SH Stevester She Stevester





GeoBerichte 48

LANDESAMT FÜR BERGBAU, ENERGIE UND GEOLOGIE



EU-Interreg-Projekt TOPSOIL – Grundwasserversalzung an der deutschen Nordseeküste

Projektberichte aus Niedersachsen und Schleswig-Holstein



GeoBerichte 48

Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie



SH Stleswig-Holstein Landesamt für Umwelt





EU-Interreg-Projekt TOPSOIL – Grundwasserversalzung an der deutschen Nordseeküste

Projektberichte aus Niedersachsen und Schleswig-Holstein

EVA GONZÁLEZ, NICO DEUS, JÖRG ELBRACHT, REINHARD KIRSCH, MIKE MÜLLER-PETKE, MOHAMMAD AZIZUR RAHMAN, WOLFGANG SCHEER, TOBIAS SCHLINSOG, BERNHARD SIEMON & HELGA WIEDERHOLD

Hannover 2023

Impressum

Herausgeber:	© Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie
	Stilleweg 2 30655 Hannover Tel. (0511) 643-0 Fax (0511) 643-2304
	Download unter www.lbeg.niedersachsen.de
	1. Auflage.
Version:	06.07.2023
Redaktion:	Ricarda Nettelmann
	Mail: bodenkundlicheberatung@lbeg.niedersachsen.de
Titelbild:	Blick über die Elbe von Otterndorf/Pumpwerk aus (Foto: R. Kirsch).
	ISSN 1864–6891 (Print)
	ISSN 1864–7529 (digital)
	DOI 10.48476/geober_48_2023

GeoBer.	48	S. 3 – 67	52 Abb.	5 Tab.	Hannover 2023
---------	----	-----------	---------	--------	---------------

EU-Interreg-Projekt TOPSOIL – Grundwasserversalzung an der deutschen Nordseeküste

EVA GONZÁLEZ, NICO DEUS, JÖRG ELBRACHT, REINHARD KIRSCH, MIKE MÜLLER-PETKE, MOHAMMAD AZIZUR RAHMAN, WOLFGANG SCHEER, TOBIAS SCHLINSOG, BERNHARD SIEMON & HELGA WIEDERHOLD

Kurzfassung

Im Rahmen des EU-Interreg-Projektes TOPSOIL haben sich das niedersächsische Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie und das schleswig-holsteinische Landesamt für Umwelt als Teil eines internationalen Projekt-Konsortiums mit den Folgen des Klimawandels für die küstennahen Aquifere entlang der Nordseeküste beschäftigt.

Dafür wurde der Untergrund auf schleswig-holsteinischem Gebiet mit unterschiedlichen geophysikalischen Methoden (z. B. Seismik, NMR, Magnetische Sondierung) untersucht und auf niedersächsischer Seite ein auf Bohrungen basiertes hydrogeologisches 3D-Modell für das nördliche Elbe-Weser-Gebiet erstellt. Zusätzlich wurde anhand von Aeroelektromagnetik-Daten der Ist-Zustand der Süß-/Salzwassergrenze modelliert.

Mittels Strömungsmodellierung wurden die Auswirkungen des Klimawandels auf die Grundwasserversalzung bis ins Jahr 2100 simuliert und die Möglichkeiten der künstlichen Grundwasseranreicherung in Geestgebieten der Elbe-Weser-Region getestet. Die Ergebnisse der geophysikalischen Untersuchungen und die Simulationen lassen sich auf Grund der ähnlichen hydrogeologischen Gegebenheiten auf beide Projektgebiete anwenden.

Inhalt

	Vorwort	5
1.	Motivation	6
2.	EU-Interreg-Projekt TOPSOIL	7
3.	Projektgebiet Elbe-Weser-Region (GE-2, LBEG)	9
3.1.	Allgemeines	9
3.2.	(Hydro-)Geologie der Elbe-Weser-Region	10
3.3.	Grundwassermodelle	13
3.3.1.	Tiefenlage der Süß-/ Salzwassergrenze – Status Quo	13
3.3.2.	Regionales Grundwasserströmungsmodell – Entwicklung der Grundwasserversalzung ins Jahr 2100	bis 16
3.3.3.	Lokales Strömungsmodell – Einfluss von Managed Aquifer Recharge (MAR) auf die	
	Grundwasserversalzung	19
3.3.4.	Diskussion der Ergebnisse	24
3.3.5.	Zusammenfassung	27
4.	Geophysikalische Erkundung von Grundwasserdeckschichten und	
	Grundwasserversalzung in der nordlichen Elbmarsch und der Munsterdorfer	20
11	Allgemeines	28
4.1.	(Hydro-)Geologie des Projektgebietes	30
4.3.	Geophysikalische Erkundung von Grundwasserdeckschichten und	00
	Grundwasserversalzung	33
4.4.	Ergebnisse	34
4.4.1.	Messung der spektralen induzierten Polarisation (SIP)	34
4.4.2.	NMR-Bohrlochmessungen	37
4.4.3.	Grundwasserversalzung in der Stör- und Elbmarsch	39
4.4.4.	Zusammenfassung	41
5.	Zusammenfassung und Ausblick	41
6.	Methodensteckbriefe	42
6.1.	Widerstandsverfahren	42
6.2.	SAMOS	46
6.3.	Tiefenlage Süß-/Salzwassergrenze, abgeleitet aus HEM-Daten	48
6.4.	Direct-Push-Sondierverfahren	50
6.5.	Ableitung der Salinität	51
6.6. 6.7	Induzierte Polarisation/ Spektrale Induzierte Polarisation	54
0./. 6.2	Nuklear magnetische Kesonanz (NIVIK), Magnetische Sondierung (MIKS)	5/
0.0.		59
7.		61
7.1. 7.0	LITERATUR/LINKS	01
1.Z.	Sollware	05

Vorwort

Trinkwasser ist unser wichtigstes Lebensmittel, und in Niedersachsen wird es zu fast 86 % aus dem Grundwasser gewonnen. Daneben sind außer der Landwirtschaft zahlreiche Fabrikationszweige wie die chemische Industrie, die Nahrungsmittel- oder die Automobilindustrie in hohem Maße auf eine ausreichende Versorgung mit Betriebswasser angewiesen, und der wirtschaftliche Erfolg vieler Firmen hängt von einer am Standort ausreichenden Wasserversorgung ab. Damit ist Grundwasser eine Ressource, die regional erheblichem Nutzungsdruck ausgesetzt ist, was häufig zu Konkurrenzsituationen zwischen Wasserwirtschaft, Industrie, Landwirtschaft und dem Naturschutz führt.

Diese Situation wird durch die jetzt schon erkennbaren Auswirkungen des Klimawandels noch verschärft. Die Zunahme von Dürrephasen und die prognostizierte Verschiebung von Niederschlagsspitzen von den Sommer- in die Wintermonate haben erhebliche Auswirkungen auf das Grundwasser und führen dazu, dass nicht mehr jeder Bedarf durch die natürlichen Ressourcen gedeckt werden kann. Der dadurch ausgelöste gesellschaftliche Diskurs zeigt schon jetzt, wie groß die Betroffenheit bei diesem Thema ist. Er zeigt aber auch, wie wichtig hydrogeologische Planungsgrundlagen für nachvollziehbare Entscheidungen sind.

Um frühzeitig auf die erkennbaren Veränderungen durch den Klimawandel reagieren zu können, müssen Handlungsoptionen für Anpassungsmaßnahmen entwickelt werden. Dabei gibt es eine Vielzahl von Argumenten, die für einen verstärkten Wasserrückhalt in der Fläche sprechen, und so gibt es niedersachsenweit zahlreiche Arbeiten zu diesem Thema.

Ein Beitrag dazu ist die Beteiligung des LBEG an dem EU-Interreg-Projekt TOPSOIL dessen Ziel es war, die Anpassungsfähigkeit der Nordseeregion an die Folgen des Klimawandels zu stärken. An diesem Projekt waren insgesamt 24 Projektpartner aus fünf Ländern beteiligt, die eine Vielzahl wasserwirtschaftlicher Fragestellungen bearbeitet haben. Neben den erzielten Untersuchungsergebnissen hat vor allem auch der fachliche Austausch zwischen den europäischen Nachbarn ganz wesentlich dazu beigetragen, die Projektziele zu erreichen. Je nach regionalem Fokus wurden dabei z. B. Grundwasserhochstände untersucht, die vor allem innerstädtisch problematisch sein können, oder Möglichkeiten, die mit Starkregenereignissen einhergehenden Probleme zu bewältigen. Fragestellungen zu den Themen Grundwasserversalzung und unterirdische Wasserspeicherung wurden z. B. in Niedersachsen und Schleswig-Holstein untersucht. Die wichtigsten dabei erzielten Ergebnisse werden in dem hier vorgelegten GeoBericht vorgestellt, auch um für den Küstenraum Impulse für die Konzeption von Anpassungsmaßnahmen an den Klimawandel zu geben.

Carsten Mühlenmeier

Präsident LBEG



1. Motivation

Denkt man an die zu erwartenden Folgen des Klimawandels, die unsere Lebens- und Arbeitsbedingungen beeinflussen werden, dann fallen einem zuerst die Zunahme von Starkregen und Sturmflutereignissen sowie der Anstieg des Meeresspiegels ein. Neben den an der Erdoberfläche direkt zu sehenden Auswirkungen wird der Klimawandel auch den Boden unter unseren Füßen und das Grundwasser als unterirdischen Teil des Wasserkreislaufs in qualitativer und quantitativer Hinsicht verändern. Durch den steigenden Wasserbedarf in Industrie und Landwirtschaft (beispielsweise für die Feldberegnung, Abb. 1) werden auch die Nutzungskonkurrenzen um die Ressource Grundwasser steigen.



Abb. 1: Feldberegnung in Niedersachsen (Foto: LBEG).

Viele der täglichen Aktivitäten des Menschen betreffen die oberflächennahen Erdschichten. Dort wachsen unsere Lebensmittel, sie bilden das Fundament unserer Infrastruktur, und sie sind die Basis unserer modernen Gesellschaft. Darüber hinaus finden im oberflächennahen Untergrund die Mehrzahl der hydrogeologischen und -chemischen Prozesse statt.

Fachleute auf lokaler, regionaler und internationaler Ebene sind der übereinstimmenden Meinung, dass der Klimawandel einen zunehmend stärkeren Einfluss auf Boden und Grundwasser haben wird. Einige Regionen müssen sich auf eine wachsende Überschwemmungsgefahr durch einen steigenden Grundwasserstand einstellen, andere Regionen müssen Trockenheit bis hin zum Wassermangel erwarten.

2. EU-Interreg-Projekt TOPSOIL

Das Interreg-Projekt TOPSOIL hat den Blick in den oberflächennahen Untergrund gerichtet, um die durch den Klimawandel zu erwartenden Risiken abzuschätzen und zudem Lösungs- und Anpassungsstrategien zu entwickeln.

Im Mittelpunkt des Projektes steht die transnationale Entwicklung von Methoden zur Erkundung und Bewirtschaftung der obersten 30 m unseres Untergrundes. Ziel ist es, die Anpassungsfähigkeit an die Folgen des Klimawandels in der Nordseeregion zu stärken. Im Final Report (VAN VEEN 2021) werden die Ergebnisse des Projektes an praktischen Beispielen in 16 Pilotregionen (Abb. 2) demonstriert. Beteiligt waren insgesamt 24 Projektpartner aus fünf Ländern (Tab. 1, Abb. 2). Die internationale Kooperation findet im Wesentlichen auf fünf Arbeitsfeldern statt:

- Umgang mit Überschwemmungen im städtischen und ländlichen Raum durch ansteigenden Grundwasserspiegel als Folge einer veränderten zeitlichen und mengenmäßigen Niederschlagsverteilung,
- 2. Umgang mit Versalzung der Grundwasservorkommen durch ansteigenden Meeresspiegel und zunehmenden Bedarf an Trink- und Brauchwasser sowie an Be- und Entwässerung,
- 3. Möglichkeiten einer Grundwasserspeicherung in Starkregenperioden, wobei das gespeicherte Wasser zeitversetzt für Bewässerungszwecke nutzbar sein soll,
- 4. Verbesserung der Kenntnis über Struktur und Bewirtschaftungsmöglichkeiten des Bodens, die zu verstärkter Widerstandskraft gegenüber Starkregenereignissen sowie verbesserter Wasserqualität und höherem landwirtschaftlichem Ertrag führen soll,
- 5. Untersuchung des Abbauvermögens des Untergrundes für überschüssige Nährstoffe und andere umweltschädliche Stoffe im Untergrund. Ein besseres Verständnis hierfür kann zu verbesserter Landnutzung führen.

Belgien	Dänemark	Deutschland	Großbritannien	Niederlande
Vlaamse Milieumaat- schappij	Herning Kommune Horsens Kommune Hydrogeofysik Gruppen Institut for Geoscience Aarhus University Nationale Geologiske Undersøgelser for Danmark og Grønland Region Midtjylland Region Syddanmark	Bundesanstalt für Geowis- senschaften und Rohstoffe Dachverband Feldbereg- nung Uelzen Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie Niedersachsen Landesamt für Umwelt Schleswig-Holstein Landwirtschaftskammer Niedersachsen Leibniz-Institut für Angewandte Geophysik Oldenburgisch-Ostfriesi- scher Wasserverband Geologischer Dienst für Bremen	Durham University Essex & Suffolk Rivers Trust Norfolk Rivers Trust Northumbrian Water Limited The Rivers Trust Wear Rivers Trust	Provincie Drenthe Waterschap Hunze en Aa's Waterschap Noorderzijlvest
Laufzeit: Projektbudget: Web: Final Report:	01.12.2015–31.12.2021 8.453.013 €, davon 50 ⁰ www.northsearegion.eu 20220218173853_LG-V	% EU-Finanzierung //TOPSOIL W2111061-TOPSOILFinalRep	port-proef3.pdf (northseareg	ion.eu)

Tab. 1: Projektpartner, aufgelistet nach Ländern, und allgemeine Informationen zum Projekt.



Abb. 2: Lage der Pilotgebiete im Interreg-Projekt TOPSOIL.

In den Pilotgebieten GE-2 "Elbe-Weser-Region" des Projektpartners Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie (LBEG, Niedersachsen) und GE-1 "nördliche Elbmarsch" des Projektpartners Landesamt für Umwelt (LFU, Schleswig-Holstein) werden die Auswirkungen des Klimawandels auf die bereits ausgeprägte oberflächennahe Grundwasserversalzung in den Nordseemarschen untersucht. Dabei liegt im niedersächsischen Gebiet der Fokus auf der Modellierung des Ist-Zustandes der Süß-/Salzwassergrenze (SSG). Ziel ist, die Entwicklung der SSG bis ins Jahr 2100 abzuschätzen. Da von einer Verschlechterung der Grundwassergualität durch eine sich lateral und vertikal ausbreitende Versalzung des Grundwassers auszugehen ist, müssen Maßnahmen ergriffen werden, die dieser Entwicklung entgegenwirken. Eine Möglichkeit ist beispielsweise die künstliche Anreicherung von Grundwasser, deren Auswirkung auf den Grundwasserhaushalt in der Bremerhavener-Cuxhavener Geest mit Hilfe eines kleinskaligen Strömungsmodells simuliert wird.

Im schleswig-holsteinischen Projektgebiet liegt der Fokus auf der geophysikalischen Untersuchung des Untergrundes. Dadurch erfolgt eine detaillierte Charakterisierung der Gesteinsparameter der oberflächennahen Schichten im ungesättigten und gesättigten Bereich. Ziel ist, die Abgrenzung zwischen der oberflächennahen Kleischicht und den unterlagernden brackwasserführenden Sanden zu identifizieren, sowie die Abschätzung der hydraulischen Durchlässigkeit des Kleis.

Das Leibniz Institut für Angewandte Geophysik (LIAG) war an beiden Pilotstudien im Rahmen von Grundwasserströmungsmodellierung und geophysikalischen Messungen beteiligt.

3. Projektgebiet Elbe-Weser-Region (GE-2, LBEG)

3.1. Allgemeines

Das Projektgebiet umfasst den nördlichen Bereich der Elbe-Weser-Region (Abb. 3). Begrenzt wird es durch die Elbe im Norden und Osten, die Nordsee im Westen und entlang der Linie Bremerhaven-Stade im Süden. Die Wasserversorgung der Region erfolgt durch mehrere Wasserwerke, die in den Geestbereichen der Bremerhavener-Cuxhavener Geest und der Wingst angesiedelt sind. Die weitläufigen, zum Teil unterhalb des Meeresspiegels liegenden Marschen müssen durch ein großflächiges Drainagesystem entwässert werden, um die Bewohnbarkeit und Bewirtschaftung des Gebietes zu gewährleisten.

Im ersten Abschnitt der Projektlaufzeit wurde mit Hilfe eines regionalen Grundwasserströmungsmodells die Entwicklung der Tiefenlage der Süß-/Salzwassergrenze (SSG) bis in das Jahr 2100 simuliert. Grundlage dafür waren das ebenfalls im TOPSOIL-Projekt entwickelte geologische Strukturmodell (NIBIS® KARTENSERVER 2021a) sowie der auf Basis von Aeroelektromagnetik-Daten modellierte Ist-Zustand der Tiefenlage der Süß-/Salzwassergrenze (GONZÁLEZ et al. 2021a). Modelliert wurde auf Basis von RCP 8.5 ("Kein-Klimaschutz"-Szenario) des fünften Sachstandsberichts AR5 des Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) aus dem Jahr 2013 (COLLINS et al. 2013) mit der größten anzunehmenden Zunahme des Meeresspiegels und der Änderung der Niederschlagsverteilung. Ziel war es, mit Hilfe des Modells abzuschätzen, inwieweit sich die Versalzungszone im Grundwasser lateral und vertikal ausbreitet und wie sich die Chlorid-Konzentrationen im bereits versalzten Bereich entwickeln. Diese Erkenntnisse sind insbesondere im Hinblick auf die zukünftige Sicherstellung der lokalen Wasserversorgung von großer Bedeutung.

Vor dem Hintergrund der Ergebnisse aus dem regionalen Strömungsmodell und den wasserwirtschaftlichen Herausforderungen, die der Klimawandel mit sich bringt, ist es von großem Interesse, geeignete Anpassungsmaßnahmen zu entwickeln. Im zweiten Abschnitt des Proiektes wurde daher für einen Bereich der Bremerhavener-Cuxhavener Geest (Abb. 3) ein detailliertes Strömungsmodell entwickelt, mit dem der Effekt des "Managed Aquifer Recharge" (MAR: künstliche Anreicherung von Grundwasser) auf die Lage der Süß-/Salzwassergrenze simuliert wurde. Ziel war es, einerseits die Möglichkeiten der unterirdischen Wasserspeicherung aufzuzeigen und andererseits den Einfluss einer solchen Maßnahme auf die Position der SSG zu modellieren. Von besonderem Interesse waren dabei eine mögliche zeitliche und räumliche Reduzierung des Chlorid-Gehalts sowie eine Abschätzung der dafür benötigten Menge an infiltriertem Wasser.

Datengrundlage für die Grundwassermodelle sind im Wesentlichen die Grundwasserbeschaffenheitsdaten der NIBIS®-Labordatenbank des LBEG und die Aeroelektromagnetik-Daten der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR) sowie für das geologische Modell die Daten der Bohrdatenbank Niedersachsen. Zusätzlich wurden Grundwasserproben (mittels Direct-Push-Sondierungen) und Oberflächenwasserproben im Projektgebiet gewonnen und analysiert sowie unterschiedliche geophysikalische Methoden angewandt. Eine Übersicht der angewandten Methodik befindet sich in Kapitel 6.



