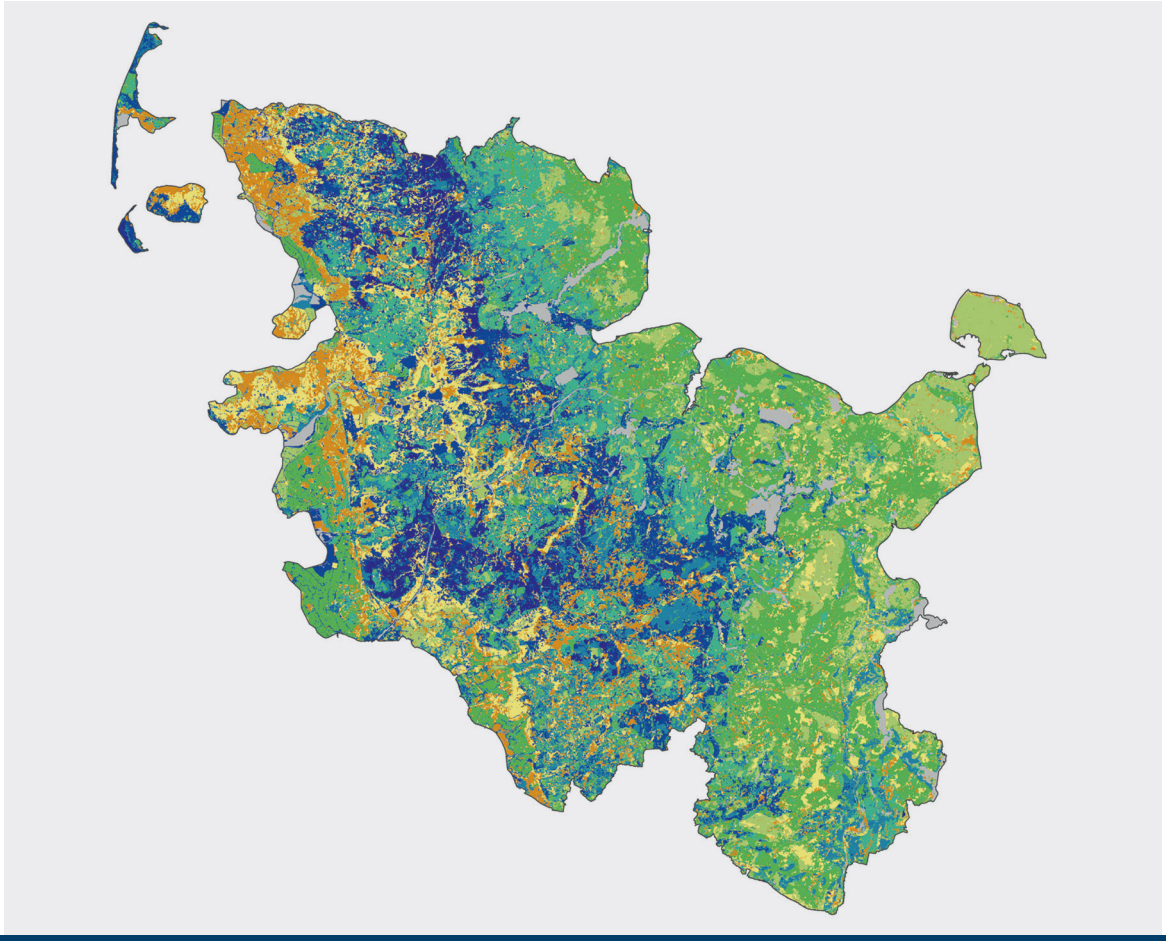


Modellierung der flächendifferenzierten Grundwasserneubildung für Schleswig-Holstein

Endbericht

Ian McNamara, Björn Tetzlaff, Tim Wolters, Frank Wendland

Energie & Umwelt / Energy & Environment
Band / Volume 626
ISBN 978-3-95806-748-6

Mitglied der Helmholtz-Gemeinschaft

JÜLICH
Forschungszentrum

Schriften des Forschungszentrums Jülich
Reihe Energie & Umwelt / Energy & Environment Band / Volume 626

Forschungszentrum Jülich GmbH
Institut für Bio- und Geowissenschaften (IBG)
Agrosphäre (IBG-3)

Modellierung der flächendifferenzierten Grundwasserneubildung für Schleswig-Holstein Endbericht

Ian McNamara, Björn Tetzlaff, Tim Wolters, Frank Wendland

Schriften des Forschungszentrums Jülich
Reihe Energie & Umwelt / Energy & Environment Band / Volume 626

ISSN 1866-1793 ISBN 978-3-95806-748-6

Bibliografische Information der Deutschen Nationalbibliothek.
Die Deutsche Nationalbibliothek verzeichnet diese Publikation in der
Deutschen Nationalbibliografie; detaillierte Bibliografische Daten
sind im Internet über http://dnb.d-nb.de abrufbar.

Herausgeber und Vertrieb:	Forschungszentrum Jülich GmbH Zentralbibliothek, Verlag 52425 Jülich Tel.: +49 2461 61-5368 Fax: +49 2461 61-6103 zb-publikation@fz-juelich.de www.fz-juelich.de/zb
Umschlaggestaltung:	Grafische Medien, Forschungszentrum Jülich GmbH
Druck:	Grafische Medien, Forschungszentrum Jülich GmbH
Copyright:	Forschungszentrum Jülich 2024

Schriften des Forschungszentrums Jülich
Reihe Energie & Umwelt / Energy & Environment, Band / Volume 626

ISSN 1866-1793
ISBN 978-3-95806-748-6

Vollständig frei verfügbar über das Publikationsportal des Forschungszentrums Jülich (JuSER)
unter www.fz-juelich.de/zb/openaccess.



This is an Open Access publication distributed under the terms of the Creative Commons Attribution License 4.0,
which permits unrestricted use, distribution, and reproduction in any medium, provided the original work is properly cited.

Modellierung der flächendifferenzierten Grundwasserneubildung für Schleswig-Holstein

Endbericht

M.Sc. Ian McNamara, Dr. Björn Tetzlaff,
Dr. Tim Wolters & Prof. Dr. Frank Wendland

Forschungszentrum Jülich
Institut für Bio- und Geowissenschaften (IBG-3: Agrosphäre)
52425 Jülich

Tel.: 02461 61-3165
E-mail: f.wendland@fz-juelich.de

Schleswig-Holstein
Landesamt für Umwelt

Inhaltsverzeichnis

Symbolverzeichnis **4**

Abkürzungsverzeichnis **6**

1 Einleitung **7**

2 Simulation der Abflusskomponenten **9**

2.1 Hydrologische Grundbegriffe und Definitionen 9

2.2 Wasserhaushaltsmodell mGROWA 11

2.3 Berechnung der Gesamtabflusshöhe und der Sickerwasserhöhe 12

2.3.1 Standorte mit Vegetation 14

2.3.2 Versiegelte Standorte 21

2.4 Wasserhaushaltssimulation auf freien Wasseroberflächen 22

2.5 Ausweisung des Oberflächenabflusses und der Sickerwasserhöhe 22

2.6 Separation von Grundwasserneubildung, natürlichem Zwischenabfluss und Dränabfluss 23

2.7 Kalibrierung des mGROWA-Modells 26

3 Datengrundlagen und Modellsetup **27**

3.1 Zusammenfassung der verwendeten Daten 27

3.2 mGROWA Modellsetup 27

3.3 Klimatische Daten 28

3.3.1 Niederschlagshöhe 29

3.3.2 Potenzielle Evapotranspiration 30

3.4 Topographische Datengrundlage 31

3.5 Daten zum Versiegelungsgrad 33

3.6 Daten zur Landbedeckung 34

3.7 Bodenkundliche Datengrundlagen 39

3.7.1 Bodenprofile 39

3.7.2 Grundwasserbeeinflusste Böden 40

3.7.3 Potenziell dränierte Flächen 42

3.7.4 Staunässe 43

3.7.5 Feldkapazität 44

3.7.6 Nutzbare Feldkapazität 45

3.8 Bindige Deckschichten 46

3.9 Relevante Standorteigenschaften zur Separation des Gesamtabflusses 47

3.10 Abflussdaten und Einzugsgebietsabgrenzungen 48

4 Modellergebnisse **51**

4.1 Übersicht zu den Modellergebnissen 51

4.2 Tatsächliche Evapotranspiration 52

4.3 Gesamtabfluss 53

4.4 Oberflächenabfluss 54

4.5 Urbaner Direktabfluss 55
4.6 Sickerwasserhöhe 56
4.7 BFI-Werte 56
4.7.1 BFI-Werte für bindige Deckschichten 56
4.7.2 BFI-Werte für sonstige Flächen 57
4.8 Grundwasserneubildung 58
4.9 Natürlicher Zwischenabfluss und Dränageabfluss 60
4.10 Ergebnisvalidierung 62
4.10.1 Überprüfung des berechneten Netto-Gesamtabflusses 62
4.10.2 Überprüfung der berechneten Netto-Grundwasserneubildung 65

5 Weitergehende Auswertungen zur modellierten Grundwasserneubildung 69
5.1 Auswertung der jährlichen Grundwasserneubildung 69
5.2 Räumliche Verteilung der monatlichen Grundwasserneubildung im Zeitraum 1991-2020 73

6 Zusammenfassung und Schlussfolgerung 77

7 Literatur 80

Appendix A: Eingaben und Ausgaben für 1971-2000 und 1981-2010 84

Appendix B: Tabellierte Werte der Netto-Grundwasserneubildung 94

Symbolverzeichnis

BFI	Base-Flow-Index (dimensionslos)
CWC	kritischer Wassergehalt
$\frac{ds}{dt}$	Änderung der gespeicherten Wassermenge über die Zeit
e	Eulersche Zahl
et_a	tatsächliche Evapotranspiration in mm/T
ET_a	tatsächliche Evapotranspiration in mm/a
et_o	Gras-Referenzevapotranspiration in mm/T
ET_o	Gras-Referenzevapotranspiration in mm/a
h	Wasserspannung in hPa
h_{tab}	tabellierte Werte der Wasserspannung in hPa
i	Zeitschritt im Modell (Tag)
j	Anzahl der für die Validierung verwendeten Einzugsgebiete
k	Index zur Kennzeichnung der simulierten Schichten des Modells
k_{LN}	landnutzungsspezifischer Verdunstungsfaktor (dimensionslos)
n	Parameter des van Genuchten-Modells (dimensionslos)
n_{lay}	Anzahl der Schichten des mGROWA-Modells
$n_{lay,aus}$	Anzahl der Modellschichten, für die im Jahresverlauf Wasser für die tatsächliche Evapotranspiration zur Verfügung stehen kann
NSE	*Nash-Sutcliffe Efficiency*
p	Niederschlag in mm/T
P	Niederschlag in mm/a
$pBIAS$	*percent bias*
q_{cr}	kapillare Aufstiegsrate in mm/T
$q_{cr,pot}$	potenziell mögliche kapillare Aufstiegsrate in mm/T
Q_D	Direktabfluss in mm/a
$q_{dir,e,gw}$	direkte Verdunstung aus dem Grundwasser in mm/T
$q_{e,gw}$	die vertikal auf das Modellelement in den Bilanzraum zufließende Wassermenge in mm/T
Q_{gw}	Grundwasserneubildungsrate in mm/a
Q_{mod}	Abfluss modelliert in mGROWA in m³/s
$\bar{Q}_{mod}$	Mittlerer modellierter Abfluss über alle ausgewerteten Einzugsgebiete in m³/s
q_n	Netto-Gesamtabfluss in mm/T
Q_o	Oberflächenabflusshöhe in mm/a
Q_{obs}	an den Pegeln beobachtete Abflussmenge in m³/s
$\bar{Q}_{obs}$	Mittlerer beobachteter Abfluss über alle ausgewerteten Einzugsgebiete in m³/s
q_p	Sickerwasserrate in mm/T
Q_p	Sickerwasserrate in mm/a
q_{pp}	Sickerwasserrate vor Erreichen der Feldkapazität in mm/T
q_r	Brutto-Grundwasserneubildung in mm/T
Q_r	Brutto-Grundwasserneubildung in mm/a
$Q_{reg,i}$	aus Regressionsmodell extrahierter Abfluss entsprechend dem beobachteten Abfluss in m³/s
q_{rn}	Netto-Grundwasserneubildung in mm/T

Q_{rn}	Netto-Grundwasserneubildung in mm/a
q_t	Gesamtabfluss in mm/T
Q_t	Gesamtabfluss in mm/a
q_u	urbaner Direktabfluss in mm/T
Q_u	urbaner Direktabfluss in mm/a
R_{Disse}	Disse-Funktion
r	pflanzenspezifischer Faktor (dimensionslos)
R^2	Bestimmtheitsmaß
s	gespeicherte Wassermenge in mm
ΔS	Vorratsänderung in mm/a
TCI_{low}	Terrain classification index for lowlands (dimensionslos)
u	Anteil der gesamten täglichen Evapotranspiration, der aus einer Modellschicht entnommen wird (dimensionslos)
z_a	Abstand zwischen Grundwasseroberfläche und der Untergrenze einer Schicht in dm
α	Parameter des van Genuchten-Modells in 1/hPa
$ß$	Hangexposition gegenüber Nord in °
y	Hangneigung in °
θ	Wassergehalt im Boden in cm³/cm³ oder Vol. %
θ_a	pflanzennutzbarer Teil des Wassergehalts bei Feldkapazität (nutzbare Feldkapazität) in cm³/cm³ oder Vol. %
θ_{crit}	kritischer Wassergehalt in Vol. %
θ_{fc}	Wassergehalt im Boden bei Feldkapazität in cm³/cm³ oder Vol. %
θ_{pwp}	Wassergehalt im Boden am permanenten Welkepunkt in cm³/cm³ oder Vol. %
θ_r	Parameter des van Genuchten Modells in cm³/cm³
θ_s	Parameter des van Genuchten Modells in cm³/cm³

Abkürzungsverzeichnis

ALKIS	Amtliches Liegenschaftskatasterinformationssystem
AMBAV	Agrarmeteorologische Berechnung der aktuellen Verdunstung
ATKIS	Amtliche Topographisch-Kartographische Informationssystem
AWGV	Amtliches Wasserwirtschaftliches Gewässerverzeichnis
BGK	Bodengesellschaftenkarte
BK	Bodenkarte
BOWAB	Bodenwasserbilanzierung
BÜK	Bodenkundliche Übersichtskarte
CDC	Climate Data Center
DGM	Digitales Geländemodell
DIN	Deutsches Institut für Normung
DWD	Deutscher Wetterdienst
EPSG	*European Petroleum Survey Group*
ETRS	*European Terrestrial Reference System*
fSms	Mittelsandiger Feinsand
FZJ	Forschungszentrum Jülich
GFV	Gewässerkundliches Flächenverzeichnis
GROWA	Großräumiges Wasserhaushaltsmodell
GWN	Grundwasserneubildung
HRL	*High resolution layer*
IDW	*Inverse distance weighting*
IMD	*Imperviousness density*
InVeKoS	Integriertes Verwaltungs- und Kontrollsystem
LfU	Landesamt für Umwelt
mGROWA	mehrschichtiges Großräumiges Wasserhaushaltsmodell
MHGW	mittlerer Hochstand des Grundwassers
MNGW	mittlerer Niedrigstand des Grundwassers
MoMNQ	mittlere Niedrigwasserabflüsse
MQ	mittlere Tagesabflüsse
SSPI	*Surface sealing percolation index*
UTM	*Universal Transverse Mercator*
WRRL	Wasserrahmenrichtlinie

1 Einleitung

Die Grundwasserneubildung (GWN) bildet eine entscheidende wasserwirtschaftliche Grundlage für unterschiedliche Fragestellungen zum Dargebot der Trinkwassergewinnung, zum Grundwasserschutz und für Landschaftswasserhaushaltsbilanzen etc.

Die Grundwasserneubildung ist in Schleswig-Holstein eine entscheidende Wasserhaushaltsgröße, da die Trinkwassergewinnung zu 100 Prozent aus Grundwasser erfolgt. Die Folgen des Klimawandels machen sich in veränderter Grundwasserneubildung sowie Wasserdefiziten oder -überschüssen in den Böden bemerkbar. Dabei treten diese Folgen spürbar als erstes in der Landwirtschaft auf. Eine Änderung der Wasserhaushaltsgrößen kann saisonal und regional von großer Bedeutung sein. Langfristig müssen sich auch die Wasserversorger durch einen erhöhten Trinkwasserbedarf in den Sommermonaten und mögliche Defizite in der Grundwasserneubildung auf die Auswirkungen des Klimawandels einstellen. Daher sind Kenntnisse über die einzelnen Komponenten des Wasserhaushaltes und ihre zeitliche Änderung sowie über regionale Unterschiede von entscheidender Bedeutung.

Die Berechnung der Grundwasserneubildung und weiterer Abflusskomponenten des Wasserhaushaltes ist komplex und es existieren verschiedene Modellansätze. In den nördlichen Bundesländern wurde das vom Forschungszentrum Jülich (FZJ) entwickelte GROWA- bzw. mGROWA-Modell zur flächendifferenzierten Berechnung der Grundwasserneubildung angewendet. In Schleswig-Holstein basiert die aktuelle Berechnung der Grundwasserneubildung auf dem Modell GROWA, das aus einer Studie mit Daten aus dem Jahr 2011 stammt (Tetzlaff et al., 2017). Die Berechnung der tatsächlichen Evapotranspiration im GROWA-Modell geht auf das Verfahren nach Renger und Wessolek (1990) zurück. Dabei wird der Bodenwasserspeicher nicht berücksichtigt und der Bodenwasserhaushalt sowie die Wasserhaushaltskomponenten können nur über sehr lange stationäre Zeiträume betrachtet werden. Typischerweise sind dies 30-jährige Zeiträume, die den Klimareferenzperioden entsprechen.

Das GROWA-Modell hat sich seit der für Schleswig-Holstein durchgeführten Modellstudie (Tetzlaff et al., 2017) stetig weiterentwickelt. In dem aktuellen mGROWA-Modell wurde ein Mehrschicht-Bodenwasserhaushaltsmodell (Erweiterung des BOWAB-Modells von Engel et al., 2012) für Flächen mit Vegetation in die Modellierung integriert. Dadurch werden die Wasserhaushaltsgrößen (z. B. tatsächliche Evapotranspiration, Grundwasserneubildung) nicht mehr nur für langjährige Zeiträume, sondern für einzelne Tage bzw. Monate quantifiziert. Somit sind auch belastbare Aussagen zur saisonalen Variabilität möglich.

Weiterhin hat sich die Datengrundlage für das Land Schleswig-Holstein seit 2011 verbessert. Die Bodenparameter standen in unterschiedlicher Auflösung und nicht immer flächendeckend zur Verfügung. Somit wurden die Eingangsparameter aus einem heterogenen Datensatz bestehend aus drei Karten (Bodenschätzung, BK25 und BGK200) abgeleitet und zusammengestellt. Die aktuelle Bodenkundliche Übersichtskarte BÜK250 mit einer reellen Auflösung von 1:100.000 beinhaltet Leitprofile mit vielen der benötigten Parameter für die Mehrschicht-Bodenwasserhaushaltsmodellierung. Noch fehlende Parameter wie die Feldkapazität lassen sich vollständig anhand der Daten der BÜK250 ableiten. Diese Daten wurden vom Landesamt für Umwelt (LfU) des Landes Schleswig-Holstein abgeleitet und bereitgestellt.

Der Aufbau des Modells mGROWA-Schleswig-Holstein durch das FZJ machte eine enge Zusammenarbeit mit dem LfU erforderlich, um regionale Besonderheiten in den Datengrundlagen und beim Modellierungsprozess zu berücksichtigen. So wurde die Grundwasserneubildung im Östlichen Hügelland mit anstehendem Geschiebemergel im GROWA-Modell als zu hoch berechnet. Im neu zu entwickelnden Modell mGROWA-Schleswig-Holstein sollten diese Schwachstellen in der landesweiten Wasserhaushaltsmodellierung überwunden und die Grundwasserneubildung und weitere Abflusskomponenten plausibler dargestellt werden. Konkret sollten im neu zu entwickelnden mGROWA-Modell für Schleswig-Holstein die folgenden Wasserhaushaltskomponenten berechnet werden:

- tatsächliche Evapotranspiration,
- Gesamtabflusshöhe,
- Oberflächenabflusshöhe,
- Sickerwasserhöhe,
- natürlicher Zwischenabfluss,
- Dränabfluss,
- Direktabfluss aus urbanen Systemen und
- Grundwasserneubildung.

In diesem Bericht werden die Modellierungsergebnisse als mittlere jährliche Raster für den 30-jährigen Zeitraum 1991-2020 dargestellt. Die Ergebnisse für die Zeiträume 1971-2000 und 1981-2010 sowie tabellarische Statistiken für einzelne Monate und Jahre sind im Appendix aufgeführt.

Die Arbeiten wurden im Auftrag des LfU Schleswig-Holstein durchgeführt.

2 Simulation der Abflusskomponenten

2.1 Hydrologische Grundbegriffe und Definitionen

Die gesamte aus einer Landschaft abfließende Wassermenge lässt sich aus der Wasserbilanzgleichung herleiten:

$$Q_t = P - ET_a + \Delta S \qquad \text{Gl. 2-1}$$

mit	Q_t	=	Gesamtabfluss	(mm/a)
	P	=	Niederschlag	(mm/a)
	ET_a	=	tatsächliche Evapotranspiration	(mm/a)
	ΔS	=	Vorratsänderung	(mm/a)

Bei langjährigen Betrachtungen kann die Vorratsänderung (ΔS) vernachlässigt werden. Der ***Gesamtabfluss*** entspricht damit nach DIN 4049-1 (1994) der Differenz zwischen der Niederschlagshöhe und der Höhe der tatsächlichen Evapotranspiration (auch als „reale Verdunstung" bezeichnet) und lässt sich in verschiedene Abflussanteile (Abb. 2-1) aufgliedern, die den Vorflutern auf der Erdoberfläche oder im Boden und Grundwasserbereich mit unterschiedlichen Fließzeiten zuströmen.

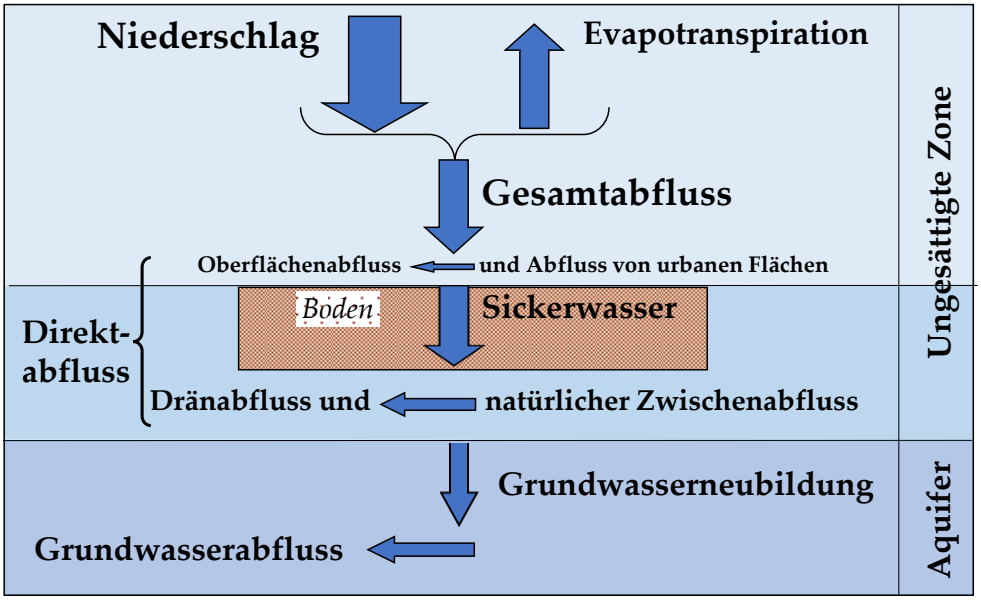


Abbildung 2-1: Die Komponenten des Abflusses.

Als ***Oberflächenabfluss*** wird nach DIN 4049-3 (1994) der Teil des Abflusses gekennzeichnet, der, ohne in den Boden eingedrungen zu sein, oberirdisch einem Vorfluter zuströmt. Nach einem Niederschlagsereignis erreicht der Oberflächenabfluss den Vorfluter im Allgemeinen nach wenigen Stunden (Baumgartner und Liebscher, 1996). Von Schwarze et al. (1991) und Peschke (1997) wird dieser Abflussanteil als „schneller Direktabfluss" bezeichnet.

Beim Eindringen in den Boden gelangt das Wasser entweder in den Grundwasserbereich oder an eine wenig wasserleitende Schicht über dem eigentlichen Aquifer. Im letzten Fall wird das in den Boden infiltrierte Wasser **(*Sickerwasser*)** gestaut und fließt hangparallel dem größten Gefälle folgend oberhalb des eigentlichen Grundwasserbereiches in der wasserungesättigten Zone dem Vorfluter zu. Diese Abflusskomponente wird als ***natürlicher Zwischenabfluss*** bezeichnet und wird in DIN 4049-3 (1994) als der Teil des Abflusses definiert, der dem Vorfluter unterirdisch mit nur geringer Verzögerung zufließt. Die Fließzeit des natürlichen Zwischenabflusses bis zum Eintritt in den Vorfluter ist länger als die des Oberflächenabflusses und bewirkt ein späteres Ansteigen und langsameres Abklingen der Abflussganglinien. Häufig wird der Zwischenabfluss in einen „unmittelbaren“ (schnellen) und einen „verzögerten“ (langsamen) Zwischenabfluss unterschieden, wobei dem „unmittelbaren Zwischenabfluss“ wesentlich höhere Volumenanteile zugeschrieben werden (Baumgartner und Liebscher 1996). Schwarze et al. (1991) und Peschke (1997) bezeichnen diese Abflusskomponente als „verzögerten Direktabfluss“. Die Fließzeit des Zwischenabflusses im Untergrund liegt meist in der Größenordnung von einem bis zu mehreren Tagen.

Bei grundwasserbeeinflussten oder staunässebeeinflussten Böden wurde der Wasserabfluss aus dem oberen Bodenbereich (Wurzelbereich) in vielen Regionen durch die Installation von Dränsystemen (Rohrdränagen, Grabendränagen) beschleunigt. Hydraulisch stellen Dränsysteme schnelle Abflusswege dar, die in ihrer Wirkung mit dem natürlichen Zwischenabfluss vergleichbar sind. ***Dränabfluss*** und natürlicher Zwischenabfluss werden daher beide dem Direktabfluss zugeordnet.

Die Summe aus Oberflächenabfluss, Zwischenabfluss und Abfluss aus Dränagen wird in der DIN 4049-3 (1994) als ***Direktabfluss*** bezeichnet. Der Direktabfluss ist damit die Summe aller Abflusskomponenten, welche mit nur geringer Zeitverzögerung nach einem abflussauslösenden Niederschlagsereignis den Vorfluter erreichen. Für die vorliegende Untersuchung wurde dieser Definition gefolgt.

Nach DIN 4049-3 (1994) bezeichnet der Begriff der ***Grundwasserneubildung*** den Zugang von in den Boden infiltriertem Wasser durch den Sickerraum zum Grundwasser. Während die Sickerwassermenge an der Untergrenze des durchwurzelten Bodenraumes gemessen wird, findet die eigentliche Grundwasserneubildung an der Grundwasseroberfläche statt. Grundwasserneubildung findet nur im obersten Grundwasserstockwerk statt, da die Speisung von tieferen Stockwerken als Zusickerung definiert ist.

Als ***Basisabfluss*** wird nach DIN 4049-3 (1994) der Teil des Abflusses bezeichnet, der nicht zum Direktabfluss eines die Anschwellung (eines Vorfluters) auslösenden Ereignisses zählt. Die Fließzeiten des Basisabflusses sind im Allgemeinen deutlich höher als die der Direktabflusskomponenten. Zum Basisabfluss gehören die Abflussanteile, die mit der Grundwasserneubildung in den Grundwasserraum eingetragen werden. Dieses Wasser bewegt sich als ***grundwasserbürtiger Abfluss*** dem hydraulischen Potential folgend dem Vorfluter zu.

Im langjährigen Mittel ist die Höhe des grundwasserbürtigen Abflusses nahezu gleichbleibend, so dass man bei Betrachtung größerer Zeiträume von einem Gleichgewicht zwischen der aus infiltrierten Niederschlägen dem Grundwasserraum zufließenden und der aus dem Grundwasserraum in die Vorfluter abströmenden Wassermenge sprechen kann. Als Teil des Wasserkreislaufs eines Gebietes entspricht der mittlere langjährige grundwasserbürtige Abfluss der mittleren langjährigen Grundwasserneubildung (DIN 4049-3, 1994). Schwarze et al. (1991) und Peschke (1997) unterteilen den Basisabfluss in einen „kurzfristigen“ Basisabfluss (verzögerter Zwischenabfluss) und einen „langfristigen“ Basisabfluss (grundwasserbürtiger Abfluss). Der langfristige Basisabfluss entspricht dabei weitestgehend der Grundwasserneubildung (Q_{gw}) (Peschke, 1997). Die mittlere Grundwasserneubildungsrate in einer Landschaft kann somit durch folgende Gleichung bilanziert werden:

$$Q_{gw} = P - ET_a - Q_D \qquad \text{Gl. 2-2}$$

mit	Q_{gw}	=	mittlere jährliche Grundwasserneubildungsrate	(mm/a)
	P	=	mittlere jährliche Niederschlagshöhe	(mm/a)
	ET_a	=	mittlere jährliche tatsächliche Evapotranspirationshöhe	(mm/a)
	Q_D	=	mittlere jährliche Direktabflusshöhe	(mm/a)

2.2 Wasserhaushaltsmodell mGROWA

Das Wasserhaushaltsmodell mGROWA wurde im Rahmen des BMBF-Förderschwerpunktes „KLIMZUG“ (Herrmann et al., 2013; Herrmann et al., 2014a, b) sowie im Rahmen des EU-Projektes CLIMB „Climate induced changes on the Hydrology of Mediterranean Basins“ (Herrmann et al., 2016a; Ehlers et al., 2016) entwickelt und ist für einen Einsatz in großen Modellgebieten (Flusseinzugsgebiete, Bundesländer etc.) konzipiert. Im Sinne von Becker und Serban (1990) ist es ein deterministisches konzeptionelles rasterbasiertes flächendifferenziertes hydrologisches Bilanzmodell. Das mGROWA-Modell basiert auf der Berechnung der Wasserbilanz für jede Rasterzelle in täglicher Auflösung über mehrere Bodenschichten. Das Modell kann mit hoher räumlicher Auflösung betrieben werden (typischerweise Rasterzellengrößen von 100 m x 100 m).

mGROWA wird kontinuierlich weiterentwickelt und erweitert, z. B. zur Simulation der möglichen Auswirkungen von Klimaänderungen auf die Grundwasserneubildung in Niedersachsen (Herrmann et al., 2017a) und Nordrhein-Westfalen (Herrmann et al., 2021), zur Ausweisung der nachhaltig nutzbaren Grundwassermenge in Nordrhein-Westfalen (Herrmann et al., 2015) und Hamburg (Wolters und Wendland, 2021), zur Ermittlung des Beregnungsbedarfs in der Metropolregion Hamburg (Herrmann et al., 2016b) und deutschlandweit (McNamara et al., 2024), zur Simulation des Abflussgeschehens im alpinen Raum Sloweniens (Herrmann et al., 2017b), zur Auswirkung des Klimawandels auf die Wasserverfügbarkeit in Deutschland (Tröltzsch et al., 2021) sowie im Hinblick auf die Ausweisung der relevanten Eintragspfade für Nährstoffe in Deutschland (Wolters et al., 2023; Zinnbauer et al., 2023) sowie in den Bundesländern Sachsen-Anhalt (Wolters et al., 2022), Hessen (Tetzlaff et al., 2023) und Rheinland-Pfalz (Wendland et al., 2021).

Als klimatischer Modellinput werden die Niederschlagsummen und die Summen der potenziellen Evapotranspiration über Gras in Form von Datenrastern in täglicher Auflösung benötigt. Diese Daten werden entweder schon als Rasterdatensätze in täglicher Auflösung bereitgestellt oder werden im Laufe der Vorprozessierung aus den in Datenrastern gespeicherten Monatssummen und den an Klimastationen beobachteten Zeitreihen der Tagessumme mit dem IDW-Verfahren (Shepard, 1968) interpoliert. Auf Basis dieser beider Größen berechnet das Modell mGROWA eine tägliche räumliche Verteilung des klimatischen Modellantriebs.

Im Modell mGROWA erfolgt die Simulation des Wasserhaushaltes in zwei Stufen (s. Abb. 2-2). In der prozessorientierten ersten Stufe wird in Tagesschritten die tatsächliche Evapotranspiration (et_a) von der Erdoberfläche und die Abflussbildung in Form des Sickerwasserabflusses (q_p) aus dem Boden flächendifferenziert simuliert. Die Berechnung erfolgt für die Oberflächentypen Boden mit Vegetation, versiegelte Fläche und freie Wasseroberfläche mit einer jeweils an die spezifische Wasserspeicherfähigkeit angepassten speziellen Simulationsmethodik (Speicherfunktionen) in Tagesschritten unter Berücksichtigung des für diesen Prozess zur Verfügung stehenden (gespeicherten) Wassers. Die Simulation des Bodenwasserhaushalts auf Flächen mit Vegetation erfolgt auf Basis des von Engel et al. (2012) entwickelten Mehrschicht-Bodenwasserhaushaltsmodells BOWAB. Für versiegelte Flächen und freie Wasseroberflächen werden in das mGROWA-Modell jeweils für die Abbildung der speziellen Speichercharakteristik dieser Flächen konzipierte Speicherfunktionen implementiert.

In der empirischen zweiten Stufe des mGROWA-Modells werden vom Gesamtabfluss zunächst der Oberflächenabfluss und der urbane Direktabfluss abgetrennt. Die sich hieraus ergebende Sickerwasserhöhe wird in Monatsschritten in die für die wasserwirtschaftliche Praxis relevanten unterirdischen Abflusskomponenten untergliedert (natürlicher Zwischenabfluss,

Abfluss über Dränagen und die Grundwasserneubildung). Letztere repräsentiert den Teil des Gesamtabflusses, der als Sickerwasser in den Aquifer infiltriert. Im langjährigen Mittel kann die Grundwasserneubildung dem langjährigen mittleren grundwasserbürtigen Abfluss (Basisabfluss) gleichgesetzt werden (DIN 4049-3, 1994).

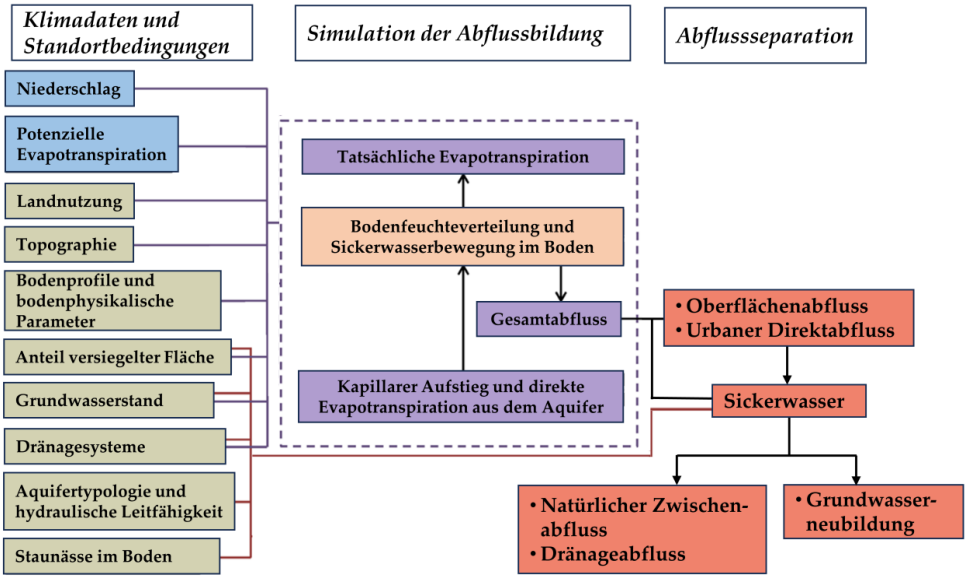


Abbildung 2-2: Modellkonzept des Wasserhaushaltsmodells mGROWA.

2.3 Berechnung der Gesamtabflusshöhe und der Sickerwasserhöhe

Die täglich durch die verschiedenen Prozesse des Wasserkreislaufs in einem diskreten Modellelement (Rasterzelle) bewegte Wassermenge wird durch die Wasserhaushaltsgleichung (Gl. 2-3) bilanziert:

$$\frac{ds}{dt} = p + q_{e,gw} - et_a - q_t \qquad \text{Gl. 2-3}$$

Hierbei sind p der Niederschlag, $q_{e,gw}$ der vertikale Zufluss in den Bilanzraum des Modellelements aus dem Grundwasser (kapillarer Aufstieg und direkte Evapotranspiration, wenn sich die untere Grenze des Wurzelraums mit dem Grundwasserspiegel überschneidet), et_a die landnutzungsspezifische tatsächliche Evapotranspiration, q_t der gesamte gebildete Abfluss von diesem Modellelement und ds/dt die Änderung der gespeicherten Wassermenge über die Zeit. Für den Fall eines Standortes mit Vegetation entspricht s dem Wassergehalt im Boden θ, bei versiegelten Flächen entspricht der Speicher der Menge, die über dieser Versiegelung gespeichert werden kann.

Als wesentliche Größe der Wasserhaushaltsgleichung muss die landnutzungsspezifische tatsächliche Evapotranspiration flächendeckend berechnet werden. Im mGROWA-Modell erfolgt diese Berechnung für einzelne Tage auf Basis der sogenannten Gras-Referenzverdunstung et_o, eines landnutzungsspezifischen Verdunstungsfaktors k_{LN}, einer Funktion $f(\beta,\gamma)$ zur Berücksichtigung der Hangexposition und -neigung sowie einer Speicherfunktion $f(s)$ zur Berücksichtigung der für die Verdunstung zur Verfügung stehenden Wassermengen nach Gl. 2-4:

$$et_a = et_o \cdot k_{LN} \cdot f(\beta, \gamma) \cdot f(s)$$ Gl. 2-4

Die Gras-Referenzverdunstung wird mit Hilfe der Penman-Monteith-Gleichung berechnet (Monteith, 1965; Allen et al., 1998). Diese Gleichung bildet den physikalischen Prozess der Evapotranspiration auf Grundlage der meteorologischen Eingangsgrößen sowie standortspezifischer Oberflächen- und Pflanzenparameter ab (Albedo, aerodynamischer Verdunstungswiderstand, Bestandswiderstand). Für eine von den Referenzbedingungen abweichende Landoberfläche und die darauf befindliche abweichende Vegetation können mit Hilfe landnutzungsspezifischer Verdunstungsfaktoren (k_{LN}) die entsprechenden Parameter der Penman-Monteith-Gleichung angepasst werden, sodass sich aus der Gras-Referenzverdunstung für beliebige Oberflächen eine tatsächliche Evapotranspiration ableiten lässt. Verdunstungsfaktoren für einzelne Feldfrüchte (z. B. Dommermuth und Trampf, 1991; DVWK, 1996; Allen et al., 1998; Engel et al., 2012) oder auch Landnutzungsklassen (z. B. ATV-DVWK, 2002) sind vielfach publiziert worden.

Bei der Berechnung der Gras-Referenzverdunstung mit Hilfe der Penman-Monteith-Gleichung wird eine ebene Landoberfläche vorausgesetzt. Allerdings erhalten Hangflächen, abhängig von ihrer Neigung und Exposition, einen veränderten Energieeintrag durch die einfallende Strahlung. Kunkel und Wendland (2002) haben zur Berücksichtigung dieses Effektes eine Korrekturfunktion (Gl. 2-5) auf Basis der Untersuchungen in Deutschland von Golf (1981) ermittelt (Abb. 2-3). Hierin sind β die Hangexposition gegenüber Nord und γ die Hangneigung (jeweils in °). Für Rasterzellen mit hoher Neigung werden untere und obere Grenzen von 0,4 und 1,8 gesetzt:

$$f(\beta, \gamma) = (1{,}605 \cdot 10^{-2} \cdot sin(\beta - 90) - 2{,}5 \cdot 10^{-4}) \cdot \gamma + 1$$ Gl. 2-5

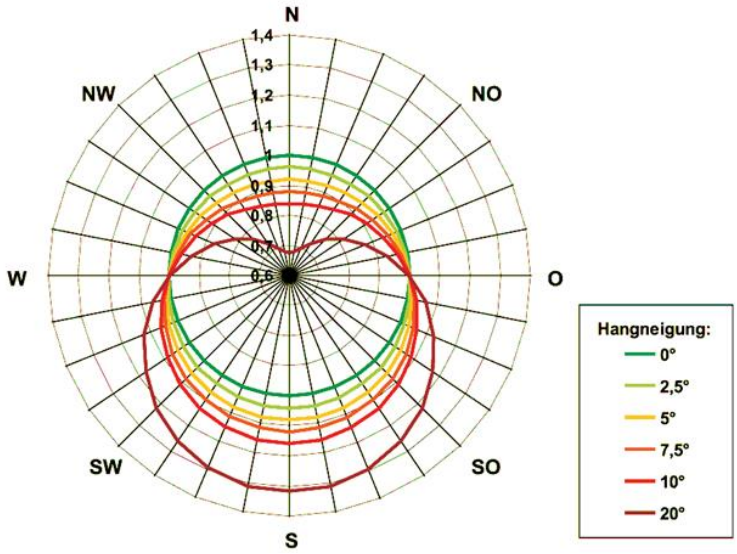


Abbildung 2-3: Funktionswerte der Korrekturfunktion in Abhängigkeit von der Topographie.

Mit dem letzten Faktor in Gl. 2-4 wird die für die Verdunstung zur Verfügung stehende Wassermenge berücksichtigt. Die Funktion $f(s)$ ist für die verschiedenen Standorttypen:

- Standorte mit Vegetation,
- versiegelte Standorte und
- freie Wasseroberflächen

unterschiedlich definiert und wird in den nächsten Abschnitten erläutert.

2.3.1 Standorte mit Vegetation

Die Bilanzierung des Bodenwasserhaushalts auf Flächen mit Vegetation, und damit des für die Verdunstung zur Verfügung stehenden Wassers, erfolgt im mGROWA-Modell auf Basis der BOWAB-Methodik (Engel et al., 2012). Zur Simulation des Bodenwasserhaushalts wird für jede Zelle mit Vegetation ein 1-dimensionales Modell des Bodens auf Basis der in der vorliegenden Bodenkarte ausgewiesenen Bodenprofile erzeugt. Dieser Prozessschritt impliziert die vollständig automatisierte Gliederung der Rasterzellen in Schichten und die Zuweisung hydropedologischer Parameter (Feldkapazität, nutzbare Feldkapazität etc.) an diese Schichten. Die Anzahl und die Mächtigkeit der Schichten können dabei frei gewählt werden, sollten sich jedoch an der maximalen Durchwurzelungstiefe der im Modellgebiet vorhandenen Vegetationsarten orientieren (für Schleswig-Holstein wurden 7 Schichten mit einer Mächtigkeit von je 3 dm bilanziert).

Abb. 2-4 zeigt ein Schema für die Übertragung von Parametern auf die einzelnen Modellschichten. Beispielhaft ist der Parameter effektive Feldkapazität dargestellt. Die in den Schichten angenommenen Werte entsprechen den gewichteten Mittelwerten der Bodenschichten über die Tiefe des Bodenprofils.

