

**Blickpunkt Küste:
Aktuelle Forschungsansätze
in der Meeres- und Küstengeographie**



**Editors:
P. M. Link & L. Borchert**

Coastline Reports

24 (2015)

**Blickpunkt Küste:
Aktuelle Forschungsansätze in der
Meeres- und Küstengeographie**

Editors:

P. M. Link & L. Borchert

Hamburg, 2015

ISSN 0928-2734

ISBN 978-3-939206-17-0

Impressum

Titelbild: Mecklenburgische Ostseeküste (Foto: Jasmin S. A. Link)



Coastline Reports is published by:
EUCC – Die Küsten Union Deutschland e.V.
c/o Leibniz-Institut für Ostseeforschung Warnemünde
Seestr. 15,
18119 Rostock, Germany
eucc@eucc-d.de

Coastline Reports are available online under www.eucc-d.de and www.eucc.net.

For hardcopies please contact the editors or the EUCC-D.

The responsibility for the content of this report lies solely with the authors.

Vorwort

Die Küsten- und Meeresgeographie ist ein äußerst dynamisches Forschungsgebiet. Wie die Küsten und Meere selbst ist die geographische Forschung dieser für den Menschen sehr wichtigen Regionen ständigen Wandlungen und Neuerungen unterworfen. Seit Jahrzehnten sind die Jahrestagungen des Arbeitskreises Geographie der Meere und Küsten (AMK) eine regelmäßig genutzte Plattform, auf der gegenwärtige Trends in der deutschen geographischen Küsten- und Meeresforschung vorgestellt und diskutiert werden können. Auch auf der 31. Jahrestagung des AMK, die vom 18. bis zum 20. April 2013 in Köln stattfand, wurden wieder aktuelle Forschungsergebnisse in Vorträgen und Postern präsentiert. Der vorliegende Tagungsband zeigt exemplarisch einige dieser Arbeiten, die nicht nur die physisch-geographische Entwicklung von Küstenregionen betrachten sondern auch auf die Inwertsetzung durch den Menschen eingeht, sowie weitere Beiträge, die die Themen der Jahrestagung aufgreifen.

Das inhaltliche Spektrum dieses Tagungsbandes spiegelt die Programmschwerpunkte der Tagung in Köln sowie die Vielfalt der Forschungsfelder innerhalb des AMK wieder. Ein Fokus der Präsentationen der 31. Jahrestagung lag auf Fragen der methodischen Weiterentwicklung in der Erforschung von physisch-geographischen Küstenprozessen. Dabei wurden nicht nur Methoden in der geomorphologischen Küstenforschung betrachtet sondern auch paläogeographische Rekonstruktionen mit Hilfe von Untersuchungen von Mikrofauna und GIS-Analysen von Überflutungsrisiken in Küstengebieten. Eine weitere Sitzung der Tagung beschäftigte sich mit extremen Wellenereignissen und deren küstenformender Wirkung. Hier wurden mit der griechischen Mittelmeerküste, der deutschen Nordseeküste und den Küsten im Nordwesten Australiens drei Regionen betrachtet, die grundsätzlich verschiedene Charakteristika aufweisen. Das Hauptaugenmerk der Tagung lag auf Aspekten der Meeresspiegel- und Küstenentwicklung im Holozän. Untersuchungen zur Entwicklung des Meeresspiegels beschäftigten sich mit Katar, Norddeutschland und Brasilien. Die Daten für die zur holozänen Küstenentwicklung präsentierten Forschungsergebnisse wurden hingegen in der Türkei, dem Niedersächsischen Wattenmeer und dem kanadischen Yukon Territory erhoben. Insbesondere die Präsentationen zur Küstenentwicklung spannten den Bogen zu menschlicher Inwertsetzung der Küsten und Aspekten des Klimawandels. Dieser humangeographische Schwerpunkt findet sich auch in den Präsentationen zu Aspekten der Ökologie und des Küstenschutzes wieder, die auf die Entwicklung von Seegrassbeständen und der Nutzung und Akzeptanz von Küstenschutzmaßnahmen an den deutschen Küsten eingingen.

Dieser Tagungsband greift die thematische Ausrichtung der Tagung auf. Der Beitrag von Tanja Tillmann befasst sich mit der Nutzung von Bodenradar („ground-penetrating radar“ GPR) in Küstenregionen zur bildhaften Darstellung des Untergrundes unter unterschiedlichen geographischen Rahmenbedingungen. Auf der Basis von Beispielerhebungen auf der Insel Sylt zeigt der Artikel, inwiefern das Design des Experiments die Qualität der Ergebnisse beeinflusst und gibt Hinweise zur Optimierung der Anwendung dieses Messverfahrens.

Die Untersuchungen von Tanja Tillmann, Kirstin Surmann und Andrew Cooper zur Entwicklung der Strandwälle an der Magilligan Beach in Nordirland im späten Holozän basieren auf detaillierten Korngrößenanalysen von Proben der Strandsedimente, die in mehreren Strandwällen im Untersuchungsgebiet genommen wurden. Mit Hilfe dieser Analysen wurden die Strandwallablagerungen von äolischen Dünensanden unterschieden, um so Aussagen über die Genese der Strandwälle machen zu können.

Aktuelle Belange des Küstenschutzes stehen im Beitrag von Birger Dircks im Vordergrund. Obwohl die schleswig-holsteinische Nordseeküste sehr gut durch die Landesschutzdeiche geschützt ist, kann nicht ausgeschlossen werden, dass selbst modernste Küstenschutzanlagen im Falle eines Extremereignisses versagen. Die vorliegende Studie betrachtet ein Überflutungsszenario an der schleswig-holsteinischen Nordseeküste mit einem großskaligen dynamischen Überflutungsmodell.

Der in der Arbeit verwendete Ansatz ist eine Weiterentwicklung der bestehenden Methodik, da zum ersten Mal in einer Überflutungssimulation eine detaillierte Betrachtung der zeitlichen Entwicklung der Flut auf einer regionalen Skala möglich wurde.

Auch der Beitrag von Malte Schindler und Katharina Willim beschäftigt sich mit Überflutungen an der deutschen Nordseeküste. Allerdings liegt hier der Schwerpunkt auf den Überflutungshäufigkeiten der schleswig-holsteinischen Halligen, für die Landunter von grundlegender Bedeutung sind. Die Landunter bringen Sedimentablagerungen mit sich, die ein Aufwachsen der Halligen zur Folge haben, was einem steigenden Meeresspiegel entgegenwirkt. Wasserundurchlässige Küstenschutzanlagen auf einigen Halligen sorgen dafür, dass Landunter nur noch bei Sturmfluten auftreten, was die Menge der abgelagerten Sedimente deutlich reduziert. Dadurch fällt das Wachstum der Halligen gegenüber dem Anstieg des Meeresspiegels langsam aber sicher zurück. Deshalb erscheint es auf der Basis der Untersuchungsergebnisse dieser Studie sinnvoll, die Überflutungshäufigkeiten auf den bislang besonders geschützten Halligen durch ein Umschwenken auf wasserdurchlässige Küstenschutzmaßnahmen zu erhöhen, um so die Sedimentablagerungen auch auf diesen Halligen durch eine moderate Erhöhung der Zahl der auftretenden Landunter wieder zu fördern, da dies die langfristige Anpassungsfähigkeit der Halligen fördert.

Der Mensch wirkt nicht nur durch den Bau von Küstenschutzmaßnahmen auf die Küsten ein, auch durch intensive menschliche Nutzung werden Küstenökosysteme stark beeinflusst. Um diese Einflüsse quantifizieren zu können, wurde das Konzept der Ökosystemdienstleistungen in die Küstenforschung eingeführt, was eine Verbindung zwischen den physischen und humangeographischen Aspekten der geographischen Küstenforschung ermöglicht. Der Beitrag von Peter Michael Link und Leonard Borchert beschäftigt sich mit der Entwicklung des Konzeptes der Ökosystemdienstleistungen, speziell für die Anwendung in Küstenzonen. Auf der Basis der bisherigen Entwicklung und des derzeitigen Verständnisses von Ökosystemdienstleistungen wird erörtert, welche Möglichkeiten zur Weiterentwicklung dieses Konzeptes im Rahmen eines integrierten Küstenmanagements bestehen.

Die Beiträge in diesem Tagungsband der 31. Jahrestagung des AMK unterstreichen die kontinuierliche Weiterentwicklung der geographischen Küsten- und Meeresforschung in Deutschland. Diese Entwicklung ist in der ununterbrochenen Serie an Tagungsbänden der Jahrestagungen seit Gründung des Arbeitskreises im Jahre 1983 dokumentiert. Der vorliegende Band setzt diese Tradition fort.

Der vorliegende Band setzt diese Tradition fort. In diesem Band wird auf einige äußerst interessante Aspekte der Küsten- und Meeresgeographie eingegangen, und bei der derzeitigen Entwicklung der Küsten- und Meeresgeographie bleibt uns die Sicherheit, dass auch in den kommenden Jahren neue Problemfelder eröffnet werden und weitere Forschungsfragen beantwortet werden, die wiederum neue Projekte zur Erforschung der Küsten und Meere nach sich ziehen. Unser Forschungsfeld wird auch in Zukunft seine Faszination bewahren.

Ich möchte der Arbeitsgruppe von Herrn Prof. Dr. Helmut Brückner von der Universität Köln für die Organisation und Durchführung der 31. Jahrestagung des Arbeitskreises Geographie der Meere und Küsten danken. Sie bildet die Grundlage für die Mehrzahl der Beiträge in diesem Tagungsband. Mein Dank geht auch an die Autorinnen und Autoren, die mit ihren Beiträgen die Vielfalt der Küsten- und Meeresgeographie aufzeigen. Außerdem möchte ich meinem Kollegen und Mitherausgeber Leonard Borchert danken, der mit viel Einsatz an der Bearbeitung und Betreuung der eingereichten Beiträge mitgewirkt hat, ebenso den Reviewern der einzelnen Beiträge für ihre konstruktiven Kommentare. Die Umsetzung dieses Tagungsbandes ist durch die umfangreiche finanzielle Unterstützung durch den Exzellenzcluster „Integrated Climate System Analysis and Prediction“ (CliSAP) der Universität Hamburg erst möglich gemacht worden. Hierfür danken die Autoren und Herausgeber. Die Beiträge unterstreichen die enge Verflechtung der aktuellen Küsten- und Meeresforschung mit der Erforschung des Klimawandels.

Inhaltsverzeichnis

Tanja Tillmann

**Georadar (GPR) an der Küste und auf den Nordseeinseln:
Praxisleitfaden, Beispiele und Grenzen..... 1**

Tanja Tillmann, Kirstin Surmann & Andrew Cooper

**Beach ridges of the Magilligan Foreland (Northern Ireland/UK):
A detailed sedimentary approach 19**

Birger Dircks

**GIS-gestützte Analyse der Überflutungsgefährdung
an der Nordseeküste Schleswig-Holsteins..... 37**

Malte Schindler & Katharina Willim

**Berechnung langjähriger Überflutungshäufigkeiten für die Halligen Hooge,
Langeneß und Nordstrandischmoor auf Basis regionaler Pegeldata 53**

Peter Michael Link & Leonard Borchert

**Ecosystem Services in Coastal and Marine Areas-
Scientific State of the Art and Research Needs..... 67**



Georadar (GPR) an der Küste und auf den Nordseeinseln: Praxisleitfaden, Beispiele und Grenzen

Tanja Tillmann

Niedersächsisches Institut für historische Küstenforschung (NIhK), Wilhelmshaven

Abstract

This study is aiming to be a practice guide providing new insights, recommendations, examples and guidelines of using Ground-penetrating radar (GPR) in coastal environments. GPR is a non-invasive geophysical tool to provide images of the shallow subsurface underground from different geographical settings. First, the general state of knowledge and the use of the GPR method in geology and sedimentology are presented. The second part deals with the theoretical background of ground-penetrating radar measurements. Practical advice concerning the survey design and geometry, the choice of antenna frequencies and the maximum ground penetration are generally based on own field experience. Survey design and survey geometry are important components of a successful GPR survey. So, this chapter includes some suggestions for optimising these components to achieve good results for the following sedimentological interpretation. A main aspect of efficient GPR surveying in coastal environments is the choice of the antenna frequency. Therefore, an example of an antenna testing survey is presented. GPR data interpretation is the most challenging component of GPR work. Radar reflection profiles are interpreted following the principles of radar stratigraphy that is shortly summarized as well. First, radar reflection patterns must be classified to define a comprehensive radarfacies definition of a distinct study area. Different radar reflection patterns are often caused by changes in bedding and lithological variations in clastic sediments. Annotations to limitations and pitfalls using GPR in a coastal environment complete this article.

1 Warum eignen sich Georadmessungen im Küstenraum und auf Barriereinseln?

Küsten und Barriereinseln sind im Allgemeinen durch kleinräumig wechselnde Faziesbereiche und sich kurzzeitig ändernde geologische und geomorphologische Verhältnisse geprägt. Der klassische Ansatz in der Sedimentologie ist vorwiegend auf Bohrungen und der detaillierten Untersuchung vorhandener Aufschlüsse begründet (Tillmann & Wunderlich 2012). Herkömmliche Methoden beruhen daher, bezogen auf das gesamte Untersuchungsgebiet, auf stichprobenartigen Informationen mit standortbezogenem Charakter. Punktuelle Informationen aus Bohrungen und Aufschlüssen werden in der Regel ausschließlich durch räumliche Interpolation auf das gesamte Gebiet angewendet.

Natürliche Aufschlüsse sind auf den Nordseeinseln mit Ausnahme der durch fortschreitende Sturmfluterosion freigelegten Kliffs und Küstendünen selten (Tillmann & Wunderlich 2011a). Die manuelle Grabung von Aufschlüssen und Gruben ist in den oftmals unter Naturschutz stehenden und teilweise zur Sonderschutzzone des Nationalparks Wattenmeer gehörenden Gebieten nicht gestattet. Die Korrelation von Bohrungen im Bereich einer Barriereinsel ist aufgrund räumlich nahe beieinander liegenden Faziesräumen sowie zahlreicher kleinräumiger Erosions- und Akkumulationsvorgänge nur schwer möglich (Tillmann & Wunderlich 2012). Bohrungen liefern darüber hinaus kaum Information über den internen Aufbau und die sedimentologische Architektur von Barriereinseln. So können im einzelnen Bohrkern generell keine Informationen zur Sedimentstruktur und der räumlichen Lage bzw. dem Einfallen der Schichten gewonnen werden. Wird dennoch eine Interpretation auf der Grundlage eines weniger dichten Bohrrasters gewagt, kann dies leicht zu Überinterpretationen führen.

2 Georadar-Methode

2.1 Theoretischer Hintergrund und Funktionsprinzip

Das Geo- oder Bodenradar, engl. *ground-penetrating radar* (GPR), ist ein hochauflösendes elektromagnetisches Impulsreflexionsverfahren (EMR), das als geophysikalische Messmethode zur zerstörungsfreien Prospektion des oberflächennahen Untergrundes eingesetzt wird (Annan 2001; Blindow et al. 2005). Im Vergleich zu anderen Methoden der Geophysik, die eine Prospektion des Untergrundes ermöglichen, wie beispielsweise die Geoelektrik, die Geomagnetik und die Reflexions- und Refraktionsseismik bietet das Georadar die höchste räumliche Auflösung. Durch das hohe Auflösungsvermögen (Zentimeter- bis Meter-Bereich) und ein quasi-kontinuierliches Messprinzip eignet sich das Georadar besonders für sedimentologische und geomorphologische Fragestellungen. Die zerstörungsfreie Art der Datenaufnahme ermöglicht auch Messungen im Gelände und auf Flächen, die unter Naturschutz stehen und die somit vor invasiven Eingriffen geschützt werden.

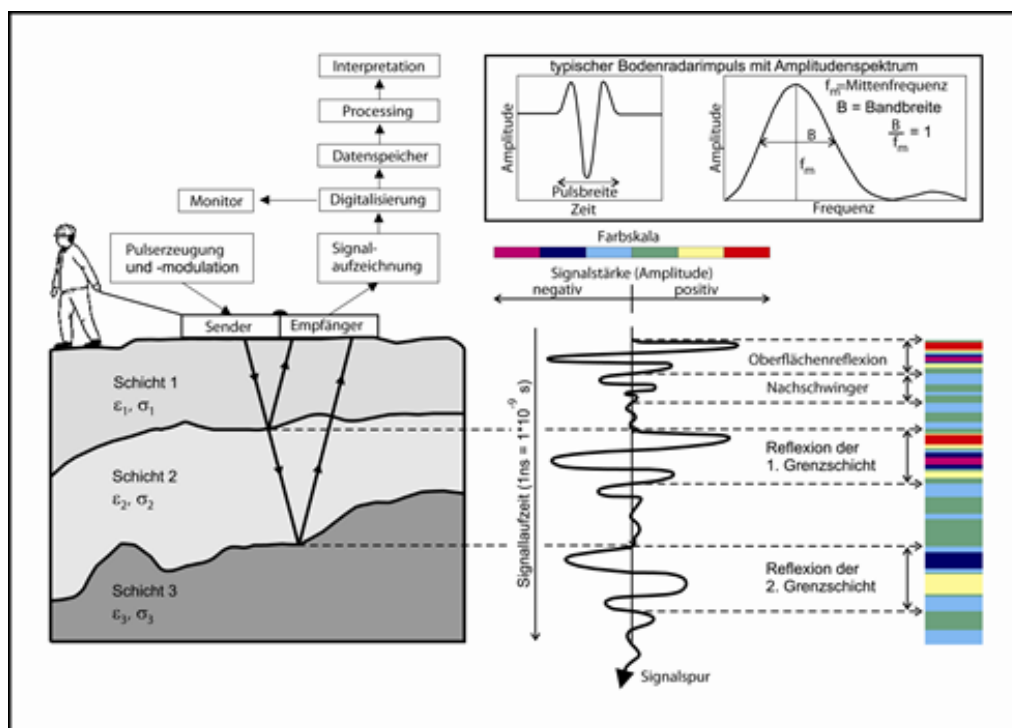


Abb. 1: Prinzip der Georadar-Methode und schematische Darstellung einer Radarspur als Funktion der Signalstärke und als Farbbalken. Quelle: verändert nach Alteköster (2004).

Von einer Georadar-Sendeantenne werden kurze, hochfrequente elektromagnetische Impulse einer bestimmten Frequenz in den Untergrund gesendet (Abb. 1). Die elektromagnetische Welle breitet sich mit einer bestimmten Geschwindigkeit im Untergrund aus und wird an Inhomogenitäten und Grenzflächen, die durch zwei Materialien mit unterschiedlichen elektromagnetischen Eigenschaften charakterisiert sind, reflektiert, gebrochen, gestreut und zum Teil absorbiert (Abb. 1).

Die Ausbreitungsgeschwindigkeit ist materialspezifisch. Das reflektierte elektrische Feld der elektromagnetischen Welle wird von einer Empfangsantenne registriert, als sogenannte Signalspur aufgezeichnet und in einem Weg-Zeit-Diagramm, dem Radargramm, dargestellt (Abb. 1). Durch die Reflexion an Schichtgrenzen oder Störkörpern erhält man ein quasi-kontinuierliches Profil des Untergrundes in Abhängigkeit von dessen dielektrischen Eigenschaften (Annan 2009, Neal 2004). Das Zeitintervall zwischen Senden, Reflexion und Empfangen wird als Zwei-Wege-Laufzeit (TWT = *two-way travel time*) bezeichnet und in der Einheit Nanosekunden (ns) angegeben wobei $1 \text{ ns} = 10^{-9} \text{ s}$ sind. Ist die Ausbreitungsgeschwindigkeit der Wellen im Untergrund bekannt, kann anhand der

Signallaufzeit die Tiefe der Grenzschicht respektive des Reflektors bestimmt werden. Auf diese Weise ermöglicht das Georadar, oberflächennahe Untergrundstrukturen direkt und auf zerstörungsfreie Weise als zwei- und dreidimensionales, hochauflösendes Profil räumlich zu verfolgen und hinsichtlich seiner elektromagnetischen Eigenschaften abzubilden.

2.2 Antennenwahl: Auflösung versus Erkundungstiefe

Ob Georadarmessungen als Methode für eine definierte Fragestellung geeignet sind, wird in erster Linie durch die Auflösung bestimmt. Daher ist die Auflösung besonders für die Interpretation von GPR-Daten im sedimentologischen Kontext von großer Bedeutung und definiert den Maßstab der Sedimentstrukturen, die mittels Georadar erfasst und untersucht werden können.

Als Auflösung bezeichnet man in Anlehnung an die Gesetze der Optik den kleinsten Abstand unter dem zwei Objekte noch als getrennt wahrgenommen werden können. So wird die Auflösung sowohl über die Fähigkeit, die räumliche oder zeitliche Position eines Reflektors zu bestimmen, als auch über die Fähigkeit, zwischen zwei dicht beieinander liegenden Impulsen zu unterscheiden, definiert (Knapp 1990; Neal 2004). Die vertikale Auflösung, als der kleinste Abstand unter dem zwei übereinander liegende Objekte gerade noch zu unterscheiden sind (Neal 2004), wird im Allgemeinen durch die Wellenlänge (λ) kontrolliert (Knapp 1990). Diese errechnet sich wie folgt aus der Wellengeschwindigkeit (v) und der Frequenz (f):

$$\lambda = \frac{v}{f} \quad (1)$$

Aus Gleichung (1) geht hervor, dass mit Erhöhung der Frequenz (f) die Wellenlänge (λ) kleiner wird und die vertikale Auflösung mit kürzerer Wellenlänge zunimmt. Eine hohe vertikale Auflösung kann durch den Einsatz einer Antenne aus dem höheren Frequenzbereich erreicht werden. Das Frequenzspektrum von Georadarantennen reicht im Allgemeinen von 10 MHz bis 2 GHz (Cassidy 2009a).

Die vertikale Auflösung ist für eine sedimentologische Interpretationen von GPR-Daten von zentraler Bedeutung, da sie den Maßstab definiert, in welchem übereinander liegende Reflektoren als voneinander getrennte Schichten wahrgenommen werden. Aufgrund der kürzeren Wellenlänge besitzen hochfrequente Signale ein höheres Auflösungsvermögen. Durch Absorption und Streuung werden diese jedoch stärker beeinträchtigt, was zur Verringerung der Erkundungstiefe führt. Im Allgemeinen gilt folgender Zusammenhang zwischen Antennenfrequenz, Erkundungstiefe und Auflösung:

- Je niedriger die gewählte Antennenfrequenz, desto größer die zu erwartende Erkundungstiefe und desto schlechter ist die Auflösung (Jol et al. 2002; Jol & Bristow 2003).
- Höhere Antennenfrequenzen verbessern die Auflösung (Blindow et al. 2005; Neal 2004). Andererseits nimmt bei höheren Frequenzen die Signaldämpfung des Untergrundes zu und demzufolge die Erkundungstiefe ab (Annan 2009; Cassidy 2009b).

Die Antennenwahl wird sowohl durch die primäre Fragestellung als auch durch die Untergrundeigenschaften beeinflusst. Die Wahl der geeigneten Georadarantenne stellt somit immer einen Kompromiss zwischen Auflösung und Erkundungstiefe dar (Tillmann & Wunderlich 2012). Für Georadarstudien im Küstenraum werden daher umfangreiche Antennentests zu Beginn jeder Messkampagne empfohlen. Abbildung 2 zeigt die Ergebnisse eines Antennentests im Süden der Insel Sylt. Zunächst wurde ein GPR-Transekt im Gelände mit Hilfe von dGPS Koordinaten festgelegt und nachfolgend mit den Antennenfrequenzen 100 MHz (Abb. 2 Bild A), 200 MHz (Abb. 2 Bild B) und 400 MHz (Abb. 2 Bild C) vermessen.

Das Radargramm aus Abbildung 2 Bild A erreicht eine maximale Erkundungstiefe von 300 ns - 350 ns TWT, die in diesem Gebiet einer Tiefe von etwa 15 m - 17 m unter der Geländeoberfläche entspricht. Der Berechnung des Maßstabes wurde eine durchschnittliche Geschwindigkeit von 0,1 m/ns zugrunde

gelegt. Der obere Bereich des Radargramms bis zu einer Tiefe von ca. 50 ns TWT (roter Kasten in Abbildung 2 Bild A) enthält strukturell wenig definierte Reflexionsmuster, die in diesem konkreten Fall kreuzgeschichtete äolische Dünenande darstellen. Im Gegensatz zu den Profilen, die mit höheren Antennenfrequenzen gemessen wurden (Abb. 2 Bild B und Bild C), zeigt das Radargramm der 100 MHz Antenne die beste Erkundungstiefe. So können Reflektoren noch bis ca. 350 ns TWT deutlich als solche identifiziert werden.

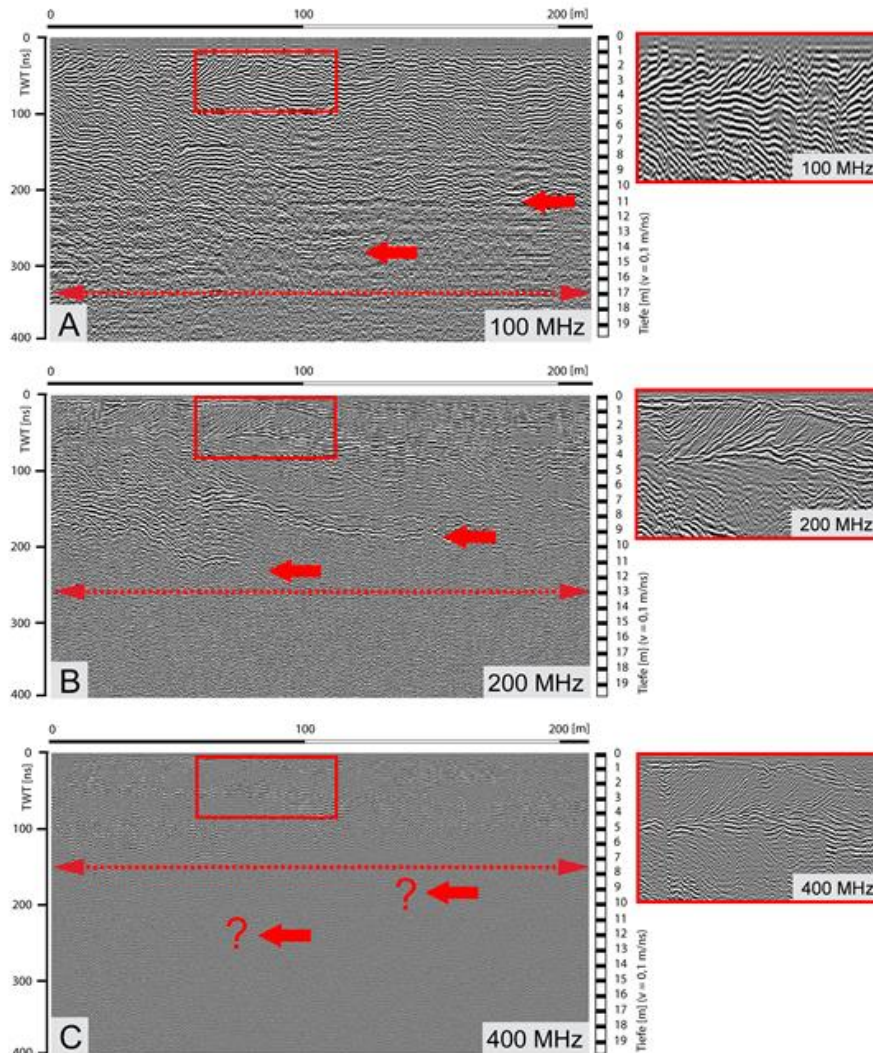


Abb. 2: Antennentest-Survey im Süden der Insel Sylt. A: Georadartestmessung mit einer 100 MHz Antenne. B: Georadartestmessung mit einer 200 MHz Antenne. C: Georadartestmessung mit einer 400 MHz Antenne. Quelle: in Anlehnung an Tillmann & Wunderlich (2012).

Im zweiten Radargramm (Abb. 2 Bild B) wird eine maximale Erkundungstiefe von 200 ns - 250 ns TWT bzw. eine Tiefe von 10 m - 13 m unter der Geländeoberfläche erreicht. Die Schichtung der äolischen Sande und damit die interne Struktur der Düne ist wesentlich genauer definiert und optisch eindeutiger aufgelöst als im Radargramm aus Abbildung 2 Bild A.

Das Profil aus Abbildung 2 Bild C, gemessen mit einer 400 MHz Antenne, zeigt die beste Auflösung. Besonders die Dünenschichtung im oberen Bereich des Radargramms ist klar und deutlich erkennbar. In diesem Gebiet eignet sich die 400 MHz Antenne besonders für Studien, die oberflächennahe und kleinskalige Sedimentstrukturen im Bereich der rezenten Dünen zum Forschungsgegenstand haben. Der entscheidende Nachteil der Radargramme der 400 MHz Antennenfrequenz ist im Vergleich zu den Radarmessungen mit einer 100 MHz und 200 MHz Frequenz (Abb. 2 Bild A und Bild B) die

geringere Erkundungstiefe. Diese entspricht an gemessener Stelle maximal 100 ns - 140 ns TWT und erreicht so lediglich Tiefen von 5 m - 7 m unter der Geländeoberfläche.

Betrachtet man die Radargramme, die mit einer 100 MHz und einer 200 MHz Antenne aufgenommen wurden (Abb. 2 Bild A und Bild B), so wird deutlich, dass im Bereich zwischen 100 ns - 250 ns TWT zwei Hauptreflektoren verlaufen, die in der Realität sedimentären Hauptstrukturen entsprechen und für die Interpretation wichtige Erosionsdiskordanzen darstellen. Diese Strukturen konnten aufgrund der erhöhten Dämpfung bei der hochfrequenten 400 MHz Antenne im Radargramm (Abb. 2 Bild C) nicht mehr erfasst werden. Das Beispiel zeigt, dass Georadarmessungen, basierend auf nur einem Antennenspektrum, leicht zu unvollständiger Datenaufnahme führen können. Für eine umfassende geologisch-sedimentologische Bestandsaufnahme und Untersuchung im Küstenraum ist demzufolge essentiell, die Summe aller im Untersuchungsgebiet vertretenen sedimentären Strukturen zu betrachten und diese hinsichtlich bestimmter Kriterien (Verlauf, Einfallswinkel, Tiefe etc.) zu analysieren.

In einer Studie bewiesen Smith & Jol (1995) einen linearen Zusammenhang zwischen der Antennenfrequenz und der maximalen Erkundungstiefe. Sie ermittelten die maximal mögliche Erkundungstiefe für Georadarmessungen in trockenen, homogenen, siliziklastischen Lockersedimenten aus dem Quartär (Abb. 3). Lindhorst (2008) ergänzt die Studie von Smith & Jol (1995) und gibt maximale Erkundungstiefen im Bereich der Nordseeinseln an. Ein besonderer Schwerpunkt der GPR-Messungen von Lindhorst (2008) lag im Norden der Insel Sylt. Die Werte von Smith & Jol (1995) und Lindhorst (2008) wurden in dieser Studie durch umfangreiche Georadarmessungen auf Amrum und im Süden der Insel Sylt ergänzt und anhand von Durchschnittswerten graphisch dargestellt (Abb. 3).

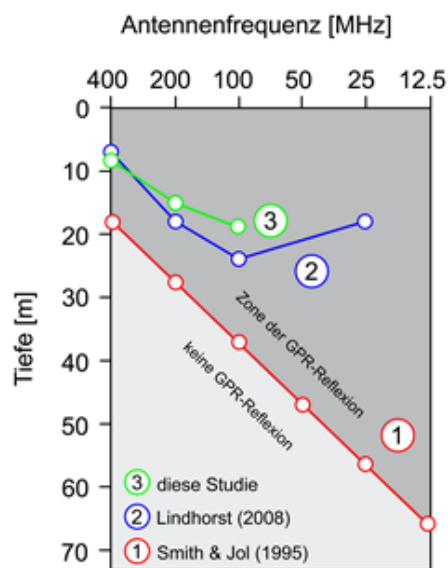


Abb. 3: Beziehung zwischen Antennenfrequenz und maximaler Erkundungstiefe in siliziklastischen Lockersedimenten. Die rote Gerade entspricht einer linearen Beziehung zwischen Antennenfrequenz und maximaler Erkundungstiefe und bezieht sich auf Untersuchungen von Smith & Jol (1995) in trockenen unkonsolidierten Quarzsanden. Der blaue Graph gibt die maximalen Erkundungstiefen auf Barriereinseln der Nordsee von Lindhorst (2008) wieder. Die Werte der grünen Linie entsprechen der maximalen Erkundungstiefen auf den Nordseeinseln Sylt und Amrum. Die maximalen Erkundungstiefen für die entsprechenden Antennenfrequenzen von Smith & Jol (1995) wurden weder von Lindhorst (2008) noch in dieser Studie erreicht.

Die maximalen Erkundungstiefen für die entsprechenden Antennenfrequenzen von Smith & Jol (1995) konnten weder durch Lindhorst (2008) noch durch eigene Studien auf den Nordseeinseln erreicht werden. Ferner zeigen die gemessenen Werte keine lineare Beziehung. Als mögliche Gründe für eine geringere Erkundungstiefe auf den Nordseeinseln können die Wassersättigung sowie ein erhöhter Silt-

und Tongehalt der Sedimente angeführt werden, die zur Dämpfung des elektromagnetischen Signals führen.

2.3 Survey Design und Survey Geometrie

Die Wahl von „*Survey Design*“ und „*Survey Geometrie*“ ist wichtig für eine erfolgreiche GPR-Datenaufnahme. Die Topographie des Geländes schränkt die Einsatzmöglichkeiten des Georadars ein. Steile Hänge und starke Höhenwechsel entlang der GPR-Messlinie können Verzerrungen und Artefakte im Radargramm hervorrufen (Tillmann & Wunderlich 2012) und sind daher weitestgehend zu vermeiden. Dünentäler und topographisch flache Bereiche zwischen den einzelnen Dünenkomplexen ermöglichen präzise Georadarmessungen. Ferner sollte bereits im Vorfeld sichergestellt sein, dass kein stehendes Grundwasser die Georadarmessungen in den Dünentälern behindern und somit die einzelnen Profile unterbrechen würde.

Detaillierte Angaben zur Survey Geometrie und dem Survey Design von Georadarmessungen im Küstenbereich finden sich u. a. in Tillmann & Wunderlich (2012) und werden nachfolgend kurz zusammengefasst. Nach Empfehlungen von Jol & Bristow (2003) ist es sinnvoll, die Orientierung der Georadar-Profile im Bezug auf geologische Fragestellungen parallel und senkrecht zur Haupteinfallrichtung der im Untergrund zu erwartenden Schichten zu wählen. Aufgrund von Bebauung (z.B. durch Gebäude und Verkehrswege), starker Topographie, dichter Vegetation und stehenden Gewässern ist dies jedoch nicht überall an der Küste möglich. Zudem sind die Barriereinseln generell durch kleinräumige Fazieswechsel gekennzeichnet, die in der Regel keine über mehrere Kilometer konstante Haupteinfallrichtung der Schichten im Untergrund erwarten lassen. Auch die rezente Geomorphologie und der Bezug zur Küstenlinie sollte bei der Wahl der Georadar-Transecte beachtet werden (Tillmann & Wunderlich 2012). Um eine effektive Survey-Strategie für das jeweilige Untersuchungsgebiet zu entwickeln, werden erste Testmessungen über kurze Distanzen (ca. 30 m – 100 m) empfohlen. Die beste Möglichkeit der Analyse und Visualisierung von Georadardaten bieten dreidimensionale Georadarmessungen (Beres et al. 1995), die daher für durch kleinräumige Fazieswechsel gekennzeichnete Küstenbereiche besonders geeignet sind (Tillmann & Wunderlich 2012). Die dreidimensionale Geländeaufnahme ermöglicht durch die Darstellung der Georadardaten, z. B. als Würfel oder als Zeitscheibe, das detaillierteste Abbild der sedimentären Strukturen und deren Einfallrichtungen und -winkel im Untergrund (Jol & Bristow 2003). Auf diese Weise können auch kleinräumige küstenmorphologische Strukturen näher erfasst werden. Allerdings ist die dreidimensionale Datenaufnahme äußerst personal- und zeitintensiv. Für den großflächigen Einsatz ist sie ungeeignet und wird daher nur an ausgewählten Standorten empfohlen, um Informationen über Einfallswinkel, Einfallrichtung und somit die Lage der Hauptreflektoren im Raum zu erhalten.

Survey-Gitter bestehend aus sich in regelmäßigen Abständen kreuzenden GPR-Transecten gelten ebenfalls als sehr effektiv (Bristow et al. 1996) und eignen sich besonders auf großen Flächen mit flacher Topographie. Diese Bedingungen sind im Dünengelände vieler Nordseeinseln nicht gegeben.

Die zweidimensionalen Georadarmessungen erfolgen entlang von möglichst langen Transecten in unterschiedlichen Richtungen. Lange Transecte ermöglichen es, Aussagen zur Kontinuität einzelner Reflektoren zu treffen. Die Überschneidungen der einzelnen Transecte an Kreuzungspunkten oder die Berührung einzelner Profile an Eckpunkten erlaubt eine pseudodreidimensionale Darstellung. Diese Art der Visualisierung ermöglicht eine annähernd räumliche Interpretation der gemessenen Radargramme und hat sich für die Untersuchung von sedimentären und geomorphologischen Strukturen auf den Nordseeinseln besonders bewährt (Tillmann & Wunderlich 2011b, 2013a, 2013b, Tillmann et al. 2013, Lindhorst et al. 2010). Je höher die Profildichte im jeweiligen Untersuchungsgebiet, desto detaillierter und verlässlicher können zusammenhängende räumliche Strukturen erfasst werden. In Kombination mit zusätzlichen dreidimensionalen GPR Messungen an ausgewählten Standorten wird in der Regel eine eingehende räumliche Dateninterpretation ermöglicht.

3 Praktische Anwendung der Georadar-Methode im Küstenraum

3.1 Grenzen der Georadar-Methode

Obwohl die Georadar-Methode für geomorphologische und sedimentologische Untersuchungen viele Vorteile bietet, existieren dennoch Einschränkungen, die es zu beachten gilt. Nachfolgend werden die Hauptprobleme von Georadarmessungen im Bereich der Küste und auf den Nordseeinseln diskutiert.

3.1.1. Grundwasser versus Meerwasser

Die Erkundungstiefe des elektromagnetischen Signals in den Untergrund wird beeinflusst durch die gewählte Antennenfrequenz (vgl. Abb. 2) sowie die elektrische Leitfähigkeit des Ausgangsmaterials und wird durch zunehmende Dämpfung in bestimmten Materialien verringert. Durch eine erhöhte elektrische Leitfähigkeit des Materials treten aufgrund starker Dispersion Energieverluste, z. B. durch den Ladungstransport von Ionen im Wasser sowie durch elektrochemische Prozesse mit Kationenaustausch an Tonmineralen auf (Harari 1996). Stark silt- und tonhaltige Sedimente sowie saline Bedingungen, z. B. durch einen erhöhten Ionengehalt in salzhaltigem Grundwasser und Meerwasser, schränken deshalb die Anwendungsmöglichkeiten von GPR ein und führen in der Regel zu geringeren Erkundungstiefen (vgl. Annan 2009; Smith & Jol 1995).

Auch die an der Nordseeküste häufig anstehenden salzhaltigen Torfe und Ablagerungen von Klei führen zu Signalabschwächung (Tillmann & Wunderlich 2011a). Georadarmessungen von van Heteren et al. (1998) zeigten, dass geringmächtige Tonlagen von 10 cm bereits eine stark dämpfende Wirkung auf die unterlagernden Schichten haben. Eigene Erfahrungen zeigen, dass hierbei vor allem die Mächtigkeit dieser Sedimente eine entscheidende Rolle spielt. So können beispielsweise geringmächtige Ton-, Klei-, und Mischwattablagerungen unterhalb des Grundwasserspiegels durchaus vom elektromagnetischen Signal durchdrungen werden, sodass die Schichten im Liegenden dieser eingeschalteten Lagen noch Reflexionen erzeugen. Auch eine Wechsellagerung aus Sanden und feingeschichteten Tonlagen wird - wenn es die Auflösung der gewählten Antennenfrequenz erlaubt - vom Georadar als solche erfasst. Eine andere Situation ergibt sich bei Georadarmessungen im Bereich heutiger Salzwiesen, die noch unmittelbar im Einflussbereich rezenter Überflutungen und somit unter Salzwasserbedingungen stehen. Aufgrund stark erhöhter oberflächennaher Dämpfung werden tiefere Schichten des Untergrundes der rezenten Salzwiese nicht reflektiert. Auf Salzwiesen und im Bereich der Marsch sind daher nur in eingeschränktem Maße GPR-Messungen möglich. Mittels einer 200 MHz und 400 MHz Antenne können dort in der Regel maximale Erkundungstiefen von lediglich 30 cm bis 70 cm erreicht werden.

Die maximale Erkundungstiefe im reinen Salzwasser entspricht nach Angaben von van Heteren et al. (1996) etwa 30 cm. Auch der Strandbereich steht oftmals unter Einfluss von salzhaltigem Grundwasser bedingt durch Meerwasserintrusionen (Bakker 1990) sowie Salzspray (McLachlan 1990) und weist einen erhöhten Ionengehalt auf, der zur Dämpfung des elektromagnetischen Signals und einer Abschwächung der Reflexionen führt (Tillmann & Wunderlich 2011b).

