

# **AGRUM-DE –**

## **Modellbeschreibung**

### **mGROWA-DENUZ-WEKU-MEPHOS**

*Prof. Dr. Frank Wendland, Dr. Frank Herrmann,  
Dr. Ralf Kunkel, Dr. Björn Tetzlaff & Tim Wolters*

Forschungszentrum Jülich  
Institut für Bio- und Geowissenschaften (IBG 3: Agrosphäre)  
52425 Jülich  
Tel.: 02461 61-3165  
E-mail: f.wendland@fz-juelich.de



# Inhaltsverzeichnis

<b>Inhaltsverzeichnis .....</b>	<b>3</b>
<b>1 Einleitung .....</b>	<b>5</b>
<b>2 Simulation der austragsrelevanten Abflusskomponenten .....</b>	<b>6</b>
2.1 Hydrologischen Grundbegriffe und Definitionen .....	6
2.2 Berechnung der Höhe des Oberflächenabflusses .....	8
2.3 Wasserhaushaltsmodell mGROWA .....	9
2.4 Berechnung der Wasserbilanz einzelner Modellelemente .....	10
2.5 Berechnung der landnutzungsspezifischen Verdunstung .....	11
2.6 Wasserhaushaltssimulation auf Flächen mit Vegetation .....	13
2.7 Wasserhaushaltssimulation auf urbanen Flächen .....	14
2.8 Wasserhaushaltssimulation auf freien Wasseroberflächen .....	15
2.9 Separation des Gesamtabflusses in die Abflusskomponenten .....	15
<b>3 Simulation der diffusen N-Einträge ins Grundwasser und die Oberflächengewässer .....</b>	<b>18</b>
3.1 Quantifizierung der atmosphärischen N-Deposition auf Wasserflächen .....	20
3.2 Quantifizierung der N-Einträge in die Oberflächengewässer über Abschwemmung .....	20
3.3 Quantifizierung der N-Einträge in die Oberflächengewässer über Erosion .....	21
3.4 Abschätzung der im Boden festgelegten N-Menge .....	21
3.5 Quantifizierung des Nitratabbaus im Boden (DENUZ-Modell) .....	22
3.5.1 Modellierung der Nitratkonzentration im Sickerwasser .....	24
3.5.2 Ankopplung der auswaschungsgefährdeten Nitrat-N-Menge im Boden an die austragsrelevanten Abflusskomponenten .....	24
3.6 Quantifizierung der grundwasserbürtigen Nitrateinträge in die Oberflächengewässer (WEKU-Modell) .....	25
3.6.1 Modellierung der Grundwasserfließzeiten im oberen Aquifer .....	25
3.6.2 Modellierung des Nitratabbaus der Grundwasserleiter .....	29
<b>4 Simulation der diffusen Phosphoreinträge in die Oberflächengewässer (MEPhos-Modell) .....</b>	<b>31</b>
4.1 Ansatz zur Modellierung des P-Eintrags über Dränagen .....	32
4.1.1 Phosphotop „Gedrängte Hochmoorböden unter Grünland“ .....	32
4.1.2 Phosphotope „Gedrängte Niedermoorböden unter Ackernutzung“ und „Gedrängte Niedermoorböden unter Grünlandnutzung“ .....	32
4.1.3 Phosphotope „Gedrängte Sandmisch- und Sanddeckkulturen unter landwirtschaftlicher Nutzung“ .....	33
4.1.4 Phosphotope „Gedrängte Marschböden unter Ackernutzung“ und „Gedrängte Marschböden unter Grünlandnutzung“ .....	34
4.1.5 Phosphotop „Gedrängte stark lehmige terrestrische Mineralböden unter landwirtschaftlicher Nutzung“ .....	34
4.1.6 Phosphotope „Gedrängte stark tonige terrestrische Mineralböden unter landwirtschaftlicher Nutzung“ .....	35

---

4.1.7 Phosphotop „Gedränkte tonarme Sandböden unter landwirtschaftlicher Nutzung“.....	35
4.2 Ansatz zur Modellierung des P-Eintrags über den Zwischenabfluss .....	36
4.3 Ansatz zur Modellierung des P-Eintrags über den grundwasserbürtigen Abfluss .....	37
4.4 Modellansatz zur Quantifizierung des Phosphoreintrags über Erosion.....	37
4.5 Ansatz zur Modellierung des P-Eintrags über Abschwemmung .....	39
4.6 Quantifizierung der atmosphärischen P-Deposition auf Wasserflächen .....	40

## 1 Einleitung

In dem hier vorgelegten Dokument werden schwerpunktmäßig die Einzelmodelle beschrieben, auf denen die Modellierungsarbeiten im FZJ im Projekt AGRUM-DE beruhen:

- Das Wasserhaushaltsmodell mGROWA zur Abbildung des Wasserhaushalts und der Eintragspfade für Nährstoffe
- Die reaktiven N-Transportmodelle DENUZ und WEKU zur Ermittlung der Denitrifikation im Boden und im Grundwasser sowie zur Abschätzung des N-Minderungsbedarfs für das Grundwasser und zur Ermittlung von Verweil- und Fließzeiten (Kapitel 3) sowie
- Das P-Transportmodell MEPhos zur Ermittlung des Phosphoreintrags in Oberflächen Gewässer.

## 2 Simulation der austragsrelevanten Abflusskomponenten

Der Austrag von Pflanzennährstoffen in die Oberflächengewässer ist immer an die Komponenten des Abflusses gebunden. Aufgrund des unterschiedlichen physikalisch/chemischen Verhaltens von Stickstoffverbindungen (vor allem Nitrat) und Phosphorverbindungen (vor allem Phosphat) kommt den einzelnen Abflusskomponenten eine unterschiedliche Bedeutung als Eintragspfad zu.

Nitrat wird nicht adsorptiv an Boden- und Gesteinspartikel gebunden. Aus diesem Grund kommt es zu keinem nennenswerten Nitratrückhalt im Untergrund, so dass die nicht von Pflanzen aufgenommenen Stickstoffdünger mit dem fließenden Wasser abtransportiert werden. Dies erfolgt entweder über die Direktabflusskomponenten, durch welche die Nährstoffe mit nur geringer Zeitverzögerung nach einem abflussauslösenden Niederschlagsereignis in den Vorfluter eingetragen werden oder über den grundwasserbürtigen Abfluss, durch den Nährstoffe den Vorfluter mit großer Zeitverzögerung erreichen. Während des Transports des Nitrats durch den Boden und das Grundwasser kann es in Abhängigkeit von den jeweiligen Standortbedingungen zu einem erheblichen Nitratabbau kommen.

Im Gegensatz zum Nitrat werden Phosphorverbindungen unter den in Böden auftretenden Bedingungen im Allgemeinen nicht abgebaut. Phosphorverbindungen werden häufig adsorptiv an Bodenpartikel gebunden und in gelöster Form in nur ganz geringen Mengen ins Grundwasser und die Vorfluter eingetragen. Phosphorverbindungen aus der Landwirtschaft gelangen daher in der Regel über die Komponenten des Direktabflusses in die Vorfluter. Dies geschieht entweder gebunden an Bodenpartikeln über die Bodenerosion oder über Abschwemmung, wenn die Aufenthaltszeit im Boden kurz ist, so dass keine adsorptive Anlagerung an Bodenpartikel stattgefunden konnte.

Die räumlich hoch aufgelöste Simulation der hydrologischen Verhältnisse ist daher eine Grundvoraussetzung für eine nach den Austragspfaden differenzierende Modellierung der N- und P-Einträge in die Vorfluter.

### 2.1 Hydrologischen Grundbegriffe und Definitionen

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

$$Q_{ges} = N - ET_{real} + \Delta S \quad GI.2-1$$

mit	$Q_{ges}$	=	Gesamtabfluss	(mm/a)
	$N$	=	Niederschlag	(mm/a)
	$ET_{real}$	=	reale Verdunstung	(mm/a)
	$\Delta S$	=	Vorratsänderung	(mm/a)

Bei langjährigen Betrachtungen kann die Vorratsänderung ( $\Delta S$ ) vernachlässigt werden. Der **Gesamtabfluss** entspricht damit nach DIN 4049-1 (1994) der Differenz zwischen der Niederschlagshöhe und der Höhe der realen Verdunstung und lässt sich in verschiedene Abflussanteile (siehe Abb. 2-1) aufgliedern, die den Vorflutern auf der Erdoberfläche oder im Boden und Grundwasserbereich mit unterschiedlichen Fließzeiten zuströmen.

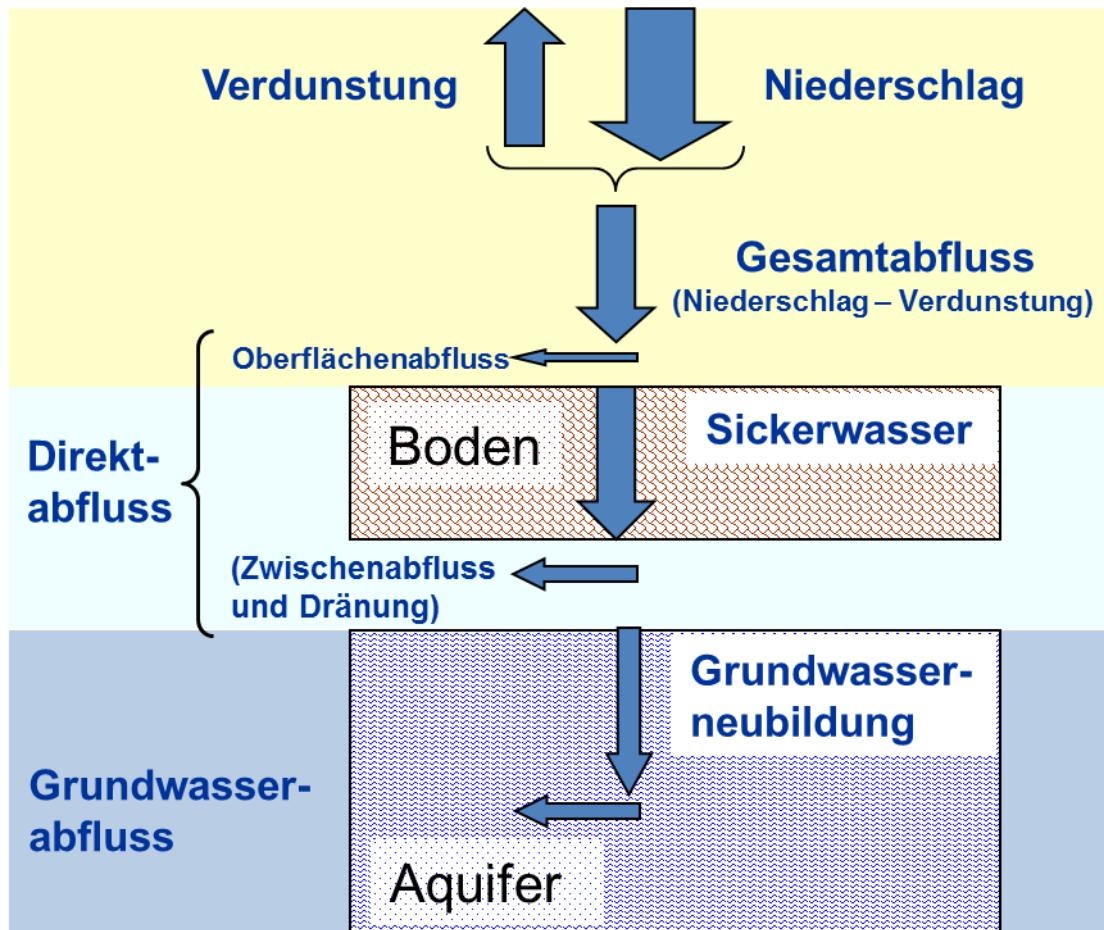


Abbildung 2-1: Die Komponenten des Abflusses

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 u. Liebscher, 1996). Von Peschke (1997) und Schwarze et al. (1991) 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“ (langsam) Zwischenabfluss unterschieden, wobei dem „unmittelbaren Zwischenabfluss“ wesentlich höhere Volumenanteile zugeschrieben werden (Baumgartner u. Liebscher 1990). Peschke (1997) und Schwarze et al. (1991) 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 Zusicherung definiert ist.

Als **Basisabfluss** wird nach DIN 4049-1 (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 gleich bleibend, 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 Wasserhaushaltes eines Gebietes entspricht der grundwasserbürtige Abfluss nach DIN 4049-1 (1994) der Grundwasserneubildung. Peschke (1997) und Schwarze et al. (1991) unterteilen den Basisabfluss in einen „kurzfristigen“ Basisabfluss (verzögter 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:

$$Q_{gw} = N - ET_{real} - Q_D$$

Gl. 2-2

mit	$Q_{gw}$	=	mittlere Grundwasserneubildungsrate	(mm/a)
	$N$	=	mittlere Niederschlagshöhe	(mm/a)
	$ET_{real}$	=	mittlere reale Verdunstungshöhe	(mm/a)
	$Q_D$	=	mittlere Direktabflusshöhe	(mm/a)

## 2.2 Berechnung der Höhe des Oberflächenabflusses

Nach der Definition in Kap. 2.1 gehört der Oberflächenabfluss zu den Direktabflusskomponenten. Die Oberflächenabflusshöhe ist eine wichtige Grundlage für die Bestimmung der durch Abschwemmung und Erosion in die Oberflächengewässer transportierten Nährstoffe. Vor allem als Eintragspfad für Phosphor spielt die Abschwemmung eine wesentliche Rolle.

Das Auftreten von Oberflächenabfluss ist im Allgemeinen an Starkregenereignisse gebunden und auf stark reliefierte Mittelgebirgsregionen und grundwassernahe Standorte beschränkt. Aus diesem Grund erfolgt die Ermittlung des Oberflächenabflusses bei hydrologischen Frage-

stellungen oft mit zeitlich hoch aufgelösten Modellen. Aufgrund der vom RAUMIS-Modell ausgewiesenen mittleren langjährigen Nährstoffüberschüsse war eine ereignisbezogene Ermittlung der Höhe des Oberflächenabflusses bzw. der über Abschwemmung und Erosion in die Oberflächengewässer gelangenden N- und P-Frachten im Rahmen des Projektes nicht angemessen.

Die Bestimmung der über Abschwemmungs- und Erosionsvorgänge in die Oberflächengewässer eingetragenen Nährstoffüberschüsse erfolgte daher über eine Verknüpfung mit den im langjährigen Mittel zu erwartenden Oberflächenabflusshöhen. Zu deren Berechnung wurde ein Ansatz verwendet, in dem die Höhe des Oberflächenabflusses als von der Niederschlagshöhe abhängiger Anteil an der Gesamtabflusshöhe ausgedrückt wird (US Soil Conservation Service, 1972):

$$Q_o = Q_{ges} \cdot 2 \cdot 10^{-6} \cdot (N_{Jahr} - 500)^{1,65} \quad GI.2-3$$

mit:	$Q_o$	=	mittlere jährliche Oberflächenabflusshöhe	(mm/a)
	$N_{Jahr}$	=	mittlere jährliche Niederschlagshöhe	(mm/a)
	$Q_{ges}$	=	mittlere jährliche Gesamtabflusshöhe	(mm/a)

Ob und in welchem Umfang der auf einer Rasterzelle gebildete Oberflächenabfluss ein Oberflächengewässer erreicht, hängt noch von einer Reihe weiterer Einflussfaktoren ab. Hierzu zählen z.B. die Landnutzung, die Hangneigung und die Anbindung der Einzelflächen an das Gewässernetz.

## 2.3 Wasserhaushaltsmodell mGROWA

Die Simulation der hydrologischen Situation im Projekt AGRUM-DE erfolgt basierend auf dem mGROWA-Modell, welches am Forschungszentrum Jülich im Rahmen des BMBF-Förder schwerpunktes „KLIMZUG“ (Herrmann et al., 2013; Herrmann et al., 2014a,b) sowie des EU-Projects CLIMB „Climate induced changes on the Hydrology of Mediterranean Basins“ (Herrmann et al., 2016a; Ehlers et al., 2016) zur Simulation des Wasserhaushalts und zur Analyse der Auswirkungen des Klimawandels auf die regional verfügbaren Wasserressourcen entwickelt wurde.

Im Rahmen verschiedener Projekte wird mGROWA seitdem kontinuierlich weiterentwickelt und erweitert, z.B. zur Simulation der möglichen Auswirkungen von Klimaänderungen auf die Grundwasserneubildung in Niedersachsen (Herrmann et al., 2017a), zur expliziten Ausweisung der nachhaltig nutzbaren Grundwassermenge in NRW (Herrmann et al., 2015), zur Ermittlung des Beregnungsbedarfs in der Metropolregion Hamburg (Herrmann et al., 2016b), zur expliziten Ausweisung des Abflussgeschehens im alpinen Raum Sloweniens (Herrmann et al., 2017) sowie im Hinblick auf die Ausweisung der relevanten Eintragspfade für Nährstoffe in den Bundesländern NRW und Rheinland-Pfalz sowie im AGRUM-DE-Projekt.

mGROWA ist ein konzeptionelles rasterbasiertes Modell zur Simulation der tatsächlichen Evapotranspiration, und der Abflusskomponenten Zwischenabfluss, Abfluss aus Drainagen, urbaner Direktabfluss und Grundwasserneubildung in Modellgebieten beliebiger Größe (wenige km<sup>2</sup> bis >100.000 km<sup>2</sup>), vgl. Abb. 2-2. Im Sinne von Becker und Serban (1990) handelt es sich um ein *deterministic conceptual distributed grid based hydrologic model*.