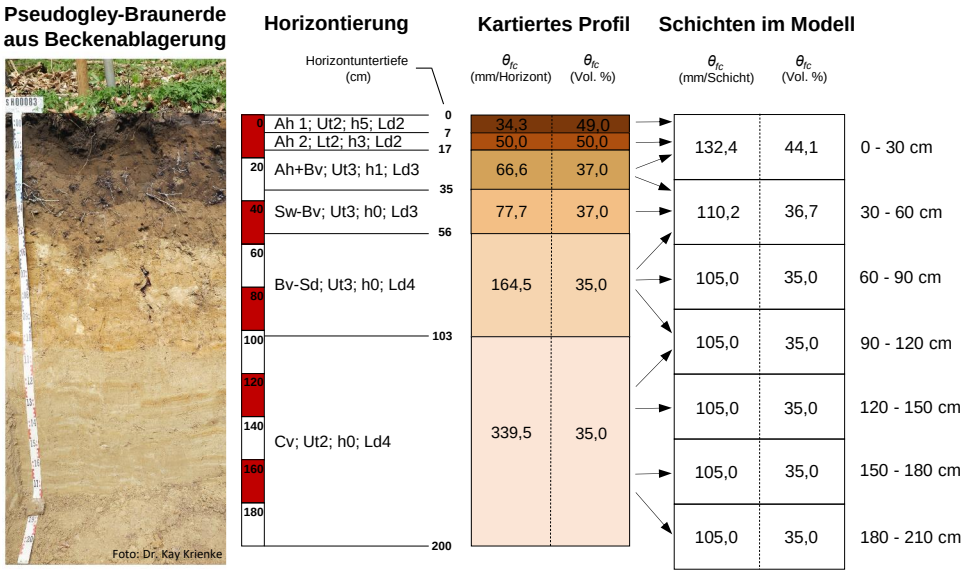


Abbildung 2-4: Beispiel zur Übertragung eines kartierten Bodenprofils auf die Schichten des mGROWA-Modells für die Variable Feldkapazität (θ_{fc}).

Mit jedem Zeitschritt (Tag) i verändert sich der Wassergehalt θ in den bilanzierten Schichten k des Modells aufgrund von Niederschlagsereignissen und Verdunstung. Außerdem kann bei

entsprechend hohem Wassergehalt eine Sickerwasserbewegung q_p oder bei ausreichend geringem Wassergehalt auf grundwassernahen Standorten ein kapillarer Aufstieg q_{cr} einsetzen (die Berechnung dieser Bilanzgrößen wird im Folgenden noch erläutert). Aus den genannten Größen und dem Wassergehalt der Schichten am Beginn des Tages wird für alle Schichten ein neuer Wassergehalt für den Beginn des Folgetages berechnet. Für die oberste Schicht (k = 1) lautet die Bilanzgleichung:

$$\theta_{i+1,1} = \theta_{i,1} + p_i - et_{a,i,1} - q_{p,i,1} + q_{cr,i,1} \quad \text{Gl. 2-6}$$

und für alle darunter befindlichen Schichten:

$$\theta_{i+1,k} = \theta_{i,k} - et_{a,i,k} + q_{p,i,k-1} - q_{p,i,k} + q_{cr,i,k} - q_{cr,i,k-1} \quad \text{Gl. 2-7}$$

Die Berechnung der Sickerwasserbewegung erfolgt nach dem Konzept eines einfachen Überlaufmodells. Die Sickerwasserrate aus der untersten bilanzierten Schicht wird als Gesamtabfluss von dieser Rasterzelle angesehen.

Die tatsächliche Evapotranspiration auf Standorten mit Vegetation ist zum einen abhängig vom Wassergehalt im Boden und von der Stärke der Wasserbindung an die Bodenmatrix. Sie ist zum anderen auch abhängig vom Tiefenbereich, den die Vegetation über ihr Wurzelsystem für die Wasseraufnahme erschlossen hat. Für jede Rasterzelle mit Vegetation ergibt sich die tägliche tatsächliche Evapotranspiration aus der Summe der Wassermengen, die jede Modellschicht k zum Prozess beiträgt:

$$et_{a,i} = \sum_{k=1}^{n_{lay}} et_{a,i,k} \quad \text{Gl. 2-8}$$

Die Anteile einzelner Schichten an der gesamten tatsächlichen Evapotranspiration eines Monats werden auf der Grundlage der Anzahl der Schichten, in die die Wurzeln einer Landbedeckung hineinragen, und des pflanzenverfügbaren Wassers in jeder dieser entsprechenden Schichten gewichtet. In Tabelle 2-1 ist ein Beispiel für die Ausschöpfungstiefen für ackerbauliche Nutzung im Laufe eines Jahres dargestellt, wobei eine farbliche hervorgehobene Zelle bedeutet, dass Evapotranspiration aus dieser Schicht modelliert werden kann. Die Ausschöpfungstiefen wurden für die vorliegenden Landnutzungstypen unabhängig vom Bodenprofil in Anlehnung an die in ATV-DVWK (2002) angegebenen Durchwurzelungstiefen festgelegt.

Tabelle 2-1: Beispiel für die monatliche Ausschöpfungstiefe für Ackerland in Anlehnung an ATV-DVWK (2002).

Schicht in cm	Jan	Feb	Mär	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
0 – 30												
30 – 60												
60 – 90												
90 – 120												
120 – 150												
150 – 180												
180 – 210												

Der Prozess der Wasseraufnahme ist vom Wassergehalt und dessen Pflanzenverfügbarkeit in den einzelnen Schichten abhängig. Mit abnehmender Bodenfeuchte sinkt auch die Transpirationsleistung der Vegetation. Der Zusammenhang zwischen Wassergehalt und Transpirationsleistung wird im mGROWA-Modell durch die Disse-Funktion (Disse, 1995) schichtbezogen beschrieben (Gl. 2-9):

$$R_{Disse,i,k} = \frac{1 - e^{-r \cdot \frac{\theta_{i,k} - \theta_{pwp,k}}{\theta_{a,k}}}}{1 + e^{-r \cdot \frac{\theta_{i,k} - \theta_{pwp,k}}{\theta_{a,k}}} - 2 \cdot e^{-r}}$$ Gl. 2-9

Hierin ist e die Eulersche Zahl, r ein pflanzenspezifischer Faktor, θ_a der pflanzennutzbare Teil des Wassergehalts bei Feldkapazität (entspricht der nutzbaren Feldkapazität) und θ_{pwp} der Wassergehalt am permanenten Welkepunkt. Für Flächen mit Vegetation wird durch die Disse-Funktion die Funktion $f(s)$ aus Gl. 2-4 für die Fälle spezifiziert, in denen die für die Verdunstung zur Verfügung stehenden Wassermengen einen signifikanten Einfluss auf die gesamte Evapotranspiration haben (Gl. 2-10). Dies ist beispielsweise der Fall, wenn der Wassergehalt einer Schicht unter einen kritischen Wassergehalt θ_{crit} fällt. Der kritische Wassergehalt variiert für verschiedene Bodengruppen. Für Sandböden ist $\theta_{crit} = 0{,}5 \cdot \theta_a$, für alle übrigen Böden $\theta_{crit} = 0{,}6 \cdot \theta_a$.

$$f(s_{i,k}) = \begin{cases} 1, & k = 1 \; und \; p_i > et_{o,i} \cdot k_{LN} \cdot f(\beta, \gamma) \\ 1, & R_{Disse,i,k} > 1 \\ 0, & R_{Disse,i,k} < 0 \\ 1, & \theta_{i,k} > \theta_{crit} \\ R_{Disse,i,k}, & sonst \end{cases}$$ Gl. 2-10

Nach der Bestimmung der Werte $f(s_{i,k})$ für jede Schicht wird die Gewichtung, wie viel Wasser aus jeder der modellierten Schichten entnommen wird, gemäß Gl. 2-11 berechnet.

$$u_{i,k} = \frac{f(s_{i,k})}{\sum_{k=1}^{n_{lay,aus}} f(s_{i,k})}$$ Gl. 2-11

Für die Berechnung der tatsächlichen Evapotranspiration aus den einzelnen Modellschichten werden für die oberste Modellschicht die Gl. 2-12 und die tiefen liegenden Schichten die Gl. 2-13 verwendet. In Gl. 2-12 ist die Interzeptionsverdunstung, d. h. die Verdunstung des Niederschlagsanteils, der von der Vegetation aufgefangen, vorübergehend gespeichert und von den Pflanzenoberflächen in die Atmosphäre zurückgelangt ohne den Erdboden zu erreichen, implizit enthalten.

$$et_{a,i,1} = (p_i - (p_i - et_{o,i} \cdot k_{LN} \cdot f(\beta, \gamma)) \cdot f(s_{i,k})) \cdot u_{i,k}$$ Gl. 2-12

$$et_{a,i,k} = et_{o,i} \cdot k_{LN} \cdot f(\beta, \gamma) \cdot f(s_{i,k}) \cdot u_{i,k}$$ Gl. 2-13

Zwischen den Modellschichten und aus der Bodensäule heraus nach unten kann in zwei Fällen eine Sickerwasserbewegung einsetzen. Wenn der Wassergehalt einer Schicht den Wassergehalt bei Feldkapazität übersteigt, kann die betreffende Schicht das überschüssige Wasser nicht mehr gegen die Schwerkraft halten. Das Wasser sickert in die nächst tiefer liegende Schicht ein. In Aufsättigungsphasen kann bereits vor Erreichen der Feldkapazität eine Sickerwasserbewegung q_{pp} z. B. auf präferentiellen Fließwegen einsetzen (Jarvis et al., 2016). Um diesen Prozess zu berücksichtigen, wurde in der BOWAB-Methodik (Engel et al., 2012) festgelegt, dass der Wassergehalt am Beginn des Tages über einem Schwellenwert und über dem Wassergehalt am Beginn des Vortages liegen muss (Gl. 2-14):

$$q_{p,i,k} = \begin{cases} \theta_{i,k} - \theta_{fc,k}, & \theta_{i,k} > \theta_{fc,k} \\ q_{pp,k}, & \theta_{i,k} \leq \theta_{fc,k} \; und \; \theta_{i,k} \geq \theta_{i-1,k} \; und \; \theta_{i,k} > \theta_{crit} + \theta_{PWP} \\ 0, & sonst \end{cases}$$ Gl. 2-14

Die Berechnung der Sickerwassermenge q_{pp} beruht auf der in den Bodenparametern angegebenen Bodengruppe. In Gl. 2-14 ist θ_{fc} der Wassergehalt des Bodens bei Feldkapazität.

Die Sickerwasserrate q_{pp}, die vor Erreichen der Feldkapazität entstehen kann, ist abhängig von der Bodengruppe und nimmt mit zunehmender Tiefe ab (Tabelle 2-2).

Tabelle 2-2: Sickerwasserrate vor Erreichen der Feldkapazität nach Bodenart (Engel et al., 2012).

Tiefenbereich in cm	q_{pp} in mm/d	
	Sandböden	Alle übrigen Bodenarten
0 – 30	2,0	1,2
30 – 60	1,2	0,8
> 60	0,8	0,5

In einigen Regionen von Schleswig-Holstein sind die Flurabstände zum Grundwasser gering (< 3 m). Dies kann bei ausreichendem Wasserdefizit im Boden einen kapillaren Aufstieg von Wasser aus dem Grundwasserleiter in die durchwurzelte Bodenzone zur Folge haben oder es kann, wenn sich die untere Grenze des Wurzelraums mit dem Grundwasserspiegel überschneidet, eine direkte Verdunstung aus dem Grundwasser auftreten. Dieses kapillar aufsteigende Wasser bzw. die direkte Evapotranspiration aus dem Grundwasser stellt eine Grundwasserzehrung dar und wird ebenso bilanziert.

Im mGROWA-Modell ist der Grundwasserstand im Boden eine Randbedingung für Rasterzellen mit Grundwasserbeeinflussung und wird variabel als Jahresgang in Monatsschritten vorgegeben. Abb. 2-5 zeigt schematisch die mit dem Jahresgang des Grundwasserstandes im Boden in Verbindung stehenden Prozesse. Eine Sickerwasserbewegung in Richtung der Grundwasseroberfläche kann ganzjährig erfolgen, wenn dies aufgrund der Bodensättigung möglich ist. Wenn temporär oder ganzjährig der Wurzelraum in das Grundwasser hineinragt, erfolgt ein Teil der Evapotranspiration direkt aus dem Grundwasser. Für den Fall tiefer liegenden Grundwassers kann ein kapillarer Aufstieg in die Wurzelzone stattfinden.

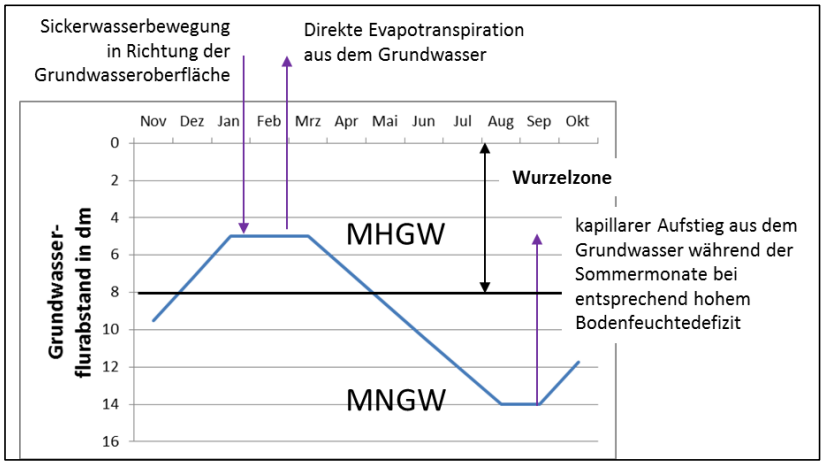


Abbildung 2-5: Beispielhafte, schematische Darstellung des „natürlichen" Jahresganges des Grundwassers sowie der in diesem Zusammenhang mit mGROWA simulierten Prozesse. MHGW – mittlerer Hochstand des Grundwassers im Boden; MNGW – mittlerer Niedrigstand des Grundwassers im Boden.

Bei grundwasserbeeinflussten Rasterzellen, in denen eine Dränage installiert ist, wird die natürliche Variation des Grundwasserstandes im Boden durch das Vorhandensein der Dränage und deren Tiefe verändert (Abb. 2-6). In diesem Fall wird das Dränsystem in den Monaten

aktiviert, in denen die Dräntiefe tiefer als der natürliche Grundwasserstand im Boden liegt. Wenn dies geschieht, wird das in diese Tiefe gelangende Sickerwasser als Dränabfluss modelliert, und in den Monaten, in denen die Dränage nicht aktiviert ist, trägt das Sickerwasser zur Grundwasserneubildung bei.

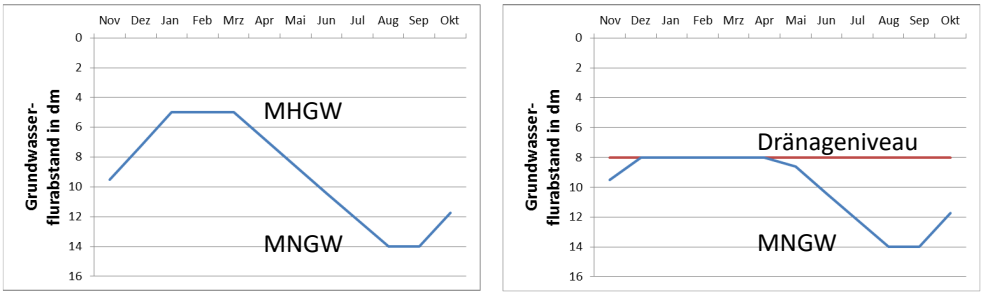


Abbildung 2-6: Beispielhafte, schematische Darstellung des variablen Grundwasserflurabstandes in Verbindung mit Dränagen (rechts). MHGW – mittlerer Hochstand des Grundwassers im Boden; MNGW – mittlerer Niedrigstand des Grundwassers im Boden.

Für den Abstand z_a zwischen Grundwasseroberfläche und der Untergrenze der entsprechenden Modellschicht muss für grundwasserbeeinflusste Rasterzellen bei gegebener Bodenart ein kapillarer Aufstieg möglich sein. Die für den jeweiligen Tag dann potenziell mögliche kapillare Aufstiegsrate $q_{cr,pot,k}(z_a)$ wird Tabellenwerken entnommen (Renger et al., 2009; Müller und Waldeck, 2011). Bei dieser Vorgehensweise ist eine Umrechnung des Wassergehaltes einer Schicht in eine Wasserspannung h notwendig. Diese wird mit Hilfe der von van Genuchten (1980) angegebenen Funktion (Gl. 2-15) durchgeführt:

$$|h_{i,k}| = \frac{\left[\left(\frac{\theta_s - \theta_r}{\theta_{i,k} - \theta_r}\right)^{\frac{n}{n-1}} - 1\right]^{\frac{1}{n}}}{\alpha} \qquad \text{Gl. 2-15}$$

Die Parameter θ_s, θ_r, n und α dieses sogenannten van Genuchten-Mualem Modells liegen ebenfalls für eine Vielzahl Bodenarten tabelliert vor (z. B. in Barth, 2003; Schindler et al., 2004; Schwärzel et al., 2006; Renger et al., 2009; Vereecken et al., 2010; Müller und Waldeck, 2011). Die potenziell mögliche kapillare Aufstiegsrate $q_{cr,pot,k}(z_a)$ je nach Bodenart wird aus der oben zitierten Literatur übernommen. In Tabelle 2-3 ist dies beispielhaft für die Bodenart mittelsandiger Feinsand (fSms) dargestellt.

Tabelle 2-3: Beispiel für tabellierte kapillare Aufstiegsraten in mm/d (aus Müller und Waldeck, 2011).

Bodenart	**Abstand z_a zwischen der Grundwasseroberfläche und der Untergrenze der bilanzierten Schicht in dm**												
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
fSms	> 5	> 5	> 5	> 5	> 5	3	1,5	0,7	0,3	0,15	0,1	< 0,1	0

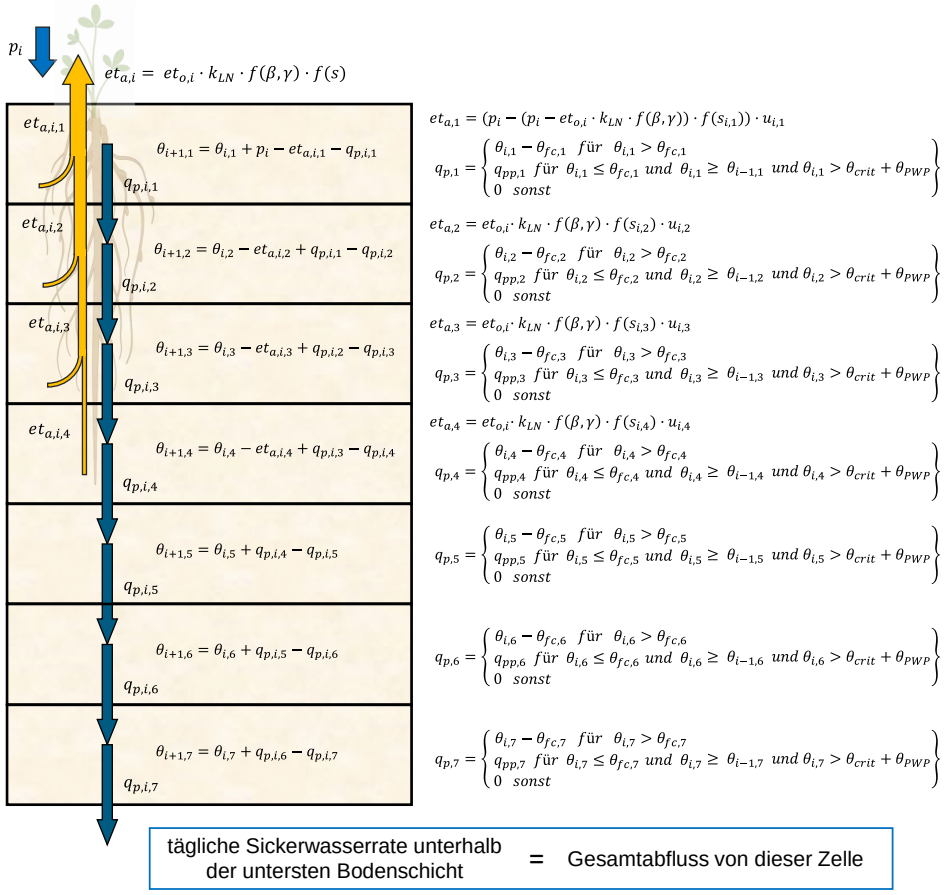
In Abhängigkeit vom vorhandenen Wasserdefizit wird die tatsächlich kapillar aufsteigende Wassermenge abgeschätzt (Gl. 2-16).

$$q_{cr,i,k} = \begin{cases} q_{cr,pot,k}(z_a), & |h_{i,k}| > |h_{tab}| \; und \; \theta_{fc,k} - \theta_{i,k} \geq q_{cr,pot,k}(z_a) \\ \theta_{fc,k} - \theta_{i,k}, & |h_{i,k}| > |h_{tab}| \; und \; \theta_{fc,k} - \theta_{i,k} < q_{cr,pot,k}(z_a) \\ 0, & q_{cr,pot,k}(z_a) < 0.1 \end{cases}$$ Gl. 2-16

In mGROWA wird zusätzlich eine direkte Verdunstung aus dem Grundwasser ($q_{dir,e,gw}$) zu der Zeit, in der der Grundwasserspiegel sich in der Wurzelzone einer entsprechenden Landbedeckung befindet, modelliert (s. Abb. 2-5). Die Summe der kapillar aufsteigenden Wassermenge aus dem Grundwasser und der direkten Verdunstung aus dem Grundwasser entspricht im mGROWA-Modell der dem Modellelement vertikal zufließenden Wassermenge in den Bilanzraum (Gl. 2-17).

$$q_{e,gw} = q_{cr} + q_{dir,e,gw}$$ Gl. 2-17

Für Schleswig-Holstein wurden 7 Bodenschichten mit jeweils 30 cm Mächtigkeit modelliert. Abb. 2-7 fasst die sich mit jedem Zeitschritt *i* (Tag) verändernden Wassergehalte θ in den bilanzierten Schichten *k* des Modells aufgrund von Niederschlagsereignissen und Verdunstung zusammen. Es kann bei entsprechend hohem Wassergehalt eine Sickerwasserbewegung (q_p) einsetzen. Das Beispiel zeigt eine Rasterzelle ohne Grundwasserbeeinflussung.



$$et_{a,1} = (p_i - (p_i - et_{o,i} \cdot k_{LN} \cdot f(\beta,\gamma)) \cdot f(s_{i,1})) \cdot u_{i,1}$$

$$q_{p,1} = \begin{cases} \theta_{i,1} - \theta_{fc,1} \ \ f\ddot{u}r \ \ \theta_{i,1} > \theta_{fc,1} \\ q_{pp,1} \ \ f\ddot{u}r \ \ \theta_{i,1} \le \theta_{fc,1} \ und \ \theta_{i,1} \ge \theta_{i-1,1} \ und \ \theta_{i,1} > \theta_{crit} + \theta_{PWP} \\ 0 \ \ sonst \end{cases}$$

$$et_{a,2} = et_{o,i} \cdot k_{LN} \cdot f(\beta,\gamma) \cdot f(s_{i,2}) \cdot u_{i,2}$$

$$q_{p,2} = \begin{cases} \theta_{i,2} - \theta_{fc,2} \ \ f\ddot{u}r \ \ \theta_{i,2} > \theta_{fc,2} \\ q_{pp,2} \ \ f\ddot{u}r \ \ \theta_{i,2} \le \theta_{fc,2} \ und \ \theta_{i,2} \ge \theta_{i-1,2} \ und \ \theta_{i,2} > \theta_{crit} + \theta_{PWP} \\ 0 \ \ sonst \end{cases}$$

$$et_{a,3} = et_{o,i} \cdot k_{LN} \cdot f(\beta,\gamma) \cdot f(s_{i,3}) \cdot u_{i,3}$$

$$q_{p,3} = \begin{cases} \theta_{i,3} - \theta_{fc,3} \ \ f\ddot{u}r \ \ \theta_{i,3} > \theta_{fc,3} \\ q_{pp,3} \ \ f\ddot{u}r \ \ \theta_{i,3} \le \theta_{fc,3} \ und \ \theta_{i,3} \ge \theta_{i-1,3} \ und \ \theta_{i,3} > \theta_{crit} + \theta_{PWP} \\ 0 \ \ sonst \end{cases}$$

$$et_{a,4} = et_{o,i} \cdot k_{LN} \cdot f(\beta,\gamma) \cdot f(s_{i,4}) \cdot u_{i,4}$$

$$q_{p,4} = \begin{cases} \theta_{i,4} - \theta_{fc,4} \ \ f\ddot{u}r \ \ \theta_{i,4} > \theta_{fc,4} \\ q_{pp,4} \ \ f\ddot{u}r \ \ \theta_{i,4} \le \theta_{fc,4} \ und \ \theta_{i,4} \ge \theta_{i-1,4} \ und \ \theta_{i,4} > \theta_{crit} + \theta_{PWP} \\ 0 \ \ sonst \end{cases}$$

$$q_{p,5} = \begin{cases} \theta_{i,5} - \theta_{fc,5} \ \ f\ddot{u}r \ \ \theta_{i,5} > \theta_{fc,5} \\ q_{pp,5} \ \ f\ddot{u}r \ \ \theta_{i,5} \le \theta_{fc,5} \ und \ \theta_{i,5} \ge \theta_{i-1,5} \ und \ \theta_{i,5} > \theta_{crit} + \theta_{PWP} \\ 0 \ \ sonst \end{cases}$$

$$q_{p,6} = \begin{cases} \theta_{i,6} - \theta_{fc,6} \ \ f\ddot{u}r \ \ \theta_{i,6} > \theta_{fc,6} \\ q_{pp,6} \ \ f\ddot{u}r \ \ \theta_{i,6} \le \theta_{fc,6} \ und \ \theta_{i,6} \ge \theta_{i-1,6} \ und \ \theta_{i,6} > \theta_{crit} + \theta_{PWP} \\ 0 \ \ sonst \end{cases}$$

$$q_{p,7} = \begin{cases} \theta_{i,7} - \theta_{fc,7} \ \ f\ddot{u}r \ \ \theta_{i,7} > \theta_{fc,7} \\ q_{pp,7} \ \ f\ddot{u}r \ \ \theta_{i,7} \le \theta_{fc,7} \ und \ \theta_{i,7} \ge \theta_{i-1,7} \ und \ \theta_{i,7} > \theta_{crit} + \theta_{PWP} \\ 0 \ \ sonst \end{cases}$$

Abbildung 2-7: Modellierung der Wasserbewegungen zwischen den Bodenschichten im Modell mGROWA. Das Beispiel zeigt eine nicht grundwasserbeeinflusste Rasterzelle mit einer Vegetation, deren Ausschöpfungstiefe in die vierte modellierte Schicht für den vorgestellten Zeitschritt hineinragt. Die schichtweise angegebenen Gleichungen sind in diesem Kapitel erläutert.

Bei grundwasserbeeinflussten Rasterzellen wird als tiefste Schicht diejenige modelliert, die der Tiefe der Grundwasseroberfläche im Monat entspricht. Abb. 2-8 zeigt ein Beispiel für den Modellierungsprozess für einen Tag für eine grundwasserbeeinflusste Rasterzelle. Im Gegensatz zu Abb. 2-7 wird nun auch der kapillare Aufstieg (q_{cr}) mit eingerechnet. Für den Fall, dass die Wurzeltiefe bis unter die Grundwasseroberfläche reichen würde, wird zusätzlich die Komponente $q_{dir,e,gw}$ berücksichtigt.

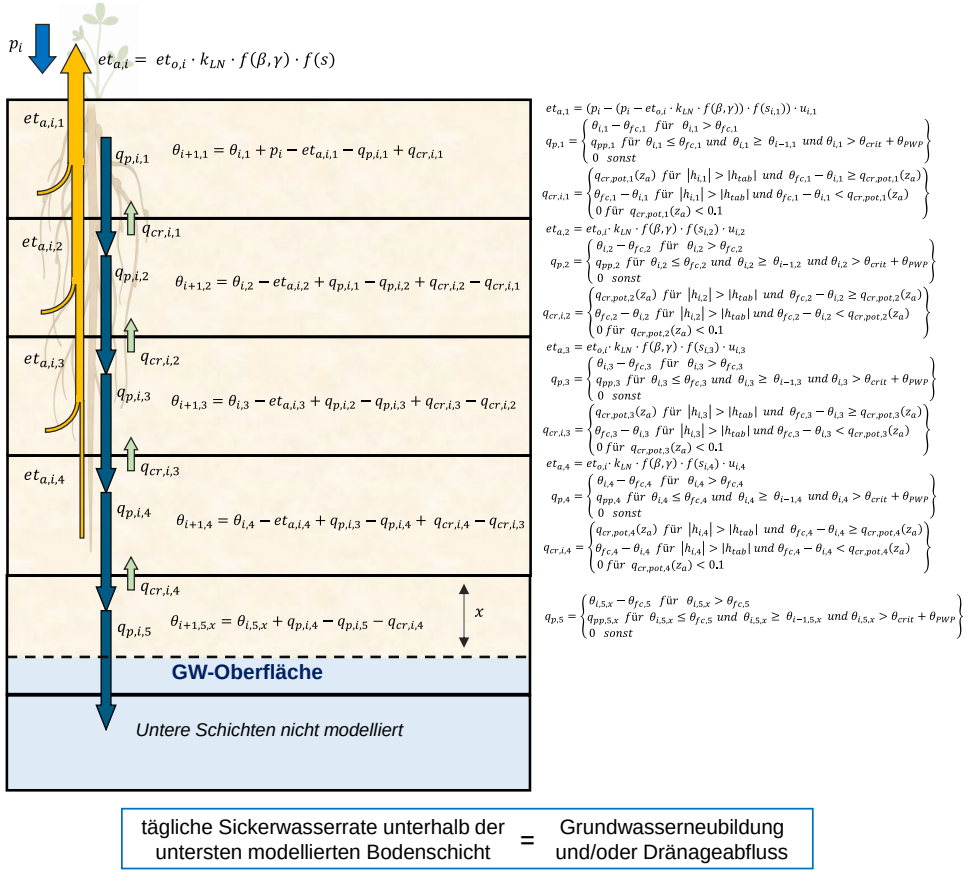


Abbildung 2-8: Modellierung der Wasserbewegungen zwischen den Bodenschichten im Modell mGROWA. Das Beispiel ist für eine grundwasserbeeinflusste Rasterzelle mit einer Vegetation, deren Ausschöpfungstiefe in die vierte modellierte Schicht für den vorgestellten Zeitschritt hineinragt. Die schichtweise angegebenen Gleichungen sind in diesem Kapitel erläutert.

2.3.2 Versiegelte Standorte

Auf den versiegelten Flächen der urbanen Räume - z. B. Asphaltflächen, Dachflächen mit Entwässerung, Straßenpflaster - ist der Betrag der tatsächlichen Evapotranspiration ebenfalls abhängig von der zur Verfügung stehenden Wassermenge. Zu beachten ist, dass hier alle versiegelten Flächen (z. B. auch die außerhalb von städtischen Gebieten) unter dem Begriff „urbane Flächen“ betrachtet werden. Im Gegensatz zum Boden kann von den versiegelten Flächen jedoch nur das Wasser verdunsten, welches auf der Oberfläche auch gespeichert werden kann. Auf typischen versiegelten Flächen urbaner Räume kann etwa 1 mm Regenwasser gespeichert werden (abgeleitet aus Untersuchungen von Wessolek und Facklam, 1997). Der Anteil des Niederschlages, der nicht gespeichert werden kann, fließt ab.

Für die Ermittlung der tatsächlichen Evapotranspiration für Rasterzellen mit versiegelten Flächen wird für jede modellierte Rasterzelle der Anteil (in %) der versiegelten Flächen als Eingabe angegeben. Dadurch können viele Kombinationen aus individuellem Versiegelungsgrad sowie Landnutzungs- und Vegetationstypen berücksichtigt werden. Auf den einzelnen Rasterzellen werden dann die mit der jeweiligen speziellen Simulationsmethodik einzeln berechneten

Wasserhaushaltsgrößen mit Hilfe des individuellen Versiegelungsgrades zusammengesetzt. Der auf dem versiegelten Anteil gebildete urbane Direktabfluss q_u wird separat bilanziert und in der Abflussseparation weiterverarbeitet. Im Modell mGROWA wird demzufolge auf urbanen Flächen der Verdunstungsprozess mit Hilfe von zwei unterschiedlich definierten Speicherfunktionen simuliert und nachfolgend die resultierende Wasserbilanz für die entsprechenden Rasterzellen anhand des durch den Versiegelungsgrad vorgegebenen Flächenverhältnisses ermittelt.

2.4 Wasserhaushaltssimulation auf freien Wasseroberflächen

Oberflächengewässer (z. B. Seen, Flussläufe) haben freie Wasseroberflächen, von denen für den Evaporationsprozess immer ausreichend Wasser zur Verfügung steht. Die Speicherfunktion in Gl. 2-4 ist für freie Wasseroberflächen als $f(s) = 1$ definiert. Die Korrekturfunktion $f(\beta, \gamma)$ nimmt ebenfalls den Wert 1 an, was dazu führt, dass die Evaporation nur durch die atmosphärischen Bedingungen gesteuert wird. Bei einer auf Pegeleinzugsgebiete bezogenen Bilanzierung des Gesamtabflusses ist die Wasserbilanz der freien Wasseroberfläche von Oberflächengewässern für die entsprechenden Rasterzellen des Modellgebietes nach Gl. 2-18 einzubeziehen. Für die als freie Wasseroberflächen ausgewiesenen Rasterzellen wird in mGROWA keine Modellierung der Grundwasserneubildung durchgeführt.

$$q_n = p - et_a \qquad \text{Gl. 2-18}$$

2.5 Ausweisung des Oberflächenabflusses und der Sickerwasserhöhe

Das Auftreten von Oberflächenabfluss ist im Allgemeinen an Starkregenereignisse gebunden und auf stark reliefierte Regionen beschränkt. Aus diesem Grund erfolgt die Ermittlung des Oberflächenabflusses zur Hochwasservorhersage in der Regel mit zeitlich sehr hoch aufgelösten (z. B. stündlichen) Modellen, wie z. B. SWMM (Huber et al., 1988) und MIKE FLOOD (DHI Group, 2023). Bei der Wasserhaushaltsmodellierung mit dem mGROWA-Modell ist der Einsatz solcher Berechnungsansätze nicht praktikabel. Stattdessen kommen vereinfachte Ansätze zur Anwendung, bei dem die im langjährigen Mittel zu erwartenden Oberflächenabflusshöhen ausgewiesen werden. Nach US Soil Conservation Service (1972) wird die Höhe des Oberflächenabflusses als von der Niederschlagshöhe abhängiger Anteil an der Gesamtabflusshöhe berechnet. In Lockergesteinsregionen ohne Staunässe- und Grundwasserbeeinflussung sowie ohne Dränageeinfluss ergibt sich die Oberflächenabflusshöhe in Abhängigkeit vom Gesamtabfluss und der Hangneigung (Wolters et al., 2023).

Ob und in welchem Umfang der auf einer Rasterzelle gebildete Oberflächenabfluss ein Oberflächengewässer erreicht, hängt von einer Reihe weiterer Einflussfaktoren ab. Hierzu zählen z. B. die Landnutzung, die Hangneigung und vor allem die Anbindung der Einzelflächen an das Gewässernetz. Als Rasterzellen mit Oberflächenabfluss werden bei der Modellierung daher nur die Rasterzellen mit Oberflächenabflussbildung ausgewiesen, die eine direkte Anbindung an ein Oberflächengewässer haben. Für diese Flächen ergibt sich die Sickerwasserrate aus der Differenz von Gesamt- und Oberflächenabfluss bzw. urbanem Direktabfluss:

$$Q_p = Q_t - Q_o - Q_u \qquad \text{Gl. 2-19}$$

mit:	Q_p	=	mittlere jährliche Sickerwasserhöhe	(mm/a)
	Q_t	=	mittlere jährliche Gesamtabflusshöhe	(mm/a)
	Q_O	=	mittlere jährliche Oberflächenabflusshöhe	(mm/a)
	Q_u	=	mittlere jährliche urbane Direktabflusshöhe	(mm/a)

Für die übrigen Flächen entspricht die Sickerwasserhöhe der ausgewiesenen Gesamtabflusshöhe minus der urbanen Direktabflusshöhe.

2.6 Separation von Grundwasserneubildung, natürlichem Zwischenabfluss und Dränabfluss

Die in den Boden einsickernden Abflussanteile gelangen als natürlicher Zwischenabfluss, Dränageabfluss oder als Grundwasserabfluss in die Oberflächengewässer. Die Separation in die Komponenten des unterirdischen Direktabflusses und in die Grundwasserneubildung (Zugang von infiltriertem Wasser durch den Sickerraum zum Grundwasser; DIN 4049-3, 1994) erfolgt auf der Grundlage des in Abb. 2-9 dargestellten Entscheidungsbaums. Es wird ein hierarchischer Ansatz verwendet, bei dem jeweils nur eine Gebietskenngröße als bestimmend für die Abflussseparation angesehen wird. Weitere Parameter werden erst dann betrachtet, wenn die primäre Gebietskenngröße nicht relevant ist.

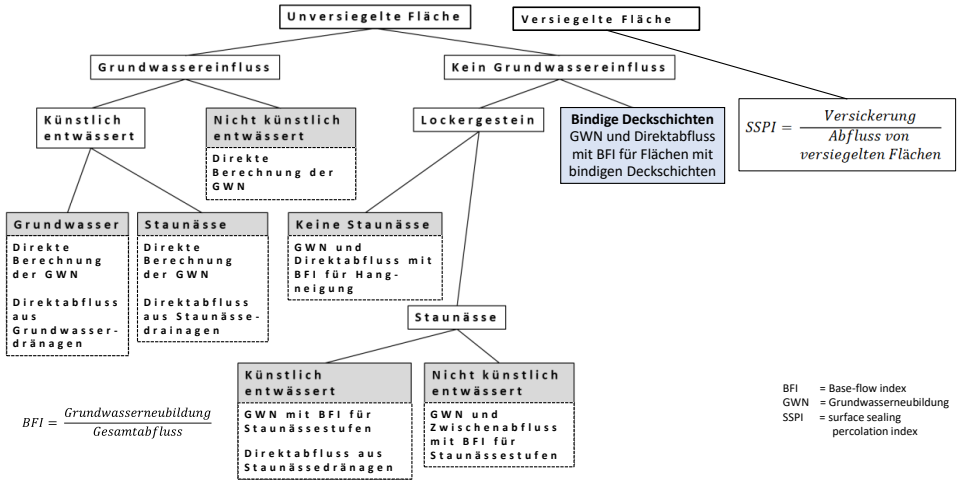


Abbildung 2-9: An die Standortbedingungen in Schleswig-Holstein angepasstes hierarchisches Vorgehen bei der Abflussseparation im mGROWA-Modell.

Im mGROWA-Modell wird zwischen Netto- und Brutto-Werten für den Gesamtabfluss und die Grundwasserneubildung unterschieden. Für alle Landflächen ohne Grundwassereinfluss sind die Netto- und Brutto-Werte identisch. Bei Rasterzellen mit Grundwassereinfluss beziehen sich die Nettowerte auf den gesamten erzeugten Gesamtabfluss (bzw. die gesamte erzeugte Grundwasserneubildung) abzüglich der dem Modellelement vertikal zufließenden Wassermenge in den Bilanzraum aus dem Grundwasser. Die Bruttowerte beziehen sich bei Rasterzellen mit Grundwassereinfluss dagegen auf die gesamte erzeugte Abflussmenge (bzw. Grundwasserneubildung) ohne die dem Modellelement vertikal zufließende Wassermenge in den Bilanzraum aus dem Grundwasser. Die Gl. 2-20 zeigt das Verhältnis zwischen dem Netto-Gesamtabfluss (q_n) und dem Brutto-Gesamtabfluss (q_t), während Gl. 2-21 das Verhältnis zwischen der Netto-Grundwasserneubildung (q_{rn}) und der Brutto-Grundwasserneubildung (q_r) zeigt.

$$q_n = q_t - q_{e,gw} \qquad \text{Gl. 2-20}$$

$$q_{rn} = q_r - q_{e,gw} \qquad \text{Gl. 2-21}$$

Für jede Rasterzelle prüft das Modell zunächst, ob eine Versiegelung vorliegt. In diesem Fall wird der generierte Abfluss über den versiegelten Anteil der Rasterzelle in den direkten Abfluss von urbanen Flächen, d. h. den Anteil des Abflusses, der über die Regenwasserkanalisation abgeleitet wird, und den Anteil, der in den Boden infiltriert, unterteilt (vgl. Kap. 2.3.2).

Nicht alle im Modell als versiegelt abgebildeten Flächen verfügen über eine solche Anbindung. Das abfließende Wasser versickert beispielsweise dann an anderer Stelle, da nicht alle Flächen hydraulisch so dicht sind, dass unter ihnen keine Sickerwasserbewegung stattfinden kann. Um diesen Sachverhalt zu berücksichtigen, sind sogenannte SSPI-Werte (engl. surface sealing percolation index) in die Abflussseparation eingeführt worden, mit denen auf versiegelten Flächen abhängig vom Versiegelungsgrad der gebildete Abfluss in den urbanen Direktabfluss und einen unterirdisch abfließenden Anteil aufgespalten wird. Dieser unterirdisch abfließende Anteil wird gemeinsam mit dem auf dem unversiegelten Anteil einer Rasterzelle gebildeten Abfluss in die Grundwasserneubildung und weitere unterirdische Direktabflusskomponenten (Dränageabfluss, natürlicher Zwischenabfluss) separiert. Die unterirdisch unter den versiegelten Teilflächen versickernde Wassermenge wird gemeinsam mit den Sickerwassermengen, die die unterste Modellschicht der unversiegelten Teilfläche verlassen, als Sickerwasserrate bilanziert.

Bei unversiegelten Flächen wird zunächst geprüft, ob der Boden grundwasserbeeinflusst ist. Für Rasterzellen mit einer Grundwasserbeeinflussung wird dann geprüft, ob eine künstliche Entwässerung zu erwarten ist. In diesem Fall steuern die Einbautiefe der landwirtschaftlichen Dränagen und der monatlich schwankende Grundwasserspiegel im Boden direkt die Aufteilung des Sickerwassers in Dränageabfluss und Grundwasserneubildung (vgl. Abb. 2-6). Dränageabflüsse entstehen ausschließlich in dem Zeitraum, in dem der Grundwasserspiegel über die Einbautiefe der Dränagesysteme gestiegen ist.

Bei Rasterzellen mit einer Grundwasserbeeinflussung und ohne künstliche Entwässerung erreicht das Sickerwasser direkt die Grundwasseroberfläche und wird somit per Definition zur Grundwasserneubildung. Aufgrund des Kapillaraufstiegs und der direkten Evapotranspiration aus dem Grundwasser kann es an diesen Standorten vor allem in den Sommermonaten dazu kommen, dass die verdunstete Wassermenge aus dem Grundwasser die Grundwasserneubildung übersteigt. Man spricht in diesem Falle von einer Grundwasserzehrung.

Bei Lockergesteinen ohne Grundwasserbeeinflussung werden die Staunässeeigenschaften des Bodens und die Neigung berücksichtigt. Für Standorte mit Staunässe werden BFI-Werte (Verhältnis von Basisabfluss zu Gesamtabfluss) verwendet, die den Gesamtabfluss in Anteile von Dränageabfluss und Grundwasserneubildung aufteilen, abhängig von der Staunässeklasse des Bodens und dem Vorhandensein von Dränagen. Für Standorte mit Lockergestein und ohne Staunässe- oder Grundwasserbeeinflussung werden BFI-Werte verwendet, um den Gesamtabfluss in Grundwasserneubildung und Oberflächenabfluss zu trennen, sofern eine Gewässeranbindung vorliegt (s. Kap. 2.5).

Dem BFI-Konzept liegt die Annahme zu Grunde, dass das Verhältnis von Basisabfluss zu Gesamtabfluss als Mehrjahreswert weitgehend unabhängig von der kurzfristigen Witterungs- und Abflussdynamik ist und primär von zeitlich vergleichsweise invarianten Einflussfaktoren wie Hydrogeologie oder Relief geprägt wird (Arbeitskreis KLIWA, 2012). Die Methodik und Verwendung von BFI-Werten kann Haberland et al. (2001), Bogena et al. (2003), Wendland et al. (2010) oder Herrmann et al. (2014b) entnommen werden:

$$Q_r = BFI \cdot Q_t \qquad \text{Gl. 2-22}$$

mit:	Q_r	=	mittlere jährliche Brutto-Grundwasserneubildung	(mm/a)
	BFI	=	Basisabflussanteil (*Base-Flow-Index*)	(-)
	Q_t	=	mittlerer jährlicher Gesamtabfluss	(mm/a)

Der BFI kann theoretisch Werte zwischen 0 und 1 annehmen und ist ein Maß für das Wasseraufnahmevermögen eines Grundwasserleiters. Dabei bedeutet ein Wert von 0, dass ein Grundwasserleiter kein versickerndes Wasser aufnehmen kann, während ein Wert von 1 bedeutet, dass das gesamte Sickerwasser vom Grundwasserleiter aufgenommen werden kann.