Der Kontaktbereich zwischen Grund- und Meerwasser wird von einer schmalen Übergangszone begleitet, die häufig sehr deutlich in den Radargrammen des Strandbereichs wiedergegeben ist. Im Radargramm aus Abbildung 4 ist eine deutliche Abnahme der Erkundungstiefe in Richtung des sich im Westen an die Vordüne anschließenden Strandes festzustellen. Die Dämpfung des elektromagnetischen Signals wird durch das vom Meer her eindringende Salzwasser verursacht (Abb. 4 und Abb. 5).

Die Geländeoberfläche auf den Nordseeinseln liegt zum Teil erheblich über dem Meeresspiegel. Dadurch ist es möglich, dass Süßwasser aus Niederschlägen in den Untergrund eindringen und das Salzwasser verdrängen kann. Mit der Zeit haben sich im Untergrund natürliche Süßwasserspeicher in Form von Süßwasserlinsen herausgebildet. Die Form des Süßwasserspeichers hängt sowohl von dem hydrodynamischen Gleichgewicht zwischen Salz- und Süßwasser als auch von der Gestalt der

Geländeoberfläche und dem geologischen Aufbau bzw. den Lagerungsverhältnissen des Untergrundes ab. Anders als auf dem Festland wird auf den Inseln das Grundwasser rezent ausschließlich durch Niederschläge erneuert.

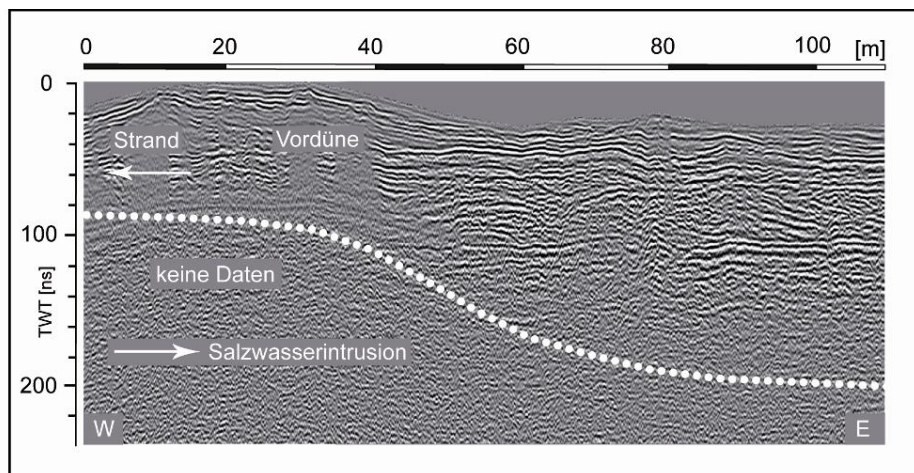


Abb. 4: GPR-Profil vom Süden Sylts gemessen vom Weststrand der Hörnum Odde über die sich östlich anschließende Vordünenkette. Die Salzwasserintrusion aus dem Strandbereich führt im Westen des Profils zu Dämpfung und verminderter Erkundungstiefe.

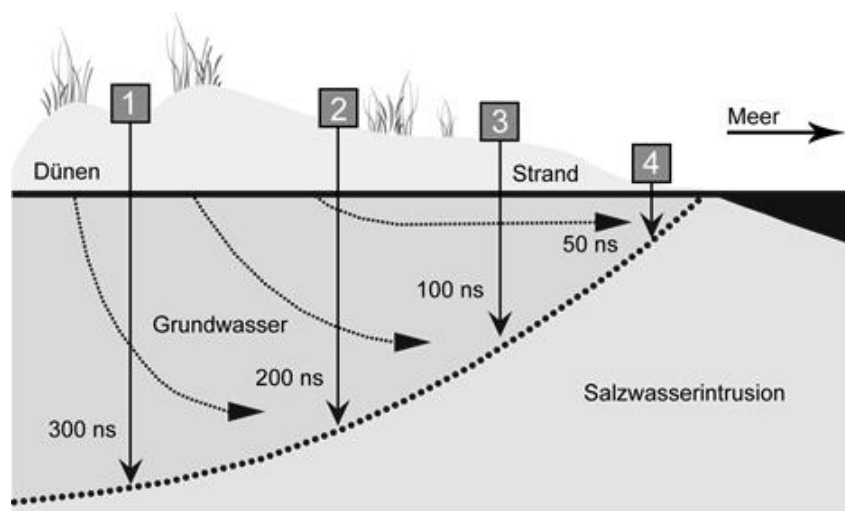


Abb. 5: Vereinfachte schematische Darstellung einer Süßwasserlinse unter den Nordseeinseln basierend auf den Erkundungstiefen eigener Georadarmessungen. Die Erkundungstiefe ist im Dünengelände in der Inselmitte am größten. Dort wurden mittels einer 100 MHz und 200 MHz Antenne maximale Tiefen von bis zu 300 ns TWT erreicht. Die Eindringtiefe des elektromagnetischen Signals nimmt in Richtung der Küstenlinie ab und beträgt im Strandbereich nur noch bis zu 50 ns TWT. Meerwärts der MThw-Linie werden auch bei Ebbe aufgrund maximaler Dämpfung, keine Reflexionen mehr aufgezeichnet.

Abbildung 5 basiert auf gemessenen maximalen Erkundungstiefen eigener Georadarmessungen und zeigt als vereinfachte schematische Darstellung den Kontaktbereich zwischen Süßwasserlinse und der durch das angrenzende Meer bedingten Salzwaterintrusion im Bereich einer Barriereinsel. Die Erkundungstiefe ist im Dünengelände der Inselmitte am höchsten. Dort wurden mittels einer 100 MHz und 200 MHz Antenne maximale Erkundungstiefen von bis zu 300 ns TWT erreicht (Abb. 5 Kasten 1). Die Erkundungstiefe nimmt in Richtung rezenter Küstenlinie ab und beträgt im Strandbereich nur noch bis zu 50 ns TWT (Abb. 5 Kasten 2 - 4). Meerwärts der MThw-Linie werden

auch bei Ebbe, aufgrund maximaler Dämpfung, vom Georadar keine Reflexionen mehr aufgezeichnet (Abb. 5).

3.1.2 Topographie

Topographische Höhenunterschiede entlang von Georadar-Transekten führen zu Verzerrungen im Radargramm (vgl. Abb. 6) und müssen daher während oder im unmittelbaren Anschluss an die GPR-Messungen erfasst werden, um eine verlässliche Interpretation zu gewährleisten (z. B. Fisher et al. 1996; Bristow 2009; Jol & Bristow 2003).

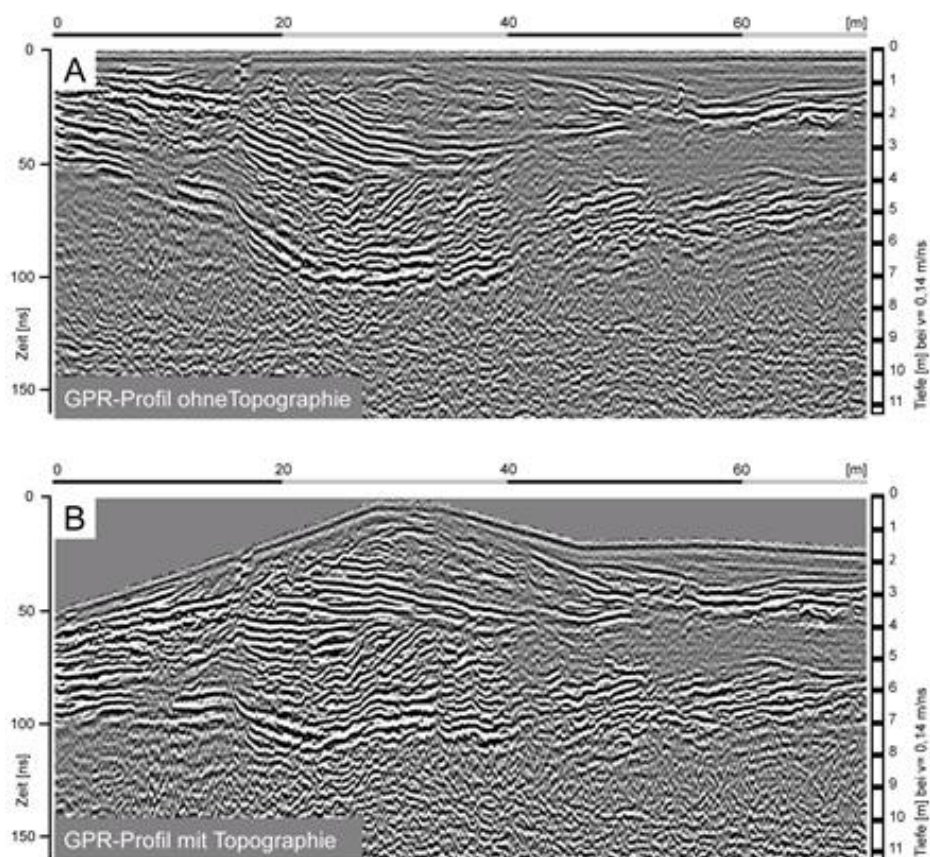


Abb. 6: Radargramm einer Düne im Süden der Insel Sylt basierend auf GPR-Daten von Tillmann & Wunderlich (2012). Bild A zeigt das Radargramm vor der topographischen Geländekorrektur mit Hilfe von dGPS Daten. Im Radargramm ist die Düne als konkave Geländedepression dargestellt. B: Nach der topographischen Korrektur mit einer oberflächennahen Durchschnittsgeschwindigkeit von 0,14 m/ns wurde die Geländeoberkante angeglichen und die reale Reflektorgeometrie der Düne als Vollform hergestellt.

Radarwellen werden in einem Winkel von 90° zur Erdoberfläche abgestrahlt (Neal 2004). Das Georadar simuliert folglich die Geländeoberfläche als eine Gerade und die empfangenen Reflexionen liegen mit ihren Neigungen im Verhältnis dazu. Steigt das Gelände stark an, werden die Radarwellen nicht mehr vertikal, sondern zunehmend in horizontaler Richtung abgestrahlt.

Die horizontal ausgerichtete Komponente wird dabei umso größer, je steiler der Neigungswinkel ist (Neal 2004). Lehmann & Green (2000) stellten fest, dass dies vorzugsweise ab Steigungen von über 6° zu Verzerrungen im Radargramm führen kann. Um die tatsächlichen Reflektorgeometrien und Einfallswinkel bestimmen zu können, muss die Topographie mit Hilfe eines differentiellen GPS-Systems (dGPS) bestimmt und im Rahmen der Nachbearbeitung (*Processing*) angeglichen werden (Jol & Bristow 2003). Die Topographische Korrektur der GPR-Daten ist vor allem im sedimentologischen

Kontext notwendig, um die Radargramme in ihre richtige räumliche Position zu bringen und die tatsächlichen Einfallswinkel der Reflektoren zu bestimmen (Cassidy 2009b).

Am Beispiel des Radargramms aus Abbildung 6 wird die Wichtigkeit der topographischen Geländekorrektur deutlich. In den GPR-Rohdaten ist die Düne als konkave Geländedepression dargestellt. Geomorphologisch lassen konkave, rinnenförmige Geländeformen im Bereich einer Barriereinsel z. B. auf Priele oder *Washover-Channel* (Tillmann & Wunderlich 2013b) schließen. Nach der topographischen Korrektur wurde die Geländeoberkante angeglichen und die reale Reflektorgeometrie der Düne als Vollform hergestellt (Abb. 6).

3.2 Interpretation von Georadardaten

3.2.1 Ursachen für Reflexionen im Küstenbereich

Nach der Bearbeitung der GPR-Rohdaten (Processing) erfolgen die Auswertung mit einer Klassifizierung der Reflexionseinheiten und die anschließende Interpretation mit der Definition einer Radarfazies und der Aufstellung einer Radarstratigraphie. Die Interpretation von Georadardaten stellt eine besondere Herausforderung innerhalb der Georadar-Methode dar und basiert größtenteils auf der Bildgebung der Radargramme. Daher ist es wichtig, die Ursache der Reflexionen zu kennen (Jol & Bristow 2003; van Overmeeren 1998). Unterschiedliche Reflexionsmuster in klastischen Sedimenten werden häufig durch Änderungen in der Schichtung und Lagerung oder der Lithologie wie z. B. Unterschiede in Korngröße, -zusammensetzung, -form, -orientierung oder -packung hervorgerufen (Bristow et al. 1996). Die Reflexionen werden dabei hauptsächlich durch eine abrupte Änderung der dielektrischen Eigenschaften im Untergrund ausgelöst.

Nach Bristow (2009) und van Dam (2012) gilt der Wassergehalt als wichtigster Faktor, der die elektromagnetischen Eigenschaften der Sedimente bedingt und somit zu Dielektrizitätskontrasten führt. Demzufolge werden GPR-Reflexionen in erster Linie auf die Fähigkeit der Sedimente, Wasser zu speichern, zurückgeführt (van Dam 2001; van Dam et al. 2002).

Der Wassergehalt im Sediment wird bedingt durch die Porosität und die Korngröße (Bristow 1996). Die Korngrößenzusammensetzung und Sortierung der Sedimente, die Art ihrer Schichtung und Lagerung erzeugt unterschiedliche Porositäten und somit ein wechselndes Luft- und Wassergehaltsverhältnis (Baker 1991).

In vielen Sedimenten wie z. B. in äolischen Sedimenten, sind Korngröße und Sortierung eine Funktion der primären Ablagerungsstrukturen, sodass GPR-Reflexionen auf primäre sedimentäre Strukturen zurückzuführen sind (Bristow et al. 1996, Tillmann et al. 2013). Änderungen der Korngröße bedingen minimale Änderungen im Kapillarwasser innerhalb der Schichtung und sind somit der Hauptgrund für den dielektrischen Kontrast, der durch das Georadar aufgezeichnet wird (Bristow et al. 1996). Folglich sind die physischen Eigenschaften, Sortierung und Anordnung einzelner Sandkörner im Sediment nur indirekt für Reflexionen verantwortlich. Gemäß van Dam (2001), van Dam et al. (2002) und Girardi & Davis (2010) können auch Eisenoxide und organische Anreicherungen (Neal 2004) in den Sedimenten GPR-Reflexionen hervorrufen.

3.2.2 Radarfazies und Radarstratigraphie

Der erste Schritt hin zur Interpretation von Radargrammen ist die Definition einer Radarfazies und damit der Klassifizierung typischer in einem bestimmten Gebiet wiederkehrender Reflexionsmuster (Tillmann et al. 2013). Die Interpretation von Georadardaten erfolgt meist auf der Basis der von Neal (2004) entwickelten Radarstratigraphie. Die Methode der Radarstratigraphie wurde erstmals durch Jol & Smith (1991) als eine Interpretationstechnik für Georadardaten eingeführt und basiert in ihren Grundzügen auf den Prinzipien der in den 1970er Jahren von der Erdölindustrie entwickelten Seismischen Stratigraphie nach Mitchum et al. (1977). Diese geht von sedimentären Sequenzen (speziell siliziklastischen Sequenzen) aus, die in eine Hierarchie der Sedimentationseinheiten unterteilt werden (Allen 1982; Campbell 1967; Miall 1991) und stellt damit die Grundlage der

Sequenzstratigraphie dar (Payton 1977; Schäfer 2005). Der Hauptunterschied zwischen der Interpretation von Georadar-Profilen und seismischen Profillinien besteht im unterschiedlichen Maßstab und den dadurch bedingten unterschiedlichen Ablagerungszeiträumen. Georadar-Profile umfassen grundsätzlich kleinere Sedimentationsräume und damit tendenziell kürzere Ablagerungszeiten (Jol & Bristow 2003).

Durch die Definition einer Radarfazies ist es möglich, die Radargramme in ihre stratigraphischen Einheiten zu unterteilen (Abb. 7). Gemäß Mitchum et al. (1977) sind Radareinheiten Ablagerungen bestehend aus Schichten gleicher Entstehung, die durch die Radarfazies beschrieben werden.

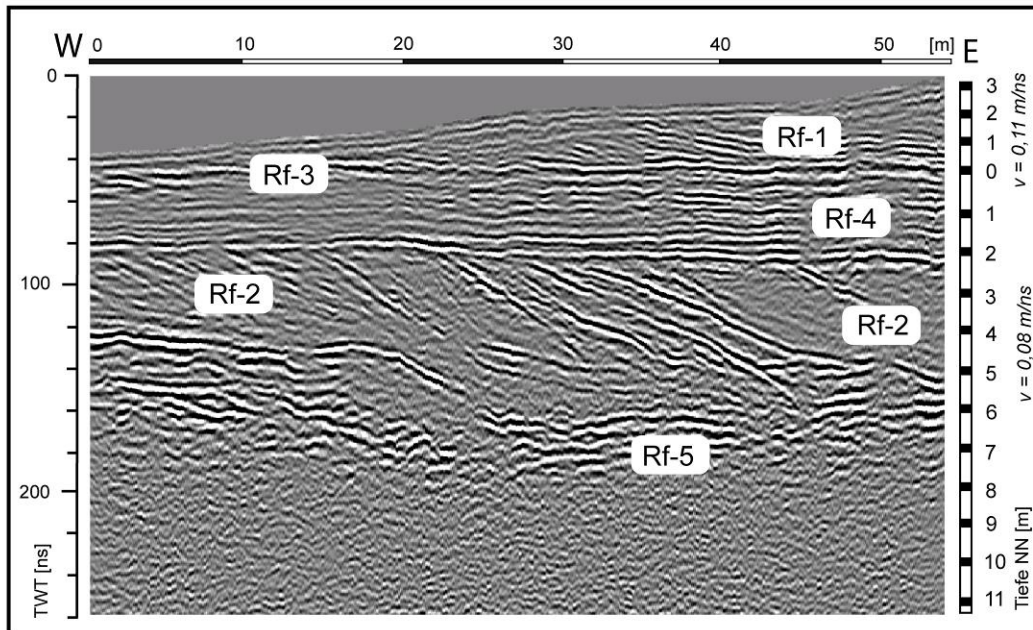
Analog zur seismischen Stratigraphie wird eine Radarfazies definiert als die Summe aller charakteristischen Reflexionsmuster und -geometrien, die durch eine sedimentäre Sequenz hervorgerufen werden (Neal 2004; van Overmeeren 1998) und sich von angrenzenden Reflexionsmustern unterscheiden (Jol & Bristow 2003; Mitchum 1977). Im Sinne der Sequenzstratigraphie ist eine sedimentäre Sequenz eine relativ konforme Abfolge von genetisch miteinander in Beziehung stehenden Schichten, die an ihrer Basis und im Hangenden durch Diskordanzen begrenzt sind (Mitchum 1977). Die Radarfazies beschreibt somit ein „Set“ ähnlicher Reflexionen, die innerhalb unterschiedlicher Grenzflächen im Untergrund liegen (Bristow et al. 2000; Neal 2004). Reflektorbeziehungen definieren die Art und den Winkel der Reflektoren zueinander und können aus Progradations-, Umlagerungs- und Verfüllungsprozessen im Sedimentationsraum resultieren (Emery & Myers 1996).

Die Abfolge von Radareinheiten wird als Radarstratigraphie bezeichnet und lässt auf die relative Chronologie von Sedimentationseinheiten (Chronostratigraphie) schließen (Jol & Bristow 2003; Tillmann et al. 2013, Tillmann & Wunderlich 2010b; van Overmeeren 1998). Die Radarstratigraphie lässt Rückschlüsse bezüglich Ablagerungsbedingungen und Sedimentationsräumen zu, die ihrerseits in gewissem Maße Aufschluss über die zur Zeit der Sedimentation herrschenden Paläoumweltbedingungen geben (Tillmann et al. 2013, Tillmann & Wunderlich 2010a, 2010b). Dementsprechend erlaubt die Methode der Radarstratigraphie eine unmittelbare Verbindung von Radar- und Sedimentfazies (Jol & Bristow 2003; Mitchum et al. 1977). Das finale Produkt des Interpretationsprozesses von Georadardaten stellt ein stratigraphisches Modell des oberflächennahen Untergrundes dar, das die verschiedenen Sedimentfazies, Ablagerungsräume und Prozesse chronologisch miteinander in Verbindung setzt (Tillmann et al. 2013, Tillmann & Wunderlich 2013a, 2013b, 2011a, 2011b).

Oftmals ist es schwierig, sedimentologische Einheiten allein auf der Grundlage von Bohrungen abzugrenzen. So unterscheidet sich die mittlere Korngröße im vorwiegend sandigen Sedimentationsraum einer Barriereinsel nur äußerst geringfügig. Im GPR-Profil aus Abbildung 7 zeigt sich aufgrund der Lagerung und der durch die Reflexionen im Radarogramm abgebildeten Schichtung jedoch ein klarer Unterschied. Das GPR-Profil 4 wurde von Osten nach Westen, quer zur Küstenlinie der Nordspitze der Insel Amrum (Amrum Odde) aufgenommen. Für das Radarogramm (Abb. 7) wurde oberhalb des Grundwasserspiegels (Rf-3) eine durchschnittliche Ausbreitungsgeschwindigkeit des elektromagnetischen Signals von 0,11 m/ns ermittelt. Unterhalb des Grundwasserspiegels verlangsamt sich die Laufzeit und beträgt durchschnittlich 0,08 m/ns. Es wurde eine maximale Erkundungstiefe von bis zu 200 ns TWT erreicht. Basierend auf der durchschnittlichen Ausbreitungsgeschwindigkeit der elektromagnetischen Welle im Untergrund entspricht dies einer Tiefe von etwa -8 m unter NN. Im Radarogramm lassen sich 5 Radarfazies unterscheiden (Abb. 7).

Der obere Profildbereich wird von der Radarfazies Rf-1 eingenommen. Rf-1 bildet die äolische Schrägschichtung der heutigen Dünen ab. Rf-1 wird zum Liegenden durch den Hauptreflektor des heutigen Grundwasserspiegels (Rf-3) begrenzt. Darunter folgen annähernd horizontale bis subhorizontale Reflektoren der Radarfazies Rf-4. Der Übergang von Rf-2 im Liegenden zu Rf-4 im Hangenden wird durch eine Diskordanz gebildet. Nach unten schließen die nach Südosten einfallenden und sigmoidal geformten Reflexionsbündel von Rf-2 mit einem *downlap* zu den

Radarschichtflächen von Rf-5 ab. Die ebenfalls in südöstliche Richtung einfallende Radarschichtfläche (Rf-5) besitzt eine starke Amplitude.



Radargramm	Interpretation	Radarfazies	Amplitude	Form, Winkel, Kontinuität, Besonderheiten	Sedimentologische Interpretation
		Rf-1	stark - mittel	kontinuierlich, subparallel - parallel	Dünen-Fazies, äolische Kreuz- und Schrägschichtung
		Rf-2	stark - mittel	gebündelte Reflexionen, sigmoidal - oblique tangential, kontinuierlich - mäßig kontinuierlich	Nehrungshaken-Fazies/ Progradations-Fazies
		Rf-3	stark	planar kontinuierlich, horizontal - subhorizontal, linear	Grundwasserspiegel
		Rf-4	mittel - schwach	horizontal - subhorizontal, parallel - subparallel, mäßig kontinuierlich - diskontinuierlich	Sandwatt-Fazies
		Rf-5	stark	leicht nach NE einfallende Radarschichtfläche, oblique divergent, gelegentlich Diffraktionshyperbeln an der Basis	Erosionsdiskordanz geformt durch Strumfluten

Abb. 7: West-Ost streichendes GPR-Profil (200 MHz) von 54 m Länge im Norden der Insel Amrum. Anhand unterschiedlicher Reflexionsmuster wurde die Radarfazies definiert und die Ablagerungseinheiten interpretiert.

Während die Nehrungshaken-Fazies (Rf-2) aus einfallenden, sich strömungsbedingt vorbauenden Sedimentpaketen besteht, sind die Sedimente der Watt-Fazies (Rf-4) annähernd sählig abgelagert. Die scharfe Diskordanz zwischen Sandwatt-Fazies (Rf-4) im Hangenden und Nehrungshaken-Fazies (Rf-2) im Liegenden spricht für Erosion. Dadurch wurde die Nehrungshaken-Fazies (Rf-2) in ihrem oberen Bereich gekappt und anschließend allmählich von der Sandwatt-Fazies (Rf-4) überlagert. Vermutlich führte ein Anstieg des Meeresspiegels dazu, dass der ehemalige Nehrungshaken

allmählich überflutet und im Hangenden von Wattabsätzen bedeckt wurde. Die Grenzen zwischen der Sandwatt-Fazies (Rf-4) und der Dünen-Fazies (Rf-1) im Hangenden wird durch den Grundwasserspiegel (Rf-3) gebildet, der gleichzeitig die Dünenbasis darstellt und auf den Nordseeinseln meist mit dem Meeresspiegel gekoppelt ist (Tillmann et al. 2013).

4 Zusammenfassung und Ausblick

Die zur Erstellung eines stratigraphischen Modells im Küstenbereich und auf den Nordseeinseln empfohlenen Methoden sind in einem Arbeitsablauf in Abbildung 8 zusammengefasst. Anhand des stratigraphischen Modells des oberflächennahen Untergrundes können z.B. Aussagen zur Entstehung, dem Aufbau und der internen sedimentären Struktur von Nehrungshaken und Barriereinsel-Systemen getroffen werden (vgl. Tillmann & Wunderlich 2012).

Der Arbeitsablauf basiert auf einer Methodenkombination aus Georadarmessungen, topographischen Messungen, Bohrungen, sedimentologischen Laboranalysen sowie Datierungen und baut auf einer Reihenfolge von vorangegangenen Arbeitsschritten auf.

Das Georadar stellt grundsätzlich eine Erfolg versprechende Methode zur Prospektion des oberflächennahen Untergrundes im Küstenraum dar (Tillmann & Wunderlich 2012). Durch die Kombination mit Bohrungen und die Korrelation von Sediment- und Radarfazies können über den bisherigen Kenntnisstand hinaus wertvolle, sich ergänzende Informationen zum geologischen Aufbau der Nordseeinseln gewonnen werden. Typisch für Barriereinseln sind häufige Fazieswechsel. Diese sind jedoch anhand von Bohrungen oftmals schwer nachzuweisen. Durch hochauflösende GPR-Messungen können auch kleinräumige küstenmorphologische Strukturen detailliert erfasst und mit Hilfe von gezielten Bohrungen sedimentologisch bestimmt werden.

Die Datenqualität ist jedoch in starkem Maße von den elektromagnetischen Untergrundeigenschaften bzw. der elektrischen Leitfähigkeit des Ausgangsmaterials abhängig. Durch eine erhöhte elektrische Leitfähigkeit des Materials treten aufgrund starker Dispersion Energieverluste z. B. durch den Ladungstransport von Ionen im Wasser oder durch elektrochemische Prozesse mit Kationenaustausch an Tonmineralen auf. Im Küstenbereich wird die Erkundungstiefe durch tonreiche Sedimente (z. B. Klei) im Untergrund begrenzt. Im Bereich der Marsch und auf Salzwiesen sind daher nur in beschränktem Maße GPR-Messungen möglich. Der Strandbereich steht oftmals unter Einfluss von salzhaltigem Grundwasser bedingt durch Meerwasserintrusionen und weist einen erhöhten Ionengehalt auf, der zur Dämpfung des elektromagnetischen Signals und einer Abschwächung der Reflexionen führt.

Gleichzeitig mit den GPR-Messungen wird im Gelände die Topographie mittels eines differentiellen GPS (dGPS) vermessen, um die Georadardaten hinsichtlich ihrer räumlichen Position einzuordnen und die Oberfläche der Profile an die Topographie des Geländes anzupassen. Das differentielle GPS-System bietet im Vergleich zu einfachen GPS-Systemen eine wesentlich höhere Auflösung und ist daher gerade für die vertikale Korrektur der GPR-Daten unerlässlich.

Im Anschluss an die Messungen erfolgt die Nachbearbeitung der Rohdaten (Processing) der im Gelände aufgenommenen Georadar- und topographischen Daten mit Hilfe spezieller Software. Die Bearbeitung der Georadardaten ist als ein sehr zeitintensiver Hauptarbeitsschritt anzusehen, der die wesentliche Grundlage für die nachfolgende Interpretation darstellt. Ziel des Processings ist es, ein möglichst naturgetreues Bild des oberflächennahen Untergrundes zu erhalten. Dies beinhaltet das Entfernen von Artefakten und Störsignalen, die Verbesserung des Signal-Rausch-Abstandes sowie die Wiederherstellung und Verstärkung der realen Reflektorgeometrien. Das Processing erfolgt durch unterschiedliche Arbeitsschritte, die je nach Qualität des Datensatzes variieren. Abhängig von Fragestellung, Messgebiet, Georadarequipment, Antennen und Störeinflüssen können unterschiedliche Bearbeitungsschritte notwendig sein. Allgemeine Richtlinien zur Bearbeitung von Georadardaten existieren nicht.

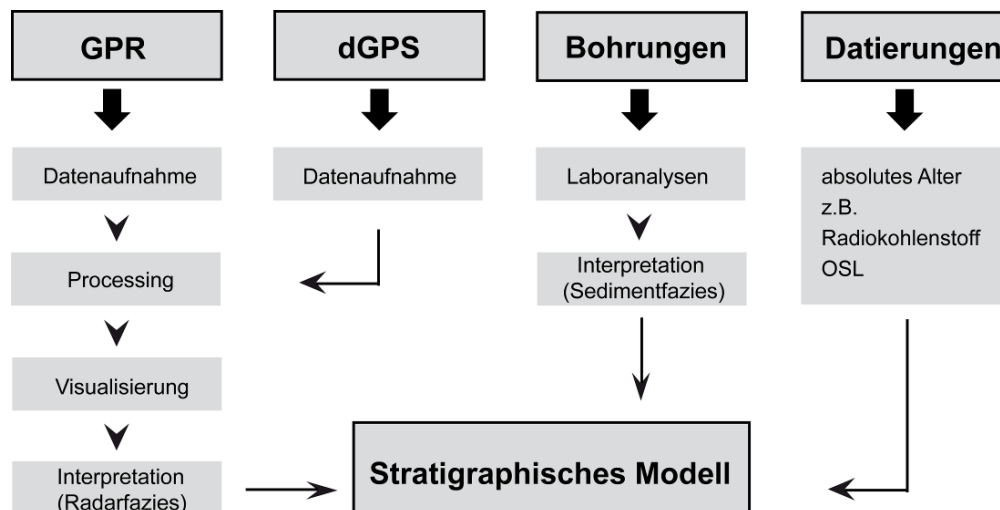


Abb. 8: Methodischer Arbeitsablauf zur Erstellung eines stratigraphischen Modells des oberflächennahen Untergrundes im Küstenraum.

Die Interpretation der Georadardaten erfolgt auf der Basis der Radarstratigraphie. Durch die Radarfazies-Definition ist es möglich, Reflexionseinheiten zu klassifizieren und so die gemessenen Radarprofile in stratigraphischen Einheiten zu differenzieren.

Um ein stratigraphisches Modell zu generieren, ist es erforderlich die durch das Georadar definierten Einheiten hinsichtlich ihrer Sedimenteigenschaften zu untersuchen und somit in Sedimentationsräume zu unterteilen. Primäres Ziel der Bohrungen ist es demzufolge eine Verbindung zwischen der Radarfazies und der entsprechende Sedimentfazies herzustellen und die Sedimenteigenschaften der Hauptreflektoren zu bestimmen.

Die Bohrpunkte werden daher auf Grundlage der definierten Radarfazies gezielt ausgewählt und mit Hilfe von dGPS-Koordinaten eingemessen. Hauptursachen für Georadar-Reflexionen im Küstenbereich sind unterschiedliche elektromagnetische Materialeigenschaften. In klastischen Sedimenten werden diese häufig durch Änderungen der Korngröße, -zusammensetzung, -form, -orientierung und -packung hervorgerufen. In vielen Sedimenten sind Korngröße und Sortierung eine Funktion der primären Ablagerungsstrukturen, sodass GPR-Reflexionen auf primäre sedimentäre Strukturen zurückzuführen sind. Der Schwerpunkt der Laboranalysen sollte daher auf einer umfassenden Korngrößenbestimmung liegen.

Die Kombination von Georadardaten und sedimentologischen Daten aus Bohrungen ermöglicht eine hochauflösende Stratigraphie des Untergrundes und einen relativen Altersbezug der abgelagerten Sedimentationseinheiten. Durch zusätzliche Datierungen des aus den Bohrungen gewonnenen Sedimentinventars kann das absolute Alter einzelner Schichten bestimmt und auf diese Weise das stratigraphische Modell hinsichtlich seines absoluten Alters eingeordnet werden.

Literatur

- Allen, J.R.L. (1982): Sedimentary structures: their character and physical basis. Vol. 1, Developments in sedimentology, Vol. 30 A, Elsevier, Amsterdam: 593 p.
- Alteköster, C.A. (2004): Untersuchungen zur Reproduzierbarkeit von Bodenradarmessungen. – Dissertation, Universität Bonn, 189 S.
- Annan, A.P. (2001): Ground Penetrating Radar – Workshop Notes. Sensors and Software Inc., Ontario, Kanada.

- Annan, A.P. (2009): Electromagnetic Principles of Ground Penetrating Radar. – In: Jol, H.M. (ed.): Ground Penetrating Radar: Theory and Applications. – Elsevier, Amsterdam: pp. 3–40.
- Baker, P.L. (1991): Response of ground-penetrating radar to bounding surfaces and lithofacies variations in sand barrier sequences. – *Exploration Geophysics*, 22: 19–22.
- Bakker, T.W.M. (1990): The Geohydrology of coastal dunes. – *Catena Supplement*, 18: 109–119.
- Beres, M., Green, A., Huggenberger, P. & Horstmeyer, H. (1995): Mapping the architecture of glaciofluvial sediments with three-dimensional georadar. – *Geology*, 13: 1087–1090.
- Blindow, N., Richter, T. & Petzold, H. (2005): Bodenradar. – In: Knödel, K., Krümmel, H. u. Lange, G. (Hrsg.): *Handbuch zur Erkundung des Untergrundes 3 von Deponien: Geophysik*. Springer, Berlin, 389–424.
- Bristow, C.S., Chroston, P.N. & Bailey, S.D. (2000): The structure and development of foredunes on a locally prograding coast: insights from ground-penetrating radar surveys, Norfolk, UK. – *Sedimentology*, 47 (5): 923–944.
- Bristow, C.S. (2009): Ground penetrating radar in aeolian dune sands. – In: Jol, H.M. (ed.): *Ground Penetrating Radar: Theory and Applications*. – Elsevier, Oxford: pp. 273–297.
- Bristow, C.S., Pugh, J. & Goodall, T. (1996): Internal structure of aeolian dunes in Abu Dhabi determined using ground-penetrating radar. – *Sedimentology*, 43 (6): 995–1003.
- Campbell, C.V. (1967): Lamina, laminaset, bed and bedset. – *Sedimentology*, 8: 7–26.
- Cassidy, N.J. (2009a): Electrical and magnetic properties of rocks, soils and fluids. – In: Jol, H.M. (ed.): *Ground Penetrating Radar: Theory and Applications*. – Elsevier, Amsterdam: pp. 41–72.
- Cassidy, N.J. (2009b): *Ground Penetrating Radar Data Processing, Modelling and Analysis*. – In: Jol, H.M. (ed.): *Ground Penetrating Radar: Theory and Applications*. Elsevier Ltd, Amsterdam, 141–176.
- Emery, D. & Myers, K. (1996): *Sequence Stratigraphy*. – Blackwell Science Ltd, Oxford: 297 p.
- Fisher, S.C., Steward, R.R. & Jol, H.M. (1996): Ground-penetrating radar (GPR) data enhancement using seismic techniques. – *Journal of Environmental Engineering & Geophysics*, 1: 89–96.
- Girardi, J.D. & Davis, D.M. (2010): Parabolic dune reactivation and migration at Napeague, NY, USA: Insights from aerial and GPR imagery. – *Geomorphology*, 114: 530–541.
- Harari, Z. (1996): Ground-penetrating radar (GPR) for imaging stratigraphic features and groundwater in sand dunes. – *Journal of Applied Geophysics*, 36: 43–52.
- Jol, H.M., Lawton, D.C. & Smith, D.G. (2002): Ground penetrating radar: 2-D and 3-D subsurface imaging of coastal barrier spit, Long Beach, WA, USA. – *Geomorphology*, 53: 165–181.
- Jol, H.M. & Bristow, C.S. (2003): GPR in sediments: advice on data collection, basic processing and interpretation, a good practice guide. – In: Bristow, C.S. & Jol, H.M. (eds.): *Ground penetrating radar in sediments*. – Geological Society, London, Special Publications, 211: pp. 9–27.
- Jol, H.M. & Smith, D.G. (1991): Ground-penetrating radar of northern lacustrine deltas. – *Canadian Journal of Earth Sciences*, 28: 1939–1947.
- Knapp, R.W. (1990): Vertical resolution of thick beds, thin beds and thin-bed cyclothems. – *Geophysics*, 55: 1183–1190.
- Lehmann, F. & Green, A.G. (2000): Topographic migration of georadar data: implications for acquisition and processing. – *Geophysics*, 65: 836–848.
- Lindhorst, S., Betzler, C. & Hass, H.C. (2008): The sedimentary architecture of a Holocene barrier spit (Sylt, German Bight): Swash-bar accretion and storm erosion. – *Sedimentary Geology*, 206: 1–16.
- Lindhorst, S., Fürstenau, J., Hass, H.C. & Betzler, C. (2010): Anatomy and sedimentary model of a hooked spit (Sylt, southern Northsea). – *Sedimentology*, 57: 935–955.
- McLachlan, A. (1990): The exchange of materials between dune and beach systems. – In: Nordstrom, K.F., Psuty, N. & Carter, B. (eds.): *Coastal dunes: form and process*. – John Wiley, Chichester, England: pp. 201–215.
- Miall, A.D. (1991): Hierarchies of architectural units in terrigenous clastic rocks, and their relationship to sedimentation rate. In: Miall, A.D. & Taylor, N. (eds.): *The three-dimensional facies architecture of terrigenous clastic sediments and its implications for hydrocarbon discovery and recovery. Concepts in Sedimentology and Palaeontology*, Vol. 3. Tulsa, OK., SEPM: pp. 6–12.
- Mitchum, R.M. (1977): Part eleven: glossary of terms used in seismic stratigraphy. – In: Payton, C.E. (ed.): *Seismic Stratigraphy – Applications of Hydrocarbon Exploration*, AAPG Mem. 16: 205–212.

- Mitchum, R.M., Vail, P.R. & Sangree, J.B. (1977): Stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences. – In: Payton, C.E. (ed.): *Seismic stratigraphy: applications to Hydrocarbon Exploration*. AAPG Mem. 16: 117–123.
- Neal, A. (2004): Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: principles, problems and progress. – *Earth-Science Reviews*, 66: 261–330.
- Payton, C.E. (1977): *Seismic Stratigraphy – Applications of Hydrocarbon Exploration*, American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Oklahoma, *Memories*. 16.
- Smith, D.G. & Jol, H.M. (1995): Ground penetrating radar: antennae frequencies and maximum probable depths of penetration in Quaternary sediments. – *Journal of Applied Geophysics*, 33: 93–100.
- Schäfer, A. (2005): *Klastische Sedimente: Fazies und Sequenzstratigraphie*. – Spektrum, Elsevier, München: 414 S.
- Tillmann, T. & Wunderlich, J. (2011a): Facies and Development of a Holocene Barrier Spit (Southern Sylt/German North Sea). – *Proceedings of the 6th International Workshop on Advanced Ground Penetrating Radar (IWAGPR 2011 June 22-24, 2011, Aachen, Germany)*: pp. 188–194.
- Tillmann, T. & Wunderlich, J. (2011b): Genese eines Strandhakens am Beispiel der Hörnum-Odde (Süd-Sylt): Untersuchungen des oberflächennahen Untergrundes durch die Kombination von geophysikalischen und sedimentologischen Methoden. In: Karius, V., Hadler, H., Deicke, M., von Eynatten, H., Brückner, H. & Vött, A. (Hrsg.): *Dynamische Küsten: Grundlagen, Zusammenhänge und Auswirkungen im Spiegel angewandter Küstenforschung*. – *Coastline Reports*, 17: 177–190.
- Tillmann, T. & Wunderlich, J. (2012): Ground-penetrating radar in coastal environments: Examples from the islands Sylt and Amrum. – *Bremer Beiträge zur Geographie und Raumplanung*, 44, 60–76.
- Tillmann, T. & Wunderlich, J. (2013a): Barrier rollover and spit accretion due to the combined action of storm surge induced washover events and progradation: Insights from ground-penetrating radar surveys and sedimentological data. – *Journal of Coastal Research*, 65 (1): 600–605.
- Tillmann T. & Wunderlich, J. (2013b): Washover-Events im Süden der Insel Sylt. *Geo-Öko*, 34: 177 - 215.
- Tillmann, T., Ziehe, D. & Wunderlich, J. (2013): Holozäne Landschaftsentwicklung an der Westküste der Nordseeinsel Amrum. – *Quaternary Science Journal (Eiszeitalter & Gegenwart)*, 62(2): 98–119. DOI 10.3285eg.62.2.02
- van Dam, R.L. (2001): Causes of ground-penetrating radar reflections in sediment. PhD Thesis, Vrije University Amsterdam, Netherlands: 110 p.
- van Dam, R.L. (2002): Internal structure and development of an aeolian river dune in the Netherlands, using 3-D interpretation of ground-penetrating radar data. – *Geologie en Mijnbouw*, 81: 27–37.
- van Dam, R.L. (2012): Landform characterization using geophysics – recent advances, applications, and emerging tools. – *Geomorphology*, 137 (1): 57–73.
- van Heteren, S., Fitzgerald, D.M., McKinlay, P.A. & Buynevich, I.V. (1998): Radar facies of paraglacial barrier systems: coastal New England, USA. – *Sedimentology*, 45: 181–200.
- van Overmeeren, R.A. (1998): Radar facies of unconsolidated sediments in The Netherlands: a radar stratigraphy interpretation method for hydrogeology. – *Journal of Applied Geophysics*, 40: 1–18.