Abb. 3: Projektgebiet: Dargestellt ist die Grundwasserneubildung in den Jahren 1981–2010, berechnet mit dem Wasserhaushaltsmodell mGROWA18. Das regionale Strömungsmodell erstreckt sich über das gesamte Gebiet. Lage und Ausdehnung des lokalen Strömungsmodells zeigt der schwarze Kasten. Die blauen Linien zeigen das dichte Bewässerungsnetz der Marschen.

3.2. (Hydro-)Geologie der Elbe-Weser-Region

Das heutige Landschaftsbild der nördlichen Elbe-Weser-Region ist ein Produkt unterschiedlicher quartärzeitlicher Vereisungsphasen sowie der darauffolgenden holozänen Transgressionsphasen.

Während des Elster-Glazials erreichte die maximale Eisausdehnung die deutschen Mittelgebirge. Die nördlich gelegene Elbe-Weser-Region war dadurch erstmals vollständig durch Eis bedeckt (LITT et al. 2007, EHLERS et al. 2011). HÖFLE & LADE (1983) und WANSA (1994) belegen für das Arbeitsgebiet mindestens zwei elsterzeitliche Eisvorstöße, zwischen denen großflächig Erosion auftrat (EHLERS et al. 2011). Im Verlauf des Glazials haben sich durch Schmelzwassererosion bis zu mehrere 100 m tiefe Rinnen in die unterlagernden tertiärzeitlichen Schichtfolgen eingeschnitten (KUSTER & MEYER 1979, JANSZEN et al. 2013, MEYER 2017). Die im Projektgebiet am stärksten ausgeprägte Rinne, die Bremerhavener-Cuxhavener-Rinne, erreicht Tiefen bis über 300 m u. NHN (WIEDERHOLD, GABRIEL & GRINAT 2005; STEINMETZ et al. 2015, NIBIS® KARTENSERVER 2021j). Lage und Ausdehnung aller elsterzeitlichen Rinnen zeigt die Quartärgeologische Übersichtskarte von Niedersachsen 1 : 500.000 - Tiefenlage der Quar-

tärbasis (NIBIS® KARTENSERVER 2021j). Die Bildung der bis zu 100 km langen Rinnen erfolgte phasenweise in proximaler Lage zum Eisrand (EHLERS & LINKE 1989, JANSZEN et al. 2013). Nach oben hin erfolgte zumeist eine Abdeckung durch Schichten des Lauenburger Tons (KUS-TER & MEYER 1979, JANSZEN et al. 2013). Die Bildung des Lauenburger Tons (Hagenow-Formation), der als Indikatorhorizont für spät-elsterzeitliche Ablagerungen gilt (GRUBE et al. 1986), erfolgte während des Abschmelzens des Eises in den Gletschern vorgelagerten Eisstauseen (STREIF & KÖSTER 1978, EHLERS et al. 2011, STEINMETZ et al. 2015). Der Till (LUKAS & ROT-HER 2016) des Elster-Glazials lagert regional direkt auf miozänen Tonschichten und hat das Material teilweise mit aufgenommen. Insgesamt besteht der Till des Elster-Glazials aus stark sandigem, tonigem Schluff, teilweise auch aus schwach tonig-schluffigem Sand, mit geringen Kiesanteilen (Höfle & SCHLENKER 1979). Der darüberliegende Elster-Nachschüttsand ist feinkörnig, nach unten gröber werdend (EHLERS 1979) und hat eine durchschnittliche Mächtigkeit von 20 m.

Während des folgenden Holstein-Interglazials erreichte die erste Transgression seit dem Miozän das norddeutsche Tiefland (EHLERS 1983, EHLERS et al. 2011). Das Ausmaß des Meeresspiegelanstiegs ist mit dem Ausmaß der heutigen holozänen Transgression vergleichbar (LINKE, KATZENBERGER & GRÜN 1985). Dabei erfolgte die Ablagerung der Holstein-Tone im Arbeitsgebiet von der Elbe ausgehend bis in den nördlichen Bereich der Lamstedter Endmoräne (MÜLLER, HÖFLE & SCHWARZ 1994).

Mit dem Beginn der frühen Saale-Kaltzeit und vor dem ersten Vorstoß des Saale-Inlandeises kam es zur Ablagerung fluviatiler Sande und Kiese (EHLERS et al. 2011). Das Saale-Glazial selbst ist geprägt durch die zwei Hauptvorstöße des Eises, dem Drenthe- und dem Warthe-Vorstoß. Der erste und gleichzeitig weiteste Vorstoß, der Drenthe-Hauptvorstoß (qD1), erreichte erneut die deutschen Mittelgebirge (GRUBE et al. 1986, EHLERS et al. 2011), so dass auch die Elbe-Weser-Region durch Eis bedeckt war (MÜLLER, HÖFLE & SCHWARZ 1994). Nach Abschmelzen des Eises war der Till der frühen Saale-Kaltzeit an der Oberfläche exponiert und unterlag starker Erosion (EHLERS et al. 2011). Der zweite, Jüngere Drenthe-Vorstoß (qD2) endete 100 km nördlich des Eisrandes des Drenthe-Hauptvorstoßes und reichte in der Elbe-Weser-Region bis südlich der Stadt Cuxhaven in den Bereich der Cuxhavener-Bremerhavener Geest. Sowohl während der Eisvorstöße als auch während des Abschmelzens des Eises wurden glazifluviatile Sedimente abgelagert (GRUBE et al. 1986). Durch temporäres teilweises Abschmelzen und erneute Eisvorstöße des Jüngeren Drenthe-Stadiums haben sich innerhalb der Cuxhavener-Bremerhavener Geest und der Bederkesaer Geest bei Wingst und Lamstedt Stauchungszonen mit komplizierten Lagerungsverhältnissen gebildet (SINDOWSKI 1969, MEYER & SCHNEEKLOTH 1973, HÖFLE & LADE 1983, VAN GIJSSEL 1987). Der glazifluviatile Sand des Drenthe-Hauptvorstoßes ist aus Fein- bis Mittelsand aufgebaut, mit geringen Kiesanteilen und einer Kornverfeinerung nach oben. Die Sedimentation erfolgte hauptsächlich des während des Abschmelzens Eises (SINDOWSKI 1975, EHLERS 1979, HÖFLE & SCHLENKER 1979). Dabei wurde der zuvor abgelagerte Till stark aufgearbeitet, so dass von ihm lokal nur Steine und Kies zurückblieben (EH-LERS 1979, HÖFLE & SCHLENKER 1979). Der Till des Jüngeren Drenthe-Vorstoßes besteht aus sandigem Ton bis Schluff, mit wechselndem Kies- und Steinanteil. Er ist insgesamt geschiebereicher und toniger als die Moräne des Hauptvorstoßes, wobei ein hoher Anteil an Kreidekalk und Flint typisch ist (EHLERS 1979, HÖFLE & SCHLENKER 1979, LADE 1980). Der Vorstoß des Drenthe-Eises erfolgte aus Nordosten (EHLERS

1979) bzw. Ost-Nord-Ost (MEYER & SCHNEE-KLOTH 1973, LADE 1980).

Mit Ende der Vereisung setzte das Eem-Interglazial ein. Die Ablagerung eemzeitlicher Sedimente erfolgte häufig in Toteislöchern oberhalb des Saale-Tills. Im Bereich des Hadelner Landes sind Eem-Ablagerungen in geringen Tiefen anzutreffen (Top bei etwa -7 bis -15 m NHN) (HÖFLE, MERKT & MÜLLER 1985; BENDA 1995). Die Ausbreitung der Eem-Sedimente zeigt einen Vorstoß des Eem-Meeres bis dicht an die Cuxhavener-Bremerhavener Geest. Westlich davon, im Wurster Land, fehlen die Ablagerungen gänzlich, da sie durch die hohe Erosionskraft der Weser abgetragen wurden (HÖFLE, MERKT & MÜLLER 1985). Da diesen Ablagerungen eine Überdeckung durch jüngeren Till gänzlich fehlt, ist davon auszugehen, dass die Elbe-Weser-Region nicht durch weichselzeitliches Eis überprägt wurde (EHLERS et al. 2011). Dies bestätigen auch die Arbeiten von MEYER & SCHNEEKLOTH (1973) und STREIF & KÖSTER (1978).

Vor Beginn der holozänen Transgression lag der Meeresspiegel etwa 20 m unter dem heutigen Niveau. Es erfolgte dann ein zunächst schneller Anstieg des Meeresspiegels bis etwa 5.000 Jahre vor heute, wobei der Anstieg zunächst in den bereits angelegten Flusstälern von Ems, Elbe und Weser erfolgte und erst später auch flächenhaft tieferliegende Regionen erfasste (STREIF & KÖSTER 1978). Etwa 5.800 Jahre vor heute setzten auch regressive Tendenzen ein, durch die es vom Geestrand aus zur Bildung von Torfen kam (STREIF & KÖSTER 1978). Die Mächtigkeit der holozänen Sedimente erreicht in den Marschen und den tidebeeinflussten Bereichen 12 bis 14 m (HOSEL-MANN & STREIF 2004) mit maximalen Mächtigkeiten bis zu 30 m (STREIF & KÖSTER 1978, STREIF 1979). In Richtung Landesinnere nimmt die Mächtigkeit ab, und somit liegen die holozänen Sedimente keilförmig auf denen des Mittelund Oberpleistozäns auf (STREIF & KÖSTER 1978, HOSELMANN & STREIF 2004).

Durch die unterschiedlichen Vereisungsphasen und die nachfolgende Transgression im Holozän haben sich im Projektgebiet unterschiedliche hydrogeologische Einheiten gebildet. Zum einen gibt es die Geestkörper (Bremerhavener-Cuxhavener Geest und die Wingst), zum anderen die topografisch tieferliegenden Marschen. Beide unterscheiden sich nicht nur topografisch voneinander, sondern weisen auch unterschiedliche hydrogeologische Eigenschaften auf.

Typisch für die Marschen sind die einige Meter mächtigen Küsten- und Gezeitenablagerungen mit Wechsellagerungen aus klastischen Sedimenten und Torfen (STREIF & KÖSTER 1978, STREIF 1979; ELBRACHT, MEYER & REUTTER 2016). Die Grundwasseroberfläche liegt zwischen -2,5 bis 1 m NHN (NIBIS® KARTENSERVER 2021c, 2021h), und die Grundwasserneubildung beträgt <200 mm/a (NIBIS® KARTENSER-VER 2021f). In den Geestbereichen liegt die Grundwasseroberfläche bei etwa 10 m NHN (NIBIS® KARTENSERVER 2014c), und die Grundwasserneubildung ist mit bis zu 550 mm/a (NIBIS® KARTENSERVER 2014f) deutlich höher als in den Marschen. Im gesamten Gebiet gibt es einen mehrstöckigen Lockergesteinsaquifer, der aus pleistozänen, teils pliozänen Sanden aufgebaut (ELBRACHT, MEYER & REUTTER 2016) und in den Marschen mit Chlorid-Gehalten >250 mg/l oberflächennah versalzt ist

(GONZÁLEZ et al. 2021b, GONZÁLEZ et al. 2021a, NIBIS® KARTENSERVER 2021g). Die oberen Grundwasserstockwerke werden von elsterund drenthezeitlichen Schmelzwassersanden gebildet, die tieferen Stockwerke aus den tertiärzeitlichen Sanden. In den Geestbereichen stehen die Rinnenaquifere teilweise mit dem tertiärzeitlichen Aquifer in hydraulischem Kontakt. Der wichtigste Stockwerkstrenner im Gebiet ist der Lauenburger Ton (ELBRACHT, MEYER & REUTTER 2016).

Das hydrogeologische 3D-Modell der nördlichen Elbe-Weser-Region (NIBIS® KARTENSER-VER 2021a) zeigt den geologischen Aufbau des Projektgebietes in 19 geologischen Einheiten (Tab. 2) bis zur Quartärbasis (Abb. 4). Es basiert auf den Schichtenverzeichnissen der Bohrdatenbank Niedersachsen, der Geologischen Karte 1 : 50.000 (NIBIS® KARTENSERVER 2021b) und den geologischen Profilschnitten des LBEG (NIBIS® KARTENSERVER 2021i).

Tab. 2:	Generallegende der geologischen Einheiten im 3D-Modell (NIBIS [®] KARTENSERVER 2021a). Die Klassifizierung
	nach hydrostratigrafischen Einheiten (H = Grundwasserhemmer, L = Grundwasserleiter) erfolgte nach REUTTER
	(2011).

Einheit im 3D-Modell	Stratigrafie	Lithologie	Genese	Hydrostrati- grafische Einheit
EW_00_Digitales_Gelaendemo- dell				
EW_01_Holozaen_Moor	Holozän	Torf	Moor	H1.3
EW_02_Holozaen_ brackisch_marin	Holozän	Ton, Schluff	brackisch-marin	H1–L1
EW_03_Weichsel_Kaltzeit_ Geschiebedecksand	Weichsel- Kaltzeit	Sand	d Geschiebedeck- sand	
EW_04_Weichsel_Kaltzeit_ fluviatil	Weichsel- Kaltzeit	Sand	fluviatil	H2.1–L1.2
EW_05_Eem_Warmzeit_marin	Eem-Warmzeit	Ton, Schluff	Beckenablagerung	H2.1
EW_06_Juengeres_Drenthe_ Stadial_Geschiebemergel_ Geschiebelehm	Drenthe- Stadium der Saale-Kaltzeit	Ton, Schluff, Sand, Kies	Geschiebelehm/ -mergel (Till)	H3
EW_07_Aelteres_Drenthe_ Stadial_Geschiebemergel_ Geschiebelehm_top	Drenthe- Stadium der Saale-Kaltzeit	Ton, Schluff, Sand, Kies	Geschiebelehm/ -mergel (Till)	H3
EW_08_Aelteres_Drenthe_ Stadial_Geschiebemergel_ Geschiebelehm_bas	Drenthe- Stadium der Saale-Kaltzeit	Ton, Schluff, Sand, Kies	Geschiebelehm/ -mergel (Till)	H3
EW_09_Drenthe_Stadium_ Beckenablageurng	Drenthe- Stadium der Saale-Kaltzeit	Ton, Schluff	Beckenablagerung	H3–H3.3
EW_10_Drenthe_Stadium_ glazifluviatil	Drenthe- Stadium der Saale-Kaltzeit	Fein- bis Mittelsand	glazifluviatil	L3

Tab. 2:	Generallegende der geologischen Einheiten im 3D-Modell (NIBIS® KARTENSERVER 2021a). Die Klassifizierung
	nach hydrostratigrafischen Einheiten (H = Grundwasserhemmer, L = Grundwasserleiter) erfolgte nach REUTTER
	(2011) (Fortsetzung).

Einheit im 3D-Modell	Stratigrafie	Lithologie	Genese	Hydrostrati- grafische Einheit
EW_11_Quartaer_Stauchungs- zone_Schuppe	Drenthe- Stadium der Saale-Kaltzeit	Ton, Schluff	Schuppe	H/L
EW_12_Holstein_Warmzeit_ma- rin	Holstein- Warmzeit	Ton, Schluff	marin	H4.1
EW_13_Lauenburger_ Schichten_tonige_Fazies	Elster-Kaltzeit	Ton	Beckenablagerung	H4.1
EW_14_Elster_Kaltzeit_Geschiebemergel_Geschiebelehm	Elster-Kaltzeit	Ton, Schluff, Sand, Kies	Geschiebelehm/ -mergel	H4.2
EW_15_Elster_Kaltzeit_ Beckenablagerungen	Elster-Kaltzeit	Ton, Schluff	Beckenablagerung	H4.3
EW_16_Elster_Kaltzeit_ glazifluviatil	Elster-Kaltzeit	Fein- bis Mittelsand	glazifluviatil	L4.1–L4.2
EW_17_Prae_Elster	Prä-Elster	Fein- bis Mittelsand, teilweise Ton		L4.1
EW_18_Zechstein	Zechstein			H/L
EW_19_Kreide	Kreide			H/L



Abb. 4: Aufsicht auf das strukturgeologisches 3D-Modell des Quartärs (30fache Überhöhung) der nördlichen Elbe-Weser-Region.

3.3. Grundwassermodelle

3.3.1.Tiefenlage der Süß-/ Salzwassergrenze – Status Quo

Eine Versalzung des Grundwassers im Sinne der deutschen Trinkwasserverordnung (TRINKWV 2001) entspricht einem Chlorid-Gehalt ≥ 250 mg/l. Der Status Quo dieser Grundwasserversalzung ist abgeleitet aus der Widerstandsverteilung [Ω m] im Untergrund (Abb. 39), die sich aus Hubschrauberelektromagnetikdaten (HEM) der BGR ergibt. Die Validierung erfolgte anhand der Analyseergebnisse der Grundwasserproben, die entlang der Direct-Push-Profile (Abb. 5) gewonnen wurden. Das hier gezeigte Modell der Tiefenlage der Süß-/ Salzwassergrenze (Abb. 5) ist Grundlage für die Hydrogeologische Karte von Niedersachsen 1: 50.000 – Versalzung des Grundwassers (Salz-Süßwasser-Grenzfläche) (NIBIS[®] KAR-TENSERVER 2021e). Das Prinzip der Hubschrauberelektromagnetik als geophysikalisches Widerstandsverfahren, das Direct-Push-Verfahren sowie die Ableitung der Süß-/Salzwassergrenze ist in den Methodensteckbriefen in Kapitel 6 dargestellt. Gezeigt wird zusätzlich die Mindesttiefe Süßwasser, die gleichzeitig der maximalen Eindringtiefe der HEM entspricht. Bis in diese Tiefen zeigen weder die HEM-Modelle noch Wasseranalysen eine Versalzung des Grundwassers an. Somit wird davon ausgegangen, dass der Aquifer bis in diese Tiefenlage mit Süßwasser gefüllt ist.



Abb. 5: Tiefenlage der Grundwasserversalzung (GWVS; verändert, nach GONZÁLEZ et al. (2021a)). Die Mindesttiefe Süßwasser (GWMM) ist aus der maximalen Eindringtiefe der HEM abgeleitet, sie bezeichnet die Tiefe, bis zu der das Süßwasser mindestens reicht.

Status Quo der Grundwasserversalzung

In großen Bereichen der Wesermarsch, des Hadelner Landes und im nordwestlichen Bereich des Kehdinger Landes (Abb. 5) ist das Grundwasser bis an die Oberfläche versalzt. Zwischen Cuxhaven-Altenbruch und Nordleda, im Übergangsbereich von der Marsch in die Geest, gibt es eine isolierte Linse versalzten Grundwassers, die auf einer eemzeitlichen Tonlinse aufschwimmt und daher über der eigentlichen SSG liegt. Im südöstlichen Kehdinger Land liegt die Übergangszone überwiegend in Tiefen von -20 bis -30 m NHN, wobei im Bereich der Stadt Stade eine Aufdomung der SSG zu beobachten ist. Unterhalb der Geestrücken kann die genaue Tiefenlage auf Grund der limitierten Aussagetiefe der HEM in den Untergrund nicht bestimmt werden. Stattdessen wurde aus der maximalen

Eindringtiefe der aerogeophysikalischen Messungen eine Mindestmächtigkeit des Süßwasserkörpers rekonstruiert (Abb. 5; GONZÁLEZ et al. 2021b, NIBIS[®] KARTENSERVER 2021d).



Abb. 6: Veränderung der Chlorid-Konzentration in der Tiefe entlang der Direct-Push Profile aus Abbildung 5 (Quelle: GONZÁLEZ et al. 2021a).