Für Rasterzellen, die weder Grundwassereinfluss noch Staunässeeinfluss aufweisen, werden neigungsabhängige BFI-Werte eingesetzt, die den Gesamtabfluss in natürlichen Zwischenabfluss und Grundwasserneubildung aufteilen, sofern keine Gewässeranbindung vorliegt und dadurch Oberflächenabfluss berechnet wurde (s. o.).

Separationsmethode für Regionen mit mächtigen bindigen Deckschichten

Nahezu der gesamte östliche Landesteil von Schleswig-Holstein wird durch die pleistozäne Jungmoränenlandschaft des Östlichen Hügellandes eingenommen. Die westliche und südwestliche Verbreitungsgrenze der Jungmoränen zeichnet etwa die maximale Ausdehnung der Weichsel-Vereisung nach. Die weichselzeitlichen Jungmoränen sind kleinräumig durch einen inhomogenen Schichtaufbau gekennzeichnet, der durch glazitektonische Vorgänge wie Stauchung und Verschuppung entstanden ist (Beer et al., 2016).

Im Östlichen Hügelland ist der Geschiebemergel das am weitesten verbreitete hochglaziale, oberflächennahe Ausgangsgestein des Bodens (Burbaum & Filipinski, 2012). Dieser Geschiebemergel enthält alle Korngrößen von Blöcken und Steinen über Kiese und Sande bis zu den Schluffen und Tonen. Die Geschiebemergel des Östlichen Hügellandes entsprechen in der Regel den Bodenarten Ls4 oder Ls3 des Bodenartendreiecks der Bodenkundlichen Kartieranleitung. (17-25 % Ton, 15-40 % Schluff) und weisen Trockenrohdichten um 1,7 g/cm^3 auf (Ad-hoc-AG Boden, 2005). Damit ergeben sich mittlere gesättigte Leitfähigkeiten im Bereich der Bodenbildung um 10 cm pro Tag. In tiefer liegenden Geschiebemergeln ist aufgrund fehlender Bodenbildung (Gefügebildung, Regenwurmaktivität etc.) von noch kompakteren Geschiebemergeln mit entsprechend geringeren Leitfähigkeiten auszugehen.

Die Gebiete mit Geschiebemergel (im Folgenden als „bindige Deckschichten“ bezeichnet) bilden im Östlichen Hügelland ein komplexes hydrogeologisches System, in dem die Durchlässigkeiten kleinräumig stark wechseln können. Großräumig betrachtet ist aber für weite Bereiche der weichselzeitlichen Jungmoränen ein ausgeprägter hydrogeologischer Stockwerksbau charakteristisch, bei dem die bindigen Deckschichten meist Mächtigkeiten von mehreren zehner Metern erreichen und den wasserwirtschaftlich genutzten, oberen Hauptgrundwasserleiter in diesem Raum überlagern (Beer et al., 2016).

In dem für Schleswig-Holstein entwickelten GROWA-Modell (Tetzlaff et al., 2017) wurde der Geschiebemergel als Lockergestein eingestuft, was vermutlich zu einer Unterschätzung der Direktabflussanteile und damit zu einer Überschätzung der Grundwasserneubildung geführt hat. Zur expliziten Berücksichtigung der hydrologischen Charakteristika des Geschiebemergels wurde für nicht grundwasserbeeinflusste Rasterzellen mit bindigen Deckschichten eine eigenständige Separationsmethode umgesetzt.

Die zugrundeliegende Hypothese war, dass die Prozesse der Grundwasserneubildung in Gebieten, die durch bindige Deckschichten dominiert werden, ähnlich ablaufen wie in Flächen, die durch Festgestein dominiert werden. Folglich werden BFI-Werte zugewiesen, die angeben, welcher Anteil des Wassers, das durch die unterste modellierte Bodenschicht infiltriert, als direkter Abfluss (Dränabfluss, natürlicher Zwischenabfluss) abfließt und wie viel zur Grundwasserneubildung beiträgt. Der blaue Kasten in Abb. 2-9 zeigt diese Abflussseparation für bindige Deckschichten (ohne Grundwassereinfluss) für das mGROWA-Modell Schleswig-Holstein. Räumlich differenziert wurden die BFI-Werte in Gebieten mit bindigen Deckschichten anhand von Angaben zur Mächtigkeit dieser Schichten (vgl. Kap. 3-8).

2.7 Kalibrierung des mGROWA-Modells

Das Modell mGROWA wurde für mehrjährige Mittelwerte des Abflusses kalibriert und validiert, unter der Annahme, dass die Veränderung der Speicher über einen langen Zeitraum vernachlässigbar ist. Die Kalibrierung anhand von Abflussmessungen wurde durchgeführt für den Netto-Gesamtabfluss und für die Netto-Grundwasserneubildung. Die Kalibrierung des mGROWA-Modells ist ein iteratives Verfahren, bei dem die Parameter (z. B. k_{LN}-Faktoren, BFI-Werte für bindige Deckschichten) angepasst werden, um die Leistung des Modells zu verbessern, wobei sichergestellt wird, dass die Werte innerhalb der in der Literatur angegebenen plausiblen Parameterbereiche bleiben. Der Bedarf an Kalibrierung für Parameter wie landnutzungsspezifische k_{LN}-Faktoren und regionale BFI-Werte für Staunässe ist jedoch minimal, da es umfangreiche Literatur mit Schätzungen dieser Werte gibt und die Parametrisierung des mGROWA-Modells nicht wesentlich von solchen etablierten Parametern abweichen sollte.

3 Datengrundlagen und Modellsetup

3.1 Zusammenfassung der verwendeten Daten

Die für die Modellierung verwendeten Datengrundlagen sind in Tabelle 3-1 zusammengefasst dargestellt. Die Aufbereitung dieser Datensätze zur Erstellung von Eingaben für das Modell mGROWA wird in den folgenden Abschnitten dieses Kapitels beschrieben.

Tabelle 3-1: Datengrundlagen und -quellen des mGROWA-Modells.

Datengrundlage	Datenquelle
Modellgitter	Vom LfU bereitgestellte Shape-Datei
Klimadaten: – Niederschlag – Potenzielle Evapotranspiration über Gras – Temperatur	DWD (Deutscher Wetterdienst): – CDC (Climate Data Center), Zeitreihe 1961-2021 https://opendata.dwd.de/climate_environment/CDC/
Modell der Geländeoberfläche	Vom LfU bereitgestelltes DGM 10
Landnutzungstypen	Kombinierter InVeKoS- und ALKIS-Datensatz aus 2020 (Tetzlaff et al., 2024), ergänzt mit Daten aus ATKIS v6.0 aus 2021
Versiegelungsgrade der Erdoberfläche	Copernicus Land Monitoring Service: – High Resolution Layer Imperviousness Density (IMD) 2018 10 m https://land.copernicus.eu/pan-european/high-resolution-layers/imperviousness
Bodenkarte mit Bodenprofilen	Bodenübersichtskarte von Schleswig-Holstein 1:250.000 (BÜK250), Stand 2017
Potenziell dränierte Flächen, Grundwasserstufe und Vernässungsgrad	Tetzlaff und Kuhr (2011)
Ausmaß und Mächtigkeit der bindigen Deckschichten	Kunkel und Wendland (2020)
Tägliche Abflussdaten und entsprechende Koordinaten von Messstationen	Zur Verfügung gestellt von LfU
Einzugsgebietsgrenzen	Tetzlaff et al. (2017)

3.2 mGROWA Modellsetup

Die Abgrenzung des zu modellierenden Gebiets wurde aus dem Digitalen Gewässerkundlichen Flächenverzeichnis (GFV) als Bestandteil des Amtlichen Wasserwirtschaftlichen Gewässerverzeichnisses (AWGV) abgeleitet. Dazu wurde das GFV an der Westküste, der Elbe und in Teilbereichen auch an der Ostsee um die Gebiete außerhalb der Deichlinie reduziert. An den nicht eingedeichten Küstenabschnitten der Ostsee entspricht die Abgrenzung der Küstenlinie in ATKIS. Die Abgrenzung zu den Nachbarbundesländern und Dänemark entspricht den politischen Grenzen. Alle Marschinseln, Sande o. ä. im Meeresbereich wurden aus dem GFV entfernt, sodass im zu modellierenden Gebiet als Inseln nur Helgoland[1], die Geestkerninseln Amrum, Föhr und Sylt sowie Fehmarn verbleiben.

[1] Helgoland ist auf den Karten in diesem Bericht nicht dargestellt.

Eine Shape-Datei, die der obigen Beschreibung entspricht, wurde vom LfU bereitgestellt und für die Definition des Modellgitters für mGROWA verwendet. Das amtliche geodätische Bezugssystem ETRS98/UTM mit führender 32 im East-Wert (EPSG-Code 4647) wurde als einheitliche Geokodierung verwendet. Das festgelegte Modellgitter hat eine räumliche Auflösung von 100 m x 100 m, wobei die Mittelpunkte der Rasterzellen immer geraden Koordinaten mit einem Vielfachen von 100 m entsprechen. Somit wurde die Fläche von Schleswig-Holstein in ca. 1,56 Mio. individuelle Rasterzellen unterteilt, auf die jede Modelleingabegröße bzw. jede Modellrechnung bezogen wurde. Abb. 3-1 zeigt das Modellgitter vor dem Hintergrund eines Satellitenbildes.

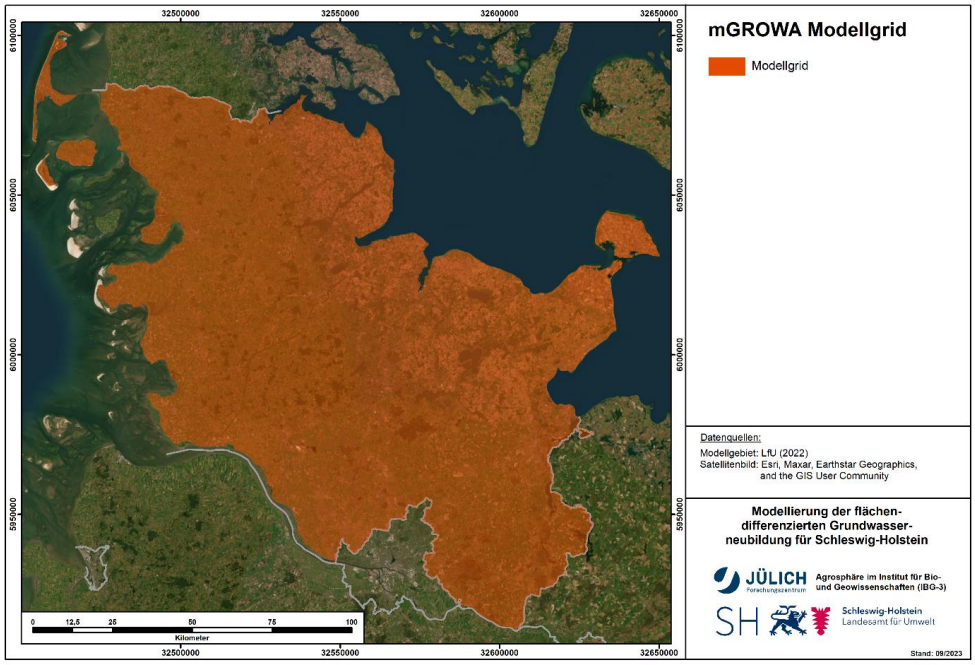


Abbildung 3-1: Ausdehnung des mGROWA-Modellgrids.

Das mGROWA-Modell wurde auf einer täglichen Zeitskala für die 61 Jahre vom 01.11.1960 bis zum 31.10.2021 (entsprechend den 61 vollen hydrologischen Jahren 1961-2021) ausgeführt. Für die Modellierung des Wasserhaushalts im Boden wurden 7 Bodenschichten mit einer Dicke von je 30 cm modelliert.

3.3 Klimatische Daten

Für die Modellierung der Wasserhaushaltsgrößen mit dem mGROWA-Modell wurden die Niederschlags- und Klimadaten des Climate Data Center (CDC) (ftp://ftp-cdc.dwd.de/pub/CDC/) des Deutschen Wetterdienstes (DWD) der Periode 1961-2021 berücksichtigt (DWD, 2018; DWD, 2020). Hierbei handelte es sich zum einen um Rasterdatensätze, die eine räumliche Auflösung von 1000 m x 1000 m haben. Zum anderen wurden die in täglicher Auflösung vorliegenden Stationsdaten der Periode 1961-2021 berücksichtigt.

Die Standorte der Stationen für Niederschlag und potenzielle Evapotranspiration sind in Abb. 3-2 dargestellt. Es werden alle Stationen angezeigt, für die zu irgendeinem Zeitpunkt im Modellierungszeitraum 1961-2021 Daten vorliegen. Die Zahl der aktiven Stationen hat sich in den

letzten Jahrzehnten verringert. So hat sich beispielsweise die Zahl der aktiven Niederschlagsstationen in Schleswig-Holstein von 158 im Jahr 1971 auf nur noch 63 im Jahr 2021 verringert.

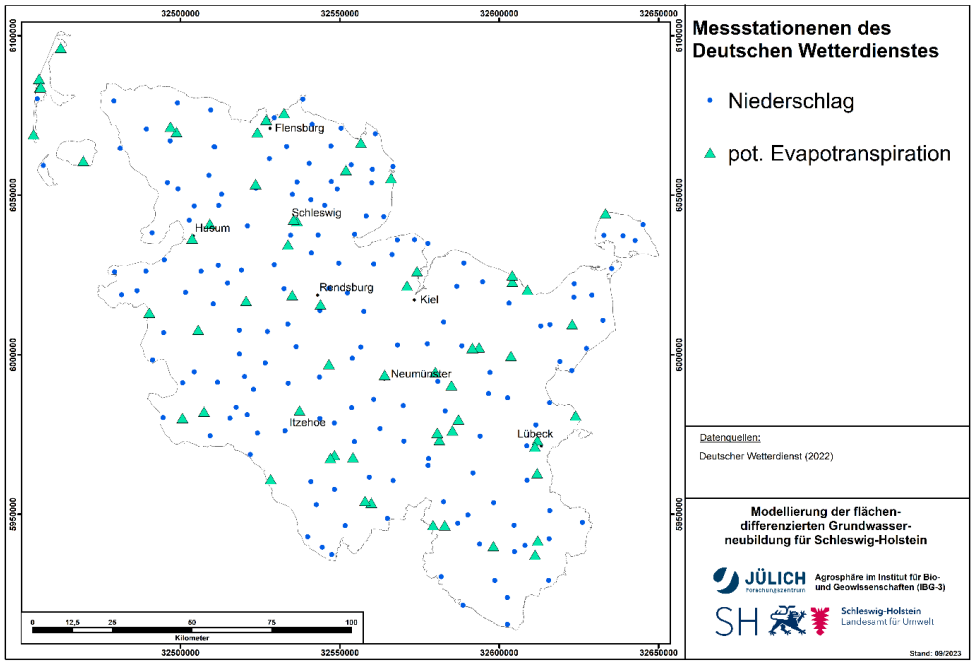


Abbildung 3-2: Messstationen mit in täglicher Auflösung vorliegenden Daten für die Klimaparameter Niederschlag und potenzielle Evapotranspiration des Climate Data Center (CDC).

3.3.1 Niederschlagshöhe

Um aus den oben beschriebenen Datensätzen die für die mGROWA-Modellierung notwendigen Niederschlagsfelder in Tagesschritten und in einer räumlichen Auflösung von 100 m x 100 m abzuleiten, wurden die in monatlicher Auflösung vorliegenden Rasterdatensätze bei der Regionalisierung zeitlich (auf Tageswerte) und räumlich (auf 100 m x 100 m-Raster) interpoliert. Die Beobachtungen an den Niederschlagsstationen wurden hierbei als Stützstellen genutzt. Für jede Rasterzelle wird in den vier umgebenden Quadranten (d. h. 0-90°, 90-180°, 180-270° und 270-360°) die jeweils nächstgelegene Klimastation mit verfügbaren Werten ermittelt. Aus den Tagessummen dieser Stationen werden mit dem IDW-Verfahren (Shepard, 1968) Tagessummen für alle Tage des entsprechenden Monats interpoliert. Daraus ergibt sich für jede Rasterzelle eine Zeitreihe, die auf den Daten der Klimastationen basiert. Für jeden Monat wird die zeitliche Verteilung aus den von den Stationen abgeleiteten Zeitreihen als Gewichtung für die Werte aus den monatlichen Rastern verwendet, um dann tägliche Zeitreihen des Niederschlags für jede Rasterzelle zu erzeugen.

Abb. 3-3 zeigt die mittlere jährliche Niederschlagshöhe der Periode 1991-2020. Die mittleren jährlichen Werte schwanken zwischen 553 mm/a und 1030 mm/a, wobei der mittlere Niederschlag vom Osten Schleswig-Holsteins nach Westen hin allgemein zunimmt. Das räumliche Mittel des mittleren jährlichen Niederschlags beträgt 815 mm/a. Neben dem Ost-West-Gefälle gibt es auch eine schwache Korrelation zwischen der Niederschlags- und Geländehöhe (Zunahme des Niederschlags mit zunehmender Höhe, vgl. Abb. 3-5). Die gleichen Abbildungen für die Zeiträume 1971-2000 und 1981-2010 befinden sich im Appendix A.

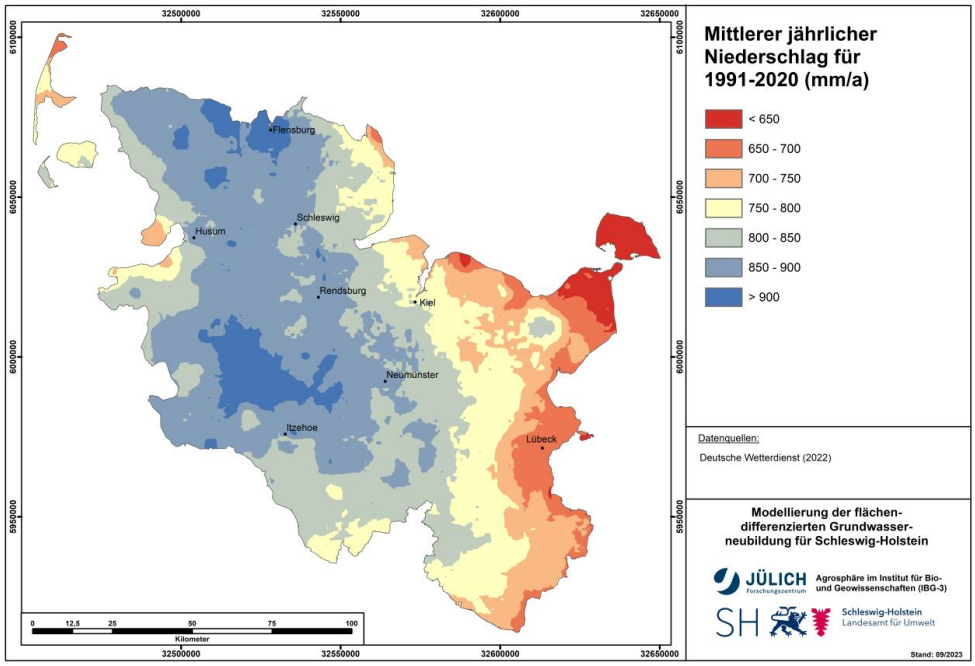


Abbildung 3-3: Mittlerer jährlicher Niederschlag für 1991 bis 2020.

3.3.2 Potenzielle Evapotranspiration

Um für den gesamten Zeitraum 1961-2021 Werte zur potenziellen Evapotranspiration zur Verfügung zu haben, wurde auf zwei verschiedene Datensätze des CDC zurückgegriffen. Für den Zeitraum 1961-1990 werden vom CDC ausschließlich Raster mit monatlichen potenziellen Evapotranspirationswerten zur Verfügung gestellt, die anhand des Wendling-Verfahrens (Wendling et al., 1991) abgeleitet worden sind.

Ähnlich wie bei den Niederschlagsdaten (Kap. 3.3.1) wurden tägliche Stationsmessungen für die räumliche und zeitliche Interpolation verwendet, um tägliche Rasterfelder für die potenzielle Evapotranspiration zu erzeugen. Da vom CDC jedoch keine täglichen potenziellen Evapotranspirationwerte für die entsprechenden Klimastationen zur Verfügung gestellt werden, wurden die täglich gemessenen meteorologischen Messwerte (Windgeschwindigkeit, Sonnenscheindauer, relative Luftfeuchtigkeit usw.) der Stationen verwendet, um hieraus die Zeitreihen der potenziellen Evapotranspiration anhand der Penman-Monteith-Gleichung (Monteith, 1965; Allen et al., 1998) abzuleiten.

Für den Zeitraum 1991-2021 werden vom CDC Raster mit potenziellen Evapotranspirationswerten in täglicher Auflösung zur Verfügung gestellt. Für diesen Zeitraum wurden daher keine stationsbasierten Tageswerte der potenziellen Evapotranspiration für die Ableitung des täglichen Inputs für das mGROWA-Modell benötigt. Die Raster über diesen Zeitraum werden jedoch mit der AMBAV-Methode (Löpmeier, 1994) berechnet. Dies bedeutet, dass leichte räumlich und zeitlich unterschiedlich variierende Verteilungen der potenziellen Evapotranspiration zwischen den beiden Methoden auftreten. Um die Konsistenz der mGROWA-Modelleingaben zu gewährleisten, wurden die monatlichen AMBAV-Werte an die Wendling-Werte über Koeffizienten angepasst.

Die mittlere jährliche potenzielle Evapotranspiration für 1991-2020 ist in Abb. 3-4 dargestellt. Die Schwankungsbreite ist relativ gering, mit Werten zwischen 545 und 604 mm/a, wobei ein

allgemeiner Anstieg im Südosten des Landes zu verzeichnen ist. In Anbetracht der relativ geringen Höhenunterschiede in Schleswig-Holstein ist ein Muster aus verringerter ET_o bei erhöhter Elevation, wie es in übrigen Teilen von Deutschland zu beobachten ist, innerhalb des Landes nicht zu erkennen. Die mittlere jährliche potenzielle Evapotranspiration in Schleswig-Holstein für 1991-2020 beträgt 571 mm/a.

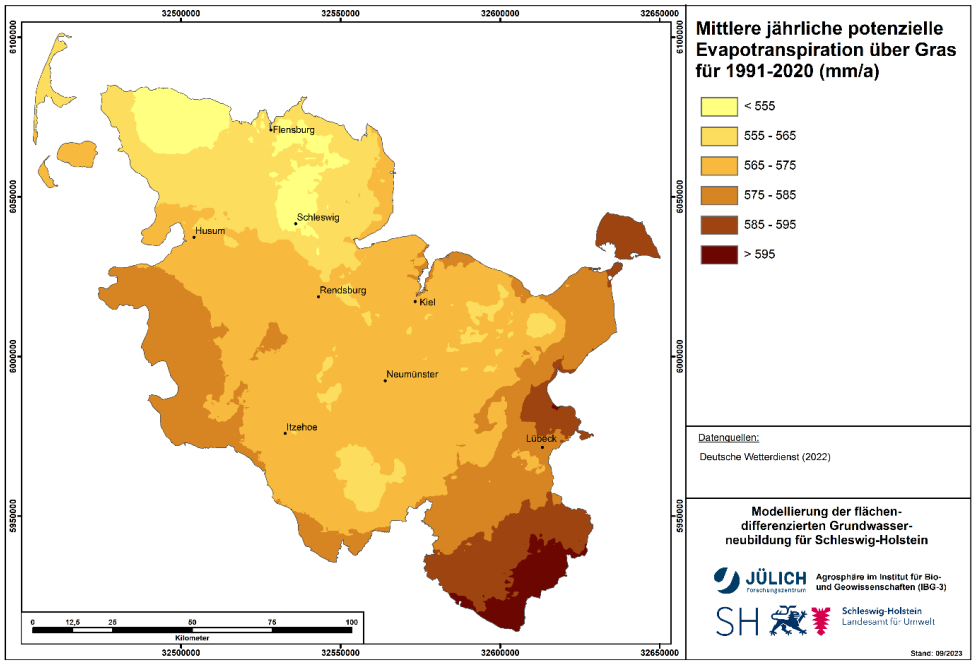


Abbildung 3-4: Mittlere jährliche potenzielle Evapotranspiration für 1991 bis 2020.

3.4 Topographische Datengrundlage

Die Topographie ist eine wichtige Einflussgröße bei der Wasserhaushaltsmodellierung mit mGROWA. Als Datengrundlage stand das vorliegende digitale Geländemodell DGM10 mit einer Gitterweite von 10 m zur Verfügung. Auf Basis dieses Höhenmodells ist es möglich, aus der Hangexposition und Hangneigung den für das mGROWA-Modell notwendigen Topographiefaktor abzuleiten. Der Topographiefaktor im mGROWA-Modell beeinflusst die Höhe der tatsächlichen Evapotranspiration, während die Hangneigung eine der Einflussgrößen zur Bestimmung des Anteils der Grundwasserneubildung am Gesamtabfluss ist.

Die Höhengliederung (Abb. 3-5) zeigt das allgemeine Höhengefälle in Schleswig-Holstein, wobei beispielsweise die Elbmarsch fast auf Meereshöhe liegt. Die schleswig-holsteinische Geest hat meist eine geringe Höhenlage bis zu 25 m+NN, und im Östlichen Hügelland können Höhen von über 90 m+NN auftreten. Etwa 6 % der modellierten Fläche liegen unterhalb des Meeresspiegels und 26 % der Gesamtfläche liegen auf einer Höhe von weniger als 5 m über dem Meeresspiegel.

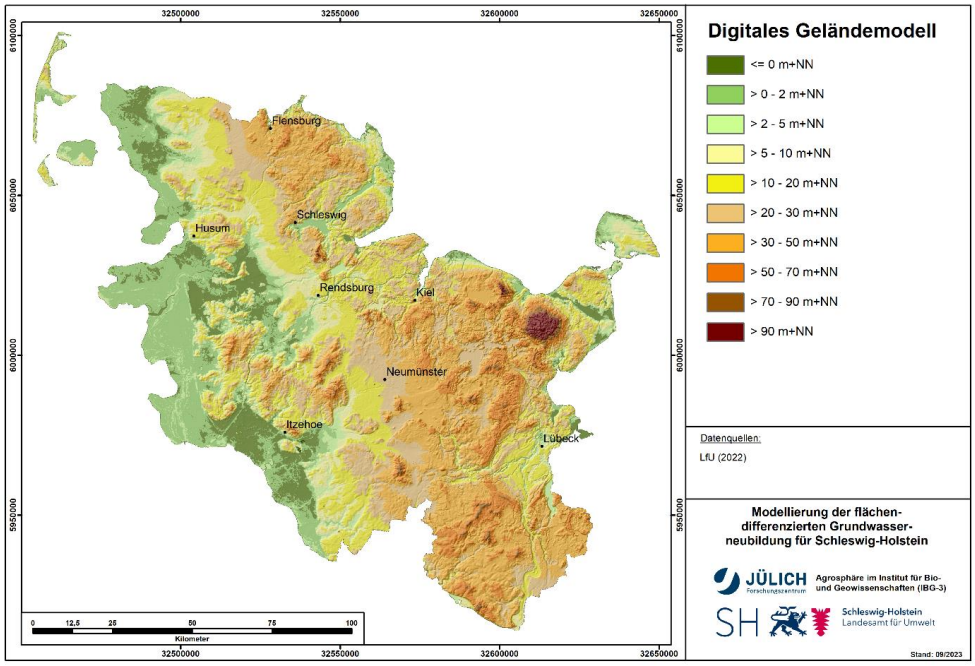


Abbildung 3-5: Topografische Höhe der Geländeoberfläche.

Aus dem DGM10 wurden sowohl die Hangneigung als auch die Hangexposition abgeleitet. Der Topographiefaktor wurde dann, wie in Kap. 2.3 beschrieben, aus der Hangneigung und der Hangexposition berechnet. Das resultierende Raster wurde dann auf eine räumliche Auflösung von 100 m aggregiert, was in Abb. 3-6 dargestellt ist. Die Variation des Topographiefaktors ist in Schleswig-Holstein minimal, wobei 97,9 % der Fläche in den Bereich 0,94 - 1,06 fällt.

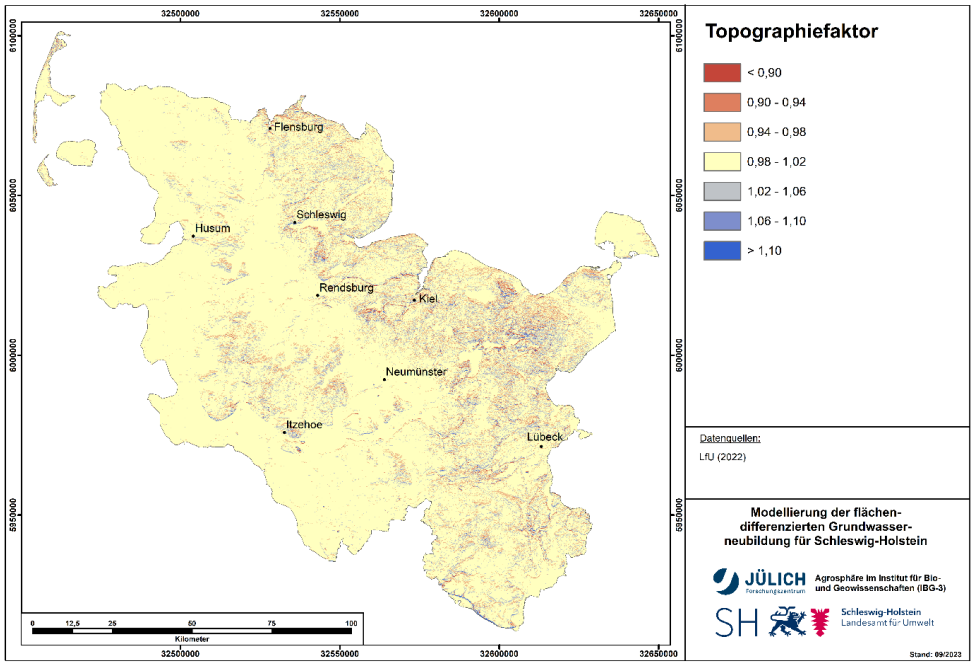


Abbildung 3-6: Topographiefaktor.

3.5 Daten zum Versiegelungsgrad

Um den Prozentsatz der versiegelten Fläche für jede Rasterzelle im mGROWA-Modell zu definieren, wurde der von der European Environment Agency („High Resolution Layer: Imperviousness Density (IMD) 2018“) im 10 m-Raster flächendeckend für Europa bereitgestellte Datensatz (Pan-European High Resolution Layer, HRL) verwendet. Der Rasterdatensatz enthält Werte von 0 bis 100, die den prozentualen Anteil der versiegelten Fläche für jede 10 m-Rasterzelle angeben. Dieser Datensatz wurde auf das Modellgitter projiziert und mit einem räumlichen Mittelwert auf die Auflösung von 100 m aggregiert.

Abb. 3-7 zeigt den Versiegelungsgrad für Schleswig-Holstein, wobei 91,4 % der Fläche Werte unter 20 % aufweisen. Der Großteil der Gebiete mit hohem Versiegelungsgrad befindet sich in größeren Städten wie Lübeck und Kiel sowie in deren Umgebung.

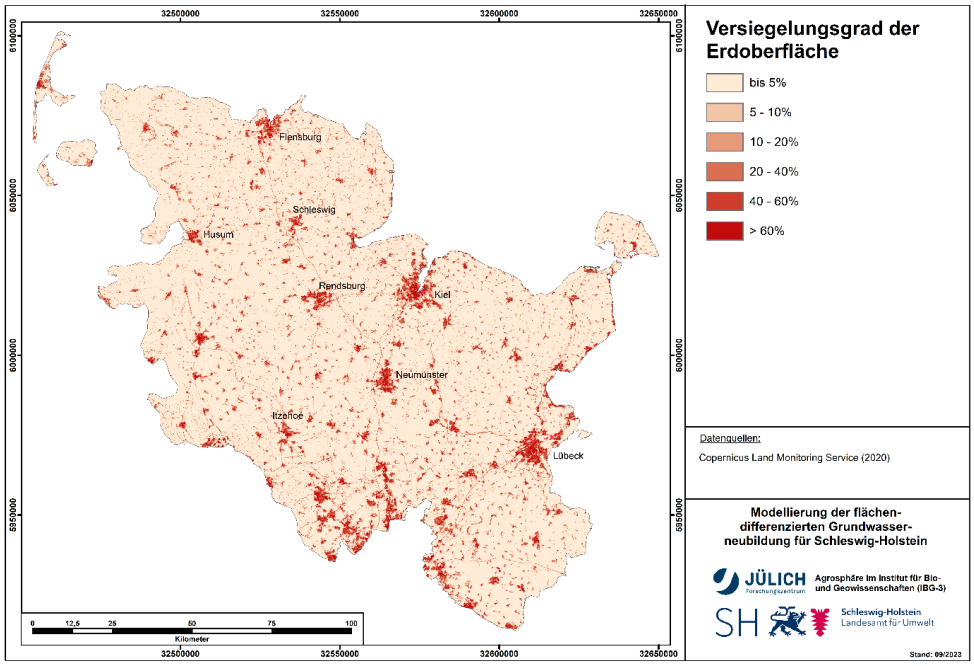


Abbildung 3-7: Versiegelungsgrad der Landoberfläche.

3.6 Daten zur Landbedeckung

In dem im mGROWA-Modell implementierten Verfahren zur Berechnung der tatsächlichen Evapotranspiration auf Basis der BOWAB-Methodik (Engel et al., 2012) werden landnutzungsspezifische Verdunstungsfaktoren für die Landnutzungseinheiten unterschieden (z. B. „Grünland“, „Ackerland“, „Laubwald“ und „Wasserflächen“).

Zur Charakterisierung der Landbedeckung in Schleswig-Holstein wird primär ein vorverarbeiteter Datensatz verwendet. Letzterer ist ein kombinierter InVeKoS- und ALKIS-Datensatz (beide aus dem Jahr 2020) mit einer räumlichen Auflösung von 25 m (Tetzlaff et al., 2024). Dieser Datensatz wurde im Rahmen des Projekts „*Weiterentwicklung von Modellansätzen zur optimierten Simulation von Nährstoffeinträgen in die Oberflächengewässer Schleswig-Holsteins*“ erstellt, das ebenfalls vom FZJ durchgeführt wird. Dieser kombinierte Datensatz weist eine räumliche Differenzierung zwischen Ackerland und Grünland auf.

Wie in Kap. 2.3.2 beschrieben, wird für die Modellierung in mGROWA eine Rasterzelle mit *n* % versiegelter Fläche in zwei Teilen modelliert: erstens die *n* % mit versiegelter Fläche und zweitens die restlichen *100 – n* % mit der Landbedeckung für den Rest dieser Zelle. Daher werden Informationen über die Landbedeckung für den Teil jeder Rasterzelle benötigt, der nicht versiegelt ist. Diese Information ist im kombinierten InVeKoS- und ALKIS-Datensatz für Rasterzellen mit einem Versiegelungsgrad nicht enthalten, weshalb ein zusätzlicher Datensatz erforderlich war, um die Landbedeckung für diese Zellen mit Teilversiegelung zu bestimmen. Zur Definition der nicht versiegelten Teile dieser Rasterzellen wurde der ATKIS-Datensatz von 2021 verwendet.

Abb. 3-8 zeigt die räumliche Verteilung der Landbedeckungstypen in Schleswig-Holstein nach der Übertragung des Datensatzes auf das 100 m x 100 m-Modellgitter von mGROWA. In Tabelle 3-2 sind die Gesamtfläche und der prozentuale Anteil jeder dieser Landbedeckungen aufgeführt. Insgesamt gibt es 19 Landbedeckungstypen: Dazu gehören 15 der 21 Kategorien

aus dem kombinierten InVeKoS- und ALKIS-Datensatz (d. h. nach Entfernen der "Urban-Versiegelungsgrad"-Kategorien) und 4 zusätzliche Landbedeckungskategorien, die auf den ATKIS-Daten basieren. Ebenfalls in Tabelle 3-2 enthalten ist die ursprüngliche Datenquelle, die für die Bestimmung der Flächen der Landbedeckung verwendet wurde.

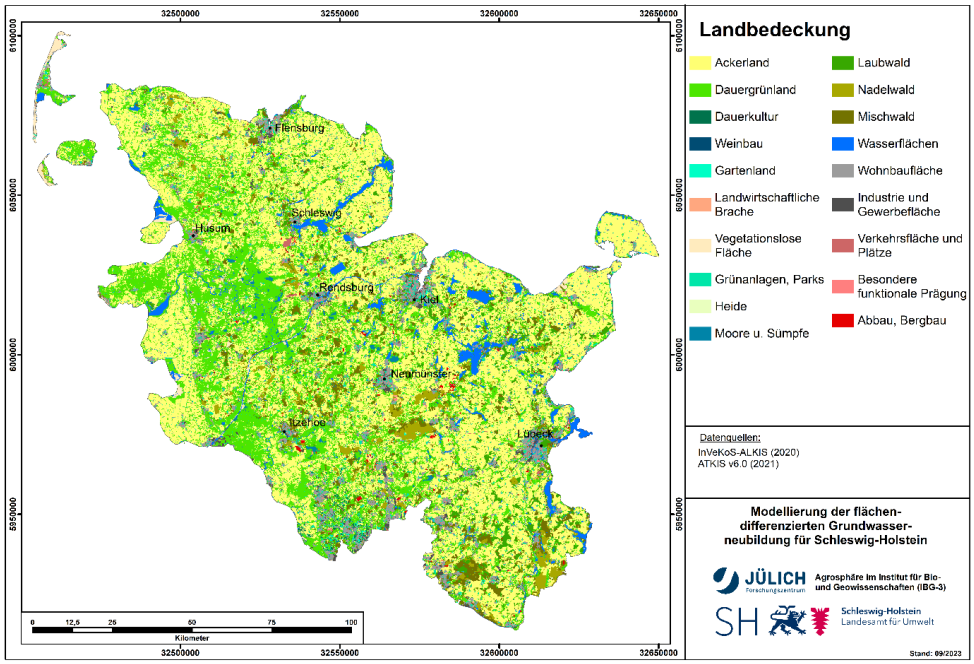


Abbildung 3-8: Landbedeckungskategorien für das mGROWA-Modell.

Fast die Hälfte (47,7 %) der Fläche ist von Ackerland bedeckt, wobei Dauergrünland (25,5 %) die zweithäufigste Landbedeckung ist. Der größte Teil des Dauergrünlands befindet sich in der westlichen Hälfte Schleswig-Holsteins und entspricht den Geest- und Marschgebieten, während Ackerflächen überall auftreten. Wälder (Laubwald, Nadelwald und Mischwald) machen 11,1 % der Landbedeckung aus und befinden sich vor allem im mittleren und südlichen Teil des Landes.

Tabelle 3-2: Gesamtfläche und prozentualer Anteil der Landbedeckungstypen.

Landbedeckung	Fläche (km²)	% Anteil	Datenquelle [a]
Ackerland	7436	47,7	InVeKoS und ALKIS
Dauergrünland	3979	25,5	InVeKoS und ALKIS
Dauerkultur	49	0,3	InVeKoS und ALKIS
Weinbau	0,01	0,0	ALKIS
Gartenland	30	0,2	ALKIS und ATKIS
Landwirtschaftliche Brache	10	0,1	ALKIS
Vegetationslose Fläche	184	1,2	ALKIS und ATKIS
Grünanlagen, Parks	485	3,1	ALKIS und ATKIS
Heide	17	0,1	ALKIS
Moore und Sümpfe	113	0,7	ALKIS
Laubwald	572	3,7	ALKIS
Nadelwald	448	2,9	ALKIS
Mischwald	714	4,6	ALKIS
Wasserflächen	516	3,3	ALKIS
Wohnbaufläche	703	4,5	ATKIS
Industrie und Gewerbefläche	161	1,0	ATKIS
Verkehrsfläche und Plätze	56	0,4	ATKIS
Besondere funktionale Prägung	62	0,4	ATKIS
Abbau, Bergbau	43	0,3	ALKIS und ATKIS

a: Die in dieser Spalte aufgeführten Quellen bezeichnen diejenigen, die für die überwiegende Mehrheit der Rasterzellen verwendet wurden.

Im BOWAB-Modell wurden spezielle landnutzungsspezifische Verdunstungsfaktoren (k_{LN}) implementiert, mit denen es möglich ist, den Jahresgang der tatsächlichen Verdunstung bei der Wasserhaushaltsmodellierung mit mGROWA zu berücksichtigen. Diese Werte basieren auf den Angaben in Allen et al. (1998), ATV-DVWK (2002), Finch (2007), Groh et al. (2015) und Dietrich et al. (2021). Sie wurden bei Bedarf angepasst, um eine optimale Modellleistung zu erreichen (Tabelle 3-3). Diese k_{LN}-Faktoren gelten nur für den nicht versiegelten Anteil jeder modellierten Rasterzelle (s. Kap. 2.3.2).

Tabelle 3-3: Landnutzungsspezifische Verdunstungsfaktoren für die Landbedeckungsklassen nach Tabelle 3-2 für die Einzelmonate.

Landbedeckung	k_{LN}											
	Jan	Feb	Mar	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
Ackerland	0.733	0.733	0.774	0.947	1.188	1.181	1.185	1.151	0.974	0.853	0.775	0.733
Dauergrünland	0.804	0.927	0.950	0.950	0.950	0.950	0.950	0.950	0.950	0.950	0.950	0.927
Dauerkultur	0.937	0.937	0.918	0.958	0.975	0.975	0.975	0.997	1.007	0.968	0.937	0.937
Weinbau	0.937	0.937	0.918	0.958	0.975	0.975	0.975	0.997	1.007	0.968	0.937	0.937
Gartenland	0.807	0.807	0.871	0.935	1.03	1.035	1.035	1.057	0.962	0.908	0.847	0.807
Landwirtschaftliche Brache	0.863	0.863	0.863	0.877	0.871	0.864	0.864	0.864	0.864	0.877	0.863	0.863
Vegetationslose Fläche	0.863	0.863	0.863	0.877	0.871	0.864	0.864	0.864	0.864	0.877	0.863	0.863
Grünanlagen, Parks	0.804	0.927	0.950	0.950	0.950	0.950	0.950	0.950	0.950	0.950	0.950	0.927
Heide	0.804	0.927	0.950	0.950	0.950	0.950	0.950	0.950	0.950	0.950	0.950	0.927
Moore und Sümpfe	1.076	1.076	1.051	1.014	1.002	1.002	1.002	1.026	1.026	1.051	1.076	1.076
Laubwald	1.003	1.003	1.053	1.615	1.700	1.700	1.700	1.700	1.670	1.520	1.082	1.003
Nadelwald	1.335	1.335	1.335	1.335	1.307	1.321	1.335	1.335	1.335	1.335	1.335	1.335
Mischwald	1.173	1.173	1.173	1.264	1.416	1.450	1.450	1.450	1.450	1.410	1.238	1.173
Wasserflächen	1.100	1.000	0.950	0.950	0.950	0.950	1.000	1.050	1.050	1.100	1.200	1.200
Wohnbaufläche	0.804	0.927	0.950	0.950	0.950	0.950	0.950	0.950	0.950	0.950	0.950	0.927
Industrie und Gewerbefläche	0.804	0.927	0.950	0.950	0.950	0.950	0.950	0.950	0.950	0.950	0.950	0.927
Verkehrsfläche und Plätze	0.804	0.927	0.950	0.950	0.950	0.950	0.950	0.950	0.950	0.950	0.950	0.927
Besondere funktionale Prägung	0.804	0.927	0.950	0.950	0.950	0.950	0.950	0.950	0.950	0.950	0.950	0.927
Abbau, Bergbau	0.863	0.863	0.863	0.877	0.871	0.864	0.864	0.864	0.864	0.877	0.863	0.863

Da detaillierte Informationen zur Fruchtfolge auf den landwirtschaftlichen Nutzflächen in der Regel nicht zur Verfügung stehen, wird bei ackerbaulich genutzten Flächen auf eine feldfruchtspezifische Verdunstungssimulation verzichtet, obwohl diese mit mGROWA möglich ist. Stattdessen wird für die Landnutzungsklasse „Ackerflächen“ ein einheitlicher, jedoch monatlich variierender (unspezifischer) Verdunstungsfaktor verwendet.

