

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



Herausgeber:

**V. Karius, H. Hadler, M. Deicke, H. von Eynatten,
H. Brückner & A. Vött**

Coastline Reports

17 (2011)

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

Herausgeber:

**Volker Karius, Hanna Hadler, Matthias Deicke, Hilmar von Eynatten,
Helmut Brückner & Andreas Vött**

Göttingen, Mainz & Köln, 2011

ISSN 0928-2734

ISBN 978-3-939206-00-2

Impressum

Titelbild: Brandung am Kliff-Abbruch bei Vromoneri, SW-Peloponnes (Griechenland)
(Foto: Hanna Hadler)



Coastline Reports is published by:
EUCG – 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 <http://www.eucc-d.de/> and <http://www.eucc.net/>. For hardcopies please contact the editors or the EUCG.

Vorwort der Herausgeber

Die 28. Jahrestagung des Arbeitskreises „Geographie der Meere und Küsten“ (AMK) fand vom 22. - 25. April 2010 auf Hallig Hooge statt. Erstmals wurde die Veranstaltung von der Arbeitsgruppe Sedimentologie/Umweltgeologie des Geowissenschaftlichen Zentrums der Universität Göttingen ausgerichtet. Die Idee, Hallig Hooge als Tagungsort zu wählen, entstand 2008 auf der 26. Jahrestagung in Marburg. Hallig Hooge spiegelt wohl wie kaum ein anderer Ort in der Welt die Vulnerabilität von Küstenlandschaften und gleichzeitig die Anpassungsfähigkeit von Mensch und Natur an sich ständig, dynamisch verändernde Umweltbedingungen wider. Die Abgeschlossenheit der Örtlichkeit und der unmittelbare Bezug zum Forschungsgebiet Meere und Küsten, dem der Arbeitskreis seit 28 Jahren verschrieben ist, trugen sicherlich zu dem spürbar besonderen, produktiven und konstruktiv kritischen Veranstaltungsklima bei.

Insgesamt 47 Teilnehmer aus 24 Institutionen zwischen Köln und Hooge erlebten 21 Vorträge, 5 Posterpräsentationen und zwei gut besuchte Exkursionen zum Japsand und nach Amrum sowie eine Halligführung. Die *Ice-breaker Party* mit Film- und Diabeiträgen zum Thema Halligleben und Nationalpark Wattenmeer, ein Grillbuffet und ein öffentlicher Abendvortrag rundeten das Tagungsprogramm ab.

Inhaltlich sind mehrere Schwerpunkte sowohl im Tagungsprogramm als auch im vorliegenden Tagungsband auszumachen. Das Thema Meeresspiegeländerungen liefert Forschungsanreize sowohl in den geographischen Disziplinen als auch im Bereich der Ingenieurwissenschaften und Geowissenschaften. Die Tsunamiforschung stellt einen weiteren Schwerpunkt im Themenspektrum. Weitere Beiträge lassen sich im Kontext von Klimawandel, Küstenschutz und Küstenwandel ansiedeln. Regionaler Schwerpunkt der Beiträge ist eindeutig die Deutsche Bucht mit ihren Küsten. Weitere Forschungsstandorte sind Küstenregionen der Ostsee, Griechenlands und Thailands.

Ein herzlicher Dank geht an alle Helfer vor Ort, insbesondere an die Mitarbeiter der Gemeinde Hooge, die dem Arbeitskreis vielfältige logistische und technische Unterstützung gewährten. Der Schutzstation Wattenmeer ist für die Bereitstellung von kostengünstigen Unterkünften zu danken. Frau Dr. Renée Ötting-Jessel, Frau Swantje Paprotta, Herrn Dr. Jacobus Hofstede, Herrn Michael Klisch, und Herrn Dr. Martin Stock sei ganz besonders gedankt für ihre interessanten, bunten und kompetenten Beiträge zum Exkursions- und Rahmenprogramm der Tagung und schließlich dem Café Seehund für die Sorge um das leibliche Wohl der Teilnehmerinnen und Teilnehmer.

Göttingen, Mainz und Köln, im April 2011

Volker Karius, Hanna Hadler, Matthias Deicke, Hilmar von Eynatten, Helmut Brückner & Andreas Vött

Inhaltsverzeichnis

Maja Fickert & Thomas Strotmann An empirical approach to detect accelerated sea-level rise.....	1
Volker Karius & Cindy Machunze Bestimmung des Feststoffanteils in Brackwassersuspensionen	5
Anne Sander, Matthias Deicke & Volker Karius Bestimmung der Sedimentakkumulation auf Hallig Hooge im Winter 2009/10.....	19
Martin Stock Patterns in surface elevation change across a temperate salt marsh platform in relation to sea-level rise.....	33
Marieke Vogt, Matthias Deike & Volker Karius Bestimmung der Sedimentakkumulation auf Hallig Langeness im Winter 2009/10	49
Thomas Wahl, Torsten Frank, Christoph Mudersbach & Jürgen Jensen Regional patterns of sea level change in the German North Sea in a worldwide context	59
Max Engel & Helmut Brückner The identification of palaeo-tsunami deposits – a major challenge in coastal sedimentary research	65
Nils-Peter Neubauer, Dominik Brill, Helmut Brückner, Dieter Kelletat, Sander Scheffers & Andreas Vött 5000 Jahre Tsunami-Geschichte am Kap Pakarang (Thailand)	81
Timo Willershäuser, Andreas Vött, Helmut Brückner, Georg Bareth, Hanna Hadler & Konstantin Ntageretzis New insights in the Holocene evolution of the Livadi coastal plain, Gulf of Argostoli (Cefalonia, Greece).....	99
Hanna Hadler, Andreas Vött, Helmut Brückner, Georg Bareth, Konstantin Ntageretzis, Heinz Warnecke & Timo Willershäuser The harbour of ancient Krane, Kutavos Bay (Cefalonia, Greece) – an excellent geo-archive for palaeo-tsunami research	111
Nina Kumbruck, Peter Fröhle & Frerk Jensen Holm (Hallig) revetment as a protection against waves and erosion – dimension and design	123
P. Michael Link & Christine Schlepner How do tourists perceive and accept changes in landscape characteristics on the Eiderstedt peninsula?	133

Caroline Radegast, Thomas Strotmann & Ulrich Ferk Studies on the development of wind set-up in the river Elbe – further analyses	147
Michael Ruland & Wolfram Wartenberg Geologische Untersuchungen im Bereich der ehemaligen Oberahnschen Felder (östlicher Jadebusen).....	155
Lena Seehausen, Holger Freund & Lasafam Iturrizaga Entwicklung der künstlichen Dünen im Pirolatal auf Langeoog – sedimentologische und vegetationskundliche Untersuchungen	167
Tanja Tillmann & Jürgen Wunderlich Genese eines Strandhakens am Beispiel der Hörnum-Odde (Süd-Sylt) – Untersuchungen des oberflächennahen Untergrundes durch die Kombination von geophysikalischen und sedimentologischen Methoden.....	177
Ina Umlauf, Jürgen Meyerdirks & Frank Ahlhorn Identifikation zukünftiger Konfliktpotenziale im niedersächsischen Küstenbereich im Projekt “Speichern statt Pumpen“	191



An empirical approach to detect an accelerated sea-level rise

Maja Fickert & Thomas Strotmann

Hamburg Port Authority, Germany

Abstract

Impacts of the climate change and with it the sea level rise are in the discussion of the scientific community for years. Numerical models are not yet able to regionalize the prediction of the expected sea-level rise on -for example- the German Bight. The Hamburg Port Authority is working on the topic of sea-level rise and the effects on the Elbe estuary with empirical methods. A new approach for the detection of an accelerated sea-level rise is presented in this paper. A regression with the annual mean water levels over values of the wind direction and velocities was performed and the results offer a possibility to judge the changes of the mean water levels for the analysed gauge Cuxhaven. This method can also be applied to other gauges along the coastline with nearby wind measuring stations.

1 Background and Motivation

Among all consequences of climate change the expected global sea-level rise will have the greatest impact on the planning and design of coastal protection. Also for the operation and maintenance of tidal influenced water ways and seaports (which handle more than 95 % of the intercontinental trade (Corinth 2009) the knowledge of the current and future sea-level rise is in the discussion about climate impacts essential. Background is the expected decreasing effect of the fresh water discharge with its flushing influence on sediments due to a reduced mean water level gradient between head water and estuary mouth (Fickert & Strotmann 2009).

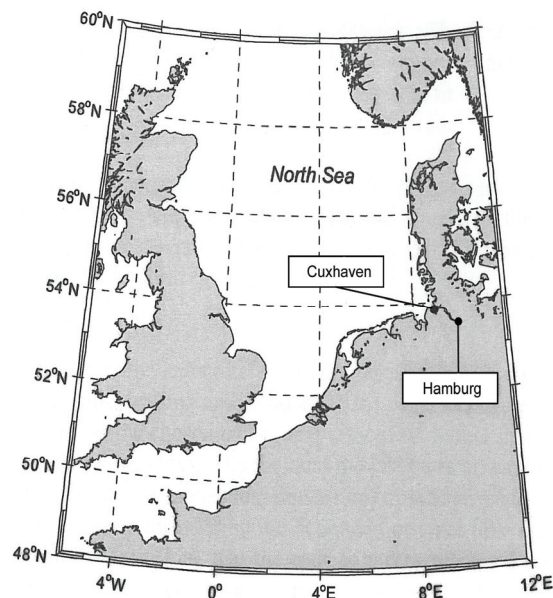


Figure 1: Map of the area.

2 Misinterpretation of trends in analysing water levels

A hind cast of the influence of recent climate change effects on the development of the global sea-level rise with the help of linked atmospheric and hydronumerical models is hardly to validate because time series of extra terrestrial global observations of the sea-level are not yet long enough. In addition to that the land based gauge recordings include not only regional varying tectonically and techno-genic influences but also due to their geographical sight in relation to the dominating wind direction more or less strong meteorological signals (as wind set-up and sunk-in). As a result of the relatively shallow water depths in the North Sea this wind set-up in the German Bight leads to particularly great variations in the annual mean values of the tidal parameters which does forbid conclusions about trends.

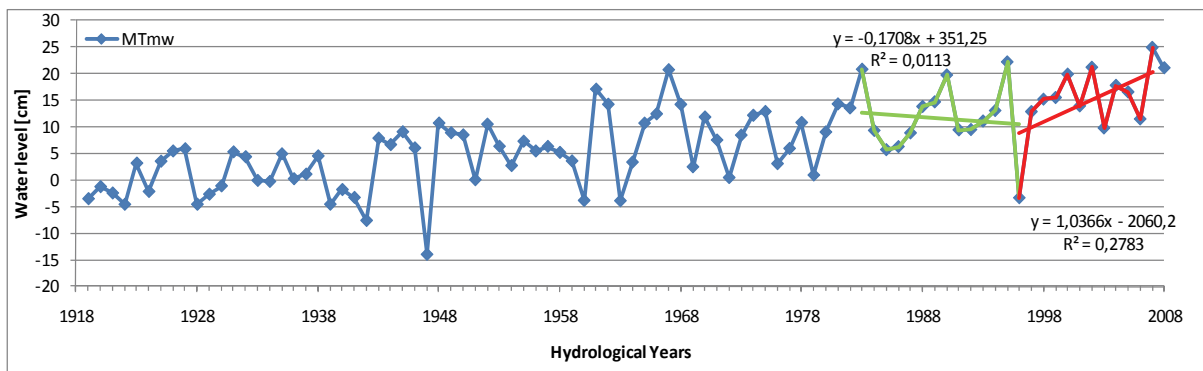


Figure 2: Tidal mean water level of Cuxhaven (blue), different trend calculations.

For the gauge Cuxhaven the tidal mean water levels are shown in figure 2. Sensitivity analysis have shown that by implementing a simple linear regression over the annual mean values of the tidal mean water level the gradient of the function depends on the length, start and end of the used time period. Two examples can be seen in the figure above marked in green and red. For time periods of at least 10 years the results vary between -8.3 and $+14.6$ mm/y. Even by lengthening the time period to 30 years the bandwidth is still 0.7 to 4.3 mm/y (figure 3)

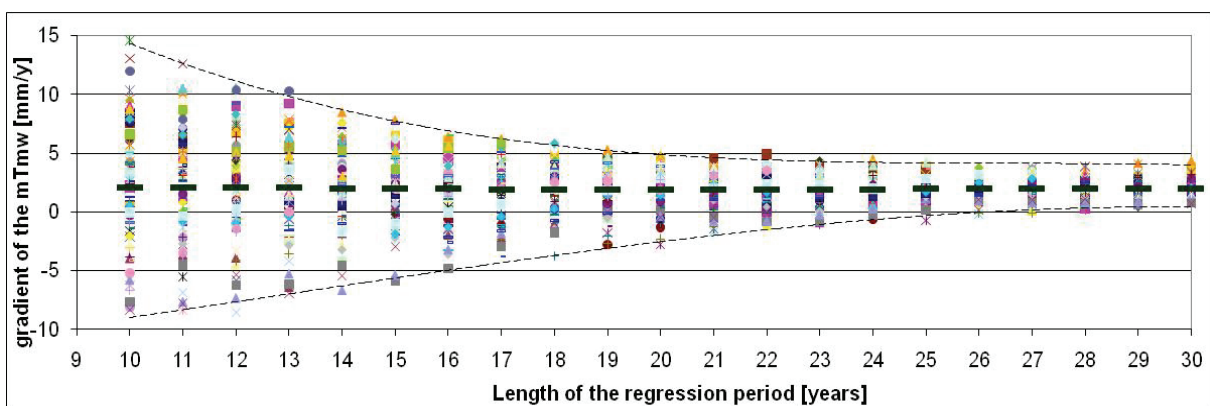


Figure 3: Bandwidth and convergence of linear trend calculations of the annual mean water level in Cuxhaven.

3 Multiple Regression

To eliminate the influence of the wind, the mean water levels are revised by wind data. These are available from a near-by offshore station since 1969. The hourly mean values are squared because the shear stress is influenced by the squared wind velocity ($\tau_w = C_d * \rho_a * V_{10}^2$) and these data are divided in 16 wind direction categories. A multiple regression over these values was performed, superimposed by an additional degree of freedom representing the linear trend in Sea Level Rise

$$T_{mw} = \Sigma[m_{cat} * \Sigma V_{hour}^2(\Theta)] + m_0 * t + Const.$$

T_{mw} annual Mean Sea Level (measured incl. wind surge)
 m_{cat} stress factor distinguished by wind direction
 V_{hour} hourly wind velocity added up by wind direction Θ
 m_0 slope of the Mean SLR (time depending)

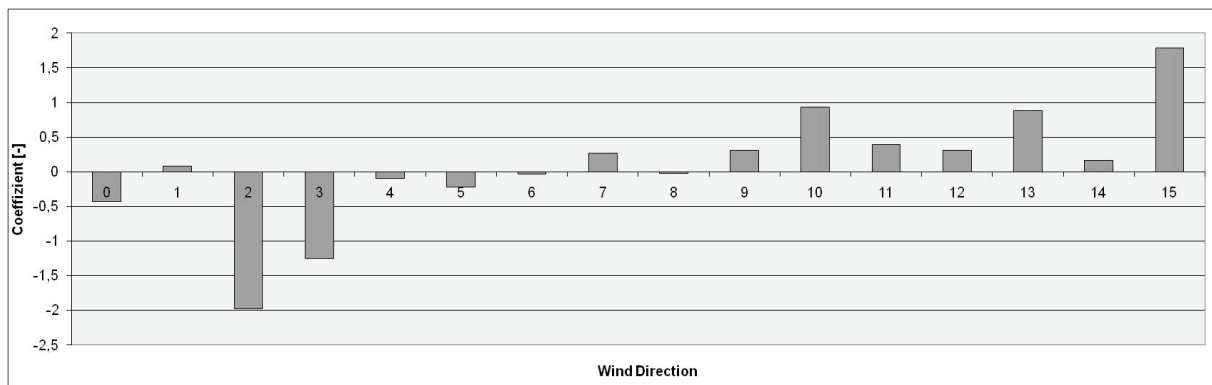


Figure 4: Regression coefficient for each wind direction.

The results of the regression are shown in figure 4. Wind directions from North East and East North East produce the greatest wind sunk-in whereas the wind from the West adds up in a wind set-up.

4 Results

With the results of this regression the annual mean tidal water levels can be calculated and compared with the measured ones (figure 5, right diagram). The results have an excellent stability index and can be used for cutting down the water levels to their trend without further influence of the wind.

For the gauge Cuxhaven a trend of the mean tidal water levels of 3.1 mm/y is calculated (figure 6).

5 Discussion and Perspective

With this simple method it is possible to work with even shorter time series to figure out the trend or the changes of trends (like acceleration) in the water levels. To check the quality of this method a sensitivity test can be performed. The increase of a 20 years mean value is comparatively stable and can be used for further interpretations and as input data in hydrodynamical models.

So this method allows analyzing the hydrodynamics of the Elbe estuary and its changes due to the sea-level rise. Particularly with regard to the questions of sediment transportation and maintenance of the fairway and the port basins this will be crucial in the future.

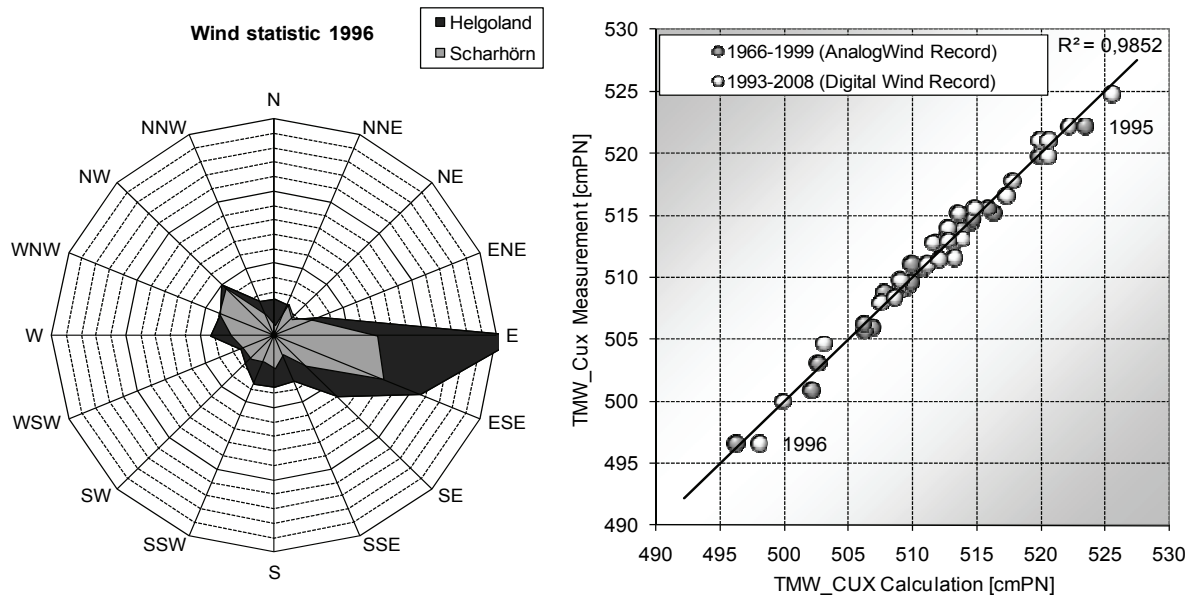


Figure 5: Windstatistic (1996) and results of the correlation with the wind set-up.

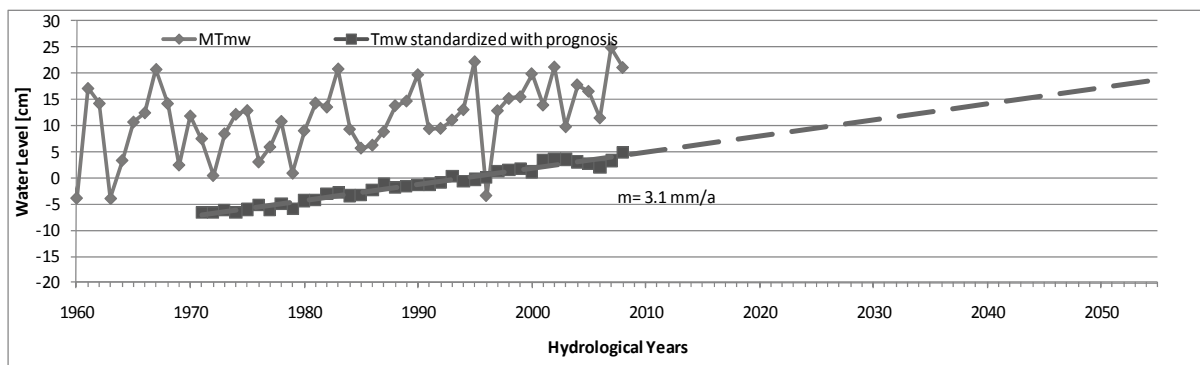


Figure 6: Tidal mean water level of Cuxhaven – upper graph, prognosis of sea level rise – lower graph.

References

- Fickert, M. & T. Strotmann (2009): Zur Entwicklung der Tideverhältnisse in der Elbe und dem Einfluss steigender Meeresspiegel auf die Tidedynamik in Ästuaren. In: Tagungsband HTG-Kongress 2009: 196-203. (<http://www.tideelbe.de/73-0-Veroeffentlichungen.html>, 18. May 2011)
- Corinth, E. (2009): Sedimentmanagement und Tide. In: Tagungsband HTG-Kongress 2009: 193-195.

Address

Maja Fickert
Hamburg Port Authority
Neuer Wandrahm 4
20457 Hamburg, Germany

Maja.fickert@hpa.hamburg.de



Bestimmung des Feststoffanteils in Brackwassersuspensionen

Volker Karius & Cindy Machunze

Universität Göttingen, Geowissenschaftliches Zentrum, Deutschland

Abstract

To quantify sediment accumulation rates on marsh islands in Northern Germany (so called "Halligen") PE-Bottles are widely used as sediment traps. These traps supply a brackish suspension consisting of mainly siliciclastic sediment, organic substance, salt, and water. In the long term only siliciclastic material contributes to the increase of the Hallig surface. Three methods to determine the siliciclastic fraction of the sediment trap content were developed, validated with standard materials and applied to real samples of Hallig Langeness and Hallig Hooge from the winter season 2009/2010. Two methods are based on fractionation of the suspension contents and subsequent weighing. As most precise and best suited method for field conditions the so-called pycnometer method could be identified. This method is based on density measurements of saltwater and suspension. To calculate the siliciclastic content mean values for the density of siliciclastic material and organic substance as well as the content of organic substance were measured and subsequently used.

