

**Regionalisierung der landesweiten  
Grundwasserdynamik  
–Abschlussbericht –  
(J30.07/14)**

UmweltPlan GmbH Stralsund  
Sitz Hansestadt Stralsund  
Tribseer Damm 2  
18437 Stralsund

Geschäftsführerin  
Synke Ahlmeyer

Außenstelle Greifswald  
Bahnhofstraße 43  
17489 Greifswald  
Tel. +49 38 34/231 11-91  
Fax +49 38 34/231 11-99

info@umweltplan.de  
www.umweltplan.de

Waldschulweg 5  
19061 Schwerin

Geschäftsführer:  
Dr. Uta Alisch (Vorsitz)  
Dr. Martin Bernhard  
Dr. Dirk Brinschwitz  
Wolfgang Weinhold

Tel.: 0385 39550-0  
Fax: 0385 3920001  
schwerin@fugro.com  
www.fugro.de

AG Berlin-Charlottenburg  
HRB 134082 B  
Ust.-IdNr.: DE 150 375 679

Deutsche Bank AG  
Konto-Nr. 960 300 2  
BLZ 100 700 00

IBAN: DE83 1007 0000 0960 3002 00  
SWIFT/BIC: DEUTDE33XXX

**Bericht erstellt für:** Landesamt für Umwelt, Naturschutz und Geologie  
Goldberger Straße 12  
18273 Güstrow

**Bericht erstellt von:** Fugro Consult GmbH  
Waldschulweg 5  
19061 Schwerin

UmweltPlan GmbH Stralsund  
Tribseer Damm 2  
18437 Stralsund

**Bearbeiter:** Toralf Hilgert  
(Dipl.-Ing.)

Heiko Hennig  
(Dipl.-Hydrol.)

**Kurztitel / KT-Nr.:** 310-14-48

22719-01

**Bestätigt:** Fugro Consult GmbH

UmweltPlan GmbH

Ullrich Ewert  
Abteilungsleiter  
Wasser

Synke Ahlmeyer  
Geschäftsführerin

**Datum:** Schwerin, 31.05.2016

**Verteiler:** 2 x Auftraggeber, 1 x Fugro Consult GmbH, 1x UmweltPlan GmbH

## Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung .....	5
2	Konzept.....	8
2.1	Verfahren zur Erzeugung von Grundwassergleichen.....	8
2.2	Vergleich der Interpolationsverfahren.....	11
2.3	Gewählter Modellansatz .....	14
2.4	Geohydraulische Diskussion des Modellansatzes .....	15
3	Diskussion der Datengrundlagen.....	18
3.1	Grundwasserstandsdaten .....	18
3.2	Modellaufbau und Parametrisierung.....	19
3.2.1	Geometrie des Grundwasserleiters und Durchlässigkeitskoeffizienten .....	19
3.2.2	Grundwasserneubildung .....	19
3.2.3	Grundwasserentnahmen.....	20
3.2.4	Vorfluter .....	20
3.3	Übersicht über die verwendeten Datengrundlagen.....	23
4	Aufbereitung der Grundwasserstandsdaten.....	24
4.1	Bewertung der Zuverlässigkeit .....	24
4.1.1	Landesmessstellen .....	24
4.1.2	Sondernetze .....	27
4.1.3	Asynchrone Wasserstandsangaben 2003/2010.....	27
4.1.4	Virtuelle Messstellen .....	28
4.1.5	Landesbohrdatenspeicher .....	28
4.1.6	Zusammenfassung der Wichtungsfaktoren.....	28
4.2	Declustering .....	30
5	Das geohydraulische Modell .....	32
5.1	Modellaufbau.....	32
5.2	Erstkalibrierung .....	34
5.3	Prüfung der Wasserstandsangaben / Identifizierung lokaler oberer Grundwasserleiter ...	36
5.4	Nachkalibrierung anhand der überarbeiteten Wasserstandsangaben.....	38
6	Geostatistische Interpolation der Residuen .....	41
7	Zusammenfassung und Ausblick.....	45
7.1	Arbeitsergebnisse .....	45
7.2	Notwendige Überarbeitungen weiterführender Karten.....	46
7.3	Weitere mögliche Untersuchungen.....	49
8	Quellenverzeichnis .....	51

## Abbildungsverzeichnis

Abbildung 1: Abhängigkeit zwischen Grundwasserstand und Geländehöhe für 10.690 Grundwasserstandsdaten in Mecklenburg-Vorpommern .....	10
Abbildung 2: Bearbeitungsablauf zur Regionalisierung der Grundwasserstände – Detrended Kriging auf der Basis eines geohydraulischen Modells .....	14
Abbildung 3: Hydrogeologischer Profilschnitt nördlich von Neubrandenburg .....	15
Abbildung 4: Versickerungsgang an der Lysimeterstation Kittendorf .....	20
Abbildung 5: Randbedingung 3. Art bei einem unbedeckten (links) und einem bedeckten (rechts) Aquifer .....	21
Abbildung 6: Parametrisierung der Vorflutrandbedingungen .....	22
Abbildung 7: Verteilung der Wasserstandsangaben .....	31
Abbildung 8: Verteilung der Grundwasserneubildung .....	32
Abbildung 9: Randbedingungen des geohydraulischen Modells .....	34
Abbildung 10: Verteilung der Pilot-Points .....	35
Abbildung 11: Erstkalibrierung – Vergleich berechneter und gemessener Werte .....	36
Abbildung 12: Verbreitung oberer Grundwasserleiter mit einem höheren Druckniveau als der Hauptgrundwasserleiter .....	37
Abbildung 13: Kalibrierungsergebnis – Verteilung der Transmissivität .....	39
Abbildung 14: Nachkalibrierung – Vergleich berechneter und gemessener Werte .....	40
Abbildung 15: Experimentelles (Punkte) und theoretisches (Linie) Semivariogramm der Residuen (gestrichelt = Varianz des Datensatzes) .....	42
Abbildung 16: Regionalisierte Residuen .....	43
Abbildung 17: Grundwassergleichenplan des oberen Grundwasserleiters .....	44
Abbildung 18: Grundwasserflurabstand .....	47
Abbildung 19: Berechnete Grundwasserscheiden für Au-Mindestgröße=360 km <sup>2</sup> (rot) im Vergleich zu den bestehenden Grundwasserkörpergrenzen (schwarz) .....	48
Abbildung 20: Grundwasseranstieg bei einer Einstellung der bestehenden Grundwasserentnahmen .....	49

## Tabellenverzeichnis

Tabelle 1:	Datenquellen zur Parametrisierung der Vorflutrandbedingungen.....	22
Tabelle 2:	Datengrundlagen .....	23
Tabelle 3:	Vergabe des Ranges und der Zuverlässigkeit (ZVLK, Wichtungsfaktor) der Grundwasserstandsdaten.....	29
Tabelle 4:	Zusammensetzung der Wasserstandsangaben.....	31

## Anlage

Anlage 1:	Grundwassergleichenplan MV 2015, Maßstab 1:250000	
-----------	---	--

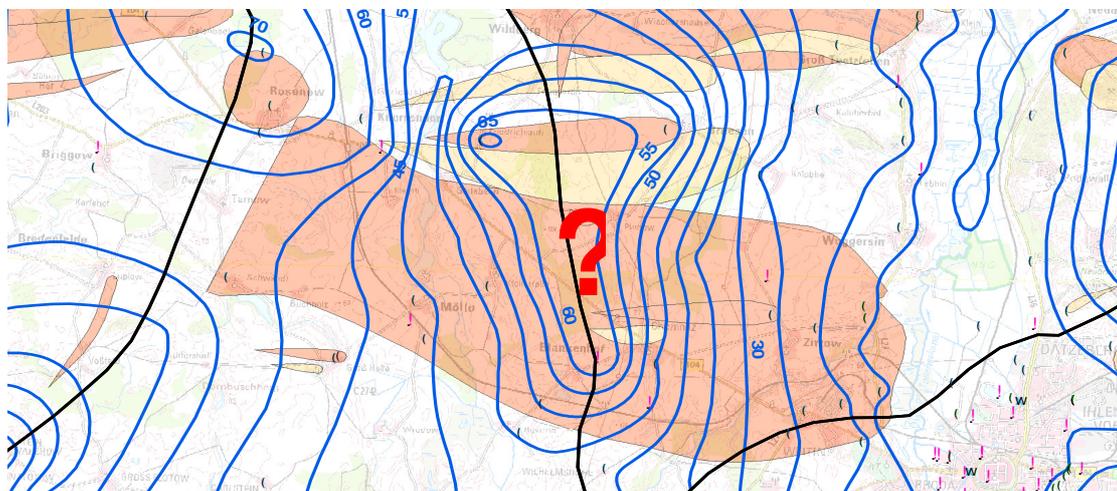
## 1 Einleitung

Grundwassergleichpläne veranschaulichen die geohydraulischen Fließprozesse und sind die Basis für nahezu alle hydrogeologischen Fragestellungen. Auf ihrer Grundlage werden z.B. Einzugsgebiete von Wasserfassungen oder Vorflutern ermittelt, (Grund-)Wasserhaushaltsbilanzierungen durchgeführt, grundwasserabhängige Landökosysteme ausgewiesen oder die Geschüttheit des Grundwassers vor oberflächlich eingetragenen Schadstoffen bewertet.

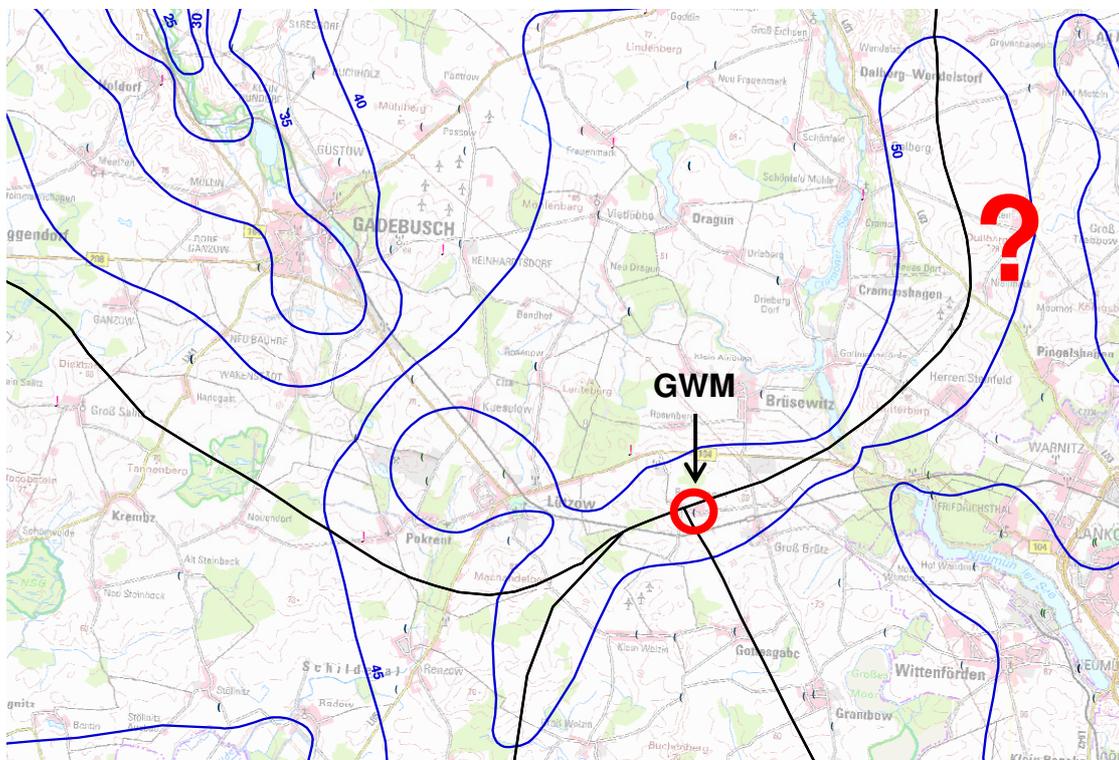
Die bisherige Karte der landesweiten Grundwasserdynamik Mecklenburg-Vorpommerns basierte auf der manuellen Interpolation vorwiegend asynchroner Messwerte, die lokal durch Hydroisohypsen vorhandener geohydraulischer Modelle ergänzt wurden (HGN 2003). Im Jahr 2010 wurde die Karte unter Nutzung des geostatistischen Verfahrens Ordinary Kriging überarbeitet (HYDOR 2010).

Bei der Anwendung der Grundwasserdynamik zeigten sich in den letzten Jahren zahlreiche Probleme / Widersprüche, die eine Überarbeitung der Karte erforderlich machten. Nachstehend sind einige Beispiele benannt.

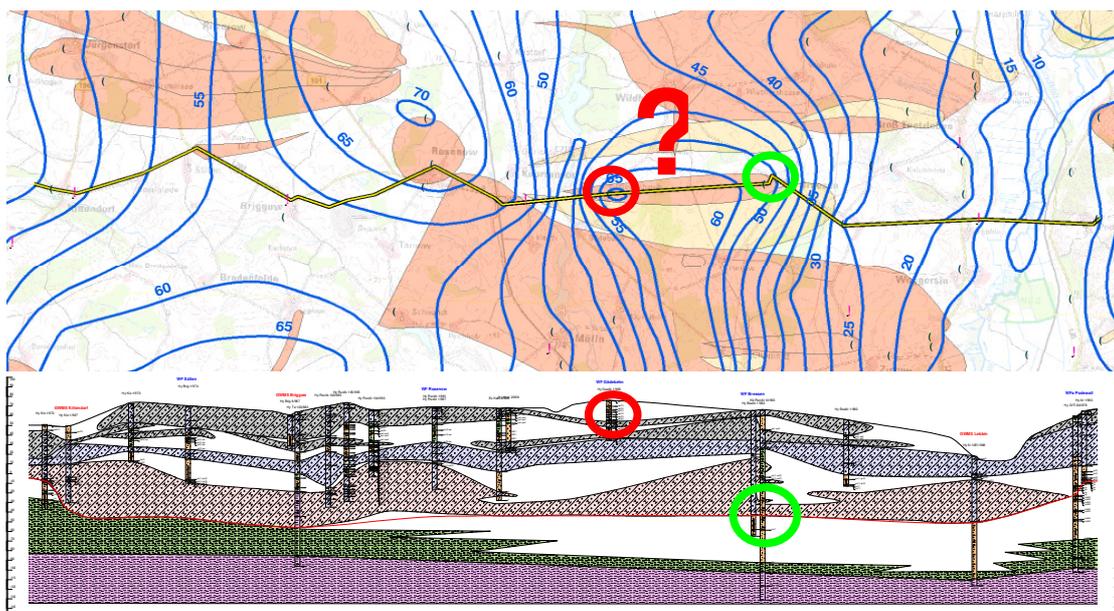
- Widersprüche zwischen der Abgrenzung der Grundwasserkörper und den Einzugsgebieten der Wasserfassungen



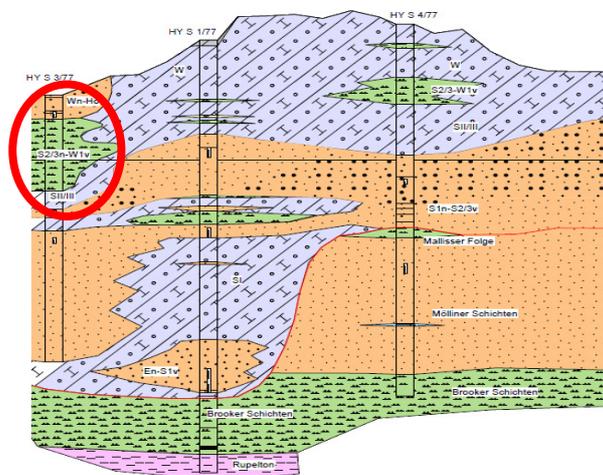
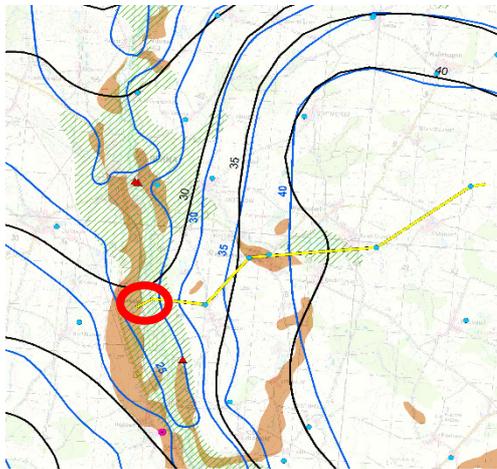
- geohydraulisch nicht plausible Grundwassergleichen (z.B. sehr schmale, langgezogene Grundwasserhochlagen aufgrund einer einzelnen – möglicherweise fehlerbehafteten – Wasserstandsangabe)



- Vermischung von Grundwasserständen, die nicht im direkten hydraulischen Kontakt stehen



- **Überbewertung der Vorfluterwirkung bei gespannten Grundwasserleitern (z.B. keine Berücksichtigung vorhandener Artesik)**



- **hohe Subjektivität und daher eingeschränkte Nachvollziehbarkeit der Grundwassergleichen**

Um eine fundierte Grundlage für die Abgrenzung unterirdischer Einzugsgebiete und für Wasserbilanzierungen zu schaffen, wurde eine Methodik erarbeitet, mit der ein Grundwassergleichenplan für Mecklenburg-Vorpommern geohydraulisch begründet und nachvollziehbar erstellt werden kann (FUGRO & UMWELTPLAN 2013). Auf der Basis dieses Konzeptes erfolgte dann die landesweite Bearbeitung. Im vorliegenden Abschlussbericht sind sowohl die Methodik als auch die landesweite Umsetzung dokumentiert. Der erstellte Grundwassergleichenplan gilt für mittlere hydrologische Verhältnisse.

## 2 Konzept

### 2.1 Verfahren zur Erzeugung von Grundwassergleichen

Die gebräuchlichsten Verfahren zur Interpolation von Grundwasserstandsdaten sind die manuelle Bearbeitung, die geohydraulische Modellierung und die geostatistische Interpolation. Nachstehend werden die Methoden kurz charakterisiert, wobei vertieft auf die verschiedenen Ansätze der geostatistischen Interpolation eingegangen wird.

#### (1) Manuelle Bearbeitung

Die manuelle Erstellung von Grundwassergleichen basiert auf der Triangulation (hydrologisches Dreieck), bei der zwischen jeweils drei benachbarten Wasserständen linear interpoliert wird. Darüber hinaus fließt das Expertenwissen des Bearbeiters ein (Lage von Vorflutern, Morphologie, geohydraulisches Grundverständnis), so dass auch bei weit auseinanderliegenden Messpunkten eine plausible Interpolation gewährleistet werden kann.

#### (2) Geohydraulische Modellierung

Geohydraulische (deterministische) Modelle werden in der Regel eingesetzt, um Grundwasserströmungsprozesse zu analysieren und zukünftige Szenarien zu untersuchen. Die Simulation unterirdischer Strömungsvorgänge basiert auf der Lösung der prozessbeschreibenden Differentialgleichungen mit ihren Anfangs- und Randbedingungen.

Jedes kalibrierte Strömungsmodell interpoliert auch Grundwassergleichen zwischen gemessenen Punktwerten. Dabei werden Randbedingungen wie die Grundwasserneubildung, die Lage von Vorflutern oder Grundwasserentnahmen beachtet und die Aquifereigenschaften (Transmissivität, Leakagefaktoren) im Rahmen plausibler Grenzen so angepasst, dass die Abweichungen zwischen gemessenen und berechneten Wasserständen minimiert werden. Das Ergebnis eines guten Modells ist somit auch ein geohydraulisch plausibler Grundwassergleichenplan. BLÖSCHL (2006) weist darauf hin, dass sich die deterministische Interpolation besonders in Gebieten mit einer geringen Messwertdichte anbietet.

#### (3) Geostatistisch - Kriging

Geostatistische Verfahren untersuchen den räumlichen Zusammenhang in einer Strukturanalyse und nutzen diese Informationen zur Interpolation. Dabei wird angenommen, dass die Probenwerte miteinander räumlich korrelieren, wobei die Abhängigkeit mit der Entfernung abnimmt. Im Ergebnis der Strukturanalyse sind Schätzungen für nicht beprobte Orte möglich. Die Strukturanalyse erfolgt über die Berechnung eines experimentellen Variogramms und die Anpassung einer Modellfunktion (theoretisches Variogramm). Das *Gewöhnliche Krigingverfahren (Ordinary Kriging)* setzt voraus,

dass kein räumlicher Trend vorliegt und somit der durch das Variogramm beschriebene, statistische Zusammenhang unabhängig vom Ort ist.