Eine Ausnahme in Schleswig-Holstein bildet die Kulturart „Mais“. Mais ist eine der am häufigsten angebauten Kulturen in Schleswig-Holstein. Da die k_{LN}-Faktoren, die die tatsächliche Evapotranspiration steuern, für Mais wesentlich niedriger sind als für andere Kulturen, wurde der Einfluss des Maisanbaus auf die Verdunstung bzw. die Abflussbildung explizit berücksichtigt. Anhand der Shape-Datei „Gesamtparzellen AGRUM_SH“ aus der InVeKoS-Datenbank wurde hierzu in einem ersten Schritt der prozentuale Anteil der landwirtschaftlichen Flächen, die von Mais bedeckt sind, und der prozentuale Anteil der landwirtschaftlichen Flächen für „unspezifisches Ackerland“ auf der Ebene der Gemeinden ermittelt (Abb. 3-9).

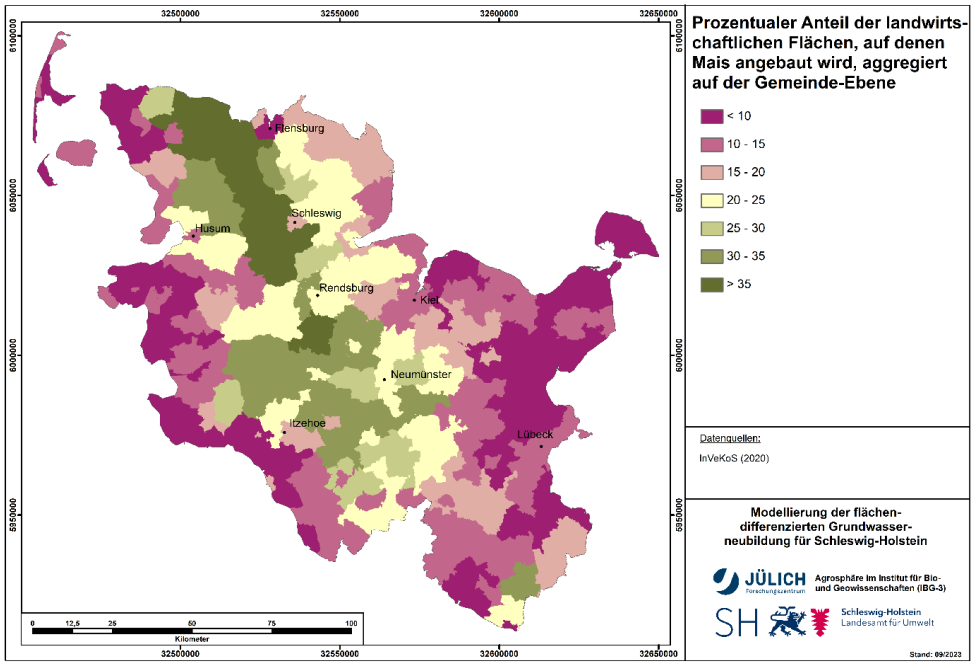


Abbildung 3-9: Prozentualer Anteil der landwirtschaftlichen Flächen, auf denen Mais angebaut wird.

Für jede Gemeinde wurde dann die tatsächliche Evapotranspiration basierend auf den k_{LN}-Parametern für Mais aus Bug et al. (2020) und für „Ackerland (unspezifisch)“ aus ATV-DVWK (2002) berechnet. Hierzu wurde für den prozentualen Anteil der Maisflächen bzw. den prozentualen Anteil der Ackerflächen (unspezifisch) ein Mittelwert für die Ackerflächen ermittelt. Ein Beispiel für die monatlichen k_{LN}-Faktoren, die sich auf diese Weise ergeben, ist in Tabelle 3-4 dargestellt. Die oberen beiden Zeilen zeigen die k_{LN}-Faktoren, mit denen die tatsächliche Evapotranspiration modelliert würde, wenn die ackerbauliche Nutzung in einer Gemeinde zu 100% aus „Mais“ bzw. „Ackerland (unspezifisch)“ bestehen würde. Die untere Zeile zeigt die k_{LN}-Faktoren für eine beispielhafte Kombination von 30 % Mais und 70 % „anderes Ackerland“.

Tabelle 3-4: Monatliche k_{LN}-Faktoren für Mais, „anderes Ackerland“ und eine beispielhafte Kombination von Mais und der Landbedeckung „anderes Ackerland“.

Landbedeckung	k_{LN}											
	Nov	Dez	Jan	Feb	Mär	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt
Mais	0.65	0.65	0.65	0.65	0.65	0.90	1.15	1.05	0.80	0.65	0.65	0.65
Ackerland (unspezifiziert)	0.733	0.733	0.774	0.947	1.188	1.181	1.185	1.151	0.974	0.853	0.775	0.733
30 % Mais; 70 % anderes Ackerland	0.708	0.708	0.737	0.858	1.027	1.097	1.175	1.121	0.922	0.792	0.738	0.708

3.7 Bodenkundliche Datengrundlagen

3.7.1 Bodenprofile

Zur Berücksichtigung des Einflusses des Bodens auf die Abflussbildung standen Bodenprofile aus der Bodenübersichtskarte von Schleswig-Holstein 1:250.000 (BÜK250; Stand 2017) zur Verfügung. Vom LfU wurden sowohl ein Shapefile als auch eine Access-Datenbank mit entsprechenden Leit- und Begleitprofilen für die zugehörigen Legendeneinheiten zur Verfügung gestellt. In der BÜK250 sind 9.001 Einzelpolygone ausgewiesen. Jeder Legendeneinheit sind ein Leitboden und bis zu drei Begleitböden zugeordnet. Zusammen summieren sich die Flächenanteile immer zu 100 %. Da jedoch keine räumliche Differenzierung zwischen Leitböden und Begleitböden innerhalb einzelner Polygone vorlag, wurden die Modellparameter für jede Rasterzelle ausschließlich auf Basis der Leitböden abgeleitet. Regional auftretende Unschärfen bei den abgeleiteten Bodenparametern sind dadurch unvermeidbar und setzen sich in der Modellierung fort. Bis zur Einführung einer räumlich höher aufgelösten Bodenkarte (z. B. im Maßstab 1:50.000) ist diese Einschränkung unvermeidbar.

Abb. 3-10 zeigt eine Übersicht über die Verbreitung der in der BÜK250 ausgewiesenen Leitbodentypen in Schleswig-Holstein. Die Böden entlang der Westküste (Elbmarsch) sind überwiegend Marschböden, die in ein zentrales Band von Nordwesten nach Süden des Bundeslandes übergehen, in dem Gleye und Podsole dominieren (Schleswig-Holsteinische Geest). Der nördliche Teil des Hügellandes wird von Pseudogleyen und Parabraunerden dominiert, während im südlichen Teil Pseudogleye, Braunerden und Niedermoore vorherrschen.

Die Shape-Datei mit den Bodenprofilen wurde zunächst in ein Raster mit der Geometrie des mGROWA-Modellrasters transformiert. Für jeden Leitboden gibt es bis zu fünf Bodenprofile, die der jeweiligen Kombination mit den Landbedeckungskategorien „Ackerland“ (A), „Wald und Forst allgemein“ (F), „Grünland allgemein“ (G), „Ödland allgemein“ (O), und „versiegelte und bebaute Fläche“ (V) entsprechen. Unter Verwendung der Informationen aus dem Landbedeckungsraster (Kap. 3.6) wurde dann das endgültige Bodenraster mit Codes erstellt, die sowohl die Boden-ID als auch die Landbedeckung[2] widerspiegeln. Dadurch ergaben sich im fertigen Raster insgesamt 1.459 unterschiedliche Boden-/Landnutzungscodes.

[2] Zuordnung der 19 Landnutzungstypen (Abb. 3-8) zu den 5 Kategorien für die Definition der Leitbodenprofile: Ackerland (A); Dauergrünland (G); Dauerkultur (G); Weinbau (G); Gartenland (G); Landwirtschaftliche Brache (O); Vegetationslose Fläche (O); Grünanlagen, Parks (G); Heide (G); Moore und Sümpfe (G); Laubwald (F); Nadelwald (F); Mischwald (F); Wohnbaufläche (V); Industrie und Gewerbefläche (V); Verkehrsfläche und Plätze (V); Besondere funktionale Prägung (V); Abbau, Bergbau (O).

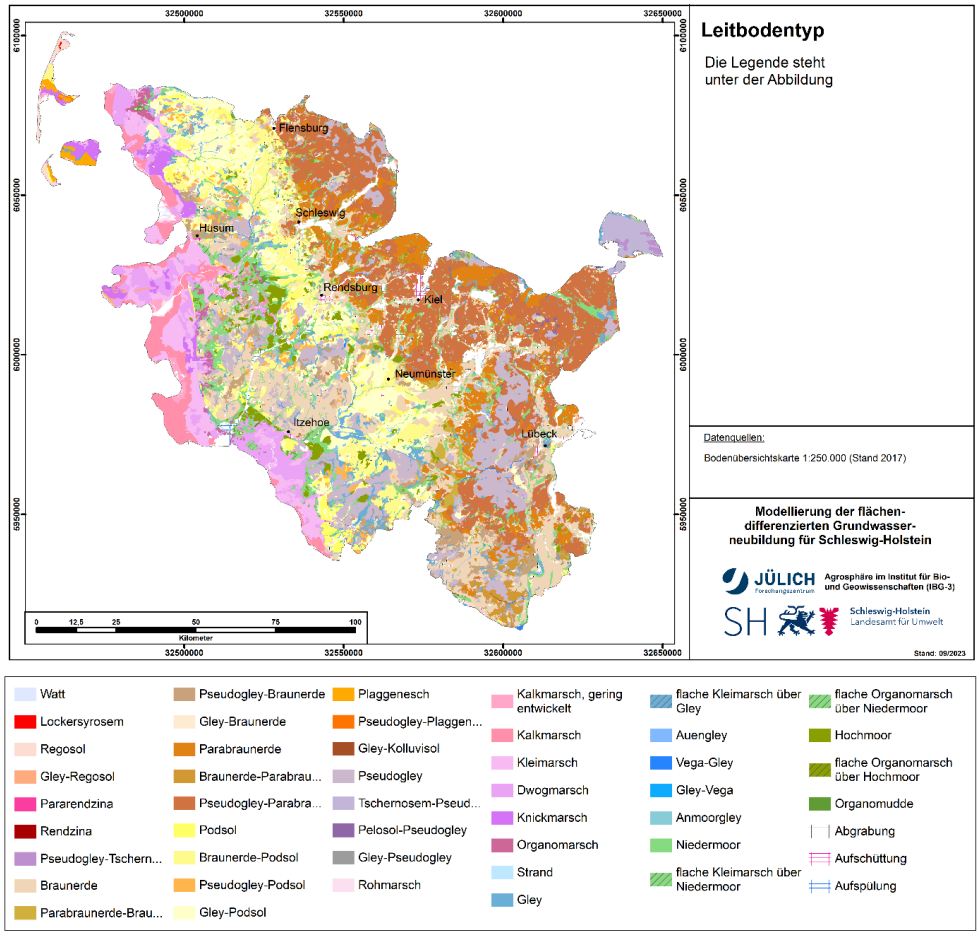


Abbildung 3-10: Leitbodentypen der BÜK250.

3.7.2 Grundwasserbeeinflusste Böden

Der Grundwasserstand im Boden ist ein wichtiger Parameter in der Modellierung des Wasserhaushalts. Das oberflächennahe Grundwasser bestimmt wesentlich die Entwicklung und Eigenschaften der Böden und damit deren Nutzungsmöglichkeit oder Meliorationsbedürftigkeit. Der Grundwasserstand schwankt im Jahresverlauf in Abhängigkeit vom Witterungsverlauf, vom Substrat, von der Geländelage und der Vegetation mehr oder weniger stark.

Der Abstand zwischen effektiver Durchwurzelungstiefe und Grundwasseroberfläche sowie die ungesättigte Wasserleitfähigkeit und Porengrößenverteilung des Bodens in diesem Tiefenabschnitt bestimmen den kapillaren Aufstieg von Grundwasser in den von Wurzeln erschlossenen Bodenraum und damit die Wasserreserve, die der Vegetation während trockener Witterungsperioden zusätzlich zur nutzbaren Feldkapazität bereitgestellt wird.

Der Datensatz für grundwasserbeeinflusste Gebiete wurde Tetzlaff und Kuhr (2011) entnommen, die das folgende mehrstufige Verfahren zu seiner Ableitung angewandt haben: Informationen über die Grundwasserstufe waren aus drei Quellen verfügbar: BGK200, BK25 (unvollständige räumliche Abdeckung) und Angaben zur Untergrenze des Go-Horizonts. Für die

Geest und das Hügelland wurde der Reliefparameter TCI_{low} verwendet, um mehr Informationen ableiten zu können. TCI_{low} ist ein kombinierter morphometrischer Parameter, der aus der Höhe über der Tiefenlinie und einem modifizierten Bodenfeuchteindex berechnet wird (s. Köthe, 2007). Die Grundwasserstufe aus der BK25 wurde verwendet und mit den Bodentypen und dem TCI_{low} kombiniert, um typische Grundwasserstufen nach kombinierten Landtypen und TCI_{low} abzuleiten. Für Marschgebiete wurde die Grundwasserstufe auf Basis der bodenkundlichen Feuchtestufe zugeordnet (Zuordnung nach Verknüpfungsregel 6.5.8 in Müller, 2004). Für Forststandorte konnten Annahmen aus der Forstlichen Standortkartierung übernommen werden. Weitere Informationen zur Ableitung dieses Datensatzes sind in dem Bericht von Tetzlaff und Kuhr (2011) zu finden.

Der Grundwasserstand aus Tetzlaff und Kuhr (2011) steht mit einer räumlichen Auflösung von 25 m und unterschiedlicher Gittergeometrie zur Verfügung und wurde für die mGROWA-Modellierungen auf das 100 m-Raster übertragen. Dies erfolgte über das Dominanzprinzip entsprechend des häufigsten Grundwasserstands in den 100 m-Rasterzellen. Diese werden nach den in Bug et al. (2020) aufgeführten Beziehungen in einen mittleren Hochstand (Abb. 3-11) und in einen mittleren Niedrigstand (Abb. 3-12) des Grundwassers umgerechnet (vgl. Abb. 2-5). In Schleswig-Holstein sind 37,4 % der Landflächen grundwasserbeeinflusst. Der Großteil der grundwasserbeeinflussten Böden befindet sich in der Elbmarsch und in der Schleswig-Holsteinischen Geest.

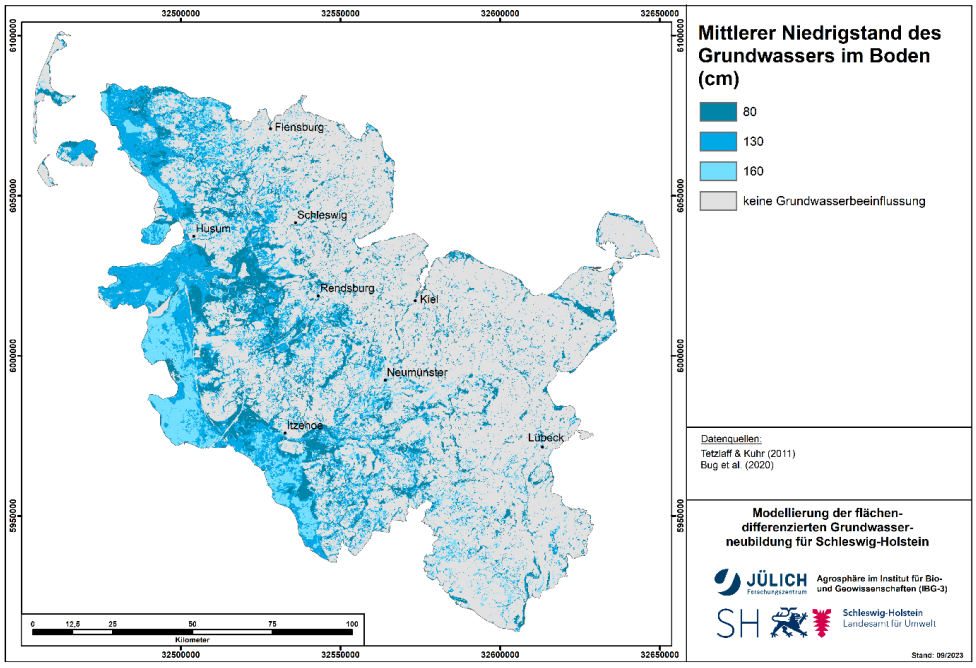


Abbildung 3-11: Mittlerer Niedrigstand des Grundwassers im Boden (MNGW).

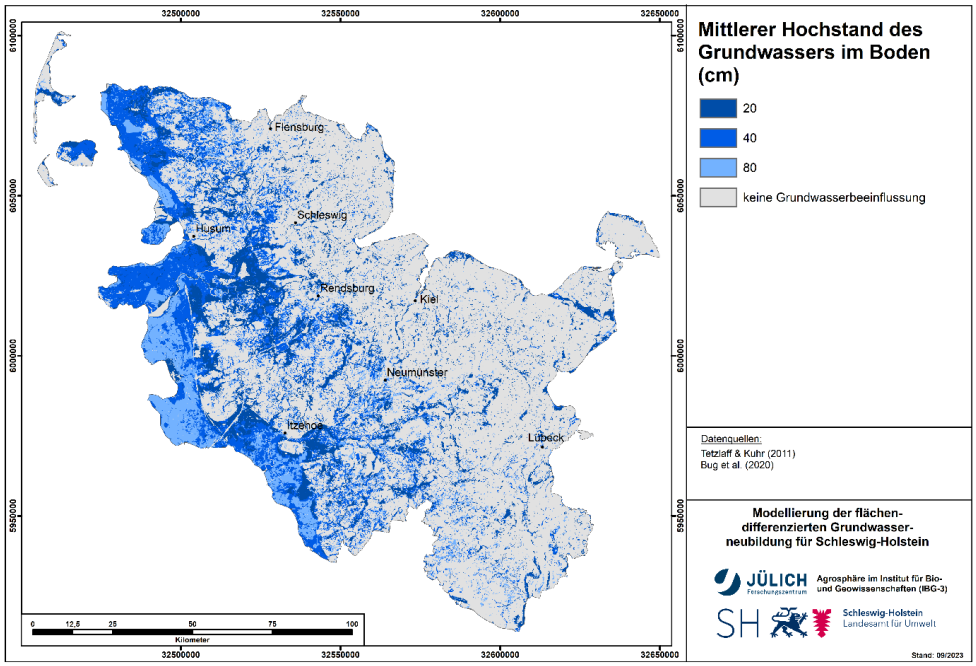


Abbildung 3-12: Mittlerer Hochstand des Grundwassers im Boden (MHGW).

3.7.3 Potenziell dränierte Flächen

Zur Ermittlung der Abflüsse aus Dränagen werden Informationen zur Lage künstlich entwässerter landwirtschaftlicher Nutzflächen benötigt. Hierfür wurde die Karte der potenziell dränierten Flächen von Tetzlaff und Kuhr (2011) verwendet, die Geofaktoren wie Bodenparameter, Landnutzungstyp und Reliefeigenschaften miteinander kombiniert, um dränbedürftige Flächen zu identifizieren. Weitere Informationen zur Ableitung dieses Datensatzes finden sich im Bericht von Tetzlaff und Kuhr (2011). Dieser, in einer räumlichen Auflösung von 25 m vorliegende Datensatz, wurde auf die Rastergeometrie dieses Projektes bezogen. Zusätzlich erfolgte eine Aggregierung auf die Rasterzellengröße von 100 m x 100 m nach dem Dominanzprinzip, d. h. eine Rasterzelle wurde dann als potenziell künstlich entwässert angenommen, wenn sich nach der Aggregation der 25 m-Einzelrasterzellen mehr als 50 % der 100 m-Rasterfläche als potenziell künstlich entwässert herausgestellt hatte (Abb. 3-13). Es ergibt sich eine potenziell dränierte Gesamtfläche von ca. 8.270 km^2, was etwa 55 % der Landfläche entspricht. Als Einbautiefe der Dränagen werden im gesamten Bundesland 80 cm angenommen. Aufgrund der Unterteilung des Modells in 30 cm Bodenschichten wurde die Dränage für die mGROWA-Modellierung auf eine Tiefe von 90 cm gesetzt.

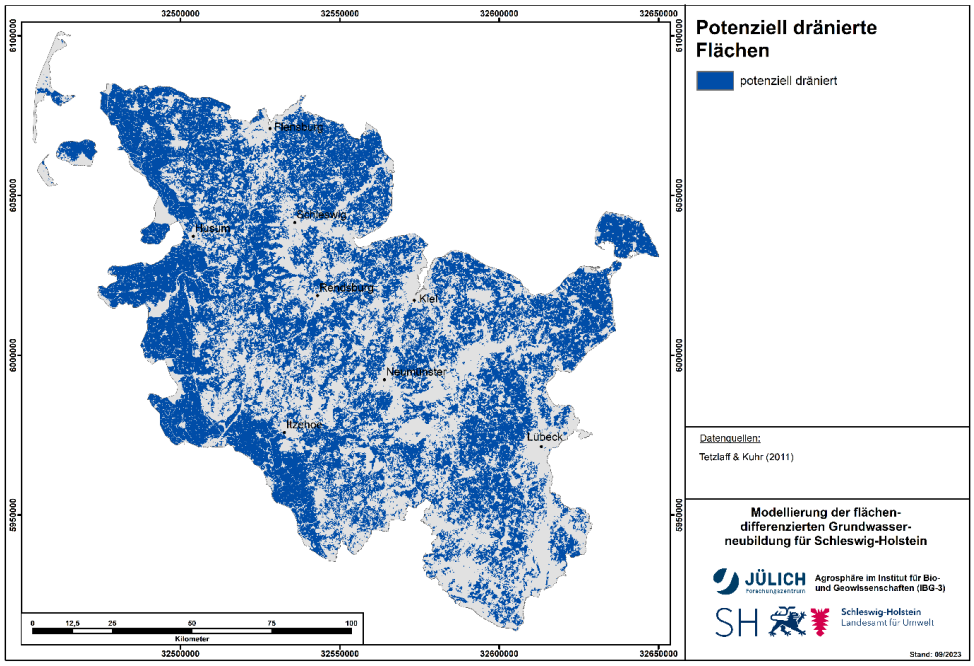


Abbildung 3-13: Potenziell dränierte Flächen.

3.7.4 Staunässe

Die Staunässe beschreibt die Art und den Grad der Vernässung stau- und haftwasserbeeinflusster Böden bezogen auf das gesamte Bodenprofil. Im mGROWA-Modell wird auf den staunässebeeinflussten Böden ein Zwischenabfluss berechnet, außer auf Dränageflächen (s. Kap. 2.6).

Der Datensatz für den Staunässegrad wurde aus den 25 m-Rastern für Vernässungsgrad und Grundwasserstufe von Tetzlaff und Kuhr (2011) abgeleitet. Für Rasterzellen, die sowohl einen Vernässungsgrad als auch oberflächennahes Grundwasser aufweisen, wurde kein Staunässegrad zugewiesen. Für die Rasterzellen mit Vernässungsgrad und ohne Grundwassereinfluss wurde der Staunässegrad als äquivalent zum Vernässungsgrad erachtet. Der Datensatz wurde dann auf das 100 m-Modellraster aggregiert (Abb. 3-14). Es zeigt sich, dass die meisten Flächen mit Staunässeböden im Östlichen Hügelland zu finden sind.

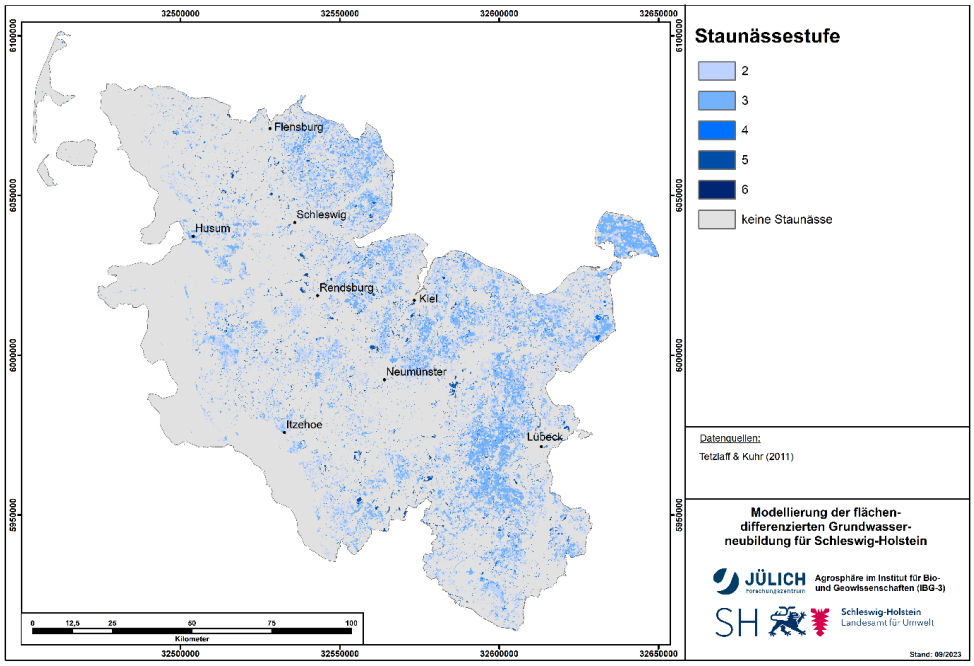


Abbildung 3-14: Staunässestufe.

3.7.5 Feldkapazität

Die Feldkapazität ist bei grundwasser- und staunässefreien Böden das wesentliche Maß für den Wassergehalt, der zwei bis drei Tage nach einer längeren Niederschlagsperiode gegen die Schwerkraft im Boden gehalten werden kann. Die Höhe der Feldkapazität ist in erster Linie abhängig von der Korngrößenverteilung, dem Bodengefüge sowie dem Gehalt an organischer Bodensubstanz. Die vom LfU für die BÜK250 zur Verfügung gestellte Datenbank enthält die Feldkapazität der Bodenschichten für alle Bodenprofile. Abb. 3-15 zeigt die Karte der Feldkapazitäten, gemittelt über alle sieben modellierten Bodenschichten. Der Einfluss der Bodentypen ist deutlich (vgl. Abb. 3-10), insbesondere die sehr hohen Werte der Feldkapazität in den Marschböden im Westen. In der Schleswig-Holsteinischen Geest sind die Werte etwas niedriger als im Östlichen Hügelland.

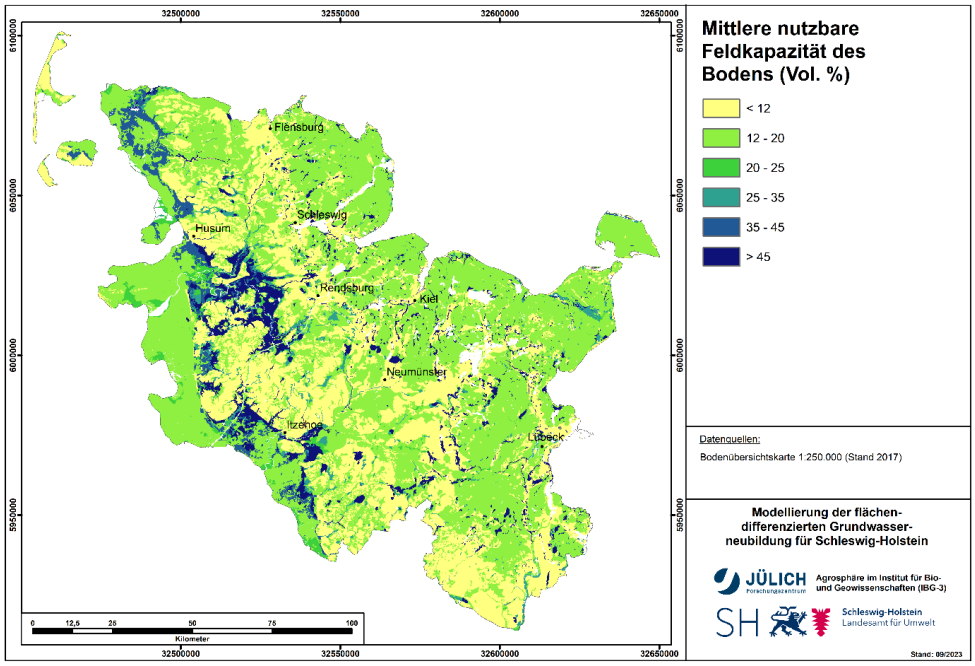


Abbildung 3-15: Mittlere Feldkapazität des Bodens.

3.7.6 Nutzbare Feldkapazität

Die nutzbare Feldkapazität ist bei grundwasser- und staunässefreien Böden das wesentliche Maß für den Wassergehalt eines Bodens, der von den Pflanzen genutzt werden kann. Im Hinblick auf den Wasserhaushalt hat die nutzbare Feldkapazität einen großen Einfluss auf die tatsächliche Evapotranspiration von Standorten. Bodenphysikalisch ist die nutzbare Feldkapazität der Teil der Feldkapazität, der für die Vegetation erreichbar ist und im Boden mit Saugspannungen zwischen pF-Werten von ca. 1,8 - 2,5 (Wassersättigung) und ca. 4,2 (permanenter Welkepunkt) gespeichert wird. Sie errechnet sich je Bodenhorizont aus dem Anteil der Bodenarten bei mittlerer Lagerungsdichte, korrigiert durch volumenprozentuale Abschläge für den Skelettanteil bzw. durch Zuschläge für den Humusgehalt.

Die nutzbare Feldkapazität ist bei Lehm- und Schluffböden, d. h. bei Böden, die einen relativ hohen Mittelporenanteil aufweisen, am größten. Bodenporen mit einem Durchmesser von mehr als 10 µm (Grobporen) können das Bodenwasser nicht kapillar festhalten. Bei Sandböden wird die nutzbare Feldkapazität deshalb durch die geringen Wassergehalte bei Feldkapazität beschränkt. Bei Tonböden wirken sich die hohen Totwasseranteile negativ auf die nutzbare Feldkapazität aus. Bei einer Porengröße unter 0,2 µm (Feinporen) wird das Wasser im Boden durch Adhäsionskräfte so stark im Boden festgehalten, dass die Pflanzenwurzeln es nicht mehr entnehmen können.

Die vom LfU für die BÜK250 zur Verfügung gestellte Datenbank enthält die nutzbare Feldkapazität der Bodenschichten für alle Bodenprofile. Abb. 3-16 zeigt die Karte der nutzbaren Feldkapazität, gemittelt über alle sieben modellierten Bodenschichten. Wie erwartet, sind die räumlichen Muster ähnlich zu denen der Feldkapazität.

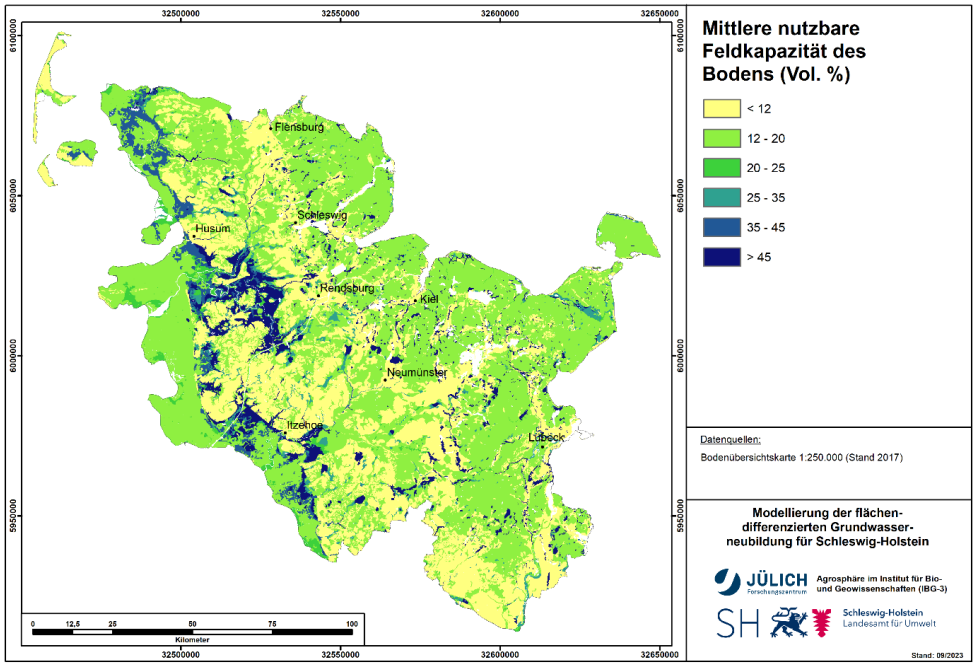


Abbildung 3-16: Mittlere nutzbare Feldkapazität des Bodens.

3.8 Bindige Deckschichten

In der bisherigen GROWA-Modellierung für Schleswig-Holstein (Tetzlaff et al., 2017) wurde der Wasserhaushalt in grundwasserfernen Regionen mit bindigen Deckschichten ohne Einbeziehung der Mächtigkeit der bindigen Deckschichten durchgeführt. Dadurch wurde die Grundwasserneubildungshöhe bei der Modellierung überschätzt.

Aus diesem Grunde wurden die Gebiete mit bindigen Deckschichten in diesem Projekt als eigenständige Gebietseinheit ausgewiesen. Ausgehend von der Beobachtung, dass sich mächtige Geschiebemergel bei Bohrungen und Stichen häufig als „trocken“ darstellen - also ähnlich wie undurchlässige Grundwasserdeckschichten in Festgesteinsregionen - wurde für nicht grundwasserbeeinflusste Rasterzellen mit Geschiebemergel eine Abflussseparationsmethode umgesetzt, die bei der mGROWA-Modellierung ansonsten nur in Festgesteinsregionen zur Anwendung kommt. Konkret wird angenommen, dass die Prozesse der Grundwasserneubildung in Gebieten, die durch bindige Deckschichten dominiert werden, ähnlich ablaufen wie in Flächen, die durch Festgesteine dominiert werden. Folglich werden bei diesen Standortbedingungen Base-Flow-Indizes zugewiesen, die angeben, welcher Anteil des Sickerwassers, das die unterste modellierte Bodenschicht passiert hat, zu Dränabfluss bzw. natürlichem Zwischenabfluss wird, und welcher Anteil zur Grundwasserneubildung beiträgt.

Das Raster der BFI-Werte basiert auf einem Datensatz der Mächtigkeit der bindigen Deckschichten in Schleswig-Holstein. Im Rahmen einer Studie zur Ermittlung der Nitrateinträge in das Grundwasser wurde dieser Datensatz vom Kunkel und Wendland (2020) wie folgt abgeleitet: Gebiete mit bindigen Deckschichten wurden aus der vom LfU erstellten WRRL-Karte 2003 „Verbreitung bindiger Deckschichten an der Oberfläche“ entnommen. Die Ermittlung der Sickerstrecke in den Grundwasserdeckschichten bis zur Grundwasseroberfläche erfolgte auf Basis der Differenz der Topographie der Geländeoberfläche und der Oberfläche des Oberen Aquifers aus Tetzlaff et al. (2017). Die effektive Mächtigkeit der Deckschicht (oberhalb des

Grundwasserleiters) wurde dann aus der Mächtigkeit der Deckschicht und der Lage des Grundwasserspiegels abgeleitet. Das aus diesem Projekt abgeleitete Raster der effektiven Mächtigkeit der Deckschicht ist in Abb. 3-17 wiedergegeben.

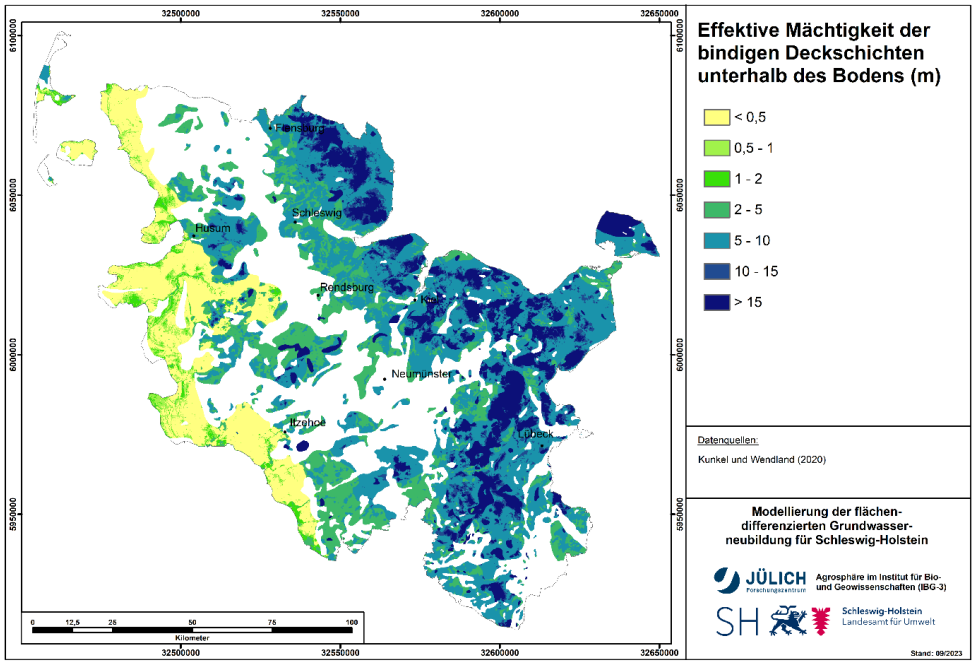


Abbildung 3-17: Effektive Mächtigkeit der bindigen Deckschichten unterhalb des Bodens.

3.9 Relevante Standorteigenschaften zur Separation des Gesamtabflusses

Abb. 3-18 zeigt die im Rahmen der mGROWA-Modellierungen verwendete räumliche Verteilung der für die Separation des Gesamtabflusses in die Komponenten des Direktabflusses und der Grundwasserneubildung relevanten Standorteigenschaften (s. Kap. 2.6). Alle abflussrelevanten Standorteigenschaften können generell auch in Kombination mit Versiegelungsgraden vorkommen. Ist der Versiegelungsgrad größer Null, wird vor der weiteren Abflussseparation zunächst anteilig der urbane Direktabfluss abgetrennt (s. Kap. 2.3.2).

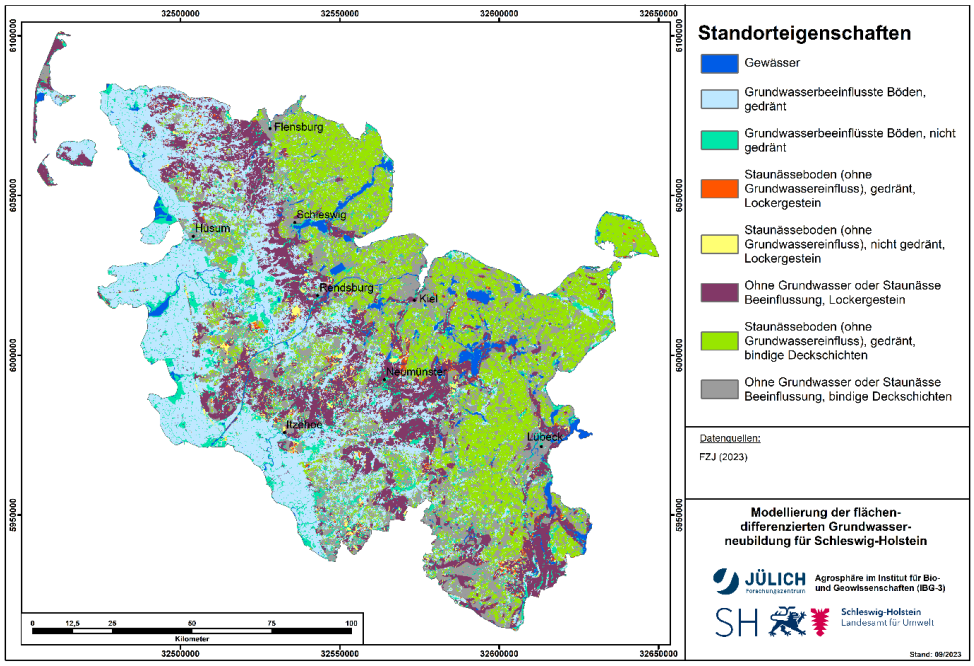


Abbildung 3-18: Für die Separation des Gesamtabflusses in die Direktabflusskomponenten und die Grundwasserneubildung relevante Standorteigenschaften.

3.10 Abflussdaten und Einzugsgebietsabgrenzungen

Für eine hinreichende Kalibrierung des mGROWA-Modells sowie eine abschließende Validierung der Modellergebnisse ist es notwendig, auf die gemessenen Abflusswerte von möglichst vielen Teileinzugsgebieten zurückgreifen zu können. Um die Eignung des Modells für unterschiedliche Landnutzungen, pedologische und topographische Eigenschaften nachzuweisen, sollte bei der Auswahl der betrachteten Einzugsgebiete eine möglichst große Anzahl angestrebt werden.

Das LfU stellte dem FZJ Abflussdaten für 145 Abflussstationen in Schleswig-Holstein mit täglichen Abflusswerten für den Zeitraum 01.01.1981 - 19.05.2021 zur Verfügung. Um aus diesem Datenpool die für die Validierung des mGROWA-Modells geeigneten pegelbezogenen Einzugsgebiete auszuwählen, wurden in einem ersten Schritt Datenlücken in den Abflusswerten von weniger als 30 Tagen durch lineare Interpolation gefüllt. Dann wurde für jede Station die längste Anzahl von hydrologischen Jahren mit ununterbrochenen Daten ermittelt und die Stationen mit Datenreihen von weniger als 10 Jahren verworfen. Anhand dieser Kriterien wurden 20 Stationen für die Auswertung aussortiert.

Für die übrigen 125 Stationen wurden - sofern vorhanden - bereits abgegrenzte Einzugsgebiete aus Tetzlaff et al. (2017) verwendet. Für die wenigen Pegel, für die bisher kein Einzugs-

gebiet abgegrenzt worden war, wurden die entsprechenden Einzugsgebiete anhand des digitalen Höhenmodells, einer Shape-Datei mit Wasserlinien und Satellitenbildern abgeleitet. In Tabelle 3-5 sind alle Stationen aufgeführt, die im Zuge der Analyse aussortiert wurden.[3]

Tabelle 3-5: Für die Modellvalidierung aussortierte Einzugsgebiete.

Stationen	**Grund für den Ausschluss**
111057, 111058, 114399, 114416, 114582, 114583, 114593, 114606, 114611, 114614, 114615, 114616, 114621, 114631, 114633, 114634, 114636, 114638, 114644, 114645	Weniger als 10 Jahre kontinuierliche Daten verfügbar.
114126, 114198, 114235	Ein wesentlicher Teil der Einzugsgebiete liegt außerhalb Schleswig-Holsteins.
114383	Die zur Ableitung der Einzugsgebiete verwendeten Datensätze enthielten widersprüchliche Informationen.
114422, 114440	Es besteht eine Flussverzweigung vor der Abflussstation.
114564	Die Station liegt an einem Ende des Oldenburger Grabens, der durch Ost-Holstein fließt und Teile der Ostsee verbindet. Daher ist es schwierig, das Einzugsgebiet zu definieren.
111112	Die Station liegt an einer Spülschleuse.
114079, 114324	Erhebliche Wasserentnahmen in relativ kleinen Einzugsgebieten. Die Hypothese, dass diese Einzugsgebiete stark anthropogen beeinflusst sind, wird durch den geringen „*rainfall-runoff*"-Koeffizienten in den Einzugsgebieten gestützt.
114105, 114145	Wie in Landesamt für Natur und Umwelt des Landes (2002) berichtet fließt ein erheblicher Teil des Netto-Gesamtabflusses unterirdisch aus dem Einzugsgebiet ab.
114246	Ein Vergleich mit benachbarten Einzugsgebieten mit ähnlichen Eigenschaften deutet darauf hin, dass es unwahrscheinlich ist, dass der beobachtete mittlere Abflusswert den simulierten Netto-Gesamtabfluss aus dem Einzugsgebiet widerspiegelt.