1 Einleitung

Zur Quantifizierung der jährlichen Sedimentakkumulation auf den nordfriesischen Halligen werden derzeit unter anderem PE-Flaschen als Sedimentfallen eingesetzt. Diese werden im Herbst ausgelegt und im Frühling wieder eingeholt. Am Ende des Winters befindet sich darin eine Mischung aus Brackwasser und Sediment. Aus dem in den Flaschen befindlichen Feststoff lässt sich dann eine Sedimentakkumulationsrate für die einzelnen Halligen bestimmen.

Im Zuge des Projektes Sediment Akkumulation Halligen (SAHALL) wird vor dem Hintergrund eines steigenden Meeresspiegels über mehrere Jahre diese natürliche Sedimentakkumulation auf vier ausgewählten Halligen des Nordfriesischen Wattenmeeres dokumentiert. Ziel ist es dabei, festzustellen, ob dieser natürliche Prozess ausreicht, um dem steigenden Meeresspiegel entgegenzusteuern und somit den Erhalt der Halligen zu gewährleisten (Deicke et al. 2007, Deicke et al. 2009).

Der Feststoffgehalt der PE-Flaschen muss nach Einholen der Sedimentfalle quantifiziert werden. Da der Feststoff neben einem siliziklastischen Anteil noch organische Substanz enthält, die zum langfristigen Aufwachsen der Halligen nicht beiträgt, muss diese ebenfalls quantifiziert werden.

2 Ziele

Ziel dieser Arbeit war es, im Rahmen einer neunwöchigen Bachelor-Arbeit (Machunze 2010), eine Methode zu entwickeln, den siliziklastischen Anteil des Feststoffes in Sedimentfallen des Typs PE-Flasche zu bestimmen. Diese sollte mit geringem Zeitaufwand und mit Geräten durchführbar sein, die vor Ort vorgehalten oder mitgenommen werden können.

Untersuchungsgebiet und Methoden

Um die Richtigkeit und Präzision unterschiedlicher Methoden zu vergleichen, wurden mehrere Standard Brackwassersuspensionen hergestellt, deren Feststoff- und Salzgehalte bekannt waren. Diese wurden anschließend mit drei verschiedenen Methoden gemessen. Zusätzlich wurden alle Methoden auf reale Halligproben angewendet. Die bearbeiteten Proben stammen von Hallig Hooge (Sander 2010) und Hallig Langeness (Vogt 2010). Bei den Standardproben handelt es sich zum einen um siltig-tonige Hafensedimente der Hallig Hooge (Hoo-Probenreihe) und zum anderen um siltig-sandige Sedimente eines Lössprofils bei Hammenstedt (Ham-Probenreihe), Südniedersachsen.

Von jeder der zwei Probenreihen wurden je dreimal drei unterschiedliche Mengen eingewogen (Tab. 1). Die ausgewählten Mengen entsprechen den bei einem "Land unter" typischerweise auftretenden Sedimentmengen. Als Äquivalent für das Brackwasser wurde eine Salzlösung mit einer Konzentration von 15 g/l handelsüblichen jodierten Speisesalzes angesetzt.

Tab. 1: Einwaagen der Standardprobenreihen Ham und Hoo mit entsprechendem Sedimentaufwachs.

Einwaage [g]	Ham	Hoo	Sedimentaufwachs [mm]
0,294	3x	3x	0,1
0,589	3x	3x	0,2
2,94	3x	3x	1

Um die drei im Folgenden detailliert beschriebenen Methoden möglichst effektiv anzuwenden, wurden sie hintereinander für jeweils dieselbe Einwaage durchgeführt.

Vorgehensweise bei den Standardproben

Die Probe wurde direkt in die Pyknometerflasche eingewogen und mit Salzlösung aufgefüllt. Das gefüllte Flaschenpyknometer wurde gewogen. Die Suspension wurde anschließend mit Salzlösung in ein Becherglas überführt und bis zum Absetzen des Feststoffes stehen gelassen. Anschließend wurde die Salzlösung dekantiert, die Masse der verbleibenden Suspension bestimmt und anschließend bei 105 °C im Trockenschrank getrocknet. Die Pyknometerflasche wurde erneut gefüllt, diesmal mit reiner Salzlösung. Nach Wiegen des Flaschenpyknometers und Leitfähigkeitsmessung in der Salzlösung wurde die Pyknometerflasche geleert und für die nächste Probe verwendet.

Die getrocknete Probe wurde im Exsikkator abgekühlt, ausgewogen und anschließend mit deionisiertem Wasser wieder in Suspension gebracht und anschließend bis zur Salzfreiheit filtriert und wieder getrocknet und ausgewogen.

Vorgehensweise bei den Halligproben

Zunächst wurde das Salzwasser aus der PE-Flasche dekantiert, darin die elektrische Leitfähigkeit bestimmt und seine Dichte mit Hilfe des Flaschenpyknometers bestimmt. Anschließend wurde die verbleibende Suspension mit Salzwasser in das Flaschenpyknometer überführt, aufgefüllt und ausgewogen. Das weitere Vorgehen verlief analog zu den Standardproben.

Leitfähigkeitsmethode

Die Leitfähigkeitsmethode dient der Bestimmung des Salzgehaltes über die elektrische Leitfähigkeit (Lf) im Brackwasser. Dafür wurde eine Kalibrationsreihe für künstliches Meerwasser (nach Sverdrup et al. 1942) angesetzt, um die Abhängigkeit der Leitfähigkeit von der Salzkonzentration (c) zu ermitteln. Die angesetzte Stammlösung (Tab. 2) wurde auf verschiedene Konzentrationen verdünnt und dann die Leitfähigkeiten dieser Verdünnungen bestimmt.

Tab. 2: Salzmischung für die Herstellung von künstlichem Meerwasser.

verwendetes Salz	Konzentration (wasserfrei) [g/l]
MgCl ₂ * 6 H ₂ O	2,44
NaCl	27,5
MgSO ₄ * 7 H ₂ O	3,42
CaCl ₂ * 2 H ₂ O	1,5

Für die Umrechnung der Leitfähigkeit in eine Konzentration wurde zunächst eine Stammlösung mit einem Salzgehalt von 34,86 g/l angesetzt und mehrfach verdünnt. Für die Stammlösung und die verdünnten Lösungen wurden dann die Leitfähigkeiten bestimmt (Tab. 3).

Tab. 3: Leitfähigkeit, Temperatur und Salzkonzentration der Kalibrationsreihe für die Bestimmung der Salzkonzentration über die elektrische Leitfähigkeit.

Verdünnung	Leitfähigkeit [mS/cm] Tref 20°C	c[g/l]
1/1	45,8	34,86
2/3	32,3	23,24
2/5	20,5	13,944
3/10	15,77	10,458
1/4	13,31	8,715
1/10	5,66	3,486

Aus den Daten wurde eine Kalibrationsfunktion durch Regression ermittelt (Formel 1):

$$c(L_f) = 0,00302 * L_f^2 + 0,62660 * L_f - 0,16319 \quad (1)$$

Mit Hilfe dieser Funktion wurde die Salzkonzentration aller Salzlösungen bzw. Brackwässer aus den jeweils gemessenen Leitfähigkeitswerten berechnet. Die Probensuspensionen wurden nach anschließender ca. 6-stündiger Sedimentation dekantiert und bei 105 °C etwa 24 Stunden getrocknet und im Exsikkator abgekühlt und gewogen.

Über die Konzentration (c) und das Volumen des Salzwassers (V_{sw}) wurde der Salzgehalt (m_{Salz}) in der Probe berechnet (Formel 2):

$$m_{Salz} = c * V_{sw} \quad (2)$$

Um das Volumen des beim Trocknungsvorgang evaporierten Salzwassers zu bestimmen, wurde die Suspension zunächst gewogen. Aus der Massendifferenz der Suspension (m_s) und der getrockneten, salzhaltigen Probe (m_{unfilt}) wurde dann die Masse des evaporierten Wassers (m_{ev}) berechnet (Formel 3):

$$m_{ev} = m_s - m_{unfilt} \quad (3)$$

Über die so errechnete Masse und die Dichte des Wassers (D_{ev}), wurde das Volumen des Salzwassers berechnet (Formel 4):

$$V_{sw} = \frac{m_{ev}}{D_{ev}} \quad (4)$$

Als Dichte wurde hier die Dichte von reinem Wasser bei 20 °C (0,9982 g/cm³) angenommen.

Filtrationsmethode

Die bei 105 °C getrockneten, salzhaltigen Proben wurden mit destilliertem Wasser wieder in Suspension gebracht und anschließend über eine Unterdruckfiltrationsanlage durch einen Papierfilter (8-12 µm) filtriert. Dabei wurde mehrmals deionisiertes Wasser nachgegeben, um die Salze im Porenraum des Sedimentes auszuwaschen. Das Filtrat war in der Regel gefärbt aber partikelfrei. Bevor der Filter eingesetzt wurde, wurde er ebenfalls bei 105 °C etwa 24 Stunden getrocknet und anschließend ausgewogen.

Bei einer Leitfähigkeit von < 150 µS/cm im Filtrat wurde die Probe als salzfrei angesehen. Im Mittel waren etwa drei Filtrationsvorgänge mit ca. 200-300 ml deionisiertem Wasser nötig, um das Salz aus der Probe zu waschen. Der gesamte Filtrationsvorgang dauerte zwischen 30 min und 3 h pro Probe.

Nach der Filtration wurden die Proben zusammen mit dem Filter erneut bei 105 °C etwa 24 Stunden getrocknet und anschließend im Exsikkator auf Raumtemperatur abgekühlt. Dann wurden die Proben mit dem Filter gewogen. Die Masse des Filters wurde anschließend abgezogen, um die Masse des salzfreien Feststoffes zu erhalten.

Flaschenpyknometermethode

Bei dieser Methode wurden zunächst die Dichte des partikelfreien Salzwassers und anschließend die Dichte der feststoffhaltigen Salzwassersuspension mit einem 500 ml-Flaschenpyknometer (Abb. 1) bestimmt.



Abb. 1: Flaschenpyknometer 500 ml.

Um die Dichte des Salzwassers sowie der Suspension mit dem Flaschenpyknometer zu ermitteln, wurde zunächst das Volumen des Pyknometers genau bestimmt. Dafür wurde das Gewicht des leeren Pyknometers dreimal auf 0,01 g gewogen. Dann wurde es mit deionisiertem Wasser bis zur Markierung aufgefüllt. Als Hilfsmittel wurde dabei eine Kolbenhubpipette verwendet. Hierbei war streng darauf zu achten, dass das Pyknometer äußerlich und innerhalb über der Markierung frei von Wassertropfen war, bevor es gewogen wurde. Im Anschluss wurde dann die Temperatur des Wassers bestimmt.

Über die Masse und die Dichte des Wassers bei der ermittelten Temperatur konnte dann das Volumen berechnet werden. Dieser Vorgang wurde insgesamt fünfmal durchgeführt und die resultierenden Volumina gemittelt. Dabei konnte ein Volumen von 659,05 cm³ ermittelt werden.

Die Dichtebestimmung mit dem Flaschenpyknometer wurde für die Proben von Hooge und Langeness, sowie die Standardprobenreihen vorgenommen. Dazu wurde das Pyknometer mit dem Salzwasser bzw. der Suspension befüllt, die Masse bestimmt und mit dem durch die Kalibration ermittelten Volumen die Dichte berechnet.

Zur Berechnung des siliziklastischen Sedimentanteils werden die Parameter Volumen (V_s) und Masse (m_s) der Suspension, Dichte (D_{sw}) und Masse (m_{sw}) des Salzwassers in der Suspension, Dichte (D_f) des Feststoffes, sowie der Anteil organischer Substanz am Gesamtfeststoff (S_{org}) benötigt. Die Masse des Salzwassers wird nach Formel (5) berechnet:

$$m_{sw} = \frac{D_f * V_s - m_s}{\frac{D_f}{D_{sw}} - 1} \quad (5)$$

Die benötigte Feststoffdichte wird mit dem Kapillarpknometer bestimmt und soll künftig als halligspezifischer Mittelwert in die Berechnungen eingehen, sodass diese zeit- und technikintensive Methode nicht mehr angewendet werden muss (Mittelwertverfahren). Die Feststoffmasse (m_f) berechnet sich aus der Differenz von Suspensionsmasse und Salzwassermasse.

Da der Feststoff aus einem siliziklastischen Sedimentanteil (m_{si}) und dem Anteil an organischer Substanz besteht, muss der Feststoff um den Anteil an organischer Substanz nach Formel (6) bereinigt werden, um die Masse an siliziklastischem Feststoff zu erhalten:

$$m_{si} = m_f * (1 - S_{org}) \quad (6)$$

Der Anteil an organischer Substanz wird dabei über den Glühverlust bestimmt und soll künftig ebenfalls als halligspezifischer Mittelwert in die Berechnung eingehen (Mittelwertverfahren).

Bestimmung der organischen Substanz durch Glühverlust

Vogt (2010) konnte zeigen, dass bei Halligproben der Glühverlust bei 535 °C ungefähr dem Anteil an organischer Substanz entspricht. Die getrockneten Proben wurden für 2 h bei 535 °C im Muffelofen geglüht. Es wurden insgesamt 41 Proben von unterschiedlichen Halligen analysiert. Diese Daten wurden mit dem Programm Outlier (Dunkl 2011) um Ausreißer bereinigt. Anschließend wurde ein halligtypischer Mittelwert für S_{org} berechnet.

Dichtebestimmung des Feststoffes mit dem Kapillarpknometer

Die Dichte des Feststoffes wurde mit Hilfe eines Kapillarpknometers (25 ml) in Anlehnung an DIN 18124 ermittelt. Zusätzlich wurde auch die Dichte des Feststoffes nach vorhergehendem Glühen bei 535 °C bestimmt, dies entspricht der Dichte (D_{si}) des siliziklastischen Materials. Aus diesen beiden Größen und dem Anteil organischer Substanz wurde die Dichte (D_{org}) organischer Substanz nach Formel (7) berechnet.

$$D_{org} = \frac{D_f \cdot S_{org}}{1 - \frac{D_f - D_{si} \cdot S_{org}}{D_{si}}} \quad (7)$$

Die Einwaagemengen lagen zwischen 1 und 5 g. Für die Ermittlung der Dichte des Feststoffes wurde die gesamte filtrierte Probe verwendet. Es wurden insgesamt 41 Proben von unterschiedlichen Halligen analysiert. Diese Daten wurden mit dem Programm Outlier (Dunkl 2011) um Ausreißer bereinigt. Anschließend wurde ein halligtypischer Mittelwert für D_f , D_{si} und D_{org} berechnet.

3 Ergebnisse

Die ermittelten Feststoffgehalte für die Standardprobenreihen für die Methoden Filtration, Leitfähigkeit und Flaschenpyknometer sind in Tab. 4-6 dargestellt.

Tab. 4: Feststoff der Standardproben ermittelt über die Filtration mit Angabe der Abweichung vom Sollwert.

Probe	Nr	Soll [g]	Ist [g]	Abweichung [%]
Ham	1	0,294	0,285	-2,9
	2	0,294	0,283	-3,8
	3	0,294	0,275	-6,4
	4	0,589	0,568	-3,5
	5	0,589	0,573	-2,8
	6	0,589	0,580	-1,6
	7	2,94	2,690	-8,5
	8	2,94	2,690	-8,5
	9	2,94	2,738	-6,9
Hoo	1	0,294	0,272	-7,6
	2	0,294	0,285	-3,0
	3	0,294	0,256	-12,8
	4	0,589	0,580	-1,5
	5	0,589	0,562	-4,7
	6	0,589	0,583	-1,0
	7	2,94	2,68	-8,9
	8	2,94	2,71	-7,8
	9	2,94	2,70	-8,0

Tab. 5: Feststoff der Standardproben ermittelt über die Leitfähigkeitsmethode mit Angabe der Abweichung vom Sollwert.

Probe	Nr	Soll [g]	Ist [g]	Abweichung [%]
Ham	1	0,294	0,234	-20,6
	2	0,294	0,259	-12,1
	3	0,294	0,273	-7,1
	4	0,589	0,540	-8,3
	5	0,589	0,518	-12,0
	6	0,589	0,534	-9,4
	7	2,94	2,782	-5,4
	8	2,94	2,587	-12,0
	9	2,94	2,651	-9,8
Hoo	1	0,294	0,265	-9,9
	2	0,294	0,258	-12,3
	3	0,294	0,281	-4,3
	4	0,589	0,541	-8,1
	5	0,589	0,529	-10,3
	6	0,589	0,563	-4,3
	7	2,94	2,64	-10,2
	8	2,94	2,82	-4,2
	9	2,94	2,86	-2,6

Tab. 6: Feststoff der Standardproben ermittelt mit Hilfe dem Flaschenpyknometer mit Angabe der Abweichung vom Sollwert.

Probe	Nr	Soll [g]	Ist [g]	Abweichung [%]
Ham	1	0,294	0,301	2,3
	2	0,294	0,267	-9,3
	3	0,294	0,301	2,3
	4	0,589	0,590	0,2
	5	0,589	0,607	3,1
	6	0,589	0,607	3,1
	7	2,94	2,957	0,6
	8	2,94	2,940	0,0
	9	2,94	2,974	1,1
Hoo	1	0,294	0,285	-3,2
	2	0,294	0,250	-14,8
	3	0,294	0,302	2,6
	4	0,589	0,592	0,5
	5	0,589	0,609	3,4
	6	0,589	0,609	3,4
	7	2,94	2,97	0,9
	8	2,94	2,97	0,9
	9	2,94	2,98	1,4

In Tab. 7 sind zusammenfassend die Mittelwerte der ermittelten Feststoffgehalte der Standardproben für alle Methoden und untersuchten Sollwerte dargestellt.

Tab. 7: Feststoffmittelwerte von Standardproben (n=3) mit Angabe von relativer Standardabweichung (RSD) und Abweichung vom Sollwert (ABW). Die mittlere Abweichung bezieht sich auf die Abweichung der über alle Einwaagen gemittelten Istwerte von den über alle Einwaagen gemittelten Sollwerten.

Probe	Soll	Filtration			Leitfähigkeit			Flaschenpyknometer		
		Ist	RSD	ABW	Ist	RSD	ABW	Ist	RSD	ABW
	[g]	[g]	[%]	[%]	[g]	[%]	[%]	[g]	[%]	[%]
Ham	0,294	0,281	1,9	-4,4	0,255	7,9	-13,2	0,289	6,8	-1,6
Ham	0,589	0,574	1,0	-2,6	0,531	2,1	-9,9	0,602	1,6	2,1
Ham	2,94	2,71	1,0	-8,0	2,67	3,7	-9,1	2,96	0,6	0,6
Hoo	0,294	0,271	5,4	-7,8	0,268	4,5	-8,9	0,279	9,4	-5,1
Hoo	0,589	0,575	2,0	-2,4	0,544	3,2	-7,6	0,603	1,6	2,4
Hoo	2,94	2,70	0,7	-8,2	2,77	4,2	-5,7	2,97	0,3	1,1
Mittel	1,27	1,18	2,0	-7,1	1,17	4,3	-7,9	1,28	3,4	-0,71

In Tab. 8 sind die siliziklastischen Sedimentanteile für die Hallig Proben für die Methoden Filtration, Leitfähigkeit und Flaschenpyknometer dargestellt. Der siliziklastische Sedimentanteil wurde jeweils aus dem Gesamtfeststoff berechnet. Dabei gehen im Standardverfahren für jede Probe individuell gemessene Werte der Feststoffdichte und des organischen Anteils in die Berechnung ein. Bei der Methode Flaschenpyknometer wurde zusätzlich das Mittelwertverfahren getestet. Dabei werden die

siliziklastischen Sedimentanteile jeweils mit einer gemittelten Feststoffdichte und einem mittleren Anteil an organischer Substanz berechnet. Die individuellen Dichtewerte und Anteile organischer Substanz sind in Tab. 9 aufgeführt. Tab. 10 zeigt die ausreißerbereinigten Mittelwerte aus 41 Proben, die auf vier Halligen genommen wurden (Süderoog, Nordstrandischmoor, Hooge und Langeness)

Tab. 8: Siliziklastischer Sedimentanteil (M_{Si}) für die Hallig-Proben ermittelt für drei verschiedene Methoden. Bei der Pyknometermethode wurden die individuell gemessenen Werte für organische Substanz und Feststoffdichte (Standardverfahren) und die gemittelten Werte aus $n=41$ Proben (Mittelwertverfahren) angewendet.

Methode	Filtration	Leitfähigkeit	Flaschenpyknometer	Flaschenpyknometer
	Standardverfahren	Standardverfahren	Standardverfahren	Mittelwertverfahren
Probe	M_{Si}	M_{Si}	M_{Si}	M_{Si}
	[g]	[g]	[g]	[g]
Ho 02	0,85	0,88	0,90	0,98
Ho 08	1,82	1,85	1,32	1,38
Ho 15	1,08	1,31	0,74	0,93
Ho 18	1,31	1,56	0,74	0,81
Ho 20	0,38	0,40	-0,09	0,13
Ho 27	0,53	0,55	0,42	0,53
Ho 35	1,04	1,07	1,06	1,10
Ho 37	1,21	1,36	1,25	1,28
Ho 38	1,40	1,42	1,13	1,14
La 29	1,36	1,38	2,00	1,92
La 31	7,10	7,13	7,65	7,19
La 32	2,21	2,40	9,87	9,68
La 35	8,12	8,36	0,51	0,48
La 41	2,78	2,78	3,22	3,19
La 45	2,47	2,51	2,63	2,60
La 48	1,54	1,65	1,84	1,94
La 52	4,68	4,69	4,61	4,48
La 54	2,83	2,91	2,86	2,95
La 55	1,41	1,46	1,42	1,41
La 56	1,12	1,25	1,02	0,98
Mittelwert Ho	1,07	1,16	0,83	0,92
Mittelwert La	3,24	3,32	3,42	3,35
Mittelwert alle	2,26	2,35	2,26	2,26

Tab. 9: Werte für Feststoffdichte (D_f), Dichte des siliziklastischen Materials (D_{Si}), Dichte organischer Substanz (D_{org}) und organische Substanz (S_{org}) für Halligproben von Hooge und Langeness. (Ausreißer sind kursiv dargestellt).

