 30 % zu. Dies unterstreicht die Bedeutung der Interaktionsprozesse in der Talaue für deren Wasserhaushalt.

6.6 Diskussion der Ergebnisse der Wasserhaushaltssimulationen

Die in Kapitel 6 gezeigten Simulationsergebnisse belegen die erfolgreiche Anwendung des auf der Kopplung von Grundwassermodellierung und Wasserhaushaltsmodellierung basierenden Modellkonzepts IWAN, welches die prozessadäquate Simulation der Wasserhaushaltsdynamik in Flachlandeneinzugsgebieten realisiert. Das vorgestellte, auf der Adaption topographisch bedingter Prozessansätze und der Implementierung lateraler Grundwasserprozesse beruhende Modellkonzept konnte erfolgreich auf verschiedenen Skalen angewandt werden. Grundsätzlich ist das IWAN Modellkonzept auf ähnlich grundwasserbeeinflusste Tieflandeneinzugsgebiete übertragbar. Allerdings ergeben sich aufgrund konzeptioneller Grenzen des Ansatzes zur Beschreibung des Wasserhaushalts (Kap. 6.6.1) sowie aufgrund hoher Anforderungsstandards an die zugrunde liegenden Geländedaten (Kap. 6.6.2) Einschränkungen in der Anwendbarkeit des Modellkonzepts.

6.6.1 Limitierung der Anwendung des TOPMODEL-Ansatzes in Flachlandeneinzugsgebieten

Grundvoraussetzung für die Übertragung und Anwendbarkeit des IWAN-Modellkonzepts für weitere Tieflandauen und grundwasserbeeinflusste Einzugsgebiete ist die Existenz eines Mindestmaßes an struktureller und topographischer Heterogenität im Einzugsgebiet. Diese Anforderung resultiert aus der Tatsache, dass weite Teile der Wasserhaushaltsmodellierung im Modellkonzept auf einer Erweiterung des TOPMODEL-Ansatzes [Beven and Kirkby, 1979; Beven *et al.*, 1995] basieren (Kap. 5). Die Definition des Topographischen Index (Glg. 5.1), als ein Maß für die Neigung einer Fläche zur Sättigung in Abhängigkeit von ihrer Hangneigung und der Anzahl der in sie entwässernden oberliegenden Zellen legt nahe, dass der Anwendungsbereich des Ansatzes die Existenz eines Mindestmaßes an topographischer Variabilität erfordert. Dies wiederum ist in Flachlandeneinzugsgebieten naturgegeben nur eingeschränkt vorauszusetzen.

Die im Modell WASIM berechnete mittlere Bodenfeuchte wird anhand der räumlichen Verteilung des lokalen Sättigungsdefizits distribuiert. Die dabei ausschlaggebende Sättigungsde-

fizitsdifferenz zwischen zwei benachbarten Zellen wird durch die räumliche Variabilität von Einzugsgebietsgrößen, Hangneigungen und durch die Transmissivitäten determiniert. Um beurteilen zu können, ob die strukturelle Heterogenität eines Einzugsgebiets zur Verteilung der Flächenfeuchte genügt, ist es notwendig, die flächenhafte Variabilität der auf der Basis der lokalen Topographischen Indizes konditionierten Sättigungsdefizite zu analysieren. Die Sättigungsdefizitsdifferenz ΔSD zweier benachbarter Zellen A und B ergibt sich entsprechend Gleichung 6.2, 6.3, 6.4, 6.5:

$$\begin{aligned}\Delta SD &= SD_{i,A} - SD_{i,B} \\ &= \left[SD_m - m \left(\ln \frac{\alpha_A}{T_A \cdot \tan \beta_A} - \gamma \right) \right] \\ &\quad - \left[SD_m - m \left(\ln \frac{\alpha_B}{T_B \cdot \tan \beta_B} - \gamma \right) \right]\end{aligned}\quad (6.2)$$

$$\begin{aligned}\Delta SD &= S_{i,A} - S_{i,B} \\ &= m \cdot \ln \left(\frac{\alpha_B}{\tan \beta_B \cdot T_B} \right) \\ &\quad - m\gamma - m \cdot \ln \left(\frac{\alpha_A}{\tan \beta_A \cdot T_A} \right) + m\gamma\end{aligned}\quad (6.3)$$

$$\Delta SD = m \cdot \left[\ln \frac{\alpha_B}{\tan \beta_B \cdot T_B} - \ln \frac{\alpha_A}{\tan \beta_A \cdot T_A} \right]\quad (6.4)$$

$$\Delta SD = m \cdot \ln \left(\frac{\alpha_B}{\alpha_A} \cdot \frac{\tan \beta_A}{\tan \beta_B} \cdot \frac{T_A}{T_B} \right)\quad (6.5)$$

Dies bedeutet, es besteht eine Abhängigkeit des Gradienten des Sättigungsdefizits benachbarter Zellen vom, durch den Rezessionsparameter m skalierten Logarithmus der Verhältnisse zwischen korrespondierenden Einzugsgebietsgrößen und Transmissivitäten sowie dem inversen Verhältnis der entsprechenden Hangneigungen.

Vor der Anwendung des IWAN-Modellkonzepts für die Talauenlandschaften der Havel galt es zu prüfen, inwieweit der Ansatz zur Verteilung der Flächenfeuchte anhand des Topographischen Indexes unter den gegebenen Bedingungen im Untersuchungsgebiet gelten konnte. Abbildung 6.30 zeigt die flächenhafte Verteilung des berechneten Topographischen Index für das

Einzugsgebiet der „Unteren Havel Niederung“.

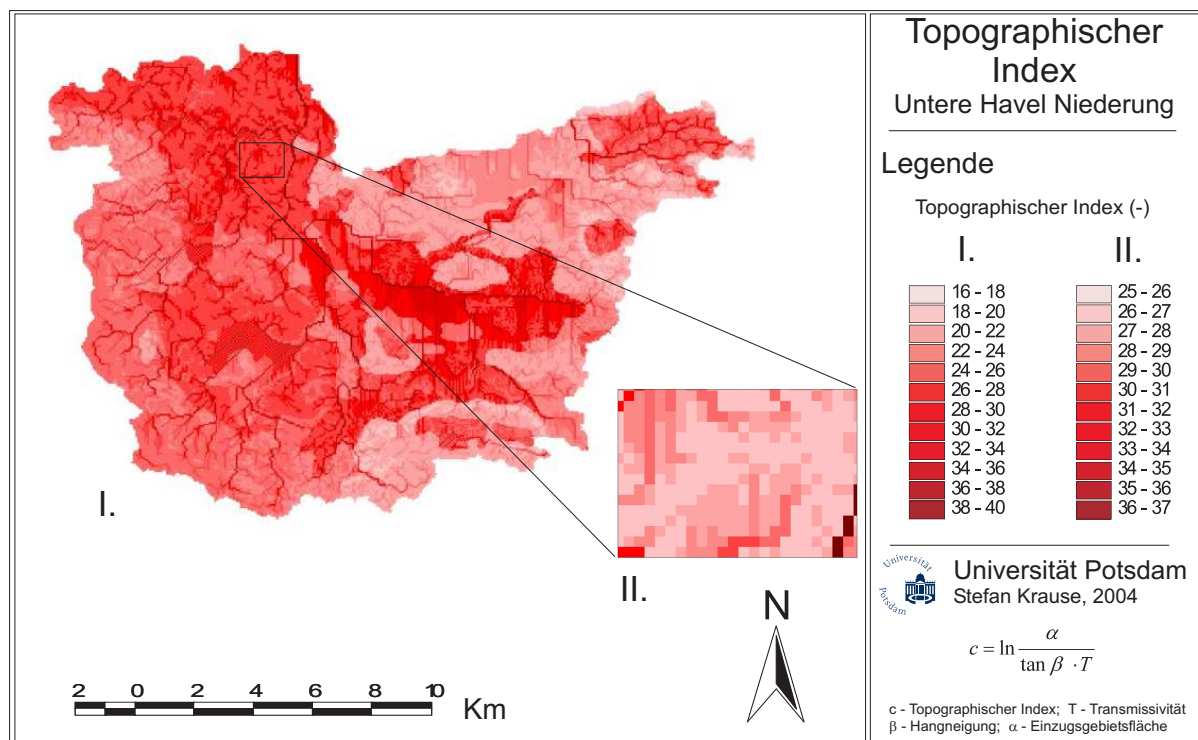


Abbildung 6.30: Verteilung des Topographischen Index im Einzugsgebiet „Untere Havel Niederung“

Deutlich wird eine starke Differenzierung zwischen den Hangbereichen (niedrige Werte - geringe Sättigungsneigung) und der Aue (hohe Werte - große Sättigungsneigung). Der Wertebereich im gesamten Untersuchungsgebiet erstreckt sich von ca. 16 bis 40. Allerdings weisen auch die Flächen in der relativ ebenen Tieflandaue eine deutliche Variabilität der topographischen Indizes auf (Detail in Abb. 6.30). Auch in den zentralen Talauenbereichen, in welchen die Werte des Topographischen Index zwischen ca. 25 bis 37 schwanken, variiert der topographische Index benachbarter Zellen im Mittel um 0,5 - 1. Es ergibt sich somit trotz der generell sehr hohen Sättigungsneigung respektive der geringen Sättigungsdefizite der Tieflandflächen eine ausreichend heterogene Strukturierung des topographischen Index, welche eine flächenhafte Verteilung der Bodenfeuchte auch in den relativ homogen reliefierten Talauenbereichen dieses Einzugsgebietes ermöglicht. Wenngleich also die Verteilung des Topographischen Index in der Talaue bezogen auf die Variabilität im gesamten Einzugsgebiet relativ homogen ist, so ist die Heterogenität der Sättigungsneigungen der Zellen in der Talaue dennoch groß genug, um eine Anwendung des TOPMODEL - Ansatzes für dieses Flachlandinzugsgebiet zu rechtfertigen.

Die räumliche Heterogenität des Boden-Topographischen Indexes und sukzessive des lokalen Sättigungsdefizits ist eine Funktion der Hangneigungs-, Einzugsgebiets- und /oder Transmissi-

vitätsquotienten benachbarter Zellen. Das räumliche Muster des Sättigungsdefizits kann dabei auf der Heterogenität einzelner Faktoren dieser Dreiermatrix oder auf deren Kombination basieren. Die im Untersuchungsgebiet „Untere Havel Niederung“ berechneten Hangneigungen der Rasterzellen schwanken zwischen 5 - 20 % in den am Einzugsgebietsrand gelegenen Moränenbereichen und ≤ 4 % in der Talau (Abb. C.2 im Kartenanhang). Wenngleich der Wertebereich der Hangneigungen im gesamten Untersuchungsgebiet eine stärkere Heterogenität vermuten lässt, so zeigt die Analyse des Hangneigungsvariogramms (Abb. 6.31, oben), dass die Mehrzahl der Zellen (vor allem innerhalb der Talau) nur geringe Hangneigungen, also eine eher homogene Struktur aufweisen. Die wenigen Zellen höherer Hangneigung beschränken sich fast ausschließlich auf die Randbereiche des Untersuchungsgebiets.

Die Analyse der Einzugsgebietsgrößen im Sinne von spezifischer Fließakkumulation (oberliegende Zellen, welche in die entsprechende Zelle entwässern) zeigt, dass spezifische Einzugsgebiete selten die Größe von 100 Zellen übersteigen (Abb. 6.31, unten). Unter Beachtung der logarithmischen Ordinalskala wird deutlich, dass der weitaus größere Anteil der Teileinzugsgebiete Einzugsgebietsgrößen von bis zu 100 Zellen erreicht. Die Größe dieser kleinen Teileinzugsgebiete ist bedingt durch die defizilen Drainagestrukturen sehr variabel, was auf der Tatsache beruht, dass Teileinzugsgebiete innerhalb des Untersuchungsgebiets nicht alleinig aus der Fließakkumulation, sondern zusätzlich auch aus dem Einfluss der räumlich äußerst dichten artifiziiellen Drainagestrukturen resultieren. Vergleicht man das Flächenmuster der errechneten lokalen Topographischen Indizes (Abb. 6.30) mit der räumlichen Verteilung der Transmissivitäten T_0 , welche sich als Produkt aus hydraulischer Leitfähigkeit (Abb. C.3 im Kartenanhang) und Mächtigkeit der Bodensäule definieren, so wird der besonders starke Einfluss des räumlichen Musters der hydraulischen Leitfähigkeiten der Böden deutlich. Diese schwanken im Einzugsgebiet zwischen $3,5 \cdot 10^{-7}$ und $2,6 \cdot 10^{-4} \text{ms}^{-1}$, stellt also die vom Wertebereich variabelste Eingangsgröße dar (Abb. 6.31, mittig).

Zusätzlich wird für die Berechnung des lokalen Sättigungsdefizits aus dem Topographischen Index entsprechend Gleichung 6.5 der Rezessionsparameter m genutzt, um den Einfluss dieser multifaktoriellen Matrix zu gewichten und zu steuern. Der für den Rezessionsparameter m verwendete Wertebereich im Modellgebiet liegt zwischen 0,018 - 0,24. Wie die Analyse der Parameter belegt, ist die Verwendung des auf dem Boden-Topographischen Index basierenden Ansatzes zur Verteilung der Flächenfeuchte in der „Unteren Havel Niederung“ aufgrund der ausreichenden Variabilität der beschreibenden Parameter gerechtfertigt.

Es bleibt abschließend festzuhalten, dass vor der Anwendung des beschriebenen Ansatzes in weiteren Einzugsgebieten zu testen ist, ob aus der Verteilung der Eingangsdaten eine räumliche Heterogenität von Topographischem Index und Sättigungsdefizit resultiert, welche die Anwendung topographiebasierter Ansätze zur Verteilung der Flächenfeuchte rechtfertigt und die adä-

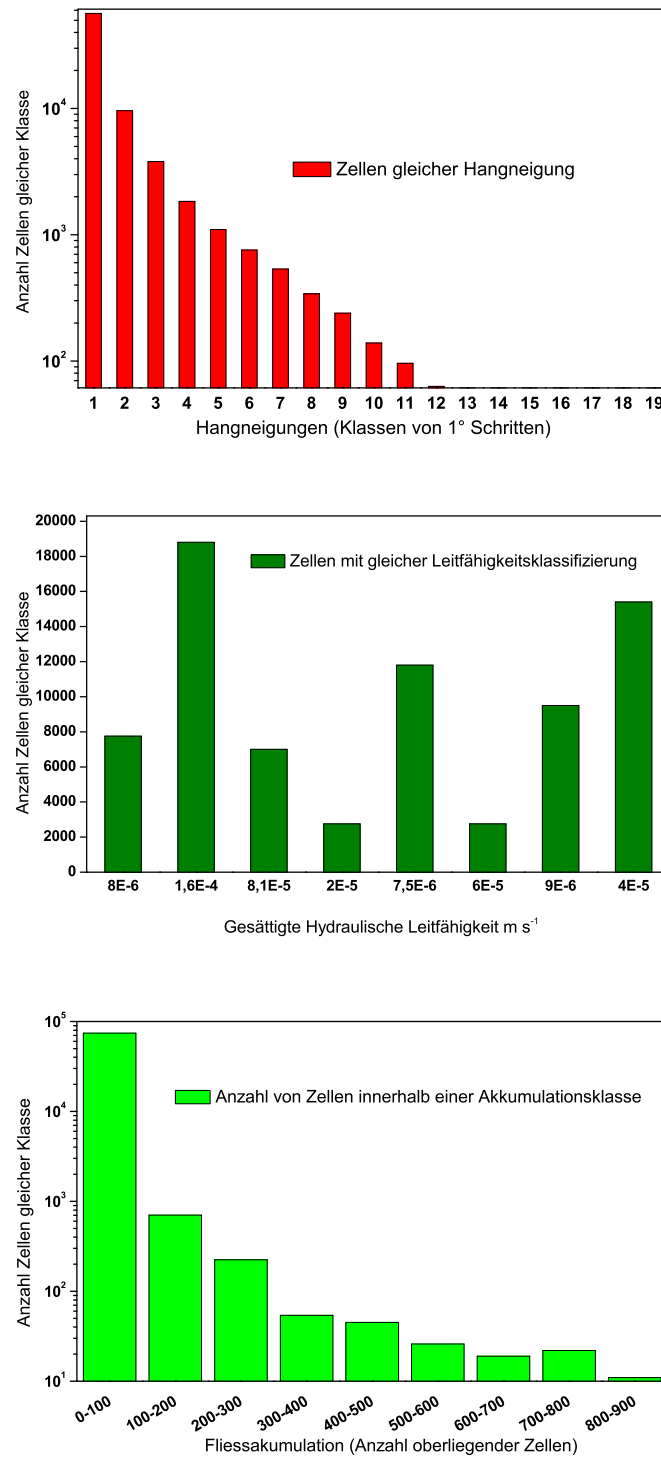


Abbildung 6.31: Variogramme der Hangneigungen (oben) und der gesättigten hydraulischen Leitfähigkeiten der Böden (mittig) sowie der Fließakkumulation (unten) im Einzugsgebiet „Untere Havel Niederung“

quate Reflektion hydrologischer Prozesse in diesem Einzugsgebiet garantiert.

6.6.2 Grenzen der verwendeten digitalen Datengrundlagen

Eine weniger konzeptionelle als operationelle Einschränkung der Verwendung eines topographiebasierten Modellansatzes für Wasserhaushaltssimulationen in Flachland Einzugsgebieten besteht in der oft unzureichenden Qualität und vertikalen Auflösung der zur Verfügung stehenden Digitalen Höhenmodelle. Für das zwei Bundesländer übergreifende Untersuchungsgebiet standen flächendeckend Höhenmodelle im 25 m Raster zur Verfügung. Diese wurden durch photogrammetrische Stereoauswertung von Luftbildern und Digitalisierung von Isolinien und markanter Punkte aus der Topographischen Karte 1:10000 (TK10) durch die Landesvermessungsämter erzeugt. Zwar ist die vertikale Auflösung der Daten mit 1 cm sehr genau, allerdings können Fehler von bis zu +/- 2m auftreten. Eine genaue Berechnung von (Teil-)Einzugsgebietsgrenzen, Topographischem Indizes und weiteren topographischen Sekundärparametern (Fließakkumulation, Fließrichtungen etc.) ist auf Basis dieser Daten nur eingeschränkt möglich. Aus diesem Grund wurden die Höhendaten z.T. nachdigitalisiert (Deiche, Meliorationsgräben), und das Höhenmodell anhand von bestehenden Messpunktdaten verifiziert und gegebenenfalls verändert. Das so entstandene Höhenmodell zeigt sich sowohl für die Berechnung des Topographischen Index, als auch für die GIS - basierte Einzugsgebietsberechnung geeignet. Die Berechnung der Einzugsgebiets- und Teileinzugsgebietsgrenzen erfolgte automatisch unter Verwendung von Routinen aus AVSWAT [Di Luzio *et al.*, 2002] bzw. CRWR-PrePro [Olivera and Maidment, 1999] und TOPOFACT [Schulla, 1999]. Aufgrund der zum Teil interpolationsbedingten Fehler des Digitalen Höhenmodells, aber auch weil vielfach Drainagestrukturen entgegen dem umliegenden oberflächigen Geländegefälle entwässern, wurden die automatisch generierten Teileinzugsgebiete nachfolgend korrigiert. Vor allem die Berücksichtigung artifizierlicher Kleingewässer ist eine notwendige Voraussetzung zur korrekten Delineation der (Teil-)Einzugsgebietsgrenzen. Einen großen Qualitätssprung garantieren die in Teilen des Einzugsgebiets bereits erfolgten Laserscan - Geländeüberfliegungen, welche wesentlich zu Verbesserung der vertikalen Auflösung der Geländemodelle und damit zur genaueren Definition von Randbedingungen beitragen.

Kapitel 7

Szenariensimulationen Wasserhaushalt

7.1 Landnutzungsszenarien

Hauptziel des BMBF-Forschungsprojektes „Bewirtschaftungsmöglichkeiten in Einzugsgebiet der Havel“, in dessen Rahmen ein Großteil der hier vorgestellten Arbeiten stattfand, ist die Entwicklung von Methoden zur Verbesserung der Wasserqualität und Gewässergüte sowie die Stabilisierung des Wasserhaushalts im Einzugsgebiet. Die Zielvorstellungen lehnen sich an die Forderungen der Europäischen Wasserrahmenrichtlinie (WRRL, 2000/60/EG) an, welche proklamiert, dass bis zum Jahr 2015 Oberflächen- und Grundwasser einen guten ökologischen Zustand aufweisen müssen (Artikel 4,a,ii und 4,b,ii). Dabei erweist sich u. a. die Einigung und Festlegung von Zielvorstellungen des Wasserhaushalts als schwierig. Zum Teil diametrale Nutzungsansprüche verschiedener Interessengruppen im Untersuchungsgebiet betreffen sowohl die zeitliche Variabilität der Wasserverfügbarkeit als auch die raumzeitliche Variabilität gesättigter Flächenanteile in der Flussaue sowie die Kontrolle der Grundwasserflurabstände in Abhängigkeit der jeweiligen Landnutzungsmethoden (Kap. 1).

Es existieren divergierende Vorstellungen über geeignete Managementmaßnahmen und deren Wirkungen auf Wasserqualität und Wasserhaushalt. Die sich aus unterschiedlichen Nutzungsansprüchen ergebenden Konflikte werden zusätzlich verstärkt durch oftmals ungenügende Kenntnis über die Auswirkungen spezifischer Managementmaßnahmen. Es ist das Ziel der Szenariensimulationen, den Einfluss verschiedener Managementstrategien auf den Wasserhaushalt und die Grundwasserdynamik qualitativ und quantitativ zu beschreiben. Hierdurch soll die Möglichkeit gegeben werden, die Wirkung einzelner Managementmaßnahmen oder Maßnahmenbündel auf den Wasserhaushalt einschätzen zu können.

7.1.1 Erstellung der Szenarien

Voraussetzung für die Analyse des Einflusses und der Relevanz verschiedener Managementoptionen ist die Definition des „Guten Zustands“ für diskrete Flussabschnitte [Schönfelder *et al.*, 2002]. Die Erstellung der einzelnen Landnutzungsszenarien erfolgte durch Jacobs am Lehrstuhl für Landschaftsplanung an der Universität Potsdam [Jacobs and Jessel, 2003; Krause *et al.*, 2004]. Zur Bündelung der Maßnahmen in verschiedenen Komplexszenarien werden die einzelnen Managementoptionen in Managementstrategien zusammengefasst. Die Strategien wiederum beziehen sich nicht nur auf den jeweiligen Flussabschnitt sondern ebenso auf das mit dem Abschnitt korrespondierende Einzugsgebiet. Bei der Erstellung der Managementstrategien sollen folgende Aspekte berücksichtigt werden:

- der Einfluss diffuser (meist landwirtschaftlicher) Quellen auf die Nährstoffkonzentrationen im Gewässer und damit sukzessive auf die Gewässerqualität,
- der Landnutzungseinfluss auf die Grundwasserneubildung und Grundwasserverfügbarkeit,
- Ansprüche von Schutzgebieten an Wasserqualität und Quantität,
- die Bedeutung von perreniell periodisch überstauten Feuchtgebieten für den Naturschutz sowie
- Wasserrückhalt während Feuchtperioden zur möglichen Abflussaufhöhung in Trockenperioden.

Als Voraussetzung für die zu erstellenden Szenarien galt, dass diese nur sinnvolle („realistische“) Entwicklungen berücksichtigen sollten. Dies bedeutet, dass nur Landnutzungsänderungen berücksichtigt werden, welche den momentan rechtlichen und technischen Möglichkeiten entsprechen. Um die Akzeptanz bei den unterschiedlichen Interessengruppen im Einzugsgebiet zu sichern, sollten sie verständlich und transparent gehalten werden. Die Verortung der Landnutzungsänderungen, welche auf verbal deskriptiven Umsetzungsregeln beruhen, basiert auf einer vorhergehenden landschaftsökologischen Analyse des Untersuchungsraums. Die Ausweisung von räumlich differenzierten Entwicklungspotenzialen zu einer nachhaltigen Nutzung stützt sich dabei auf eine Analyse der sogenannten Landschaftsfunktionen (z.B. Erosionsresistenz, Grundwasserschutz, Abflussregulierung), naturräumlicher und administrativer Daten (Schutzgebietsgrenzen) [Jacobs and Jessel, 2003].

7.1.2 Implementierung der Szenarien

Aus den einzelnen Managementoptionen wurden alternative Managementstrategien entwickelt, welche in den 4 Szenarien

- „Aktueller Trend“,
- „Gute fachliche Praxis“,
- „Bestmögliche Wasserqualität“ sowie
- „Bestmöglicher Naturschutz“

zusammengefasst wurden [Jacobs and Jessel, 2003; Krause *et al.*, 2004]. Diese basieren auf unterschiedlichen Zielvorstellungen und erstrecken sich über die gesamte Spannweite der möglichen Managementstrategien von sehr geringen bis hinzu intensiven Eingriffen.

- **Aktueller Trend:** Die Tendenz der aktuellen Landnutzung wird sich fortsetzen unter Berücksichtigung der weiteren Existenz der aktuell bestehenden politischen Rahmenbedingungen.
- **Gute fachliche Praxis:** Forciert wird eine Landnutzung, welche sich am existierenden nationalen und europäischen Recht in Land- und Forstwirtschaft orientiert. Das Bundesnaturschutzgesetz (§ 5) beschreibt die Anforderungen der „Guten fachlichen Praxis“ an die Forst- und Landwirtschaft ausführlich. Die Landnutzungsformen werden hinsichtlich der sparsamen Applikation von Mineraldünger und des Einsatzes bodenschonender Maßnahmen und der Umsetzung der Naturschutzgebietsverordnungen optimiert.
- **Bestmögliche Wasserqualität:** Alle Managementoptionen sind nach dem vorrangigen Ziel der Verbesserung der Gewässergüte ausgerichtet. Hierbei werden substantielle Zielkonflikte zwischen unterschiedlichen Stakeholdern aber auch die Inkonsistenz verschiedener Ziele der gleichen Stakeholder (z.B. Verbesserung der Gewässergüte vs. Artenschutz im Bereich des Naturschutzes) deutlich. Die konkreten Umsetzungsregeln basieren auf verschiedenen rechtlichen und technischen Dokumenten [Wasser, 2002; Frielinghaus and Winnige, 2000; LUA-Brandenburg, 1997; MELF/MUNR-Steuergruppe, 1996].
- **Bestmöglicher Naturschutz:** Ziele und Anforderungen des Ressourcenschutzes finden maximale Berücksichtigung (z.B. Feuchtgebiets- und Grundwasserschutz, Erosionsschutz, Naturschutz). Die finanzielle Umsetzbarkeit technischer Maßnahmen wie auch deren Akzeptanz werden nicht berücksichtigt.

Zusätzlich wurden in allen 4 Szenarien folgende, auf externen Einflüssen basierende Landnutzungsänderungen berücksichtigt:

- Entwicklung der Siedlungsfläche,
- Entwicklung von Brachland auf Minderertragsflächen unter Agrarnutzung und

- Waldentwicklung auf Flächen welche nicht mehr unter Nutzung stehen (ehem. Truppenübungsplätze).

Die aus den beschriebenen Zielvorstellungen resultierenden 4 Landnutzungsänderungsszenarien sind in Abbildung 7.1, 7.2, 7.3 und 7.4 dargestellt. Tabelle 7.1 zeigt die Verteilung der Flächenanteile einzelner Landnutzungsklassen der Szenarien im Vergleich zu den aktuellen Landnutzungsbedingungen.

Tabelle 7.1: Flächenanteile einzelner Landnutzungstypen der Landnutzungsszenarien im Vergleich zu den aktuellen Bedingungen in m^2 und prozentualen Anteilen

Landnutzung	Aktuelle Bedingungen	Szenario 1	Szenario 2	Szenario 3	Szenario 4
Oberflächengewässer	4.44 (100%)	4.18 (93.93%)	4.14 (93.14%)	4.18 (93.93%)	4.14 (93.14%)
Siedlung	4.09 (100%)	4.12 (100.73%)	4.12 (100.73%)	4.12 (100.73%)	4.12 (100.73%)
Laubwald	8.36 (100%)	15.19 (181.64%)	8.39 (100.29%)	16.06 (192.05%)	8.39 (100.29%)
Nadelwald	36.53 (100%)	21.05 (57.61%)	30.61 (83.76%)	5.51 (15.08%)	18.62 (50.95%)
Mischwald	15.87 (100%)	31.47 (198.24%)	21.86 (137.71%)	44.38 (279.59%)	33.85 (213.23%)
Landwirtschaft (extensiv)	4.72 (100%)	24.51 (519.16%)	1.55 (32.87%)	13.83 (293.01%)	17.35 (367.44%)
Landwirtschaft (intensiv)	48.92 (100%)	12.66 (25.87%)	44.92 (91.82%)	10.47 (21.40%)	48.46 (99.06%)
Grünland (intensiv)	32.87 (100%)	46.59 (141.73%)	53.77 (163.57%)	53.94 (164.06%)	21.51 (65.43%)
Grünland(extensiv)	21.58 (100%)	2.99 (13.84%)	2.99 (13.84%)	2.99 (13.84%)	2.99 (13.84%)
Wald Strauch Heide	10.11 (100%)	15.61 (145.34%)	9.24 (91.32%)	30.75 (304.08%)	12.6 (124.60%)
Brache	0.74 (100%)	9.89 (1341.02%)	6.68 (905.08%)	2.03 (275.59%)	16.23 (2201%)

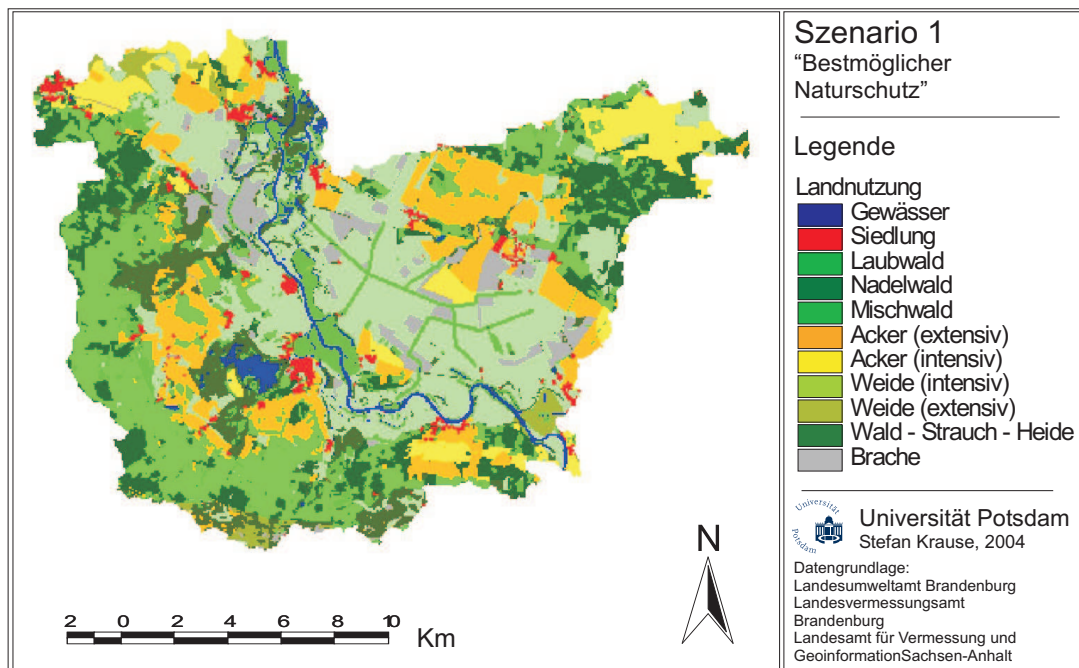


Abbildung 7.1: Muster der Landnutzungsverteilung für Szenario 1 „Bestmöglicher Naturschutz“

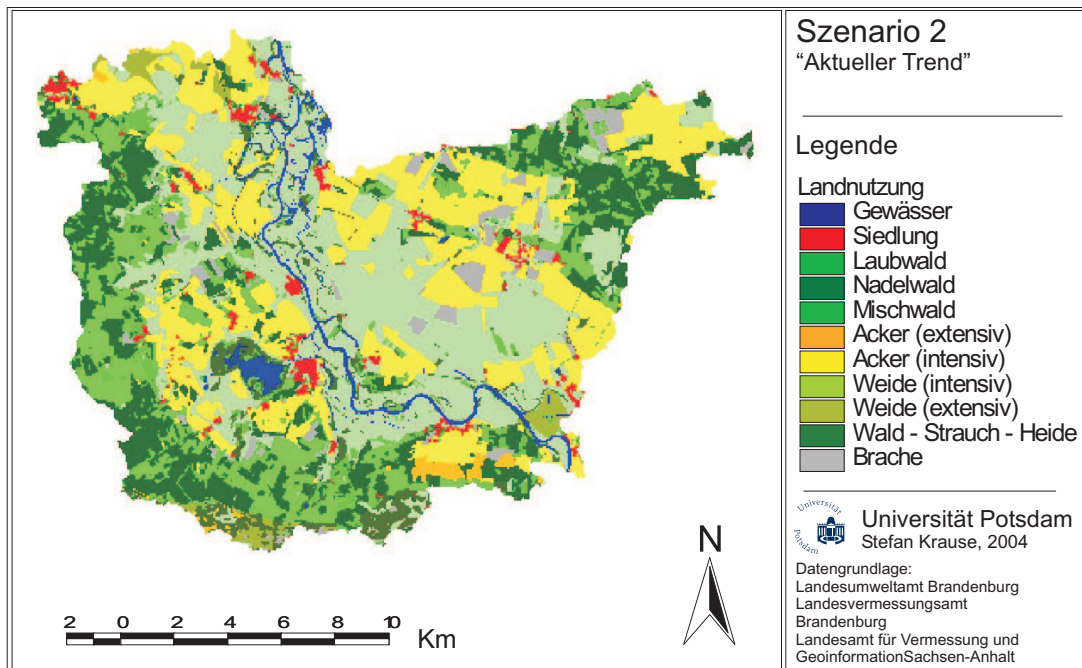


Abbildung 7.2: Muster der Landnutzungsverteilung für Szenario 2 „Aktueller Trend“

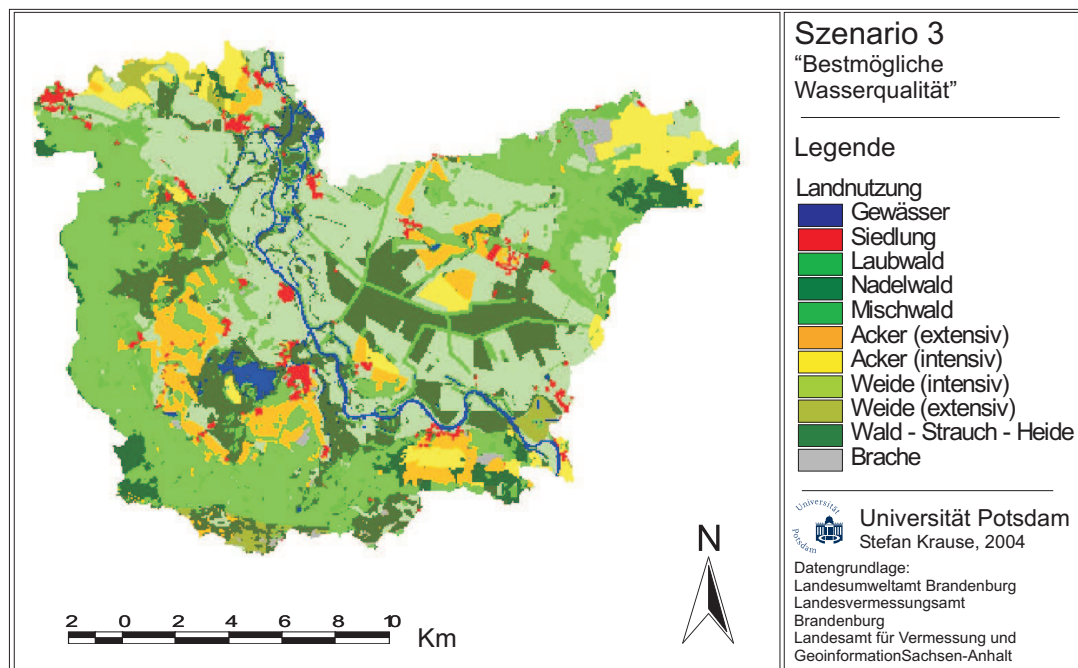


Abbildung 7.3: Muster der Landnutzungsverteilung für Szenario 3 „Bestmögliche Wasserqualität“

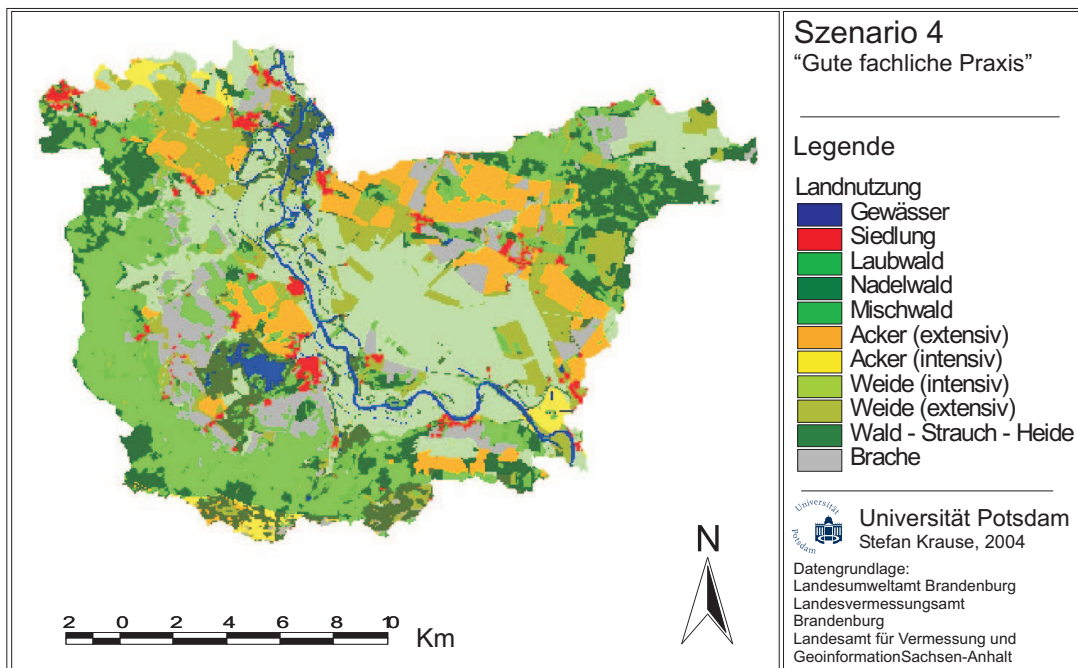


Abbildung 7.4: Muster der Landnutzungsverteilung für Szenario 4 „Gute fachliche Praxis“

7.2 Szenarien zur Änderung der Gewässerstruktur

Um den Einfluss der Geometrie der Oberflächengewässern und der räumlichen Dichte des Drainagenetzwerkes auf den Wasserhaushalt sowie auf die Grundwasserneubildung in der Talaue und in den Hanglagen abschätzen zu können, wurde ein integriertes Szenario entwickelt. Dieses berücksichtigt eine Reduktion der Fließgewässerslänge unter Annahme des Landnutzungsmusters von Szenario 4 „Gute fachliche Praxis“ (Abb. 7.5).