Die räumliche und zeitliche Variabilität der Klimaelemente Niederschlag und Gras-Referenzevapotranspiration wird bei der mGROWA-Modellierung im Rahmen der Datenaufbereitung abgebildet, und in der Simulation als Modellinput verwendet. Für das AGRUM-DE-Projekt werden Klimadaten aus dem Climate Data Center (CDC) des Deutschen Wetterdienstes

(DWD) verwendet. Zur Berücksichtigung der unterschiedlichen bodenkundlichen, topografischen, geologischen Verhältnisse werden für die mGROWA-Modellierung im AGRUM-DE-Projekt im Gegensatz zu den Modellierungen auf Länderebene nicht die räumlich höchst-aufgelösten auf Länderebene konsistent verfügbaren Datengrundlagen verwendet, sondern die räumlich höchst-aufgelösten auf Bundesebene konsistent verfügbaren Datengrundlagen.

Die rasterbasierte Simulation des Wasserhaushaltes mit dem Modell mGROWA erfolgt in zwei Stufen (Abb. 2-2), der Simulation der Abflussbildung im Boden in Tagesschritten folgt eine Abflussséparation in Monatsschritten. In der prozessorientierten ersten Stufe wird in Tages schritten die tatsächliche Evapotranspiration  $eta$  von der Erdoberfläche und die Abflussbildung in Form des Sickerwasserabflusses  $q_t$  aus dem Boden flächendifferenziert berechnet. 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).

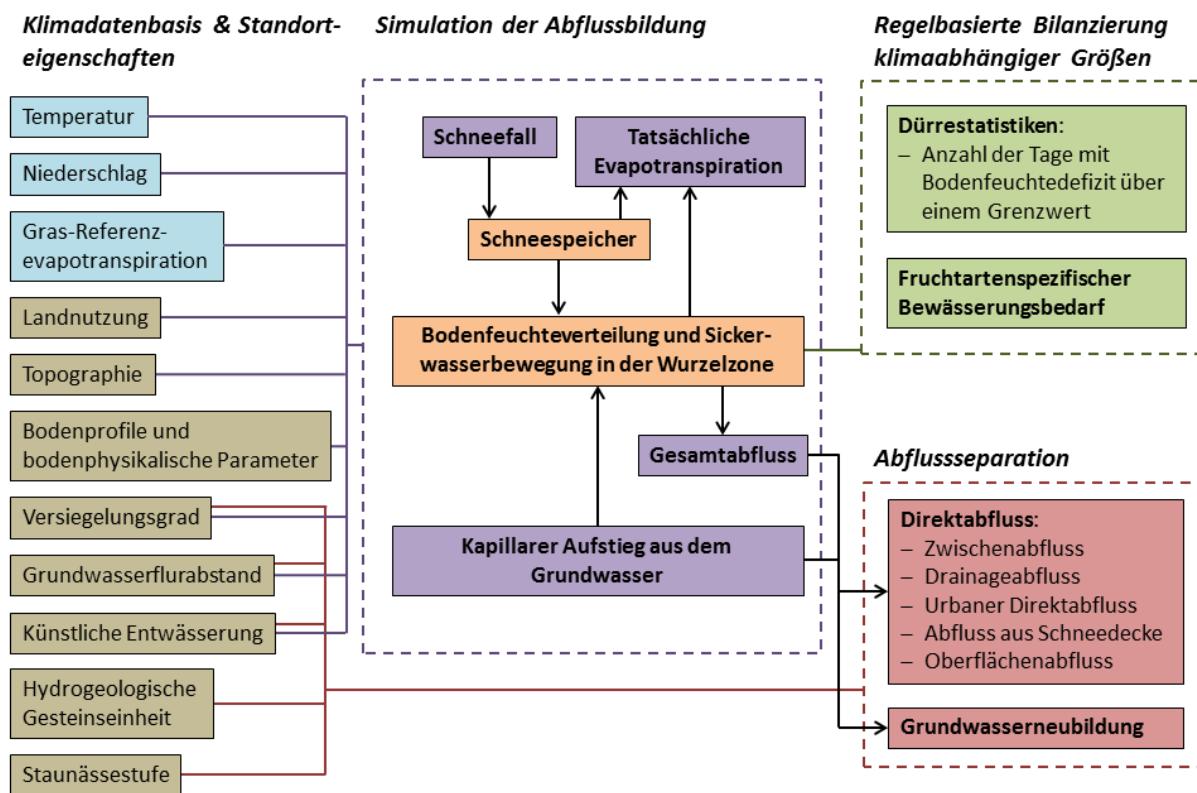


Abb. 2-2: mGROWA-Modellkonzept

Durch die Abflussséparation wird der Sickerwasserabfluss aus dem Boden in die Grundwasserneubildung und die Direktabflusskomponenten urbaner Direktabfluss, Zwischenabfluss und Dränabfluss aufgeteilt. Weitere Funktionalitäten des mGROWA-Modells, z.B. zur Ermittlung eines fruchtartenspezifischen Bewässerungsbedarfs oder die Erstellung von Dürrestatistiken) kommen im AGRUM-DE-Projekt nicht zum Einsatz.

## 2.4 Berechnung der Wasserbilanz einzelner Modellelemente

Die innerhalb einer diskreten Zeitspanne durch die verschiedenen Prozesse des Wasserkreislaufs in einem diskreten Modellelement des Modellraumes bewegte Wassermenge wird durch die Wasserhaushaltsgleichung (Gl.2-1) bilanziert:

$$p + q_{in} = et_a + q_t + (s_2 - s_1) \quad \text{Gl.2-4}$$

Hierbei ist  $p$  der Niederschlag,  $q_{in}$  die dem Modellelement zugeströmte Wassermenge (z.B. durch kapillaren Aufstieg),  $et_a$  die landnutzungsspezifische tatsächliche Evapotranspiration,  $q_t$  der gesamte gebildete Abfluss von diesem Modellelement,  $s_1$  der Speicherfüllstand zu Beginn und  $s_2$  der Speicherfüllstand am Ende der Zeitspanne. Die linke Seite der Gleichung umfasst alle Volumenströme in ein Modellelement hinein, die rechte Seite alle Volumenströme aus diesem heraus sowie die Veränderung der im Modellelement gespeicherten Wassermenge, z.B. der Bodenfeuchte oder des Niederschlagswassers auf versiegelten Flächen. Alle in den folgenden Absätzen beschriebenen Gleichungen und Verfahren dienen dazu, die einzelnen Größen der Wasserhaushaltsgleichung zu simulieren. Mit Hilfe der Wasserhaushaltsgleichung wird sichergestellt, dass bei der großräumigen Simulation des Wasserhaushalts auf allen Rasterzellen (Modellelementen) des Untersuchungsgebietes keine methodischen Bilanzfehler auftreten.

## 2.5 Berechnung der landnutzungsspezifischen Verdunstung

Als wesentliche Größe der Wasserhaushaltsgleichung muss die landnutzungsspezifische tatsächliche Evapotranspiration flächendeckend berechnet werden. Die im Wasserhaushaltmodell mGROWA realisierte Berechnung erfolgt für einzelne Tage auf Basis der sogenannten Gras-Referenzevapotranspiration  $et_0$ , 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. 2-5:

$$et_a = et_0 \cdot k_{LN} \cdot f(\beta, \gamma) \cdot f(s) \quad \text{Gl. 2-5}$$

Die Gras-Referenzevapotranspiration als grundlegende Größe wird mit Hilfe der Penman-Monteith-Gleichung berechnet (z.B. Allen et al., 1998; Allen et al., 1994; ATV-DVWK, 2002; Monteith, 1965). Diese Gleichung bildet den physikalischen Prozess der Verdunstung auf Grundlage der meteorologischen Eingangsgrößen sowie standortspezifischer Oberflächen- und Pflanzenparameter ab (Albedo, aerodynamischer Verdunstungswiderstand, Bestandeswiderstand). Mit ihrer Hilfe ist eine Berechnung der tatsächlichen Evapotranspiration möglich, ohne dass weitgehende empirische Annahmen einfließen müssen. Die Gras-Referenzevapotranspiration ist das Ergebnis der Penman-Monteith-Gleichung für eine standardisierte Gras-Oberfläche bei gegebenen verdunstungsrelevanten meteorologischen Größen. Für eine von den Referenzbedingungen abweichende Landoberfläche und die darauf befindliche abweichende Vegetation können mit Hilfe der landnutzungsspezifischen Verdunstungsfaktoren die entsprechenden Parameter der Penman-Monteith-Gleichung angepasst werden, sodass sich aus der Gras-Referenzevapotranspiration für beliebige Oberflächen eine tatsächliche Evapotranspiration ableiten lässt.

Verdunstungsfaktoren für einzelne Feldfrüchte (z.B. Allen et al., 1998; Dommermuth und Trampf, 1991; DVWK, 1996; Engel et al., 2012) oder auch Landnutzungsklassen (z.B. ATV-DVWK, 2002) sind vielfach publiziert worden. Aufgrund des Wachstums der Vegetation verändern sich die Albedo, die Bestandeshöhe sowie die verdunstungsrelevanten Widerstandswerte und es resultiert für die meisten Landoberflächen ein Jahresgang der Verdunstungsfaktoren. Für die Simulation des Wasserhaushalts mit mGROWA im AGRUM-Deutschland-Projekt steht zur Berücksichtigung des Einflusses der Vegetation das ATKIS® Basis-DLM des Amtlichen Topographisch-Kartographischen Informationssystems (ATKIS) zur Verfügung.

In den für große Modellgebiete, wie z.B. für die gesamte Bundesrepublik verfügbaren Datengrundlagen, fehlen jedoch detaillierte Informationen zur Fruchfolge auf den landwirtschaftlichen Nutzflächen. Aus diesem Grund muss auf eine feldfruchtspezifische Verdunstungssimulation verzichtet werden, obwohl diese prinzipiell mit mGROWA möglich ist. Für die im Rahmen von AGRUM-DE durchgeführten Simulationen des Wasserhaushalts werden die Objektarten des DLM in Landnutzungsklassen eingeordnet. Für diese Klassen und die Einzelmonate des Jahres sind landnutzungsspezifische Verdunstungsfaktoren verfügbar.

Bei der Berechnung der Gras-Referenzevapotranspiration mit Hilfe der Penman-Monteith-Gleichung wird eine ebene Landoberfläche vorausgesetzt. Im Gegensatz zu dieser erhalten Hangflächen jedoch, abhängig von ihrer Neigung und Exposition, einen veränderten Energieeintrag durch die einfallende Strahlung. Die Verdunstung ist auf nördlich ausgerichteten Hängen kleiner und auf südlich ausgerichteten Hängen größer als auf einem vergleichbaren Standort in der Ebene. Aus diesem Grund muss eine Korrekturfunktion (Gl.2 -6) berücksichtigt werden. Kunkel und Wendland (1998) haben diese Korrekturfunktion auf Basis der Untersuchungen von Golf (1981) ermittelt (vgl. Abb. 2-3).

$$f(\beta, \gamma) = (1,605 \cdot 10^{-2} \cdot \sin(\beta - 90) - 2,5 \cdot 10^{-4}) \cdot \gamma + 1 \quad \text{Gl. 2-6}$$

Hierin sind  $\beta$  die Hangexposition gegenüber Nord und  $\gamma$  die Hangneigung (jeweils in °).

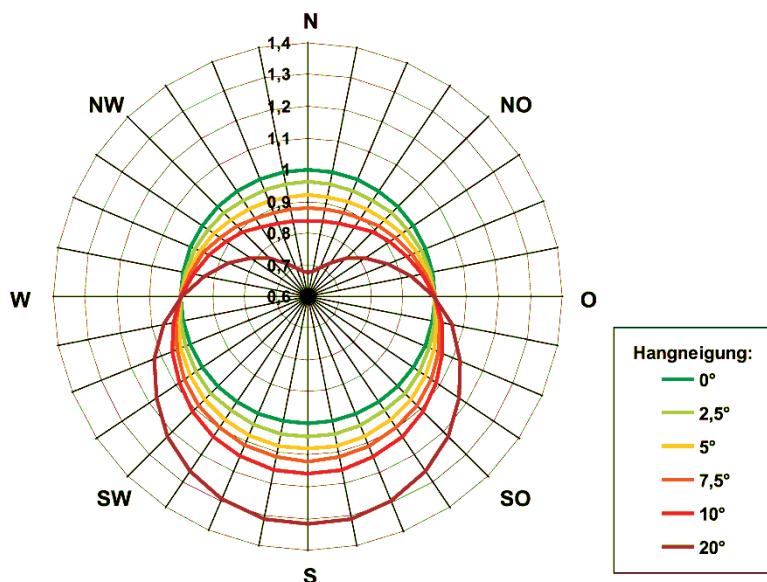


Abb. 2-3 Funktionswerte der Korrekturfunktion für nicht ebene Oberflächen.

Mit dem letzten Faktor in Gl. 2-5 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.

## 2.6 Wasserhaushaltssimulation auf Flächen mit Vegetation

Die Bilanzierung des Bodenwasserhaushalts auf Flächen mit Vegetation und damit des für die Verdunstung zur Verfügung stehenden Wassers erfolgt im Modell mGROWA auf Basis des von Engel et al. (2012) entwickelten Mehrschicht-Bodenwasserhaushaltsmodells BOWAB. Dieses Modell dient in der Praxis zur feldfruchtspezifischen Berechnung des im Boden insgesamt gespeicherten Wassers, des pflanzenverfügbaren Wassers, der Sickerwasserrate und des Bewässerungsbedarfs auf landwirtschaftlichen Nutzflächen in Tagesschritten. Nach einer Anpassung der relevanten Parameter ist die Methodik prinzipiell für die Simulation des Bodenwasserhaushalts unter beliebigen Vegetationstypen verwendbar.

Die Berechnungsmethodik des Modells BOWAB wurde im Rahmen der Implementierung in mGROWA ergänzt und erweitert. Einerseits wurden wichtige Parameter für neue Vegetationstypen festgelegt. Andererseits wurde die Bilanzierung des kapillar aufsteigenden Wassers überarbeitet. Die Prozessschritte zur automatisierten Erzeugung und Parametrisierung der Modellgeometrie, zur Bilanzierung des im Bodenprofil gespeicherten und sich bewegenden Wassers, zur Berechnung der tatsächlichen Evapotranspiration, der Sickerwasserbewegung sowie der kapillar aufsteigenden Wassermengen sind z.B. in Herrmann et al. (2013) und Herrmann et al. (2014c) detailliert erläutert.

Auf grundwasserbeeinflussten Böden erfolgt die Wasserversorgung der Vegetation aus dem im Wurzelraum gespeicherten und dem von der Grundwasseroberfläche kapillar aufsteigenden Wasser. Das in diesen Böden kapillar aufsteigende Wasser stellt quasi eine Grundwasserzehrung dar. Im Modell mGROWA ist der Grundwasserflurabstand eine Randbedingung und kann variabel als Jahresgang in Monatsschritten vorgegeben werden. Abbildung 2-6 zeigt schematisch die mit dem Jahresgang des Grundwasserflurabstandes in Verbindung stehenden Prozesse.

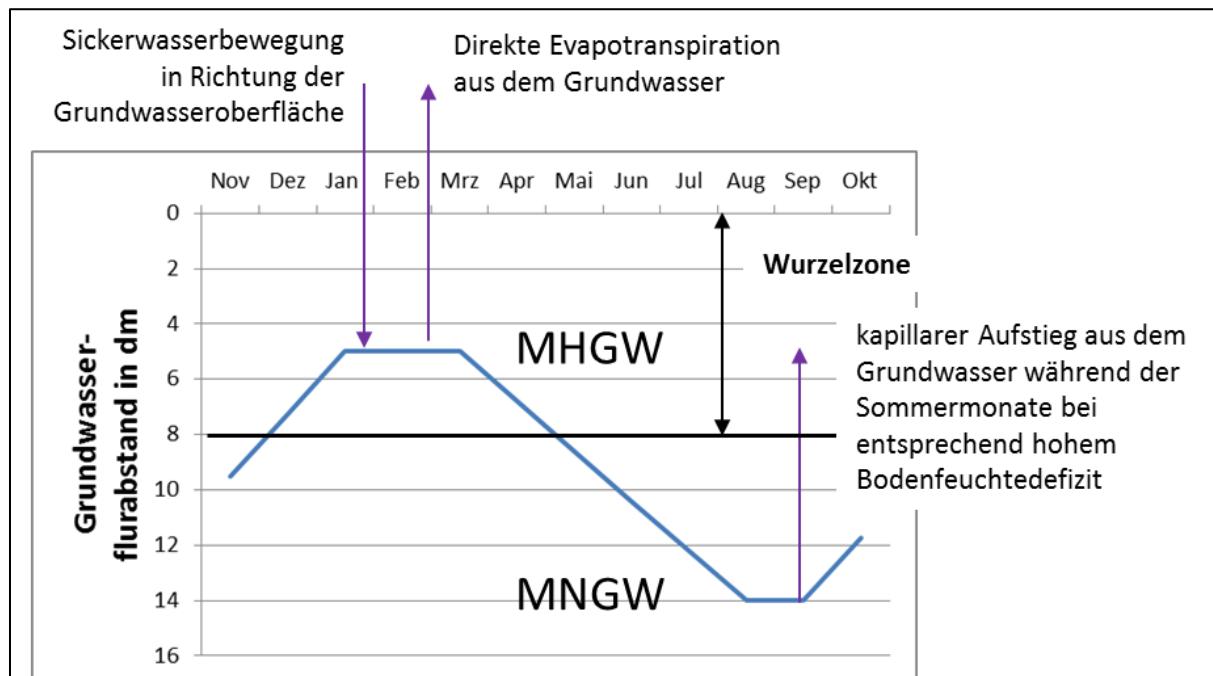


Abbildung 2-6: Schematische Darstellung des „natürlichen“ Jahresgangs des Grundwassers sowie der in diesem Zusammenhang mit mGROWA simulierten Prozesse. MHGW – mittlerer Hochstand des Grundwassers; MNW – mittlerer Niedrigstand des Grundwassers.