Probe	D_f [g/cm ³]	D_{Si} [g/cm ³]	D_{co} [g/cm ³]	S_{org} [%]
Ho 02	2,25	2,35	1,98	24,4
Ho 08	2,40	2,58	1,81	17,5
Ho 15	1,74	2,82	1,26	50,1
Ho 18	1,93	2,67	1,26	34,5
Ho 20	0,67	2,35	0,38	49,3
Ho 27	1,91	2,74	1,38	44,1
Ho 35	2,51	2,66	1,87	14,0
Ho 37	2,39	2,73	1,45	15,9
Ho 38	2,46	2,76	1,42	12,7
La 29	2,44	2,73	1,15	8,8
La 31	2,60	2,66	1,49	3,0
Ho 02	2,25	2,35	1,98	24,4
La 35	2,42	2,71	1,01	7,2
La 41	2,51	2,68	1,62	9,9
La 45	2,44	2,68	1,45	11,5
La 48	2,60	2,79	1,77	13,3
La 52	2,62	2,66	2,04	5,7
La 54	2,45	2,73	1,52	14,8
La 55	2,48	2,59	1,82	11,2
La 56	2,38	2,65	1,31	11,0

Tab. 10: Mittelwerte für Feststoffdichte (D_f), Dichte siliziklastisches Material (D_{Si}), Dichte organischer Substanz (D_{org}) und organische Substanz (S_{org}) für Halligproben. 41 Proben von Hallig Süderoog, Nordstrandischmoor, Hooge und Langeness wurden gemessen und ausreißerbereinigt gemittelt.

n=41	D_f [g/cm ³]	D_{Si} [g/cm ³]	D_{org} [g/cm ³]	S_{org} [%]
Mittelwert	2,46	2,69	1,51	11,61
Standardabweichung	0,08	0,05	0,24	3,92
Standardfehler	0,01	0,01	0,04	0,68

4 Diskussion

Standardproben

Alle drei untersuchten Methoden zur Feststoffbestimmung liefern im betrachteten Wertebereich von 0,3-3 g akzeptable Ergebnisse mit absoluten Fehlern von < 21 %.

Vergleicht man die drei untersuchten Methoden so wird deutlich, dass das Flaschenpyknometer insgesamt die Ergebnisse mit der höchsten Richtigkeit bei den Standardproben liefert (Abb. 2). Über alle Einwaagen gemittelte Istwerte zeigen bei dem Flaschenpyknometer eine Abweichung von -0,71 % vom Sollwert, während die Methoden Filtration und Leitfähigkeit bei einer mittleren Abweichung von -7,1 % bzw. -7,9 % untereinander ähnliche aber von dem Flaschenpyknometer signifikant abweichende Ergebnisse liefern. Betrachtet man die Einzelmessungen (Tab. 4-6) so ist festzuhalten, dass Filtration und Leitfähigkeitsmethode die Feststoffmenge systematisch unterschätzen, während bei

dem Flaschenpyknometer in der Mehrheit leicht erhöhte Werte auftreten. Für die Filtration liegt dieser Trend vermutlich in dem unvermeidlichen Materialverlust begründet, der sich beim Transfer des filtrierten Feststoffes aus der Filtrationsanlage in den Trockenschrank ergibt. Bei der Leitfähigkeitsmethode wird wahrscheinlich der Salzgehalt des getrockneten Sediments überschätzt, dies könnte an Unterschieden in der Zusammensetzung von dem Kalibrationsstandard für die Salzgehaltsmessung und tatsächlicher Zusammensetzung des Brackwassers liegen. Bei dem Flaschenpyknometer ist streng darauf zu achten, dass stets exakt bis zum oberen Rand des Eichstrichs des Pyknometeraufsatzes aufgefüllt wird und dass die Flasche außen völlig trocken ist. Hierbei kommt es dann zu erhöhten Ergebnissen, wenn das Pyknometer überfüllt wird oder außen Wassertropfen anhaften. Zu einer Unterschätzung des Feststoffgehaltes kann es dagegen nur kommen, wenn das Pyknometer unterfüllt wird, das aber ist weniger wahrscheinlich. Insofern sind die in der Mehrheit leicht erhöhten Werte dieser Methode gut zu erklären.

Beim Vergleich der Präzision der drei Methoden wird deutlich, dass es kaum signifikante Unterschiede gibt. Die gemittelten relativen Standardabweichungen (RSD) für alle Methoden und Einwaagen liegen zwischen 2,0-4,3 %. Generell nehmen sowohl der absolute Fehler als auch die RSD bei allen Methoden mit abnehmender Feststoffkonzentration zu (Abb. 2 und 3). Dies ist erwartbar. Eine Nachweisgrenze konnte im Rahmen dieser Arbeit nicht ermittelt werden. Diese dürfte aber für alle Methoden deutlich unter 0,3 g Feststoff liegen.

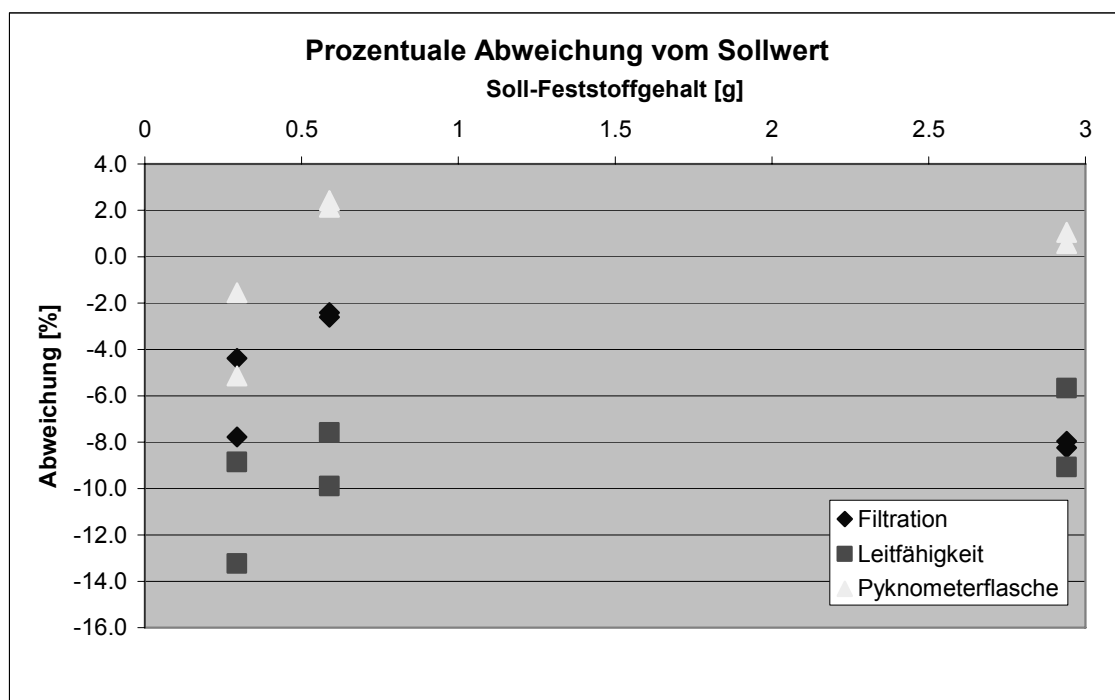


Abb. 2: Abhängigkeit der relativen Abweichung verschiedener Methoden der Feststoffbestimmung von dem richtigen Feststoffgehalt.

Halligproben

Bei allen drei Methoden muss zur Berechnung des langfristig erhaltungsfähigen siliziklastischen Sedimentanteils eine Bestimmung des Anteils an organischem Material und bei der Pyknometermethode zusätzlich eine Bestimmung der Dichte des gesamten Feststoffes erfolgen (Standardverfahren). Sofern eine mittlere Sedimentakkumulation auf einer Fläche bestimmt werden soll, wird immer eine größere Anzahl an Sedimentfallen ausgewertet. Daher bietet sich hier das Mittelwertverfahren an, welches exemplarisch für das Flaschenpyknometer am Beispiel von

Halligproben durchgeführt wurde. Dabei wurde ein Mittelwert für Feststoffdichte und organischen Anteil in der Berechnung verwendet, der aus einer ausreichend großen Anzahl von Proben ($n=41$) verschiedener Halligen aus dem Winter 2009/2010 ermittelt wurde. Die Abweichung der Ergebnisse des Standardverfahrens vom Mittelwertverfahren zeigt Abb. 4.

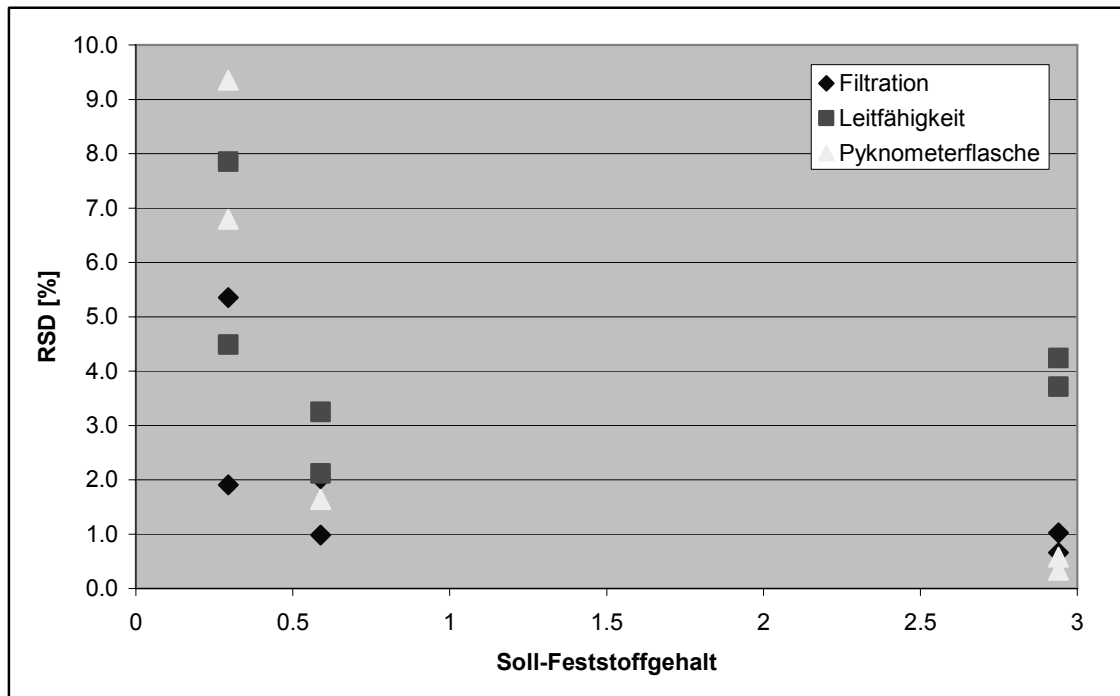


Abb. 3: Abhängigkeit der relativen Standardabweichung von drei Einzelmessungen für verschiedene Methoden der Feststoffbestimmung von dem Feststoffgehalt.

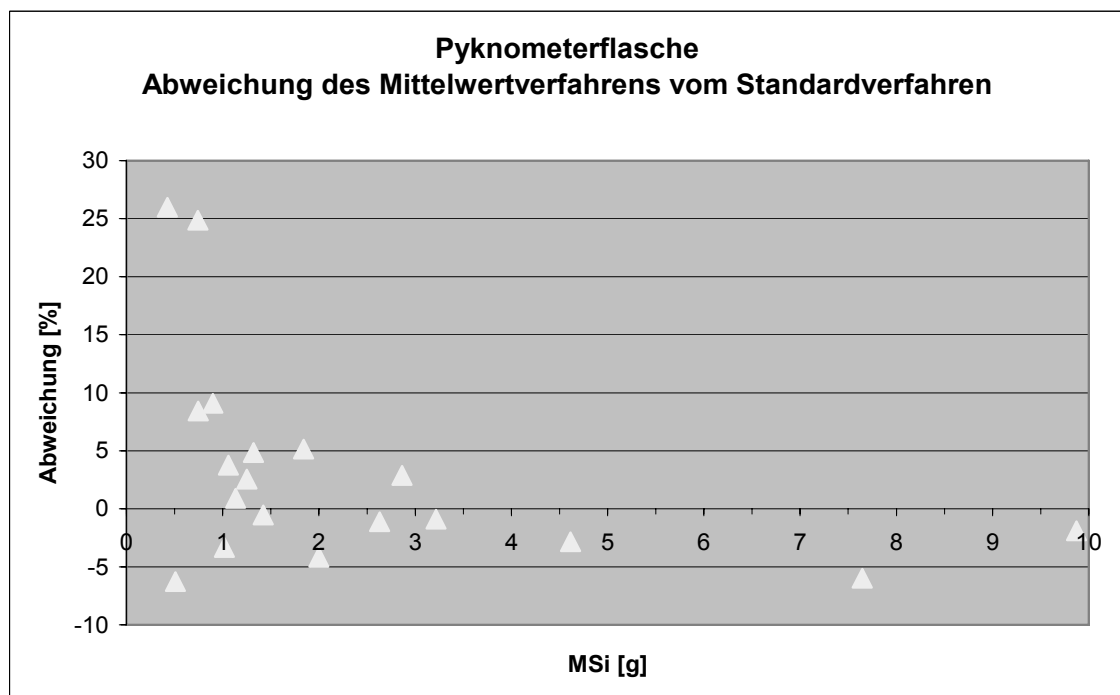


Abb. 4: Vergleich der Gehalte an siliziklastischem Material (M_{Si}) ermittelt mit dem Mittelwertverfahren des Flaschenpyknometers und dem Standardverfahren des Flaschenpyknometers.

Der relative Fehler des Mittelwertverfahrens für die einzelne Probe liegt für Feststoffgehalte > 1 g bei unter 5 %. Für Gehalte zwischen 0,5-1,0 g steigt der Fehler auf max. 26 %. Bei einer ausreichend großen Anzahl von Proben (hier 10) bleibt die Abweichung der mittleren Feststoffgehalte für Mittelwert- und Standardverfahren mit < 11 % im akzeptablen Rahmen. Die Abweichungen können deutlich minimiert werden, wenn alle Datensätze vor der Mittelwertbildung ausreißerbereinigt werden.

Der Zeit- und Gerätebedarf der untersuchten Methoden ist sehr unterschiedlich. Bei Filtration und Leitfähigkeit muss immer ein Trocknungsschritt erfolgen, der einen Heizschrank sowie Exsikkatoren erfordert. Damit sind diese Methoden nur im gut ausgerüsteten Labor anzuwenden, wohingegen das Flaschenpyknometer durchaus unter Feldbedingungen eingesetzt werden kann.

Geht man von bereits sedimentierten Suspensionen und der Verwendung des Mittelwertverfahrens aus, so hat die Bestimmung mit der Leitfähigkeitsmethode einen Zeitbedarf von ca. 10-15 min pro Probe zuzüglich ca. 24 h für den Trocknungsschritt. Das Flaschenpyknometer braucht ca. 15 min pro Probe, während die Filtration mit bis zu 3 h pro Probe zuzüglich 24 h für den Trocknungsschritt den größten Zeitbedarf benötigt.

5 Schlussfolgerung

Grundsätzlich sind alle drei untersuchten Methoden geeignet, den Feststoffgehalt in Brackwassersuspensionen zu bestimmen. Wegen der besten Ergebnisse im Bereich der Richtigkeit und des geringsten Zeit- und Gerätebedarfs schneidet die Pyknometermethode im Vergleich am besten ab. Die deutlichen Vorteile dieser Methode kommen besonders bei der Verwendung des Mittelwertverfahrens zur Geltung. Hier eröffnet sich die Möglichkeit direkt vor Ort die Feststoffbestimmung durchzuführen. Allerdings sind die Anforderungen an präzises Arbeiten und damit die Gefahr von zufälligen Fehlern bei dieser Methode etwas höher als bei der Filtration und Leitfähigkeitsmethode, die insgesamt robuster aber mit größeren systematischen Fehlern behaftet sind.

Literatur

- Deicke, M., V. Karius & H. von Eynatten (2009): Bestimmung der Sedimentaufwachsdaten auf den Halligen Hooge, Langeness, Nordstrandischmoor und Süderoog. Sedimentakkumulation Halligen (SAHALL). Endbericht (unveröffentlicht).
- Deicke, M., V. Karius, W. Jahnke, W. Kallweit, M. Rebens & D. Reyer (2007): Charakterisierung von Sturmflutablagerungen auf Hallig Hooge – Quantifizierung des Sedimentswachstums seit 1914. In: Gönnert, G., B. Pflüger & J.-A. Bremer (Hrsg.): Von der Geoarchäologie über die Küstendynamik zum Küstenzonenmanagement. *Coastline Reports* 9: 93-102.
- Dunkl, I. (2011): Outlier. Windows program for outlier tests of data sets having normal or "close-to-normal" distribution and low number of observations. (<http://www.sediment.uni-goettingen.de/staff/dunkl/index.html>, 4. Februar 2011) (unveröffentlicht).
- Machunze, C. (2010): Entwicklung einer Feldmethode zur Bestimmung des Feststoffgehaltes von Brackwassersuspensionen. BSc-Arbeit, Universität Göttingen, GZG-Sedimentologie/Umweltgeologie (unveröffentlicht).
- Sander, A. (2010): Sedimentologische Untersuchungen der Sturmflutablagerungen auf der Hallig Hooge im Winter 2009/10. BSc-Arbeit, Universität Göttingen, GZG-Sedimentologie/Umweltgeologie (unveröffentlicht).
- Sverdrup, H.V., M.W. Johnson & R.H. Fleming (1942): *The Oceans*. Prentice Hall, Englewood Cliffs, N. J.
- Vogt, M. (2010): Bestimmung der Sedimentakkumulation auf Hallig Langeness im Winter 2009/10. BSc-Arbeit, Universität Göttingen, GZG-Sedimentologie/Umweltgeologie (unveröffentlicht).

Danksagung

Über die zahlreichen Beteiligten des SAHALL-Projektes der Abteilung Sedimentologie/Umweltgeologie hinaus, gilt der Dank im Besonderen dem Landesbetrieb für Küstenschutz, Nationalpark und Meeresschutz Schleswig Holstein und dem LKN Husum für weitreichende fachliche Unterstützung sowie dem Ministerium für Landwirtschaft, Umwelt und ländliche Räume (Kiel) für die Finanzierung.

Adresse

Dr. Volker Karius
Georg-August-Universität
GZG-Sedimentologie/Umweltgeologie
Goldschmidtstr. 3
37077 Göttingen, Germany

vkarius@uni-goettingen.de



Bestimmung der Sedimentakkumulation auf Hallig Hooge im Winter 2009/10

Anne Sander, Matthias Deicke & Volker Karius

Universität Göttingen, Geowissenschaftliches Zentrum, Deutschland

Abstract

The IPCC (2007) estimates for the 21st century a sea level rise of 18-59 cm. This scenario is alarming for coastal regions all over the world. The German Wadden Sea has to be protected not only for the anthropogenic/economic values but for the unique ecological system, which is placed on the World Heritage list by UNESCO. The mainland coastlines are protected by dykes. Offshore are small marsh islands (Halligen) and sand bars. They serve as a wave breaker. The Halligen in the district of Nordfriesland show an annual surface growth that is the result of hibernal flooding delivering sediments. This process is important for the existence of the Halligen and though probably constrained by relative sea level changes it is up to now not thoroughly quantified. The quantification of the sediment amount that is accumulated at Hallig Hooge was subject of a 9 week Bachelor thesis. Therefore different types of sediment traps were installed for the season of 2009/10 with one flooding. The sediments were differentiated in an organic, carbonaceous and a siliciclastic fraction. The median siliciclastic sediment amount of the 2009/10 flooding was between 388 g/m² and 725 g/m², equivalent to a surface growth between 0.26 mm and 0.48 mm depending on the type of sediment trap.

1 Einleitung

Im Zuge des mit dem globalen Klimawandel einhergehenden Meeresspiegelanstiegs sind die Küstenregionen der Welt in den Fokus des öffentlichen Interesses und der Forschung geraten. Die deutsche Nordseeküste stellt in diesem Zusammenhang eine vulnerable Region dar. Neben dem Druck durch den menschlichen Siedlungs- und Lebensraum, sind das Wattenmeer und die Halligen schützenswerte Naturlandschaften, von der UNESCO ausgezeichnet als „Biosphärenreservat Schleswig-Holsteinisches Wattenmeer und Halligen“. Der zukünftige Erhalt von Halligen und Außensänden ist sowohl in ihrer Funktion als schützender Wellenbrecher vor dem nordfriesischen Festland, als auch für die Sicherung der Artenvielfalt des Lebensraumes Wattenmeer elementar. Ungleich den Inseln und des Festlandes, besitzen die Halligen keine Deiche.

Natürliche Aufschlickungsprozesse durch die winterlichen Überflutungen der Halligen führen zu einem dynamischen Gleichgewicht zwischen Meeresspiegel und Halligoberfläche. Diese zu quantifizieren ist Gegenstand des Projektes „Sedimentakkumulation Halligen“ (SAHALL), einer Forschungskoooperation zwischen dem Ministerium für Landwirtschaft, Umwelt und ländliche Räume (MLUR) der Landesregierung Schleswig-Holsteins und dem Geowissenschaftlichen Zentrum der Universität Göttingen.

2 Ziele

Entsprechende Untersuchungen werden seit 2006 auf Hallig Hooge (Deicke et al. 2007) und seit 2007 auf den Halligen Hooge, Langeness, Nordstrandischmoor und Süderoog durchgeführt (Deicke et al. 2009).

Wichtige Leitfragen dabei sind:

- Wie viel siliziklastisches Material wird pro Sturmflut und pro Jahr pro Quadratmeter abgelagert?
- Beeinflusst die Vegetationshöhe und die Entfernung zum Halligufers die Sedimentationsrate?
- Gibt es Tendenzen der Korngrößenverteilung innerhalb der Hallig?

In der vorliegenden Arbeit, die im Rahmen einer neunwöchigen Bachelor-Arbeit (Sander 2010) durchgeführt wurde, wird nur der ersten Frage nachgegangen.

3 Untersuchungsgebiet und Methoden

Die Hallig Hooge liegt im Wattenmeer 20 km vor der Schleswig-Holsteinischen Nordseeküste. Sie zeichnet sich durch das typisch flache Relief der Marsch im Supralitoral aus. Mit 2,10 m ü. NN in den Randbereichen fällt die Oberfläche bis auf 1,40 m ü. NN im Zentrum ab. Da das Springtidehochwasser zeitweise bis zu einer Höhe von 1,60 m ü. NN ansteigt, wurde von 1911 bis 1915 ein Sommerdeich angelegt. Dieser erreicht eine Höhe von 2,50 m ü. NN im Osten und bis zu 3,10 m ü. NN im Westen. Die einseitig höhere Deichkrone ist durch die im Westen größere Überflutungsgefahr zu erklären, welche ihren Ursprung in den vorherrschenden Westwinden hat. Somit ist der umgebende Sommerdeich Grund für die, im Vergleich zu den anderen Halligen, relativ seltenen Überflutungen Hooges pro Jahr. Um Landverlust durch Sturmfluten zu verhindern, schützt eine Uferbefestigung aus Basaltsäulen und nordischen Geschieben die Hallig ringsum.