Zur Validierung der HEM-basierten SSG wurden über das Modellgebiet verteilt an sechs Profilen insgesamt 22 Direct-Push-Bohrungen abgeteuft, aus denen Grundwasserproben gewonnen und hinsichtlich ihrer chemischen Zusammensetzung analysiert wurden. Die Lage der Profile zeigt Abbildung 5. Die Chlorid-Verteilung in der Tiefe bis in 25 m unter der Geländeoberkante (GOK) zeigt Abbildung 6. Die Bohrungen Nordleda 3 (NL3) und Cadenberge 4 (CB4) liegen in der Übergangszone zur Geest und zeigen, dass die SSG dort in Tiefen von mindestens -25 m NHN abgetaucht sein muss, da die Chlorid-Konzentration dort unter 250 mg/l liegt. Ebenso niedrig sind die Chlorid-Konzentrationen der Bohrungen Stade 4 (STD4) und Dornbusch 4 (DB4). Hier bestätigen die Direct-Push-Bohrungen somit, dass die Versalzung des Grundwassers erst in Tiefen von mindestens -25 m NHN auftritt, was in den HEM-Daten bereits sichtbar war. In den Bohrungen Alten-(AB1), Cadenberge 1–3 (CB1–3), bruch 1 Stade 1-2 (STD1-2), Dornbusch 1-4 (DB1-4) und Krummendeich 1-5 (KD1-5) variieren die Chlorid-Konzentrationen zwischen 16 -3.727 mg/l und nehmen dabei mit der Tiefe zu.

Die Bohrungen CB1, STD1, STD2, DB3, KD1, KD3 und KD5 befinden sich hingegen im voll versalzten Bereich. Auch anhand der Chlorid-Konzentrationen in den Bohrungen NL2, AB2, und AB3 lässt sich die Salzwasserlinse in dem mit Süßwasser gefüllten Bereich abgrenzen. Der Chlorid-Gehalt im Grundwasser sinkt dort in Tiefen von ca. 15 bis 25 m u. GOK auf Werte <250 mg/l ab.

3.3.2. Regionales

Grundwasserströmungsmodell – Entwicklung der Grundwasserversalzung bis ins Jahr 2100

Am Leibniz Institut für Angewandte Geophysik (LIAG) wurde das Grundwasserströmungsmodell "Entwicklung der Tiefenlage der Süß-/Salzwassergrenze" erstellt (GONZÁLEZ et al. 2021a). Die mathematische Simulation erfolgte mit dem MODFLOW-NWT-Code (HARBAUGH 2005).

Das Modell besteht aus 405 Spalten und 193 Zeilen, mit einer horizontalen Diskretisierung in x- und y-Richtung von 200 m, und ist aus acht unterschiedlichen hydrogeologischen Einheiten aufgebaut (Tab. 3). Diese basieren auf den 19 Einheiten des strukturgeologischen Modells der nördlichen Elbe-Weser-Region (Tab. 2). Zur Vereinfachung wurden alle geologischen Einheiten mit gleichen hydraulischen Eigenschaften für das Strömungsmodell zusammengefasst. Auslaufenden Flächen wurde in Bereichen, in denen sie nach dem strukturgeologischen Modell nicht vorhanden sind, eine Mindestmächtigkeit von 10 cm zugewiesen, da die verwendete MODFLOW-Version nur mit kontinuierlichen Flächen arbeiten kann.

Die Elbe begrenzt im Osten und Norden das Modellgebiet. Sie ist im Modell als Cauchy-Randbedingung mit einem variablen Pegelstand definiert. Implementiert wurde die Elbe, wie auch die Flüsse Weser und Oste, mit Hilfe des Modflow river package. Die westliche Grenze entlang der Nordseeküste ist als Dirichlet-Randbedingung mit einem konstanten Meeresspiegel (0 m NHN) definiert. Im Süden wurde mit Hilfe von gemessenen Grundwasserständen und Interpolation (Inverse Distance) zwischen den Messstellen eine Grenze (Dirichlet-Randbedingung) definiert. Die monatliche Grundwasserneubildung wurde mit mGRO- WA18 (ERTL et al. 2019, MU 2019) über den gesamten Simulationszeitraum berechnet und als weitere Randbedingung in das Modell implementiert. Top Tertiär ist als wasserundurchlässige Basis des Modells definiert. Das Entwässerungssystem der Marschen sowie Entwässerungskanäle wurden mit Hilfe des MODFLOW drainage package simuliert. Die Grundwasserentnahmen erfolgen an den sechs im Modellgebiet vorhandenen Wasserwerken.

Tabelle 3 zeigt die initialen Eigenschaften der hydrogeologischen Einheiten (horizontale hydraulische Leitfähigkeit (Kh), vertikale hydraulische Leitfähigkeit (Kv), spezifischer Speicherkoeffizient (Sx) und effektive Porosität (Sy)), basierend auf den Daten von REUTTER (2011). Tabelle 4 zeigt die korrigierten Werte nach der Kalibrierung.

Die durch den Klimawandel bedingte Zunahme der Trinkwasserentnahme aus dem Küstenaquifer wurde mit insgesamt 15 % von 2010 bis 2100 angenommen. In der Simulation wurde dies mit einer Zunahme von 1,7 % alle 10 Jahre umgesetzt. Der angenommene Meeresspiegel-Anstieg entspricht dem prognostizierten Wert von 0,74 m NHN (GONZÁLEZ et al. 2021a) nach dem RCP 8.5-Szenario (IPCC 2013). Die Änderungen der Niederschlagsverteilung wurden über die Werte der Grundwasserneubildung ebenfalls nach dem RCP 8.5-Szenario simuliert. Dafür wurden mit Hilfe des Wasserhaushaltsmodells mGROWA18 (ERTL et al. 2019, MU 2019) Grundwasserneubildungsraten für die Jahre 2011-2040, 2041-2070 und 2071-2100 berechnet.

Für das Transport-Modell wurden die acht Layer des stationären Modells in 53 Layer unterteilt (GONZÁLEZ et al. 2021a). Die Mächtigkeit der Schichten variiert zwischen 5-10 m, wobei der unterste Layer des Modells mit 10 m die größte Mächtigkeit aufweist. Die Chlorid-Konzentration im Meerwasser wird mit 16.000 mg/l angenommen, in der Elbe variiert sie zwischen 150 mg/l in der südöstlichen Ecke des Modellgebietes und 9.700 mg/l im Mündungsbereich zur Nordsee. In der Oste variiert die Chlorid-Konzentration zwischen 100 und 3.000 mg/l im Mündungsbereich zur Elbe. Für die Weser wurde ein konstanter Wert von 9.700 mg/l angenommen. Nach RAHMAN et al. (2021) wurde die initiale Chlorid-Konzentration der einzelnen Layer bestimmt (s. Methodensteckbrief Ableitung der Salinität), der Diffusions-Koeffizient entspricht 10⁻⁶m²/d (MEYER et al. 2018).

Die Kalibrierung des Strömungsmodells erfolgte mit Hilfe von gemessenen Grundwasserständen der Jahre 2009 bis 2013, die Validierungsperiode ist der Januar 2016. Die hydraulischen Eigenschaften waren dabei die Kalibrierungs-Parameter. Das Transportmodell wurde mit Hilfe gemessener Chlorid-Konzentrationen aus den Jahren 2009 bis 2013 kalibriert (GONZÁLEZ et al. 2021a).

Lover	Coologia	K _h [m/d]				K _v [m/d]	Sx	0.1.1	
Layer	Geologie	Min	Ø	Max	Min	Ø	Max	[1/m]	5y[-]
1	Moore (Holozän) und holozäne brackisch- marine Sedimente,	8.64e-2 8.64e-2	4.75e-1 4.75e-1	8.64e-1 8.64e-1	1.73e-2 1.73e-2	9.5e-2 9.5e-2	1.73e-1 1.73e-1	9.4e-5 9.8e-5	4.4e-1 1e-2
	fluviatile Sedimente (Weichsel)	8.64e-1	4.36e+1	8.64e+1	1.73e-1	8.7	1.73e+1	9.87e-6	3e-1
2	Till (Jüngeres Drenthe-Glazial)	8.64e-3	4.36e-1	8.64e-1	1.73e-3	8.7e-2	1.73e-3	5.6e-5	1.6e-1
4	Till (Älteres Drenthe-Glazial)	8.64e-3	4.36e-1	8.64e-1	1.73e-3	8.7e-2	1.73e-3	5.6e-5	1.6e-1
3,5	Schmelzwassersand (Drenthe-Glazial)	8.64	4.75e+1	8.64e+1	1.73	9.5	1.73e+1	9.87e-6	2.5e-1
6	Lauenburger Ton	8.64e-5	4.36e-3	8.64e-3	1.73e-5	8.7e-4	1.73e-3	9.81e-4	6e-2
7	Till (Elster-Glazial)	8.64e-5	4.36e-3	8.64e-3	1.73e-5	8.7e-4	1.73e-3	9.81e-4	6e-2
8	Schmelzwassersand (Elster-Glazial)	8.64e-1	4.36e+1	8.64e+1	1.73e-1	8.73	1.73e+1	9.87e-6	2.5e-2

Tab. 3: Initiale hydraulische Eigenschaften der hydrogeologischen Einheiten (GONZÁLEZ et al. 2021a).

Tab. 4: Kalibrierte hydraulische Eigenschaften der hydrogeologischen Einheiten (GONZÁLEZ et al. 2021a).

Lover	Gaologia	K _h [m/d]			K _v [m/d]			Sx	e r 1
Layer	Geologie	Min	Ø	Max	Min	ø	Max	[1/m]	5y[-]
1	Moore (Holozän) und holozäne brackisch- marine Sedimente,	4.75e-1 8.64e-1	6.69e-1 8.64e-1	8.64e-1 8.64e-1	9.8e-2 1.73e-1	1.34e-1 1.73e-1	1.73e-1 1.73e-1	9.4e-5 9.8e-5	2e-1 1e-1
	fluviatile Sedimente (Weichsel)	4e+1	4e+1	4e+1	8	8	8	9.87e-6	5e-1
2	Till (Jüngeres Drenthe-Glazial)	8.64e-3	4.36e-1	8.64e-1	1.73e-3	8.72e-2	1.73e-1	5.6e-5	8e-2
4	Till (Älteres Drenthe-Glazial)	4.36e-3	2.2e-1	4.3e-1	8.72e-4	4.4e-4	8.72e-2	5.6e-5	5e-2
3,5	Schmelzwassersand (Drenthe-Glazial)	1e+1	4.5e+1	8e+1	2	9.	1.6e+1	9.87e-6	1.8e-1
6	Lauenburger Ton	4.36e-5	2.2e-3	4.36e-3	8.12e-6	4.4e-4	8.72e-4	9.81e-4	5e-2
7	Till (Elster-Glazial)	4.36e-5	2.2e-3	4.36e-3	8.12e-6	4.4e-4	8.72e-4	9.81e-4	5e-2
8	Schmelzwassersand (Elster-Glazial)	5	2.25e+1	4e+1	1	4.5	8	9.87e-6	1.8e-2



Entwicklung der SSG bis ins Jahr 2100 in unterschiedlichen Tiefen (verändert, nach GONZÁLEZ et al. (2021a)) nach den mittleren zu erwartenden Änderungen der Grundwasserneubildung und dem mittleren Anstieg des Meeresspiegels auf Basis des RCP 8.5-Szenarios (IPCC 2013). Abb. 7:

Entwicklung der Versalzung bis ins Jahr 2100 (regionales Strömungsmodell)

Die Simulationsergebnisse (Abb. 7) zeigen die zu erwartende Änderung der Chlorid-Konzentrationen nach den mittleren zu erwartenden Änderungen der Grundwasserneubildung und dem mittleren Anstieg des Meeresspiegels in Folge des Klimawandels, in den Tiefen 0 m NHN, -20 m NHN und -60 m NHN nach dem RCP 8.5-Szenario (IPCC 2013). Eine zunehmende binnenländische Verlagerung der Versalzungsfront ist anhand der Modellergebnisse nicht bzw. nur sehr kleinräumig abzuleiten. In weiten Bereichen des nördlichen Elbe-Weser-Gebietes nehmen die Chlorid-Konzentrationen an der Oberfläche bis ins Jahr 2100 deutlich ab, so dass dort keine Versalzung mehr vorliegt. Nur im Südwesten des Gebietes sowie am nördlichsten Punkt bei Cuxhaven, im Bereich der Oste-Mündung in die Elbe und lokal begrenzt im Norden des Kehdinger Landes steigen die Konzentrationen an. Bei -20 m NHN und -60 m NHN sind vor allem in der Wesermarsch ansteigende Chlorid-Konzentrationen zu beobachten. Im Hadelner Land steigen die Chlorid-Konzentrationen entlang des Elbufers und im zentralen Bereich zwischen den Geestkörpern Cuxhaven-Bremerhaven und Wingst. Auch im lokal begrenzten Bereich des Kehdinger Landes nehmen die Chlorid-Konzentrationen zu. Am westlichen Rand der Wingst nehmen die Konzentrationen innerhalb aller Tiefenstufen von maximal 2.000 mg/l bis auf Konzentrationen zwischen 250-500 mg/l ab. Dahingegen nehmen die Konzentrationen zwischen der Wingst und der Elbe von 250-500 mg/l auf bis zu 1.000 mg/l zu. In einem lokal eng begrenzten Bereich nördlich von Stade werden im Jahr 2100 Konzentrationen >1.000 mg/l erreicht. Südlich davon wird der durch Versalzung beeinflusste Bereich im Aquifer in allen Tiefenstufen deutlich kleiner.

3.3.3. Lokales Strömungsmodell – Einfluss von Managed Aquifer Recharge (MAR) auf die Grundwasserversalzung

Zur Simulation des Einflusses künstlicher Grundwasseranreicherung (Managed Aquifer Recharge – MAR) wurde am LBEG ein vertikales dichtegetriebenes 2D-Grundwasserströmungsmodell mit der Modellierungssoftware FEFLOW[®] Version 7.4 (FEFLOW[®] 2021) erstellt. Dafür wurde ein instationäres Strömungsund Transportmodell auf Basis der Richards-Gleichung für ungesättigte oder variabel gesättigte poröse Medien aufgebaut. Als Ergebnis liegt ein kalibriertes dichtegetriebenes vertikales 2D-Grundwasserströmungsmodell vor, das erfolgreich die Position der SSG im Bereich der Marsch abbildet.

Das Modellgebiet liegt wenige Kilometer südwestlich von Cuxhaven (Abb. 3). Ausgehend von der Nordseeküste wird in östlicher Richtung über die Unterweser-Marsch bis zum östlichen Ende der Geest ein Schnitt durch das vorhandene Geologische Modell (NIBIS® KARTENSER-VER 2021a) gelegt. Der Verlauf des Schnittes (Abb. 8) verläuft senkrecht zu den Grundwassergleichen der HK50 (NIBIS® KARTENSERVER 2021c). Informationen zu den quartärzeitlichen Schichten wurden aus dem geologischen Modell (Tab. 2) übertragen.



Abb. 8: Zoom in das MAR-Modellgebiet innerhalb des TOPSOIL-Projektgebietes (Abb. 3), Lage des Profilschnitts (Abb. 11) sowie der Massen-Beobachtungspunkte (blauer Stern; Abb. 10) und des Mittelpunktes der Infiltration (schwarzer Stern).

Die Ausdehnung des vertikalen Modells nimmt von Ost nach West eine Länge von ca. 8 km ein und umfasst eine maximale Mächtigkeit von ca. 80 m, wobei der küstennahe Bereich im Durchschnitt mit einer Mächtigkeit von 45 m abgebildet wird. Auf Grund der Transportmodellierung wurde eine sehr feine Diskretisierung von ca. 1,5 m gewählt, was zu einer Gesamtzahl von 409.564 Elementen und 210.078 Knoten im Modell führt.

Als Randbedingung wurde am östlichen Modellrand ein fester Wasserstand (Dirichlet) von 2,5 m vorgegeben, dessen Wert sich aus einem Schnittpunkt mit der HK50 ergab. Am westlichen Modellrand wurde der Meeresspiegel mit 0 m angenommen (Dirichlet-Randbedingung). Die Berücksichtigung des dichteabhängigen Salzwassers für die Transportmodellierung erfolgt in FEFLOW[®] über die Erweiterung zu einer Saltwater-Head-Randbedingung. Dem Chlorid-Gehalt des Meerwassers entsprechend, wurde dem westlichen Modellrand zudem eine Randbedingung mit einer festen Massenkonzentration von 35.000 mg/l zugewiesen. Der obere Modellrand wurde durchgängig mit einer senkrechten Zu- oder Abstromrate in Form einer Fluid-flux-Randbedingung (Neumann) belegt. Dadurch konnte im Bereich der Marsch ein Abstrom des Wassers durch die dortige Drainage im Modell abgebildet werden. Auf der Geest diente ein Zustrom zur Implementierung der Grundwasserneubildungsrate aus mGRO-WA18 nach ERTL et al. (2019). Dem unteren Modellrand, der der Quartärbasis entspricht, wurde keine Randbedingung zugewiesen, womit dieser als undurchlässig angenommen wurde.

Die Ausgangswerte der Materialeigenschaften der Grundwasserleiter und -nichtleiter wurden aus dem dreidimensionalen Regionalmodell (NIBIS® KARTENSERVER 2021a) übernommen, die in Tabelle 4 aufgelistet sind. Die Betrachtung der ungesättigten Zone im Rahmen der Simulation der Grundwasserströmung mit der Richards-Gleichung erfolgte über eine vereinfachte Parameteranpassung, da diese nicht im Fokus der Untersuchung stand. Dafür wurde die relative Leitfähigkeit der gesättigten Leitfähigkeit gleichgesetzt. Für den Massentransport wurde eine longitudinale Dispersivität von 5 m und eine transversale Dispersivität von 0,5 m angenommen.

Die Kalibrierung des instationären Strömungsmodells erfolgte anhand der Veränderung der hydraulischen Leitfähigkeit (kf-Werte) und der Grundwasserneubildung sowie des Abstroms durch die Drainage. Als Zielgröße wurde die Verteilung der Grundwasseroberfläche nach der HK50 – Lage der Grundwasseroberfläche (NIBIS[®] KARTENSERVER 2021c) herangezogen. Bei der Erweiterung zum Transportmodell galt es, die Verteilung der Süß-/Salzwassergrenze im Modell abzubilden. Ein Gleichgewichtszustand der Süß-/Salzwassergrenze innerhalb der Unterweser-Marsch konnte durch eine Anpassung der Drainagemenge über die Fluid-fluxRandbedingung erreicht werden. Als Vorgabe diente dabei die Ausbreitung der Versalzung entsprechend der HEM-Modelle (Abb. 5). Aus diesen wurde für die Lage des Modellgebietes ebenfalls ein vertikaler Schnitt erzeugt, in dem die Süß-/Salzwassergrenze bis ca. 1.150 m landeinwärts reicht. Die während der Kalibrierung ermittelten Parameter sind in Tabelle 5 zusammengefasst.

Tab. 5: Maßgebliche Parameter der Kalibrierung zum Erreichen eines Gleichgewichtszustandes der Süß-/Salzwassergrenze.

Hydrostratigrafie	Kürzel	Kf-Wert [m/d]	Grundwasser- neubildung [mm/a]
Holozän / brackisch-marin / H1.1	qh//br-m	8,64	
Weichsel-Kaltzeit / Geschiebedecksand / L1.2	qw//Gds	40	350
Jüngeres Drenthe-Stadial / Geschiebelehm / H3.1	qD2//Lg	0,436	
Drenthe-Stadium / glazifluviatil / L3	qD//gf	50	Drainage [mm/a]
Lauenburger Schichten / tonige Fazies / H4.1	qL//b	0,0022	050
Elster-Kaltzeit / glazifluviatil / L4.1-L4.2	qe//gf	40	-930

Die zusätzliche Infiltration von Süßwasser im Rahmen einer MAR-Maßnahme wurde im Modell durch eine gebietsweise Erhöhung des Zustroms über die Fluid-flux-Randbedingung (Neumann) umgesetzt. Dafür wurde östlich der Grundwasserscheide im Bereich der Geest ein Abschnitt von 100 m Länge gewählt.