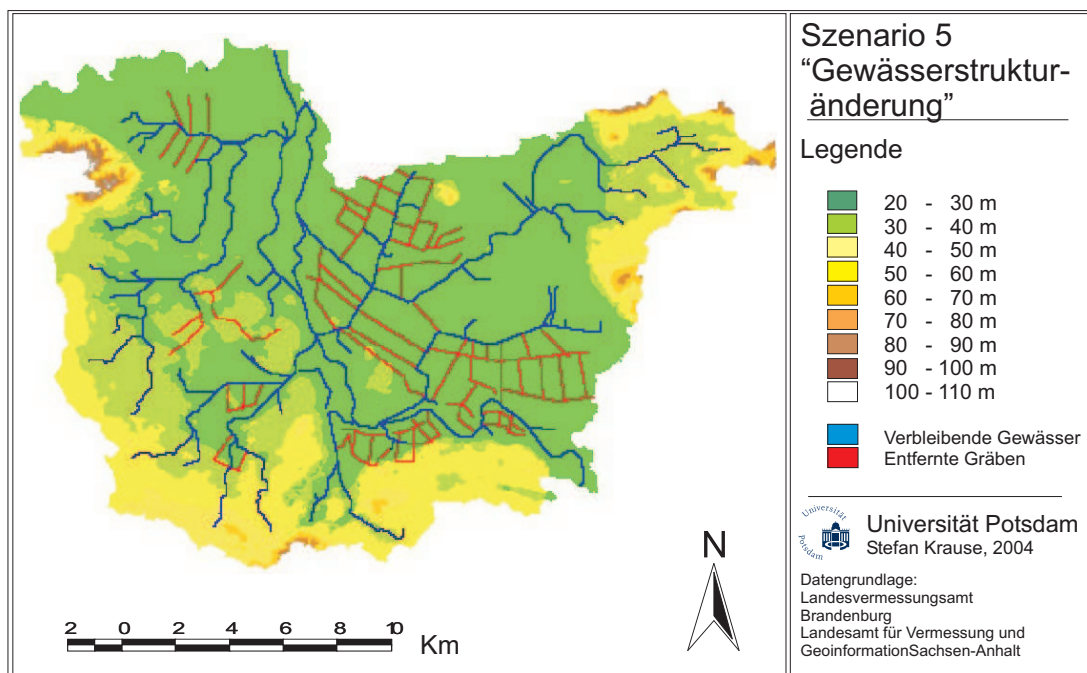


Abbildung 7.5: Verbleibende und entfernte Drainagen in Szenario 5 als Kombination aus „Aktuellem Trend“ und der Reduzierung der Fließgewässerslänge um sämtliche künstliche Grabendrainen

Der Aktuelle Zustand des Einzugsgebietes ist gekennzeichnet durch eine sehr effiziente Drainierung der Talaue mittels eines umfangreichen, sehr dichten, weit verzweigten Netzwerkes an Grabenstrukturen (Kap. 1 und Kap. 3). Der Großteil dieser Gräben wurde in den vergangenen 60 Jahren im Zuge von Meliorationsprogrammen der intensivierten Agrarlandschaftsnutzung geschaffen, um die Talaue während der feuchten Winter und des Frühjahrs zu entwässern und um während der Trockenperioden im Sommer einen Wasserhaushalt zu garantieren, welcher die intensivierte agrarische Nutzung der Landschaft ermöglichte. Unter aktuellen Bedingungen erfolgt lediglich eine episodische Nutzung der Pumpstationen. Die Unterhaltung der an Bedeutung verlorenen Gräben ist unökonomisch. Unter Berücksichtigung dieser Rahmenbedingungen wurde für das Szenario die Entfernung sämtlicher artifizierender Drainagen aus dem Gebiet ange-

nommen. Hieraus resultiert eine Reduktion der Fließgewässerlänge von 298,5 km auf 183,0 km. Obwohl dieses Szenario eine nur bedingt realistische Annahme über zukünftige Zustände darstellt, ermöglicht es jedoch eine Abschätzung des Potenzials von Gewässerstruktur /-geometrie verändernden Maßnahmen hinsichtlich ihrer Steuerungseffizienz für den Wasserhaushalt.

7.3 Szenariosimulationen

7.3.1 Simulation der Landnutzungsszenarien

Um die Auswirkungen von Landnutzungsänderungen auf den Wasserhaushalt im Untersuchungsgebiet zu analysieren, wurden die 4 vorgestellten Landnutzungsszenarien (Abb. 7.1, 7.2, 7.3 und 7.4) unter Nutzung des Modells IWAN (Kap. 5, 6) simuliert. Dabei bedeutete die Implementierung der verschiedenen Szenarienannahmen im Modellpräprocessing zum einen eine Variation der Anteile und Verortung der einzelnen Landnutzungstypen, zum anderen wurden auch die spezifischen Parametrisierungen einzelner Bewirtschaftungsmaßnahmen wie Mahdtermine und Zwischenfruchtanbau geändert.

7.3.1.1 Analyse der vertikalen Grundwasserneubildung

Um die Sensitivität des Wasserhaushaltsmodells gegenüber Veränderungen der Vegetation und Landbedeckung und der sich sukzessive ergebenden Alterationen von vertikalen Prozessen wie Infiltration und Perkolation zu testen, wurde in einem ersten Schritt der Szenarioanalyse ausschließlich die vertikale Grundwasserneubildung untersucht. Zu diesem Zweck wurden für Szenario 2 und 3 der Zeitraum (01.10.2001 - 30.09.2002) unter Verwendung stündlicher Zeitschrittweiten simuliert. Die zeitliche Dynamik der Abweichung der simulierten realen Evapotranspiration (ETR) beider Szenarien von der simulierten ETR unter aktuellen Bedingungen zeigt Abbildung 7.6.

Hierbei werden Abweichungen in der innerjährlichen Dynamik, konzentriert vor allem auf Frühjahr und Frühsommer, sichtbar. Vergleicht man allerdings die prozentualen Abweichungen der simulierten Evapotranspiration unter Szenariobedingungen und die absoluten Werte der simulierten aktuellen Evapotranspiration (Abb. 7.7), so wird deutlich, dass zwar zeitweise große relative Abweichungen zwischen Szenariobedingungen und aktuellen Bedingungen existieren, die absoluten Änderungen jedoch gering sind.

Sukzessive Veränderungen der simulierten vertikalen Grundwasserneubildung, welche vor allem aus der Änderung der Evapotranspiration und den damit kommunizierenden Prozessen innerhalb der ungesättigten Bodenzone resultieren, sind in Tabelle 7.2 dargestellt.

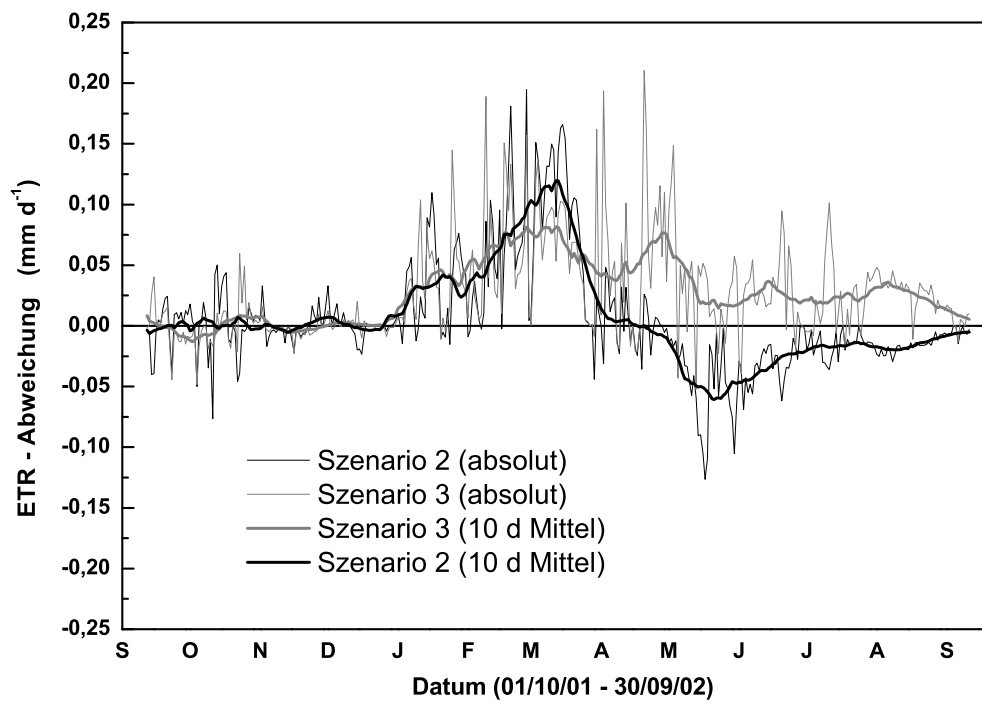


Abbildung 7.6: Simulierte Jahrgänge (10/2001 - 10/2002) realer Evapotranspiration für Szenario 2 und Szenario 3 - Abweichung von den Simulationsergebnissen für aktuelle Bedingungen

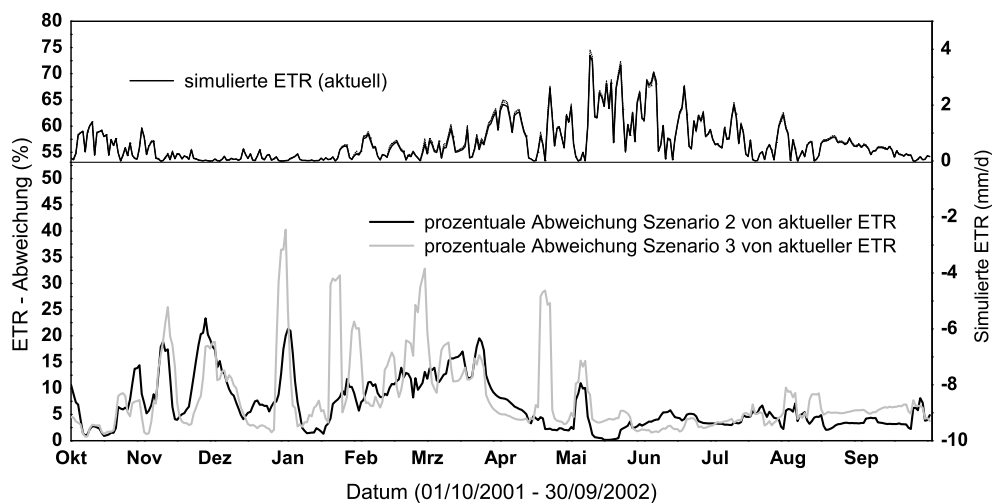


Abbildung 7.7: Simulierte Reale Evapotranspiration unter aktuellen Bedingungen sowie prozentuale Abweichungen für Szenario 2 und Szenario 3 (10/2001 - 10/2002)

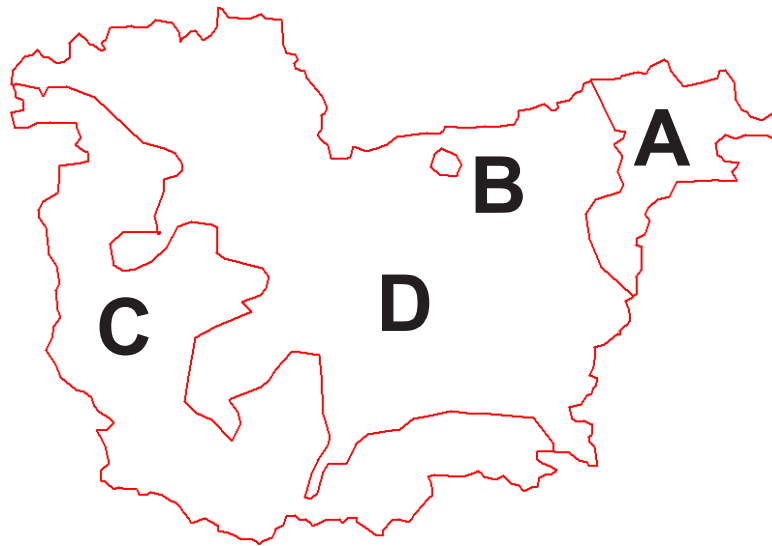


Abbildung 7.8: Naturräumliche Zonen für die Quantifizierung der Änderungen der vertikalen Grundwasserneubildungsraten: A - Ländchen Rhinow, B - Kienberg, C - Ländchen Schollene, D - Aue

Um die räumliche Variabilität dieser Änderungen spezifizieren zu können, wurde das Untersuchungsgebiet in 4 Bilanzierungszone unterteilt (Abb. 7.8).

Die Klassifizierung dieser Zonen basiert auf den jeweils gebietstypischen naturräumlichen Ausstattungen der einzelnen Landschaftskompartimente. Folgende Bilanzierungszone wurden unterschieden:

- Bilanzierungszone Ländchen Rhinow - östliches Moränenhügelland (A),
- Bilanzierungszone Kienberg - zentrale Grundmoränenplatte (B),
- Bilanzierungszone Ländchen Schollene - westliches Moränenhügelland (C) und
- Bilanzierungszone Aue - zentrale Tieflandsaue (D)

Es zeigt sich, dass die durch Landnutzungsänderungen hervorgerufenen Abweichungen in der vertikalen Grundwasserneubildung in ihrer Intensität den vorherig beschriebenen Veränderungen der Evapotranspiration ähneln. Die intensivsten Abweichungen der simulierten Grundwasserneubildung von den aktuellen Bedingungen betreffen den Bereich der Tieflandsaue. Hier bewirken Änderungen der Landnutzung Abweichungen in der vertikalen Grundwasserneubildung von + 89,1 % für den Fall Szenario 2 sowie -28,1 % in Szenario 3. Diese Ergebnisse belegen eindeutig die Sensitivität des simulierten Wasserhaushalts im Untersuchungsgebiet gegenüber Änderungen der Landnutzung. Es kann festgehalten werden, dass Landnutzungsveränderungen im Untersuchungsgebiet Differenzen in der vertikalen Grundwasserzufuhr bewirken.

Tabelle 7.2: Vertikale Grundwasserneubildung für die Simulation ausgewählter Landnutzungsszenarien im Einzugsgebiet der „Unteren Havel Niederung“ in mma^{-1} und im Vergleich zu den modellierten Werten bei aktueller Landnutzung (prozentuale Anteile)

Szenario		BZ Ländchen Rhinow (A)	BZ Kienberg (B)	BZ Ländchen Schollene (C)	BZ Aue (D)	Mittel
Aktuelle Land- nutzung		71 (100%)	191 (100%)	233 (100%)	64 (100%)	123 (100%)
Szenario 2						
Aktueller Trend		88 (123.9%)	205 (107.3%)	245 (105.2%)	121 (189.1%)	158 (128.4%)
Szenario 3						
Max. Gewässerqualität		65 (91.5%)	180 (94.2%)	211 (90.6%)	46 (71.9%)	105 (85.4%)

7.3.1.2 Analyse der Gesamtgrundwasserneubildung

Für die Analyse der gesamten Grundwasserneubildung unter Einbeziehung lateraler Grundwasserfließprozesse wurden alle 4 Szenarien für eine 13-jährige Periode simuliert. Als Randbedingung für die Simulationen wurden die klimatischen und hydrologischen Bedingungen der Jahre 1988 bis 2000 (Abb. B.4 im Abbildungsanhang B) genutzt. Abbildung 7.9 zeigt die für diesen Simulationszeitraum berechnete zeitliche Dynamik der Grundwasserneubildung für die Landnutzungsszenarien im Vergleich zu den simulierten aktuellen Bedingungen (Kap. 6).

Beim direkten Vergleich der Dynamik der Grundwasserneubildung unter Szenarienbedingungen mit der unter realen Bedingungen simulierten Dynamik werden keine signifikanten Unterschiede sichtbar. Die simulierten Ganglinien der Grundwasserneubildung unter Szenariobedingungen und unter aktuellen Bedingungen sind nahezu identisch (Abb. 7.9). Die Analyse der über die 13-jährige Simulationsperiode gemittelten jährlichen Dynamik der Grundwasserneubildung (Abb. 7.10) zeigt, dass die mittlere jährliche Dynamik unter Szenarienbedingungen nur sehr geringfügig von der simulierten Dynamik unter realen Bedingungen abweicht.

Es erfolgt lediglich eine geringfügige Verschiebung der Ganglinien der mittleren jährlichen Grundwasserneubildungsdynamik entlang der Werteskala. Betrachtet man die Abweichungen der mittleren jährlichen Grundwasserneubildungsdynamik unter Szenarienbedingungen von den aktuellen Bedingungen so wird deutlich, dass selbst in Perioden maximaler Abweichung die Veränderungen weniger als 10 % betragen (Abb. 7.11).

Vergleicht man diese Ergebnisse mit den Effekten welche bei der Simulation ausschließlich vertikaler Grundwasserneubildung (Tabelle 7.2) beobachtet wurden, so werden deutliche Unterschiede zwischen vertikaler Grundwasserneubildung und der Gesamtgrundwasserneubildung (unter Einbeziehung auch lateraler Grundwasserbewegung) deutlich. Obwohl nachgewiesenermaßen veränderte Infiltrationsraten und Verdunstungsverluste zu starken Veränderungen in der

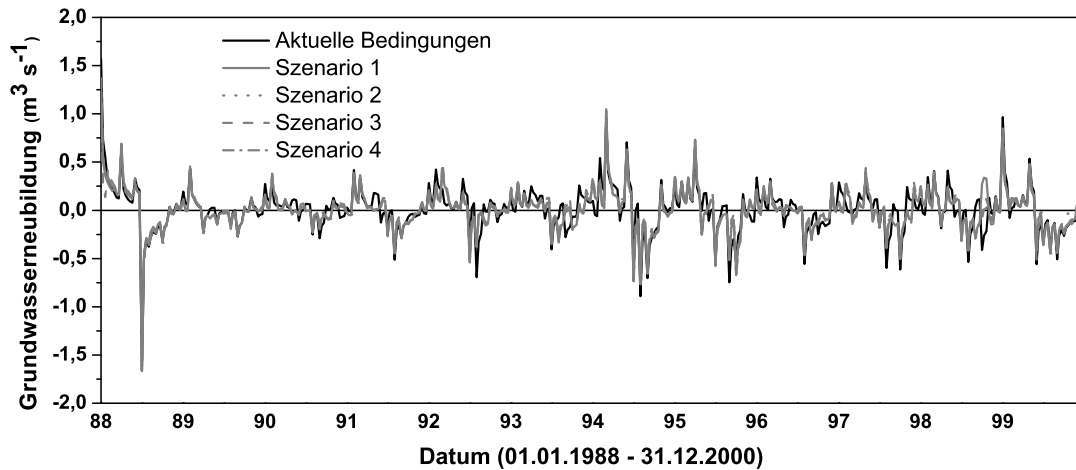


Abbildung 7.9: Simulierte Gesamtgrundwasserneubildung unter Szenarienbedingungen für die Landnutzungsszenarien 1 - 4 (Tageswerte aus Simulationszeitraum von 01.01.1988 - 31.12.2000)

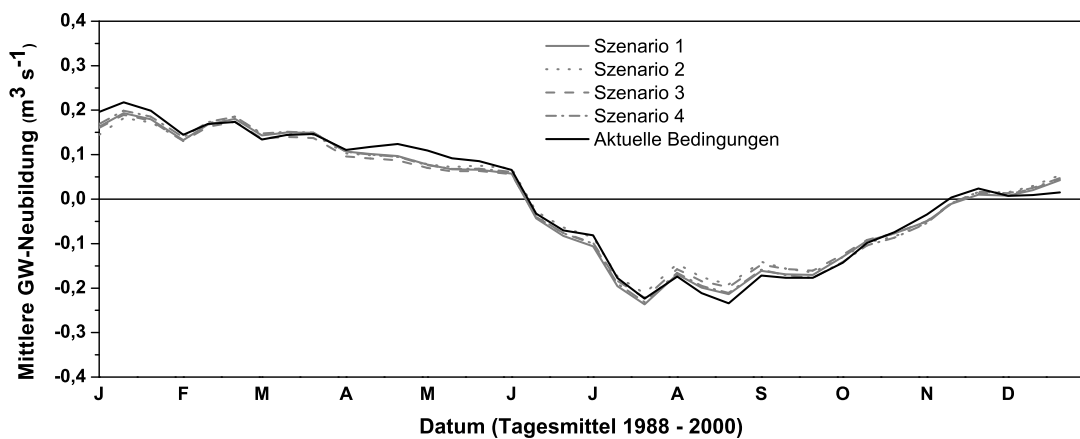


Abbildung 7.10: Mittlerer Jahresgang der simulierten Grundwasserneubildung unter Szenarienbedingungen für die Landnutzungsszenarien 1 - 4 (Tageswerte gemittelt über den Simulationszeitraum von 01.01.1988 - 31.12.2000)

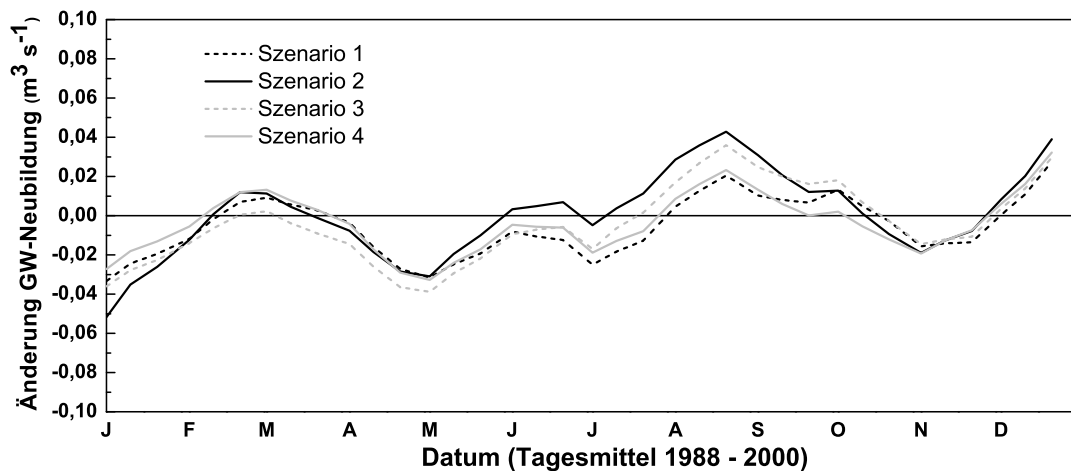


Abbildung 7.11: Mittlere Abweichung der simulierten Grundwasserneubildung unter Szenario-bedingungen von den aktuellen Bedingungen (Tageswerte gemittelt über den Simulationszeitraum von 01.01.1988 - 31.12.2000)

vertikalen Grundwasserneubildung führen, resultieren aus den Szenarioannahmen nur geringfügige Veränderungen in der Gesamtgrundwasserneubildung. Das bedeutet, dass signifikante Veränderungen in der vertikalen Grundwasserneubildung unter Szenarioannahmen durch die lateralen Reaktionen des Grundwassers weitgehend ausgeglichen werden. Steigt der Grundwasserstand aufgrund vertikaler Zuflüsse, so nehmen auch die lateralen Ausgleichsflüsse und die Grundwasserabflüsse in die Vorflut zu. Ebenso kommt es bei auf Grundwasserverlusten (Verdunstungsverluste) folgendem Absinken des Grundwasserspiegels zu einem Ausgleich durch den sukzessive einsetzenden Zustrom von Oberflächenwasser ins Grundwasser. Für beide Fälle kann festgehalten werden, dass die lateralen Grundwasserbewegungen und die Interaktionen zum Oberflächengewässer ausgleichend auf den Wasserhaushalt der Tieflandsaue wirken. Dies berechtigt zu der Annahme, dass eine Veränderung der Landnutzungsbedingungen und des Managements nur geringfügige Veränderungen in Grundwasserneubildung und Wasserhaushalt der Tieflandsaue hervorrufen können. Ebenso können geringere oder höhere Wasserstände in den Oberflächengewässern nur geringfügig durch Änderungen der Landnutzung im Einzugsgebiet ausgeglichen werden. Vergleicht man hierzu die unter Szenariobedingungen und unter aktuellen Bedingungen simulierten Grundwasserstandsdynamiken, so zeigt sich, dass es sowohl in unmittelbarer Vorflutnähe als auch in Bereichen außerhalb des direkten Einflusses der Havel zu keinen nennenswerten Veränderungen kommt (Abb. 7.12 und Abb. 7.13). Die intensivsten Veränderungen treten in peripheren Bereichen ohne nachweisbaren Vorfluteinfluss auf, was auf die Nichtexistenz der lateralen Ausgleichswirkung des Grundwassers aufgrund von Ober-

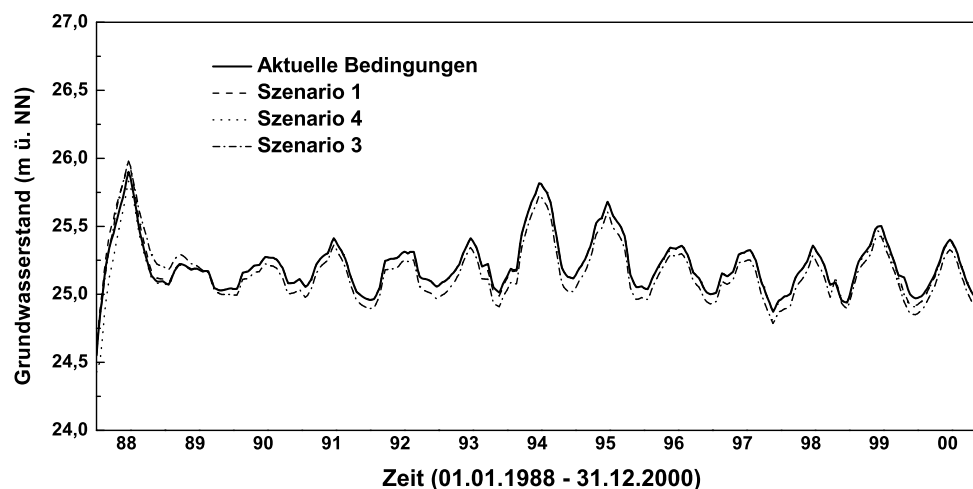


Abbildung 7.12: Grundwasserstandsdynamik im Simulationszeitraum 01.01.1988 - 31.12.2000; Vergleich der Simulationsergebnisse unter aktuellen Bedingungen und Szenarioannahmen bzgl. Landnutzungsänderungen an Beobachtungspunkt in < 500 m Entfernung zur Havel (die Dynamik in Szenario 2 (Aktueller Trend) ist aufgrund der geringen Änderungen zum aktuellen Zustand nicht aufgetragen)

flächenwasserinteraktionen schließen lässt.

Abbildung 7.14 zeigt die veränderte Grundwasserstandsdynamik unter Szenariobedingungen im Vergleich zur simulierten aktuellen Dynamik für ein typisches Jahr (01/1989 - 12/1989) aus dem Untersuchungszeitraum. Wie sich zeigt, führen die veränderten Rahmenbedingungen in verschiedenen Bereichen des Untersuchungsgebiets zu unterschiedlich starken Grundwasserspiegeländerungen. Die sich einstellenden Grundwasserspiegeländerungen lassen sich nur bedingt durch die lokalen Landnutzungsänderungen am Beobachtungspunkt erklären, da die lokale Dynamik durch die szenarienbedingte regionale Veränderung des Wasserhaushalts weitgehend überprägt wird. So belegen die Simulationsergebnisse z.B. Grundwasserspiegelabsenkungen auch an Standorten, welche aufgrund der Landnutzungsänderungen zwar geringere Verdunstungsverluste aufweisen, die aber in ihrer Nachbarschaft hauptsächlich von Flächen mit erhöhter Evapotranspiration und daraus folgenden geringeren Grundwasserständen umgeben sind.

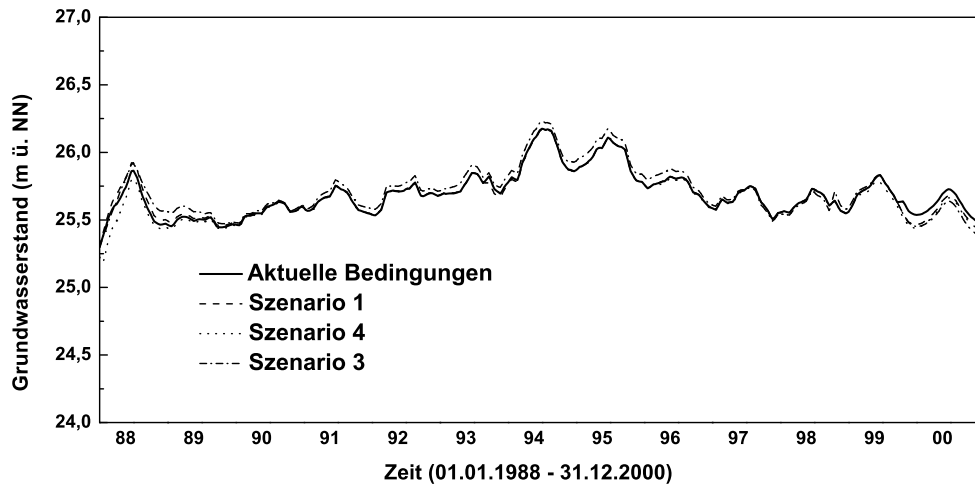


Abbildung 7.13: Grundwasserstandsdynamik im Simulationszeitraum 01.01.1988 - 31.12.2000; Vergleich der Simulationsergebnisse unter aktuellen Bedingungen und Szenarioannahmen bzgl. Landnutzungsänderungen an Beobachtungspunkt in > 2500 m Entfernung zur Havel (die Dynamik in Szenario 2 (Aktueller Trend) ist aufgrund der geringen Änderungen zum aktuellen Zustand nicht aufgetragen)

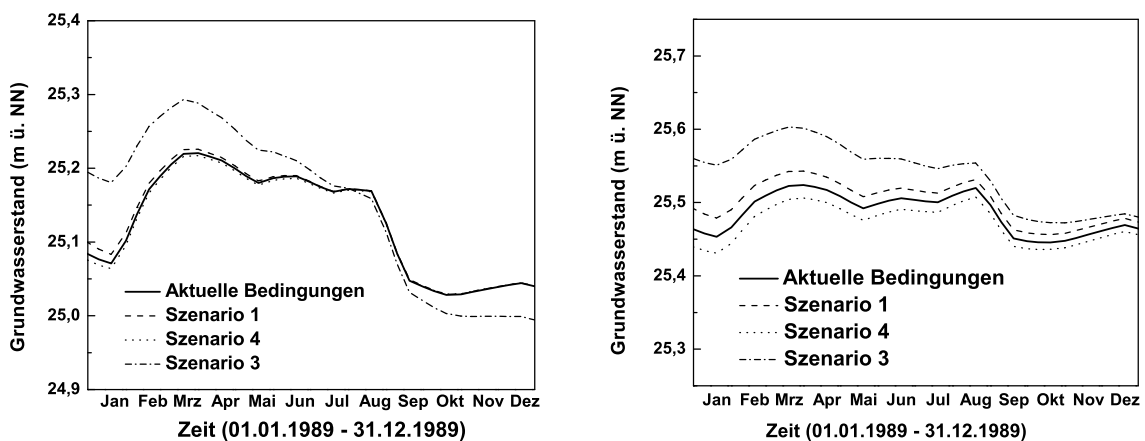


Abbildung 7.14: Simulierte Grundwasserstände für die Periode 01/1989 - 12/1989 unter aktuellen Bedingungen sowie unter Szenariobedingungen - Beobachtungspunkt in < 500 m Entfernung zur Havel (links) und in > 2500 m Entfernung zur Havel (rechts)

7.3.2 Simulation der Gewässergeometrieszenarien

Für das eingangs beschriebene Szenario 5, das Gewässergeometrieszenario, wurde ebenfalls der 13-jährige Zeitraum von 1988 bis 2000 simuliert. Abbildung 7.15 zeigt die für diese Periode simulierte Grundwasserneubildung unter Szenarioannahmen im Vergleich zu den aktuellen Bedingungen.

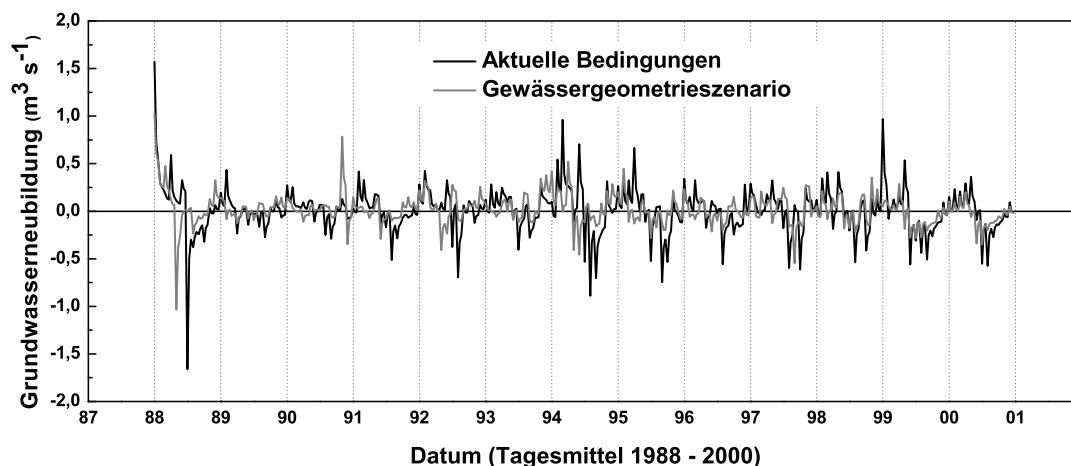


Abbildung 7.15: Simulierte Grundwasserneubildung unter Szenarienbedingungen für Szenario 5 - Gewässergeometrieszenario (Tageswerte aus Simulationszeitraum von 01.01.1988 - 31.12.2000)

Die zeitliche Dynamik der simulierten Grundwasserneubildungen unter aktuellen Bedingungen und unter Szenariobedingungen differieren deutlich. Die Analyse der über den Simulationszeitraum gemittelten jährlichen Grundwasserneubildungsdynamik (Abb. 7.16) verdeutlicht diese Abweichungen von teilweise $> 50\%$.

Es wird deutlich, dass während der Neubildungsphase von Winter und Frühjahr unter Szenariobedingungen im Mittel weniger Grundwasser neu gebildet wird. Dies ist bedingt durch weniger Oberflächenwasserinfiltration in das Grundwasser aufgrund der, aus Drainagenrückbau resultierenden, geringeren Kontaktfläche zu den, während dieser Zeit gut gefüllten Gräben. Im Gegensatz dazu führen im Sommer und Herbst verringerte Exfiltrationsraten von Grundwasser in die unter Szenarioannahmen nicht mehr existierenden Gräben zu weniger Grundwasserabfluss während der Abflussperiode. Die Reaktion auf den Rückbau der Drainagenstrukturen sind Prozesse, welche zu einer stärker negativen Grundwasserbilanz als unter aktuellen Bedingungen im Winter und Frühjahr und einer stärker positiven Bilanz im Sommer bis Herbst führen (Abb. 7.17).

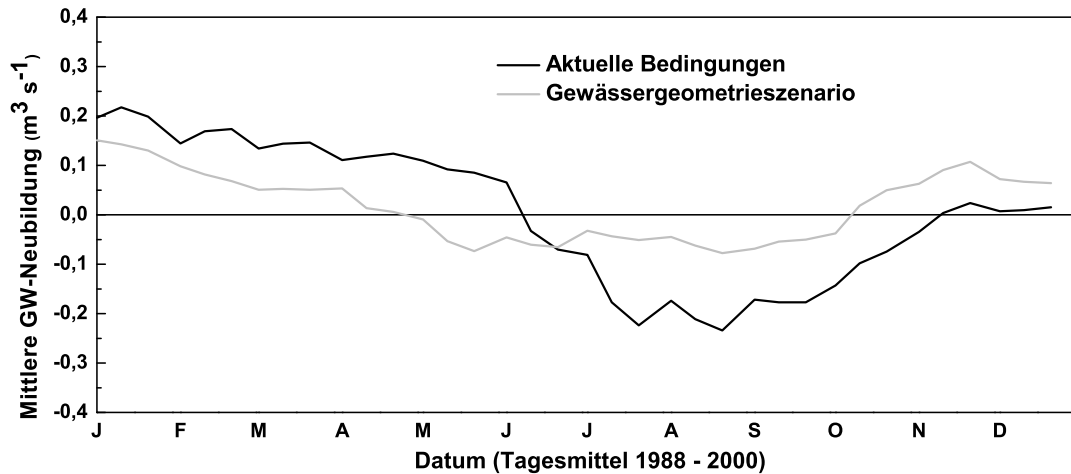


Abbildung 7.16: Mittlerer Jahresgang der simulierten Grundwasserneubildung unter Szenari-
enbedingungen für Szenario 5 - Gewässergeometrieszenario (Tageswerte gemittelt über den
Simulationszeitraum von 01.01.1988 - 31.12.2000)

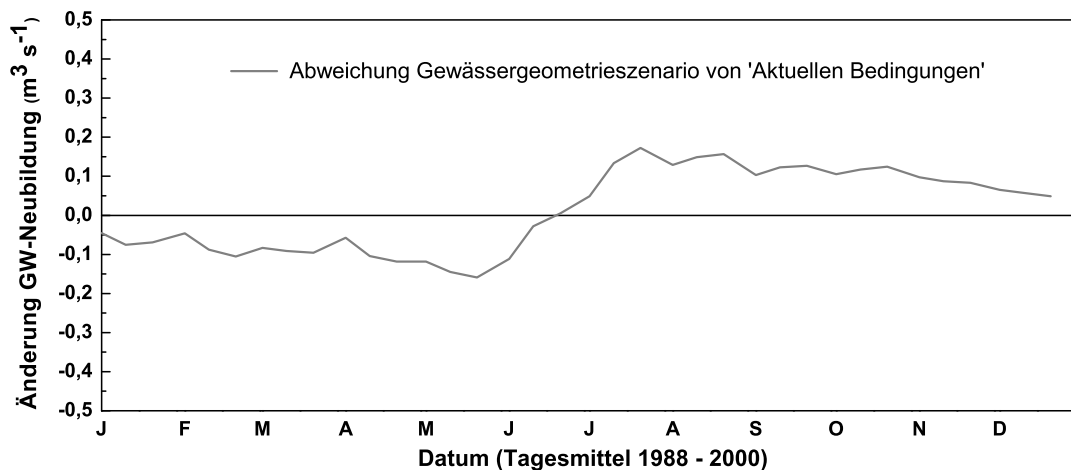


Abbildung 7.17: Mittlere Abweichung der simulierten Grundwasserneubildung bei veränderter
Gewässergeometrie (Szenario5) von den aktuellen Bedingungen (Tageswerte gemittelt über den
Simulationszeitraum von 01.01.1988 - 31.12.2000)

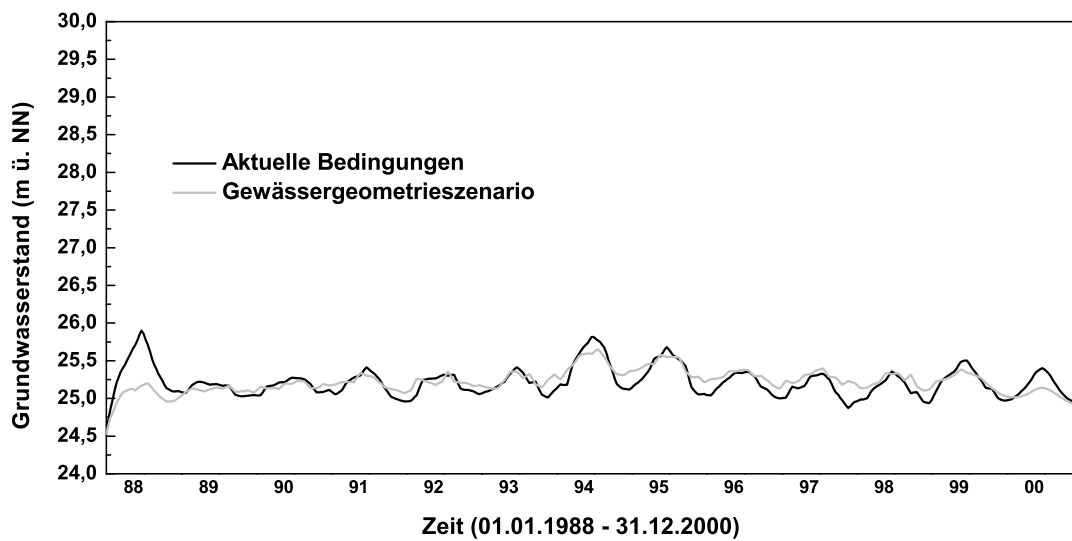


Abbildung 7.18: Grundwasserstandsdynamik im Simulationszeitraum 01.01.1988 - 31.12.2000; Vergleich der Simulationsergebnisse unter aktuellen Bedingungen und Szenarioannahmen bzgl. Gewässergeometrieänderungen an Beobachtungspunkt in < 500 m Entfernung zur Vorflut vor Drainagerückbau

Abbildung 7.18 und 7.19 zeigen die Auswirkung der Änderungen der Grundwasserneubildungsraten unter Szenarienbedingungen auf die Grundwasserstandsdynamik an 2 Beobachtungsstandorten in unterschiedlicher Entfernung zur Hauptvorflut Havel.