Die räumliche Verteilung der Grundwasserstände ist aus hydraulischen Gründen (Fließprozesse) immer trendbehaftet. Bei lokalen Aufgabenstellungen (meist <5 km<sup>2</sup>) kann häufig das regionale Grundwassergefälle als linearer Trend angesehen werden. Im regionalen Maßstab (bis ca. 1.000 km<sup>2</sup>) wird das Fließgeschehen durch einen Wechsel von Speisungsgebieten (hydraulische Hochlagen) und Entlastungsgebieten (Senken im Bereich der Vorfluter) geprägt. Betrachtet man das Grundwasserfließgeschehen im Landesmaßstab Mecklenburg-Vorpommerns (ca. 23.000 km<sup>2</sup>), so ist eine Zunahme der Grundwasserstände von etwa 0 m NHN im Küstenbereich auf >80 m NHN im südlichen Landesteil zu verzeichnen.

SCHAFMEISTER (1999) unterscheidet einen globalen Trend und eine lokale Fluktuation. Bei Vernachlässigung der zeitlichen Komponente durch die Betrachtung langjähriger Mittelwerte ergibt sich folgende Modellvorstellung:

$$Z(x) = T(x) + L(x) + \varepsilon$$

Dabei sind T der Trend, L die lokale Fluktuation und  $\varepsilon$  das zufällige Rauschen. Die geostatistische Interpolation von Grundwasserständen sollte in der Regel einen Trend berücksichtigen (räumliche Instationarität).

Beim *Universal Kriging* wird der Trend durch eine mathematische Funktion approximiert. Problematisch ist, dass die Trendkomponente a priori unbekannt ist und komplexe Trendstrukturen nicht abgebildet werden können.

Eine flexiblere Möglichkeit, den Trend zu berücksichtigen, ist die Nutzung von Zusatzinformationen, die mit dem Grundwasserstand korrelieren. Der Trend der Grundwasseroberfläche kann z.B. anhand der Geländemorphologie abgeschätzt werden, die ja auch bei der manuellen Interpolation eine wichtige Hilfsgröße ist. Die Abbildung 1 belegt die (bei einer landesweiten Betrachtung) enge Korrelation zwischen dem Grundwasserstand und der Geländehöhe. Ein räumlich instationäres Interpolationsverfahren, das flächendeckend vorliegende Zusatzinformationen einbezieht, ist das *Kriging mit externer Drift*. Die lineare Regressionsbeziehung zwischen der Hilfsgröße (z.B. Geländeoberkante) und der Zielgröße (Grundwasserstand) geht dabei direkt in das Kriging-Gleichungssystem ein, wobei auch eine Ortsveränderlichkeit der Regressionsbeziehung berücksichtigt werden kann.

Problematisch ist bei der Verwendung der Geländehöhe als Hilfsgröße zur Schätzung des Grundwasserstandes jedoch, dass die räumliche Variabilität der Trendfläche (Gelände) größer ist als die der Zielgröße (Grundwasserstand). Um zu vermeiden, dass lokale Maxima oder Minima im

Gelände zu unplausiblen Aufwölbungen oder Senken des interpolierten Grundwasserstandes führen, wäre eine vorherige Glättung des Geländemodells erforderlich.

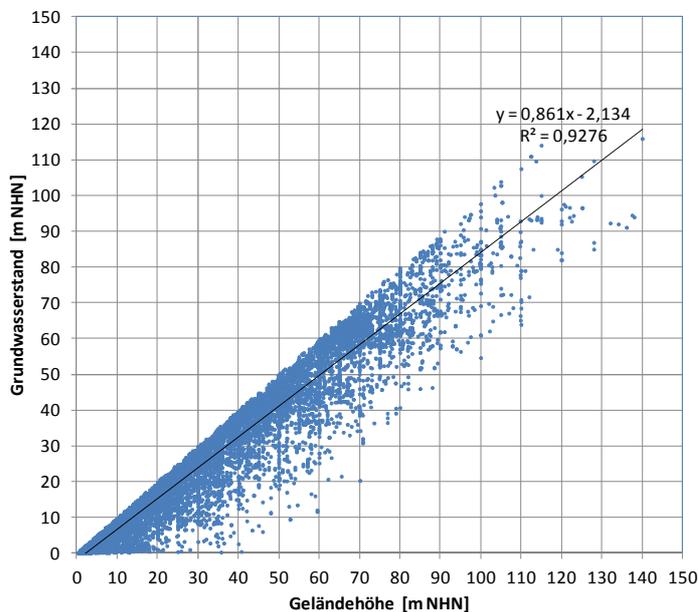


Abbildung 1: Abhängigkeit zwischen Grundwasserstand und Geländehöhe für 10.690 Grundwasserstandsdaten in Mecklenburg-Vorpommern

In Brandenburg wurde das Kriging mit externer Drift erfolgreich zur Erstellung von landesweiten Grundwassergleichenplänen für unterschiedliche Zeitpunkte angewandt (MÖHLER et al. 2014, GCI 2012). Als Sekundärvariable fungierte hier nicht die Geländeoberkante, sondern ein bestehender, manuell erstellter Grundwassergleichenplan.

Eine weitere Möglichkeit zur Interpolation trendbehafteter Variablen ist das *Detrended Kriging*. Dabei wird die zu regionalisierende Variable (Grundwasserstand) in zwei additiv verbundene Komponenten zerlegt – den Trendanteil und eine stochastisch verteilte Komponente. Der Trend muss dabei anhand von Zusatzinformationen ermittelt werden; die geostatistische Interpolation erfolgt mit Hilfe des Ordinary Kriging nur für die trendbereinigten Residuen (Abweichung der Messwerte vom Trend). Das Detrended Kriging wird auch als Residual Kriging bezeichnet und ist besonders in der (Hydro-) Meteorologie verbreitet (z.B. HINTERDING 2002, HOLDAWAY 1996).

Sollen über das Detrended Kriging Grundwasserstände regionalisiert werden, bieten sich für die Erzeugung der Trendfläche zwei Wege an:

- manuelle Erstellung von Grundwassergleichen, die das großräumige Fließgeschehen mit hydraulischen Hochlagen und Senken abbilden
- grobe geohydraulische Modellierung unter Berücksichtigung der Grundwasserneubildung und der Entlastungsbereiche (Vorfluter, Grundwasserentnahmen)

Ein Detrended Kriging mit einem manuellen Grundwassergleichenplan als Trendfläche entspricht im Ergebnis weitgehend dem in Brandenburg angewandten Kriging mit externer Drift auf der Basis eines bestehenden Grundwassergleichenplans. Eine umfassende Beschreibung und ein Anwendungsbeispiel für die zweite Variante, das Detrended Kriging in Kombination mit einem geohydraulischen Modell, finden sich in BUCHER (1994). Die Anwendung beschränkte sich jedoch auf ein 116 km<sup>2</sup> großes Testgebiet.

## 2.2 Vergleich der Interpolationsverfahren

### (1) Manuelle Bearbeitung

- Vorteile:
- + Nutzung des Expertenwissens des Bearbeiters (geohydraulisches Grundverständnis)
  - + geringer Aufwand für die Berücksichtigung von Zusatzinformationen (Lage von Vorflutern, bekannte Arthesik, Morphologie)
- Nachteile:
- hohe Subjektivität bei der Bewertung der Zusatzinformationen
  - nicht reproduzierbar
- Beispiel:
- Karte der Grundwasserdynamik Mecklenburg-Vorpommerns (HGN 2003)

### (2) Geohydraulische Modellierung

- Vorteile:
- + Berücksichtigung aller relevanten Randbedingungen (Grundwasserneubildung, Vorfluter, Grundwasserentnahmen) und der Aquifereigenschaften (Transmissivität, Leakagefaktoren)
  - + Nachweis der geohydraulischen Plausibilität / Erkennen von Ausreißern (unplausible, fehlerhafte Wasserstände)
  - + Ergebnis vollständig reproduzierbar
- Nachteile:
- sehr hoher Aufwand für die erforderliche Detailkalibrierung → nur im kleineren Maßstab (<500 km<sup>2</sup>) umsetzbar
- Beispiele:
- Geohydraulisches Modell Wallensteingraben (325 km<sup>2</sup>, HGN 2010), Geohydraulisches Modell Westlicher Schweriner See (430 km<sup>2</sup>, HGN 2006)

(3a) Ordinary Kriging

Vorteile: + reproduzierbar

+ geringer Aufwand für die Aktualisierung aufgrund neuer, zusätzlicher Messwerte

Nachteile: – Zusatzinformationen nur schwer integrierbar (z.B. über zusätzliche, fiktive Stützpunkte)

– wissenschaftlich nicht exakt; systematische Über- oder Unterschätzungen in Teilgebieten wahrscheinlich

Beispiel: ○ Aktualisierung der Grundwasserdynamik Mecklenburg-Vorpommerns im Rahmen der Ermittlung grundwasserbeeinflusster oberirdischer Gewässer (HYDOR 2010)

(3b) Detrended Kriging oder External Drift Kriging auf der Basis eines vorliegenden (manuellen) Grundwassergleichenplanes

Vorteile: + Berücksichtigung des Expertenwissens und der Zusatzinformationen, die in den manuellen Grundwassergleichenplan eingegangen sind

+ Reproduzierbarkeit der geostatistischen Interpolation (Zufallskomponente)

+ geringer Aufwand für die Aktualisierung aufgrund neuer, zusätzlicher Messwerte

+ wissenschaftlich begründete Anwendung des Kriging-Verfahrens

Nachteile: – geprägt durch die Subjektivität des manuellen Grundwassergleichenplans

– kein Nachweis der geohydraulischen Plausibilität

Beispiel: ○ Hydroisohypsenplan für Brandenburg (GCI 2012)

### (3c) Detrended Kriging auf der Basis eines geohydraulischen Modells

- Vorteile:
- + Berücksichtigung der Aquifereigenschaften sowie der relevanten Randbedingungen → Nachweis der geohydraulischen Plausibilität
  - + keine virtuellen Stützstellen erforderlich, Toplagen und Senken bilden sich entsprechend der Randbedingungen aus (Grundwasserneubildung, Vorfluter)
  - + Identifizierung von Ausreißern (z.B. schwebendes Grundwasser)
  - + Reproduzierbarkeit der gesamten Interpolation (Trendkomponente und Zufallskomponente)
  - + Minimierung des subjektiven Anteils am Interpolationsergebnis
  - + geringer Aufwand für die Aktualisierung aufgrund neuer, zusätzlicher Messwerte, da nur die geostatistische Interpolation der Residuen erneut durchgeführt werden muss
  - + wissenschaftlich begründete Anwendung des Kriging-Verfahrens
- Nachteile:
- hoher Aufwand für die Erstellung des geohydraulischen Modells bei Anwendung im großen Maßstab
- Beispiel:
- Messnetzoptimierung für das Einzugsgebiet „Obere Schwalm“ (116 km<sup>2</sup>, BUCHER 1994)

### 2.3 Gewählter Modellansatz

In Anbetracht moderner Rechentechnik und Simulationswerkzeuge wurde das Detrended Kriging in Kombination mit einer geohydraulischen Modellierung für den oberen, flächenhaft verbreiteten Grundwasserleiter gewählt. Über das Grundwasserströmungsmodell kann die räumliche Instationarität (Trend) geohydraulisch begründet berücksichtigt werden. Dabei ist der berechnete Grundwasserspiegel eine Funktion der Grundwasserneubildung, der Gewässer, der Grundwasser-nutzung sowie der geohydraulischen Ausbildung des Grundwasserleiters.

Das grob kalibrierte Strömungsmodell spiegelt die großräumige Grundwasserstandsverteilung wider, weist aber lokal Abweichungen zu den Messwerten auf (Residuen). Um zu gewährleisten, dass die gemessenen Grundwasserstände exakt abgebildet werden, ist eine Korrektur der hydraulisch interpolierten Grundwasserstände erforderlich. Sie kann mit Ordinary Kriging erfolgen, da die Residuen (im Gegensatz zu den Grundwasserständen) keinem Trend unterliegen.

Die nachfolgende Abbildung 2 illustriert das prinzipielle Vorgehen bei der Erzeugung des Grundwassergleichensplans mit Hilfe des Detrended Kriging.

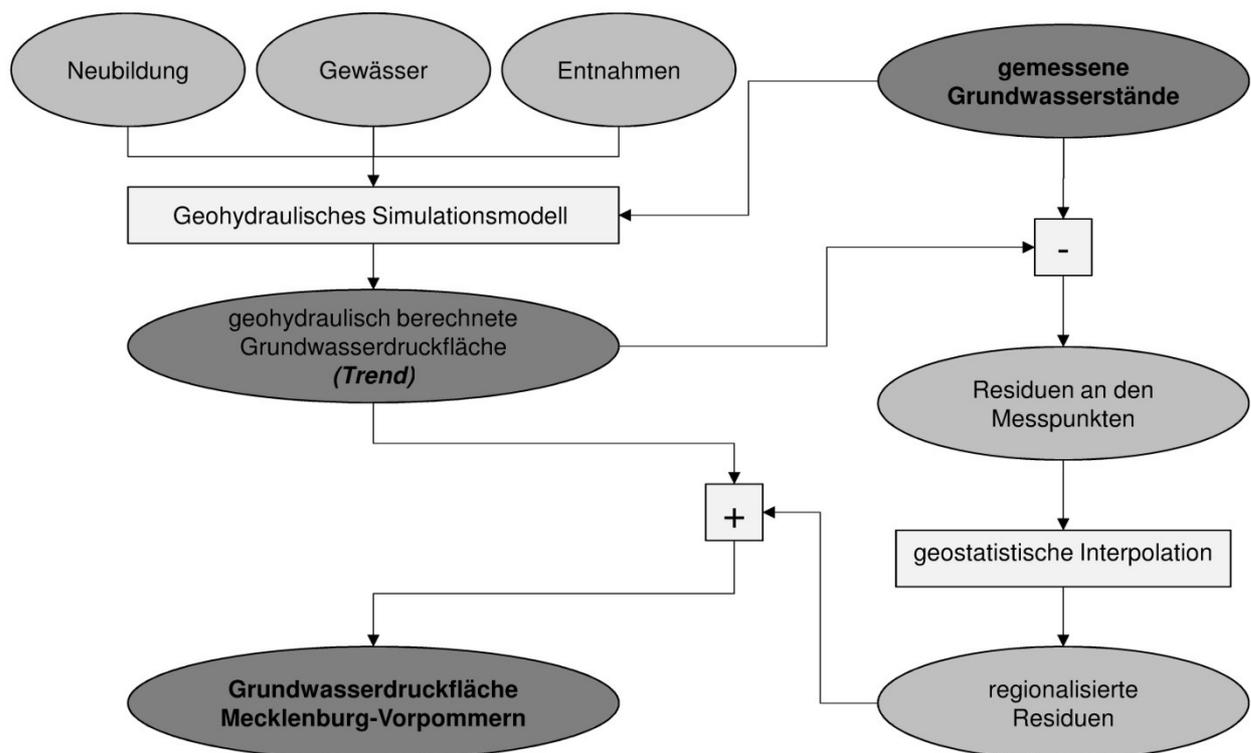


Abbildung 2: Bearbeitungsablauf zur Regionalisierung der Grundwasserstände – Detrended Kriging auf der Basis eines geohydraulischen Modells

## 2.4 Geohydraulische Diskussion des Modellansatzes

Die geohydraulische Modellierung zur Berechnung der Trendfläche soll für den Hauptgrundwasserleiter erfolgen. Als Hauptgrundwasserleiter wird der flächenhaft verbreitete, oberflächennahe Grundwasserleiter angesehen, über den i.d.R. der mengenmäßig größte Teil des unterirdischen Wassers abströmt.

Darüber hinaus können lokal verbreitete, obere Grundwasserleiter und tiefere, meist tertiäre Grundwasserleiter auftreten. Eine Berücksichtigung dieser Aquifere über zusätzliche Modellschichten ist

- nicht praktikabel, da keine flächendeckenden Informationen über die Verbreitung und Durchlässigkeit der Zwischenstauer vorliegen und
- nicht notwendig, da die Grundwasserleiter in Mecklenburg-Vorpommerns meist hydraulisch kommunizieren und geringe vertikale Druckdifferenzen von <math><1\text{ m}</math> überwiegen.

Lediglich lokal verbreitete, obere Grundwasserleiter weisen vereinzelt ein deutlich höheres Druckniveau auf, wenn der hydraulische Kontakt zum Hauptgrundwasserleiter gering ist. Die flächenhafte Ausdehnung dieser Grundwasserleiter ist meist kleiner als  $100\text{ km}^2$ . Der Schnitt in der Abbildung 3 veranschaulicht die Strömungsverhältnisse bei Vorhandensein eines lokalen oberen Grundwasserleiters an einem besonders deutlichen Beispiel nordwestlich von Neubrandenburg. Infolge der geringen Durchlässigkeit des ca. 50 m mächtigen Zwischenstauers bildet sich im oberen Grundwasserleiter ein bis zu 15 m höheres Druckniveau aus, das örtlich begrenzt sogar zu einer vom Hauptgrundwasserleiter abweichenden Fließrichtung führt. Mit Annäherung an die Entlastungsgebiete (Tollense und der Kastorfer Rinne) gleichen sich die Druckpotentiale wieder an.

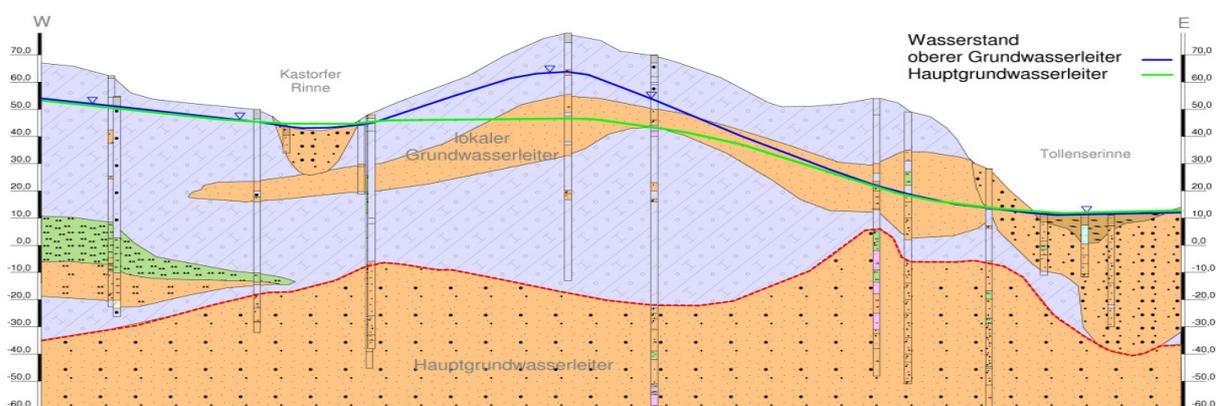


Abbildung 3: Hydrogeologischer Profilschnitt nördlich von Neubrandenburg

Im vorliegenden Bericht wurden folgende Grundwasserleiter / Grundwasserdruckflächen unterschieden:

Der **Hauptgrundwasserleiter** ist der flächenhaft verbreitete, oberflächennahe Grundwasserleiter, über den der mengenmäßig größte Teil des unterirdischen Wassers abströmt.

Der Wasserstand **lokaler oberer Grundwasserleiter** ist meist höher als der des Hauptgrundwasserleiters, da beide durch grundwasserhemmende Schichten getrennt sind.

Die Bezeichnung **oberer Grundwasserleiter** wird für den am jeweiligen Standort verbreiteten obersten Grundwasserleiter verwendet. Er muss mit dem Hauptgrundwasserleiter in (ggf. indirekten) hydraulischem Kontakt stehen. Ist kein lokaler oberer Grundwasserleiter verbreitet, ist der Hauptgrundwasserleiter selbst der obere Grundwasserleiter.

Als **Trendfläche** wird die mit dem geohydraulischen Modell berechnete Druckfläche für den Hauptgrundwasserleiter bezeichnet.

Schwebende Grundwasserleiter stehen nicht mit den darunterliegenden Grundwasserleitern in hydraulischer Verbindung, so dass eine räumliche Korrelation mit dem allgemeinen Fließgeschehen rein zufällig wäre. Damit ist eine geostatistische Interpolation nicht gerechtfertigt, so dass schwebende Grundwasserleiter in der vorliegenden landesweiten Bearbeitung nicht betrachtet werden.