Managed Aquifer Recharge (lokales Strömungsmodell)

Durch die Simulation unterschiedlicher MAR-Szenarien mit verschiedenen Infiltrationsraten und -mengen konnte deren Einfluss auf die SSG sowie deren Auswirkung auf die Grundwasseroberfläche im Bereich der Geest bestimmt werden. Weiterhin konnte eine Dimensionierung möglicher Infiltrationsmengen identifiziert werden. Es wird angenommen, dass die Infiltration von Süßwasser in einer Kiesgrube von 100 x 100 m erfolgt. Die modellierten Infiltrationsmengen reichen dabei von 50.000 bis 500.000 m³/a und wurden auf die 1 m breite vertikale Struktur des Modells herunterskaliert sowie in Tagesmengen umgerechnet. Die zeitliche Abfolge der Infiltration bestimmte schließlich die insgesamt infiltrierte Menge an Süßwasser des jeweiligen MAR-Szenarios. So konnte je nach simulierter Infiltrationsmenge und Zyklus durch das Anheben des Grundwasserstandes in der Geest die Position der SSG weiter in Richtung der Nordseeküste verschoben werden.

Die Modellierungen zeigen beispielsweise bei einer wiederholten Infiltration an 50 Tagen pro Jahr mit einer Wassermenge, die 34.250 m³/a bei einem 100 x 100 m großen Infiltrationsbecken entspricht, eine anhaltende Anhebung der Grundwasseroberfläche entlang der Geest (Abb. 9). Dieser Anstieg wird in der Abbildung 9 von Beobachtungspunkten wiedergegeben, die sich ausgehend vom Ort der Infiltration in regelmäßigen Abständen von 500 m in Richtung der Nordseeküste im Modell befinden.



Abb. 9: Einfluss einer MAR-Maßnahme auf die Grundwasseroberfläche an Beobachtungspunkten, die, ausgehend vom Ort der Infiltration (bei Punkt 6), in 500-m-Abständen in Richtung Küste im Modell platziert wurden.

Gleichzeitig zeigen weitere Beobachtungspunkte im Bereich der SSG (Abb. 11) eine Abnahme der Chlorid-Konzentration und ein Zurückdrängen des Salzwassers in Richtung der Küste (Abb. 10). In Abbildung 9 und 10 ist ebenfalls zu sehen, dass nach Beendigung der Infiltration das langsam abfließende Wasser noch über einen längeren Zeitraum für eine weitere Verdrängung der SSG sorgt, bis sich sowohl die Grundwasseroberfläche als auch die Chlorid-Konzentration und damit einhergehend die Position der SSG wieder ihrem ursprünglichen Zustand annähern. Die Infiltration endet in diesem Beispiel am Tag 5.065 der Simulation, ein Konzentrationsanstieg am Beobachtungspunkt M17 ist erst wieder bei ca. 6.000 Tagen zu verzeichnen.



Abb. 10: Einfluss einer MAR-Maßnahme auf die Massen-Konzentrationen an Beobachtungspunkten innerhalb der Süß-/ Salzwassergrenze.



Abb. 11: Profilschnitt aus dem Transportmodell. Verteilung der Massen-Beobachtungspunkte durch die Süß-/Salzwassergrenze. Die schwarzen Zahlen geben die Massen-Konzentrationen in mg/l wieder.

3.3.4. Diskussion der Ergebnisse

Der Vergleich zwischen der neu modellierten Tiefenlage der Süß-/Salzwassergrenze auf Basis der HEM-Modelle und der Direct-Push-Profile (Abb. 12) zeigt, dass die Abweichungen minimal sind und bei <5 m liegen (GONZÁLEZ et al. 2021b). Wenn man dabei berücksichtigt, dass die SSG als scharfe Grenzfläche modelliert wurde, sie in Wirklichkeit aber eine einige Meter mächtige Übergangszone ist (EEMAN et al. 2011, DELSMAN et al. 2014, FETTER 2018), sind die Abweichungen zu vernachlässigen.



Abb. 12: Abgebildet ist ein N-S-Schnitt durch die Tiefenlage der Grenzfläche Süß-/Salzwasser (rot) sowie die Chlorid-Konzentrationen [mg/l] in der Tiefe an den Direct-Push-Bohrungen CB2–4. Die Lokationen der Bohrungen zeigt Abbildung 5.

Das Chlorid/Bromid-Verhältnis (Cl/Br) im Grundwasser gibt Auskunft über die Herkunft des Chlorids (DAVIS, WHITTEMORE & FABRYKA-MARTIN 1998; ALCALÁ & CUSTODIO 2008, HAN et al. 2011). GONZÁLEZ et al. (2021a) haben eine Klassifizierung der durch die Direct-Push-Bohrungen gewonnenen Grundwasserproben nach ALCALÁ & CUSTODIO (2008) vorgenommen. Die Einteilung erfolgt dabei nach Chlorid/Bromid-Verhältnis und dem Chlorid-Gehalt [mg/l] des Grundwassers.

Infolge sich wiederholender holozäner Transgressionen und vor Beginn des Deichbaus wurden die Marschen mehrfach überflutet (BEHRE 2008). Hochmineralisiertes Meerwasser ist dabei in den Küstenaquifer eingesickert, wodurch auch die heute noch hohen Chlorid-Gehalte zu erklären sind. Der marine Ursprung des Chlorids wird für den überwiegenden Anteil der Grundwasserproben mit >250 mg/l Cl durch das Chlorid/Bromid-Verhältnis um 650 bestätigt (Abb. 13). Die Proben der Bohrungen DB1 und DB3 und auch einige Proben der Bohrprofile Altenbruch und Nordleda weisen ein signifikant niedrigeres Verhältnis auf. Somit sind diese den Wässern zuzuordnen, die einem landwirtschaftlichen Einfluss (ALCALÁ & CUSTODIO 2008) unterliegen, was auch mit der intensiven landwirtschaftlichen Nutzung der Elbmarsch übereinstimmt.



Abb. 13: Chlorid-/Bromid-Verhältnis (Cl/Br) aller durch Direct-Push-Sondierungen gewonnenen Grundwasserproben (verändert, nach GONZÁLEZ et al. (2021a)).

Die Proben der Bohrungen STD1 und STD2 hingegen weisen ein deutlich höheres Chlorid/Bromid-Verhältnis auf als die übrigen Proben. Obwohl die Werte nicht exakt dem Grundwassertyp "Auslaugung natürlicher Evaporite" zugeordnet werden können, ist auf Grund der Nähe zum Salzstock Harsefeld bei Stade davon auszugehen, dass eine Beeinflussung stattfindet und dadurch die dem Meerwasser-Cl/Br gegenüber erhöhten Verhältnisse entstehen.

Alle Proben mit einem Chlorid-Gehalt <250 mg/l sind auf Grund ihres Chlorid/Bromid-Verhältnisses auf Grundwasserneubildung zurückzuführen (GONZÁLEZ et al. 2021a), wobei die Menge des neu gebildeten gering mineralisierten Grundwassers durch die ständige Entwässerung sehr gering ist (ERTL et al. 2019, MU 2019). Wegen der geringeren Mineralisation und damit einhergehend der geringeren Dichte schwimmt das Süßwasser auf dem versalzten Grundwasser auf. Durch die weiträumige Entwässerung der Marschen hat sich das eigentlich abwärts gerichtete hydraulische Potenzial umgekehrt, und es kommt zu einer Aufdomung der Versalzung unterhalb des entwässerten Gebietes. Dennoch kann von einer Aussüßung des Grundwassers im oberflächennahen Aquifer mit der Zeit ausgegangen werden. Dafür spricht, dass die Chlorid-Gehalte generell deutlich unter der Meerwasserkonzentration liegen (JØRGEN-SEN et al. 2012). Zudem kommt es in etwa 15– 20 m u. NHN zu einem deutlichen Anstieg des Chlorid-Gehaltes.

Die Ausbreitungsgrenze der heutigen oberflächennahen Grundwasserversalzung ist auf die laterale Ausbreitung der eemzeitlichen und holozänen Transgressionen zurückzuführen (KOOI, GROEN & LEJNSE 2000). Die Salzwasserlinse nahe Altenbruch liegt auf einer gering durchlässigen marinen Tonschicht auf, die ein Absinken in größere Tiefen verhindert. (GONZÁ-LEZ et al. 2021a). Der Vergleich mit älteren Arbeiten (REPSOLD 1990; Abb. 14) wie auch mit den Simulationsergebnissen bis ins Jahr 2100 (Abb. 7) zeigt, dass die laterale Verbreitung der Grundwasserversalzung sehr stabil ist. Eine Ausbreitung findet nur in sehr geringem Ausmaß statt. Die Geestkörper fungieren dabei auf Grund der hohen Grundwasserneubildung als limitierender Faktor.



Abb. 14: Vergleich der Versalzungskarte von REPSOLD (1990), die die Widerstandsverteilung -25 m NHN zeigt, mit der neu modellierten Versalzungsgrenze in -25 m NHN (rote Linie) und -50 m NHN (schwarze Linie; verändert, nach GONzALEZ et al. (2021a)).

Einfluss des MAR auf die SSG

Aus den Modellierungen ist ersichtlich, dass eine gezielte Infiltration im Rahmen des MAR als Maßnahme zur Beeinflussung der SSG grundsätzlich geeignet ist. Es zeigte sich schon bei kleineren Infiltrationsmengen eine positive Auswirkung auf die SSG, daher können auch andere Methoden wie z. B. eine Erhöhung der Grundwasserneubildungsrate, beispielweise durch Änderung der Landnutzung, im Bereich der Geest grundsätzlich als sinnvoll erachtet werden. Insbesondere vor dem Hintergrund des Klimawandels ist es wichtig, das Grundwasserdruckpotenzial des Süßwassers als Gegenpotenzial zum steigenden Meeresspiegel aufrecht zu erhalten, um ein weiteres Vordringen der SSG ins Landesinnere zu verhindern.

Wie Abbildung 9 und weitere modellierte MAR-Szenarien zeigen, verbleibt das eingespeiste Wasser auch nach Ende der Infiltration über einen längeren Zeitraum im Bereich der Geest. Dadurch ist es möglich, bei einem Überangebot von Wasser in den niederschlagsreichen Wintermonaten eine Grundwasserreserve aufzubauen. Für trockenere Perioden kann so das Vordringen der SSG landeinwärts eingeschränkt werden.

Um eine optimale Position zur Umsetzung einer gezielten Infiltration im Rahmen einer MAR-Maßnahme auf der Geest zu identifizieren, muss ein zusätzliches dreidimensionales dichteabhängiges Detailmodell erstellt werden. Damit ist es möglich, die lokalen Zusammenhänge der Süß-Salzwasser-Interaktion sowie die räumlichen Auswirkungen von MAR-Maßnahmen im Detail zu betrachten. Neben dem Meeresspiegelanstieg muss insbesondere die modellhafte Implementierung der Drainage in den Fokus genommen werden, da sich diese bereits im vertikalen 2D-Modell als maßgebender Faktor zur Abbildung des Ist-Zustandes der SSG während der Kalibrierung herausgestellt hat. Ergänzend muss auch berücksichtigt werden, dass in den stetig trockener werdenden Sommermonaten die Grundwasserentnahmen zukünftig ansteigen werden.

3.3.5.Zusammenfassung

Mit Hilfe der HEM-Modelle lässt sich für die Elbe-Weser-Region der Ist-Zustand der Grundwasserversalzung hochaufgelöst abbilden. Ein Vergleich der auf Basis der HEM-Modelle modellierten Tiefenlage der SSG mit den Ergebnissen der Grundwasseranalysen (Chlorid-Konzentration [mg/l]) bestätigt eine hohe Genauigkeit der modellierten Grenzfläche. Wichtig ist bei der Modellierung der Tiefenlage der SSG eine genaue Kenntnis über die Beschaffenheit des Untergrundes, wobei im Besonderen die laterale und vertikale Ausbreitung von bindigen Schichten bekannt sein muss, da auch diese spezifische elektrische Widerstände <30 Ωm aufweisen und somit in den HEM-Modellen nicht eindeutig von einer Grundwasserversalzung zu unterscheiden sind.

Das hier vorgestellte Strömungsmodell zeigt. dass zukünftig eine laterale Ausbreitung der Versalzung ins Landesinnere nicht bzw. nur sehr kleinräumig zu erwarten ist. Eine vertikale Veränderung ist überwiegend auf eine Verlagerung des Chlorids in größere Tiefen zurückzuführen, wodurch es an der Oberfläche zur Aussüßung kommt. Zu einer oberflächennahen Zunahme des Chlorid-Gehaltes kommt es vor allem im Südwesten des Gebietes sowie am nördlichsten Punkt bei Cuxhaven, im Bereich der Oste-Mündung in die Elbe und lokal begrenzt im Norden des Kehdinger Landes. Vereinzelt verringern sich die Chlorid-Konzentrationen auch in größeren Tiefen. Eine pauschale Verschlechterung der Grundwasserqualität durch eine zunehmende Versalzung ist auf Grundlage der hier vorgestellten Simulationsergebnisse somit nicht auszumachen. Durch künstliche Grundwasseranreicherung ist es möglich, eine anhaltende Anhebung der Grundwasseroberfläche im Geestbereich zu erreichen. Zudem wird dadurch die Versalzung in Richtung Küste zurückgedrängt.

4. Geophysikalische Erkundung von Grundwasserdeckschichten und Grundwasserversalzung in der nördlichen Elbmarsch und der Münsterdorfer Geestinsel (GE-1, LFU)

4.1. Allgemeines

Das TOPSOIL-Projektgebiet GE-1 liegt in der nördlichen Elbmarsch zwischen der Stör und der Krückau als Nebenflüsse der Elbe und umfasst zudem im nördlichen Teil die Münsterdorfer Geestinsel (Abb. 15).



Abb. 15: Lage des Projektgebietes GE-1.

Wie in Niedersachsen wird auch in Schleswig-Holstein davon ausgegangen, dass die Auswirkungen auf Wasser und Boden, die zukünftig durch den Klimawandel verursacht werden, besonders die Niederungsgebiete an den Küsten betreffen werden, die über 20 % der Landesfläche ausmachen (MARSCHENVERBAND SH 2014). Die Wasserwirtschaft dieser Gebiete wird aufgrund der flachen Geländemorphologie und der Höhenlage nur wenig über oder unter dem Meeresniveau durch ein Entwässerungssystem mit Sielbauwerken, Speicherbecken und Schöpfwerken sowie einem dichten Gewässernetz geprägt (Abb. 16). Durch eine veränderte jährliche Niederschlagsverteilung mit trockenen Sommern, aber regenreichen und milden Wintern werden steigende Grundwasserstände und eine Zunahme der anfallenden Mengen an Oberflächenwasser besonders im Winterhalbjahr erwartet, die einen steigenden Entwässerungsbedarf erforderlich machen werden. Zusammen mit dem prognostizierten Anstieg des Meeresspiegels und einer sich ändernden Tidendynamik ergeben sich erhebliche Auswirkungen auf die Wasserwirtschaft und ein daraus resultierender Anpassungsbedarf hinsichtlich der Bewirtschaftung des oberflächennahen Wasserhaushalts. Neben den quantitativen Auswirkungen ist für das Grundwasser als unterirdischer Teil des Wasserkreislaufs zudem mit qualitativen Veränderungen zu rechnen. Der erwartete Anstieg des Meeresspiegels verstärkt die Salzwasser-Intrusion in das Grundwasser an den Küsten und bewirkt im Untergrund einen Anstieg der Süß-/Salzwassergrenze in oberflächennahe Bereiche, der zudem durch die zukünftig verstärkten Drainagemaßnahmen in den Marschen begünstigt wird.



Abb. 16: Gewässernetz im Untersuchungsraum.

Das LFU war in den Jahren 2008 bis 2012 Partner in dem Interreg-IV-B-Projekt-CLIWAT, das sich mit den vorher in Studien wenig untersuchten Auswirkungen des Klimawandels auf das Grundwasser in der Nordseeregion beschäftigte.

Basierend auf den Ergebnissen und den sich daraus ergebenden Fragestellungen aus dem Projekt CLIWAT stellen die in TOPSOIL durchgeführten Untersuchungen die thematische Fortsetzung in Schleswig-Holstein dar. Der Untersuchungsansatz aus einer Kombination aus hydrogeologischen und geophysikalischen Methoden zur Erhebung von Basisdaten für eine hydrogeologische und hydraulische Modellierung zur Prognose von Klimaszenarien hatte sich in CLIWAT im Projektgebiet Insel Föhr bewährt (LLUR 2012). Es zeigte sich aber, dass für zukünftige Modellierungen in Niederungsgebieten eine höhere Informationsdichte der hydrogeologischen und hydraulischen Gegebenheiten erforderlich ist. Die Kremper Marsch und die angrenzende Münsterdorfer Geestinsel wurden in Schleswig-Holstein für die Untersuchungen im Projekt TOPSOIL als Projektgebiet GE-1 ausgewählt, da hier aus früheren Untersuchungen bereits zahlreiche hydrogeologische und geophysikalische Basisdaten für die Erstellung eines hydrogeologischen 3D-Modells (KETELSEN 2005) vorlagen. Ergänzt durch die im Projekt neu gewonnenen Erkenntnisse soll dieses Modell die Grundlage für Modellierungen der zukünftigen Entwicklungen der Grundwasser- und Oberflächenwassersituation liefern.

Der Schwerpunkt der Untersuchungen im Proiektgebiet GE-1 lag neben dem Einsatz klassischer hydrogeologischer Methoden auf der Charakterisierung der Gesteinsparameter der oberflächennahen Schichten im ungesättigten und gesättigten Bereich mittels einer Kombination unterschiedlicher geophysikalischer Verfahren. So konnte z. B. durch Messungen der induzierten Polarisation (TU Berlin) zwischen der oberflächennahen Kleischicht und den unterlagernden brackwasserführenden Sanden unterschieden werden (s. Methodensteckbrief Widerstandsverfahren, Kap. 6.1), außerdem war durch Bohrloch-NMR-Messungen (LIAG) eine Abschätzung der hydraulischen Durchlässigkeit des Kleis möglich.

Einen thematischen Sonderfall stellen die geophysikalischen Untersuchungen (s. Methodensteckbrief Widerstandsverfahren, Kap. 6.1) auf der Münsterdorfer Geestinsel dar, die sich mit der Problematik von lokal auftretenden Erdfällen, verursacht von Lösungserscheinungen in oberflächennahen Kreidegesteinen, befassen. Hier war es das Ziel, zukünftig eine bessere Risikoabschätzung hinsichtlich der Bildung neuer Erdfälle zu ermöglichen.

4.2. (Hydro-)Geologie des Projektgebietes

Das Gebiet liegt im hydrogeologischen Raum "Westliche Elbmarsch", der die Niederungen zwischen dem Nord-Ostsee-Kanal und der eiszeitlichen Geest an der westlichen Stadtgrenze von Hamburg umfasst, wobei die Elbe die südwestliche und die Flächen der Holsteiner Geest die nordöstliche Begrenzung der Marschen bilden. Innerhalb des gewählten Untersuchungsraumes liegen die Münsterdorfer Geestinsel, die im Norden von der Störniederung gegen die Holsteiner Geest abgegrenzt wird, und die Kremper Marsch.

Die Kremper Marsch ist weitgehend erst während der letzten 1.000 Jahre durch aktive Landgewinnungs- und Eindeichungsmaßnahmen entstanden. Die im Holozän abgelagerten Weichschichten der Marsch sind überwiegend feinsandig-schluffig bis tonig ausgebildet und durch hohe Anteile organischer Ablagerungen gekennzeichnet. Am Geestrand dominieren (fein-)sandige Ablagerungen. Hier haben sich im Übergangsbereich Marsch/Geest örtlich ausgedehnte Niedermoore gebildet. Die reliefarme Marsch liegt weitflächig um oder unter Normalhöhennull und wird über die natürlichen Flüsse Kremper Au und Rhin (Kremper Rhin und Herzhorner Rhin) und ein enges Netz an künstlichen Gräben in die Elbe und ihren Nebenfluss Stör über Sielanlagen und Schöpfwerke entwässert (Abb. 17 und 18).