Für die Auswertung des Gesamtabflusses sind die 112 verbleibenden Stationen und deren zugehörige Einzugsgebiete in Abb. 3-19 dargestellt. Die Einzugsgebiete decken einen guten Teil des Landes ab, jedoch stehen in der westlichen Region deutlich weniger Einzugsgebiete für die Modellvalidierung zur Verfügung.

[3] Für das Einzugsgebiet, das der Station 114546 entspricht, ergab eine Analyse der beobachteten Abflüsse im Vergleich zu den entsprechenden klimatischen Inputs, dass die Abflusswerte für die hydrologischen Jahre 2014 und 2015 als unzuverlässig anzusehen sind. Da dies das größte Einzugsgebiet ist, für das Daten für die Validierung zur Verfügung standen, wird es als wichtiges Einzugsgebiet für die Modellvalidierung angesehen. Daher wurden diese beiden Jahre aus den Zeitreihen entfernt und die Validierung wurde mit den Daten für die 9 hydrologischen Jahre vor und 5 Jahre nach diesem Zeitraum abgeschlossen.

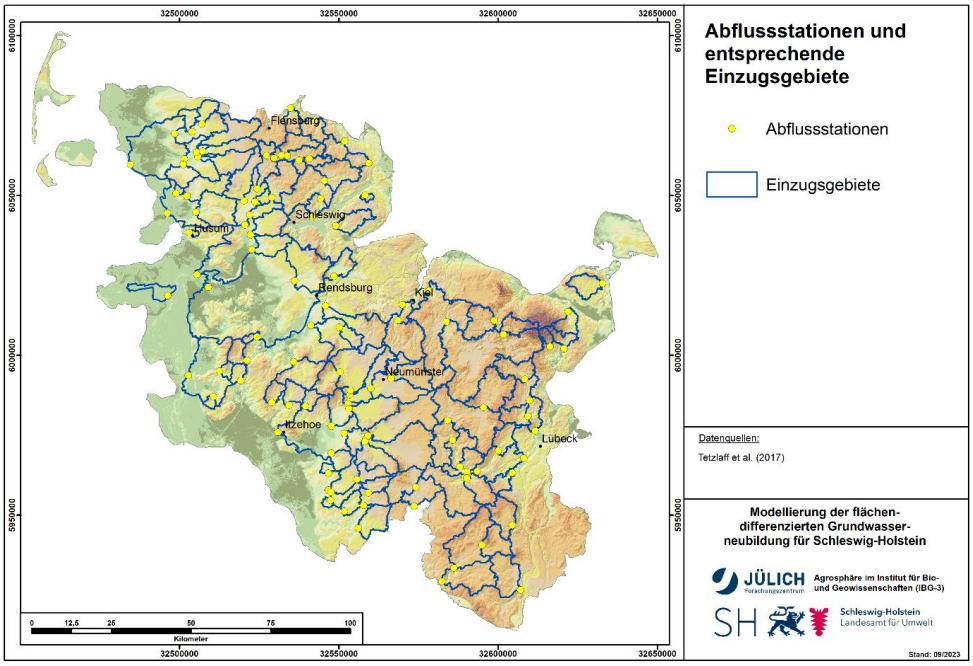


Abbildung 3-19: Zur Abflussvalidierung geeignete pegelbezogene Einzugsgebiete.

4 Modellergebnisse

4.1 Übersicht zu den Modellergebnissen

Die Modellierung des Wasserhaushalts mit dem Modell mGROWA erfolgte flächendifferenziert nach der in Kap. 2 beschriebenen Vorgehensweise. Quantifiziert wurden die folgenden Wasserhaushaltsgrößen:

- Tatsächliche Evapotranspiration
- Gesamtabfluss
- Sickerwasser
- Direktabfluss:
  - *Oberflächenabfluss*
  - *Direktabfluss aus urbanen Flächen*
  - *Abfluss über Dränagen*
  - *Natürlicher Zwischenabfluss*
- Grundwasserneubildung

mGROWA ermittelt die Wasserhaushaltsparameter für jede der ca. 1,56 Millionen Rasterzellen in täglichen Zeitschritten. Abb. 4-1 zeigt beispielhaft wichtige Eingangs- und Ausgangsgrößen als Zeitreihen im Verlauf eines Jahres für eine Rasterzelle.

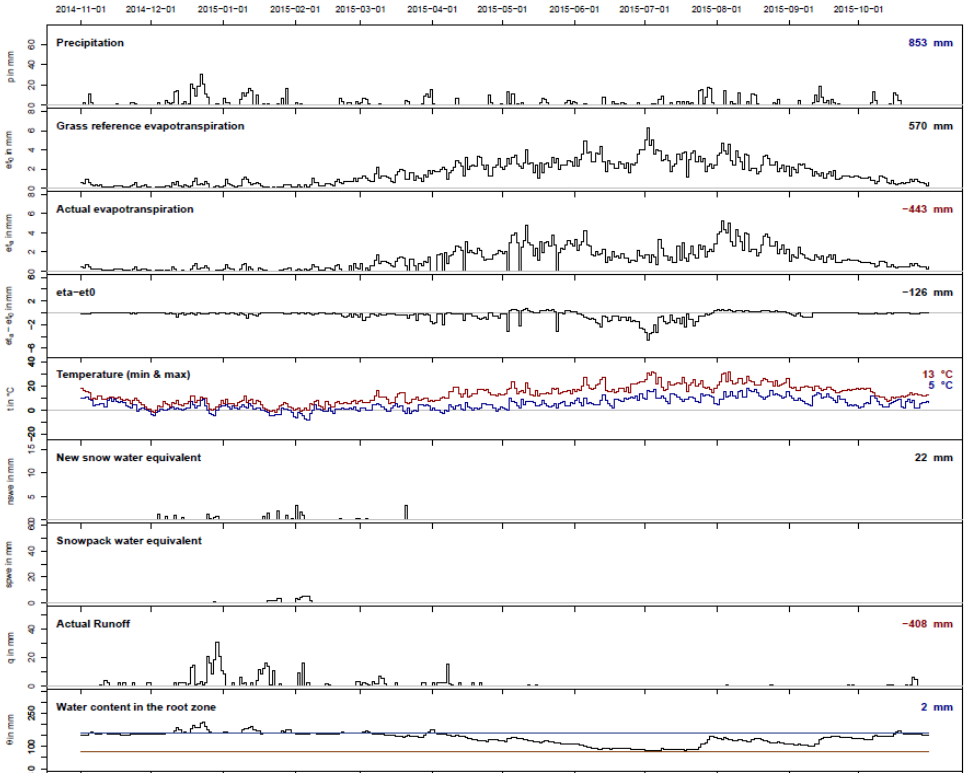


Abbildung 4-1: mGROWA-Ergebnisse für eine beispielhaft ausgewählte Rasterzelle als Zeitreihen in Tagesschritten.

Die mGROWA-Modellergebnisse in den folgenden Abschnitten werden als langjährige Mittelwerte (1991-2020) dargestellt. Die gleichen Abbildungen für die Zeiträume 1971-2000 und 1981-2010 befinden sich im Appendix A.

4.2 Tatsächliche Evapotranspiration

Mit Werten von mehr als 600 mm/a tritt die höchste tatsächliche Evapotranspiration in der Periode 1991-2020 in der Marschregion an der Westküste auf (Abb. 4-2). Hauptgrund dafür ist die Grundwasserbeeinflussung der Marschböden (vgl. Abb. 3-11 und 3-12), die dazu führt, dass durch den kapillaren Aufstieg und die direkte Evapotranspiration aus dem Grundwasser eine hohe Wassermenge für den Verdunstungsprozess zur Verfügung steht. Für die anderen Landschaftsräume Schleswig-Holsteins liegt die tatsächliche Evapotranspiration zwischen 400 und 600 mm/a, wobei regional keine offensichtlichen Trends erkennbar sind. Dies ist dadurch bedingt, dass sich Standortbedingungen, die eine hohe tatsächliche Evapotranspiration begünstigen, und Standortbedingungen, die eine geringe tatsächliche Evapotranspiration begünstigen, in ihrer Wirkung ausgleichen. So ist das Wasserspeichervermögen der Böden im Östlichen Hügelland zwar höher als in der Geest, jedoch sind die Niederschlagshöhen (Abb. 3-3) dort geringer. Kleinräumige Bereiche mit tatsächlichen Evapotranspirationshöhen unter 400 mm/a zeigen sich landesweit ausschließlich in Gebieten mit einem hohen Anteil an versiegelter Fläche, vor allem in den Städten. Das räumliche Mittel der mittleren jährlichen tatsächlichen Evapotranspiration für die Periode 1991-2020 beträgt 488 mm.

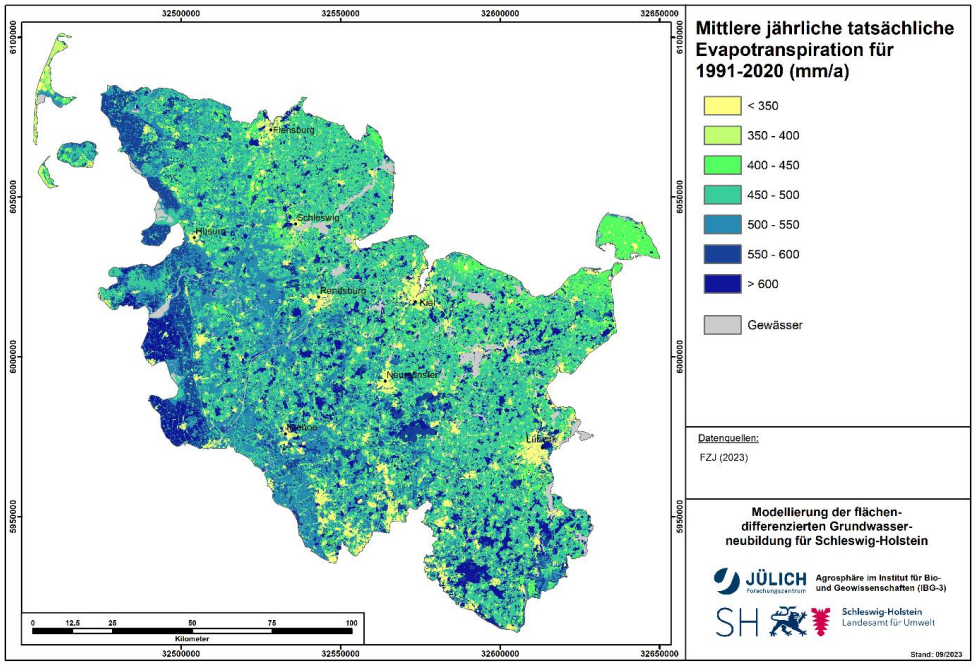


Abbildung 4-2: Mittlere jährliche tatsächliche Evapotranspiration (1991-2020).

4.3 Gesamtabfluss

Wie bereits in Kap. 2.6 ausgeführt, wird beim Gesamtabfluss in Netto-Gesamtabfluss und Brutto-Gesamtabfluss unterschieden. Während der Netto-Gesamtabfluss (Abb. 4-3) den gesamten erzeugten Gesamtabfluss abzüglich der dem Modellelement vertikal zufließenden Wassermenge in den Bilanzraum aus dem Grundwasser beschreibt, stellt die Brutto-Gesamtabflusshöhe (Abb. 4-4) den Gesamtabfluss dar, der auf einer Zelle ohne Anrechnung des kapillaren Aufstiegs und der direkten Evapotranspiration aus dem Grundwasser gebildet wird. Während der Netto-Gesamtabfluss für die Validierung des Wasserhaushaltsmodells an Pegeln verwendet wird, ist der Brutto-Gesamtabfluss entscheidend für die Abflussseparation. Die höchsten Werte des Netto-Gesamtabflusses (Abb. 4-3) finden sich mit Werten, die oft mehr als 350 mm/a betragen, in der Schleswig-Holsteinischen Geest. Im Westen, d. h. in der Marschregion, sind die Gesamtabflusshöhen aufgrund der höheren tatsächlichen Evapotranspiration mit Werten zwischen 100 und 300 mm/a geringer. Im Östlichen Hügelland sorgen geringere Niederschlagsmengen und eine höhere tatsächliche Evapotranspiration dafür, dass die Werte für den Netto-Gesamtabfluss häufig unter 200 mm/a liegen. Das räumliche Mittel des mittleren jährlichen Netto-Gesamtabflusses für die Periode 1991-2020 beträgt 330 mm.

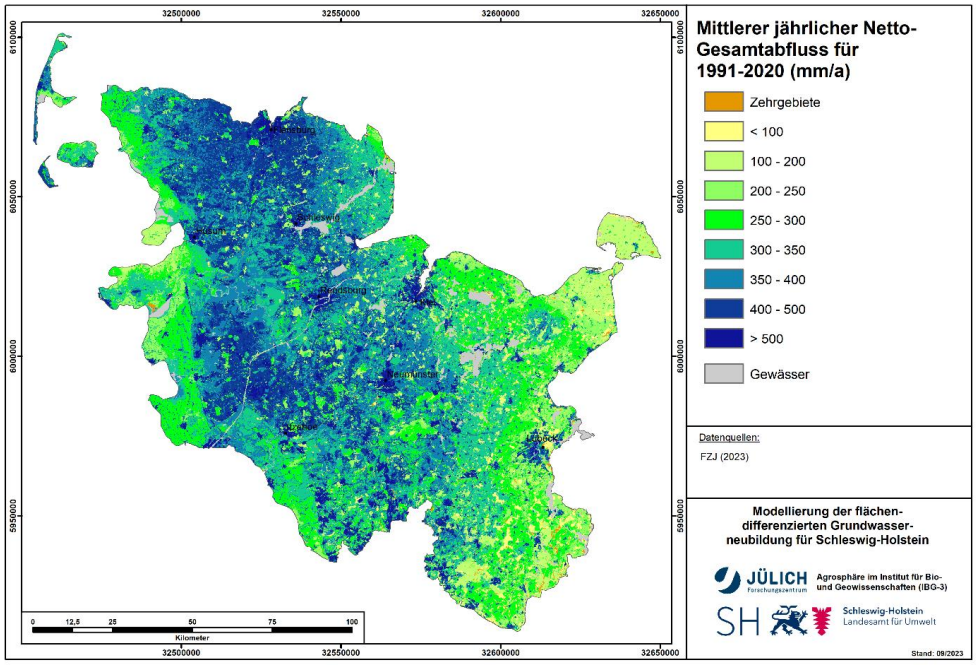


Abbildung 4-3: Mittlerer jährlicher Netto-Gesamtabfluss (1991-2020). Dieser entspricht dem auf einer Zelle gebildeten Abfluss abzüglich der dem Modellelement vertikal zufließenden Wassermenge aus dem Grundwasser ($q_{e,gw}$). Der mittlere jährliche Netto-Gesamtabfluss wird für die Validierung des modellierten Gesamtabflusses an pegelbezogenen Einzugsgebieten verwendet.

Wie die Karte des Brutto-Gesamtabflusses (Abb. 4-4) zeigt, sind die ausgewiesenen Werte bei grundwasserfernen Standorten identisch mit dem Netto-Gesamtabfluss (Abb. 4-3). Nur bei grundwasserbeeinflussten Flächen (vgl. Kap. 3.7.2) weichen die Werte voneinander ab. So übersteigen die Werte des Brutto-Gesamtabflusses in der Marschregion oftmals 450 mm/a. Das räumliche Mittel des mittleren jährlichen Brutto-Gesamtabflusses für die Periode 1991-2020 beträgt 371 mm.

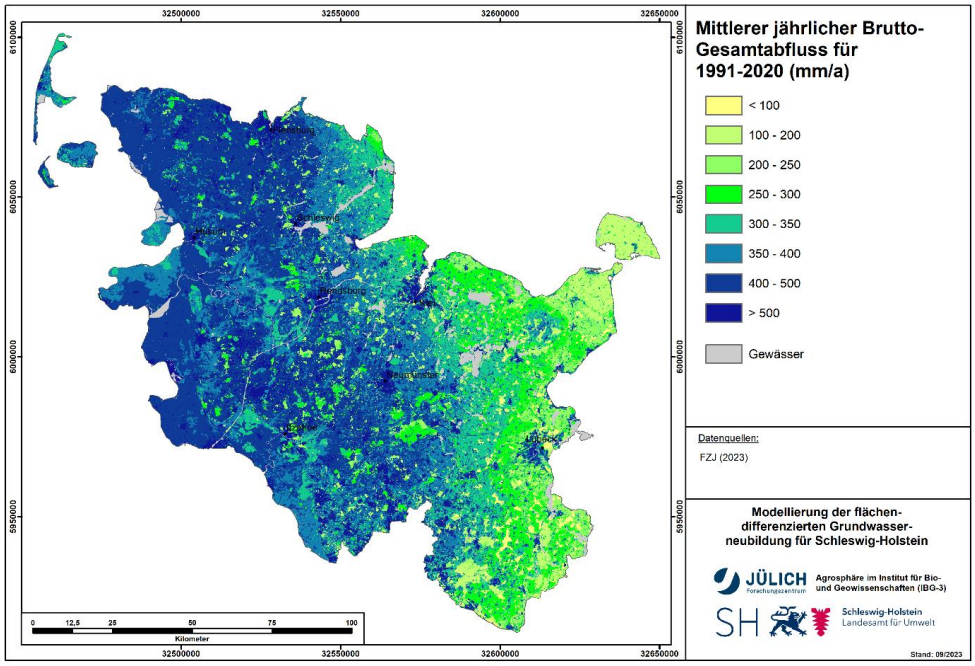


*Abbildung 4-4: Mittlerer jährlicher Brutto-Gesamtabfluss (1991-2020). Dieser entspricht dem auf einer Zelle gebildeten Abfluss **ohne** Anrechnung der vertikal zufließenden Wassermenge aus dem Grundwasser. Der mittlere jährliche Brutto-Gesamtabfluss wird für die Separation des Gesamtflusses in die Abflusskomponenten verwendet. Auf grundwasserfernen Standorten entspricht der Brutto-Gesamtabfluss dem Netto-Gesamtabfluss (Abb. 4-3).*

4.4 Oberflächenabfluss

Abb. 4-5 zeigt die Rasterzellen, in denen es eine Oberflächenabflusskomponente für Flächen mit einer hydraulischen Anbindung an das Gewässernetz gibt. Die Größenordnung des mittleren jährlichen Oberflächenabflusses auf diesen Flächen liegt meist unter 10 mm/a. Oberflächenabfluss wird nur auf 6,2 % der Fläche Schleswig-Holsteins gebildet, am häufigsten im Östlichen Hügelland aufgrund des höheren Reliefs.

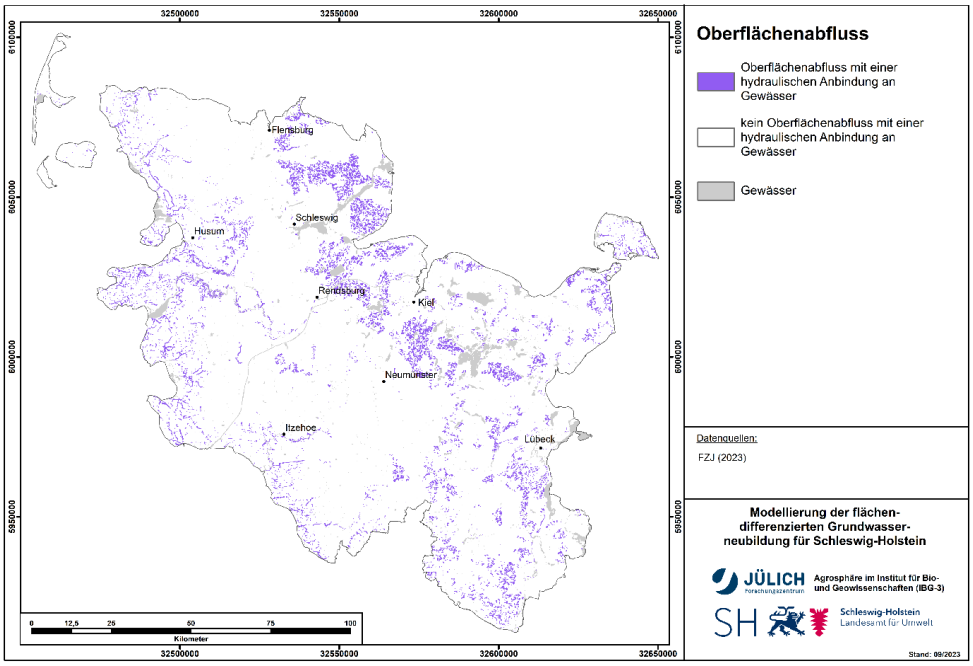


Abbildung 4-5: Oberflächenabfluss von Teilflächen, die an das Gewässernetz angebunden sind (1991-2020).

4.5 Urbaner Direktabfluss

Nach dem in Kap. 2.6 beschriebenen Berechnungsansatz wird die tatsächliche Evapotranspiration bzw. die Abflussbildung in urbanen Flächen mit Hilfe von zwei unterschiedlich definierten Speicherfunktionen simuliert. Zum einen wird die tatsächliche Evapotranspiration bzw. die Abflussbildung für den unversiegelten Anteil (Boden mit Vegetation oder freie Wasseroberfläche) berechnet. Zum anderen wird die tatsächliche Evapotranspiration bzw. die Abflussbildung für versiegelte Flächen berechnet. In der Konsequenz wird der Wasserhaushalt auf einer relativ großen Anzahl von Rasterzellen entsprechend des durch den Versiegelungsgrad vorgegebenen Flächenverhältnisses anteilig aus zwei Teilergebnissen zusammengesetzt.

Abb. 4-6 zeigt den mittleren jährlichen urbanen Direktabfluss nur für den Anteil der Abflussbildung, der von den versiegelten Flächen stammt. Der urbane Direktabfluss kann in einigen stark versiegelten innerstädtischen Gebieten mehr als 300 mm/a erreichen, in den für Schleswig-Holstein typischen schwach versiegelten ländlichen Gebieten liegt er jedoch in der Regel unter 100 mm/a.

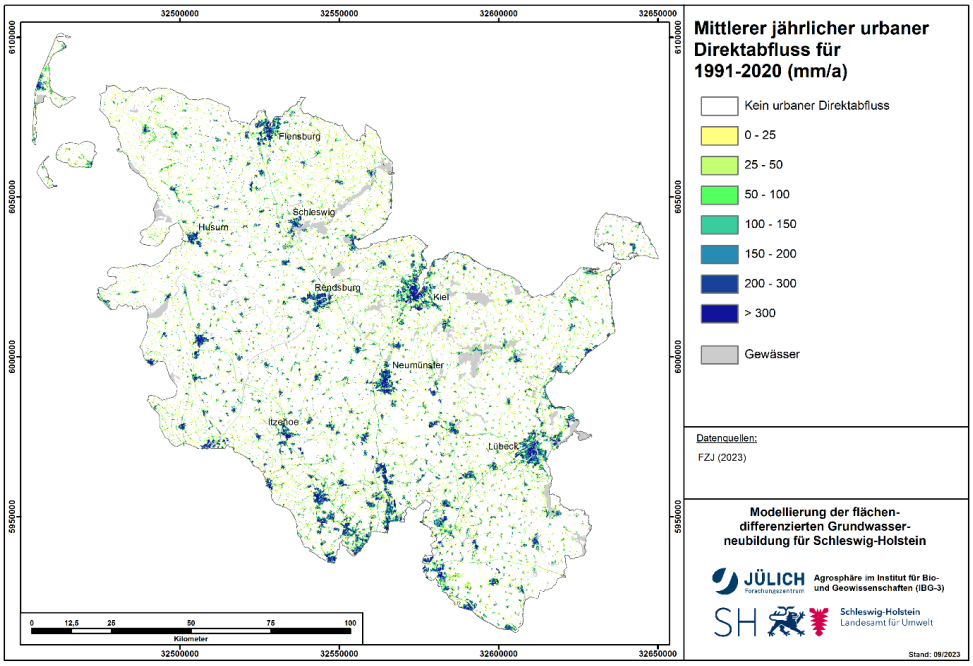


Abbildung 4-6: Mittlerer jährlicher urbaner Direktabfluss (1991-2020).

4.6 Sickerwasserhöhe

Die Sickerwasserhöhe errechnet sich aus dem Brutto-Gesamtabfluss (Abb. 4-4) minus dem Oberflächenabfluss (Kap. 4.3) und dem urbanen Direktabfluss (Abb. 4-6). Da die Werte für den mittleren jährlichen Oberflächenabfluss und den urbanen Direktabfluss in den meisten Gebieten Schleswig-Holsteins im Vergleich zum Brutto-Gesamtabfluss gering sind, weicht die mittlere jährliche Sickerwasserhöhe nur leicht vom Brutto-Gesamtabfluss ab. Aus diesem Grund wird auf eine Karte und Beschreibung der räumlichen Verteilung der Sickerwasserhöhe in diesem Bericht verzichtet.

4.7 BFI-Werte

Wie in Kap. 2.3 beschrieben, wird im mGROWA-Modell in der gesamten ungesättigten Zone die Wasserbewegung in vertikaler Richtung bilanziert. Per Definition trägt in diesem Fall das gesamte Sickerwasser, das die unterste Modellschicht verlässt, zur Grundwasserneubildung bei, wenn die Grundwasseroberfläche erreicht wurde. Für eine Reihe von Standortbedingungen wird der Gesamtabfluss jedoch anhand von BFI-Werten in die Direktabflusskomponenten und die Grundwasserneubildung separiert.

4.7.1 BFI-Werte für bindige Deckschichten

Wie in Kap. 2.6 ausgeführt, wurde die Modellierung des Wasserhaushalts in bindigen Deckschichten so modifiziert, dass die Abflussseparation basierend auf BFI-Werten erfolgte, die den prozentualen Anteil der Brutto-Grundwasserneubildung am Brutto-Gesamtabfluss angeben. Die Ausweisung der BFI-Werte erfolgte auf der Grundlage der effektiven Mächtigkeit der

bindigen Deckschichten (vgl. Abb. 3-17), wobei der BFI-Wert mit abnehmender Mächtigkeit der bindigen Deckschicht zunimmt (d. h., es ergibt sich ein höherer Anteil der Grundwasserneubildung am Gesamtabfluss). Die BFI-Werte der bindigen Deckschichten wurden in der Modellierung mit dem Ziel kalibriert, bei der Validierung der modellierten Grundwasserneubildungshöhen eine möglichst gute Modellanpassung an den Basisabfluss sicherzustellen (vgl. Kap. 4.10.2).

Bei der Kalibrierung auf der Grundlage der effektiven Mächtigkeit der bindigen Deckschichten ergaben sich die in Abb. 4-7 dargestellten BFI-Werte. Flächen mit einer Mächtigkeit der Deckschichten von weniger als 2 m wurde kein BFI zugewiesen. Bei Mächtigkeiten von 2 – 5 m wurde ein BFI von 0,60, bei Mächtigkeiten von 5 - 20 m ein BFI von 0,42 und bei Mächtigkeiten > 20 m wurde ein BFI von 0,25 zugewiesen. Flächen mit oberflächennahem Grundwasser (vgl. Abb. 3-11 und 3-12) wurden keine BFI-Werte zugewiesen. Die Fläche in Schleswig-Holstein, auf der BFI-Werte für bindige Deckschichten definiert wurden entspricht - nach Ausschluss der vom Grundwasser beeinflussten Flächen - 43 % der gesamten Landesfläche.

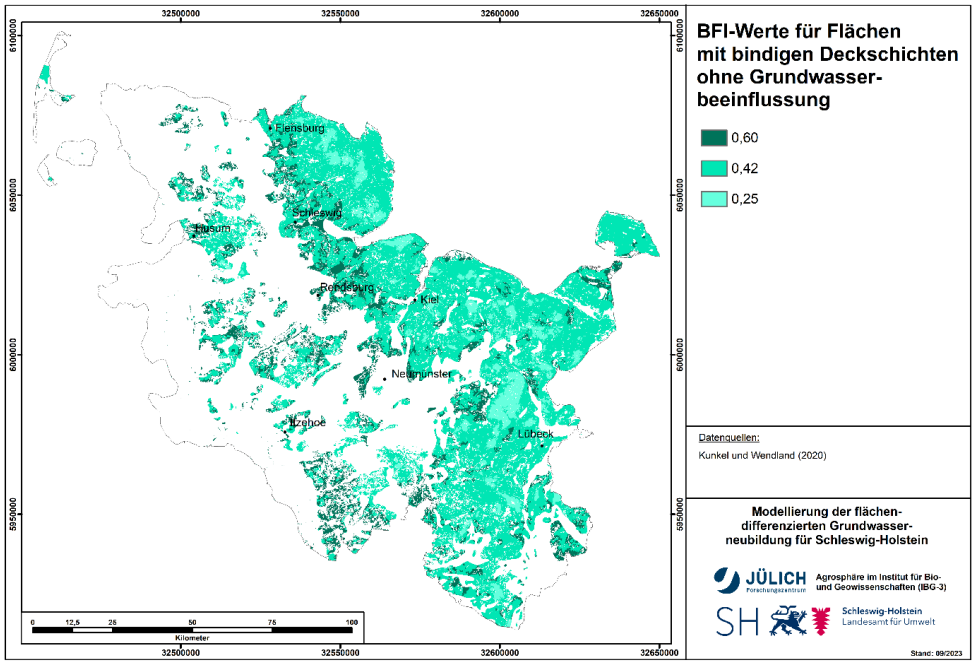


Abbildung 4-7: Zugewiesene BFI-Werte für Flächen mit bindigen Deckschichten ohne Grundwasserbeeinflussung.

4.7.2 BFI-Werte für sonstige Flächen

Für die Flächen ohne bindige Deckschichten wurden BFI-Werte für undränierte Standorte mit Staunässeeinfluss sowie für grundwasserferne Standorte mit einer Hangneigung auf der Grundlage des Staunässegrades und des Neigungsgrades ausgewiesen. Die räumliche Verteilung dieser BFI-Werte ist in Abb. 4-8 dargestellt.

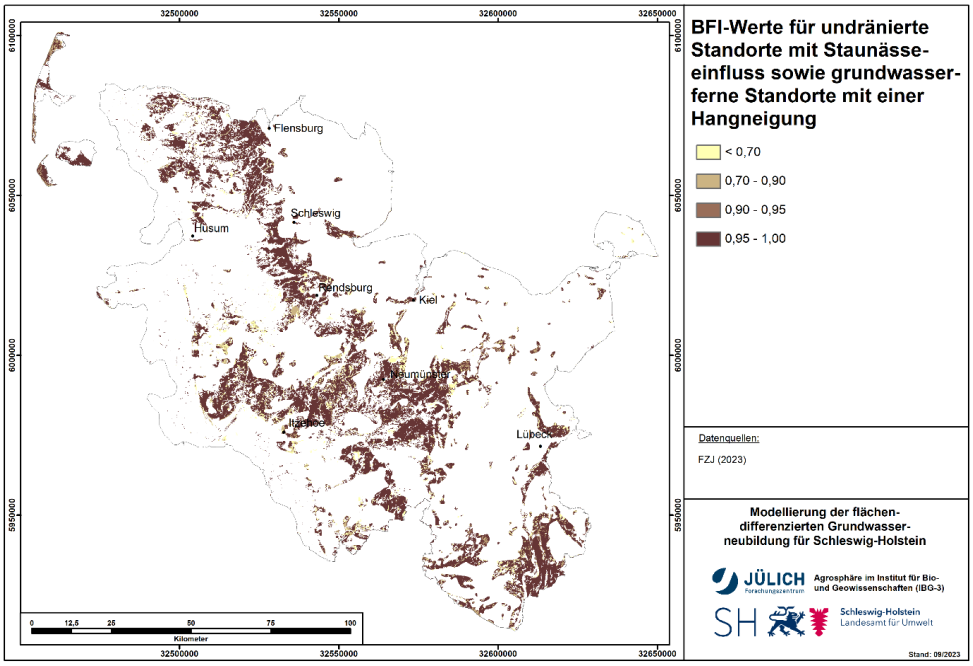


Abbildung 4-8: Base-Flow-Index (BFI) für Flächen ohne bindige Deckschichten und ohne Grundwasserbeeinflussung.

4.8 Grundwasserneubildung

Basierend auf den Standorteigenschaften (Abb. 3-18) und den damit einhergehenden BFI-Werten (Abb. 4-7 und 4-8) wird der Gesamtabfluss in verschiedene Direktabflusskomponenten und die Grundwasserneubildung separiert.

Auf grundwasserbeeinflussten Standorten können in der Jahresbilanz negative Grundwasserneubildungshöhen auftreten, d. h. es findet eine Grundwasserzehrung statt, wenn die hauptsächlich im Winterhalbjahr stattfindende Sickerwasserbewegung geringer ist als der hauptsächlich im Sommerhalbjahr stattfindende kapillare Aufstieg in die Wurzelzone und die direkte Evapotranspiration aus dem Grundwasser. Viele der grundwasserbeeinflussten Standorte sind dräniert. In der langjährigen Jahresbilanz kann die verdunstende Wassermenge auch dort durch kapillaren Aufstieg die Niederschlagshöhe übersteigen.

Dies bedeutet aber nicht, dass es auf grundwasserbeeinflussten Standorten im Jahresverlauf nicht doch phasenweise zu einer Grundwasserneubildung kommen kann, speziell wenn der Grundwasserstand in den Sommermonaten abgesunken ist. Aus diesem Grund wird bei der Grundwasserneubildung bei grundwasserbeeinflussten Standorten in Netto-Grundwasserneubildung und Brutto-Grundwasserneubildung unterschieden (vgl. Kap. 2.6).

In die Berechnung der Netto-Grundwasserneubildung (Abb. 4-9) wird der kapillare Aufstieg und die direkte Evapotranspiration aus dem Grundwasser auf grundwasserbeeinflussten Standorten einbezogen. Die Brutto-Grundwasserneubildung (Abb. 4-10) entspricht der Wassermenge, die dem Grundwasser tatsächlich zuströmt. Der kapillare Aufstieg und die direkte Evapotranspiration aus dem Grundwasser sind auf grundwasserbeeinflussten Standorten in dieser Betrachtung nicht berücksichtigt. Zu beachten ist, dass keine Modellierung der Grundwasserneubildungsraten für Rasterzellen, die Gewässern entsprechen, durchgeführt wurde.

Die mittlere jährliche Netto-Grundwasserneubildung ist in der Schleswig-Holsteinischen Geest am höchsten. Dies liegt vor allem daran, dass in dieser Region weniger oberflächennahes Grundwasser vorhanden ist und die BFI-Werte aufgrund des Fehlens flächenhaft verbreiteter bindiger Deckschichten relativ hoch sind. In der westlichen Elbmarsch ist der Brutto-Gesamtabfluss zwar am höchsten (vgl. Abb. 4-4), aber die Netto-Grundwasserneubildung ist aufgrund der Verdunstung aus oberflächennahem Grundwasser und aufgrund der künstlichen Entwässerung eines wesentlichen Teils des erzeugten Gesamtabflusses reduziert. Im Östlichen Hügelland ist der Gesamtabfluss aufgrund der klimatischen Bedingungen mit geringeren Jahresniederschlägen und höherer potenzieller Evapotranspiration generell geringer als in der Geest. Außerdem trägt ein kleinerer Teil des Sickerwassers in dieser Region wegen der geringeren Durchlässigkeit der bindigen Deckschichten zur Grundwasserneubildung bei. Das räumliche Mittel der mittleren jährlichen Netto-Grundwasserneubildung für 1991-2020 beträgt 151 mm/a, während die Brutto-Grundwasserneubildung 192 mm/a beträgt.

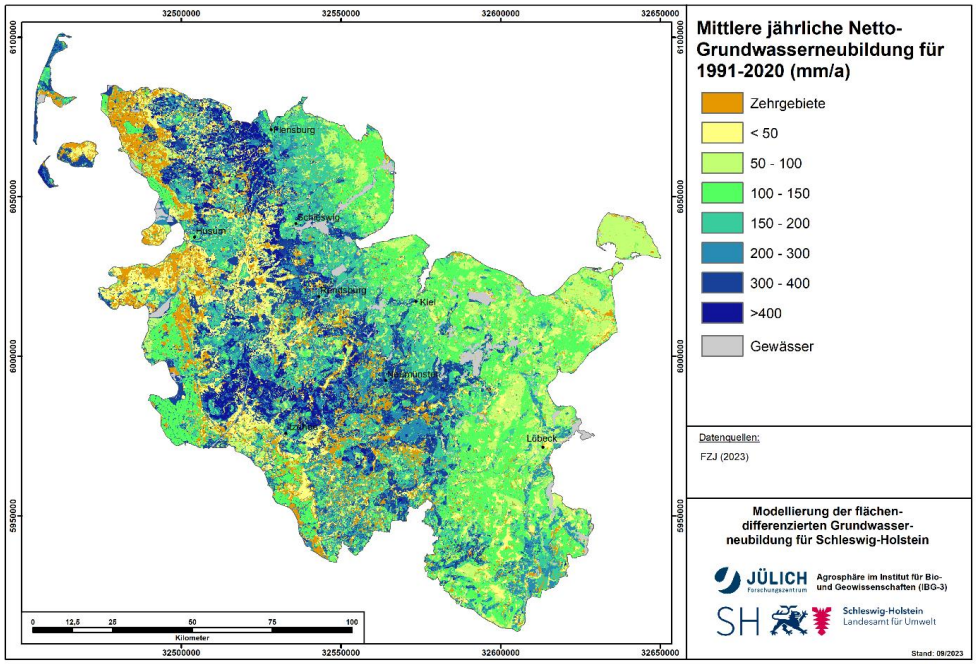


Abbildung 4-9: Mittlere jährliche Netto-Grundwasserneubildung (1991-2020). Diese entspricht der auf einer Zelle gebildeten Grundwasserneubildung abzüglich der dem Modellelement vertikal zufließenden Wassermenge aus dem Grundwasser ($q_{e,gw}$). Die mittlere jährliche Netto-Grundwasserneubildung wird für die Validierung der modellierten Grundwasserneubildung an pegelbezogenen Einzugsgebieten verwendet.

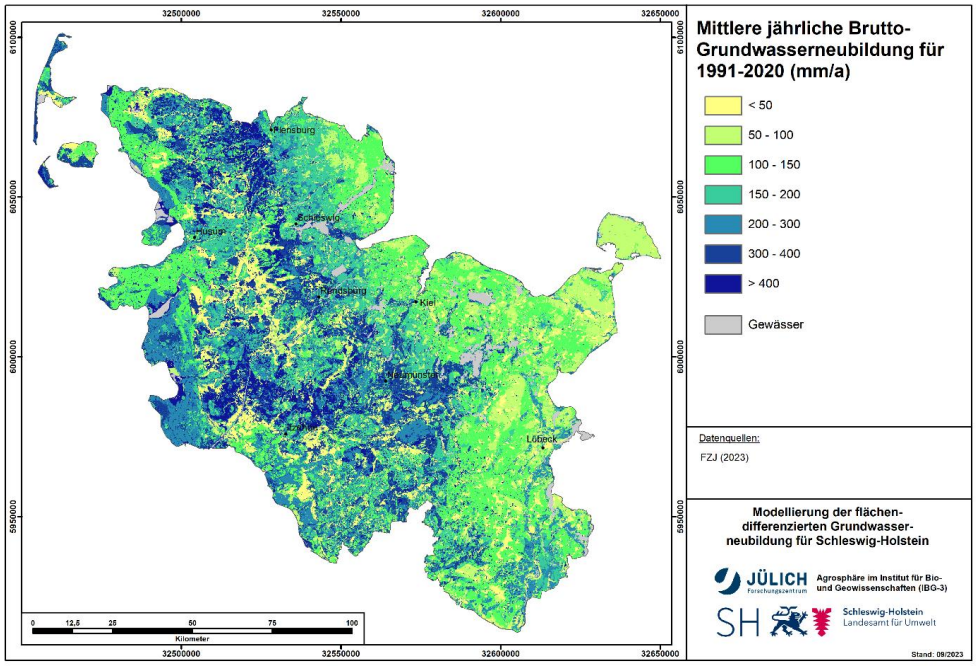


*Abbildung 4-10: Mittlere jährliche Brutto-Grundwasserneubildung (1991-2020). Diese entspricht der auf einer Zelle gebildeten Grundwasserneubildung **ohne** Anrechnung der vertikal zufließenden Wassermenge aus dem Grundwasser. Auf grundwasserfernen Standorten entspricht die Brutto-Grundwasserneubildung der Netto-Grundwasserneubildung (Abb. 4-9).*

4.9 Natürlicher Zwischenabfluss und Dränageabfluss

Im mGROWA-Modell werden die über die Bodenpassage entwässernden Direktabflussanteile getrennt für die Abflusskomponenten „natürlicher Zwischenabfluss“ und „Abfluss aus Dränagesystemen“ ausgewiesen. In Abb. 4-11 und Abb. 4-12 werden die berechneten mittleren Direktabflüsse über den natürlichen Zwischenabfluss bzw. über Dränagen einander vergleichend gegenübergestellt.

Zur Bildung von natürlichem Zwischenabfluss kommt es dort, wo das Sickerwasser vor Erreichen des Grundwasserleiters eine wasserundurchlässige Schicht erreicht, so dass es lateral in der ungesättigten Zone abfließt bis es ein Oberflächengewässer erreicht. Dieser Zwischenabfluss entsteht nur auf Flächen, die nicht künstlich entwässert sind. Wie in Abb. 4-11 zu sehen ist, tritt natürlicher Zwischenabfluss hauptsächlich in den von bindigen Deckschichten dominierten Flächen auf. Die Werte des natürlichen Zwischenabflusses liegen zumeist unter 200 mm/a. Natürlicher Zwischenabfluss tritt auf insgesamt 27 % der Landfläche auf, mit einem Mittelwert von 129 mm/a für die entsprechenden Rasterzellen.

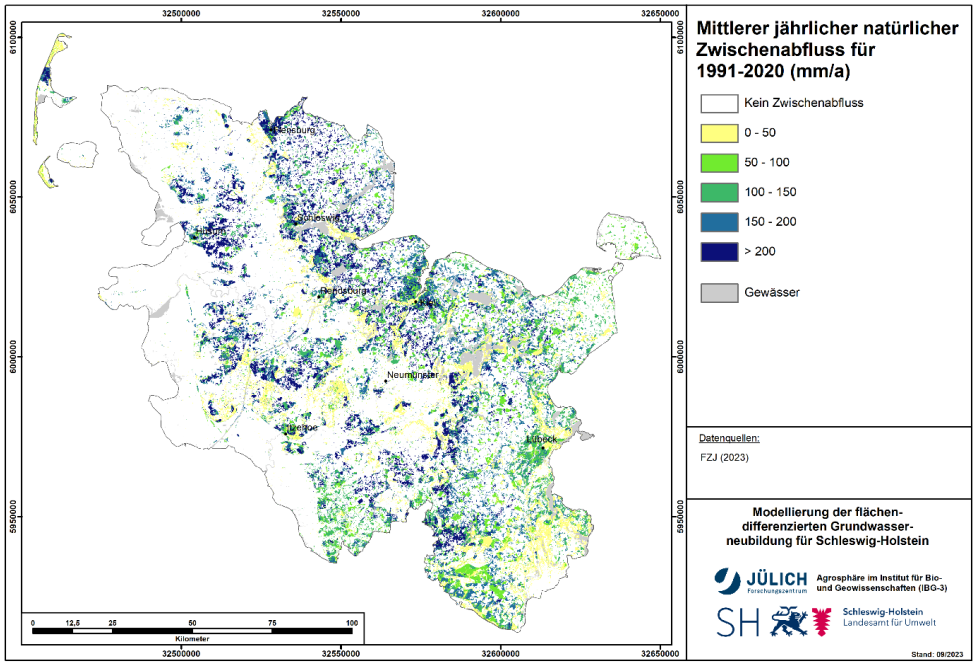


Abbildung 4-11: Mittlerer jährlicher natürlicher Zwischenabfluss (1991-2020).

Unter dem Oberbegriff „*Dränageabfluss*“ werden alle durch anthropogene Eingriffe geschaffenen künstlichen Abflusswege (Grabendränage, Rohrdränage) bezeichnet. Hydraulisch wirkt diese Abflusskomponente ähnlich wie der Zwischenabfluss, d. h. ein Vorfluter wird mit nur geringer Zeitverzögerung nach einem abflussauslösenden Niederschlagsereignis erreicht.