Allein anhand der Filterlage und des Wasserstandes ist es oft nicht möglich zu entscheiden, ob die Messstelle zum Hauptgrundwasserleiter gehört oder in einem lokalen oberen Grundwasserleiter verfiltert ist. In der Vergangenheit haben diesbezügliche Fehleinschätzungen teilweise zu einer unzulässigen Vermischung von Wasserständen und damit zu einer falschen Bewertung der geohydraulischen Verhältnisse geführt. Um solche Bereiche mit einem hydraulisch abweichenden oberen Grundwasserleiter zu identifizieren, müssen die Transmissivitäten bei der Kalibrierung des Grundwasserströmungsmodells auf hydraulisch plausible Werte begrenzt werden. Das hat zur Folge, dass Messwerte, die nicht dem modellierten Hauptgrundwasserleiter zuzuordnen sind, deutlich von der geohydraulisch berechneten Trendfläche abweichen werden, da z.B. ein gemessenes hohes Potential im lokal verbreiteten oberen Grundleiter nur über eine starke (unzulässige) Reduzierung des T-Wertes simuliert werden kann. Für diese Messwerte muss anschließend manuell geprüft werden, welches Stockwerk sie repräsentieren.

Im Ergebnis soll der Grundwasserdruckspiegel für den oberen Grundwasserleiter landesweit ermittelt werden. Das kann durch Superposition der geohydraulisch berechneten Trendfläche mit den interpolierten Residuen erfolgen. Bei der Interpretation des so erzeugten Grundwassergleichenplans ist zu beachten, dass er nicht durchgängig einen hydraulisch zusammenhängenden Grundwasserleiter charakterisiert, sondern im Verbreitungsgebiet lokaler,

oberer Grundwasserleiter auch vertikale Durchlässigkeitsunterschiede abgebildet werden. Daraus resultieren zum Teil steile Druckgradienten im Randbereich lokaler, oberer Grundwasserleiter. Diese lokalen Besonderheiten müssen dokumentiert werden.

### 3 Diskussion der Datengrundlagen

Als erster Bearbeitungsschritt wurden die hydrogeologischen und hydrologischen Basisdaten des Landes Mecklenburg-Vorpommern analysiert und dahingehend bewertet, ob sie für eine geohydraulische Modellierung im Landesmaßstab geeignet sind und welche Aufbereitung ggf. erforderlich ist.

Das Ziel der Bearbeitung ist die Erstellung eines Grundwassergleichenplans, der die aktuellen mittleren Verhältnisse widerspiegelt. Als Betrachtungszeitraum wurden die Jahre 2007 bis 2009 gewählt, da

- Entnahmeraten für diesen Zeitraum landesweit vorliegen (Abschnitt 3.2.3),
- die Grundwasserneubildungsverhältnisse etwa dem langjährigen Mittel entsprachen (Abschnitt 3.2.2) und
- die Grundwasserstandsdaten des Landesmessnetzes die aktuellen mittleren Verhältnisse widerspiegeln.

Nachstehend sind die Ergebnisse der Datenanalyse im Einzelnen dokumentiert.

#### 3.1 Grundwasserstandsdaten

Für 1.137 **Landesmessstellen** stehen langjährige Messreihen zur Verfügung, davon umfassen 532 den Zeitraum 2007-2009. Zusätzlich können Mittelwerte aus 1.817 Messstellen privater **Sondernetze** (meist Monitoring von Rohstofflagerstätten) hinzugezogen werden.

Für eine Regionalisierung des Grundwasserstandes ist die sich daraus ergebende durchschnittliche Messpunktdichte von 1 Messwert auf ca. 8 km<sup>2</sup> zu gering, zumal die Messstellen häufig in Clustern verteilt sind. Daher wurden bereits bei der Erstellung eines manuellen Grundwassergleichenplans im Jahr 2003 (HGN 2003) und bei einer Überarbeitung (HYDOR 2010) insgesamt 4.991 zusätzliche **asynchrone Wasserstandsmessungen** recherchiert, von denen aufgrund ihrer Filterlage vermutet wird, dass sie dem oberen Grundwasserleiter zuzuordnen sind. Damit ergibt sich ein Durchschnitt von etwa 3 km<sup>2</sup> pro Messstelle.

Darüber hinaus sind im Landesbohrdatenspeicher knapp 34.000 bohrungsbezogene Einzelwasserstände für ehemalige oder bestehende Messstellen erfasst. Dieser Datensatz weist zahlreiche interne und externe Redundanzen auf und es ist nur mit großem manuellem Aufwand möglich, die Wasserstände der richtigen Filterlage zuzuordnen. Die bohrungsbezogenen Einzelwasserstände können aber zur Erhöhung der Messwertdichte in Gebieten beitragen, die allein durch die oben genannten Daten nicht ausreichend repräsentiert sind.

Für viele Gebiete existieren auch neuere hydrogeologische Untersuchungen, teilweise auch geohydraulische Modellierungen, die beachtet werden sollten. Lokale geohydraulische Modellie-

rungen, die an Grundwassermessungen kalibriert wurden, sind die beste Interpolationsmethode. Die daraus resultierende höhere Informationsdichte kann durch virtuelle Messstellen berücksichtigt werden.

## 3.2 Modellaufbau und Parametrisierung

### 3.2.1 Geometrie des Grundwasserleiters und Durchlässigkeitskoeffizienten

Flächenhafte Informationen zur Verbreitung und Mächtigkeit der Grundwasserleiter sowie Angaben zur hydraulischen Leitfähigkeit sind im Hydrogeologischen Kartenwerk der DDR 1:50 000 (HK 50) enthalten. Der Bearbeitungsstand entspricht den 1980er Jahren, die zahlreichen neuen Erkenntnisse aus den letzten 30 Jahren sind nicht berücksichtigt. Aus diesem Grund und weil die in der HK50 gewählte stratigraphische Einteilung der Grundwasserleiter sich nicht ohne weiteres in eine geohydraulische Einteilung (Hauptgrundwasserleiter) übertragen lässt, wurde eine Nutzung für die geohydraulische Modellierung verworfen.

Denkbar wäre die teilautomatisierte Auswertung der über 60.000 Datensätze des Landesbohrdatenspeichers, die auch schon in einem 200 km<sup>2</sup> großen Testgebiet mit 273 Bohrungen erfolgreich angewandt wurde (HENNIG & HILGERT 2013). Der Aufwand für eine solche Bearbeitung wäre im Landesmaßstab aber noch immer verhältnismäßig hoch, da umfangreiche manuelle Plausibilitätsprüfungen erforderlich wären. Aus diesem Grund wurde entschieden, nicht den Durchlässigkeitskoeffizienten ( $k_f$ -Wert), sondern den konzentrierten Parameter Profildurchlässigkeit (Transmissivität, T-Wert) zu kalibrieren, der sich als Produkt aus dem  $k_f$ -Wert und der Grundwasserleitermächtigkeit (M) ergibt. Die Transmissivität ist damit ein reiner Kalibrierungsparameter, Hinweise auf besonders gut oder besonders schlecht durchlässige Bereiche können aus dem bestehenden Grundwassergleichenplan abgeleitet werden (Abschnitt 4.4).

### 3.2.2 Grundwasserneubildung

Die mittleren Grundwasserneubildungsraten liegen landesweit vor. Sie wurden hydrotoporientiert auf Grundlage eines an Abflüssen kalibrierten, modifizierten BAGLUVA-Verfahrens berechnet (ATV-DVWK M 504, HENNIG & HILGERT 2007) und 2009 letztmalig aktualisiert.

In der Abbildung 4 sind die jährlichen, an der Lysimeterstation Kittendorf gemessenen Versickerungsraten dargestellt. Die Grundwasserneubildung betrug im Modellierungszeitraum 2007-2009 etwa 95 % des langjährigen Mittels (1993-2012). Berücksichtigt man, dass das langjährige Mittel stark von den sehr feuchten Jahren 2010 und 2011 geprägt ist, kann näherungsweise von mittleren Verhältnissen ausgegangen werden, so dass für die stationäre Kalibrierung keine Modifikation der Neubildungsraten erforderlich ist.

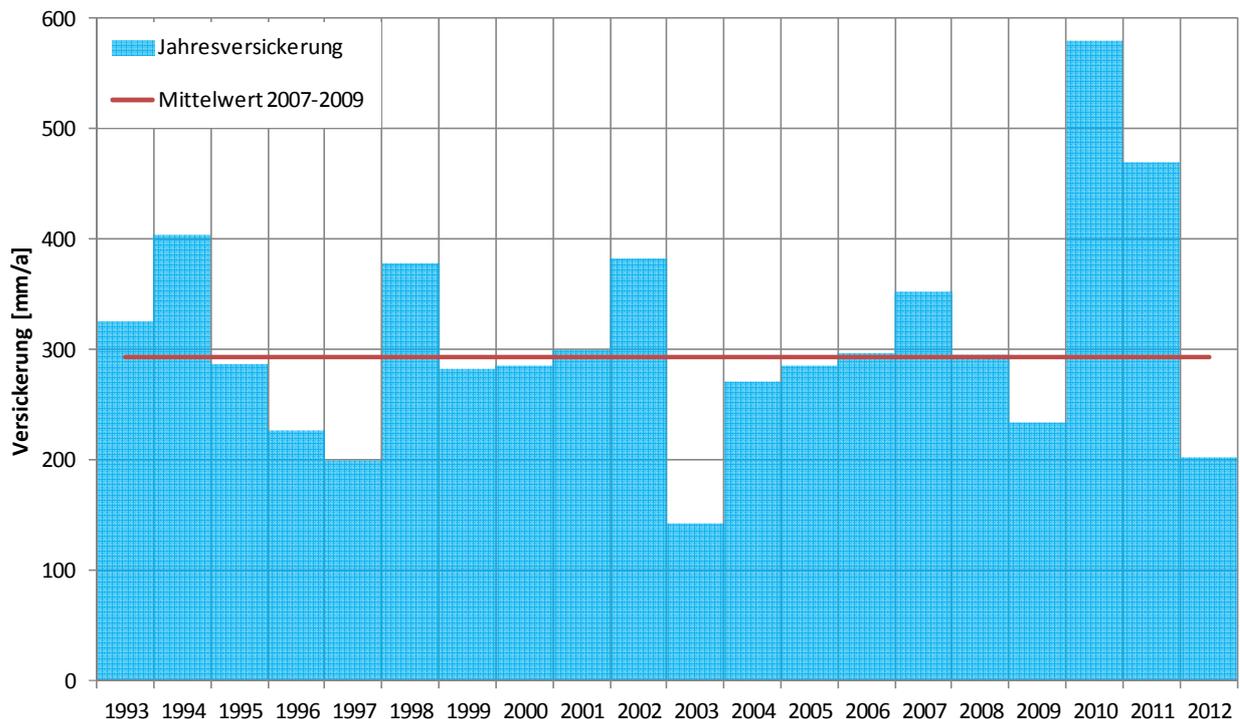


Abbildung 4: Versickerungsgang an der Lysimeterstation Kittendorf

### 3.2.3 Grundwasserentnahmen

Im Jahr 2011 wurde die landesweite Karte der Grundwasserressourcen Mecklenburg-Vorpommerns fertiggestellt (UMWELTPLAN & FUGRO 2011). In diesem Zusammenhang sind die mittleren Grundwasserentnahmen der Jahre 2007-2009 sowie die wasserrechtlich zulässigen (meist höheren) Grundwasserentnahmen punktgenau erfasst worden. Der Modellkalibrierung kann das Mittel der Jahresentnahmen 2007-2009 zugrunde gelegt werden. Im Falle von Wasserfassungen, die über keine Aufzeichnung der Entnahmemengen verfügen, wurde die tatsächliche Entnahme auf 70 % der wasserrechtlich zulässigen Entnahme geschätzt. Da es sich hier i.d.R. um kleine Wasserfassungen mit geringen Entnahmeraten handelt, ist keine nennenswerte Beeinflussung des Modellierungsergebnisses zu erwarten.

### 3.2.4 Vorfluter

Die Oberflächengewässer/Vorfluter werden als Randbedingungen 3. Art DRAIN bzw. RIVER (CAUCHY) in das Modell integriert. Dabei berechnet sich die Grundwasserentlastung im Element (Q) als Produkt aus der wirksamen Fläche (A), dem Leitwert (L) sowie der Differenz zwischen Grund- und Oberflächenwasserstand ( $\Delta h$ ):

$$Q = A \cdot L \cdot \Delta h .$$

Der Leitwert (auch Leakagefaktor) ist ein konzentrierter Parameter, der die Anbindung des Oberflächengewässers an das Grundwasser regelt und mehrere Einflussfaktoren summarisch erfasst. Bei einem unbedeckten Grundwasserleiter werden durch den Leitwert die in Vorflutnähe wirksame Vertikalkomponente und ggf. eine Kolmation der Gewässersohle berücksichtigt. Ist der Aquifer bedeckt und liegt der Vorfluter im hangenden Grundwasserhemmer, sind hingegen die Durchlässigkeit und Mächtigkeit der hangenden Schichten maßgebend für den Grundwasseranschluss und der Leitwert ist in der Regel deutlich kleiner (schlechtere Grundwasseranbindung). In der Abbildung 5 sind die beiden Fälle visualisiert.

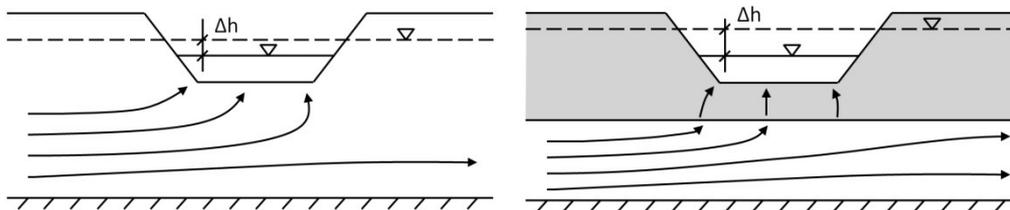


Abbildung 5: Randbedingung 3. Art bei einem unbedeckten (links) und einem bedeckten (rechts) Aquifer

Der Leitwert ist in der Regel ein Kalibrierungsparameter, der näherungsweise als Quotient aus dem Durchlässigkeitskoeffizienten der Deck- oder Kolmationsschicht ( $k_f^*$ ) und deren Mächtigkeit ( $M$ ) angesehen werden kann:

$$L = k_f^*/M$$

Berechnet man die wirksame Fläche ( $A$ ) als Produkt aus der Vorflutlänge ( $l$ ) im Element und der Gewässerbreite ( $b$ ) erhält man folgende Beziehung für die Grundwasserentlastung

$$Q = l \cdot b \cdot k_f^*/M \cdot (h_{ow} - h_{GW})$$

Die Abbildung 6 veranschaulicht die Vorgehensweise bei der Parametrisierung der Randbedingung. Bis auf den  $k_f^*$ -Wert können alle Größen anhand landesweit verfügbarer Informationen geschätzt werden; der Grundwasserstand  $h_{GW}$  ergibt sich iterativ aus der Simulationsrechnung. In der Tabelle 1 sind die Datenquellen aufgeführt. Der  $k_f^*$ -Wert ist Ziel der Modellkalibrierung, als gute Erstschätzung kann ein Wertebereich von  $1 \cdot 10^{-6} \dots 1 \cdot 10^{-5} \text{ m/s}$  angesetzt werden. Für den Wasserstand im Vorfluter wird angenommen, dass er 1,5 m unter der Geländeoberkante liegt.

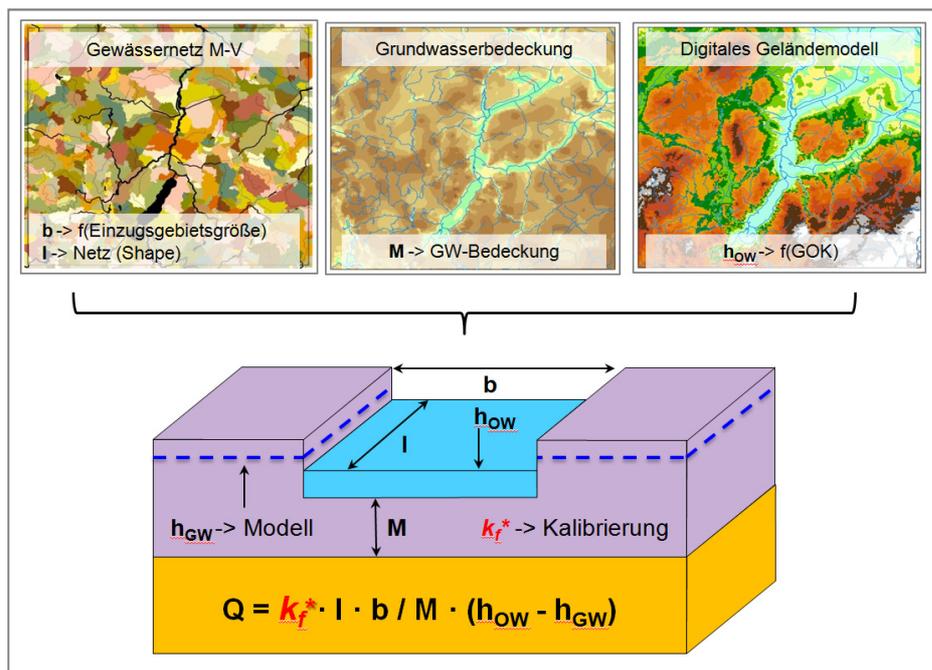


Abbildung 6: Parametrisierung der Vorflutrandbedingungen

Tabelle 1: Datenquellen zur Parametrisierung der Vorflutrandbedingungen

Parameter	Datenquelle	Bemerkung / Berechnungsansatz
I	Fließgewässer Mecklenburg-Vorpommerns DLM25W	
b	DLM25W + oberirdische Einzugsgebiete	Zuordnung der Einzugsgebiete zu den Gewässerabschnitten des DLM25W; klassenweise Schätzung der Gewässerbreite anhand der Einzugsgebietsfläche
M	Grundwasserüberdeckung Mecklenburg-Vorpommerns (HYDOR 2011)	
h <sub>ow</sub>	Digitales Geländemodell 1:25.000 DGM25	Oberflächenwasserspiegel = niedrigste Geländehöhe im Rasterelement abzüglich 1,5 m

### 3.3 Übersicht über die verwendeten Datengrundlagen

In der Tabelle 2 sind die verwendeten Daten zusammengefasst aufgeführt.

Tabelle 2: Datengrundlagen

<b>Datengrundlage</b>	<b>Verwendung</b>
Grundwasserstandsmessungen	Kalibrierung des Grundwasserströmungsmodells, Geostatistische Interpolation der Residuen
Bohrungsdaten, hydrogeologische Schnitte	Bewertung fragwürdiger Wasserstandsmessungen, Zuordnung zum Grundwasserleiter
Karte Grundwasserressourcen	Grundwasserentnahmen – Randbedingung des geohydraulischen Modells
Karte der Grundwasserneubildung	Zuflussrandbedingung des geohydraulischen Modells
Fließgewässer und Einzugsgebietsgrößen	Randbedingung Vorfluter, Klassierung der Gewässerbreite
Gewässerflächen	Randbedingung Vorfluter
Karte der Bedeckung	Grundwasseranbindung der Vorfluter
DGM 25	Ableitung der Vorflutwasserspiegel

## 4 Aufbereitung der Grundwasserstandsdaten

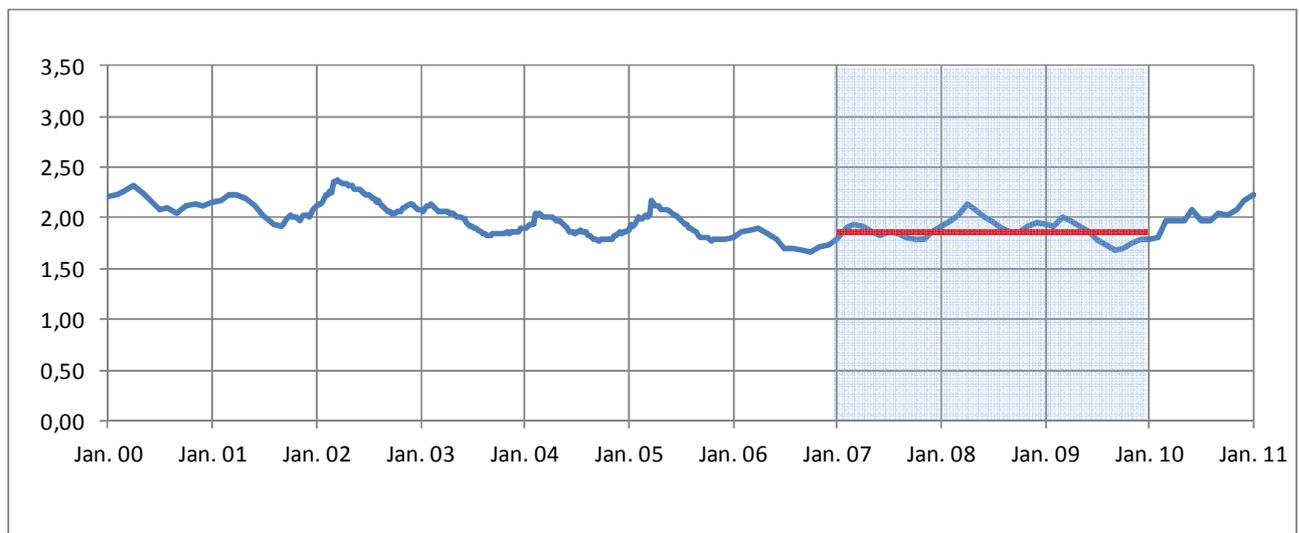
### 4.1 Bewertung der Zuverlässigkeit

Die im Abschnitt 3.1 aufgeführten Datenquellen weisen eine stark unterschiedliche Zuverlässigkeit auf, was bei der Grundwasserströmungsmodellierung und der geostatistischen Interpolation berücksichtigt werden muss. Dies erfolgte durch die Vergabe von entsprechenden Wichtungsfaktoren. Nachstehend wird die Vorgehensweise bei der Bewertung der Zuverlässigkeit beschrieben.