Abb. 17: Siel und Schöpfwerk in Glückstadt (Foto: R. Kirsch).



Abb. 18: Hauptsielzug (Foto: R. Kirsch).

Die feinsandig-schluffigen bis tonigen holozänen Marschsedimente (Klei) zeigen schwankende Mächtigkeiten, oft zwischen 5 und 15 m. Auf Grund ihrer geringen Wasserdurchlässigkeiten sind die Marschablagerungen weitflächig als Deckschichten einzustufen, die flächenhaft eiszeitliche Porenwasserleiter überlagern. Im Bereich ehemaliger, sandig verfüllter Priele sowie parallel zum Geestrand fehlen diese Deckschichten häufig, so dass dort mit hydraulischen Wegsamkeiten zwischen Oberflächenwasser und den eiszeitlichen Grundwasserleitern zu rechnen ist. Die eiszeitlichen Grundwasserleiter in der Marsch weisen Mächtigkeiten von mehreren 10er Metern auf und sind häufig durch eingeschaltete Deckschichten hydraulisch untergliedert. Unterlagert werden sie vom Oberen Glimmerton und Braunkohlensanden des Miozän, die in Richtung auf die Salzstruktur Krempe salinartektonisch aufgeschleppt wurden (Abb. 19).



Abb. 19: Hydrogeologischer Aufbau des Untersuchungsraumes (schematischer Schnitt).

Von den Grundwasserneubildungsgebieten der angrenzenden Geest (Abb. 20) findet ein Grundwasserabstrom in Richtung Marsch statt. In den tiefliegenden Marschgebieten herrschen dagegen weitgehend exfiltrierende Grundwasserverhältnisse mit gespanntem oder artesischem Grundwasser. In Folge von Entwässerungsmaßnahmen dringt örtlich Meerwasser in die grundwasserführenden Schichten ein. Am Rand der Struktur Krempe steigt lokal durch hydraulische Druckentlastung im Bereich einer Störungszone versalztes Tiefengrundwasser auf. Mit zunehmender Entfernung vom Geestrand nehmen Mineralisation und Huminstoffgehalt des Grundwassers im oberflächennahen, abgedeckten Wasserleiter zu, so dass eine Nutzung der durch holozäne Marschablagerungen abgedeckten, eiszeitlichen Sande nur eingeschränkt oder gar nicht möglich ist. Die Böden der Marsch sind zudem durchweg grundwasserbeeinflusst.



Abb. 20: Geestrand (Foto: W. Scheer).

Münsterdorfer Geestinsel

Die Münsterdorfer Geestinsel ist eine saalezeitliche Altmoränenkuppe, die sich morphologisch deutlich aus der Stör-Niederung und der westlich angrenzenden Elbmarsch heraushebt. Der östliche Abschnitt befindet sich im Bereich der Kreidehochlage von Lägerdorf auf dem Top der Salzstruktur Krempe, über dem nur sehr geringmächtige eiszeitliche Ablagerungen ausgebildet sind. Auch im Westen erreichen die saalezeitlichen Ablagerungen nur relativ geringe Mächtigkeiten von wenigen 10er Metern. Die Quartärbasis bilden hier die durch den Aufstieg der Salzstruktur aufgeschleppten alttertiären Tone (Abb. 19), so dass tiefere Grundwasserleiter im gesamten Bereich der Münsterdorfer Geestinsel nicht vorhanden sind. Die saalezeitlichen Ablagerungen werden in weiten Bereichen von Dünen überlagert, so dass oberflächennah überwiegend sandige Sedimente vorherrschen.

Der oberflächennahe Wasserleiter der Münsterdorfer Geestinsel wird im Nordwesten, im Bereich Nordoe, für die Brauch- und Trinkwasserversorgung genutzt. Die hydrogeologische Bedeutung der Geestinsel liegt aber vor allem in der Funktion als Grundwasserneubildungsgebiet für das südwestlich des Geestrandes gelegene Wasserwerk Krempermoor (NOMMENSEN, AGSTER, & SCHEER 2003).

4.3. Geophysikalische Erkundung von Grundwasserdeckschichten und Grundwasserversalzung

Grundwasserdeckschichten haben eine große Bedeutung für die Wasserwirtschaft, da ihre Beschaffenheit und Mächtigkeit die Versickerung von Oberflächenwasser und damit die Grundwasserneubildung beeinflusst. Hydraulisch gering durchlässige Deckschichten mit ausreichender Mächtigkeit führen zu einer hohen Verweilzeit des Niederschlagswassers und gewährleisten so einen Schutz des Grundwassers vor Kontaminationen. Durch ihre geringe Aufnahmefähigkeit für Niederschlagswasser ergibt sich aber auch ein erhöhter Oberflächenabfluss, so dass weniger Wasser für eine Grundwasserneubildung zur Verfügung steht. Die Elbniederungen bestehen zum überwiegenden Teil aus Kleimarsch, einem Boden aus Gezeitensedimenten mit hohem Schluff- und Tongehalt (BURBAUM, FILIPINSKI & KRIENKE 2019). Zur petrophysikalischen Charakterisierung des Kleis wurden vom Leibniz-Institut für Angewandte Geophysik Hannover (LIAG) und vom Institut für Angewandte Geowissenschaften -Geophysik der Technischen Universität Berlin geophysikalische Messungen durchgeführt. Von der TU Berlin erfolgten Messungen der spektralen induzierten Polarisation (SIP) im Gelände sowie petrophysikalische Messungen an Laborproben (HEROLD 2020), während das LIAG bohrlochgeophysikalische Messungen nach dem Verfahren der Nuklear-Magnetischen Resonanz (NMR) durchführte (DLUGOSCH 2019).

4.4. Ergebnisse

4.4.1.Messung der spektralen induzierten Polarisation (SIP)

Die SIP-Messungen erfolgten im Raum Elskop südlich Krempe (Abb. 21). Zur Gewinnung ungestörter Proben für die Labormessungen wurden an der Messlokation vom LFU zwei Kernbohrungen mit Liner bis ca. 6 m Tiefe abgeteuft (Abb. 22). Als Ergebnis der Laboruntersuchungen zeigt Abbildung 23 die Korngrößenverteilung im Tiefenbereich 1–6 m. Die meisten Proben zeigen eine gute Sortierung mit Korngrößen im Ton-/Schluff-Bereich, lediglich im obersten Tiefenbereich (landwirtschaftlich bearbeitet) sowie im Tiefenbereich 5,5–5,7 m (Torflage) sind höhere Korngrößen vorhanden.



Abb. 21: Lage der Bohrungen und SIP-Messungen.



Abb. 22: Bohrung des LFU zur Gewinnung von Kleiproben (Foto: R. Kirsch).



Abb. 23: Ergebnis der Labormessungen: Korngrößenverteilung des Kleis (HEROLD 2020).

Im Umfeld der Bohrungen wurden SIP-Geländearbeiten durchgeführt (Abb. 24). Als Ergebnis nach Dateninversion ergibt sich ein 2D-Profil des spezifischen elektrischen Widerstands, zusätzlich aber auch eine Profildarstellung der Phasenverschiebung zwischen den gemessenen Strom- und Spannungswerten (Abb. 47). Erwartungsgemäß zeichnet sich der tonhaltige Klei durch einen geringeren spezifischen elektrischen Widerstand gegenüber dem darunterliegenden wassergesättigten Sand ab. Der Sand hat aufgrund der Mineralisation des Porenwassers ebenfalls einen relativ geringen spezifischen elektrischen Widerstand mit Werten von 20–30 Ω m, bei unmineralisiertem Porenwasser sind spezifische elektrische Widerstände im Bereich von $80-120 \Omega m$ zu erwarten. Bei zunehmender Mineralisierung würde demnach der Widerstandskontrast zwischen Klei und Sand geringer werden, wie es z. B. auch bei geoelektrischen Messungen an anderen Lokationen im Projektgebiet beobachtet wurde. Deutlicher als der Kontrast der spezifischen elektrischen Widerstände ist der Kontrast der Phasenverschiebung, die bei tonhaltigen Sedimenten höher ist als bei Sanden. Aufgrund von Labormessungen (ALALI 2011) kann erwartet werden, dass dieser Kontrast auch bei höherer Mineralisierung des Porenwassers erhalten bleibt. Dadurch deutet sich die Möglichkeit an, auch in Gebieten mit Grundwasserversalzung zwischen grundwasserleitenden Sanden und grundwassergeringleitenden Tonen zu unterscheiden, was aufgrund der spezifischen elektrischen Widerstände allein schwierig ist.



Abb. 24: Durchführung der SIP-Messungen (Foto: F. Mai).



Abb. 25: Lage des NMR-Messpunktes und Durchführung der Messung (Foto: R. Kirsch).

4.4.2.NMR-Bohrlochmessungen

NMR-Messungen liefern die Möglichkeit, den Wassergehalt des Gesteins zu bestimmen und dabei zwischen freiem Wasser im Porenraum und gebundenem Wasser an den Porenoberflächen zu unterscheiden. Diese Messungen sind sehr empfindlich gegen elektromagnetische Störeinflüsse und konnten daher im Projektgebiet aufgrund der weit verbreiteten Windkraftanlagen nicht durchgeführt werden. Daher wurde auf Bohrloch-NMR ausgewichen. Da im Projektgebiet selbst keine ausreichend tiefen Bohrungen zur Verfügung standen, wurden die Messungen in einer Grundwassermessstelle im Bereich Kollmar in der Nähe des Projektgebietes durchgeführt (Abb. 25), der Schichtenaufbau des Untergrundes entspricht im Wesentlichen dem des Projektgebietes (Abb. 26). Zusätzlich zum NMR-Log wurden auch ein Gamma- und ein Widerstands-Log gefahren (Abb. 27).

Wie bei der SIP-Messung zeichnet sich auch beim Widerstands-Log die oberflächennahe Kleilage durch einen gegenüber dem Sand verringerten spezifischen elektrischen Widerstand ab, außerdem führen die tonigen Bestandteile des Kleis zu einer erhöhten Gamma-Aktivität. Die NMR-Abklingzeit (relaxation time, T2) ist im Sand deutlich höher als beim Klei. Daraus lässt sich ableiten, dass im Klei das Porenwasser hauptsächlich kapillar gebunden ist, während im Sand mobiles Porenwasser vorherrscht. Es ergibt sich daher für den Sandbereich eine erheblich höhere hydraulische Leitfähigkeit (ca. 10⁻⁵ m/s) gegenüber dem Klei, der mit 10⁻⁷-10⁻⁸ m/s als Grundwassergeringleiter angesprochen wird.



Abb. 26: Geologisches Profil der Grundwassermessstelle (Nr. 2222/11/000, Geologisches Landesarchiv SH), an der die NMR-Bohrlochmessungen durchgeführt wurden.





4.4.3. Grundwasserversalzung in der Stör- und Elbmarsch

Auf der HEM-Befliegungskarte (Abb. 39) zeichnen sich entlang der Elbe sowie des Unterlaufs der Stör niederohmige Bereiche im Untergrund ab, die nach Abgleich mit Bohrergebnissen als Versalzung des oberflächennahen Grundwasserleiters (unterhalb der Klei-Deckschicht) angesprochen werden. Grund hierfür sind Salzbzw. Brackwasserintrusionen von der Elbe, die als Tidestrom von der Nordsee beeinflusst ist. Diese Grundwasserversalzung ist durch Neuauswertung vorliegender geoelektrischer Messergebnisse detaillierter untersucht worden. Datenbasis: geoelektrische Messungen des Geologischen Landesamtes SH

In den vergangenen 30 Jahren wurden vom Geologischen Landesdienst Schleswig-Holstein (GLA, LANU, LFU, LLUR) unter der Leitung von Riewert Ketelsen flächendeckend geoelektrische Sondierungen (VES) in 1D-Konfiguration (damals Stand der Technik) durchgeführt. Verwendet wurde eine von ihm selbst entwickelte Gleichstrom-Geoelektrikapparatur, die fest in einem Messwagen installiert war. Die Daten liegen als Sondierungskurven im Geologischen Landesarchiv SH vor (KETELSEN 2005). Bei horizontaler Lagerung der Untergrundschichten kann aus der 1D-Geoelektrik eine realistische Widerstands-Tiefen-Abbildung erreicht werden. Diese Annahme wird durch die hohe Datenqualität gestützt. Deshalb erfolgte für 32 Sondierungen aus dem Jahr 1994 mit jeweils 100 m Auslagenlänge (L/2) im Projektgebiet (GE-1) eine Neuinterpretation mit dem Programm IX1Dv3 (Interpex).



Abb. 28: Lage der geoelektrischen Sondierungen im Raum Elskop.

Auswertung der geoelektrischen Messungen

Die Auswertung zeigt generell eine niederohmige Deckschicht (Klei) von ca. 20 m Mächtigkeit, einen Grundwasserleiter, der ebenfalls an die 20 m Mächtigkeit aufweisen kann, sowie darunter eine Basis aus Ton (Abb. 29).



Abb. 29: Schichtenaufbau entlang des geoelektrischen Profils 1 (Abb. 28), Profillänge ca. 5,8 km, spezifische elektrische Widerstände nach VES-Auswertung in Ωm.

Die spezifischen elektrischen Widerstände des Grundwasserleiters nehmen in Richtung Elbe bis auf 40 Ω m ab, was auf eine Zunahme der Mineralisation des Grundwassers durch Brackwasser aus der Elbe hinweist.

Der spezifische elektrische Widerstand eines tonfreien wassergesättigten Sandes ergibt sich als Produkt des spezifischen elektrischen Widerstandes des Porenwassers und des Formationsfaktors F. der von der Porosität des Sandes bestimmt wird. Nimmt man für den Formationsfaktor den gängigen Wert F = 5 an, wie er z. B. auch im niedersächsischen Projektgebiet ermittelt wurde, dann liegt der spezifische elektrische Widerstand des Grundwassers in Elbnähe bei ca. 8 Ωm, was einer Cl-Konzentration von 2.000 mg/l entspricht (Abb. 42). Es kann allerdings nicht ausgeschlossen werden, dass die niedrigeren spezifischen elektrischen Widerstände auf feinerkörniges Material mit einem geringeren Formationsfaktor zurückzuführen sind. Während in Abbildung 29 zur besseren

Übersicht die Grundwasserüberdeckung zu einer Schicht zusammengefasst ist, zeigt Abbildung 30 ein detaillierteres Bild, ebenfalls abgeleitet aus den geoelektrischen Sondierungen. Oberflächennah (bis ca. 1 m Tiefe) ist eine Schicht mit 50–120 Ωm nachgewiesen, die wahrscheinlich durch die landwirtschaftliche Nutzung beeinflusst ist. Die Mächtigkeit der darunterliegenden niederohmigen Grundwasserdeckschicht nimmt von Südwest nach Nordost in Richtung Geestrand von ca. 30 m auf ca. 15 m ab. Im südwestlichen Profilabschnitt dominieren geringe spezifische elektrische Widerstände, wie sie für schluffig-toniges Material typisch sind. Im nordöstlichen Profilabschnitt liegen die spezifischen elektrischen Widerstände höher, was z. B. mit sandigen Bereichen erklärt werden kann. Dies kann zu einer erhöhten hydraulischen Durchlässigkeit führen, durch die eventuell eine stärkere Versickerung von Oberflächenwasser in den Grundwasserleiter ermöglicht wird.



Abb. 30: Grundwasserdeckschicht im geoelektrischen Profil 1 (Profillänge 5,8 km), spezifische elektrische Widerstände nach VES-Auswertung in Ωm.

4.4.4.Zusammenfassung

Zwar konnten SIP- und NMR-Messungen nur punktuell durchgeführt werden, trotzdem zeichnete sich der Klei gegenüber dem Sand durch einen verringerten spezifischen elektrischen Widerstand, eine höhere SIP-Phasenverschiebung sowie eine deutlich verringerte hydraulische Leitfähigkeit ab.

Aus den geoelektrischen Messungen ergibt sich eine gegliederte Deckschicht, in der die niederohmigen Widerstände (schluffig-toniger Klei) dominieren. Für den Grundwasserleiter lassen sich in Elbnähe spezifische elektrische Widerstände um 40 Ω m nachweisen, die auf eine Mineralisierung des Grundwassers hindeuten. Nach Südosten in Richtung Geestrand nehmen die spezifischen elektrischen Widerstände zu, hier ist die Mineralisierung geringer bzw. nicht vorhanden.

Unterhalb der grundwasserleitenden Schicht ist eine niederohmige Tonlage anzutreffen.

5. Zusammenfassung und Ausblick

Die Arbeiten im TOPSOIL-Projekt haben sehr vom transnationalen Austausch und der Zusammenarbeit zwischen den Projektpartnern profitiert. Insbesondere die beiden hier vorgestellten Projektgebiete Elbe-Weser-Region (NI) und nördliche Elbmarsch (SH) haben vergleichbare (hydro-)geologische Eigenschaften, so dass die Ergebnisse übertragbar sind. In beiden Projektgebieten gibt es eine schluffig-tonige Deckschicht (Klei) mit niedrigen spezifischen Widerständen in den Gebieten der Elbmarsch und Wesermarsch, die im schleswig-holsteinischen Projektgebiet mit geophysikalischen Verfahren am Boden erkundet wurde. Die Ergebnisse zeigen, dass die hydraulische Leitfähigkeit gegenüber den darunter lagernden Sanden deutlich verringert ist. Elbnah weisen die Sande im schleswig-holsteinischen Projektgebiet mit spezifischen elektrischen Widerständen von ~40 Ωm auf eine Mineralisierung des Grundwassers hin. Auch auf niedersächsischer Seite wurde bei der Auswertung der HEM-Vertikalsektionen eine Versalzung des Grundwassers

bei spezifischen elektrischen Widerständen <30 Ω m angenommen. In beiden Gebieten nehmen die spezifischen Widerstände in Richtung Geestrand hin zu, d. h. die Mineralisierung des Grundwassers nimmt ab bzw. die Tiefe Süß-/Salzwassergrenze nimmt zu. Unterhalb der Geestkörper erreicht die Süß-/Salzwassergrenze Tiefen >100 m u. NHN.

Ebenso sind die Ergebnisse der beiden Grundwasserströmungsmodelle aus der Elbe-Weser-Region auf das schleswig-holsteinische Projektgebiet projizierbar. Das großskalige Grundwasserströmungsmodell der nördlichen Elbe-Weser-Region gibt eine Übersicht über die zu erwartenden Veränderungen der Grundwasserversalzung bis ins Jahr 2100. Es zeigt sich, dass eine binnenländische Ausbreitung der Versalzungsfront nicht zu erwarten ist. Oberflächennah können die Chlorid-Konzentrationen durch Aussüßen abnehmen. Dennoch zeigt sich auch, dass in allen Tiefenstufen ein Anstieg der Chlorid-Konzentrationen bis 2100 möglich ist. Für spezielle Fragestellungen in lokal begrenzten Gebieten ist es daher unbedingt nötig, ein höherauflösendes lokales Strömungsmodell zu erstellen, das genauere Vorhersagen für ein Gebiet geben kann. Des Weiteren kann man auf Monitoring-Systeme, beispielsweise das SA-MOS-System (s. Methodensteckbrief Widerstandsverfahren, Kap. 6.1 und 6.2), oder chemische Analysen aus Grundwassermessstellen zurückgreifen. Diese ermöglichen es, die Süß-/Salzwasser-Übergangszone genau zu beobachten und frühzeitig eine Verschiebung in Richtung Geländeoberkante zu erkennen.