Hydrographie

Auf der Hallig Hooge ist ein hochauflösender Binnenpegel des Landesbetriebs für Küstenschutz, Nationalpark und Meeresschutz, Schleswig-Holstein (LKN-SH) in dem zentralen Priel östlich der Ockelützwarft sowie ein weiterer Pegel an dem Hooger Anleger installiert. Durch Spundwände an den Auslässen der Hallig wird der Wasserstand künstlich auf einem Niveau von 97 cm ü. NN gehalten.

Der kritische Pegel der Hallig Hooge liegt für Überflutungen bei 2,50 m ü. NN. Während des Untersuchungszeitraumes gab es laut LKN-SH zwei Überschreitungen dieser Marke (Abb. 1). Die beiden Sturmfluten sind auf den 18.11.2009 und 23.11.2009 datiert.

Ein maximaler Wasserstand von 2,18 m ü. NN wurde am Binnenpegel der Hallig Hooge erreicht. Der Außenpegel am Hooger Anleger zeichnete eine Stunde zuvor den Höchstwasserstand von 2,88 m ü. NN auf (Abb. 2). Die Gesamtdauer des Überflutungsereignisses (in dieser Arbeit festgelegt als Wasserstand oberhalb eines Binnenpegelstandes von 1,10 m ü. NN) betrug ca. 28 Stunden. Die Zeitreihen zeigen einen wesentlich langsameren Rückgang des Binnenpegels zum Ausgangsniveau im Vergleich zum Außenpegel. Gründe sind die Spundwände und die wenigen Auslässe sowie auch der Sommerdeich.

Die Großwetterlage war knappe zwei Tage stabil bei einem konstanten Südwestwind mit durchschnittlichen 20 kt (\approx 5 Bft) Windgeschwindigkeit. Sieben Stunden vor Beginn der Überflutung auf der Hallig Hooge drehte der Wind mit der steigenden Flut auf Südsüdwest und erreichte Windgeschwindigkeiten von 39 kt (\approx 8 Bft). Beim Zeitpunkt des „Land unter“ drückte der einsetzende West- bis Westnordwestwind das Wasser mit einer Stärke von 45 kt (\approx 9 Bft) auf die Hallig (Abb. 3). Daraus lässt sich eine Richtung des einströmenden Wassers aus Westen schlussfolgern. Diese Annahme kann jedoch, in Anbetracht der erhöhten Deichkrone in Beziehung zu einem Spitzenpegelstand von 2,88 m ü. NN, nicht standhalten. Die exakte Überflutungsrichtung bleibt unbekannt.

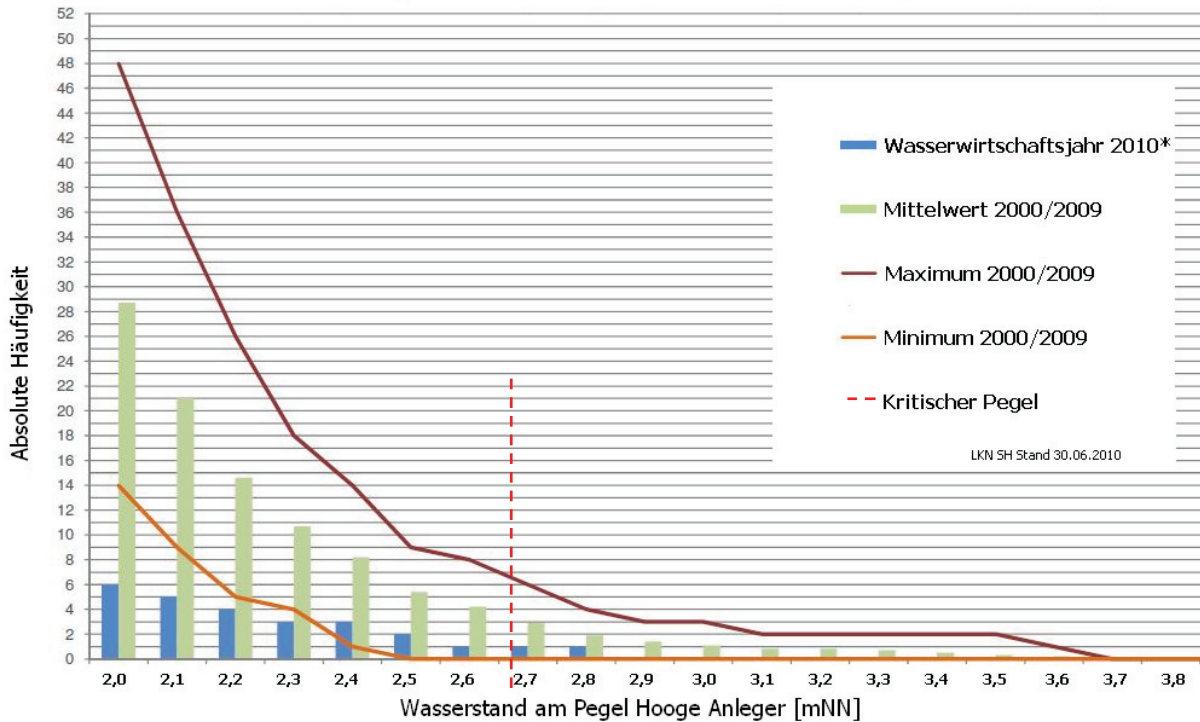


Abb. 1: Absolute Überschreitungshäufigkeiten am Pegel Hooje Anleger mit der eingezeichneten Minimalhöhe des Sommerdeiches und dementsprechendem Überflutungspegel bei 2,5 m ü. NN. *Wasserwirtschaftsjahr zum Erstellungsdatum noch nicht abgeschlossen (Grafik vom LKN-SH zur Verfügung gestellt).

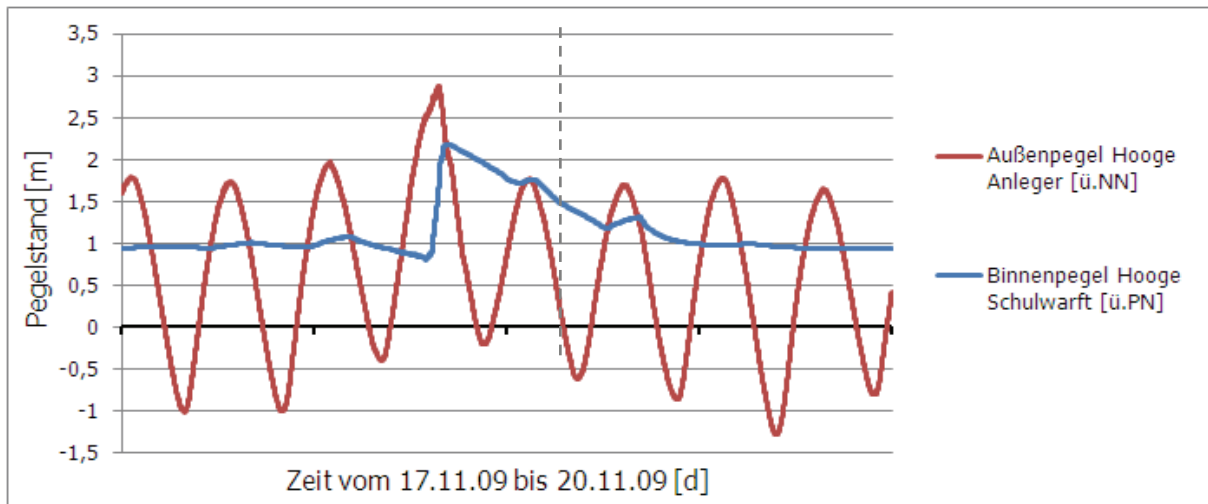


Abb. 2: Binnen- und Außenpegel der ersten Sturmflut im Untersuchungszeitraum mit gestrichelter, kritischer Überflutungslinie (2,50 m ü. NN) für die Hallig Hooge (Grafik vom LKN-SH zur Verfügung gestellt).

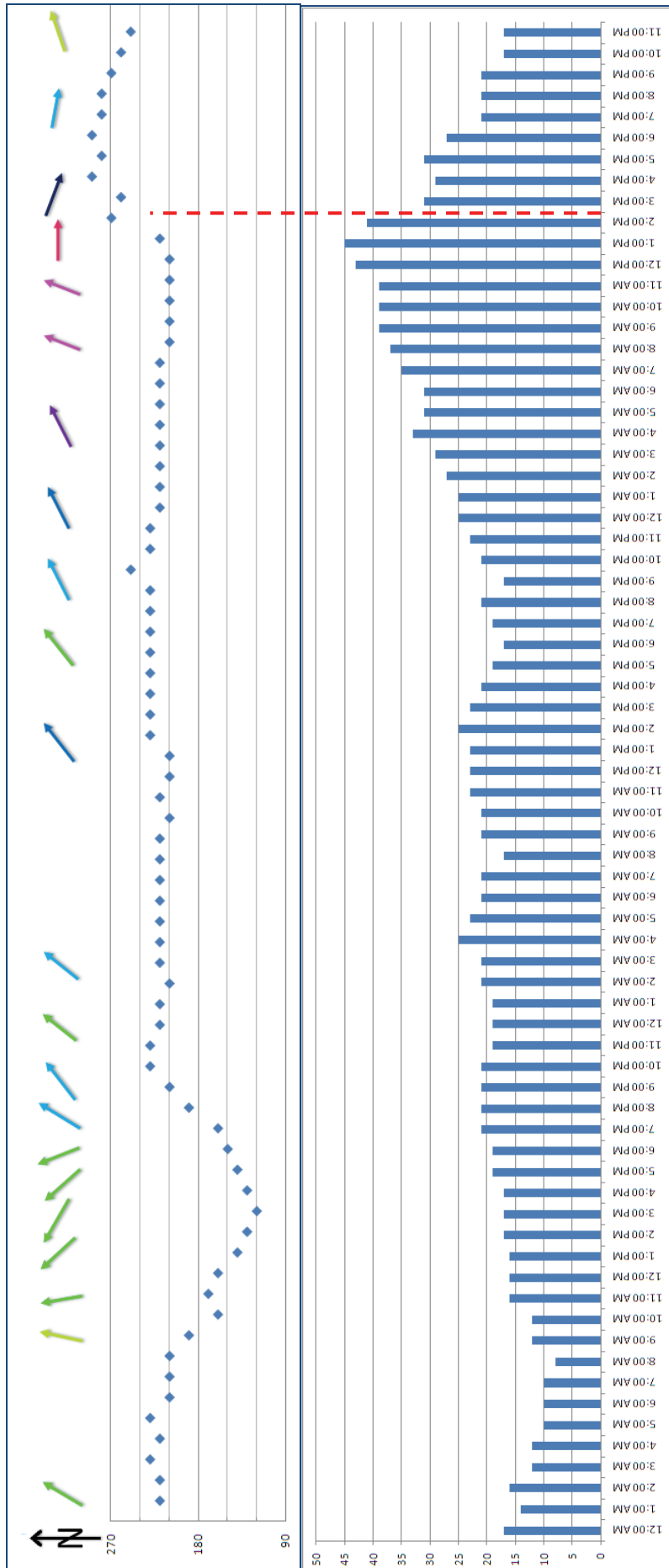


Abb. 3: Winddaten 16.11.2009 bis 18.11.2009 Hallig Hooge [h] mit Einsetzen der Überflutung (rot gestrichelte Markierung) (Windfinder 2010).
 Pfeile: Windrichtung und -stärke (gelb: <10kt; grün >15 kt; blau: > 20 kt; dunkelblau: > 25 kt; violett: >30 kt; rot: >40 kt)
 Rauten: Windrichtung [°]
 Säulen: Windstärke [kt]

Am 23. November 2009 kam es zwischen 06:09 Uhr und 22:01 Uhr des gleichen Tages zu erhöhten Binnenpegelständen ($> 1,10$ m ü. NN). Der höchste, gemessene Wasserstand des Binnenpegels betrug $1,41$ m ü. NN (Normalwert: $0,97$ m) und lag bei $2,52$ m ü. NN am Außenpegels. Da bei dieser Sturmflut die kritische Überflutungslinie von $2,50$ m ü. NN nur knapp erreicht wurde, schlugen nur die Wellenkämme über den Deich. Es kam zu einer sogenannten „Kantenflut“. Folglich wurde in der vorliegenden Arbeit von nur einer Überflutung im Untersuchungszeitraum ausgegangen, welche zu der Sedimentakkumulation führte.

Historische Daten geben Deicke et al. (2009) für 1978 bis 2007 mit durchschnittlichen $4,7$ Überflutungen pro Jahr an. Der Mittelwert für die Jahre 2000 bis 2009 liegt bei $5,4$ Überflutungen (Abb. 1).

Flächenauswahl

Für die Sedimentakkumulationsuntersuchungen im Winter 2009/10 wurden fünf Flächen auf der Hallig Hooge ausgewählt (Abb. 4). Diese unterschieden sich hinsichtlich ihrer Nutzung und entsprechend der Vegetationshöhe. Die im Westen nördlich der Ipkenswarft liegende Fläche „A“ wies die höchste Vegetation mit einer mittleren Wuchshöhe von 30 cm auf. Wesentlich geringer fiel diese auf der zweiten, stark beweideten Untersuchungsfläche „B“ westlich der Volkertswarft aus (Mittelwert = $5,5$ cm). Drei weitere Flächen, die mit „C“, „D“ und „E“ bezeichnet wurden, liegen nordwestlich und südlich der Hanswarft. Die Flächen „C“ und „D“ wiesen mit mittleren $6,1$ cm und $6,3$ cm Vegetationshöhe eine ähnlich intensive Nutzung, wie bereits Fläche „B“, auf. Die südlichste Fläche „E“ lag im Jahr 2009 brach und erreichte eine mittlere Bewuchshöhe von $20,0$ cm.

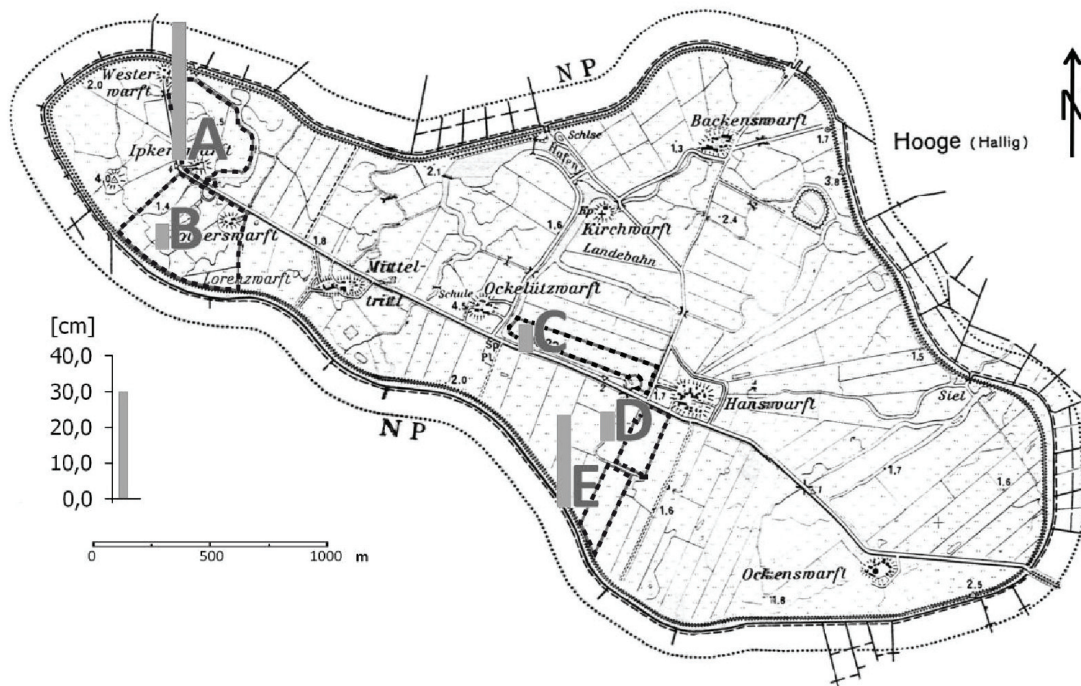


Abb. 3: Untersuchungsflächen A bis E mit mittlerer Vegetationshöhe auf Hallig Hooge im Winter 2009/10 (Kartengrundlage TK 25, Blatt 1417, Pellworm).

Probennahme

Ein seit Winter 2006/07 genutzter und bewährter Sedimentfallentyp (Deicke et al. 2007) war Grundlage für die Bestimmung der akkumulierten Sedimentmenge. Der Sedimentfallentyp bestand aus der Kombination einer PE-Weithalsschraubflasche und einer PVC-Matte, die in einem Abstand von ca. 50 cm zueinander installiert wurden. Die verwendeten Flaschen besaßen einen

Flaschenöffnungsdurchmesser von 5 cm und fassten ein Volumen von einem Liter. Um ein Aufschwimmen während der Überflutung zu verhindern, wurden die Flaschen bis zum Rand mit klarem Prielwasser gefüllt. In die Flaschen konnte bei „Land unter“ das Sediment absinken und von dort nicht wieder remobilisiert werden. Da die Flaschenöffnung die Akkumulationsfläche darstellte, wurde diese in der Berechnung der Oberflächenzuwachsrates mit einer Fläche von 19,63 cm² berücksichtigt.

Der zweite Sedimentfallentyp war eine PVC-Matte mit einer Größe von 20 x 30 cm und ca. 1 cm langen Borsten. Während sich auf der Matte weniger Sediment als bei natürlicher Vegetation abgelagerte, und in der ruhigen Wassersäule der Flasche deutlich mehr Sediment eingefangen wurde, kann angenommen werden, dass die tatsächliche Sedimentakkumulation der Hallig und damit der Oberflächenzuwachs zwischen den Werten der beiden Sedimentfallentypen lag. Der Oberflächenzuwachs wird für Matte und Flasche mit Formel 1 bestimmt, die Sedimentakkumulation mit Formel 2:

$$W = (m/A) \cdot \rho^{-1} \cdot 10 \quad (1)$$

$$S = m \cdot 10000/A \quad (2)$$

<i>W</i>	Oberflächenzuwachs [mm]
<i>S</i>	Sedimentakkumulation [g/m ²]
<i>m</i>	Masse siliziklastischer Feststoff [g]
<i>A</i>	Akkumulationsfläche [cm ²]
<i>ρ</i>	Trockenraumdichte des Sedimentes [1,5 g*cm ⁻³] (nach Deicke et al. 2009)

Die vorgestellten Fallen wurden im Zeitraum vom 06. bis zum 08. November 2009 installiert und im Folgejahr im Zeitraum vom 29. und 30. März 2010 wieder eingeholt.

Probenaufbereitung

Zur Bestimmung des nachhaltigen Oberflächenzuwachses ist es notwendig die siliziklastische Sedimentmenge zu quantifizieren, da nur diese langfristig erhalten bleibt. Die organische Substanz wird zersetzt und das Karbonat gelöst. Die siliziklastische Sedimentmenge entspricht daher dem Gesamtsediment abzüglich der organischen Anteile sowie, bei der Sedimentfalle „Flasche“, des Salzgehaltes. Die Matten können durch den Niederschlag als ausgesüßt angesehen werden. Karbonatische Anteile wurden nicht berücksichtigt, da sie in den vorliegenden Proben nur einen sehr geringen Anteil ausmachen (< 3 %).

Die Matten wurden mehrere Tage im Trockenschrank bei 60 °C getrocknet und mit einer Messgenauigkeit von 0,01 g gewogen. Zur weiteren Bestimmung der Trockensubstanz und des Glühverlustes wurde eine repräsentative Menge Festsubstanz von der Matte abgeklopft. Abschließend wurden die gereinigten Matten erneut gewogen. Der verbleibende Wassergehalt wurde durch Trocknen eines Aliquotes bei 105 °C bestimmt.

Die Brackwassersuspension aus den Flaschen wurde dekantiert, eingedampft, getrocknet und gewogen, um die Trockenmasse der Probe zu ermitteln. Hierbei ergibt sich die Schwierigkeit, dass die verbleibende Trockensubstanz große Mengen an Salz aus dem Brackwasser enthält (Tab. 1). Um diesen Salzanteil zu ermitteln, wurde vor dem Eindampfen die Suspension gewogen. Aus der Massendifferenz vor und nach dem Eindampfen wurde das eingedampfte Wasservolumen berechnet.

Der Salzgehalt dieses Wasservolumens wurde für alle Proben über eine Leitfähigkeitsmessung errechnet. Vor dem Eindampfen der Suspension wurde die elektrische Leitfähigkeit LF des Wassers gemessen. Die LF-Daten wurden mit fünf verdünnten künstlichen Meerwasserstandards kalibriert und in Salzkonzentrationen umgerechnet. Details dieser Methode beschreiben Karius & Machunze (2010).

Tab. 1: Gesamt Feststoff und Salzanteil im Fallentyp Flasche nach Dekantieren und Trocknen bei 105 °C. Flasche HO 34 war während des Untersuchungszeitraumes mit Deckel verschlossen.