#### 4.1.1 Landesmessstellen

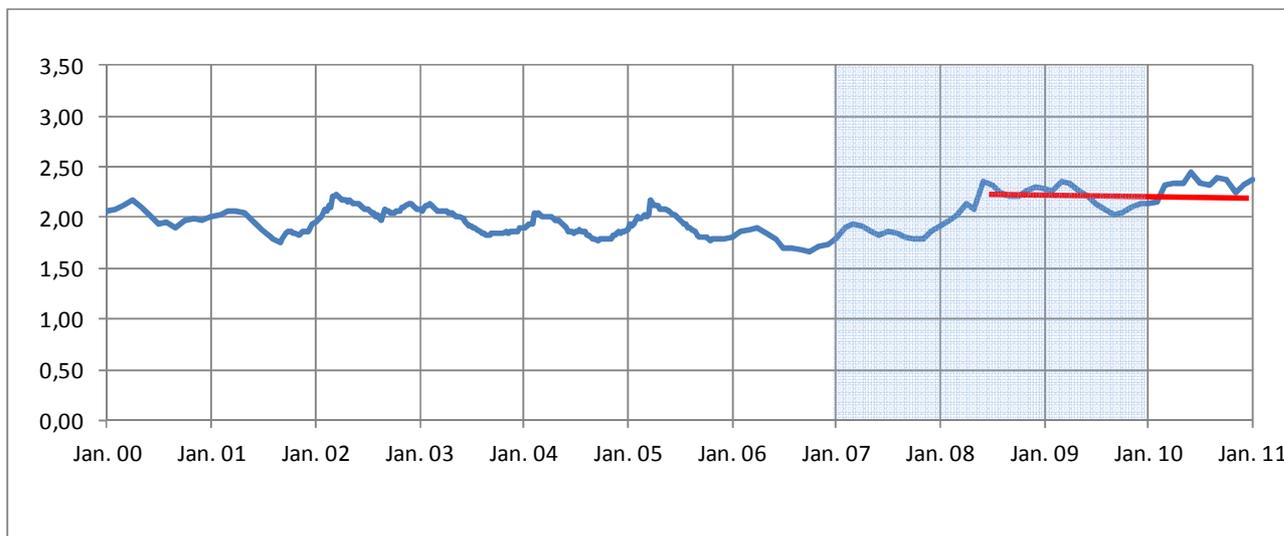
Die an den Landesmessstellen gemessenen Grundwasserganglinien umfassen nicht immer den Betrachtungszeitraum 2007-2009 und können darüber hinaus durch Inhomogenitäten oder Trends geprägt sein. Eine Voraussetzung für die Bildung repräsentativer Mittelwerte, ist daher eine Bewertung der Grundwasserganglinien. Sie erfolgte durch die Mitarbeiter der Staatlichen Ämter für Landwirtschaft und Umwelt. Um eine einheitliche Bewertung sicherzustellen, wurden Kriterien anhand von fünf Fallbeispielen vorgegeben.

##### (1) Homogene Reihe ohne Trend 2007-2009



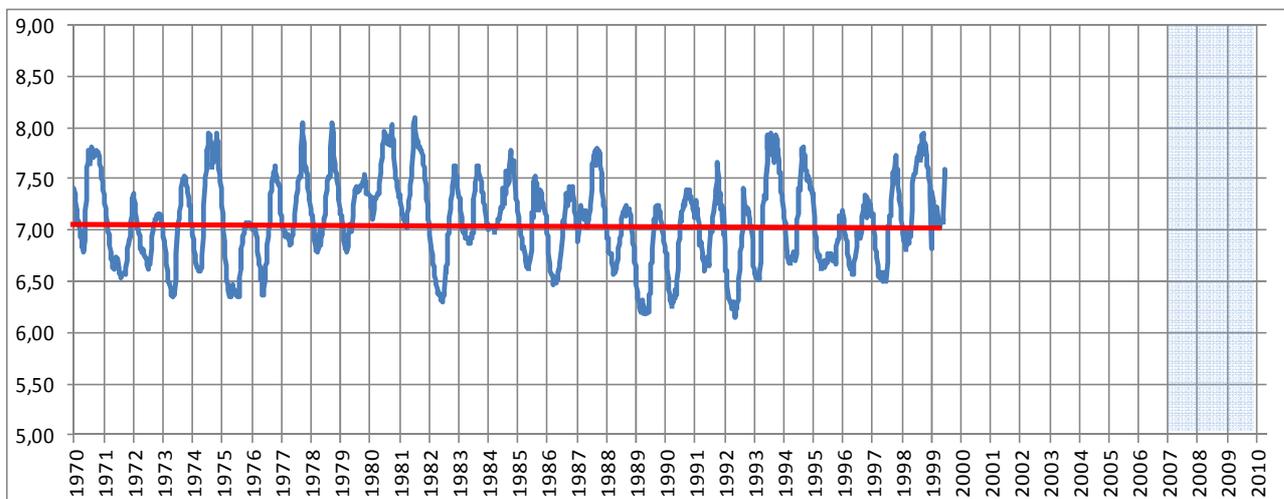
→ Mittelwert 2007-2009, Wichtung = 1

(2) Inhomogenität nach 2007



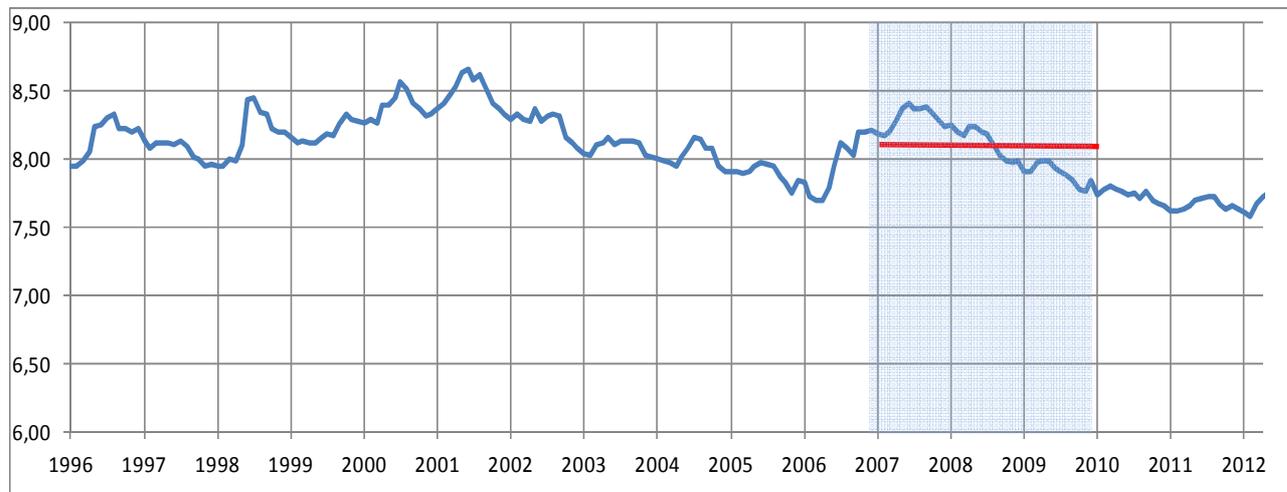
→ Mittelwert des jüngeren homogenen Abschnittes, Wichtung = 0,9

(3) Reihe endet vor 2009 oder beginnt nach 2007 oder weist größere Datenlücken im Modellzeitraum auf



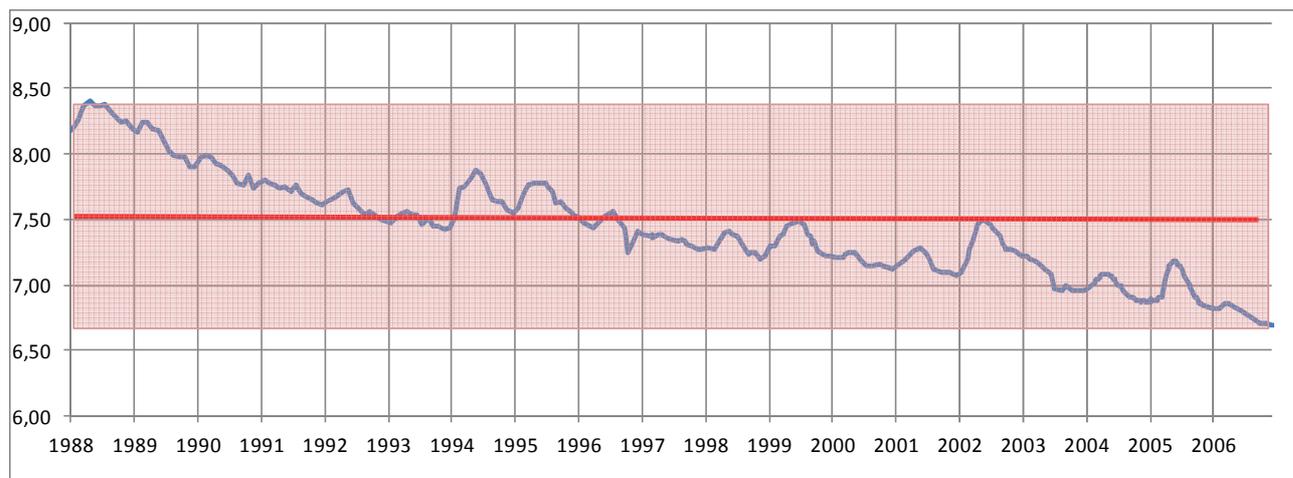
→ langjähriger Mittelwert, Wichtung = 0,9

(4) Trend im Zeitraum 2007-2009



→ Mittelwert 2007-2009, Wichtung = 0,8

(5) Reihe endet vor 2009 oder beginnt nach 2007 und weist einen Trend oder ungeklärte Inhomogenitäten auf



→ langjähriger Mittelwert, Wichtung = 0,7

In der Ergebnisdatei GWM\_MV15.xlsx ist die Begründung für die Vergabe der Wichtungsfaktoren enthalten:

- O = keine Auffälligkeiten (in Ordnung)
- R = Reihe umfasst nicht 2007-2009
- D = Datenlücken
- I = Inhomogenität
- T = Trend

Die Plausibilität der vergebenen Mittelwerte und Wichtungsfaktoren wurde anhand verschiedener Kriterien geprüft, z.B.

- $MIN < MW < MAX$ ,
- $MAX - MIN < 3 \text{ m}$ ,
- $|(MAX + MIN) / 2 - MW| < 1 \text{ m}$ ,
- Vergleich Wichtungsfaktor und angegebener Grund

Sich ergebende Unstimmigkeiten wurden in Abstimmung mit den StÄLU weitgehend geklärt. Bei verbleibenden Unsicherheiten wurde ein Wichtungsfaktor von 0,5 vergeben.

#### 4.1.2 Sondernetze

Der überwiegende Teil der Sondernetze dient dem Monitoring des Bergbaus (meist Steine und Erden). Messstellen entstanden z.B. aber auch im Rahmen der Altlastenerkundung und -überwachung. Die Häufigkeit von Grundwasserstandsmessungen differiert stark – teilweise liegen langjährige Reihen vor, die Beobachtung kann sich im Extremfall aber auch auf eine einmalige Messung beschränken. Daher hängt die Zuverlässigkeit stark von der Datenbasis ab, was bei der Vergabe der Wichtungsfaktoren berücksichtigt wurde. Generell wird die Zuverlässigkeit geringer als die der Landesmessstellen eingeschätzt. Die Vergabe der Wichtungsfaktoren erfolgte entsprechend folgender Kriterien:

- 0,95 – Reihe 2007-2009, Mittelwert aus mindestens 30 Messwerten
- 0,85 – mindestens dreijährige Reihe, Mittelwert aus mindestens 30 Messwerten
- 0,80 – Mittelwert aus Einzelmessungen

Bei verbleibenden Unsicherheiten wurde ein Wichtungsfaktor von 0,5 vergeben.

#### 4.1.3 Asynchrone Wasserstandsangaben 2003/2010

Die aktuell berechneten und bewerteten Mittelwerte (Abschnitte 4.1.1 und 4.1.2) wurden durch die Datenbasis der vorangegangenen Bearbeitungen aus den Jahren 2003 und 2010 ergänzt. Es handelt sich um überwiegend asynchrone Wasserstandsmessungen, die aufgrund ihrer Filterlage dem oberen Grundwasserleiter zugeordnet worden waren und als geohydraulisch plausibel eingeschätzt wurden. Diese Daten erhielten eine einheitliche Wichtung von 0,5.

#### 4.1.4 Virtuelle Messstellen

Ergebnisse von lokalen Grundwassermodellierungen wurden durch virtuelle Messstellen mit einer Wichtung von 0,8 oder 0,5 berücksichtigt. In Gebieten mit einer sehr geringen Messpunktdichte sind nach einer detaillierten Prüfung auch Einzelwasserstände aus dem Landesbohrdatenspeicher hinzugezogen worden (Wichtung 0,5 oder 0,3).

#### 4.1.5 Weitere bohrungsbezogene Einzelwasserstände aus dem Landesbohrdatenspeicher

Eine vom LUNG durchgeführte Abfrage aus dem Landesbohrdatenspeicher (GWR\_Bohrungen\_mit\_Filter.xlsx) ergab 33.863 Wasserstandsdaten von Bohrungen, die einen Ausbau aufweisen. Bei Mehrfachmessstellen ist die Zuordnung der Wasserstände zu den entsprechenden Filterlagen aufgrund der Datenlage nur manuell möglich. Angesichts der Unsicherheiten war eine ungeprüfte Verwendung der Daten nicht möglich. Im Rahmen des Declustering (Abschnitt 4.2) wurden die Datensätze selektiert, die zu einer Informationsverdichtung in bislang unterrepräsentierten Gebieten beitragen können. Wenn diese verbleibenden Datensätze Mehrdeutigkeiten bezüglich der Filterlage aufwiesen, sind sie durch das LUNG manuell geprüft worden.

Unabdingbare Voraussetzung für die Nutzung dieser Daten war eine vorherige Grundwasserströmungsmodellierung, mit deren Hilfe eine Bewertung der geohydraulischen Plausibilität erfolgen konnte. Das angewandte Verfahren ist im Abschnitt 4.2 (Declustering) dargelegt.

#### 4.1.6 Zusammenfassung der Wichtungsfaktoren

Für das nachfolgende Declustering war es notwendig, neben der Bewertung der Zuverlässigkeit auch Rangzahlen zu vergeben. In der Tabelle 3 sind die angesetzten Rangzahlen und Zuverlässigkeiten dokumentiert. A priori unplausible Wasserstandsangaben erhielten den Rang 1.000 und die Wichtung 0,01.

Herkunftskurzbezeichnungen:

LM	Landesmessnetz
SE	Steine und Erden - Lagerstättenberichte
SO	sonstige Reihen
VM	virtuelle Messstellen
RO	Altdaten Rostock
LBDS	bohrungsbezogene Einzelwasserstände aus dem Landesbohrdatenspeicher

Tabelle 3: Vergabe des Ranges und der Zuverlässigkeit (ZVLK, Wichtungsfaktor) der Grundwasserstandsdaten

RANG	ZVLK	HERKUNFT	BEMERKUNG
<i>Landesmessstellen und Sondernetze</i>			
10	1,00	LM	2007-2009
20	0,95	SE, SO	2007-2009
30	0,90	LM	Reihe > 1000d UND $\geq 10$ Messwerte pro a
40	0,85	SE	Reihe > 1000d UND $\geq 10$ Messwerte pro a
50	0,85	SO	Reihe > 1000d UND $\geq 10$ Messwerte pro a
60	0,85	RO	Reihe > 1000d UND $\geq 10$ Messwerte pro a
70	0,80	LM	2007-2009 mit Trend
80	0,80	LM	Reihe < 1000d
90	0,80	VM	teilweise manuelle Abminderung auf 0,50 / 0,30
100	0,80	SE	Mittel aus Einzelmessungen - ganze Messreihe
110	0,80	SO	Mittel aus Einzelmessungen - ganze Messreihe
120	0,80	RO	Mittel aus Einzelmessungen - ganze Messreihe
130	0,80	SE	Mittel aus Einzelmessungen - 2007-2008
140	0,80	SO	Mittel aus Einzelmessungen - 2007-2009
150	0,70	LM	ungeklärter Trend, Inhomogenitäten
160	0,50	LM	unsichere Reihe (z.B. MAX-MIN>3m)
170	0,50	SE	unsichere Reihe (z.B. MAX-MIN>3m)
180	0,50	SO	unsichere Reihe (z.B. MAX-MIN>3m)
190	0,50	RO	unsichere Reihe (z.B. MAX-MIN>3m)
200	0,50	LM	Mittelwerte des LUNG (alte, nicht durch StÄLU geprüfte Messreihen)
<i>Asynchrone Wasserstandsangaben 2003/2010 (HYDOR 2010)</i>			
210	0,50	LUNG	oberster Filter bei Mehrfachmessstellen; nicht mehr prüfbare Rahmenbedingungen der Datenerfassung; keine Korrektur auf mittlere Verhältnisse; HERKUNFT entsprechend HYDOR (2010)
220	0,50	OW	
230	0,50	Sondermessnetz	
240	0,50	GA-neu	
250	0,50	LUNGab1990	
260	0,50	GA-alt	
270	0,50	HYRA	
<i>Bohrungsbezogenen Einzelwasserstände aus dem Landesbohrdatenspeicher</i>			
300	0,30	LBDS	

## 4.2 Declustering

Sowohl für die Modellkalibrierung als auch für die Anwendung des Krigingverfahrens sollte das Untersuchungsgebiet möglichst gleichmäßig mit Messwerten belegt sein. Lokale Häufungen von Messwerten (Cluster) bewirken keinen Zuwachs des Informationsgehaltes, können aber Verzerrungen zur Folge haben. Bei der Kalibrierung des hydraulischen Modells führt eine sehr ungleichmäßige Messwertverteilung zum Beispiel dazu, dass die Parametrisierung der Bereiche mit einer hohen Messwertdichte sich wesentlich stärker auf die berechnete Anpassungsgüte des Modells auswirkt als die Parametrisierung der Gebiete mit geringerer Messwertbelegung. Da bei der Erstellung eines Grundwassergleichenplans für das gesamte Land eine ausgewogene Anpassungsgüte angestrebt wird, ist eine Ausdünnung im Bereich der Cluster erforderlich. Auch bei der geostatistischen Interpolation wird eine möglichst gleichmäßige Messwertbelegung angestrebt.

Die Ausdünnung erfolgte automatisiert. Für eine Zellgröße von 1.000 m × 1.000 m wurde nur ein Messwert zugelassen. Das entspricht etwa dem Dreifachen der mittleren Messwertdichte (Landesmessstellen, Sondernetze und geprüfte asynchrone Daten; Abschnitt 3.1). Die Ausdünnung erfolgte entsprechend der Konventionen:

- vorderer Rang vor hinterem,
- bei gleicher Rangzahl verblieb der Messwert, der am nächsten am Mittelwert der Zelle liegt.

Die a priori ungeprüften Einzelwasserstände aus dem Landesbohrdatenspeicher gingen angesichts ihrer geringen Zuverlässigkeit und ihrer großen Streubreite nicht in die Kalibrierung des geohydraulischen Modells ein. Vielmehr bildete die Grundwasserströmungsmodellierung die notwendige Grundlage dafür, aus den teilweise widersprüchlichen Wasserstandsangaben die hydraulisch plausiblen Werte nach folgender Methode zu selektieren.