Die Beobachtung der Süß-/Salzwasser-Übergangszone ist im Besonderen im Bereich der Wasserförderungen von großer Bedeutung, um einen Aufstieg der Süß-/Salzwasser-Übergangszone zu verhindern. Mit Hinblick auf den Klimawandel und dessen Folgen, wie durch zu erwartende trockenere Sommer, d. h. sinkende Grundwasserspiegel, und feuchtere Winter mit möglichen Überschwemmungen, vor allem in Gebieten unterhalb des Meeresspiegels, ist ein künstlicher Eingriff in den Wasserhaushalt, wie beispielsweise eine künstliche Grundwasseranreicherung, ein geeignetes Instrument, um einer möglichen Wasserknappheit im Sommer entgegenzuwirken.

6. Methodensteckbriefe

6.1. Widerstandsverfahren

Geophysikalische Widerstandsverfahren werden zur Ermittlung des spezifischen elektrischen Widerstands der Untergrundschichten eingesetzt. Es gibt zwei Gruppen von Messverfahren: geoelektrische und elektromagnetische Verfahren. Trotz unterschiedlicher Messmethodik liefern beide Verfahrensgruppen vergleichbare Ergebnisse.

Geoelektrische Messungen

Hier wird mit einem Elektrodenpaar Strom in den Untergrund eingespeist und mit einem weiteren Elektrodenpaar die dadurch resultierende elektrische Spannung an der Erdoberfläche gemessen (Abb. 31). Mit einer einfachen 4-Elektroden-Konfiguration und sukzessiv vergrößerten Abständen der Stromelektroden kann eine vertikale elektrische Sondierung (VES) durchgeführt werden, deren Auswertung eine 1D-Widerstands-Tiefenverteilung an der Messlokation liefert. Stand der Technik ist die 2D-Geolektrik mit einer Vielzahl von profilweise angeordneten Elektroden, mit denen die zweidimensionale Widerstands-Tiefenverteilung unterhalb des Messprofils ermittelt wird.



Abb. 31: Elektrodenanordnung bei 2D-Geoelektrik: Während der Messung werden jeweils unterschiedliche Elektroden zu Stromeinspeisung und Spannungsmessung verwendet.

Elektromagnetische Messungen

Eine Sendespule erzeugt ein zeitlich variierendes Magnetfeld (Primärfeld) und dadurch - wie bei einem Generator - Induktionsströme im Untergrund, deren Stärke vom elektrischen Widerstand des Untergrundmaterials abhängt. Diese Ströme erzeugen ein sekundäres Magnetfeld, das gemessen wird (Abb. 32). Aus dem Primärund dem Sekundärfeld wird der spezifische elektrische Widerstand der Untergrundschichten abgeleitet. Das zeitlich variierende primäre Magnetfeld kann auf zwei Arten erzeugt werden: Durch Wechselstrom in der Sendespule (Messung im Frequenzbereich) oder durch Abschaltung eines Gleichstroms, so dass das Primärfeld zusammenbricht (Messung im Zeitbereich, Transientenelektromagnetik, TEM). Beide Verfahren sind zur Erkundung des Untergrundes im Gebrauch. Der Vorteil gegenüber der Geoelektrik besteht darin, dass kein direkter Kontakt zum Untergrund erforderlich ist und dadurch schnelle Messungen vom Fahrzeug oder aus der Luft möglich sind, wie z. B. mit dem Hubschrauberelektromagnetik-System, das von der BGR betrieben wird, oder mit dem von der HydroGeophysics Group der Universität entwickelten System SkyTEM (Abb. 33).



Abb. 32: Primäres und sekundäres Magnetfeld bei elektromagnetischen Messungen.



Abb. 33: Elektromagnetik im Einsatz: links tTEM, eine Entwicklung der Universität Aarhus (Zeitbereich), rechts Hubschrauberelektromagnetik (HEM) der BGR (Frequenzbereich).

Ergebnis der Messungen

Abbildung 35 zeigt als Ergebnis der Messungen die 2D-Widerstandsverteilung unterhalb des Messprofils, unabhängig vom eingesetzten Messverfahren. Farbkodiert dargestellt ist der spezifische elektrische Widerstand in Ohm x Meter (Ω m). Ebenso ist eine Angabe der elektrischen Leitfähigkeit möglich, des Kehrwerts des spezifischen elektrischen Widerstandes (in Siemens pro Meter [S/m], Millisiemens pro Meter [mS/m] oder Mikrosiemens pro Zentimeter [µS/cm]). Zusätzlich ergibt sich aus den Modellen die Tiefenlage der erfassten Schichtgrenzen im Untergrund.



Abb. 34: Widerstands-Tiefenverteilung unterhalb eines Messprofils: Der spezifische elektrische Widerstand ist farbkodiert dargestellt (rot: geringe, blau: hohe spezifische elektrische Widerstände). Es zeichnet sich im linken Profilabschnitt ein oberflächennaher Grundwasserleiter durch hohe und im rechten Profilabschnitt ein Geschiebemergelblock durch geringe spezifische elektrische Widerstände ab. Abgebildet ist auch der typische spezifische elektrische Widerstand von Grundwasserleitern und -geringleitern.

Was kann man mit den Ergebnissen anfangen?

Der farbkodiert dargestellte spezifische elektrische Widerstand ist ein hydrogeologisch wichtiger Untergrundparameter, durch den eine Unterscheidung von Sanden als Grundwasserleiter und Geschiebemergeln bzw. Tonen als Grundwassergeringleiter möglich ist (Abb. 35). Allerdings haben sowohl Tone als auch Sande mit salzhaltigem Porenwasser (Brackwasser) geringe spezifische Widerstände und sind deshalb schwer oder gar nicht aus den Messungen unterscheidbar. Der spezifische elektrische Widerstand von tonfreiem Untergrundmaterial ergibt sich aus dem spezifischen elektrischen Widerstand des Porenwassers und einem Formationsfaktor, der im Wesentlichen von der Porosität des Materials bestimmt wird. Über den spezifischen elektrischen Widerstand des Porenwassers ist eine (meist qualitative) Abschätzung der Salinität möglich.

6.2. **SAMOS**

SAMOS ist ein vom LIAG entwickeltes Salzwasser-Monitoringsystem zur Beobachtung der Übergangszone von süß- zu salzwassergesättigtem Sediment im Untergrund. Es funktioniert wie eine reguläre Geoelektrik-Messung, nur, dass die Messanordnung, anstatt horizontal auf der Erdoberfläche zu verlaufen, vertikal in den Untergrund verlagert wird. Die vertikale Elektrodenstrecke besteht z. B. aus 80 Elektroden mit einem Abstand von 25 oder 30 cm, so dass eine Beobachtung über eine Strecke von etwa 20 m möglich ist. Über eine 4-Elektroden-Konfiguration wird ein elektrischer Strom eingespeist und das Potenzialfeld gemessen (Abb. 35). Der daraus ermittelte spezifische elektrische Widerstand ist ein Indikator für die Salinität des Grundwassers. Sukzessive werden die Elektrodenkonfigurationen versetzt und gemessen. Durch Vergrößerung des Elektrodenabstandes a' sind Aussagen über den spezifischen Widerstand in einem Abstand von maximal 5 m zur vertikalen Elektrodenstrecke möglich (Abb. 36). SAMOS wird nach Abteufen einer Bohrung in dem in der Tiefe zu beobachtenden Bereich fest eingebaut.

Das System misst automatisch mehrfach am Tag die Verteilung des spezifischen elektrischen Widerstandes. Die gesamte Messtechnik befindet sich an der Erdoberfläche. Die Messdaten werden per Fernübertragung an das LIAG gesendet. Die Stromversorgung des Gesamtsystems erfolgt über Akkus, die von einem Solarpanel gespeist werden (GRINAT 2018).



Abb. 35: Die vertikale Elektrodenstrecke wird im Untergrund verbaut.



Abb. 36: Schema einer SAMOS-Messung. Farbig hinterlegt ist der spezifische elektrische Widerstand.

Ergebnis der Messungen

Wie bei einer Geoelektrik-Messung erhält man einerseits eine Verteilung des scheinbaren spezifischen elektrischen Widerstands und nach Inversion ein Profil des wahren spezifischen elektrischen Widerstands entlang der Messstrecke (Abb. 36). Da es aber vorrangig um mögliche Veränderungen der Salinität im Grundwasser geht, betrachten wir den scheinbaren spezifischen Widerstand genauer. In dem in Abbildung 37 gezeigten Beispiel sind alle Widerstandswerte für den Messzeitraum von drei Jahren über der Tiefe aufgetragen. Die Breite der Kurve bildet die Variabilität der Widerstandswerte mit der Zeit ab. Das Beispiel in Abbildung 38 zeigt die Zeitreihe für eine einzelne Tiefe.



Abb. 37: Datenbeispiel scheinbarer spezifischer Widerstand im Tiefenbereich 45 bis 65 m für den Zeitraum 2014 bis 2016; das Umgebungsmaterial ist vorwiegend Sand.



Abb. 38: Datenbeispiel scheinbarer spezifischer Widerstand in 55 m Tiefe für den Zeitraum 2011 bis 2017; das Umgebungsmaterial ist eine von Tonlinsen begrenzte Sandlage.

Was kann man mit den Ergebnissen anfangen?

Die zeitliche Widerstandsänderung ist ausschließlich auf eine Änderung der Mineralisation oder Salinität des Grundwassers zurückzuführen. Das Beispiel in Abbildung 38 zeigt jahreszeitliche Schwankungen, die durch saisonal unterschiedliche Förderraten in einem unmittelbar benachbarten Tiefbrunnen sowie auf jahreszeitliche Änderungen in der Grundwasserneubildungsrate erklärt werden können. Ein genereller Trend zu niedrigeren Widerständen in Abbildung 38 deutet eine Zunahme der Versalzung an, die sorgfältig beobachtet werden muss. In diesem Fall bestätigen Zeitreihen aus einem geringeren Tiefenbereich diesen Trend noch nicht. Dieses Beispiel zeigt die Stärke von SAMOS, nämlich die simultane Beobachtung über einen größeren Tiefenbereich. Wird eine Salzwasserintrusion nicht rechtzeitig erkannt und ein Kipppunkt überschritten, sind Brunnen für lange Zeit unbrauchbar. Bei rechtzeitiger Detektion von aufsteigendem Salzwasser kann das Brunnenfeld durch ein geeignetes Fördermanagement weiterbetrieben werden.

Entwicklungstendenzen

Aktuelle Entwicklungstendenzen betreffen

- 3D-Inversion zur besseren Auflösung der räumlichen Variabilität (RONCZKA et al. 2020),
- automatisierte Datenanalyse und Aufbau eines Warnsystems,
- Verknüpfung der Daten mit dichteabhängiger Transportmodellierung für ein verbessertes hydrogeologisches Prozessverständnis.
- 6.3. Tiefenlage Süß-/Salzwassergrenze, abgeleitet aus HEM-Daten

Die Modellierung der Tiefenlage der Süß-/Salzwassergrenze, abgeleitet aus der Verteilung des spezifischen Widerstandes [Ωm] im Untergrund (Abb. 39), die sich aus Hubschrauberelektromagnetikdaten (HEM) der BGR ergeben, erfolgte nach der Methodik die von GONZÁLEZ et al. (2021b) beschrieben wurde. Es erfolgte dabei eine manuelle Auswertung der Vertikalschnitte (Widerstandsmodelle) der HEM in der Software SKUA-GOCAD[™] – Paradigm[™]18 (GOCAD). Dabei wird pro Vertikalschnitt der Grenzwiderstand (<30 Ω m) digitalisiert. Daraus ergibt sich ein großer Punktdatensatz (der Abstand zwischen den Vertikalsektionen beträgt 250 m), aus dem die Süß-/Salzwassergrenze modelliert wird (Abb. 40).

Eine Versalzung wird immer dort angenommen, wo spezifische Gesamtwiderstände <30 Ω m vorherrschen und an Hand des geologischen Modells ausgeschlossen werden kann, dass die niedrigen spezifischen Widerstände auf Tonvorkommen zurückzuführen sind (GONZÁLEZ et al. 2021b).



Abb. 39: Ergebnisse der BGR-Hubschrauberelektromagnetik: Dargestellt ist die abgeleitete elektrische Leitfähigkeit bei einer Messfrequenz von 2 kHz (SIEMON et al. 2020; Hintergrund: DTK1000, Geobasisdaten: BKG (2012)).



Abb. 40: a) Der Übergang von Blau-/Grüntönen zu Gelb-/Rottönen markiert die Süß-/Salzwassergrenze,
 b) Auszug aus dem Punktdatensatz, der in GOCAD durch die Auswertung der Vertikalschnitte erstellt wird,
 c) modellierte Süß-/Salzwassergrenze und die Mindesttiefe der Süßwasservorkommen unterhalb der Geest (Abbildung verändert, nach GONZÁLEZ et al. (2021a)).

6.4. Direct-Push-Sondierverfahren

Nach LEVEN et al. (2010) bezeichnet der Begriff "Direct-Push", allgemein betrachtet, alle Sondiertechniken, bei denen ein hohles Sondiergestänge und Mess- oder Probenahmesonden (beispielsweise durch einen mechanischen oder hydraulischen Hammer) in den Untergrund getrieben werden. Aufgrund der Vielzahl an vorhandenen Sonden muss eine Differenzierung zwischen den verschiedenen Verfahren erfolgen. Es kann zwischen geochemischen, geophysikalischen und geohydraulischen Parametern unterschieden werden, die tiefenorientiert in situ bestimmt werden. So können beispielsweise Parameter wie der Spitzendruck, die elektrische und hydraulische Leitfähigkeit oder Grundwasserbeschaffenheit aufgenommen werden.



Abb. 41: Das Direct-Push-Bohrgerät ist für die Bohrkampagne des LBEG durch die Firma ASBT Umwelt GmbH im Einsatz. Das Hohlbohrgestänge wird mittels eines hydraulischen Bohrhammers in den Boden eingebracht. Im Vordergrund ist ein Behältnis mit der Ton-Suspension zu sehen, die im Anschluss an die Bohrung für die Wiederverfüllung des Bohrloches verwendet wurde (Foto: N. Deus).

Das LBEG hat im Rahmen seiner Untersuchung der Süß-/Salzwasserverteilung im Elbe-Weser-Dreieck eine spezielle Filtersonde mit einem nachfolgenden Hohlbohrgestänge bis zur gewünschten Tiefe direkt in den Grundwasserleiter vorgetrieben (Abb. 41). Durch den relativ geringen Durchmesser der Sonde können Tiefen bis ca. 30 m zügig erreicht werden. Danach wurde für die Wasserentnahme ein Schlauch durch das Hohlgestänge geführt. Während des anschließenden Klarpumpens werden die relevanten Vor-Ort-Parameter (Temperatur [°C], pH-Wert, elektrische Leitfähigkeit [µS/cm], Redoxpotenzial [mV], Sauerstoffgehalt [mg/l]) bis zum Eintritt einer weitgehenden Konstanz gemessen und dokumentiert. Nach dem Erreichen der Parameterkonstanz erfolgt die Grundwasserprobenahme. Im Anschluss wurde das gesamte Bohrgestänge um einen Meter angehoben und die nächste Grundwasserprobe entnommen. Mit dieser meterweisen Beprobung wurde bis zur Geländeoberfläche fortgefahren, solange genügend Grundwasser für die Beprobung gewonnen werden konnte. Was kann man mit den Ergebnissen anfangen?

Es konnte eine genaue Abfolge der Chlorid-Verteilung im Grundwasser abgeleitet werden, die wiederum zur Validierung der auf Basis der HEM-Daten (Aeroelektromagnetik) kartierten Süß-/Salzwassergrenze verwendet werden konnte. Dabei wird angenommen, dass die SSG innerhalb des Tiefenbereichs liegt, der von einem Messpunkt mit einer Chlorid-Konzentration <250 mg/l und einem Messpunkt mit einer Chlorid-Konzentration >250 mg/l begrenzt wird.

Für die Validierung der modellierten Süß-/Salzwassergrenze wurden im Rahmen von zwei Bohrkampagnen insgesamt 23 Bohrungen mit jeweils 25 m Tiefe, verteilt auf sechs Profile, (Abb. 5) abgeteuft. Dabei wurden etwa 360 Grundwasserproben gewonnen, die im Grundwasserlabor der BGR analysiert wurden (Wasservollanalyse einschließlich Spurenstoffe).

6.5. Ableitung der Salinität

Für die dichteabhängige Grundwassermodellierung ist die räumliche Verteilung der Salzkonzentration eine zwingende Anfangsbedingung. Hier reicht die reine Grenzfläche der Versalzung nicht aus. Die aeroelektromagnetische Vermessung bietet eine gute Datengrundlage zur Ermittlung des spezifischen elektrischen Widerstands bzw. der elektrischen Leitfähigkeit des Grundwassers als Proxy-Variable für den Grad der Versalzung. Dieser hängt von der Mineralisierung, also der Anzahl gelöster Stoffe ab. Chlorid ist das wichtigste konservative Anion, das in salzhaltigen Grundwasserkörpern an der Nordseeküste vorkommt, da sie Mischungen aus Meer- und Süßwasser führen. Deshalb ist der Chlorid-Gehalt der wichtigste Parameter für die Analyse von Versalzungen im küstennahen Grundwasser.

Das Vorgehen für das Messgebiet Elbe-Weser-Region (RAHMAN et al. 2021)

 Analyse Bohrungsbeschreibung: Bohrungen sind die erste Wahl f
ür das Verst
ändnis des geologischen Aufbaus. Einer Klassifizierung der petrografischen Einheiten im Messgebiet liegen 8.622 Bohrungen zu Grunde, und es werden 13 petrografische Klassen (von Ton bis Kies) definiert.

- II. Abschätzung Formationsfaktor (FF): Der Formationsfaktor ist das Verhältnis zwischen dem spezifischen elektrischen Widerstand des Sediments und dem der Porenflüssigkeit. Der Formationsfaktor ist über die Porosität ermittelbar. Korngrößenanalysen von 647 Proben aus unterschiedlichen Tiefen von 83 Bohrungen aus dem Messgebiet ergeben über eine empirische Formel die Porosität aus der Ungleichförmigkeit (VUKOVIC & SORO 1992) und damit Formationsfaktoren für sandigen Schluff, schluffigen Sand, Feinsand und Mittelsand. Für andere petrografische Klassen (z. B. Ton, Schluff, Grobsand) werden Werte aus der Literatur genutzt.
- III. Zuweisung spezifischer elektrischer Widerstände zu petrografischen Klassen:

Aus aeroelektromagnetischen Vermessungen (HEM) liegen für das gesamte Messgebiet Modelldaten des spezifischen elektrischen Widerstands (Formationswiderstand R0) in Abhängigkeit von der Tiefe vor. Entlang der Fluglinien existiert alle 4 m ein Datenpunkt. Zu jeder Bohrung im Messgebiet wird der nächstliegende HEM-Datenpunkt identifiziert, und es wird jedem Tiefenmeter des HEM-Widerstandsmodells die entsprechende Petrografieklasse und der Formationsfaktor zugeordnet.