Als Datenbasis zur Berechnung des Jahresganges des Grundwasserflurabstandes dient die Information zur Grundwasserstufe aus Bodenkarten. Den Grundwasserstufen können mittlere Hoch- und Niedrigstände des Grundwassers (MHGW und MNW) zugewiesen werden, die

jeweils den mittleren Schwankungsbereich des Grundwassers begrenzen. Auf Basis dieser Werte können flächendeckend monatliche Grundwasserflurabstände mit dem in Engel et al. (2012) für das Modell BOWAB vorgeschlagenen Algorithmus interpoliert werden. Diese Vorgehensweise erlaubt die Abbildung der Aktivierung landwirtschaftlicher Drainagesysteme mit hohen Drainageabflüssen während des Winterhalbjahres. Abbildung 2-7 zeigt, wie die Grundwasserdrainagen im Modell den Jahresgang der Randbedingung Grundwasserflurabstand beeinflussen.

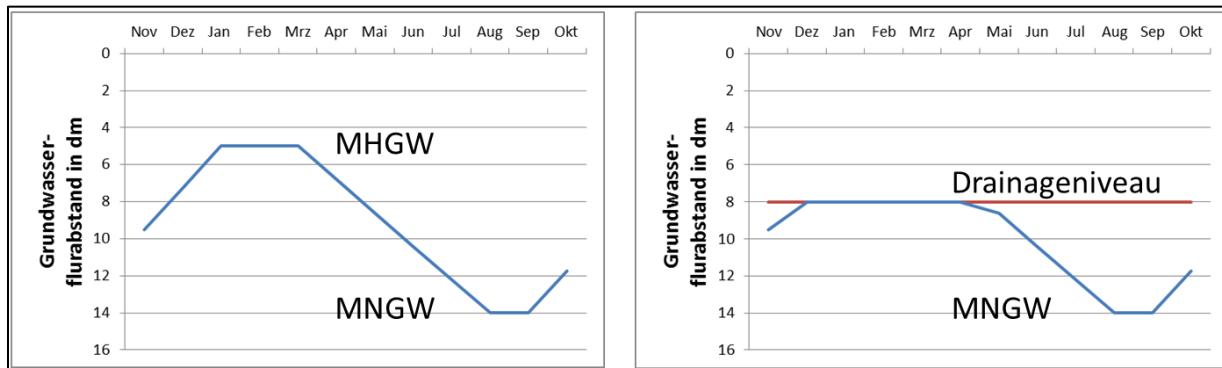


Abbildung 2-7: Schematische Darstellung des variablen Grundwasserflurabstand in Verbindung mit Drainagen (rechts). MHGW – mittlerer Hochstand des Grundwassers; MNGW – mittlerer Niedrigstand des Grundwassers.

## 2.7 Wasserhaushaltssimulation auf urbanen Flächen

Auf den versiegelten Flächen der urbanen Räume – z.B. Asphaltflächen, Dachflächen mit Entwässerung, Straßenpflaster – ist der Betrag der Verdunstung ebenfalls abhängig von der zur Verfügung stehenden Wassermenge. 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 Niederschlags, der nicht gespeichert werden kann, bildet den Abfluss von versiegelten Flächen.

Für die Ermittlung der tatsächlichen Evapotranspiration für Rasterzellen mit versiegelten urbanen und ruralen Flächen wird nicht auf das DLM als Datengrundlage aufgesetzt, weil dort nur zwei Versiegelungsklassen „dicht bebaute Fläche, > 80 % versiegelt“ und „locker bebaute Flächen und Siedlungen“ ausgewiesen sind. Stattdessen werden für die Berechnung der tatsächlichen Evapotranspiration dieser Flächen die rasterbasierten Versiegelungsgrade (in %) verwendet, die von der European Environment Agency („High Resolution Layer Imperviousness, EEA 2012“) im 20 m Raster als flächendeckender europäischer Datensatz (Pan-European High Resolution Layer, HRL) zur Verfügung gestellt wird. Der Anteil der versiegelten Flächen wird dort durch den Versiegelungsgrad  $k_V$  angegeben. Urbane Flächen werden entsprechend ihres Versiegelungsgrades zwischen 0 und 100 % parametrisiert. Dadurch können viele Kombinationen aus individuellem Versiegelungsgrad  $\pi_i$  (engl. percentage imperviousness) 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 Abfluss  $q_u$  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.

## 2.8 Wasserhaushaltssimulation auf freien Wasseroberflächen

Auf freien Wasseroberflächen steht für den Evaporationsprozess immer ausreichend Wasser zur Verfügung. Die Speicherfunktion in Gl.2-5 ist in diesem Fall 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. An Tagen, an denen die tatsächliche Verdunstung den Niederschlag überschreitet, wird in der Bilanz Wasser aus dem Reservoir der Fläche entnommen. Diese entnommene Wassermenge hat ebenfalls den Charakter eines Modellinputs – die Wassermenge strömt quasi in den Bilanzraum ein – und wird für die entsprechenden Rasterzellen des Modellgebietes nach Gl. 2-7 bilanziert.

$$q_{in,i} = \begin{cases} et_{a,i}, & p_i = 0 \\ et_{a,i} - p_i, & p_i < et_{a,i} \\ 0, & p_i > et_{a,i} \end{cases} \quad \text{Gl. 2-7}$$

Gesamtabfluss wird von freien Wasseroberflächen an Tagen gebildet, an denen die Niederschlagshöhe die tatsächliche Evaporationshöhe überschreitet.

## 2.9 Separation des Gesamtabflusses in die Abflusskomponenten

Die Separation des Gesamtabflusses in die Komponenten des Direktabflusses (Interflow, Drainageabfluss, Abfluss von urbanen Flächen, Oberflächenabfluss) und die Grundwasserneubildung (Zugang von infiltriertem Wasser durch den Sickerraum zum Grundwasser, DIN 4049-3) wird mit Hilfe von BFI-Werten (Verhältnis von Basisabfluss zu Gesamtabfluss) vorgenommen. Hinter diesem Konzept steht die Prämisse, dass im langjährigen Mittel Basisabfluss und Grundwasserneubildung eines Einzugsgebietes gleichgesetzt werden können, wenn der gesamte Grundwasservorrat des Gebietes im langjährigen Mittel unverändert bleibt.

Durch BFI-Werte wird demnach ein konstant bleibender Anteil des Gesamtabflusses ausgedrückt, der die gesamte ungesättigte Zone durchsickert, d. h. den Grundwasserleiter erreicht und dadurch zu Grundwasserneubildung transformiert wird. BFI-Werte wurden in Europa bereits vielfach flächendifferenziert für charakteristische Gebietseigenschaften bestimmt (z. B. Bloomfield et al., 2009; Ehlers et al., 2016; Haberlandt et al., 2001; Kunkel und Wendland, 2002; Panagopoulos et al., 2015; Tetzlaff et al., 2015; Wendland et al., 2003). Dieses impliziert, dass die Abflusskomponenten als relative Anteile an der Sickerwasserhöhe angegeben werden können. Die für die Separation verwendete Grundgleichung lautet:

$$q_{sw} = BFI \cdot q_{sw} + (1 - BFI) \cdot q_{sw} = q_r + q_d \quad \text{Gl. 2-8}$$

Es wurde ein hierarchischer Ansatz verwendet, bei dem jeweils nur eine Gebietskenngröße als bestimend für den Basisabflussanteil angesehen wird. Weitere Parameter werden erst dann betrachtet, wenn die primäre Gebietskenngröße nicht relevant ist. Jeder Eigenschaft wird dabei ein charakteristischer BFI-Wert zugeordnet. Der hierarchische Ansatz ist sechsstufig gegliedert (vgl. Abb. 2-6).

Hierbei wird für den betreffenden Standort zunächst bestimmt, ob eine nennenswerte Versiegelung vorliegt. Liegt keine Versiegelung vor, wird überprüft, ob eine künstliche Entwässerung landwirtschaftlich genutzter Flächen zu erwarten ist. In diesem Fall werden nach dem Ansatz

von Kuhr und Tetzlaff (Kuhr, 2006; Tetzlaff et al., 2008) potenziell gedrängte landwirtschaftliche Nutzflächen ausgewiesen und in Abhängigkeit vom Bodentyp und der Bodennutzung ein fester Dränabflussanteil zugeordnet. Ist eine künstliche Entwässerung eher unwahrscheinlich, werden für Lockergesteinsbereiche zusätzlich die bodenhydrologischen Faktoren Flurabstand und Staunässe sowie die lokale Hangneigung betrachtet. In Festgesteinbereichen wird die hydrogeologische Gesteinseigenschaft als abflusswirksame Gebietseigenschaft angesehen.

Für unversiegelte Oberflächen wird als nächstes der Grundwasserflurabstand für die Aufspaltung des Gesamtabflusses in die Komponenten relevant. Auf ebenen grundwassernahen Standorten wird im Modell mGROWA in vertikaler Richtung in der gesamten ungesättigten Zone die Wasserbewegung bilanziert. Auf diesen Flächen findet kein relevanter Direktabfluss statt. Das Sickerwasser aus den bilanzierten Modellschichten erreicht aufgrund des geringen Grundwasserflurabstandes direkt die Grundwasseroberfläche und wird somit per Definition Grundwasserneubildung. Durch kapillar aufsteigendes Grundwasser kann auf diesen Standorten vor allem in den Sommermonaten jedoch auch eine Grundwasserzehrung einsetzen. Um diesen Wechselwirkungen Rechnung zu tragen, wird die sogenannte Netto-Grundwasserneubildung  $q_{rn}$  berechnet, die in den Monaten negative Werte annimmt, in denen der kapillare Aufstieg überwiegt. Darauf aufbauend kann durch Bildung der Jahressummen bestimmt werden, ob im mehrjährigen Mittel im Wasserwirtschaftsjahr netto eine Grundwasserzehrung stattfindet. Die entsprechende Rasterzelle ist dann Teil eines Zehrgebietes. Für den Fall, dass auf grundwassernahen Standorten Drainagen für eine zusätzliche Entwässerung und Absenkung der natürlichen Grundwasserstände sorgen, wird ein Drainageabfluss  $q_{drain}$  berechnet. Eine Drainage sorgt zusätzlich zum bereits beschriebenen Mechanismus der Grundwasserzehrung für eine reduzierte Grundwasserneubildung vor allem in den Wintermonaten.

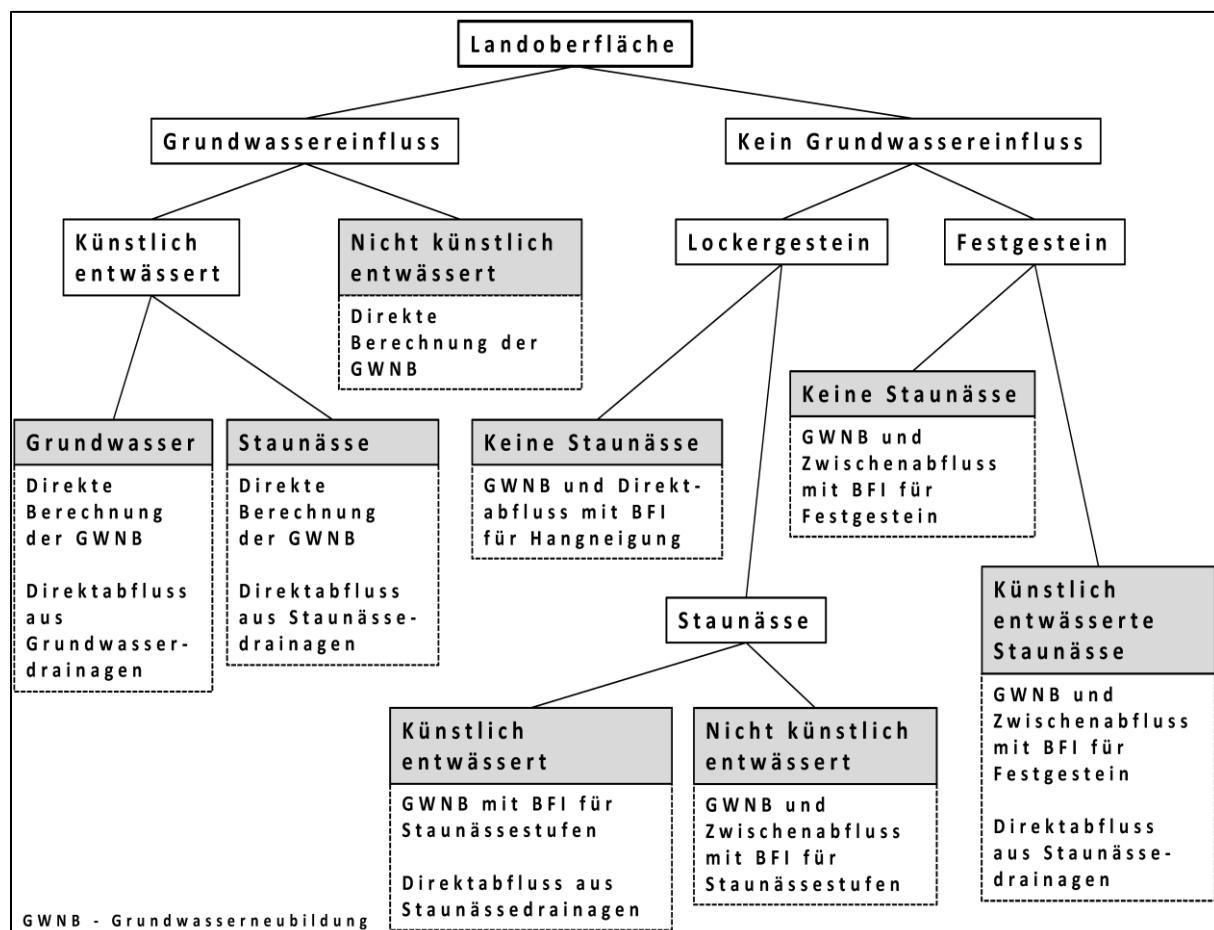


Abb. 2-6: Hierarchisches Modell zur Abflusssseparation in die Eintragspfade.

Auf Standorten ohne Einfluss des Grundwassersystems auf die bilanzierte Bodenzone durch kapillaren Aufstieg sind die vorliegenden Gesteinsarten relevant für den Anteil der Grundwasserneubildung am Gesamtabfluss. Im Festgesteinbereich sind die BFI-Werte abhängig von der hydraulischen Durchlässigkeit der hydrogeologischen Einheiten, im Lockergesteinbereich vom Einfluss bindiger Bodenschichten (Staunässehorizonte), die die Grundwasserneubildung herabsetzen. Diese Staunässe kann gegebenenfalls durch Drainagen künstlich entwässert sein. In diesem Fall wird ebenso ein einsetzender Drainageabfluss bilanziert. Existiert auf einem Standort keiner der genannten Einflussfaktoren, so wird angenommen, dass das gesamte bilanzierte Sickerwasser als Grundwasserneubildung wirksam wird.

### 3 Simulation der diffusen N-Einträge ins Grundwasser und die Oberflächengewässer

Mit den Modellen mGROWA-DENUZ-WEKU des FZ Jülich wird eine flächendifferenzierte Modellierung der diffusen und punktförmigen N-Einträge ins Grundwasser und die Oberflächengewässer über die verschiedenen Austragspfade unter Berücksichtigung des Nährstoffabbaus in Boden und Grundwasser vorgenommen. Auf die Eintragspfade und Berechnungsansätze zur Abbildung von N-Einträgen über Punktquellen und urbane Systeme wird nicht eingegangen, da diese im AGRUM-DE-Projekt über das Modell MONERIS abgebildet werden.

Die Ausweisung der N-Einträge erfolgt in der Regel als Gesamtsumme in t/a N. Hierbei kann sowohl die Gesamtsumme über alle diffusen und alle punktförmigen N-Einträge dargestellt werden, als auch die Summen für jeden Einzelpfad. Bei den diffusen N-Einträgen wird zum Teil zusätzlich der N-Eintrag pro Flächeneinheit in kg/(ha·a) ausgewiesen, um einen flächenspezifischen Vergleich der Einträge zu ermöglichen. Alle diese Angaben sind immer auf die gesamte verlagerbare N-Menge bezogen, d.h. es wird in der Regel keine Unterscheidung in die verschiedenen N-Verbindungen vorgenommen. Vereinfachend wird im Modellsystem mGROWA-DENUZ-WEKU weiterhin davon ausgegangen, dass die gesamte verlagerbare N-Menge als Nitratstickstoff ( $\text{NO}_3\text{-N}$ ) vorliegt.

Der Nitratstickstoff bezeichnet die Menge (Y) an Stickstoff, welche in der Menge (X) Nitrat vorhanden ist. Wenn also z.B. 100 mg/L Nitrat ( $\text{NO}_3$ ) vorliegen, dann bezeichnet der Nitratstickstoff ( $\text{NO}_3\text{-N}$ ) die Menge an Stickstoff welche in den 100 mg/L Nitrat enthalten ist. In dem genannten Beispiel wären das 22,58 mg  $\text{NO}_3\text{-N}$ . Der Umrechnungsfaktor von  $\text{NO}_3\text{-N}$  zu  $\text{NO}_3$  ist 4,43, d.h. der  $\text{NO}_3\text{-N}$ -Gehalt \* 4,43 ergibt den Nitratgehalt. Eine  $\text{NO}_3\text{-N}$ -Konzentration im Sickerwasser von 22,58 mg/L  $\text{NO}_3\text{-N}$  entspricht in diesem Sinne einer Nitratkonzentration im Sickerwasser von  $22,58 \cdot 4,43 \text{ mg/L} = 100 \text{ mg/L } \text{NO}_3$ . Explizit als Nitrat ( $\text{NO}_3$ ) wird nur die Nitratkonzentration im Sickerwasser angegeben, da diese einen Bezug zum Grundwassergrenzwert von 50 mg/L  $\text{NO}_3$  aufweist.

Um konsistent zu den oben aufgeführten Einheiten der N-Einträge zu sein, erfolgt die Angabe der Denitrifikationsumsätze in Boden und Grundwasser daher ebenfalls in t/a N bzw. kg/(ha a) N, d.h. diese Angaben sind daher ebenfalls auf den Nitratstickstoff-Gehalt ( $\text{NO}_3\text{-N}$ ) bezogen). Gleiches gilt für die N-Einträge, die gekoppelt an die Komponenten des Abflusses über die verschiedenen Abflusskomponenten in die Vorfluter gelangen.