Danksagung

Ein besonderer Dank geht an die Deutsche Bundesstiftung Umwelt (DBU) für die finanzielle Unterstützung durch ein Promotionsstipendium. Ferner danke ich dem DAAD, der INQUA, den Freunden und Förderern der Goethe-Universität, der FAZIT-Stiftung, der Hermann Willkomm Stiftung, der GEOPRAX Projektförderung, der Geologischen Vereinigung (GV), der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft (DGG) sowie dem AK Geomorphologie für die Bereitstellung von Sach- und Reisekosten. Für die Genehmigungen für meine Arbeiten im Gelände bedanke ich mich beim Amt für Kreisentwicklung, Bau und Umwelt/Untere Naturschutzbehörde in Husum. Dem GEORADARFORUM sowie Herrn Prof. Dr. Andreas Junge (Goethe-Universität Frankfurt/Institut für Angewandte Geophysik) sei herzlich für die Bereitstellung des benötigten GPR-Equipments gedankt. Ferner danke ich zwei anonymen Gutachtern für das Verfassen der Reviews, die mir halfen das Manuskript zu verbessern.

Adresse

Dr. Tanja Tillmann
Niedersächsisches Institut für
historische Küstenforschung (NIhK)
Viktoriastraße 26/28
26382 Wilhelmshaven

tanja.tillmann@nihk.de



Beach ridges of the Magilligan Foreland (Northern Ireland/UK): A detailed sedimentary approach

Tanja Tillmann¹, Kirstin Surmann² & Andrew Cooper^{3,4}

¹ Lower Saxony Institute for Historical Coastal Research (NIhK), Wilhelmshaven, Germany

² Wageningen University, Department of Organic Agriculture, Wageningen, Netherlands

³ University of Ulster, School of Environmental Science, Northern Ireland, UK

⁴ School of Geological Sciences, University of KwaZulu-Natal, Durban, South Africa

Abstract

Beach ridges have been observed in different environments and settings and are a common geological feature on prograded coasts like the Magilligan Foreland in Northern Ireland (UK). In this study preliminary results concerning the late Holocene development of the Magilligan beach ridge plain are presented. The focus of the investigations is a detailed grain size analysis of beach ridge deposits of three outcrops using the settling tube method. The main aim is to distinguish the beach ridge deposits from the aeolian dune sand and to draw conclusions about the development and sedimentary formation of the beach ridges. Special attention is paid to the soil formation that indicates the former topography and surface of the beach ridge crest that is distinguishable from the inter-ridge depressions where the water table was still high enough to prevent soil formation. Significant features like shell layers and unconformities help to define the sedimentary environment and answer the question of how the three outcrops relate to each other.

1 Introduction

Beach ridges are a common geological feature on prograded coasts with beach shorelines. Beach ridges and their subsurface deposits record past coastal processes and are indicators of previous shoreline position and shape (Stapor 1975, Tamura 2012) and sea level (Otvos, 2000). A sequence of beach ridges and intervening swales can provide a relative chronological palaeoenvironmental record (Tanner 1988).

This work presents preliminary results and provides new information about the late Holocene development of the Magilligan Foreland in Northern Ireland (UK). Previous studies by Carter (1979,1982), Wilson & Farrington (1989), Wilson (1996) and Wilson & Bateman (1986) have already investigated the Magilligan Foreland by looking at the buried palaeocatena, the age of the beach ridges via radio carbon dating, and the recent progradation of the Magilligan spit. It is also the purpose of this study to extend and to complement this previous work.

2 Study area of the Magilligan Foreland

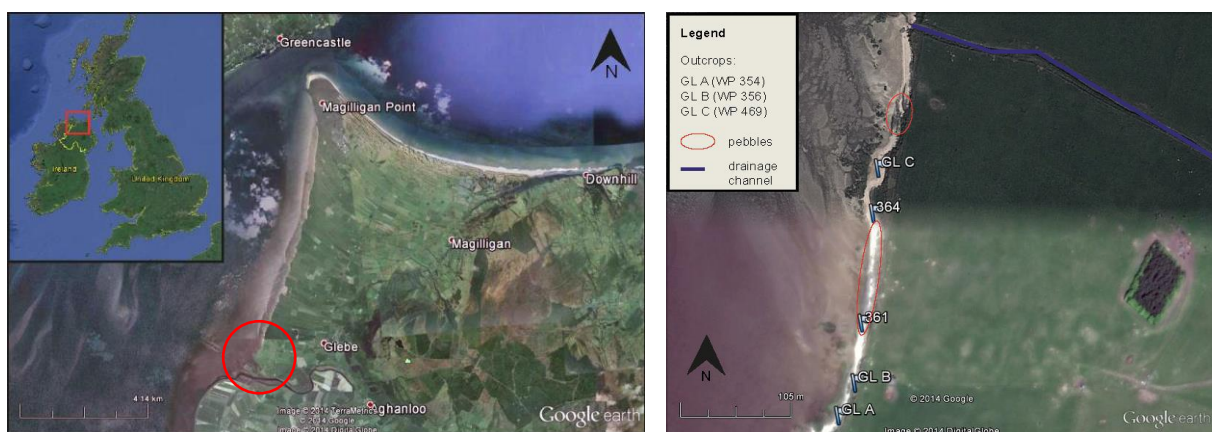
The Magilligan Foreland is situated in the North West of Northern Ireland (Lat. 55°7' – 55°12' N, Long. 6°51' – 6°59' W). The triangular beach-ridge plain stretches from Downhill in the North East to Magilligan Point, which is the northernmost spit of the Foreland. In the South West it ends close to the county Donegal in the Republic of Ireland on the eastern side of Lough Foyle. It is Ireland's 'largest coastal accumulation feature' (Wilson & Bateman 1987: 501) and covers an area of approximately 32 km² (Wilson 1996). The northern boundary is the Atlantic Ocean where the beach ridge plain ends in a series of dunes. Lough Foyle is the eastern boundary of the 10 km-long shoreline from the South to the Magilligan Point.

The basalt escarpment of Binevenagh (reaching 385 m above sea level) forms the inland boundary of the Magilligan Lowland and represents the old shoreline (NIEA 2010). The bedrock of the Magilligan Foreland is made up of igneous and sedimentary rocks of Triassic, Jurassic, and Tertiary age (NIEA 2010). The bedrock is covered by glacial deposits of the Pleistocene ice sheet and Holocene aeolian sand (Knight 2002). The upland areas such as the basalt escarpment of Binevenagh, which is the North Western side of the Antrim plateau, were shaped according to the bedrock structures during the Midlandian glaciation (Knight 2002). The glacial erosion process excessively deepened pre-existing valleys such as the Lough Foyle to -30 m O.D. (Knight 2002). Parts of the glacial sediments that were transported offshore were reworked onshore during the late Pleistocene and Holocene sea-level rise (Knight 2002).

The sandy beach-ridge plain was formed in the early and mid-Holocene after the last ice age as a consequence of land and sea level change (Wilson & Bateman 1987; Wilson 1996). The Foreland is now covered by aeolian dune sands that are up to 20 m thick along the north-east coast (Carter & Stone, 1989).

The present high water mark at Magilligan Point is approx. +2 m O.D. According to Wilson & Farrington (1989) the Magilligan Foreland mainly evolved between 6,500 and 1,500 years B.P. during the period of highest sea level rise in the early Holocene (approx. +7 m O.D.) and the fall to near present mean sea level 2,000 to 1,500 years B.P. (Carter et al. 1982).

The late Holocene history of the Magilligan Foreland is documented by Carter et al. (1982), Mallory & Woodman (1984) and Wilson & Bateman (1986). Progressive coastal erosion has exposed the cliffs along the shoreline on the eastern side of Lough Foyle. This reveals old peat lenses in former inter-ridge depressions such as dune slacks and old soil formations that provide evidence of the evolution of the Magilligan Foreland. The beach ridges were affected by pedogenetic processes that lead to podzol and brown soil formations on top of the beach ridge crest. They were later covered by approximately 3.5 m of aeolian sands (Wilson & Bateman 1986). Land levelling took place during the last 2,000 years due to agricultural activities, making it difficult to see the beach ridges at present age (Wilson 1996).



Waypoint	Coordinates		Name (outcrop)
WP 354	55° 7'1.60"N	6°59'15.84"W	GL A
WP 356	55° 7'2.61"N	6°59'14.97"W	GL B
WP 469	55° 7'9.31"N	6°59'13.74"W	GL C

Figure 1: Map of the Magilligan Foreland, Northern Ireland and the study area of Glebe with the position and coordinates of the outcrops. Location of the rounded pebbles found on the Magilligan beach, near Glebe. Source: Google Inc. (2013).

Today much of the Magilligan Foreland is owned by the Military and used by the Ministry of Defence as a firing range and as a prison and is therefore closed to the public. The site of this study is located at the most southerly point of the Magilligan Foreland, facing Lough Foyle. It is approximately 2 km from the village of Glebe in Northern Ireland and ca. 800 m from the mouth of the river Roe that flows from Glenshane in the Sperrin Mountains to Lough Foyle.

During storm surges the water level reaches the edge of the foreland and erosion takes place, forming a scarp. Even though the coast near Magilligan Point experienced shoreline progradation of up to 200 m since 1950 (Carter 1979), the western part was subject to erosion at approximately 3 m per year (NIEA 2010). Cliff erosion reveals sedimentary structures within the beach ridges, which makes it a perfect study site for geological surveys.

The oldest ridges of the Glebe area are thought to date back to 6,000 years B.P. (Wilson & Farrington 1989). The study of Wilson & Farrington (1989) is based on a low-precision radiocarbon analysis of parts of the Magilligan Foreland. The study area is a few kilometres further North East of the site location indicated in Fig. 4 and dates to approximately 4500 years B.P. (Wilson & Farrington 1989). Under the assumption that the Magilligan Foreland developed from the South to the North, it is assumed that the study site next to Glebe is older than 4500 years B.P..

The Holocene evolution of the Magilligan beach ridge plain

Although the word ‘beach ridge’ is widely used in the literature, there is a lack of consensus concerning its definition, which results in slightly different meanings of the word (Otvos 2000, Hesp et al. 2005, Taylor & Stone 1996). A beach ridge is defined to be built up of marine deposits from wave action. It may be swash or drift- aligned, or deposited by storm waves. Its main component is sand, pebbles, cobbles, boulders, or a combination of these sediments with other marine material (Hesp et al. 2005). When more debris is supplied to the beach than the waves can remove, the beach ridges prograde (Taylor & Stone 1996). The wave regime governs the geographical orientation of the beach ridges and the proximity to the sediment source governs the type and size of sediment supply. A falling sea level also aids their formation (Taylor & Stone 1996).

As the beach ridges are typically formed at or above the normal spring tide level, they can be used to indicate the position of ancient seashores and former sea levels by looking at the horizontal interface between the wave-lain sediments and the aeolian sand cap (Otvos 2000). The ridges are usually situated semi-parallel to the coastline and if they occur in a series, they form a progradational strand plain like the Magilligan beach ridge plain. The inter-ridge swales of the beach ridge plain are of the same elevation as the former beach when the ridge was formed.

The beach ridge plain is the ‘earliest preserved palaeotopography’ at Magilligan (Wilson & Bateman, 1986: 151). According to Carter (1979), the beach ridges were developed from a gravel storm beach called the *Giant’s Grave* from the South West towards the North East between 6,500 and 1,500 years B.P.. Since then the beach ridge plain was covered by a complex sequence of various thicknesses of lagoonal peats, freshwater marls, allogenic shell deposits, and aeolian dunes (Wilson & Bateman 1986). The timing of the depositional phase and the mechanism responsible for the change in sediment source are still unknown.

The basalt escarpment Binevenagh is part of the Antrim Plateau, which formed during a phase of volcanism around 60 million years ago. The base of Binevenagh is assumed to be the early Holocene shoreline from North of the river Roe to the beach near Downhill. The 10 km-long shoreline is degraded and ‘cuts into till of presumed late Midlandian age’ (Wilson & Farrington 1989: 10). An east – west striking gravel barrier nucleus, also called the *Giant’s Walk*, was presumably created during the time of maximum marine transgression, just north of the mouth of the river Roe (Fig. 3). The beach ridges are assumed to be formed from offshore sediments after the growth of the gravel ridge complex that contains all sorts of sediments, like sand, shells and rounded and sub-rounded clasts of granites, quartzites, pelites, and basalt. The source of these gravel clasts was probably erosion of the

Midlandian till (Wilson & Farrington 1989). There is no information available in the literature about the evolution of the initial gravel ridge at Magilligan Foreland, which was presumably formed around 7000 years B.P. (Orford et al. 2003).

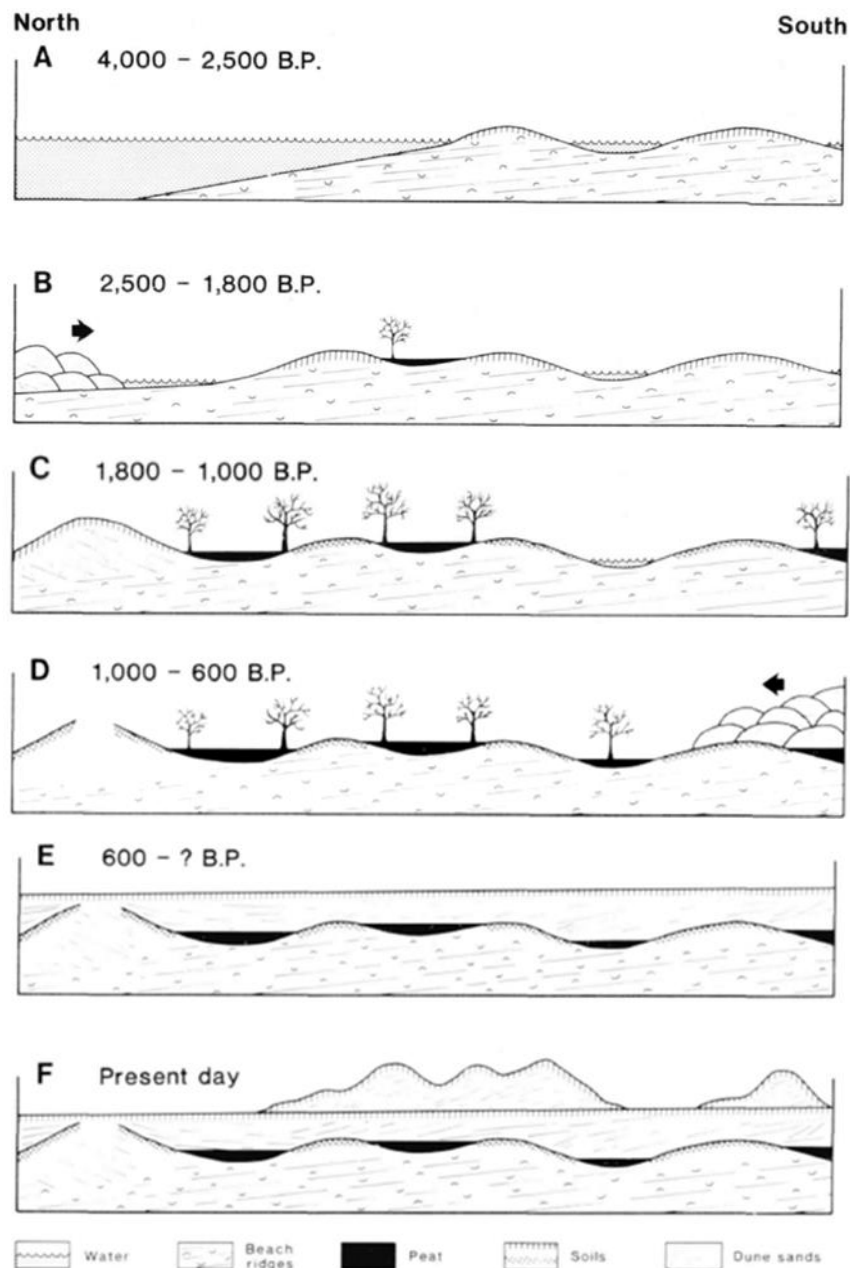


Figure 2: Stages (A-F) of the Holocene evolution of Magilligan Foreland. Source: Wilson and Farrington (1989).

It is believed that the beach ridges were under marine influence until 3,000 to 2,500 years B.P. (Carter, et al. 1982). Studies of organic matter from the palaeocatena soil reveal that the period of marine influence might even have extended until 1,720 to 990 years B.P. (Wilson & Bateman 1986: 151). Once the beach ridge crests were freed from marine influence either by isostatic rise and/or eustatic regression, soil formation could begin and several podzolised beach ridge crests evolved while peat began to form in the inter-ridge depressions between 2,500 and 1,000 years B.P. (Wilson & Farrington 1989). Once the beach ridge formation came to an end, prominent aeolian dunes formed on the seaward side of the beach ridges, next to Magilligan Point (Fig. 2, B-C). Assuming a gradual fall in

sea level or ground water table, the peat formation could have developed earlier in shallower inter ridge depressions than in deeper ones (Fig. 2, B). Wilson & Farrington (1989) mention human occupation of the beach ridge plain that dates back to approximately 1500 to 1300 years B.P.. Evidence provides a shell midden with bones of mammals, birds and fish, pottery sherds, ornaments, carbonised seeds, and charcoal, which was found buried within a dune.

The peat formation ended between 1,100 and 600 years B.P. when the beach ridge plain was buried by wind-blown sand (Wilson & Bateman 1986). Wilson & Bateman (1986) state that the beach ridge plain was buried by 2.5 to 3.5 m of cross-bedded aeolian sand that first was eroded from the lower/seaward parts of the beach ridges to form northward aggrading dunes, which were then eroded to a near-horizontal planar surface prior to the development of sand-pararendzinas (Fig. 2, D-F). The texture and mineralogy of the aeolian sand is therefore similar to the ones of the beach ridges. The beaches and dunes of the Magilligan Foreland are formed of medium to fine grade sand (mean 1.9 to 2.7 ϕ , sorting 0.3 to 0.5 ϕ), consisting of mixtures of quartz, heavy minerals, and comminuted shell (Carter & Stone 1989).

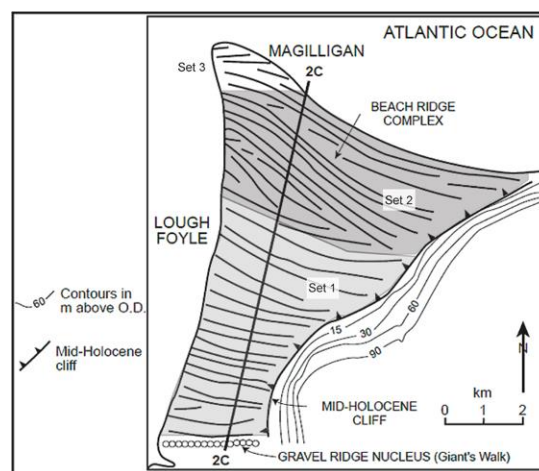


Figure 3: Holocene beach ridge series at Magilligan Foreland. Source: Orford et al. (2003), Carter (1982).

The position of the beach ridges and the gravel storm ridge are shown in Fig. 4. The exact number of beach ridges that form the Magilligan Lowland is still unknown. Carter et al. (1982) notice at least 35 beach ridges, whereas four years later Carter (1986) as well as Wilson (1996) mention more than 150 'northeast-facing swash-aligned beach ridges' (Wilson 1996: 605) with ridge widths of 100 m to 300 m. The ridge amplitude averages 1 m to 2 m (Wilson 1996) and the elevations of the ridges are approx. +3.75 to +4.23 m O.D. (Wilson & Bateman 1986). The growth of the Foreland is characterized by 1° to 2° seaward-dipping parallel laminae (Wilson & Farrington 1989) within the ridges. The beach ridge's growth rate was calculated by Carter & Wilson (1990) to be approximately 2.5 years per ridge as described in Otvos (2000).

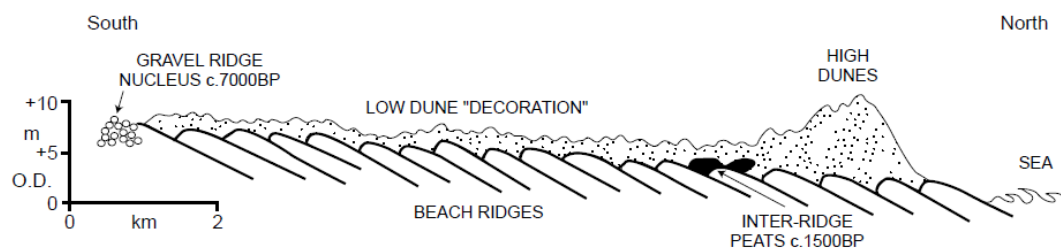


Figure 4: Cross section of the Magilligan Foreland that is shown in Fig. 3. In the South the gravel ridge nucleus is visible, from which the beach ridge plain evolved northwards. On top of the beach ridges the low dune decoration was accumulated which also buries the inter-ridge peats. Towards the sea side, high dunes were formed and are still present. Source: Orford et al. (2003).

Carter (1986) states that the Magilligan beach ridge plain comprised three major beach ridge sets (Fig. 3). Sets 1 and 2 are built parallel to the North East or Atlantic coast and are characterised by a constant width (100 m - 300 m). They decline in altitude from +7 m O.D. to +2.5 m O.D. (Orford et al. 2003). Carter (1986) assumes that a transition from growth to decay of the Set 2 ridges occurred around 2000 years B.P., which is marked by the development of extensive aeolian dunes along the North East coast. The exact reasons for this are still unknown but it is assumed that it could stem from a combination of stabilising sea level, failing sediment supply, and the maturing of the ebb-tide delta at the mouth of Lough Foyle leading to perturbation of the inshore wave refraction patterns (Carter 1986). Set 3 is more or less a present beach ridge reconstruction at the modern spit end on Magilligan Point, which consists of tapering ridges (Carter 1986).

3 Methods

Three outcrops of the cliff were chosen for a detailed sedimentological analysis. Special attention was paid to shell fragments and other marine material to obtain evidence of former beach ridges and to define these layers from aeolian dune sand. A total of 87 samples were collected: 42 samples of GL-A, 21 samples of GL-B, and 24 samples of GL-C. The samples were analysed in the laboratory of the University of Ulster.

Grain size analysis using a settling tube

The settling tube analysis is an alternative method to a wet and dry sieve or a laser-particle-size analysis in order to measure grain size distribution. The settling tube analysis is based on the settling velocity of mineral particles in water, which is determined by the particles' size, density, and shape (Hu et al. 2013). Typically the settling velocity of quartz particles is used as a reference to calculate the grain size distribution of the sample. This method is much faster than conventional methods like sieving and 'provides a significantly higher resolution of grain size distribution' (Flemming & Thum 1978: 82). Regarding the fact that the analysed samples were deposited under natural processes of hydraulic sedimentation, the measurement of grain size distribution via the settling velocity reflects the response of individual particles or particles groups to water movement more sensitively (Flemming & Thum 1978: 83).

The settling tube is made of transparent polyvinyl chloride (PVC) and has a length of ca. 250 cm (Fig. 5). It is filled with tap water so that the sand sample settles exactly 200 cm from the water surface down to the weighing pan, where it is collected. The weighing pan has a smaller diameter than the settling tube to eliminate turbulences caused by wall effects. Therefore, only the particles settling down in the middle of the settling tube are measured. That is also the reason why the weight of the sample input is irrelevant, because the measured weight on the weighing pan is not equal to the original sample weight. To achieve negative buoyancy of the pan a floating chamber is attached underneath it and filled with lead shots.

The weighing pan is attached with two thin whipping twines to a solid crossbar that converges to a cantilever with strain gauges. The mass indicator is then connected to the computer to collect the data. A thermometer is placed in the settling tube to calculate the correct settling velocity of the grains, which depends on the density and viscosity of the water, hence its temperature. For each measurement, one heaped teaspoon of the sample is distributed evenly on a second PVC pan and sprayed with water to make the sample adhere to it. Three attached polystyrene balls allow the pan to float on top of the water and prevent it from falling down into the settling tube. It is then positioned upside down over the settling tube, using a magnet. A string attached to the apparatus holds the sample above the water surface. To start the measurement, the string is loosened and the apparatus gets pushed against a button that starts the weighing process at the exact time the pan gets in contact with the water surface. The sample then settles down to the weighing pan and the computer collects the data and transforms the settling velocity into a grain size equivalent. Particles that have the same settling velocity in still

water are considered hydraulically equivalent (Flemming & Thum 1978). The size of each grain is thereby expressed in terms of the diameter of a sphere that has the same settling velocity (Flemming & Thum 1978). Depending on the settling time of the sample, the computer program stops the measurement once the weight of the weighing pan does not increase anymore. The bigger and heavier grains settle much faster than the very fine sand particles. The settling rate of the nonspherical, natural particles is then matched with the settling rate of a sphere.

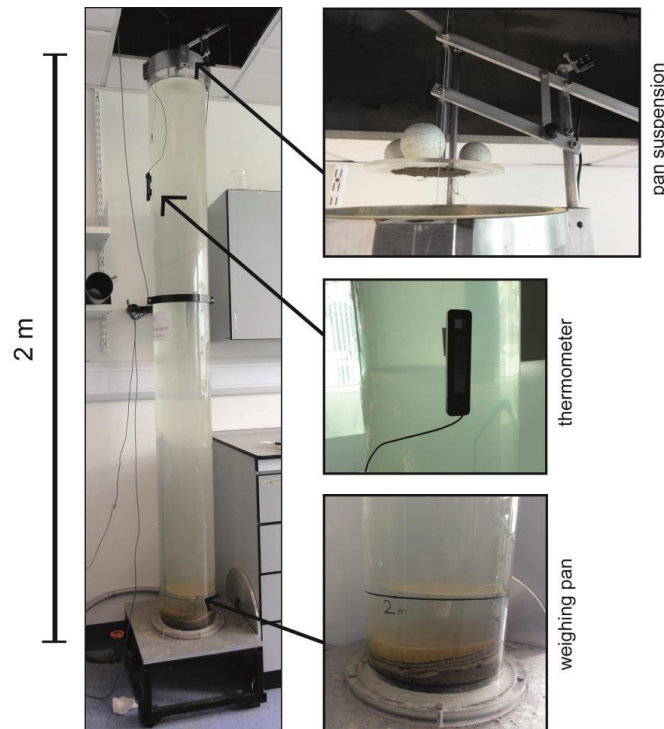


Figure 5: Settling tube apparatus of the University of Ulster and its important functions.

The computer measures grains from very fine sand with a grain diameter of 0.063 mm to 0.125 mm up to very coarse sand with a grain diameter of 1 mm to 2 mm. The silt and clay content with grain diameters smaller than 0.063 mm were measured separately. Large clasts and shells were extracted before the grain size measurement. Grain size statistics were calculated using the computer program Gradistat (Blott & Pye 2001). All statistical grain size parameters mentioned in the text are based on the graphical method (logarithmic phi scale) by Folk & Ward (1957).

4 Results

4.1 Outcrop description

The first out of three cliff-outcrops (GL-A) is located approximately 145 m north of Scotchtown Road. The distance between the two outcrops GL-A and GL-B is approximately 35 m and the distance between GL-B and GL-C is approximately 208 m. The positions and coordinates are shown in Figure 1.

4.1.1 Outcrop GL-A

The outcrop of GL-A (Fig. 6) reaches down to a total depth of 260 cm and is divided into several units. The modern soil horizon goes down to 70 cm and is characterized by grass vegetation and various roots. The colour of this podzol is brown and becomes more reddish with depth. Due to

podzolisation, root channels and rabbit holes the lower border of the upper unit varies in depth on an undulating surface.

The underlying 25 cm consists of fine and well sorted sand. Thin layers of light beige and beige sand alternate and become darker with depth. A layer of fine sand between 95 cm and 110 cm is laminated in light grey and beige colours. Shell material of the size of fine sand grains is visible. The next 5 cm only differ in colour. The fine sand is light beige and much lighter than the sand between 80 cm and 90 cm.

The unit from 115 cm down to 130 cm is of darker colour and homogenous with only a few thin layers of light grey sand. The layer underneath is the first one that contains considerable amounts of shell material. The main component is still fine sand but it is mixed with bigger shell fragments and the colour is light grey to beige. From 135 cm to 150 cm depth the fine sand material increases in grain size with depth. Fine layers of shell material alternate between the sandier materials. The next 15 cm differ in colour and grain size. The colour is grey to dark grey due to heavy metals in the medium size sand. Two shell layers are present. The layer from 165 cm to 195 cm is laminated with grey to beige laminasets of 1 cm to 5 cm that consist of medium to large size sand. Small seashells are found between shell fragments at a depth of 195 cm to 200 cm. The grain size is coarse sand and the colour changes to beige and reddish. The next 5 cm are of pure medium sand whereas the layer underneath contains shell fragments and seashells again. At a depth of 240 cm, the grain size changes back to medium sand of grey colour. Seashells are still present.

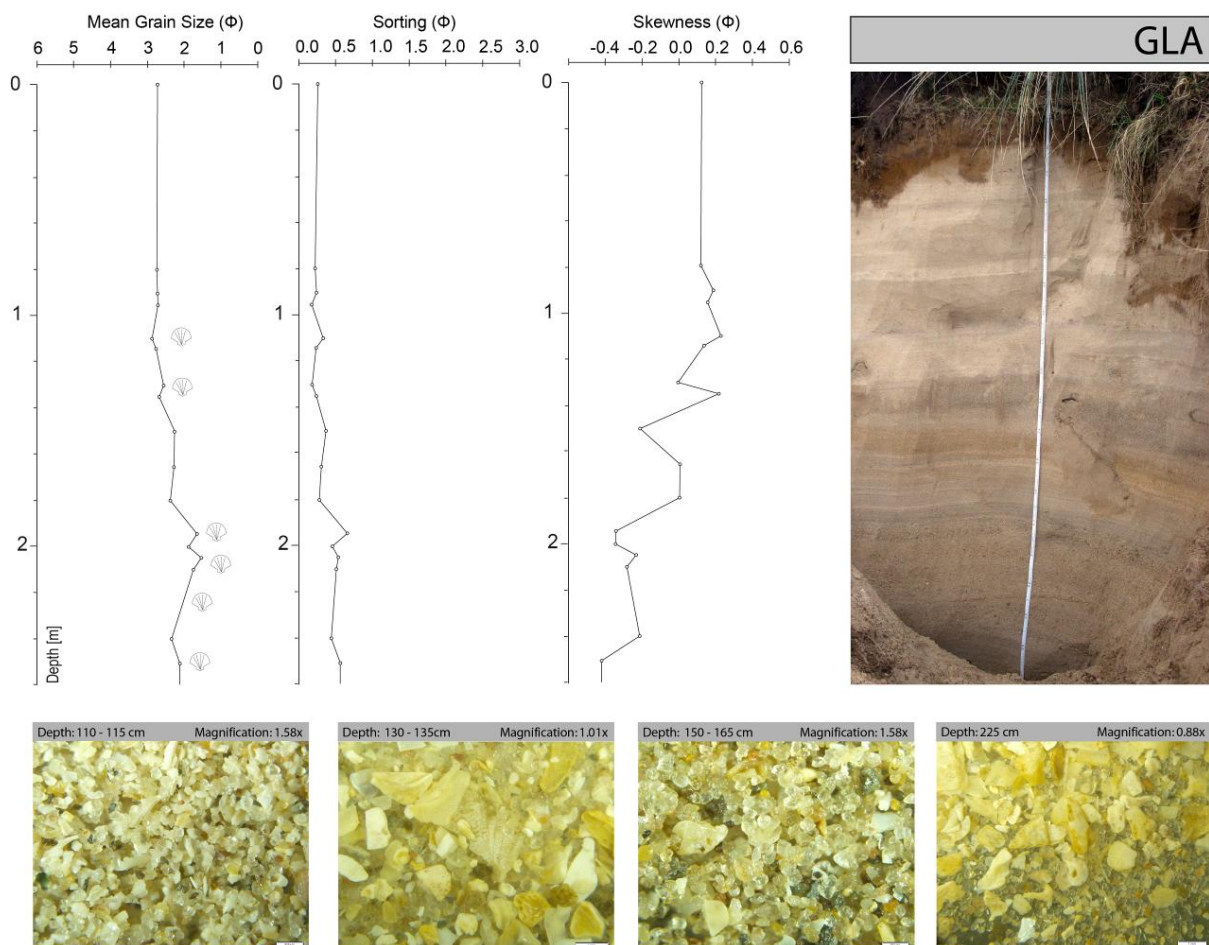


Figure 6: Outcrop and grain size statistics of GL-A.

4.1.2 Outcrop GL-B

Outcrop GL-B (Fig. 7) has a total depth of 200 cm. It starts with a brown soil horizon of fine sand material and roots that extend down into the next layer at a depth of 20 cm. A change in grain size occurs as the mean grain size of the second layer is medium sand. The last three centimetres (32 cm to 35 cm depth) of this light beige layer are formed of shell fragments. Directly underneath a 19 cm-thick layer of brown fine sand without any trace of shell material is found. It is described as a buried soil horizon of a former podzol. An eluvial horizon follows at a depth of 54 cm to 62 cm.

The unit between 62 cm and 80 cm is characterized by thick layers of light beige and ochre-coloured fine sand. Roots are still visible and black spots indicate organic matter. The following 8 cm differ from the rest because of its ochre colour. Underneath, the colour changes to light beige with oxidation marks and traces of soil formation. Remains of roots and very fine shell material are present. The layer is fine laminated and ends at a depth of 101 cm. The following 2-cm-thick layer is clearly visible as it has a light grey colour of fine sand and slightly dips northwards. The next 9 cm are of different grey coloured fine sand and contain black as well as ochre-coloured spots.

Another noticeable layer is at a depth of 112 cm to 116 cm where the light grey coloured fine sand. A grey coloured layer of laminated fine sand follows. The underlying layer (116 cm - 130 cm) of light grey fine sand is once again wedge-shaped and becomes thinner towards the South. Scattered black spots are present. The next 5 cm of fine to medium sand are laminated in light grey to grey colours. A small amount of fine shell fragments can be seen.

Underneath, a layer of grey coloured fine sand and 3 cm thickness becomes thinner towards the South again. The layers at depths of 138 cm to 145 cm and 152 cm to 162 cm are of identical material and grain size. The light grey fine sand contains increasingly amount of white shell fragments, whereas the 7 cm between the two layers contain no shell material. At a depth of 162 cm the colour stays grey and lamina sets of shell material are visible.

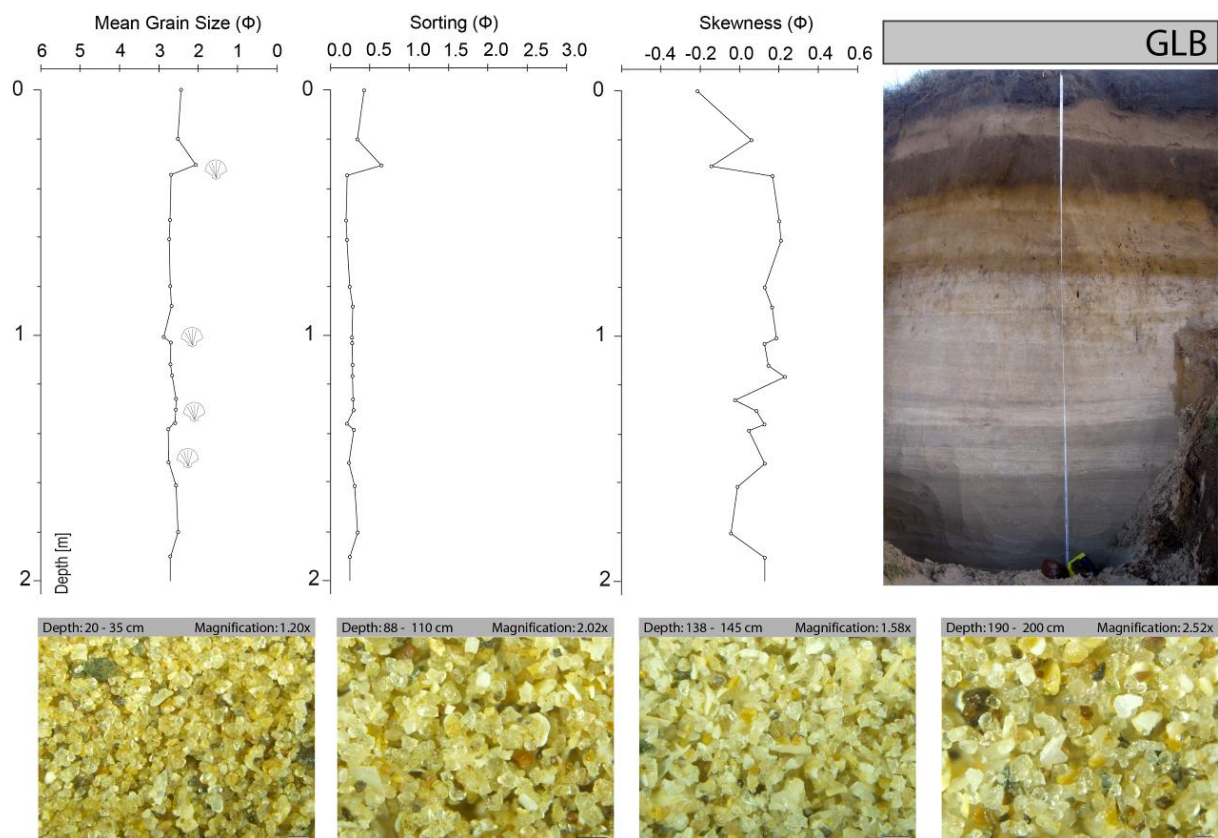


Figure 7: Outcrop and grain size statistics of GL-B.

4.1.3 Outcrop GL-C

The third outcrop (Fig. 8) has a total depth of 280 cm. The first 35 cm form the topsoil horizon with a mean grain size of fine sand and medium sand as accessory constituent. Its colour is light brown and roots are visible up to 1 m depth. Underneath the topsoil a layer of ochre-coloured fine sand is defined. The next unit starts at 55 cm and ends at 110 cm. The mean grain size stays the same but the colour is slightly lighter. The layer is marbledized and ends very sharply like a horizontal line.

The material underneath is defined as one unconformity layer that starts at 110 cm depth and ends at 280 cm. The sedimentary body shows laminae of beige to grey coloured fine sand and shell material. The 70 cm thick layer can be divided into 13 smaller shell layers that differ in colour and amount of shell material. A very fine shell layer of 1 cm thickness is found in 117 cm depth. A shell layer at 123 cm to 130 cm depth has grey coloured fine sand stratifications. The same applies to another shell layer at 150 cm to 155 cm. Further shell layers are at a depth of 161 cm to 163 cm and 170 cm to 171 cm and contain more light coloured shell material. Another white shell layer with fine sand material and grey stratification can be found at 180 cm to 185 cm depth. The next three shell layers at 190 cm to 193 cm, 205 cm to 208 cm and 209 cm to 213 cm are of beige colour and contain fine sand material as well. The layer at 213 cm to 220 cm depth is of grey colour and fine sand material with stratification. The unit underneath is lighter in colour. Another shell layer of beige colour can be found at 240 cm to 243 cm depth.