- IV. Schätzung der elektrischen Leitfähigkeit des Grundwassers: Unter Verwendung von R0 [Ωm] und dem Formationsfaktor FF in jedem Tiefenmeter der ausgewählten HEM-Datenpunkte wird die elektrische Leitfähigkeit des Wassers ECw [S/m] über ECw = FF/R0 abgeleitet. Diese Beziehung gilt für tonfreie Sedimente. Bohrergebnisse zeigen, dass tonige Sedimente hauptsächlich im Geestgebiet vorkommen, mit Ausnahme der tonigen oberflächennahen Schicht in den Marschgebieten.
- V. Ableitung einer Beziehung zwischen Chlorid-Gehalt (CL) und elektrischer Leitfähigkeit: Hierfür wird ein Datensatz des Niedersächsischen Landesbetriebs für Wasserwirtschaft, Küsten- und Naturschutz (NLWKN) mit 1.936 bei 25 °C (Laborbedingung) gemessenen ECw-Cl-Paaren von 67 Grundwassermessstellen aus dem

Projektgebiet verwendet. Eine lineare Regressionsanalyse wird für Süßwasser (EC < 500 μ S/cm), Brackwasser (500 μ S/cm < EC < 2.000 μ S/cm) und Salzwasser (EC > 2.000 μ S/cm) getrennt durchgeführt (s. RAHMAN et al. 2021). Unter Verwendung der Ergebnisse der Regressionsanalyse (Abb. 42) werden die geschätzten ECw [μ S/cm] in Cl-Konzentration [mg/l] umgewandelt. Vorher wurden die geschätzten ECw-Werte, die der mittleren Grundwassertemperatur im Untersuchungsgebiet von etwa 10 °C entsprechen, temperaturkompensiert.



Abb. 42: Beziehung zwischen ECw und Chlorid-Gehalt für (a) Süßwasser, (b) Brackwasser und (c) Salzwasser; (d) beobachteter (x-Achse) und abgeleiteter (y-Achse) Cl-Wert zur Validierung der Regressionsanalyse (R2 = 0,90; verändert, nach RAHMAN et al. (2021)).

Die Chlorid-Daten werden für Tiefenscheiben im Meterabstand 2D-interpoliert.

Die interpolierten Karten werden manuell nachgearbeitet.

Die einzelnen Schritte sind in Abbildung 43 zusammengefasst.



Abb. 43: Ableitung der Chlorid-Verteilung aus Bohrloch- und HEM-Widerstandsdaten.

Ergebnis der Analyse

Das ist die räumliche Verteilung von Chlorid-Werten für verschiedene Tiefenstufen.

Was kann man mit den Ergebnissen anfangen?

Die Chlorid-Daten können als Anfangsbedingung für dichteabhängige Grundwassermodellierung verwendet werden.

Entwicklungstendenzen

Für zukünftige Studien müssen Interpolationsmethoden in Betracht gezogen werden, die die Geologie berücksichtigen, um den vollständigen HEM-Datensatz für die Interpolation von Chlorid-Konzentrationen verwenden zu können. Ein aktuelles Beispiel aus den Niederlanden findet man bei DELSMAN et al. (2018).

6.6. Induzierte Polarisation/ Spektrale Induzierte Polarisation

Messverfahren

Die Messung der induzierten Polarisation ist vom Aufbau her mit der geoelektrischen Messung identisch (Abb. 44); bei vielen GeoelektrikApparaturen ist die IP-Messung als Option vorgesehen. Mit einem Elektrodenpaar wird ein Wechselstrom in den Untergrund eingespeist und die resultierende Spannung mit einem weiteren Elektrodenpaar gemessen. Durch die Messung mit Wechselstrom ergibt sich eine Phasendifferenz zwischen dem eingespeisten Strom und der gemessenen Spannung (Abb. 45).



Abb. 44: SIP-Messung im Gelände.



Abb. 45: Phasenverschiebung zwischen Strom und Spannung bei IP- bzw. SIP-Messungen.

Dieser Effekt hat unterschiedliche Gründe. Bei tonhaltigem Untergrund, wie z. B. Till oder Klei, kommt es bei Stromfluss durch die negative Oberflächenladung der Tonminerale hier zu einer Konzentration positiv geladener Kationen aus dem Porenwasser, das immer eine gewisse Mineralisierung aufweist, auch wenn es als Süßwasser angesprochen wird (Abb. 46). Fließt kein Strom (z. B. bei Nulldurchgang des sinusförmigen Wechselstroms) verteilen sich die Kationen wieder, was als zusätzliche Spannung gemessen wird. Daher läuft die Spannung dem eingespeisten Strom nach, und es ergibt sich eine Phasenverschiebung zwischen beiden Messgrößen. Die Messungen können mit unterschiedlichen Frequenzen des eingespeisten Wechselstroms durchgeführt werden (spektrale induzierte Polarisation, SIP).



Abb. 46: Hauptursache des IP-Effekts: Kationenkonzentration an Tonmineralen bei Stromfluss (nach Börner 2006).

Ergebnisse der Messungen sind der aus den Amplituden von Strom und Spannung berechnete elektrische Widerstand und die Phasenverschiebung; bei SIP werden diese Größen in Abhängigkeit von der Messfreguenz angegeben. Eine alternative Darstellung hierfür sind Realund Imaginärteil des Widerstandes. Hierbei ist der Realteil des Widerstandes phasengleich mit dem eingespeisten Strom und der Imaginärteil um 90° phasenverschoben. Beide Angaben -Widerstand und Phase oder Real- und Imaginärteil des Widerstandes - sind gleichwertig. Diese Größen werden bei Messungen in 2D-Konfiguration als Widerstands/Tiefenverteilung und Phasen/Tiefenverteilung unterhalb des Messprofils angegeben (Abb. 47). Bei SIP-Messungen kommt für diese Größen noch die Abhängigkeit von der Messfrequenz dazu.



Abb. 47: Beispiel einer 2D-SIP-Messung: spezifischer elektrischer Widerstand und Phasenverschiebung.

Was kann man mit den Ergebnissen anfangen?

Tonhaltiges Material zeichnet sich bei IP-Messungen gegenüber Sanden durch geringe spezifische elektrische Widerstände (wie bei konventionellen geoelektrischen Messungen), aber auch durch hohe Phasenverschiebungen bzw. Imaginärteile des Widerstandes ab. Dadurch könnte im Bereich einer Grundwasserversalzung eine Unterscheidung von Sanden und Tonen erfolgen, was allein aufgrund des spezifischen elektrischen Widerstandes nicht möglich ist. Dies wird durch Labormessungen gestützt (ALALI 2011), bei denen salzwassergesättigte Tone einen weit höheren Imaginärteil des Widerstandes aufweisen als salzwassergesättigte Sande.

Entwicklungstendenzen

Das Potenzial von SIP-Messungen zur Erkundung von Grundwasserstrukturen ist bei weitem nicht ausgeschöpft. IP-Effekte haben ihren Ursprung im Porenraum, und daher ergibt sich eine Korrelation zwischen dem Imaginärteil des Widerstandes und Sedimentparametern wie der spezifischen inneren Oberfläche (BÖRNER 1992), dem aus Korngrößenanalysen abgeleiteten Korndurchmesser d10 (SLATER & LESMES 2002) sowie der Kationenaustauschkapazität (VINEGAR & WAXMAN 1984). Die spezifische innere Oberfläche und d10 sind wichtige Parameter zur Abschätzung der hydraulischen Leitfähigkeit; aus der Kationenaustauschkapazität kann das Schutzvermögen von Grundwasserdeckschichten abgeschätzt werden (HÖLTING et al. 1995). Bis zur standardmäßigen Anwendung dieser Effekte besteht noch weiterer Entwicklungsbedarf.



Abb. 48: NMR-Messapparatur im Gelände (schematisch).

6.7. Nuklear magnetische Resonanz (NMR), Magnetische Sondierung (MRS)

Messverfahren

NMR-Messungen erfolgen zur Ableitung des Wassergehalts der Untergrundschichten, sie können sowohl an der Erdoberfläche als auch im Bohrloch durchgeführt werden. Der Messaufbau im Gelände besteht aus einer Sendespule zur Erzeugung eines Magnetfeldes und einer Empfangsspule zur Aufnahme eines elektromagnetischen Signals (Abb. 48), der Aufbau einer Bohrlochsonde ist im Prinzip identisch.

Protonen, als Wasserstoffkerne die Hauptbestandteile des Wassermoleküls, haben aufgrund ihrer Eigenrotation ein magnetisches Moment, das in Richtung des Erdmagnetfeldes ausgerichtet ist (Abb. 49). Wird mit einer Sendespule ein weiteres Magnetfeld erzeugt, das eine andere Richtung und eine höhere Feldstärke als das Erdmagnetfeld aufweist, so richten sich die Protonen nach dem neuen Magnetfeld aus. Wird dieses Magnetfeld abgeschaltet, kehren die Protonen in ihre ursprüngliche Richtung zurück und führen zunächst eine Präzessionsbewegung um die Erdfeldrichtung aus, bis sie wieder parallel zum Erdmagnetfeld ausgerichtet sind. Diese Präzessionsbewegung erzeugt ein elektromagnetisches Feld, dessen Abklingvorgang mit einer Empfangsspule gemessen wird. Die Länge der Abklingzeit hängt von der Beweglichkeit der Wassermoleküle ab: freies bewegliches Wasser im Porenraum eines Sandes hat eine längere Abklingzeit, als adhäsiv gebundenes Wasser bei Tonen.



Abb. 49: Ablauf einer NMR-Messung: links: ungestörte Protonen im Porenwasser, parallel zum Erdmagnetfeld ausgerichtet; Mitte: durch das in der Sendespule erzeugte Magnetfeld neu ausgerichtete Protonen; rechts: Präzessionsbewegung der Protonen während der Rückkehr in die Erdfeldrichtung nach Abschalten der Sendespule. Das bei der Präzession erzeugte elektromagnetische Signal wird mit der Empfangsspule gemessen.

Ergebnis der Messungen

Das Messergebnis ist die Abklingkurve der Präzessionsbewegung (Abb. 50). Durch die Stärke der Anregung in der Sendespule kann das Eindringvermögen gesteuert werden, so dass das Abklingverhalten unterschiedlich tiefer Schichten in Form eines Tiefenprofils erfasst werden kann.



Abb. 50: Beispiel einer NMR-Abklingkurve; nach der Abklingzeit ist die Amplitude auf 37 % (1/e) abgefallen. Die Abklingzeit von über 200 ms weist auf einen Sand hin.

Was kann man mit den Ergebnissen anfangen?

Aus dem Abklingverhalten kann zwischen freiem Wasser in einem Grundwasserleiter und dem adhäsiv gebundenen Wasser in einem tonhaltigen Grundwassergeringleiter unterschieden werden. Daher haben Sande eine höhere Abklingzeit (>100 ms) als tonhaltiges Material (<30 ms). Da das Abklingverhalten nicht von der Salinität des Porenwassers abhängt, ergibt sich hier – wie bei SIP-Messungen – die Möglichkeit, bei Grundwasserversalzung zwischen Sanden und Tonen zu unterscheiden.

Darüber hinaus gibt die Abklingzeit bei Grundwasserleitern Aufschluss über die spezifische innere Oberfläche des Porenraums, die eng mit der hydraulischen Leitfähigkeit verknüpft ist.

Entwicklungstendenzen

NMR-Messungen sind sehr anfällig gegenüber elektromagnetischen Störeinflüssen, z. B. durch Windkraftanlagen. Ziel von Entwicklungsarbeiten von LIAG und BGR ist es, elektromagnetische Störsignale zu erfassen und damit das NMR-Nutzsignal zu bereinigen.

6.8. Seismische Verfahren

Seismische Verfahren werden zur Ermittlung der geologischen Lagerungsverhältnisse im Untergrund eingesetzt und sind häufig Bestandteil bzw. Grundlage geologischer Modelle. Zur Charakterisierung des Untergrundes werden Reflexionssignale und seismische Geschwindigkeiten verwendet.

Seismische Vermessung

Bei der seismischen Vermessung wird eine Erschütterungswelle (seismische Welle) in den Untergrund abgestrahlt (Abb. 51). Je nach Schwingrichtung der seismischen Quelle (z. B. Vibrator, vertikal oder horizontal) werden Kompressions- (P-) oder Scherwellen (S) angeregt. Die an Schichtgrenzen reflektierte Welle wird über eine Vielzahl von Geophonen über ein kurzes Zeitintervall aufgezeichnet. Ein Profil entsteht durch kontinuierliches Versetzen der Quelle und der Geophonauslage. Durch die Laufzeitunterschiede kohärenter reflektierter Signale kann die seismische Geschwindigkeit ermittelt werden, und die Laufzeiten der Reflexionssignale können in Tiefenprofile gewandelt werden. Durch die geringere Wellenlänge bei Scherwellen ergibt sich eine höhere Auflösung kleinräumiger Untergrundstrukturen. Flachere Untergrundstrukturen können mit S-Wellen besser abgebildet werden als mit P-Wellen. Mit P-Wellen wird eine größere Eindringtiefe erreicht.



Abb. 51: Seismische Quelle (Vibrator) und "landstreamer" im Einsatz.

Ergebnis der Messungen

Abbildung 52 zeigt eine seismische Tiefen-Sektion als Ergebnis von common-midpoint (CMP) Processing, Migration und Zeit-Tiefen-Konvertierung. Die Amplituden der Reflexionssignale zeichnen Schichtgrenzen in der Tiefe nach, an denen sich die seismische Geschwindigkeit und die Gesteinsdichte ändern. Aus dem Processing ergeben sich zusätzlich die seismischen Stapelgeschwindigkeiten, die, wenn sie z. B. durch "dip-moveout"-Korrektur neigungskorrigiert sind, eine Abschätzung der Intervallgeschwindigkeit und damit eine geologische Interpretation erlauben.



Abb. 52: Seismische Sektion (P-Wellen) mit farbkodierten Amplituden.

Was kann man mit den Ergebnissen anfangen?

Die Ausbreitungsgeschwindigkeit der seismischen Wellen (seismische Geschwindigkeit) ergibt sich bei P-Wellen aus dem Kompressions- und Schermodul und der Dichte des Untergrundmaterials, bei Scherwellen lediglich aus dem Schermodul und der Dichte. Typische Werte für P-Wellengeschwindigkeiten im Lockersediment liegen bei 300–600 m/s für trockenes Material und bei 1.500–2.200 m/s für wassergesättigtes Material. Dabei sind die seismischen Geschwindigkeiten für Geschiebemergel etwas höher als für Tone und Sande. Die Scherwellengeschwindigkeiten sind deutlich geringer. Aufgrund der unterschiedlichen seismischen Geschwindigkeiten und Dichten von Sand, Geschiebemergel und Ton können sich in einer seismischen Sektion Schichtgrenzen zwischen Grundwasserleitern und -geringleitern abzeichnen.

Entwicklungstendenzen

Die strukturelle Auflösung kann ggf. durch aufwändige "pre-stack"-Migrationsverfahren verbessert werden. Neueste Entwicklungen betreffen die "full waveform inversion", eine hochauflösende seismische Abbildungstechnik, basierend auf der Verwendung des gesamten gemessenen Wellenfeldes zum Extrahieren physikalischer Parameter wie P- oder S-Wellengeschwindigkeit und Dichte.

7. Quellen

7.1. Literatur/Links

- ALALI, F. (2011): The Influence of Porosity, Saturation Degree, Clay Content and Pore Water Conductivity on NMR and SIP Parameter.
 PhD. Thesis; Technische Universität Berlin, Institut für Angewandte Geowissenschaften; Berlin.
- ALCALÁ, F. J. & CUSTODIO, E. (2008): Using the CI/Br ratio as a tracer to identify the origin of salinity in aquifers in Spain and Portugal. J. Hydrol. **359** (1–2): 189–207; *<DOI: 10.1016/j. jhydrol.2008.06.028*>.
- BEHRE, K.-E. (2008): Landschaftsgeschichte Norddeutschlands: Umwelt und Siedlung von der Steinzeit bis zur Gegenwart. – Neumünster (Wachholtz).
- BENDA, L. (Hrsg.) (1995): Das Quartär Deutschlands. – 408 S., 30 Tab.; Stuttgart (Borntraeger).
- BKG BUNDESAMT FÜR KARTOGRAPHIE UND GE-ODÄSIE (2012): Rasterdaten Topographische Karte 1:100.000 (DTK1000). – Frankfurt, <https://www.geodatenzentrum.de>, abgerufen am 03.07.2012.
- BÖRNER, F. (1992): Complex conductivity measurements of reservoir properties. – Proc. Third European Core Analysis Symposium: 359–386.
- BÖRNER, F. (2006): Complex resistivity measurements. – in: KIRSCH, R. (Hrsg.): Groundwater Geophysics: A Tool for Hydrogeology: 119–153; Berlin (Springer).
- BURBAUM, B., FILIPINSKI, M. & KRIENKE, K. (Hrsg.) (2019): Die Böden Schleswig-Holsteins: Mit Erläuterungen zur Bodenübersichtskarte 1:250.000. – Schriftenreihe LLUR; SH-GB Geologie und Boden **23**: 156 S., Landesamt für Landwirtschaft, Umwelt und ländliche Räume des Landes Schleswig-Holstein; Flintbek.
- COLLINS, M., KNUTTI, J., ARBLASTER, J., DU-FRESNE, J.-L., FICHEFET, T., FRIEDLINGSTEIN, P., GOA, X., GUTOWSKI, W. J., JOHNS, T., KRIN-NER, G., SHONGWE, M., TEBALDI, C., WAEVER, A. J. & WEHNER, M. (2013): Long-term Climate Change: Projections, Commitments and Irreversibility. – in: Climate change 2013:

The physical science basis. Summary for Policy Makers, Technical Summary, Frequently Asked Questions. Working Group I contribution to the Fifth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change; Cambridge (University Press), [ISBN 978-92-9169-138-8].

- DAVIS, S. N., WHITTEMORE, D. O. & FABRYKA-MARTIN, J. (1998): Uses of Chloride/Bromide Ratios in Studies of Potable Water. – Ground Water **36** (2): 338–350; *OOI: 10.1111/j.1745* -6584.1998.tb01099.x>.
- DELSMAN, J. R., HUANG, K. R. M., VOS, P. C., DE LOUW, P. G. B., OUDE ESSINK, G. H. P., STUYFZAND, P. J. & BIERKENS, M. F. P. (2014): Paleo-modeling of coastal saltwater intrusion during the Holocene: an application to the Netherlands. – Hydrol. Earth Syst. Sc. **18** (10): 3891–3905; *<DOI: 10.5194/hess-18-3891-2014>*.
- DELSMAN, J. R., VAN BAAREN, E. S., SIEMON, B., DABEKAUSSEN, W., KARAOULIS, M. C., PAUW, P. S., VERMAAS, T., BOOTSMA, H., DE LOUW, P. G. B., GUNNINK, J. L., DUBELAAR, C. W., MENKOVIC, A., STEUER, A., MEYER, U., REVIL, A. & OUDE ESSINK, G. H. P. (2018): Largescale, probabilistic salinity mapping using airborne electromagnetics for groundwater management in Zeeland, the Netherlands. – Water Resour. Res. **13** (8): 84011; *<DOI: 10.10* 88/1748-9326/aad19e>.
- DLUGOSCH, R. (2019): Bohrloch-NMR-Messung des LIAG in Sushörn (Bohrung 2222-11-0001) vom 26.03.2019. – Arbeitsbericht, Leibniz-Institut für Angewandte Geophysik; Hannover (LIAG).
- EEMAN, S., LEIJNSE, A., RAATS, P. A. C., VAN DER ZEE, S. E. A. T. M. (2011): Analysis of the thickness of a fresh water lens and of the transition zone between this lens and upwelling saline water. – Adv. Wat. Resour. **34** (2): 291–302; *<DOI: 10.1016/j.advwatres.20 10.12.001>*.
- EHLERS, J. (1979): Gefügekundliche und sedimentpetrographische Untersuchungen im Pleistozän der Kreidegrube Hemmoor (Nordwest-Niedersachsen). – Geol. Jb. A 49: 27– 37.
- EHLERS, J. (Hrsg.) (1983): Glacial deposits in North-West Europe. – 4704 S.; Rotterdam (Balkema).