Abb. 3-1 zeigt schematisch die Kopplung der einzelnen Modellbausteine zur Quantifizierung der diffusen und punktförmigen N-Einträge in die Grund- und Oberflächengewässer. Grundlage für eine nach den Abflusskomponenten differenzierende, eintragspfadbezogene Quantifizierung der diffusen N-Einträge ins Grundwasser und die Oberflächengewässer ist die flächendifferenzierte Simulation der Wasserhaushaltssituation mit dem mGROWA-Modell. Zur Ermittlung der diffusen N-Einträge werden die Modelle DENUZ (Kunkel u. Wendland, 2006) und WEKU (Kunkel u. Wendland, 1997) mit dem RAUMIS-Modell verknüpft.

Aus dem Gesamtabfluss werden zunächst die Abflusskomponenten des Direktabflusses (Oberflächenabfluss, natürlicher Zwischenabfluss und Dränabfluss) und die Grundwasserneubildung (Basisabfluss, Grundwasserabfluss) bestimmt, welche die Hauptaustragspfade für den N-Eintrag darstellen. Gekoppelt an die Abflusskomponenten gelangen die N-Einträge mit unterschiedlicher Zeitverzögerung in die Oberflächengewässer. Auf dem Transport in der ungesättigten Zone und im Grundwasserraum unterliegt das Nitrat Abbauprozessen, durch die Belastungen unterliegender Gewässersysteme je nach Standortbedingung deutlich verringert werden können, sofern die Abbaukapazität der Gesteins- und Sedimentformationen nicht überschritten wird.

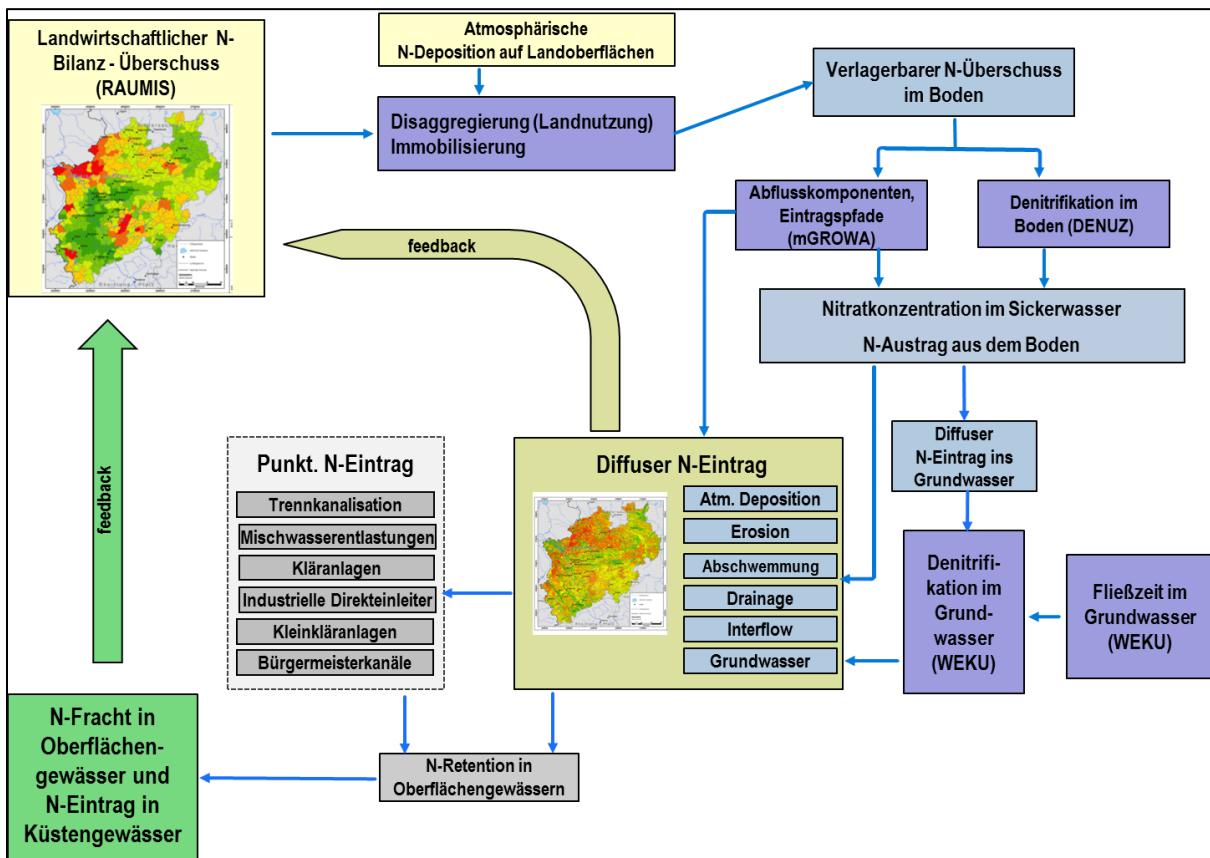


Abbildung 3-1: Schematische Darstellung der Simulation der N-Einträge in die Oberflächengewässer (mGROWA-DENUZ-WEKU-Modell)

Der Nitratabbau im durchwurzelten Boden wird im DENUZ-Modell auf Basis einer gebietsumfassenden Klassifizierung des Nitratabbaupotentials in Boden vorgenommen und die jeweiligen Abbauverluste als Funktion der jeweiligen Standorteigenschaften unter Zugrundelegung einer Michaelis-Menten Kinetik flächendifferenziert quantifiziert. Da der Nitratabbau in der ungesättigten Zone unterhalb des durchwurzelten Bereichs in modellhafter Annahme vernachlässigt wurde, sind die N-Einträge in die Oberflächengewässer über den natürlichen Zwischenabfluss sowie über den Dränabfluss damit bereits an dieser Stelle bestimmt.

Zur Bestimmung der grundwasserbürtigen N-Einträge in die Vorfluter wird zunächst der Anteil der Grundwasserneubildung am Gesamtabfluss bestimmt. Wenn die Wasserhaushaltsmodellierung mit GROWA also ergeben hat, dass der Gesamtabfluss in einer Rasterzelle zu 80% zur Grundwasserneubildung beiträgt, so bedeutet dies gleichsam, dass 80% der N-Austräge aus dem Boden über die Grundwasserneubildung in den Aquifer gelangen.

Für die über die Grundwasserneubildung in den Grundwasserleiter ausgewaschenen N-Mengen, ist der reaktive N-Transport im Aquifer zu berücksichtigen. Dies erfolgt über das Modell WEKU (Kunkel u. Wendland 1997; 2000; 2006; Wendland et al. 2004). Die WEKU-Modellierung beinhaltet eine flächendifferenzierte Analyse der Fließwege und Fließzeiten im oberen Grundwasserleiter. Diese Fließzeitenanalyse ist nicht nur für die Simulation der u. a. zeitabhängigen Nitratabbauvorgänge im Grundwasser reduzierter Grundwässer bedeutsam, sondern auch für die Prognose der zeitlichen und räumlichen Wirkung von Maßnahmen zur Verminderung von Stoffeinträgen. Die Einstufung in reduzierte und oxidierte Aquifere erfolgt auf der Basis von Grundwassergütedaten.

Die modellierten N-Einträge in die Oberflächengewässer aus diffusen Quellen werden auf Ebene der Teileinzugsgebiete aufsummiert und ans MONERIS-Modell übergeben. Dort werden die modellierten Werte anhand von im Flusslauf gemessenen Nitratkonzentrationen nach Anwendung der Methode der OSPAR-Commission (1998) auf Plausibilität überprüft. Bei der Plausibilitätsüberprüfung der Modellrechnungen ist zu berücksichtigen, dass die in einem Flusslauf realisierten Nährstofffrachten sich nicht nur aus den diffusen Einträgen zusammensetzen, sondern immer auch einen Anteil an punktuellen Einträgen aufweisen. Dementsprechend werden die N-Einträge über Trennkanalisationen, kommunale Kläranlagen, industrielle Direkeinleitungen, Bürgermeisterkanäle sowie über Mischwasserentlastungen im MONERIS gesondert ausgewiesen. Zudem wird dort die gewässerinterne N-Retention berücksichtigt.

Nachfolgend werden also nur die Berechnungsansätze beschrieben, die im Modell DENUZ-WEKU zur Ermittlung der diffusen N-Einträge verwendet werden. Wenn im Folgenden von N-Einträgen gesprochen wird, sind damit Emissionen von  $N_{\text{gesamt}}$  aus der Fläche in die Oberflächengewässer gemeint.

### **3.1 Quantifizierung der atmosphärischen N-Deposition auf Wasserflächen**

Die atmosphärische N-Deposition ist eine diffus wirkende N-Quelle, die bei der räumlich differenzierten Quantifizierung der Stickstoffeinträge ins Grundwasser und die Oberflächengewässer berücksichtigt werden muss. Während die atmosphärische N-Deposition auf Ackerland, Grünland und Wald bei der Ermittlung der N-Einträge über diffuse Eintragspfade berücksichtigt wird und die N-Deposition auf urbanen Flächen in die Ermittlung der N-Einträge über Trennkanalisation eingeht, ist die direkte atmosphärische Deposition auf Wasserflächen eine Bilanzgröße, die separat ermittelt wird.

Die durch atmosphärische Deposition auf Wasserflächen eingetragenen Stickstoffmengen wurden basierend auf den von Schaap et al. (2017, in review) ermittelten Werten der atmosphärischen N-Deposition abgeleitet. Gebietskulisse hierfür waren sämtliche Wasserflächen des DLM25, die an Fließgewässer angeschlossen sind. Dies sind einerseits explizit als Polygone ausgewiesene Wasserflächen, wie z.B. Binnenseen und große Ströme, und andererseits als Linien dargestellte Wasserflächen, wie z.B. kleine Flussläufe, Gräben und Kanäle.

Die Polygone des DLM25 sind für die Ableitung der Wasserflächen direkt nutzbar, bei den linienförmigen Darstellungen werden die differenzierten Angaben des DLM25 zu Flussbreiten verwendet, um die entsprechenden Flächen abzuleiten.

Die Quantifizierung der atmosphärischen N-Deposition auf Wasserflächen erfolgte dann nach Einzugsgebieten getrennt durch Verknüpfung der flächenhaft vorliegenden N-Depositionswerte mit den ausgewiesenen Wasserflächen. Hieraus wurde dann ein Mittelwert der N-Deposition auf den Gewässerflächen des jeweiligen Einzugsgebietes bestimmt.

### **3.2 Quantifizierung der N-Einträge in die Oberflächengewässer über Abschwemmung**

Über die Abschwemmung wird gelöster Stickstoff (Nitrat) mit dem Oberflächenabfluss (d.h. an der Erdoberfläche) in den Vorfluter eingetragen. Die flächendifferenzierte Modellierung der N-Einträge über Abschwemmung setzt daher eine Modellierung der Höhe des Oberflächenabflusses voraus. Zu nennenswerten Abschwemmungsprozessen bis ins Oberflächengewässer kommt es aber nur von Flächen mit folgenden Standortbedingungen:

- Böden mit Lehm im Oberboden  
Hierbei wird davon ausgegangen, dass sich in Lehmböden aufgrund ihrer geringen Durchlässigkeit im Oberboden wassergesättigte Verhältnisse ausbilden können, die Abschwemmungsprozesse begünstigen.

- Landwirtschaftlich genutzte Flächen  
Hierbei wird unterstellt, dass es nur auf Acker- und Grünlandflächen zur Bildung von Oberflächenabfluss und damit Abschwemmungsprozessen kommt.
- Flächen ohne künstliche Entwässerung  
Künstliche Entwässerungssysteme wurden angelegt, um die Versickerung und den Transport von Wasser im Boden zu beschleunigen. Folglich ist davon auszugehen, dass Abschwemmungsprozesse nur auf Flächen auftreten, die nicht künstlich entwässert werden.
- Flächen mit einer Hangneigung über 2%  
Hierbei wird unterstellt, dass nur Flächen mit einer Hangneigung > 2% nennenswerte Oberflächenabflusshöhen aufweisen.
- Flächen mit direkter Anbindung an ein Oberflächengewässer  
Hierbei wird unterstellt, dass nur von Flächen mit einer direkten Anbindung an ein Oberflächengewässer Abschwemmungsprozessen unterliegen.

Zur Modellierung des N-Eintrags in die Oberflächengewässer über Abschwemmung werden darüber hinaus diejenigen Flächen identifiziert, die eine hydraulische Anbindung ans Gewässer haben, die an Fließwege angeschlossen sind. Die zum N-Eintrag über Abschwemmung beitragenden Teilflächen zeichnen sich also durch eine Hangneigung von mehr als 2 % auf, einen hohen Lehmannteil im Oberboden, eine landwirtschaftliche Nutzung, keine Dränung und eine hydraulische Anbindung an Fließgewässer. Nur wenn diese Parameter in Kombination auftreten, können die Teilflächen signifikante „Liefergebiete“ für N-Einträge in die Oberflächengewässer über die Abschwemmung darstellen.

Für die nach der oben beschriebenen Vorgehensweise identifizierten Teilflächen wird anschließend eine Verknüpfung mit den modellierten Oberflächenabflusshöhen vorgenommen. Für diese Teilflächen wird dann unterstellt, dass ein dem Anteil des Oberflächenabflusses entsprechender Anteil der verlagerbaren N-Menge im Boden über Abschwemmung in die Oberflächengewässer gelangt.

### **3.3 Quantifizierung der N-Einträge in die Oberflächengewässer über Erosion**

Zur Modellierung des P-Eintrags über Erosion müssen Ackerflächen mit Erosionsgefahr und Gewässeranschluss sowie Anreicherungsfaktoren bekannt sein. Hierzu wurde eine Modellierung mit dem MEPhos-Modell vorgenommen. Der MEPhos-Verfahrensgang hierzu ist detailliert in Zusammenhang mit der Modellierung des Phosphoreintrags über Erosion beschrieben.

Die Höhe der partikulären N-Einträge ist neben der ins Gewässer eingetragenen Sedimentmenge auch vom N-Gehalt des erodierten Oberbodens abhängig. Diese Daten müssen als Gehalte in  $N_{\text{gesamt}}$  zur Verfügung stehen. Entsprechende Daten standen für dieses Projekt nicht zur Verfügung. Daher wurde der N-Gesamtgehalt in Anlehnung an Behrendt et al. (1999) mit 2000 mg/kg angesetzt.

### **3.4 Abschätzung der im Boden festgelegten N-Menge**

Bei der Modellierung des reaktiven Stickstofftransports im Boden und im Grundwasser sowie der Modellierung des N-Eintrags ins Grundwasser und die Oberflächengewässer über die Eintragspfade natürlicher Zwischenabfluss, Dränabfluss und Grundwasser wird vereinfachend davon ausgegangen, dass die gesamte verlagerbare N-Menge als Nitrat vorliegt. Bei ackerbaulich genutzten Böden wird davon ausgegangen, dass die Böden durch die jahrelange Düngung eine N-Sättigung aufweisen, so dass die N-Gehalte in der Bodensubstanz des Oberbo-

dens nahezu konstant bleiben. Die N-Austräge aus ackerbaulich genutzten Böden entsprechen dann genau den nicht von der Erntesubstanz aufgenommen N- Zufuhren (vor allem N-Überschüsse aus der RAUMIS-N-Bilanz und atmosphärische Deposition) minus den Denitrifikationsverlusten im durchwurzelten Bodenbereich. Für Grünland sowie bewaldete Flächen wird unterstellt, dass über die Denitrifikationsverluste hinaus ein Teil der N-Zufuhren im Boden gespeichert wird und zum Aufbau der organischen Bodensubstanz beiträgt. Diese N-Immobilisierung wurde in Anlehnung an Müller und Raissi (2002) für Grünland bei 57 %, für Nadelwald bei 50 % und für Laubwald bei 71 % der Summe aus N-Bilanzüberschüssen aus der Landwirtschaft und atmosphärischer Deposition angesetzt.

### 3.5 Quantifizierung des Nitratabbaus im Boden (DENUZ-Modell)

Der in den Boden eingetragene Stickstoff gelangt im Allgemeinen nicht vollständig in das Grundwasser bzw. die Oberflächengewässer. Durch mikrobielle Umsetzungsprozesse im Boden kann ein Teil der organischen und mineralischen Stickstoffverbindungen in reduzierte gasförmige Stickstoffverbindungen umgewandelt werden, die den Bodenraum in die Atmosphäre verlassen können. Ausmaß und Kinetik der Denitrifikation im Boden hängen in komplexer Weise von einer Vielzahl verschiedener Einflussfaktoren ab. Begünstigend für eine Denitrifikation im Boden sind beispielsweise eine hohe Bodenfeuchte, hohe Bodendichten und hohe Bodentemperaturen. Im Gegensatz dazu ist mit einer gehemmten Denitrifikation bei zur Versauerung neigenden Böden und mit einem reduzierten Humusgehalt zu rechnen (Hoffmann, 1991; Köhne u. Wendland, 1992; Kreins et al., 2010; Kunkel u. Wendland, 2006; Wendland, 1992; Wendland et al., 1993). Für die Modellierung der Denitrifikation im Boden wird eine Michaelis-Menten Kinetik zu Grunde gelegt:

$$\frac{dN(t)}{dt} + D_{\max} \cdot \frac{N(t)}{k + N(t)} = 0 \quad GI.3-1$$

mit:	N(t):	N-Gehalt im Bodens nach der Verweilzeit t	[kg N/(ha a)]
	t:	Verweilzeit	[a]
	D <sub>max</sub> :	maximale Denitrifikationsrate	[kg N/(ha a)]
	k:	Michaelis-Konstante	[kg N/(ha a)]

D<sub>max</sub> bezeichnet hierbei die von den Milieubedingungen abhängige maximale Denitrifikationsrate eines Bodens, die sich aus Bodeneigenschaften ableiten lässt. Zur Bestimmung der maximale Denitrifikationsrate wurde auf Ergebnisse vorliegender Studien zurückgegriffen, in der die Nitratabbaueigenschaften von Böden auf Basis von Bodenkarte 1:50.000 ausgewiesen worden sind (z.B. Wendland, 1992; Kuhr et al., 2014; Wienhaus et al., 2008). Dort wurden in Abhängigkeit vom Bodentyp und der Grundwasserbeeinflussung fünf Klassen unterschiedlicher Denitrifikationsbedingungen bzw. maximaler Denitrifikationsraten voneinander unterscheiden. Die in Tab. 3-1 angegebenen Denitrifikationsraten sind jedoch als jährliche Abschläge zu verstehen, um die die N-Einträge in den Boden im Mittel verringert werden. Sie berücksichtigen aber nicht die unterschiedlichen Fließzeiten im Boden, die beim DENUZ-Ansatz explizit in die denitrifizierte N-Menge eingehen und können somit nicht direkt als DENUZ-Parameter verwendet werden.