Probe		HO 01	HO 02	HO 03	HO 04	HO 05	HO 06	HO 07	HO 08	HO 09	HO 10
Ges. Feststoff	[g]	4,3	5,8	2,9	2,9	3,5	2,5	5,6	7,0	3,0	2,8
Salzanteil	[g]	2,2	3,8	1,7	2,1	1,1	1,8	2,5	4,3	1,9	1,2
Salzanteil	[%]	51,7	65,6	59,6	72,5	32,4	71,7	44,6	61,0	64,7	45,2

Probe		HO 11	HO 12	HO 13	HO 14	HO 15	HO 16	HO 17	HO 18	HO 19	HO 20
Ges. Feststoff	[g]	4,1	4,8	3,8	5,4	16,5	6,9	8,8	15,3	7,6	5,2
Salzanteil	[g]	2,4	2,4	1,8	3,1	14,0	4,4	4,1	12,5	4,0	4,3
Salzanteil	[%]	57,7	50,4	48,1	57,8	84,8	64,5	46,9	81,5	52,1	83,8

Probe		HO 21	HO 22	HO 23	HO 24	HO 25	HO 26	HO 27	HO 28	HO 29	HO 30
Ges. Feststoff	[g]	2,7	5,4	5,1	3,9	4,0	3,8	5,3	7,5	3,8	2,5
Salzanteil	[g]	1,8	3,4	3,5	1,9	2,6	2,4	4,0	3,3	2,4	1,6
Salzanteil	[%]	67,4	62,8	68,6	49,1	64,8	62,6	75,9	43,5	63,6	64,0

Probe		HO 31	HO 32	HO 33	HO 34	HO 35	HO 36	HO 37	HO 38	HO 39	HO 40
Ges. Feststoff	[g]	9,1	6,2	8,2	n,a	5,9	4,1	10,7	5,4	3,8	3,6
Salzanteil	[g]	6,2	2,7	1,7	n,a	4,4	1,4	8,7	3,6	0,8	1,5
Salzanteil	[%]	68,1	43,7	20,8	n,a	75,4	33,5	81,6	67,3	20,0	41,6

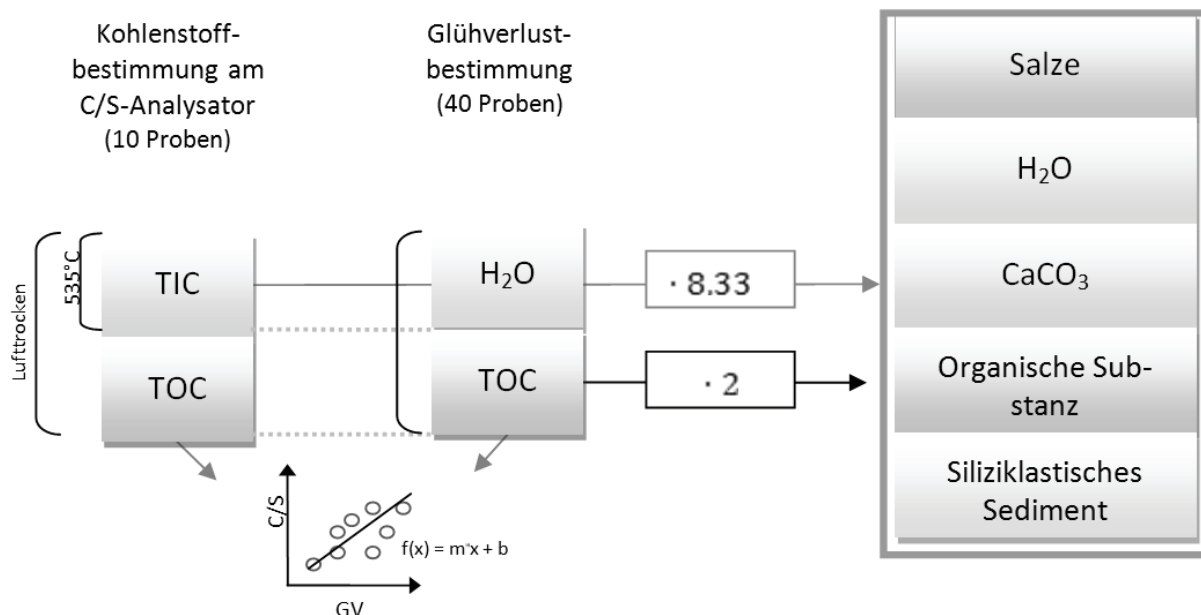


Abb 4: Schematische Darstellung der Zusammensetzung des Sediments und der Möglichkeiten zu Bestimmung des CaCO₃-Gehalts und der organischen Substanz durch Glühverlustbestimmung und C/S-Analyse. Die Klammern zeigen, welche Bestandteile durch die jeweilige Methode gemessen werden können: Glühverlust ergibt den TC, C/S-Analysator misst TIC und TC.

Bestimmung der organischen Substanz

Die organische Substanz wurde für alle Matten- sowie Flaschensedimente einheitlich mit der Glühverlustmethode (GV) bestimmt (Abb. 6). Bereits ausgeglühte Tiegel wurden gewogen, mit ca. 1 g Sediment gefüllt, erneut gewogen und anschließend im Muffelofen für 2 Stunden bei 535 °C geglüht. Bei dieser Temperatur wird die organische Substanz oxidiert, die Karbonate jedoch noch nicht zersetzt. Nach dem Abkühlen des Ofens auf ca. 80 °C wurden die Tiegel in den Exsikkator gestellt und anschließend bei Zimmertemperatur ausgewogen. Aus der Differenz der Gewichte ergibt sich der Glühverlust, welcher in etwa der organischen Substanz der Probe entspricht.

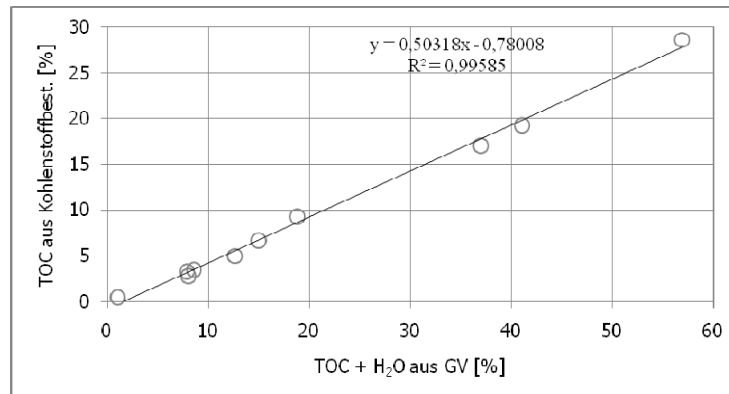


Abb. 5: Regression zwischen den Anteilen des Glühverlustes und Werten der Kohlenstoffbestimmung zur Entfernung des Kristallwasserfehlers für filtrierte Proben. Für statistische Validität wurden neben den fünf Proben von Hallig Hooge, fünf weitere Proben der Hallig Langeness (Vogt 2010a) mit einbezogen.

Da bei 535 °C jedoch auch Kristallwasser aus dem Sediment entwich, fiel der errechnete Glühverlust höher als der tatsächliche Anteil an organischer Substanz aus. Um diesen Kristallwasseranteil zu bestimmen, wurde an zehn Proben (darunter fünf filtrierte, salzfreie und fünf unfiltrierte, salzhaltige) eine Gesamtkohlenstoffbestimmung (TC) vorgenommen. Zusätzlich wurde an denselben Proben der inorganische Kohlenstoff (TIC) nach Glühen bei 535 °C bestimmt. Alle Kohlenstoffmessungen wurden mit einem C/S-Analysator (Eltra, CS 800) durchgeführt.

Die Methode zur Kristallwasserkorrektur sah nun vor, dass zunächst an einer getrockneten (105 °C) Teilmenge einer Probe der Gesamtkohlenstoffgehalt (TC) und anschließend an einer 535 °C-geglühten Teilmenge derselben Probe der anorganische Kohlenstoffgehalt (TIC) gemessen wurden. Daraufhin konnte der organische Kohlenstoffgehalt (TOC) mittels Subtraktion des anorganischen Kohlenstoffgehalts (TIC) vom Gesamtkohlenstoff (TC) ermittelt werden. Um nun die Kristallwasserkorrektur des Glühverlustes für jede Probe vorzunehmen, wurde das Verhältnis von GV zu TOC der fünf filtrierten ermittelt (Abb. 7). Ebenso wurde für die nicht filtrierten Proben vorgegangen (Abb. 8), da das Salz per se mehr Kristallwasser enthielt. Die daraus resultierenden Regressionsformeln 3 und 4

$$TOC (\text{filtriert}) = 0,50318 * GV - 0,78008 \quad (3)$$

$$TOC (\text{salzhaltig}) = 0,56378 * GV - 6,46448 \quad (4)$$

boten nun die Möglichkeit, die salzhaltigen und –freien Glühverlustwerte um den jeweiligen Kristallwasserfehler zu korrigieren und damit den Anteil des gesamten organischen Kohlenstoffs zu ermitteln. Für organische Substanz (OS) gilt näherungsweise die Formel $2 * TOC = OS$ (Schachtschabel et al. 1989). Um die organische Substanz aus GV Daten abzuschätzen, die wesentlich einfacher zu gewinnen sind als TOC Werte können also oben genannte Formeln mit Faktor 2 multipliziert werden.

Das Verfahren für salzhaltige Proben setzt allerdings voraus, dass der Salzgehalt nicht zu stark schwankt.

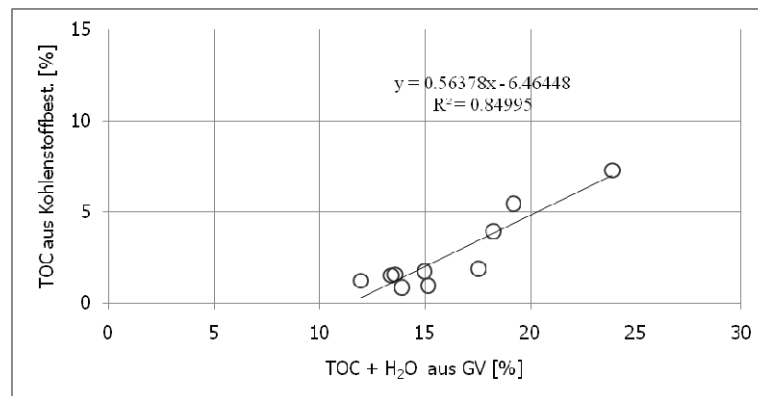


Abb. 6: Regression zwischen den Anteilen des Glühverlustes und Werten der Kohlenstoffbestimmung zur Entfernung des Kristallwasserfehlers für salzhaltige Proben. Für statistische Validität wurden neben den fünf Proben von Hallig Hooge fünf weitere der Hallig Langeness (Vogt 2010a) mit einbezogen.

4 Ergebnisse und Diskussion

Die Ergebnisse der Sedimentquantifizierung sind in Tab 2 bis 6 dargestellt.

Tab. 2: Ergebnisse der Sedimentfallenuntersuchung auf Hallig Hooge im Winter 2009/10 - Fläche A (nahe Ipkenswarft).

		Sedimentakkumulation	Aufwuchs	siliziklastischer Anteil		Organische Substanz	
		[g/m ²]	[mm]	[g]	[%]	[g]	[%]
HO 31	Flasche	1340	0,89	2,63	90,2	0,28	9,8
	Matte	216	0,14	12,94	87,5	1,86	12,5
HO 32	Flasche	1726	1,15	3,33	96,1	0,13	3,9
	Matte	202	0,13	12,14	83,9	2,32	16,1
HO 33	Flasche	2873	1,92	5,64	86,5	0,88	13,5
	Matte	n,a,	n,a,	n,a,	n,a,	n,a,	n,a,
HO 34	Flasche	n,a,	n,a,	n,a,	n,a,	n,a,	n,a,
	Matte	96	0,06	5,74	84,1	1,08	15,9
HO 35	Flasche	554	0,37	1,09	87,5	0,16	12,5
	Matte	61	0,04	3,67	80,9	0,87	19,1
HO 36	Flasche	1342	0,89	2,58	94,5	0,15	5,5
	Matte	194	0,13	11,66	88,4	1,53	11,6
HO 37	Flasche	702	0,47	1,38	85,5	0,23	14,5
	Matte	102	0,07	6,13	79,8	1,55	20,2
HO 38	Flasche	727	0,48	1,43	88,8	0,18	11,2
	Matte	63	0,04	3,78	84,6	0,69	15,4
HO 39	Flasche	1414	0,94	2,72	89,9	0,30	10,1
	Matte	45	0,03	2,69	64,3	1,49	35,7
HO 40	Flasche	977	0,65	1,80	86,5	0,28	13,5
	Matte	93	0,06	5,60	83,3	1,12	16,7

n.a. = nicht analysiert

Tab. 3: Ergebnisse der Sedimentfallenuntersuchung auf Hallig Hooge im Winter 2009/10 - Fläche B (nahe Volkertswarft).

		Sedimentakkumulation	Aufwuchs	siliziklastischer Anteil		Organische Substanz	
		[g/m ²]	[mm]	[g]	[%]	[g]	[%]
HO 13	Flasche	552	0,37	1,08	54,8	0,89	45,2
	Matte	69	0,05	4,13	54,3	3,48	45,7
HO 15	Flasche	683	0,46	1,34	51,1	1,28	48,9
	Matte	54	0,04	3,24	71,3	1,30	28,7
HO 16	Flasche	867	0,58	1,70	69,7	0,74	30,3
	Matte	126	0,08	7,57	69,8	3,28	30,2
HO 17	Flasche	2292	1,53	4,33	92,4	0,35	7,6
	Matte	170	0,11	10,20	87,9	1,40	12,1
HO 18	Flasche	809	0,54	1,59	66,8	0,79	33,2
	Matte	125	0,08	7,48	83,1	1,52	16,9
HO 19	Flasche	1684	1,12	2,94	80,5	0,71	19,5
	Matte	44	0,03	2,65	82,1	0,58	17,9
HO 21	Flasche	424	0,28	0,76	87,3	0,11	12,7
	Matte	6	0,00	0,38	52,8	0,34	47,2
HO 22	Flasche	929	0,62	1,49	73,7	0,53	26,3
	Matte	33	0,02	1,96	64,6	1,07	35,4
HO 25	Flasche	509	0,34	1,00	71,9	0,39	28,1
	Matte	24	0,02	1,44	72,8	0,54	27,2
HO 26	Flasche	581	0,39	1,14	80,5	0,28	19,5
	Matte	23	0,02	1,38	71,1	0,56	28,9

Tab. 4: Ergebnisse der Sedimentfallenuntersuchung auf Hallig Hooge im Winter 2009/10 - Fläche C (nahe Hanswarft).

		Sedimentakkumulation	Aufwuchs	siliziklastischer Anteil		Organische Substanz	
		[g/m ²]	[mm]	[g]	[%]	[g]	[%]
HO 01	Flasche	725	0,48	1,42	69,0	0,64	31,0
	Matte	132	0,09	7,92	71,5	3,16	28,5
HO 02	Flasche	455	0,30	0,89	77,0	0,27	23,0
	Matte	110	0,07	6,59	74,2	2,29	25,8
HO 05	Flasche	1087	0,72	2,04	87,1	0,30	12,9
	Matte	128	0,09	7,67	74,8	2,58	25,2
HO 06	Flasche	341	0,23	0,54	74,8	0,18	25,2
	Matte	19	0,01	1,13	46,4	1,30	53,6
HO 07	Flasche	1263	0,84	2,48	80,2	0,61	19,8
	Matte	182	0,12	10,93	73,2	4,00	26,8
HO 08	Flasche	960	0,64	1,88	84,0	0,36	16,0
	Matte	212	0,14	12,72	85,5	2,16	14,5
HO 10	Flasche	709	0,47	1,30	86,1	0,21	13,9
	Matte	106	0,07	6,37	71,2	2,58	28,8

Fortsetzung der Tab. auf der folgenden Seite.

Fortsetzung:

		Sedimentakkumulation	Aufwuchs	siliziklastischer Anteil		Organische Substanz	
		[g/m ²]	[mm]	[g]	[%]	[g]	[%]
HO 12	Flasche	1129	0,75	2,05	86,2	0,33	13,8
	Matte	61	0,04	3,64	61,9	2,25	38,1
HO 27	Flasche	284	0,19	0,56	57,2	0,42	42,8
	Matte	40	0,03	2,43	69,7	1,05	30,3
HO 28	Flasche	1586	1,06	2,25	53,2	1,98	46,8
	Matte	51	0,03	3,04	56,0	2,39	44,0

Tab. 5: Ergebnisse der Sedimentfallenuntersuchung auf Hallig Hooge im Winter 2009/10 - Fläche D (nahe Hanswarft).

		Sedimentakkumulation	Aufwuchs	siliziklastischer Anteil		Organische Substanz	
		[g/m ²]	[mm]	[g]	[%]	[g]	[%]
HO 09	Flasche	435	0,29	0,85	80,3	0,21	19,7
	Matte	59	0,04	3,52	66,5	1,77	33,5
HO 11	Flasche	570	0,38	1,12	64,3	0,62	35,7
	Matte	38	0,03	2,25	69,7	0,98	30,3
HO 14	Flasche	842	0,56	1,65	72,3	0,63	27,7
	Matte	48	0,03	2,87	68,9	1,29	31,1
HO 20	Flasche	210	0,14	0,41	51,9	0,38	48,1
	Matte	29	0,02	1,75	66,1	0,90	33,9
HO 23	Flasche	783	0,52	1,39	87,0	0,21	13,0
	Matte	14	0,01	0,87	58,1	0,63	41,9
HO 24	Flasche	943	0,63	1,71	85,2	0,30	14,8
	Matte	50	0,03	3,01	70,3	1,27	29,7

Tab. 6: Ergebnisse der Sedimentfallenuntersuchung auf Hallig Hooge im Winter 2009/10 - Fläche E (nahe Hanswarft).

		Sedimentakkumulation	Aufwuchs	siliziklastischer Anteil		Organische Substanz	
		[g/m ²]	[mm]	[g]	[%]	[g]	[%]
HO 03	Flasche	512	0,34	1,01	85,2	0,17	14,8
	Matte	28	0,02	1,67	61,9	1,03	38,1
HO 04	Flasche	290	0,19	0,57	71,2	0,23	28,8
	Matte	36	0,02	2,15	63,4	1,24	36,6
HO 29	Flasche	548	0,37	1,08	78,4	0,30	21,6
	Matte	26	0,02	1,56	57,0	1,18	43,0
HO 30	Flasche	432	0,29	0,73	79,2	0,19	20,8
	Matte	2	0,00	0,12	26,6	0,33	73,4

Die Mittel- und Medianwerte der einzelnen Flächen sowie die Mittel- und Medianwerte aller Proben sind in Tab. 7 dargestellt.

Tab. 7: Mittelwerte und Medianwerte der Sedimentparameter für alle Untersuchungsflächen.

		Fläche A		Fläche B		Fläche C		Fläche D		Fläche E		Gesamt		
		Flasche	Matte	Flasche	Matte	Flasche	Matte	Flasche	Matte	Flasche	Matte	Flasche	Matte	
Sedimentakkumulation	[g/m ²]	MW	1295	119	933	67	854	104	630	40	446	23	861	80
		Med	1340	96	746	49	842	108	676	43	472	27	725	59
Aufwuchs	[mm]	MW	0,86	0,08	0,62	0,04	0,57	0,07	0,42	0,03	0,30	0,02	0,57	0,05
		Med	0,89	0,06	0,50	0,03	0,56	0,07	0,45	0,03	0,31	0,02	0,48	0,04
siliziklastischer Anteil	[g]	MW	2,51	7,15	1,74	4,04	1,54	6,24	1,19	2,38	0,84	1,38	1,69	4,79
		Med	2,58	5,74	1,42	2,94	1,65	6,48	1,26	2,56	0,87	1,62	1,42	3,52
	[%]	MW	89,5	81,9	72,9	71,0	75,5	68,4	73,5	66,6	78,5	52,2	78,1	70,2
		Med	88,8	83,9	72,8	71,2	78,6	71,3	76,3	67,7	78,8	59,5	80,5	71,1
organische Substanz	[g]	MW	0,29	1,39	0,61	1,41	0,53	2,38	0,39	1,14	0,22	0,95	0,44	1,56
		Med	0,23	1,49	0,62	1,19	0,34	2,34	0,34	1,13	0,21	1,10	0,30	1,30
	[%]	MW	10,5	18,1	27,1	29,0	24,5	31,6	26,5	33,4	21,5	47,8	21,9	29,8
		Med	11,2	16,1	27,2	28,8	21,4	28,7	23,7	32,3	21,2	40,5	19,5	28,9

Die medianen Gesamtsedimentanteile an siliziklastischem Material von 71,1 % (Matte) und 80,5 % (Flasche), an organischer Substanz 19,5 % (Flasche) und 28,9 % (Matte) entsprechen der zu erwarteten Zusammensetzung von Marschsedimenten (Reyer 2006).

Die große Differenz zwischen den beiden Fallentypen bezüglich der organischen Substanz resultiert daraus, dass die Matten so flach auf der Grasnarbe lagen, dass sie im Untersuchungszeitraum bereits von Gräsern überwachsen wurden.

Die große Wertevariabilität zwischen 11,6 % und 73,4 % organischer Substanz innerhalb der Sedimentfälle „Matte“ ist Resultat der Methodik. Die Vegetation hatte sich in einigen Matten zu stark verwurzelt, sodass nicht ohne Sedimentverluste hätte selektiert werden konnte. Dies schlug sich folglich in sehr hohen Werten der organischen Substanz nieder.

Kalziumkarbonat kann zum Oberflächenzuwachs beitragen, wie es in historischen Sedimenten eines Aufschlusses auf der Hallig Hooge in einer Tiefe von 87 cm nachgewiesen wurde (Reyer 2006). Dazu nötig sind dichte Schilllagen, die längerfristig erhalten bleiben. Diese sind bei der geringen Sturmflutintensität im Untersuchungszeitraum jedoch nur in direkter Ufernähe zu finden. Daher fielen die Kalziumkarbonatwerte in den untersuchten Sedimenten vernachlässigbar gering aus.

Der siliziklastische Oberflächenzuwachs für die Hallig Hooge lag im Winter 2009/10 zwischen medianen 0,04 mm und 0,48 mm der beiden Sedimentfallentypen Matte und Flasche. Die Mittelwerte lagen bei 0,05 mm (Matte) und 0,57 mm (Flasche). Es trat im Untersuchungszeitraum nur ein vollständiges „Land unter“ auf. Aus diesem Grund entspricht die genannte Spannweite dem diesjährigen Oberflächenzuwachs für ein Einzelüberflutungsereignis.

Generell gibt es eine große Diskrepanz zwischen der Sedimentakkumulation der Flasche und der Matte. Bei der Flasche ist davon auszugehen, dass einmal sedimentiertes Material nicht wieder aus der Sedimentfalle gelangen kann, während Material von der Matte leicht bei einem Regenereignis abgespült werden kann. Diese Annahme wird gestützt durch die Beobachtung, dass Sediment hauptsächlich in den von den Borsten gebildeten Körbchen der Matten gefangen wird. Wird nur die von den Körbchen eingenommene Fläche der Matte (90,71 cm²) bei der Berechnung der Sedimentakkumulation und des Aufwuchses berücksichtigt, so nähren sich die Werte der beiden Fallentypen deutlich an (Tab. 8).

Tab. 8: Mittel- und Medianwerte über alle Proben der Hallig Hooge im Winter 2009/10. Für die Berechnung der Mattendaten wurde die Körbchenfläche von 90,71 cm² zu Grunde gelegt.

			Fläche A		Fläche B		Fläche C		Fläche D		Fläche E		Gesamt	
			Flasche	Matte	Flasche	Matte	Flasche	Matte	Flasche	Matte	Flasche	Matte	Flasche	Matte
Sedimentakkumulation	[g/m ²]	MW	1295	788	933	446	854	688	630	262	446	152	861	529
		Med	1340	632	746	324	842	714	676	282	472	178	725	388
Aufwuchs	[mm]	MW	0,86	0,53	0,62	0,30	0,57	0,46	0,42	0,17	0,30	0,10	0,57	0,35
		Med	0,89	0,42	0,50	0,22	0,56	0,48	0,45	0,19	0,31	0,12	0,48	0,26

Um mit einem derzeitigen Anstieg des mittleren Tidehochwassers von 3,5 mm bis 4,2 mm pro Jahr (Jensen & Mudersbach 2007) mitzuhalten, wären nach den diesjährig gemessenen Sedimentzuwachsrate mindestens sieben Sturmfluten mit maximalen Sedimentakkumulationen pro Jahr notwendig. Dieser Wert liegt allerdings etwas oberhalb der derzeitigen Überflutungshäufigkeit, die bei etwa 5,4 Überflutungen pro Jahr liegt.