*Ausgangspunkt bildete ein Raster von 1 km<sup>2</sup>. Zusatzwasserspiegel aus dem Landesbohrdatenspeicher (GWR\_Bohrungen\_mit\_Filter.xlsx) wurden dann berücksichtigt, wenn ein Rasterelement noch nicht durch mindestens eine andere, vertrauenswürdiger Wasserstandsangabe belegt war. Existierten mehrere mögliche Zusatzdaten, dann wurde der Wasserspiegel gewählt, der die geringste Abweichung zum Modellierungsergebnis aufwies und damit als am hydraulisch plausibelsten gelten kann. Darüber hinaus wurde der höchste Wasserstand des jeweiligen Rasterfeldes ausgelesen und anschließend manuell geprüft, ob er einem oberen Grundwasserleiter zuzuordnen ist. Die verbliebenen Zusatzwasserstände wurden mit einer Wichtung von 0,3 beim Ordinary Kriging der Residuen berücksichtigt.*

Im Ergebnis des Declusterings verblieben insgesamt 9.511 Wasserstandsangaben (inkl. 267 Messwerte aus Brandenburg, Stichtagsmessung 2011), was einer durchschnittlichen Dichte von

2,4 km<sup>2</sup> pro Messwert entspricht. In der Tabelle 4 ist die Zusammensetzung der Wasserstandsangaben aufgeführt, die räumliche Verteilung der Messwerte zeigt die Abbildung 7.

Tabelle 4: Zusammensetzung der Wasserstandsangaben

Zuverlässigkeit / Wichtung	Anzahl
1,00	320
0,95	87
0,90	428
0,85	77
0,80	1.460
0,70	123
0,50	3.337
0,30	3.679

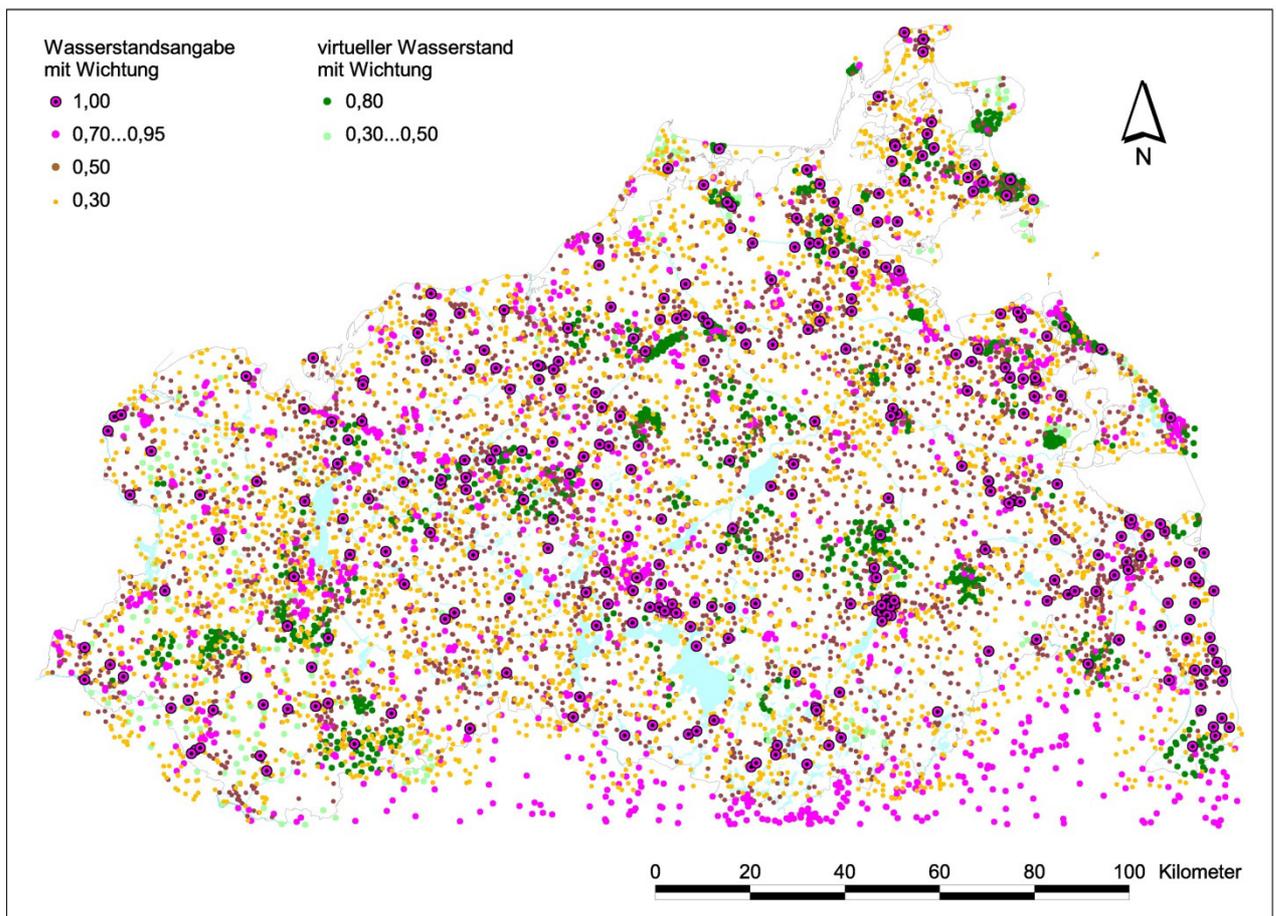


Abbildung 7: Verteilung der Wasserstandsangaben

## 5 Das geohydraulische Modell

### 5.1 Modellaufbau

Zur Berechnung der geohydraulischen Verhältnisse kam das Finite-Differenzen-Modell Processing MODFLOW zum Einsatz. Die Berechnungen erfolgten stationär für mehrjährige Mittelwerte.

In der Abbildung 9 sind die horizontale Ausdehnung des Grundwasserströmungsmodells und die gewählten Randbedingungen visualisiert. Das Modell ist durch folgende Daten gekennzeichnet:

- Modellgebiet: 256 km × 172 km
- Zellgröße: 250 m × 250 m
- Diskretisierung: 1.024 × 688 Zellen
- aktive Zellen: 529.754
- Brunnen: 2.327

Die Grundwasserneubildung ging flächendifferenziert in das geohydraulische Modell ein. In der Abbildung 8 ist die räumliche Verteilung der Grundwasserneubildung dargestellt.

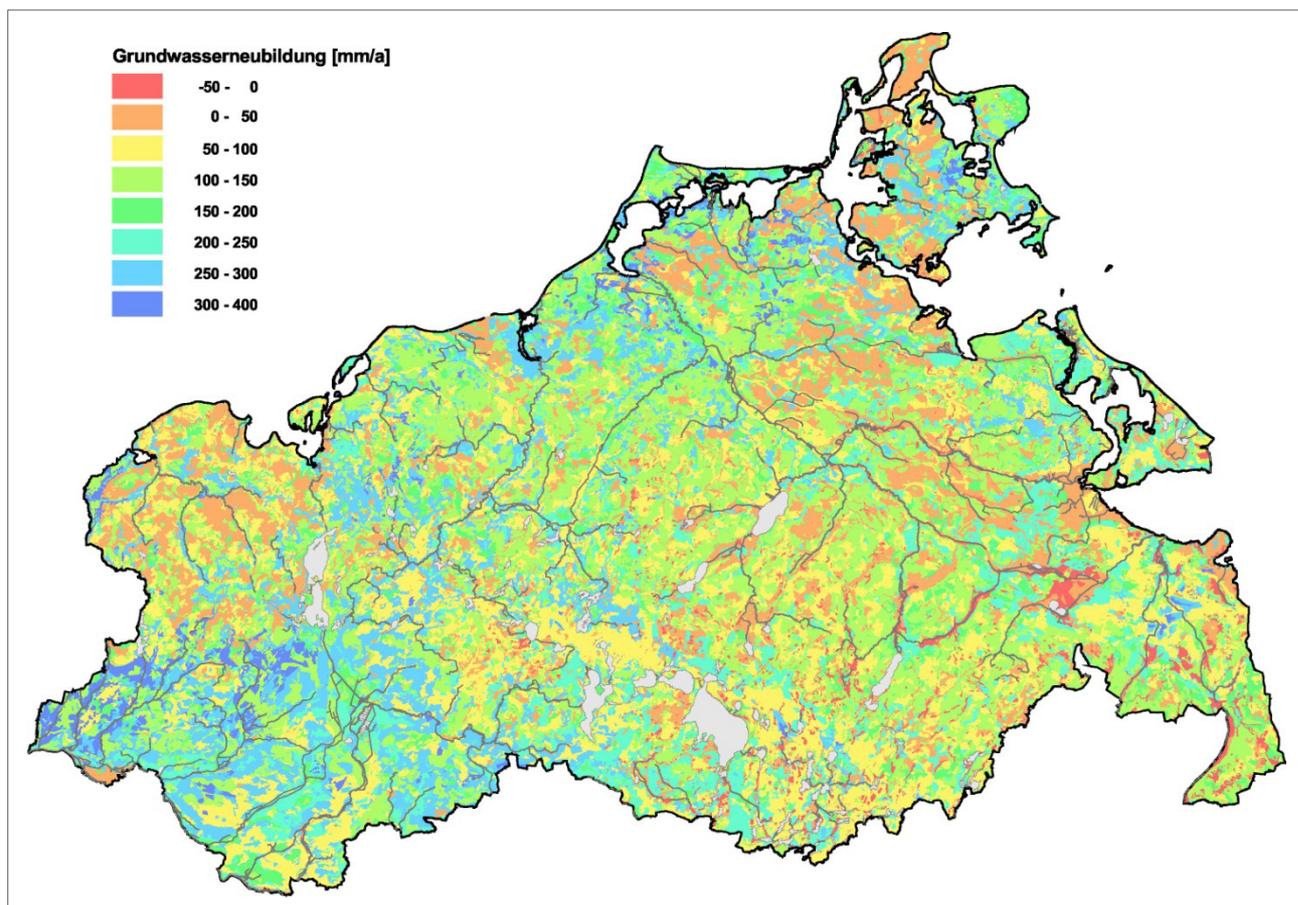


Abbildung 8: Verteilung der Grundwasserneubildung

Die Leitwerte der Randbedingung 3. Art (Vorfluter) wurden klassiert, so dass nur noch der Durchlässigkeitskoeffizient der Überdeckung  $k_f^*$  als – räumlich konstanter – Kalibrierungsparameter wirkt (siehe Abschnitt 3.2.4). Zur Klassierung ist für jede Vorflutzelle der Term

$$l \cdot b / M$$

berechnet worden:

- $l$  = Gewässerlänge im Element

- $b$  = Gewässerbreite

Allen Gewässerabschnitten wurde die oberirdische Einzugsgebietsgröße zugeordnet und mit Hilfe einer linearen Abhängigkeit die Gewässerbreite  $b$  geschätzt.

$$b \text{ [m]} = 0,013 \cdot A_0 \text{ [km}^2\text{]} + 0,5 \text{ m}$$

$A_0$  – Einzugsgebietsgröße des betrachteten Gewässerabschnittes

Zur Ableitung dieser Beziehung sind die Unterläufe größerer Vorfluter ausgewertet worden; die untere Grenze bildete eine Mindestbreite von 0,5 m.

- $M$  = Mächtigkeit der Deckschicht

Die Mächtigkeit  $M$  entspricht der Grundwasserleiterüberdeckung [HYDOR 2011], wobei bei ungespannten Verhältnissen eine Kolmationsschicht von  $M = 0,1$  m angesetzt wurde.

Die landwirtschaftlich genutzten Flächen in Mecklenburg-Vorpommern sind großflächig gedränt; Grünlandflächen und anmoorige Bereiche werden meist durch Gräben entwässert. Zur Berücksichtigung der künstlichen Entwässerung und um unplausibel hohe Grundwasserstände in den übrigen Bereichen zu vermeiden wurde zusätzlich eine flächenhafte Randbedingung 3. Art angesetzt. Die wirksame Fläche  $l \cdot b$  wurde auf 1 % geschätzt (z.B. 50 Sauger  $\varnothing$  5cm pro 250 m breitem Rasterelement oder 2 Gräben von 1,25 m Breite). In nicht meliorierten Gebieten (häufig sandige Hochflächen) liegt der Grundwasserstand meist deutlich unter der Geländeoberkante, so dass die Dränrandbedingung in diesen Fällen nicht wirkt. Die Parametrisierung der Randbedingung 3. Art stellt sicher, dass artesische Verhältnisse nur bei einer sehr mächtigen Überdeckung berechnet werden können.

In der Abbildung 9 sind die  $l \cdot b / M$  - Werte dargestellt. Deutlich zeichnen sich die Entlastungsbereiche der großen Vorfluter ab. Aber z.B. auch die hohe Grabendichte der Griesen Gegend im Südwesten Mecklenburgs spiegelt sich in hohen  $l \cdot b / M$  – Werten wider.

Die Entlastungsebene der Randbedingung 3. Art wurde aus dem DGM 5 abgeleitet. Um eine Dominanz von Ausreißern des Geländemodells zu verhindern, ist das DGM 5 durch die Bildung der Medianwerte eines  $50 \text{ m} \times 50 \text{ m}$  – Rasters geglättet worden. Als Entlastungsebene des  $250 \text{ m} \times 250 \text{ m}$  – Modellrasters wurde dann der niedrigste  $50 \text{ m}$  – Rasterpunkt gewählt.

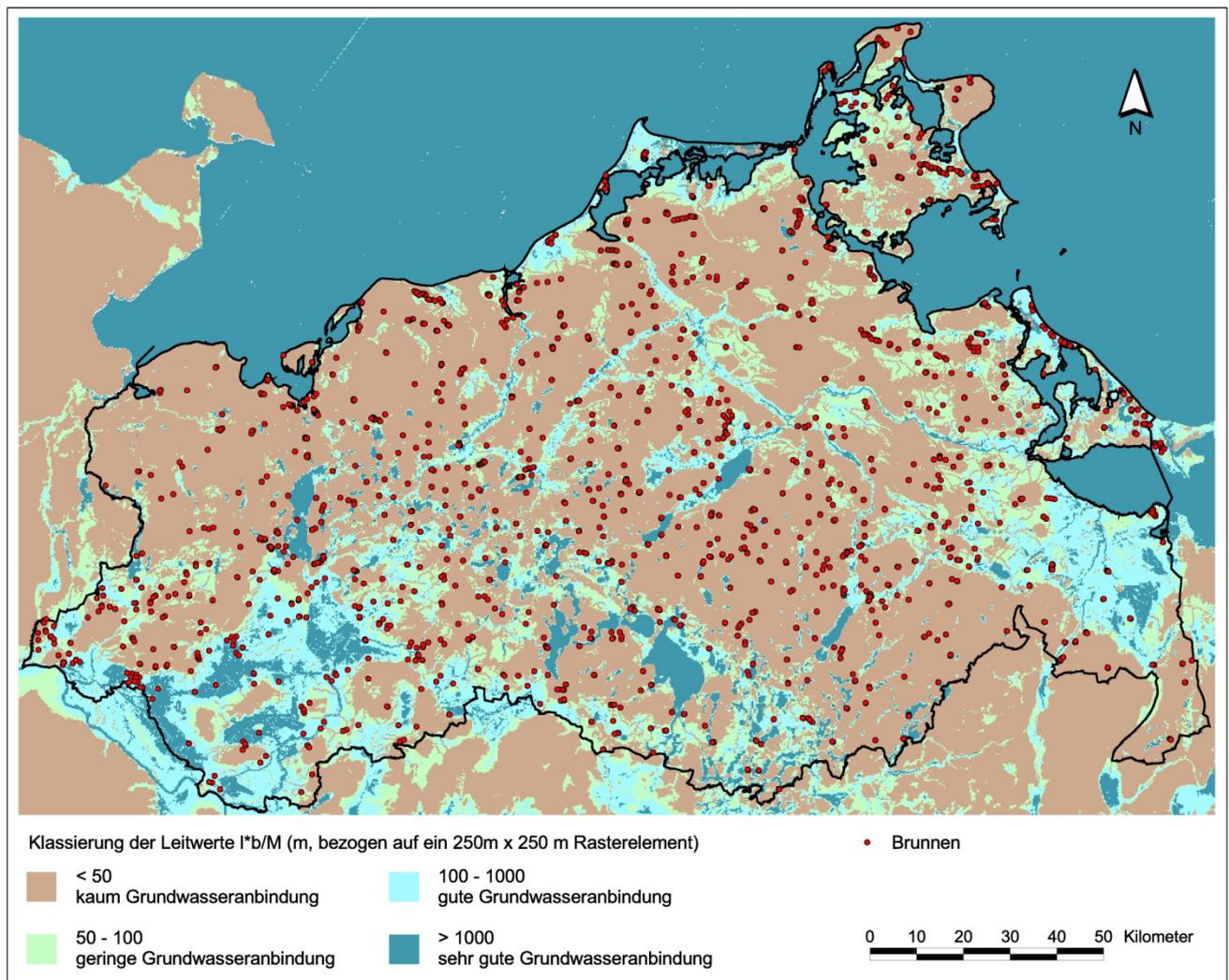


Abbildung 9: Randbedingungen des geohydraulischen Modells

## 5.2 Erstkalibrierung

Die Erstkalibrierung diente dazu, die geohydraulische Plausibilität der Wasserstandsangaben zu prüfen und Wasserstände zu identifizieren, die nicht dem Hauptgrundwasserleiter zuzuordnen sind. Durch die Beschränkung der Transmissivität auf einen geohydraulisch plausiblen Wertebereich waren im Bereich lokaler oberer Grundwasserleiter große Residuen zu erwarten, die anschließend manuell bewertet werden müssen.

Kalibrierungsparameter waren die Profildurchlässigkeit (Transmissivität  $T$ ) und die Durchlässigkeit der Überdeckung ( $k^*$ ). Während die Transmissivität das berechnete Grundwassergefälle steuert, beeinflusst  $k^*$  vor allem die Grundwasserstände in Vorflutnähe. Hinweise auf die räumliche Verteilung des  $T$ -Wertes konnten aus dem bestehenden Grundwassergleichenplan abgeleitet werden: Eine Scharung der Grundwassergleichen weist auf eine schlechte Profildurchlässigkeit hin, ein geringes Grundwassergefälle tritt in Bereichen hoher Transmissivitäten auf.

Die Kalibrierung erfolgte mit Hilfe der Pilot-Point-Technik. Dabei wurden 395 Stützstellen (Pilot-Points) im Modellgebiet verteilt wobei geohydraulisch markante Bereiche (z.B. steiles oder flaches Grundwassergefälle) Berücksichtigung fanden. Die einzelnen T-Werte dieser Stützstellen waren Zielgrößen der Modellkalibrierung. Die Interpolation erfolgte für jeden Simulationslauf der Kalibrierung auf Basis der „Modifizierten Shepard’s Methode“. Da i.d.R. die Durchlässigkeiten räumlich lognormal verteilt sind, erfolgte eine entsprechende Transformation:

$$T(x, y) = M \cdot \text{Exp}\left(\sum_{i=1}^n w_i \cdot \text{Ln}(kf_i)\right) \quad w_i = \frac{\left[\frac{R-d_i}{R \cdot d_i}\right]^2}{\sum_{j=1}^n \left[\frac{R-d_j}{R \cdot d_j}\right]^2} \quad d_i = \sqrt{(x-x_i)^2 + (y-y_i)^2} + \delta^2$$

$n$  : Anzahl der Stützstellen;  $R$  : Abstand zur entferntesten Stützstelle;  $\delta$  : Glättungsparameter

Zur automatischen Parameteroptimierung wurde das Programmsystems PEST (DOHERTY 2000) genutzt.