Dies ermöglicht die differenzierte Bewertung der Abhängigkeit der Grundwasserstandsdynamik von der Oberflächenwasserentfernung. Standort 1 befindet sich in ca. 1,2 km Entfernung von der Havel in der Tieflandsaue und ist relativ unbeeinflusst von der angenommenen Entfernung der Drainagegräben. Standort 2 befindet sich in ca. 5,6 km Entfernung von der Havel im Hangfußbereich der östlichen Endmoränenerhebungen und ist durch den angenommenen Rückbau des aktuell in 300 m Entfernung liegenden Drainagegrabens direkt von der Szenarioannahme betroffen. Wie sich zeigt, ist die Grundwasserstandsdynamik am Standort 1 unter Szenariobedingungen zum einen etwas gedämpft und zeitlich ebenfalls verschoben (Abb. 7.18), was aus der schon beschriebenen geringeren Grundwasserneubildung bzw. Verlusten herrührt. Von größerem Ausmaß sind die Änderungen in der Grundwasserstandsdynamik in bzgl. ihrer Nähe zu Oberflächengewässern peripherer gelegenen Regionen welche unter der Annahme der Drainagerückbaus in noch geringerem Kontakt zum Oberflächengewässer stehen. Abbildung 7.19 zeigt die Veränderungen der zeitlichen Dynamik der Grundwasserstände für den Beobachtungsstandort 2. Deutlich wird ein Ansteigen des Grundwasserspiegels innerhalb der

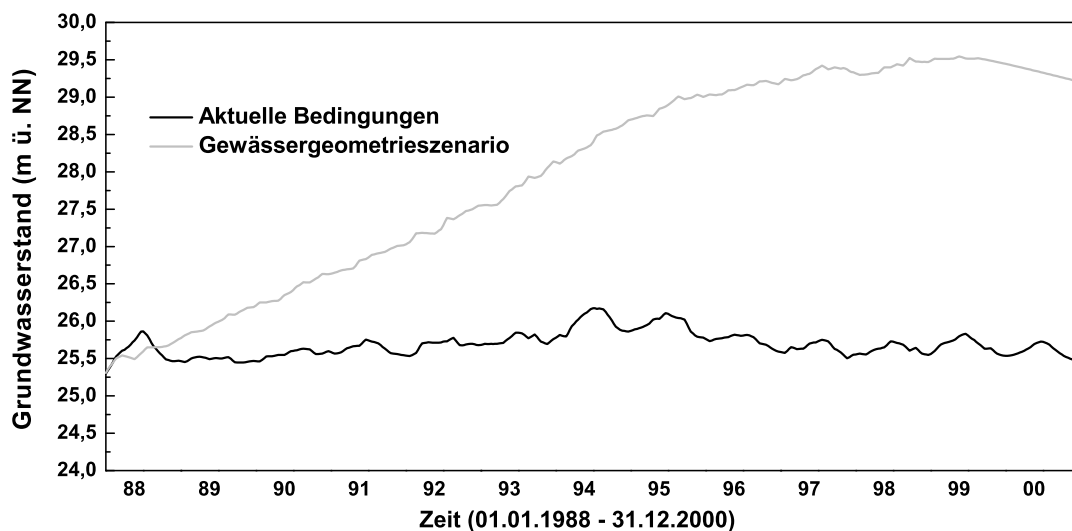


Abbildung 7.19: Grundwasserstandsdynamik im Simulationszeitraum 01.01.1988 - 31.12.2000; Vergleich der Simulationsergebnisse unter aktuellen Bedingungen und Szenarioannahmen bzgl. Gewässergeometrieänderungen an Beobachtungspunkt in > 2500 m Entfernung zur Vorflut vor Drainagerückbau

ersten 7 Jahre um ca. 4 m auf im Mittel 29,5 m, was in diesem Fall einer Grundwasserflu-
rabstandsänderung von ca. 7 m auf ca. 3 m entspricht. Die Ursache hierfür liegt in geringe-
ren Verlusten durch Grundwasserexfiltration im Sommer. Diesem steht auf der anderen Seite
der ebenfalls aus der neuen Prozessdynamik resultierende geringere Oberflächenwasserzustrom
im Winter gegenüber. Da dieser aufgrund der geringen Kontaktfläche mit den Drainagegräben
einen eher geringen Einfluss hatte, überwiegt der Einfluss der geringeren Grundwasserexfiltrati-
on im Sommer. Nach Erreichen dieses neuen Grundwasserstandes und Einstellung eines neuen
Gleichgewichtszustands nimmt auch die Dynamik der Grundwasserstandsschwankungen ab,
was auf den geringeren Einfluss des unter Szenarioannahmen in größerer Entfernung befindli-
chen Oberflächenwassers zurückzuführen ist. Zur Darstellung der räumlichen Variabilität der
sich unter Szenariobedingungen verändernden zeitlichen Grundwasserstandsdynamik und zur
Verdeutlichung deren räumlicher Abhängigkeit von der Vorflutentfernung wurden die über die
13-jährige Simulationsperiode saisonal gemittelten Änderungen im Vergleich zu den aktuellen
Bedingungen quantifiziert (Abb. C.7, C.4, C.5, C.6 im Kartenanhang Kap. C).

Hierbei werden zwei unterschiedliche Effekte deutlich. Zum einen kommt es unter Szenario-
bedingungen in einigen Bereichen des Einzugsgebiets zu permanenten Veränderungen, welche
keine saisonale Dynamik aufweisen, wie z.B. das Ansteigen der Grundwasserspiegel in den pe-
ripheren Regionen. Auf der anderen Seite werden in den zentralen Bereichen der Tieflandaue

jahreszeitlich bedingte saisonale Effekte sichtbar. So kommt es von Herbst bis zum Ende des Winters bei gleichbleibenden Grundwasserständen in Vorflutnähe zu geringfügigen Grundwasserstandsabsenkungen (bis zu 20 cm) in vorher mit Drainen in Verbindung stehenden Gewässern (Abb. C.7, C.4). Während der Periode von Frühjahr bis Sommer kommt es aufgrund geringerer Grundwasserneubildung in den oberflächengewässernahen Bereichen zum Absinken der dortigen Grundwasserspiegel um im Mittel 20 - 30 cm. Aufgrund der gestiegenen Retention während der Sommermonate kommt es von Sommer bis Herbst zu deutlich gestiegenen Grundwasserspiegeln um bis zu 40 cm.

7.4 Diskussion der Ergebnisse der Szenariensimulationen

Vergleicht man den Einfluss von Landnutzungs- und Gewässergeometrieszenarien auf den Wasserhaushalt und damit die Effizienz der eingebetteten Managementmaßnahmen zur Wasserhaushaltssteuerung (Abb. 7.20), so zeigt sich deutlich, dass Änderungen in der Landnutzung nur geringfügige Effekte bewirken.

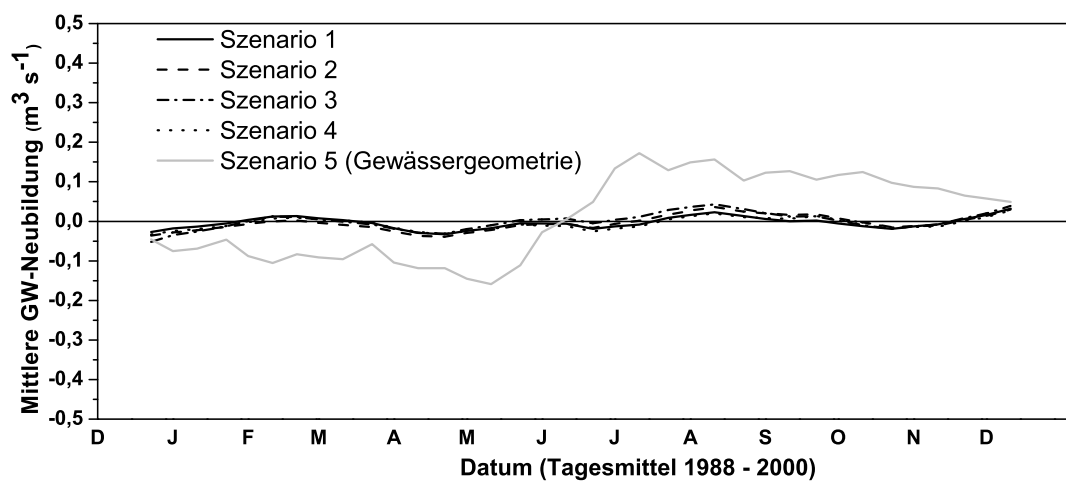


Abbildung 7.20: Vergleich der Szenarieneffektivität hinsichtlich ihrer Wirkung auf den Wasserhaushalt im Sinne ihres Potenzials zu Veränderungen der Grundwasserneubildung

Die Änderungen in der vertikalen Grundwasserneubildung werden weitestgehend durch laterale Fließprozesse und den Austausch mit dem Oberflächengewässer überprägt und ausgeglichen. Im Vergleich dazu führt die Reduktion der die Tieflandsaue künstlich drainierenden Fließgewässer zu spürbaren Veränderungen in Wasserhaushalt und Grundwasserneubildung. Es konnte nachgewiesen werden, dass die Entfernung der Drainagegräben in der Tieflandsaue zu

weniger Grundwasserneubildung und daraus resultierend zu geringeren Grundwasserständen während der feuchten Periode von Winter bis Frühjahrsende führt.

Dieser Effekt betrifft vorrangig die peripheren Regionen in größerer Entfernung zum Oberflächengewässer. Dies bedeutet für die Bewirtschaftung des Einzugsgebietes, dass die im Fokus des Naturschutzes befindliche Talauenlandschaft nur geringfügig von den sich verändernden Wasserhaushaltsbedingungen betroffen wäre. Flächenaufsättigung findet aufgrund geringerer Grundwasserneubildung durch Oberflächenwasserinfiltration zwar in geringerem Rahmen statt, stärkere Änderungen betreffen aber vielmehr peripher gelegene Bereiche, in welchen agrarische Nutzung überwiegt. In diesen Gebieten eröffnen geringere Grundwasserflurabstände im Frühjahr die Möglichkeit der früheren Flächenbewirtschaftung ohne meliorativ eingreifen zu müssen. Im Gegensatz dazu kommt es vom Sommer bis zum späten Herbst zu geringeren Grundwasserverlusten durch Exfiltration ins Oberflächengewässer. Die vorherig intensiv drainierte Talaue wird aufgrund der geringeren Kontaktfläche zum Draingewässer deutlich ineffektiver entwässert. Daraus resultieren höhere Grundwasserstände während der trockenen Jahreszeit, was die Nutzungsbedingungen für die Landwirtschaft wie auch für Naturschutzziele verbessert.

Unter der Berücksichtigung, dass der komplette Rückbau sämtlicher Drainagen aus der Talaue nur zu einer groben Abschätzung des Änderungspotenzials gewässerstruktureller Maßnahmen für den Wasserhaushalt führen kann und kein Szenario mit Realitätsanspruch darstellt, kann dennoch festgestellt werden, dass besagte Maßnahmen dazu geeignet sind, flächenhafte Grundwasserspiegelveränderungen herbeizuführen. Es wurde gezeigt, dass diese ein breites Kompromisspotenzial für unterschiedliche Landnutzungsansprüche verschiedener Akteure bieten können.

Es bleibt allerdings ebenso festzustellen, dass die sich für das beschriebene Gewässergeometrieszenario einstellende Grundwasserdynamik nur unzureichend mit der angenommenen korrespondierenden Landnutzungsverteilung harmoniert. Eine weitere Abstimmung der flächen- und gewässerbezogenen Handlungsoptionen erweist sich für die Zukunft als notwendig. Integratives Gebietsmanagement ist notwendig, um nachhaltige Veränderungen in Wasserhaushalt und Grundwasserdynamik herbeizuführen. Dazu wird es notwendig und sinnvoll sein, neben Optionen wie der Verringerung der Drainagedichte weitere gewässerbezogene Managementmaßnahmen wie Wehrsteuerung und Querschnittsveränderungen zu berücksichtigen.

Kapitel 8

Simulation des Nitratabbaus im Grundwasser

8.1 Stickstoffmetabolik im oberflächennahen Grundwasser von Flachlandeinzugsgebieten

Der im Boden vorkommende Stickstoff liegt zu 90 - 95 % organisch in Form von Huminstoffen sowie lebender und toter Biomasse vor [Scheffer, 1998]. Der geogene Anteil an der Nitratkonzentration in den Grundwassern des Nordostdeutschen Tieflandes ist mit meist weniger als 0,5 mg NO_3l^{-1} [LUA-Brandenburg, 1996] gering. Die Anreicherung des Grundwasserkörpers mit Nitrat kann aus unterschiedlichen Quellen erfolgen. Dies sind zum einen die Nitratzufuhr durch Auswaschung aus der durchwurzelten Bodenzone, zum anderen die Speisung aus angeschlossenen Grundwasserkörpern. In Flachlandeinzugsgebieten ist durch die intensive Interaktion mit dem Oberflächengewässer ebenso ein Eintrag aus dieser Richtung möglich. Unter natürlichen Bedingungen werden die in der Biosphäre vorliegenden organischen und anorganischen Stickstoffverbindungen im biogenen Stickstoffkreislauf in der Form ineinander überführt, dass nur geringe Nitratmengen aus der Wurzelzone ausgewaschen werden und das Grundwasser speisen [Bastian, 1994]. Die aus der durchwurzelten Bodenzone in das Grundwasser ausgewaschenen Nitratmengen resultieren zum einen aus atmosphärischer Deposition, zum anderen aus Einträgen aus der landwirtschaftlichen Praxis [Lowrance *et al.*, 1984; Lowrance, 1992]. Der wichtigste Abbauprozess von Nitrat ist die Denitrifikation [Jacobs and Gilliam, 1985a, b; Cooper, 1990; Lowrance, 1992; Burt *et al.*, 1999]. Die Verlagerung des Nitrats innerhalb der Bodenzone ist neben den hydrogeologischen Bedingungen im Wesentlichen von den wirksamen Abbauprozessen abhängig. Da das Anion Nitrat keine Wechselwirkungen mit den negativ geladenen Oberflächen der Bodenkolloide eingehen kann, ist die Auswaschung von Nitrat durch perko-

lierendes Niederschlagswasser vergleichsweise effektiv [Hirt, 2003]. Da in der Vegetationszeit ein Großteil des Niederschlags und des Stickstoffs in den Pflanzen zurückgehalten wird und später im Jahr infolge der fehlenden aktiven Vegetationsschicht (aufgrund von Ernte oder vegetativer Pause) verstärkt Nitrat verlagert werden kann, zeigt sich eine inneranuelle Varianz der Nitratauswaschung.

8.1.1 Stickstoffdynamik an Mittlerer und Unterer Havel

Nitratmessstellen im Oberflächengewässer wie auch im Grundwasser des Eigeneinzugsgebiets zeigt Abbildung C.1 im Kartenanhang (Kap. C). Abbildung 8.1 zeigt für den Pegel Havelberg die zeitliche Dynamik der aus gemessenen Konzentrationen und Abflüssen berechneten Nitratfrachten in der Havel in Relation zum Havelabfluss.

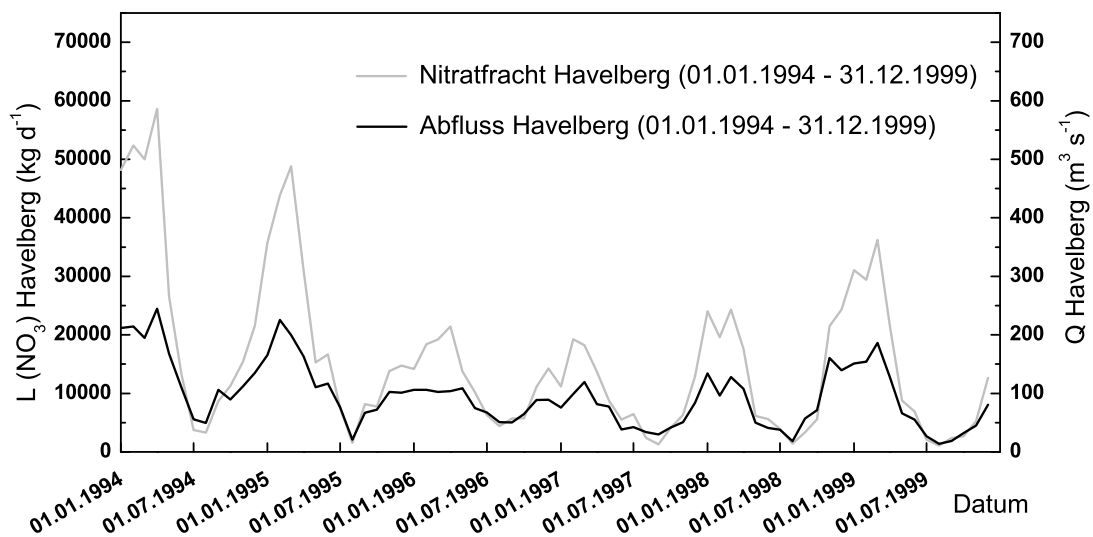


Abbildung 8.1: Am Pegel Havelberg in der Havel gemessene Nitratfrachten von 01.01.1994 - 31.12.1999 im Vergleich zu gemessenen Abflüssen (Datenquelle: Landesumweltamt Brandenburg, Wasser- und Schifffahrtsamt Brandenburg)

Deutlich wird, dass sich die Dynamik von Nitratfrachten und Abflüssen ähneln. Ähnlich wie bei Abflüssen schwankt die innerjährliche Dynamik der Frachten zwischen Maxima im Frühjahr und Minima im Spätsommer. Betrachtet man zusätzlich den zeitlichen Verlauf der gemessenen Konzentrationen (Abb. 8.2), so wird ersichtlich, dass vor allem aus höheren Abflüssen in den Wintermonaten auch hohe Nitratkonzentrationen im Oberflächengewässer folgen. Die Tatsache, dass erhöhte Abflüsse in der Havel einen Anstieg der Nitratkonzentrationen bewirken, kann als eindeutiger Hinweis auf die Dominanz diffuser Eintragsquellen des Nitrats in der Havel gewer-

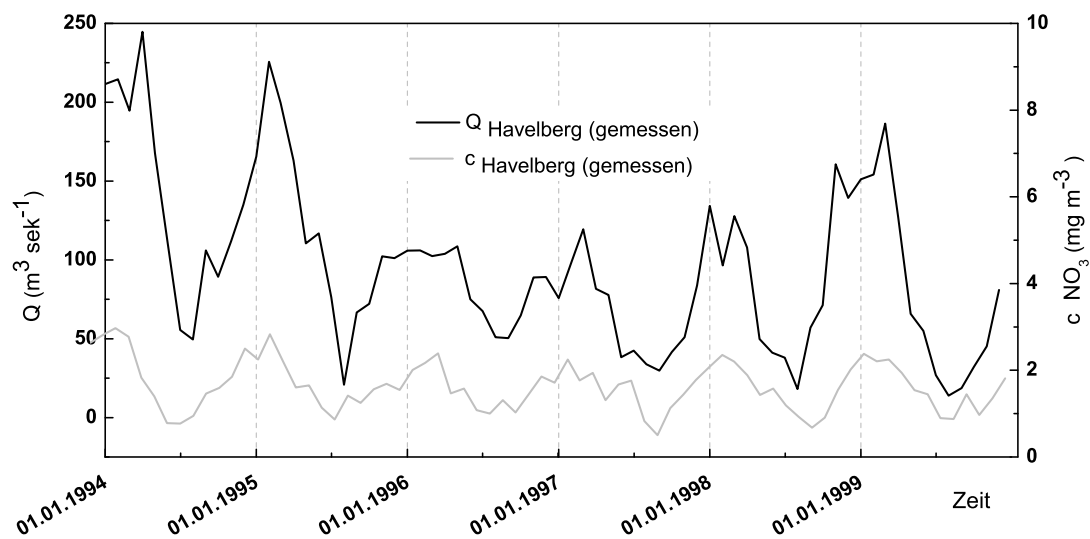


Abbildung 8.2: Beobachtete Nitratkonzentrationen in der Havel am Pegel Havelberg im Vergleich zu gemessenen Abflüssen für 01.01.1994 - 31.12.1999 (Datenquelle: Landesumweltamt Brandenburg, Wasser- und Schifffahrtsamt Brandenburg)

tet werden. Offen bleibt die Frage, wie groß die Anteile der spezifischen diffusen Eintragskomponenten (Grundwasser, Oberflächenabfluss, Zwischenabfluss z.T. über angeschnittene Drainagen) am Gesamteintrag sind. Die Quantifizierung der Nitratreinträge und ggf. -austräge ist Hauptinhalt diese Kapitels.

8.1.2 Nitratumsatz und Transportprozesse im Grundwasser

Nitratreinträge ins Grundwasser der Talauie können sowohl aus perkolierendem Niederschlagswasser wie auch aus der Uferfiltration von Oberflächenwasser resultieren. Gelangt mit dem neugebildeten Grundwasser Nitrat in den Boden, so ist dessen Ausbreitung von verschiedenen Prozessen abhängig:

- **Advektion:** Die Ausbreitung ist abhängig von Grundwasserströmungsrichtung und -geschwindigkeit. Der gelöste Stoff bewegt sich mit der mittleren Richtung und Abstandsgeschwindigkeit der Grundwasserströmung. Der advective Massenfluss berechnet sich aus:

$$f_{\text{Advektion}} = q \cdot c = \nu_a \cdot \theta_w \cdot c \quad (8.1)$$

mit: $f_{\text{Advektion}}$ = Advectiver Stofffluss [$M \cdot L^{-2} \cdot T^{-1}$], q = Mittlere Filtergeschwindigkeit nach Darcy

$[L^3 \cdot L^{-2} \cdot T^{-1}]$, ν_a = Sickerwassergeschwindigkeit $[L \cdot T^{-1}]$, θ_w = Volumetrischer Wassergehalt $[-]$, c = Stoffkonzentration $[M \cdot L^3]$

- Dispersion: Ausbreitung der Partikelfahne in Richtung abnehmender Konzentration. Die Dispersion ist ein gerichteter diffusiver Prozess, was zu schnellerer Ausbreitung in Fließrichtung führt. Sie ist abhängig von Korngerüst und Porosität. Der dispersive Massenfluss wird oft entsprechend dem Diffusionsgesetz vereinfacht als Produkt aus Dispersionstensor und Konzentrationsgradient beschrieben:

$$f_{Dispersion} = \theta_w \cdot \underline{D} \cdot gradc \quad (8.2)$$

mit: $f_{Dispersion}$ = Dispersiver Stofffluss $[M \cdot L^{-2} \cdot T^{-1}]$, \underline{D} = Dispersionstensor $[L^2 \cdot T^{-1}]$, c = Stoffkonzentration $[M \cdot L^3]$

- Sorption: Physikalische oder chemische Bindung von im Wasser gelösten Stoffen an den inneren Oberflächen der Bodenmatrix. Die Sorption von Nitrat an der Bodenmatrix ist für die Berechnung von Nitrattransport in der Bodenzone von geringerer Bedeutung als die Advektion und Dispersion. Die Sorption stellt bei der Bilanzierung der Stoffumsatz- und Transportprozesse einen Quellen- bzw. Senkenterm dar. Die Sorptionsrate S errechnet sich aus:

$$\frac{\delta c}{\delta t} = -\frac{\rho_d}{\theta_w} \frac{\delta c_{sorb}}{\delta t} = S \quad (8.3)$$

mit: ρ_d = Korndichte $[M \cdot L^{-3}]$, c_{sorb} = sorbierte Konzentration $[M \cdot L^{-3}]$

Zur Lösung von Gleichung 8.3 ist die Spezifizierung der Sorptionsrate $\delta c_{sorb} \cdot \delta t^{-1}$ durch Kinetische- oder Gleichgewichts-Sorptionsmodelle notwendig (Kap. 8.2.1.3).

- Denitrifikation: Nitratabbau im Grundwasser durch die mikrobiell gesteuerte Mineralisation über reduzierte anorganische Verbindungen bis zum molekularen Stickstoff (N_2). Die Reaktionskinetik der autotrophen Denitrifikation kann als Reaktion erster Ordnung beschrieben werden. Das heißt, die Abbaurate des Nitrats ist eine Funktion der Zeit (Glg. 8.4)[Wendland, 1999].

$$c(t) = c_{gw} \cdot e^{-\lambda \cdot t} \quad (8.4)$$

mit: $c(t)$ = Nitratkonzentration nach Zeit (t) [ML^{-3}]; c_{gw} = Nitratkonzentration im neu gebildeten Grundwasser [ML^{-3}]; λ = Reaktionskonstante der Denitrifikation [a^{-1}]; t = Zeit

Bilanziert man die oben genannten Massenflüsse Advektion und Dispersion entsprechend dem Massenerhaltungsgesetz, so ergibt sich folgende, numerisch lösbare,

Allgemeine 3-d - Advektions-Dispersions-Transportgleichung:

$$\frac{\delta \theta_w c}{\delta t} = \left[\frac{\delta}{\delta x} \left(\theta_w D_{disp}^x \frac{\delta}{\delta x} \right) + \frac{\delta}{\delta y} \left(\theta_w D_{disp}^y \frac{\delta}{\delta y} \right) + \frac{\delta}{\delta z} \left(\theta_w D_{disp}^z \frac{\delta}{\delta z} \right) \right] \quad (8.5)$$

$$- \left[\frac{\delta}{\delta x} (q_x \cdot c) + \frac{\delta}{\delta y} (q_y \cdot c) + \frac{\delta}{\delta z} (q_z \cdot c) \right]$$

mit: $D_{disp}^x, D_{disp}^y, D_{disp}^z$ = Koeffizienten der hydrodynamischen Dispersion [$L^2 T^{-1}$]; v_x, v_y, v_z = Komponenten der Darcygeschwindigkeit [LT^{-1}]; c = Stoffkonzentration [ML^3]; t = Zeit [T]; θ_w = Volumetrischer Wassergehalt [-]

Um in der Advektions-Dispersions-Transportgleichung (Glg. 8.5) auch die Sorption zu berücksichtigen muss in diese ein Quellen- bzw. Senkenterm eingebaut werden. Für die eindimensionale Advektions-Dispersions-Gleichung ergäbe sich somit:

$$\frac{\delta c}{\delta t} = -v_a \frac{\delta^2 c}{\delta z^2} + D_L^{disp} - \frac{\rho_d}{\theta_w} \frac{\delta c_{sorb}}{\delta t} \quad (8.6)$$

mit: D_L^{disp} = Hydrodynamischer longitudinaler Dispersionskoeffizient [$L^2 \cdot t^{-1}$]

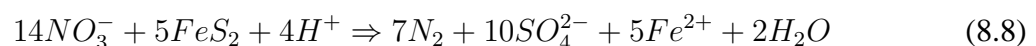
Bei Berücksichtigung von Nitratabbau durch autotrophe Denitrifikation erweitert sich Gleichung 8.6 um einen weiteren Senkenterm zu:

$$\frac{\delta c}{\delta t} = -v_a \frac{\delta^2 c}{\delta z^2} + D_L^{disp} - \frac{\rho_d}{\theta_w} \frac{\delta c_{sorb}}{\delta t} - \lambda c \quad (8.7)$$

8.1.3 Reaktionskinetik Denitrifikation

Anhand der Stoffwechselart der partizipierenden Bakterien wird die Redox - Reaktion in heterotrophe (Voraussetzung organische Kohlenstoffquellen) und autotrophe Denitrifikation (unter Beteiligung von Pyrit) unterschieden [Wendland, 1999; Obermann, 1982; Kölle *et al.*, 1983]. Voraussetzung für die effiziente Denitrifikation ist die Abstinenz von Sauerstoff, da dieser das

energetisch höherwertige Oxidationsmittel darstellt und in jedem Fall vor dem Nitrat reduziert wird. Aus diesem Grund ist die Denitrifikationsrate innerhalb der ungesättigten Bodenzone bei teilweise luftgefüllten Porenräumen lediglich sehr gering. Nitratabbau im Nordostdeutschen Tiefland findet im Wesentlichen über autotrophe Denitrifikation mit Pyrit als Elektronendonator und *Thiobacillus denitrificans* als kooperierendem Mikroorganismus statt [Wendland, 1999; Kölle *et al.*, 1983; Kölle, 1984; Böttcher *et al.*, 1985, 1989]. Die Reaktionsgleichung für die autotrophe Denitrifikation ist in Gleichung 8.8 gegeben:



Entsprechend Gleichung 8.4 handelt es sich bei der autotrophen Denitrifikation um einen Abbau erster Ordnung. Dabei kontrolliert die Reaktionskonstante λ (Glg. 8.4) die Geschwindigkeit des Abbaus. Sie berechnet sich aus der Halbwertszeit der Denitrifikation (Glg. 8.17) und stellt eine Funktion von unter anderem Wassergehalt (θ), Temperatur (T), Sauerstoffgehalt und C/N-Verhältnis dar (Glg. 8.9).

$$\lambda = f(\theta, T, C/N, C_{O_2}, \dots) \quad (8.9)$$

In unterschiedlichen Arbeiten werden für λ Werte von $0,17 \text{ a}^{-1}$ [Van Beek, 1987] bis $0,34 - 0,56 \text{ a}^{-1}$ [Böttcher *et al.*, 1989] angegeben, was Halbwertszeiten zwischen 1,2 - 4 a entspricht.

8.2 Modellierung von Nitratumsatz und -Transport in IWAN

Bei der Modellierung des Nitrattransports und des Nitratumsatzes in der Grundwasserzone der Auenlandschaft an der Havel gilt es, die komplexen Interaktionen zwischen Grundwasserkörper, Oberflächengewässer und der ungesättigten Bodenzone zu beachten. Räumliche Grundlage der Modellierung ist das Eigeneinzugsgebiet der Havel zwischen den Pegeln Potsdam und Garz (Kapitel 6.5). Für die Modellierung der Nitratdynamik im Grundwasser wurde das Modell MT3D [Zheng, 1990, 1996; Zheng and Wang, 1998] in das Modellkonzept von IWAN implementiert (Abb. 8.3).

Modellintern werden hierbei Advektion, Dispersion, Sorption sowie der biologische Nitratabbau durch autotrophe Denitrifikation im Grundwasser berechnet. Die Implementierung des MT3D Modells in das IWAN - Konzept ermöglicht die Analyse des Nitratabbaus wobei als Randbedingungen die Zusickerung aus der Wurzelzone als auch der Interaktion mit der Havel berücksichtigt werden. Dabei stellt der Eintrag von Nitrat aus der ungesättigten Bodenzone eine zeitlich variable obere Randbedingung dar. Die Quantifizierung der Nitrateinträge erfolgt auf

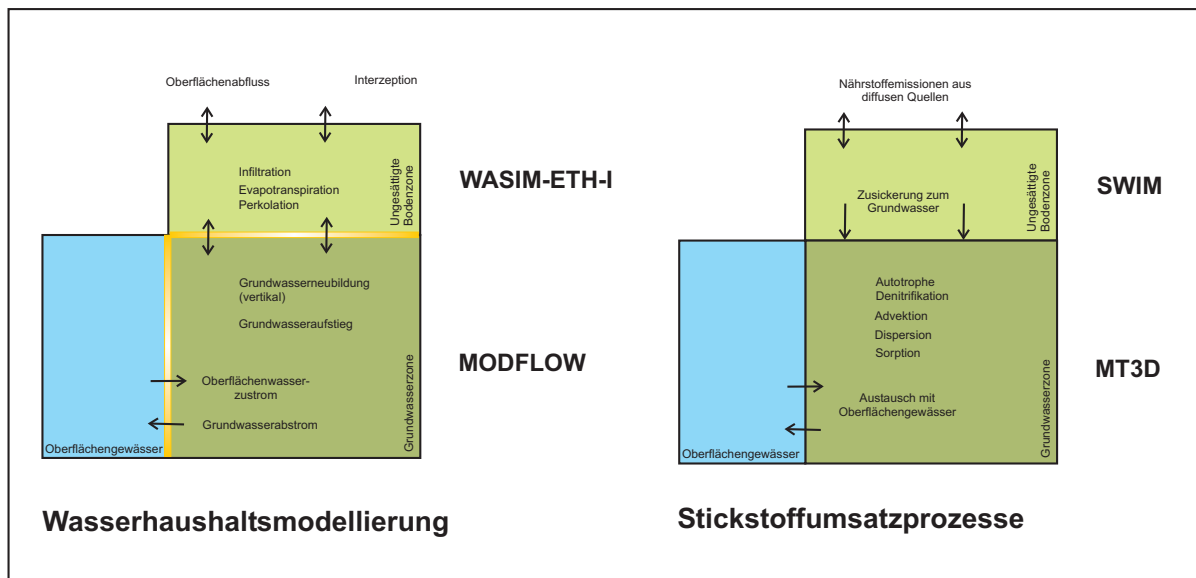


Abbildung 8.3: Implementierung der Modellierung des Nitratumsatzes in der Grundwasserzone durch MT3D in das Modellkonzept IWAN

der Basis von Berechnungen der Nitratauswaschung aus der ungesättigten Bodenzone mit dem Model SWIM [Krysanova *et al.*, 1996, 2000](Abb. 8.3). Seitliche Einträge aus den höher gelegenen Einzugsgebietsbereichen können aufgrund der sehr geringen Fließgeschwindigkeiten als nur wenig relevant betrachtet werden. Somit stellt die Interaktion zum Oberflächengewässer die einzige variable seitliche Randbedingung dar. Hier werden sowohl Einträge aus dem als auch Austräge in das Oberflächengewässer berücksichtigt. Dabei führen influente Verhältnisse (Oberflächengewässer speist das Grundwasser) im Fall von höheren Konzentrationen als im Grundwasser zu Konzentrationsanstieg im Grundwasser, im Fall von geringeren Konzentrationen als im Grundwasser zu einem Verdünnungseffekt. Die Simulation erfolgt in Tagesschrittweiten bei Berücksichtigung von, mit SWIM simulierten mittleren monatlichen Leakageraten aus der ungesättigten Bodenzone und gemittelten Konzentrationen im Oberflächengewässer als seitliche Randbedingung. Entsprechend der zu Grunde liegenden Wasserhaushaltsmodellierung (Kapitel 6.5) erfolgt auch die Simulation der Nitratdynamik auf 250 m Rasterweite. Aufgrund der eingeschränkten zeitlichen Verfügbarkeit von Messdaten der Nitratkonzentrationen im Oberflächengewässer wird lediglich der sechsjährige Zeitraum vom 01.01.1994 - 31.12.1999 simuliert.

8.2.1 Realisierung der Zeitschrittsteuerung und Parametrisierung in MT3D

8.2.1.1 Advektion

Die Modellierung der advektiven Ausbreitung in Strömungsrichtung erfolgt nach der numerischen Methode „Method of Characteristics“ (MOC) [Konikow and Bredehoeft, 1978]. Dabei erfolgt die Vorgabe der maximalen bewegten Partikelanzahl, der „Courant Number“ γ_c , welche die Anzahl der Zellen, welche während eines Zeitschritts durchlaufen werden können, definiert. Unter Vorgabe der Verteilung der Anfangspartikelzahlen pro Zelle wird die Bewegung der Teilchen durch das Fließfeld pro Zeitschritt berechnet. Bei der Verwendung des Euler Algorithmus für dieses Transportproblem erster Ordnung ist die maximale Transportzeitschrittlänge Δt limitiert nach Gleichung 8.10.

$$|\Delta t| \leq \gamma_c = R \cdot \text{MIN} \left[\frac{\Delta x}{v_x}, \frac{\Delta y}{v_y}, \frac{\Delta z}{v_z} \right] \quad (8.10)$$

mit: $\Delta x, \Delta y, \Delta z$ = Zellbreiten; v_x, v_y, v_z = Partikelgeschwindigkeiten in x, y und z - Richtung; R = Retardationsfaktor (Glg. 8.15)

8.2.1.2 Dispersion

Die Änderung der Konzentrationen durch Dispersion wird in MT3D mittels eines voll expliziten Finite Differenzen Schemas gelöst. Um hierbei numerische Stabilität bei der Lösung des Schemas garantieren zu können, ist der maximale Transportzeitschritt limitiert durch die Neumannzahl (Glg. 8.11).

$$\Delta t \leq \frac{0,5 \cdot R}{\frac{D_{xx}}{\delta x^2} + \frac{D_{yy}}{\delta y^2} + \frac{D_{zz}}{\delta z^2}} \quad (8.11)$$

wobei $\Delta x, \Delta y$ und Δz die Zellweiten in x, y und z Richtung und R den Retardationsfaktor darstellen. Die hydrodynamischen Dispersionskoeffizienten D_{xx}, D_{yy} und D_{zz} werden nach Gleichung 8.12 berechnet.

$$\begin{aligned} D_{xx} &= \alpha_L \cdot \frac{v_x^2}{|v|} + \alpha_{TH} \cdot \frac{v_y^2}{|v|} + \alpha_{TV} \cdot \frac{v_z^2}{|v|} + D \\ D_{yy} &= \alpha_L \cdot \frac{v_y^2}{|v|} + \alpha_{TH} \cdot \frac{v_x^2}{|v|} + \alpha_{TV} \cdot \frac{v_z^2}{|v|} + D \\ D_{zz} &= \alpha_L \cdot \frac{v_z^2}{|v|} + \alpha_{TH} \cdot \frac{v_x^2}{|v|} + \alpha_{TV} \cdot \frac{v_y^2}{|v|} + D \end{aligned} \quad (8.12)$$

Hierbei sind $\alpha_L[L]$ die longitudinale Dispersivität, $\alpha_{TH}[L]$ die horizontal transverse Dispersi-

vität, $\alpha_{TV}[L]$ die vertikal transverse Dispersivität und v_x, v_y, v_z sind die einzelnen Komponenten des Fließgeschwindigkeitsvektors in x, y und z - Richtung, welcher sich nach Gleichung 8.13 berechnet. Die Werte für die longitudinale sowie für die horizontale und vertikale transversale Dispersivität resultieren aus Empfehlungen in MT3D, welche auf umfangreichen Recherchen basieren.

$$|v| = \left(v_x^2 + v_y^2 + v_z^2 \right)^{1/2} \quad (8.13)$$

8.2.1.3 Sorption

Sorptionsprozesse sind beim Nitrattransport in der Bodenzone nur von untergeordneter Bedeutung. Die Sorption wird als lineare Gleichgewichtsisotherme dargestellt, was auf der Annahme beruht, dass für die Zelle [j,i,k] die sorbierten Konzentrationen $\bar{C}_{j,i,k}$ sich direkt proportional zu den gelösten Konzentrationen $C_{j,i,k}$ verhalten (Glg. 8.14).

$$\bar{C}_{j,i,k} = K_d \cdot C_{j,i,k} \quad (8.14)$$

Einen wesentlichen Einfluss auf die berechnete Sorption an der Bodenmatrix hat der Retardationsfaktor. Der Retardationsfaktor ist unabhängig von der Konzentration und wird nur einmal für jede Zelle zu Beginn der Simulation nach Gleichung 8.15 berechnet.

$$R_{j,i,k} = 1 + \frac{\rho_b}{n_{j,i,k}} \cdot K_d \quad (8.15)$$

mit: $n_{j,i,k}[-]$ = Porosität der Bodenmatrix; $K_d[L^3M^{-1}]$ = Verteilungskoeffizient; $\rho_b[ML^{-3}]$ = Raumdichte (Trockenmasse/Gesamtvolumen); $R_{j,i,k}$ = Retardationsfaktor; $\bar{C}_{j,i,k}$ = Konzentration (sorbiert); $C_{j,i,k}$ = Konzentration (gelöst)

8.2.1.4 Autotrophe Denitrifikation

Die autotrophe Denitrifikation wird als irreversible Reaktion erster Ordnung umgesetzt. Dabei wird die durch Biodegradation bedingte Konzentrationsänderung C_{Biodeg} zwischen zwei Zeitschritten für die Zelle [j,i,k] durch Gleichung 8.16 ausgedrückt.

$$\Delta C_{Biodeg\ j,i,k} = -\frac{\Delta t}{R_{j,i,k}} \cdot \left(\lambda_1 \cdot C_{j,i,k} + \lambda_2 \cdot \frac{\rho_b}{n_{j,i,k}} \cdot \bar{C}_{j,i,k} \right) \quad (8.16)$$

Die Umsatz- oder Zerfallsrate λ wird dabei berechnet durch Gleichung 8.17.

$$\lambda = \frac{\ln 2}{t_{1/2}} \quad (8.17)$$

Zur Bestimmung der Zerfallsraten bzw. Halbwertzeiten wurden aus der Literatur entnommene Werte genutzt (Kap. 8.1.3). Für die autotrophe Denitrifikation wird angenommen, dass λ für die gelöste und für die sorbierte Phase gleich groß ist.