5 Schlussfolgerung

Die Oberflächenzuwachsrate für den Winter 2009/10 der Hallig Hooge liegt mit einem Wert von bis zu 0,48 mm sowohl weit unterhalb des derzeitigen Küstenpegelanstiegs von 4,2 mm pro Jahr, als auch unterhalb des durchschnittlichen Inselpegelanstiegs von 3,5 mm pro Jahr (Jensen & Mudersbach 2007). Hallig Langeness zeigt nach Vogt et al. (2010) im Winter 2009/10 bei der, verglichen mit Hallig Hooge, doppelten Anzahl von Überflutungen ungefähr den doppelten Sedimentaufwuchs von 1,04 mm (Median Flasche). Demnach hätte der Sommerdeich der Hallig Hooge negative Auswirkungen auf den Oberflächenzuwachs, da er die Anzahl der möglichen "Land unter" reduziert. Die durch Prielverbauungen erzielte längere Verweildauer des Wassers auf der Hallig Hooge nach einem „Land unter“ und die damit gegenüber Langeness erwartbare effektivere Sedimentation kann zumindest im betrachteten Zeitraum Winter 2009/10 nicht belegt werden. Allerdings muss hierbei berücksichtigt werden, dass die Sedimentfallenverteilung nicht flächendeckend über die ganze Hallig erfolgte.

Um eine nachhaltige Ergebnissicherung zu erzielen und die Oberflächenzuwachsraten weiter konkretisieren zu können, muss das Monitoring die nächsten Jahre weitergeführt werden. Um belastbare Werte zu erhalten, muss über längere Zeiträume gemessen und gemittelt werden.

Literatur

- Deicke, M., V. Karius & H. von Eynatten (2009): Bestimmung der Sedimentaufwachsraten auf den Halligen Hooge, Langeness, Nordstrandischmoor und Süderoog (SAHALL) Endbericht (unveröffentlicht).
- Deicke, M., V. Karius, W. Jahnke, W. Kallweit, M. Revens & D. Reyer (2007): Charakterisierung von Sturmflutablagerungen auf Hallig Hooge – Quantifizierung des Sedimentwachstums seit 1914. *Coastline Reports* 9, 93-102.
- International Panel on Climate Change IPCC (2007): *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Summary for Policymakers. Fourth Assessment Report, Geneva, 18, section 5.5.*
- Karius, V. & C. Machunze (2010): Bestimmung des Feststoffanteils in Brackwassersuspensionen. In: *Coastline Reports* (diese Ausgabe).
- Reyer, D. (2006): Korngrößenverteilung und Tonmineralogie in ausgewählten Sturmflutsedimentprofilen auf der Hallig Hooge. BSc-Arbeit, Universität Göttingen, GZG-Sedimentologie/Umweltgeologie (unveröffentlicht).

- Sander, A. (2010): Sedimentologische Untersuchungen der Sturmflutablagerungen auf der Hallig Hooge im Winter 2009/10. BSc-Arbeit, Universität Göttingen, GZG-Sedimentologie/Umweltgeologie (unveröffentlicht).
- Schachtschabel, P., H.-P. Blume, G. Brümmer, K.-H. Hartge & U. Schwertmann (1989): Lehrbuch der Bodenkunde. 12. Auflage, Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart, 491 S.
- Vogt, M. (2010a): Bestimmung der Sedimentakkumulation auf Hallig Langeness im Winter 2009/10. BSc-Arbeit, Universität Göttingen, GZG-Sedimentologie/Umweltgeologie (unveröffentlicht).
- Vogt, M., M. Deicke & V. Karius (2010): Bestimmung der Sedimentakkumulation auf Hallig Langeness im Winter 2009/10. In: Coastline Reports (diese Ausgabe).
- Jensen, J. & C. Mudersbach (2007): Zeitliche Änderungen in den Wasserstandszeitreihen an den Deutschen Küsten. In: Glaser, R., W. Schenk, J. Vogt, R. Wießner, H. Zepp & U. Wardenga (Hrsg.): Berichte zur Deutschen Landeskunde, Themenheft: Küstenszenarien, Band 81, Heft 2, S. 99-112, Selbstverlag Deutsche Akademie für Landeskunde e.V., Leipzig.

Danksagung

Über die zahlreichen Beteiligten des SAHALL-Projektes der Abteilung Sedimentologie/Umweltgeologie hinaus, gilt der Dank im Besonderen dem Landesbetrieb für Küstenschutz, Nationalpark und Meeresschutz Schleswig- Holstein und dem LKN Husum für weitreichende fachliche Unterstützung sowie dem Ministerium für Landwirtschaft, Umwelt und ländliche Räume (Kiel) für die Finanzierung.

Adresse

Dr. Volker Karius
Universität Göttingen
GZG-Sedimentologie/Umweltgeologie
Goldschmidtstr.3
37077 Göttingen, Germany

vkarius@uni-goettingen.de



Patterns in surface elevation change across a temperate salt marsh platform in relation to sea-level rise

Martin Stock

National Park “Schleswig-Holstein Wadden Sea”, Tönning, Germany

Abstract

Salt marshes develop through sedimentation. In a long-term perspective their further existence is dependant on continuous sediment supply which itself is depending on various factors acting on different scales. In this article we analysed temporal and spatial patterns in surface elevation change (SEC) across a salt marsh platform which is representative for foreland salt marshes along the west coast of Schleswig-Holstein. The analysed data were collected over a time-span of 15 years. During the same period the local mean high water level (MHW) increased at a rate of 4.2 mm yr⁻¹. Mean annual SEC varies spatially between 0.88 and 9.13 mm yr⁻¹. Highest SEC-values occurred on the north-west exposed edges of the marsh. This is the main wind direction in the area. SEC values decreased with increasing distance to marsh edge. In general, SEC values were highest in plots with low and high elevation and in areas with no or low-density grazing. The result of the factors in force is a bowl-shaped surface of the marsh platform.

Mean annual SEC accounted for 6.18 mm yr⁻¹. This value is above the measured MHW increase for the area. Due to the large variability of SEC in the area the central and the south-eastern parts of the marsh as well as the areas close to the dike feature low accretion rates and are at the moment not able in keeping pace with MHW increase. This will lead to a rewetting of the marsh.

1 Background

Salt marshes represent the borderline between land and sea. On meso-tidal marine sedimentary shores a large amount of sediment is deposited by tidal currents, leading to a barrier island system with tidal inlets. Along the Wadden Sea coast salt marshes are found on the lee side of the islands as barrier-connected marshes. Foreland salt marshes develop in front of an alluvial coastal plain under natural conditions or – as a specific type – in front of an artificial coastline on the mainland Wadden Sea coast (Dijkema 1987). These semi-natural marshes have been created with the help of sedimentation fields and drainage furrows. A specific foreland salt marsh type can be found on the Halligen. A Hallig is a salt-marsh island, which in the past was part of the mainland and which is not protected by a seawall, even though some Halligen have a low summer-dike. Hallig salt marshes are found almost exclusively in Schleswig-Holstein, Germany. Irrespective of its name, our study area – the Hamburger Hallig – belongs predominantly to the semi-natural foreland-type salt marsh.

Salt marshes develop through sedimentation. In a long-term perspective their further existence is dependant on continuous sediment supply. The amount of sediment supply is depending on numerous factors like suspended sediment concentration in the water body, hydrodynamic conditions and inundation frequency, -duration, -height. Spatial sedimentation patterns themselves are affected by surface elevation, distance from the sediment source, such as the distance to the nearest creek or to the marsh edge, and differences in vegetation structure and cover (Temmerman et al. 2003). Land use can have an impact through changing the vegetation structure of the marsh. Under certain circumstances tall vegetation will reduce currents on the surface and thus show a positive feedback on accretion rates (Boorman et al. 1998, Neumeier & Amos 2006, Silva et al. 2008).

The extent of long-term SEC of the marsh in relation to sea-level rise is a crucial point in the future development and protection of salt marshes. Increasing sea-level rise and a possible increase in storm intensities might therefore change the patterns and rates of accretion on salt marshes during the coming century. Salt marshes are thus potentially threatened by sea-level rise if sediment supply is insufficient to balance the rising sea (Andersen et al. 2010).

Salt marshes in the Wadden Sea area are under national nature protection. In addition to the national legislation and nature protection regulations in the Netherlands, Germany and Denmark, the trilateral Wadden Sea Plan with specific targets for the salt marshes provides the framework for the management for the entire area (Anon. 1997). Salt marshes are also protected within the EU Habitats Directive (Annex I habitat types 1310 *Salicornia* and other annuals colonising mud and sand, 1320 *Spartina* swards, 1330 Atlantic salt meadows). The Habitats Directive (HD) provides an European network of special areas of conservation with the aim to achieve a favourable conservation status for habitats and species across Europe, including birds (Balzer et al. 2002). Furthermore, salt marshes perform important coastal protection functions, such as reducing erosive forces near the dikes and in front of unprotected coastal areas by dissipating current and wave energy (Möller 2006).

2 Objectives

The marsh complex of the Hamburger Hallig is because of its geomorphological type, its size and its grazing history a representative foreland-salt marsh for the west coast of Schleswig-Holstein. The implementation of a large-scale grazing experiment in combination with the cessation of the drainage of the area in 1991 (see below) enables us to follow the vertical growth of the marsh under different management options. We thus want to (1) analyse and quantify the spatial and time dependant variations in long-term surface elevation change across a large salt marsh platform over a time-span of 15 years; to (2) analyse these changes in relation to geomorphological conditions, hydrodynamics and the management of the marsh; and to (3) evaluate these surface elevation changes in relation to predicted sea-level rise in temperate salt marshes.

3 Study area and methods

The salt marsh of the “Hamburger Hallig” is located in the “Schleswig-Holstein Wadden Sea National Park” (Coordinates: 8° 51' E, 54° 37' N). The area represents a foreland salt marsh along the mainland coast according to the classification of Dijkema (1987). The size of the marsh is about 1.050 ha (Stock et al. 2005). The salt marsh developed after the building of a dam from the mainland to the Hallig in 1875 and subsequent brushwood groynes constructions to enhance sedimentation and marsh formation. Today the marsh is separated by a road into a northern and southern part (figure 1).

The geomorphology of this marsh is influenced by anthropogenic activities and characterised by a dense artificial drainage system. The soils consist of a 30 to > 140 cm thick clay layer on top of silty to sandy subsoils (Schröder & Lüning 2000). According to a LIDAR scan in 2005, the elevation of the study site varies between 1.5 and 88.0 cm above mean high water (MHW) with a mean of 29.8 ± 15.1 cm. The Hamburger Hallig salt marsh has a meso-tidal regime with mean tidal amplitude of about 3 m. The area is influenced by wind induced water set up and water levels during storm surges. The predominant wind direction is west. Calculated on the basis of nearby tide gauges the area has experienced a relative mean sea-level rise (SLR) of about 2.4 mm yr^{-1} during the period 1937-2008, but on a shorter time scale (1971-2008) the SLR is as high as 3.6 mm yr^{-1} (Jensen et al. 2010). The local mean high water level has increased from 1965-2001 at a rate of 4.2 mm yr^{-1} (Jensen & Mudersbach 2004). Van De Pol et al. (2010) calculated an increase from 1971-2008 at a rate of 4 to 6 mm yr^{-1} from tidal gauges nearby.



Figure 1: Aerial view of the study area, the Hamburger Hallig in Schleswig-Holstein (Photo: M.Stock).

The salt marsh was grazed for several decades by sheep with a high grazing pressure of more than 10 sheep ha⁻¹ until 1990. Within the National Park a large-scale grazing experiment has been established on the Hamburger Hallig in 1991 to investigate the effects of different grazing regimes on vegetation succession, sedimentation and habitat use by birds (for details see (Stock & Kiehl 2000)). Today about 50 % of the marsh is not grazed, 26 % experience a low-density grazing, and 24 % a high-density grazing. In the ungrazed and moderately grazed parts of the marsh the artificial drainage stopped following the cessation or reduction of grazing. Many of the drainage channels are still functioning but in other parts the drainage has ceased and the marsh is starting to rewet.

Salt marsh vegetation along the entire Wadden Sea mainland coast of Schleswig-Holstein was mapped for the first time in 1980. This survey was repeated in 1988, 1996, 2001 and 2006. In retrospect, legend units of the first two mappings were transformed into the TMAP vegetation typology according to Bakker et al. (2005). As a result of the change in grazing management, the initial *Puccinellia maritima* community decreased steadily from more than 70 % to less than 10 %. The *Festuca rubra* community showed the same trend, although its decrease was less pronounced. On the other hand, the incidence of *Atriplex portulacoides* and *Elytrigia atherica* types increased significantly (Seiberling & Stock 2009). As a consequence of these changes in vegetation composition, vegetation structure changed accordingly into a tall and higher vegetation canopy. The vegetation map of 1996 was used to analyse the possible relationship between the vegetation type (TMAP typology) and the final elevation change.

In total, 116 plots are under investigation. These plots are used for yearly vegetation measurements and biweekly dropping counts of geese during spring and autumn season when the birds are feeding in the marsh (Stock & Kiehl 2000).

As part of the grazing experiment, 101 permanent plots of 4 m² were established in a systematic way along seven transect lines in the differently managed areas in 1992. Due to a change in management seven plots were added in 1995. In 2000 an additional transect with a further eight plots was established in the outer part of the marsh. Transects stretch from the dike to the seaward border of the marsh or from the road to the marsh edge. The length of transects varies from 450 m to 1200 m. Inter-plot distances along transects are generally 100-200 m. Due to the systematic set-up of the design, the location of the plots follows the natural elevation gradient within the marsh.

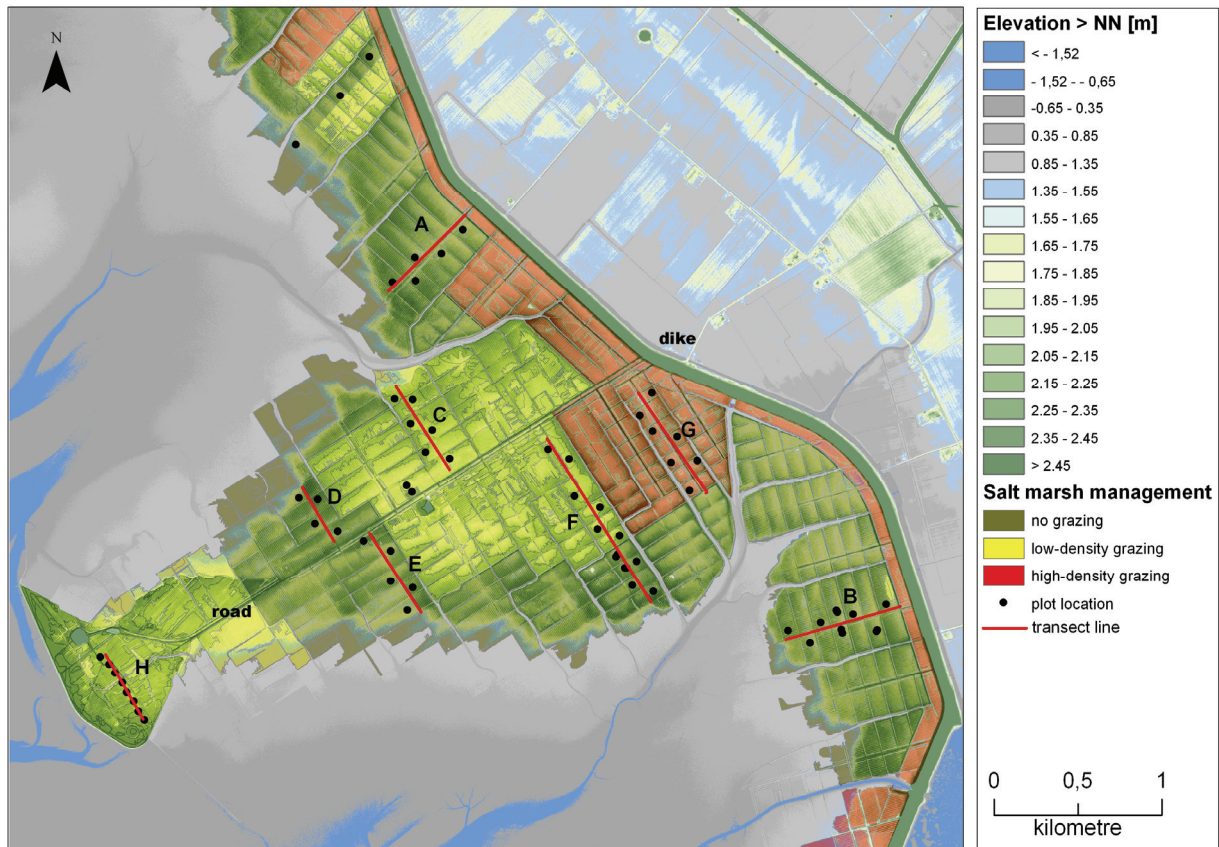


Figure 2: Transect and plot location on the Hamburger Hallig in relation to surface elevation, based on LIDAR data from 2005, and grazing intensity of the area. Local MHW is at 1.55 m > NN.

Close to every second permanent plot, sedimentation erosion tables (SET, (Boumans & Day 1993) were established in 1995 and measured annually until 2001. In that year these devices were replaced by sedimentation erosion bars (SEB, van Duin et al. (1997). Measurements took place annually in September or October. From April 2001 to March 2002 some plots were measured monthly to study seasonal changes in relation to shrinkage or swelling of the soil. The elevation measurement of the study plots and of the devices was carried out with an optical levelling-instrument to the nearest millimetre in 1996 (SET) and 2001 (SEB). The measurements were repeated in 2006 to check for height changes of the devices. Differences between consecutive measurements were within measuring accuracy. The mean elevation of all sedimentation plots was 35.7 ± 13.6 cm above MHW. Details for each transect are shown in figure 3. Data on flooding frequency were taken from the nearest tidal gauge in Schlüttsiel.

Following (Cahoon et al. 1995) accretion is defined as the increase in marsh surface elevation as a result of deposition and erosion on the marsh surface. Subsidence is the decrease of the marsh surface due to shrinkage or compaction of deeper sediment layers. Marsh surface elevation change (SEC) is the net result of accretion and subsidence processes. An elevation deficit occurs when the increase of the marsh surface elevation is lower than sea-level rise.

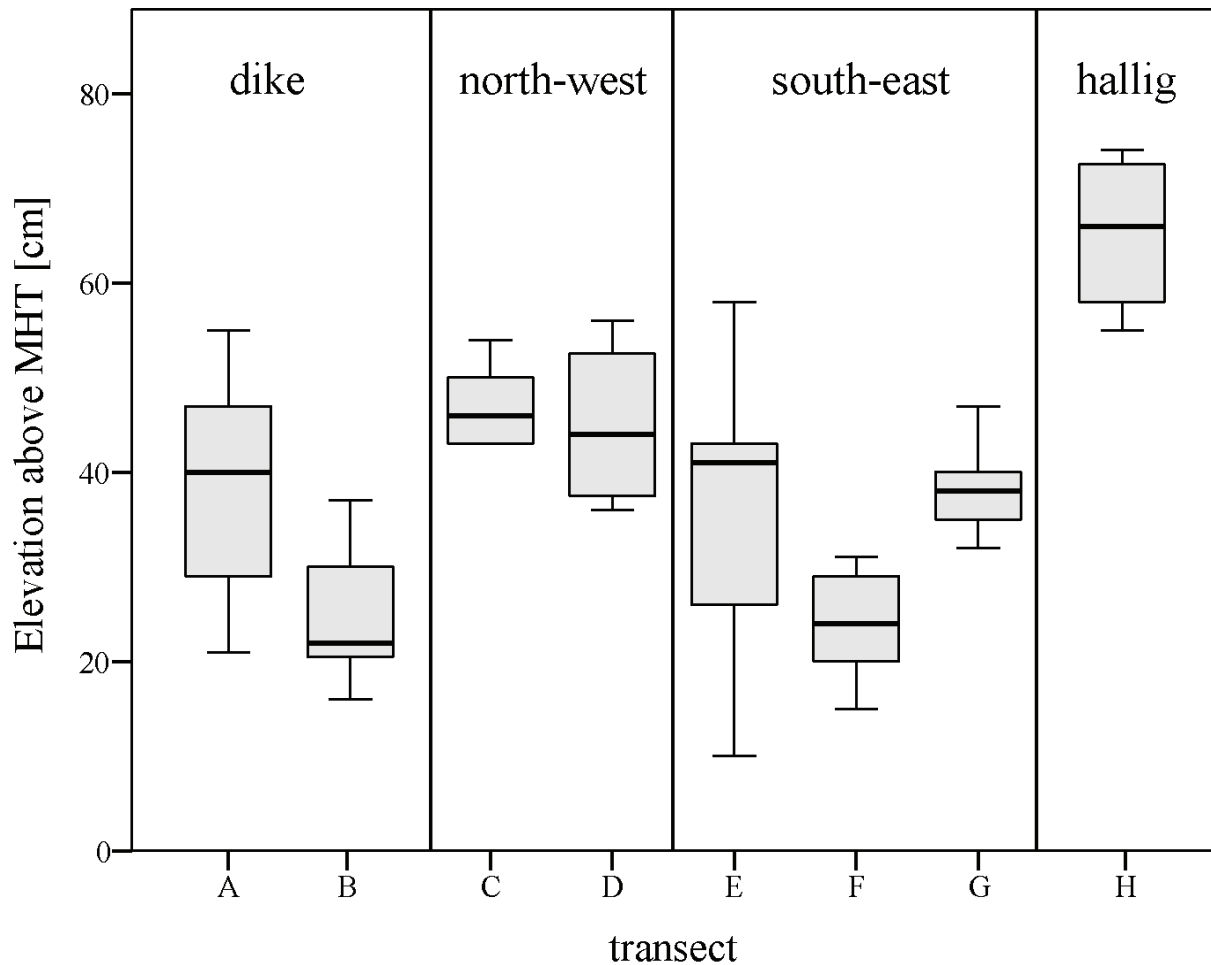


Figure 3: Differences in the mean elevation of the 8 transects during set-up of the experiment in 1995. Transects are grouped in relation to their position on the Hallig.

4 Results

Seasonal variation in SEC

Elevation changes occur in relation to tidal flooding of the marsh. These floodings are stochastic events and show seasonality. They take place mainly during autumn and winter. During summer months shrinkage of the sediment can take place and the surface elevation decreases. This pattern in elevation change is shown in transect C and F for the period April 2001 to March 2002 as an example (figure 4). Apart from the outermost plots, a decrease in elevation is evident in both transects in spring and summer until August. On September 8th 2001 a flooding of the entire marsh occurred and caused an elevation increase of some millimetres in both transects. From September to January no noticeable change in SEC took place. The north-western transect C shows an increase in elevation from December to March on only the two outermost plots whereas the inner plots received hardly any sediment during that time span. The south-east directed transect F shows a slight decrease in elevation during autumn and winter until February and a slight increase between February and March.