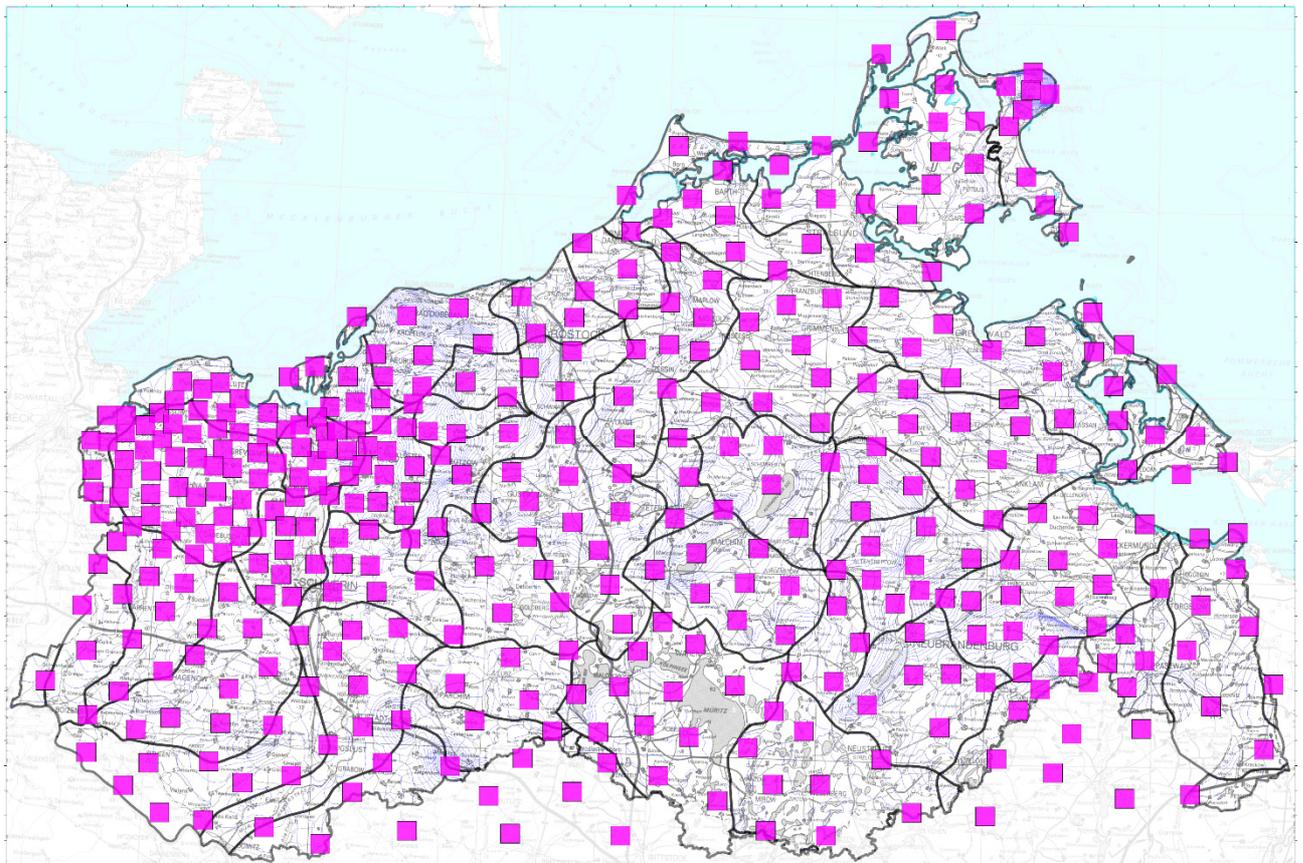


Abbildung 10: Verteilung der Pilot-Points

Um ein geohydraulisch homogenes Modell zu berechnen, das den regionalen Trend widerspiegelt und nicht durch lokale Inhomogenitäten geprägt ist, wurde die Transmissivität auf einen für Grundwasserleiter plausiblen Wertebereich von minimal  $1 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$  bis maximal  $2 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$  begrenzt. In der Abbildung 11 ist die durch die Erstkalibrierung erzielte Anpassungsgüte als Streudiagramm dargestellt. Das kalibrierte Modell bildet die regionalen Grundwasserströmungsverhältnisse sehr gut ab; die Begrenzung der Transmissivität hatte aber zur Folge, dass vor allem hohe Wasserstandsangaben in einigen Gebieten nicht reproduziert werden konnten. Die Ursachen besonders deutlicher Abweichungen wurden manuell geprüft.

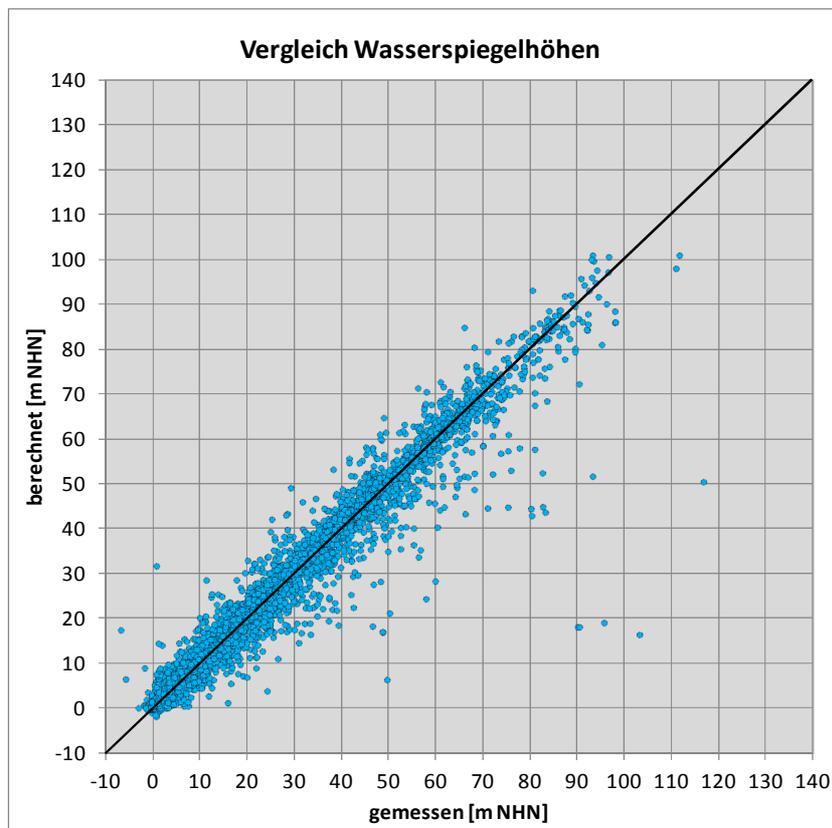


Abbildung 11: Erstkalibrierung – Vergleich berechneter und gemessener Werte

### 5.3 Prüfung der Wasserstandsangaben / Identifizierung lokaler oberer Grundwasserleiter

Für die landesweit einheitliche Bewertung der Modellabweichungen wurden die Residuen anhand des Grundwassergefälles normiert. Eine Normierung war erforderlich, da eine Abweichung von z.B. 5 m sich in Bereichen mit flachem Grundwassergefälle stärker auf den Verlauf der Grundwassergleichen auswirkt als in Gebieten mit steilem Gefälle. Als Referenzwert diente ein Grundwassergefälle von 4 ‰.

$$\Delta h_{\text{normiert}} = \Delta h \cdot \frac{4\text{‰}}{I}$$

$\Delta h$  – Residuum

$I$  – Grundwassergefälle am Messstellenstandort

Die Messwerte, an denen die normierte Differenz zwischen gemessenem und berechnetem Wert mehr als 10 m betrug, wurden manuell überprüft. Für die Überprüfung standen der Landesbohrdatenspeicher sowie regionale Schnitte des LUNG zur Verfügung. Neben Ausreißern, die vermutlich auf Mess- oder Übertragungsfehlern beruhen, zeigten sich vor allem folgende Ursachen:

- a) Am häufigsten gehörten die Wasserstandsmessungen zu einem oberen, nur lokal verbreiteten Grundwasserleiter, dessen Wasserstand deutlich über dem Druckniveau des flächenhaft verbreiteten Hauptgrundwasserleiters liegt. Es wurden insgesamt 39 obere Grundwasserleiter ausgewiesen. Häufig beträgt ihre flächenhafte Ausdehnung nur wenige Quadratkilometer; vereinzelt, wie z.B. westlich von Neubrandenburg oder im Klützer Winkel, werden auch über 100 km<sup>2</sup> erreicht. Die Verbreitung lokaler oberer Grundwasserleiter ist in der Abbildung 12 dargestellt.

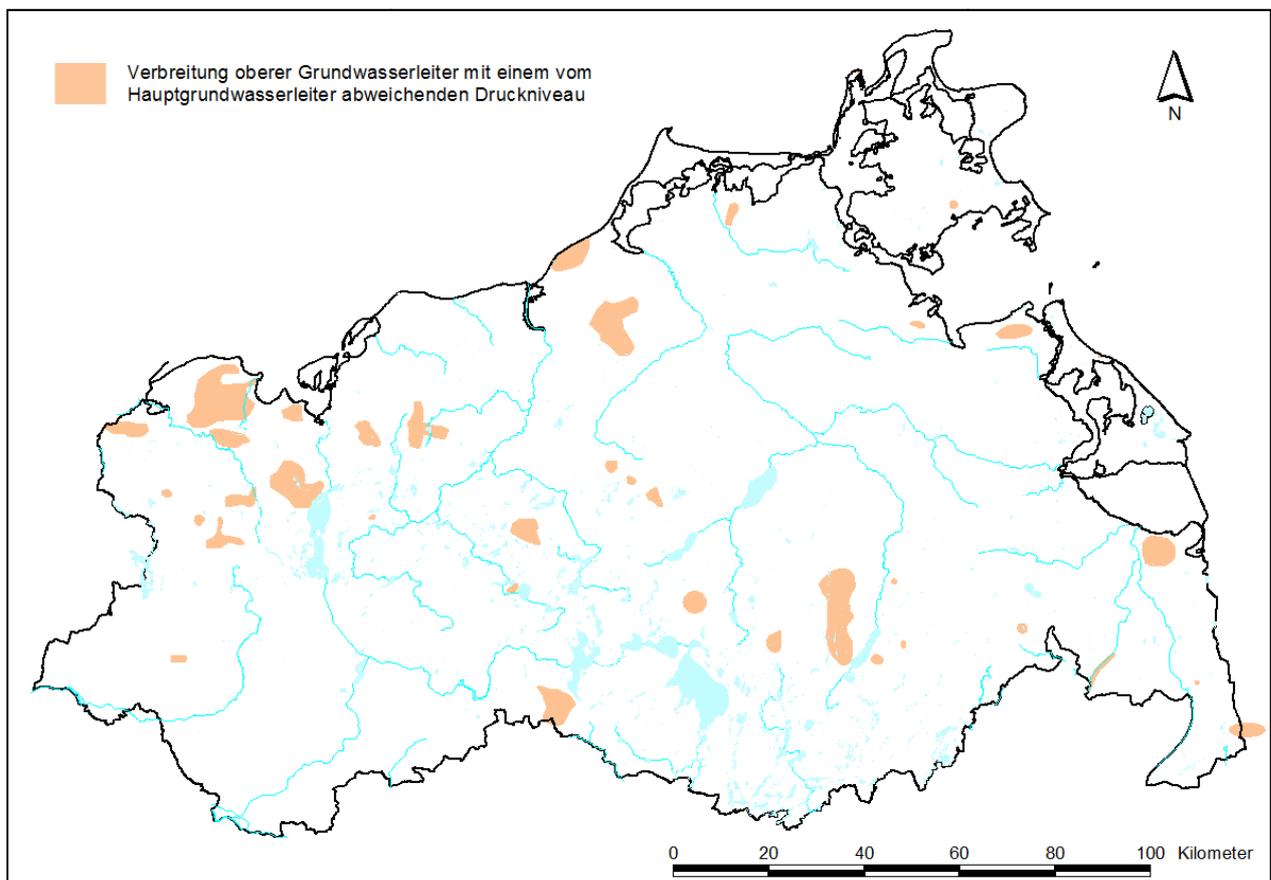


Abbildung 12: Verbreitung oberer Grundwasserleiter mit einem höheren Druckniveau als der Hauptgrundwasserleiter

- b) In geologischen Stauchungszonen sind die Grundwasserleiter relativ gering mächtig und nicht durchgängig verbreitet. Die Lithologie der wasserführenden, durch die Messstellen erschlossenen Schichten entspricht zwar einem Aquifer (Fein- und Mittelsand), durch Fehlstellen wird aber ein steiles Grundwassergefälle bewirkt. Besonders markant sind die Halbinsel Jasmund, die Kühlung, die Mecklenburgische Schweiz und die Brohmer Berge mit einer flächenhaften Verbreitung von jeweils ca. 100 km<sup>2</sup> (Abbildung 13).
- c) Vereinzelt waren die nicht reproduzierbar hohen Wasserstandsangaben dennoch eindeutig dem Hauptgrundwasserleiter zuzuordnen (z. B. wo die Aquifermächtigkeiten sehr hoch sind und die Basis deutlich unter dem Vorflutniveau liegt). In diesen Fällen ist zu vermuten, dass im Abstrom Durchflussbehinderungen bestehen, die dort ein steiles Grundwassergefälle bewirken. Diese Störungen haben in der Regel eine Ausdehnung von weniger als 1 km<sup>2</sup>.

Wenn die manuelle Prüfung Hinweise auf Stauchungszonen (b) oder geologische Barrieren (c) ergab, sind anhand der vorhandenen Aufschlüsse Bereiche ausgehalten worden, in denen die T-Werte im Rahmen einer Nachkalibrierung auf unter 10<sup>-3</sup> m<sup>2</sup>/s vermindert werden dürfen. In der Abbildung 13 ist die daraus resultierende Transmissivitätsverteilung dargestellt.

Waren die Abweichungen auf das Vorhandensein eines oberen, lokal verbreiteten Grundwasserleiters zurückzuführen (a), wurden die Messwerte gekennzeichnet und beim abschließenden Kalibrierungslauf ignoriert. Das betraf 427 Messwerte. Dafür wurden im Verbreitungsgebiet der oberen Grundwasserleiter insgesamt 158 Messwerte mit tieferen Filtern hinzugezogen, die den Grundwasserstand im Hauptgrundwasserleiter repräsentieren.

#### **5.4 Nachkalibrierung anhand der überarbeiteten Wasserstandsangaben**

Durch die Prüfung und ggf. Neubewertung der Wasserstandsangaben konnte sichergestellt werden, dass nur Wasserstände in die Kalibrierung eingehen, die für den hydraulisch zusammenhängenden Hauptgrundwasserleiter repräsentativ sind. Es wurden die Transmissivitätsverteilung und der Durchlässigkeitskoeffizient des Hangendstauers  $k_f^*$  kalibriert. Letzterer beträgt einheitlich für das gesamte Modellgebiet  $k_f^* = 5 \cdot 10^{-6}$  m/s; die Verteilung der Transmissivitäten ist in der Abbildung 13 dargestellt.

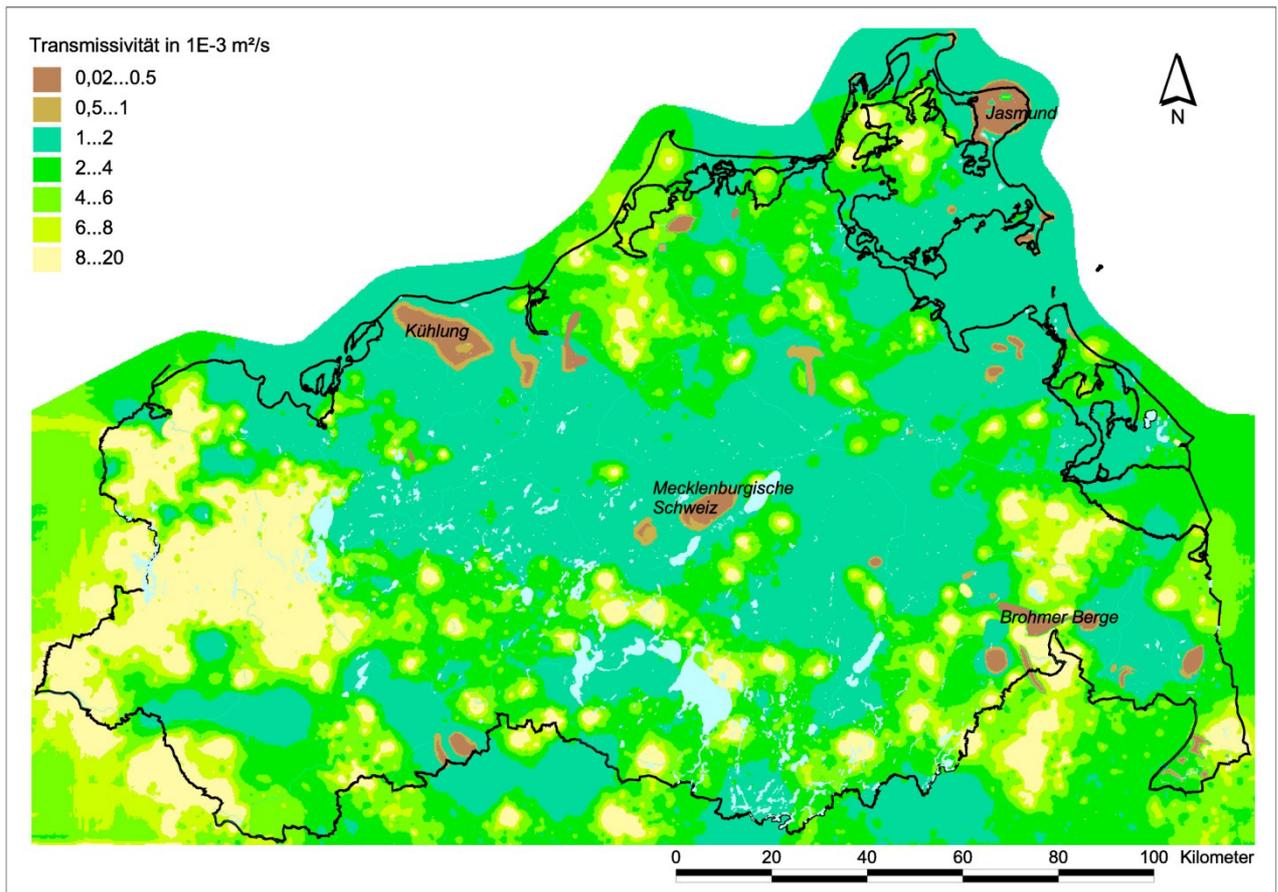


Abbildung 13: Kalibrierungsergebnis – Verteilung der Transmissivität

Mit dem dokumentierten Parametersatz ist eine hohe Anpassungsgüte erzielt worden. Die Abweichung zwischen Rechen- und Messwert liegt meist unter 5 m. Die gute Anpassung verdeutlicht auch das nachstehende Streudiagramm (Abbildung 14).

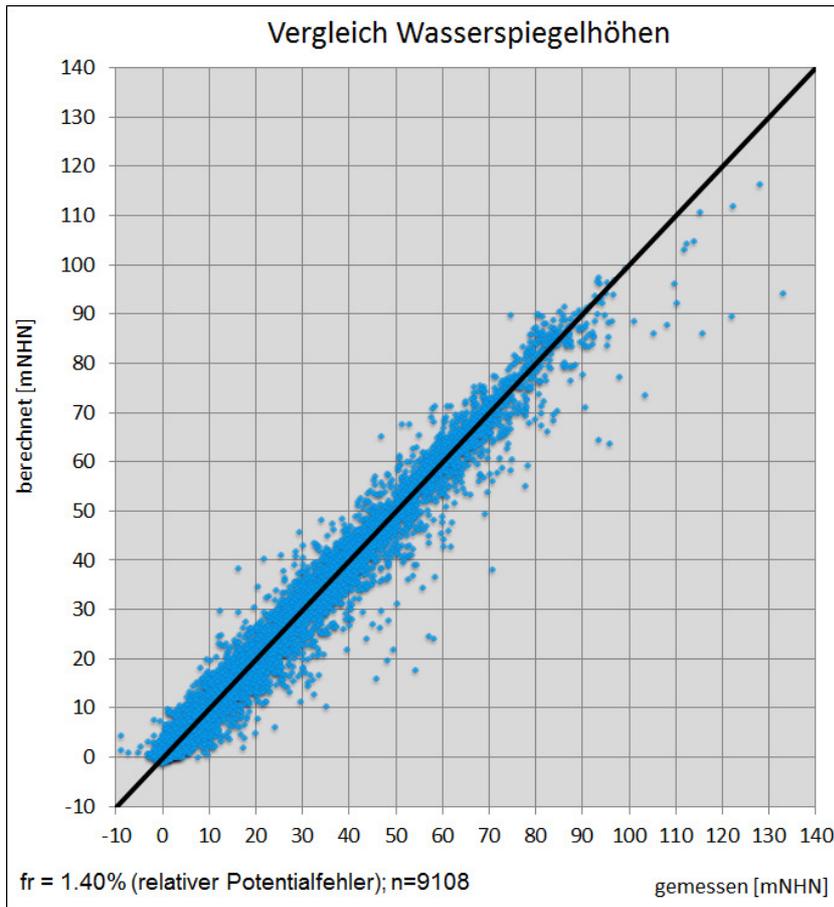


Abbildung 14: Nachkalibrierung – Vergleich berechneter und gemessener Werte

Die geohydraulisch berechnete Trendfläche spiegelt die regionalen Fließprozesse gut wieder. Da die Plausibilität der berechneten Grundwasserdruckfläche geohydraulisch nachgewiesen ist, ist der Grundwassergleichenplan hervorragend für die Abgrenzung der Grundwasserkörper geeignet.