In der Marschregion führen hohe Niederschläge und ein hoher Grundwasserspiegel zu sehr hohen Werten des Dränageabflusses von manchmal mehr als 300 mm/a. Im Östlichen Hügelland, wo ein wesentlich geringerer Brutto-Gesamtabfluss auftritt, reduziert sich der Dränageabfluss auf Werte bis 200 mm/a. Für Flächen, die gedränt werden, liegt der räumliche Mittelwert bei 238 mm/a.

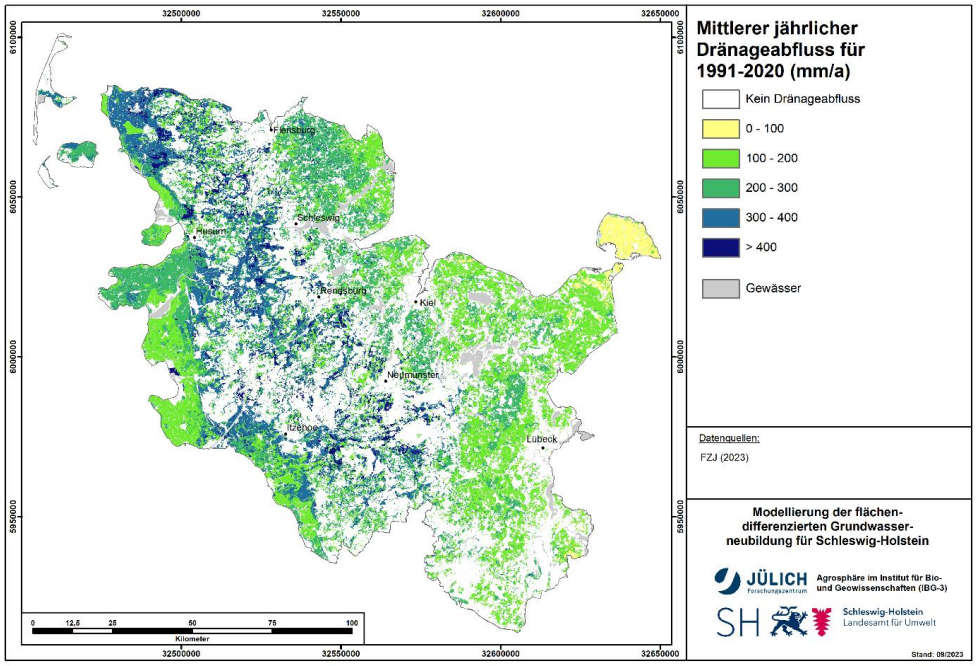


Abbildung 4-12: Mittlerer jährlicher Dränageabfluss (1991-2020).

4.10 Ergebnisvalidierung

Um Aussagen darüber treffen zu können, inwiefern die berechneten Wasserhaushaltsgrößen den tatsächlich vorliegenden Abflussverhältnissen entsprechen, wurde eine Validitätsüberprüfung durchgeführt. Die Zuverlässigkeit der mit mGROWA berechneten Abflusshöhen wurde durch einen Vergleich mit den an Pegeln gemessenen Abflüssen überprüft. Wie in Kap. 3.10 beschrieben, wurden Abflussdaten von 112 Stationen für den Zeitraum 1981 - 2021 und räumliche Informationen über deren zugehörige Einzugsgebiete für die Modellevaluation verwendet.

4.10.1 Überprüfung des berechneten Netto-Gesamtabflusses

Die Validierung wird immer für das gesamte Einzugsgebiet des jeweiligen Pegels durchgeführt. Zunächst wird eine Verschneidung der pegelbezogenen Einzugsgebiete mit den vom mGROWA-Modell flächendifferenziert berechneten Netto-Gesamtabflusshöhen vorgenommen. Die einzelnen Werte der Rasterzellen werden dann über die jeweiligen Einzugsgebiete integriert und mit den gemessenen Abflusshöhen verglichen. Wenn sich für eine hinreichend große Anzahl von Einzugsgebieten eine befriedigende Übereinstimmung ergibt, kann man davon ausgehen, dass mit dem zugrundeliegenden Modell repräsentative Aussagen erzielt werden.

Die für die Zeitreihe 1982-2020 berechneten Netto-Gesamtabflüsse wurden zunächst mit den Mittelwerten der mittleren Tagesabflüsse (MQ) der gleichen Zeitreihe[4] für alle 112 pegelbezogenen Einzugsgebiete verglichen (Abb. 3-19). Die Ergebnisse der Validierung sind in Abb.

[4] Beobachtete Abflussdaten sind für den Zeitraum vom 01.01.1981 bis zum 19.05.2021 verfügbar, d. h. mittlere Abflüsse für ganze hydrologische Jahre konnten nur für die Periode 1982 - 2020 berechnet werden.

4-13 dargestellt. Auf der linken Seite sind die Abflusswerte in m^3/s dargestellt, während auf der rechten Seite die Werte in mm/a angegeben sind, gemittelt über das entsprechende Einzugsgebiet. An dieser Stelle ist es wichtig zu erwähnen, dass für jede Messstation der genaue Zeitraum, für den die beobachteten mittleren jährlichen Abflussdaten berechnet wurden, auch dem Zeitraum entspricht, für den der modellierte Netto-Gesamtabfluss für das entsprechende Einzugsgebiet berechnet wurde. Die gestrichelten Linien zeigen eine Abweichung von ±20 % von der 1:1-Linie. Für die meisten Teileinzugsgebiete liegen die Differenzen von berechneten und gemessenen Werten bei weniger als 20 %.

Um die Modellgüte zu quantifizieren, wurde eine Auswahl von Performance-Indizes verwendet. Das Bestimmtheitsmaß (R^2; Gl. 4-1) beschreibt die Abweichung der modellierten Werte von der Regressionslinie. Das Bestimmtheitsmaß kann Werte zwischen 0 und 1 einnehmen, wobei 1 eine perfekte Übereinstimmung mit der Regressionslinie entspricht. Das „*Nash-Sutcliffe Efficiency*“ (*NSE*; Gl. 4-2) wurde für die hydrologische Bewertung entwickelt und misst, wie gut die modellierten Werte mit den beobachteten Werten übereinstimmen (Nash und Sutcliffe, 1970). Der *NSE-Koeffizient* kann zwischen negativen Werten und maximal 1 schwanken, wobei 1 einer perfekten Übereinstimmung entspricht. Ein Wert von 0 besagt, dass die modellierten Werte gleichwertig durch den Mittelwert der beobachteten Werte abgebildet werden können. Im Gegensatz zu R^2 beschreibt der *NSE-Koeffizient* die Abweichung zur 1:1-Linie. Somit wird bei einer systematischen Über- oder Unterschätzung der beobachteten Werte niemals ein *NSE*-Wert von 1 erreicht, wohingegen dies für R^2 durchaus der Fall sein kann. Zuletzt beschreibt *pBIAS* (*percent bias*; Gl. 4-3) die mittlere systematische Abweichung zwischen modellierten und beobachteten Werten. Ein positiver *pBIAS*-Wert bedeutet, dass die simulierten Werte eine Überschätzung darstellen, während ein negativer Wert auf eine Unterschätzung hindeutet. *pBIAS* sollte nahe bei 0 liegen.

$$R^2 = 1 - \frac{\sum_{i=1}^{j}(Q_{reg,i} - \bar{Q}_{mod})^2}{\sum_{i=1}^{j}(Q_{mod,i} - \bar{Q}_{mod})^2} \qquad \text{Gl. 4-1}$$

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^{j}(Q_{obs,i} - Q_{mod,i})^2}{\sum_{i=1}^{j}(Q_{obs,i} - \bar{Q}_{obs})^2} \qquad \text{Gl. 4-2}$$

$$pBIAS = \frac{\sum_{i=1}^{j}(Q_{mod,i} - Q_{obs,i})}{\sum_{i=1}^{j} Q_{obs,i}} \cdot 100 \qquad \text{Gl. 4-3}$$

Die Ergebnisse für diese drei Performance-Indizes sind in Abb. 4-13 enthalten, wobei alle drei Indikatoren eine sehr gute Modellleistung bestätigen.

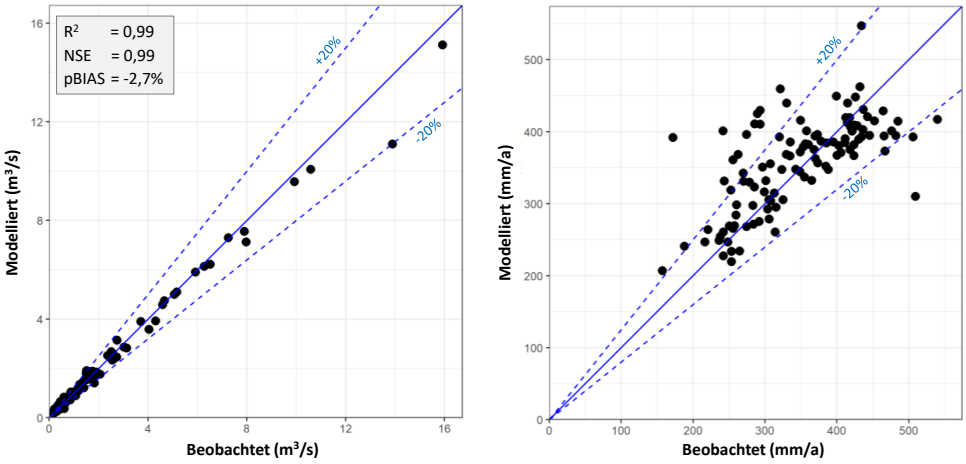


Abbildung 4-13: Plausibilitätsüberprüfung der berechneten mittleren Netto-Gesamtabflusshöhen für die 112 Einzugsgebiete in m³/s (links) und in mm/a (rechts).

Während das Streudiagramm (Abb. 4-13) die allgemeine Leistung des Modells zeigt, liefert es keine Informationen über die räumliche Leistung des mGROWA-Modells landesweit. Um dies zu ermöglichen, zeigt Abb. 4-14 die prozentuale Abweichung für jedes Einzugsgebiet, aufgetragen am Flächenschwerpunkt des entsprechenden Einzugsgebiets. Die prozentuale Abweichung gibt an, um wie viel Prozent die mit mGROWA modellierten Gesamtabflüsse den beobachteten Gesamtabfluss überschätzt (positive Werte) oder unterschätzt (negative Werte). Die Größe der Kreise stellt die Größe des betreffenden Einzugsgebiets dar.

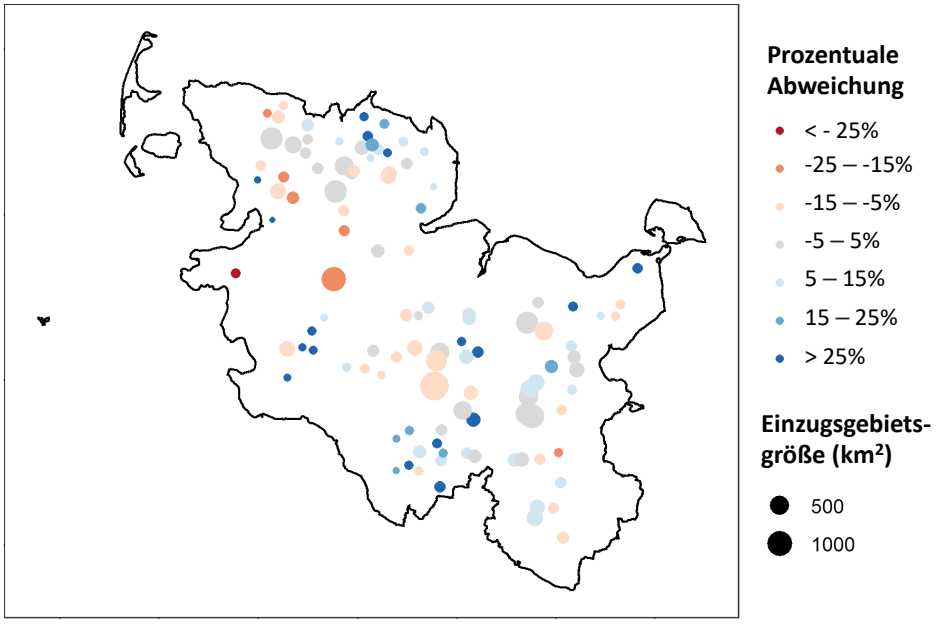


Abbildung 4-14: Räumliche Darstellung der prozentualen Abweichung der modellierten Gesamtabflusshöhen von den beobachteten pegelbezogenen MQ-Werten für die 112 Einzugsgebiete, die für die Plausibilitätsprüfung verwendet wurden.

Die Ergebnisse zeigen, dass das Modell in keiner Region zu einer systematischen Über- oder Unterschätzung des Gesamtabflusses neigt. Abweichungen von über 25 % wurden nur vereinzelt beobachtet und treten vor allem in kleinen Einzugsgebieten auf. Bei kleinen Einzugsgebieten sind die Ergebnisse oft mit einer größeren Unsicherheit behaftet. Dies kann daran liegen, dass die verfügbaren Eingabedaten mit den Eigenschaften des Einzugsgebiets im kleinen Maßstab nicht übereinstimmen, so dass sich die Unterschiede in den Eingangsdaten bei der Modellevaluation stärker bemerkbar machen. Den gleichen Effekt können kleine Abweichungen in der Ausdehnung der ober- und unterirdischen Einzugsgebiete haben. Von Tazioli (2011) wurde zudem festgestellt, dass Abflussmessungen in kleineren Flüssen häufig weniger zuverlässig sind.

4.10.2 Überprüfung der berechneten Netto-Grundwasserneubildung

Für die Plausibilitätsüberprüfung der modellierten Grundwasserneubildung werden die mittleren Niedrigwasserabflüsse (MoMNQ-Werte) verwendet. Dahinter steht die Annahme, dass die Grundwasserneubildung bei Betrachtung längerer Zeiträume dem Basisabfluss gleichgesetzt werden kann. Da dem Aquifer bei grundwassernahen Standorten durch den kapillaren Aufstieg und die direkte Evapotranspiration aus dem Grundwasser ein Teil des Grundwassers verloren geht, erfolgt die Plausibilitätsüberprüfung anhand der berechneten Netto-Grundwasserneubildungshöhen (Abb. 4-9).

Ausgehend von der Überlegung, dass in Schleswig-Holstein ausschließlich Lockergesteine anstehen, erfolgte die Plausibilitätsüberprüfung der modellierten Netto-Grundwasserneubildungshöhe in Tetzlaff et al. (2017) ausschließlich mit Hilfe der Methode von Wundt (1958). Wie bereits in Kap. 2.6 erwähnt, kam es dabei jedoch zu einer systematischen Überschätzung der Grundwasserneubildung in den östlichen Landesteilen.

Die Modellierung der Grundwasserneubildung für bindige Deckschichten erfolgte deshalb in diesem Projekt ähnlich wie in Regionen, die durch Festgestein dominiert werden (vgl. Kap. 4.7.1). Dies bedeutet, dass die Abtrennung der Grundwasserneubildung vom Gesamtabfluss für diese Gebiete über BFI-Werte erfolgte. Dementsprechend erfolgte die Plausibilitätsüberprüfung der mit mGROWA modellierten Netto-Grundwasserneubildung in den Einzugsgebieten, in den bindige Deckschichten mehr als 50 % der Einzugsgebietsfläche darstellen (73 der 112 Einzugsgebiete) über die Methode von Demuth (1993). Die Plausibilitätsüberprüfung nach der Wundt-Methode wurde für Einzugsgebiete mit weniger als 50 % bindigen Deckschichten (39 der 112 Einzugsgebiete) verwendet.

Die Ableitung des Basisabflusses mit der Methode von Demuth (1993) ist jedoch nur in den Fällen zulässig, in denen die Kurve, die das geordnete monatliche Minimum des beobachteten Abflusses abbildet, eine „S-Form“ aufweist. Die linke Grafik in Abb. 4-15 zeigt ein Beispiel für das Auftreten dieser „S-Form“ für eine Station, während die Kurve auf der rechten Seite diese „S-Form“ nicht aufweist und daher der Basisfluss für diese Station nicht abgeleitet wurde.

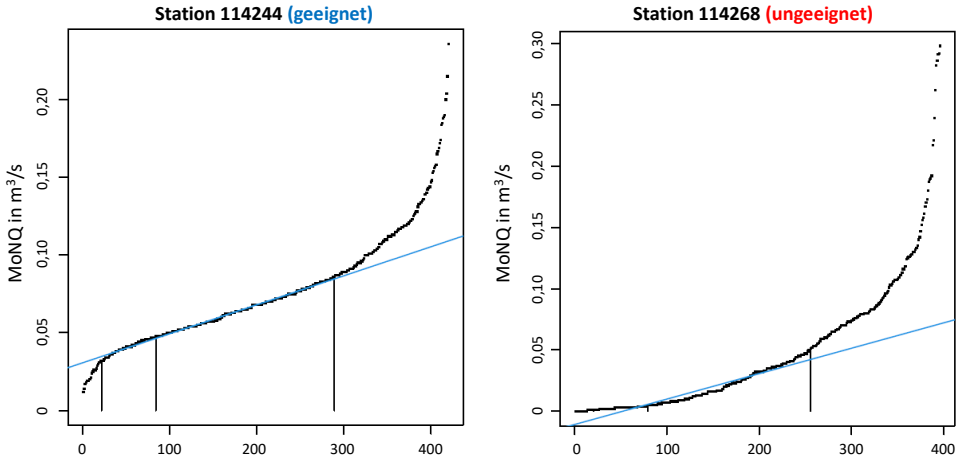


Abbildung 4-15: Illustration der Kurvenformen der geordneten monatlichen Minimumwerte mit Beispielen für eine geeignete Station (links, Station 114244) und eine ungeeignete Station (rechts, Station 114268) für die Ableitung des Basisabflusses mit der Methode von Demuth (1993).

Aus den für die Modellvalidierung verwendeten 112 Stationen (vgl. Abb. 3-19) wurden 28 Stationen aus der Analyse entfernt, weil die „S-Form“ nicht vorhanden war (nur ausgewertet für die 73 Einzugsgebiete mit > 50 % bindiger Deckschichten). In Tabelle 4-1 sind diese Stationen sowie weitere sechs Stationen aufgeführt, die aus den für die Validierung der Grundwasserneubildung verwendeten Stationen aussortiert wurden.

Tabelle 4-1: Für die Modellvalidierung anhand des Basisabflusses aussortierte Einzugsgebiete.

Stationen	Grund für den Ausschluss
114007, 114014, 114018, 114056, 114079, 114087, 114151, 114153, 114188, 114224, 114234, 114246, 114249, 114252, 114268, 114291, 114372, 114376, 114413, 114423, 114424, 114431, 114453, 114454, 114459, 114523, 114524, 114540	Nicht verwendbar für die Demuth-Methode wegen der Form der Kurve, die das geordnete monatliche Minimum des beobachteten Abflusses zeigt.
112251, 114546	Negative Abflusswerte in Zeitreihen aufgrund von Tideeinfluss.
111111, 114438, 114461	Negative Werte des Abflusses in Zeitreihen. Ursache ist unklar.
111015	Negative Werte des Abflusses in Zeitreihen in den ersten Jahren. Danach scheinen die Mindestabflusswerte bei Null begrenzt zu sein.

In Abb. 4-16 sind die 78 verbleibenden Abflussstationen und die entsprechenden Einzugsgebiete dargestellt, die für die Validierung anhand des Basisabflusses verwendet wurden. Für 36 dieser Einzugsgebiete wurde die Wundt-Methode und für 42 die Demuth-Methode verwendet. Obwohl die Auswahl kleiner ist als die 112 Stationen, die für die Validierung des Gesamtabflusses verwendet wurden (s. Abb. 3-19), ist die Gesamtzahl der Stationen und die räumliche Abdeckung weiterhin ausreichend für eine umfassende Bewertung der Modellleistung.

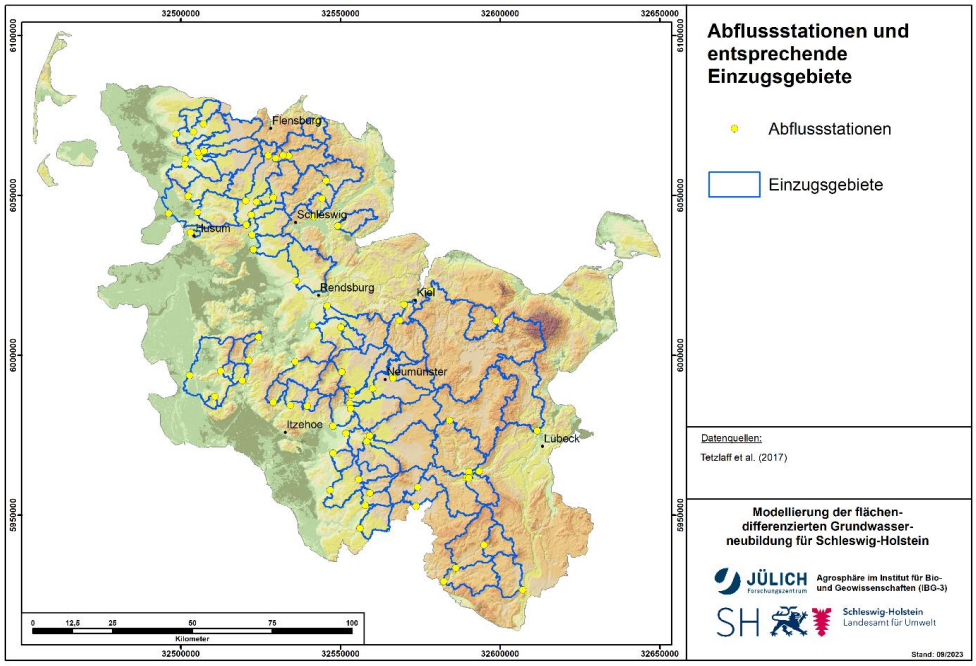


Abbildung 4-16: Auswahl der Abflussstationen und der entsprechenden Einzugsgebiete, die für die Validierung der Grundwasserneubildung verwendet wurden.

Abb. 4-17 zeigt das Ergebnis der Validierung der Netto-Grundwasserneubildungshöhen für die 78 pegelbezogenen Einzugsgebiete mit einer farblichen Kennzeichnung, um anzuzeigen, welche Methode zur Abtrennung des Basisabflusses verwendet wurde. Generell ist die Modellleistung gut, wobei die meisten Einzugsgebiete eine Abweichung von weniger als 20 % aufweisen. Wie zuvor sind auch die Performance-Indizes R^2, *NSE* und *pBIAS* angegeben. Diese bestätigen die ebenfalls gute Leistung des Modells bei der Simulation der Grundwasserneubildung.

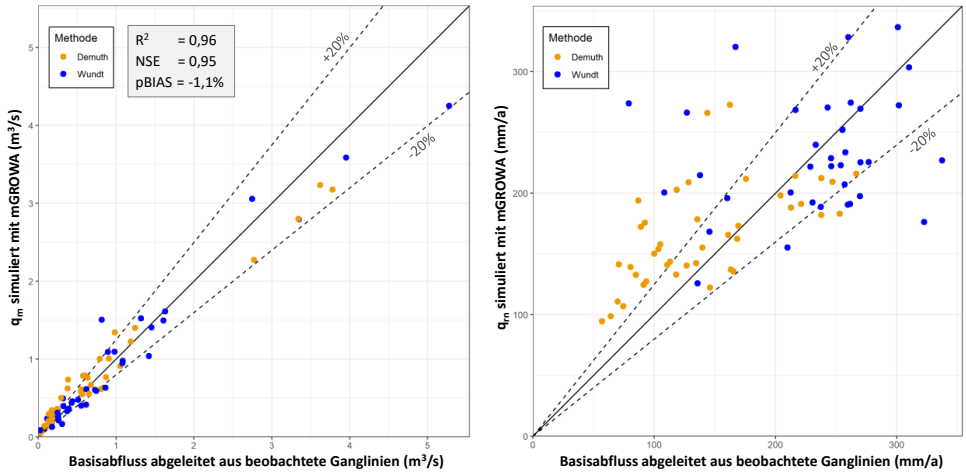


Abbildung 4-17: Plausibilitätsüberprüfung der berechneten mittleren Netto-Grundwasserneubildung für die 78 Einzugsgebiete.

Bei der Validierung der Grundwasserneubildung ist zu beachten, dass sich die Streubeträge von Fehlern zweier Teilmodelle (Gesamtabfluss, Separation der Abflusskomponenten) überlagern. Die Validierung der mit mGROWA ermittelten jährlichen Grundwasserneubildung zeigt, dass die simulierte Grundwasserneubildung mit den gemessenen MoMNQ-Werten etwas weniger gut übereinstimmt als die berechneten Gesamtabflusshöhen mit den gemessenen MQ-Werten. Diese erhöhte Streuung ist jedoch gering.

5 Weitergehende Auswertungen zur modellierten Grundwasserneubildung

5.1 Auswertung der jährlichen Grundwasserneubildung

In diesem Kapitel erfolgt eine weitergehende Auswertung der Ergebnisse zur modellierten Netto-Grundwasserneubildung. Da mit dem mGROWA-Modell für Gewässerflächen keine Grundwasserneubildung simuliert wird, beziehen sich alle nachfolgenden Statistiken ausschließlich auf die Landfläche Schleswig-Holsteins.

Im oberen Teil von Abb. 5-1 sind die jährlichen Werte des landesweiten räumlichen Mittelwerts der Netto-Grundwasserneubildung dargestellt. Die Werte schwanken zwischen einem Maximum von 252 mm, das im Jahr 2002 modelliert wurde, und einem Minimum von nur 5 mm, das für 1996 modelliert wurde. Die rote Linie zeigt den gleitenden 10-Jahres-Mittelwert, der in der entsprechenden Mitte der jeweiligen Zeitspanne aufgetragen ist (z. B. wird der Mittelwert für 2005-2014 an der x-Koordinate von 2009,5 aufgetragen). Eine überdurchschnittlich trockene Periode in den 1970er Jahren führt zu den niedrigsten 10-Jahres-Mittelwerten der Grundwasserneubildung. Von 1992 bis 2012 liegt die Grundwasserneubildung relativ gleichförmig zwischen 147 mm/a und 170 mm/a. In den letzten vier modellierten Jahren (2018-2021) liegt die modellierte Grundwasserneubildung durchweg unterhalb von 115 mm, was den letzten starken Abfall des gleitenden Mittelwerts erklärt. Schließlich zeigen die vier gestrichelten Linien die 30-Jahres-Mittelwerte für die Perioden 1961-1990, 1971-2000, 1981-2010 und 1991-2020. Da die Mittelwertbildung über einen längeren Zeitraum erfolgt, ist die Variabilität zwischen den einzelnen Perioden nicht so groß wie beim gleitenden 10-Jahres-Mittelwert. Die 30-Jahres-Mittelwerte sind ähnlich, was bedeutet, dass noch keine Auswirkungen des Klimawandels auf die langfristige mittlere Grundwasserneubildung zu erkennen sind. Ob zukünftig andere Entwicklungen zu erwarten sind, muss noch untersucht werden. Die Jahreswerte des räumlichen Mittelwertes der Netto-Grundwasserneubildung sind im Appendix B tabellarisch aufgeführt.

Der untere Teil der Abb. 5-1 zeigt eine Zeitreihendarstellung der monatlichen Grundwasserneubildung für alle modellierten Monate von 1961-2021. Jedes farbige Feld kennzeichnet den räumlichen Mittelwert der Netto-Grundwasserneubildung im entsprechenden Monat. Monate mit einer negativen Grundwasserneubildung (bedingt durch Zehrgebiete) sind in Grau dargestellt. Über den gesamten Zeitraum von 1961-2021 liegen Monate ohne einen positiven räumlichen Mittelwert der Grundwasserneubildung gehäuft in den Monaten Mai bis September. Die höchsten Grundwasserneubildungsraten wurden für die Monate November bis Februar berechnet. Ein Trend oder eine Verschiebung ist nicht zu erkennen.

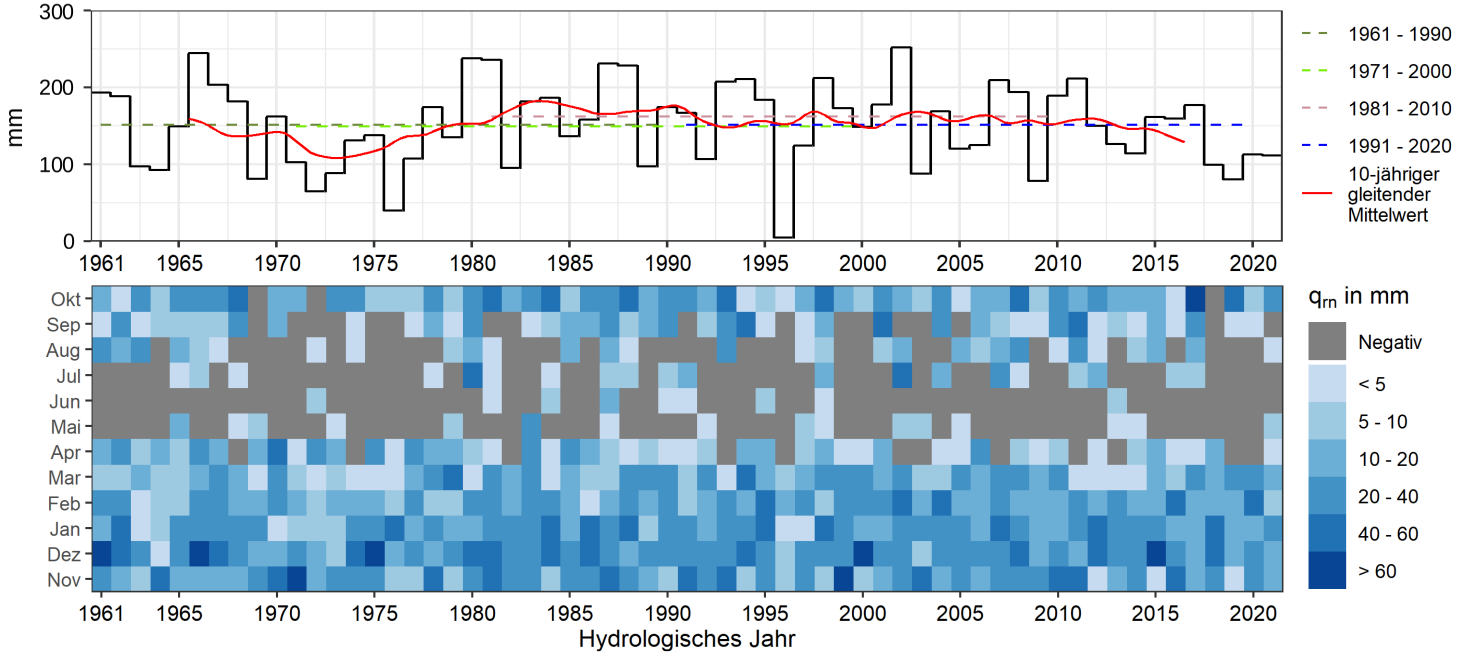


Abbildung 5-1: Oben: Jährliches räumliches Mittel der Netto-Grundwasserneubildung für 1961-2021 mit gleitendem 10-Jahres-Mittelwert und vier 30-Jahres-Mittelwerten. Unten: Zeitreihendarstellung des räumlichen Mittels der monatlichen Netto-Grundwasserneubildung.

Um die in Abb. 5-1 dargestellten Ergebnisse weiter zu disaggregieren, wurde die jährliche Grundwasserneubildung in die im Winterhalbjahr (November - April) und im Sommerhalbjahr (Mai - Oktober) auftretenden Mengen unterteilt. Abb. 5-2 stellt die räumlichen Mittelwerte der Netto-Grundwasserneubildung im Winterhalbjahr für den Zeitraum 1961-2021 dar, während Abb. 5-3 dies für das Sommerhalbjahr zeigt. Wie zuvor sind ein gleitender 10-jähriger Mittelwert sowie die 30-jährigen Mittelwerte für vier Zeiträume dargestellt.

Die Grundwasserneubildung im Winterhalbjahr schwankt zwischen einem Maximum von 217 mm im Jahr 1966 und 33 mm im Jahr 1996, während die Grundwasserneubildungsrate im Sommerhalbjahr zwischen 104 mm im Jahr 1980 und -63 mm im Jahr 2018 schwankt. Im Sommerhalbjahr wurden in 19 der 61 modellierten Jahre negative Mittelwerte simuliert. Die 10-jährigen gleitenden Mittelwerte im Winterhalbjahr sind über den gesamten Zeitraum relativ gleichförmig und liegen zwischen ca. 120 mm/a und 150 mm/a. Bei den 10-jährigen gleitenden Mittelwerten im Sommerhalbjahr zeigt sich dagegen im Zeitraum von 1970 bis 1980 mit Werten zwischen -10 und 20 mm eine Dekade mit signifikant geringerer Grundwasserneubildung als in den Folgedekaden, in denen Werte zwischen 20 und 40 mm auftreten. Interessanterweise sind trotz der höheren Gesamtwerte im Winterhalbjahr die absoluten Differenzen zwischen dem maximalen und dem minimalen gleitenden 10-Jahres-Mittelwert im Sommerhalbjahr mit einer Spanne von -8 bis 40 mm höher als im Winterhalbjahr (113 bis 146 mm). Wie bei den jährlichen Akkumulationswerten weichen auch die 30-Jahres-Mittelwerte über die verschiedenen Zeiträume nicht stark voneinander ab.

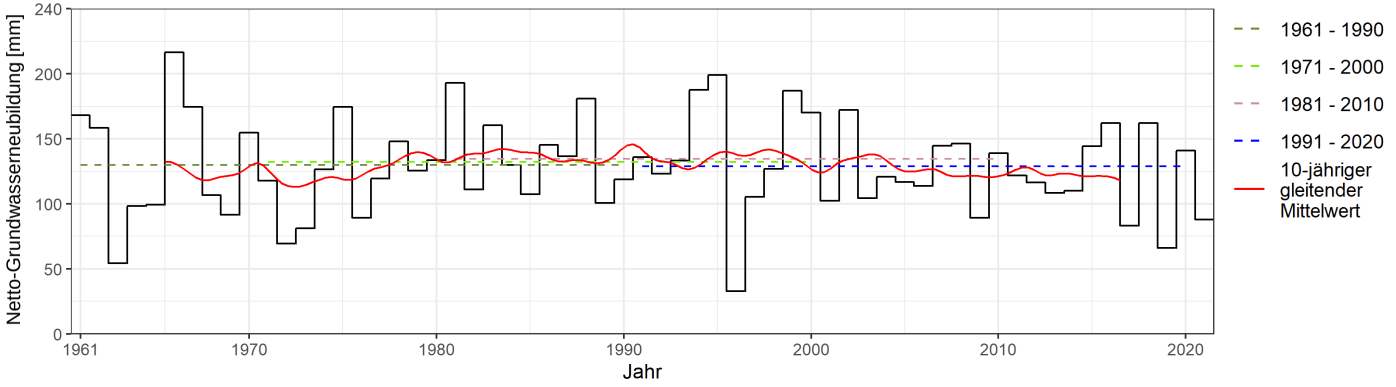


Abbildung 5-2: Räumliches Mittel der Netto-Grundwasserneubildung im Winterhalbjahr für 1961-2021.

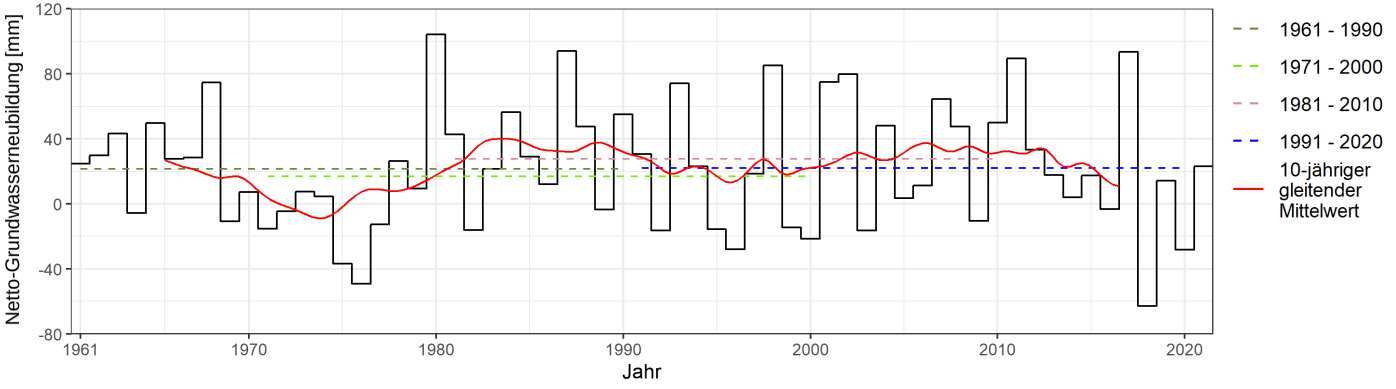


Abbildung 5-3: Räumliches Mittel der Netto-Grundwasserneubildung im Sommerhalbjahr für 1961-2021.

Wie in der Karte der langjährigen mittleren Netto-Grundwasserneubildung (vgl. Abb. 4-9) dargestellt, besteht eine große räumliche Heterogenität in den Größen der simulierten Grundwasserneubildung. In Abb. 5-4 sind Boxplots dargestellt, die diese Variation der jährlichen Netto-Grundwasserneubildungswerte in den einzelnen Rasterzellen zeigen. Der obere und untere Teil des ausgefüllten Kästchens zeigt das dritte und erste Quartil, die Linie in der Mitte den Median, die Whisker reichen bis zum weitesten Punkt, der weniger als das 1,5-Fache des Interquartilabstands vom jeweiligen Quartil entfernt ist, und die Punkte stellen die Ausreißer dar.

Da das mGROWA-Modell insgesamt mehr als 1,5 Millionen modellierte Rasterzellen umfasst, wäre eine Darstellung aller Zellenwerte in einem Boxplot schwer zu interpretieren. Selbst wenn in einem Jahr beispielsweise nur 1 % der Werte Ausreißer sind (d. h. sie sind mehr als das 1,5-Fache des Interquartilabstands vom jeweiligen Quartil entfernt), müssten für dieses Jahr mehr als 15.000 Einzelpunkte aufgetragen werden. Daher wird in Abb. 5-4 nur jeweils ein Punkt dargestellt, um die Ausreißer mit niedrigen und hohen Werten für jedes Jahr zu repräsentieren. Diese Punkte stellen den Mittelwert aller Ausreißer dar, die unterhalb bzw. oberhalb des entsprechenden Whiskers liegen.

Für alle Jahre außer dem sehr trockenen Jahr 1996 schwankt der Quartilsabstand (Q3 minus Q1) zwischen 108 mm und 241 mm, was die hohe Heterogenität der Grundwasserneubildung verdeutlicht, die u. a. auf die unterschiedlichen klimatischen Bedingungen, die Landbedeckung, die Bodenverhältnisse und die hydrogeologischen Eigenschaften des Untergrundes zurückzuführen ist.

5.2 Räumliche Verteilung der monatlichen Grundwasserneubildung im Zeitraum 1991-2020

In Abb. 5-5 ist die mittlere monatliche Netto-Grundwasserneubildung für den Zeitraum 1991-2020 dargestellt. Wie erwartet ist die Grundwasserneubildung in den Wintermonaten wesentlich höher als in den Sommermonaten. Auffallend sind die Gebiete in der Elbmarsch, die in den Sommermonaten Zehrgebiete aufweisen und in denen in mehreren Wintermonaten keine Grundwasserneubildung stattfindet. Diese Gebiete entsprechen Rasterzellen mit sowohl oberflächennahem Grundwasser als auch mit künstlicher Entwässerung. In den Monaten, in denen die Dräntiefe unterhalb des Grundwasserspiegels liegt, wird davon ausgegangen, dass das gesamte in der Bodensäule versickernde Wasser in das Dränsystem gelangt und somit nicht zur Grundwasserneubildung beiträgt. Für solche Rasterzellen ist eine Grundwasserneubildung daher nur in den Monaten möglich, in denen die Tiefe des Grundwasserspiegels unter die Dräntiefe fällt.

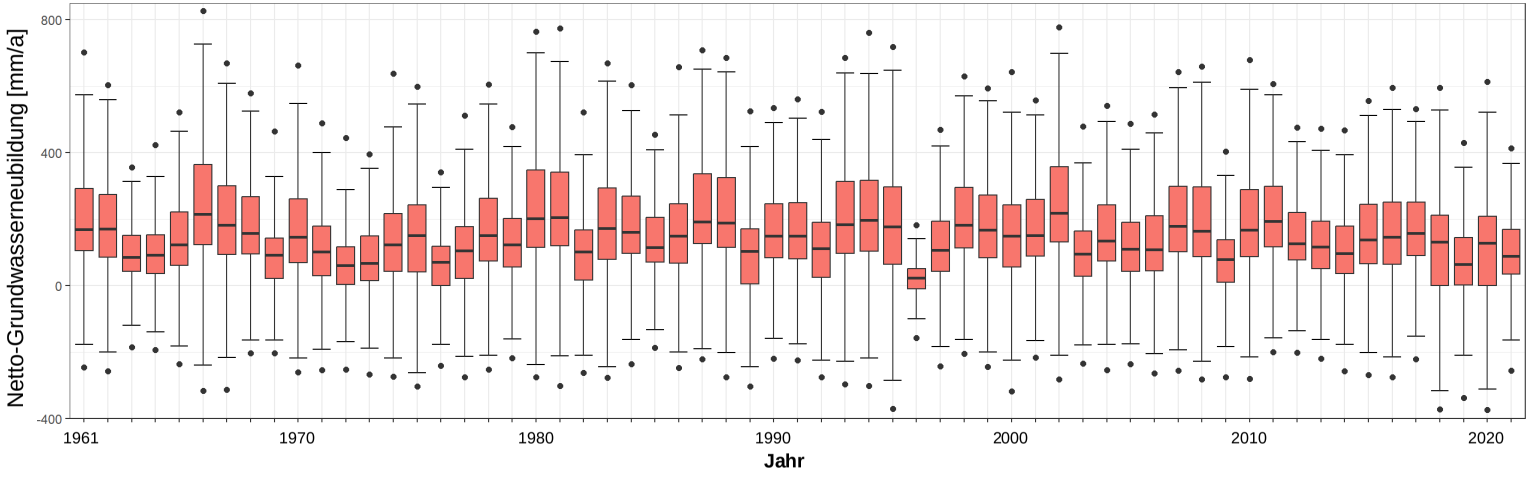


Abbildung 5-4: Boxplots der jährlichen Netto-Grundwasserneubildung für modellierte Rasterzellen.

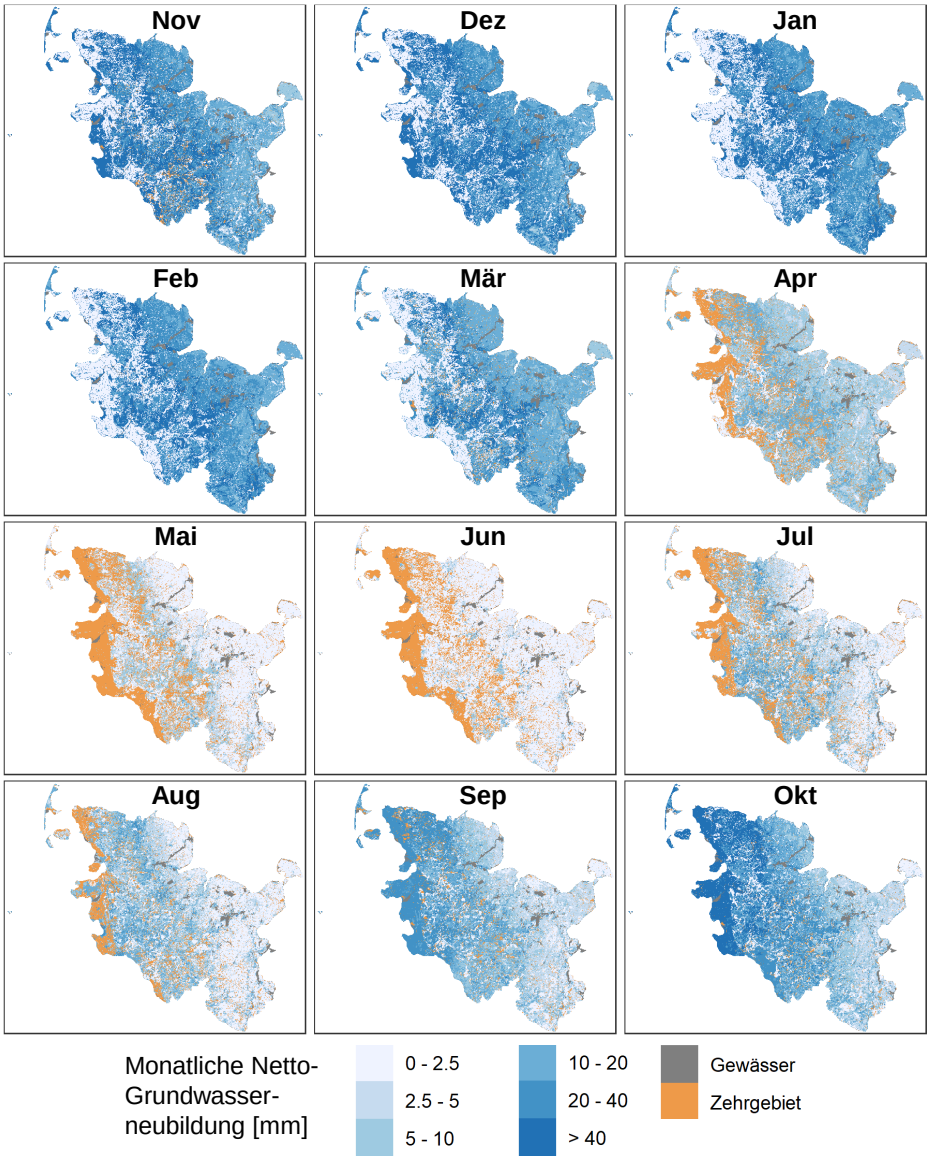


Abbildung 5-5: Mittlere monatliche Netto-Grundwasserneubildung für 1991-2020.