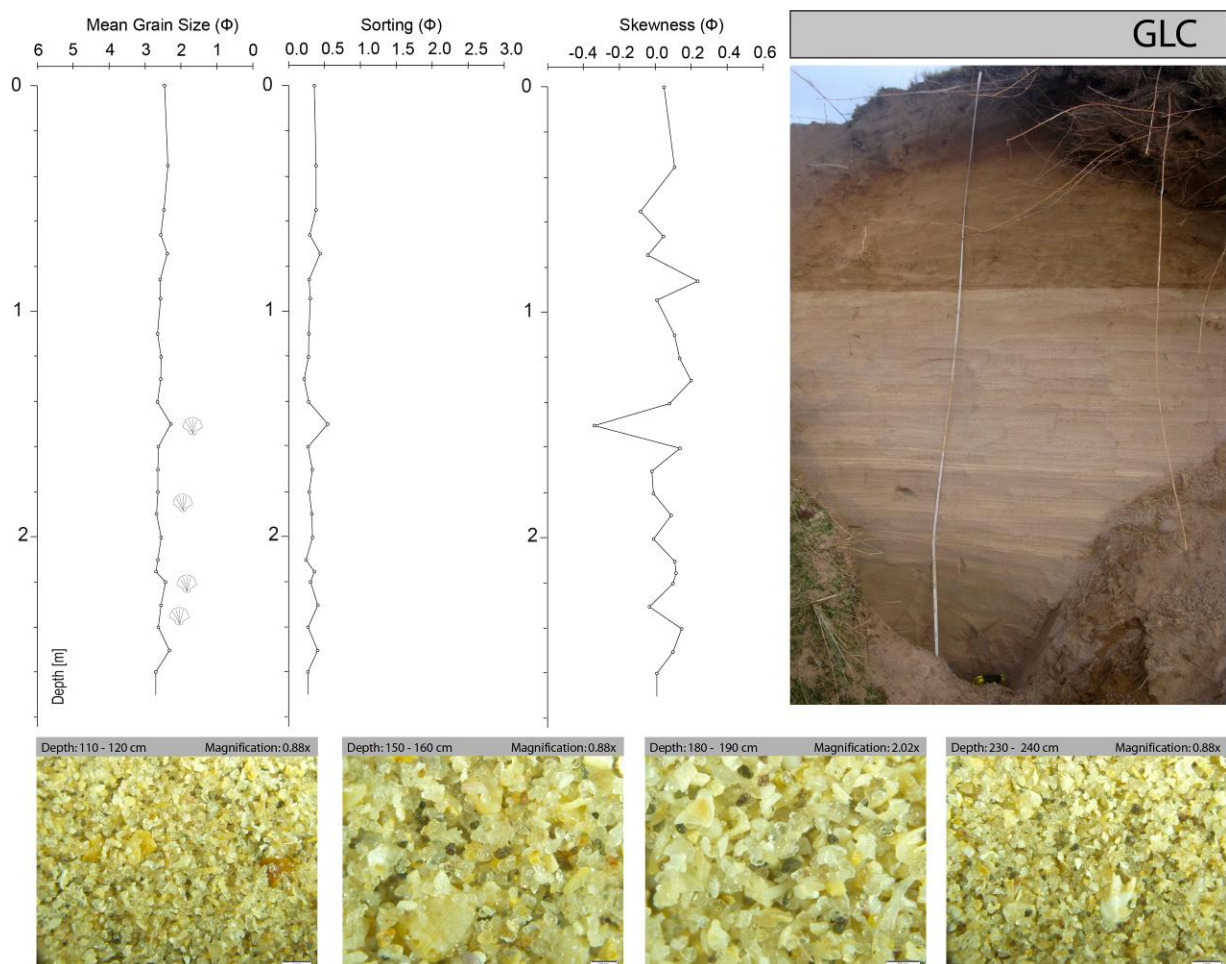


Figure 8: Outcrop and grain size statistics of GL-C.

4.2 Grain size analysis

The results of the settling tube analysis are displayed in Figures 6 – 8. The mean grain size, the sorting, and the skewness are shown in phi-units, plotted against depth. To indicate shell material, a seashell symbol is placed next to the sample depth of the mean grain size curve.

4.2.1 Settling tube analysis GL-A

The results of the outcrop GL-A refer to the analysis of each defined lithology. The samples of each layer were measured twice with the settling tube and the average was calculated. The settling tube analysis shows that the mean grain size of each sample varies between 1 ϕ and 3 ϕ (Fig. 6), which according to the Wentworth scale is equal to medium and fine sand. Even though the first 1 m outcrop differs in colour and stratification, the measured mean grain size only varies by two decimal places (2.73 ϕ to 2.76 ϕ). The sorting of less than 0.35 ϕ shows, that the grains are very well sorted. The skewness stays positive, which means that the distribution curve is spread wider towards the fine grain sizes.

The layer at 110 cm to 115 cm has a mean grain size of 2.825 ϕ , is very well sorted and positively skewed, which can be seen at the high percentage of very fine sand (24%). This layer is described to be much lighter in colour than the other layers. A picture taken with the microscope shows the composition of the sample with a magnification of 1.58. Besides the round sand grains, long shaped and sharp edged white shell fragments are visible, explaining the light colour and the slight change in sorting. The mean grain size, sorting and skewness of the next layer are similar to the results of the first 1 m. The sample from the depth of 130 cm to 135 cm contains shell material. The picture of the microscope shows big pieces of shells at a magnification of 1.01 (Fig. 6).

The next sample contains less very fine sand but almost 1 % of very coarse sand. The skewness is positive (0.22 ϕ) and the mean grain size is 2.67 ϕ . The layers starting at 195 cm up to 240 cm are of medium sand (1.4 ϕ to 1.8 ϕ), whereas the layers from 240 cm to 260 cm are of fine sand (2.07 ϕ to 2.41 ϕ). However all samples from 195 cm are negatively skewed. The sorting is moderate to moderately well and small seashells of a few centimetres and shell fragments can be found in the samples.

An extra sample was taken at a depth of 225 cm where a lot of shell material was found. The mean grain size is 1.5 ϕ which corresponds to medium sand. The sample is moderately sorted (0.81 ϕ) and grains from very coarse sand to very fine sand are present. The distribution of the different grains can be seen in the photograph in Fig. 6.

The settling velocity is between 0.025 m/s and 0.066 m/s and is by tendency slower in the first layers and increases with the depth. Fine particles take longer to settle while bigger and heavier particles are much faster, which can be seen in the results. The coarser grains in the deeper depths settle much faster than the fine sand in the top layers. The percentage of very fine sand and fine sand is higher in the first layers. Up to the depth of 150 cm the percentage of very fine sand is more than 10 % and reaches its maximum of 24.4 % at a depth of 110 cm to 115 cm. In the layers underneath 150 cm it stays almost constantly under 5 %. The percentage of medium sand increases at a depth of 150 cm rapidly and reaches a maximum of 55.8 % at a depth of 200 cm. Also, the amount of coarse and very coarse sand increases with depth. The maximum percentage of coarse sand (20.7%) was measured at a depth of 205 cm to 210 cm, the maximum of very coarse sand at a depth of 195 cm to 20 cm with 2.8 %.

4.2.2 Settling tube analysis GL-B

The grain size analysis in the laboratory shows that the classification of the mean grain size with the settling tube fits the data collected in the field. All samples are in the range of fine sand and vary between 2 ϕ and 3 ϕ . The percentage of fine sand amounts to around 80 % in all layers, except for the first 35 cm that contain more coarse and medium sand than the rest of the samples. The highest

amount of coarse and medium sand is measured at 34 cm to 35 cm with 6.8 % coarse sand and 36.8 % medium sand. Therefore, the mean grain size reaches the lowest number with 2.05 ϕ and the sorting the highest with 0.64 ϕ .

Most of the samples are positively skewed and very well sorted, except for the first layer at 0 cm to 20 cm, the third layer at 34 cm to 35 cm and the layer at 180 cm to 190 cm, which are negatively skewed and well or moderately sorted. The negative skewness means that the distribution curve is spread wider towards the coarser grain sizes. The sample taken from 20 cm to 35 cm depth contains the shell layer at 34 cm to 35 cm (Fig. 7). The mean grain size increases at 35 cm depth from 2.05 ϕ to approximately 2.7 ϕ . The second photograph of Fig. 7 was taken with a magnification of 2.02 from the sample depth of 88 cm to 101 cm. It shows the grains with a few bigger shell fragments. The mean grain size increases at 101 cm to 103 cm by 0.01 ϕ and decreases back to 2.7 ϕ in the next layer. At 125 cm to 135 cm the mean grain size decreases to 2.56 ϕ and then increases to 2.7 ϕ at 135 cm to 138 cm. The layer up to 145 cm has a mean grain size of 2.58 ϕ . White elongated shell fragments are visible in the third photograph (Fig. 7). The mean grain size increases slightly to 2.75 ϕ in the depth of 145 cm to 162 cm and changes back to 2.5 ϕ , due to the higher percentage of medium and coarse sand (approx. 10 %). The last layer at 190 cm to 200 cm depth has a mean grain size of 2.7 ϕ . The bottom left photography in Figure 24 shows the grains of the last sample with a magnification of 2.52. The settling velocity of all samples is around 0.03 m/s, except in the first and third layer, in which it reaches a settling velocity of 0.04 m/s.

4.2.3 Settling tube analysis GL-C

The mean grain size of the outcrop GL-C varies between 2.2 ϕ and 2.7 ϕ , which corresponds to fine sand. The grain size distribution shows that the percentage of fine sand is mostly between 75 % and 84 %. The highest percentage of fine sand (93.6 %) is measured at the depth of 130 cm to 140 cm. The percentage of medium and very fine sand exceeds the 10 % mark only a few times. The highest amount of medium sand and simultaneously the lowest amount of fine sand is measured in the layer at a depth of 250 cm to 260 cm. Also the percentage of coarse sand is very high at 4.4 % compared to the other layers. The highest percentage of very coarse sand can be found in the sample at a depth of 230 cm to 240 cm (Fig. 8). The mean grain size of this layer is 2.55 ϕ and the sorting is 0.32 ϕ , which is very well sorted. The skewness is negative with -0.04 and therefore has a wider spread towards the coarser grain sizes. The skewness is a few times below zero, but only once it crosses the -0.1 ϕ at a depth of 150 cm to 160 cm. At this depth, the skewness reaches -0.34 ϕ and the sorting is with 0.54 ϕ moderately well. The mean grain size is the lowest with 2.26 ϕ and thus the percentage of coarse and medium sand is 4 % and 18.6 %. The second photograph of Fig. 8 shows that the sample contains shell pieces of 1.5 mm.

In the first 65 cm, the mean grain size is around 2.4 ϕ and the sediment is well sorted. Underneath, a layer of very well sorted material with a mean grain size of 2.56 ϕ is situated. The layer at 75 cm to 85 cm is once again well sorted and the mean grain size is 2.39 ϕ . Up to 150 cm depth the mean grain size as well as the sorting are very similar. The first photograph in Fig. 8 shows the grains with a magnification of 0.88. The grains are much smaller than half a millimeter, while two bigger particles of approximately 1 mm size are visible. At a depth of 160 cm the mean grain size increases slightly to approximately 2.64 ϕ , but the sorting stays the same amounting to < 0.35 ϕ . Even though there is no significant change in the mean grain size, the layer at a depth of 180 cm to 190 cm contains very small white shell fragments. Some shells have sharp edges and some are elongated. The highest mean grain size of 2.69 ϕ is measured at 215 cm to 220 cm.

The settling velocity is 0.03 m/s except for the layers at 35 cm to 55 cm, 150 cm to 160 cm and 250 cm to 260 cm, where the settling velocity is 0.04 m/s. However, it has to be noted that the results of the settling tube might not be as accurate because the grain size distribution of the samples were calculated using the settling velocity of quartz particles and shell material has a different density, thus behaving differently.

4.3 Rounded pebbles

There are two locations along the Magilligan beach where rounded pebbles occur on the modern beach but seem to have been derived from erosion of the beachridge scarp (Fig. 1). The first area is between the outcrops GL-B and GL-C and extends over a distance of 90 m. The pebbles occur at WP 361 (55° 7'4.48"N, 6°59'14.60"W) and disappear again at WP 364 (55° 7'7.91"N, 6°59'14.00"W). The second location is north of outcrop GL-C where the pebbles appear over a distance of 15 m. The pebbles are mainly granite, but quartzite, shale, and sandstone also appear. Figure 9 shows the rounded pebbles and how they appear along the cliff during low tide. Most pebbles are well rounded and vary in size between 5 cm and 7 cm.

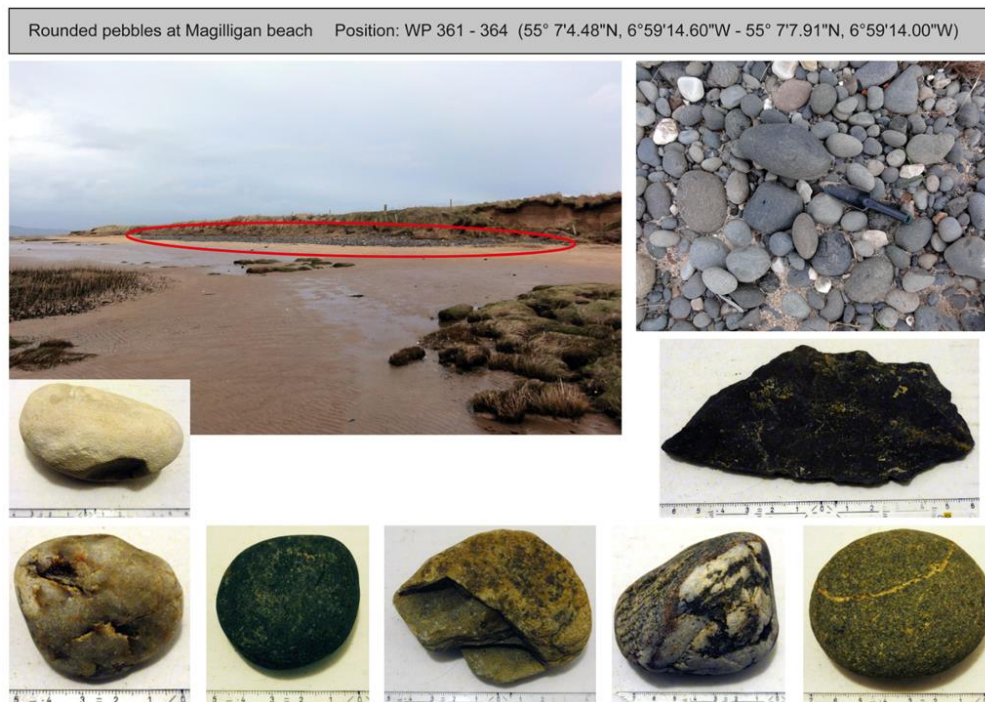


Figure 9: Rounded pebbles at Magilligan beach at the eastern side of Lough Foyle.

5 Discussion and Conclusion

The discussion of the preliminary results describes the late Holocene development of the study area of Glebe by taking a closer look at the three outcrops as well as at the detailed grain size analysis. The main aim is to identify the beach ridges from the dune sand, to draw conclusions about the formation of the beach ridges. The results are compared to the theory of Wilson & Farrington (1989) to either corroborate their assumptions or point out discrepancies.

Before making assumptions about the formation of the beach ridges near Glebe, the connection between the three outcrops has to be established. The first impression of the three geological profiles already raises a lot of questions such as the importance of the buried soil layer at GL-B and the unconformity at outcrop GL-C.

The geological descriptions in the field show significant differences between the three outcrops, whereas the grain size analysis indicates similar grain sizes besides the visual classification of the geological profiles. One example is the buried soil layer in outcrop GL-B at a depth of 35 cm to 54 cm that differs in colour from the layers above and beneath. When looking at the results of the grain size analysis, the mean grain size of these layers changes only by 0.1 ϕ , except for the thin shell layer on top of the buried soil horizon, which varies significantly by 0.5 ϕ .

Concerning the theory of Wilson & Farrington (1989), the buried soil layer in GL-B could be the beach ridge crest, on which soil formed once the ridge was freed from marine influence. The soil layer

cannot be found in the outcrops further North (GL-C) and South (GL-A), which leads to the assumption that those locations could have been inter-ridge depressions where the water table was still high enough to prevent soil formation.

The theory of the inter-ridge depressions depends on the beach ridge dimensions, which is controlled by the size of waves and rate of sediment supply (Taylor & Stone 1996). Information about the exact locations and dimensions of the beach ridges at Magilligan would reveal if the lowest points between two beach ridge crests could were the positions of GL-A and GL-C. So far the literature only talks about a ridge width of 100 m to 300 m, which makes it possible to have the inter-ridge depressions at outcrop GL-A and GL-C, as the distance between these two profiles is around 250 m.

However the fact that there is a buried soil layer in profile GL-B, suggests that there could have been a soil layer in profile GL-A and GL-C as well, which got eroded some time ago in the past is now represented by the unconformity. The buried A-horizon in outcrop GL-B, as well as the 3 cm thick shell layer, which is located on top of the buried soil layer are clear indicators for changes in soil and landscape processes in the past.

Wilson & Bateman (1986) have analyzed the buried soil sequence from Magilligan Foreland and came to the conclusion that the podzolisation ended around 1000 to 600 years B.P., when aeolian sand covered the beach ridge plain. With regard to the shell material on top of the buried soil layer, the assumption can be made that the land was flooded by either storm surges or other extreme weather events that caused coarser material and shell material to deposit on top of the soil layer, before the deposition of aeolian sand.

Another explanation could be wave spray deposition. Cooper & Jackson (1999) published an article about wave spray-induced sand transport and deposition during a coastal storm at Magilligan Point. They discovered that during rising tide and storm waves, the waves can reach the base of an eroding dune and generate landward-directed splash and spray while they impact on the base of the scarp. The deposited sediment can be of a thickness of up to 3 cm, within 2 m of the dune scarp. The transported sand was dominated by fine sand with a mean grain size of 0.15 mm to 0.17 mm (Cooper & Jackson 1999). However, this mechanism could also transport shell material as was found on top of the buried soil layer. These weather events could also be the reason for the missing soil layer and the unconformity in outcrops GL-C and GL-A that look as if the top layers got capped and then formed a horizontal surface, which subsequently got buried by aeolian sand. Thus, the surface topography of the old soil layer must have been different from the present one.

With regard to the unconformity at outcrop GL-C, it can be said that it is clearly distinguishable in change of colour but no significant difference in grain size distribution occurs. The same applies for outcrop GL A where the soil horizon overlies different layers of laminae. However the layer does not lie horizontally and varies in depth. The distinguishable horizontal line looks similar to a plough horizon because it is perfectly horizontal over a long distance and does not show any sediment structure in the sand above the horizontal line at 110 cm. Agricultural activity in the past such as ploughing or land levelling could be the reason for the missing soil layer and the horizontally ending layer in outcrop GL-C as well as in GL-A.

According to Wilson & Farrington (1989) the beach ridges were covered by 2.5 m to 3.5 m of aeolian sand. If the buried soil horizon represents the beach ridge crest, there should be at least 2 m of sand on top of it. However, this is not the case as there is only 35 cm of sand on top of the former soil layer. If erosion of the aeolian sand or dune reorganisation had occurred, it would still mean that the sand below the buried soil layer was the sediment of the beach ridge and got deposited by marine influence, which also explains the various shell layers.

Furthermore, the fact that according to Wilson & Farrington (1989) the aeolian sand on top of the beach ridges at Magilligan consists of the same material as the beach ridges makes it difficult to distinguish the boundary of beach ridges and dunes. Nevertheless, according to Stapor (1973) the mean grain size and the skewness are two important measures for the discrimination of these

environments, as it is stated by Banister (2008). In general, the mean grain size (in ϕ) increases from beach sand to dune sand. Therefore, the beach ridges are made up of coarser material than the dunes. The skewness of beach ridges is said to be close to zero, which means that the amount of fine and coarse material is almost the same. Dune sand is usually positively skewed, as the wind transports mostly fine grain sizes (Mason & Folk 2006). The results of the skewness assessment should be used with caution as they are not significant. All samples of the outcrop GL-A were measured twice with the settling tube and the average was calculated. Particular material could be seen in the data of the skewness fluctuations.

When looking at the skewness and the mean grain size, no notable relationship can be observed. For example, the skewness of outcrop GL-C varies between 0 ϕ and 0.2 ϕ , with only two exceptions. There is no distinguishable change in the mean grain size whenever the skewness is close to zero. Also the sorting seems to be independent of the skewness but shows some relation to the mean grain size. For poor sorting, the mean grain size is bigger (smaller ϕ units), which means that the grains were probably deposited by wave energy, rather than by wind force, as wind separates the grain sizes very well. The grain size of outcrop GL-A changes from fine sand to medium sand at a depth of approximately 2 m. The sorting suddenly becomes poorer and the skewness is becoming more negative, too. Both results, the mean grain size and the skewness, are closer to the textural characteristics of the offshore sediment.

The fact that there were shell fragments and whole shells found below 195 cm depth in outcrop GL-A also suggests that these layers were deposited by wave energy. That happened either under water while the beach ridge was formed or during a storm surge when high energy waves are able to transport seashells and particular bigger shells that haven't been under wave force for a long time and are therefore not broken into fragments. A similar layer was not found in the two outcrops further north, however, but it could still be found in deeper depths as the beach ridges feature seaward dipping structures.

All three outcrops show a similar layer that is characterised by white shell material. This layer can be found in outcrop GL-A at 110 cm to 115 cm depth (Fig. 6). Outcrop GL-B shows a similar layer at a depth of 138 cm to 145 cm and in GL-C the layer was identified at 180 cm to 185 cm. In all three outcrops the thickness of the layer is approximately 5 cm. As sedimentation always occurs roughly the same rate, it suggests that the layers may have been deposited during the same time and are of the same grain size distribution. The grain size analysis shows that the amount of medium, fine, and very fine sand is very similar and differs only slightly. With regard to the white shell layer, it shows that the sediment was accumulated on a ridge structure with its highest point in the South at 115 cm depth and the lowest point at 185 cm depth, exactly 243 m further north. That is a dipping structure of 70 cm over 243 m, which is a descent of approximately 0.3 cm per meter towards the South.

Considering the results of the settling tube analysis and the published literature about the late Holocene evolution of the Magilligan Foreland, the assumption can be made that the beach ridges start directly underneath the soil layer in profile GL-B and in the other two outcrops at the colour change from brown to grey sand. The sand on top can then be interpreted as dune sand. If the sand below the buried soil layer in GL-B, below 70 cm in GL-A, and below 110 cm in GL-C had been formed of dune sand, there would not have been traces of shell material in the samples. The shell layers indicate that there must have been marine influence. The sediment that starts at 2 m depth in outcrop GL-A is of medium to coarse sand with bigger shell fragments and even whole shells. This layer was definitely deposited under marine influence, while the beach ridge plain was at its early stage.

In contrast to Wilson (1996), we assume that there are probably more than 150 beach ridges at Magilligan. The total length from the South of Magilligan Foreland to the North is approximately 8 km. If the number of beach ridges is calculated to approx. 4 ridges per 100 m, the total number of beach ridges would be around 320 ridges, which is twice as many as mentioned by Wilson (1996). If there are more than 150 beach ridges, the position of outcrop GL-B could still be a beach ridge crest

and the other two outcrops could still be inter-ridge depressions. To answer the question of how the three outcrops fit together, a continuous geological profile would be necessary that reveals the complete sedimentary sequence. For that reason the study will be continued soon by comprehensive Ground-Penetrating Radar (GPR) studies.

Theories of rounded pebbles

With the exception of Carter (1982), who has mentioned the gravel storm ridge nucleus next to Glebe, the rounded pebbles at Magilligan have not been described before.

In this study we establish three theories for the appearance of the rounded pebbles at the beach on the eastern side of Lough Foyle:

1. Storm surges have recently washed out the pebbles from the bottom of Lough Foyle to its present position. The pebbles could either be glacial deposits from the Atlantic Ocean or eroded bedrock material that got transported into the Lough Foyle by the river Roe and then accumulated by the sea.
2. The rounded pebbles could be the gravel ridge nuclei mentioned by Carter (1982).
3. The rounded pebbles got washed out as glacial deposits by storm surges from the Atlantic Ocean during the time when the Magilligan beach ridge plain was formed. Recent shoreline erosion reveals the stones.

For the first theory, the pebbles need to be of either fluvial or marine origin. Either the pebbles were deposited in the Atlantic Ocean during the last ice age where they were rounded by the wave action, or the river transported and rounded eroded bedrock material from the basalt escarpment and other bedrocks of the hinterland into the Lough Foyle where it got reworked and accumulated at the sea. Currents along the coast could have deposited the stones at their present position. Under the assumption that the shoreline at Glebe degraded a few meters recently, it is unlikely that the pebbles were deposited by storm surges over the last years. Figure 9 shows that the pebbles only appear close to the shoreline, as if they come out of the cliff. Furthermore, there are no stones visible in the tidal flats of Lough Foyle during ebb tide (Fig. 9). The second and third theories are seen as more likely. The gravel ridge nucleus is pictured in Fig. 4 as the stones are not covered by aeolian sand and it looks like the beach ridges begin only north of the gravel ridge.

Another possibility would be the third theory. Severe storm surges or strong currents could have caused the pebbles to deposit from the Atlantic Ocean or even the Lough Foyle on to the beach, during the period of progradation of the Magilligan Foreland. Consequently, there were at least two strong storm surges or currents, during which the pebbles were moved. Between the storm surges the beach ridge plain extended and sand got deposited over the pebbles. These storm events could be during the same time when the top soil of outcrops GL-A and GL-C was cut off if they were not removed by agricultural activity.

6 Outlook

Firstly of all, further investigations of the Magilligan Foreland are necessary to fully understand the late Holocene development of this beach ridge plain. Uncertainties about the internal sedimentary architecture of the beach ridges could be solved using geophysical prospecting methods. For example, Ground-penetrating radar (GPR) can help to define the single ridges and to distinguish beach ridges from dunes. Data shows that a correlation of beach ridges of the subsurface with the dunes of today would fail because the palaeosurface topography must have been different. To find out, which theory for the rounded pebbles applies, a continuous GPR profile should be measured between the outcrops GL-B and GL-C to obtain more information about the dimension and length of the pebble field.

Wilson's & Farrington's (1989) research about radiocarbon dating of the Magilligan Foreland can be extended by optically stimulated luminescence dating (OSL) of different parts of the Magilligan

Foreland. During the investigations in February 2014, samples from different locations, including the area near Glebe, were taken for an OSL analysis and further radiocarbon dating. The results are not available yet but shall reveal information about the time during which the beach ridge plain developed. The assumption made by Wilson & Farrington (1989) that the South of Magilligan is younger than the North should be clarified after that analysis.

References

- Banister, S.D. (2008): Geomorphological Change Since the Early Holocene in Apalachicola Bay, Florida. Msc. The Florida State University. (<http://diginole.lib.fsu.edu/cgi/viewcontent.cgi?article=1234&context=etd>)
- Blott, S.J. & Pye, K. (2001): Gradistat: A grain size distribution and statistics package for the analyses of unconsolidated sediments. In: *Earth Surface Processes and Landforms*, 26, 1237-1248.
- Carter, R.W.G. (1979): Recent progradation of the Magilligan Foreland, Co. Londonderry, Northern Ireland. *CNEXO*, Vol. 9: 17-28.
- Carter, R.W.G. (1986): The Morphodynamics of beach-ridge formation: Magilligan, Northern Ireland. In: *Marine Geology*, 73: 191-214.
- Carter, R.W.G., Lowry, P. & Stone, G.W. (1982): Sub-tidal ebb-shoal control of shoreline erosion via wave refraction, Magilligan foreland, Northern Ireland. In: *International Journal of Marine Geology, Geochemistry and Geophysics*, 48: 17-25.
- Cooper, J.A.G. & Jackson, D.W.T. (1999): Wave spray-induced sand transport and deposition during a coastal storm, Magilligan Point, Northern Ireland. In: *Marine Geology*, 161: 377-383.
- Engels, S. & Roberts, M.C. (2005): The architecture of prograding sandy-gravel beach ridges formed during the Holocene highstand: southwestern British Columbia. In: *Canada. Journal of Sedimentary Research*, 7: 1052-1064.
- Flemming, B.W. & Thum, A.B. (1978): The settling tube – a hydraulic method for grain size analysis of sand. In: *Kieler Meeresforschungen, Sonderheft Vol. 4*: 82-95.
- Folk, R.L. & Ward, W.C. (1957): Brazos River bar (Texas): a study in the significance of grain size parameters. In: *Journal of Sedimentary Petrology*, 27: 3-26.
- Google Inc., 2013. Google Earth (7.1.2.20419) [computer program] Google. (<http://www.google.com/earth/download/ge/agree.htm>)
- Heps, P.A., Dillenburg, S.R., Barboza, E.G., Tomazelli, L.J., Ayup-Zouain, R.N., Esteves, L.S., Gruber, N.I.s., Toldo-Jr., E.E., De A. Tabajara, L.L.C. and Clerot, L.C.P. (2005): Beach ridges, forefunes or transgressive dunefields? Definitions and an examination of the Torres to Tramandaí barrier system, Southern Brazil. In: *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Vol. 77 (3): 493-508.
- Hu, Y., Fister, W., Rüegg, H-R., Kinnell, P.A. & Kuhn, N.J. (2013): Section 1.1: The Use of Equivalent Quartz Size and Settling Tube Apparatus to Fractionate Soil Aggregates by Settling Velocity. In: *British Society for Geomorphology, Clarke, L.E & Nield, J.M. (eds.) Geomorphological Techniques (Online Edition)*. British Society for Geomorphology; London, UK.
- Knight, J. (2002): Field Guide to the Coastal Environments of Northern Ireland. [online] Coleraine, Northern Ireland: University of Ulster. (http://www.academia.edu/775532/Field_Guide_to_the_Coastal_Environments_of_Northern_Ireland)
- Mason, C.C. & Folk, R.L. (2006): Differentiation of beach, dune, and aeolian flat environments by size analysis, Mustang Island, Texas. In: *Journal of Sedimentary Research*, Vol. 28(2): 211-226.
- NIEA (2010): Magilligan Lowlands Geodiversity Profile. Outline Geomorphology and Landscape Setting. (http://www.doeni.gov.uk/niea/landhome/landscape_home/country_landscape/35/35-geo.htm)
- Orford, J.D., Murdy, J.M. & Wintle, A.G. (2003): Progradated Holocene beach ridges with superimposed dunes in north-east Ireland: mechanisms and timescales of fine and coarse beach sediment decoupling and deposition. In: *Marine Geology*, 194: 47-64.
- Otvos, E.G. (2000): Beach ridges – definitions and significance. In: *Geomorphology*, 32:83-108.
- Stapor, F.W. (1975): Holocene beach-ridges plain development, northwest Florida. In: *Zeitschrift für Geomorphologie, Suppl. Bd. 22*: 116-144.

- Tamura, T. (2012): Beach ridges and prograded beach deposits as palaeoenvironmental records. In: *Earth-Science Reviews*, 114: 279-297.
- Tanner, W.F. (1988): Beach ridges data and sea level history from the Americas. In: *Journal of Coastal Research*, 4: 81 - 91.
- Taylor, M. & Stone, G.W. (1996): Beach-Ridges: A Review. In: *Journal of Coastal Research*, 12 (3): 612-621.
- Wilson, P. & Bateman, R. M. (1986): Nature and palaeoenvironmental significance of a buried soil sequence from Magilligan Foreland, Northern Ireland. In: *Boreas*, 15: 137-153.
- Wilson, P. & Bateman, R.M. (1987): Pedogenic and geomorphic evolution of a buried dune palaeocatena at Magilligan Foreland, Northern Ireland. In: *Catena*, Vol. 14 (6): 501-517.
- Wilson, P. & Farrington, O. (1989): Radiocarbon Dating of the Holocene Evolution of Magilligan Foreland, Co. Londonderry. In: *Proceedings of the Royal Irish Academy. Section B: Biological, Geological, and Chemical Science*, 89: 1-23.
- Wilson, P. (1996): Morphological and chemical variations of a buried palaeocatena in Late Holocene beach-ridge sands at Magilligan Foreland, Northern Ireland. In: *Journal of Coastal Research*, 12 (3): 605-611.

Acknowledgements

Two anonymous reviewers are thanked for their constructive reviews, which helped a lot to improve our manuscript.

Address

Dr. Tanja Tillmann
Lower Saxony Institute for
historical Coastal Research (NIhK)
Viktoriastraße 26/28
26382 Wilhelmshaven

tanja.tillmann@nihk.de



GIS-gestützte Analyse der Überflutungsgefährdung an der Nordseeküste Schleswig-Holsteins

Birger Dircks

Christian Albrechts Universität, Kiel, Deutschland

Abstract

The study area at the North Sea coast of Schleswig-Holstein is to some extent threatened by flooding. It is protected by embankments from inundation resulting from regularly appearing storm events in conjunction with heightened water levels. Nevertheless a failure of the embankments never can be ruled out completely with the result that even the protection dikes cannot offer an absolute security from flooding. Therefore, the coastal defence also has to consider the possible event of flooding. Recent climate change and its expected impacts on the hydrological and meteorological conditions will presumably increase the demands on future coastal protection. In addition to a regular adjustment of the design methods of dikes, risk management is a required feature of coastal protection. In the present study, a large scale dynamic flood model, which is based on an event scenario, is applied for the first time for the North Sea coast of Schleswig-Holstein. The approximate calculation on Koog-filling based on Führböter (1987) is used as the basis for this simulation. Calculated water levels are also applied in the assessment of the protective function of the secondary dike line. The method for flood simulation, which is used within this study, is the first that allows a detailed determination of the flood progress over time on a regional scale.

1 Hintergrund

Die Nordseeküste Schleswig-Holsteins ist aufgrund der Topographie und der meteorologischen und hydrologischen Bedingungen potentiell überflutungsgefährdet. Große Flächen des Untersuchungsgebietes (Abb. 1) dieser Arbeit liegen in Höhenbereichen des Meeresspiegels. Durch Windeinwirkungen bei Sturmereignissen kann das Wasser an der Nordseeküste aufgestaut werden. In Zusammenwirkung mit den Gezeiten kann dies zu deutlich erhöhten Wasserständen führen, die diese flachen Gebiete ohne Küstenschutzmaßnahmen überfluten würden. Die in den niedrig gelegenen Gebieten lebenden Menschen und die dort vorhandenen Sachwerte müssen daher durch Deiche vor den regelmäßig auftretenden erhöhten Wasserständen geschützt werden.

Seit Menschen in dem Untersuchungsgebiet siedeln, haben Sturmflutereignisse zum Teil schwerwiegende Schäden verursacht und zahlreiche Opfer gefordert. Beispiele für derartige Ereignisse sind die Fluten von 1362 und 1634. Als Reaktion haben sich der Küstenschutz und der Deichbau über die Jahrhunderte stetig verbessert. Dennoch traten auch im 20. Jahrhundert Deichbrüche und Überflutungen an der Nordseeküste Schleswig-Holsteins auf. Neue Rekordwasserstände wie 1976 oder 1981 machten zusätzlich ein Umdenken im Küstenschutz und in der Planung und Bemessung von Deichprofilen und -höhen notwendig. So wurde damit begonnen, die Deiche nicht mehr nur in Abhängigkeit von bisher erreichten Wasserständen, sondern auf der Grundlage von statistisch ermittelten Extremwasserständen zu bemessen (vgl. Petersen und Rohde 1991; Sönnichsen und Moseberg 1994).

Das aktuelle Bemessungsverfahren der Höhen der Landesschutzdeiche wurde im Rahmen des Generalplans Küstenschutz für Schleswig-Holstein von 2001 (GP 2001) entwickelt. Dieses richtet sich nicht nur nach bisher nicht aufgetretenen Extremwasserständen, sondern enthält auch einen Zuschlag für einen möglichen Meeresspiegelanstieg. Die Landesschutzdeiche im Untersuchungsgebiet bieten somit einen hohen Schutz vor möglichen Überflutungen. In Teilen des Untersuchungsgebietes ist

zudem eine 2. Deichlinie vorhanden. Durch diese können der Überflutungsschutz erhöht und von möglichen Überflutungen betroffene Gebiete begrenzt werden, da die 2. Deichlinie voneinander abgetrennte Bereiche, so genannte Köge, bildet (MLR 2001).

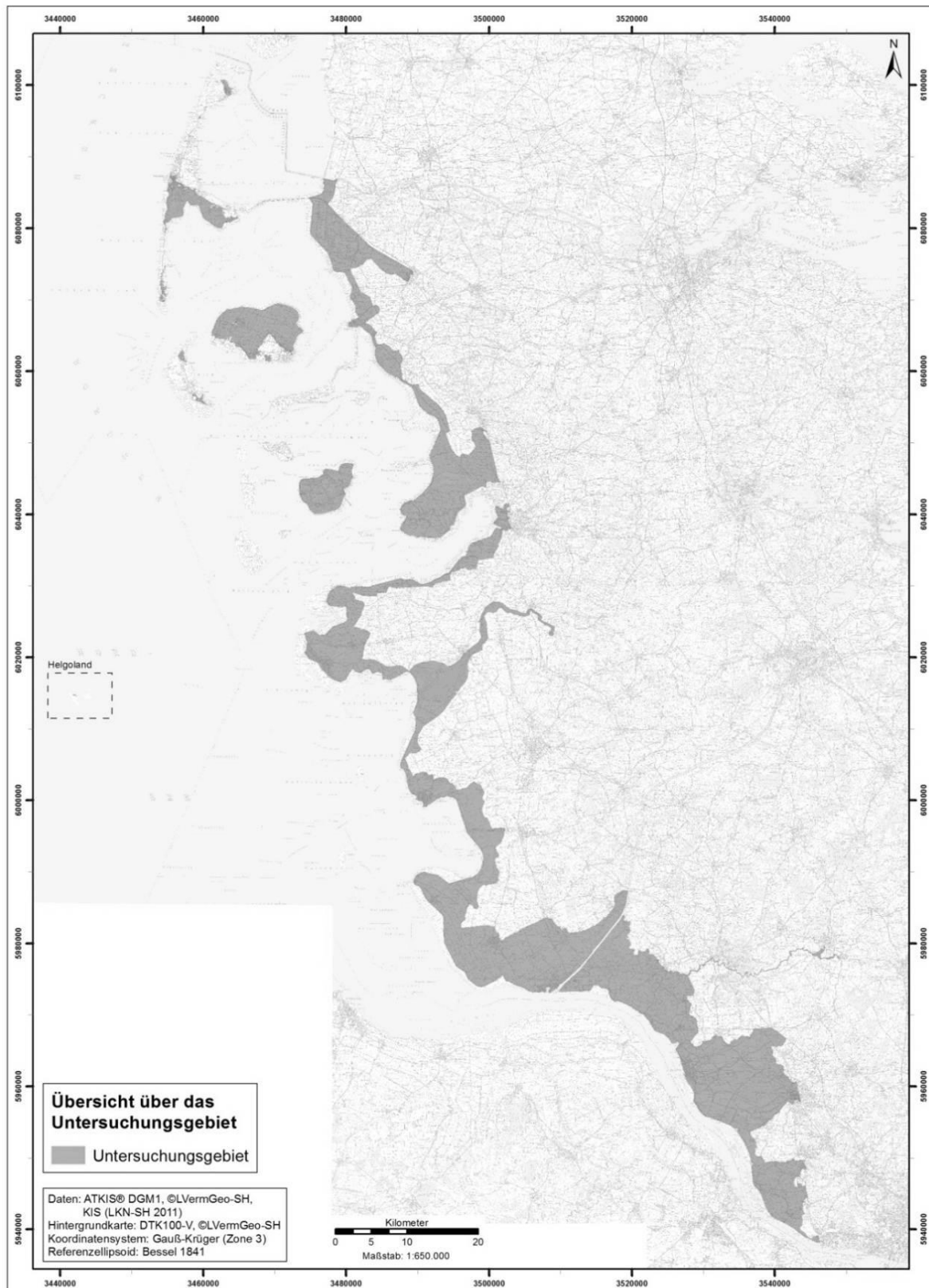


Abb. 1: Untersuchungsgebiet.

Dennoch kann ein Versagen der Küstenschutzbauwerke nie vollständig ausgeschlossen werden (Stadelmann 2008). Modellrechnungen haben ergeben, dass schon heute Sturmflutwasserstände auftreten können, die die bisherigen Rekordstände um 1 bis 2 m übertreffen (Rosenhagen 2007; Jensen et al. 2004). Dazu wird in der Wissenschaft infolge des rezenten Klimawandels mit einem sich beschleunigenden Meeresspiegelanstieg im Laufe des 21. Jahrhunderts gerechnet (IPCC 2007), der stärker ausfallen könnte als in dem bisherigen Bemessungsverfahren berücksichtigt (Rahmstorf et al. 2007).

Daher ist neben einer kontinuierlichen Anpassung der Bemessungsverfahren an sich verändernde hydrologische Entwicklungen auch das Risikomanagement wichtiger Bestandteil des Küstenschutzes. Dieses dient der Vorbereitung auf ein mögliches Versagen der 1. Deichlinie bzw. der Reduzierung des Risikos durch die Prioritätensetzung für Küstenschutzmaßnahmen (Hofstede und Probst 2002). Einen Bestandteil eines solchen Risikomanagements in Küstengebieten stellt die Analyse der Überflutungsgefährdung dar. Diese bildet die Ausprägung von Überflutungen für den Fall eines Versagens vorhandener Küstenschutzbauwerke ab.

Im Rahmen vergangener Studien wurden derartige Analysen für die Nordseeküste Schleswig-Holsteins bereits durchgeführt. Auf regionaler bzw. nationaler Betrachtungsebene konnte so ein Überblick über die potentiell überflutungsgefährdeten Gebiete gewonnen werden (vgl. Ebenhöf et al. 1997; Behnen 1998; Hamann und Klug 1998), während anhand lokaler Untersuchungen sehr detaillierte Überflutungssimulationen durchgeführt werden konnten (vgl. Reese et al. 2003). Diese lokalen Untersuchungen sind aufgrund der verwendeten Methoden sehr aufwendig und dienen insbesondere der Planung von Einzelmaßnahmen im Küstenschutz (Kaiser 2006).