Aus diesem Grund wurden die in Tab. 3-1 angegebenen Denitrifikationsraten unter Einbeziehung der Ergebnisse aus den eigenen Forschungsarbeiten in den Bundesländern Mecklenburg-Vorpommern, Schleswig-Holstein, Sachsen-Anhalt, Niedersachsen, Nordrhein-Westfalen, Rheinland-Pfalz, Thüringen und dem Einzugsgebiet der Weser auf die im Mittel auftretenden Fließzeiten im Boden bezogen und so modifiziert, dass das Zusammenspiel aus auftretenden Fließzeiten, verlagerbaren N-Mengen im Boden und Abbauraten im Mittel eine jährliche

Denitrifikation ergibt, die innerhalb der Wertespannen von Tab. 3-1 liegt. Dies erfolgte iterativ über mehrere DENUZ-Rechnungen.

Die Michaelis-Konstante (k), welche die Kinetik der Denitrifikation im Bereich geringer Konzentrationen bestimmt, wurde nach Wendland, (1992) auf Werte zwischen 18,7 kg N/(ha a) (schlechte Denitrifikationsbedingungen) und 2,5 kg N/(ha a) (gute Denitrifikationsbedingungen) gesetzt. Das Ausmaß des Nitratabbaus wird hierbei durch die Verweilzeit des Sickerwassers in der durchwurzelten Bodenzone ( $t_{\text{Boden}}$ ) bestimmt.

Tab. 3-1: Denitrifikation in der Wurzelzone von Böden (Wienhaus et al., 2008, modifiziert)

Denitrifikationsstufe	Jährlicher N-Abbau [kg N/(ha a)]	Grund-/ Stauwassereinfluss	Geologische Ausgangssubstrate	Bodentypen (Beispiele)
1: sehr gering	< 10 [10]	[trocken] ganzjährig keine Wassersättigung	[gering humos] flachgründig verwitterte Festgesteine, tiefgründig verwitterte sandige Festgesteine, sandige Lockergesteine	Felshumusboden, Syrosem, Ranker, Regosol, Rendzina, Braunerde, Podsol
2: gering	10 – 30 [20]	[trocken] ganzjährig keine Wassersättigung	[humos] Alluvium, Kolluvium; schluffige und tonige Lockergesteine, erhöhte Humusgehalte, auch im Unterboden	Pararendzina, Parabraunerde, Pelosol, Tschernosem, Auenböden, Kolluvisol, Plaggenesch
		[zeitweise nass] Grund- oder Stauwassereinfluss	[gering humos] sandige Lockergesteine, geringe Humusgehalte	Podsol-Gley (Sand-Gley); Pseudogley
3: mittel	30 – 50 [40]	[zeitweise nass] Grund- oder Stauwassereinfluss	[gering humos] schluffig-lehmige Lockergesteine, geringe Humusgehalte	Gley-Pseudogley, Pseudogley-Gley, Haftnässepseudo Gley
4: hoch	50 – > 150 [60]	[zeitweise nass] Grund- oder Stauwassereinfluss	[humos] nicht sandige, fluivale, limnogene und marine Lockergesteine	Gley, Stagnogley, Gley-Auenböden
		Grundwasser nur zeitweise im Torfkörper	[Torfe] Hoch- und Niedermoortorfe	Niedermoor, Hochmoor
5: sehr hoch	>> 150 [100]	[nass] ganzjähriger Grundwassereinfluss (MHGW ≤ 6 dm)	[humos – reduzierter Schwefel] Tschernosem, fluivale, limnogene und marine Lockergesteine, (Gesteine mit hohem Anteil an C und reduziertem S)	Gley-Tschernosem, Marschböden
			[Torfe] Torfe, torfhaltige Substrate, organische Mudden	Niedermoor, Hochmoor, Moorgley, Organomarsch

Die Verweilzeit des Sickerwassers im Boden (Gl.3-2) wurde aus der Feldkapazität des Bodens und der Sickerwasserrate abgeleitet (Hennings, 2000; Müller u. Raissi, 2002), wobei der Index i dabei über alle denitrifizierenden Schichten des Bodenprofils läuft:

$$t_{\text{Boden}} = \frac{1}{Q_{\text{SW}}} \sum_i nFK_i \cdot d_i$$

Gl. 3-2

---

mit:	$t_{Boden}$	Verweilzeit des Sickerwassers im Boden	[a]
	$Q_{sw}$ :	Sickerwasserrate	[mm/a]
	$nFK$ :	Wasserspeichervermögen (nutzbare. Feldkapazität)	[mm/dm]
	$d$	Schichtmächtigkeit	[dm]

Die Denitrifikation im Boden, in Gl.3-3 als  $d_{Boden}$  bezeichnet, ergibt sich dann aus dem Verhältnis des N-Austrags aus dem Boden, der durch (numerisches) Lösen von Gl.3-1 berechnet wird, und der verlagerbaren Nitrat-N-Menge im Boden.

$$d_{Boden} = \frac{N(D_{\max}, k, N_0, t_{Boden})}{N_0} \quad \text{Gl. 3-3}$$

mit:	$d_{Boden}$	Relative Denitrifikationsverluste im Boden	[-]
	$N$ :	Auswaschungsgefährdete Nitrat-N-Menge unter der Wurzelzone	[kg N/(ha a)]
	$N_0$ :	Auswaschungsgefährdete Nitrat-N-Menge im Boden	[kg N/(ha a)]

### 3.5.1 Modellierung der Nitratkonzentration im Sickerwasser

Durch Kombination der Verweilzeit des Sickerwassers im Boden mit den verlagerbaren Stickstoffüberschüssen im Boden und den Denitrifikationsbedingungen im Boden können die Denitrifikationsverluste im Boden berechnet und die N-Austräge  $N(t)$  aus dem Boden quantifiziert werden. Durch Kombination der berechneten N-Austräge aus dem Boden mit der Sickerwasserrate ( $Q_{sw}$ ) lässt sich die potenzielle Nitratkonzentration im Sickerwasser ( $c_{NO_3}$ ) berechnen:

$$c_{NO_3} = \frac{443 \cdot N(t)}{Q_{sw}} \quad \text{Gl.3-4}$$

mit:	$C_{NO_3}$ :	Potentielle Nitratkonzentration im Sickerwasser	(mg/L)
	$N(t)$ :	Nitrat-N-Austräge aus dem Boden nach Verweilzeit $t$	[kg N/(ha a)]
	$Q_{sw}$ :	Sickerwasserrate	[mm/a]

### 3.5.2 Ankopplung der auswaschungsgefährdeten Nitrat-N-Menge im Boden an die austragsrelevanten Abflusskomponenten

Eine Reihe von Untersuchungen belegen, dass in der ungesättigten Zone unterhalb des durchwurzelten Bodenbereichs im Allgemeinen kein nennenswerter Nitratabbau stattfindet (Obermann, 1981; Schulte-Kellinghaus, 1987; Voss, 1985). Andere Untersuchungen (mündl. Aussage Herr Schroedter am 8.10.2013 unter Bezugnahme auf Angaben der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft (DBG)) haben dagegen gezeigt, dass der Nitratabbau in den Grundwasserdeckschichten regional durchaus beachtlich sein kann, z.B. in Regionen, in denen eine DOC-Einwaschung stattgefunden hat und ein Luftabschluss auftritt. Aufgrund unzureichender Datengrundlagen konnten Gebiete, in denen solche Schichten im Untergrund anstehen, jedoch nicht ausdifferenziert werden. Auf eine Ausweisung des Nitratabbausvermögens in den Grundwasserdeckschichten wurde deshalb verzichtet. Vereinfachend wurde stattdessen davon ausgegangen, dass die quantifizierten Stickstoffausträge aus dem Boden bzw. die Nitratkonzentrationen im Sickerwasser die Frachten bzw. Konzentrationen darstellen, die in das Grundwasser oder über die Direktabflusskomponenten „künstliche Entwässerungssysteme“ (Dränabfluss) oder „natürlicher Zwischenabfluss“ in die Vorfluter eingetragen werden.

Geht man davon aus, dass die N-Austräge aus dem Boden nach der Passage der Wurzelzone festgelegt sind, d.h. dass die Denitrifikation in tieferen Schichten der ungesättigten Zone vernachlässigt werden kann, so teilen sich die N-Einträge ins Grundwasser bzw. in die Oberflächengewässer entsprechend den Ergebnissen des mGROWA-Modells für das Verhältnis

Grundwasserneubildung / Direktabfluss auf. Ein Teil gelangt über den Direktabfluss, d. h. die schnell abfließenden Wasserhaushaltsskomponenten (natürlicher Zwischenabfluss und Dränabfluss) ohne weitere Denitrifikation in die Oberflächengewässer, der andere Teil gelangt über die Grundwasserneubildung in den Aquifer.

Wenn die Wasserhaushaltsmodellierung mit GROWA also ergeben würde, dass der Gesamt-abfluss in einer Rasterzelle zu 20% über künstliche Entwässerungssysteme (bzw. natürlichen Zwischenabfluss) erfolgt, so bedeutet dies, dass 20% der N-Austräge aus dem Boden über künstliche Entwässerungssysteme (bzw. natürlichen Zwischenabfluss) in die Vorfluter gelangen. Umgekehrt bedeutet dies, dass 80% des Gesamtabflusses über die Grundwasserneubildung in den Grundwasserleiter gelangen. Auf diese Weise würden dann gleichsam 80% der N-Austräge aus dem Boden über die Grundwasserneubildung in den Grundwasserleiter gelangen. Für diesen Teil der aus dem Boden ausgewaschenen N-Mengen, ist also der reaktive N-Transport im Aquifer zu berücksichtigen. Dies erfolgt über das Modell WEKU (Kunkel u. Wendland, 1997; Kunkel u. Wendland, 2000; Kunkel u. Wendland, 2006; Wendland et al., 2004). Auf diese Weise wird der beim Transport des Grundwassers im Aquifer in einigen Regionen stattfindende Nitratabbau berücksichtigt.

### **3.6 Quantifizierung der grundwasserbürtigen Nitrateinträge in die Oberflächengewässer (WEKU-Modell)**

Gelangt Nitrat mit dem neu gebildeten Grundwasser in den Aquifer, so ist dessen Ausbreitung, neben den hydrogeologischen Bedingungen, auch von Abbauprozessen im Aquifer abhängig. Nitrat kann über mikrobiell gesteuerte Redox-Reaktionen mineralisiert, also in  $N_2O$  oder  $N_2$  reduziert werden. Die Denitrifikation kann anhand der Stoffwechselart der beteiligten Bakterien in die heterotrophe Denitrifikation und die autotrophe Denitrifikation unterschieden werden. Denitrifikationsprozesse, die auf organische Kohlenstoffquellen angewiesen sind, werden als heterotroph bezeichnet (Obermann, 1981). Erfolgt der Nitratabbau dagegen unter Beteiligung von Pyrit, so spricht man von autotropher Denitrifikation (Kölle, 1990).

Die Reaktionskinetik der autotrophen Denitrifikation wurde von verschiedenen Autoren (z.B. Böttcher et al., 1985; Böttcher et al., 1989) auf der Basis umfangreicher mehrjähriger Geländeuntersuchungen unter Berücksichtigung wichtiger Randbedingungen (z.B. Höhe der Grundwasserneubildung, Stoffkonzentration im neu gebildeten Grundwasser, Konzentrations-Tiefenfunktionen des Grundwassers, Rohwasserkonzentration des Förderbrunnens, Analyse des Grundwasserströmungsfeldes) bestimmt. Danach kann die Abnahme der Nitratkonzentration im Aquifer bei bestimmender autotropher Denitrifikation durch eine Reaktion erster Ordnung beschrieben werden. Zur Modellierung der grundwasserbürtigen N-Austräge in die Oberflächengewässer müssen daher im Wesentlichen drei Größen bekannt sein:

1. die Nitrateinträge in den Aquifer
2. das Nitratabbauvermögen bzw. die Kinetik des Nitratabbaus im Aquifer
3. die Fließzeit des Grundwassers im Aquifer

Die Verfahrensweise zur Bestimmung der Höhe der Stickstoffeinträge in das Grundwasser wurde im letzten Kapitel bereits beschrieben. Im Folgenden wird näher auf die Quantifizierung der beiden anderen Größen eingegangen.

#### **3.6.1 Modellierung der Grundwasserfließzeiten im oberen Aquifer**

Bei der Modellierung der grundwasserbürtigen Nitrausträge in die Oberflächengewässer spielt, neben den kinetischen Parametern der Denitrifikation im Grundwasser, insbesondere das Weg-/Zeitverhalten der grundwasserbürtigen Abflusskomponente eine entscheidende Rolle. Zur Modellierung der Fließzeiten ist es erforderlich, eine Vorstellung über die im Aquifer

ablaufenden Strömungsvorgänge zu entwickeln. Bei mikro- und mesoskaligen Untersuchungsgebieten kann dies durch eine numerische Grundwassermodellierung erfolgen, bei der die Druckverhältnisse im Aquifer durch Berücksichtigung von Erkenntnissen aus Bohrdaten, Grundwasserständen und/oder hydrogeologischen Schnitten tiefenaufgelöst nachgebildet werden können.

Für das gesamte Bundesgebiet stehen hingegen im Allgemeinen keine detaillierten Datengrundlagen über den dreidimensionalen Aufbau des Untergrundes zur Verfügung. Da auch keine Bohrprofile, Grundwasserstände oder hydrogeologische Schnitte in ausreichender Menge auf Landesebene vorliegen, kann lediglich eine zweidimensionale Modellierung der Fließzeiten des Grundwassers bzw. des reaktiven Nitrattransports im Grundwasser vorgenommen werden. Hierbei wird vereinfachend angenommen, dass das Grundwasser entlang der Grundwasseroberfläche in ein Oberflächengewässer abströmt.

Das WEKU-Modell (Kunkel, 1994; Kunkel u. Wendland, 1997; Kunkel u. Wendland, 1999; Wendland, 1992; Wendland et al., 2004) bietet die Möglichkeit, eine realistische Abbildung des Weg-/Zeitverhaltens der grundwasserbürtigen Abflusskomponenten basierend auf zweidimensionalen, landesweit verfügbaren Datengrundlagen vorzunehmen. Mit dem WEKU-Modell kann abgeschätzt werden, welche Zeiträume das in den Aquifer eingesickerte Wasser benötigt, um nach der Passage der grundwasserführenden Gesteinseinheiten einen Fluss, einen See oder das Meer zu erreichen. Das Modell ist für die Betrachtung meso- und makroskaliger Einzugsgebiete entwickelt worden, arbeitet rasterbasiert und ist auf den oberen Aquifer bezogen.

Die hierzu benötigten Informationen können aus Grundwassergleichenplänen und hydrogeologischen Übersichtskarten abgeleitet werden. Die natürliche Heterogenität der betrachteten Aquifere, aber auch Unsicherheiten in den Datengrundlagen, werden durch eine stochastische Betrachtungsweise berücksichtigt (Kunkel, 1994; Kunkel u. Wendland, 1997). Auf diese Weise kann der Einfluss der Variabilität der Modelleingabegrößen auf die berechneten Fließstrecken und Grundwasserfließzeiten quantifiziert werden. Als Ergebnis erhält man eine Verteilung von Fließstrecken bzw. Grundwasserfließzeiten für jede Eintragszelle. Dies ermöglicht es, neben der Angabe mittlerer Werte auch Aussagen über Streubreiten und Vertrauensbereiche zu treffen. In Abb. 3-2 ist der Verfahrensgang der WEKU-Fließzeitenmodellierung schematisch dargestellt.

Die Modellierung umfasst drei Schritte. In einem ersten Schritt wird zunächst aus Grundwassergleichenplänen und anderen Datengrundlagen ein digitales Höhenmodell der Grundwasseroberfläche des oberen Aquifers erstellt. Dieses wird in einem nächsten Schritt hinsichtlich der hydraulischen Konsistenz analysiert und ggf. korrigiert. Aus diesem korrigierten Höhenmodell wird für jede Rasterzelle der hydraulische Gradient  $\bar{\nabla}j$  nach Betrag und Richtung sowie die grundwasserwirksamen Vorfluter ermittelt.