8.3 Simulation des Nitratsatz im Eigeneinzugsgebiets der Havel

Basierend auf der in „SWIM“ simulierten Nitratauswaschung aus der durchwurzelten Bodenzone als obere Randbedingung und gemessenen Nitratkonzentrationen im Oberflächengewässer als seitliche Randbedingung wurde der Nitrattransport und -umsatz im Eigeneinzugsgebiet der Havel mit dem Modell IWAN simuliert. Abbildung 8.4 zeigt die für den Zeitraum 1994 - 1999 simulierten Nitratreinträge aus der durchwurzelten Bodenzone ins Grundwasser.

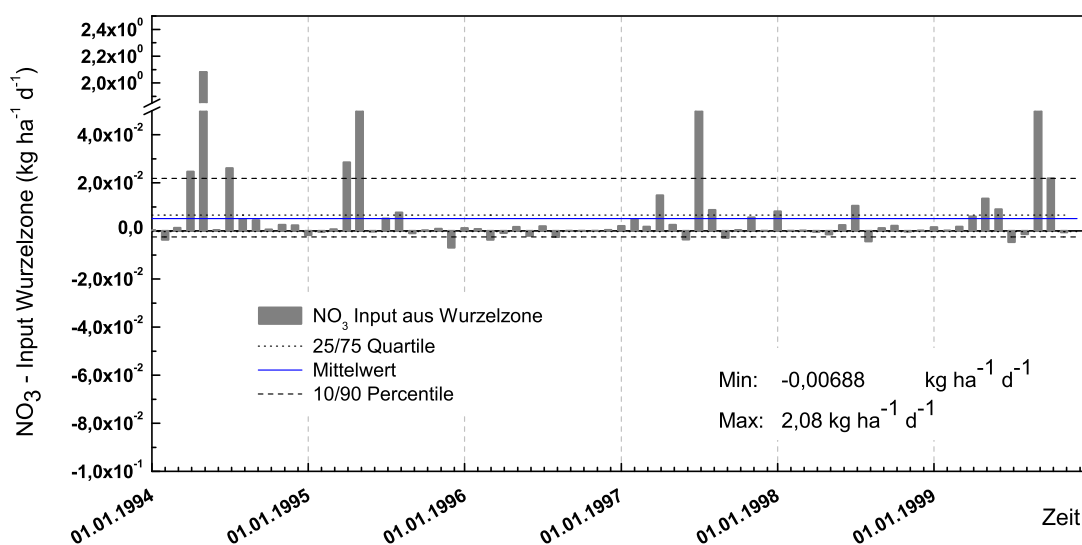


Abbildung 8.4: Nitrat - Eintrag/Austrag aus durchwurzelter Bodenzone, mit Modell „SWIM“ simulierte Nitratfrachten für 01.01.1994 - 31.12.1999 (pers. Mitteilung A. Habeck)

Deutlich wird, dass mit Ausnahme des Herbsts 1999 bedeutende Zusickerung von Nitrat vor allem während des Frühjahrs erfolgt. Die frühjährlichen Zustromraten liegen zwischen $0,01 - 0,02 \text{ kg} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{d}^{-1} \text{ NO}_3$, können im Einzelfall allerdings Werte von bis zu $2 \text{ kg} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{d}^{-1} \text{ NO}_3$ erreichen. Besonders hohe Frachten resultieren aus der im Modell „SWIM“ berücksichtigten

Mineraldüngerapplikation und zeitgleich auftretenden hohen Abflüssen bzw. Sickerraten. Die zeitliche Dynamik des aus dem Bodenspeicher freigesetzten Nitrats zeigt Abbildung 8.5.

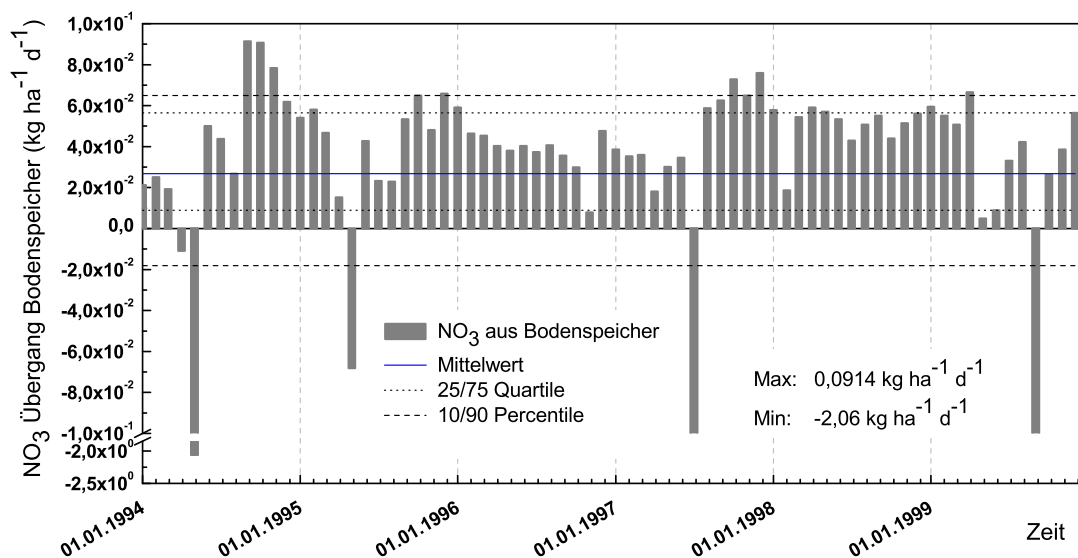


Abbildung 8.5: Simulierte Nitrat - Rücklösung aus dem Bodenspeicher (mit „IWAN“ simulierte Frachten für 01.01.1994 - 31.12.1999)

Die vereinzelt auftretenden hohen negativen Werte sind eine Reaktion auf die intensiven Einträge aus der durchwurzelten Bodenzone. Abbildung 8.6 zeigt die zeitlich stark variablen Ein- bzw. Austragsraten zwischen Grundwasser und Oberflächengewässer.

Deutlich wird, dass es neben Nitratfrachterhöhung in der Havel durch Zustrom aus dem Grundwasser (negative Werte) ebenfalls zur Verringerung der Nitratfrachten in der Havel durch Abstrom ins Grundwasser kommt. Es dominiert jedoch die Nitratfrachterhöhung vor allem während der Herbst- und Wintermonate. Abbildung 8.7 zeigt die modellierte zeitliche Dynamik der Nitratdegradation durch autotrophe Denitrifikation im Grundwasser. Stellt man die einzelnen Bilanzgrößen des Nitrathaushalts im Grundwasser gegenüber (Abb. 8.8), so wird deutlich, dass vor allem die autotrophe Denitrifikation zu einem nahezu vollständigen Umsatz überschüssigen Nitrats führt. Kommt es zu größeren Überschüssen, erfolgt, soweit es möglich ist, ein Ausgleich mit dem Oberflächengewässer, anderenfalls kommt es zu zusätzlichem kurzfristigen Rückhalt im Grundwasserspeicher.

Der effektive Abbau von überschüssigem Nitrat aber auch der stetige Zustrom aus der durchwurzelten Bodenzone führen zu einem ausgeglichenen Grundwasserspeicher mit sich nur gering verändernder Speicherfüllung (Abb. 8.9).

Trotz starker kurzfristiger Schwankungen ist die mittlere Nitratspeicheränderung der Bodenzo-

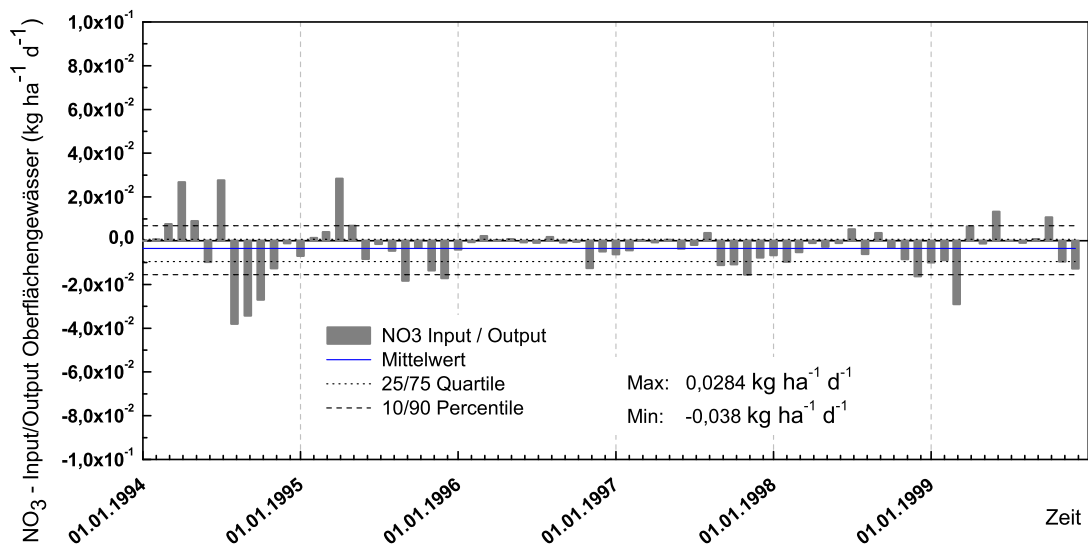


Abbildung 8.6: NO₃ Eintrag/Austrag aus Oberflächengewässer, mit „IWAN“ simulierte Frachten für 01.01.1994 - 31.12.1999 (negative Werte bedeuten Frachterhöhung in der Havel durch Grundwasserabstrom, positive Werte bedeuten Frachten aus dem Oberflächengewässer ins Grundwasser)

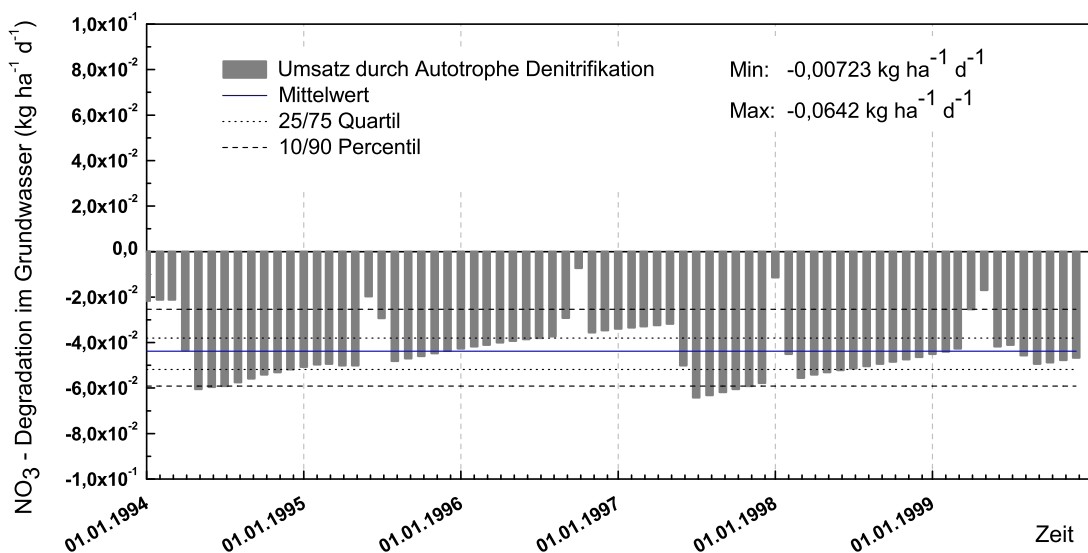


Abbildung 8.7: Biodegradation von Nitrat im Grundwasser durch autotrophe Denitrifikation, mit „IWAN“ simulierte Frachten für 01.01.1994 - 31.12.1999

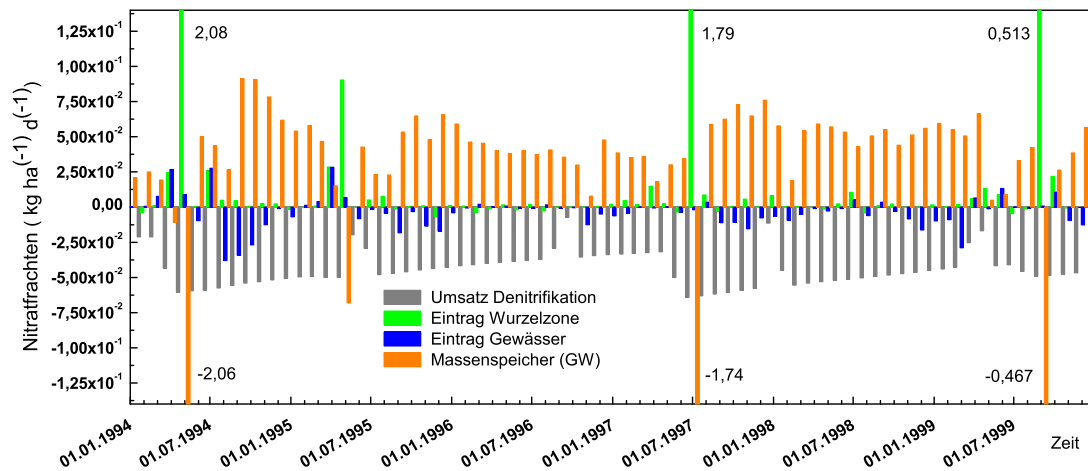


Abbildung 8.8: Bilanzierung von die Nitratkonzentrationen im Grundwasser erhöhenden / verringenden Frachtanteilen, mit „IWAN“ simulierte Frachten für 01.01.1994 - 31.12.1999

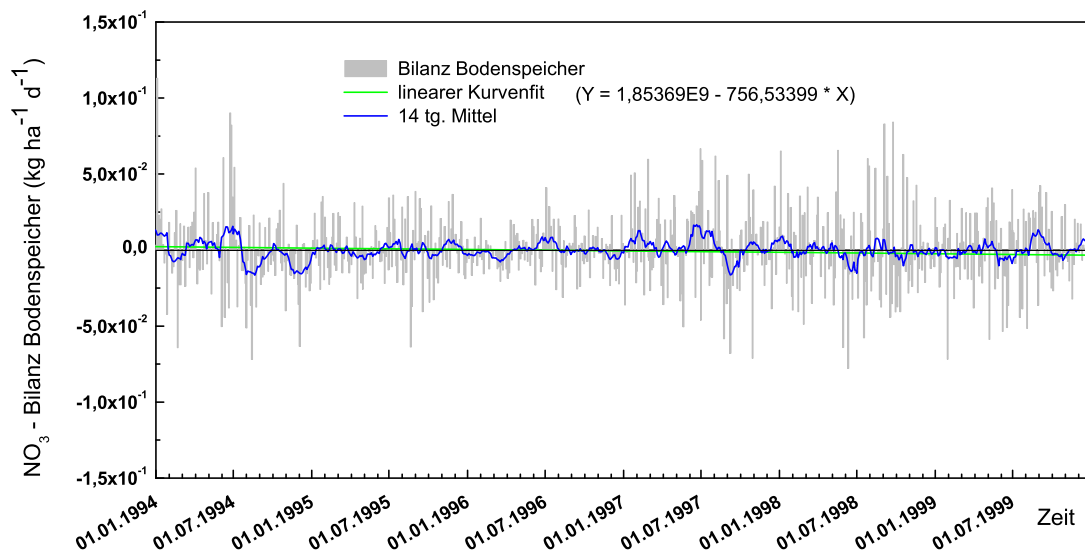


Abbildung 8.9: Änderung des Nitratspeichers im Grundwasser, mit „IWAN“ simulierte Frachten für 01.01.1994 - 31.12.1999

ne sehr ausgeglichen. Wie Abbildung 8.10 zeigt, spielt der grundwasserbürtige Nitratfrachtanteil aus dem Eigeneinzugsgebiet vor allem während Perioden mit geringen Nitratfrachten im Oberflächengewässer eine wesentliche Rolle. Während Perioden mit größeren Nitratfrachten ist der Anteil des aus dem Grundwasser eingetragenen Nitrats gering. Dies lässt darauf schlie-

ßen, dass die Nitratfracht aus dem Grundwasser des Eigeneinzugsgebiets an der Gesamtfracht einen zeitlich variablen, und häufig relativ geringen Anteil hat. Die zeitliche Dynamik der Nitratfrachtanteile aus dem Grundwasser korrespondiert hierbei eng mit der Abflusssdynamik aus dem Eigeneinzugsgebiet (Abb. 6.27).

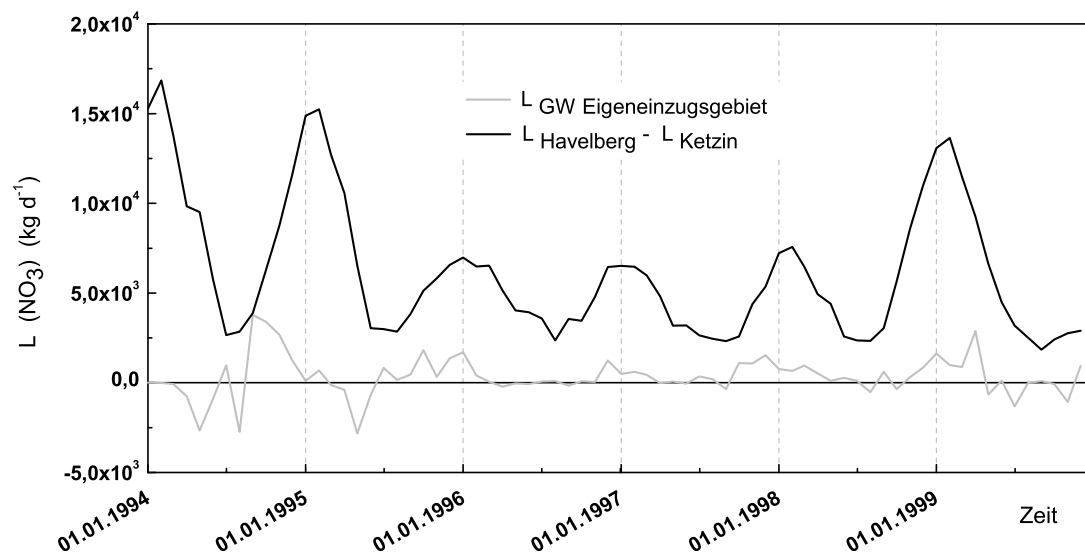


Abbildung 8.10: Vergleich der mit „IWAN“ simulierten grundwasserbürtigen Nitrat - Frachten mit am Pegel Havelberg gemessenen Gesamtnitratfrachten der Havel für 01.01.1994 - 31.12.1999

8.4 Simulation von Landnutzungsszenarien

Kapitel 7 beschäftigte sich mit der Simulation von Szenarien zur Bewertung verschiedener Managementoptionen hinsichtlich ihres Optimierungspotenzials für den Wasserhaushalt. Analog zum Wasserhaushalt lag auch die Bewertung des Potenzials von Managementmaßnahmen zur Optimierung der Gewässergüte im Fokus der komplexen Bewirtschaftungsszenarien im Einzugsgebiet der Havel. Die zu diesem Zweck analog zum Fokusgebiet an der Unteren Havel (Kap. 7) entwickelten Szenarien für das Eigeneinzugsgebiet der Havel [Jacobs and Jessel, 2003] berücksichtigen neben der Variation der Landnutzungsmuster und Bewirtschaftungsstrategien (z.B. Mahdtermine, Mineraldüngerapplikation) auch Managementänderungen in der Wasserwirtschaft und Siedlungswasserwirtschaft (Kap. 7). Die Analyse der mit SWIM simulierten Nitrat-Sickerfrachten aus der Wurzelzone belegt bedeutende Veränderungen für nur zwei dieser Szenarien (Szenario 1 und Szenario 3). Im Folgenden werden deshalb die Änderungen in

der Nitratsdynamik im Grundwasser und die veränderten grundwasserbürtigen Nitratfrachten im Eigeneinzugsgebiet ausschließlich für diese beiden Szenarien betrachtet (Abb. 8.11).

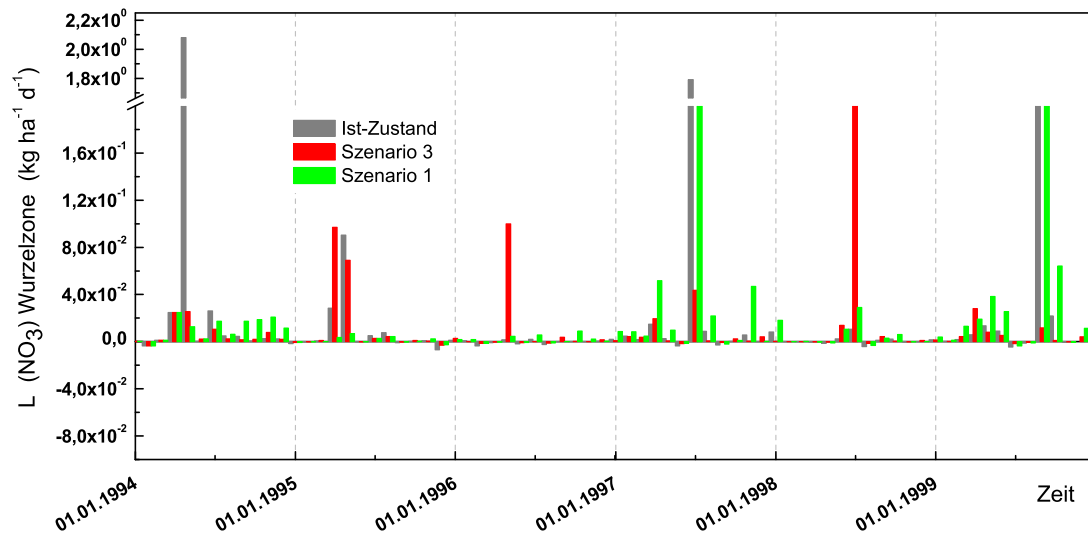


Abbildung 8.11: Vergleich der zusickernden Nitrat - Frachten als obere Randbedingung in IWAN in Form der mit dem Modell „SWIM“ (pers. Mitteilung A. Habeck) simulierten Nitratausträge aus der Wurzelzone für 01.01.1994 - 31.12.1999

Wie Abbildung 8.11 zeigt, resultieren aus beiden, mit dem Ziel der Gewässergüteverbesserung optimierten Szenarien nicht ausschließlich geringere Nitratfrachten aus der Wurzelzone. Zu einigen wenigen Zeitpunkten übertreffen die zusickernden Nitratfrachten unter Szenarienbedingungen die Frachten unter aktuellen Bedingungen. Abbildung 8.12 und 8.13 zeigen die veränderten Nitratfrachten einzelner Frachtbilanzglieder „Zusickerung aus der Wurzelzone“, „Denitrifikationsverluste“, „Austausch mit dem Oberflächengewässer“ und „Übergang aus dem / in den Grundwasserspeicher“ unter Szenariobedingungen.

Es zeigte sich deutlich, dass es aufgrund variierender Einträge aus der Wurzelzone zu Veränderungen innerhalb der zeitlichen Dynamik der einzelnen Bilanzgrößen kommt. So resultieren z. B. aus verminderten Einträgen sowohl geringere Denitrifikationsraten als auch geringere Nitratfrachten aus dem Grundwasser ins Oberflächengewässer, was eine geringere Frachtaufhöhung in der Havel zur Folge hat. Die Gesamtfrachtbilanz ist ähnlich wie unter realen Bedingungen weitgehend ausgeglichen. Abbildung 8.14 zeigt die aus den vorwiegend geringeren Zusickerraten resultierenden veränderten Nitratfrachten aus dem Grundwasser ins Oberflächengewässer.

Im Gegenzug dazu bleiben die Nitratreinträge aus der Havel ins Grundwasser unverändert. Betrachtet man die Veränderungen der Frachten allerdings unter Berücksichtigung der insgesamt

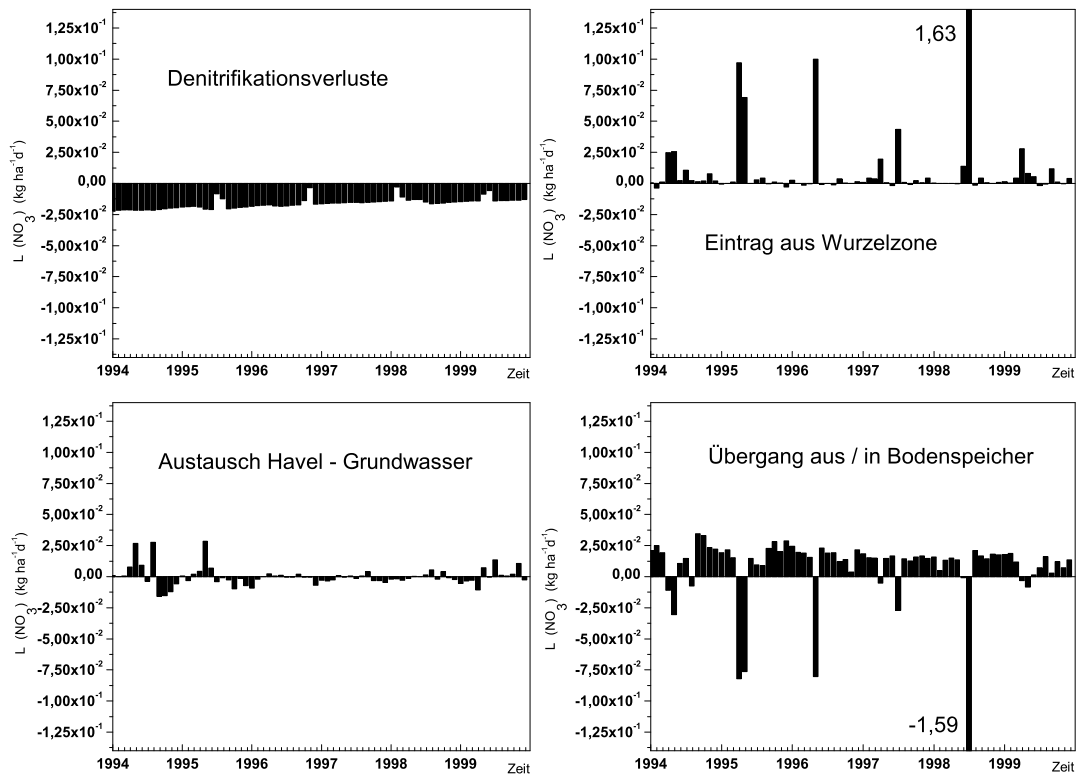


Abbildung 8.12: Simulierte Nitratfrachtanteile „Zusickerung aus der Wurzelzone“, „Denitrifikationsverluste“, „Austausch mit dem Oberflächengewässer“ und „Übergang aus dem / in den Grundwasserspeicher“ für Szenario 3, 01.01.1994 - 31.12.1999

nur geringen Frachtanteile aus dem Eigeneinzugsgebiet an der Gesamtfracht (Abb. 8.10), so wird die insgesamt eher geringe Bedeutung der Frachtveränderungen aus dem Eigeneinzugsgebiet für die Gesamtnitratfracht in der Havel deutlich. Veränderungen der grundwasserbürtigen Nitratfrachten aus dem Eigeneinzugsgebiet von bis zu 50 % bewirken im Mittel nur geringe Veränderungen in den Havelfrachten. Ausnahmen bilden trockene Perioden mit geringen Abflüssen und daraus resultierenden geringeren Nitratfrachten in der Havel. Während dieser Perioden kann die Verringerung von Einträgen aus dem Grundwasser zu einer spürbaren Verbesserung der Gewässergüte führen.

Wenngleich gezeigt wurde, dass die aufgrund optimierter Managementstrategien erfolgenden Verringerungen der Nitratreinträge aus dem Grundwasser keine starken Veränderungen der Oberflächengewässergüte bewirken, konnte jedoch ein positiver Einfluss auf die Grundwassergüte nachgewiesen werden. So resultierten Verringerungen der Nitratbelastung des Grundwassers vor allem aus den Bedingungen von Szenario 3 (Abb. 8.15).

Obwohl auch in Szenario 3 die Nitratgehalte im Grundwasser tagesperiodisch und saisonal

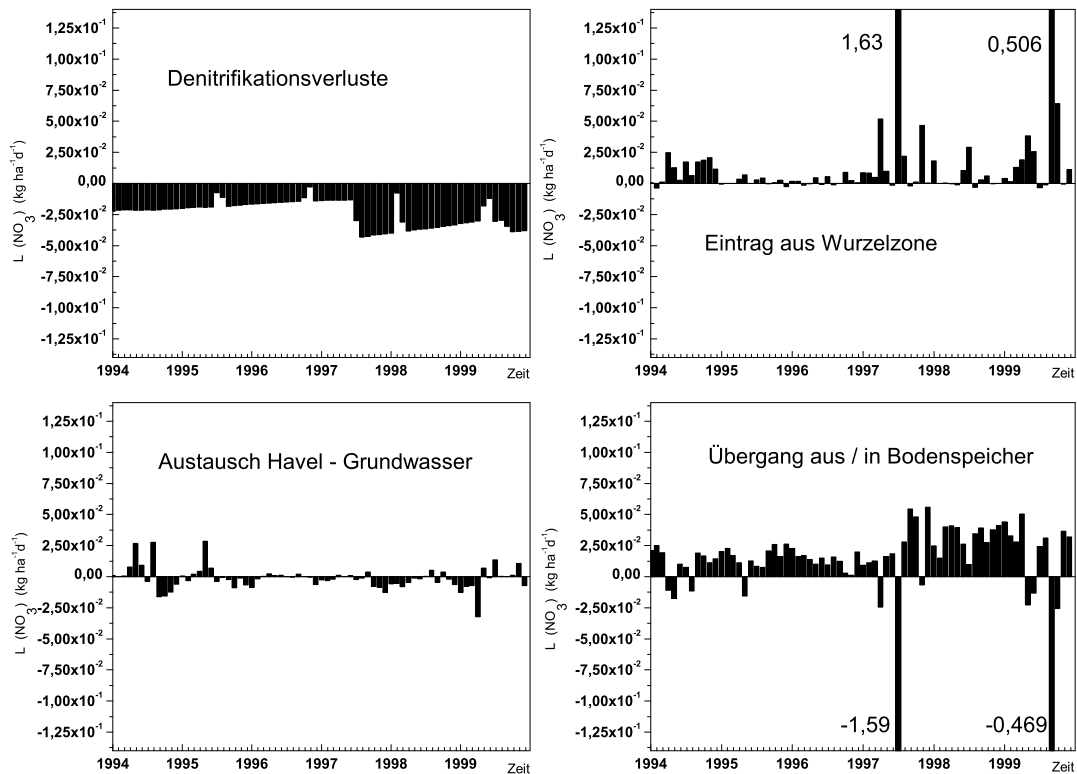


Abbildung 8.13: Simulierte Nitratfrachtanteile „Zusickerung aus der Wurzelzone“, „Denitrifikationsverluste“, „Austausch mit dem Oberflächengewässer“ und „Übergang aus dem / in den Grundwasserspeicher“ für Szenario 1, 01.01.1994 - 31.12.1999

unterschiedlich stark schwanken, ist eine deutliche abnehmende Tendenz der in der Grundwasserzone gespeicherten Nitratmenge zu erkennen. Dieses Ergebnis belegt die Möglichkeit, durch Veränderungen im Management und in der Landbewirtschaftung im Untersuchungsgebiet nachhaltige Verbesserungen der Grundwassergüte zu bewirken.

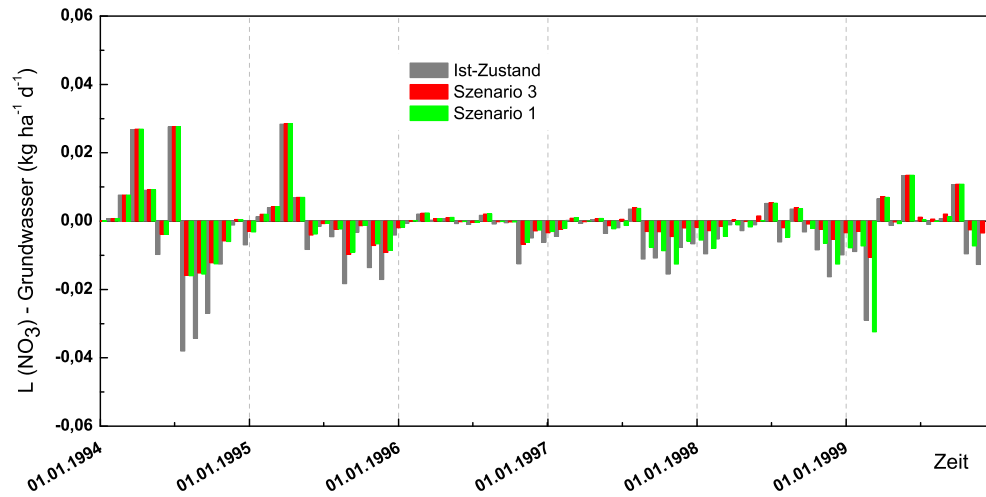


Abbildung 8.14: Mit „IWAN“ simulierte grundwasserbürtige Nitratfrachten aus dem Einzugsgebiet unter Szenariobedingungen und unter realen Bedingungen für 01.01.1994 - 31.12.1999

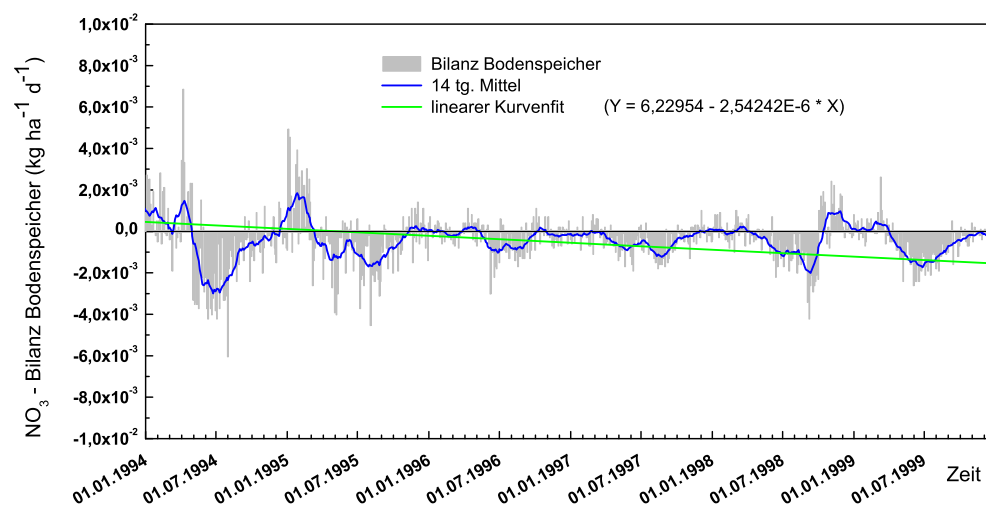


Abbildung 8.15: Nitratbilanz des Bodenspeichers für Szenario 3 (01.01.1994 - 31.12.1999)

8.5 Diskussion Simulationsergebnisse Nitratsdynamik

Die Ergebnisse der Simulation der Stickstoffmetabolik im Grundwasser des Eigeneinzugsgebiets belegen den zeitlich variablen Einfluss grundwasserbürtiger Nitratfrachten an der Gesamtfracht der Vorflut. Vor allem während Perioden mit geringen Frachten in der Havel stellt der Nitratzuström aus dem Grundwasser analog zum Abflussverhalten aus dem Eigeneinzugsgebiet (Kap. 6) einen wichtigen Anteil an der Gesamtfracht in der Havel dar. Die Interaktionen zwischen Grundwasser und Oberflächengewässer bedingen dabei nicht ausschließlich Frachtaufhöhungen in der Havel durch Austrag aus dem Grundwasser, sondern ebenso Frachtverringerungen durch Retention im Grundwasser. Analog zur Dynamik des Wasserhaushalts treten beide Prozesse teilweise zeitlich parallel in unterschiedlichen Bereichen des Einzugsgebiets auf. Die Simulationsergebnisse belegen, dass grundwasserbürtige Nitratfrachten aus dem Eigeneinzugsgebiet zumeist nur einen geringen Anteil an der Gesamtfracht der Havel ausmachen. Dies bedeutet, dass ein Großteil der Nitrateinträge aus anderen Quellen, z.B. aus oberflächigen Einträgen oder Einträgen aus der, durch Drainagegräben angeschnittenen ungesättigten Bodenzone stammen muss, innerhalb welcher es keine nennenswerten Denitrifikationserscheinungen gibt. Es kann festgehalten werden, dass die direkt mit der Havel kommunizierenden Grundwässer in zeitlicher wie räumlicher Dynamik sowohl als Nitratquellen als auch als Nitrat-senken fungieren.

Szenariosimulationen belegen die Möglichkeit, durch Veränderung der Landwirtschaft und des Managements im Eigeneinzugsgebiet der Havel eine Verringerung der Nitrateinträge aus der Wurzelzone ins Grundwasser und sukzessive auch verringerte Nitratausträge aus dem Grundwasser in die Havel erreichen zu können. Gleichwohl zeigt sich deutlich der begrenzte Einfluss von Veränderungen der Nitratfrachten aus dem Grundwasser in Relation zur wesentlich größeren Gesamtnitratfracht in der Havel. Selbst Veränderungen der Nitratfrachten aus dem Grundwasser von bis zu 50 % bewirken nur unerhebliche Veränderungen in der Gesamtfracht der Havel. Erheblich sind im Gegensatz dazu allerdings die nachhaltigen Veränderungen der im Grundwasser gespeicherten Nitratmengen. Es konnte gezeigt werden, dass die Minimierung der Nitratfrachten aus der Wurzelzone zur nachhaltigen Verbesserung der Grundwassergüte führen kann.

Die Simulation der autotrophen Denitrifikation erfolgte unter der Voraussetzung der permanenten Präsenz ausreichender Pyritkonzentrationen. Dieser Zustand kann allerdings bei Extrapolation der Szenarioannahmen über die nahe Zukunft hinaus als nur teilweise gegeben angenommen werden, da sich der irreversible Abbau des Reduktionsmittels Pyrit durch autotrophe Denitrifikation von Nitrateinträgen fortsetzt [Wendland, 1999]. Die vollständige Erschöpfung des Reduktionsmittels führt zum Nitratdurchbruch, dem ungebremsten Anstieg der Nitratkonzentrationen im Grundwasser. Laut Wendland [1999] kann dieser Nitratdurchbruch im Nord-

ostdeutschen Tiefland in Abhängigkeit von standortspezifischen Verhältnissen und aquiferspezifischen Charakteristika in einer Zeitspanne von 50 - 900 Jahren erfolgen, was zu einer weiteren deutlichen Verschlechterung der Grundwasserbeschaffenheit führen würde.

Kapitel 9

Zusammenfassung und Ausblick

Die folgende Zusammenfassung diskutiert die Ergebnisse der experimentellen Wasserhaushaltsuntersuchungen sowie der gekoppelten Bodenwasserhaushalts - Grundwasser - Modellierung auf verschiedenen Einzugsgebietskalen unter Berücksichtigung des Regionalisierungsansatzes und der Simulationen im Eigeneinzugsgebiet der Havel. Des Weiteren werden die Simulationsergebnisse von Landnutzungs- und Gewässerstruktur- / Gewässergeometrieszenarien an der Unteren Havel sowie die Ergebnisse der Nitratmodellierung im Grundwasser analysiert. Abschließend wird ein Ausblick auf den verbleibenden Forschungsbedarf gegeben.

9.1 Wasserhaushaltsuntersuchungen

Die Untersuchung der Wasserhaushaltsdynamik sowie der Oberflächenwasser - Grundwasser - Interaktionen basieren sowohl auf experimentellen Untersuchungen und der explorativen Datenanalyse als auch auf Modellsimulationen mit dem Modell IWAN. Die Untersuchungen beziehen sich vor allem auf das Einzugsgebiet der „Unteren Havel Niederung“, auf Teileinzugsgebiete an der Unteren Havel sowie auf das Eigeneinzugsgebiet in der Talaue der Havel zwischen Potsdam und Garz.