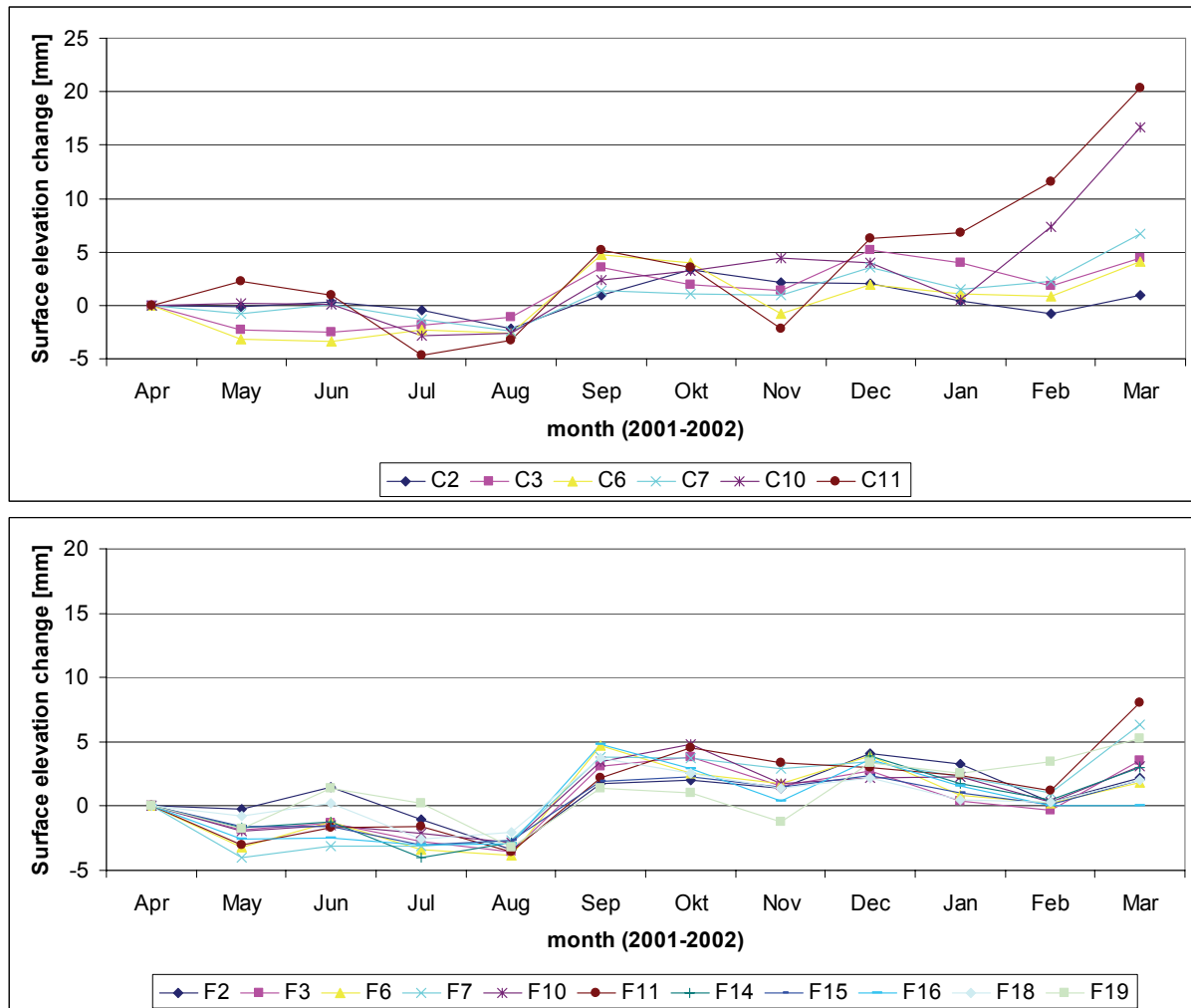


Figure 4: Seasonal patterns in monthly measured SEC for transect C (upper graph) and transect F (lower graph) in 2001/2002.

Variation in mean annual SEC

Mean annual SEC at the Hamburger Hallig vary between 0.88 mm yr^{-1} in transect H and 9.13 mm yr^{-1} in transect C. The mean value of all plots is 6.18 mm yr^{-1} and is thus above the mean high water level increase in the area. Large changes were found at low elevation and on the higher elevated northernmost edge of the marsh close to the main sediment source. The latter locations face the prevailing wind and water current direction in the area. South of the road, and especially in the inner part of the Hallig, accretion rates were lower.

The lowest values were found in the high-density grazed area (transect G) and on the highest elevated part on top of the Hallig (transect H). The high variation in surface changes on transects with high values may be caused by differences in vegetation type and structure or distance to minor gullies (Esselink et al. 1998). In our study we found a negative relationship between vegetation type and SEC. High SEC were found in pioneer and low marsh vegetation types and low values in vegetation types of the middle to upper marsh like in *Atriplex portulacoides* and *Elymus athericus* types.

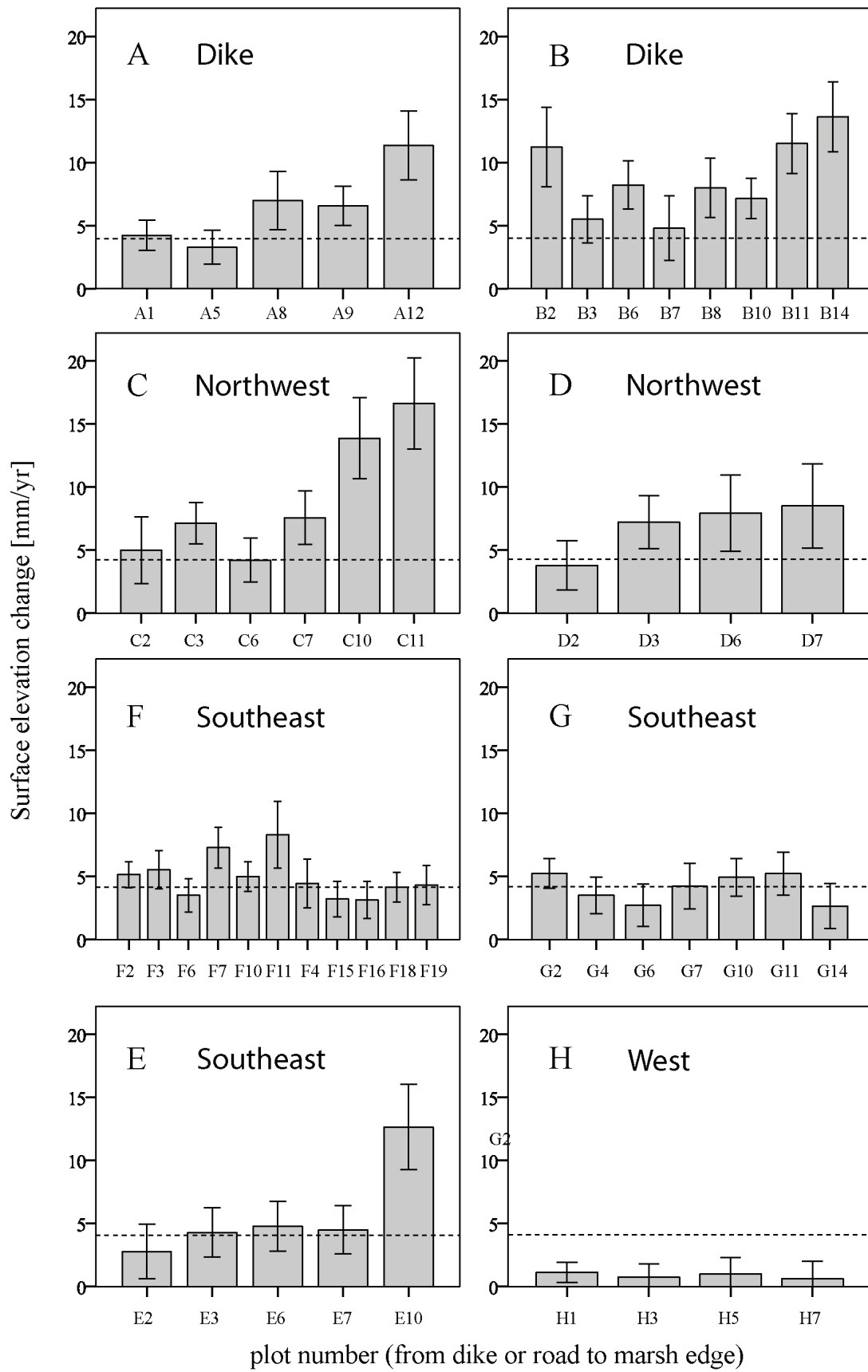


Figure 5: Mean annual SEC \pm standard error per plot in relation to location along transects A to H. Plots B 2 and E 10 are exceptional, because they are located in the pioneer zone and thus gains high sediment input. The dashed line shows the annual local mean high water level increase from 1965-2001 according to Jensen & Mudersbach (2004).

SEC show spatial patterns within transects and across the salt marsh platform (figure 5). Transects perpendicular to the dike (A, B) as well as those north of the road (C, D) show an increase in SEC from the dam or the dike foot or towards the salt marsh edge, respectively. Here, mean SEC were mainly above mean high water level increase. Transects south of the road (E, F, G) or on top of the Hallig (H) did not show this pattern. Only plots of transect F close to the road and those of transect E which are in an intermediate distance from the road show an annual SEC sufficient to keep pace with mean high water level increase. The outermost plot of transect E is very low in elevation and thus shows a high surface elevation change. All other plots from transect E, F and G show mean SEC within the range of mean high water level increase. Transect H, on the outermost and highest part of the marsh platform, shows SEC far below mean high water level increase.

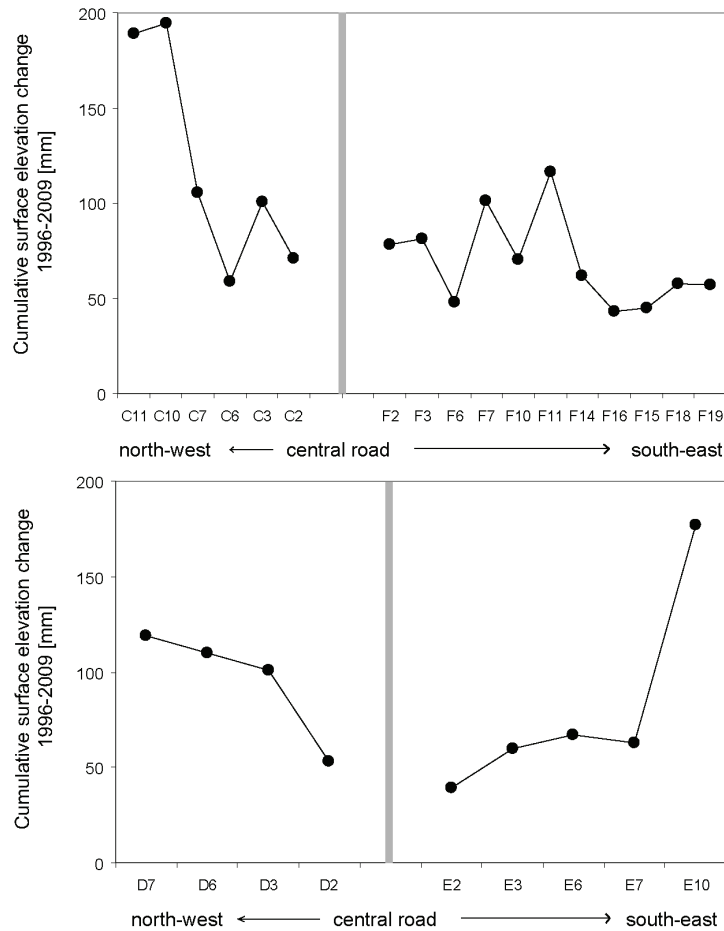


Figure 6: Cumulative SEC on two cross sections of the marsh platform from northwest to southeast; upper graph with transect C - F as an example for the broadest part of the marsh; lower graph with transect D - E as an example of a narrow section of the marsh. Plot E 10 is exceptional, because this plot is very low in elevation and thus gains high sediment input.

As a consequence of spatial patterns, the total SEC caused large changes in the marsh north of the road, lower changes in the central parts and slight changes in the more southern areas (figure 6), whereas in the most extended parts of the marsh platform, the plots close to southern marsh edge reveal likewise very low SEC (figure 6, upper graph). The observed patterns result in a bowl-shaped marsh surface with high edges and a depression in the central part of the marsh platform. The lower elevated parts do not keep up with the increasing mean high water level during the study period.

Mean annual SEC in relation to plot elevation shows high values in plots with low elevation, lower values in plot with an elevation of 30 cm and increased subsequently with increasing elevation of the marsh. Very low SEC values were found in the highest part of the marsh (figure 7).

Mean annual SEC positively correlates with initial plot elevation above MHW for most transects (A, C, D, E, G; $r^2 = 0.47$, $p < 0.05$) but only when excluding plot (E 2, C 11) which are exceptional in base elevation. Largest SEC values occur on a higher base elevation compared to those plots on a lower elevation. This correlation could not be found for the plots in transect B and F ($r^2 = 0.012$, $p > 0.05$).

A negative correlation between the distances of the plots to the marsh edge and mean SEC appears only for north-west exposed transects ($r^2 = 0.96$, $p < 0.01$; figure 8), with largest SEC close to the marsh edge. Transects south of the road did not show any significant correlation.

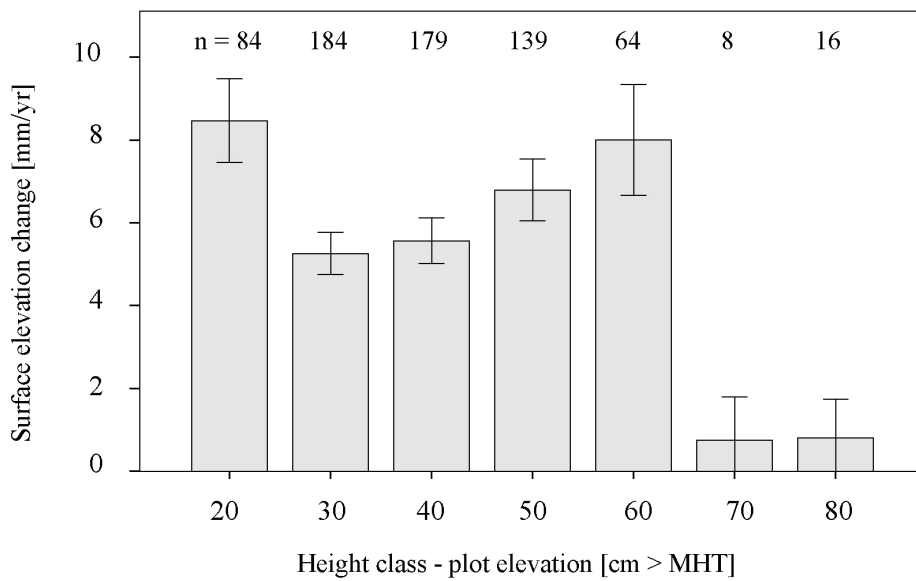


Figure 7: Mean annual SEC ± standard error in relation to plot elevation above MHW.

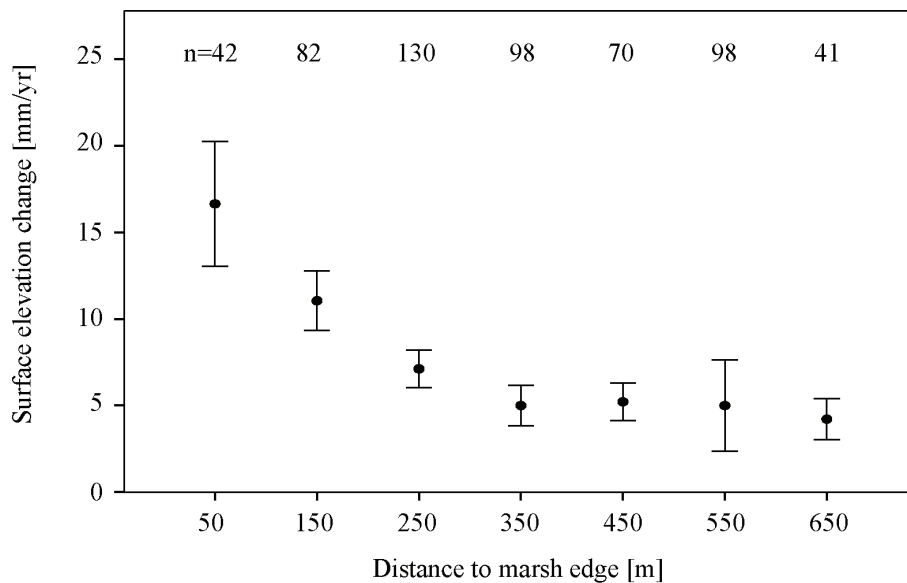


Figure 8: Mean annual SEC ± standard error in relation to distance to the marsh edge. Plots from transects north of the road were grouped in 100 m classes.

In addition to the local effect of base elevation and distance to the sediment source, SEC was also influenced by grazing management. Since the differently managed areas were not systematically distributed over the marsh platform, the different regimes present different preconditions for a reasonable analysis of the impact of grazing on SEC. To eliminate the effects of proximity to the marsh edge we only used plots from transect C, D, E, F and G in the central part of the study area, which are within a range of 500-800 metre of both sides of the road (figure 9). The annual mean SEC was significantly lower in plots of high grazing intensity than in plots with low-density grazing and those with no grazing (one factorial ANOVA, $F = 4.707$; $p = 0.01$).

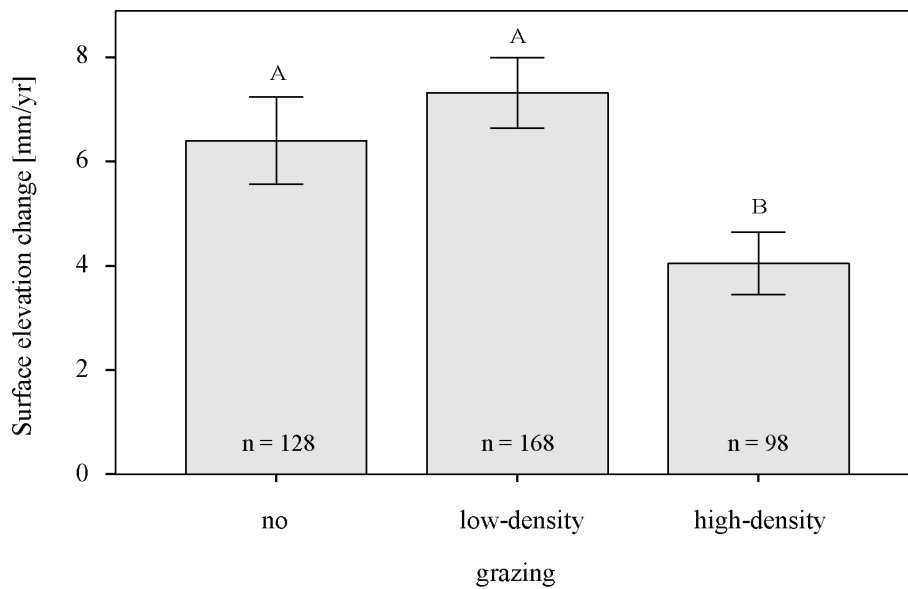


Figure 9: Mean annual SEC \pm standard error in relation to grazing density. Different letters show significant differences ($p < 0.05$) between means based on Tukey-test.

5 Discussion and conclusion

Changes in surface elevation of tidal salt marshes are the result of vertical growth through sediment supply, mainly during storm events and thus flooding during the winter season (Erchinger et al. 1996), and shrinkage of the sediment during summer months (van Duin et al. 2007). These seasonal fluctuations were also obvious in our study. Decreasing elevation appeared in summer. After flooding of the marsh on September 8th – with a height of 105 cm above mean high tide – the surface elevation increased. The increase also shows a spatial pattern and was highest in the northern part of the marsh (transect C). A second increase occurred on transect C in the winter months (January to March) whereas the increase was less pronounced on transect F in the southern part of the marsh. This general annual pattern, reversible soil shrinkage in summer due to desiccation and a surface increase in late summer and winter months, due to floodings and sedimentation, was also described for other mainland marshes (Neuhaus et al. 1999, van Duin et al. 2007) and estuarine salt marshes (Oenema & DeLaune 1988).

SEC also vary between the years. Esselink & Chang (2010) measured different accretion rates among years in a Dutch salt marsh and related these changes to storm activity in the winter season. They conclude that sediment supply on a marsh is related to an “optimal” height of the water column above the marsh surface and that very high flooding does not correlate with high accretion rates, irrespectively of the grazing management of the marsh. Differences in annual accretion rates were also found by means of grain size analysis (Deicke et al. 2007) and isotope analysis (Chmura et al. 2001), (Kolker et al. 2009) within soil cores of a marsh.

Annual SEC varied strongly in relation to the location on the Hallig. The annual mean elevation changes were positive and varied between 0.88 and 9.13 mm yr⁻¹. The mean value over all plots 6.18 mm yr⁻¹ corresponds well with the value of the long-term mean SEC of 6.20 mm yr⁻¹ for the entire German mainland Wadden Sea salt marshes by (Suchrow et al. under review).

The differences in elevation change followed a spatial pattern on the Hallig. The transects perpendicular to the dike as well as the transects facing in a north-western direction showed highest SEC on the marsh edge and lowest changes in the central part or close to the dike, which in both cases corresponds with increasing distance from the main sediment source. This pattern is similar to those described in other studies in different salt marsh types (Esselink 1998, Reed et al. 1999, Temmerman et al. 2005, Bartholdy et al. 2010). Transects south of the road hardly show this relationship. Only transects E and F show a slight increase towards the outer parts of the marsh.

The predominant wind direction on the west coast of Schleswig-Holstein is from the west (DWD 1967) with a range from WNW to WSW according to measurements from Hallig Hooge (1992-2001). Correspondingly, water and suspended sediment will be brought into the area during high tides from this direction. As a result of this, sedimentation rates were generally highest in north-west facing transects with a high amount of coarser-grained sediments deposited on the outer fringes of the marsh. According to Schröder (1998) the soil of the most wind exposed outer plots in the area (on transects A, C, E) carries a thick top-layer of sandy to silty sediments whereas the more sheltered plots south-east of the road show a thick layer of clay-rich sediments, with typically storm-surge induced sediment layers.