Im zweiten Schritt wird die Abstandsgeschwindigkeit berechnet (Gl. 3-5). Die Abstandsgeschwindigkeit charakterisiert die Bewegung eines Wasserteilchens zwischen zwei Punkten in der Fließrichtung des Grundwassers. Die zur Berechnung der Abstandsgeschwindigkeit benötigten Kenngrößen sind der Durchlässigkeitsbeiwert, der nutzbare Hohlraumanteil und der hydraulische Gradient:

$$\vec{v}_a = - \frac{k_f}{n_f} \cdot \bar{\nabla}j \quad \text{Gl.3-5}$$

mit:	$v_a$ :	Abstandsgeschwindigkeit des Grundwassers	(m/s)
	$k_f$ :	Durchlässigkeitsbeiwert der Grundwasser führenden Gesteine	(m/s)
	$n_f$ :	nutzbarer Hohlraumanteil der Grundwasser führenden Gesteine	(-)
	$\bar{\nabla}j$ :	hydraulischer Gradient	(-)

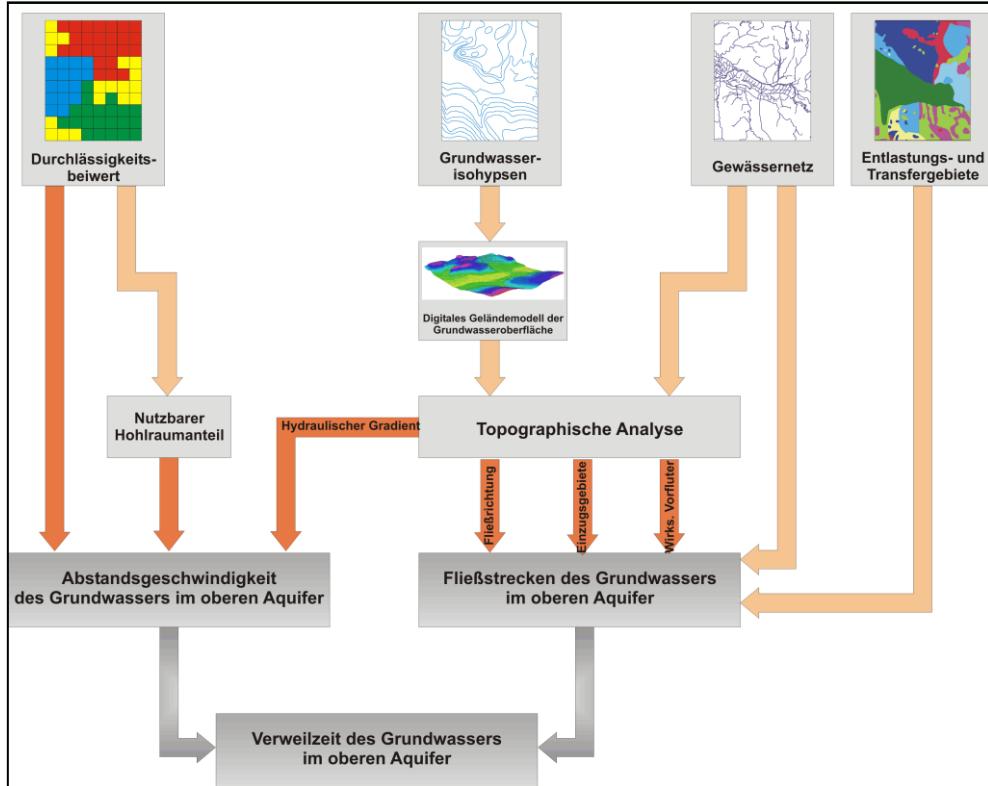


Abb. 3-2: Schematischer Überblick über den Verfahrensgang und die Datengrundlagen für die WEKU-Fließzeitenmodellierung

Bei der Modellierung von Strömungsvorgängen im Grundwasserleiter stellt der Durchlässigkeitsbeiwert eine zentrale Kenngröße dar. Eine Bewegung des Grundwassers im Aquifer ist nur möglich, wenn zusammenhängende Hohlräume vorhanden sind. Je größer der Hohlraumanteil eines Gesteins ist, desto besser kann das Grundwasser den Aquifer durchströmen. Der Gesamthohlraumanteil eines Grundwasserleiters ist eine dimensionslose Größe und entspricht dem Verhältnis von Hohlraumvolumen und Gesamtvolume des Aquifers. Als nutzbaren Hohlraumanteil bezeichnet man den Anteil des Gesamthohlraums, der nicht durch adhäsiv gebundenes Wasser belegt ist, der also effektiv für die Grundwasserbewegung zur Verfügung steht. Da Daten zu nutzbaren Hohlraumanteilen im Allgemeinen nicht flächendeckend zur Verfügung stehen, ist man auf Abschätzungen angewiesen. Für Lockergesteine wurde eine durch eine Potenzfunktion beschriebene Korrelation von Durchlässigkeitsbeiwert und nutzbarem Hohlraumanteil nach Ahuja et al. (1988) verwendet, während für Festgesteinssregionen im Allgemeinen Literaturwerte herangezogen werden müssen (Kunkel, 1994; Kunkel u. Wendland, 1999; Kuhr et al., 2014).

Im dritten Schritt wird aus den ermittelten Abstandsgeschwindigkeiten der einzelnen Rasterzellen zunächst die Fließzeit des Grundwassers in den einzelnen Rasterzellen berechnet. Anschließend wird nach GI.3-6 die Fließzeit des Grundwassers vom Eintritt in den Aquifer bis zum Austrag in einen Vorfluter ermittelt.

$$t(\vec{r}_0) = \int_{\vec{r}} \frac{d\vec{r}}{v_a(\vec{r})} \quad \text{GI.3-6}$$

mit:  $t(r_0)$ : Fließzeit für das Ausgangselement  $r_0$  für den gesamten Fließweg (s)  
 $\vec{r}$ : Ortsvektor einer Rasterzelle auf dem jeweiligen Fließweg (m)

Bei der Analyse der Fließzeiten des Grundwassers im oberen Aquifer wird also immer der gesamte Fließweg betrachtet, den das Grundwasser von der Einsickerung in den oberen Aquifer bis zum Austritt in den jeweiligen grundwasserwirksamen Vorfluter zurücklegt. Das digitale Höhenmodell der Grundwasseroberfläche ist dabei die zentrale Grundlage zur Nachbildung des lateralen Wassertransports im Aquifer, da aus ihm die Fließrichtung in jeder Elementarzelle direkt bestimmt werden kann. Aus den abgeleiteten Fließrichtungen ergeben sich die Fließpfade und Fließstrecken.

Die prinzipielle Vorgehensweise zur Ableitung der Fließwege des Grundwassers vom Eintrittsort in den Aquifer bis zum Austritt in ein Oberflächengewässer ist in Abb. 3-3 illustriert. Dargestellt ist schematisch ein Ausschnitt des digitalen Höhenmodells der Grundwasseroberfläche, die grundwasserwirksamen Vorfluter und schattiert die Rasterzellen mit Vorfluterbesatz im DHM. Durch Pfeile sind die Fließrichtungen des Grundwassers in jeder Rasterzelle sowie exemplarisch drei vollständige Fließwege dargestellt. Die dick gezeichneten Linien geben die sich aus dem Höhenmodell ergebenden Einzugsgebietsgrenzen wieder. Die Fließzeiten des Grundwassers ergeben sich durch die Addition der für die Einzelzellen berechneten Abstands geschwindigkeiten bzw. Fließzeiten entlang des Fließwegs vom Eintrags- bis zum Austragsort.

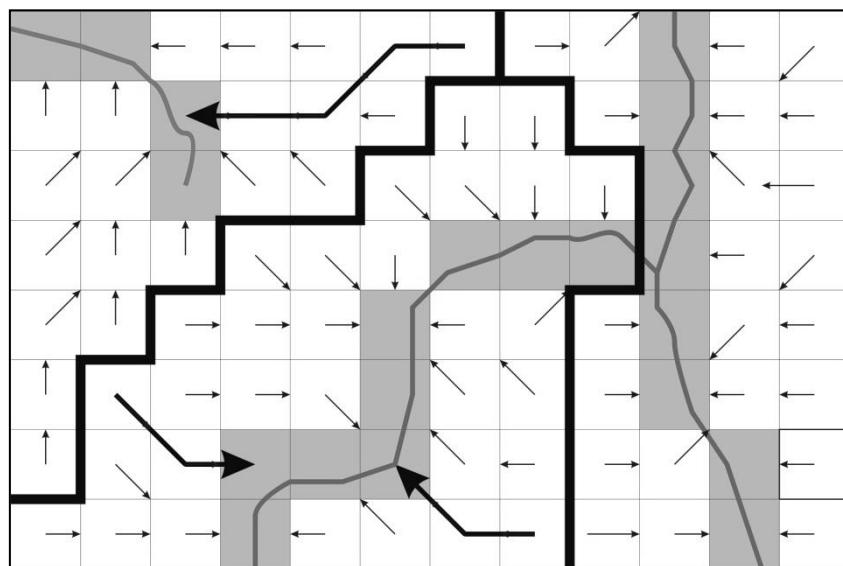


Abbildung 3-3: Ermittlung der Fließwege des Grundwassers im WEKU-Modell.

Für einige Regionen, insbesondere Niedersungsregionen, muss berücksichtigt werden, dass das Grundwasser flächenhaft emporquillt. In landwirtschaftlich genutzten Regionen werden solche Gebiete häufig künstlich entwässert. Die oben diskutierte Betrachtung der Fließwege bis hin zum regional grundwasserwirksamen Vorfluter würde für die betreffenden Regionen, die von Manhenke et al. (2001) als Grundwasserentlastungsgebiete bezeichnet werden, zu unrealistisch hohen Grundwasserfließzeiten führen. Durch die künstliche Entwässerung sowie den aufwärts gerichteten Wasserstrom kommt es hier zu keiner nennenswerten Grundwasserneubildung, so dass die Ermittlung von Grundwasserfließzeiten im Sinne der obigen Betrachtungsweise nicht zielführend ist. Es ist vielmehr davon auszugehen, dass hier das versickerte Niederschlagswasser dort innerhalb relativ kurzer Zeiträume über Dränabflüsse in die Vorfluter einspeist.

Die nach dem beschriebenen Verfahren und mit den oben aufgeführten Datengrundlagen berechneten mittleren Grundwasserfließzeiten und grundwasserbürtigen Nitrateinträge in die Vorfluter geben jeweils die Zeiträume an, die das Grundwasser benötigt, um vom Ort der Einsickerung in den Grundwasserraum bis zum jeweiligen grundwasserwirksamen Vorfluter zu gelangen.

An dieser Stelle sei ausdrücklich betont, dass sich die berechneten Fließzeiten immer auf den grundwasserbürtigen Abflussanteil beziehen. Wie bereits ausgeführt wurde, stellt der grundwasserbürtige Abflussanteil nicht in allen Regionen die dominierende Abflusskomponente dar. So trägt der grundwasserbürtige Abfluss beispielsweise in Gebieten, die künstlich entwässert werden, häufig weniger als 20 % zum Gesamtabfluss bei. In diesen Regionen beziehen sich die angegebenen Fließzeiten daher nicht auf die regional dominante Abflusskomponente. Dies ist bei der Interpretation und Anwendung der Ergebnisse unbedingt zu berücksichtigen.

### 3.6.2 Modellierung des Nitratabbaus der Grundwasserleiter

Der Prototyp eines nitratabbauenden Grundwassers weist Nitratgehalte von weniger als 1 mg NO<sub>3</sub>/l auf (DVWK, 1992). Die weitgehende Nitratfreiheit dieser Grundwässer ist zumeist mit einer Sauerstofffreiheit verbunden, während in der Regel hohe Gehalte an zweiwertigem Eisen und Mangan (mehr als 0,2mg Fe(II)/l bzw. mehr als 0,05mg Mn(II)/l) auftreten (Kunkel et al., 1999). Nitratreduzierende Grundwässer enthalten reduzierende anorganische Verbindungen (z.B. Pyrit) sowie Torf, Braunkohle und sonstige organischer Substanzen. Daher ist oft auch der DOC, mit dem indirekt der Gehalt an organischer Substanz im Grundwasserleiter bestimmt wird, erhöht.

Um die grundwasserführenden Gesteinseinheiten nach dem Lösungsinhalt der relevanten Parameter in nitratabbauende (reduzierte) bzw. nicht nitratabbauende (oxidierte) Aquifere zu untergliedern, wurden Konzentrationsbereiche für die wesentlichen „Indikator-Parameter“ des Denitrifikationsvermögens im Aquifer definiert, die als Grenze für ein denitrifizierendes Milieu angesehen werden können (DVWK, 1992; Hannappel, 1996; Hölting, 1996; Leuchs, 1988; Obermann, 1981; Wendland u. Kunkel, 1999). Bei diesen, in Tabelle 3-2 aufgeführten Werten muss beachtet werden, dass es sich hierbei nicht um genau definierte Grenzkonzentrationen von reduzierten und oxidierten Grundwässern handelt, sondern um Orientierungswerte, da beide Grundwassertypen in der Regel überlappende Konzentrationsbereiche aufweisen.

Das hydrochemische Milieu des Grundwassers hängt insbesondere von Wechselwirkungsprozessen des Wassers mit den durchströmten Gesteinen während der Untergrundpassage ab und kann über längere Zeiträume als wenig veränderlich angenommen werden. Fasst man Gesteine gleicher Lithologie und gleicher Hydrodynamik zusammen, so kann erwartet werden, dass die so ausgewiesenen Gesteinseinheiten auch einen ähnlichen Lösungsinhalt aufweisen (Gabriel u. Ziegler, 1997; Hannappel u. Voigt, 1999; Kunkel, 1994; Wendland et al., 2008). Bei Vorliegen einer genügend großen Anzahl von Grundwassergütedaten aus mehreren Messstellen einer hydrogeologischen Gesteinseinheit ist es möglich, das hydrochemische Milieu bzw. das Nitratabbauvermögen für die betreffende Gesteinseinheit auf Basis der Lösungsinhalte der in Tab. 3-2 aufgeführten relevanten Parameter zu charakterisieren.

*Tabelle 3-2: Konzentrationsbereiche der wesentlichen Parameter zur Identifizierung des Denitrifikationsvermögens im Aquifer (Wendland u. Kunkel, 1999).*

Parameter	Reduzierte Grundwässer	Oxidierte Grundwässer
Nitrat	< 1 mg NO <sub>3</sub> /l	Je nach Eintrag

<b>Eisen (II)</b>	> 0,2 mg/ Fe (II)/l	< 0,2 mg/ Fe (II)/l
<b>Mangan (II)</b>	> 0,05 mg Mn (II)/l	< 0,05 mg Mn (II)/l
<b>Sauerstoff</b>	< 2 mg O <sub>2</sub> /l	> 2 mg O <sub>2</sub> /l

Die Abnahme des Nitratgehaltes im Aquifer wird lässt sich durch eine Reaktion erster Ordnung beschreiben (Böttcher et al., 1989):

$$\frac{dN(t)}{dt} + k_n N(t) = 0 \quad \text{Gl.3-7}$$

mit:  $N(t)$ : Nitratgehalt im Grundwasser nach der Fließzeit  $t$   
 $t$ : Fließzeit des Grundwassers im Aquifer  
 $k_n$ : Denitrifikationskonstante

Die Lösung der Differentialgleichung für den Anfangswert  $N(t=0)=N_0$  ist:

$$N(t) = N_0 \cdot \exp(-k_n \cdot t) \quad \text{Gl.3-8}$$

Die Denitrifikation nach einer Kinetik erster Ordnung hat also eine Reduzierung des Nitratgehalts im Grundwasser exponentiell mit der Fließzeit im Grundwasser zur Folge. Die Berechnung der grundwasserbürtigen N-Austräge in die Vorfluter erfordert also die vollständige Be trachtung des Fließwegs des Grundwassers vom Eintrag in den Aquifer bis hin zum Austrag in den jeweiligen Vorfluter. Die Diskretisierung der Modellierung des Nitratabbaus erfolgt auf Rasterbasis, so dass sich der Nitratgehalt des Grundwassers nach dem Durchlaufen des Grundwassers durch eine Zelle aus der Grundwasserfließzeit innerhalb der Zelle, dem N-Eintrag aus der Vorläuferzelle und der Denitrifikationskonstante ergibt.

Aus den Arbeiten von Böttcher im Fuhrberger Feld in der Nähe von Hannover lässt sich beispielweise eine Reaktionskonstante zwischen 0,34 und 0,56 a<sup>-1</sup> ableiten (Böttcher et al., 1989), was einer Halbwertszeit der Denitrifikation zwischen 1,2 und 2,1 Jahren entspricht. Untersuchungen von van Beek (1987) aus den Niederlanden ergaben eine Denitrifikationskonstante von  $k_n \approx 0,17 \text{ a}^{-1}$ , neuere Untersuchungen im Emsgebiet ergaben sehr vergleichbare Werte für  $k_n$  zwischen 0,2 a<sup>-1</sup> und 0,5 a<sup>-1</sup> (Walther et al., 2003).

## 4 Simulation der diffusen Phosphoreinträge in die Oberflächengewässer (MEPhos-Modell)

Das Modell MEPhos wurde entwickelt, um mehrjährige mittlere Phosphoreinträge aus diffusen und punktuellen Quellen in meso- und makroskaligen Flusseinzugsgebieten zu quantifizieren (Tetzlaff 2006; Tetzlaff et al., 2009). MEPhos basiert auf einem pfad- und flächendifferenzierteren Emissionsansatz, bei dem die folgenden diffusen Eintragspfade berücksichtigt werden: Dränagen, grundwasserbürtiger Abfluss, Abschwemmung, Erosion, Zwischenabfluss und atmosphärische Deposition auf Wasserflächen (Abbildung 4-1). Auf die Eintragspfade und Berechnungsansätze zur Abbildung von Einträgen über Punktquellen und urbane Systeme wird an dieser Stelle nicht eingegangen, da diese im AGRUM-DE-Projekt über das Modell MONERIS abgebildet werden.

Die zur Anwendung von MEPhos benötigten Eingangsdaten, v. a. des großen und mittleren Maßstabsbereichs werden standardmäßig bei Bundes- und Landesbehörden vorgehalten bzw. im Forschungszentrum Jülich selbst erzeugt, z.B. die Karte potenziell gedräneter Landwirtschaftsflächen. Das Ziel der MEPhos-Anwendung besteht in der flächendifferenzierten Ermittlung der P-Belastung und im Ausweisen von räumlichen Belastungsschwerpunkten (Hot-spots) innerhalb von Flussgebieten. Für diese Teilläume können dann zielgerichtet effiziente Reduktionsmaßnahmen vorgeschlagen werden.