Experimentelle Wasserhaushaltsuntersuchungen Anhand der experimentellen Wasserhaushaltsanalysen in der „Unteren Havel Niederung“ konnte gezeigt werden, dass Grundwasser - Oberflächenwasser - Interaktionen einen besonderen Einfluss auf den Wasserhaushalt von Talauen in Flachland-einzugsgebieten haben. Messergebnisse von Grundwasserständen und Bodenfeuchte an verschiedenen Messpegeln im Untersuchungsgebiet „Untere Havel Niederung“ belegen den Einfluss von sowohl klimatisch angetriebener vertikaler Bodenwasserbewegung als auch von lateraler Grundwasserbewegung infolge der Interaktion mit benachbarten Oberflächengewässern auf den Bodenwasserhaushalt. Es zeigte sich weiterhin, dass die zeitlich stark

variablen Interaktionen zwischen Einzugsgebiet und Vorflut ebenso eine starke räumliche Dynamik aufweisen. Dabei hat neben der Topographie, den Bodeneigenschaften sowie dem Gradienten der Wasserspiegel die Entfernung zum Oberflächengewässer den größten Einfluss auf die Intensität der Interaktionen zwischen Oberflächengewässer und Grundwasser.

Die öko-hydrologische Bedeutung einer intakten Auenlandschaft als Retentionsraum während Trockenperioden aufgrund der längeren Verweildauer und Reaktionszeit des Grundwassers konnte qualitativ nachgewiesen werden. Die Analyse gemessener Abflussganglinien am Überfallmesswehr „Mühlengraben“ belegt, dass hauptsächlich Basisabfluss zur Entwässerung der pleistozänen Hanglagen beiträgt. Zusätzlich zur zumeist qualitativen Charakterisierung des Wasserhaushalts dienten die erhobenen Daten der konsistenten Definition von Rand- und Anfangsbedingungen der Wasserhaushaltssimulationen im Model IWAN.

Wasserhaushaltssimulationen „Untere Havel Niederung“ Die Entwicklung des gekoppelten Modellsystems „IWAN“, welches Prozesse des Bodenwasserhaushalts und des Grundwassers in Interaktion zum Oberflächengewässer miteinander verbindet, ermöglicht die quantitative Analyse von Abflussbildung und Wasserhaushaltsdynamik in Tieflandsauen. Ebenso konnten bereits auf den experimentellen Wasserhaushaltsuntersuchungen basierende qualitative Ergebnisse quantifiziert werden.

Die Teilmodelle in der Wasserhaushaltsmodellierung im Modellkonzept IWAN, das Wasserhaushaltsmodell WASIM-ETH-I und das Grundwassermodell MODFLOW, wurden in Teileinzugsgebieten der „Unteren Havel Niederung“ kalibriert und anschließend für die gesamte Niederung erfolgreich validiert. Dabei wurde ein mittlerer Nash&Sutcliff - Index von 0,82 erreicht. Es konnte gezeigt werden, dass die Kopplung dieser beiden Modelle eine geeignete Grundlage für die quantitativen Wasserhaushaltsuntersuchungen an der Unteren Havel darstellt. Es wurde die Anwendbarkeit des Modells für den Untersuchungsraum geprüft und die Limitierung der Anwendung des Ansatzes in Abhängigkeit der topographischen Variabilität und räumlichen Heterogenität des Untersuchungsgebiets analysiert.

Mittels der Modellkopplung durchgeführte Wasserhaushaltsanalysen belegen die Bedeutung lateraler Prozesse sowie der Grundwasser - Oberflächenwasser - Interaktionen für den Wasserhaushalt im Untersuchungsgebiet „Unteren Havel Niederung“. Die Wasserhaushaltssimulationen in den verschiedenen Untersuchungsgebieten zeigen, dass während der Simulationsperioden neben vertikalen Bodenwasserflüssen (Perkolation, Verdunstungsentzug) auch laterale Fließvorgänge (vor allem Interaktionen zwischen Grundwasser und Oberflächengewässer) zur Grundwasserneubildung beitragen. Dementsprechend definiert sich die Grundwasserneubildungsdynamik in der Talauenlandschaft als Summe aus vertikaler und lateraler Grundwasserneubildung.

Es konnte nachgewiesen werden, dass in der grundwassernahen Talauenlandschaft an der Havel der Einfluss der lateralen Bodenwasserflüsse die Grundwasserneubildungsdynamik und den Wasserhaushalt ganzjährig dominiert und die Dynamik der vertikalen Grundwasserneubildung weitgehend überprägt. Besonders deutlich wird die Dominanz der lateralen Bodenwasserflüsse während der frühjährlichen Hochwässer, wenn mehr als 90 % der Grundwasserneubildung aus Oberflächenwasserinfiltration resultieren. Die Analyse der Austauschvorgänge zwischen Grundwasser und Oberflächengewässer verdeutlichte, dass ganzjährig sowohl influente als auch effluente Flüsse, z.T. zeitgleich in unterschiedlichen Bereichen des Einzugsgebietes auftreten. Es konnte nachgewiesen werden, dass die zeitliche Grundwasserdynamik mit Grundwasserneubildungsperioden im Mittel von Spätherbst bis Frühjahr und Grundwasserzehrphasen im Sommer primär aus der Variabilität der Grundwasser - Oberflächenwasser - Interaktion und nur sekundär aus regional-klimatischen Einflüssen resultiert.

Die räumliche Variabilität der Interaktionen zwischen Grundwasser und Oberflächengewässer konnte spezifiziert und quantifiziert werden. Es wurde gezeigt, dass ein nennenswerter Einfluss der Oberflächenwasserstandsdynamik auf den Wasserhaushalt des umliegenden Einzugsgebietes in Abhängigkeit der Substrateigenschaften und Topographie sich im Mittel auf einen Streifen von 1200 m Breite entlang des Oberflächengewässers bezieht. Außerhalb dieser Zone erfolgt nahezu keine Beeinflussung des Wasserhaushalts der Aue durch die Wasserstandsdynamik im Oberflächengewässer. Diese Größe stellt einen Mittelwert dar und schwankt in Abhängigkeit von Querschnitt und Wasserstandsdynamik des Oberflächengewässers. So wurden im Einzugsgebiet „Untere Havel“ Beeinflussungen des Bodenwasserhaushalts durch die Oberflächenwasserstandsdynamik bis in eine Entfernung von 3600 m vom Oberflächengewässer nachgewiesen. Es gelang weiterhin mit Hilfe der gekoppelten Wasserhaushalts- Grundwassermodellierung in IWAN spezifische hydrologische Ereignisse wie z. B. das Augusthochwasser 2002 adäquat zu simulieren. Auf Basis der Simulationsergebnisse konnten die zeitliche Dynamik des Überstaus sowie des Überstauvolumens in der „Großen Graben Niederung“ ($4,4 \cdot 10^6 \text{ m}^3$) quantifiziert und die Bedeutung der durch Abpumpen nicht genutzten Retentionsvolumina diskutiert werden.

Wasserhaushaltssimulationen Eigeneinzugsgebiet Die Regionalisierung der Wasserhaushaltssimulationen über die Grenzen des intensiv untersuchten Einzugsgebietes der „Unteren Havel Niederung“ hinaus erforderte die Entwicklung eines Algorithmusses zur Abgrenzung von Einzugsgebietsgrenzen oder Prozessräumen. Aufgrund der ausgeprägten raumzeitlichen Dynamik der flächenhaften unterirdischen Interaktionsprozesse sowie der Unzulänglichkeit der reliefbasierten Einzugsgebietsausweisung wurde als prozessbasierter Bezugsraum für die Modellanwendungen das Eigeneinzugsgebiet als der von der Oberflächenwasserstandsdynamik beeinflusste Interaktionsraum in der Talaue definiert.

Auf der Basis lokaler Simulationsergebnisse sowie geomorphologischer und gewässermorphologischer Analysen wurde ein Algorithmus zur Abgrenzung des direkten Eigeneinzugsgebiets eines Teilabschnitts der Havel als Zone der direkten Interaktion zwischen Oberflächengewässer und umgebendem Einzugsgebiet entwickelt. Dieser Algorithmus wurde für die Havel zwischen den Pegeln Potsdam und Garz angewandt und das Eigeneinzugsgebiet der Havel zwischen diesen beiden Pegeln abgegrenzt.

Wasserhaushaltssimulationen im Eigeneinzugsgebiet belegen eine ausgeprägte Saisonalität der Grundwasserneubildungsraten. Diese weicht von den simulierten Raten im Teileinzugsgebiet „Untere Havel Niederung“ insofern ab, als dass im Eigeneinzugsgebiet eine ausgeprägtere Grundwasserzehrphase während des Sommers auftritt, welche im Gegensatz zum Einzugsgebiet „Untere Havel Niederung“ im Mittel schon im Frühjahr beginnt. Ursache hierfür liegt in den deutlich höheren Grundwasserverlusten durch Abstrom in die Havel und eine Beschränkung der Grundwasserneubildungsphasen durch Zustrom von Havelwasser auf die Wintermonate. Vor allem die Interaktion mit dem Oberflächengewässer zeigte starke interanuelle Differenzen. Dies führte bei der Analyse der mittleren jährlichen Dynamik zur Relativierung innerjähriger periodischer Schwankungen.

Es konnte gezeigt werden, dass der Anteil des im Eigeneinzugsgebiet gebildeten Abflusses am insgesamt zwischen beiden Pegeln gebildeten Abfluss (inklusive der seitlichen Zuflüsse zwischen den begrenzenden Pegeln) vor allem während Niedrigabflussperioden innerhalb trockener Sommermonate bedeutend ist. Während der Abflussanteil des Eigeneinzugsgebietes von Herbst bis Frühjahr mit weniger als 5 % gering ist oder es sogar zu Zustrom von Oberflächenwasser aus der Havel kommt, kann mit einem Abfluss von im Mittel $2 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ während der sommerlichen Niedrigwasserperioden ein Anteil von bis zu 30 % am zwischen Potsdam und Garz gebildeten Abfluss quantifiziert werden. Der Anteil am Gesamtabfluss der Havel schwankt zwischen weniger als 1% während hoher Wasserstände im Oberflächengewässer und bis zu 8 % während der sommerlichen Niedrigabflussperioden.

Dies bedeutet, dass die bedeutendste Abflussaufhöhung durch Grundwasserzustrom aus dem Eigeneinzugsgebiet in eine ökologisch sehr sensible Phase fällt. Dies ist vor allem bei Berücksichtigung der transportierten Nährstofffrachten von ökologischer Relevanz. Vergleicht man den sommerlichen Grundwasserzustrom allerdings direkt mit den Abflüssen in der Havel, so wird deutlich, dass auch durch künstlichen Rückhalt im Winter und gezielte Zugabe von Grundwasser zum Oberflächengewässer während Niedrigwasserperioden eine nennenswerte Abflussaufhöhung nicht möglich ist. Die interanuellen Schwankungen der Interaktionsdynamik zwischen Grundwasser und Oberflächengewässer belegen dagegen klar den starken Einfluss der Stauhöhensteuerung der Havel auf den Gebietswasserhaushalt des umgebenden Einzugsgebiets.

9.2 Simulation von Wasserhaushaltsszenarien

Landnutzungsszenarien Zur Abschätzung des Einflusses von veränderter Landnutzung und Management auf den Wasserhaushalt der Talaue wurden 4 Szenarien entwickelt, welche Landnutzungsänderungen basierend auf verschiedenen Zielvorstellungen reflektieren. Die Simulation des Wasserhaushalts unter Vorgabe dieser Szenarien zeigte, dass es durch veränderte Landbedeckung zu Änderungen der Verdunstung von bis zu 35 % kommt, was eine veränderte Bilanz der vertikalen Grundwasserneubildung zur Folge hat. Die Simulationsergebnisse zeigten allerdings ebenso, dass diese durch Änderungen im vertikalen Zu- und Abstrom hervorgerufenen Wasserhaushaltsdifferenzen durch sukzessive Veränderungen in der lateralen Bodenwasserbewegung weitgehend ausgeglichen werden. So unterscheiden sich die Gesamtgrundwasserneubildungsraten unter Szenariobedingungen selbst in den Perioden größter Abweichung um weniger als 10 % von den aktuellen Bedingungen.

Die größten szenarienbedingten Wasserhaushaltsänderungen treten in vorflutfernen Bereichen mit geringer Interaktion zum Oberflächengewässer auf, in welchen es nur zu geringem lateralen Ausgleich vertikaler Differenzen kommt. In Bereichen mit wirksamen Interaktionen zwischen Grundwasser und Oberflächengewässer werden Verluste an vertikaler Grundwasserneubildung durch Zunahme des lateralen Zustroms aus dem Oberflächengewässer sowie verminderte Abstromraten von Grundwasser ausgeglichen. Ebenso resultieren aus verstärkter vertikaler Grundwasserneubildung erhöhte Grundwasserabstromraten in die Vorflut und geringere Zustromraten aus dem Oberflächengewässer. Es konnte gezeigt werden, dass es aufgrund des lateralen Ausgleichs veränderter vertikaler Grundwasserneubildungsraten unter den angenommenen Landnutzungsänderungen zu keinen signifikanten Veränderungen der Grundwasserstände im Untersuchungsgebiet kommt. Eine Ausnahme bilden grundwasserferne Standorte, welche keinen Grundwasseranschluss ans Oberflächengewässer besitzen und als Ergebnis der Szenarienannahmen geringfügige Grundwasserstandsänderungen von bis zu +/- 10 cm aufweisen.

Gewässerstruktur / Gewässergeometrieszenarien Um den Einfluss von Veränderungen der Gewässerstruktur und der Geometrie von Drainagen auf den Wasserhaushalt abzubilden wurde ein Szenario entwickelt, welches vom Rückbau sämtlicher künstlicher Drainanlagen im Einzugsgebiet „Untere Havel Niederung“ ausgeht. Die Simulation der Wasserhaushaltsdynamik in diesem Gebiet zeigte, dass eine Reduktion der Drainagestrukturen zu deutlichen Veränderungen in Wasserhaushalt und Grundwasserdynamik führen würde. Die Grundwasserneubildungsdynamik wäre unter Szenarioannahmen ausgeglichener als unter aktuellen Bedingungen. Dies bedeutet, dass aufgrund verringerten Zustroms aus dem Oberflächengewässer während der Grundwasserneubildungsphase von Herbst bis Frühjahr weniger Grundwasserneubildung erfolgen würde (im Mittel ca. 25 % Abnahme). Während dessen wäre die Grundwasserzehrphase im

Sommer von geringeren Verlusten gekennzeichnet. Szenarienbedingt würde dann im Mittel bis zu 65 % weniger Grundwasserzehrung auftreten. Ursache hierfür ist vor allem der simulierte geringere Austausch zwischen Grundwasser und Oberflächenwasser. Der angenommene Drainagerückbau bedingt eine Verringerung des Wirkungsgrades der Interaktion zwischen Fluss und Einzugsgebiet.

In Bereichen, welche durch ihre relativ geringe Entfernung zu den verbliebenen Oberflächengewässerstrukturen weiterhin unter Einfluss von Grundwasser - Oberflächenwasser - Interaktionen stehen, führt dieser Effekt aufgrund geringerer Neubildung während der Grundwasserneubildungsphasen sowie geringeren Verlusten während der Grundwasserzehrphasen zur Verzögerung der Grundwasserstandsdynamik. In den periphereren Bereichen der „Unteren Havel Niederung“, in welchen es aufgrund des Drainagerückbaus zu intensiver Abnahme bis zum Verlust des Einflusses der Oberflächengewässerdynamik kommt, konnte ein Anstieg der Grundwasserstände innerhalb der ersten 6 Jahre verzeichnet werden. Der im Mittel um 3 Meter gestiegene Grundwasserspiegel würde aufgrund der fehlenden Grundwasser - Oberflächenwasser - Interaktionen wesentlich geringeren (saisonalen) Schwankungen unterliegen und eine deutlich reduzierte Dynamik aufweisen.

Die Analyse der flächenhaften Variabilität der Grundwasserstandsänderungen zeigt, dass trotz der Grundwasserstandsabnahme während der wichtigen Feuchtperioden die naturschutzrelevanten Flächen nur geringfügig niedrigere Grundwasserstände aufweisen würden (im Mittel 10 - 20 cm) und die weitflächige Vernässung der Auenlandschaft mit einer Abnahme der Sättigungsflächenanteile von 5 bis 10 % weiterhin gewährleistet wäre. In den für den Naturschutz weniger relevanten Randbereichen in größerer Entfernung zum Oberflächengewässer würden allerdings geringere Grundwasserstände frühere Abtrockenzeiten realisieren. Während der Grundwasserzehrphase im Sommer würde der geringere Grundwasserabstrom zu höheren Grundwasserständen in der Tieflandaue aber vor allem in den agrarisch genutzten peripheren Bereichen führen.

Es konnte somit nachgewiesen werden, dass eine Verringerung der Drainstrukturen aus der Sicht verschiedener Akteursgruppen grundsätzlich positive Einflüsse auf den Wasserhaushalt im Einzugsgebiet „Untere Havel Niederung“ haben kann. Es konnte gezeigt werden, dass das Modellkonzept von IWAN geeignet ist, durch die Simulation angepasster Szenarien Konflikte wie auch das Kompromisspotenzial zum Teil konträrer Nutzungsansprüche von Landwirtschaft und Naturschutz aufzuzeigen. Es muss allerdings ebenso festgestellt werden, dass die sich für das Gewässergeometrieszenario einstellende raumzeitliche Wasserhaushaltsdynamik teilweise nicht mit den verwendeten Landnutzungsverteilungen vereinbar ist. Diese Tatsache unterstreicht die Notwendigkeit integrativer Ansätze bei der Szenarienerstellung unter Berücksichtigung, dass Landnutzung und Wasserhaushalt keine entkoppelten Phänomene dar-

stellen. Für die Berücksichtigung komplexer Managementmaßnahmen, wie sie zum Erreichen einer nachhaltigen Nutzung der Auenlandschaft notwendig sind, ist somit die Generierung integrativer Szenarien von Wasserhaushalt und Landnutzung zu empfehlen.

9.3 Nitratsimulationen

Die Modellierung der Stickstoffmetabolik im Grundwasser des Eigeneinzugsgebiets der Havel offenbarte die ausgeglichene Bilanz der einzelnen Nitratfrachtkomponenten (Eintrag aus Wurzelzone, Eintrag - Austrag Oberflächengewässer, Denitrifikationsverluste etc.). Es konnte gezeigt werden, dass die raumzeitliche Dynamik der Interaktion zwischen Havel und Einzugsgebiet sowohl durch Perioden von Frachterhöhung in der Havel durch Nitratzuström aus dem Grundwasser als auch durch Abschnitte von Frachtverringern durch Nitratretention im Grundwasser gekennzeichnet ist. Bedeutende Anteile an der Gesamtnitratfracht im Oberflächengewässer durch Nitrateinträge aus dem Grundwasser des Eigeneinzugsgebiets existieren analog zu den Niedrigabflussanteilen der Grundwasserabflüsse lediglich während der durch geringe Transportfrachten gekennzeichneten Trockenperioden.

Der Anteil der Nitrateinträge aus dem Grundwasser an der Gesamtnitratfracht kann während der Niedrigabflussperioden bis zu ca. 6 % ausmachen. Der Anteil an der Nitratfrachtveränderung zwischen den Pegeln Potsdam und Garz (unter Einwirkung der seitlichen Zuflüsse) liegt während des Sommers im Mittel bei ca. 28 %. Der Anteil der Nitratausträge aus dem Grundwasser des Eigeneinzugsgebiets an den diffusen Nitratquellen der Havel ist aufgrund der sich ausgleichenden Dynamik der Wirkung als Frachtquelle und Retentionsraum als meist gering einzustufen. Dies bedeutet, dass die in der Havel transportierten Nitratfrachten zu großen Anteilen aus anderen Quellen, z.B. seitlichen Zuflüssen stammen müssen.

Die raumzeitliche Dynamik der simulierten Nitratausträge aus der Bodenzone ins Oberflächengewässer wie auch der Einträge aus dem Oberflächengewässer ins Grundwasser belegen die wechselnde Bedeutung der Tieflandsaue sowohl als für den Nährstoffrückhalt wichtiger Retentionsraum wie auch als Nährstoffquelle. Szenariosimulationen unter Annahme alternativer Managementstrategien zur Nitratfrachtverringern durch Erhöhung des Rückhalts sowie der Minderung von Emissionen und sukzessiver Verringerung von Nährstoffausträgen aus der Wurzelzone belegten die Veränderungen der resultierenden Nitratflüsse zwischen Grundwasser und Oberflächengewässer. Sie zeigen allerdings ebenso den geringen Spielraum zur Verbesserung der Oberflächengewässergüte aufgrund des geringen Frachtanteils von Nitrateinträgen aus dem Grundwasser an den Gesamtfrachten der Havel. Gleichwohl konnte die effiziente Wirkung von emissionsvermindernder Landnutzung und Managementmaßnahmen zur Verringerung der im Grundwasser gespeicherten Nitratmenge nachgewiesen werden, woraus eine nachhaltige Ver-

besserung der Grundwassergüte resultiert.

9.4 Bestehender Forschungsbedarf - Ein Ausblick

Abgrenzung von Einzugsgebieten und Interaktionszonen Mit dem Modellkonzept IWAN wurde ein Werkzeug geschaffen, welches die erfolgreiche Simulation von Wasserhaushalts- und Stofftransportprozessen in flachlandtypischen grundwassergeprägten Einzugsgebieten ermöglicht. Zukünftige Arbeiten sollten vor allem die Entwicklung und Verbesserung übertragbarer Algorithmen zur Definition und Charakterisierung von Einzugsgebietsgrenzen und Interaktionszonen im Flachland forcieren. In diesem Zusammenhang stellt die in den vergangenen Jahren langsam zunehmende Anzahl von Laserscanbefliegungen eine wichtige Ressource für die Erstellung vertikal hochaufgelöster Digitaler Höhenmodelle für die relativ ebenen Talauenlandschaften dar.

Parametrisierung der Prozesse der hyporheischen Zone Um zu einem umfassenden Verständnis der Interaktionsprozesse zwischen Grundwasser in der Landschaft und Oberflächengewässer zu gelangen, ist es notwendig, diese Prozesse in die Konzepte geeigneter Wasserhaushaltsmodelle einzubeziehen. Gegenstand zukünftiger Untersuchungen sollte hierbei vor allem die Verbesserung von Regionalisierungstechniken zur Übertragung von lokalen Eigenschaften der hyporheischen Zone auf brauchbare Informationen auf der Einzugsgebietsebene sein. Vor allem verbesserte Methoden zur Parameterschätzung für die Leakagerandbedingung können wesentlich zur präziseren Berechnung der Austauschraten zwischen Grundwasser und Oberflächengewässer auf der Mesoskala beitragen.

Optimierung und Automatisierung des Simulationsprozesses Die weitere Automatisierung der Datenhaltung und Datenübertragung zwischen Teilkompartimenten in IWAN sowie die Implementierung von adaptiven Zeitschrittweiten bei der Parameterübergabe zwischen Grundwassermodell und Wasserhaushaltsmodellierung kann zu einer weiteren Optimierung des Simulationsprozesses (Verringerung der Rechenzeiten) führen.

Übertragung und Anwendung von IWAN in weiteren Untersuchungsgebieten Die Anwendung von IWAN in weiteren Testgebieten ist sinnvoll, um zum einen das Prozessverständnis im jeweiligen Gebiet zu erweitern, zum anderen aber auch um die im Modellkonzept implementierten Ansätze zu konsolidieren und gegebenenfalls zu präzisieren. Die Anwendung von IWAN für neuartige Fragestellungen in weiteren Untersuchungsgebieten dient einer weiteren Überprüfung der Modellannahmen sowie der Analyse der Anwendungsgrenzen des Modells.

Erweiterung des Modellkonzepts um Abflussprozesse im Gerinne sowie Fließprozesse auf der Oberfläche Bisher werden Oberflächengewässer im Modellkonzept von IWAN als eine zeitlich variable Druckrandbedingung realisiert. Simulierte Infiltration oder Exfiltration induziert dabei keinerlei Veränderungen in den Oberflächenwasserständen, was für die hauptsächlich von ihrer Stauhaltung dominierten Havel eine sinnvolle Annahme ist. Dies gilt allerdings nicht für die, in ihrem Abflussvolumen wesentlich geringeren Drainagegräben, in welchen z.B. Zufluss von Grundwasser in der Realität einen deutlichen Wasserspiegelanstieg induzieren könnte. Eine Erweiterung der Umsetzung der Austauschvorgänge zu einer vollständigen Zweiwegekopplung und die dafür notwendige Implementierung der hydraulischen Gerinnemodellierung, würde zu einer grundsätzlichen Verbreiterung der Anwendungsmöglichkeiten des Modells führen. Um die Auswirkung von Überflutungen und Oberflächenabfluss auf den zeitweise weiträumigen Sättigungsflächen der Talauie quantifizieren zu können ist eine Erweiterung des IWAN Modellkonzepts um die Berechnung von Abfluss auf der Geländeoberfläche notwendig. Dies würde ebenso die Berücksichtigung von Überflutungsprozessen sowie den daraus resultierenden Nährstoffeinträgen ermöglichen. Grundvoraussetzung hierfür ist allerdings die Generierung hochaufgelöster Höhenmodelle für die potentiellen Überflutungsbereiche.

Erstellung integrierter Szenarien Die Erstellung und Simulation integrierter Szenarien, welche sowohl Landnutzungswandel als auch Veränderungen in Gewässerstruktur und Geometrie implizieren, bildet die Voraussetzung für realistische und substantielle Alternativen zur Verbesserung des Wasserhaushalts in der Tieflandaue. Zukünftige Szenarien werden sich an den spezifischen charakteristischen Wasserhaushaltszielen der verschiedenen Managementmaßnahmen orientieren, was z.B. die Berücksichtigung von raumzeitlich variablen Zielgrundwasserständen impliziert.

Simulation von Klimaänderungsszenarien Die vorgestellten Szenariensimulationen betreffen ausschließlich die Untersuchung von Landschaftswandel und Strukturveränderung auf den Wasserhaushalt. Die Feuchtgebiete der mitteleuropäischen Binnentiefländer sind jedoch seit jeher nicht nur verschiedenen Nutzungsansprüchen ausgesetzt gewesen, sondern sie zeigten ebenso ihre Vulnerabilität aber auch eine in gewissem Maß puffernde Wirkung während klimatischer oder hydrologischer Extreme. Von großem Interesse ist deshalb die Untersuchung möglicher Reaktionen des Wasserhaushalts und der charakteristischen Funktionen der Auenlandschaften auf sich verändernde Klimaverhältnisse. Die Simulation regionalspezifischer Klimaszenarien kann hierbei Aufschluss über eventuelle Veränderungen der Funktion und Leistung von Auenlandschaften unter sich verändernden meteorologischen Randbedingungen geben.

Literaturverzeichnis

- Andersen, H. E. (2004). Hydrology and nitrogen balance of a seasonally inundated danish floodplain wetland. *Hydrological Processes*, **18**(3), 415–434.
- Arnold, J. and Williams, J. (1995). *SWRRB - a watershed scale model for soil and water resources management*. In: Singh, V.P. (Ed.). *Computer Models of Watershed Hydrology*, Water Resources Publication.
- Arnold, J., Williams, J., Nicks, A., and Sammons, N. (1990). *SWRRB - a basin scale simulation model for soil and water resources management*. Texas A & M University Press, College Station.
- ASTM (1993). *American Society for Testing and materials. ASTM D5242. Standard method for open-channel flow measurement of water with thin-plate weirs*. Available from Global Engineering Documents at <http://global.ihs.com>.
- Bach, M. und Frede, H.-G. (1999). *Regionalisierung als methodische Aufgabe im Sonderforschungsbereich 299 „Landnutzungskonzepte für periphere Regionen“*. In: Steinhardt, U. & M. Volk (Hg. 1999): *Regionalisierung in der Landschaftsökologie*. Stuttgart-Leipzig.
- Barmer, H., Hendl, M., Marcinek, J., Buchholz, K., and Slobboda, B. (1991). *Physische Geographie Mecklenburg-Vorpommern, Brandenburg, Sachsen-Anhalt, Sachsen, Thüringen*. H.Haack Verlagsgesellschaft mbH. - Geograph.kartograph. Anstalt Gotha.
- Barsch, H. und Saupe, G. (1994a). *Bewertung und Gestaltung der naturnahen Landschaft in Schutzgebieten, Erholungs- und Freizeitgebieten*. Potsdamer Geographische Forschungen, **8**.
- Barsch, H. und Itzerott, S. (1994b). *ERS-1-Pilotprojekt zur Kontrolle der Renaturierung der Niederungen in Brandenburg*. Inst. f. Geoökologie, Universität-Potsdam.
- Bastian, O. und Schreiber, K.-F. (1994). *Analyse und ökologische Bewertung der Landschaft*. Jena, Stuttgart (Fischer).
- Bear, J. (1972). *Dynamics of Fluids in Porus Media*. American Elsevier, New York.

- Bear, J., Braester, C., and Menier, P. C. (1987). Effective and relative permeabilities of anisotropic porous-media. *Transport in Porous Media*, **2**(3), 301–316.
- Becker, A., Klöcking, B., Lahmer, W., and Pfützner, B. (2002). *The Hydrological Modelling System ARC/EGMO*. In: Mathematical Models of Large Watershed Hydrology (Eds.: Singh, V.P. and Frevert, D.K.). Water Resources Publications, Littleton/Colorado. 891pp. 321-384.
- Beckers, J. and Frind, E. O. (2000). Simulating groundwater flow and runoff for the oro moraine aquifer system. Part I. Model formulation and conceptual analysis. *Journal of Hydrology*, **229**(3-4), 265–280.
- Bendjoudi, H., Weng, P., Guerin, R., and Pastre, J. F. (2002). Riparian wetlands of the middle reach of the Seine river (France): historical development, investigation and present hydrologic functioning. A case study. *Journal of Hydrology*, **263**(1 - 4), 131–155.
- Bergström, S. (1992). *The HBV model - its structure and applications*. SMHI, Reports RH, No.4, Norrköping.
- Beven, K. (1996). *Equifinality and uncertainty in geomorphological modelling*. in: B. L. Rhoads and C. E. Thorn (Eds.), *The scientific nature of geomorphology*, Wiley, Chichester, 289-313.
- Beven, K. and Binley, A. (1992). The future of distributed models: Model calibration and uncertainty prediction. *Hydrol. Process.*, **6**, 279–298.
- Beven, K. and Kirkby, M. (1979). A physically based variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrol. Sci. Bull.*, **24**(1), 43–69.
- Beven, K., Lamb, R., Quinn, P., Romanovicz, R., and Freer, J. (1995). *TOPMODEL*. In: Singh, V.P. (Ed.): *Computer models of watershed hydrology*, Water Resources Publications, Highlands Ranch, Colorado.
- Beyer, W. (1968). *Zur Bestimmung der Wasserdurchlässigkeit von Kiesen und Sanden aus der Kornverteilungskurve*. WWT, 14.Jg., 6.
- Blom, C., Van de Steeg, H., and Voeselek, L. (1996). *Adaptive Mechanisms of Plants Occurring in Wetland Gradients*. In: *Wetlands*, G.Mulamootil, B.G. Warner and E.A.McBean (Eds.), Lewis Publishers, Boca Raton.
- Blowes, D. W. and Gillham, R. W. (1988). The generation and quality of streamflow on inactive uranium tailings near Elliot-lake, Ontario. *Journal of Hydrology*, **97**(1-2), 1–22.

- Bohlke, J. K. and Denver, J. M. (1995). Combined use of groundwater dating, chemical, and isotopic analyses to resolve the history and fate of nitrate contamination in 2 agricultural watersheds, Atlantic Coastal-Plain, Maryland. *Water Resources Research*, **31**(9), 2319–2339.
- Bohlke, J. K., Wanty, R., Tuttle, M., Delin, G., and Landon, M. (2002). Denitrification in the recharge area and discharge area of a transient agricultural nitrate plume in a glacial outwash sand aquifer, Minnesota. *Water Resources Research*, **38**(7).
- Bouwer, H. (1969). *Theory of Seepage from Open Channels, Advances in Hydrosience*. in: V.T. Chow, Editor, *Advances in Hydrosience Vol. 5*, Academic Press, New York (1969).
- Bradford, R. B. and Acreman, M. C. (2003). Applying MODFLOW to wet grassland in-field habitats: a case study from the Pevensey Levels, UK. *Hydrology and Earth System Sciences*, **7**(1), 43–55.
- Brandyk, T., Szunirwicz, J., Skapsi, K., and Szatyłowicz, J. (1995). The soil moisture regime study of fen peat soils in the Middle Biebrza basin as a basis for soil protection. *Zeitschrift für Kulturtechnik und Landentwicklung*, **36**, 78–83.
- Bridgham, S. D. and Richardson, C. J. (1993). Hydrology and nutrient gradients in North-Carolina peatlands. *Wetlands*, **13**(3), 207–218.
- Brinson, M., Bradshaw, H., and Holmes, R. (1983). *Significance of floodplain sediments in nutrient exchange between a stream and its floodplain*. In: *Dynamic of Lotic Ecosystems*, T.D. Fontaine III and S.M. Bartel (Eds.). Ann Arbor Science, Michigan.
- Bronstert, A. (1994). *Modellierung der Abflussbildung und Bodenwasserbewegung von Hängen*. Mitt. d. Instituts für Hydrologie und Wasserwirtschaft, Universität Karlsruhe.
- Brunke, M. and Gonser, T. (1997). The ecological significance of exchange processes between rivers and groundwater. *Freshwater Biology*, **37**(1), 1–33.
- Böttcher, J., Strebel, O., and Duynisveld, W. (1985). *Vertikale Stoffkonzentrationsprofile im Grundwasser eines Lockergesteinsaquifers und deren Interpretation (Beispiel Fuhrberger Feld)*. Z. d. geol. Ges. **136**.
- Böttcher, J., Strebel, O., and Duynisveld, W. (1989). *Kinetik und Modellierung gekoppelter Stoffumsetzungen im Grundwasser eines Lockergesteinsaquifers*. *Geol. Jb.*, Reihe C 51.
- Burek, P.-A. (2003). *Langfristige, hydrologische Betrachtung der Grundwasserdynamik am Beispiel der Mittleren Elbe*. Heft 220, Inst. f. Wasserwirtschaft u. Kulturtechnik Universität Karlsruhe (TH).

- Burt, T. P., Matchett, L. S., Goulding, K. W. T., Webster, C. P., and Haycock, N. E. (1999). Denitrification in riparian buffer zones: the role of floodplain hydrology. *Hydrological Processes*, **13**(10), 1451–1463.
- Cey, E. E., Rudolph, D. L., Parkin, G. W., and Aravena, R. (1998). Quantifying groundwater discharge to a small perennial stream in southern Ontario, Canada. *Journal of Hydrology*, **210**(1–4), 21–37.
- Cey, E. E., Rudolph, D. L., Aravena, R., and Parkin, G. (1999). Role of the riparian zone in controlling the distribution and fate of agricultural nitrogen near a small stream in Southern Ontario. *Journal of Contaminant Hydrology*, **37**(1–2), 45–67.
- Chiang, W. and Kinzelbach, W. (1993). *Processing Modflow (PM), Pre- and postprocessors for the simulation of flow and contaminant transport in groundwater systems with MODFLOW, MODPATH, and MT3D*. Distributed by Scientific Software Group, Washington, DC.
- Chiang, W. and Kinzelbach, W. (2001). *3D-Groundwater Modeling with PMWIN - a Simulation System for Modeling Groundwater Flow and Pollution*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York.
- Cooper, A. B. (1990). Nitrate depletion in the riparian zone and stream channel of a small headwater catchment. *Hydrobiologia*, **202**(1–2), 13–26.
- Correll, D. L., Jordan, T. E., and Weller, D. E. (1992). Nutrient flux in a landscape - effects of coastal land-use and terrestrial community mosaic on nutrient transport to coastal waters. *Estuaries*, **15**(4), 431–442.
- Correll, D., L., Jordan, T., and Weller, D., E. (1997). *Failure of agricultural riparian buffers to protect surface waters from groundwater nitrate contamination*. In: *Groundwater/Surface Water Ecotones: Biological and Hydrological Interactions and Management Options*.
- Darcy, H. (1856). *Les fontaines publiques de la ville Dijon*. Dalmont. Paris.
- Davidsson, T., K., K., and C.C., H. (2000). Guidelines for monitoring of wetland functioning. *Ecosys*, (8), 5–50.
- Devito, K., Creed, I., Bayley, S., Foote, L., Pollard, B., and Stewart, G. (2000). Investigating the ecological and hydrological function of shallow pond wetlands on the western boreal forest. Society of Wetland Scientists. August 6-12, Quebec City, QUE.

- Devito, K. J. and Dillon, P. J. (1993). The influence of hydrologic conditions and peat oxidation on the phosphorus and nitrogen dynamics of a conifer swamp. *Water Resources Research*, **29**(8), 2675–2685.
- Devito, K. J., Hill, A. R., and Roulet, N. (1996). Groundwater-surface water interactions in headwater forested wetlands of the Canadian shield. *Journal of Hydrology*, **181**(1–4), 127–147.
- Di Luzio, M., Srinivasan, R., Arnold, J., and Neitsch, S. (2002). *Soil and Water Assessment Tool. ArcView GIS Interface Manual: Version 2000*. SWRL Report 02-03, BRC Report 02-07, Published by Texas Water Resources Institute TR-193, College Station, TX. 346 p.
- Dierssen, K. (1998). Zerstörung von Mooren und Rückgang von Moorpflanzen -Tendenzen, Ursachen, Handlungsbedarf. *Schriftenreihe für Vegetationskunde. BfN Bonn-Bad Godesberg*, **29**.
- Dillon, P. J. and Liggett, J. A. (1983). An ephemeral stream-aquifer interaction-model. *Water Resources Research*, **19**(3), 621–626.
- DIN4049-3 (1994). *Hydrologie, Begriffe zur Quantitativen Hydrologie*. Deutsches Institut für Normung, Berlin.
- Dister, E. (1991). *Situation der Flußauen in der Bundesrepublik Deutschland*. Laufener Seminarbeiträge 4/91. S.8-16.
- Dosskey, M. G. (2001). Toward quantifying water pollution abatement in response to installing buffers on crop land. *Environmental Management*, **28**(5), 577–598.
- Duff, J. H. and Triska, F. J. (1990). Denitrification in sediments from the hyporheic zone adjacent to a small forested stream. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*, **47**(6), 1140–1147.
- Dugan, P. (1990). *Wetland conservation, a review of current issues and required action*. IUCN, The World Conservation Union, Gland, Switzerland. 96 S.
- Dyck, S. and Peschke, G. (1995). *Grundlagen der Hydrologie*. Verlag für Bauwesen, Berlin.
- Evans, M. G., Burt, T. P., Holden, J., and Adamson, J. K. (1999). Runoff generation and water table fluctuations in blanket peat: evidence from UK data spanning the dry summer of 1995. *Journal of Hydrology*, **221**(3–4), 141–160.