- EHLERS, J., GRUBE, A., STEPHAN, H.-J. & WANSA, S. (2011): Pleistocene Glaciations of North Germany - New Results Quaternary Glaciations - Extent and Chronology - A Closer Look. – Developments in Quaternary Sciences: S. 149–162; (Elsevier).
- EHLERS, J. & LINKE, G. (1989): The origin of deep buried channels of Elsterian age in Northwest Germany. – J. Quaternary Sc. 4 (3): 255– 265; *OOI: 10.1002/jqs.3390040306>*.
- ELBRACHT, J., MEYER, R. & REUTTER, E. (2016): Hydrogeologische Räume und Teilräume in Niedersachsen. – GeoBerichte 3: 3. Aufl., 118 S., 42 Abb.; Hannover (LBEG), *<DOI:* 10.48476/geober_3_2016>.
- ERTL, G., BUG, J., ELBRACHT, J., ENGEL, N. & HERRMANN, F. (2019): Grundwasserneubildung von Niedersachsen und Bremen. Berechnungen mit dem Wasserhaushaltsmodell mGROWA18. – GeoBerichte **36**: 54 S., 20 Abb., 9 Tab.; Hannover (LBEG), *<DOI:* 10.48476/geober_36_2019>.
- FETTER, C. W. (2018): Applied hydrogeology. 598 S.; Long Grove, Illinois (Waveland Press).
- GONZÁLEZ, E., DEUS, N., ELBRACHT, J., AZIZUR RAHMAN, M. & WIEDERHOLD, H. (2021a): Current and future state of groundwater salinization of the northern Elbe-Weser region. – Grundwasser **26** (4): 343–356; *<DOI: 10.10* 07/s00767-021-00496-w>.
- GONZÁLEZ, E., DEUS, N., ELBRACHT, J., SIEMON, B., STEUER, A. & WIEDERHOLD, H. (2021b): Modellierung der küstennahen Grundwasserversalzung in Niedersachsen, abgeleitet aus aeroelektromagnetischen Daten. – Grundwasser **26** (1): 73–85; *<DOI: 10.1007/s00767 -020-00472-w*>.
- GRINAT, M. (2018): Geoelektrische Langzeitbeobachtungen mit dem Messsystem SAMOS zur Erfassung von Salzwasserintrusionen auf Borkum. – Energie-, Wasser-Praxis: Fachzeitschrift für die Energie- und Wasserpraxis 69 (8): 26–29.
- GRUBE, F., CHRISTENSEN, S., VOLLMER, T., DUP-HORN, K., KLOSTERMANN, J. & MENKE, B. (1986): Glaciations in north west Germany. – Quaternary Sci. Rev. **5** (3–4): 347–358; *<DOI: 10.1016/0277-3791(86)90196-4>*.

- HAN, D., KOHFAHL, C., SONG, X., XIAO, G. & YANG, J. (2011): Geochemical and isotopic evidence for palaeo-seawater intrusion into the south coast aquifer of Laizhou Bay, China. – Applied Geochem. **26** (5): 863–883; *<DOI: 10.1016/j.apgeochem.2011.02.007>*.
- HARBAUGH A. W. (2005): MODFLOW-2005, the US Geological Survey Modular Ground-Water Model - the Ground-Water Flow Process.
 U. S. Geological Survey Techniques and Methods 6-A16; Reston, Virginia (U. S. Geological Survey).
- HEROLD, R. (2020): Petrophysikalische Untersuchungen zur Durchlässigkeit von Tonen der Elskop-Marsch in Schleswig-Holstein. – M. Sc.-Arbeit, Technische Universität Berlin, Institut für Angewandte Geowissenschaften; Berlin.
- HÖFLE, H.-C. & LADE, U. (1983): The stratigraphic position of the Lamstedter Moraine within the Younger Drenthe substage (Middle Saalian). – in: EHLERS, J.: Glacial deposits in North-West Europe: 343–346; Rotterdam (Balkema).
- HÖFLE, H.-C., MERKT, J. & MÜLLER, H. (1985): Die Ausbreitung des Eem-Meeres in Nordwestdeutschland. – Eiszeitalter u. Gegenwart 35 (35): 49–59.
- HÖFLE, H.-C. & SCHLENKER, B. (1979): Das Pleistozänprofil der Kreidegrube Hemmoor bei Stade (Elbe-Weser-Dreieck). Geol. Jb. A 49: 3–25.
- HÖLTING, B., HAERTLÉ, T., HOHBERGER, K.-H., NACHTIGALL, K. H., VILLINGER, E., WEINZIERL, W. & WROBEL, J.-P. (1995): Konzept zur Ermittlung der Schutzfunktion der Grundwasserüberdeckung. – Geol. Jb. C 63: 5–24.
- HOSELMANN, C. & STREIF, H. (2004): Holocene sea-level rise and its effect on the mass balance of coastal deposits. Quatern. Int. **112** (1): 89–103; *<DOI: 10.1016/S1040-6182(03)* 00067-3>.
- IPCC (2013): Climate Change 2013: The Physical Science Basis: Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.
 1535 S.; Cambridge (University Press).
- JANSZEN, A., EHLERS, J., MOREAU, J., MOSCARI-ELLO, A. & KRÖGER, J. (2013): Time-transgressive tunnel-valley infill revealed by a

three-dimensional sedimentary model, Hamburg, north-west Germany. – Sedimentology **60** (3): 693–719; *<DOI: 10.1111/j.1365-3091. 2012.01357.x>*.

- JØRGENSEN, F., SCHEER, W., THOMSEN, S., SON-NENBORG, T. O., HINSBY, K., WIEDERHOLD, H., SCHAMPER, C., BURSCHIL, T., ROTH, B., KIRSCH, R. & AUKEN, E. (2012): Transboundary geophysical mapping of geological elements and salinity distribution critical for the assessment of future sea water intrusion in response to sea level rise. – Hydrol. Earth Syst. Sc. **16** (7): 1845–1862; *<DOI: 10.5194/ hess-16-1845-2012>*.
- KETELSEN, R. (2005): VES Dokumentation, TK 2122 und 2123. – Geologisches Landesarchiv Schleswig-Holstein (LLUR).
- KOOI, H., GROEN, J. & LEIJNSE, A. (2000): Modes of seawater intrusion during transgressions.
 Water Resour. Res. **36** (12): 3581–3589; *<DOI: 10.1029/2000WR900243>*.
- KUSTER, H. & MEYER, K.-D. (1979): Glaziäre Rinnen im mittleren und nordöstlichen Niedersachsen. – Eiszeitalter und Gegenwart 29: 135–156.
- LADE, U. (1980): Quartärmorphologische und -geologische Untersuchungen in der Bremervörder-Wesermünder Geest. – Würzburger geographische Arbeiten **50**: 173 S.; Würzburg (Geogr. Ges.).
- LEVEN, C., WEISS, H., KOSCHITZKY, H. P., BLUM, P., PTAK, T. & DIETRICH, P. (2010): Direct-Push-Verfahren. – Schriftenreihe Altlastenforum Baden-Württemberg e. V. **15**: 36 S.; Stuttgart (Schweizerbart).
- LINKE, G., KATZENBERGER, O. & GRÜN, R. (1985): Description and ESR dating of the Holsteinian interglaciation. – Quaternary Sci. Rev. **4** (4): 319–331; *<DOI:* 10.1016/0277-3791(85) 90004-6>.
- LITT, T., BEHRE, K.-E., MEYER, K.-D., STEPHAN, H.-J. & WANSA, S. (2007): Stratigraphische Begriffe für das Quartär des norddeutschen Vereisungsgebietes. – E & G Quaternary Sci. J. **56** (1–2): 7–65.
- LLUR LANDESAMT FÜR LANDWIRTSCHAFT UM-WELT UND LÄNDLICHE RÄUME DES LANDES SCHLESWIG-HOLSTEIN (2012): Der Untergrund von Föhr: Geologie, Grundwasser und Erdwärme-Ergebnisse des INTERREG-Projektes CLIWAT. – Flintbek.

- LUKAS, S. & ROTHER, H. (2016): Moränen versus Till: Empfehlungen für die Beschreibung, Interpretation und Klassifikation glazialer Landformen und Sedimente. – E & G Quaternary Sci. J. **65** (2): 95–112; *<DOI: 10.3285/eg.65. 2.01>*.
- MARSCHENVERBAND SH (2014): Niederungen 2050 - Grundlagen für die Ableitung von Anpassungsstrategien in Niederungsgebieten an den Klimawandel. – Arbeitsgruppe Niederungen 2050, unterstützt durch den Marschenverband Schleswig-Holstein e. V.
- MEYER, K.-D. (2017): Pleistozäne (elster- und saalezeitliche) glazilimnische Beckentone und -schluffe in Niedersachsen/NW-Deutschland. – E & G Quaternary Sci. J. 66 (1): 32– 43; <DOI: 10.3285/eg.66.1.03>.
- MEYER, K.-D. & SCHNEEKLOTH, H. (1973): Geologische Karte von Niedersachsen 1 : 25.000
 Erläuterungen zu Blatt Neuenwalde (GK2318). 80 S.; Nds. Landesamt f. Bodenforschung; Hannover (NLfB).
- MEYER, R., ENGESGAARD, P., HØYER, A.-S., JØRGENSEN, F., VIGNOLI, G. & SONNENBORG, T. O. (2018): Regional flow in a complex coastal aquifer system: Combining voxel geological modelling with regularized calibration. – J. Hydrol. **562**: 544–563; *<DOI: 10.10 16/j.jhydrol.2018.05.020>*.
- MU MINISTERIUM FÜR UMWELT, ENERGIE, BAUEN UND KLIMASCHUTZ (2019): Klimawirkungsstudie Niedersachsen. – Hannover, <https://www.lbeg.niedersachsen.de/boden_ grundwasser/klimawandel/klimawirkungsstudie/klimawirkungsstudie-niedersachsen-176 704.html>.
- MÜLLER, H., HÖFLE, H.-C. & SCHWARZ, C. (1994): Die Holstein-Interglazialvorkommen bei Bossel westlich von Stade und Wanhöden nördlich Bremerhaven. – Geol. Jb. A 134: 71– 116.
- NIBIS[®] KARTENSERVER (2021a): 3D-Modelle des Lockergesteins in Niedersachsen. – Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie (LBEG), Hannover; *<https://nibis.lbeg.de/ cardomap3/?permalink=XSB4h6h>*.
- NIBIS[®] KARTENSERVER (2021b): Geologische Karte von Niedersachsen 1 : 50.000. – Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie (LBEG); Hannover; https://nibis.lbeg.de/cardomap3/?permalink=1MQLv5gJ>.

- NIBIS[®] KARTENSERVER (2021c): Hydrogeologische Karte 1 : 50.000 - Grundwasseroberfläche. – Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie (LBEG); Hannover; <<u>https://nibis.</u> *lbeg.de/cardomap3/?permalink=1bLm7 Rz1*>.
- NIBIS[®] KARTENSERVER (2021d): Hydrogeologische Karte von Niedersachsen 1 : 50.000 -Versalzung des Grundwassers (Mindestmächtigkeit des Süßwassers). – Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie (LBEG); Hannover; *<https://nibis.lbeg.de/cardomap3/* ?permalink=2iUm1MZH>.
- NIBIS[®] KARTENSERVER (2021e): Hydrogeologische Karte von Niedersachsen 1 : 50.000 -Versalzung des Grundwassers (Salz-Süßwasser-Grenzfläche). – Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie (LBEG); Hannover; < https://nibis.lbeg.de/cardomap3/?permalink=1xBtymj5>.
- NIBIS[®] KARTENSERVER (2021f): Hydrogeologische Übersichtskarte 1 : 200.000 - Grundwasserneubildung. – Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie (LBEG); Hannover; <<u>https://nibis.lbeg.de/cardomap3/?permalink=2l33gXr1></u>.
- NIBIS[®] KARTENSERVER (2021g): Hydrogeologische Übersichtskarte 1:200.000 - Grundwasserversalzung. – Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie (LBEG); Hannover; <<u>https://nibis.lbeg.de/cardomap3/?permalink=2Fs9QCuR</u>>.
- NIBIS[®] KARTENSERVER (2021h): Hydrogeologische Übersichtskarte 1 : 200.000 - Lage der Grundwasseroberfläche. – Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie (LBEG); Hannover; <<u>https://nibis.lbeg.de/cardomap3/</u> ?permalink=UTqfNrH>.
- NIBIS[®] KARTENSERVER (2021i): Profilschnitte. Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie (LBEG); Hannover; <<u>https://nibis.lbeg.de/</u> cardomap3/?permalink=16eXHcfD>.
- NIBIS[®] KARTENSERVER (2021j): Tiefenlage der Quartärbasis 1 : 500.000. – Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie (LBEG); Hannover; <<u>https://nibis.lbeg.de/cardomap3/</u> ?permalink=1GbhAP1v>.
- NOMMENSEN, B., AGSTER, G. & SCHEER, W. (2003): Umsetzung der EG-Wasserrahmenrichtlinie – Grundwasser. – Flintbeck (LANU).

- RAHMAN, M. A., ZHAO, Q., WIEDERHOLD, H., SKI-BBE, N., GONZÁLEZ, E., DEUS, N., SIEMON, B., KIRSCH, R. & ELBRACHT, J. (2021): Coastal groundwater systems: mapping chloride distribution from borehole and geophysical data. – Grundwasser **26** (2): 191–206; *<DOI: 10. 1007/s00767-021-00475-1>*.
- REPSOLD, H. (1990): Geoelektrische Untersuchungen zur Bestimmung der Salz-/Süßwasser-Grenze im Gebiet zwischen Cuxhaven und Stade. – Geol. Jb. **C 56**: 3–37.
- REUTTER, E. (2011): Hydrostratigrafische Gliederung Niedersachsens. Geofakten 21:
 2. Aufl., 11 S., 5 Abb., 2 Tab.; Hannover (LBEG), <*DOI:* 10.48476/geofakt_21_2_20 11>.
- RONCZKA, M., GÜNTHER, T., GRINAT, M. & WIE-DERHOLD, H. (2020): Monitoring freshwatersaltwater interfaces with SAMOS - Installation effects on data and inversion. – Near Surface Geophysics **18** (4): 369–383.
- SIEMON, B., IBS-VON SEHT, M., STEUER, A., DEUS, N. & WIEDERHOLD, H. (2020): Airborne Electromagnetic, Magnetic, and Radiometric Surveys at the German North Sea Coast Applied to Groundwater and Soil Investigations. Remote Sensing **12** (10): 1629; *<DOI: 10. 3390/rs12101629>*.
- SINDOWSKI, K.-H. (1969): Geologische Karte von Niedersachsen 1 : 25.000 - Erläuterungen zu Blatt Altenwalde (GK2117). – 63 S.; Nds. Landesamt f. Bodenforschung; Hannover (NLfB).
- SINDOWSKI, K.-H. (1975): Geologische Karte von Niedersachsen 1 : 25.000 - Erläuterungen zu Blatt Otterndorf (GK2119). – 33 S.; Nds. Landesamt f. Bodenforschung; Hannover (NLfB).
- SLATER, L. D. & LESMES, D. (2002): IP interpretation in environmental investigations. – Geophysics **67** (1): 77–88; *<DOI:* 10.1190/1.1451 353>.
- STEINMETZ, D., WINSEMANN, J., BRANDES, C., SIE-MON, B., ULLMANN, A., WIEDERHOLD, H. & MEYER, U. (2015): Towards an improved geological interpretation of airborne electromagnetic data: a case study from the Cuxhaven tunnel valley and its Neogene host sediments (northwest Germany). – Neth. J. Geosci. 94 (2): 201–227; <DOI: 10.1017/njg. 2014.39>.

- STREIF, H. (1979): Die Profiltypenkarte des Holozän - eine neue geologische Karte zur Darstellung von Schichtenfolgen im Küstenraum für praktische und wissenschaftliche Zwecke. – Die Küste **34**: 79–86.
- STREIF, H. & KÖSTER, R. (1978): Zur Geologie der deutschen Nordseeküste. – Die Küste 32: 30–49.
- TRINKWV (2001): Trinkwasserverordnung in der Fassung der Bekanntmachung vom 10. März 2016 (BGBI. I: 459), die zuletzt durch Artikel 1 der Verordnung vom 22. September 2021 (BGBI. I: 4343) geändert worden ist. – <https://www.gesetze-im-internet.de/trinkwv _2001/BJNR095910001.html>.
- VAN GIJSSEL, K. (1987): A lithostratigraphic and glaciotectonic reconstruction of the Lamstedt Moraine, Lower Saxony (FRG). – INQUA Symposium on Genesis and Lithology of Glacial Deposits, Amsterdam 1986, Tills and glaciotectonics: proceedings of an INQUA Symposium on Genesis and Lithology of Glacial Deposits: 145–155.
- VAN VEEN, R. (2021): Topsoil: Resilient soil and water resources. Understanding the water beneath your feet. – Provinz Drenthe.
- VINEGAR, H. J. & WAXMAN, M. H. (1984): Induced polarization of shaly sands. – Geophysics **49** (8): 1267–1287; *OOI:* 10.1190/1.1 441755>.
- VUKOVIC, M. & SORO, A. (1992): Determination of Hydraulic Conductivity of Porous Media from Grain-Size Composition. – 83 S., Water Resources Publications; Colorado, [ISBN 9780918334770].
- WANSA, S. (1994): Zur Lithologie und Genese der Elster-Grundmoränen und der Haupt-Drenthe-Grundmoräne im westlichen Elbe-Weser-Dreieck. – Mitt. Geol. Inst. Univ. Hannover 34: 74 S.; Hannover
- WIEDERHOLD, H., GABRIEL, G. & GRINAT, M. (2005): Geophysikalische Erkundung der Bremerhaven-Cuxhavener Rinne im Umfeld der Forschungsbohrung Cuxhaven. – Z. Angew. Geol. **51** (1): 28–38.
- WIEDERHOLD, H., KALLESØE, A. J., KIRSCH, R., MECKING, R., PECHNIG, R. & SKOWRONEK, F. (2021): Geophysical methods help to assess potential groundwater extraction sites. – Grundwasser **26**: 367–378.

7.2. Software

- FEFLOW[®] (2021): Finite-Element Simulation System for SubsurfaceFlow and Transport Processes V.7.4 – 64 bit version, DHI, © 1979–2021.
- SKUA-GOCAD[™] (2018): SKUA-GOCAD[™] -Paradigm[™] 18. – 64 bits, Emerson Paradigm Holding LLc, June 2018, ©1989–2019.

Autorenschaft

• Eva González

Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie, Referat L 2.5 Hydrogeologische Grundlagen, Stilleweg 2, 30655 Hannover.

 Nico Deus Landesamt f
ür Bergbau, Energie und Geologie, Referat L 2.5 Hydrogeologische Grundlagen, Stilleweg 2, 30655 Hannover.

• Dr. Jörg Elbracht

Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie, Referat L 2.5 Hydrogeologische Grundlagen, Stilleweg 2, 30655 Hannover.

• Dr. Reinhard Kirsch

GeoImpuls, geo-i@mytng.de

ehemals Landesamt für Landwirtschaft, Umwelt und ländliche Räume Schleswig-Holstein.

- Prof. Dr. Mike Müller-Petke Leibniz-Institut für Angewandte Geophysik, Sektion 2 Geoelektrik & Elektromagnetik, Stilleweg 2, 30655 Hannover.
- Dr. Mohammad Azizur Rahman
 - ehemals Leibniz-Institut für Angewandte Geophysik.
- Wolfgang Scheer

ehemals

Landesamt für Landwirtschaft, Umwelt und ländliche Räume Schleswig-Holstein.

Tobias Schlinsog

CONSULAQUA Hildesheim

ehemals

Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie.

• Dr. Bernhard Siemon

Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Fachbereich B2.1 Geophysikalische Erkundung – Technische Mineralogie, Stilleweg 2, 30655 Hannover.

• Dr. Helga Wiederhold helga.wiederhold@t-online.de

ehemals

Leibniz-Institut für Angewandte Geophysik.

ISSN 1864 - 7529