Zur Quantifizierung und Georeferenzierung der Modellparameter werden flächendeckende Raster-Datensätze benutzt, die entweder selbst erzeugt oder durch Bundes- und Landesbehörden bereitgestellt wurden. Die für die Eintragsmodellierung über die wassergebundenen Pfade erforderlichen Daten zur mehrjährigen mittleren Höhe der jeweiligen Abflusskomponenten werden mit dem Wasserhaushaltsmodell mGROWA flächendifferenziert berechnet, das hierzu an das Phosphormodell MEPhos angekoppelt wird.



Abbildung 4-1: Schematische Darstellung der Modellierung des mehrjährigen mittleren P-Eintrags mit MEPhos

Durch Multiplikation der Stoffkonzentrationen der Phosphotope (Teilflächentypen) mit den Abflusshöhen nach mGROWA ergeben sich rasterzellenweise die mittleren jährlichen Einträge in der Einheit kg/(ha·a). Die Modellierung erfolgt im Rasterformat, da die Modellergebnisse des Wasserhaushaltsmodells mGROWA diese Form der räumlichen Diskretisierung vorgeben. Die Phosphotope besitzen als meist größere, zusammenhängende Flächen den Charakter von Raster-Clustern. Die multiplikative Verknüpfung auf Rasterbasis erfolgt separat für die einzelnen Pfade. Dagegen wird der erosionsbürtige Eintrag von  $P_{\text{gesamt}}$  durch Multiplikation des Bodenerosionspotenzials nach ABAG mit dem Sedimenteneintragsverhältnis, dem P-Gehalt im Oberboden sowie dem Anreicherungsfaktor bestimmt.

Nach Berechnung des P-Eintrags über alle diffusen Pfade werden die einzelnen Emissionen zur Berechnung der P-Belastung auf Ebene der Teileinzugsgebiete aufsummiert und an das Modell MONERIS übergeben. Im MONERIS-Modell erfolgt die Abbildung von P-Einträgen über Punktquellen und urbane Systeme. Um die Validität der modellierten P-Einträge eines

---

Einzugsgebiets überprüfen zu können, werden diese mit Frachten verglichen, die für Gütemessstellen nach Anwendung der Anwendung der Methode der OSPAR-Commission (1998) ermittelt wurden.

Nachfolgend werden nur die Berechnungsansätze beschrieben, die im Modell MEPhos zur Ermittlung der diffusen P-Einträge verwendet werden. Wenn im Folgenden von P-Einträgen gesprochen wird, sind damit Emissionen von P<sub>gesamt</sub> aus der Fläche in die Oberflächengewässer gemeint.

## **4.1 Ansatz zur Modellierung des P-Eintrags über Dränagen**

Die Höhe des mehrjährigen mittleren Eintrags von P<sub>gesamt</sub> aus gedränten Teilflächen ist abhängig von der Höhe des Dränabflusses und der Konzentration im Dränwasser. Die mittlere Dränabflusshöhe als künstlicher Zwischenabfluss wird mit dem Wasserhaushaltsmodell GROWA in Verbindung mit der Karte der künstlich entwässerten Flächen räumlich differenziert berechnet.

Die Konzentration im Dränwasser hängt wesentlich von der P-Sättigung des Unterbodens (60-90 cm Tiefe) und damit vom pedogenen Sorptionsvermögen des Bodens für P und seinem P-Gehalt ab (Schoumans 2004, Früchtenicht et al. 1996, Heathwaite 1997). Im Gegensatz zu kleinräumigen Untersuchungen kann die pedogene Sorptionskapazität des Bodens im meso- und makroskaligen Untersuchungsgebieten aufgrund mangelnder Datenverfügbarkeit nicht quantifiziert werden (Pihl 1999). Ersatzweise muss deshalb das bodenbedingte Sorptionsvermögen auf Basis flächendeckender Informationen zum Bodentyp und der Bodenart integrativ charakterisiert werden. Diese Daten liegen im Untersuchungsgebiet vollständig in hoher Auflösung vor. Aufgrund des unterschiedlichen bodenchemischen Verhaltens wird das pedogene Sorptionsvermögen der Böden durch folgende Kombinationen aus Bodentyp und Bodenart klassenweise differenziert: Hochmoorböden, Niedermoorböden, Sandmischkulturen, Marschböden, tonarme Sandböden, tonige sowie lehmige terrestrische Mineralböden. Somit werden für jedes Untersuchungsgebiet mehrere unterschiedliche Phosphotope definiert, mit denen der künstlich entwässerte Teil der Einzugsgebietsfläche disaggregiert wird. Eingangsdaten zur Bildung der Phosphotope sind die künstlich entwässerten Flächen, die Bodentyp-Klassen zur integrativen Charakterisierung des pedogenen Sorptionspotenzials sowie die Landnutzung.

### **4.1.1 Phosphotop „Gedränte Hochmoorböden unter Grünland“**

Grünlandnutzung auf Hochmoorböden lässt i.d.R. auf eine Kultivierung nach dem Verfahren der Deutschen Hochmoorkultur schließen. Mit Werten zwischen ca. 3 und über 15 kg/(ha·a) werden in der Literatur sehr hohe Austräge für dieses Phosphotop genannt. Das geringe Vermögen, P im Moorboden zu fixieren, wird durch das weitgehende Fehlen freier Eisen- und Aluminiumkationen sowie den niedrigen pH-Wert verursacht (Scheffer 1999). Die vorhandenen Kationen werden überwiegend durch die organische Substanz komplexiert und stehen für eine P-Sorption nicht zur Verfügung. Düngergaben über den Pflanzenbedarf hinaus, und hierbei insbesondere in Form wasserlöslicher Mineraldünger oder als Gülle, können somit im Boden unterhalb der meist kalk- und aschereichen Grasnarbe nicht festgelegt werden. Wenn Phosphor den geringmächtigen Wurzelraum verlassen, ist er für die Pflanzen nicht mehr verfügbar und unterliegt der Auswaschung mit dem Sickerwasser (Blankenburg 1983).

### **4.1.2 Phosphotop „Gedränte Niedermoorböden unter Ackernutzung“ und „Gedränte Niedermoorböden unter Grünlandnutzung“**

Die P-Dynamik von Niedermoorböden ist stark vom pH-Wert des Grundwassers abhängig. Basenreiche Niedermoores sowie durchschlichte oder vererdete Niedermoores mit aschereichen

Krumen verfügen über ausreichende Sorptionsmöglichkeiten, sodass leichtlösliche phosphorhaltige Düngermittel festgelegt werden können. Niedermoore verfügen deshalb im Gegensatz zu Hochmooren grundsätzlich über die Fähigkeit zur Akkumulation von P im Unterboden, sodass ihre P-Dynamik der von Mineralböden ähnelt (Scheffer 2002). Höhere P-Austräge aus Niedermooren, die mit der Höhe des eingebrachten Düngers korrelieren, sind bislang nur aus stark sauren Niedermooren mit pH-Werten zwischen 3 und 4 bekannt (Blankenburg 1983, Blankenburg & Scheffer 1985). Außerdem kann überhöhte Düngung, z. B. durch Gülle, zu erhöhten P-Austrägen führen, da Phosphor im Niedermoorboden nicht so stark gebunden wird wie im Mineralboden (Scheffer & Blankenburg 2004).

Eine genaue räumliche Differenzierung der auftretenden Niederoor-Typen musste angesichts nicht verfügbarer räumlich differenzierter Datengrundlagen unterbleiben. Es wird jedoch angenommen, dass die auftretenden Niedermoore grundsätzlich P in hohem Maße sorbieren können, da sie entweder von kalkreichem Grundwasser durchströmt werden oder –bei Lage in weitgehend entkalkten Lockergesteinsregionen- Niederoorböden meist hohe Eisen und Aluminiumgehalte aufweisen, an deren Oxide und Hydroxide P sorbiert werden kann (Roschmann 1960, Kuntze 1988, Scheffer & Foerster 1991).

Eine weitere Differenzierung der gedränten Niederoorfläche kann daher aus den genannten Gründen nur anhand der Landnutzung erfolgen, wobei sich in Felduntersuchungen für Acker und Grünland signifikante Unterschiede in der Austragshöhe ergeben haben. Diese beruhen u.a. darauf, dass beim Pflügen die aschereiche Narbe, in der P fixiert werden kann, regelmäßig zerstört wird, und durch das Mischen der Krume mit der organischen Substanz ein Ausfällen unlöslichen Phosphors weitgehend verhindert wird (Scheffer & Foerster 1991). Die mittleren P-Konzentrationen im Dränageabflusswasser aus Niedermooren betragen etwa 0,65 mg/l bei Ackernutzung und 0,4 mg/l bei Grünlandnutzung (Scheffer 2002).

#### **4.1.3 Phosphotope „Gedränte Sandmisch- und Sanddeckkulturen unter landwirtschaftlicher Nutzung“**

Bei Sandmisch- und Sanddeckkulturen unter landwirtschaftlicher Nutzung wurde der Moorkörper nach ausreichender Entwässerung mit Sand aus dem tieferen Untergrund vermischt, wobei der Sand entweder durch Tiefpflügen (Sandmischkultur) oder durch Besanden mit nachfolgend flachem Einpflügen (Sanddeckkultur) in den Moorböden eingearbeitet wird (Göttlich u. Kuntze 1990). Durch die Maßnahmen entstehen Kulturböden, die in der Krume humose bis stark humose Sande aufweisen, unterhalb des gut durchmischten Pflughorizontes jedoch eine relativ scharfe Trennung von Sand- und Torfschichten zeigen.

Durch das Einbringen von Sand wird die Sorptionskapazität dieser Flächen, v.a. im Oberboden, deutlich erhöht. Im Gegensatz zu Sanddeckkulturen erstreckt sich bei Sandmischkulturen diese Erhöhung auch bis in den Unterboden, ist hier jedoch wesentlich von Verlauf und Mächtigkeit der schräg lagernden Sand- und Torfbalken abhängig und daher kleinräumig stark wechselnd. Zwar erfolgt die landwirtschaftliche Nutzung bei Sandmischkulturen meist als Acker, hingegen bei Sanddeckkulturen wegen der geringeren Durchwurzelungstiefe i.d.R. als Grünland. Da jedoch keine Erkenntnisse über ein daraus eventuell resultierendes unterschiedliches Austragsverhalten bekannt sind, wenn P aus der Krume vertikal verlagert wird, werden beide Flächentypen zu einem Phosphotop zusammengefasst.

Insgesamt ist gegenüber Hochmoorböden von einer deutlichen Verringerung der P-Austräge, jedoch auch von i.d.R. höherem Austrag im Vergleich mit tonarmen Sandböden auszugehen, wie Feld- und Lysimeterversuche gezeigt haben (Blankenburg 1983, Scheffer u. Bartels 1980). Die Reduzierung des P-Austrags aus Sandmischkulturen gegenüber Hochmooren beträgt nach Erfahrungen von Kuntze und Scheffer (1991) ca. 50-70 %, Scheffer und Blankenburg (2004) sprechen sogar von 70-95 %. Hierbei spielt u.a. auch das Alter der Kultur eine Rolle.

---

Agrikulturchemisch nehmen Sandmischkulturen daher eine Mittelstellung zwischen Hochmoorböden und Sandböden ein, was sich auch in den Referenzwerten der Literatur äußert (Tabelle 6-1).

#### **4.1.4 Phosphotope „Gedrängete Marschböden unter Ackernutzung“ und „Gedrängete Marschböden unter Grünlandnutzung“**

Die Zahl deutscher Untersuchungen zum P-Austrag aus Marschböden ist vergleichsweise gering, wozu auch die Schwierigkeiten bei Abflussmessungen in tidebeeinflussten Gebieten beitragen (Foerster 1982, Neuhaus 1991, Schubert 1997). Marschböden besitzen hohe Ton- und Schluffgehalte, teilweise auch hohe Kalkgehalte. Damit verfügen sie grundsätzlich über hohe Sorptionskapazitäten für P. Dennoch können erhöhte P-Gehalte im Dränwasser auftreten, wenn es auf sehr tonreichen Böden in Trockenperioden zur Bildung von Schrumpfrissen kommt. Über Makroporenfluss wird dann P vertikal verlagert und kann anschließend über Dräne ausgetragen werden. Diese Phänomene wurden u.a. von Heathwaite (1997) für tonreiche Böden in Großbritannien beschrieben. Neuhaus (1991) fand im Dränwasser von Marschböden an der Unterweser mit 2,8-3,9 kg/(ha·a) ebenfalls erhöhte P-Gehalte, die durch Makroporenfluss erklärt werden (Scheffer 1999). Der Austrag steigt mit zunehmender Düngung an, ist allerdings mit 2,8 kg P/(ha·a) auch aus ungedüngten Parzellen sehr hoch. Andere Experten führen hohe P-Gehalte im Dränwasser aus Marschböden deshalb auf hohe geogene Gehalte im Unterboden (Vivianit) zurück und sehen die Ergebnisse von Neuhaus nicht als repräsentativ für die gesamte Marsch an. Eine Austragshöhe von ca. 0,5 kg/(ha·a) wird dagegen als realistisch angesehen (mündl. Mitt. Dr. Schäfer, BTI Bremen, Fier u. Schäfer 2004). Diese Sichtweise wird durch Untersuchungen von Foerster (1982) gestützt, der selbst bei hoch versorgten Marschböden der Gehaltsklassen D und E lediglich mittlere Austräge von 0,3-0,4 kg P/(ha·a) bei Ackernutzung festgestellt hat.

Da wegen des Tideeinflusses keine Kalibrierung von Exportkoeffizienten für Marschböden möglich ist, wird der Referenzwert von 0,5 kg P/(ha·a) bzw. 0,2 mg Gesamt-P/l bei einer angenommenen mittleren Dränabflusshöhe von 250 mm/a für die Modellierung verwendet. Bei den Untersuchungen von Briechle (1976) haben sich 250 mm/a als typische Dränabflusshöhe für Rohrdräne in Marschböden herausgestellt.

Einen Sonderfall der am Phosphoreintrag über Dränagen beteiligten Flächen stellen die über Gruppen entwässerten und meist unter Grünlandnutzung stehenden Marschböden Norddeutschlands dar. Aufgrund ihrer künstlichen Entwässerung über flache Wälle und Gräben wird dieser Flächentyp hier zu den Dränagen gezählt, obwohl es durch die relativ gering durchlässige Bodenoberfläche und das künstlich angelegte Mikrorelief zur schnellen Ableitung des Niederschlagswassers kommt, sodass Infiltration und anschließende Bodenpassage weitgehend fehlen. Eine hydraulische Anbindung der durch Gruppen entwässerten Flächen an Vorfluter wird trotz des meist geringen Gefälles wegen der Vielzahl an Gräben und Schöpfwerken als gegeben erachtet, sodass eine Betrachtung von Fließwegen in diesem Zusammenhang entfällt.

#### **4.1.5 Phosphotop „Gedrängete stark lehmige terrestrische Mineralböden unter landwirtschaftlicher Nutzung“**

Aus bindigen, d. h. lehmigen, terrestrischen Mineralböden sind bislang sehr geringe P-Austräge festgestellt worden, was auf die hohen Gehalte an Ton und Humus sowie an Kationen von Eisen, Aluminium und Calcium zurückgeführt wird (Lammel 1990, Hasenpusch 1995, Wichtmann 1994, Lennartz u. Hartwigsen 2001, Foerster u. Neumann 1981). Einflüsse der Landnutzung oder der Düngungshöhe auf die Höhe der P-Konzentration im Dränwasser sind

nicht bekannt. Auch haben sich aus der Literatur keine eindeutigen Hinweise auf Unterschiede im Austragsverhalten zwischen bestimmten Bodentypen oder -arten ergeben, z. B. Löß (Czeratzki 1976, zit. in Blankenburg 1983, Lammel 1990). Vereinzelt finden sich Hinweise auf erhöhte P-Austräge über preferential flow, d. h. Wurzelröhren, Bioturbationsgänge oder Schrumpfrisse v. a. in tonreichen Böden (Heathwaite 1997). Eine Verallgemeinerung für bestimmte Bodentypen oder -arten erschien jedoch nicht sinnvoll möglich. P-Austräge aus bindigen terrestrischen Mineralböden über Dränagen sind daher in Höhe der geogenen Grundlast von 0,05 mg/l angesetzt.

#### **4.1.6 Phosphotope „Gedränte stark tonige terrestrische Mineralböden unter landwirtschaftlicher Nutzung“**

Zahlreiche Felduntersuchungen bestätigen ein erhöhtes mittleres Konzentrationsniveau von  $P_{\text{gesamt}}$  im Dränabfluss aus Tonböden, das v.a. auf Makroporenfluss zurückzuführen ist (Tetzlaff et al. 2015). Um diesem Sachverhalt in der Modellierung des P-Eintrags Rechnung zu tragen, wird ein weiteres Phosphotop ausgewiesen. Die mittleren Jahreskonzentrationen von  $P_{\text{gesamt}}$  ergeben ein im Vergleich zu lehmigen Mineralböden erhöhtes Konzentrationsniveau im Bereich von 0,2-0,4 mg/l. Für die Modellierung werden daher 0,3 mg/l angesetzt.

#### **4.1.7 Phosphotop „Gedränte tonarme Sandböden unter landwirtschaftlicher Nutzung“**

Obwohl tonarme Sandböden aufgrund von Makroporenfluss grundsätzlich eine hohe hydraulische Leitfähigkeit besitzen, müssen sie z. B. bei starkem Grundwassereinfluss intensiv gedränt werden, wenn eine landwirtschaftliche Nutzung dieser Flächen angestrebt wird. Bei tonarmen Sandböden sind die Gehalte an Quarz, der kein P sorbiert, sehr hoch. Möglichkeiten zur P-Sorption bestehen hier v. a. über Eisen- und Aluminium-Kationen, die in unreinen Quarzfaktionen enthalten sind (Blankenburg 1983). Dessen ungeachtet ist die Sorptionsfähigkeit tonarmer Sandböden im Vergleich zu den bindigeren Mineralböden als deutlich niedriger einzuschätzen, was sich auch im Vergleich der Literatur-Referenzwerte von durchschnittlich etwa 0,3 mg  $P_{\text{gesamt}}$  /l bei Sandböden zu ca. 0,03 mg/l bei bindigen Mineralböden widerspiegelt. Dies führte dazu, für tonarme Sandböden unter landwirtschaftlicher Nutzung ein separates Phosphotop zu bilden. Hinweise auf Einflüsse der Landnutzung auf die Höhe des P-Austrags über Dränagen waren der Literatur nicht zu entnehmen, sodass eine weitergehende Differenzierung unterblieb.