Für die strategische Planung des Küstenschutzes besteht neben lokalen Analysen nach wie vor ein Bedarf an großräumigen vergleichenden Untersuchungen (Sterr 2008). Im Rahmen der neuen Fortschreibung des Generalplans Küstenschutz für Schleswig-Holstein, die 2012 veröffentlicht wurde, erfolgt unter anderem eine Analyse und Überprüfung der Schutzfunktion der 2. Deichlinie an der Nordseeküste. Im Jahr 2007 wurde die EU-Hochwasserrisikomanagementrichtlinie (EU-HWRM-RL) verabschiedet. Diese sieht unter anderem die Erstellung von Überflutungsgefahrenkarten bei Extremereignissen in den Küstengebieten vor (BMU 2009).

Diese Aufgaben erfordern großräumig angelegte Untersuchungen. Gleichzeitig werden aber auch möglichst genaue Ermittlungen von Überflutungshöhen und -zeiten benötigt, um z. B. die Schutzfunktion der 2. Deichlinie beurteilen oder Abstufungen der Überflutungsgefahr vornehmen zu können. Die bisher auf großräumiger Betrachtungsebene angewandten Methoden liefern nicht die benötigte Genauigkeit. Da die Methoden, die auf lokaler Ebene angewendet werden, für ein größeres Untersuchungsgebiet nach heutigem Stand zu ressourcen- und zeitaufwendig sind, ist eine Weiterentwicklung der bisher auf großräumigen Betrachtungsskalen angewandten Methoden oder die Entwicklung neuer Methoden erforderlich. Diese Weiterentwicklung zu detaillierten Analysen für Untersuchungen auf regionaler Maßstabsebene wird auch durch verbesserte Rechenkapazitäten und eine im Vergleich zu früheren Studien höhere Qualität der verfügbaren topographischen Höhendaten ermöglicht.

Vor diesem Hintergrund wird eine detaillierte Analyse der Überflutungsgefährdung an durch Deiche geschützten Abschnitten der Nordseeküste Schleswig-Holsteins durchgeführt. Die Erarbeitung und Entwicklung der dabei angewandten Methoden ist in Kooperation mit dem Ministerium für Landwirtschaft, Umwelt und ländliche Räume Schleswig-Holstein (MLUR) und dem Landesbetrieb für Küstenschutz, Nationalpark und Meeresschutz Schleswig-Holstein (LKN-SH) erfolgt. Die entwickelten Methoden und Ergebnisse liefern mögliche Lösungsansätze für die beschriebenen Aufgaben der Analysen auf regionaler Maßstabsebene. So fließt die in dieser Arbeit erstmalig angewandte Methode zur dynamischen Simulation des Überflutungsverlaufs auf großräumiger Betrachtungsebene in die Gestaltung der neuen Fortschreibung des Generalplans Küstenschutz Schleswig-Holstein ein und wird darin zur Bewertung der Schutzfunktion der 2. Deichlinie genutzt.

2 Zielsetzung

Die Zielsetzung dieser Arbeit liegt in der Analyse der Überflutungsgefährdung der einzelnen Köge und der Küstenabschnitte an der Nordseeküste Schleswig-Holsteins, die durch die 2. Deichlinie voneinander getrennt werden. Diese Analyse erfolgt auf der Grundlage eines extremen Sturmflutereignisses unter der Annahme, dass die 1. Deichlinie diesem Ereignis nicht standhalten kann und es als Folge zu Überflutungen kommt. Die Ergebnisse sollen einen Überblick über die Intensität einer möglichen Überflutung in den unterschiedlichen Abschnitten liefern. Die Intensität wird dabei durch die Wasserstände, die auftreten können, und durch die Geschwindigkeit, mit der diese erreicht werden, beschrieben.

Um im Vergleich zu früheren großräumigen Untersuchungen der Überflutungsgefährdung genauere Ergebnisse erzielen zu können, wird dazu zunächst das Untersuchungsgebiet in einzelne Abschnitte unterteilt. Die Struktur des Untersuchungsgebietes mit der 2. Deichlinie und den so entstehenden Kögen ermöglicht nicht nur diese Unterteilung, sondern macht sie auch notwendig, da die Köge zumindest vorübergehend voneinander separierte Überflutungsbereiche darstellen. Diese werden voneinander unabhängig, aber unter Verwendung der gleichen Methodik und der gleichen Grundannahmen untersucht. Dadurch sollen detailliertere Ergebnisse erzielt und der Vergleich der Abschnitte untereinander ermöglicht werden.

Auf der Grundlage der Überschlagsrechnungen zur Koogfüllung nach Führböter (1987) wird eine dynamische Simulation des Überflutungsverlaufs anhand eines Szenarios durchgeführt. Darüber werden für alle Untersuchungsabschnitte Überflutungshöhen und -zeiten ermittelt. Da im Küstenschutz die Bedeutung der 2. Deichlinie zunehmend hervorgehoben wird (Probst 2009, MLUR 2010), werden zudem die Höhen der 2. Deichlinie mit den jeweils ermittelten maximalen Überflutungshöhen eines Abschnittes verglichen, um die Schutzfunktion der 2. Deichlinie zu beurteilen.

Die Basis für diese Untersuchung stellt ein hochauflösendes digitales Geländemodell (DGM) mit einer Gitterweite von 1 Meter dar. Dieses liefert die topographischen Daten für die Analyse. Das Sturmflutszenario wird unter anderem durch den Referenzwasserstand eines regionalisierten Hochwassers mit dem Wiederkehrintervall von 200 Jahren (HW200) abgebildet (Tab. 1). Dieses wurde 2010 im Auftrag des LKN-SH ermittelt (LKN-SH 2010).

Tab. 1: Küstenbereiche und jeweilige Referenzwasserstände des regionalisierten HW200.

Für das regionalisierte HW200 zusammengefasste Gebiete	Referenzwasserstand in m ü. NN
Helgoland	4,15
Sylt	4,50
Amrum	4,80
Föhr	5,20
Pellworm	5,50
Dänische Grenze - Schobüll (Festlandküste)	5,50
Schobüll - Nordostseekanal (Festlandküste)	6,00
Nordostseekanal - Hamburg (Festlandküste)	6,50

3 Untersuchungsraum und Methoden

Da das Untersuchungsgebiet die Nordseeküste Schleswig-Holsteins umfasst, stellt die Untersuchung eine regionale oder mesoskalige Analyse dar. Ziel ist eine detaillierte Analyse der Überflutungsgefährdung, bei der aufgrund der großräumigen Betrachtungsebene der Zeit- und Ressourcenaufwand beachtet werden muss. Es wird keine Analyse der mit einer Überflutung verbundenen Schadenspotentiale durchgeführt und keine Bewertung der Sicherheit der 1. Deichlinie vorgenommen.

Auf Grundlage eines extremen Sturmflutszenarios wird unter Annahme eines Versagens der 1. Deichlinie die Überflutungsgefährdung anhand der Topographie des Untersuchungsgebietes bewertet. Im Verlauf dieser Untersuchung werden auf Grundlage eines Ereignisszenarios Überflutungshöhen und -zeiten zur Ermittlung der Überflutungsgefährdung und der Schutzfunktion der Mitteldeiche bestimmt.

Auf dieser Betrachtungsebene muss aufgrund der Ausdehnung des Gebietes eine große Datenmenge für eine detaillierte Analyse der Überflutungsgefährdung betrachtet und verarbeitet werden. Um im Verhältnis zum Ergebnis einen angemessenen Aufwand der Untersuchung zu gewährleisten, können differenzierte numerische Modellierungen des Überflutungsverlaufs dazu nach heutigem Stand kaum genutzt werden. Gleichzeitig sollen die ermittelten Überflutungshöhen nicht auf dem Abgleich zwischen einem Referenzwasserstand und den Geländehöhen basieren, sondern über eine Überflutungssimulation berechnet werden, um auch einen zeitlichen Verlauf des Überflutungsverlaufes abbilden zu können.

Daher wird eine dynamische Simulation auf Grundlage der Näherungsrechnung zur Koogfüllung nach Führbötter (1987) durchgeführt. Die dabei angewandte Formel lautet:

$$h_2(t) = \frac{1}{A} \cdot \bar{b} \cdot \sqrt{\left(\frac{8}{27} \cdot g\right)} \cdot \bar{h}^{3/2} \cdot t$$

mit

- $h_2(t)$ = Wasserstand in m über Geländeoberfläche des Kooges
- A = Koogfläche in m²
- \bar{b} = mittlere Deichbruchbreite in m
- g = Erdbeschleunigung: 9,81 m/s²
- \bar{h} = mittlere Überfallhöhe in m
- t = Füllzeit in s

Im Vergleich zu einer numerischen Modellierung werden so zwar keine Strömungsvorgänge innerhalb des Überflutungsgebietes berücksichtigt, es erfolgt aber dennoch eine Berechnung mittlerer Überflutungshöhen anhand eines Deichbruch- und Sturmflutszenarios. So können für das Untersuchungsgebiet unter angemessenem Zeit- und Ressourcenaufwand verhältnismäßig genaue Ergebnisse berechnet werden. Eine derartige dynamische Überflutungssimulation wird im Rahmen dieser Arbeit erstmalig für eine großräumige Analyse im Untersuchungsgebiet angewendet.

Um eine detaillierte Analyse der Überflutungsgefährdung gewährleisten zu können, muss die Struktur des Untersuchungsgebietes mit der 2. Deichlinie berücksichtigt werden. Da durch die Mitteldeiche zumindest vorübergehend voneinander separierte Überflutungsbereiche gebildet werden, ist eine Unterteilung des Gebietes anhand der 2. Deichlinien notwendig, um die Überflutungsgefährdung realistisch bewerten zu können. Dementsprechend wird das Untersuchungsgebiet für die Analyse anhand der 2. Deichlinie in einzelne Abschnitte gegliedert. Diese Einteilung in kleinräumigere

Untersuchungseinheiten ist nicht nur erforderlich, sondern dient auch der Genauigkeit und der Aussagekraft der Ergebnisse.

Auf der Grundlage eines extremen Sturmflutszenarios wird in diesen Abschnitten die Überflutungssimulation vorgenommen. Im Folgenden sind die Grundannahmen dieses Szenarios aufgeführt:

- Sturmflutszenario: Die lineare Fallgeschwindigkeit des Außenwasserstandes beträgt 0,6 m pro Stunde (0,1 m pro 10 Minuten).
- Der Deich bricht beim Erreichen des Höchstwasserstandes (HW200), der Deichbruch entwickelt sich bei abfallendem Wasserstand.
- Die maximale Deichbruchbreite beträgt 100 m, der Deichbruch entwickelt sich exponentiell (drei Fixpunkte: nach 15 min.: 40%, nach 30 min.: 66%, nach 60 min.: 100%; die Entwicklung zwischen Fixpunkten verläuft linear).
- Es gibt einen Deichbruch pro 2 km Deichlänge (0-2 km = 1 Deichbruch, 2-4 km = 2 Deichbrüche, usw.).
- Die Überfallhöhe des ersten Zeitschrittes ergibt sich aus der Differenz zwischen dem Außenwasserstand und der mittleren Höhe des Gebietes mit einer Entfernung zum Deich von bis zu 100 m (für die darauf folgenden Zeitschritte gilt die Differenz zwischen Außenwasserstand und Innenwasserstand).
- Als Bezug für den errechneten Innenwasserstand wird die mittlere Höhe des Abschnittes verwendet.
- Der Mitteldeich bzw. die landseitige Begrenzung wird für die Berechnung als unbegrenzt in der Höhe angenommen.
- Die Berechnung des Wasserstandes im Koog/Abschnitt erfolgt bis der Innenwasserstand und der Außenwasserstand sich angeglichen haben.

Die hier getroffenen Annahmen sind unter Berücksichtigung vergangener Ereignisse, bisheriger Studien und in Absprache mit Experten der zuständigen Küstenschutzbehörden (Hofstede 2011) erfolgt und scheinen somit geeignet, eine realistische Deichbruchentwicklung abzubilden.

Die Bewertung der Schutzfunktion der Mitteldeiche im Untersuchungsgebiet wird auf der Grundlage der Ergebnisse der Überflutungssimulation durchgeführt. Das Ziel ist die Überprüfung der Schutzfunktion der einzelnen Mitteldeichabschnitte über den Vergleich der Kronenhöhen mit den auf Grundlage des Ereignisszenarios ermittelten Wasserständen der jeweils angrenzenden Abschnitte.

Dazu werden die Messwerte für die Mitteldeiche aus dem vorliegenden Deichkronennivellement verwendet. Die einzelnen Mitteldeichabschnitte besitzen in der Regel keine homogenen Kronenhöhen, sondern weisen zum Teil deutliche Unterschiede in den Höhen auf (LKN-SH 2011). Für diese Auswertung sind besonders die niedrigen Bereiche der Mitteldeiche von Interesse, da an diesen Stellen das Wasser im Fall einer Überflutung eines angrenzenden Kooges potentiell zuerst den Mitteldeich überspülen kann. Da auch Stöpen in den Messwerten enthalten sind, wird eine statistische Aufbereitung der Daten durchgeführt. Über diese Bearbeitung sollen die Stöpen aus der Bewertung ausgeschlossen werden, die diese Durchlässe für Verkehrswege im Falle eines Deichbruches geschlossen werden können. Gleichzeitig sollen die niedrigen Bereiche eines Mitteldeichabschnittes betrachtet werden, um eine realistische Bewertung der Schutzfunktion zu gewährleisten.

Die Herausfilterung der Minima-Werte eignet sich aufgrund der Stöpen in den Messwerten nicht dazu. Stattdessen werden Quantile der Messwerte zur Auswertung ermittelt. Anhand der Auslesung der Messdaten wurde erkannt, dass einige Mitteldeichabschnitte sehr kurz sind, sodass Stöpen unter Umständen mehr als 10% aller Messpunkte ausmachen können. Daher werden für alle Mitteldeichabschnitte 0,2-Quantile (Q.2) ermittelt. Unterhalb dieses Wertes befinden sich 20% aller Messwerte des Mitteldeich-Deichkronennivellements eines Mitteldeichabschnittes. Somit wird zwar

nicht die tatsächlich niedrigste Stelle eines Mitteldeiches abgebildet, es können aber die niedrig gelegenen Bereiche der Mitteldeichabschnitte abgeschätzt werden. Zur Bewertung von Schwachstellen an Mitteldeichabschnitten kann diese Methodik daher als geeignet betrachtet werden.

Für die Analyse werden die Q.2-Werte der Mitteldeichabschnitte mit den aus der Überflutungssimulation ermittelten Wasserständen der jeweils angrenzenden Köge verglichen. Dazu wird jeweils die Differenz zwischen dem Q.2-Wert und dem Wasserstand des benachbarten Kooges mit dem höchsten Wasserstand gebildet. Über diesen Höhenunterschied erfolgt die Bewertung der Schutzfunktion der Mitteldeichabschnitte.

Die Analyse erfolgt gesondert für jeden einzelnen Untersuchungsabschnitt. Somit wird die Analyse auf lokaler Ebene durchgeführt. Da für alle Untersuchungsabschnitte die gleiche Methode anhand der gleichen Grundannahmen angewendet und so untereinander vergleichbare Ergebnisse ermittelt werden, ist diese Untersuchung dennoch als mesoskalig zu bezeichnen.

4 Ergebnisse

Die Berechnungen der Überflutungssimulation für die einzelnen Abschnitte werden auf der Grundlage des beschriebenen Ereignisszenarios durchgeführt. Somit stellen die Ergebnisse der Simulation einen auf dem Ereignisszenario beruhenden möglichen Verlauf einer Überflutung dar. Es ist zu beachten, dass die berechneten Füllhöhen für den jeweiligen Abschnitt gemittelte Werte beschreiben. Lokal mögliche Wasserstände innerhalb eines Abschnitts können so deutlich von den Ergebnissen dieser mittleren Füllhöhe abweichen.

Die durch die Simulation gewonnenen Ergebnisse umfassen die mittleren Füllhöhen über den Geländehöhen innerhalb der Abschnitte in 10-Minuten-Schritten sowie die Füllzeit, die vergeht, bis eine Ausspiegelung zwischen Außen- und Innenwasserstand erreicht ist. Abbildung 2 zeigt die aus der Simulation ermittelten maximalen Füllhöhen der Untersuchungsabschnitte und in Abbildung 3 sind die Füllzeiten in den einzelnen Untersuchungsabschnitten bis zur Ausspiegelung mit dem Außenwasserstand dargestellt.

Die gemeinsame Betrachtung der ermittelten maximalen Füllhöhen und der Füllzeiten ermöglicht eine Einschätzung der Überflutungsgefährdung eines Abschnittes. Große Füllhöhen bei kurzen Füllzeiten deuten so auf eine hohe Überflutungsgefährdung eines Abschnittes für den Fall eines Versagens der 1. Deichlinie hin.

Besonders aus den Ergebnissen dieser Überflutungssimulation sind dabei die Abschnitte Ostersielkoog, Sperrwerk Friedrichskoog und Dockkoog hervorzuheben. Im Ostersielkoog wird die Ausspiegelung nach etwa einer halben Stunde bei einer Füllhöhe von 3,08 m erreicht. Im Sperrwerk Friedrichskoog wird nach einer Füllzeit von etwa einer Stunde ein Wasserstand von 2,98 m erreicht. Im Dockkoog tritt die größte Füllhöhe der Untersuchung mit 3,85 m nach einer Füllzeit von etwa 1,7 Stunden auf. In den Abschnitten Ütermarker Koog, Westerkoog, Kleiner Norderkoog und Ehstenkoog werden erhebliche Füllhöhen von über 3 m nach jeweils etwa 2,5 Stunden erreicht. Im Westerheverkoog beträgt die maximale Füllhöhe 3,03 m. Die Füllzeit in diesem Abschnitt ist aber vergleichsweise lang und beträgt 4,4 Stunden. Nach jeweils etwa 1,5 Stunden werden im Fahretofter Westerkoog und im Neuen Ockholmer Koog Füllhöhen von 2,59 m bzw. 2,63 m erreicht. Im Uelvesbüller Koog wird eine Füllhöhe von 2,82 m nach einer Füllzeit von 2,1 Stunden ermittelt.

Diese Abschnitte mit besonders starker Intensität und Ausprägung einer angenommenen Überflutung werden hier beispielhaft beschrieben. Insgesamt werden im Rahmen der Überflutungssimulation für 42 Untersuchungsabschnitte Füllhöhen von mehr als zwei Meter ermittelt. Von diesen 42 erfolgt in 18 Abschnitten die Ausspiegelung nach weniger als drei Stunden.

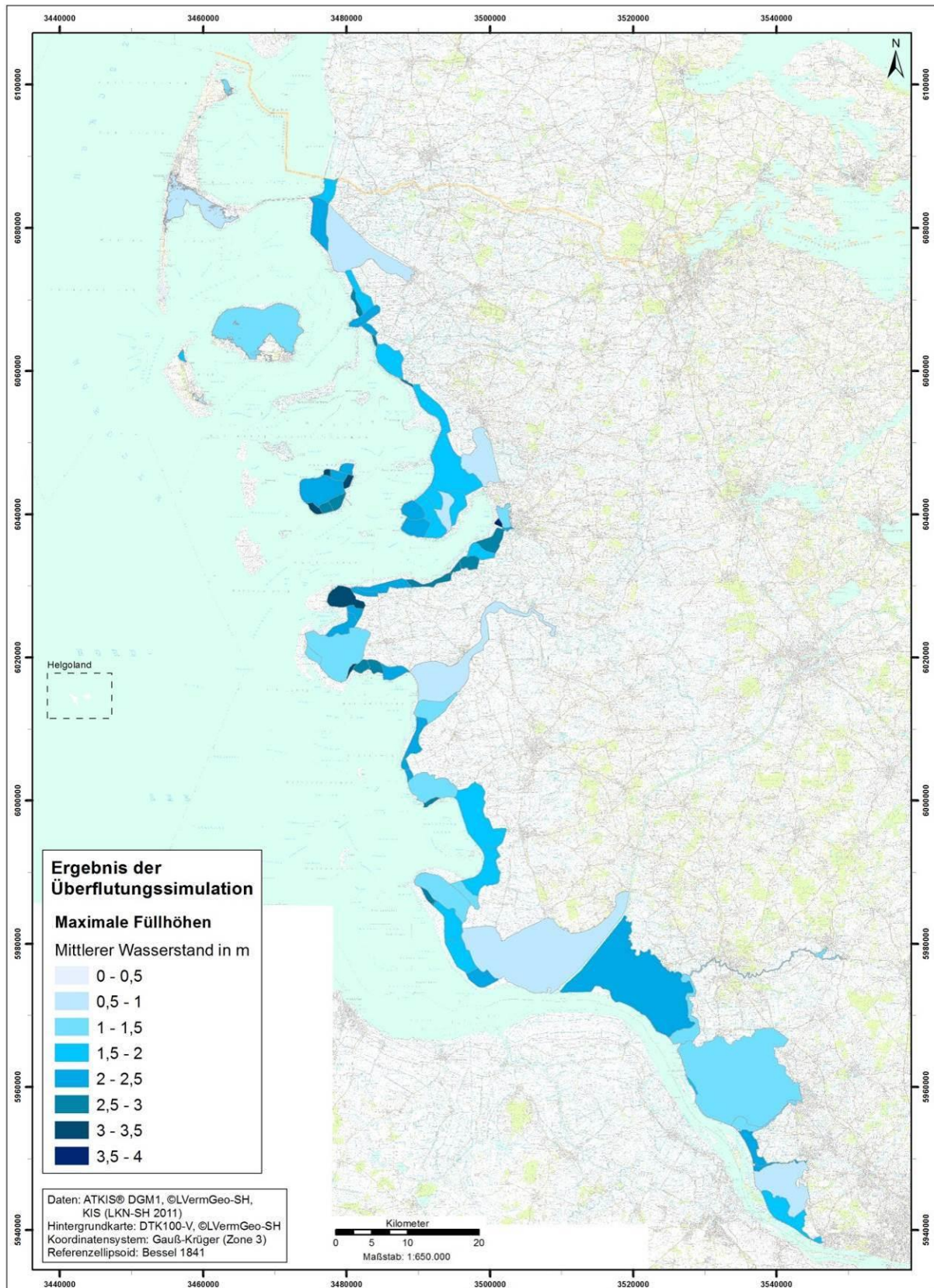


Abb. 2: Auf Grundlage des Ereignisszenarios berechnete maximale Füllhöhen der Abschnitte.

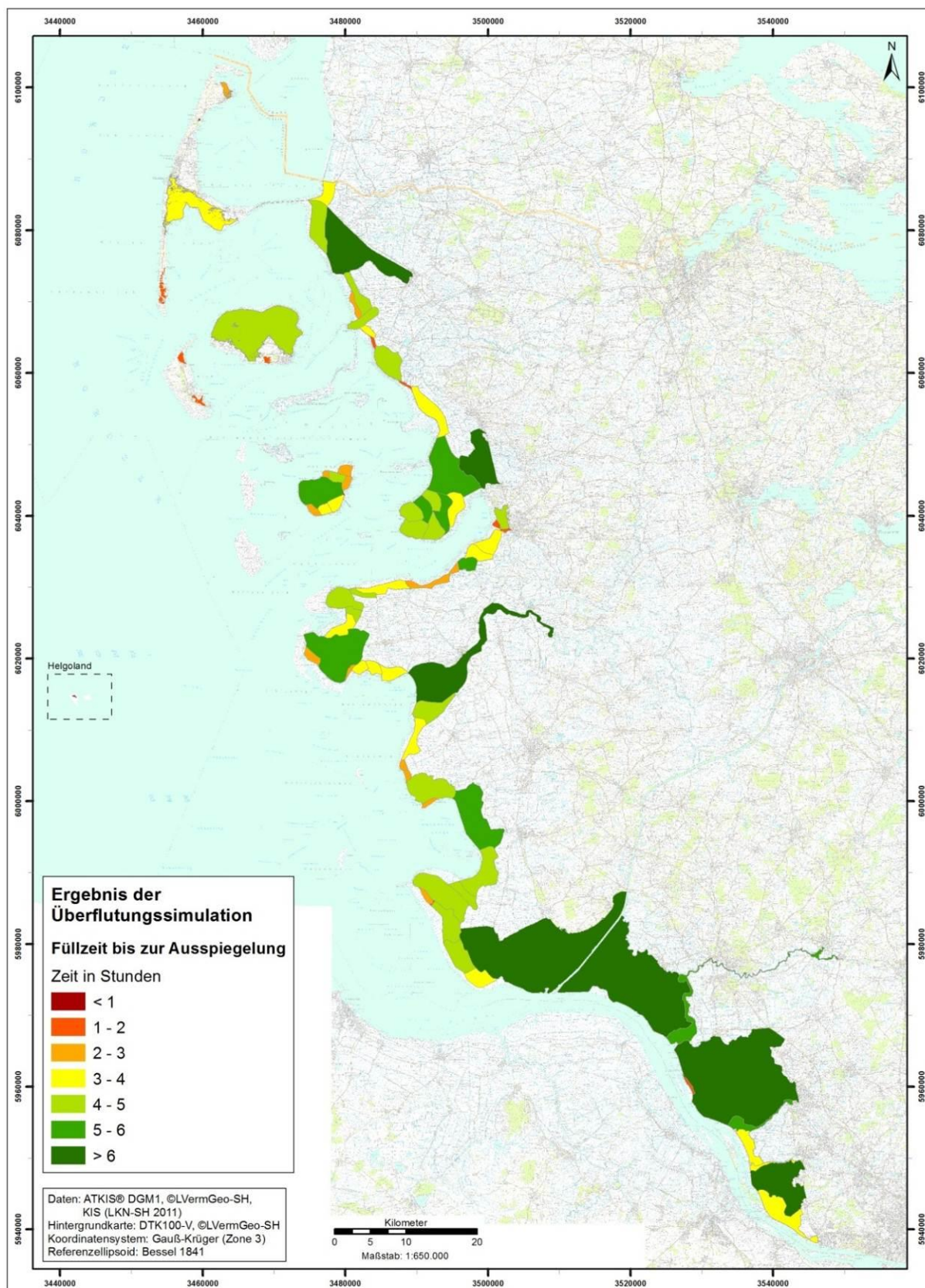


Abb. 3: Auf Grundlage des Ereignisszenarios berechnete Füllzeiten der Abschnitte.

Für 30 Untersuchungsabschnitte werden Füllhöhen von ein bis zwei Metern ermittelt. Die Ausspiegelung erfolgt in 5 dieser 30 Abschnitte nach weniger als drei Stunden.

Von den 11 Abschnitten mit maximalen Füllhöhen von weniger als einem Meter beträgt die Füllzeit bei 7 Abschnitten mehr als drei Stunden. Beispiele dafür sind die Abschnitte Hattstedter Marsch, Wiedingharder Alter Koog oder Neufeld/Brunsbüttel.

Eine Besonderheit stellt der Abschnitt Helgoland dar. Dieser ist zwar bereits nach 0,6 Stunden gefüllt, der mittlere Wasserstand beträgt aber nur 0,2 m. Auch die Abschnitte Föhr/Greveling, Sylt/Hörnum und Amrum/Wittdün weisen zwar geringe Füllzeiten von 1,5 bis 2 Stunden, gleichzeitig aber auch geringe Füllhöhen von zum Teil deutlich unter einem Meter auf.

Somit zeigen die Ergebnisse der Überflutungssimulation deutliche Unterschiede im Überflutungsverlauf einzelner Untersuchungsabschnitte. Während zum Teil sehr rasch hohe Wasserstände innerhalb einiger Abschnitte erreicht werden, verläuft die simulierte Überflutung in anderen Abschnitten langsamer und erreicht geringere Füllhöhen.

Dabei wird ein großer Einfluss der Fläche eines Abschnittes auf den Verlauf der simulierten Überflutung erkennbar. So können in kleinen Abschnitten schneller höhere Wasserstände erreicht werden, als in größeren. Aber auch weitere Parameter wie der Referenzwasserstand, die Länge der 1. Deichlinie und die mittlere Höhe eines Abschnittes beeinflussen die Ergebnisse der Überflutungssimulation. So kann eine kürzere 1. Deichlinie bei identischen Flächen von Untersuchungsabschnitten zu reduzierten mittleren Füllhöhen und längeren Füllzeiten führen. Eine geringere Überfallhöhe kann bei identischer Fläche mit einer Verringerung von Füllhöhe und Füllzeit verbunden sein.

Die Schutzfunktion der Mitteldeiche wird auf der Grundlage der Ergebnisse der Überflutungssimulation bewertet. Dazu werden die Q.2-Deichhöhen der einzelnen Mitteldeichabschnitte mit den ermittelten maximalen Wasserständen der angrenzenden Abschnitte verglichen. Der Wasserstand ergibt sich dabei aus der Summe von Füllhöhe und mittlerer Höhe des Abschnittes. Dieser Wert wird verwendet, da auch die Deichkronenhöhen in m zu NN angegeben werden.

Es wird die Schutzfunktion für das Hinterland bewertet. Daher führt eine im Vergleich zum Wasserstand niedrigere Q.2-Deichkronenhöhe dazu, dass die Schutzfunktion des betreffenden Mitteldeichabschnittes als nicht ausreichend bewertet wird.

Im Rahmen dieser Auswertung werden insgesamt 158 unterschiedliche Mitteldeichabschnitte im Untersuchungsgebiet betrachtet. Bei einem Großteil dieser Mitteldeichabschnitte kann dabei in Bezug auf die Ergebnisse der Überflutungssimulation eine ausreichende Kronenhöhe festgestellt werden. Allerdings können auch zum Teil deutliche Defizite der Mitteldeichhöhen besonders auf Pellworm und in Eiderstedt festgestellt werden. Abbildung 4 zeigt die Differenz zwischen den Q.2-Deichhöhen und den auf Grundlage der Überflutungssimulation berechneten maximalen Wasserständen der angrenzenden Abschnitte.

An 95 Mitteldeichabschnitte im Untersuchungsgebiet kann eine Q.2-Kronenhöhe ermittelt werden, die mindestens 1 m höher ist als der maximale Wasserstand eines angrenzenden Abschnittes. Die Schutzfunktion dieser Mitteldeich wird daher als ausreichend bewertet.

Die Kronenhöhe an 14 Mitteldeichabschnitten ist zwischen 0,5 und 1 m höher als der maximale Wasserstand. Auch für diese Mitteldeiche wird die Schutzfunktion als ausreichend bewertet.

Bei 9 Mitteldeichabschnitten ist der Q.2-Wert der Kronenhöhe nur 0 bis 0,5 m höher als der maximale Wasserstand eines angrenzenden Abschnittes. Bei diesen Mitteldeichen kann die Schutzfunktion als gefährdet betrachtet werden. Da es nach der Überflutung infolge eines Deichbruches auch innerhalb des Kooges zu einem Seegang kommen kann (Führböter 1987), könnten die Mitteldeiche aufgrund der geringen Höhenunterschiede zum Wasserstand überspült werden. Dabei ist auch zu berücksichtigen, dass die Überflutungssimulation anhand eines Ereignissenarios durchgeführt wird. Es sind auch

extremere Ereignisse plausibel. Diese würden höhere Überflutungswasserstände infolge eines Deichbruchs verursachen, sodass geringe Höhenunterschiede für diesen Fall nicht ausreichend sein könnten.

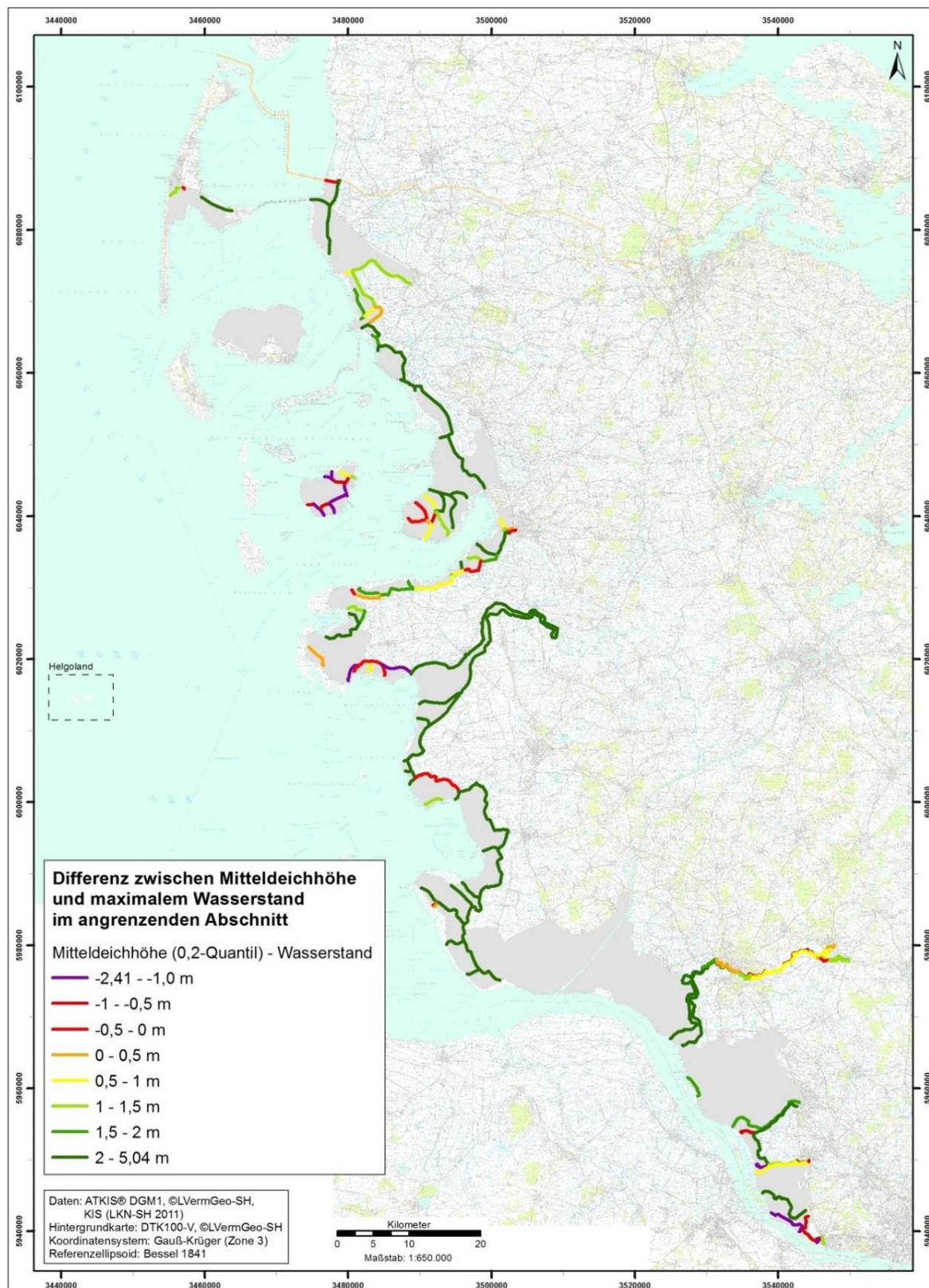


Abb. 4: Differenz zwischen den Q2-Höhen der Mitteldeichabschnitte und den auf Grundlage der Überflutungssimulation berechneten maximalen Wasserständen der angrenzenden Abschnitte.

Für insgesamt 40 Mitteldeichabschnitte im Untersuchungsgebiet ergibt sich eine Q.2-Kronenhöhe, die niedriger ist als der maximale Wasserstand eines angrenzenden Abschnittes. Für diese Mitteldeichabschnitte wird die Schutzfunktion daher als nicht ausreichend bewertet. Davon sind 14 Mitteldeichabschnitte um 1 m oder mehr niedriger als der im Rahmen der Überflutungssimulation ermittelte maximale Wasserstand. Aufgrund dieser großen Höhendifferenz werden diese hier näher beschrieben.

Die 14 Deichabschnitte befinden sich auf Pellworm, im Südteil Eiderstedts sowie im Bereich der Elbmarschen. 9 dieser 14 Deichabschnitte grenzen die Köge Pellworms voneinander ab. Der Deichabschnitt Liebesallee weist von diesen die höchste Höhendifferenz mit 2,17 m im Vergleich zum ermittelten Wasserstand für den Ostersielkoog von 5,24 m ü. NN auf. Der sehr kleine Ostersielkoog wird noch von einem zweiten Mitteldeich begrenzt. Dieser ist um 2,01 m niedriger als der ermittelte Wasserstand. Da weitere Mitteldeichabschnitte auf Pellworm zwischen 0,5 und 1 m niedriger sind als der ermittelte maximale Wasserstand eines angrenzenden Abschnittes, ist die Koogstruktur mit voneinander separierten Überflutungsräumen auf Pellworm nur begrenzt vorhanden. Im Fall eines Versagens der 1. Deichlinie auf Pellworm ist daher davon auszugehen, dass nahezu unabhängig von dem Ort der Bruchstelle die gesamte Insel von einer Überflutung betroffen wäre.

In Eiderstedt weisen die Mitteldeichabschnitte Vollerwiek und Ehstenkoog, die jeweils den gleichnamigen Koog begrenzen, deutliche Höhendifferenzen im Vergleich zum ermittelten Wasserstand auf. Die Q.2-Höhe des Mitteldeichabschnitts Vollerwiek wird von dem berechneten maximalen Wasserstand im gleichnamigen Koog um 1,06 m übertroffen. Die Q.2-Höhe des Mitteldeichabschnittes Ehstenkoog ist 2,41 m niedriger als der berechnete Wasserstand des Abschnittes Ehstenkoog. Dieser Höhenunterschied stellt das größte Höhendefizit aller Mitteldeichabschnitte im Untersuchungsgebiet dar. Da weitere benachbarte Mitteldeichabschnitte Höhendefizite im Vergleich zu den berechneten Wasserständen aufweisen, kann generell die Schutzfunktion der Mitteldeiche an der Südseite von Eiderstedt als nicht ausreichend bezeichnet werden.

Die übrigen drei Mitteldeichabschnitte mit Höhendefiziten von mehr als 1 m grenzen an die Haseldorfer Binnenelbe bzw. an die Pinnauabdämmung. Die zwei Mitteldeichabschnitte an der Haseldorfer Binnenelbe werden in den Untersuchungsabschnitt mit einbezogen, da sie als Sommerdeiche deklariert werden (LKN-SH 2011). Daher werden sie hier nicht näher betrachtet. Der Mitteldeichabschnitt Seestermüher Außenkoog Süd trennt die Pinnauabdämmung von der Seestermüher Marsch und wird vom ermittelten Überflutungswasserstand der Pinnauabdämmung um 1,01 m übertroffen.

In weiten Teilen des Untersuchungsgebietes ist die Schutzfunktion der Mitteldeiche absolut ausreichend. Besondere Schwachstellen der Kronenhöhen der Mitteldeiche finden sich vor allem auf Pellworm sowie in Teilen Nordstrands und Eiderstedts. Auch im nördlichen Nordfriesland, in Dithmarschen und in den Elbmarschen sind einzelne Mitteldeichabschnitte niedriger als die berechneten maximalen Wasserstände.

5 Diskussion und Fazit

Das Ziel dieser Arbeit bestand in der Analyse der Überflutungsgefährdung der Nordseeküste Schleswig-Holsteins anhand einer Überflutungssimulation. Grundlage dafür stellte dabei ein extremes Sturmflutszenario verbunden mit einem angenommenen Deichbruch dar. Mit Hilfe der Ergebnisse der Überflutungssimulation sollte zudem die Schutzfunktion der Mitteldeiche im Untersuchungsgebiet bewertet werden.

Dies konnte über die Durchführung einer dynamischen Überflutungssimulation auf Grundlage der Überschlagsrechnungen zur Koogfüllung nach Führböter (1987) erreicht werden. Die Einteilung des Untersuchungsgebietes in einzelne Untersuchungsabschnitte anhand der 2. Deichlinie war dabei ein wesentlicher Schritt zur Erhöhung der Genauigkeit der Ergebnisse. So wurde für die Abschnitte

unabhängig voneinander anhand der Überflutungssimulation ein zeitlicher Überflutungsverlauf ermittelt. Auf Grundlage der so berechneten maximalen Wasserstände in den Abschnitten konnten die Höhen der 2. Deichlinie zur Bewertung der Schutzfunktion der Mitteldeiche herangezogen werden.

Die Ergebnisse zeigen eine besonders hohe Intensität einer möglichen Überflutung in kleinen niedrig gelegenen Abschnitten. Den dominierenden Einflussfaktor auf die Überflutungsintensität stellt die Fläche eines Abschnittes dar. Daneben wirken sich auch die Höhenverteilung eines Abschnittes und der angenommene Referenzwasserstand auf die Ergebnisse aus. Bei der Überprüfung der Schutzfunktion der Mitteldeiche wurden die maximalen Wasserstände mit den niedrigen Bereichen (Q.2) der jeweiligen angrenzenden Mitteldeichabschnitte verglichen. Dabei wird an insgesamt 40 Mitteldeichabschnitten eine im Vergleich zum ermittelten Wasserstand eines angrenzenden Abschnittes niedrigere Kronenhöhe des Deiches festgestellt.

Die Nutzung der Methodik zur dynamischen Simulation des Überflutungsverlaufs in der Praxis im Rahmen der neuen Fortschreibung des Generalplans Küstenschutz Schleswig-Holstein bestätigt die Eignung und Anwendbarkeit dieser erstmalig auf großräumiger Betrachtungsebene im Untersuchungsgebiet angewendeten Methodik.