In Abb. 5-6 ist ein Boxplot der monatlichen mittleren Netto-Grundwasserneubildung für den Zeitraum 1991-2020 dargestellt. In jeder der Säulen sind 30 Werte dargestellt, d. h. es wird die räumliche mittlere Netto-Grundwasserneubildung für den entsprechenden Monat für jedes Jahr der 30-Jahres-Periode visualisiert. Die Grundwasserneubildung variiert im Jahresverlauf, wobei die Monate November bis Januar die höchste Grundwasserneubildung aufweisen und die Monate Mai bis Juli die geringste. Teilweise ist die Grundwasserneubildung in den Sommermonaten sogar negativ. Im Appendix B ist der räumliche Mittelwert der simulierten monatlichen Netto-Grundwasserneubildung für alle 61 modellierten Jahre (1961-2021) in Tabellenform dargestellt.

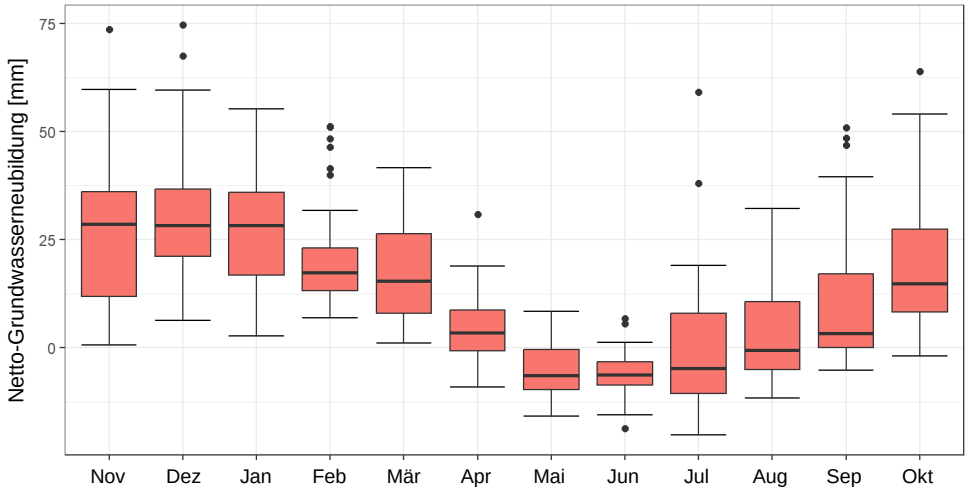


Abbildung 5-6: Boxplots der monatlichen räumlichen mittleren Netto-Grundwasserneubildung für 1991-2020. Im Unterschied zu den Boxplots in Abb. 5-4 ist hier jeder Datenpunkt das räumliche Mittel der monatlichen Grundwasserneubildung für ein bestimmtes Jahr. Daher repräsentiert jede Datensäule nur 30 Einzelwerte.

6 Zusammenfassung und Schlussfolgerung

Für eine nachhaltige Wasserbewirtschaftung sind zuverlässige Schätzungen der Wasserhaushaltskomponenten sowohl im Hinblick auf langfristige Mittelwerte als auch im Hinblick auf jährliche Schwankungen und Trends äußerst wichtig. In Schleswig-Holstein stammt die Trinkwassergewinnung zu 100 % aus dem Grundwasser, weshalb detaillierte Schätzungen der Grundwasserneubildung von zentraler Bedeutung sind. In diesem Projekt wurde die Wasserhaushaltsmodellierung für Schleswig-Holstein gegenüber der bisherigen Modellierung (Tetzlaff et al., 2017) in zweierlei Hinsicht verändert. Zum einen wurde das Mehrschichtmodell mGROWA verwendet, welches eine repräsentativere Konzeptualisierung der hydrologischen Prozesse in der Bodensäule auf einer täglichen Zeitskala bietet. Zum anderen wurden verschiedene aktualisierte Eingabedatensätze verwendet. Alle Modellrechnungen zur Grundwasserneubildung sowie zu den anderen Wasserhaushaltskomponenten erfolgten über den Zeitraum 1961-2021 in einer räumlichen Auflösung von 100 m x 100 m. Zur Definition der Rasterzellen wurde das amtliche geodätische Bezugssystem ETRS98/UTM mit führender 32 im East-Wert (EPSG-Code 4647) als einheitliche Geokodierung verwendet.

Als klimatische Datengrundlagen für die Modellierung wurden Niederschlagsdaten und klimatische Parameter des Climate Data Center (CDC) des Deutschen Wetterdienstes (DWD) der Periode 1961-2021 verwendet.

Eine wichtige Komponente der mGROWA-Modellierung sind landnutzungsspezifischen Evapotranspirationsparameter, die die Höhe der tatsächlichen Evapotranspiration maßgeblich beeinflussen. Als Landnutzung wurde ein kombinierter InVeKoS- und ALKIS-Datensatz aus dem Jahr 2020 (Tetzlaff et al., 2024) verwendet. Um den Einfluss der Evapotranspiration von Maispflanzen im Vergleich zu anderen landwirtschaftlichen Feldfrüchten zu berücksichtigen, wurde der Prozentsatz der landwirtschaftlichen Fläche, auf der Mais angebaut wird, explizit einbezogen.

Die bodenphysikalischen Kennwerte (z. B. Bodenart, Feldkapazität, nutzbare Feldkapazität), die in die Modellierung eingegangen sind, entstammen der Bodenübersichtskarte von Schleswig-Holstein 1:250.000 (BÜK250). Die in der BÜK250 angegebenen Bodenhorizonte wurden dabei mit der Landnutzung kombiniert, um in den Bodenprofilen landnutzungsabhängige relevante Eingangsparameter für jede Rasterzelle abzuleiten. Hierzu wurden sieben repräsentative Bodenschichten mit einer Tiefe von jeweils 30 cm definiert.

Das Vorhandensein von oberflächennahem Grundwasser, künstlicher Dränage und/oder Staunässe spielt eine wichtige Rolle für den Wasserhaushalt. Diese Datensätze wurden allesamt aus Tetzlaff und Kuhr (2011) übernommen und in das 100 m-Raster übertragen. Die potenziell dränierte Fläche umfasst ca. 8.270 km^2, was etwa 55 % der Landesfläche entspricht. Dränierte Flächen spielen somit eine wichtige Rolle im Landschaftswasserhaushalt Schleswig-Holsteins.

Im Rahmen der Studie wurden bindige Deckschichten (Geschiebemergel) erstmals für Schleswig-Holstein als eigenständige Gebietseinheit ausgewiesen. Sofern keine Grundwasserbeeinflussung vorlag, erfolgte die Abtrennung der Grundwasserneubildung über eine Abflussseparationsmethode, die ansonsten nur in Festgesteinsregionen zur Anwendung kommt. Konkret wurden den Regionen mit bindigen Deckschichten in Abhängigkeit von deren Mächtigkeit Base-Flow-Indizes (BFI) zugewiesen. Die BFI-Werte geben an, welcher Anteil des Sickerwassers, das die unterste modellierte Bodenschicht passiert hat, zu Dränabfluss bzw. natürlichem Zwischenabfluss wird und welcher Anteil zur Grundwasserneubildung beiträgt. Die Fläche in Schleswig-Holstein, auf der BFI-Werte für bindige Deckschichten definiert wurden entspricht - nach Ausschluss der vom Grundwasser beeinflussten Flächen - 43 % der gesamten Landesfläche.

Die Modellergebnisse für die Wasserhaushaltskomponenten wurden als 30-Jahres-Mittelwerte für den Zeitraum 1991-2020 dargestellt. Zusätzlich sind im Appendix A die 30-Jahres-Mittelwerte für die Zeiträume 1971-2000 und 1981-2010 dargestellt. Die Modellergebnisse zeigen eine große räumliche Heterogenität, welche auf die starken räumlichen Variationen der Klimadaten, der Landbedeckung, der Bodeneigenschaften, des oberflächennahen Grundwassers und der Entwässerung usw. zurückzuführen ist.

Der wassermengenwirtschaftlich relevante Netto-Gesamtabfluss liegt meist zwischen 190 und 450 mm/a, mit einem räumlichen Mittelwert von 330 mm/a. Die Werte sind in der Schleswig-Holsteinischen Geest am höchsten und liegen meist oberhalb von 350 mm/a. Trotz der hohen Niederschläge in der Elbmarsch ist der Netto-Gesamtabfluss dort aufgrund der erhöhten tatsächlichen Evapotranspiration etwas geringer (ca. 100 – 300 mm/a). Im Östlichen Hügelland ist der Gesamtabfluss in der nördlichen Region höher als im Süden, wo die Werte oft unterhalb von 200 mm/a liegen. Einige Flächen mit oberflächennahem Grundwasser stellen Zehrgebiete dar, was bedeutet, dass die mittlere jährliche tatsächliche Evapotranspiration hier den mittleren jährlichen Niederschlag übersteigt.

Der Brutto-Gesamtabfluss wurde in die Komponenten Oberflächenabfluss, urbaner Direktabfluss, natürlicher Zwischenabfluss, Dränage und Grundwasserneubildung aufgeteilt. Der Oberflächenabfluss wird für Gebiete ausgewiesen, die eine hydraulische Anbindung an das Gewässernetz haben, und tritt vor allem im Östlichen Hügelland auf, allerdings mit durchweg geringen Absolutwerten. Der urbane Direktabfluss kann in einigen stark versiegelten innerstädtischen Gebieten Werte oberhalb von 300 mm/a erreichen, in den für Schleswig-Holstein typischen, schwach versiegelten ländlichen Gebieten liegt er jedoch in der Regel unter 100 mm/a.

Im mGROWA-Modell werden die über die Bodenpassage entwässernden Direktabflussanteile getrennt in die Abflusskomponenten „natürlicher Zwischenabfluss“ und „Abfluss aus Dränagesystemen“. Zur Bildung von natürlichem Zwischenabfluss kommt es dort, wo das Sickerwasser vor Erreichen des Grundwasserleiters eine wasserundurchlässige Schicht erreicht, so dass es lateral in der ungesättigten Zone abfließt, bis es ein Oberflächengewässer erreicht. Natürlicher Zwischenabfluss tritt hauptsächlich in grundwasserunbeeinflussten bindigen Deckschichten auf und liegt zumeist unter 200 mm/a.

Unter dem Oberbegriff „Dränageabfluss“ werden alle durch anthropogene Eingriffe geschaffenen künstlichen Abflusswege (Grabendränage, Rohrdränage) bezeichnet. In der Marschregion führen hohe Niederschläge und ein hoher Grundwasserspiegel zu sehr hohen Werten des Dränageabflusses von bis zu 300 mm/a. Im Hügelland reduziert sich der Dränageabfluss auf Werte bis 200 mm/a. Im Mittel liegt der Dränabfluss für die Rasterzellen, in denen er auftritt, bei 238 mm/a

Die mittlere jährliche Netto-Grundwasserneubildung weist ein räumliches Mittel von 151 mm/a auf. Die höchsten Werte finden sich in Gebieten der Schleswig-Holsteinischen Geest, in denen kein oberflächennahes Grundwasser vorhanden ist. Dort liegen die Werte verbreitet bei mehr als 300 mm/a. In Gebieten, in denen oberflächennahes Grundwasser ansteht, ist die Grundwasserneubildung geringer und liegt zumeist bei weniger als 150 mm/a, manchmal sogar im negativen Bereich (Grundwasserzehrgebiete), wenn der Grundwasserspiegel sehr nahe an der Oberfläche liegt. Tendenziell ist die Grundwasserneubildung auch im Östlichen Hügelland, wo bindige Deckschichten vorherrschen, geringer und liegt meist zwischen 50 und 150 mm/a.

Zur Modellkalibrierung und Validierung des mGROWA-Modells wurden vom Landesamt für Umwelt (LfU) tägliche Abflussdaten von 145 Stationen mit Zeitreihen von 1981 bis 2021 zur Verfügung gestellt, von denen insgesamt 112 Stationen und die zugehörigen Einzugsgebiete für die Modellvalidierung des Gesamtabflusses verwendet werden konnten. Die Einzugsgebiete decken den größten Teil der Fläche Schleswig-Holsteins ab; Ausnahmen bilden die Elbmarsch und die Nordfriesischen Inseln. Die Übereinstimmung zwischen den beobachteten MQ-Werten und den modellierten Werten des Netto-Gesamtabflusses war, wie durch den *NSE* von 0,99 und die *pBIAS* von -2,7 % belegt, sehr gut. Für die Überprüfung der Netto-Grund-

wasserneubildung konnten 78 Einzugsgebiete verwendet werden. Die Ergebnisse der Validierung waren auch hier sehr gut, wobei die statistischen Kenngrößen nur geringfügig unter den für den Gesamtabfluss erzielten Werten liegen (*NSE* = 0,95, *pBIAS* = -1,1 %).

Die durch die Anwendung des mGROWA-Modells erzielten Ergebnisse zeigen, wie stark die Jahreswerte der Grundwasserneubildung von Jahr zu Jahr variieren. Die Maximal- und Minimalwerte des räumlichen Mittelwerts der jährlichen Grundwasserneubildung betragen 252 mm im Jahr 2002 und nur 5 mm für das Jahr 1996. Die 30-Jahres-Mittelwerte der Grundwasserneubildung sind über die Zeiträume 1961-2021 relativ konstant und liegen zwischen 145 und 157 mm/a. Im Gegensatz dazu zeigt das gleitende 10-Jahres-Mittel in den letzten Jahren einen deutlichen Abwärtstrend, da für die letzten vier modellierten Jahre (2018-2021) eine unterdurchschnittliche Netto-Grundwasserneubildung modelliert wurde. Es bleibt Gegenstand zukünftiger Untersuchungen, ob sich dieser Trend fortsetzen wird und möglicherweise bereits Auswirkungen des Klimawandels anzeigt.

Die monatlichen Muster der Netto-Grundwasserneubildung sind in Schleswig-Holstein sehr ausgeprägt, wobei die meiste Grundwasserneubildung erwartungsgemäß in den Wintermonaten stattfindet. In den Sommermonaten ist die räumliche mittlere Grundwasserneubildung wesentlich geringer und häufig treten sogar negative Werte auf. Für eine Reihe von wasserwirtschaftlichen Fragestellungen ist es von Bedeutung zu analysieren, ob sich die innerjährlichen Grundwasserneubildungsmuster zukünftig verschieben werden, z. B. im Hinblick auf ein früheres Ende der Grundwasserneubildungsperiode.

Um die Planung einer nachhaltigen Bewirtschaftung der Wasserressourcen unter Berücksichtigung der Auswirkungen des Klimawandels zu unterstützen, sollte das etablierte mGROWA-Modell in einem Folgeprojekt eingesetzt werden, um Simulationen auf der Grundlage eines Ensembles von Klimaprojektionen durchzuführen. Auf diese Weise kann bewertet werden, wie sich die Grundwasserneubildung in Zukunft voraussichtlich verändern wird.

7 Literatur

Ad-hoc-AG Boden der Staatlichen Geologischen Dienste und der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (2005): Bodenkundliche Kartieranleitung: [KA 5]; mit 103 Tabellen und 31 Listen. Schweizerbart.

Allen R.G., Pereira L.S., Raes D., Smith M. (1998): Crop evapotranspiration: Guidelines for computing crop requirements. Irrigation and Drainage Paper No. 56, FAO, Rome, Italy.

Arbeitskreis KLIWA (2012): Auswirkungen des Klimawandels auf Bodenwasserhaushalt und Grundwasserneubildung in Baden-Württemberg, Bayern und Rheinland-Pfalz. Untersuchungen auf Grundlage von WETTREG2003- und WETTREG2006-Klimaszenarien. KLIWA-Berichte, Heft 17.

ATV-DVWK (2002): Verdunstung in Bezug zu Landnutzung, Bewuchs und Boden. ATV-DVWK-Regelwerk, Merkblatt, M 504. Deutsche Vereinigung für Wasserwirtschaft, Abwasser und Abfall e.V., Hennef, Germany, 144 pp.

Barth, C. (2003): Die Wirksamkeit der Kapillarsperre als Deponieoberflächenabdichtung Feldversuche auf der Deponie Bayreuth, Fakultät für Geowissenschaften der Ludwig-Maximilians-Universität München.

Baumgartner, A., Liebscher, H.-J. (1996): Lehrbuch der Hydrologie: Band 1: Allgemeine Hydrologie. Gebrüder Bornträger, Berlin Stuttgart, 694 pp.

Becker, A., Serban, P. (1990): Hydrological Models for Water-Resources System Design and Operation. World Meteorological Organisation.

Beer, A., Fritsche, J.-G., Hübschmann, M., Kärcher, T., Nommensen, B., Reutter, E., Schuster, H., Wagner, B., Zaepke, M. (2016): Regionale Hydrogeologie von Deutschland: die Grundwasserleiter: Verbreitung, Gesteine, Lagerungsverhältnisse, Schutz und Bedeutung. – Geol. Jb. 163: 452 S.; Stuttgart (Schweizerbarth).

Bogena, H., Kunkel, R., Schöbel, T., Schrey, H.P., Wendland, F. (2003): Die Grundwasserneubildung in Nordrhein-Westfalen. Schriften des Forschungszentrums Jülich. Reihe Umwelt/Environment 37, Forschungszentrum Jülich, Zentralbibliothek, Verlag.

Bug, J., Heumann, S., Müller, U., Waldeck, A. (2020): GeoBerichte19. Auswertungsmethoden im Bodenschutz. https://www.lbeg.niedersachsen.de/karten_daten_publikationen/publikationen/geoberichte/geoberichte-19-100055.html.

Burbaum, B., Filipinski, M. (2012): Die Böden Schleswig-Holsteins: Entstehung, Verbreitung, Nutzung, Eigenschaften und Gefährdung, *Landesamt für Landwirtschaft, Umwelt und Ländliche Räume Schleswig-Holstein,* Flintbek, Germany, p. 108.

Demuth, S. (1993): Untersuchungen zum Niedrigwasser in West-Europa. Freiburger Schriften zur Hydrologie, 1. Institut für Hydrologie, Universität Freiburg.

DHI Group (2003): MIKE 11. A Modelling System for Rivers and Channels. User Guide. DHI Software.

Dietrich, O., Behrendt, A., Wegehenkel, M. (2021): The Water Balance of Wet Grassland Sites with Shallow Water Table Conditions in the North-Eastern German Lowlands in Extreme Dry and Wet Years, *Water*, 13(16), 2259; https://doi.org/10.3390/w13162259

DIN 4049-1 (1994): Deutsches Institut für Normung e.V.: Hydrogeologie Teil 1: Grundbegriffe. DIN-Taschenbuch, 211, Beuth-Verlag; Berlin 1994, S. 210-212.

DIN 4049-3 (1994): Deutsches Institut für Normung e.V.: Hydrogeologie, Teil 3: Begriffe zur quantitativen Hydrologie. DIN-Taschenbuch, 211, Beuth-Verlag; Berlin 1994, S. 242ff.

Disse, M. (1995): Modellierung der Verdunstung und der Grundwasserneubildung in Ebenen Einzugsgebieten. Ph.D. Thesis, Fakultät für Bauingenieur- und Vermessungswesen der Universität Fridericiana zu Karlsruhe (TH), Karlsruhe, Germany.

Dommermuth, H., Trampf, H. (1991): Die Verdunstung in der Bundesrepublik 1951 bis 1980, Teile 1 - 3. Deutscher Wetterdienst, Eigenverlag, Offenbach.

DVWK (1996): Ermittlung der Verdunstung von Land- und Wasserflächen. Merkblätter zur Wasserwirtschaft. Wirtschafts- und Verlags-Gesellschaft Gas Wasser, Bonn, Germany.

DWD (2018): Monatliche Raster der Summe der potentiellen Evapotranspiration über Gras.

DWD (2020): Grids of monthly total precipitation over Germany, version v1.0.

Ehlers, L., Herrmann, F., Blaschek, M., Duttmann, R., Wendland, F., (2016): Sensitivity of mGROWA-simulated groundwater recharge to changes in soil and land use parameters in a Mediterranean environment and conclusions in view of ensemble-based climate impact simulations. *Science of The Total Environment*, 543: 937-951. DOI: 10.1016/j.scitotenv.2015.04.122.

Engel, N., Müller, U., Schäfer, W. (2012): BOWAB - Ein Mehrschicht-Bodenwasserhaushaltsmodell. - GeoBerichte - Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie, 20: 85-98.

Finch, J. W. (2007): Empirical factors for estimating open-water evaporation from potential evaporation, *Water and Environment Journal*, vol. 17, Iss. 1, pp. 51-53. https://doi.org/10.1111/j.1747-6593.2003.tb00431.x

Golf, W. (1981): Ermittlung der Wasserressourcen im Mittelgebirge. *Wasserwirtsch-Wassertech* 31:93–95.

Groh, J., Putz, T., Vanderborght, J., Vereecken, H. (2015): Estimation of evapotranspiration and crop coefficient of an intensively managed grassland ecosystem with lysimeter measurements, 16. Gumpensteiner Lysimetertagung 2015, 107 – 112, ISBN 13: 978-3-902849-19-9

Haberlandt, U., Klöcking, B., Krysanova, V., Becker, A. (2001): Regionalisation of the base flow index from dynamically simulated flow components - a case study in the Elbe River Basin. *Journal of Hydrology*, 248, 35-53. https://doi.org/10.1016/S0022-1694(01)00391-2

Herrmann, F., Chen, S., Heidt, L., Elbracht, J., Engel, N., Kunkel, R., Müller, U., Röhm, H., Vereecken, H., Wendland, F (2013): Zeitlich und räumlich hochaufgelöste flächendifferenzierte Simulation des Landschaftswasserhaushalts in Niedersachsen mit dem Model mGROWA. *Hydrologie und Wasserbewirtschaftung*, 57(5): 206-224.

Herrmann, F., Wendland, F., Hübsch, L., Müller, U. (2014a): Auswirkung von möglichen Klimaänderungen auf die Grundwasserneubildung in der Metropolregion Hamburg. energie | wasser-praxis. 6/2014: S. 34f.

Herrmann, F., Chen, S., Kunkel, R., Wendland, F. (2014b): Auswirkungen von Klimaänderungen auf das nachhaltig bewirtschaftbare Grundwasserdargebot und den Bodenwasserhaushalt in Nordrhein-Westfalen. Bericht. https://www.flussgebiete.nrw.de/system/files/atoms/files/auswirkungen_klimaaenderungen_auf_grundwasserdargebot_und_bodenwasserhaushalt_nrw.pdf

Herrmann, F., Keller, L., Kunkel, R., Vereecken, H., Wendland, F. (2015): Determination of spatially differentiated water balance components including groundwater recharge on the Federal State level – A case study using the mGROWA model in North Rhine-Westphalia (Germany). *Journal of Hydrology: Regional Studies,* 294-312. https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2015.06.018

Herrmann, F., Baghdadi, N., Blaschek, M., Deidda, R., Duttmann, R., La Jeunesse, I., Sellami, H., Vereecken, H., Wendland, F. (2016a): Simulation of future groundwater recharge using a climate model ensemble and SAR-image based soil parameter distributions — A case study in an intensively-used Mediterranean catchment. *Science of The Total Environment*, 543: 889-905. DOI: 10.1016/j.scitotenv.2015.07.036.

Herrmann, F., Kunkel, R., Ostermann, U., Vereecken, H., Wendland, F. (2016b): Projected impact of climate change on irrigation needs and groundwater resources in the metropolitan area of Hamburg (Germany). *Environ Earth Sci*, 75:1104 DOI: 10.1007/s12665-016-5904-y.

Herrmann, F., Hübsch, L., Elbracht, J., Engel, N., Keller, L., Kunkel, R., Müller, U., Röhm, H., Vereecken, H., Wendland, F. (2017a): Mögliche Auswirkungen von Klimaänderungen auf die Grundwasserneubildung in Niedersachsen. *Hydrologie und Wasserbewirtschaftung*, 61. 2017, H.4, 244-260.

Herrmann, F. Andjelov, M., Bertalanič, R., Dolinar, M., Frantar, P., Uhan, J., Wendland, F. (2017b): Links between the presence of snowpacks and groundwater recharge – Simulation results for the territory of Slovenia. 44. IAH Congress Dubrovnik.

Herrmann, F., Wolters, T., Wendland, F. (2021): Projektionen der Grundwasserneubildung unter dem Einfluss des Klimawandels in Nordrhein-Westfalen mit dem Wasserhaushaltsmodell mGROWA und dem Regionalen Klimaprojektionen Ensemble (ReKliEs) für Deutschland – LANUV Fachbericht 110. Kooperationsprojekt GROWA+ 2021 - Teil IX. Landesamt für Natur, Umwelt und Verbraucherschutz Nordrhein-Westfalen (LANUV). Recklinghausen. https://www.lanuv.nrw.de/fileadmin/lanuvpubl/3_fachberichte/30110j.pdf

Huber, W., Dickinson, R. (1988): Storm Water Management Model, Version 4: Users Manual, EPA600/3-88/001a. Environmental Research Laboratory, EPA, Athens, Georgia.

Jarvis, N., Koestel, J., Larsbo, M. (2016): Understanding Preferential Flow in the Vadose Zone: Recent Advances and Future Prospects. *Vadose Zone Journal*, vol. 15, Iss. 12, pp. 1-11. https://doi.org/10.2136/vzj2016.09.0075

Köthe, R. (2007): Kurzdokumentation morphometrische Reliefparameter für das Testgebiet TK 25 1523/1524/1623/1624, Erstellt für das LLUR Schleswig-Holstein, Abt. Geologie und Boden.- Projektbericht sciLands, Göttingen, 13 S.

Kunkel, R. Wendland, F. (2002): The GROWA98 model for water balance analysis in large river basins—the river Elbe case study. *Journal of Hydrology*, 259, 152–162. http://dx.doi.org/10.1016/S0022-1694(01)00579-0.

Kunkel, R., Wendland, F. (2020): Einbeziehung mächtiger bindiger Deckschichten bei der Modellierung des Eintrags von Nitrat in den Hauptgrundwasserleiter. Projektbericht, 17 Seiten, unveröffentlicht

Landesamt für Natur und Umwelt des Landes (2002): Nutzbares Grundwasserdargebot in Südost-Holstein, ISBN 3-923339-79-8.

Löpmeier, F.J. (1994): The calculation of soil moisture and evapotranspiration with agrometeorological models. *Zeitschrift fuer Bewaesserungswirtschaft*.

McNamara, I., Flörke, M., Uschan, T., Baez-Villanueva, O. Herrmann, F. (2024): Estimates of irrigation requirements throughout Germany under varying climatic conditions. *Agricultural Water Management*. Vol. 291, 108641. https://doi.org/10.1016/j.agwat.2023.108641.

Monteith, J. L. (1965): Evaporation and environment. In: Fogg, G.E. (Ed.), Symposium of the Society for Experimental Biology. The State and Movement of Water in Living Organisms, pp. 205–234.

Müller, U. (2004): Auswertungsmethoden im Bodenschutz. Dokumentation zur Methodenbank des Niedersächsischen Bodeninformationssystems (NIBIS). Arb.-H. Boden 2004/2, 1-409.

Müller, U., Waldeck, A. (2011): Auswertungsmethoden im Bodenschutz. GeoBerichte, 19. Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie Niedersachsen.

Nash, J.E., Sutcliffe, J.V. (1970): River Flow Forecasting through Conceptual Model. Part 1—A Discussion of Principles. *Journal of Hydrology*, 10, 282-290. 10.1016/0022-1694(70)90255-6.

Peschke, G. (1997): Der komplexe Prozess der Grundwasserneubildung und Methoden zu ihrer Bestimmung. Freiburger Schriften zur Hydrologie. Institut für Hydrologie der Universität Freiburg, Freiburg i.Br., Germany.

Renger, M., Wessolek, G. (1990): Auswirkungen von Grundwasserabsenkung und Nutzungsänderungen auf die Grundwasserneubildung. – Mit. Inst. für Wasserwesen, Univ. der Bundeswehr München, 386: 295-307.

Renger, M., Bohne, K., Facklam, M., Harrach, T., Riek, W., Schäfer, W., Wessolek, G., Zacharias, S. (2009): Boden-physikalische Kennwerte und Berechnungsverfahren für die Praxis. In: Wessolek G, Kaupenjohann M, Renger M, editors. 40. Technische Universität Berlin - Fachgebiet Bodenkunde/Standortkunde und Bodenschutz - Institut für Ökologie.

Schindler, U., Thiere, J., Steidl, J., Müller, L. (2004): Bodenhydrologische Kennwerte heterogener Flächeneinheiten - Methodik der Ableitung und Anwendungsbeispiel für Nordostdeutschland. 87. Landesumweltamt Brandenburg (LUA).

Schwarze, R., Herrmann, A., Münch, A., Grünewald, U., Schöne, M. (1991): Rechnergestützte Analyse von Abflußkomponenten und Verweilzeiten in kleinen Einzugsgebieten. Acta hydrophys. (2): 143-184.

Schwärzel K, Šimůnek J, Stoffregen H, Wessolek G, van Genuchten M. T. (2006): Estimation of the Unsaturated Hydraulic Conductivity of Peat Soils. *Vadose Zone Journal,* 5: 628. https://doi.org/10.2136/vzj2005.0061.

Shepard, D. (1968): A two-dimensional interpolation function for irregularly-spaced data. Proceedings - 1968 ACM National Conference.

Tazioli A. (2011). Experimental methods for river discharge measurements: comparison among tracers and current meter, *Hydrological Sciences Journal*, vol. 56, Iss. 7. https://doi.org/10.1080/02626667.2011.607822.

Tetzlaff, B., Kuhr, P. (2011): Kartographische Erfassung potenziell gedränter Flächen in Schleswig-Holstein. Abschlussbericht zum Forschungsvorhaben

Tetzlaff, B., Keller, L., Kuhr, P., Kreins, P., Kunkel., Wendland, F. (2017): Räumlich differenzierte Quantifizierung der Nährstoffeinträge ins Grundwasser und in die Oberflächengewässer Schleswig-Holsteins unter Anwendung der Modellkombination RAUMIS-GROWA-WEKU-MEPhos. Endbericht zum Forschungsprojekt

Tetzlaff, B., Kunkel, R., Ta, P., Wolters, T., Wendland, F. (2023): Modellierung der Nährstoffeinträge ins Grundwasser und die Oberflächengewässer Hessens mit regionaler und eintragspfadbezogener Differenzierung. Hessisches Landesamt für Naturschutz, Umwelt und Geologie (HLNUG). Forschungszentrum Jülich. Jülich (Bericht eingereicht zur Publikation)

Tetzlaff, B., Hettler, W., Kunkel, R., Ta, P., Weber, M., Wendland, F. (2024): Weiterentwicklung von Modellansätzen zur optimierten Simulation von Nährstoffeinträgen in die Oberflächengewässer Schleswig-Holsteins.- Forschungsauftrag des Ministeriums für Energiewende, Klimaschutz, Umwelt und Natur des Landes Schleswig-Holstein (MEKUN) - Laufzeit 01/2020 – 12/2023.- Endbericht, Jülich, 399 S.

Tröltzsch, J., Stein, U., Vidaurre, R., Bueb, B., Schritt, H., Flörke, M., Herrmann, F., Wriege-Bechtold, A. (2021): Auswirkung des Klimawandels auf die Wasserverfügbarkeit - Anpassung an Trockenheit und Dürre in Deutschland. In: WasserWirtschaft 11/2021, pp. 44-48, Springer Professional.

US Soil Conservation Service (1972). SCS National Engineering Handbook, Section 4: Hydrology.

van Genuchten, M. T. (1980): A Closed-form Equation for Predicting the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Soils. *Soil Science Society of America Journal*. 44 (5), 892—898. https://doi.org/10.2136/sssaj1980.03615995004400050002x

Vereecken, H., Weynants, M., Javaux, M., Pachepsky, Y., Schaap, M.G., van Genuchten, M.T. (2010): Using Pedotransfer Functions to Estimate the van Genuchten-Mualem Soil Hydraulic Properties: A Review. *Vadose Zone Journal*, 9(4): 795-820. https://doi.org/10.2136/vzj2010.0045

Wendland, F., Kreins, P., Kuhr, P., Kunkel, R., Tetzlaff, B., Vereecken, H. (2010): Räumlich differenzierte Quantifizierung der N- und P-Einträge in Grundwasser und Oberflächengewässer in Nordrhein-Westfalen unter besonderer Berücksichtigung diffuser landwirtschaftlicher Quellen. Schriften des Forschungszentrums Jülich Reihe Energie & Umwelt / Energy & Environment, 88.

Wendland, F. Herrmann, F., Kunkel, R., Ta, P., Tetzlaff, B. Wolters, T. (2021): Quantifizierung der Stickstoff- und Phosphoreinträge ins Grundwasser und in die Oberflächengewässer in Rheinland-Pfalz mit eintragspfadbezogener und regionaler Differenzierung. In Nährstoffmodellierung Rheinland-Pfalz - Projektteil Wasserwirtschaft. Ministerium für Klimaschutz, Umwelt, Energie und Mobilität (MKUEM). Mainz. 226 S.

Wendling, U., Schellin, H.-G., Thoma, M. (1991): Bereitstellung von täglichen Informationen zum Wasserhaushalt des Bodens für Zwecke des agrarmeteorologischen Beratung. – *Z. Meteorol*., 34: 82-85

Wessolek, G., Facklam, M., (1997): Standorteigenschaften und Wasserhaushalt von versiegelten Flächen. Zeitschrift für Pflanzenernährung und Bodenkunde 160 (1), 41–46. https://doi.org/10.1002/jpln.19971600109

Wolters, T., Wendland, F. (2021): Berechnung der Grundwasserneubildung für klimarelevante Zeitperioden mit mGROWA18. Behörde für Umwelt, Klima, Energie und Agrarwirtschaft (BUKEA). Forschungszentrum Jülich. Jülich.

Wolters, T., Ta, P., Tetzlaff, B., Wendland, F. (2022): Fortführung und Weiterentwicklung der Nährstoffmodellierung Sachsen-Anhalt. Landesbetrieb für Hochwasserschutz und Wasserwirtschaft Sachsen-Anhalt (LHW). Magdeburg. 231 S.

Wolters, T., McNamara, I., Tetzlaff, B., Wendland, F. (2023): Germany-Wide High-Resolution Water Balance Modelling to Characterise Runoff Components as Input Pathways for the Analysis of Nutrient Fluxes. *Water*, 15, 3468. https://doi.org/10.3390/w15193468.

Wundt, W. (1958): Die Kleinstwasserführung der Flüsse als Maß für die verfügbaren Grundwassermengen. In: Grahmann, R., Wundt, W. (Eds.), Die Grundwässer in der Bundesrepublik Deutschland und ihre Nutzung. Verlag der Bundesanstalt für Landeskunde, Remagen, Germany, pp. 47-54.

Zinnbauer, M., Eysholdt, E., Henseler, M., Herrmann, F., Kreins, P., Kunkel, R., Nguyen, H., Tetzlaff, B., Venohr, M., Wolters, T., and Wendland, F. (2023): Quantifizierung aktueller und zukünftiger Nährstoffeinträge und Handlungsbedarfe für ein deutschlandweites Nährstoffmanagement - AGRUM-DE, in Thünen-Report. 2023, Johann Heinrich von Thünen-Institut: Braunschweig. https://literatur.thuenen.de/digbib_extern/dn066338.pdf

Appendix A: Eingaben und Ausgaben für 1971-2000 und 1981-2010

Niederschlag

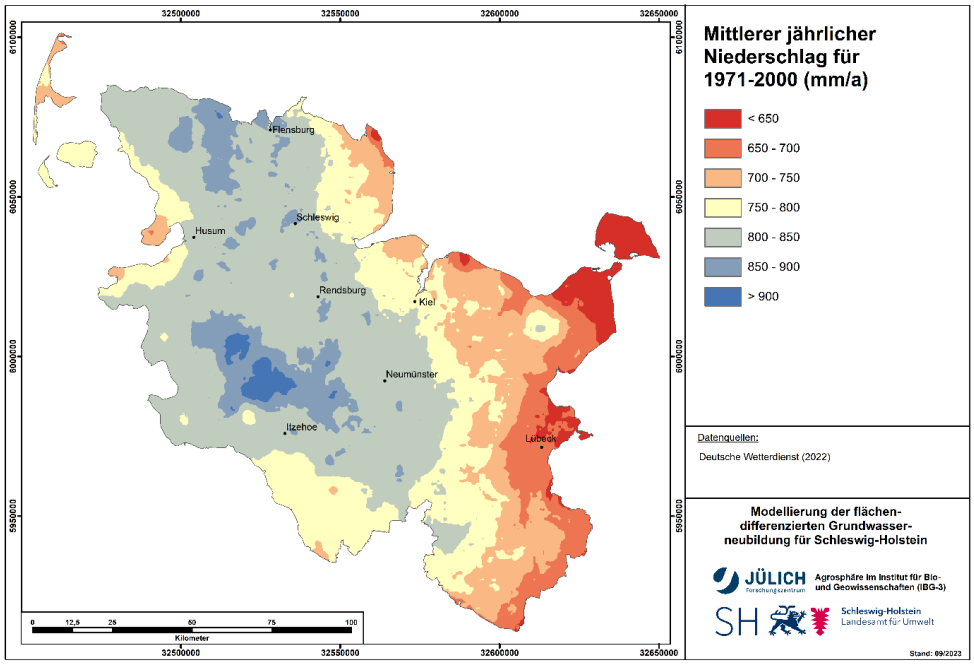


Abbildung A-1: Mittlere Jahresniederschlagshöhen für die Periode 1971 bis 2000.

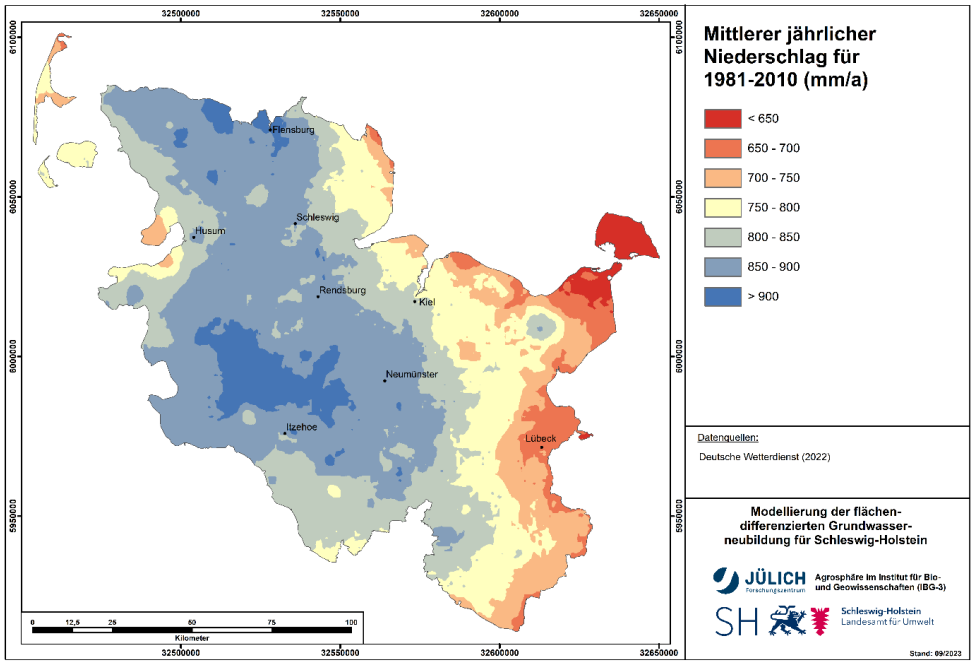


Abbildung A-2: Mittlere Jahresniederschlagshöhen für die Periode 1981 bis 2010.

Potenzielle Evapotranspiration

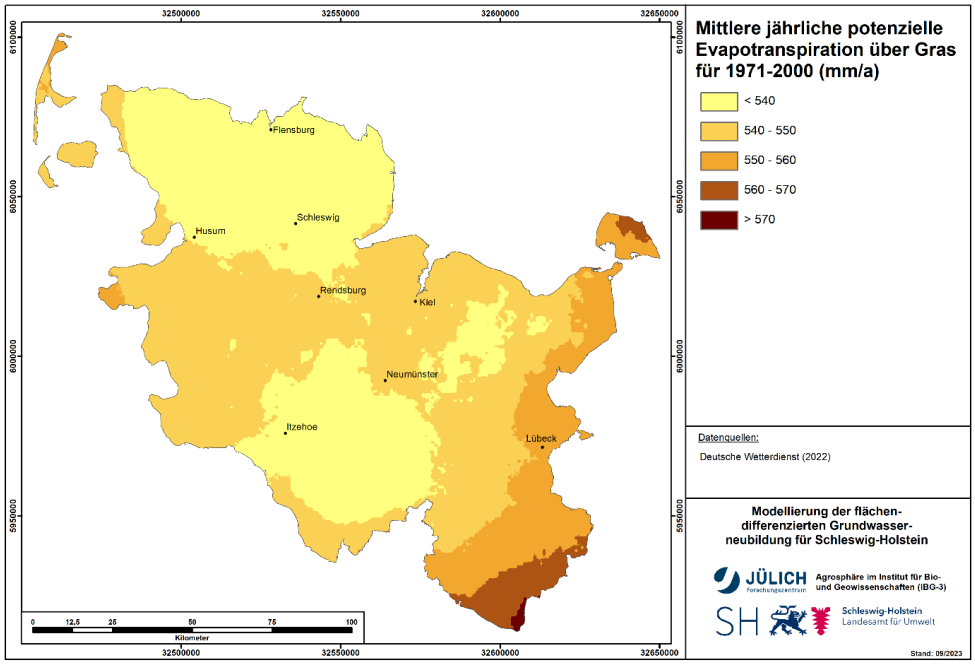


Abbildung A-3: Mittlere jährliche potenzielle Evapotranspiration (1971-2000).