## 6 Geostatistische Interpolation der Residuen

Die geohydraulisch berechnete Trendfläche repräsentiert das allgemeine Grundwasserfließgeschehen, weicht aber lokal von den beobachteten Grundwasserständen ab. Diese Abweichungen sind Ausdruck der lokalen Fluktuation und des zufälligen Rauschens (vgl. Abschnitt 2.1). Sie resultieren in erster Linie aus dem stochastischen Charakter der Durchlässigkeitsverteilung, spiegeln u.a. aber auch Messfehler und – bei Verwendung asynchroner Daten – die zeitliche Variabilität wider. Durch eine geostatistische Interpolation der Residuen kann die Anpassung an die Messwerte verbessert werden.

Um Aussagen zum Grundwasserflurabstand (Abstand der Druckfläche von der Geländeoberkante) treffen zu können, muss der Wasserstand des oberen Grundwasserleiters bekannt sein. Dieser kann lokal stärker von den Wasserständen des Hauptgrundwasserleiters (für den die Trendfläche berechnet wurde) abweichen, steht mit diesen aber in hydraulischem Kontakt.

Es wurde eine geostatistische Interpolation der Residuen über Ordinary Kriging durchgeführt. Die Residuen sind die Abweichungen der geohydraulisch berechneten Trendfläche von den Messwerten des Grundwasserstandes im oberen Grundwasserleiter. Über das Ordinary Kriging der Residuen wurden somit zum einen die lokale Fluktuation und das Rauschen berücksichtigt und zum anderen die Wasserstände des oberen Grundwasserleiters regionalisiert. Davon ausgenommen sind schwebende Grundwasserleiter. Da sie nicht in hydraulischem Kontakt zum allgemeinen Fließgeschehen stehen, entziehen sie sich einer flächendeckenden Interpolation, die ja einen räumlichen Zusammenhang voraussetzt. Für die Berechnungen kam die Software SURFER (Golden Software) zur Anwendung.

Um die unterschiedliche Zuverlässigkeit der Messwerte zu berücksichtigen, erfolgte das Kriging für die (entsprechend der Tabelle 3) gewichteten Residuen. Das bedeutet, dass z.B. die Abweichungen an den Landesmessstellen teilweise vollständig korrigiert wurden (bei Wichtung = 1), während an den asynchronen Messpunkten nur 30 % oder 50 % der Abweichung in das Kriging gingen.

Für die gewichteten Residuen [m] wurde ein experimentelles Semivariogramm berechnet und eine Modellfunktion (theoretisches Semivariogramm) angepasst. Das in der Abbildung 15 dargestellte Variogramm steigt im Ursprung nahezu linear an und nähert sich ab einer Entfernung von ca. 5.000 m einem oberen Grenzwert (Sill)<sup>1</sup>. Hinweise auf einen Trend (Richtungsabhängigkeit, parabelförmiger Anstieg) waren nicht erkennbar.

---

<sup>1</sup> Der Parameter „Range“ im Exponentiellen Modell erfasst ein Drittel der effektiven Reichweite, bei der 95 % des Gesamtsills erfasst werden. [Schafmeister 1999, S. 15]

Zum Vergleich ist ebenfalls in der Abbildung 15 das Semivariogramm der Grundwasserstände [m NHN] dargestellt. Der steilere Anstieg der Variogrammwerte zeigt an, dass der kleinskalige räumliche Zusammenhang schwächer ausgeprägt ist. Der Verlauf des Variogramms wird durch die mesoskaligen Grundwasserstandsdifferenzen dominiert; ein Sill wird bei etwa 25.000 m erreicht. Für Abstände ab 15.000 m macht sich eine Richtungsabhängigkeit bemerkbar – die Grundwasserstände korrelieren am stärksten in SW-NE-Richtung, also senkrecht zu der auf die Urstromtäler gerichteten Hauptströmung. Die Gegenüberstellung verdeutlicht, in welcher positiver Weise sich die explizite Trendberücksichtigung über die geohydraulische Modellierung auf die Interpolation auswirkt: kleinere Varianz, stärkerer räumlicher Zusammenhang, keine Richtungsabhängigkeit. Darüber hinaus kann die unterschiedliche Zuverlässigkeit der Wasserstandsangaben berücksichtigt werden.

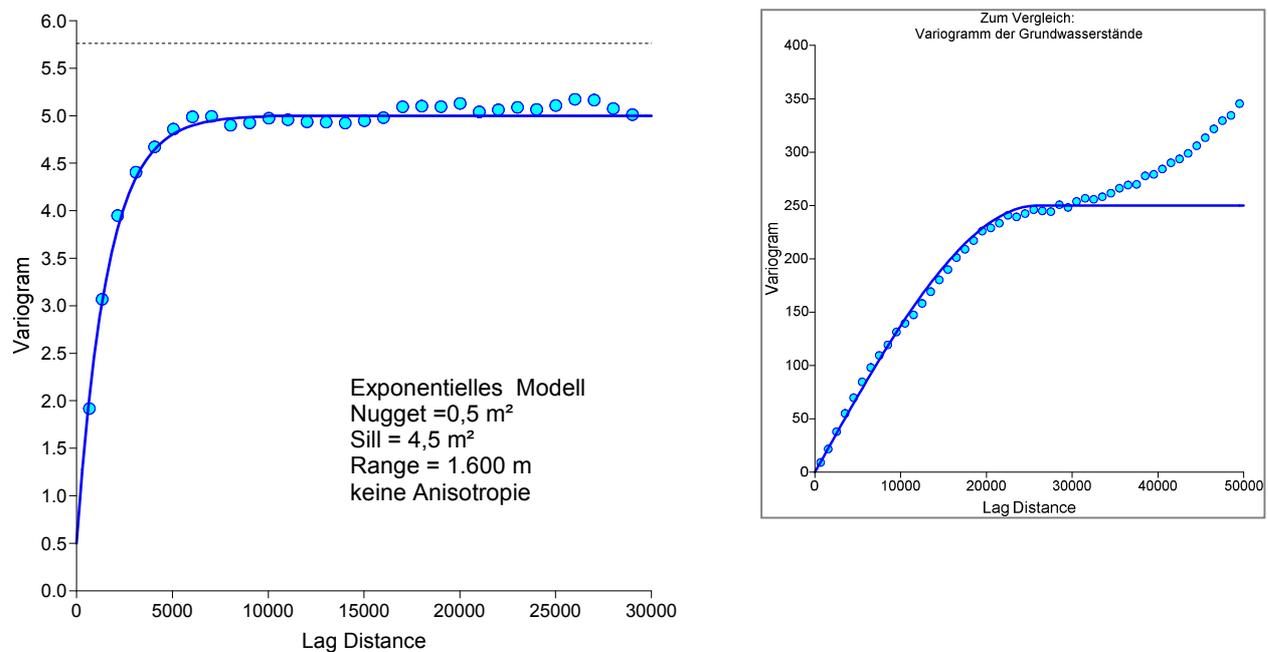


Abbildung 15: Experimentelles (Punkte) und theoretisches (Linie) Semivariogramm der Residuen (gestrichelt = Varianz des Datensatzes)

Unter Ansatz des theoretischen Variogramms wurden die Residuen regionalisiert. Das Interpolationsergebnis ist in der Abbildung 16 dokumentiert. Die Abweichungen schwanken im Allgemeinen zwischen -5 m und +5 m; größere Differenzen sind vor allem im Verbreitungsgebiet lokaler oberer Grundwasserleiter sowie auf der Halbinsel Jasmund zu verzeichnen.

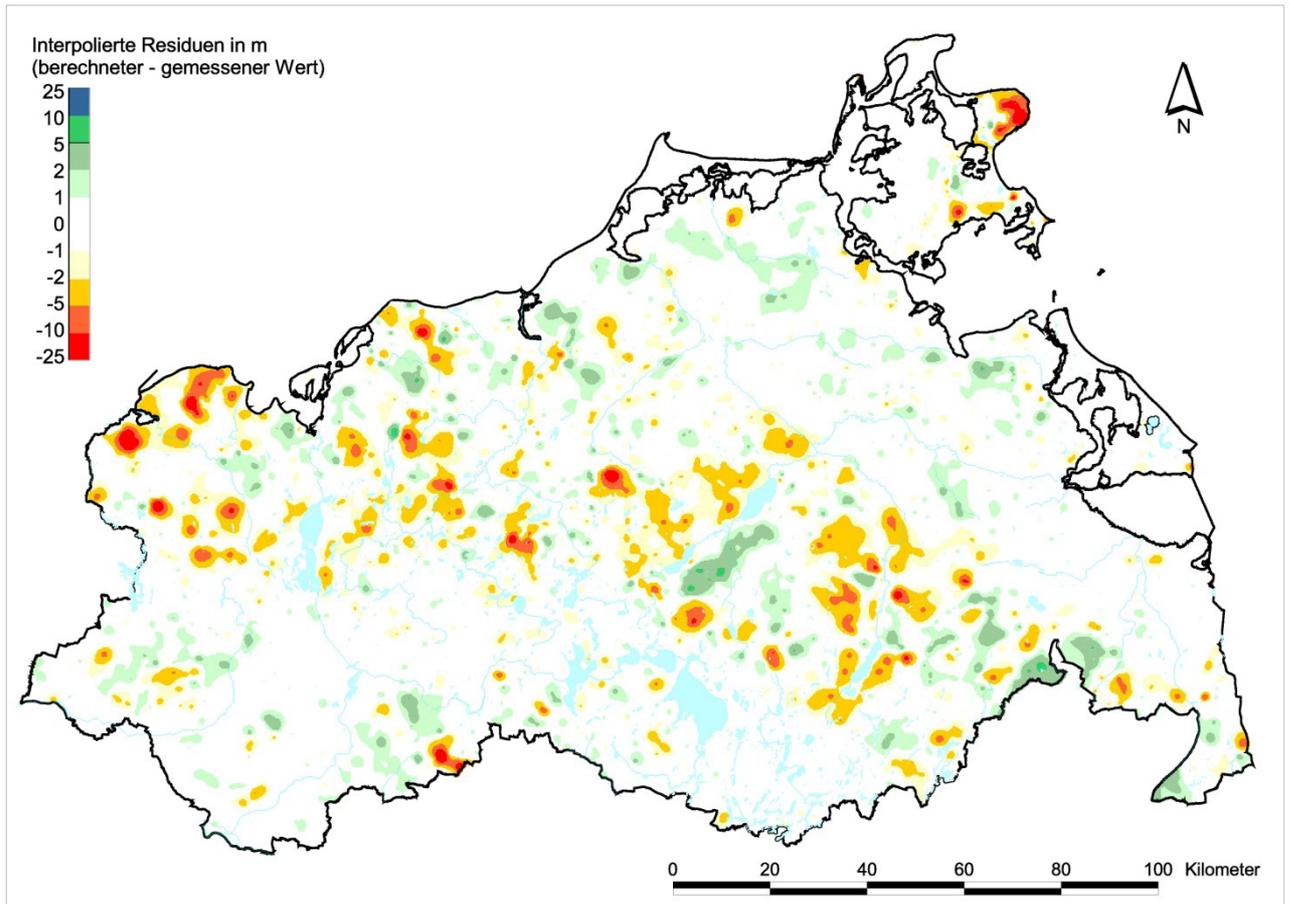


Abbildung 16: Regionalisierte Residuen

Durch Addition der Trendfläche und der regionalisierten Residuen ergeben sich die Wasserstände im oberen Grundwasserleiter (Abbildung 17). Sowohl die geohydraulisch berechneten Grundwassergleichen für den Hauptgrundwasserleiter (Trendfläche) als auch die geostatistisch interpolierten Grundwassergleichen sind in der Anlage 1 dargestellt.

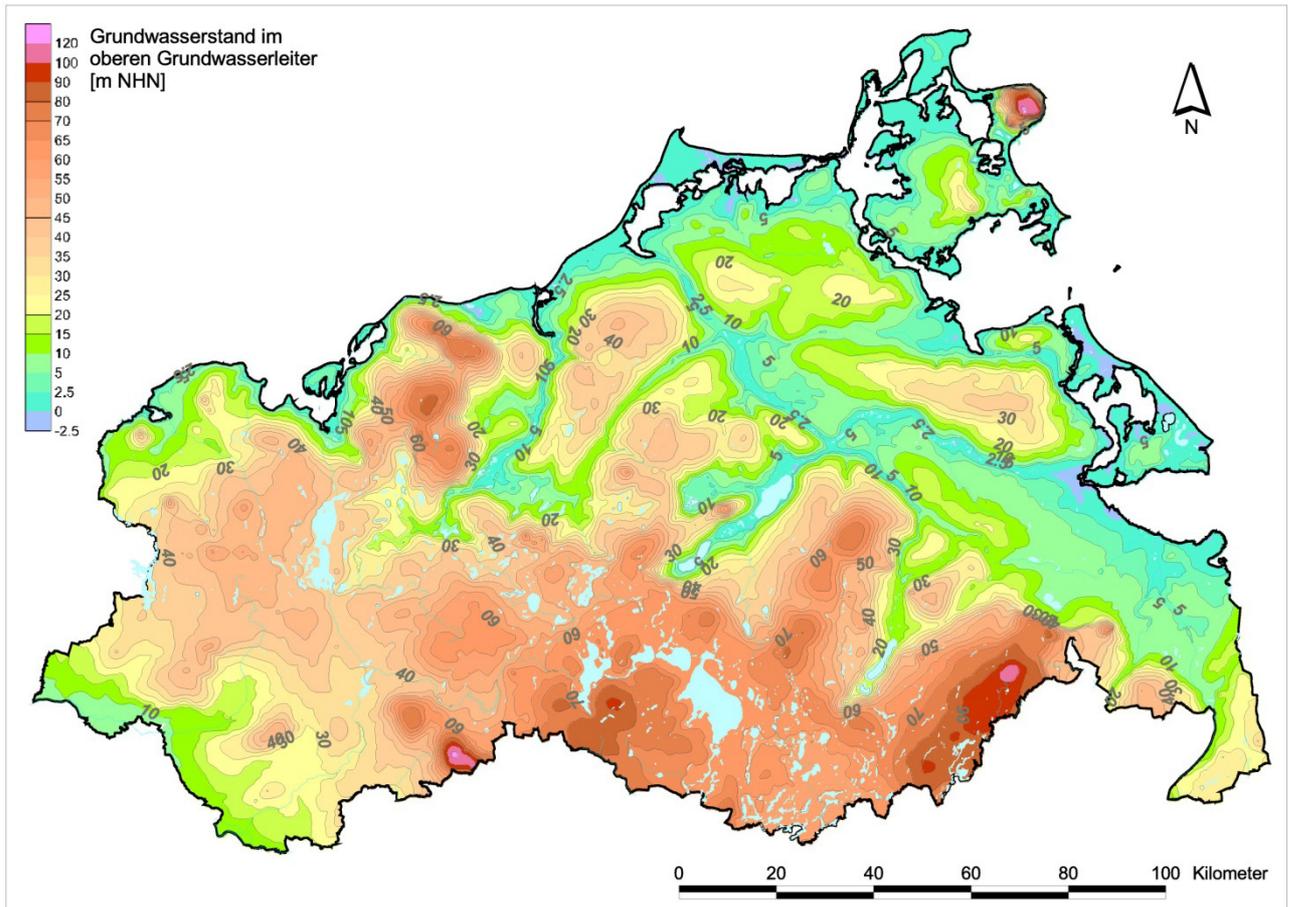


Abbildung 17: Grundwassergleichenplan des oberen Grundwasserleiters

## 7 Zusammenfassung und Ausblick

### 7.1 Arbeitsergebnisse

Es wurde ein landesweiter Grundwassergleichenplan für Mecklenburg-Vorpommern erarbeitet. Das gewählte Verfahren ist ein Detrended Kriging auf der Basis eines geohydraulischen Modells. Dabei wurde die Trendfläche (=regionales Grundwasserfließgeschehen) mit Hilfe eines horizontal ebenen Grundwasserströmungsmodells berechnet und von den gemessenen Grundwasserständen subtrahiert. Die so ermittelten Residuen unterlagen keinem regionalen Trend mehr und konnten somit über das Gewöhnliche Krigingverfahren (Ordinary Kriging) regionalisiert werden. Aus der Summe der Trendfläche und der regionalisierten Residuen ergab sich anschließend die Druckfläche des oberen Grundwasserleiters.

Nachstehend sind die wichtigsten Vorteile der angewandten Methodik aufgeführt.

- Die hydraulischen Randbedingungen, wie die Grundwasserneubildung, die Entnahmen und die Vorfluter wurden berücksichtigt.
- Über die Grundwasserströmungsmodellierung konnte die geohydraulische Plausibilität der Wasserstandsangaben und der Grundwassergleichen geprüft werden. Wasserstände, die nur lokal verbreiteten oder gar schwebenden Grundwasserleitern zuzuordnen sind, wurden identifiziert.
- Der gesamte Interpolationsprozess ist vollständig nachvollziehbar und weitgehend frei von subjektiven Einschätzungen.
- Das Verfahren ermöglichte es, die unterschiedliche Zuverlässigkeit der sehr heterogenen Datenbasis zu berücksichtigen.

Im Ergebnis wurden zwei Grundwassergleichenpläne erhalten, die beide für hydrogeologische Betrachtungen relevant sind:

- Trendfläche = geohydraulisch berechnete Wasserstände des Hauptgrundwasserleiters
- Wasserstand im oberen Grundwasserleiter

Die Trendfläche spiegelt das regionale Grundwasserfließgeschehen wider, das z.B. für die Abgrenzung der Grundwasserkörper von Bedeutung ist. Vereinzelt treten noch größere Abweichungen zu den Messwerten des Grundwasserstandes auf.

Der Wasserstand im oberen Grundwasserleiter ergab sich über das Kriging der Residuen. Hierüber wurden zum einen die Abweichungen zwischen geohydraulisch berechneten und gemessenen Wasserständen ausgeglichen. Zum anderen konnten so die höheren Wasserstände lokal verbreiteter, oberer Grundwasserleiter hinzugezogen werden, die mit dem Hauptgrundwasserleiter nur im indirekten Kontakt stehen und daher nicht in die geohydraulische Modellierung

eingingen. Bei ungespannten Verhältnissen entspricht der so ermittelte Wasserstand der freien Grundwasseroberfläche. Doch auch bei den in Mecklenburg-Vorpommern verbreiteten halbgespannten Aquiferen kann der Grundwasserdruckspiegel des oberen Grundwasserleiters als Orientierungswert für die Lage der Grundwasseroberfläche dienen (Diskussion in HENNIG & HILGERT 2013). Die Grundwasseroberfläche wird für zahlreiche hydrogeologische Fragestellungen benötigt, z.B. die Betrachtung von grundwasserabhängigen Landökosystemen oder die Bewertung der Grundwassergeschüttheit.

Der Grundwassergleichenplan ist für Aufgabenstellungen bis zum Maßstab 1:50.000 sehr gut geeignet und bietet damit eine gute Grundlage für regionale wasserwirtschaftliche Bewertungen und Planungen. Auch bei lokalen Fragestellungen kann der Grundwassergleichenplan genutzt werden, hier sollte aber die Plausibilität und Vertrauenswürdigkeit im Einzelfall geprüft werden:

- stützen sich die Grundwassergleichen auf mehrere Wasserstandsmessungen hoher Zuverlässigkeit (Wichtung  $\geq 0,7$ ), ist auch eine Anwendung im kleineren Maßstab gerechtfertigt;
- liegen im Umfeld nur wenige asynchrone Archivmessungen (Wichtung  $\leq 0,5$ ) vor, sind Detailuntersuchungen erforderlich.

Neue Grundwasserstandsmessungen können mit geringem Aufwand eingearbeitet werden. Eine geohydraulische Neuberechnung der Trendfläche ist dafür nicht erforderlich, lediglich das Kriging der Residuen muss angepasst werden.

Das kalibrierte geohydraulische Modell kann auch für überschlägige Grundwasserbilanzierungen und Frachtabschätzungen herangezogen werden. So wurde z.B. der Abstrom des Grundwassers über den Hauptgrundwasserleiter in die Ostsee ermittelt. Grundlage ist hierfür eine randbedingungsspezifische Bilanzierung der Modellergebnisse aus der Simulation der Trendfläche. In die Ostsee fließen demnach direkt über den Hauptgrundwasserleiter  $Q=152 \text{ hm}^3/\text{Jahr}$ . Bei Ansatz einer mittleren Gesamtphosphorkonzentration im Grundwasser von  $P_{\text{GES}}=0.06 \text{ mg/l}$  errechnet sich damit eine Phosphorfracht von ca. 9100 kg/Jahr.