Ein wichtiger Forschungsbedarf in diesem Zusammenhang besteht in der Validierung der Ergebnisse der Überflutungssimulation mit Hilfe von numerischen Modellen. Dazu können die Überflutungsverläufe in einzelnen Kögen beispielhaft unter Verwendung eines Simulationsmodells berechnet werden. Die Aussagekraft und Genauigkeit der in dieser Arbeit angewendeten Methodik kann auf diese Weise überprüft werden. Daneben wäre eine Erweiterung der Simulation um weitere Ereignisszenarien vorteilhaft, um eine umfassendere Analyse gewährleisten zu können. Auch die Verfeinerung insbesondere der angenommenen Deichbruchentwicklung kann die Anwendbarkeit dieser Methodik noch verbessern. Die Überflutungssimulation kann zudem noch um den Einfluss von Kettentiden auf den Überflutungsverlauf ergänzt werden, da sich durch diese die Wasserstände innerhalb eines Gebietes noch weiter erhöhen können.

Die entwickelten und getesteten Methoden zur Analyse der Überflutungsgefährdung stellen eine gute Basis für detaillierte Untersuchungen auf regionaler Betrachtungsebene dar. Der Detailgrad der Methoden ist dabei im Vergleich zu bisher auf dieser Betrachtungsebene im Untersuchungsgebiet durchgeführten Studien deutlich verbessert. Die mittlerweile zur Verfügung stehenden hochauflösenden topographischen Daten ermöglichen eine hohe Qualität derartiger Analysen.

Literatur

- Behnen, T. (1998): Der beschleunigte Meeresspiegelanstieg und seine sozio-ökonomischen Folgen: Eine Untersuchung der Ursachen, methodischen Ansätze und Konsequenzen unter besonderer Berücksichtigung Deutschlands. Dissertation. Hannover.
- BMU (Bundesministerium für Umwelt, Naturschutz und Reaktorsicherheit) (2009): Europäisches Parlament verabschiedet EU-Hochwasserrisikomanagementrichtlinie (EU-HWRM-RL). (<http://www.bmu.de/binnengewasser/gewaesserschutzrecht/europa/doc/37811.php>) (12.10.2011).
- Ebenhöh, W., Sterr, H., Simmering, F. (1997): Potentielle Gefährdung und Vulnerabilität der deutschen Nord- und Ostseeküste bei fortschreitendem Klimawandel. Case Study in Anlehnung an die Common Methodology der IPCC Coastal Zone Management Subgroup. Oldenburg.
- Führböter, A. (1987): Über den Sicherheitszuwachs im Küstenschutz durch eine zweite Deichlinie. In: Die Küste. Archiv für Forschung und Technik an der Nord- und Ostsee, Heft 45, 1987, pp. 181-208.
- Hamann, M. und Klug, H. (1998): Werteermittlung für die potentiell sturmflutgefährdeten Gebiete an den Küsten Schleswig-Holsteins. Gutachten im Auftrag des Ministeriums für ländliche Räume, Landwirtschaft, Ernährung und Tourismus des Landes Schleswig-Holstein. Unveröffentlichter Endbericht.
- Hofstede, J. und Probst, B. (2002): Integriertes Küstenschutzmanagement in Schleswig-Holstein. Kiel.

- Hofstede, J. (2011): Persönliche Mitteilung.
- IPCC (2007): Climate Change 2007: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (Core Writing Team, Pachauri, R. K and Reisinger, A., eds.). IPCC, Geneva, Switzerland.
- Jensen, J., Mudersbach, C., Koziar, C. (2004): Simulation von extremen Sturmflutwetterlagen in der Nordsee und deren statistische Analyse. In: Gönnert, G., Grassl, H., Kelletat, D., Kunz, H., Probst, B., von Storch, H., Sündermann, J. (2004): Klimaänderung und Küstenschutz. Tagungsband, 29.-30.11.2004. (http://www.uni-siegen.de/fb10/fwu/wb/forschung/publikationen/kliku_extrem.pdf) (07.09.2011).
- Kaiser, G. (2006): Risk and vulnerability analysis to coastal hazards - an approach to integrated assessment. Dissertation zur Erlangung des Doktorgrades der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel.
- LKN-SH (Landesbetrieb für Küstenschutz, Nationalpark und Meeresschutz Schleswig-Holstein) (2010): Ermittlung von statistischen Sturmflutwasserständen an der West- und Ostküste Schleswig-Holsteins sowie für die Pegel Cuxhaven und Wismar. Endbericht, Ingenieurbüro IAWG Ottobrunn, Auftraggeber: Landesbetrieb für Küstenschutz, Nationalpark und Meeresschutz Schleswig-Holstein (LKN-SH), unveröffentlicht.
- LKN-SH (Landesbetrieb für Küstenschutz, Nationalpark und Meeresschutz Schleswig-Holstein) (2011): Küstenschutzinformationssystem (KIS). Stand: Januar 2011.
- MLR (Ministerium für ländliche Räume, Landesplanung, Landwirtschaft und Tourismus des Landes Schleswig-Holstein), Hrsg. (2001): Generalplan Küstenschutz. Integriertes Küstenschutzmanagement in Schleswig-Holstein 2001. Kiel.
- MLUR (Ministerium für Landwirtschaft, Umwelt und ländliche Räume des Landes Schleswig-Holstein) (2010): Küstenschutzministerin Rumpf: Schleswig-Holstein stellt sich beim Küstenschutz auf den Klimawandel ein. Presstext, Erscheinungsdatum: 01.04.2010. (http://www.schleswig-holstein.de/MLUR/DE/Service/Presse/PI/2010/0410/MLUR_100401_Kuestenschutz_2010_GPK_Brunsbuetel.html) (09.09.2011).
- Petersen, M. und Rohde, H. (1991): Sturmflut - Die großen Fluten an den Küsten Schleswig-Holsteins und in der Elbe. 3. Aufl., Neumünster.
- Probst, B. (2009): Doppelte Sicherheit im Küstenschutz. In: Fachausschuss Küstenschutzwerke, Sprechtag: "Laufende Arbeiten und künftige Projekte." (http://www.htg-online.de/uploads/media/Doppelte_Sicherheit_im_Kue_Probst_11.02.09.pdf) (09.09.2011).
- Rahmstorf, S., Cazenave, A., Church, J. A., Hansen, J. E., Keeling, R. F., Parker, D. E., Somerville, R. C. J. (2007): Recent Climate Observations Compared to Projections. In: Science, Vol. 316, no. 5825, p. 709.
- Reese, S., Markau, H. J., Sterr, H. (2003): MERK - Mikroskalige Evaluation der Risiken in sturmflutgefährdeten Küstenniederungen. Büsum.
- Rosenhagen, G. (2007): Extreme Sturmfluten an den deutschen Küsten. In: DWD, Hrsg. (2007): Klimastatusbericht 2007, pp. 80-83.
- Sönnichsen, U. und Moseberg, J. (1994): Wenn die Deich brechen. Sturmfluten und Küstenschutz an der schleswig-holsteinischen Westküste und in Hamburg. Husum.
- Stadelmann, R. (2008): Den Fluten Grenzen setzen - Schleswig-Holsteins Küstenschutz Westküste und Elbe, Band 1: Nordfriesland. Husum.
- Sterr, H. (2008): Assessment of Vulnerability and Adaptation to Sea-Level Rise for the Coastal Zone of Germany. In: Journal of Coastal Research, 24(2), pp. 380-393. West Palm Beach (Florida).

Danksagung

Der vorliegende Artikel fasst die am 05.12.2011 dem Prüfungsausschuss für den Diplomstudiengang Geographie der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel vorgelegte Diplomarbeit mit dem Titel "GIS-gestützte detaillierte Analyse der Überflutungsgefährdung an durch Deiche geschützten Gebieten der Nordseeküste Schleswig-Holsteins" zusammen.

Ich bedanke mich bei Prof. Dr. Horst Sterr und Prof. Dr. Athanasios Vafeidis für die Betreuung meiner Diplomarbeit inklusive konstruktiver Hinweise und Anregungen.

Des Weiteren danke ich Thorsten Dey und Arfst Hinrichsen vom LKN-SH in Husum für die Bereitstellung der Basisdaten sowie für die gemeinsame Erarbeitung der verwendeten Methoden und die Unterstützung bei der technischen Umsetzung der Analysen. In diesem Zusammenhang gilt mein Dank auch Dr. Jacobus Hofstede vom MLUR für die Unterstützung und die gemeinsame Ausarbeitung der Methodik zur Überflutungssimulation. Ich danke ebenso Matthias Hamann vom Innenministerium des Landes Schleswig-Holstein für die bereitgestellten Materialien.

Adresse

Birger Dircks
Feldstraße 233
24106 Kiel, Germany

birger.dircks@freenet.de



Berechnung langjähriger Überflutungshäufigkeiten für die Halligen Hooge, Langeneß und Nordstrandischmoor auf Basis regionaler Pegeldata

Malte Schindler¹ & Katharina Willim²

¹Universität Göttingen, Geowissenschaftliches Zentrum, Deutschland

²Universität Göttingen, Institut für Geographie, Deutschland

Abstract

The ten North Friesian Halligen (small marsh islands) have to cope with changing environmental and climatic conditions such as sea-level-rise (SLR). The adaptive capacity of those marshlands is based on an adequate inundation frequency and sediment input. To develop sustainable management strategies for the preservation of the Halligen, detailed knowledge about the inundation frequency is essential. By use of digital elevation models and d-GPS measurements, gauge level thresholds for inundation events were developed for the Halligen Hooge, Langeneß, and Nordstrandischmoor. Analyses of the available gauge level data of the study sites reveal variable inundation frequencies between different Halligen. The annual inundation frequency between 2001 and 2010 was calculated with two events for Hooge, nine to ten events for Langeneß, and 15 events for Nordstrandischmoor. By reason of higher revetments at Hooge and Langeneß compared to Nordstrandischmoor, these Halligen are only flooded during extreme storm surge events. The average marshland elevation of Nordstrandischmoor is about 20 cm higher above the recent mean high water level than the elevation of Hooge and Langeneß, indicating a better adaptation capacity to SLR. Construction of water permeable revetments at Hooge and Langeneß resulting in an increase of the inundation frequency and therefore increasing sediment deposition could contribute to the protection of the Halligen.

1 Motivation und Ziele

Die Landoberfläche der zehn nordfriesischen Halligen liegt größtenteils nur knapp über dem mittleren Tidehochwasser (MThw). Sie sind nicht nur von großer soziokultureller und ökologischer Bedeutung, sondern nehmen auch eine Schlüsselstellung beim Schutz der schleswig-holsteinischen Festlandküste vor Sturmfluten ein. Gemeinsam mit den drei großen Außensänden wirken sie als Wellenbrecher und verringern somit die hydrodynamischen Kräfte und den Wellenaufbau an den Deichlinien. Bereits Müller und Fischer (1917) verweisen auf die Bedeutung der Halligen als „natürliche Schutzwerke“ vor der Küste im Sinne eines ganzheitlichen Küstenschutzes, welcher den gesamten Naturraum bei der Konzeption von Hochwasserschutzmaßnahmen berücksichtigt. Die Halligen selbst wurden erst Anfang des 20. Jahrhunderts mittels steinerner Deckwerke gegen fortschreitende Landverluste gesichert. Langeneß und Hooge erhielten zudem in den 1910er Jahren einen umschließenden Sommerdeich (Müller und Fischer 1917). Die Sommerdeiche verringern die Anzahl der jährlichen Überflutungen, Entwässerungsgräben und Sielanlagen garantieren eine effektive Entwässerung nach einem Land-Unter. Gleichfalls bedeutet diese Entwicklung die Transformation einer bis dato in ihren Grundzügen natürlichen Küstenmarsch hin zu einer nutzungsintensivierten Kulturlandschaft, welche nur noch selten während der stürmischen Wintermonate überflutet wird.

In der gegenwärtigen Diskussion bezüglich notwendiger Anpassungsstrategien an sich ändernde klimatische und hydrologische Rahmenbedingungen nehmen die Halligen auch aufgrund ihrer exponierten Lage eine besondere Stellung ein. In jüngerer Vergangenheit stieg der relative mittlere Meeresspiegel (RMSL) im Bereich der Halligen um $3,6 \pm 0,9$ mm/a (Pegel Husum 1971 – 2008) bis $4,6 \pm 0,8$ mm/a (Pegel Wyk, 1971 – 2008) (Jensen et al. 2011). Alle verfügbaren globalen und

regionalen Projektionen für die zukünftige Entwicklung des mittleren Meeresspiegels weisen darauf hin, dass sich dieser Trend fortsetzen wird. Je nach Szenario wird für den Zeitraum von 2090 – 2099 verglichen mit 1980 – 1999 ein Anstieg von 18 bis 59 cm (1.8 bis 5.9 mm/a) projiziert (IPCC 2007). Im Allgemeinen besitzen Seemarschen an Gezeitenküsten ein bemerkenswert hohes Anpassungsvermögen gegenüber einem steigenden Meeresspiegel (D'Alpaos et al. 2011). Ist die Überflutungshäufigkeit sowie der Gehalt an Feststoffen, welche mit dem Überflutungswasser auf die Marschen transportiert werden, ausreichend hoch, kann nach Kirwan et al. (2010) auch ein Meeresspiegelanstieg von > 10 mm/a durch Höhenzuwachs kompensiert werden. Eine Reduzierung der Überflutungshäufigkeit hätte somit eine Verringerung des natürlichen Anpassungspotentials gegenüber dem steigenden Meeresspiegel zur Folge, weshalb der Themenkomplex der Überflutungshäufigkeiten ein zentrales Element bei der Diskussion um die Erhaltung der Halligen selbst und ihrer Schutzfunktion für die Festlandküste ist.

Die vorliegende Arbeit quantifiziert die mittleren Überflutungshäufigkeiten der Halligen Langeneß, Hooge und Nordstrandischmoor auf der Grundlage vorhandener Pegeldata des Landesbetriebs für Küstenschutz, Nationalpark und Meeresschutz Schleswig-Holstein (LKN-SH). Sie bewertet den Einfluss unterschiedlicher wasserbaulicher Schutzkonzepte und stellt damit eine Diskussionsgrundlage bezüglich des anthropogenen Einflusses auf das natürliche Anpassungsvermögen der Halligmarschen gegenüber Meeresspiegeländerungen dar.

2 Material und Methoden

2.1 Datengrundlage

Die verwendeten Wasserstandsdaten in Form von Scheitelwerten der Tidenhochwässer (Thw) wurden vom LKN-SH aufbereitet und zur Verfügung gestellt. Die Standorte aller für die vorliegende Arbeit genutzten Pegel sind Abbildung 1 zu entnehmen.

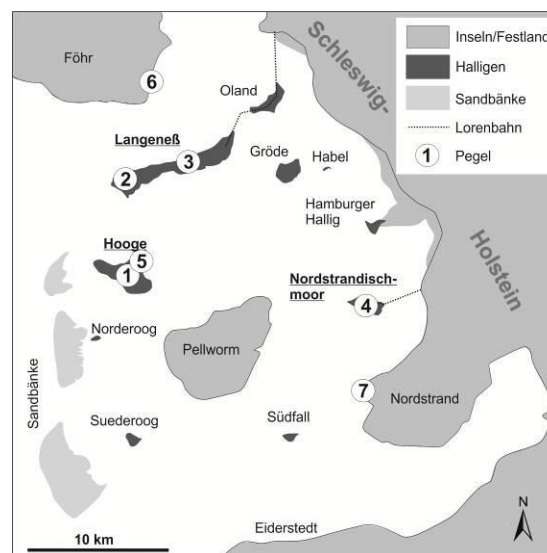


Abb. 1 Lageskizze des Nordfriesischen Wattenmeeres zwischen der Halbinsel Eiderstedt (Süden) und Insel Föhr (Norden). Die drei in der vorliegenden Studie behandelten Halligen sind hervorgehoben. Die Nummerierungen der Pegelstandorte entsprechen der Auflistung in Tabelle 1.

Unterschieden werden Binnenpegel, welche wenig bis keine Tidebeeinflussung zeigen, und die zugehörigen Außenpegel, welche tidebeeinflusst sind. Digitale Binnenpegel wurden auf Halligen erst im Jahr 2009 installiert. Somit wurde auch auf benachbarte Außenpegel zurückgegriffen, deren Daten teilweise bis in die 50er Jahre des 20. Jahrhunderts zurückreichen (Pegel Wyk auf Föhr). Tabelle 1 gibt eine Übersicht über die genutzten Binnen- und Außenpegel sowie deren Datenverfügbarkeit. Die

Daten der Außenpegel Langeneß/Hilligenley und Nordstrandischmoor sind aufgrund der schlechten Qualität nicht nutzbar. Beide Datensätze weisen große Lücken auf.

Tab. 1 Aufstellung der Binnenpegel sowie der zugeordneten Außenpegelstandorte nebst den Zeiträumen verfügbarer digitaler Wasserstandsdaten. Die Standorte sind entsprechend der Nummerierung in der Lageskizze (Abb. 1) verzeichnet.

Hallig	Binnenpegel	Außenpegel
Hooge	1 Schulwarft: Thw: 11.2009 – 04.2012	5 Anleger: Thw: 12.1976 – 04.2012
Langeneß (Nordmarsch)	2 Kirchhofwarf: Thw: 12.2009 – 05.2012	6 Wyk/Föhr: Thw: 11.1951 – 04.2012
Langeneß (Alt-Langeneß)	3 Kirchwarf: Thw: 12.2009 – 05.2012	6 Wyk/Föhr: Thw: 11.1951 – 04.2012
Nordstrandischmoor	4 N. Moor Hallig: Thw: 11.2009 – 04. 2012	7 Strucklahnungshörn: Thw: 11.1994 – 03.2012

Stattdessen wurden die Binnenpegel Langeneß/Kirchhofwarf und Langeneß/Kirchwarf dem Außenpegel Wyk/Föhr sowie der Binnenpegel Nordstrandischmoor dem Außenpegel Strucklahnungshörn/Nordstrand gegenüber gestellt.

Digitale Geoinformationsdaten des Landesamtes für Vermessung und Geoinformation Schleswig-Holstein (LVerA-SH) wurden ebenfalls über das LKN-SH bezogen. Hierzu zählen Ausschnitte des digitalen Geländemodells (DGM1, 2005) und digitale Orthophotos (DOP) des Amtlichen Topographisch-Kartographischen Informationssystems (ATKIS) sowie Daten der Automatisierten Liegenschaftskarte (ALK). Differentielle GPS-Vermessungen (d-GPS) der Küstenschutzbauwerke und Warften wurden seitens des LKN-SH vorgenommen. Die genutzten Vermessungsdaten der Sommerdeichlinien stammen aus den Jahren 1999 (Hooge) und 2010 (Langeneß). Alle digitalen kartographischen Arbeiten wurden mittels der Software ArcGIS 9.3 und 10.1 (ESRI Inc.) ausgeführt.

2.2 Schwellenwerte der Überflutungsereignisse

Die bisherige Dokumentation von Überflutungshäufigkeiten auf den einzelnen Standorten sowie die Definition von Referenzhöhen beruht vor allem auf Beobachtungen und mündlich überlieferten Richt- und Schätzwerten. Dibbern und Müller-Navarra (2009) legten erstmals für die Halligen Hooge, Gröde und Nordstrandischmoor Richtwerte in Form von Pegelständen für beginnende sowie vollständige Überflutungen fest. Diese beruhen sowohl auf Mitteilungen der Halligbewohner und des LKN-SH als auch auf der Topographie der Halligen und deren Deckwerken. Die hier vorgestellte Arbeit zur Berechnung langjähriger Überflutungshäufigkeiten übernimmt den Ansatz von Dibbern und Müller-Navarra (2009) und definiert Schwellenwerte sowohl für „beginnende Land-Unter Ereignisse“ (im Folgenden als LU bezeichnet) sowie für „vollständige Land-Unter Ereignisse“ (im Folgenden als vLU bezeichnet).

Beginnendes Land-Unter Ereignis

Als Schwellenwert eines LU Ereignisses wurde die mittlere Höhe der Geländeoberfläche (GOF) der betreffenden Hallig gewählt. Erreicht der Binnenwasserstand das mittlere Niveau der GOF, sind weite Bereiche der Marsch bereits überflutet. Als Datengrundlage dient das DGM1, basierend auf der

landesweiten, luftgestützten LIDAR-Vermessung (light detection and ranging) mit einer Gitterweite von 1 x 1 m und einer Höhengenaugigkeit von ± 15 cm (Mitteilung des LKN-SH) aus dem Jahr 2005. Vorbereitend erfolgte die Identifizierung und Eliminierung von fehlerhaften Datenpunkten mittels des ArcGIS-eigenen Tools „Locate outliers“ (3D Analyst). Da anthropogen geformte Geländeerhöhungen und artifizielle Strukturen wie Deckwerke, Deiche und Warften bei der Berechnung mittlerer Geländehöhen unberücksichtigt bleiben sollten, wurden diese Strukturen mittels der ALK identifiziert und aus dem DGM1 entfernt. Abb. 2 zeigt die resultierende Karte.

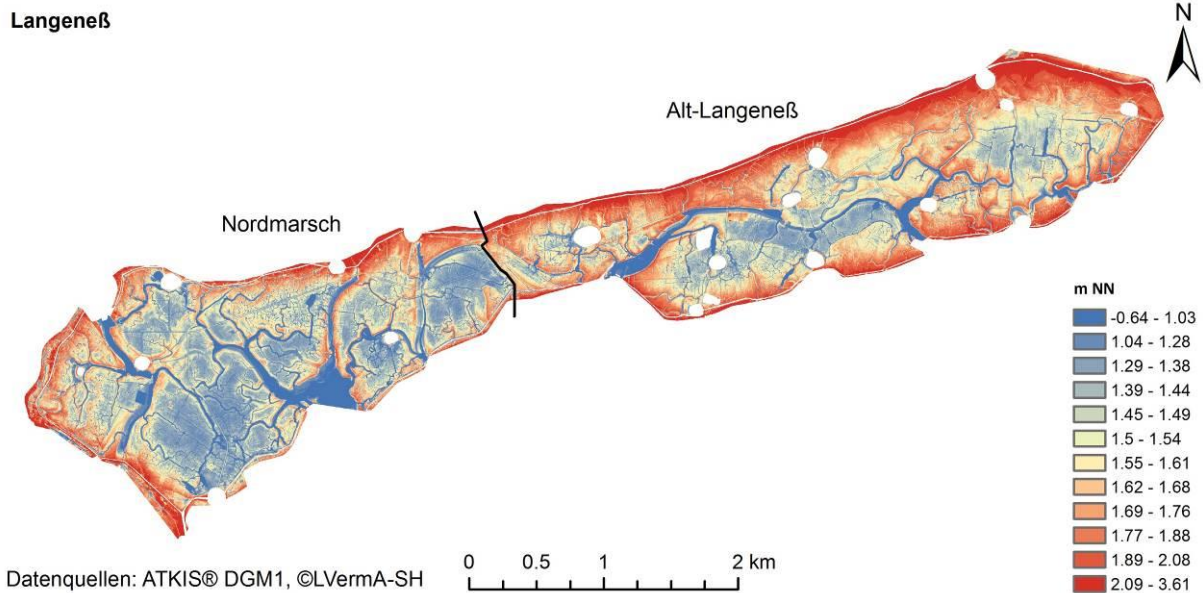


Abb. 2: Digitales Höhenmodell (DGM1) der Hallig Langeneß nach der Extraktion aller künstlichen Geländestrukturen (Deiche, Deckwerke, Warften). Die schwarze Linie unterteilt das heutige Langeneß in die Bereiche der ursprünglichen Halligen Nordmarsch (Westen) und Alt-Langeneß (Osten).

Vollständiges Land-Unter Ereignis

Ein vLU Ereignis tritt ein, wenn der Wasserstand am Binnenpegel das Niveau der nicht Wasser permeablen Deckwerke der Hallig erreicht und somit eine vollständige Füllung der Hallig vorliegt. Als nicht permeable Deckwerke werden Sommerdeiche und Steinpflaster angesehen. Halligrauhstreifen (Hallig-Igel) schließen sich binnenseitig dem Steinpflaster an. Sie sind als permeable Deckwerke konzipiert und werden somit bei der Berechnung der Höhe der nicht durchströmbaren Deckwerke nicht berücksichtigt. Sie bestehen zumeist aus verkanteten Blöcken welche mit Bitumen oder Beton verklammert sind (Abb. 3a), bzw. in jüngerer Zeit aus verklebtem Granitschotter (Elastocoast®, BASF, Abb. 3b), und dienen lediglich der Wellendämpfung. Die Berechnung der mittleren Kronenhöhe der Sommerdeiche auf Hooge und Langeneß basiert auf den d-GPS Vermessungen des LKN-SH. Nordstrandischmoor verfügt weder über einen Sommerdeich noch ist es vollständig von einem Deckwerk umschlossen. Das nordöstliche Ufer in Richtung des Lorendamms geht in ein offenes Lahnungsfeld über. Zudem ist an den Stellen, an denen Deckwerke und Halligrauhstreifen das Ufer befestigen, die Marschoberfläche oftmals über das Niveau des Deckwerks oder sogar der älteren Rauhstreifen hinaus gewachsen (Abb. 3c). Somit muss die mittlere Höhe der Marschoberfläche binnenseitig der Rauhstreifen als maßgebendes Überflutungshindernis angesehen werden. Die entsprechende Höhe wurde näherungsweise aus dem DGM1 abgeleitet. Den räumlichen Bezug gibt eine manuell editierte Linie vor, welche direkt binnenseitig der Rauhstreifen die Marschfläche der Hallig umfasst. Zu beachten ist der Höhenfehler der LIDAR basierten DGM Daten von ± 15 cm im Gegensatz zu d-GPS Vermessungen mit einer Genauigkeit im Millimeterbereich.



Abb. 3a: Konservativer wasserdurchlässiger Rauhstreifen (Halligigel) auf Nordstrandischmoor.
Foto: Schindler 2011.



Abb. 3b: Moderner wasserdurchlässiger Rauhstreifen (Halligigel) auf Langeneß. Schotter wird mittels eines Zwei-Komponenten-Klebers (Elastocoast®, BASF) zu einem Rauhstreifen modelliert. Dem Streifen vorgelagert ist ein wasserundurchlässiges Pflaster aus Basaltblöcken. Foto: Deicke 2014.



Abb. 3c: Alter Rauhstreifen auf Nordstrandischmoor. Das Niveau der binnenseitigen Salzmarsch wächst über die Höhe des Rauhstreifens hinaus. Foto: Schindler 2012

2.3 Berechnung der Überflutungshäufigkeiten

Alle Berechnungen sowie die vom LKN-SH bereitgestellten Pegel­daten basieren auf Wasserwirtschaftsjahren (WW, 1.11. – 31.10). Die Berechnung der lang­jährigen Überflutungshäufigkeiten, sowohl für LU als auch für vLU, erfolgt anhand der Außenpegel­daten, da diese eine wesentlich längere Zeitspanne abdecken als die 2009 installierten Binnenpegel. Eine direkte Anwendung der Binnenpegelschwellenwerte auf die assoziierten Außenpegel ist jedoch nicht möglich, da aufgrund der nicht permeablen Deckwerke die Reaktion des Binnenpegels auf einen erhöhten Außenwasserstand erst dann erfolgt, wenn Pegel und Seegang vor der Hallig eine kritische Größe erreichen, ab welcher ausreichend Überflutungswasser, zunächst durch Wellenschlag, auf die Hallig gelangt. Die Überschreitung der definierten Schwellenwerte für ein Überflutungsereignis erfolgt daher je nach Außenwasserstand verzögert oder bleibt vollständig aus, wenn der kritische Außenwasserstand nicht überschritten wird. Die Berechnung des Außenpegelschwellenwertes H_A kann näherungsweise anhand von Wasserstandsdaten des Zeitraums 2009 – 2012 vorgenommen werden, welche sowohl für Binnen- als auch Außenpegel vorliegen. Die gesuchte Größe $\overline{H_A}$ entspricht der Summe von Binnenpegelschwellenwert H_B und der mittleren Höhendifferenz $\overline{\Delta_h}$ zwischen Außenwasserstand h_A und Binnenwasserstand h_B zum Zeitpunkt $t(H_B)$. Es gilt:

(1)

$$H_{A(LU/vLU)} = H_{B(LU/vLU)} + \overline{\Delta_h}$$

(2)

$$\overline{\Delta_h} = \frac{\sum(h_A - h_B)}{n}$$

$H_{A(LU/vLU)}$: Schwellenwert des Außenpegels für ein Überflutungsereignis (LU/vLU)

h_A : Außenwasserstand

$H_{B(LU/vLU)}$: Schwellenwert des Binnenpegels für ein Überflutungsereignis (LU/vLU)

h_B : Binnenwasserstand

$\overline{\Delta_h}$: mittlere Pegeldifferenz

Bei der Berechnung von $H_{A(LU)}$ wurde lediglich die erste Tide einer Überflutung als Ereignis gewertet. Oftmals erfolgte während der Folgetiden eine erneute Pegelüberschreitung des Schwellenwertes $H_{B(LU)}$ um wenige Zentimeter, welche aufgrund eines niedrigen Außenwasserstandes h_A nicht auf Wellenschlag zurück zu führen ist. Um sicher zu stellen, dass h_A während der Folgetiden signifikant niedriger ausfallen, wurden diese in zwei Datenkollektive unterteilt: (1) Wasserstände h_A zum Zeitpunkt der Schwellenwertüberschreitung $H_{B(LU)}$ während der ersten Tide eines Ereignisses und (2) Wasserstände h_A zum Zeitpunkt der Schwellenwertüberschreitung $H_{B(LU)}$ während einer Folgetide eines Ereignisses. Mittels Zweistichproben-T-Test bei normal verteilten Datenkollektiven bzw. Mann-Whitney-U-Test bei nicht normal verteilten Datenkollektiven konnte nachvollzogen werden, dass Wasserstände in Abhängigkeit von Folgetiden signifikant niedriger ausfallen. Bei der Berechnung der Außenpegelschwellenwerte $H_{A(vLU)}$ wurden alle Außenpegelwasserstände h_A sowohl der Ersten als auch der Folgetiden in einem Datenkollektiv zusammen gefasst, da diese im Gegensatz zu den Pegelständen der LU Ereignisse nicht signifikant unterschiedlich waren.

Abschließend erfolgte eine Berechnung der jährlichen Überschreitungshäufigkeiten der berechneten Außenpegelschwellenwerte $H_A (LU)$ und $H_A (vLU)$ und der assoziierten Außenpegelraten (vgl. Tab 1). Da Pegelzeitreihen oftmals zu kurz sind, um Trendanalysen der jährlichen Häufigkeit mittels 19-jährigem gleitendem Mittel und damit unter Berücksichtigung eines möglichen Einflusses der Nodaltide anzufertigen (Houston und Dean 2011, Woodworth 2012), wurde ein 9-jähriges gleitendes Mittel angewandt.

3. Ergebnisse

3.1 Binnenpegelschwellenwerte

Abbildung 2 veranschaulicht das angewandte Verfahren zur Berechnung mittlerer Geländehöhen am Beispiel der Hallig Langeneß. Der Bereich der Warften und Küstenschutzbauwerke sowie weiterer artifizierender Geländestrukturen wurde aus dem DGM1 extrahiert bevor die verbleibenden Höhenpunkte gemittelt wurden. In Abbildung 4 sind die mittleren Gelände- und Deich/Deckwerkshöhen über Normalnull (NN) sowie das regionale MThw als Mittel der letzten Dekade (2001 – 2010) dargestellt. Die absolute Geländehöhe ist auf Hooge (151 cm NN) im Vergleich zu Langeneß (153 cm NN) nur geringfügig niedriger. Für beide Halligen wird ein MThw von 136 cm NN angenommen, was dem mittleren 10-jährigen Hochwasser (2001 - 2010) des Pegels „Hooger Anleger“ entspricht. Die GOF sowie das MThw auf Nordstrandischmoor (Pegel Strucklahnungshörn 2001 – 2010) liegen mit 192 cm NN (GOF) und 155 cm (MThw) deutlich höher. Nordstrandischmoor verfügt zudem über die niedrigste Deich/Deckwerkshöhe (225 cm NN) was lediglich 70 cm über MThw entspricht. Die mittleren Deich/Deckwerkshöhen von Langeneß (234 cm NN) und Hooge (290 cm NN) entsprechen einem Niveau von 98 cm (Langeneß) bzw. 154 cm (Hooge) über MThw.

Um die Referenzhöhen der Binnenpegelschwellenwerte objektiv nach hydrologischen Gesichtspunkten bewerten zu können, ist deren Konvertierung in relative Höhen mit Bezug auf das regionale MThw notwendig (Tab. 2).

Tab. 2: Referenzhöhen der Binnenpegelschwellenwerte für Land-Unter (LU) sowie vollständige Land-Unter Ereignisse (vLU) bezogen auf Normalnull (NN) sowie das mittlere Tidehochwasser (MThw).

Hallig	Geländehöhe (LU)		Deich / Deckwerk (vLU)	
	cm NN	cm MThw	cm NN	cm MThw
Hooge	151 ± 24	15	290 ± 21	154
Langeneß	153 ± 40	17	234 ± 19	98
(Alt-Langeneß)	162 ± 38	26	240 ± 16	104
(Nordmarsch)	143 ± 38	7	227 ± 20	91
Nordstrandischmoor	192 ± 28	37	225 ± 19	70

Da auf Langeneß die berechnete mittlere Geländehöhe eine große Standardabweichung besitzt, wurde die Fläche der Hallig in die Areale der ehemaligen Halligen Nordmarsch (westlicher Teil) und Alt-Langeneß (östlicher Teil, vgl. Müller und Fischer 1917) unterteilt. Das DGM1 in Abbildung 2 veranschaulicht den Gradienten steigender GOF von West nach Ost durch den Farbwechsel von blau (tief) zu rot (hoch). Die schwarze Trennlinie unterteilt Langeneß in Nordmarsch und Alt-Langeneß. Auch wenn Langeneß einheitlich betrachtet mit 17 cm ü. MThw geringfügig höher liegt als Hooge (Abb. 4), ist das westlich gelegene Nordmarsch mit lediglich 7 cm ü. MThw die am tiefsten gelegene aller betrachteten Halligmarschen.

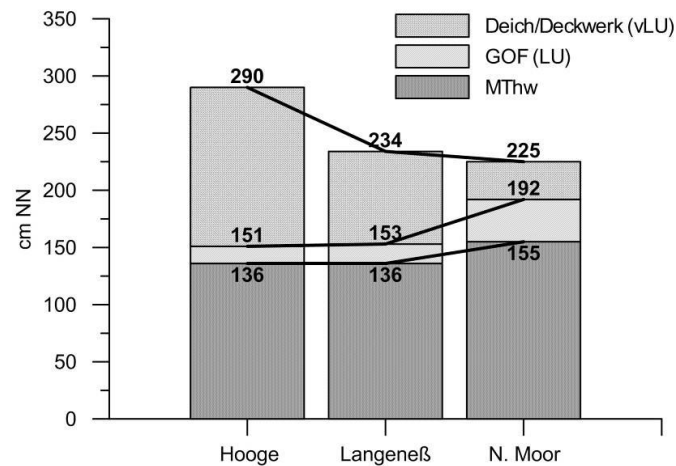


Abb. 4: Mittlere Bezugshöhen der Halligen Hooge, Langeneß und Nordstrandischmoor über Normalnull (NN). Dargestellt sind das mittlere Tidehochwasser (MThw), die mittlere Geländeoberfläche (GOF) und die mittlere Höhe der Sommerdeiche (Hooge und Langeneß) bzw. nicht Wasser permeablen Deckwerke (Nordstrandischmoor).

3.2 Außenpegelschwellenwerte

Für die Berechnung der Außenpegelschwellenwerte $H_A(LU)$ und $H_A(vLU)$ anhand parallel vorhandener Zeitreihen von Außen- und zugehörigen Binnenpegeln standen jeweils Zeitreihen von 30 Monaten zur Verfügung (vgl. Tab. 1). Die Anzahl der im Zeitraum beobachteten Überschreitungen der Binnenpegelschwellenwerte für LU und vLU sowie die nach Gleichung (1) und (2) berechneten Außenpegelschwellenwerte bezogen auf den Pegelnullpunkt (PNP) sind Tabelle 3 zu entnehmen.

Tab. 3: Außenpegelschwellenwerte $H_A(LU)$ und $H_A(vLU)$ bezogen auf den Pegelnullpunkt (PNP) zur Berechnung langjähriger Überflutungshäufigkeiten für Land-Unter (LU) und vollständige Land-Unter (vLU) Ereignisse anhand der den Halligen zugeordneten Außenpegel. (RSD): Variationskoeffizient der angepassten Schwellenwerte. (n): Anzahl der zur Berechnung genutzten Wasserstände am Außenpegel

	$H_A(LU)$ cm ü. PNP	RSD %	n	$H_A(vLU)$ cm ü. PNP	RSD %	n
Hooge (Hooger Anleger)	772,7	2,1	13	806,0	0,3	3
Alt-Langeness (Wyk/Föhr)	740,4	4,6	17	772,7	0,9	15
Nordmarsch (Wyk/Föhr)	737,0	0,7	14	758,5	0,8	17
Nordstrandischmoor (Strucklahnungshörn)	744,6	0,9	32	761,4	2,1	35

Eine größere Zahl an vLU im Vergleich zu LU (Alt-Langeneß und Nordstrandischmoor) ist auf die Eliminierung der Folgetiden bei der Berechnung der LU Außenpegelschwellenwerte zurück zu führen (vgl. Kap. 2.5). Auffällig ist die geringe Varianz von $H_A(LU/vLU)$, welche oftmals unter 1 % liegt. Die maximale Varianz beträgt 4,6 % für den Außenpegelschwellenwert $H_A(LU)$ auf Alt-Langeneß (n = 17).

3.3 Überflutungshäufigkeiten

Die jährlichen Überflutungsanzahlen der einzelnen Halligen (Abb. 5a-d) sind innerhalb der betrachteten Zeiträume sehr variabel. Sowohl auf Hooge (1979, 1987, 1996, 2003, 2006, Abb. 5a) als auch auf Nordmarsch und Alt-Langeneß (1960, Abb. 5b,c) gibt es Wasserwirtschaftsjahre ohne Überflutungsereignis. Die bisher sturmflutaktivste Periode mit 14 (Hooge) bzw. 26 (Langeneß) LU pro Jahr ist das WW 1990. Prozentual erreichen auf Langeneß 58 % (Alt-Langeneß) bis 65 % (Nordmarsch) aller LU Ereignisse das Niveau eines vLU mit einer kompletten Füllung der Hallig bis zur mittleren Deichhöhe. Auf Hooge entwickeln sich lediglich 50 % aller Ereignisse zu einem vLU. Das überflutungsreichste Jahr im Beobachtungszeitraum ist das WW 2007 mit 28 berechneten LU auf Hallig Nordstrandischmoor (Abb. 5d). Weiterhin erreichen auf Nordstrandischmoor 67 % aller Ereignisse das Niveau einer vollständigen Überflutung (vLU).

Trendanalysen der jährlichen Überflutungshäufigkeiten (9-jähriges gleitendes Mittel) zeigen auf Hallig Langeneß (Abb. 5b,c) eine Verdopplung der LU Häufigkeiten von 6 auf max. 12 Ereignisse in dem Zeitraum von Beginn der Pegelaufzeichnungen 1951 bis Mitte der 1980er Jahre. Mit Ende der 1990er Jahre kehrt sich dieser Trend um. Hallig Hooge zeigt eine vergleichbare Trendentwicklung der LU Ereignisse (Abb. 5a). Sowohl Zunahme als auch erneutes Sinken der LU Häufigkeiten um den Zeitraum häufiger Überflutungen (1985 – 2000) fallen wesentlich sprunghafter aus als auf Langeneß. Innerhalb einer Zeitspanne von lediglich 5 Jahren (1994 – 1999) fällt das 9-jährige Mittel der Überflutungsanzahlen (LU) von 5 auf 3 Ereignisse pro Jahr. Die mittlere Anzahl der vLU folgt dem Trend der LU im Rahmen der allgemeinen Differenz zwischen LU und vLU Häufigkeiten. Aufgrund der kurzen Zeitreihe des Pegels Strucklahnungshörn von lediglich 16 Jahren (1995 – 2011) konnte für Nordstrandischmoor keine Trendanalyse der Überflutungshäufigkeiten erstellt werden.

Die Darstellung mittlerer Überflutungshäufigkeiten als 10-jähriges Mittel in dekadischer Form (Tab. 4) ermöglicht sowohl einen einfachen visuellen Vergleich der Halligen untereinander als auch den Vergleich mit Referenzwasserständen der Pegelhaupttabellen betreffender Außenpegel. Der Vergleich der Halligen untereinander zeigt eine deutliche Zunahme der Überflutungsanzahlen von Hooge über Langeneß zu Nordstrandischmoor. Während sich die jährlichen Überflutungsanzahlen zwischen Nordstrandischmoor und Alt-Langeneß/Nordmarsch im Zeitraum 2001 – 2010 lediglich um den Faktor 1,5 (LU) bis 2 (vLU) unterscheiden, wurde Nordstrandischmoor im gleichen Zeitraum sieben bis zehnmal häufiger überflutet als Hooge. Auch die dekadische Darstellung der Überflutungshäufigkeiten von Hooge und Langeneß verweist auf eine erhöhte Überflutungsfrequenz während der 1980er und 1990er Jahre. Das dekadische Mittel der höchsten jährlichen Tidehochwasserstände (MHThw) am Pegel Wyk auf Föhr zeigt im selben Zeitraum einen deutlichen Anstieg der Extremwasserstände.