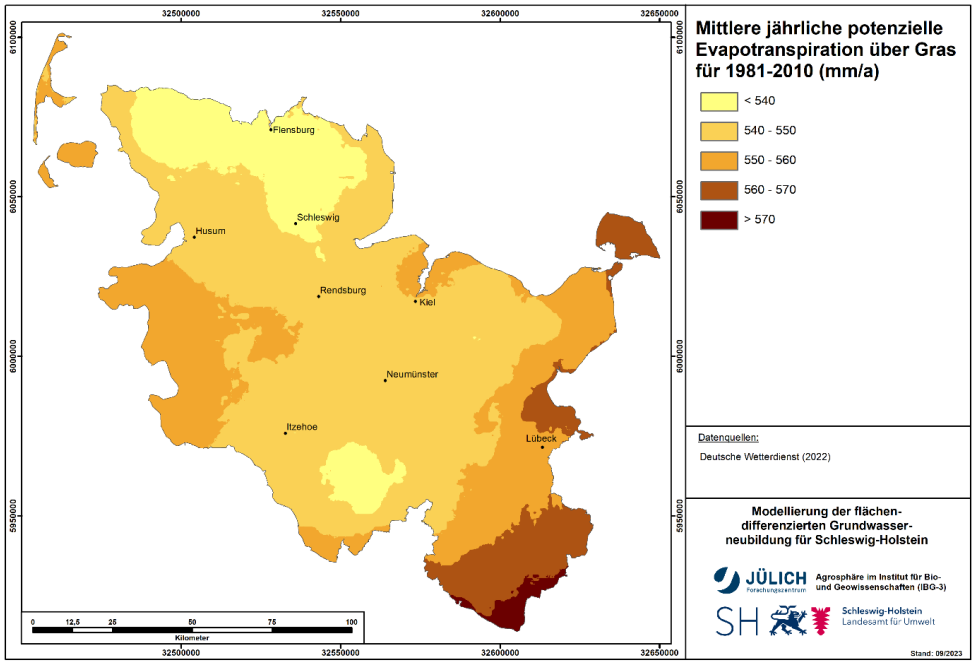


Abbildung A-4: Mittlere jährliche potenzielle Evapotranspiration (1981-2010).

Tatsächliche Evapotranspiration

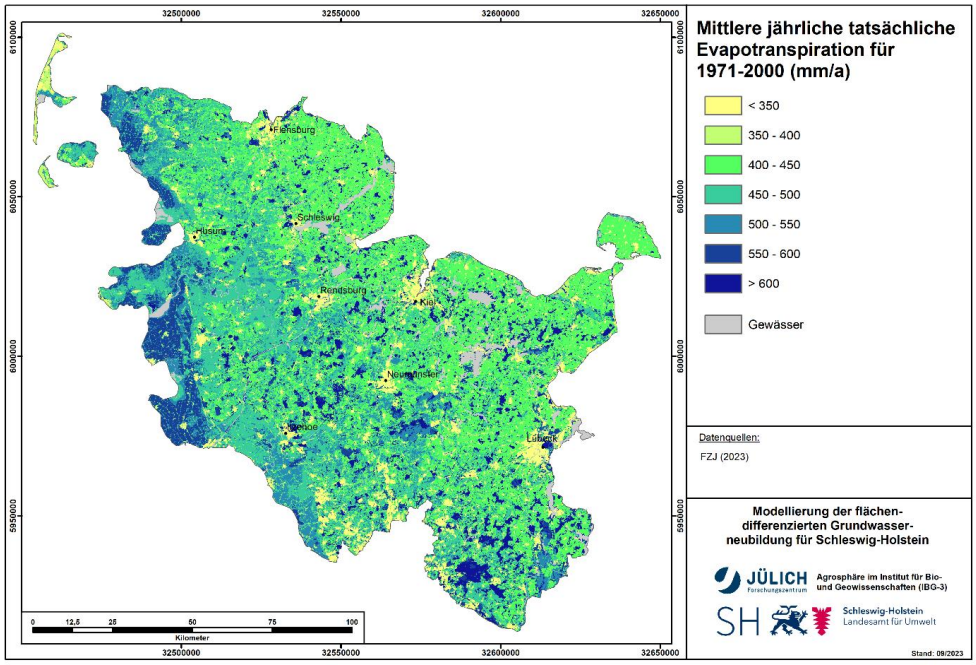


Abbildung A-5: Mittlere jährliche tatsächliche Evapotranspiration (1971-2000).

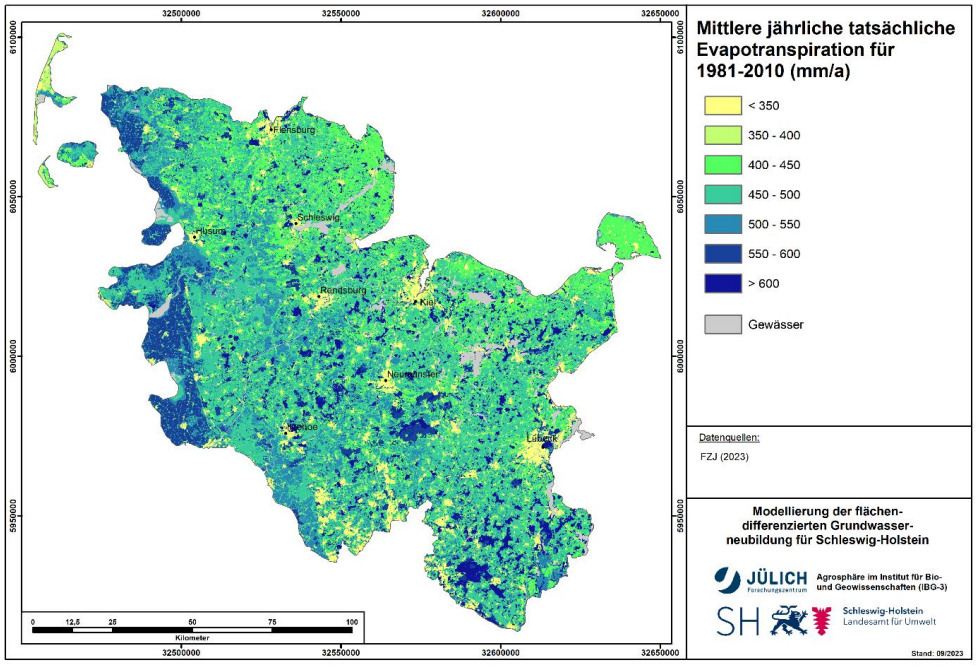


Abbildung A-6: Mittlere jährliche tatsächliche Evapotranspiration (1981-2010).

Netto-Gesamtabfluss

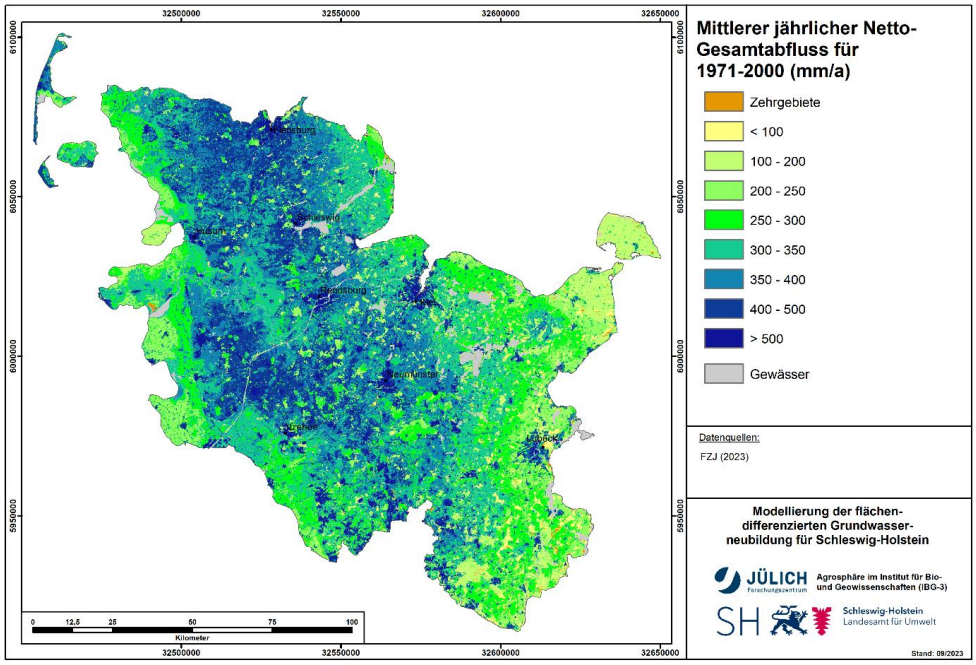


Abbildung A-7: Mittlerer jährlicher Netto-Gesamtabfluss (1971-2000).

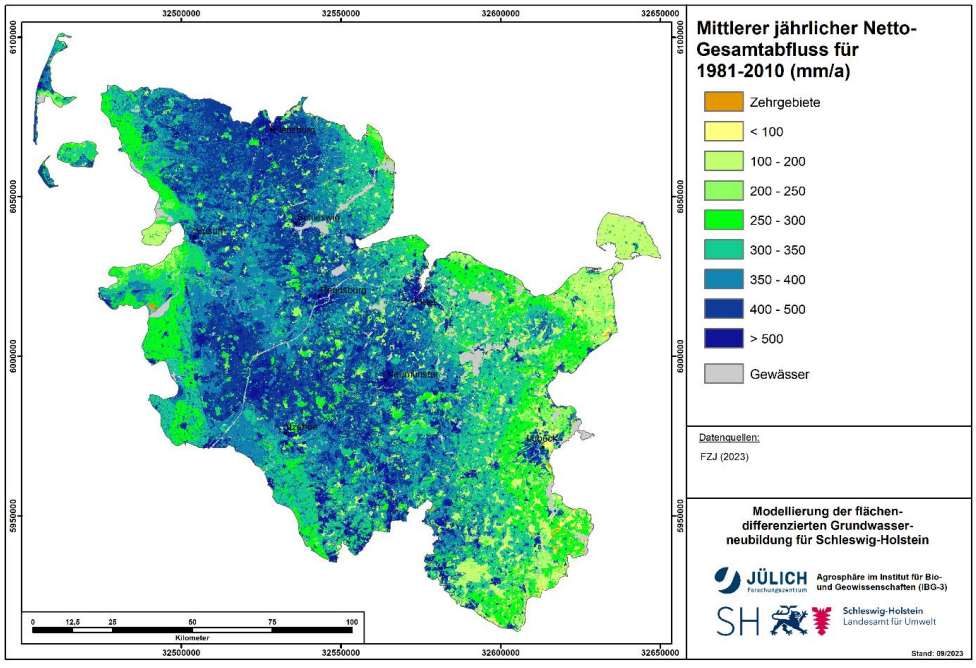


Abbildung A-8: Mittlerer jährlicher Netto-Gesamtabfluss (1981-2010).

Brutto-Gesamtabfluss

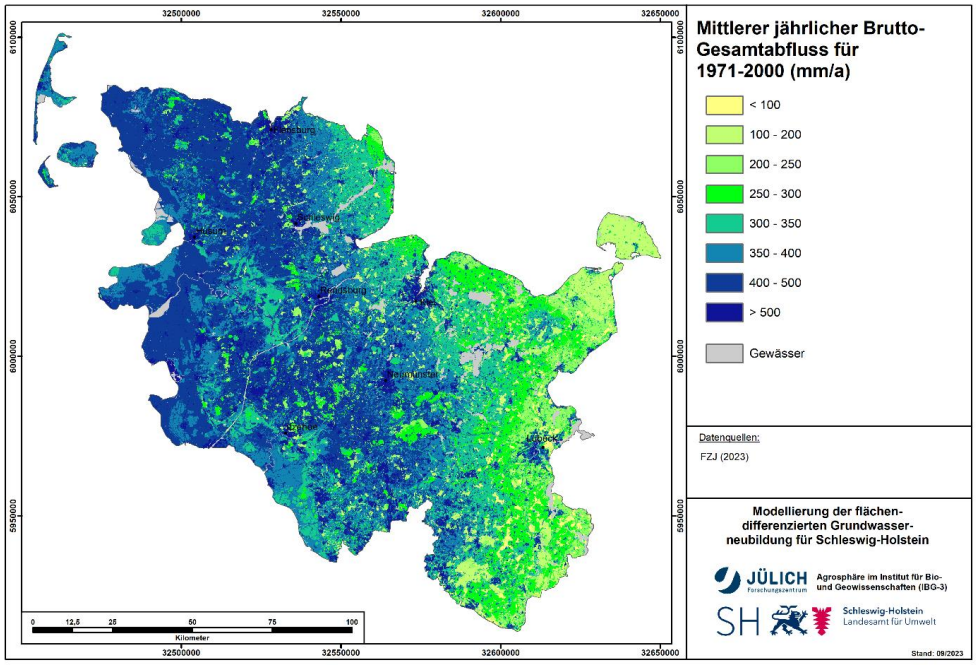


Abbildung A-9: Mittlerer jährlicher Brutto-Gesamtabfluss (1971-2000).

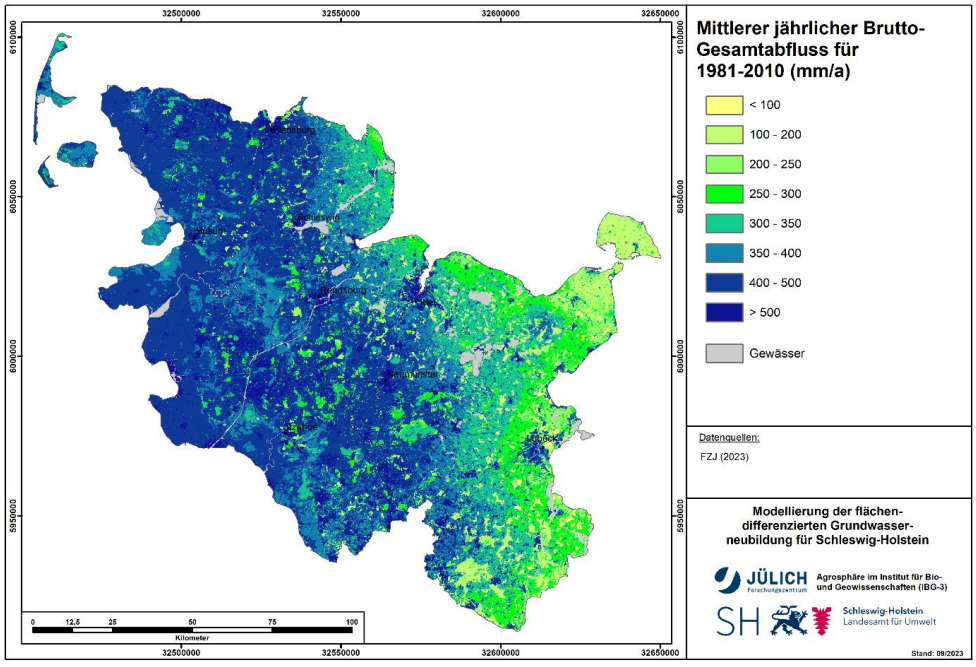


Abbildung A-10: Mittlerer jährlicher Brutto-Gesamtabfluss (1981-2010).

Urbaner Direktabfluss

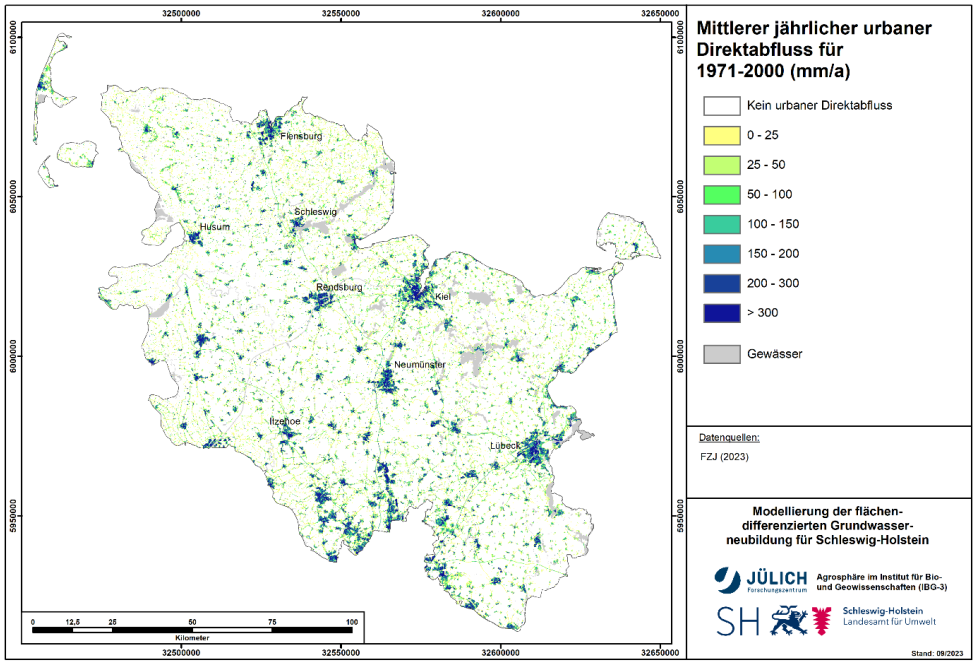


Abbildung A-11: Mittlerer jährlicher urbaner Direktabfluss (1971-2000).

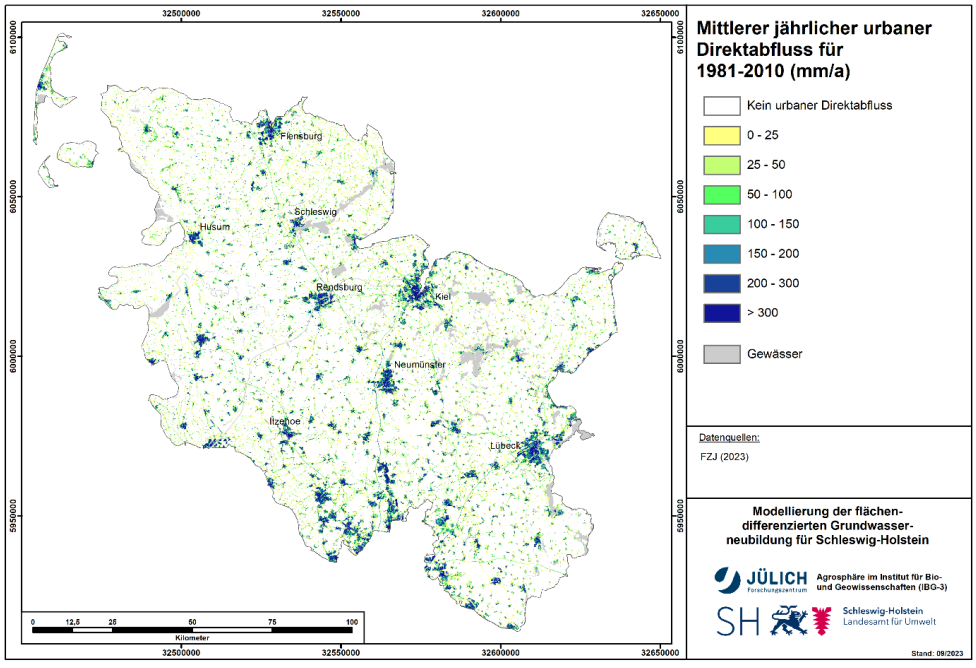


Abbildung A-12: Mittlerer jährlicher urbaner Direktabfluss (1981-2010).

Netto-Grundwasserneubildung

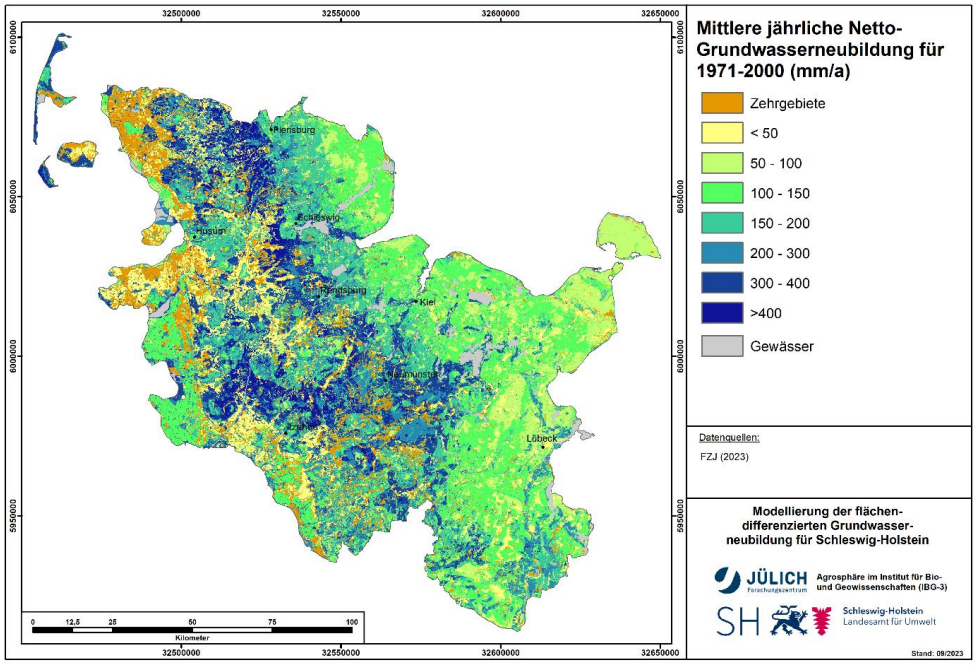


Abbildung A-13: Mittlere jährliche Netto-Grundwasserneubildung (1971-2000).

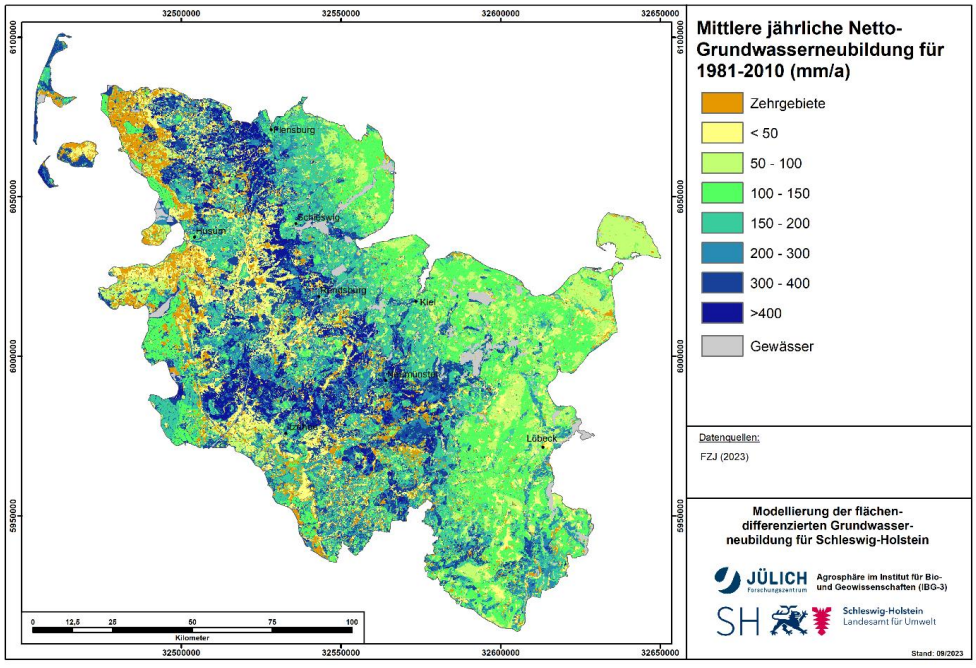


Abbildung A-14: Mittlere jährliche Netto-Grundwasserneubildung (1981-2010).

Brutto-Grundwasserneubildung

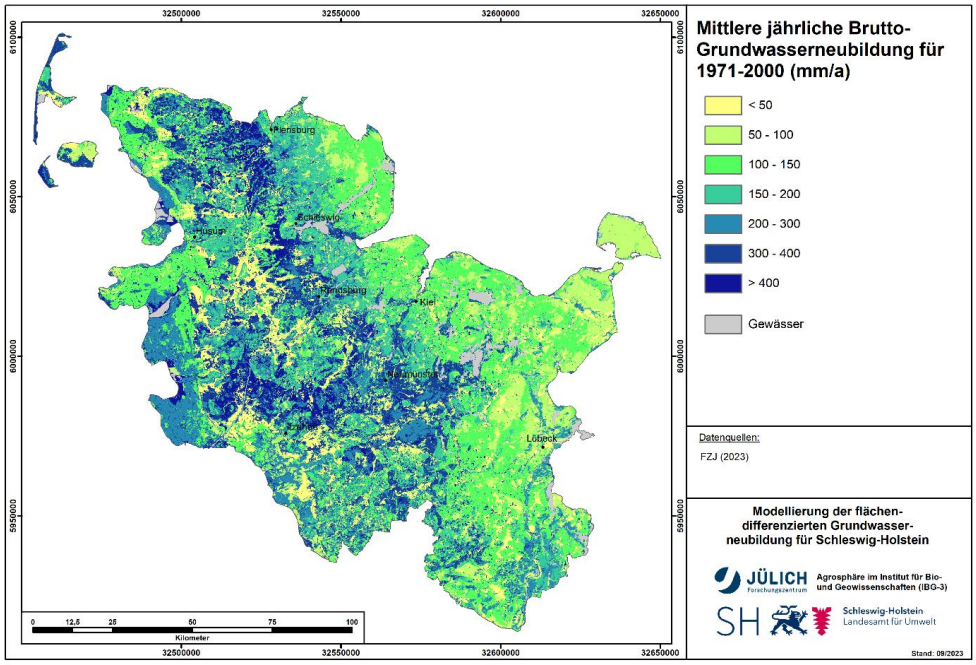


Abbildung A-15: Mittlere jährliche Brutto-Grundwasserneubildung (1971-2000).

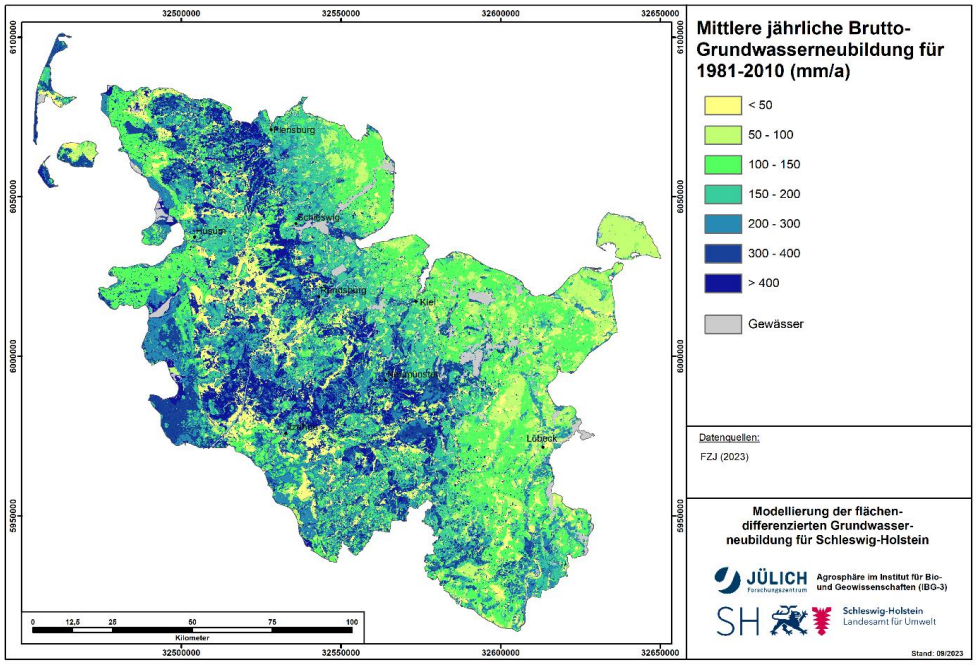


Abbildung A-16: Mittlere jährliche Brutto-Grundwasserneubildung (1981-2010).

Natürlicher Zwischenabfluss

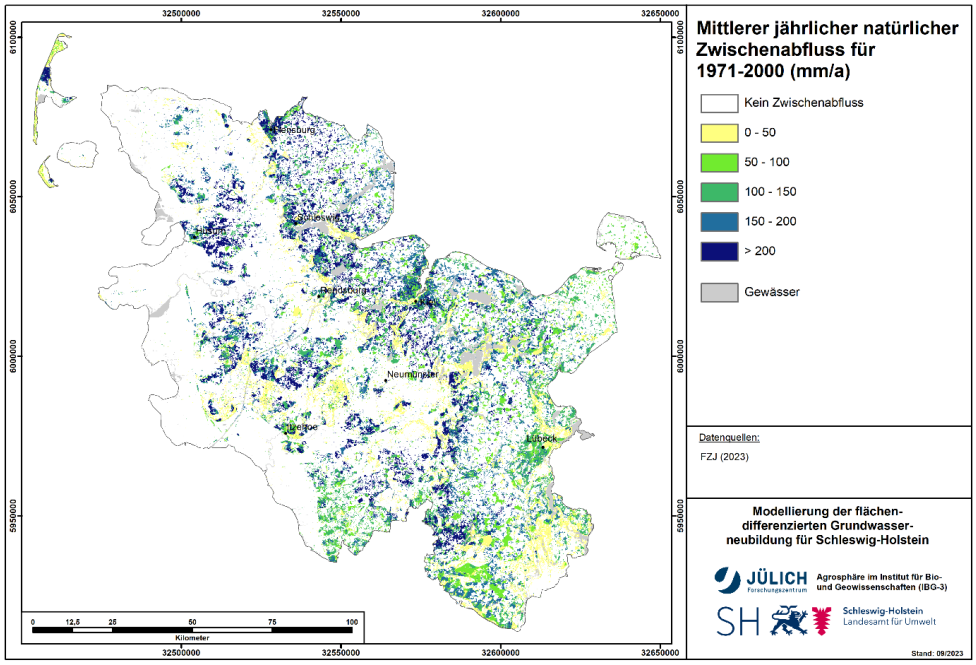


Abbildung A-17: Mittlerer jährlicher natürlicher Zwischenabfluss (1971-2000).

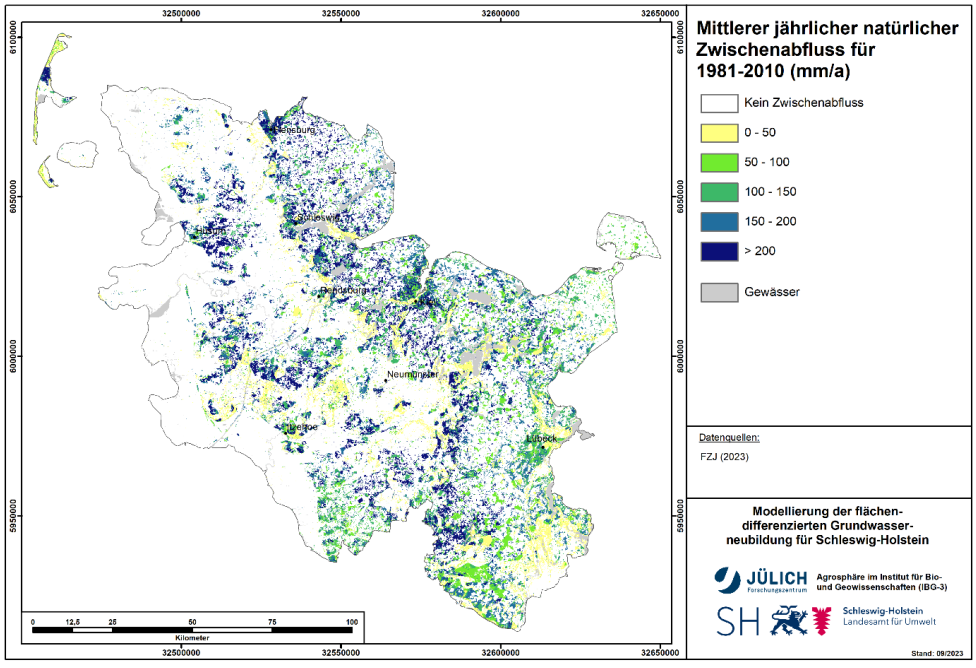


Abbildung A-18: Mittlerer jährlicher natürlicher Zwischenabfluss (1981-2010).

Dränageabfluss

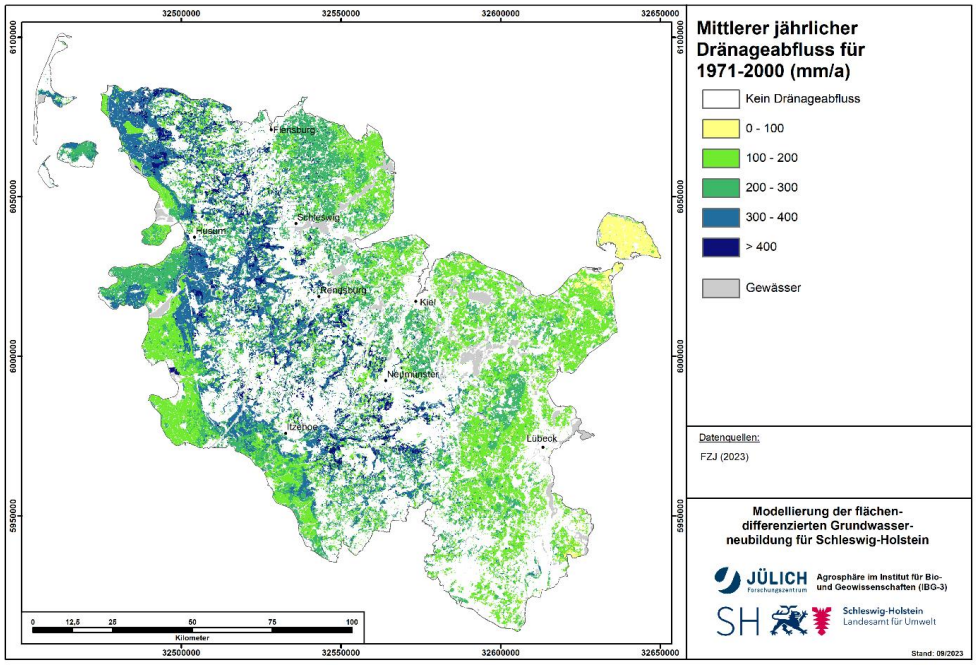


Abbildung A-19: Mittlerer jährlicher Dränageabfluss (1971-2000).

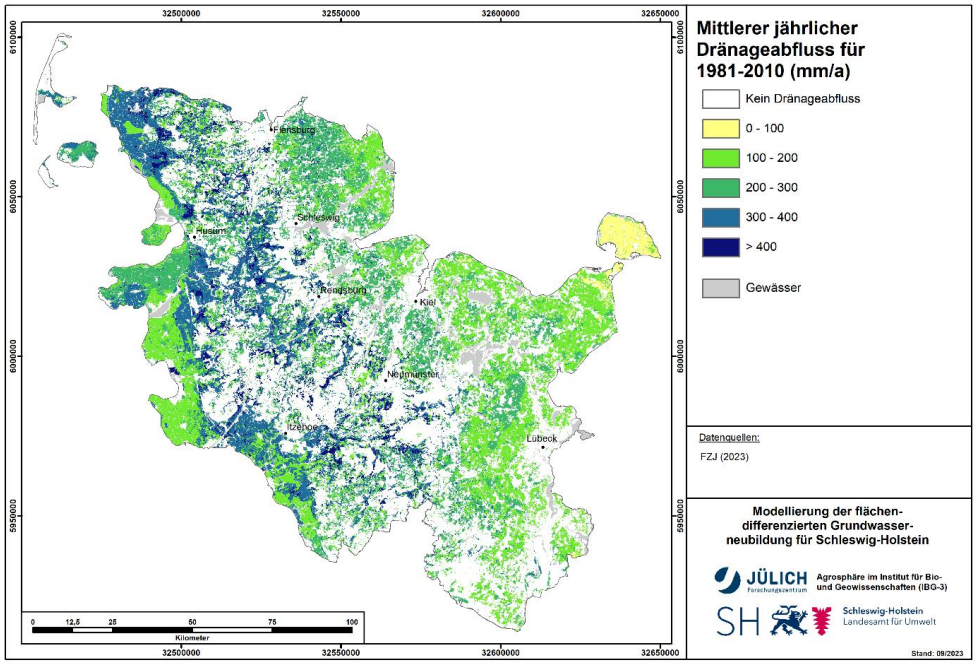


Abbildung A-20: Mittlerer jährlicher Dränageabfluss (1981-2010).

Appendix B: Tabellierte Werte der Netto-Grundwasserneubildung

Tabelle B-1: Jahreswerte des räumlichen Mittelwertes der Netto-Grundwasserneubildung.

Hyd. Jahr	Räumlicher Mittelwert (mm)	Jahr	Räumlicher Mittelwert (mm)
1961	193	1992	107
1962	189	1993	208
1963	98	1994	211
1964	93	1995	184
1965	149	1996	5
1966	245	1997	124
1967	203	1998	213
1968	182	1999	173
1969	81	2000	149
1970	162	2001	178
1971	103	2002	252
1972	65	2003	88
1973	89	2004	169
1974	132	2005	121
1975	138	2006	125
1976	40	2007	210
1977	107	2008	194
1978	175	2009	79
1979	135	2010	189
1980	238	2011	212
1981	236	2012	150
1982	95	2013	126
1983	182	2014	114
1984	187	2015	162
1985	137	2016	159
1986	158	2017	177
1987	231	2018	99
1988	229	2019	80
1989	98	2020	113
1990	174	2021	111
1991	167		

Tabelle B-2: Monatswerte des räumlichen Mittelwertes der Netto-Grundwasserneubildung.

Hyd. Jahr	Räumlicher Mittelwert (mm)											
	Nov	Dez	Jan	Feb	Mär	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt
1961	32	67	20	25	10	14	-3	-11	-1	28	0	12
1962	17	41	46	28	6	22	-1	-10	-2	13	29	0
1963	6	24	1	1	17	5	-2	-11	-8	22	3	40
1964	58	4	9	10	6	11	-7	-8	-5	-3	9	9
1965	11	28	36	7	8	10	12	-9	2	15	10	20
1966	19	94	23	31	14	37	-6	-9	7	6	8	21
1967	14	59	32	26	25	18	-7	-9	-4	4	6	39
1968	14	40	31	13	11	-3	5	-10	2	-9	28	58
1969	21	14	23	17	4	12	8	-2	-3	-7	-3	-3
1970	43	19	3	28	21	43	-1	-16	-6	0	11	20
1971	61	24	10	14	7	3	-13	-5	-4	-1	-2	11
1972	18	16	6	5	4	21	-4	10	-6	1	-3	-2
1973	26	10	6	19	7	13	3	-12	-5	-4	-4	29
1974	40	48	26	16	4	-7	-11	-9	-3	0	4	24
1975	30	67	39	12	5	22	-6	-13	-14	-10	-4	10
1976	6	18	56	6	2	1	-10	-13	-19	-10	-5	7
1977	5	25	15	34	12	29	-3	-10	-9	0	1	10
1978	50	11	36	5	32	14	-8	-11	4	-6	17	31
1979	9	29	18	6	48	16	7	-3	-7	5	1	5
1980	28	55	19	23	3	7	-11	-1	44	10	28	34
1981	54	40	33	21	40	4	-9	0	3	5	-2	46
1982	31	22	28	15	16	-1	-4	-10	-8	-4	-2	12
1983	22	38	31	24	21	25	28	-6	-15	-12	0	27
1984	7	46	51	20	3	3	-10	9	4	-1	6	48
1985	26	23	12	10	10	26	-5	-2	0	15	14	7
1986	30	49	42	1	7	17	-4	-6	-9	-6	12	27
1987	41	33	35	11	8	10	1	18	7	18	21	29
1988	36	16	49	39	37	4	-11	-5	8	0	6	50
1989	12	38	9	11	23	8	-5	-13	-9	-2	14	12
1990	9	38	20	29	23	1	-8	2	9	-3	29	26
1991	55	21	40	7	9	4	-3	0	13	-3	-3	27
1992	29	32	15	14	27	6	4	-19	-15	-6	6	12
1993	45	33	33	23	3	-2	-13	-8	-3	23	31	44
1994	10	60	40	19	42	19	-8	-4	-15	-3	48	4
1995	37	31	51	48	17	15	-9	7	-14	-12	3	9
1996	8	7	4	12	6	-4	-5	-7	-10	-8	-2	4
1997	34	29	3	20	12	7	8	-9	-2	3	0	17
1998	8	24	50	7	24	14	1	1	17	8	12	46
1999	74	26	34	23	27	3	-9	-6	-11	-5	-3	19
2000	8	75	17	40	27	4	-12	-6	-5	-4	0	5
2001	17	22	12	20	18	13	-2	-3	-1	7	47	27
2002	27	37	25	51	32	-1	5	-8	59	18	-5	11

Hyd. Jahr	Räumlicher Mittelwert (mm)											
	Nov	Dez	Jan	Feb	Mär	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt
2003	55	6	30	13	6	-6	8	-9	-6	-11	-5	8
2004	12	22	34	41	10	1	-9	-3	19	-4	21	24
2005	29	21	31	14	22	1	0	-5	-5	14	-4	2
2006	15	26	17	14	11	31	-3	-8	-19	9	18	15
2007	30	21	55	22	26	-9	-8	0	38	12	9	14
2008	22	44	30	12	31	7	-16	-16	1	23	2	54
2009	30	15	12	15	14	4	-11	-3	-2	-5	3	8
2010	43	31	12	17	27	9	-3	-4	-16	3	39	31
2011	60	16	29	23	2	-7	-16	-5	9	32	51	18
2012	1	55	49	10	1	1	-9	-6	14	2	3	29
2013	15	35	24	32	4	-1	3	6	-5	-7	6	15
2014	31	31	27	13	2	6	5	-11	-10	5	0	15
2015	4	67	36	15	11	11	-6	-8	-10	13	15	13
2016	49	37	20	46	8	3	-7	-6	8	-3	1	5
2017	12	16	18	11	26	2	-5	-7	7	11	24	64
2018	29	47	45	17	14	10	-13	-15	-20	-10	-3	-2
2019	1	16	12	17	26	-5	-10	-9	-13	-3	4	45
2020	29	27	19	51	25	-9	-12	-13	-5	-9	2	9
2021	10	19	34	10	14	2	6	-7	-8	4	-1	30

Band / Volume 615
Polluter group specific emission optimisation for regional air quality analyses using four-dimensional variational data assimilation
P. M. Backes (2023), xxi, 115 pp
ISBN: 978-3-95806-717-2

Band / Volume 616
Effect of organic soil amendments on increasing soil N retention and reducing N losses from agricultural soils
Z. Li (2023), XI, 134 pp
ISBN: 978-3-95806-721-9

Band / Volume 617
Radiolytic Stability of BTBP-, BTPhen- and DGA-based Ligands for the Selective Actinide Separation by Solvent Extraction
H. Schmidt (2023), ca. 200 pp
ISBN: 978-3-95806-723-3

Band / Volume 618
$Na_5YSi_4O_{12}$-type Na^+ superionic conductors for solid-state batteries
A. Yang (2023), X, 150 pp
ISBN: 978-3-95806-731-8

Band / Volume 619
Development of industry-scalable processes for nanocrystalline silicon oxide in silicon heterojunction solar cells
D. Qiu (2023), 202 pp
ISBN: 978-3-95806-734-9

Band / Volume 620
Photonic Sintering of Garnet-Based Solid-State Batteries
W. S. Scheld (2024), XII, 153 pp
ISBN: 978-3-95806-737-0

Band / Volume 621
Ceria-based composites for application in Oxygen transport membranes
L. Fischer (2024), xiii, 216 pp
ISBN: 978-3-95806-739-4

Band / Volume 622
Investigations of Air Quality Aspects with the Urban Climate Model PALM4U
R. Wegener, U. Javed, R. Dubus, and D. Klemp (2024), 93 pp
ISBN: 978-3-95806-741-7

Schriften des Forschungszentrums Jülich
Reihe Energie & Umwelt / Energy & Environment

Band / Volume 623
The Chemical Budget of Radicals and Reaction Mechanisms of the Atmospheric Oxidation of Monoterpenes Investigated in the Atmospheric Simulation Chamber SAPHIR
Y. S. Pang (2024), VI, 158 pp
ISBN: 978-3-95806-742-4

Band / Volume 624
Optimizing spectral electrical impedance tomography technology for improved subsurface characterization
H. Wang (2024), xxix, 113 pp
ISBN: 978-3-95806-744-8

Band / Volume 625
On a multi-spectral method for measuring aerosol properties, suitable for operation on iagos passenger aircraft
P. Weber (2024), ca 123 pp
ISBN: 978-3-95806-746-2

Band / Volume 626
Modellierung der flächendifferenzierten Grundwasserneubildung für Schleswig-Holstein
Endbericht
I. McNamara, B. Tetzlaff, T. Wolters, F. Wendland (2024), 96 pp
ISBN: 978-3-95806-748-6

Weitere ***Schriften des Verlags im Forschungszentrum Jülich*** unter
http://wwwzb1.fz-juelich.de/verlagextern1/index.asp

Energie & Umwelt / Energy & Environment
Band / Volume 626
ISBN 978-3-95806-748-6

Mitglied der Helmholtz-Gemeinschaft

JÜLICH
Forschungszentrum