## 7.2 Notwendige Überarbeitungen weiterführender Karten

Auf der Basis der neuen Grundwassergleichenpläne sollten die Grundwasserflurabstandskarte und die Abgrenzung der Grundwasserkörper aktualisiert werden.

Der Grundwasserflurabstand ergibt sich als Differenz aus der Geländeoberkante und der freien Grundwasseroberfläche. Für das 2013 bearbeitete Pilotgebiet ist der Grundwasserflurabstand in der Abbildung 18 dargestellt. Die ausgedehnten Flächen mit flurnahen Grundwasserständen

resultieren aus der starken Verbreitung gespannter Grundwasserleiter und deren meist mächtiger Überdeckung.

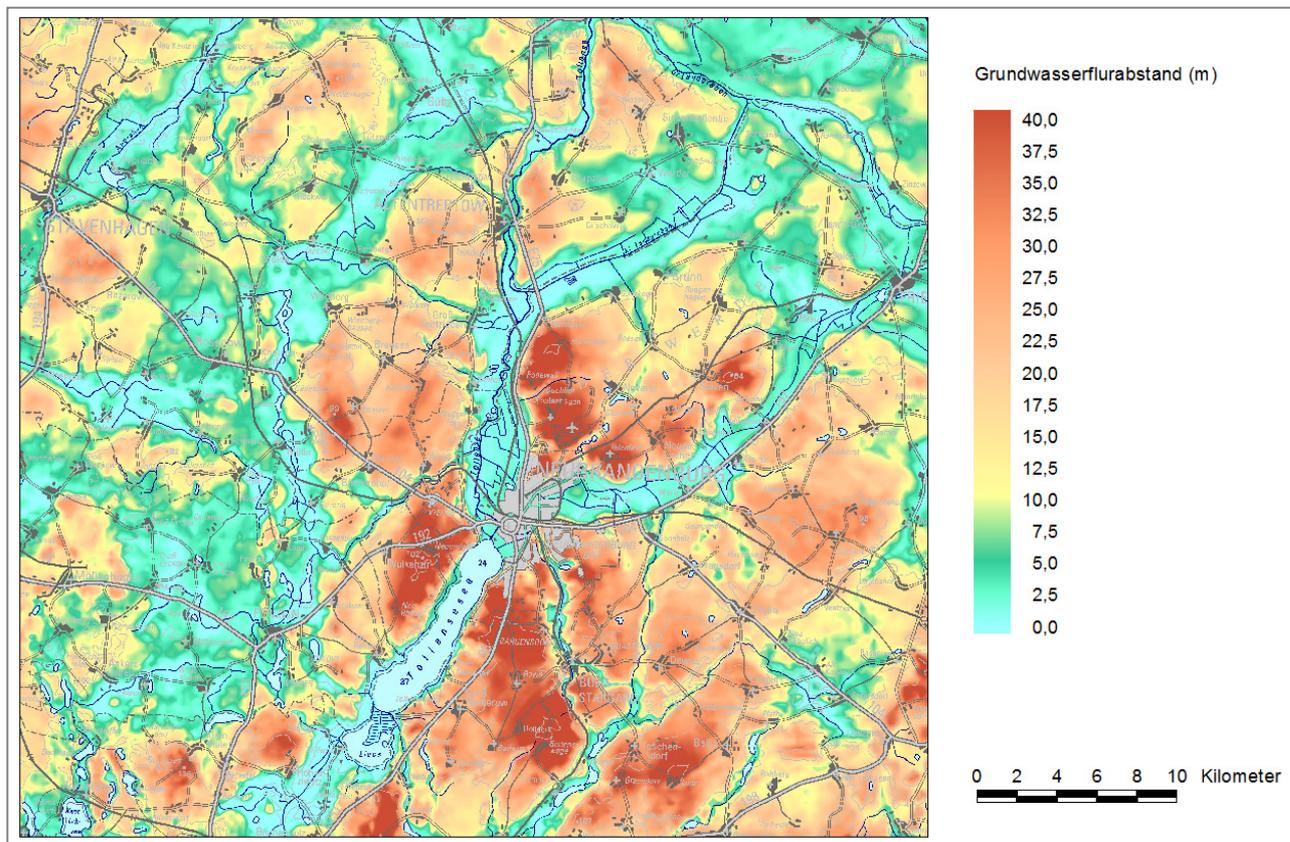


Abbildung 18: Grundwasserflurabstand

Mit Hilfe der geohydraulischen Modellierung kann geprüft werden, ob Grundwasserscheiden auch regionale Gültigkeit besitzen oder ob sie nur im oberen, lokal verbreiteten Grundwasserleiter ausgebildet sind und im tieferen Hauptgrundwasserleiter unterströmt werden. Die Grundwasserkörper sollten anhand der regional gültigen Grundwasserscheiden ausgewiesen werden; in der Pilotbearbeitung zeigte sich z.B. westlich von Neubrandenburg die Notwendigkeit einer Überarbeitung. Als Grundlage einer Überarbeitung wurden die Grundwasserscheiden automatisiert für unterschiedliche Einzugsgebietsgrößen ([10, 50, 100, 360, 1000, 1250] km<sup>2</sup>) mit Hilfe von Surfer ermittelt und dem Auftraggeber als Shape-Datei übergeben. Beispielhaft sind in der Abbildung 19 die berechnete Grundwasserscheiden für Au-Mindestgröße von 360 km<sup>2</sup> den bestehenden Grundwasserkörpergrenzen gegenüber gestellt.

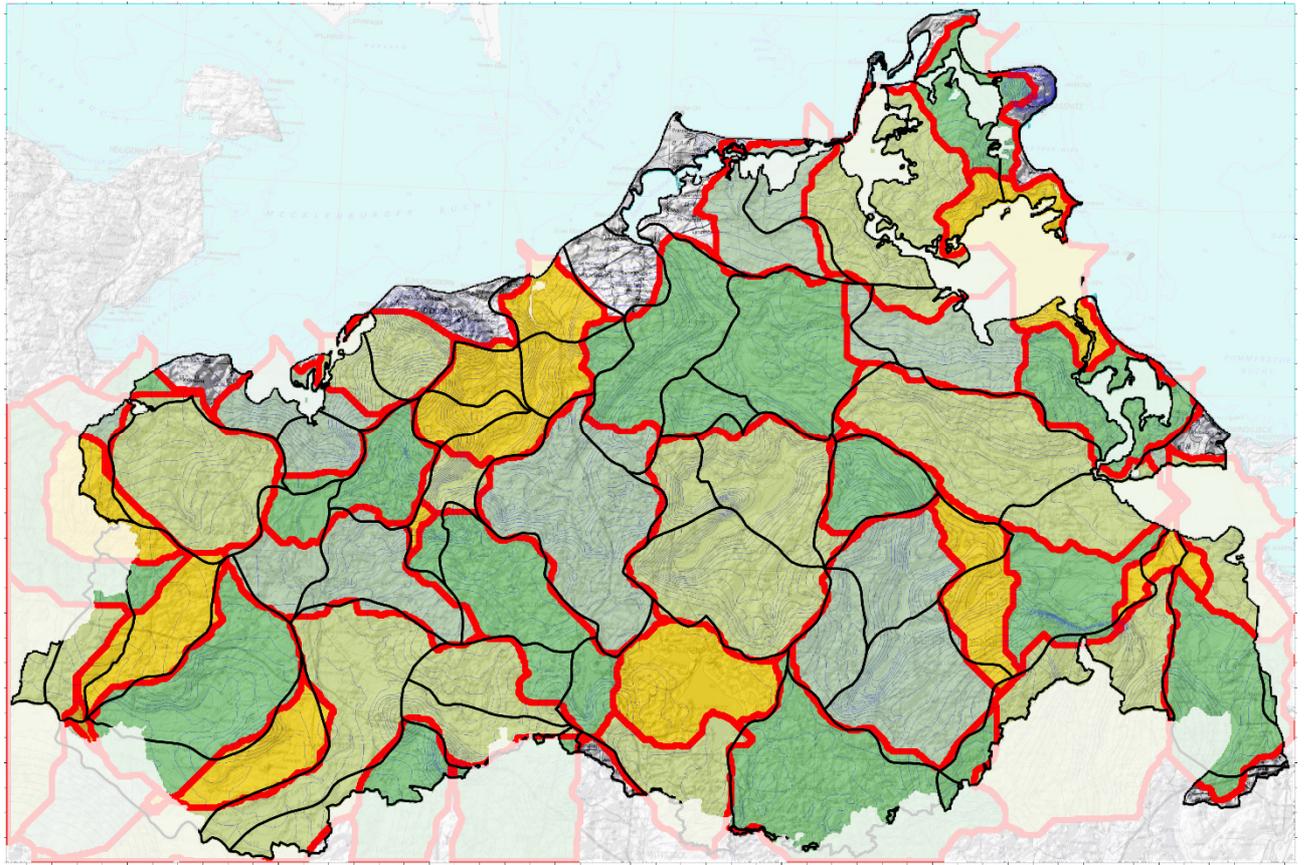


Abbildung 19: Berechnete Grundwasserscheiden für  $Au$ -Mindestgröße=360 km<sup>2</sup> (rot) im Vergleich zu den bestehenden Grundwasserkörpergrenzen (schwarz)

### 7.3 Weitere mögliche Untersuchungen

Das geohydraulische Modell diene in erster Linie zur geohydraulischen Interpolation der Trendfläche des mittleren Grundwasserstandes. Da keine lokalen Besonderheiten erfasst werden, ist das Modell nicht für Detailuntersuchungen geeignet (z.B. die Bemessung von Wasserschutzzonen). Es ist jedoch möglich, mit dem Simulationsmodell regionale Tendenzen zu berechnen, z.B. die Auswirkungen

- einer Ausschöpfung der Wasserrechte oder
- einer Einstellung der Entnahmen

auf a) die Grundwasserstände und b) den Basisabfluss der Gewässer.

Die Abbildung 20 zeigt z.B. den Grundwasseranstieg, der bei einer Einstellung der Entnahmen im Raum Neubrandenburg zu erwarten wäre. Die sich daraus ergebende potentielle Grundwasseroberfläche ist z.B. für Baugrundbewertungen relevant.

Ferner könnte untersucht werden, wie sich eine Ausschöpfung der bestehenden wasserrechtlichen Erlaubnisse auf grundwasserabhängige Landökosysteme auswirken würde (minimale Grundwasseroberfläche, Verringerung des Basisabflusses).

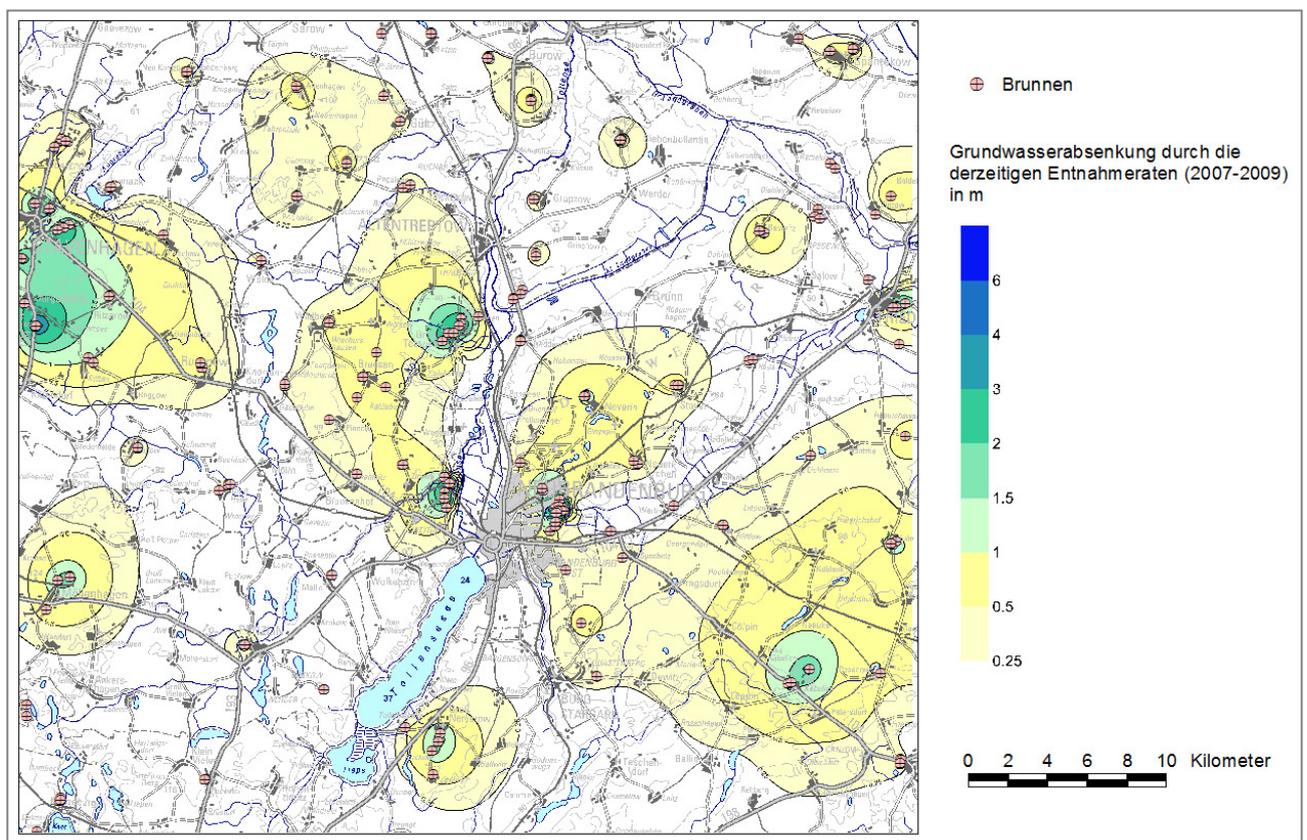


Abbildung 20: Grundwasseranstieg bei einer Einstellung der bestehenden Grundwasserentnahmen

Perspektivisch ist eine Weiterentwicklung des Ansatzes möglich, so dass auch unterschiedliche hydrologische Zustände abgeschätzt und Grundwasserfließzeiten berechnet werden können.

#### *Abschätzung hoher Grundwasserstände*

Die Grundwasserneubildungsraten, die zunächst als langjährige Mittelwerte in das Strömungsmodell eingingen, werden sukzessiv erhöht, bis sich an den Landesmessstellen minimale Abweichungen zu den gemessenen hohen Grundwasserständen ergeben. Durch Addition der regionalisierten Residuen erhält man anschließend die Grundwasseroberfläche für Hochwasser.

#### *Berechnung von Grundwasserfließzeiten*

Über eine automatisierte Auswertung der Angaben des Landesbohrdatenspeichers ist es möglich, ein hydrogeologisches Strukturmodell des oberen Grundwasserleiters zu erstellen. Mit Hilfe der ermittelten Mächtigkeit werden aus den kalibrierten T-Werten Durchlässigkeitskoeffizienten berechnet. Das so qualifizierte Modell ermöglicht es, Fließzeiten im Grundwasser zu ermitteln, die für Prognosen der Beschaffenheitsentwicklung benötigt werden.

## 8 Quellenverzeichnis

ATV-DVWK-M 504

Verdunstung in Bezug zu Landnutzung, Bewuchs und Boden.

Merkblatt der Deutschen Vereinigung für Wasserwirtschaft, Abwasser und Abfall e.V. ATV-DVWK (Hrsg.), H. M 504, 144 S., Wirtschafts- und Verl.-Ges. Gas und Wasser, Bonn 2001

BLÖSCHL, GÜNTER (2006):

Geostatistische Methoden bei der hydrologischen Regionalisierung.

In: Wiener Mitteilungen, Wasser-Abwasser-Gewässer, Band 197. Technische Universität Wien, S. 195-206

BUCHER, BERND (1994):

Optimierung von Grundwassermessnetzen mit Kriging-Verfahren.

In: Freiburger Schriften zur Hydrologie, Band 3, Freiburg i.Br.

CHIANG (2013)

PM-WIN, Processing MODFLOW, Version 8.0.39, © Simcore Software

DOHERTY et al. (2012)

PEST- Model-independent parameter estimation Watermark Computing Australia

MÖHLER, F., DINSE, S., HERMSDORF, A. (2014):

Grundwassergleichenplan für Brandenburg – Interpolation mittels Kriging mit externer Drift.

In: Grundwasser 19 (3), S. 189–199

GCI (2012)

Silvia Dinse et al.: Grundwassergleichenpläne Frühjahr und Herbst 2011 für den oberen genutzten Grundwasserleiter im Land Brandenburg.

unveröffentlicht, GCI GmbH im Auftrag des Landesamtes für Umwelt, Gesundheit und Verbraucherschutz Brandenburg, Königs Wusterhausen

HARBAUGH & MCDONALD (1996a)

User's documentation for MODFLOW-96, an update to the U.S. Geological Survey modular finite-difference ground-water flow model, USGS Open-File Report 96-485

HARBAUGH & MCDONALD (1996b)

Programmer's documentation for MODFLOW-96, an update to the U.S. Geological Survey modular finite-difference ground-water flow model, USGS Open-File Report 96-486

HENNIG, H. & HILGERT, T. (2007):

Dränabflüsse – Der Schlüssel zur Wasserbilanzierung im nordostdeutschen Tiefland.

In: Hydrologie und Wasserbewirtschaftung 51, H. 6 / 2007, S.248-257

HENNIG, H. & HILGERT, T. (2013):

Bewertung der Grundwassergeschützttheit anhand der Verweilzeit in der Grundwasserüberdeckung.

In: Neubrandenburger Geologische Beiträge, Band 12, S. 3-18

HGN (2003)

Heiko Hennig und Toralf Hilgert: Überarbeitung der Karte der Grundwasserdynamik Mecklenburg-Vorpommerns.

unveröffentlicht, HGN Hydrogeologie GmbH im Auftrag des Landesamtes für Umwelt, Naturschutz und Geologie, Neubrandenburg

HGN (2006)

Toralf Hilgert: Geohydraulisches Modell Au 5929 westlich Schweriner See.

unveröffentlicht, HGN Hydrogeologie GmbH im Auftrag des StAUN Schwerin

HGN (2010)

Toralf Hilgert: Geohydraulisches Modell Wallensteingraben.

(letzte Bearbeitung im Rahmen des TWSZ-Gutachtens für die Wasserfassungen Wendorf und Friedrichshof)

unveröffentlicht, HGN Hydrogeologie GmbH im Auftrag der Stadtwerke Wismar

HINTERDING, ANGELA (2002):

Entwicklung hybrider Interpolationsverfahren für den automatisierten Betrieb am Beispiel meteorologischer Größen.

Mathematisch-Naturwissenschaftliche Fakultät, Westfälische Wilhelms-Universität Münster, Dissertation, 152 S.

HOLDAWAY, MARGARET R (1996):

Spatial modeling and interpolation of monthly temperature using kriging.

In: Climate Research, Vol. 6, S. 215-225

HYDOR (2010)

Elzbieta Rejman-Rasinska und Sarah Zeilfelder: Ermittlung grundwasserbeeinflusster oberirdischer Gewässer in Mecklenburg-Vorpommern.

HYDOR Consult GmbH im Auftrag des Landesamtes für Umwelt, Naturschutz und Geologie,

Berlin, online unter [http://www.wrrl-](http://www.wrrl-mv.de/doku/2010_ermittlung_grundwasserbeeinflusster_oberirdischer_gewaesser.pdf)

[mv.de/doku/2010\\_ermittlung\\_grundwasserbeeinflusster\\_oberirdischer\\_gewaesser.pdf](http://www.wrrl-mv.de/doku/2010_ermittlung_grundwasserbeeinflusster_oberirdischer_gewaesser.pdf)

FUGRO & UMWELTPLAN (2013)

Heiko Hennig & Toralf Hilgert: Regionalisierung der landesweiten Grundwasserdynamik – Vorstudie an Hand eines Modellgebietes.

unveröffentlicht, FUGRO GmbH & UmweltPlan GmbH im Auftrag des Landesamtes für Umwelt, Naturschutz und Geologie

UMWELTPLAN & FUGRO (2011)

Hennig et al.: Erfassung der Grundwasserressourcen Mecklenburg-Vorpommerns.

Abschlussbericht, unveröffentlicht, UmweltPlan GmbH & FUGRO GmbH im Auftrag des Landesamtes für Umwelt, Naturschutz und Geologie, Greifswald

SCHAFMEISTER, MARIA-THERESIA (1999):

Geostatistik für die hydrogeologische Praxis

172 S., Springer Verlag, Berlin