Tab. 4: Dekadische Aufstellung der mittleren jährlichen Häufigkeit von Land-Unter (LU) und vollständigen Land-Unter (vLU) Ereignissen auf den Halligen, sowie des MHThw nach der Pegelhaupttabelle (Wyk/Föhr).

	1961-1970	1971-1980	1981-1990	1991-2000	2001-2010
	LU (vLU) /a	LU (vLU) /a	LU (vLU) /a	LU (vLU) /a	LU (vLU) /a
Hooge			4 (2)	4 (2)	2 (1)
Alt-Langeness	6 (3)	6 (5)	11 (5)	11 (3)	9 (3)
Nordmarsch	7 (4)	7 (3)	12 (7)	12 (6)	10 (5)
Nordstrandischmoor					15 (10)
MHThw Wyk (cm NN)	315	308	343	346	312

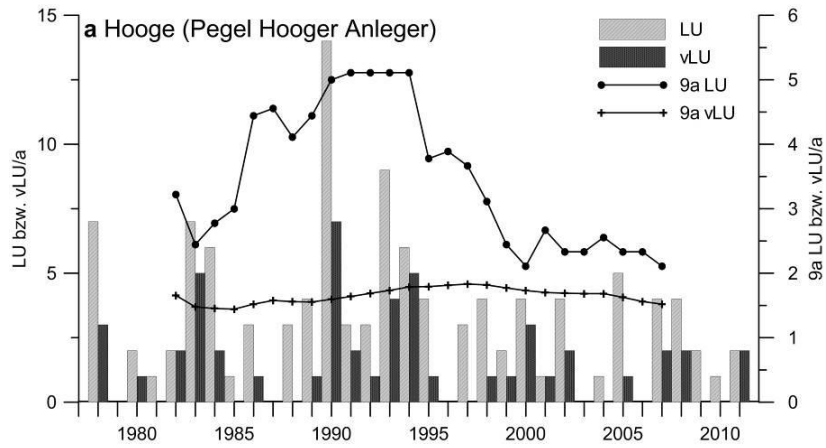


Abb. 5a: Hooge

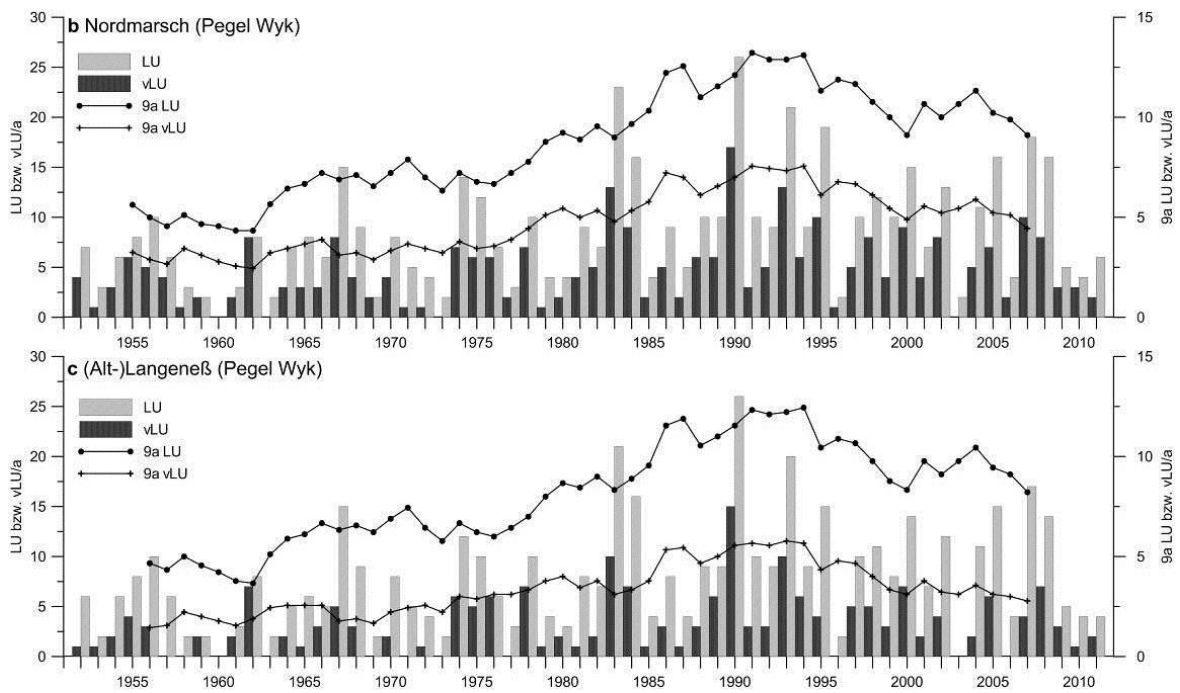


Abb. 5b: Nordmarsch und Abb. 5c: Alt-Langeneß

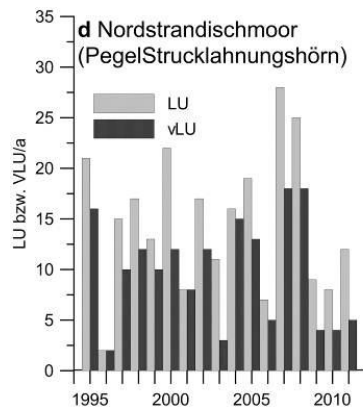


Abb. 5d: Nordstrandischmoor

4. Diskussion und Schlussfolgerung

4.1 Referenzhöhen und Schwellenwerte

Das angewandte Verfahren zur Übertragung halligspezifischer Binnenpegelschwellenwerte auf Basis von Referenzhöhen für das Eintreten von LU und vLU Ereignissen auf Außenpegelzeitreihen, welche räumlich entfernt sind, jedoch eine ausreichend lange Zeitreihe zwecks Berechnung mittlerer Eintrittshäufigkeiten besitzen, generiert plausible Ergebnisse. Die beiden Referenzhöhen der mittleren Geländeoberfläche sowie der mittleren Deich- bzw. nicht permeablen Deckwerkshöhe sind reproduzierbar und auf weitere Standorte übertragbar. Die berechneten Höhen für Hooge und Nordstrandischmoor sind um 2 bis 4 Dezimeter höher als die von Dibbern und Müller-Navarra (2009) publizierten. Somit treten LU und vLU Ereignisse nach dem hier vorgestellten Berechnungsansatz seltener ein.

Bei der Interpretation der Ergebnisse muss weiterhin berücksichtigt werden, dass die Bezugshöhen der Binnenpegelschwellenwerte in der vorliegenden Arbeit als stationär betrachtet wurden. Da der überflutungsabhängige Sedimenteintrag ein stetiges vertikales Wachstum der Marschoberfläche zur Folge hat, müssen die mittleren Geländehöhen zu Beginn der verfügbaren Pegelzeitreihen niedriger als heutzutage gewesen sein. Folge ist eine zunehmende Unterschätzung der Überflutungshäufigkeiten bei Anwendung eines stationären Schwellenwertes mit zunehmendem Alter der Pegeldata. Suchrow et al. (2012) berechnen das mittlere Höhenwachstum für Salzmarschen entlang der Küste Schleswig-Holsteins für einen 20-jährigen Beobachtungszeitraum mit 0,6 mm/a. Eigene Untersuchungen für die Halligmarschen zeigen höhere Wachstumsraten von 1,0 bis 2,6 mm/a und damit gute Übereinstimmung mit Arbeiten von Schuerch et al. (2012) auf der Insel Sylt (1,0 bis 2,8 mm/a). Ebenso liegen keine historischen Informationen bezüglich baulicher Veränderungen an Deichen und Deckwerken sowie möglicher Höhenänderungen selbiger durch Setzung bzw. Kompaktion vor (vgl. Cahoon et al. 1995). Bei künftiger Verwendung lokaler Referenzhöhen wird daher eine regelmäßige Aktualisierung empfohlen, wobei zukünftig ein direkter Bezug zu den seit 2009 auf den Halligen flächendeckend vorhandenen Binnenpegeldata hergestellt werden kann.

4.2 Überflutungshäufigkeiten

Der Zusammenhang zwischen anthropogenen baulichen Maßnahmen (Deich/Deckwerkshöhe) und der jährlichen Anzahl an Überflutungen ist offensichtlich. Mit zunehmender Höhe der äußeren Marschbefestigung (Abb. 4) sinkt die jährliche Überflutungsanzahl, da lediglich extreme Witterungsbedingungen mit entsprechendem Windstau und Wellenhöhe ausreichend hohe Tiden generieren, um das Niveau der Deiche/Deckwerke erreichen. Der Außenpegelschwellenwert $H_A(LU)$ von Hallig Hooge mit einer Höhe von 773 cm ü. PNP am Pegel Wyk entspricht einem Wasserstand von 134 cm ü. MThw am Pegel Hooger Anleger. Er verfehlt damit nur knapp die Marke von 150 cm ü. MThw und damit die offizielle Definition eines Sturmflutereignisses. Der Vergleich der mittleren dekadischen Überflutungshäufigkeiten (Alt-Langeneß und Nordmarsch) mit den MThw Wasserständen am Pegel Wyk (Tab. 4) bestätigt den Zusammenhang zwischen Extremwasserständen und Überflutungshäufigkeit ($R^2 \geq 0,78$; $p < 0,05$; $n = 5$). Ursächlich für Dekaden hoher Überflutungsfrequenz (1981 – 2010) sind vor allem einzelne Jahre (1983, 1990, 1993, 1995; Abb. 5b,c) mit überdurchschnittlich vielen Überflutungen aufgrund lang anhaltender Sturmweatherlagen (vgl. Bissolli et al. 2002). Schuerch et al. (2012) beobachten für die Insel Sylt während der 1980er und 1990er Jahre ebenfalls eine Häufung signifikant hoher Wasserstände.

Erste Annahmen bezüglich des Anpassungspotentials der drei Halligmarschen gegenüber einem steigenden Meeresspiegel sind durch die Information zum Niveau der mittleren GOF im Vergleich zum gegenwärtigen MThw möglich (Abb. 4). Nordstrandischmoor als Hallig mit den meisten jährlichen Überflutungen liegt im Mittel (37 cm ü. MThw) deutlich höher als Langeneß (\emptyset 17 cm ü. MThw) und Hooge (\emptyset 15 cm ü. MThw). Die anthropogen bedingte Reduzierung der jährlichen Überflutungen bedeutet daher zwangsläufig auch eine Reduzierung der Sedimenteinträge und damit

ein eingeschränktes Oberflächenwachstum. Andersen und Pejrup (2001) verweisen darauf, dass Sturmfluten mit überdurchschnittlich hohen Wasserständen für das vertikale Wachstum von Tidenmarschen von besonderer Bedeutung seien, da ein beträchtlicher Anteil der jährlichen Sedimentdeposition auf diese unregelmäßigen Ereignisse zurück zu führen ist. Eigene Untersuchungen bezüglich der Höhenentwicklung der drei betreffenden Halligen zeigen jedoch, dass bereits seit Mitte des 20. Jahrhunderts eine Diskrepanz zwischen vertikalem Marschwachstum und Meeresspiegelanstieg besteht (Schindler et al. 2014). Auch kleinere Überflutungsereignisse scheinen somit von Bedeutung für ein ausreichendes vertikales Wachstum zu sein. Wird der Rückhalt des Überflutungswassers durch Deiche und Sieltore bei der Berechnung der realen Überflutungshäufigkeiten übergangen und die mittlere GOF direkt als Schwellenwert für ein LU verwendet, so steigt deren Häufigkeit für Hallig Hooge auf mehr als 100 Ereignisse pro Jahr. Diese „potentiell natürliche“ Häufigkeit eines LU Ereignisses wäre somit für den Zeitraum 2001 – 2010 um den Faktor 50 höher als in dieser Studie berechnet. Es scheint daher angebracht, das bestehende hydrologische Management sowie die vorhandenen Deiche und Deckwerke neu zu überdenken und zu prüfen, ob eine moderate Erhöhung der jährlichen Überflutungsanzahlen zur langfristigen Sicherung der Halligen beitragen kann. Permeablen Rauhstreifen (Halligigel) wäre bei der Konzeption neuer Schutz- und Bewirtschaftungsstrategien aus sedimentologischer Sicht der Vorzug zu geben.

Literatur

- Andersen, T. J., Pejrup, M. (2001): Suspended sediment transport on a temperate, microtidal mudflat, the Danish Wadden Sea. *Marine Geology* 173: 69-85.
- Bissolli, P., Göring, L., Lefebvre, Ch. (2002): Extreme Wetter- und Witterungsereignisse im 20. Jahrhundert. In: Deutscher Wetterdienst. Klimastatusbericht 2001: 20-31.
- Cahoon, D. R., Reed, D. J., Day, J. W. JR. (1995): Estimating shallow subsidence in microtidal salt marshes of the southeastern United States: Kaye and Barghoorn revisited. In *Marine Geology* 128 (1–2): 1-9.
- D'Alpaos, A., Mudd, S. M., Carniello, L. (2011): Dynamic response of marshes to perturbations in suspended sediment concentrations and rates of relative sea level rise. *Journal of Geophysical Research* 116 (F4): 1-13.
- Dibbern, S., Müller-Navarra, S. H. (2009): Wasserstände bei Sturmfluten entlang der nordfriesischen Küste mit den Inseln und Halligen. *Die Küste* (76): 221-224.
- Houston, J. R., Dean, R. G. (2011): Accounting for the Nodal Tide to Improve Estimates of Sea Level Acceleration. *Journal of Coastal Research*: 801-807.
- IPCC (2007): *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA: 996.
- Jensen, J., Frank, T., Wahl, T., Dangendorf, S. (2011): Analyse von hochaufgelösten Tidewasserständen und Ermittlung des MSL an der deutschen Nordseeküste. Final proceedings of the KFKI-Projekt AMSeL: 109.
- Kirwan, M. L., Guntenspergen, G. R., D'Alpaos, A., Morris, J. T., Mudd, S. M., Temmerman, S. (2010): Limits on the adaptability of coastal marshes to rising sea level. *Geophysical Research Letters* 37: 1-5.
- Müller, F., Fischer, O. (1917): *Das Wasserwesen an der schleswig-holsteinischen Nordseeküste. Teil 1, Die Halligen*: 377.
- Schindler, M., Karius, V., Arns, A., Deicke, M., von Eynatten, H. (2014): Measuring sediment deposition and accretion on anthropogenic marshland - part II: The adaptation capacity of the North Frisian Halligen to sea level rise. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* (in press).
- Schuerch, M., Rapaglia, J., Liebetrau, V., Vafeidis, A., Reise, K. (2012): Salt Marsh Accretion and Storm Tide Variation: an Example from a Barrier Island in the North Sea. *Estuaries and Coasts* 35 (2): 486–500.
- Suchrow, S., Pohlmann, N., Stock, M., Jensen, K. (2012): Long-term surface elevation changes in German North Sea salt marshes. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 98 (0): 71–83.
- Woodworth, P. L. (2011): A Note on the Nodal Tide in Sea Level Records. *Journal of Coastal Research. Journal of Coastal Research* 23 (2): 316-323.

Danksagung

Die vorliegende Arbeit wurde angefertigt im Rahmen eines Projektes des Kuratoriums für Forschung im Küsteningenieurwesen (KFKI): „Entwicklung von nachhaltigen Küstenschutz- und Bewirtschaftungsstrategien für die Halligen unter Berücksichtigung des Klimawandels (ZukunftHallig) - Teilprojekt D: Sedimentologische Untersuchungen auf den Halligen“, gefördert durch das Bundesministerium für Bildung und Forschung (BMBF) (Projekt Nr. 03KIS096). Besonderer Dank gebührt dem “Landesbetrieb für Küstenschutz, Nationalpark und Meeresschutz Schleswig-Holstein” (LKN-SH) für vielfache Unterstützung sowie die Bereitstellung der Pegeldata und digitaler topographischer Informationen.

Adresse

Malte Schindler
GZG – Geowissenschaftliches Zentrum Göttingen, Abteilung Sedimentologie und Umweltgeologie
Goldschmidtstraße 5
37077 Göttingen, Deutschland

malte.schindler@geo.uni-goettingen.de



Ecosystem Services in Coastal and Marine Areas – Scientific State of the Art and Research Needs

Peter Michael Link^{1,2,3} & Leonard Borchert^{1,4,5}

¹Research Group Climate Change and Security (CLISEC), Center for Earth System Research and Sustainability, University of Hamburg, Germany

²Institute of Geography, Center for Earth System Research and Sustainability, University of Hamburg, Germany

³Research Unit Sustainability and Global Change (FNU), Center for Earth System Research and Sustainability, University of Hamburg, Germany

⁴Institute of Oceanography, Center for Earth System Research and Sustainability, University of Hamburg, Germany

⁵International Max Planck Research School on Earth System Modelling, Max Planck Institute for Meteorology Hamburg, Germany

Abstract

Ecosystem services play an increasingly important role in modern coastal and marine research as they are a fundamental concept that can be used to couple natural and social sciences aspects of Environmental Sciences. Assigning a value to a functioning ecosystem is the logical connection between the given environmental conditions and the well-being of the human inhabitants of the assessed region. Ecosystem services are not only useful with regard to the provision of resources but also when it comes to the regulation of environmental quality and the evaluation of the cultural value of coastal zones. Originally applicable to any kind of ecosystem, they have become the focus of many coastal and marine researchers in recent years since many current assessments include the human-environment interaction in their considerations. Also, ecosystem services have become increasingly complex, encompassing more and more possible functions of coastal and marine areas that are of value to humans.

This paper gives an overview of the development of how ecosystem services are used in coastal and marine research, looking at how the kinds of applications have evolved over time. On the basis of the current understanding of coastal ecosystem services, possible pathways for further development of this concept are outlined.

1 Background and Motivation

Successful and sustainable development of coastal zones can only be achieved if the many potential uses of the area are regulated in order to avoid or minimize conflicts among stakeholders. A tool that has proven to be useful in the past is Integrated Coastal Zone Management (ICZM). Numerous papers have addressed the many important aspects of ICZM ranging from design (Clark et al. 1992; Turner and Bower 1999) to implementation (Ahrendt 2001; Pickaver et al. 2004; Schernewski 2002). However, difficulties often arose when different uses competed for a particular space or resource and priorities had to be determined. The values of some uses of coastal zones could be easily determined because people pay for them (e.g. fish from coastal fisheries). In contrast, the values of other functions of coastal zones were much harder to define such as e.g. biodiversity or the unobstructed view from a beach to the horizon.

These difficulties made it necessary to devise an innovative tool that can be used to determine the value of particular aspects of the environment that cannot be easily measured in a currency unit. Such a tool is the concept of ecosystem services, which in a special way has been adopted to be applicable to coastal areas. Originally meant to be a set of indicators for economic valuation (Farber et al. 2002), coastal ecosystem services have evolved in the past few years to become a generally accepted method

of comparing values of particular functions of the environment, which is particularly useful in marine and coastal spatial planning.

2 Material and Methods

This paper intends to provide a summary of the development of the concept of ecosystem services with a special focus on coastal zones, outlining potential pathways of future research on this subject. The many different facets of coastal ecosystem services are assessed in an extensive review of relevant state-of-the-art literature, pointing out joint foci and possibilities as well as diverging ideas and prognoses.

The assessment concentrates on peer-reviewed articles published in international scientific journals. Occasionally, information is complemented with studies from national reports or other “grey literature”. The review covers articles that were published between the late 1990s and today as the idea of coastal ecosystem services has received increased attention since the beginning of this millennium (e.g. Turner 2000). Paramount for the increase in research and publications on ecosystem services was the work on the UNEP Millennium Ecosystem Assessment (MA) Report between 2001 and 2005, which was called for in 2000 and initiated in 2001 (Millennium Ecosystem Assessment 2005b). Its main findings serve as the starting point of this assessment. The MA states that people depend on “nature and ecosystem services to provide the conditions for a decent, healthy, and secure life” (Millennium Ecosystem Assessment 2005b, p. 3). Because “humans have made unprecedented changes to ecosystems in recent decades [...] they weakened nature’s ability to deliver other key services such as purification of air and water, [and] protection from disasters” (Millennium Ecosystem Assessment 2005b, p. 3). This first large-scale research project led to the recognition of ecosystem services in the Fourth Assessment Reports of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) (Parry et al. 2007) and other local, national, and international research projects and policy strategies.

This review retraces the development of the public and scientific understanding of coastal ecosystem services since publication of the MA. On this basis, key trends are identified from which future research possibilities can be derived.

3 The development of the concept of Ecosystem Services

Even before the term ES as such was initially used in the scientific literature, there was a considerable body of literature on the management of coastal regions. The central concept in the 1990s was “Integrated Coastal Zone Management” (ICZM), which was widely applied particularly in regions in which there was competition between multiple coastal uses and interests (Cicin-Sain et al. 1998; Fabbri 1998; Thia-Eng 1993; Tol et al. 1996). In attempts to find an “optimal” coastal use, values of functions of the coastal zones were determined and compared. However, this sometimes proved to be quite difficult, particularly if the value of a function could not be readily monetized. One such function of the environment is the regulation of eutrophication. Especially focusing on one indicator, Gren and others (1997) assessed the costs associated with the reduction of eutrophication in order to determine cost effective strategies that could then be compared. A similar assessment consisted of a contingent valuation survey about the willingness to pay for reduction in eutrophication in the Baltic Sea area (Söderqvist 1998).

One of the first uses of the term Ecosystem Services can be found in an overview that focuses on the ecological perspective of the concept (Daily et al. 1997). This study highlights the importance of intact ecosystems for human well-being and pinpoints risks to ecosystems arising from intensive anthropogenic use. Remaining largely qualitative, key ES are identified and initial possibilities for the valuation of these services are identified. The first broader classification of ES listed 17 individual services, for which a global value was determined, amounting to \$ 33 trillion per year (Costanza et al. 1997). This magnitude highlights the importance of including the functions and services of the

environment in land use and coastal use considerations. A categorization for ecological services provided by coral reefs indicates a wide variety of possible services, of which only a few had been addressed by the turn of the millennium (Moberg and Folke 1999). Based on that assessment, effective management of coral reefs can only occur if it is embedded into a broader management scheme of marine environments in general. Turner (2000) notes that such coastal and marine management requires observational research and modeling at the same time. To link the two, a framework is designed and presented that connects natural and social science methodologies. This framework can be considered a predecessor of systematic ES research, consisting of overlapping procedural stages such as a scoping stage, integrated modeling, and an evaluation of management options.

Shortly afterwards, the MA reports were called for by Then-United-Nations-Secretary-General Kofi Annan and had the objective to assess the “consequences of ecosystem change for human well-being” alongside providing “the scientific basis for action needed to enhance [...] sustainable use of those systems” (Millennium Ecosystem Assessment 2005b). Examples for ES given in the report are clean water, food, forest products, flood control, and natural resources. The MA found major anthropological changes of ecosystems since 1950, mainly originating in rapidly growing demands for food, fresh water, timber, fiber, and fuel (Millennium Ecosystem Assessment 2005b). As a result, a largely irreversible loss in life-diversity was identified. Despite substantial net gains accrued by economic development from exploitation of ecosystems, a significant progress of ecosystem degradation was predicted for the first half of the 21st century. Such degradation is considered to be one of the key reasons why it already appears to be hard to almost impossible to meet the following eight UN Millennium Development Goals (MDG) any time during this century:

- (1) eradicate extreme poverty and hunger,
- (2) achieve universal primary education,
- (3) promote gender equality and empower women,
- (4) reduce child mortality,
- (5) improve maternal health,
- (6) combat HIV/AIDS, malaria, and other diseases,
- (7) ensure environmental sustainability,
- (8) develop a global partnership for development.

At least five of these goals are directly influenced by a degradation of ES, although potentially, all of them are indirectly affected (United Nations 2015). This rather alarming development sparked a considerable increase in scientific interest and publications on ES and their influences on livelihood, as well as degradation and protection potentials from 2005 onwards.

Initially, the concept of ES proposed in the MA was rather general and necessitated some further specification in order to be applicable in research. In order to determine the current state of global marine ecosystems, human impact on the world oceans was mapped (Halpern et al. 2008b). This served as overall assessment to determine the hot spots where coastal and marine ES were particularly impacted by anthropogenic activity. On this basis a framework was developed to qualitatively and quantitatively evaluate interactive and cumulative impacts of human activities in marine areas, considering several caveats, the different scales of all activities, and uncontrollable externalities, leading to a proposition of a tool that could be used for ocean zoning (Halpern et al. 2008a). Another framework was proposed by Granek and others (2010) as means to improve coastal ecosystem-based management using a combination of ES and management. In their assessment they evaluated the benefits of this approach and remaining challenges. However, it quickly became evident that processes that needed to be considered by ES assessments often are more complex than initial frameworks could account for. A particular focus needed to be placed on the nonlinear ES, as nonlinear effects in coastal zones are often of considerable importance to the entire coastal zones that need to be adequately addressed in ES assessments (Barbier et al. 2008; Koch et al. 2009).

dynamics of environmental change in the United Kingdom. For the United States of America, Barbier (2013) gave an overview of the state of ES research in coastal and marine environments of the country, quantifying the extent of valuation studies. Furthermore, some exemplary case studies were presented that focused on regulating ES: storm protection and oil spills, which are of particular importance in the coastal waters around the US. There is a similar overview of economic valuation of coastal and marine ES in the Baltic Sea region. Despite the fairly substantial volume of research, a common methodological approach and a generally accepted framework still need to be found, which leads to a focus on a few ES while numerous other ES have not yet been studied at all (Sagebiel et al. 2016).

A fundamental aspect with regard to the applicability of the ES approach is the question how ES are quantified in order to adequately describe their state or their development. As not all ES can be readily measured, appropriate indicators have to be defined that can then be evaluated and assessed based on underlying standards. The choice of indicators is critical for a successful ES assessment, very often the quality of the indicators applied can be improved (Müller and Burkhard 2012). Seppelt and others (2012) provide an overview of existing assessments of ES and their methodologies. On this basis a blueprint for ES analyses in general is proposed with a focus on ICZM.

One fundamental methodology that has been well established in the ES research community in recent years is a matrix approach, in which the ability of different land covers to provide particular ecosystem goods and services is measured (Burkhard et al. 2009; Burkhard et al. 2012). By categorizing the relevance of each ES for each land cover type, it is possible to determine which ES should be focused on in which spatial region (Fig. 1). This is done by categorizing the relevance of any given ES for a particular land cover type on a scale of 0 to 5. This eliminates combinations that are non-existent or completely irrelevant and highlights relationships that are of particular interest. Supply, demand, and budgets of ES can then be visualized in GIS maps. Initially, this approach was exemplarily applied to a non-coastal area in Germany (Burkhard et al. 2009). However, this methodology can be easily transferred to coastal zones. Kandziora and others (2013) provide a detailed description of a matrix approach to describe the interactions between ecosystem properties, integrity, and the services provided. Particularly the dynamics of coastal ecosystems are often of importance. Thus, they need to be adequately addressed in ES assessments by combining an ES potential matrix and an associated flow matrix categorizing the importance of a given ES to a particular habitat to indicate how changes in one quantity affect the other (Burkhard et al. 2014). With additional data on e.g. land cover in depth small scale assessments are possible.

Thus, the current understanding of ES is such that ES are a useful tool that can be used to tie society to the environment. When looking at adaptive management in coastal zones, drivers of change place a pressure on the existing states of biophysical and socioeconomic systems (Fig. 2). Generally, ecological impacts lead to societal impacts, to which humans in coastal zones can then respond – either by adapting, retreating or mitigating the causes. When biophysical properties of systems are affected by some driver of change such as climate change or sea level rise, this also influences the functionality of the associated ecosystems. Similarly to ecological impacts affecting the functionality of ecosystems, societal effects alter human preferences and values with regard to the use of their environment. Humans reap benefits from the ecosystems through the ES, which are based not only on individuals' preferences but also on the values of society as a whole. Depending on the resilience of ES, there may be feedbacks from the socioeconomic systems to the biophysical systems as humans may alter their patterns of use of coastal zones based not only on individuals' preferences but the values of society as a whole. Such feedbacks from society back to the environment are of fundamental importance in the assessment of human-environment interaction (Scheffran et al. 2012) as humans are by no means just reacting to changes in the environment, in many instances they substantially shape the development of coastal zones themselves (e.g. Schlepner and Link 2008). While the impacts from changes in the biophysical systems on society are the focus of many ES assessments, it is important to

adequately include the importance of humans as a driver of coastal change in management considerations as well.

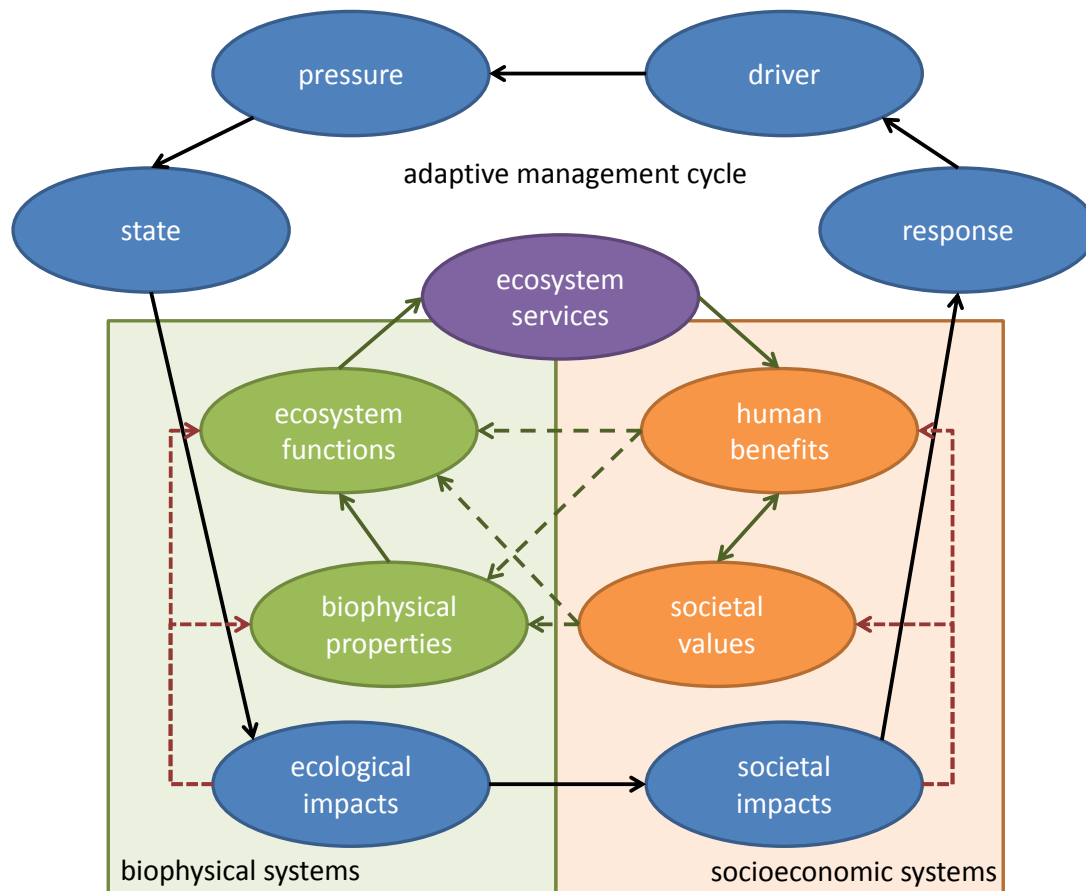


Figure 2: Analytical framework relating pressures on environmental and social systems in coastal zones to impacts and responses. ES play an integral part in relating physical to socio-economic systems (based on Müller et al., 2016)

Recent research on ES has taken these aspects into account. Börger and others (2014) discuss the importance of economic valuation of ecosystems for successful marine planning. They stress the necessity for coupled ecosystem and human behavioral modeling and improved data with regard to ecosystem values in order to derive more realistic development scenarios. To make the overall valuation process more transparent, there should be standardized procedures. However, due to the diversity of coastal and marine areas it appears difficult to come up with realistic valuations if particular characteristics of the area assessed are not adequately considered. Instead, a cascade model can serve as framework for mapping ES (Maes et al. 2016). This model can be applied to translate the often abstract ES into manageable and measurable indicators that can then be quantified and visualized in maps. The cascade relates the ecological supply side to the human demand through functions, services, and benefits. The functions refer to the available potential or stock of natural capital, the service to the actual flow or utilization, while the benefit is the quantification of the monetary value incurred by the service. In this context, maps are considered to be the state-of-the-art tool to convey information about the associated ES, visualizing the link between the stock or the capacity of the natural system and the demand and the value of the actual service.

Research on ES has gone a considerable way in the past decade, evolving from an abstract concept that was first applied to jointly assess both quantifiable and non-quantifiable functions of the

environment to a practical tool in coastal management with many facets. This diversity of ES will be the focus of the subsequent section.

4 Classifications of Coastal and Estuarine Ecosystem Services

There are numerous coastal and estuarine ES that have considerably different characteristics with regard to the system they relate to, the associated indicators, feasibility of measurement etc. In order to make them more accessible for assessments, they were distributed into major ES categories. In recent years, three different categorization schemes have evolved (Tab. 1).

	<i>CICES</i>	<i>CAU Kiel</i>	<i>TEEB</i>
major categories	provisioning; regulation & maintenance; cultural	regulating; provisioning; cultural	provisioning; regulating; habitat; cultural & amenity
number of ES considered	48 classes in 20 groups	28	22
specific suggestions for units of indicators	no	yes	yes
caveats	ES are directly linked to well-being	distinction between demands, flows, and potentials of ecosystems	possibility of monetization is an important characteristic of the indicators

Table 1: Major ES categorization schemes of the Common International Classification of Ecosystem Services (CICES), the Christian-Albrechts-University in Kiel (CAU Kiel), and the Economics of Ecosystems and Biodiversity (TEEB) (Kumar, 2010; Maes et al., 2013; Müller et al., 2016).

In general, these different categorization schemes (Tab. 1) agree quite well. However, there are some subtle differences based on the organization that devised the scheme. TEEB clearly emphasizes the relationship to economics. One key characteristic is that ES should be convertible to currency units (Kumar 2010; Ring et al. 2010). On the other hand, the focus of ES in the CICES scheme lies on the direct link to human wellbeing, thus also allowing for ES – particularly in the cultural category – that may not be financially quantifiable after all (Maes et al. 2013). The scheme developed at the University of Kiel focuses on the correct representation of the relationship between the systems by defining indicators to either describe demands, flows, or potentials of ecosystems (Müller et al. 2016).

As ES do not just occur individually and isolated and coastal and marine areas are constantly subject to multiple uses, it is important to also consider the interactions and feedbacks between them in ES assessments. One possible typology of such interaction categorizes these relationships based on whether several ES have the same driver, what kind of response each of them gives, whether the interaction between the ES is unidirectional or bidirectional, and whether there are synergies or trade-offs occurring when these multiple ES are called on at the same time (Bennett et al. 2009). This is reemphasized by Barbier and others (Barbier et al. 2011), also highlighting the considerable variability in some of the ES, which makes it difficult to determine possible synergies in some cases. Consequently, holistic management approaches are necessary to adequately capture all possible feedbacks between ES.

Examples of key ES in each major category are given below. In addition to provisioning, regulating, and cultural ES the category of supporting ES is considered as well as those ES can have a profound

influence on the other three despite the fact that they may not be as prominent in ES assessments by themselves.

4.1 Regulating Services

These ES are defined as the “benefits obtained from the regulation of ecosystem processes” (Millennium Ecosystem Assessment 2005a). With regard to coastal and marine areas, regulating ES include e.g. disease regulation through waste treatment, spatial buffering of natural hazards, and climate regulation (Molnar et al. 2009). Regulating ES are often of particular importance to coastal managers as they relate to functions that are fundamental to the existence of the coastal area such as coastal protection. Therefore, regulating ES have been a focus of research in the past. However, qualitative assessments may give first insights but it is important to quantify the values of ecosystems when devising strategies of coastal adaptation (Spalding et al. 2014). Furthermore, successful management cannot rely merely on the regulating ES but needs to encompass all ES.

4.1.1 Disease Regulation

Waste that is not properly treated is a potential hazard to human health. In marine ecosystems, contaminants can be diluted and detoxified by being removed from land and stored, buried, or recycled. This can help reduce health hazards (Molnar et al. 2009), even though it appears to be unclear whether diseases in marine ecosystems have actually increased in the recent past (Lafferty et al. 2004; Ward and Lafferty 2004). In marine environments, organic waste can be broken down through microbial activities, reducing eutrophication and breaking down toxic hydrocarbons into their basic components. These include but are not limited to carbon dioxide, nitrogen, phosphorus, and water (Molnar et al. 2009). Representing the interface between land and sea, coasts play an important role in these processes that help averting the spread of diseases. However, the regulatory capacity of coastal ecosystems is often limited and the emergence of diseases can have a profound and lasting impact on the ecosystems if the resilience of the particular environmental system is exceeded (Agogue et al. 2005; Hagen 1997; Hayes and Goreau 1998)

4.1.2 Natural Hazard Regulation

There are numerous natural hazards to shoreline areas from the open ocean, such as storm surges, floods, and storms. Coastal ecosystems and reefs are of considerable importance when it comes to protecting communities against the sea. The due consideration of the many ways ecosystems can help protect human settlements particularly in times of climate change is critical for current and future planning of coastal adaptation. In addition to protection, ecosystems can provide resources to sustain coastal livelihoods (Spalding et al. 2014). However, it is important to adequately value the protective function of these regulating ES as considerable capital revaluation may become necessary if the regulating capacities of these ES are exceeded (Barbier 2016).

In many cases, ecosystems such as mangrove communities or, in case of the German Bight, the Wadden Sea protect coasts from these hazards, acting as buffer zones that “[absorb] a portion of the impact and thus [lessen] its effect on the land” (Molnar et al. 2009). E.g., roots and other plant structures in wetlands and marsh areas bear the potential to retain significant amounts of water that are then slowly released to the environment again (Campos C. et al. 2011).

In the tropics, Mangrove forests protect shorelines from tidal erosion (Badola and Hussain 2005). However, mangroves are often heavily affected by intense human use, which may inhibit the ecosystem’s ability to efficiently serve as protection for the livelihoods of local communities. In the case of the Mekong Delta, rehabilitation of mangroves can be a possible means to effectively address the problem of coastline erosion (Schmitt et al. 2013), which may be also applied to other coastal zones in the tropic.

Similarly, there are also approaches to utilize the regulating potential of coastal ecosystems for coastal protection in temperate regions. One new possibility to provide sand to coastal zones in the

Netherlands in order to offset the possible impacts of sea level rise is the so-called sand engine (Stive et al. 2013). This method relies on the natural processes of sediment movement along the coasts. Sand is deposited in particular locations from which it is eroded and subsequently deposited again in adjacent coastal zones. Working with the environment and not against it is also the main principle of coastal defense that is based on utilizing the characteristics of existing ecosystems such as wetlands (Temmerman et al. 2013). Depending on the coastal type, a mixture of protective measures is proposed that includes dykes, beach nourishments etc. Not relying on a single kind of protection benefits the environment. However, the disadvantage is that implementation can only be achieved in the very long run. A similar approach is coastal engineering, which also combines different approaches to coastal adaptation instead of focusing only on a single strategy. Cheong and others (2013) present a framework of operation that can be actually applied in practice. A combination of protective measures necessitates a fundamental understanding of the processes and risks for a given coastal zone. Harbitz and others (2016) address the issue of various risks to a coastal construction site in Southeast Asia. Only a combined assessment of risks allows for the proposal of adequate coastal protection apart from possible large-scale engineering measures. Thus, through assessments of regulating ES there has been a paradigm shift with regard to coastal protection against natural hazards – away from single strategy approaches to mixes of measures that capture the complexity of the given environmental setting.

However, this category of ES not only relates to physical protection of coastal zones against natural hazards but also to the preparedness of coastal communities to deal with disasters if they strike. Resilience of coastal communities against disasters can be enhanced by creating a governance scheme that incorporates multiple layers of jurisdiction as local entities have particular experience in maintaining and managing ecosystems and their functions but this knowledge has to be complemented with financial and organizational support from the national and international level to enhance the given infrastructure in order to better be able to deal with all types of uncertainty related to coastal disasters (Adger et al. 2005).

4.1.3 Climate Regulation

Water masses in the oceans take up gases that are relevant for global warming (Greenhouse Gases, *GHGs*, e.g. carbon dioxide, methane) both physically and biologically. Thus, coastal marine ecosystems also have the potential to do so (Galli et al. 2014). Furthermore, oceans act as a buffer for atmospheric temperature increases. Due to their substantially higher heat capacity, they absorb energy from the atmosphere and redistribute it, allowing for local cooling and heating of the atmosphere above (Molnar et al. 2009). This is particularly evident in the North Atlantic, where large amounts of heat released lead to a warming of Northwest Europe in comparison to similar latitudes in America and Eurasia. A shutdown of the thermohaline circulation that drives this heat redistribution would have global implications that not only affect the physical aspects of the ocean and atmosphere through substantial local cooling but also impact plankton, fish, and humans through economic losses (Kuhlbrodt et al. 2009).