Tab. 4-1: Phosphotope zur Abbildung des P-Eintrags über Dränagen, Spannweiten der Literatur-Referenzwerte für die Austragshöhe

Phosphotop	Referenzwert [mg P <sub>gesamt</sub> /l]	Referenzwert [kg P <sub>gesamt</sub> / (ha·a)]
Gedrängte Hochmoorböden unter Grünlandnutzung	3,0-5,4	3 bis >15
Gedrängte Niedermoorböden unter Ackernutzung	0,2-1,7	1,3
Gedrängte Niedermoorböden unter Grünlandnutzung	0,1-0,8	0,5-1,4
Gedrängte Sandmisch- und Sanddeckkulturnen unter landwirtschaftlicher Nutzung	0,6	2,6-6
Gedrängte Marschböden unter Ackernutzung	0,03-1,13 i.d.R. 0,2-0,5	0,3-1,4
Gedrängte Marschböden unter Grünland	0,9	1,4-1,6
Gedrängte bindige, terrestrische Mineralböden unter landwirtschaftlicher Nutzung	0,01-0,05	0,04-0,5
Gedrängte stark tonige, terrestrische Mineralböden unter landwirtschaftlicher Nutzung	0,2 – 0,4	
Gedrängte tonarme Sandböden unter landwirtschaftlicher Nutzung	0,06-0,3	1,8

Quellen: Blankenburg 1983; Scheffer 2002; Scheffer u. Foerster 1991; Foerster 1982, 1988; Foerster et al. 1985; Früchtenicht 1998; Früchtenicht et al. 1996; Hasenpusch 1995; Lammel 1998; Kuntze 1983, 1988; Lennartz u. Hartwigsen 2001; Munk 1972; Rosche u. Steininger 2009; Attenberger 1990, Bayerische Landesanstalt für Landwirtschaft 2006

Tabelle 4-1 zeigt die zur flächendifferenzierten Modellierung des mittleren P-Eintrags über Dränagen gebildeten Phosphotope, die der Literatur entnommenen Referenzwerte für den mittleren P-Austrag für vergleichbare Standortbedingungen und die durch Kalibrierung an Gewässergütedaten gewonnenen Exportkoeffizienten. Bei der Auswahl der Referenzwerte wurde darauf geachtet, dass sie an Versuchsflächen in solchen Naturräumen ermittelt wurden, die denen des Untersuchungsgebiets entsprechen, d. h. Norddeutsches Tiefland, Mittelgebirgsregionen Deutschlands. Damit sollte sichergestellt werden, dass die Nutzungs- und Bewirtschaftungsweisen vergleichbar sind. Die Referenzwerte besitzen die Einheiten mg/l und kg P/(ha·a). Nicht in allen Untersuchungen werden P-Austräge in beiden Einheiten genannt, die bei bekannter Dränabflusshöhe ineinander umgerechnet werden können.

## 4.2 Ansatz zur Modellierung des P-Eintrags über den Zwischenabfluss

Sickerwasser auf nicht gedrängten Standorten kann dem Oberflächengewässer auch als Zwischenabfluss zuströmen, sofern lehmige Böden mit Hangneigungen über 2 % vorhanden sind. Auch bei dieser Abflusskomponente wird P transportiert, allerdings in geringen Konzentrationen, die im Bereich der geogenen Grundlast liegen bzw. der Konzentration im Dränwasser lehmiger Böden entsprechen, die weitgehend düngungsunabhängig ist. Als Konzentration wird

daher 0,05 mg/l P<sub>gesamt</sub> angesetzt, was u.a. durch Sickerwasseruntersuchungen der Bayerischen Landesanstalt für Landwirtschaft (2006) an den Standorten Puch und Kempten gestützt wird.

### **4.3 Ansatz zur Modellierung des P-Eintrags über den grundwasserbürtigen Abfluss**

Analog zum P-Eintrag über Dränagen wird der mehrjährige mittlere Eintrag über Grundwasser durch die Höhe der Grundwasserneubildung bzw. des grundwasserbürtigen Abflusses und seine Konzentration an P<sub>gesamt</sub> gesteuert. Die mittlere Höhe der Grundwasserneubildung wird als flächendifferenzierter Datensatz mit dem Wasserhaushaltsmodell mGROWA ermittelt. Die Konzentration im grundwasserbürtigen Abfluss ist nach Heathwaite (1997) wesentlich von der Sorptionskapazität des Bodens abhängig, die in Mineralböden und den meisten Niedermoorböden des Projektgebiets als hoch angesehen werden kann.

Die Zahl der Untersuchungen zur P-Konzentration im Grundwasser ist wegen der meist geringen quantitativen Bedeutung des Eintragspfads „grundwasserbürtiger Abfluss“ nicht sehr groß. Darüber hinaus beziehen sich die wenigen verfügbaren Arbeiten oftmals auf große Einzugsgebiete von Wasserwerken oder auf hydrogeologische Bezugseinheiten und nur zum Teil auf landwirtschaftlich genutzte Untersuchungsflächen mit bekannten Eigenschaften.

Um die Datenlage zur Ableitung repräsentativer Konzentrations-Mittelwerte für Teilregionen zu verbessern, werden Analysenergebnisse der Grundwassergüteüberwachung in oberflächennahen Grundwässern benutzt. Um zu repräsentativen flächenhaften Aussagen zu gelangen, werden die Messwerte auf grundwasserführende Gesteinseinheiten bezogen.

Die Konzentrationen spiegeln nicht die rein geogenen Hintergrundwerte wider. Es wird der Median über alle Werte einer Messstelle herangezogen und dann alle Messstellen einer Gesteinseinheit betrachtet. Ausschließlich den geogenen Anteil zu betrachten, würde voraussetzen, dass Teilmengen der Stichprobe, insbesondere „Ausreißer“, durch statistische Selektionsverfahren oder durch Anpassung unterschiedlicher Verteilungskurven an die Messwerte-Verteilung eliminiert werden. Es handelt sich also um – gemessen an der Geologie – gebietstypische Konzentrationswerte. Kleinräumige Besonderheiten können dabei nicht eingehen.

### **4.4 Modellansatz zur Quantifizierung des Phosphoreintrags über Erosion**

Auf Ackerflächen kann Wassererosion zu partikulären Phosphoreintragen in die Vorfluter führen, während sich Grünlandnutzung stark erosionsmindernd auswirkt (Jung und Brechtel, 1980, Erpenbeck, 1987). Nach Auerswald und Schmidt (1986) beträgt der Abtrag von Grünland im Vergleich zu Ackerland ein Fünfundvierzigstel und kann damit vernachlässigt werden.

Maßgeblichen Einfluss auf das Ausmaß der Wassererosion von Ackerflächen haben Hangneigung, Hanglänge, Bodeneigenschaften, Vegetationsart und Regenintensität, die untereinander in Wechselwirkungen stehen (Auerswald, 1993). Der partikuläre Phosphoreintrag wird außer durch die Bodenabtragsgefährdung auch durch die Höhe des Sedimenteintrags in die Vorfluter, den Phosphorgehalt des Oberbodens der Erosionsflächen sowie die Phosphoranreicherung (siehe Gl. 20) während des Abtragvorgangs gesteuert (Frede und Dabbert, 1999; Auerswald, 1998):

$$E = S \times PG \times ER \quad \text{Gl. 20}$$

mit:  $E$  = Phosphoreintrag über Erosion [kg/(ha · a)]  
 $S$  = eingetragene Sedimentmenge [t/(ha · a)]  
 $PG$  = Phosphorgehalt im Oberboden [mg/kg]

---


$$ER = \text{Anreicherungsfaktor [-]}$$

Im Unterschied zu den drei Eintragspfaden Dränung, Grundwasser und Abschwemmung wird die räumliche Lage der am partikularen Phosphoreintrag beteiligten Teilflächen nicht ausschließlich durch Verschneidung von Datengrundlagen im GIS sondern auch rechnerisch ermittelt. Zunächst wird mit der Allgemeinen Bodenabtragsgleichung (ABAG) die Bodenerosionsgefährdung berechnet und damit gleichzeitig die räumliche Lage der potenziell austragsgefährdeten Teilflächen bestimmt. In ihrer allgemeinen Form lautet die ABAG (Schwertmann et al., 1990):

$$A = R \times K \times S \times L \times C \times P$$

Gl. 21

- mit:
- A = Bodenabtrag [t/ha · a]
  - R = Regen- und Oberflächenabflussfaktor [-]
  - K = Bodenerodierbarkeitsfaktor [-]
  - S = Hangneigungsfaktor [-]
  - L = Hanglangenfaktor [-]
  - C = Bedeckungs- und Bearbeitungsfaktor [-]
  - P = Erosionsschutzfaktor [-]

Die für die Modellierung mit der ABAG erforderlichen Eingangsdaten werden auf Basis der REGNIE-Daten des DWD (R-Faktor), des DGM 25 und der im Projekt verwendeten Landnutzung (S- und L-Faktor), BGR-Daten zur Oberbodenart (K-Faktor) und den im Rahmen der Agrarstrukturdatenerhebung ermittelten Anbauverteilungen der Fruchtartenhauptgruppen ermittelt (C-Faktor). Durch die multiplikative Verknüpfung der ABAG - Einzelfaktoren wird der potentielle Bodenabtrag im langjährigen Jahresmittel berechnet. Diese Größe trifft allerdings noch keine Aussage über den tatsächlichen Sedimenteintrag in das Gewässer. In Abhängigkeit der Hangmorphologie kann nämlich z. B. am Oberhang abgespültes Bodensubstrat in Senken oder Verebnungsbereichen sedimentieren, ohne dass Beeinträchtigungen der Gewässerqualität auftreten. Zudem ist davon auszugehen, dass von Kolluvien und Auenböden mittel- und langfristig kein Bodenabtrag durch Flächenerosion zu erwarten ist, so dass das Erosionspotenzial auf diesen Flächen auf null gesetzt werden kann. Dasselbe gilt für sehr schwach geneigte Areale mit einer Hangneigung unter 2 % (Sommer und Murschel, 1999; Schwertmann et al., 1990).

Zur Modellierung des Phosphoreintrags über Erosion werden nur die erosionsgefährdete Ackerflächen nach ABAG betrachtet, die an reliefbedingte Fließwege angeschlossen sind. Für diese Flächen wird der Anteil des Bodenabtrags, der in das Fließgewässer übertritt, ermittelt. Dieser Anteil wird auch als Sedimenteintragsverhältnis bezeichnet. Die Konzentration des Oberflächenabflusses wie auch der daran gekoppelte Sedimenttransport erfolgen im Gelände schwerpunktmäßig in Rinnen, Rillen und reliefbedingten Tiefenlinien, an deren Auslassen es zu punkthaften Stoffeintragen in die Fließgewässer kommt (Mollenhauer, 1987; Duttman, 1999). Eine Simulation der größeren oberirdischen Fließwege kann auf Basis hoch aufgelöster digitaler Geländemodelle erfolgen, wobei im Modell MEPhos der von Tarboton (1997) entwickelte Algorithmus Deterministic Infinity ( $D^\infty$ ) eingesetzt wird.  $D^\infty$  zählt zu den zweidimensionalen Abflussmodellen, die den in einer Rasterzelle generierten Abfluss als über die Fläche verteilt berechnen. Außerdem können sie Abflussdivergenz simulieren, indem der Abfluss in Fließrichtung auf benachbarte Rasterzellen aufgeteilt wird.

Zur Identifizierung der zu erosiven Einträgen beitragenden Ackerflächen mit Gewässeranschluss bzw. zur Quantifizierung des entsprechenden Sedimenteintrags werden aus dem DGM im GIS reliefbedingte Tiefenlinien abgeleitet und diese mit Puffern auf jeder Seite versehen. Sedimenteintrag in die Oberflächengewässer kann dann im Modell nur von denjenigen Ackerflächen mit Erosionsgefahr erfolgen, die im Pufferstreifen einer Tiefenlinie bzw. eines Gewässers liegen.

Die Höhe der partikularen Phosphoreinträge ist neben der in das Gewässer eingetragenen Sedimentmenge auch vom Phosphorgehalt des erodierten Oberbodens abhängig (Gl. 20). Diese Daten müssen als Gehalte in Gesamtphosphor zur Verfügung stehen. Nähere Informationen dazu stehen in Kapitel 5.12 zur Verfügung.

Als Anreicherungsfaktor ER wird einheitlich der Wert von 1,86 verwendet, der von Wilke und Schaub (1996) nach langjährigen Geländeuntersuchungen als der Wert ermittelt wurde, mit dem 94 % aller beobachteten Ereignisse erfasst werden konnten. Die Untersuchungen erstreckten sich auf Gebiete, in denen mit dem Projektgebiet vergleichbare Bodenbedingungen und Bewirtschaftungsverhältnisse auftreten. Duttmann (1999) konnte mittlere Phosphoranreicherungsfaktoren von 1,78 bei einer Grundgesamtheit von 30 Proben im südniedersächsischen Berg- und Hügelland feststellen. Rückert (2008) ermittelte für das Einzugsgebiet der Urfttalsperre einen Anreicherungsfaktor von 1,57. Diese Arbeiten bestätigen die Größenordnung des von Wilke und Schaub (1996) genannten Werts.

#### 4.5 Ansatz zur Modellierung des P-Eintrags über Abschwemmung

Unter Abschwemmung wird hier ausschließlich der Eintrag von gelöstem Phosphor mit dem Oberflächenabfluss aus landwirtschaftlichen Nutzflächen verstanden, der nach kurzer Fließzeit den Vorfluter erreicht. Der Abschwemmungsprozess ist eng an Erosionsprozesse gekoppelt, im Gegensatz zu Erosion findet Abschwemmung jedoch zusätzlich und in relevanter Größenordnung auf Grünland statt. Zur flächendifferenzierten Modellierung mehrjähriger mittlerer P-Einträge über Abschwemmung müssen die Entstehungsorte von Oberflächenabfluss, seine mittlere Höhe und seine Fließwege im Gelände sowie die P-Konzentration im Oberflächenabfluss bekannt sein. Zur Ableitung der zur Abschwemmung beitragenden Flächen sei auf Kap. 4-4 verwiesen.

Wie Braun et al. (1993) und Pommer et al. (2001) zeigen, wird die P-Konzentration im Oberflächenabfluss einerseits durch die Abflusshöhe beeinflusst (Verdünnungseffekt). Andererseits steuern auch Landnutzungs- und Bewirtschaftungsfaktoren die Konzentration, wobei vielfach im Oberflächenabfluss auf Grünland höhere Werte festgestellt wurden als auf Ackerland (Preußé u. Voss 1979, Erpenbeck 1987, Mollenhauer 1987). Dies wird der abschirmenden Wirkung des Grases und den damit eingeschränkten Adsorptionsmöglichkeiten für gelöstes P zugeschrieben (Braun u. Leuenberger 1991).

*Tabelle 4-3: Phosphotope zur Abbildung des Eintrags über Abschwemmung, Spannweiten der Literatur-Referenzwerte für die Austragshöhe und kalibrierte Exportkoeffizienten (Modell MEPhos)*

Phosphotope	Referenzwert [mg P <sub>Ges</sub> /l]	Referenzwert [kg P <sub>Ges</sub> / (ha·a)]	Exportkoeffizient [mg/l] (für die Modellierung verwendet)
Ackerland mit verschlämmungs- oder sättigungsinduziertem Oberflächenabfluss und Anschluss ans Gewässernetz	0,3-1,9	0,2	0,9
Grünland mit sättigungsinduziertem Oberflächenabfluss und Anschluss ans Gewässernetz	0,75-2,0	0,8	1,1

---

Quellen: Erpenbeck 1987, Haider 2000, Preuß u. Voss 1979, Mollenhauer 1987, Foerster 1998, Schubert 1997, Bernhardt et al. 1978

## 4.6 Quantifizierung der atmosphärischen P-Deposition auf Wasserflächen

Die atmosphärische P-Deposition ist eine diffus wirkende P-Quelle, die bei der räumlich differenzierten Quantifizierung der Stoffeinträge in die Oberflächengewässer berücksichtigt werden muss. Während die atmosphärische P-Deposition auf Ackerland, Grünland und Wald bei der Ermittlung der P-Einträge über diffuse Eintragspfade berücksichtigt wird und die P-Deposition auf urbanen Flächen in die Ermittlung der P-Einträge über Trennkanalisation eingeht, ist die direkte atmosphärische Deposition auf Wasserflächen eine Bilanzgröße, die separat ermittelt wird.

Als Gebietskulisse hierfür wurden sämtliche Wasserflächen des DLM bzw. aus Wasserblick selektiert, die an Fließgewässer angeschlossen sind. Dies sind einerseits explizit als Polygone ausgewiesene Wasserflächen, wie z.B. Binnenseen und große Ströme, und andererseits als Linien dargestellte Wasserflächen, wie z. B. kleine Flussläufe, Gräben und Kanäle. Die Polygone des DLM sind für die Ableitung der Wasserflächen direkt nutzbar, bei den linienförmigen Darstellungen werden die differenzierten Angaben des DLM zu Flussbreiten verwendet, um die entsprechenden Flächen abzuleiten.

Die Quantifizierung der atmosphärischen P-Deposition auf Wasserflächen erfolgte dann nach Einzugsgebieten getrennt durch Verknüpfung der ausgewiesenen Wasserflächen mit einer einheitlichen Depositionsraten von  $0,6 \text{ kg}/(\text{ha}^*\text{a})$  die sich im Einklang mit Erkenntnissen aus Sachsen-Anhalt (Kuhr et al., 2013) befindet.