- Feddes, R. A., Kowalik, P., Kolinskamalinka, K., and Zaradny, H. (1976). Simulation of field water-uptake by plants using a soil-water dependent root extraction function. *Journal of Hydrology*, **31**(1– 2), 13–26.
- Foekler, F. (1991). *Charakterisierung und Bewertung von Augewaessern des Donauraums Straubing durch Wassermolluskengesellschaften*. Berichte der Akademie für Naturschutz und Landschaftspflege. 7. Laufen/Salzach.
- Foerster, S., Kneis, D., Martin, J., and Sauer, W. (2004). *Simulation der Abfluss- und Wasserstandsentwicklung für verschiedene Hochwasserszenarios zur Ermittlung der Flächenbetroffenheiten*. In: A. Bronstert (Hrsg.), *Möglichkeiten zur Minderung des Hochwasserrisikos durch Nutzung von Flutpoldern an Havel und Oder, Schlussbericht des BMBF Projekts im Rahmen des Vorhabens „Bewirtschaftungsmöglichkeiten im Einzugsgebiet der Havel“*. Brandenburg Umweltberichte No.15, 2004.
- Fohrer, N., Göbel, B., Haverkamp, S., Bastian, P., and Frede, H.-G. (1999). *Regionalisierungsansätze bei der GIS-gestützten Modellierung des Landschaftswasserhaushaltes im SFB 299: „Landnutzungskonzepte für periphere Regionen“*. In: Steinhardt, U. & M. Volk (Hrsg.): *Regionalisierung in der Landschaftsökologie*. Stuttgart-Leipzig.
- Frielinghaus, M. and Winnige, B. (2000). *Maßstäbe bodenschonender landwirtschaftlicher Bodennutzung*. UBA-Texte 43. Bonn - Bad Godesberg.
- Garcia-Linares, C., Martinez-Bilbao, M., Sanchez-Perez, J. M., and Antigüedad, I. (2003). Wetland restoration and nitrate reduction: the example of the peri-urban wetland of Victoria-Gasteiz (Basque Country, North Spain). *Hydrology and Earth System Sciences*, **7**(1), 109–123.
- Gardner, C., Bell, J., Cooper, J., Dean, T., Hodnett, M., and Gardner, N. (1991). *Soil water content*. Marcel Dekker, New York.
- Gepp, J. (1986). *Auengewässer als Ökozellen. Fluß, Altarme, Altwässer und sonstige Auen-Stillgewässer*. Grüne Reihe 4. Wien.
- Gerken, B. (1988). *Auen - verborgene Lebensadern der Natur*. Freiburg.
- Gillham, R. W. (1984). The capillary-fringe and its effect on water-table response. *Journal of Hydrology*, **67**(1– 4), 307–324.
- Gilliam, J. W. (1994). Riparian wetlands and water-quality. *Journal of Environmental Quality*, **23**(5), 896–900.

- Gilvear, D., Sadler, P., Tellam, J., and Lloyd, J. . (1997). Surface water process and groundwater flow within a hydrologically complex floodplain wetland, Norfolk Broads, UK. *Hydrology and Earth System Sciences*, **1**(1), 115–135.
- Green, W.A., A. G. (1911). Studies on soil physics I. the flow of air and water through soils. *J. of Agr. Sci.*, **4**, 1–24.
- Gregory, S. V., Swanson, F. J., Mckee, W. A., and Cummins, K. W. (1991). An ecosystem perspective of riparian zones. *Bioscience*, **41**(8), 540–551.
- Grevilliot, F., Krebs, L., and Müller, S. (1998). Comparative importance and interference of hydrological conditions and soil nutrient gradients in floristic biodiversity in flood meadows. *Biodiversity and Conservation*, **7**(11), 1495–1520.
- Grieve, I. C., Gilvear, D. G., and Bryant, R. G. (1995). Hydrochemical and water source variations across a floodplain mire, Insh Marshes, Scotland. *Hydrological Processes*, **9**(1), 99–110.
- Grimm, N. B. and Fisher, S. G. (1984). Exchange between interstitial and surface-water - implications for stream metabolism and nutrient cycling. *Hydrobiologia*, **111**(3), 219–228.
- Grimm, N. B., Chacon, A., Dahm, C. N., Hostetler, S. W., Lind, O. T., Starkweather, P. L., and Wurtsbaugh, W. W. (1997). Sensitivity of aquatic ecosystems to climatic and anthropogenic changes: The basin and range, american southwest and mexico. *Hydrological Processes*, **11**(8), 1023–1041.
- Groffman, P. M. and Tiedje, J. M. (1989). Denitrification in north temperate forest soils - relationships between denitrification and environmental-factors at the landscape scale. *Soil Biology & Biochemistry*, **21**(5), 621–626.
- Gusman, A. and Marino, M. (1999). Analytical modelling of nitrogen dynamics in soils and groundwater. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, **11/12**, 330–337.
- Habeck, A., K. V. (2003). *Integrierte Analysen zur Wassermenge und Wassergüte im Einzugsgebiet der Havel*. In: Neue Methodische Ansätze zur Modellierung der Wasser- und Stoffumsätze in großen Einzugsgebieten. 7. Workshop zur großskaligen Modellierung in der Hydrologie, Abstractband, Inst. f. Geographie, LMU München.
- Hansen, S., Jensen, H. E., Nielsen, N. E., and Svendsen, H. (1991). Simulation of nitrogen dynamics and biomass production in winter-wheat using the danish simulation-model daisy. *Fertilizer Research*, **27**(2– 3), 245–259.

- Harbaugh, A. and Mc Donald, M. (1996a). *Programmer's documentation for MODFLOW-96, an update to the U.S. Geological Survey modular finite-difference ground-water flow model*. USGS, Open-File Report 96-486.
- Harbaugh, A. and Mc Donald, M. (1996b). *User's documentation for MODFLOW-96, an update to the U.S. Geological Survey modular finite-difference groundwater flow model*. USGS, Open-File Report 96-485.
- Hayashi, M. and Rosenberry, D. O. (2002). Effects of ground water exchange on the hydrology and ecology of surface water. *Ground Water*, **40**(3), 309–316.
- Hayashi, M., van der Kamp, G., and Rudolph, D. L. (1998). Water and solute transfer between a prairie wetland and adjacent uplands, 1. water balance. *Journal of Hydrology*, **207**(1– 2), 42–55.
- Haycock, N. E. and Pinay, G. (1993). Groundwater nitrate dynamics in grass and poplar vegetated riparian buffer strips during the winter. *Journal of Environmental Quality*, **22**(2), 273–278.
- Heathwaite, A. (1995). *Overview of the hydrology of British wetlands*. In: Hughes J. & Heathwaite A.L. (eds.): *Hydrology and hydrochemistry of british wetlands*. John Wiley & Sons, New York.
- Heyer, E. (1962). *Das Klima des Landes Brandenburg*. Diss.(B), Potsdam.
- Hill, A. R. and Devito, K. J. (1996). *Hydrological-chemical interactions in headwater forest wetlands, in Northern Forested Wetlands*. In: *Ecology and Management*.
- Hill, B. R. (1990a). Groundwater discharge to a headwater valley, northwestern nevada, USA. *Journal of Hydrology*, **113**(1– 4), 265–283.
- Hill, M. (1990b). *Preconditioned conjugate-gradient 2 (PCG2), a computer program for solving ground-water flow equations*. U.S. Geological Survey Water-Resources Investigations Report 90-4048.
- Hill, M. (1990c). Solving groundwater flow problems by conjugate-gradient methods and the strongly implicit procedure. *Water Resources Research*, **26**(9), 1961–1969.
- Hirt, U. (2003). Regional differenzierte Abschätzung der Stickstoffeinträge aus punktuellen und diffusen Quellen in die Gewässer der mittleren Mulde. *UFZ - Bericht*, (3/2003).

- Hoehn, E. (1998). Solute exchange between river water and groundwater in headwater environments. *Hydrology, Water Resources and Ecology in Headwaters, IAHS Publication no. 248*, pages 165–171.
- Holzbecher, E., Bonell, M., Bronstert, A., and Vasiliev, O. (2005). *Fluxes, Compartments and Ordering of Feedbacks*. In: Bronstert, A., Carrera, J., Kabat, P., Lütke-meier, S. (Eds.): *Coupled Models for the Hydrological Cycle – Integrating Atmosphere, Biosphere and Pedosphere*. Springer-Verlag, 76-97.
- Huggenberger, P., Hoehn, E., Beschta, R., and Woessner, W. (1998). Abiotic aspects of channels and floodplains in riparian ecology. *Freshwater Biology*, **40**(3), 407–425.
- Hughes, D. A. (2004). Incorporating groundwater recharge and discharge functions into an existing monthly rainfall-runoff model. *Hydrological Sciences Journal*, **49**(2), 297–311.
- Hunt, R. J., Krabbenhoft, D. P., and Anderson, M. P. (1996). Groundwater inflow measurements in wetland systems. *Water Resources Research*, **32**(3), 495–507.
- ISO (1980). *International Organisation on Standardts. ISO 1438/1-1980(E). Water flow measurements in open channels using weirs and venturi flumes - Part 1: Thin plate weirs*. Available from Global Engineering Documents at <http://global.ihs.com>.
- Jacobs, J. and Jessel, B. (2003). *Entwicklung von Landschaftsszenarien als Grundlage für das Management von Flusseinzugsgebieten*. UVP-Report, H. 2/2003.
- Jacobs, T. C. and Gilliam, J. W. (1985a). Headwater stream losses of nitrogen from 2 coastal-plain watersheds. *Journal of Environmental Quality*, **14**(4), 467–472.
- Jacobs, T. C. and Gilliam, J. W. (1985b). Riparian losses of nitrate from agricultural drainage waters. *Journal of Environmental Quality*, **14**(4), 472–478.
- Jansson, M., Andersson, R., Berggren, H., and Leonardson, L. (1994). Wetlands and lakes as nitrogen traps. *Ambio*, **23**(6), 320–325.
- Jayatilaka, C. J. and Gillham, R. W. (1996). A deterministic-empirical model of the effect of the capillary fringe on near-stream area runoff 1. Description of the model. *Journal of Hydrology*, **184**(3– 4), 299–315.
- Jayatilaka, C. J., Gillham, R. W., Blowes, D. W., and Nathan, R. J. (1996). A deterministic-empirical model of the effect of the capillary fringe on near-stream area runoff 2. testing and application. *Journal of Hydrology*, **184**(3– 4), 317–336.

- Jordan, T. E., Correll, D. L., and Weller, D. E. (1993). Nutrient interception by a riparian forest receiving inputs from adjacent cropland. *Journal of Environmental Quality*, **22**(3), 467–473.
- Joris, I. and Fejen, J. (2003). Modeling water flow and seasonal soil moisture dynamics in an alluvial groundwater-fed wetland. *Hydrology and Earth System Sciences*, **7**(1), 57–66.
- Kaden, K., Itzerott, S., Zebisch, M., and Fritsch, U. (1999). Räumliche Unterschiede im Wassertransfer (Boden - Pflanze - Atmosphäre) in Niederungen des mitteleuropäischen Binnentieflandes. *Potsdamer Geographische Forschungen*, **Bd.18**.
- Keeney, D. (1986). Sources of nitrate in ground water. *CRC Critical Rev. in Envir. Control*, **16**(3), 257–304.
- Kim, C. P., Salvucci, G. D., and Entekhabi, D. (1999). Groundwater-surface water interaction and the climatic spatial patterns of hillslope hydrological response. *Hydrology and Earth System Sciences*, **3**(3), 375–384.
- Kölle, W. (1984). *Auswirkungen von Nitrat in einem reduzierenden Aquifer*. DVGW-Schriftreihen 38.
- Kölle, W., Werner, P., Srtrebel, O., and Böttcher, J. (1983). *Denitrifikation in einem reduzierenden Grundwasserleiter*. Vom Wasser 61.
- Kneis, D. (2002). *Die Verkürzung der Verweilzeit des Wassers - eine Option zur Verbesserung der Gewässergüte eines See-Fluss-Systems*. Dipl. Arbeit am Institut für Geoökologie, Universität Potsdam.
- Knisel, W. (1980). *CREAMS: a field-scale model for chemicals, runoff, and erosion from agricultural management systems*. US Department of Agriculture, Science, and Education Administration. Conservation Research Report no. 26.
- Knisel, W. and Williams, J. (1995). *Hydrology component of CREAMS and GLEAMS models*. In: Singh, V.P. (Ed.). *Computer Models of Watershed Hydrology*, Water Resources Publication.
- Knothe, D. (1992). *Erste Ergebnisse der bodenkundlichen und hydrologischen Untersuchungen in der Unteren Havelniederung*. Forschungsbericht an den WWF, unveröffentlicht, Potsdam.
- Knothe, D. (1993). *Untere Havelniederung: Geologie und Boden*. unveröffentlichte Studie, Universität Potsdam.

- Kondolf, G. M., Webb, J. W., Sale, M. J., and Felando, T. (1987). Basic hydrologic studies for assessing impacts of flow diversions on riparian vegetation: Examples from streams of the Eastern Sierra Nevada, California, USA. *Environmental Management*, **11**(6), 757–769.
- Konikow, L. and Bredehoeft, J. (1978). Computer model of two-dimensional solute transport and dispersion in ground water. In U. G. Survey, editor, *Water Resources Investigation*, **7**, page 90 pp.
- Kranawettreiser, J. (2002). *Hochwasserschutz durch Überschwemmungsflächen (Havel)*. unveröffentlichtes Vorlesungsscript, Kapitel 6, Bauhaus Universität Weimar.
- Krause, S. and Bronstert, A. (2002). Modellierung des Wasserhaushalts im Gebiet der Unteren Havel - Möglichkeiten der Darstellung der Grundwasser- / Oberflächenwasser - Interaktionen mittels Modellkopplung. *Forum für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung*, **Heft 1**, 83–88.
- Krause, S. and Bronstert, A. (2003a). Beschreibung des Wasserhaushalts an der Unteren Havel als Voraussetzung für ein nachhaltiges Flussgebietsmanagement - Modellierung der Grundwasser - Oberflächenwasser - Interaktionen mittels Modellkopplung. *Forum für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung*, **Heft 4**(Band 2), 143 – 147.
- Krause, S. and Bronstert, A. (2003b). Gekoppelte Modellierung von Abflussbildung und Oberflächenwasser-Grundwasser-Interaktionen in einem Flachlandeinzugsgebiet an der Unteren Havel. *6. Workshop zur hydrologischen Modellierung*. Kassel University Press, pages 33–44.
- Krause, S. and Bronstert, A. (2004a). Approximation of groundwater - surface water - interactions in a mesoscale lowland river catchment. *Hydrology: Science & Practice for the 21st Century*, *British Hydrological Society*, **2**, 408–415.
- Krause, S. and Bronstert, A. (2004b). *Wasserhaushaltssimulationen unter Einbeziehung von Grundwasser - Oberflächenwasser - Kopplung zur Optimierung szenarienbasierter Handlungsoptionen für ein nachhaltiges Flussgebietsmanagement an der Unteren Havel*. In: Ludwig, Reichert, Mauser (Hrsg.) *Neue Methodische Ansätze zur Modellierung der Wasser- und Stoffumsätze in großen Einzugsgebieten*. Kassel University Press.
- Krause, S. and Bronstert, A. (2005). Abflussbildung infolge Grundwasser-Oberflächenwasser-Interaktionen in Flachlandeinzugsgebieten. *Forum für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung (im Druck)*.
- Krause, S., Bauer, A., Morgner, M., and Bronstert, A. (2004). Wasserhaushaltsmodellierung als Beitrag zur Erstellung eines nachhaltigen Flussgebietsmanagements an der Unteren Havel. *Forum für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung*, **Heft 6**.

- Kreager-Rovey, C. (1975). *Numerical model of flow in a streamaquifer system. Hydrology Paper No. 74.* Colorado State University, Fort Collins, Colorado (1975).
- Krüger, W. (1980). *Zur Kennzeichnung der Naturraumtypen und ihrer Dynamik im aulehmbedeckten Gebiet der Unteren Havel.* Diss.(A) - Potsdam.
- Krüger, W. (1983). Zur Dynamik des oberflächennahen Grundwassers im Untersuchungsgebiet bei Gülpe. *Wiss. Z. Päd. HS K.Liebknecht*, **27**(3), 517–529.
- Krysanova, F., Wechsung, J., Arnold, R., and Srinivasan, J. (2000). *SWIM (Soil and Water Integrated Model), User Manual.* PIK Report Nr. 69, Potsdam Institute for Climate Impact Research (PIK).
- Krysanova, V., Müller-Wohlfeil, D., and Becker, A. (1996). *Integrated Modelling of Hydrology and Water Quality in mesoscale watersheds.* PIK Report No. 18, Potsdam Institute for Climate Impact Research (PIK).
- Ladekarl, U. L. (2001). *Soil moisture, evapotranspiration and groundwater recharge in forest and heathland.* Aarhus geoscience Ph.D. Thesis, 11. Department of Earth Sciences University of Aarhus, Aarhus.
- Langhoff, J., Christensen, S., and Rasmussen, K. (2001). Scale dependent hydraulic variability of a stream bed on an outwash plain. In *Sixth IAHS Scientific Assembly.* IAHS Publ. no. 269, 205–212.
- Lasserre, F., Razack, M., and Banton, O. (1999). A GIS-linked model for the assessment of nitrate contamination in groundwater. *Journal of Hydrology*, **224**(3–4), 81–90.
- Lee, D. R. (1977). Device for measuring seepage flux in lakes and estuaries. *Limnology and Oceanography*, **22**(1), 140–147.
- Lee, D. R. and Cherry, J. (1978). A field exercise on groundwater flow using seepage meters and mini-piezometers. *J. Geol. Education*, **27**, 6–10.
- Leonardson, L., Bengtsson, L., Davidsson, T., Persson, T., and Emanuelsson, U. (1994). Nitrogen-retention in artificially flooded meadows. *Ambio*, **23**(6), 332–341.
- Lissey, A. (1968). *Surficial mapping of groundwater flow systems with application to the Oak River Basin, Manitoba.* Ph.D. thesis, University of Saskatchewan, Saskatoon, Saskatchewan, Canada.

- Lowrance, R. (1992). Groundwater nitrate and denitrification in a coastal-plain riparian forest. *Journal of Environmental Quality*, **21**(3), 401–405.
- Lowrance, R., Todd, R., Fail, J., Hendrickson, O., Leonard, R., and Asmussen, L. (1984). Riparian forests as nutrient filters in agricultural watersheds. *Bioscience*, **34**(6), 374–377.
- LUA-Brandenburg (1996). *Gewässergütebericht 1992-1995 des Landes Brandenburg*. Fachbeiträge des Landesumweltamtes, Titelreihe Nr. 16, Potsdam.
- LUA-Brandenburg (1997). *Entscheidungsmatrix als Handlungshilfe für die Erhaltung und Wiederherstellung von Bodenfunktionen in Niedermooren*. Fachbeiträge des Landesumweltamtes Nr. 27, Potsdam.
- Maurer, T. (1997a). *A physically based and distributed hydrological model for continuous simulation of catchment water dynamics. I Theory and Methods. II User Guide. III Program Documentation*. Institut für Hydrologie und Wasserwirtschaft, Universität Karlsruhe.
- Maurer, T. (1997b). *Physikalisch begründete zeitkontinuierliche Modellierung des Wassertransports in kleinen ländlichen Einzugsgebieten*. Mitt. d. Instituts für Hydrologie und Wasserwirtschaft, Heft 61, Universität Karlsruhe.
- Mc Donald, M. and Harbaugh, A. (1988). *MODFLOW, A modular three-dimensional finite difference ground-water flow model*. U.S. Geological Survey, Open-file report 83-875, Chapter A1.
- MELF/MUNR-Steuergruppe (1996). *Leitlinien der ordnungsgemäßen landwirtschaftlichen Bodennutzung*. In: Landesumweltamt Brandenburg (LUA) [Hrsg.]: *Entscheidungsmatrix als Handlungshilfe für die Erhaltung und Wiederherstellung von Bodenfunktionen in Niedermooren*. Fachbeiträge des Landesumweltamtes Nr. 27, Potsdam.
- Meyboom, P. (1966). Unsteady groundwater flow near a willow ring in hummocky moraine. *Journal of Hydrology*, **4**, 38–40.
- Miehlich, G. (2000). *Eigenschaften, Genese und Funktion von Böden in Auen Mitteleuropas*. In: Friese, K. (Hrsg.) *Stoffhaushalt von Auenökosystemen: Böden und Hydrologie, Schadstoffe, Bewertungen*. Springer-Verlag, Berlin.
- Mills, J. G. and Zwarich, M. A. (1986). Transient groundwater-flow surrounding a recharge slough in a till plain. *Canadian Journal of Soil Science*, **66**(1), 121–134.
- Mitsch, W. and Gosselink, J. (1993). *Wetlands*. Van Nostrand Reinhold, New York (1993), 2nd ed.

- Mohrlock, U. (2003). Prediction of changes in groundwater dynamics caused by relocation of river embankments. *Hydrology and Earth System Sciences*, **7**(1), 67–74.
- Monteith, J. (1965). *Evaporation and environment*. In: Fogy, G.T. (ed): Sympos. The state and movement of water in living organism. 205-234, Cambridge (Univ Press).
- Nanson, G. C. and Croke, J. C. (1992). A genetic classification of floodplains. *Geomorphology*, **4**(6), 459–486.
- Nemeth, M. S. and Solo-Gabriele, H. M. (2003). Evaluation of the use of reach transmissivity to quantify exchange between groundwater and surface water. *Journal of Hydrology*, **274**(1-4), 145–159.
- Niehoff, D. und Bronstert, A. (2001). *Influences of land-use and land-surface conditions on flood generation: a simulation study*. In: Sicker, F.; Marsalek, J. & Zeman, E. (Eds): NATO workshop on source control measures for stormwater runoff.
- Niehoff, D. (2002). Modellierung des Einflusses der Landnutzung auf die Hochwasserentstehung in der Mesoskala. *Brandenbg. Umweltberichte, Potsdam*, **Heft 11**.
- Obermann, P. (1982). *Hydrochemische/hydromechanische Untersuchungen zum Stoffgehalt von Grundwasser bei landwirtschaftlicher Nutzung*. Bes. Mitt. Z. Dtsch. Gewässerkundlichen Jahrbuch, 42, Bonn.
- Olivera, F. and Maidment, D. (1999). *GIS Tools for HMS Modeling Support*. 1999 ESRI User Conference, San Diego, California, July 1999, Center for Research in Water Resources University of Texas at Austin, Available at <http://www.ce.utexas.edu/prof/olivera/prepro/prepro.htm>.
- Olivry, J. (1976). *Régimes hydrologiques en pays Bamiléké*. Cah. ORSTOM, Sér. Hydrol., **13**, (1) 37-71.
- Osman, Y. Z. and Bruen, M. P. (2002). Modelling stream-aquifer seepage in an alluvial aquifer: an improved loosing-stream package for modflow. *Journal of Hydrology*, **264**(1– 4), 69–86.
- Person, M., Raffensperger, J. P., Ge, S. M., and Garven, G. (1996). Basin-scale hydrogeologic modeling (vol 34, pg 61, 1996). *Reviews of Geophysics*, **34**(2), 307–309.
- Peterjohn, W. T. and Correll, D. L. (1984). Nutrient dynamics in an agricultural watershed - observations on the role of a riparian forest. *Ecology*, **65**(5), 1466–1475.

- Peterson, D. and Wilson, J. (1988). Variably saturated flow between streams and aquifers. Technical report, Tech Completion Rep 233, New Mexico Water Resources Research Institute, Socorro.
- Peterson, D. L. and Rolfe, G. L. (1982). Seasonal-variation in nutrients of floodplain and upland forest soils of Central Illinois. *Soil Science Society of America Journal*, **46**(6), 1310–1315.
- Pfadenhauer, J. and Groothjans, A. (1999). General aspects of wetland restoration in Central Europe: aims and methods. *Applied Vegetation Science*, **2**, 95–106.
- Pfützner, B., Lahmer, W., and Becker, A. (1997). *ARC-EGMO - Programmsystem zur GIS-gestützten hydrologischen Modellierung*. Modelldokumentation Berlin.
- Pinay, G., Ruffinoni, C., and Fabre, A. (1995). Nitrogen cycling in 2 riparian forest soils under different geomorphic conditions. *Biogeochemistry*, **30**(1), 9–29.
- Ponnamperuma, F. (1984). *Effects of flooding on soils*. In: *Flooding and Plant Growth*, Kozłowski TT (ed.). Academic Press: 10-45.
- Prescott, K. L. and Tsanis, I. K. (1997). Mass balance modelling and wetland restoration. *Ecological Engineering*, **9**(1-2), 1–18.
- Pörtge, K.-H. (1996). Tagesperiodische Schwankungen des Abflusses in kleinen Einzugsgebieten als Ausdruck komplexer Wasser- und Stoffflüsse. *Göttinger Geographische Abhandlungen*, **103**.
- Prudic, D. (1988). *Documentation of a computer program to simulate stream-aquifer relations using a modular, finite-difference, ground-water flow model*. U.S. Geological Survey, Open-File Report 88-729, Carson City, Nevada. 119 S.
- Pye, V. I., Patrick, R., and Quarles, J. (1983). *Groundwater contamination in the United States*. University of Pennsylvania Press, Philadelphia.
- Röder, O. (1878). *Die Meliorationen im Havellande*. Verlag von Wiegand, Hempel u. Parey, Berlin.
- Refsgaard, J. C., Thorsen, M., Jensen, J. B., Kleeschulte, S., and Hansen, S. (1999). Large scale modelling of groundwater contamination from nitrate leaching. *Journal of Hydrology*, **221**(3-4), 117–140.

- Rembe, M. und Wenske, D. (1998). Die Seerandbedingung - eine zusätzliche Randbedingung für das modulare Dreidimensionale Grundwasserströmungsmodell MODFLOW. In *Mathematische Grundwassermodellierung - unkonventionelle Lösungen und Randbedingungen*, volume 2. (Hrsg.) Hannes Thiergärtner, CPRESS-Verlag, Dresden.
- Rembe, M. and Wenske, D. (1998). *The Lake Package - An Additional Boundary Condition For The Modular Three-Dimensional Finite-Difference Ground-Water Flow Model MODFLOW, MODFLOW '98*. Colorado School of Mines.
- Rodgers, P., Soulsby, C., Petry, J., Malcolm, I., Gibbins, C., and Dunn, S. (2004). Groundwater-surface-water interactions in a braided river: A tracer-based assessment. *Hydrological Processes*, **18**(7), 1315–1332.
- Roth, C. H., Malicki, M. A., and Plagge, R. (1992). Empirical-evaluation of the relationship between soil dielectric-constant and volumetric water-content as the basis for calibrating soil-moisture measurements by TDR. *Journal of Soil Science*, **43**(1), 1–13.
- Roth, K., Schulin, R., Fluhler, H., and Attinger, W. (1990). Calibration of time domain reflectometry for water-content measurement using a composite dielectric approach. *Water Resources Research*, **26**(10), 2267–2273.
- Rushton, K. R. and Tomlinson, L. M. (1979). Possible mechanisms for leakage between aquifers and rivers. *Journal of Hydrology*, **40**(1-2), 49–65.
- Rutter, S., Priebe, B., and Ellmann, H. (1994). *Hydrologische und hydrogeologische Zustandsbeschreibung und Analyse der Meliorationssysteme verschiedener Osthavelländischer Niederungsgebiete*. IHU - Geologie und Analytik Stendal/Fachbereich Ökologie.
- Sanchez-Perez, J. M., Vervier, P., Garabetian, F., Sauvage, S., Loubet, M., Rols, J. L., Bariac, T., and Weng, P. (2003). Nitrogen dynamics in the shallow groundwater of a riparian wetland zone of the Garonne, SW France: nitrate inputs, bacterial densities, organic matter supply and denitrification measurements. *Hydrology and Earth System Sciences*, **7**(1), 97–107.
- Scheffer, F. und Schachtschabel, P. (1998). *Lehrbuch der Bodenkunde*. Stuttgart (Enke).
- Schimmelmann, M. (1993a). *Das oberflächennahe Grundwasser in der Unteren Havelniederung im Raum Gülpe*. Dissertation, Institut für Phys. Geographie und Landschaftsökologie der Universität Potsdam.
- Schimmelmann, M. (1993b). *Untere Havelniederung*. Institut für Phys. Geographie und Landschaftsökologie der Universität Potsdam (Bd. 2).

- Schönfelder, I., Gelbrecht, J., Schönfelder, J., and Steinberg, C. (2002). Relationships between littoral diatoms and their chemical environment in Northeastern German lakes and rivers. *J. Phyc.*, **Nov/Dec**(38), 66–89.
- Schulla, J. (1997). Hydrologische Modellierung von Flussgebieten zur Abschätzung von Folgen der Klimaänderung. *Zürcher Geographische Schriften*, **Heft 69**.
- Schulla, J. und Jasper, K. (1999). *Modellbeschreibung WASIM-ETH ETH - Zürich, unveröffentlicht*.
- Schultink, G. and Van Vliet, R. (1997). *Wetland identification and protection: North American and European policy perspectives*. Department of Resource Development, Michigan State University.
- Silvertown, J., Dodd, M. E., Gowing, D. J. G., and Mountford, J. O. (1999). Hydrologically defined niches reveal a basis for species richness in plant communities. *Nature*, **400**(6739), 61–63.
- Simunek, J., Vogel, T., and van Genuchten, M. (1994). *The SWMS-2D code for simulating water flow and solute transport in two-dimensional variably saturated media*. Version 1.2. Research Report No. 132, Department of Agriculture, U.S. Salinity Laboratory, Riverside, California.
- Snyder, N. J., Mostaghimi, S., Berry, D. F., Reneau, R. B., Hong, S., McClellan, P. W., and Smith, E. P. (1998). Impact of riparian forest buffers on agricultural nonpoint source pollution. *Journal of the American Water Resources Association*, **34**(2), 385–395.
- Sophocleous, M. (1991). Combining the soil-water balance and water-level fluctuation methods to estimate natural groundwater recharge: Practical aspects. *Journal of Hydrology*, **124**, 229–241.
- Sophocleous, M. (2001). *Environmental implications of intensive groundwater use with special regard to streams and wetlands*. in: E. Custodio and R. Llamas (eds.), *Groundwater Intensive Use: Challenges and Opportunities*. A.A. Balkema Publishers, Lisse, The Netherlands.
- Sophocleous, M. (2002). Interactions between groundwater and surface water: the state of the science. *Hydrogeology Journal*, **10**(2), 348–348.
- Sophocleous, M. and Perkins, S. P. (2000). Methodology and application of combined watershed and ground-water models in Kansas. *Journal of Hydrology*, **236**(3-4), 185–201.

- Sophocleous, M., Koussis, A., Martin, J., and Perkins, S. (1995). Evaluation of simplified stream-aquifer depletion models for water rights administration. *Ground Water*, **33**(4), 579–588.
- Spieksma, J. F. M. and Schouwenaars, J. M. (1997). A simple procedure to model water level fluctuations in partially inundated wetlands. *Journal of Hydrology*, **196**(1–4), 324–335.
- Steinhardt, U. und Volk, M. (1999). *Regionalisierung in der Landschaftsökologie*. Teubner, Leipzig.
- Steinhardt, U. und Volk, M. (2000). Von der Makropore zum Flußeinzugsgebiet - Hierarchische Ansätze zum Verständnis des landschaftlichen Wasser- und Stoffhaushaltes. *Petermann's Geographische Mitteilungen, Gotha*, **144**(2), 80–91.
- Styczen, M. and Storm, B. (1993). Modeling of N-movements on catchment scale - a tool for analysis and decision-making 1. Model Description. *Fertilizer Research*, **36**(1), 1–6.
- Succow, M. (1988). *Landschaftsökologische Moorkunde*. Verlag Gebrüder Bornträger, Berlin.
- Sudicky, E., Jones, J., Brunner, D., McLaren, R., and VanderKwaak, J. (2000). A fully-coupled model of surface and subsurface water flow: Model overview and application to the laurel creek watershed. In *XIII International Conference on Computational Methods in Water Resources*, Calgary, Alberta.
- Swain, E. and Wexler, E. (1996). *Techniques of Water-Resources Investigations of the US Geological Survey*. Book 6, Chap. A6.
- Swanson, F., Gregory, J., Sedell, J., and Campbell, A. (1982). *Land-water interactions: the riparian zone*. In: Analysis of coniferous forest ecosystems in the Western US, R. Edmunds (Ed.), Academic Press, New York.
- Thiel, R. (2003). *Ökonomische Auswirkungen von Maßnahmen des Wasser- und Stoffrückhaltes im Elbeeinzugsgebiet Brandenburgs*. Dissertation. Humbolt-Universität Berlin.
- Thorsen, M., Feyen, J., and Styczen, M. (1996). *Agrochemical modelling*. In: Abbott, M.B., Refsgaard, J.C. (Eds.). Distributed Hydrological Modelling, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.
- TLU (2000). *Thüringer Landesanstalt fuer Umwelt - Abschlussbericht des BMBF-Projekt „Revitalisierung der Unstrutau“*. Final report. Jena.

- Toth, J. (1963). A theoretical analysis of groundwater flow in small drainage basins. *Journal of Geophysical Research*, **68**(16).
- Trepel, M. (2000). Quantifizierung der Stickstoffdynamik von Ökosystemen auf Niedermoorböden mit dem Modellsystem WASMOD. *EcoSys*, **29**, 1–140.
- Triska, F. J., Duff, J. H., and Avanzino, R. J. (1993a). Patterns of hydrological exchange and nutrient transformation in the hyporheic zone of a gravel-bottom stream - examining terrestrial aquatic linkages. *Freshwater Biology*, **29**(2), 259–274.
- Triska, F. J., Duff, J. H., and Avanzino, R. J. (1993b). The role of water exchange between a stream channel and its hyporheic zone in nitrogen cycling at the terrestrial aquatic interface. *Hydrobiologia*, **251**(1-3), 167–184.
- Tucker, G. L. G. and Acreman, M. A. (2000). Modelling ditch water levels on the pevensey levels wetland, a lowland wet grassland wetland in east sussex, uk. *Physics and Chemistry of the Earth Part B-Hydrology Oceans and Atmosphere*, **25**(7– 8), 593–597.
- Van Beek, C. (1987). *Landbouw en Drinkwatervoorziening, orientierend Onderzoek naar de Beïnvloeding van de Grondwaterkwaliteit door Bemesting en het Gebruik van Bestrijdingsmiddelen*. Report Meded. 99, Keuringsinstituut voor Waterleidingsartikelen KIWA N.V., 99, Nieuwegein, The Netherlands.
- Vanclooster, M., Viaene, P., and Christians, K. (1994). *WAVE - a mathematical model for simulating agrochemicals in the soil and vadose environment. Reference and user's manual (release 2.0)*. Institute for Land and Water Management, Katholieke Universiteit Leuven, Belgium.
- Vanclooster, M., Viaene, P., Diels, J., and Feyen, J. (1995). A deterministic evaluation analysis applied to an integrated soil-crop model. *Ecological Modelling*, **81**(1– 3), 183–195.
- VanderKwaak, J. E. (1999). *Numerical simulation of flow and chemical transport in integrated surface-subsurface hydrologic systems*. Ph.D. thesis, University of Waterloo, Dept. of Earth Sciences.
- VanderKwaak, J. E. and Sudicky, E. (1999). Application of a physically-based numerical model of surface and subsurface water flow and solute transport. In *ModelCARE 99 Conference*, volume 265, pages 515–523, Zürich. IAHS.
- Vereecken, H., Vanclooster, M., Swerts, M., and Diels, J. (1991). Simulating water and nitrogen behavior in soils cropped with winter-wheat. *Fertilizer Research*, **27**(2– 3), 233–243.

- Verhoeven, J., Kemmers, R., and Koerslmann, W. (1993). *Nutrient enrichment of freshwater wetlands*. In: VOS C. & OPDAM P. (eds): Landscape ecology of a stressed environment. Chapman & Hall, London.
- Vidon, P. G. F. and Hill, A. R. (2004). Landscape controls on the hydrology of stream riparian zones. *Journal of Hydrology*, **292**(1–4), 210–228.
- Vymazal, J., Brix, H., Cooper, P., Green, M., and Haberl, R. (1998). *Constructed wetlands for wastewater treatment in Europe*. Backhuys Publishers, Leiden.
- Waddington, J. M., Roulet, N. T., and Hill, A. R. (1993). Runoff mechanisms in a forested groundwater discharge wetland. *Journal of Hydrology*, **147**(1-4), 37–60.
- Ward, J. V., Stanford, J. A., and Voelz, N. J. (1994). Spatial-distribution patterns of crustacea in the floodplain aquifer of an alluvial river. *Hydrobiologia*, **287**(1), 11–17.
- Wassen, M. J., Barendregt, A., Bootsma, M. C., and Schot, P. P. (1989). Groundwater chemistry and vegetation of gradients from rich fen to poor fen in the Naardermeer (the Netherlands). *Vegetatio*, **79**(3), 117–132.
- Wassen, M. J., Barendregt, A., Palczynski, A., Desmidt, J. T., and Demars, H. (1990). The relationship between fen vegetation gradients, groundwater-flow and flooding in an undrained valley mire at Biebrza, Poland. *Journal of Ecology*, **78**(4), 1106–1122.
- Wasser, L.-L. (2002). *Gemeinsamer Bericht von LAWA und LABO zu Anforderungen an eine nachhaltige Landwirtschaft aus Sicht des Gewässer- und Bodenschutzes vor dem Hintergrund der Wasserrahmenrichtlinie*.
- Weiß, R. (1966). *Die pleistozäne Formengestalt des Elbhavelwinkels*. Diss. Potsdam.
- Weiß, R. (1995). Die Potsdamer Glaziallandschaft - glazigene Sedimente und glaziäre Baustile. *Brandenburgische Geowissenschaftliche Beiträge*, (1/1995), 13–26.
- Weiß, R. (2002). Glaziale und holozäne Landschaftsentwicklung des Gebietes von Unterer Havel und Mittlerer Elbe - ein Überblick. *Untere Havel - Naturkundliche Berichte aus Altmark und Prignitz*, **12**.
- Wendland, F. und Kunkel, R. (1999). Das Nitratabbauvermögen im Grundwasser des Elbeeinzugsgebietes. *Schriften des Forschungszentrums Jülich, Reihe Umwelt/Enviroment*, **13**.
- Weng, P., Giraud, F., Fleury, P., and Chevallier, C. (2003). Characterising and modeling groundwater discharge in an agricultural wetland on the French Atlantic coast. *Hydrology and Earth System Sciences*, **7**(1), 33–42.

- Wenzel, V. (2004a). *Der integrative methodische Ansatz im stringenten Sprachkalkül*. In: Integrierte Analyse der Auswirkungen des globalen Wandels auf Wasserhaushalt und Gesellschaft im Elbeinzugsgebiet. F. Wechsung, A. Becker, P. Gräfe. PIK-Report No. 94. 2004 Potsdam.
- Wenzel, V. (2004b). *Integrierte Studien zum Berliner Wasserhaushalt*. In: Integrierte Analyse der Auswirkungen des globalen Wandels auf Wasserhaushalt und Gesellschaft im Elbeinzugsgebiet. F. Wechsung, A. Becker, P. Gräfe. PIK-Report No. 94. 2004 Potsdam.
- Wheeler, B. (1995). *Introduction: Restoration and wetlands*. In: Wheeler B.D., Shaw S.C., Fojt J. & Robertson R.A. (eds.): Restoration of temperate wetlands. John Wiley & Sons, New York.
- Williams, D. D. (1993). Nutrient and flow vector dynamics at the hyporheic groundwater interface and their effects on the interstitial fauna. *Hydrobiologia*, **251**(1–3), 185–198.
- Winter, T., Harvey, J., Franke, O., and Alley, W. (1998). *Groundwater and surface water - a single resource*. US Geol.Surv.Circ. 1139.
- Winter, T. C. (1995). Recent advances in understanding the interaction of groundwater and surface-water. *Reviews of Geophysics*, **33**, 985–994.
- Winter, T. C. (1999). Relation of streams, lakes, and wetlands to groundwater flow systems. *Hydrogeology Journal*, **7**(1), 28–45.
- Winter, T. C. and Rosenberry, D. O. (1995). The interaction of ground-water with prairie pothole wetlands in the cottonwood lake area, East-Central North-Dakota, 1979-1990. *Wetlands*, **15**(3), 193–211.
- Woessner, W. W. (2000). Stream and fluvial plain ground water interactions: Rescaling hydrogeologic thought. *Ground Water*, **38**(3), 423–429.
- Woo, M. K. and Rowsell, R. D. (1993). Hydrology of a prairie slough. *Journal of Hydrology*, **146**(1–4), 175–207.
- Wroblicky, G. J., Campana, M. E., Valett, H. M., and Dahm, C. N. (1998). Seasonal variation in surface-subsurface water exchange and lateral hyporheic area of two stream-aquifer systems. *Water Resources Research*, **34**(3), 317–328.
- Wurster, F. C., Cooper, D. J., and Sanford, W. E. (2003). Stream/aquifer interactions at Great Sand Dunes National Monument, Colorado: influences on interdunal wetland disappearance. *Journal of Hydrology*, **271**(1–4), 77–100.