4.2 Provisioning Services

Marine ecosystems provide a variety of products and resources to humans, most of which are retrieved directly in coastal areas (Millennium Ecosystem Assessment 2005a) while a small but growing share also comes from the open ocean. Examples for such products are fresh water, seafood, and fuels. Given a steadily growing human population, the importance of the oceans to provide goods and products to humans is likely to continue to increase over time during the coming decades. However, this intensive use of the marine environment comes at a cost: biodiversity in the oceans is decreasing and this decrease in species variety negatively affects the ability of the oceans to provide large stocks of species, to maintain adequate water quality and to recover from human-induced perturbations (Worm et al. 2006). Even though its importance is often underestimated, the preservation of coastal

and marine biodiversity can considerably help increase the marine environment's capacity to provide the following goods and services:

4.2.1 Fresh Water

Fresh water is traditionally gained from non-ocean water bodies (e.g. rivers or lakes) or soils. However, filtration of sea water aimed at creating drinking water has become increasingly important in recent years, which progressively raises the importance of this ecosystem function in coastal areas (Sanz et al. 2013) particularly in light of a growing human population in coastal zones and possible shifts in precipitation regimes in times of climate change.

4.2.2 Food Supply

People in many parts of the world rely on marine products for meeting daily dietary needs. Approximately one sixth of the global population relies on fish as their primary source of animal protein, while fisheries accounted for 12% of world food production in 2000 (Molnar et al. 2009). Particularly island countries such as Japan as well as Small Island Developing States (SIDS) often completely rely on their fisheries to secure their own food supply (Cruz-Trinidad et al. 2014). Many fisheries are very sensitive to disturbances from overfishing and environmental change. Since high sea fisheries are open access, it is very difficult to adequately manage stocks from being overexploited (Iudicello et al. 2012; Kleisner et al. 2013). In times of climate change it becomes more and more important to devise a harvesting strategy that not only maximizes profits of individual fleets in the short run but also considers changes in population dynamics that may be brought about by changes in the physical setting of the fisheries (Link et al. 2011; Link and Tol 2006, 2009; Röckmann et al. 2007).

However, the economic considerations are only one aspect when it comes to preserving and managing the provisioning services of coastal ES. Using fisheries, aquaculture, and coastal protection as examples, Ruckelshaus and others (2013) assess the resilience of habitats to environmental change to prioritize potential adaptation and mitigation options to sustain these high-valued ecosystem services. For successful preservation, it is important not to disregard the interactions between the various uses of the ES in a given coastal zone.

4.2.3 Other Resources

In addition to sea food, a lot of other resources can be extracted from marine ecosystems: these include but are not limited to raw materials for the manufacturing of clothes, building materials, and personal-use items (Molnar et al. 2009). Even if they are not necessarily essential for human subsistence, these provisioning services are still considered to provide livelihood to many coastal areas. Furthermore, steadily growing clean energy demands of the global population have led to an increased establishment of wave-, tidal-, or wind-power plants that may be deployed either onshore or offshore (Menicou and Vassiliou 2010). Additionally, shelf areas are currently heavily used as sites for offshore oil and gas mining (Kurakin and Lobkovsky 2014). This service can become particularly controversial as there are considerable environmental risks involved with this kind of energy production (Fraser 2014; Harriss 2016). Some parts of coastal ecosystems can also be regarded as model production regions for innovative man-made products such as fiber optics technology, which is based on the properties of sponges (Molnar et al. 2009).

4.3 Cultural Services

In addition to the regulation of physical effects and the provisioning of goods and resources in coastal areas, the cultural perspective of coastal and marine areas should not be neglected. Even though it is easier to focus on ES that are easily quantifiable, the cultural human dimension is of fundamental importance for successful coastal management, particularly the legal facet (Loomis and Paterson 2014). This is augmented by coastal tourism and heritage considerations, which may appear to be of lesser importance than coastal protection or resource supply, but may lead to substantial local conflict

if not adequately addressed (Fahrenkrug and Blecken 2013a; Link and Schlepner 2011; Schlepner and Link 2008).

The use of coastal areas for recreational purposes is a long standing tradition for humankind. In recent years, marine sports have become increasingly popular, which led to a further intensification of already high tourist frequentation in many coastal areas (Ataberk and Baykal 2011). In some cases this has led to conflicts with other users of coastal zones, particularly with conservationists claiming that too much tourism has adverse effects on wildlife (Davenport and Davenport 2006). Here the advantages of ES assessments come into play as management of coastal zones can be improved in a mutually beneficial way for humans and nature if these cultural services of the environment are addressed in planning (Arkema et al. 2015).

The importance of cultural ecosystem services provided by landscapes for spatial planning is assessed on the basis of two case studies, one focusing on Europe and the other on Southeast Asia (Tengberg et al. 2012). Despite the considerable differences in the settings of the case studies it becomes evident that heritage conservation can provide valuable insights for physical and spatial management, particularly by contributing time series of landscape development of the locations assessed. Furthermore the attachment of people to the coastal area they call “home” is a factor that is often overlooked when it comes to coastal management – usually with regard to coastal protection. However, based on evidence from surveys in the Wadden Sea region, the perception of the *Heimat* (the *home*) of people is fundamental for successful coastal zone management as it drives the local population’s willingness to comply with planning measures and gets them involved in the management process per se (Döring and Ratter 2015; Ratter and Gee 2012).

Apart from its cultural service with regard to recreational needs and heritage, coastal areas offer substantial potential for science and education. The ocean with its vast complexity has sparked human curiosity for millennia in the past and is expected to do so in the future as well (Molnar et al. 2009).

4.4 Supporting Services

Supporting services are those coastal ES that are necessary prerequisites for the ES in the other three categories to exist. Therefore, they represent an important part of ES but only affect humans indirectly, usually over long periods of time. These ES are instead directly related to the functionality of the environment, in some sense regulating the adaptive capacity or the resilience of the ecosystems to buffer changes in physical or biological boundary conditions.

4.4.1 Habitats

Biologically mediated habitats are natural habitats that are created by organisms and then become the nursing and feeding environment for guest species (Watson et al. 2011). They do not have to be initially designed as such but can become host habitats while growing naturally. Common examples are mangrove forests or coral reefs. Thus, sheltering other organisms also does not necessarily have to be the sole purpose of such habitats. These communities complement coastal and marine ES in multiple ways, usually by combining several types of ES in one area (Molnar et al. 2009).

4.4.2 Nutrient Storage/Cycling

Being a major storage pool for nutrients, the oceans offer essential feeding services to a variety of organisms. The nutrients are usually taken up by microplankton through photosynthesis, which then feeds larger organisms or protects CEES-factors through symbiosis (Bauer et al. 2013; Falkowski and Woodhead 2013; Tréguer and De La Rocha 2013). Since the oceans and therefore also coastal areas represent a quasi-closed system with respect to nutrients, the nutrients are recycled efficiently and little is lost in the during uptake and decomposition processes. Therefore, the effectiveness of nutrient cycling and the considerable primary production of coastal and marine systems (Cloern et al. 2014) is an important characteristic of coastal regions when it comes to ES assessments.

5 Applications of ES assessments to particular case studies

Coastal and marine ES are by no means just a theoretical concept but have been applied in many cases in recent years to improve and to enhance spatial planning in coastal zones and to help resolve possible conflicts among local stakeholders. The following overview gives a few examples that highlight the diversity of possible applications of ES assessments in coastal areas.

Successful management of coastal zones is particularly important in areas that are either already densely populated or are going to be heavily inhabited in the near future. Human developments in coastal zones have profound implications on their surrounding ecosystems and vice versa. Particularly coastal megacities have multiple impacts on the adjacent coastal environments, not only affecting the availability of resources and ecosystem services but also the environmental quality. An assessment of ES in coastal megacities indicates that research on all spatial scales is still necessary to further develop a suitable policy governing the protection of the coastal environment in times of rapid urban growth (von Glasow et al. 2013).

Such assessments have been conducted in many metropolitan areas worldwide. For instance, Yuan and others (2014) have assessed ecosystem services in the Yangtze Estuary in China. For the wetland ecosystem, the agricultural ecosystem, and the suburban ecosystem indices of degradation were developed to determine management strategies that would minimize the adverse impacts of continued human development on this coastal zone. A similar analysis has been conducted in Europe. In a qualitative assessment of seven ES in the lagoon of Venice (Rova et al. 2015). Four provisioning, two cultural, and one regulating ES were mapped using biophysical as well as socio-economic information. The resulting ES maps were then subsequently assessed for each sub-basin of the lagoon to characterize the water bodies in each zone and to identify possible challenges for the maintenance of the ES in the region.

Assessments using ES in coastal zones are not only conducted in urban settings but can also be performed in rural areas. Such analyses were part of a research project to devise strategies for sustainable coastal development in the Kiel Bight and the Lübeck Bight at the Baltic Sea coast of Schleswig-Holstein, Germany, in times of climate change (Fahrenkrug and Blecken 2013b). Using the current setting of coastal protection, renewable energy production, and development goals in three rural counties in Schleswig-Holstein as a baseline, possible strategies for future coastal development under climate change are devised and translated into concrete plans for action that are supposed to encompass all relevant stakeholders in the region. Concrete assessments of possible impacts of climate change on particular coastal zones have already been conducted in many parts of the world. For instance, a multi-method analysis of possible impacts of accelerated sea level rise on some coastal zones in Georgia (USA) indicates that various types of ES are adversely affected and that tidal marshes are likely to be lost if there are geomorphological settings that allow these areas to migrate inland with increasing water level (Craft et al. 2009).

A similar methodological approach is used to apply ES to the coastal zones of the UK. Temporal variability of ES in terms of human welfare is determined for the UK seas (Hull et al. 2014). On the basis of a framework that is particularly adapted to fit the study area, scenarios for possible development are derived and assessed. Evaluation of the resulting development corridors indicates that it is possible to devise spatio-temporal models that can be used to evaluate changes in ES in the coastal and marine areas of an entire country.

Indicator-based assessments of ES play an integral role in the design of governance frameworks and policy instruments to meet the Sustainable Development Goals (SDG), which are defined in the 2030 Agenda for Sustainable Development. A detailed analysis of marine zones of the coastal states of the European Union shows how the combination of individual indicators with composite scores can yield meaningful information about the state of sustainable development in the coastal and marine areas of the addressed countries (Rickels et al. 2016). This information can then be used to improve currently ineffective aspects of coastal management.

These are just a few examples that already point to the variety of possible applications of the concept of ES in coastal and marine environments. The considerable number of current scientific publications on this subject suggests that research in this field remains dynamic in the near future and that the concept of coastal and marine ES is likely to evolve even further.

6 Conclusions

Our detailed assessment of the history and the evolution of the concept of coastal and marine ES in the past two decades shows that this concept is highly welcomed by researchers and stakeholders as it provides a useful link between the physical and social entities of the coastal environment. Starting out as a general theoretical concept in the Millennium Ecosystem Assessment, several frameworks for the implementation of ES research have been developed, classification schemes for ES have been devised, and methodologies for the quantification and evaluation of individual or groups of ES have been designed. The current understanding of the concept is already quite advanced, so current work focuses on method development and the addressing of challenges such as interactions and feedbacks between ES.

Several studies address the suitability of coastal and marine ES for planning. Baker and others (2013) discuss the problems of current environmental assessment practice. In this context they propose ES as a possible tool, which not only has great advantages but also carries some associated weaknesses. On the basis of the matrix approach and the University of Kiel classification system of ES, an ecosystem service cascade model is proposed as logical further development of the concept (Müller et al. 2016). In this development, one key focus should lie on the optimal aggregation of ES indicators as the complexity of the numerous individual indicators is hard to handle in individual case studies.

A statistical analysis of recent ES research points to a rapidly growing but fragmented body of research with a focus on descriptive understanding of human-environment interaction (Abson et al. 2014). While a qualitative understanding of processes and interactions is important, a future challenge for further method development is to actually integrate all the aspects that are already well-understood in ES research and to focus even more on the normative foundations of ES. Only then it is possible to retain the foci on the fundamental aspects of ES research in this field that is so quickly becoming more and more complex due to the vast amount of information generated.

This issue has concrete implications when it comes to the transfer of knowledge from researchers to stakeholders. Despite the continued application of ecosystem services in research, it remains difficult to transfer this concept into policy development by government agencies. There are several examples for this challenge. E.g., an assessment of the Clean Water Act, the Coastal Zone Management Act, and the Natural Resources Damage Act in the USA provides insights how it is possible to overcome the difficulties in transferring the concept of ES to the policy arena to incorporate carbon sequestration and storage into existing regulation and how such inclusion would benefit coastal zones (Sutton-Grier et al. 2014). A closer look at stakeholder perspectives with regard to the application of ES in ecosystem management reveals that the relevance of ES for decision-making is not only clearly scale-dependent but also depends on the given management boundary conditions (Hauck et al. 2013). Only when the results of an ES assessment are tangible for the stakeholder, involve his sphere of influence, and are of interest to him in the first place, they are likely to be considered in subsequent decision-making processes. Therefore, it is necessary to take ES from being a purely academic concept and transform it to a tool that is readily embraced by stakeholders. Effective ecosystem-based coastal management requires collaboration between researchers and managers. One possibility to enhance communication between parties involved in the management process is to utilize participatory mental models (Moreno et al. 2014), a methodology that aims at integrating ES and ecosystem-based management. Furthermore, management structures have to be susceptible to input from ES assessments.

All this shows that ES research, particularly in coastal and marine areas, has come a long way since its deviation from Integrated Coastal Zone Management and its inception as a separate concept about one decade ago. There have been numerous theoretical advances that have led to the development of a whole array of different coastal and marine ES that are now characterized by several classification schemes. Many of them can be quantified by particular indicators, allowing the mapping of these quantities and the development of time series. Others have to be addressed qualitatively, which has caused these ES to have received relatively less attention in the past.

Nonetheless, there are still several research needs that could be addressed by future research in this field. Further development of the field of ES research will need to focus not only on those ES that have not yet been in the spotlight of ES research but also on the interactions and feedbacks between individual and groups of ES. Coastal and marine areas are complex entities, in which numerous stakeholders attempt to utilize the ecosystems and their functionalities for their own purposes. Actions by one undoubtedly have effects on the others. The resulting interactions between stakeholders and also between the various ES provided in a given region are often of nonlinear nature. To disentangle and adequately describe these important relationships of human-environment interaction is one of the key challenges that need to be met if ES are supposed to become an integral part of ecosystem-based management in coastal and marine areas.

References

- Abson, D., von Wehrden, H., Baumgärtner, S., Fischer, J., Hanspach, J., Härdtle, W., Heinrichs, H., Klein, A., Lang, D. and Martens, P. 2014: Ecosystem services as a boundary object for sustainability. *Ecological Economics* 103, 29-37.
- Adger, W.N., Hughes, T.P., Folke, C., Carpenter, S.R. and Rockström, J. 2005: Social-ecological resilience to coastal disasters. *Science* 309, 1036-1039.
- Agogué, H., Casamayor, E.O., Bourrain, M., Obernosterer, I., Joux, F., Herndl, G.J. and Lebaron, P. 2005: A survey on bacteria inhabiting the sea surface microlayer of coastal ecosystems. *FEMS microbiology ecology* 54, 269-280.
- Ahrendt, K. 2001: Expected effect of climate change on Sylt island: results from a multidisciplinary German project. *Climate Research* 18, 141-146.
- Arkema, K.K., Verutes, G.M., Wood, S.A., Clarke-Samuels, C., Rosado, S., Canto, M., Rosenthal, A., Ruckelshaus, M., Guannel, G. and Toft, J. 2015: Embedding ecosystem services in coastal planning leads to better outcomes for people and nature. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 112, 7390-7395.
- Ataberk, E. and Baykal, F. 2011: Utilization of natural and cultural resources of Dikili (Izmir) for tourism. *Procedia-Social and Behavioral Sciences* 19, 173-180.
- Backer, H., Leppänen, J.-M., Brusendorff, A.C., Forsius, K., Stankiewicz, M., Mehtonen, J., Pyhälä, M., Laamanen, M., Paulomäki, H. and Vlasov, N. 2010: HELCOM Baltic Sea Action Plan—A regional programme of measures for the marine environment based on the Ecosystem Approach. *Marine Pollution Bulletin* 60, 642-649.
- Badola, R. and Hussain, S. 2005: Valuing ecosystem functions: an empirical study on the storm protection function of Bhitarkanika mangrove ecosystem, India. *Environmental Conservation* 32, 85-92.
- Baker, J., Sheate, W., Phillips, P. and Eales, R. 2013: Ecosystem services in environmental assessment—help or hindrance? *Environmental Impact Assessment Review* 40, 3-13.
- Barbier, E.B. 2013: Valuing ecosystem services for coastal wetland protection and restoration: progress and challenges. *Resources* 2, 213-230.
- Barbier, E.B. 2016: The Protective Value of Estuarine and Coastal Ecosystem Services in a Wealth Accounting Framework. *Environmental and Resource Economics* 64, 37-58.
- Barbier, E.B., Hacker, S.D., Kennedy, C., Koch, E.W., Stier, A.C. and Silliman, B.R. 2011: The value of estuarine and coastal ecosystem services. *Ecological Monographs* 81, 169-193.
- Barbier, E.B., Koch, E.W., Silliman, B.R., Hacker, S.D., Wolanski, E., Primavera, J., Granek, E.F., Polasky, S., Aswani, S. and Cramer, L.A. 2008: Coastal ecosystem-based management with nonlinear ecological functions and values. *Science* 319, 321-323.

- Bauer, J.E., Cai, W.-J., Raymond, P.A., Bianchi, T.S., Hopkinson, C.S. and Regnier, P.A. 2013: The changing carbon cycle of the coastal ocean. *Nature* 504, 61-70.
- Bennett, E.M., Peterson, G.D. and Gordon, L.J. 2009: Understanding relationships among multiple ecosystem services. *Ecology Letters* 12, 1394-1404.
- Börger, T., Beaumont, N.J., Pendleton, L., Boyle, K.J., Cooper, P., Fletcher, S., Haab, T., Hanemann, M., Hooper, T.L. and Hussain, S.S. 2014: Incorporating ecosystem services in marine planning: The role of valuation. *Marine Policy* 46, 161-170.
- Burkhard, B., Kandziora, M., Hou, Y. and Müller, F. 2014: Ecosystem service potentials, flows and demands—concepts for spatial localisation, indication and quantification. *Landscape Online* 34, 1-32.
- Burkhard, B., Kroll, F. and Costanza, R. 2010: Maps of Ecosystem Services - Supply and Demand. *Encyclopedia of Earth*, Washington, DC: Environmental Information Coalition, National Council for Science and the Environment, 6.
- Burkhard, B., Kroll, F., Müller, F. and Windhorst, W. 2009: Landscapes' capacities to provide ecosystem services—a concept for land-cover based assessments. *Landscape Online* 15, 1-22.
- Burkhard, B., Kroll, F., Nedkov, S. and Müller, F. 2012: Mapping ecosystem service supply, demand and budgets. *Ecological Indicators* 21, 17-29.
- Campos C., A., Hernández, M.E., Moreno-Casasola, P., Cejudo Espinosa, E., Robledo R., A. and Infante Mata, D. 2011: Soil water retention and carbon pools in tropical forested wetlands and marshes of the Gulf of Mexico. *Hydrological Sciences Journal* 56, 1388-1406.
- Cheong, S.-M., Silliman, B., Wong, P.P., Van Wesenbeeck, B., Kim, C.-K. and Guannel, G. 2013: Coastal adaptation with ecological engineering. *Nature Climate Change* 3, 787-791.
- Cicin-Sain, B., Knecht, R.W., Jang, D. and Fisk, G.W. 1998: *Integrated coastal and ocean management: concepts and practices*: Island Press.
- Clark, J.R., Garcia, S. and Caddy, J. 1992: *Integrated management of coastal zones*: FAO Rome.
- Cloern, J.E., Foster, S. and Kleckner, A. 2014: Phytoplankton primary production in the world's estuarine-coastal ecosystems. *Biogeosciences* 11, 2477-2501.
- Costanza, R., d'Arge, R., Limburg, K., Grasso, M., de Groot, R., Faber, S., O'Neill, R., Van den Belt, M., Paruelo, J. and Raskin, R. 1997: The value of the world's ecosystem services and natural capital. *Nature* 387, 253-260.
- Craft, C., Clough, J., Ehman, J., Joye, S., Park, R., Pennings, S., Guo, H. and Machmuller, M. 2009: Forecasting the effects of accelerated sea-level rise on tidal marsh ecosystem services. *Frontiers in Ecology and the Environment* 7, 73-78.
- Cruz-Trinidad, A., Aliño, P.M., Geronimo, R.C. and Cabral, R.B. 2014: Linking food security with coral reefs and fisheries in the Coral Triangle. *Coastal Management* 42, 160-182.
- Daily, G.C., Alexander, S., Ehrlich, P.R., Goulder, L., Lubchenco, J., Matson, P.A., Mooney, H.A., Postel, S., Schneider, S.H., Tilman, D. and Woodwell, G.M. 1997: Ecosystem Services: Benefits supplied to human societies by natural ecosystems. *Issues in Ecology* 2, 2-16.
- Davenport, J. and Davenport, J.L. 2006: The impact of tourism and personal leisure transport on coastal environments: a review. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 67, 280-292.
- Döring, M. and Ratter, B. 2015: 'Heimat' as a boundary object? Exploring the potentialities of a boundary object to instigate productive science-stakeholder interaction in North Frisia (Germany). *Environmental Science & Policy* 54, 448-455.
- Fabbri, K.P. 1998: A methodology for supporting decision making in integrated coastal zone management. *Ocean & Coastal Management* 39, 51-62.
- Fahrenkrug, K. and Blecken, L. 2013a: *Landnutzungskonflikte zwischen Landwirtschaft, Naturschutz und Wasserwirtschaft unter Berücksichtigung des Klimawandels*. Wedel, Germany: Raum & Energie - Institut für Planung, Kommunikation und Prozessmanagement GmbH, 38.
- Fahrenkrug, K. and Blecken, L. 2013b: *Zukunftsfähige Strategien für die Küstenentwicklung angesichts des Klimawandels*. Wedel, Germany: Raum & Energie - Institut für Planung, Kommunikation und Prozessmanagement GmbH, 37.
- Falkowski, P.G. and Woodhead, A.D. 2013: *Primary productivity and biogeochemical cycles in the sea*: Springer Science & Business Media.
- Farber, S.C., Costanza, R. and Wilson, M.A. 2002: Economic and ecological concepts for valuing ecosystem services. *Ecological Economics* 41, 375-392.

- Fraser, G.S. 2014: Impacts of offshore oil and gas development on marine wildlife resources. *Peak Oil, Economic Growth, and Wildlife Conservation*: Springer, 191-217.
- Galli, M.G., Martínez, D. and Kruse, E. 2014: The carbon budget of a large catchment in the Argentine Pampa plain through hydrochemical modeling. *Science of the Total Environment* 493, 649-655.
- Granek, E.F., Polasky, S., Kappel, C.V., Reed, D.J., Stoms, D.M., Koch, E.W., Kennedy, C.J., Cramer, L.A., Hacker, S.D. and Barbier, E.B. 2010: Ecosystem services as a common language for coastal ecosystem-based management. *Conservation Biology* 24, 207-216.
- Gren, M., Jannke, P. and Elofsson, K. 1997: Cost-effective nutrient reductions to the Baltic Sea. *Environmental and Resource Economics* 10, 341-362.
- Hagen, N. 1997: Sea urchin outbreaks and epizootic disease as regulating mechanisms in coastal ecosystems. *Oceanographic Literature Review* 2, 131.
- Halpern, B.S., McLeod, K.L., Rosenberg, A.A. and Crowder, L.B. 2008a: Managing for cumulative impacts in ecosystem-based management through ocean zoning. *Ocean & Coastal Management* 51, 203-211.
- Halpern, B.S., Walbridge, S., Selkoe, K.A., Kappel, C.A., Micheli, F., D'Agrosa, C., Bruno, J.F., Casey, K.S., Ebert, C., Fox, H.E., Fujita, R., Heinemann, D., Lenihan, H.S., Madin, E.M.P., Perry, M.T., Selig, E.R., Spalding, M., Steneck, R.S. and Watson, R. 2008b: A Global Map of Human Impact on Marine Ecosystems. *Science* 319 948-952.
- Harbitz, C.B., Kaiser, G., Glimsdal, S., Jaedicke, C., Vafeidis, A.T., Göthlich, S.E., Høydal, Ø.A., Løvholt, F. and Nadim, F. 2016: Coastal inundation multi-hazard analysis for a construction site in Malaysia. *International Journal of Risk Assessment and Management* 19, 142-164.
- Harriss, R. 2016: Arctic Offshore Oil: Great Risks in an Evolving Ocean. *Environment: Science and Policy for Sustainable Development* 58, 18-29.
- Hauck, J., Görg, C., Varjopuro, R., Ratamáki, O. and Jax, K. 2013: Benefits and limitations of the ecosystem services concept in environmental policy and decision making: some stakeholder perspectives. *Environmental Science & Policy* 25, 13-21.
- Hayes, R.L. and Goreau, N.I. 1998: The significance of emerging diseases in the tropical coral reef ecosystem. *Revista de Biología Tropical* 46, 173-185.
- Hull, S., Dickie, I., Tinch, R. and Saunders, J. 2014: Issues and challenges in spatio-temporal application of an ecosystem services framework to UK seas. *Marine Policy* 45, 359-367.
- Iudicello, S., Weber, M.L. and Wieland, R. 2012: *Fish, markets, and fishermen: the economics of overfishing*: Island Press.
- Kandziora, M., Burkhard, B. and Müller, F. 2013: Interactions of ecosystem properties, ecosystem integrity and ecosystem service indicators—A theoretical matrix exercise. *Ecological Indicators* 28, 54-78.
- Kleisner, K., Zeller, D., Froese, R. and Pauly, D. 2013: Using global catch data for inferences on the world's marine fisheries. *Fish and Fisheries* 14, 293-311.
- Koch, E.W., Barbier, E.B., Silliman, B.R., Reed, D.J., Perillo, G.M., Hacker, S.D., Granek, E.F., Primavera, J.H., Muthiga, N. and Polasky, S. 2009: Non-linearity in ecosystem services: temporal and spatial variability in coastal protection. *Frontiers in Ecology and the Environment* 7, 29-37.
- Kuhlbrodt, T., Rahmstorf, S., Zickfeld, K., Vikebø, F., Sundby, S., Hofmann, M., Link, P.M., Bondeau, A., Cramer, W. and Jaeger, C. 2009: An Integrated Assessment of changes in the thermohaline circulation. *Climatic Change* 96, 489-537.
- Kumar, P., editor 2010: *TEEB: The Economics of Ecosystems and Biodiversity - Ecological and Economic Foundations*. London, UK and Washington, DC: Routledge.
- Kurakin, A. and Lobkovsky, L. 2014: Ecological and economical efficiency of monitoring systems for oil and gas production on the shelf. *Oceanology* 54, 102-105.
- Lafferty, K.D., Porter, J.W. and Ford, S.E. 2004: Are diseases increasing in the ocean? *Annual Review of Ecology, Evolution, and Systematics* 35, 31-54.
- Link, P.M. and Schlepner, C. 2011: How do tourists perceive and accept changes in landscape characteristics on the Eiderstedt peninsula? *Coastline Reports* 17, 133-146.
- Link, P.M., Schneider, U.A. and Tol, R.S. 2011: Economic impacts of changes in fish population dynamics: the role of the fishermen's harvesting strategies. *Environmental Modeling & Assessment* 16, 413-429.
- Link, P.M. and Tol, R.S. 2006: Economic impacts of changes in the population dynamics of fish on the fisheries of the Barents Sea. *ICES Journal of Marine Science: Journal du Conseil* 63, 611-625.

- Link, P.M. and Tol, R.S. 2009: Economic impacts on key Barents Sea fisheries arising from changes in the strength of the Atlantic thermohaline circulation. *Global Environmental Change* 19, 422-433.
- Loomis, D.K. and Paterson, S.K. 2014: Human dimensions indicators of coastal ecosystem services: A hierarchical perspective. *Ecological Indicators* 44, 63-68.
- Maes, J., Crossman, N.D. and Burkhard, B. 2016: Mapping ecosystem services. In Potschin, M., Haines-Young, R., Fish, R. and Turner, R.K., editors, *Routledge Handbook of Ecosystem Services*, London, UK: Routledge, 188-204.
- Maes, J., Teller, A., Erhard, M., Liqueste, C., Braat, L., Berry, P., Egoh, B., Puydarrieux, P., Fiorina, C., Santos-Martín, F., Paracchini, M.L., Keune, H., Wittmer, H., Hauck, J., Fiala, I., Verburg, P.H., Condé, S., Schägner, J.P., Sas-Miguel-Ayanz, J., Estreguil, C., Barredo, J.I., Pereira, H.M., Stott, A., Laporte, V., Meiner, A., Olah, B., Royo Gelabert, E., Spyropoulou, R., Petersen, J.-E., Maguire, C., Zal, N., Achilleos, E., Rubín, A., Ledoux, L., Murphy, P., Fritz, M., Brown, C., Raes, C., Jacobs, S., Raquez, P., Vandewalle, M., Connor, D. and Bidoglio, G. 2013: Mapping and assessment of ecosystems and their services - An analytical framework for ecosystem assessments under action 5 of the EU biodiversity strategy to 2020. Discussion Paper, Brussels: European Union, 60.
- Menicou, M. and Vassiliou, V. 2010: Prospective energy needs in Mediterranean offshore aquaculture: Renewable and sustainable energy solutions. *Renewable and Sustainable Energy Reviews* 14, 3084-3091.
- Millennium Ecosystem Assessment 2005a: Ecosystems and human well-being: wetlands and water - Synthesis. Washington, DC: World Resources Institute.
- Millennium Ecosystem Assessment 2005b: Living beyond our means: Natural assets and human well-being - Statement from the Board. Washington, DC: World Resources Institute.
- Moberg, F. and Folke, C. 1999: Ecological goods and services of coral reef ecosystems. *Ecological Economics* 29, 215-233.
- Molnar, M., Clarke-Murray, C., Whitworth, J. and Tam, J. 2009: Marine and Coastal Ecosystem Services: A Report on Ecosystems Services in the Pacific North Coast Integrated Management Area (PNCIMA) on the British Columbia Coast. Vancouver, BC: David Suzuki Foundation, 102.
- Moreno, J., Palomo, I., Escalera, J., Martín-López, B. and Montes, C. 2014: Incorporating ecosystem services into ecosystem-based management to deal with complexity: a participative mental model approach. *Landscape Ecology* 29, 1407-1421.
- Müller, F. and Burkhard, B. 2012: The indicator side of ecosystem services. *Ecosystem Services* 1, 26-30.
- Müller, F., Burkhard, B., Hou, Y., Kruse, M., Ma, L. and Wangai, P. 2016: Indicators for ecosystem services. In Potschin, M., Haines-Young, R., Fish, R. and Turner, R.K., editors, *Routledge Handbook of Ecosystem Services*, London, UK: Routledge, 157-169.
- Parry, M.L., Canziani, O.F., Palutikof, J.P., van der Linden, P.J. and Hanson, C.E. 2007: *Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability- Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge, UK: Cambridge University Press.
- Pickaver, A., Gilbert, C. and Breton, F. 2004: An indicator set to measure the progress in the implementation of integrated coastal zone management in Europe. *Ocean & Coastal Management* 47, 449-462.
- Ratter, B.M. and Gee, K. 2012: Heimat – A German concept of regional perception and identity as a basis for coastal management in the Wadden Sea. *Ocean & Coastal Management* 68, 127-137.
- Rickels, W., Dovern, J., Hoffmann, J., Quaas, M.F., Schmidt, J.O. and Visbeck, M. 2016: Indicators for monitoring sustainable development goals: An application to oceanic development in the European Union. *Earth's Future* online first.
- Ring, I., Hansjürgens, B., Elmqvist, T., Wittmer, H. and Sukhdev, P. 2010: Challenges in framing the economics of ecosystems and biodiversity: the TEEB initiative. *Current Opinion in Environmental Sustainability* 2, 15-26.
- Röckmann, C., Schneider, U.A., St. John, M.A. and Tol, R.S. 2007: Rebuilding the Eastern Baltic cod stock under environmental change – a preliminary approach using stock, environmental, and management constraints. *Natural Resource Modeling* 20, 223-262.
- Rova, S., Pranovi, F. and Müller, F. 2015: Provision of ecosystem services in the lagoon of Venice (Italy): An initial spatial assessment. *Ecohydrology & Hydrobiology* 15, 13-25.
- Ruckelshaus, M., Doney, S., Galindo, H., Barry, J., Chan, F., Duffy, J., English, C., Gaines, S., Grebmeier, J. and Hollowed, A. 2013: Securing ocean benefits for society in the face of climate change. *Marine Policy* 40, 154-159.

- Sagebiel, J., Schwartz, C., Rhozyel, M., Rajmis, S. and Hirschfeld, J. 2016: Economic valuation of Baltic marine ecosystem services: blind spots and limited consistency. *ICES Journal of Marine Science: Journal du Conseil* 73, 991-1003.
- Sanz, J., García, A., Miró, J. and Miguel, C. 2013: Drinking water supply by reverse osmosis plants: three years of experience at El Prat de Llobregat Municipality. *Desalination and Water Treatment* 51, 124-131.
- Scheffran, J., Brzoska, M., Kominek, J., Link, P.M. and Schilling, J. 2012: Climate change and violent conflict. *Science* 336, 869-871.
- Schernewski, G. 2002: Integrated Coastal Zone Management (ICZM): From European strategy to practise in Germany. First German-Chinese Joint Symposium on Coastal and Ocean Engineering, Rostock, Germany: Institut für Ostseeforschung Warnemünde, 11.
- Schleupner, C. and Link, P.M. 2008: Potential impacts on important bird habitats in Eiderstedt (Schleswig-Holstein) caused by agricultural land use changes. *Applied Geography* 28, 237-247.
- Schmitt, K., Albers, T., Pham, T. and Dinh, S. 2013: Site-specific and integrated adaptation to climate change in the coastal mangrove zone of Soc Trang Province, Viet Nam. *Journal of Coastal Conservation* 17, 545-558.
- Seppelt, R., Fath, B., Burkhard, B., Fisher, J.L., Grêt-Regamey, A., Lautenbach, S., Pert, P., Hotes, S., Spangenberg, J. and Verburg, P.H. 2012: Form follows function? Proposing a blueprint for ecosystem service assessments based on reviews and case studies. *Ecological Indicators* 21, 145-154.
- Söderqvist, T. 1998: Why Give up Money for the Baltic Sea? – Motives for People's Willingness (or Reluctance) to Pay. *Environmental and Resource Economics* 12, 249-254.
- Spalding, M.D., Ruffo, S., Lacambra, C., Meliane, I., Hale, L.Z., Shepard, C.C. and Beck, M.W. 2014: The role of ecosystems in coastal protection: Adapting to climate change and coastal hazards. *Ocean & Coastal Management* 90, 50-57.
- Stive, M.J., de Schipper, M.A., Luijendijk, A.P., Aarninkhof, S.G., van Gelder-Maas, C., van Thiel de Vries, J.S., de Vries, S., Henriquez, M., Marx, S. and Ranasinghe, R. 2013: A new alternative to saving our beaches from sea-level rise: The sand engine. *Journal of Coastal Research* 29, 1001-1008.
- Sutton-Grier, A.E., Moore, A.K., Wiley, P.C. and Edwards, P.E. 2014: Incorporating ecosystem services into the implementation of existing US natural resource management regulations: operationalizing carbon sequestration and storage. *Marine Policy* 43, 246-253.
- Temmerman, S., Meire, P., Bouma, T.J., Herman, P.M., Ysebaert, T. and De Vriend, H.J. 2013: Ecosystem-based coastal defence in the face of global change. *Nature* 504, 79-83.
- Tengberg, A., Fredholm, S., Eliasson, I., Knez, I., Saltzman, K. and Wetterberg, O. 2012: Cultural ecosystem services provided by landscapes: assessment of heritage values and identity. *Ecosystem Services* 2, 14-26.
- Thia-Eng, C. 1993: Essential elements of integrated coastal zone management. *Ocean & Coastal Management* 21, 81-108.
- Tol, R., Klein, R., Jansen, H. and Verbruggen, H. 1996: Some economic considerations on the importance of proactive integrated coastal zone management. *Ocean & Coastal Management* 32, 39-55.
- Tréguer, P.J. and De La Rocha, C.L. 2013: The world ocean silica cycle. *Annual Review of Marine Science* 5, 477-501.
- Turner, R. and Bower, B. 1999: Principles and benefits of integrated coastal zone management (ICZM). In Salomons, W., Turner, R.K., Lacerda, L. and Ramachandran, S., editors, *Perspectives on integrated coastal zone management*, Heidelberg, Germany: Springer, 13-34.
- Turner, R.K. 2000: Integrating natural and socio-economic science in coastal management. *Journal of Marine Systems* 25, 447-460.
- United Nations 2015: *The Millennium Development Goals Report 2015*. New York, NY: United Nations Publications, 75.
- von Glasow, R., Jickells, T.D., Baklanov, A., Carmichael, G.R., Church, T.M., Gallardo, L., Hughes, C., Kanakidou, M., Liss, P.S. and Mee, L. 2013: Megacities and large urban agglomerations in the coastal zone: interactions between atmosphere, land, and marine ecosystems. *Ambio* 42, 13-28.
- Ward, J.R. and Lafferty, K.D. 2004: The elusive baseline of marine disease: are diseases in ocean ecosystems increasing? *PLOS Biology* 2, 542-547.
- Watson, R., Albon, S., Aspinall, R., Austen, M., Bardgett, B., Bateman, I., Berry, P., Bird, W., Bradbury, R. and Brown, C. 2011: *UK National Ecosystem Assessment: understanding nature's value to society. Synthesis of key findings*. Oxford, UK, 87.

- Worm, B., Barbier, E.B., Beaumont, N., Duffy, J.E., Folke, C., Halpern, B.S., Jackson, J.B., Lotze, H.K., Micheli, F. and Palumbi, S.R. 2006: Impacts of biodiversity loss on ocean ecosystem services. *Science* 314, 787-790.
- Yuan, L., Ge, Z., Fan, X. and Zhang, L. 2014: Ecosystem-based coastal zone management: A comprehensive assessment of coastal ecosystems in the Yangtze Estuary coastal zone. *Ocean & Coastal Management* 95, 63-71.

Acknowledgements

Research for this paper was partly supported through the Cluster of Excellence ‘CliSAP’ (EXC177), University of Hamburg, which is funded through the German Science Foundation (DFG).

Address

Dr. Peter Michael Link
Research Group Climate Change and Security
Institute of Geography
Center for Earth System Research and Sustainability
University of Hamburg
Grindelberg 7
20144 Hamburg, Germany

michael.link@uni-hamburg.de



Coastline Reports
published by EUCC - The Coastal Union Germany
are available online under: www.eucc-d.de/coastline-reports.html

The journal publishes monographs, project results and proceedings with focus on coastal management and research.

Official languages are: English, French, German and Spanish

Last issues are:

Coastline Reports 17 (2011)

Dynamische Küsten - Grundlagen, Zusammenhänge und Auswirkungen im Spiegel angewandter Küstenforschung

V. Karius, H. Hadler, M. Deicke, H. von Eynatten, H. Brückner & A. Vött (eds.)

(In English and German)

Coastline Reports 18 (2012)

A fish-based index of biotic integrity – FAT-TW an assessment tool for transitional waters of the northern German tidal estuaries

J. Scholle & B. Schuchardt

(In English)

Coastline Reports 19 (2012)

Transboundary management of Transitional Waters - Code of Conduct and Good Practice examples

H. Nilsson, R. Povilanskas & N. Stybel (eds.)

(In English)

Coastline Reports 20 (2012)

Development Concept for the Territory of the Baltic Green Belt - A Synthesis Report of the INTERREG IVB Project Baltic Green Belt

H. Sterr, S. Maack & M. Schultz (eds.)

(In English)

Coastline Reports 21 (2013)

Sectoral Impact Assessments for the Baltic Sea Region - Climate Change Impacts on Biodiversity, Fisheries, Coastal Infrastructure and Tourism

O. Krarup Leth, K. Dahl, H. Peltonen, I. Krämer & L. Küle (eds.)

(In English)

Coastline Reports 22 (2014)

Fisheries management in coastal waters of the Baltic Sea - AQUAFIMA results of the Szczecin Lagoon, Vistula Lagoon, Curonian Lagoon and Gulf of Riga

N. Stybel & M. Skor (eds.)

(In English)

Coastline Reports 23 (2014)

Coastal adaptation processes in the German Baltic Sea Region

EUCC – The Coastal Union Germany (ed.)

(In English and German)

Coastline Reports 24 (2015)

Blickpunkt Küste: Aktuelle Forschungsansätze in der Meeres- und Küstengeographie

P. M. Link & L. Borchert (eds.)

(In English and German)