- Young, R., Onstad, C., and Bosch, D. (1995). *AGNPS: an agricultural nonpoint source model*. In: Singh, V.P. (Ed.). *Computer Models of Watershed Hydrology*, Water Resources Publication.
- Zheng, C. (1990). *MT3D, A modular three-dimensional transport model for simulation of advection, dispersion and chemical reactions of contaminants in groundwater systems*. Report to the U.S. Environmental Protection Agency.
- Zheng, C. (1996). *MT3D 1.5, a modular three-dimensional transport model*. The Hydrology Group, University of Alabama.
- Zheng, C. and Wang, P. (1998). *MT3DMS - A modular three-dimensional multi-species transport model for simulation of advection, dispersion and chemical reactions of contaminants in groundwater systems. Documentation and user's guide*. Department of Geology and Mathematics, University of Alabama.

Im Rahmen der Arbeit entstandene Publikationen:

1. Krause, S., Bronstert, A. An advanced approach for catchment delineation and water balance modelling within wetlands and floodplains, *Advances in Geoscience*, in print
2. Krause, S., Bronstert, A. Water Balance Simulations and Groundwater - Surface Water - Interactions in a Mesoscale Lowland River Catchment, *Hydrological Processes*, acceptet
3. Krause, S., Jacobs, J., Bronstert, A. Modelling the impacts of land-use and drainage density on the water balance of a lowland floodplain landscape in Northeast Germany. *Ecological Modelling*, submitted
4. Bronstert, A., Biegel, M., Habeck, A., Itzerott, S., Jacobs, J., Kneis, D., Krause, S., Lahmer, W., Schanze, J., Pfützner, B., Schönfelder, I. (2005) Bewirtschaftungsmöglichkeiten im Einzugsgebiet der Havel. *Limnologie aktuell*, 11, 204-220
5. Krause, S., Bronstert, A. (2005). Abflussbildungsprozesse und Grundwasser-Oberflächenwasser-Interaktionen in Flachlandeinzugsgebieten am Beispiel der Unteren Havel. *Forum für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung*, in print
6. Krause, S., Bronstert, A. (2004). Approximation of Groundwater - Surface Water - Interactions in a Mesoscale Lowland River Catchment, *Hydrology: Science & Practice for the 21st Century*, **Volume II**, 2004 British Hydrological Society (1-2), 408-415
7. Krause, S., Bauer, A., Morgner, M., Bronstert, A. (2004) Wasserhaushaltsmodellierung als Beitrag zur Erstellung eines nachhaltigen Flussgebietsmanagements an der Unteren Havel. *Forum für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung*, **Heft 0604**
8. Krause, S., Bronstert, A. (2004). Wasserhaushaltssimulationen unter Einbeziehung von Grundwasser - Oberflächenwasser - Kopplung zur Optimierung szenarienbasierter Handlungsoptionen für ein nachhaltiges Flussgebietsmanagement an der Unteren Havel. In: Ludwig, Reichert, Mauser (Hrsg.) *Neue Methodische Ansätze zur Modellierung der Wasser- und Stoffumsätze in großen Einzugsgebieten*. Kassel University Press, 61-74
9. Krause, S., Bronstert, A. (2003) Beschreibung des Wasserhaushalts an der Unteren Havel als Voraussetzung für ein nachhaltiges Flussgebietsmanagement - Modellierung der Grundwasser - Oberflächenwasser - Interaktionen mittels Modellkopplung. In: *Klima - Wasser - Flussgebietsmanagement - im Lichte der Flut*, Kleeberg, H.B. *Forum für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung*, **Heft 0403**, 143-146
10. Krause, S. ; Bronstert, A. (2002) Gekoppelte Medellierung von Abflussbildung und Oberflächenwasser - Grundwasser - Interaktionen in einem Flachlandeinzugsgebiet an der Unteren Havel. In: *Flussgebietsmanagement - 6. Workshop zur großskaligen Modellierung in der Hydrologie*, Hennrich, Rode, Bronstert (Hrsg.) Kassel University Press, 33-44
11. Krause, S., Bronstert, A. (2002). Modellierung des Wasserhaushalts im Gebiet der Unteren Havel - Möglichkeiten der Darstellung der Grundwasser-/Oberflächenwasserinteraktionen mittels Modellkopplung. *Forum für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung*, **Heft 01**, 83-87

Anhang A

Tabellenanhang

Tabelle A.1: Wertebereiche der für die Böden der Havelaue im WASIM-ETH Bodenmodell definierten räumlich variablen bodenphysikalischen Parameter

Spezifische Bodenartenparameter	Wertebereich
Feldkapazität (mm)	20 - 37
Maximale Bodenspeicherfüllung (Produkt aus Wurzeltiefe und Wassergehalt bei NFK)	28 - 60
Gesättigte hydraulische Leitfähigkeit (ms^{-1})	8,00E-07 - 1,60E-04
Porosität (Vol%)	26 - 38
Sättigungswassergehalt (Vol%)	0,43 - 0,8
Residualwassergehalt (Vol%)	0,057 - 0,2
hydraulische gesättigte Transmissivität (m^2s^{-1})	0,72 - 27,65

Tabelle A.2: Zeitliche Auflösung und Wertebereich der raumzeitlich variablen Parameter der Landnutzungs klassifizierung an der Havel

Landnutzungsparameter	Zeitliche Auflösung	Wertebereich
Albedo	saisonal	0,05-0,25
Oberflächen- /Verdunstungswiderstand [s/m]	monatlich	20-100
Phänologische Trendwenden	saisonal	90-285
Blattflächenindex [-]	saisonal	0,5-13
Bewuchshöhe [m]	saisonal	0,01-10
Vegetationsbedeckung [-]	saisonal	0,05-1
Wurzeltiefe [m]	saisonal	0,01-1,5
Makroporenanteil [Vol%]	saisonal	0-1,2
Makroporenanteils [m]	saisonal	0-1,2
Verschlammungsfaktor [-]	saisonal	0,25-1
Oberflächenspeicherkapazität [-]	saisonal	0-1
Versiegelungskoeffizient [-]	saisonal	0-0,35

Tabelle A.3: Lage und Höhe der verwendeten Havelpegel

Wehrpegel Havel	Flusskilometer	Höhe Wehrsohle
Albertsheim (OP/UP)	109,85	24,53 müNN
Grütz (OP/UP)	116,85	23,83 müNN
Molkenberg (OP/UP)	122,4	23,20 müNN
Gülpe (Gülper Havel)	-	22,18 müNN
Garz (OP/UP)	128,9	22,18 müNN
Gahlberg (Ausfluss Gülper See/Gülper Havel)	-	22,18 müNN

Tabelle A.4: Quellen und Spezifikationen externer Datengrundlagen

Datenbezeichnung	Datenquelle	Auflösung
Zeitreihen		
Klimadaten	Deutscher Wetterdienst (DWD)	stündlich, täglich
Grundwasserstände	Landesumweltamt Brandenburg (LUA) Naturparkverwaltung Parey	10 - 15 d 10 - 15 d
Grundwasserqualität	Landesumweltamt Brandenburg (LUA) Naturparkverwaltung Parey	unregelmässig unregelmässig
Oberflächenwasserstände	Wasser- und Schifffahrtsverwaltung Branden- burg (WSV)	täglich
Durchflüsse	Landesumweltamt Brandenburg (LUA) Wasser- und Schifffahrtsverwaltung Branden- burg (WSV)	10 - 15 d täglich
Oberflächenwasserqualität	Landesumweltamt Brandenburg (LUA) Naturparkverwaltung Parey	unregelmässig unregelmässig
Räumliche Daten		
Geländedaten	Landesvermessungsamt Brandenburg (LVER- MA) Sachsen-Anhalt	25m, 50m 25m
Landnutzungsdaten	DUB-Biototypenkartierung ATKIS Landnutzungsdaten LVERMA Bran- denburg	
Bodendaten	Bodenübersichtskarte BÜK 50 Landesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe Forstliche Standortkartierung Reichsbodenschätzung	50m

Anhang B

Abbildungsanhang

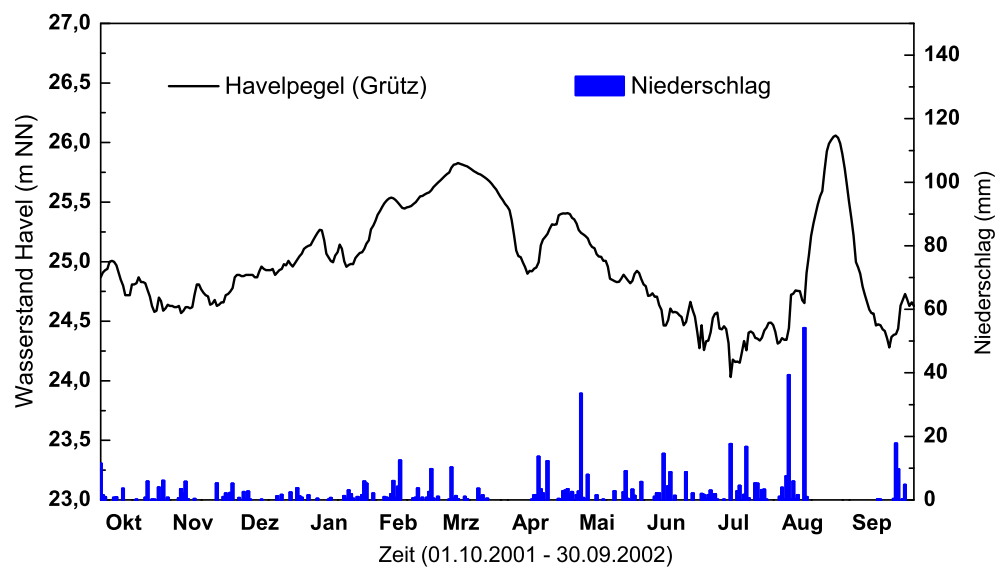


Abbildung B.1: Niederschlagsverteilung und Havelwasserstandsdynamik während des Zeitraums (01.10.2001 - 30.09.2002)

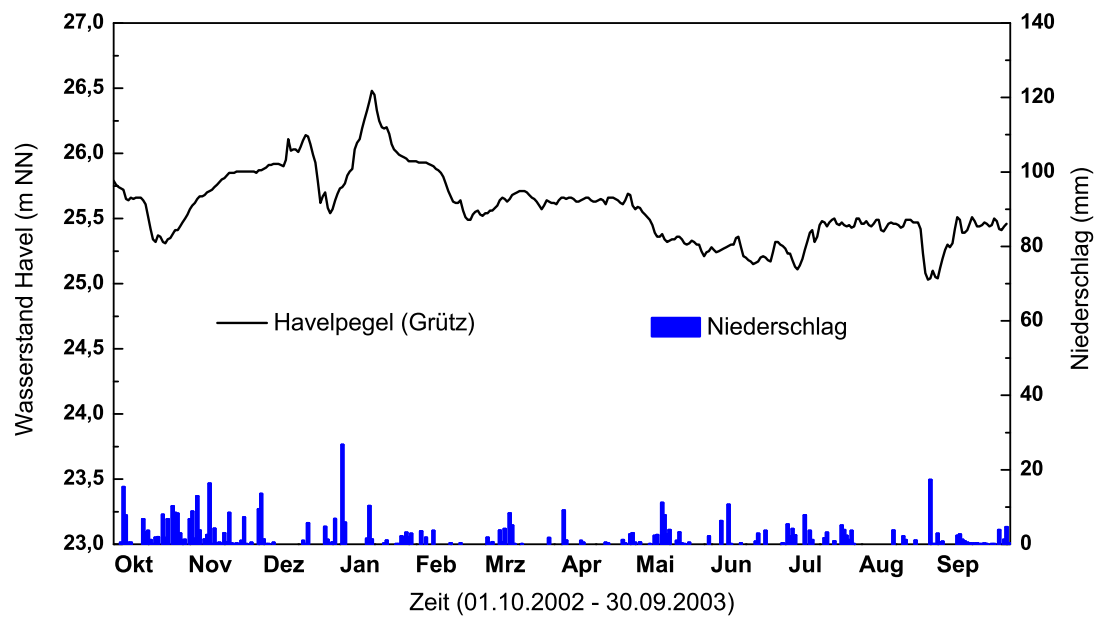


Abbildung B.2: Niederschlagsverteilung und Havelwasserstandsdynamik während des Zeitraums (01.10.2002 - 30.09.2003)

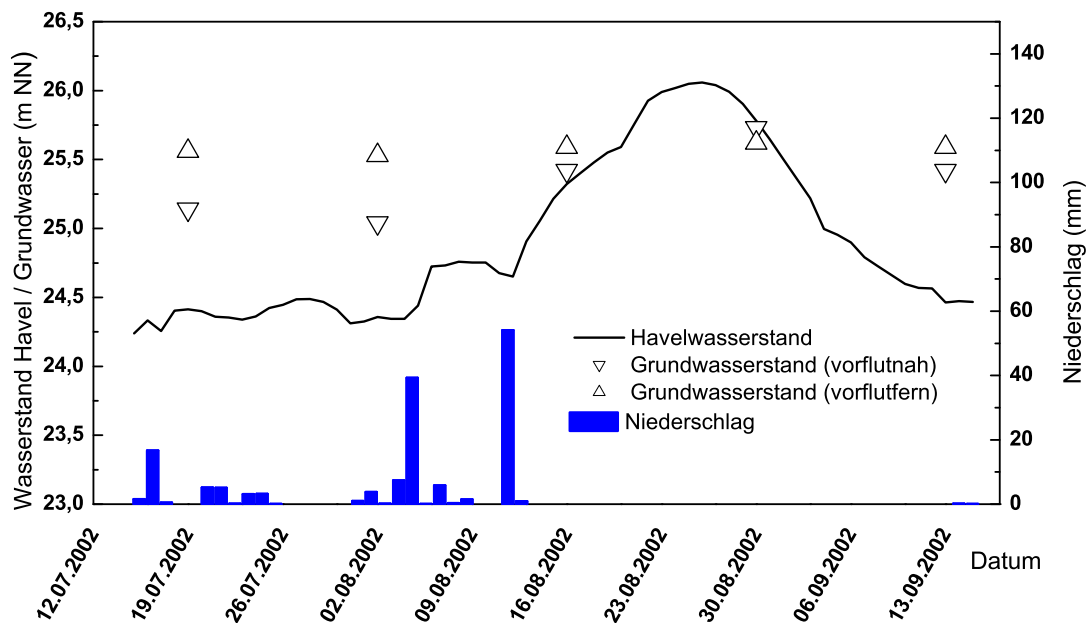


Abbildung B.3: Niederschlagsverteilung und Havelwasserstandsdynamik sowie Grundwasserstände eines havelnahen und eines havelfernen Beobachtungspegels während des Augusthochwassers 2002 (15.07.2002 - 15.09.2002)

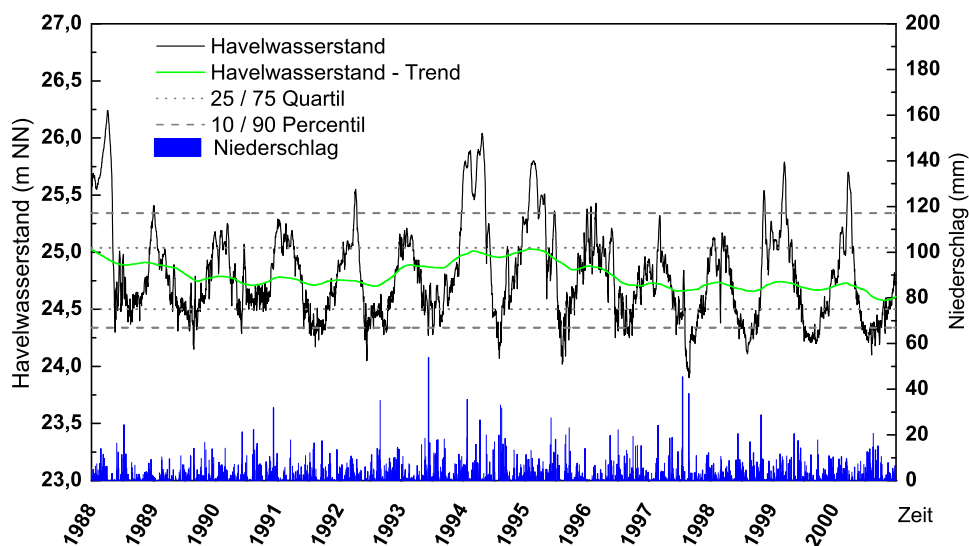


Abbildung B.4: Niederschlagsverteilung und Havelwasserstandsdynamik während des 13-jährigen Simulationszeitraums vom 01.01.1988 - 31.12.2000

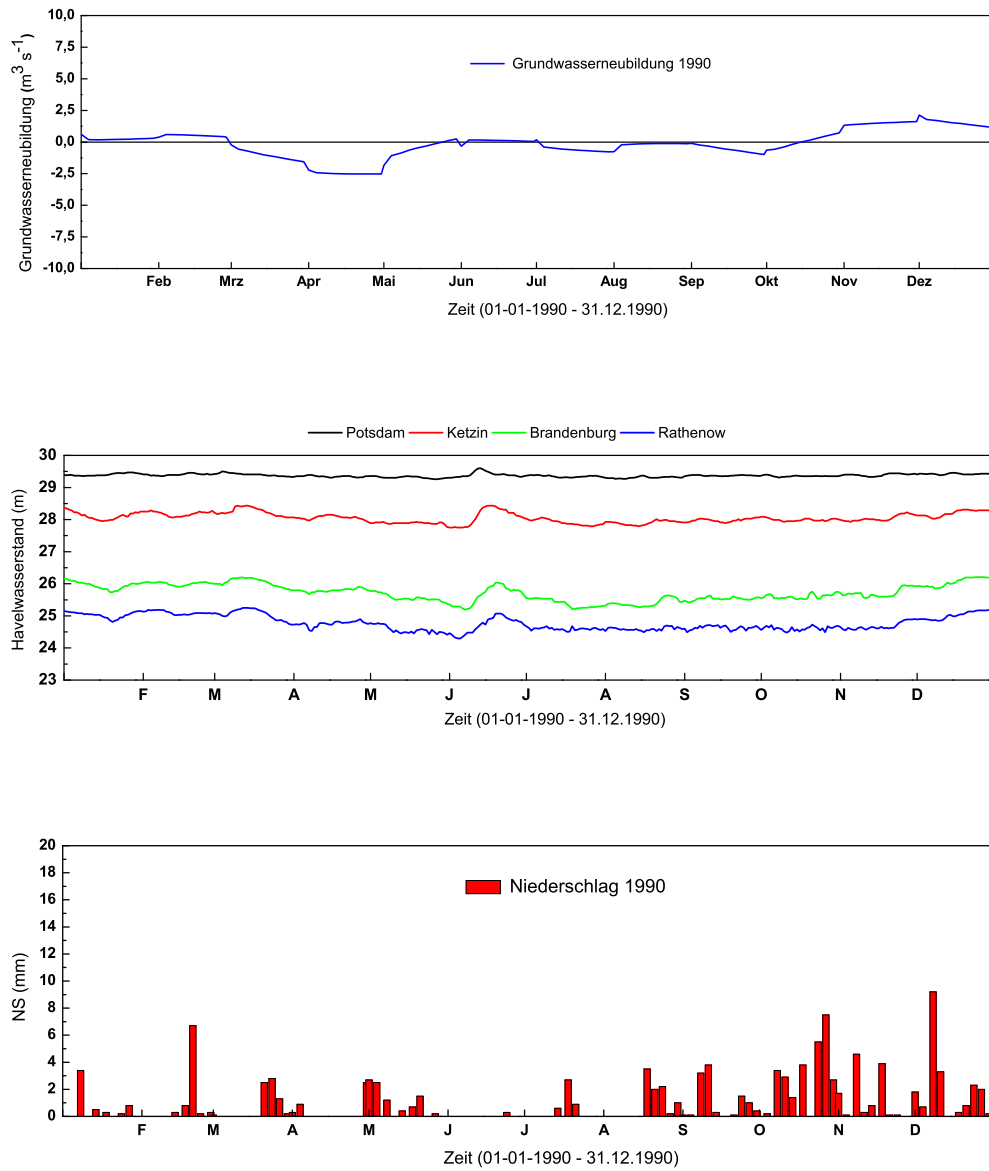


Abbildung B.5: Simulierte Grundwasserneubildung im Eigeneinzugsgebiet der Havel in Abhängigkeit von Havelwasserständen und Niederschlagsverteilung 01.01.1990 - 31.12.1990

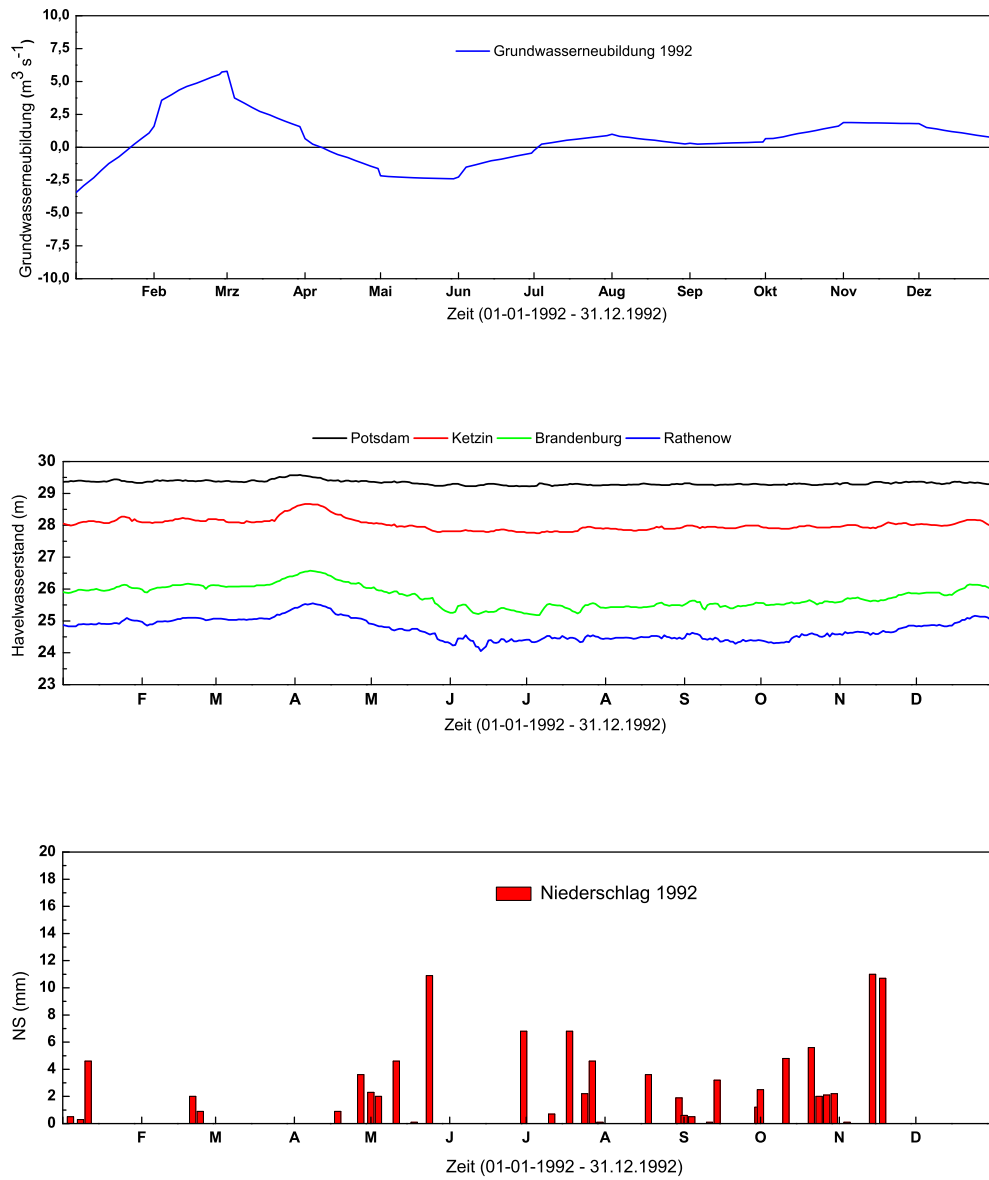


Abbildung B.6: Simulierte Grundwasserneubildung im Eigeneinzugsgebiet der Havel in Abhängigkeit von Havelwasserständen und Niederschlagsverteilung 01.01.1992 - 31.12.1992

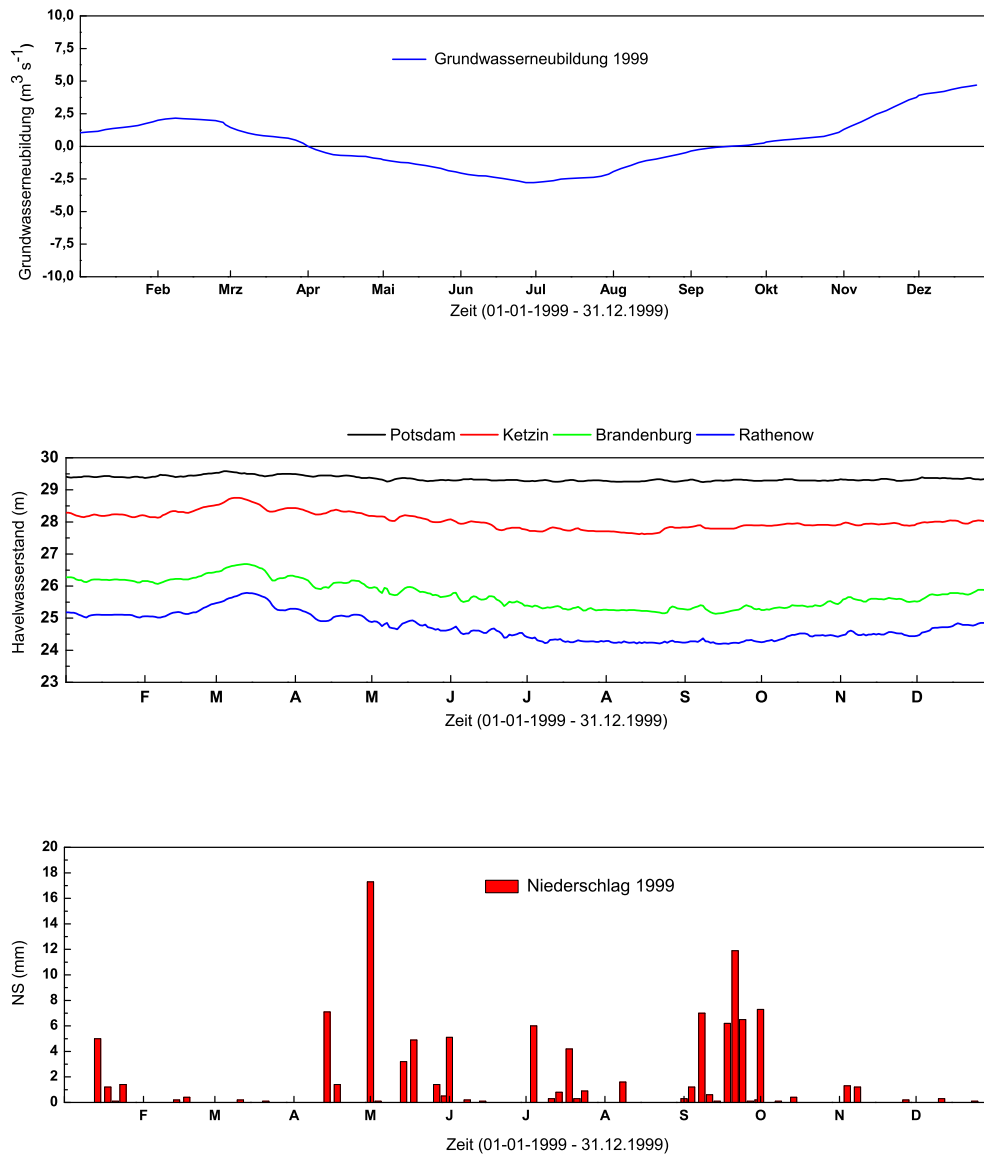


Abbildung B.7: Simulierte Grundwasserneubildung im Einzugsgebiet der Havel in Abhängigkeit von Havelwasserständen und Niederschlagsverteilung 01.01.1999 - 31.12.1999

Anhang C

Kartenanhang

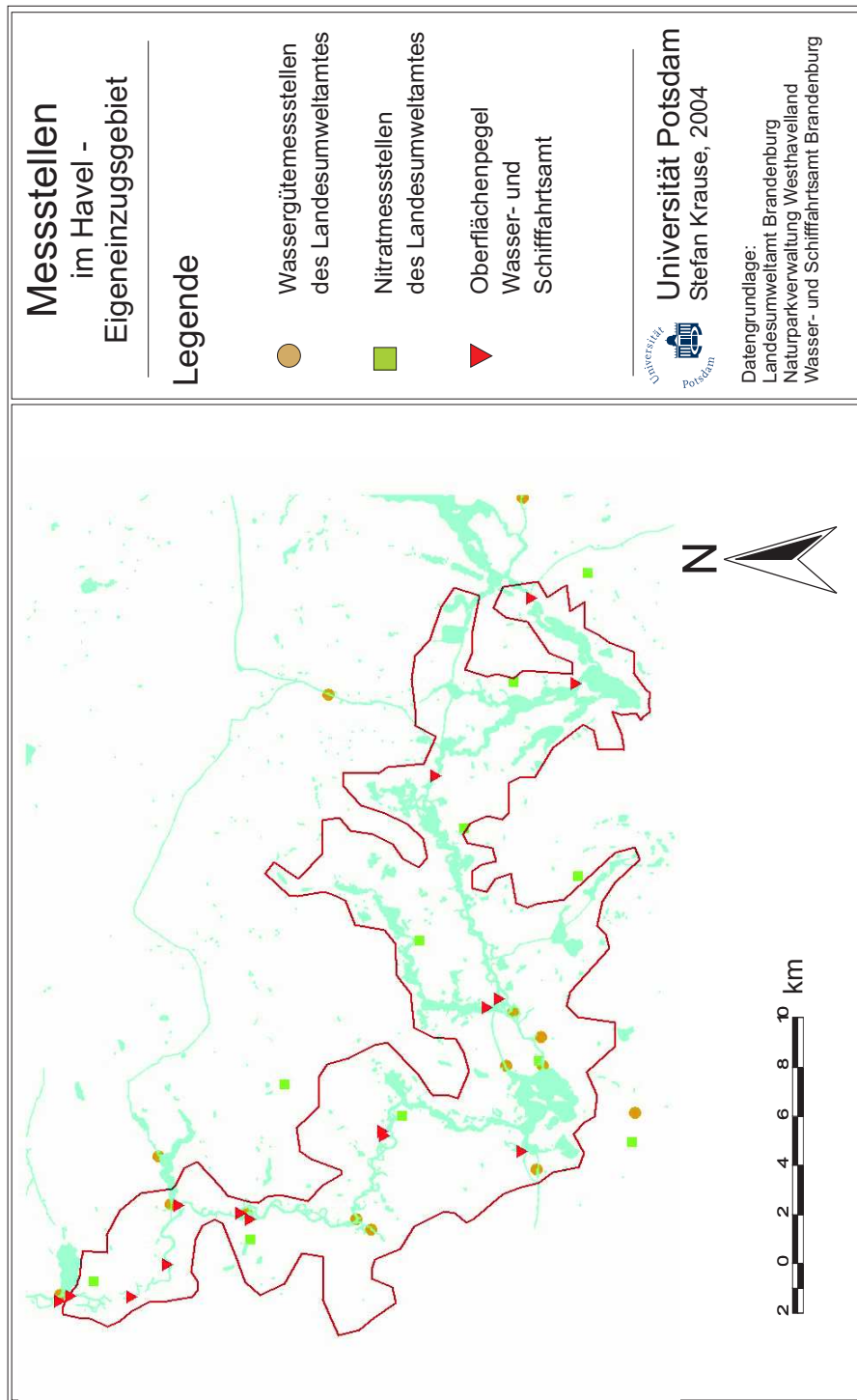


Abbildung C.1: Lage der Gewässergütemessstellen, der Pegel des Nitratmessnetzes sowie der Oberflächenpegel im Eigeneinzugsgebiet der Havel

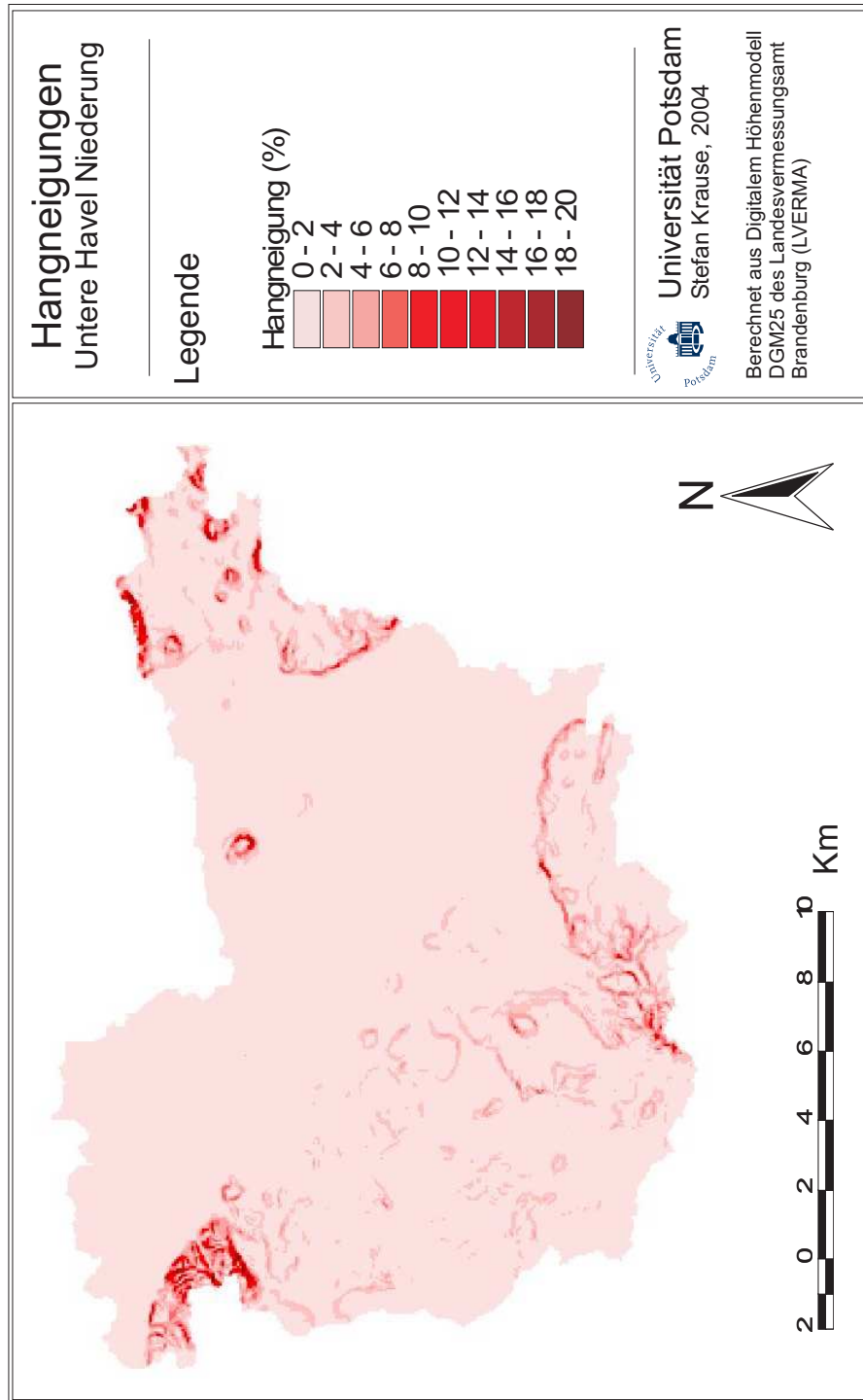


Abbildung C.2: Hangneigungen im Einzugsgebiet „Untere Havel Niederung“

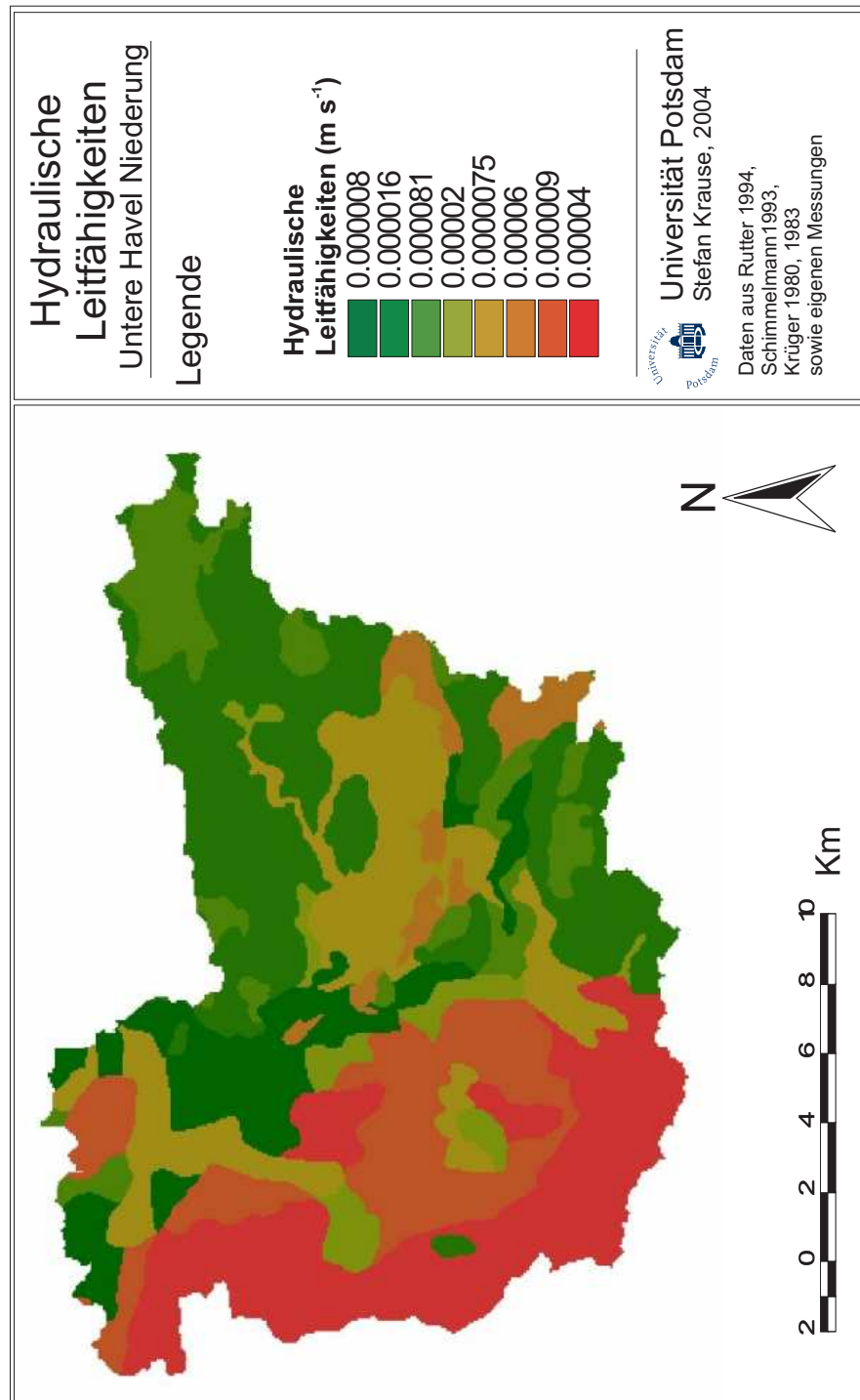


Abbildung C.3: Gesättigte Hydraulische Leitfähigkeiten der Böden im Untersuchungsgebiet „Untere Havel Niederung“ (vertikal über Profil gemittelt)

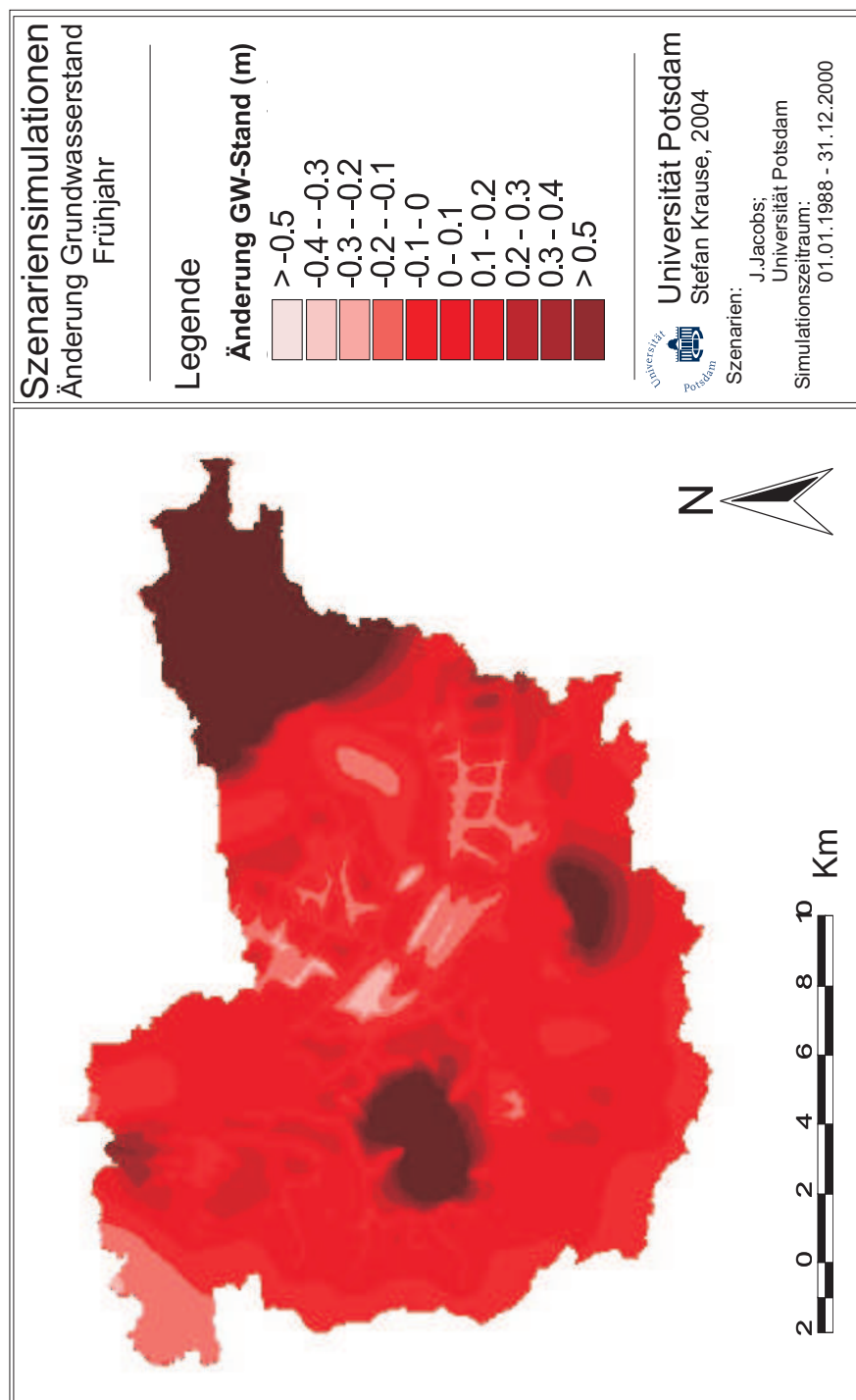


Abbildung C.4: Räumliche Abweichung von simulierten Grundwasserflurabständen im Untersuchungsgebiet „Untere Havel Niederung“ unter Annahmen des Gewässerstrukturszenarios im Vergleich zu aktuellen Bedingungen - Mittlere Abweichungen von 01.04. - 30.06. (Simulationszeitraum 01.01.1988 - 31.12.2000)

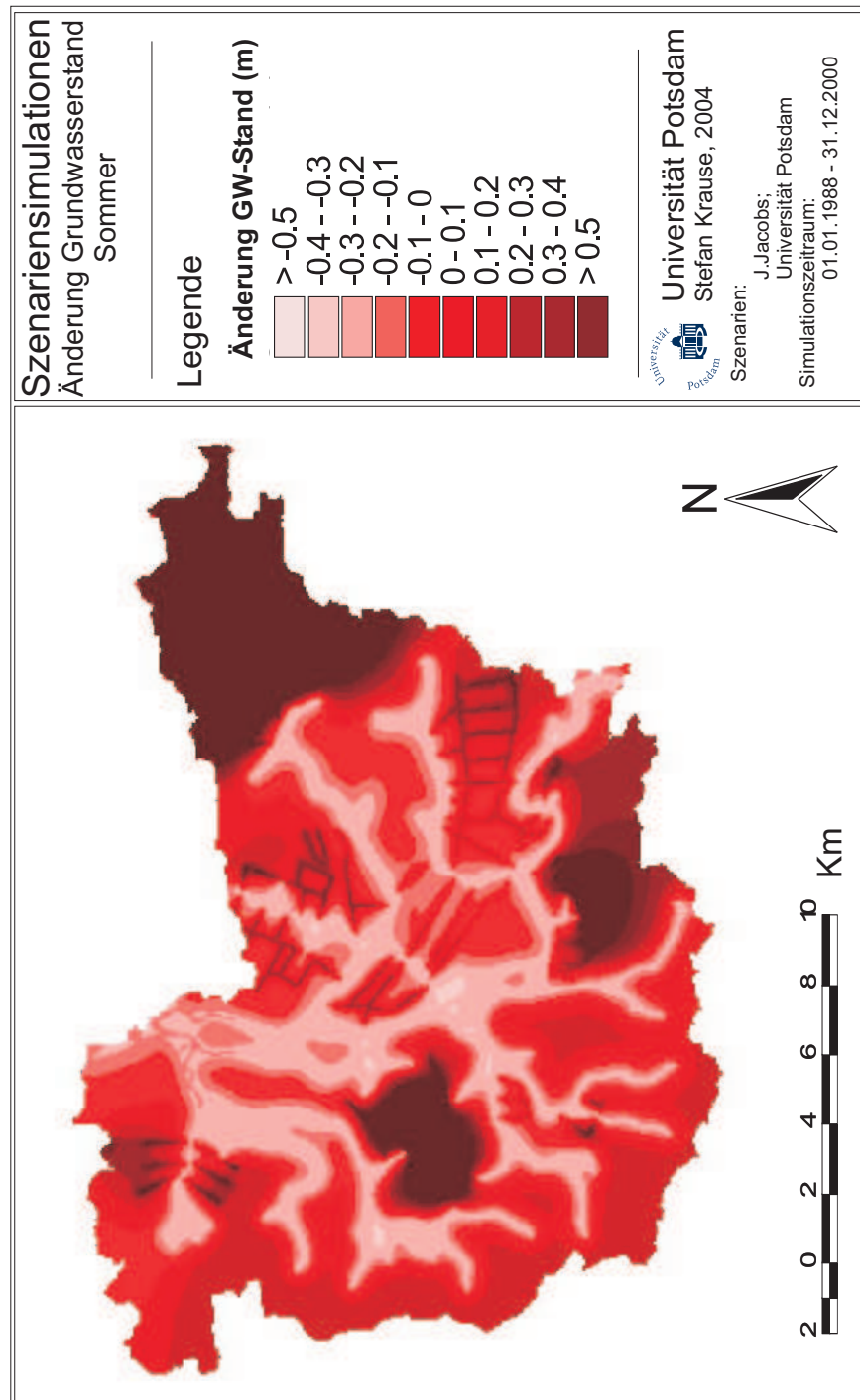


Abbildung C.5: Räumliche Abweichung von simulierten Grundwasserflurabständen im Untersuchungsgebiet „Untere Havel Niederung“ unter Annahmen des Gewässerstrukturszenarios im Vergleich zu aktuellen Bedingungen - Mittlere Abweichungen von 01.07. - 30.09. (Simulationszeitraum 01.01.1988 - 31.12.2000)

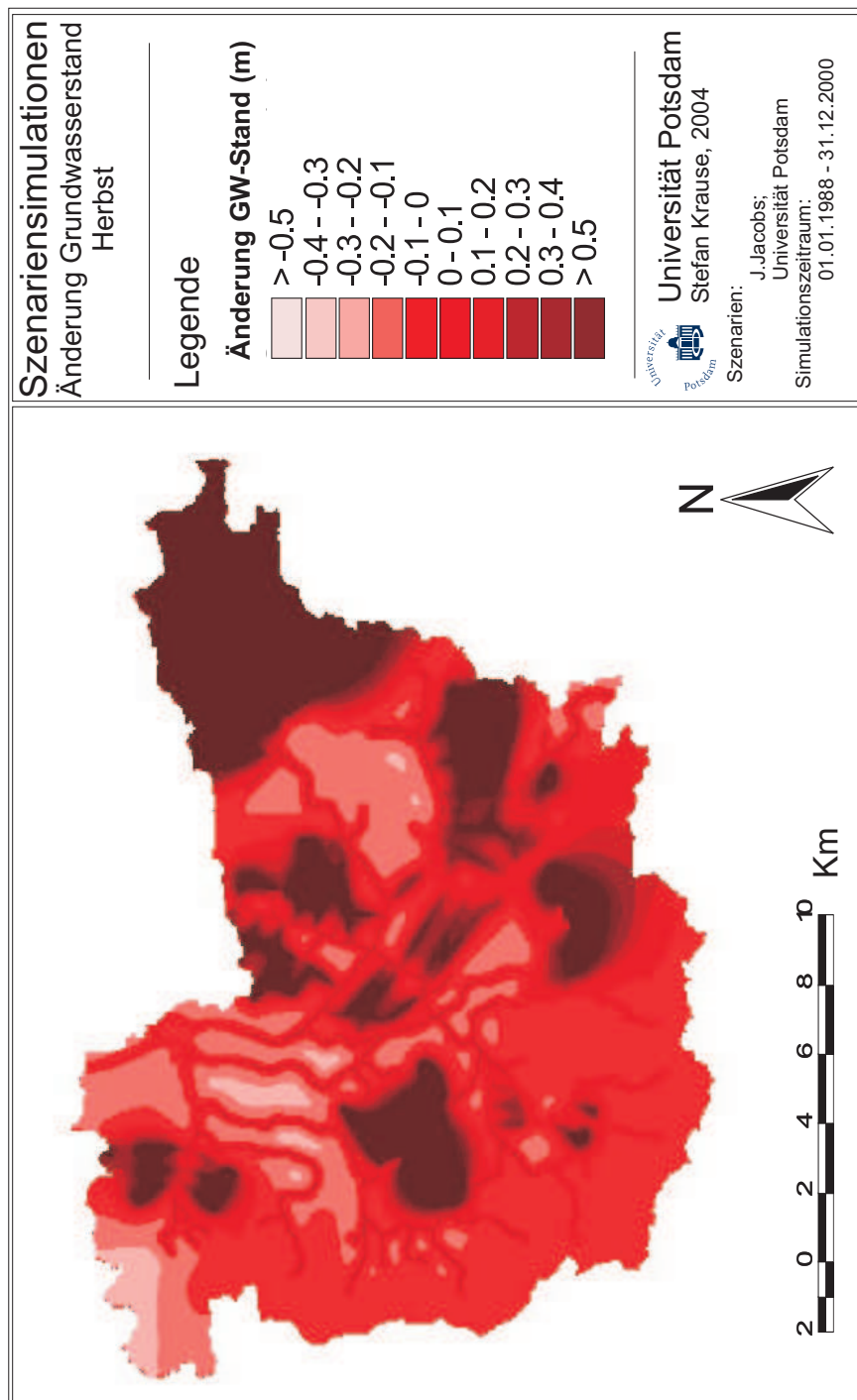


Abbildung C.6: Räumliche Abweichung von simulierten Grundwasserflurabständen im Untersuchungsgebiet „Untere Havel Niederung“ unter Annahmen des Gewässerstrukturszenarios im Vergleich zu aktuellen Bedingungen - Mittlere Abweichungen von 01.10. - 31.12. (Simulationszeitraum 01.01.1988 - 31.12.2000)

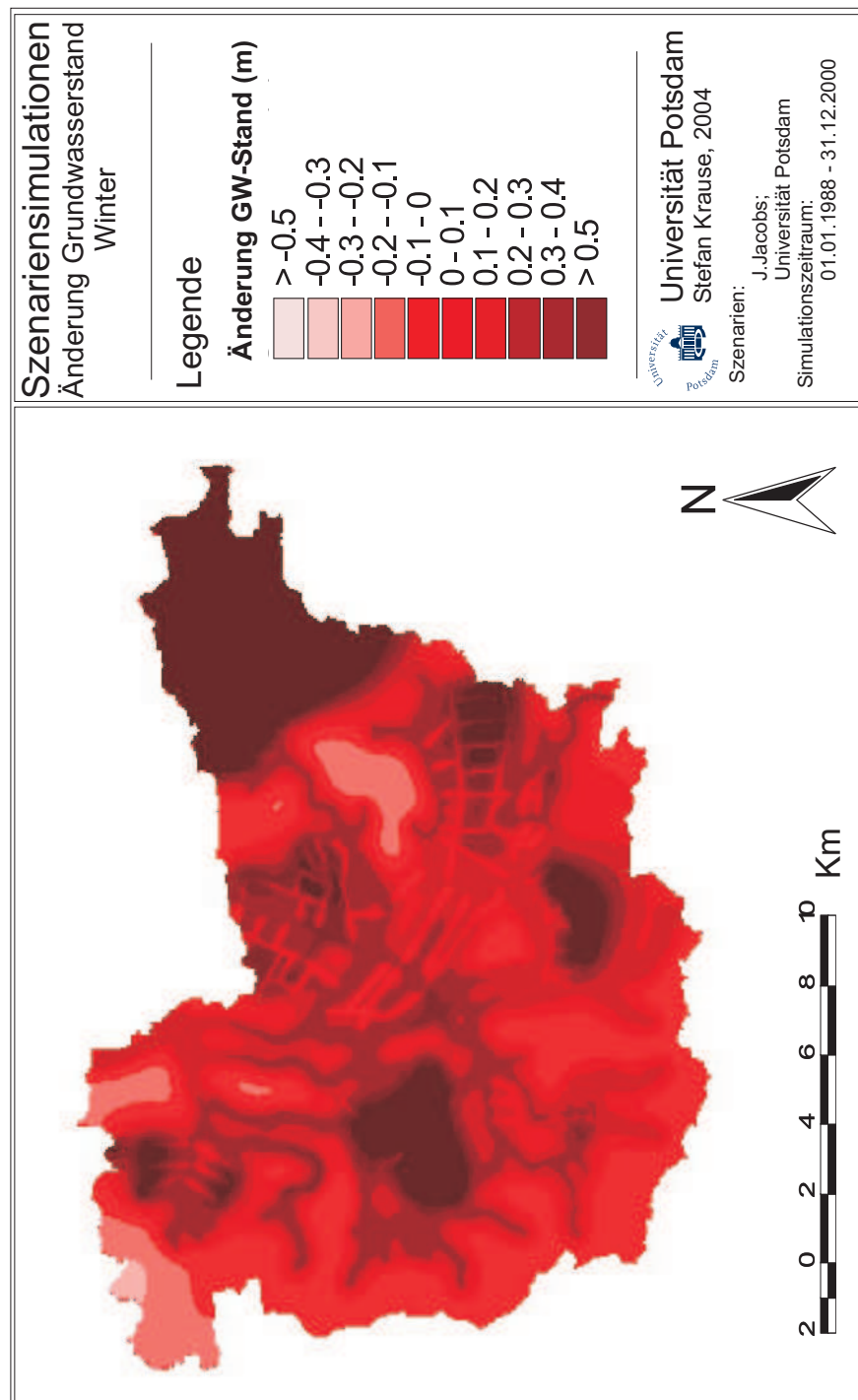


Abbildung C.7: Räumliche Abweichung von simulierten Grundwasserflurabständen im Untersuchungsgebiet „Untere Havel Niederung“ unter Annahmen des Gewässerstrukturszenarios im Vergleich zu aktuellen Bedingungen - Mittlere Abweichungen von 01.01. - 31.03. (Simulationszeitraum 01.01.1988 - 31.12.2000)

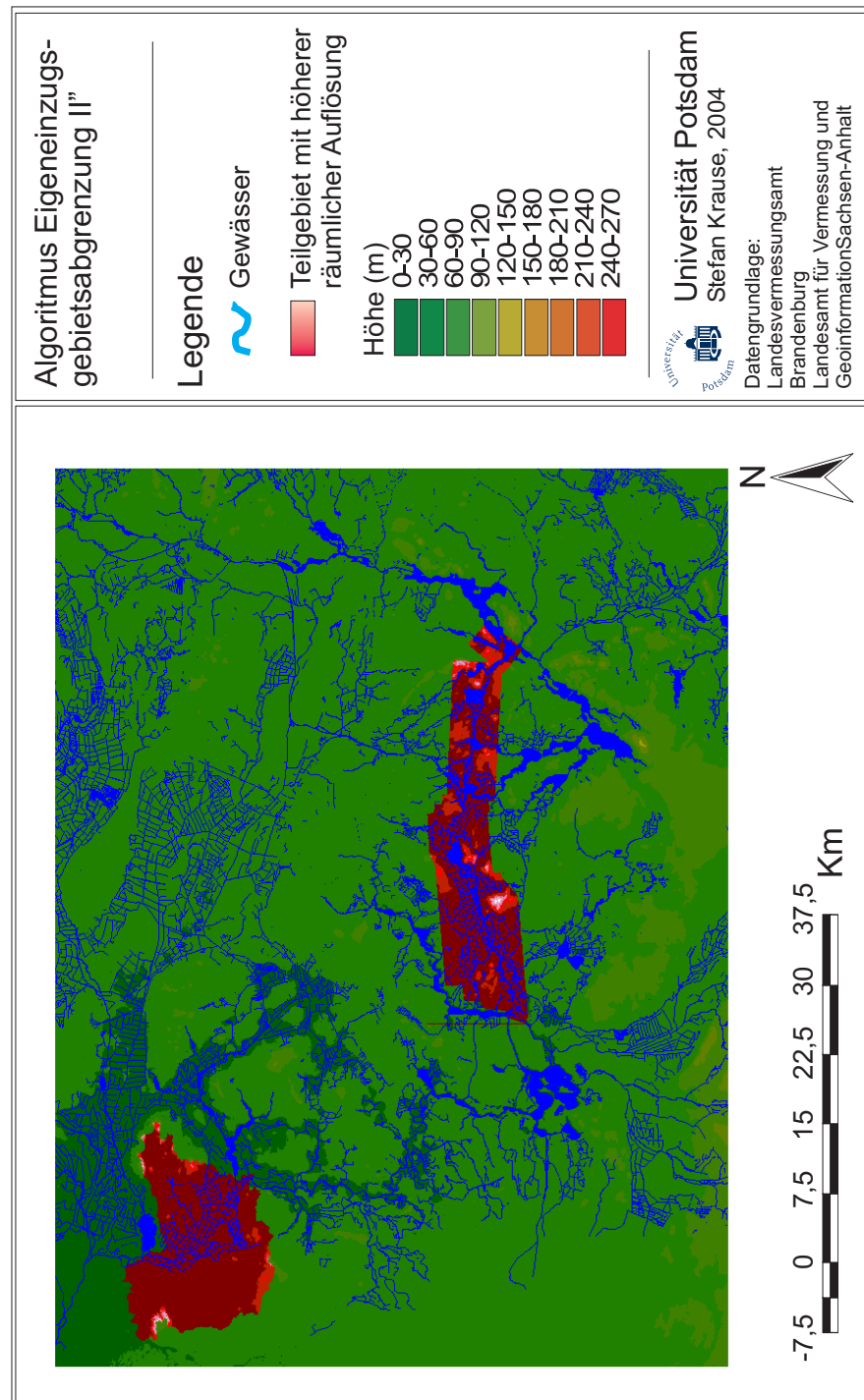


Abbildung C.8: Räumliche Abgrenzung des Eigeneinzugsgebiets - Schritt 2: Die Teilgebiete „Untere Havel Niederung“ und „Mittlere Havel“ (hinterlegt: Digitales Höhenmodell LVERMA-Brandenburg)

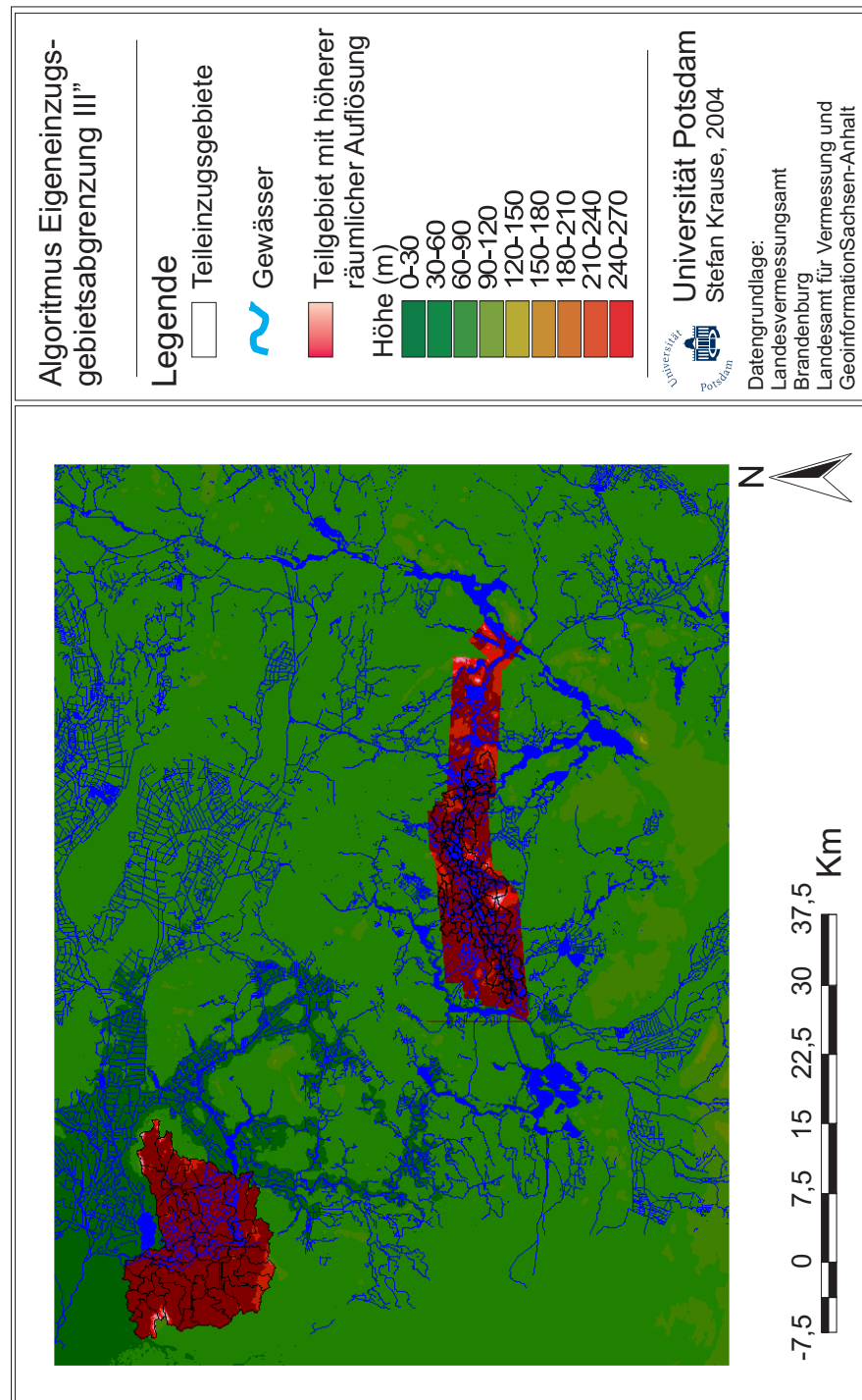


Abbildung C.9: Räumliche Abgrenzung des Eigeneinzugsgebiets - Schritt 2: Abgrenzung von Teileinzugsgebieten in der „Untere Havel Niederung“ und an der „Mittleren Havel“ (hinterlegt: Digitales Höhenmodell LVERMA-Brandenburg)

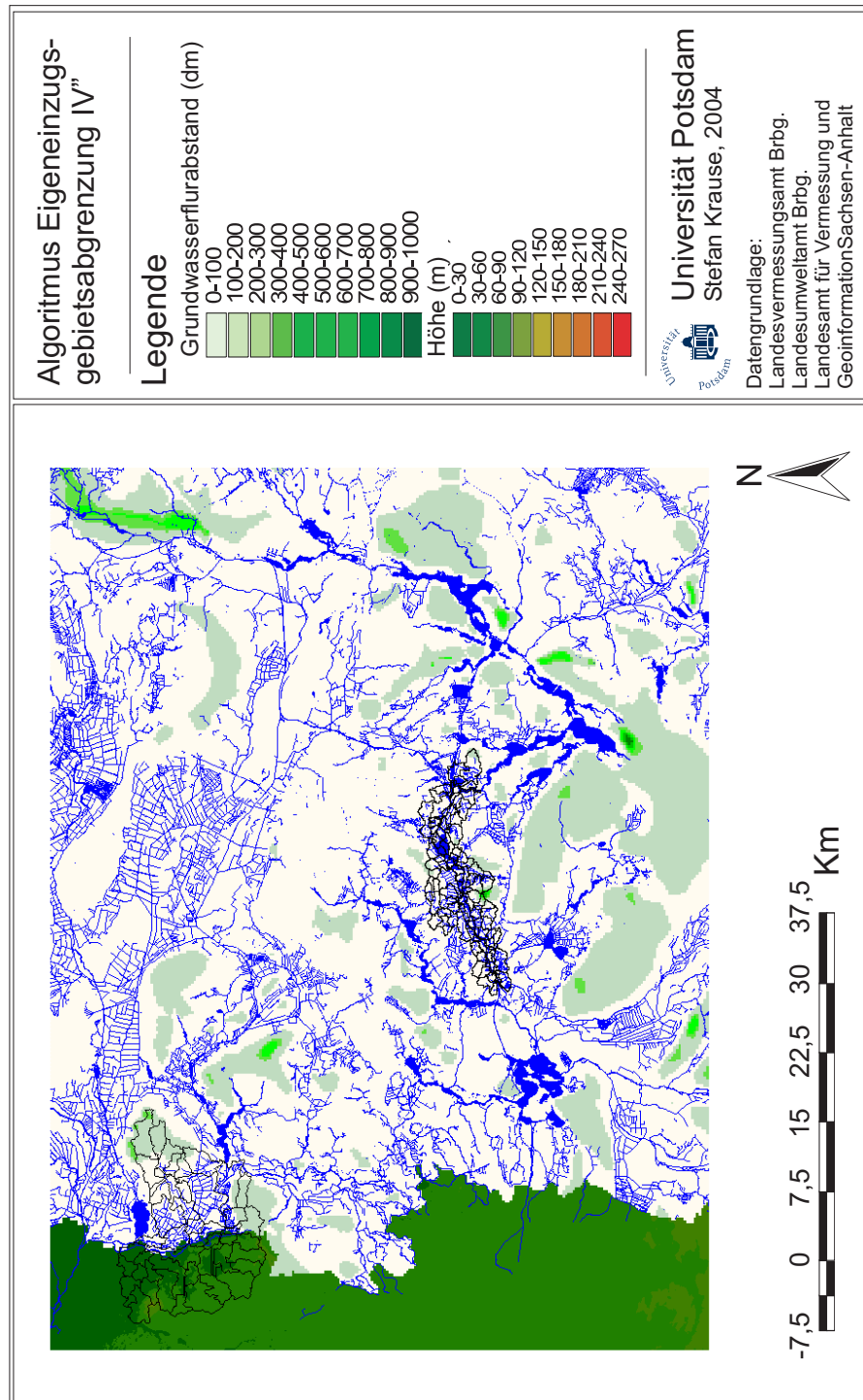


Abbildung C.10: Räumliche Abgrenzung des Eigeneinzugsgebiets - Schritt 3: Analyse der mittleren Grundwasserflurabstände in den Teilgebieten „Untere Havel Niederung“ und „Mittlere Havel“ zur Definition des ersten Auswahlkriteriums (hinterlegt: Digitales Höhenmodell LVERMA-Brandenburg)

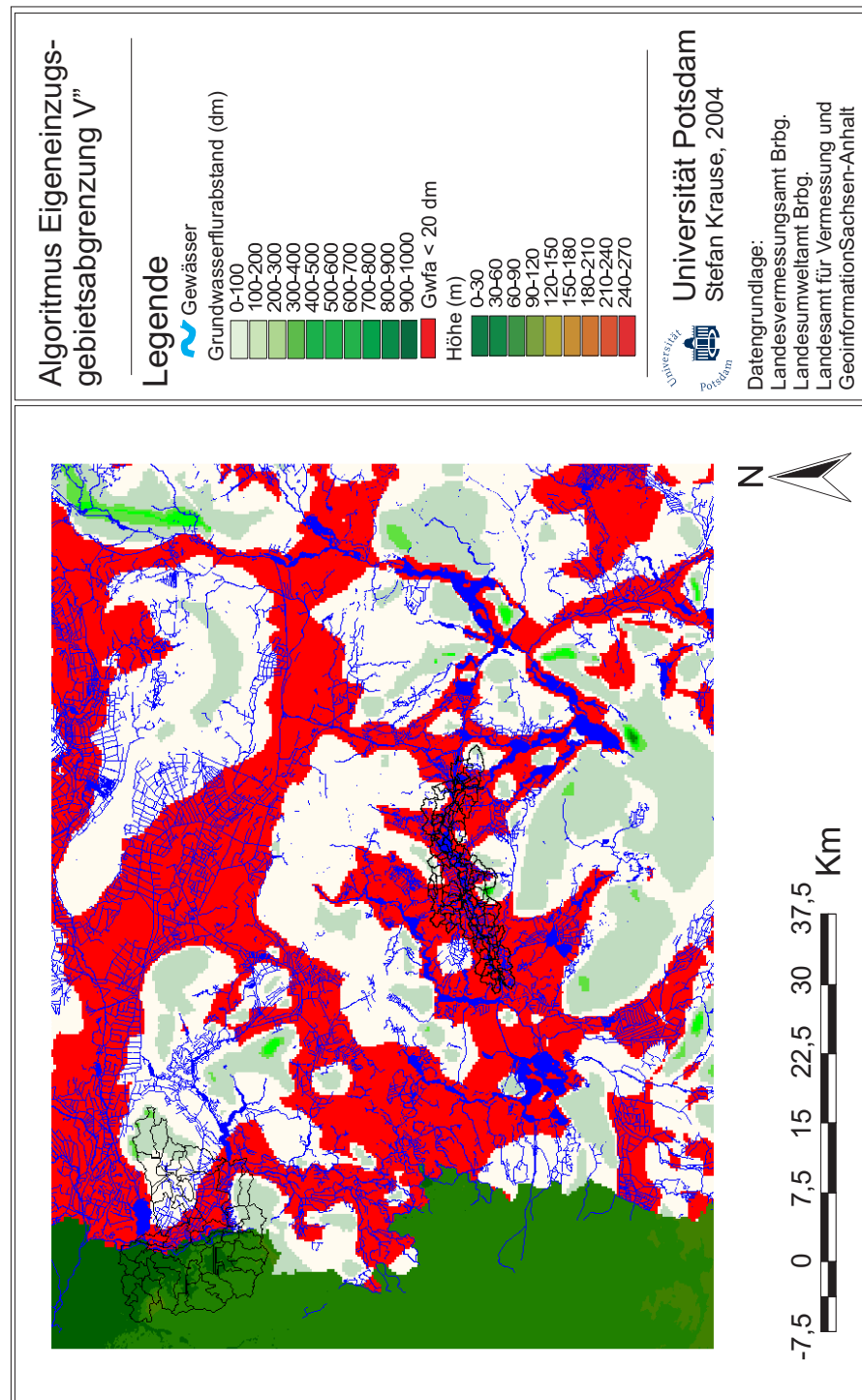


Abbildung C.11: Räumliche Abgrenzung des Eigeneinzugsgebiets - Schritt 3: Auf Basis des ersten Auswahlkriteriums abgegrenzter direkter Interaktionsbereich zwischen Flussaue und Havel (hinterlegt: Digitales Höhenmodell LVERMA-Brandenburg)

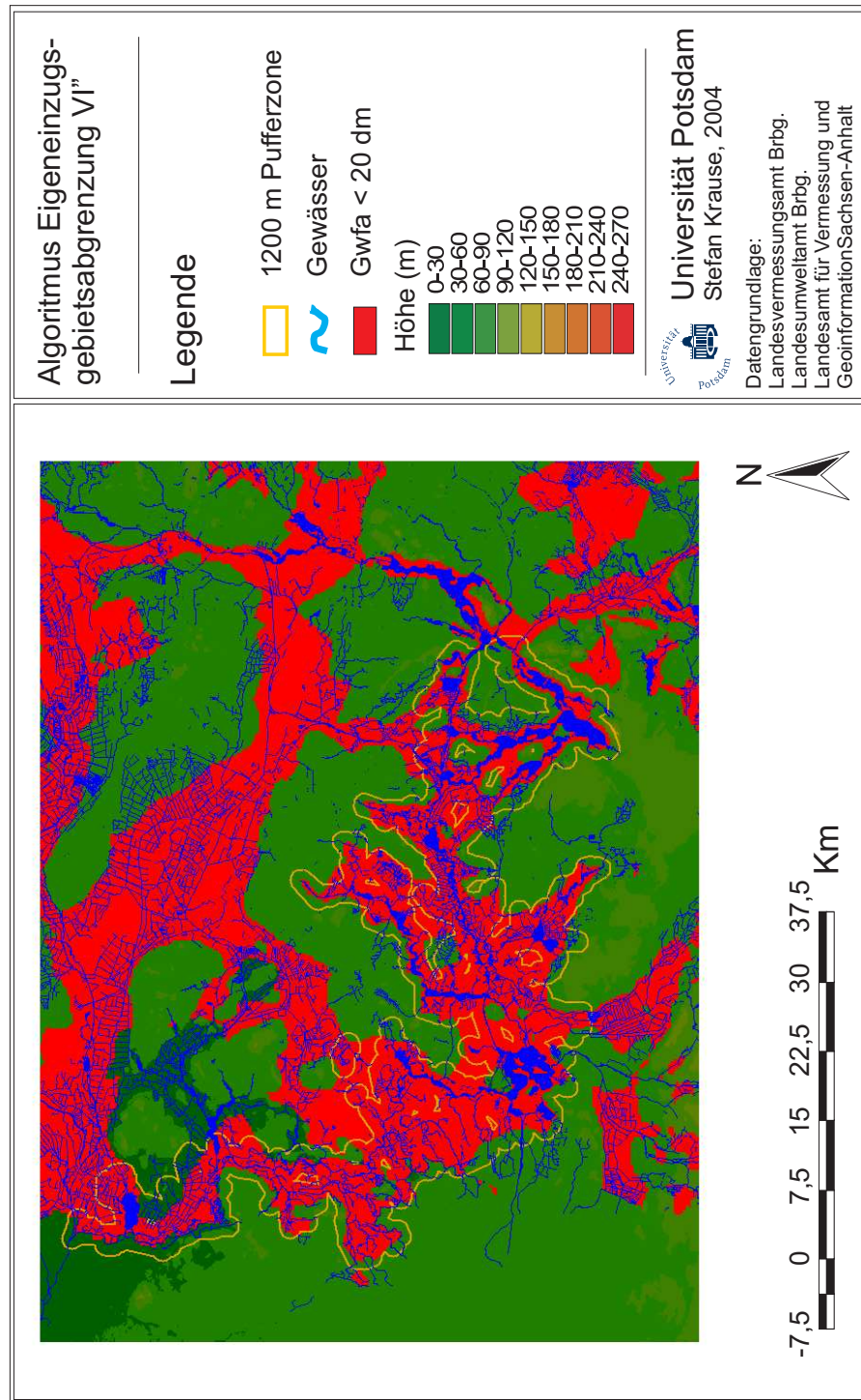


Abbildung C.12: Räumliche Abgrenzung des Eigeneinzugsgebiets - Schritt 4: Abgegrenzter Interaktionsbereich zwischen Flusssau und Havel welcher sich nach Berücksichtigung des zweiten Auswahlkriteriums (basierend auf einer 1200m Pufferzone um Oberflächengewässer) ergibt (hinterlegt: Digitales Höhenmodell LVERMA-Brandenburg)

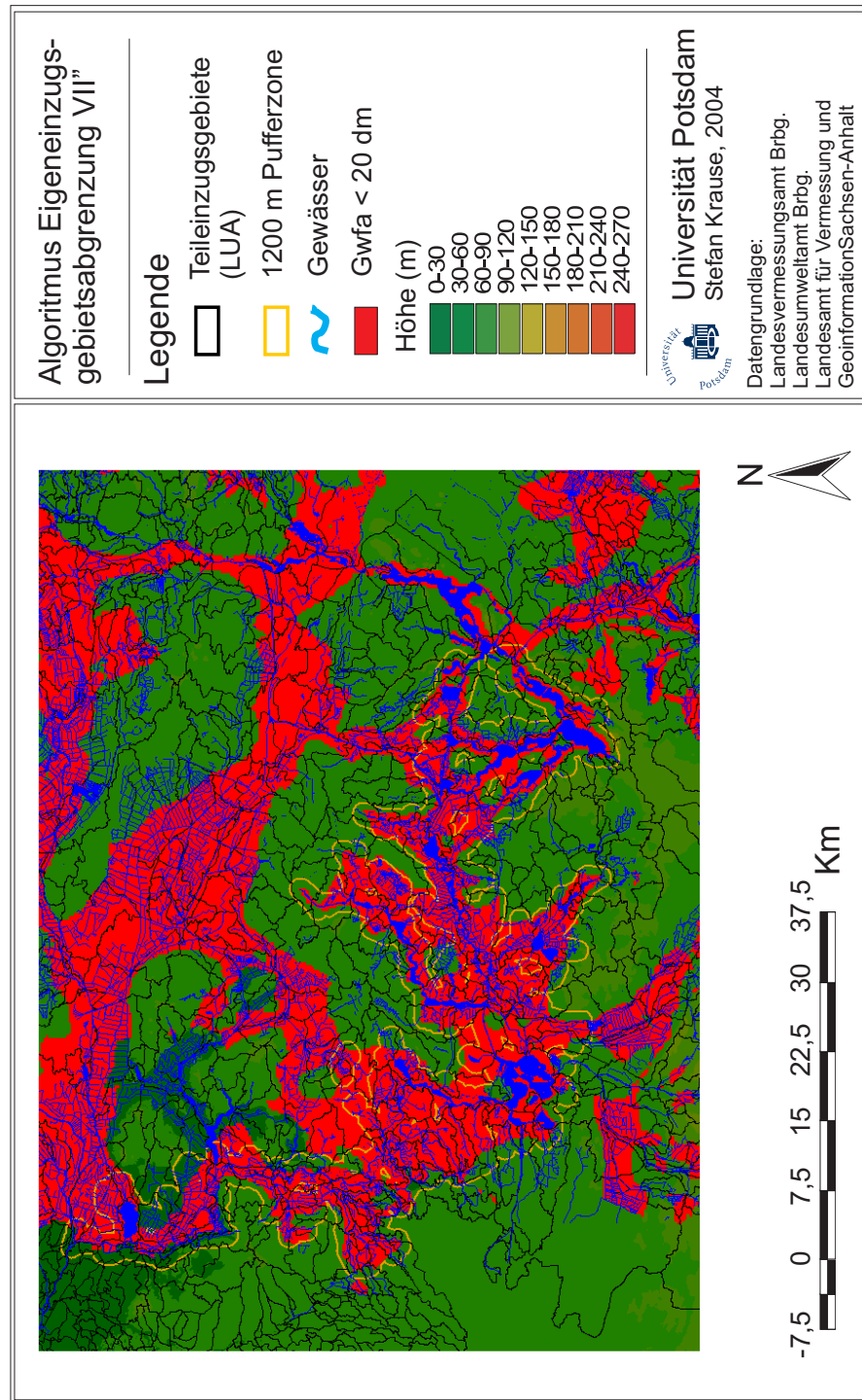


Abbildung C.13: Räumliche Abgrenzung des Eigeneinzugsgebiets - Schritt 5: Zusätzliche Korrektur des nach Auswahlkriterium I und II abgegrenzten Eigeneinzugsgebiets anhand Kleingewässer und Drainagestrukturen sowie Teileinzugsgebietsgrenzen des Landesumweltamtes Brandenburg (hinterlegt: Digitales Höhenmodell LVERMA-Brandenburg)

ISBN 3-935024-71-6

ISSN 1434-2375