The observed patterns coincide with findings from other studies in the Wadden Sea (Esselink et al. 1998, Deicke et al. 2007). Allen & Duffy (1998) highlighted the role of wind and tide for sedimentation processes in the Severn Estuary. Temmerman et al. (2005) found in the old, high salt marsh platform of the Scheldt Estuary, that during a shallow inundation almost all water and thus sediment is supplied via the creek system and mainly deposited close to the source and along the creek levees. However, during higher inundation – at a range of more than 20 cm above high water level – the proportion of water directly supplied via the marsh edge increases with increasing high water level. Increasing water depths on the marsh surface as well as stronger water flow velocity will thus cause a more uniform distribution of the sediments across the marsh platform, although the general pattern of decreasing sedimentation rates with increasing distance from creeks and from the marsh edge will still be visible (Reed et al. 1999). The spatial process of SEC over the entire marsh platform is thus dependant on several parameters with elevation above mean high tide and corresponding flooding frequency and distance from the marsh edge and/or creek as the important factors. The result of the factors in force on our study site, the Hamburger Hallig, is a bowl-shaped marsh platform (figure 6). The emerging topography of the studied marsh platform as well as similar sedimentation patterns were also described by Deicke et al. (2007) for Hallig Hooge.

In contrast to literature (Esselink et al. 1998, van Wijnen & Bakker 2001, Bartholdy et al. 2004) we found no linear negative relationship between elevation above mean high tide and annual SEC (figure 7). This general pattern can be completely reversed locally, however, due to hydrodynamic conditions (French & Spencer 1993). Taking the plots with low elevation and their high sedimentation rates out of further consideration, the observed annual SEC increased with higher elevation in our study site. Only the very high elevated plots in transect H show small annual SEC. The latter fact is certainly due to the general relationship described. The increase in annual SEC in the mid marsh (25-65 cm above MHW) is probably caused by the wind and current induced sedimentation patterns along the higher elevated transects in the north-western part of the marsh and thus mask the general relationship described above.

In addition to the above mentioned factors, we showed that SEC was also affected by grazing management, although we only choose plots in the central part of the marsh with lowest surface changes at all. Many studies have shown that different grazing regimes result in differences in

vegetation structure and elevation thus change by increasing sediment trapping through an increase of surface roughness (Andresen et al. 1990, van Duin et al. 1997, Eisma & Dijkema 1998, Neuhaus et al. 1999). Esselink et al. (1998) could further demonstrate that, after the abandonment of the drainage system in the salt marshes of the Dollard Estuary, the number of levees along creeks increased, as did elevation differences at many existing levees. Additionally, the difference in elevation between levees and the interior marsh platform increased. These patterns were less pronounced in areas where grazing and trampling by cattle and horses showed high density.

In our study site the areas of different grazing intensities are unequally distributed over the entire marsh with low-density grazing on the top of the Hamburger Hallig, as well as in the central part of the Hallig. In the latter area a grazing gradient from the road to the marsh edge exists. The part of the marsh with high-density grazing is located close to the dike and not stretching from the road to the marsh edge. The ungrazed areas are mainly located at the outer marsh. The area with high-density grazing may have gained less sediment because it is located in the central part of the area and close to the dike. Furthermore, Schröder (1998) found a higher bulk density in grazed areas, indicating soil compaction in the areas with high-density grazing (Horn & Zhang 1995).

Surface elevation change and sea-level rise

SEC shows a large variability across the studied marsh platform. Central parts of the marsh, the south-eastern part close to the dike and areas along the dike feature low accretion rates and are not able in keeping pace with the measured high water level increase of 4.2 mm yr^{-1} (Jensen & Mudersbach 2004). This general pattern is especially pronounced in the areas with high-density grazing as well as in the very high elevated marsh on the top of the Hamburger Hallig. In the central, low laying parts of the marsh this elevation deficit implicates a rewetting of the marsh with the consequence of a retardation of vegetation succession, as described for the area (Schröder et al. 2002). It remains unanswered whether the areas with a low SEC today will experience an increase in sedimentation when the sea-level is rising and the flooding of the areas increase or whether they will stay with low SEC values in future. This question needs further monitoring of the development in the marsh platform. The parts of the marsh with an annual mean SEC above 6 mm yr^{-1} may have a good chance of keeping pace with the predicted sea-level rise (Suchrow et al. under review).

Cahoon et al. (2006) stated that in minerogenic marshes, SEC declines over time as the surface becomes higher in the tidal frame. This decline is strongly asymptotic towards the highest astronomic tide, although reaching an equilibrium level below this height. Van Wijnen & Bakker (2001) confirmed this finding in a predictive model for back-barrier marshes under sea-level rise conditions. This implies an increased inundation frequency. Assuming a continuous rise in sea-level, an elevation deficit will arise in the long run due to compaction of the sediment layer.

The comparison of SEC for five Halligen in the Wadden Sea (figure 10) shows that besides our study site the other locations will probably not be able keeping pace with the calculated MHW increase, when considering the prediction for the coast (4.2 mm yr^{-1}) as relevant. For the islands in the Wadden Sea of Schleswig-Holstein Jensen & Mudersbach (2004) calculated a lower MHW increase (island tide gauges: 3.5 mm yr^{-1}). Considering this value as relevant for the Halligen – most of them are located in the outer Wadden Sea area - Hallig Süderoog and Nordstrandischmoor with annual elevation changes above this value will be able keeping pace with MHW rise. Compared to mainland salt marshes in the Netherlands (Dijkema et al. 1990) and in the Leybucht (Andresen et al. 1990), the SEC values on the Halligen are in general low.

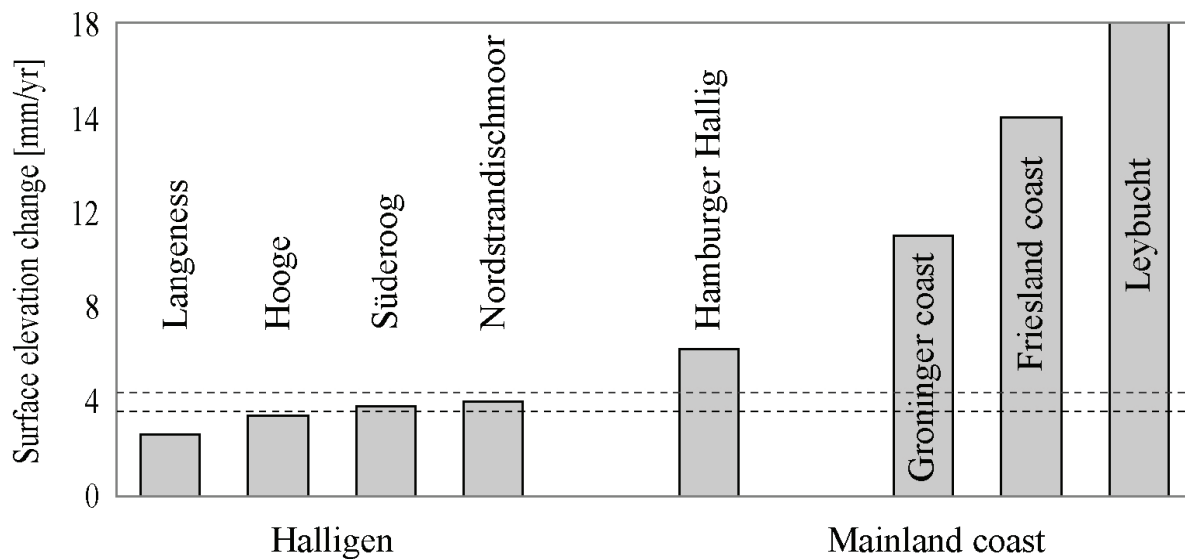


Figure 10: Mean annual SEC of four Halligen in comparison with the study area and three mainland salt marshes along the Wadden Sea coast. The upper dashed line represents MHW increase for the mainland coast (4.2 mm yr^{-1}); the lower dashed line represents MHW increase for the islands (3.5 mm yr^{-1}) according to Jensen & Mudersbach (2004).

References

- Allen, J.R.L. & M.J. Duffy (1998): Medium-term sedimentation on high intertidal mudflats and salt marshes in the Severn Estuary, SW Britain: the role of wind and tide. In: *Marine Geology* 150: 1-27.
- Andersen, T.J., S. Svinth & M. Pejrup (2010): Temporal variation of accumulation rates on a natural salt marsh in the 20th century - the impact of sea level rise and increased inundation frequency. In: *Marine Geology* (In Press, Accepted Manuscript).
- Andresen, H., J.P. Bakker, M. Brongers, B. Heydemann & U. Irmeler (1990): Long-term changes of salt marsh communities by cattle grazing. In: *Plant Ecology* 89 (2): 137-48.
- Anon. (1997): Trilateral Wadden Sea Plan. CWSS, Wilhelmshaven: 13-84.
- Bakker, J.P., J. Bunje, K. Dijkema, J. Frikke, N. Hecker, B. Kers, P. Körber, J. Kohlus & M. Stock (2005): Wadden Sea Quality Status Report 2004 - Salt marshes. In: *Wadden Sea Ecosystem* 19: 163-79.
- Balzer, S., D. Boederker & U. Hauke (2002): Interpretation, Abgrenzung und Erfassung der marinen und Küsten-Lebensraumtypen nach Anhang 1 der FFH-Richtlinie in Deutschland. In: *Natur und Landschaft* 77: 20-28.
- Bartholdy, A.T., J. Bartholdy & A. Kroon (2010): Salt marsh stability and patterns of sedimentation across a backbarrier platform. In: *Marine Geology* 278: 31-42.
- Bartholdy, J., C. Christiansen & H. Kunzendorf (2004): Long term variations in backbarrier salt marsh deposition on Skalling peninsula - The Danish Wadden Sea. In: *Marine Geology* 203: 1-21.
- Boorman, L.A., A. Garbutt & D. Barratt (1998): The role of vegetation in determining patterns of the accretion of salt marsh sediment. In: *Geological Society, London, Special Publications* 139 (1): 389-99.
- Boumans, R. & J. Day (1993): High precision measurements of sediment elevation in shallow coastal areas using a sedimentation-erosion table. In: *Estuaries and Coasts* 16 (2): 375-80.
- Cahoon, D.R., D.J. Reed & J.W.j. Day (1995): Estimating shallow subsidence in microtidal salt marshes of the southern United States: Kaye and Barghoorn revisited. In: *Marine Geology* 128: 1-9.
- Chmura, G.L., L.L. Helmer, C.B. Beecher & E.M. Sunderland (2001): Historical rates of salt marsh accretion on the outer Bay of Fundy. In: *Canadian Journal of Earth Sciences* 38 (7): 1081-92.

- Deicke, M., V. Karius, W. Jahnke, W. Kallweit, M. Rebens & D. Reyer (2007): Charakterisierung von Sturmflutablagerungen auf Hallig Hooge - Quantifizierung des Sedimentwachstums seit 1914. In: *Coastline Reports* 9: 93-102.
- Dijkema, K.S. (1987): Geography of salt marshes in Europe. In: *Zeitschrift für Geomorphologie* 31: 489-99.
- Dijkema, K.S., J.H. Bossinade, P. Bouwsema & R.J. De Glopper (1990): Salt marshes in the Netherlands Wadden Sea. Rising high-tide levels and accretion enhancement. In: Beukema, J.J. (eds.): *Expected effects of climatic changes on marine coastal ecosystems*. Kluwer Academic Press: 173-88.
- DWD (1967): *Klimaatlas von Schleswig-Holstein, Hamburg und Bremen*. Verlag Deutscher Wetterdienst, Offenbach, 75p.
- Eisma, D. & K.S. Dijkema (1998): The influence of salt marsh vegetation on sedimentation. In: Eisma, D. (eds.): *Intertidal Deposits: River Mouths, Tidal Flats, and coastal Lagoons*. CRC Press: 403-14.
- Erchinger, H.F., H.G. Coldewey & C. Meyer (1996): Interdisziplinäre Erforschung des Deichvorlandes im Forschungsvorhaben "Erosionsfestigkeit von Hellern". In: *Die Küste* 58: 1-45.
- Esselink, P. & E.R. Chang (2010): Kwelderherstel Noard-Fryslan Butendyks: invloed van stormactiviteit op zes jaar proefverkweldering. PUCCIMAR-rapport 01: 55 p.
- Esselink, P., K.S. Dijkema, S. Reents & G. Hageman (1998): Vertical accretion and profile changes in abandoned man-made tidal marshes in the Dollard Estuary, the Netherlands. In: *Journal Coastal Research* 14: 570-82.
- French, J.R. & T. Spencer (1993): Dynamics of Sedimentation in a tide-dominated backbarrier salt marsh, Norfolk, UK. In: *Marine Geology* 110: 315-31.
- Horn, R. & H.Q. Zhang (1995): *Bewertung von Vorlandbewirtschaftungsverfahren nach bodenphysikalischen Kriterien*. Uni Kiel: 117 p.
- Jensen, J. & C. Mudersbach (2004): *Zeitliche Änderungen in den Wasserstandszeitreihen an den Deutschen Küsten. Klimaänderung und Küstenschutz*. Hamburg, Proc. Uni Hamburg: 1-15.
- Jensen, J., T. Wahl & T. Frank (2010): Improved estimates of mean sea level changes in the south-eastern North Sea since 1843. In: *Proc. Coastal Engineering 2010*
- Kolker, A.S., S.L. Goodbred Jr, S. Hameed & J.K. Cochran (2009): High-resolution records of the response of coastal wetland systems to long-term and short-term sea-level variability. In: *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 84 (4): 493-508.
- Möller, I. (2006): Quantifying saltmarsh vegetation and its effect on wave height dissipation: Results from a UK East coast saltmarsh. In: *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 69 (3-4): 337-51.
- Neuhaus, R., T. Stelter & K. Kiehl (1999): Sedimentation in salt marshes affected by grazing regime, topographical patterns and regional differences. In: *Senckenbergiana maritima* 29: 113-16.
- Neumeier, U.R.S. & C.L. Amos (2006): The influence of vegetation on turbulence and flow velocities in European salt-marshes. In: *Sedimentology* 53 (2): 259-77.
- Oenema, O. & R.D. DeLaune (1988): Accretion rates in salt marshes in the Eastern Scheldt, South-west Netherlands. In: *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 26 (4): 379-94.
- Reed, D.J., T. Spencer, A.L. Murray, J.R. French & L. Leonhard (1999): Marsh surface sediment deposition and the role of tidal creeks: Implications for created and managed coastal marshes. In: *Journal of Coastal Conservation* 5: 81-90.
- Schröder, H.K. (1998): *Der Einfluß biotischer und abiotischer Standortfaktoren auf die Entwicklung der Salzrasenvegetation der Hamburger Hallig*. Erlangen: 132 p.
- Schröder, H.K., K. Kiehl & M. Stock (2002): Directional and non-directional vegetation changes in a temperate salt marsh in relation to biotic and abiotic factors. In: *Applied Vegetation Science* 5: 33-44.
- Schröder, H.K. & M. Lüning (2000): Die Standortverhältnisse in den Salzmarschen der Hamburger Hallig. In: *Schriftenreihe des Nationalparks Schleswig-Holsteinisches Wattenmeer* 11: 13-23.
- Seiberling, S. & M. Stock (2009): Renaturierung von Salzgrasländern bzw. Salzwiesen der Küsten. In: Zerbe, S. & G. Wiegand (eds.): *Renaturierung von Ökosystemen in Mitteleuropa*. Spektrum Verlag, Heidelberg: 183-208.
- Silva, H., J.M. Dias & I. Caçador (2008): Is the salt marsh vegetation a determining factor in the sedimentation processes? In: *Hydrobiologia* 621 (1): 33-47.
- Stock, M., S. Gettner, H. Hagge, K. Heinzl, J. Kohls & H. Stumpe (2005): Salzwiesen an der Westküste von Schleswig-Holstein 1988 - 2001. In: *Schriftenreihe des Nationalparks Schleswig-Holsteinisches Wattenmeer* 15: 239 p.

- Stock, M. & K. Kiehl (2000): Die Salzwiesen der Hamburger Hallig. In: Schriftenreihe des Nationalparks Schleswig-Holsteinisches Wattenmeer 11: 3-88.
- Suchrow, S., N. Pohlmann, M. Stock & K. Jensen (under review): Long-term surface elevation changes in German mainland North Sea salt marshes using regression tree analysis. In: *Estuarine, Coastal and Shelf Science*
- Temmerman, S., T. Bouma, G. Govers & D. Lauwaet (2005): Flow paths of water and sediment in a tidal marsh: Relations with marsh developmental stage and tidal inundation height. In: *Estuaries* 28 (3): 338-52.
- Temmerman, S., G. Govers, S. Wartel & P. Meire (2003): Spatial and temporal factors controlling short-term sedimentation in a salt and freshwater tidal marsh, Scheldt estuary, Belgium, SW Netherlands. In: *Earth Surface Processes and Landforms* 28 (7): 739-55.
- Van De Pol, M., B.J. Ens, D. Heg, L. Brouwer, J. Krol, M. Maier, K.-M. Exo, K. Oosterbeek, T. Lok, C.M. Eising & K. Koffijberg (2010): Do changes in the frequency, magnitude and timing of extreme climatic events threaten the population viability of coastal birds? In: *Journal of Applied Ecology* 47 (4): 720-30.
- van Duin, W.E., K.S. Dijkema & J. Zegers (1997): Verandering in bodemhoogte (opslipping, erosie en inklink) in de Peazemerlaan. IBN-Rapport 326: 104 p.
- van Duin, W.E., P. Esselink, D. Bos, R. Klaver, G. Verweij & P.W. van Leeuwen (2007): Proefverkweldering Noord-Fryslan Butendyks. Evaluatie kwelderherstel 2000-2005. IMARES Rapport C020/07: 209 p.
- van Wijnen, H.J. & J.P. Bakker (2001): Long-term surface elevation changes in salt marshes: a prediction of marsh response to future sea level rise. In: *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 52: 381-90.

Acknowledgements

The data were collected by different people over the entire time span. I acknowledge their help in long-term field work. K. Jensen assisted with data analysis. K. Jensen, F. Müller, S. Suchrow and A. Wanner gave valuable comments to improve the manuscript. M. Sixsmith kindly corrected the English.

Address

Dr. Martin Stock
The Schleswig-Holstein Agency for Coastal Defence
National Park and Marine Conservation
National Park Authority
Schlossgarten 1
25832 Tönning, Germany

martin.stock@lkn.landsh.de



Bestimmung der Sedimentakkumulation auf Hallig Langeness im Winter 2009/10

Marieke Vogt, Matthias Deicke & Volker Karius

Universität Göttingen, Geowissenschaftliches Zentrum, Deutschland

Abstract

The so called "Halligen" are small inhabited marsh islands within the North Frisian wadden sea, Germany. Their surface elevation is only slightly above the mean high water of the North Sea but they are not protected by dykes. The Halligen serve as wave breakers for the main coast line. For centuries they have been flooded during storm surges. These floodings left behind sediments that increased the surface elevation of the Halligen at a so far unknown rate. The recent sea level rise may endanger the balance between surface elevation and mean high water, thus it is important to quantify the sedimentation rate on the Halligen.

Sedimentation was measured on Hallig Langeness in winter 2009/10. In October 2009, 60 sediment traps were installed and collected in March 2010 after two floodings. A median sediment accumulation of 1473 to 1559 g/m² depending on the type of sediment trap used and a surface increase of 0.98 to 1.04 mm was measured.

1 Einleitung

Die Landoberfläche der Halligen vor der Küste Nordfrieslands erhebt sich nur wenig über das mittlere Tidehochwasser (MThw). Die Halligen sind nicht durch Deiche geschützt und liegen gleichzeitig in einem Gebiet, in dem der Meeresspiegel steigt. Seit Jahrhunderten werden die Halligen bei Sturmflut überspült, lediglich die Warften, die künstlichen Erdhügel, auf denen die Häuser errichtet sind, bleiben trocken. So eine Überflutung wird als "Land unter" bezeichnet. Ein Anstieg des MThw könnte zu häufigerer Überflutung der Halligen in der Zukunft führen. Andererseits wird während der "Land unter" Sediment antransportiert. Diese natürliche Sedimentation ließ die Halligen mit der Zeit in die Höhe wachsen. Im Rahmen des SAHLL Projektes wird untersucht, ob die natürliche Sedimentation ausreicht, um ein Mitwachsen der Halligoberfläche mit dem ansteigenden Meeresspiegel zu gewährleisten. Dazu wurden im Winterhalbjahr 2009/2010 im Rahmen einer neun wöchigen Bachelor-Arbeit sechzig Sedimentfallen auf Hallig Langeness ausgelegt und die entsprechende Sedimentakkumulation gemessen (Vogt 2010).

2 Ziele

- Bestimmung der Sedimentakkumulation auf Hallig Langeness und das daraus resultierende Aufwachsen der Halligoberfläche im Winter 2009/10.
- Bestimmung des langfristig erhaltungsfähigen Sedimentanteils (siliziklastischer Anteil)
- Bestimmung des organischen Anteils am Gesamtsediment

3 Untersuchungsgebiet und Methoden

Untersuchungsgebiet

Hallig Langeness erstreckt sich WSW-ENE über ca. 11 km. Das Relief ist flach, die Halligoberfläche

liegt im Mittel etwa 1,70 m ü NN, wobei das Südufer etwas niedriger liegt als das Nordufer. Außerdem erheben sich die ufernahen Bereiche etwas höher als das Zentrum der Hallig. Ein Netz aus Prielen entwässert die Hallig über Sieltore. Das Ufer ist rundum durch einen teilweise wasserdurchlässigen Halligrauhstreifen, den sog. "Igel" befestigt, dieser erhebt sich rund 1,80 m über die Halligoberfläche.

Es wurden drei Flächen beprobt (Abb. 1). Diese lagen alle in Ufernähe und unterschieden sich in einigen Merkmalen, die untersucht werden sollten.

Die "WWF-Fläche", 600x600 m² groß, im Süden der Hallig wird vom WWF als Versuchsfläche genutzt. Sie wird in verschiedenen Bereichen unterschiedlich stark beweidet, hieraus ergeben sich unterschiedliche Vegetationshöhen zwischen wenigen Zentimetern bis zu einem Meter.

Die "Fläche am Treuberg" grenzt ebenfalls an das Südufer an, südlich der Warft Treuberg. Sie ist 200x300 m² groß. Mehrere größere Priele entwässern die Fläche durch ein Sieltor direkt am angrenzenden Ufer.

An der Westspitze der Hallig befindet sich die "Fläche am Leuchtturm". Sie liegt exponiert, da die Hauptwindrichtung SW bis NW ist und deshalb das Wasser bei Sturmflut aus diesen Richtungen auf die Hallig dringt. Die Fläche wird von mehreren mittleren und kleinen Prielen durchzogen, die nach Westen entwässern. Parallel zum "Igel" verläuft der alte Deich. Die Fläche zwischen "Igel" und Deich bildet ein Becken, das höher liegt als das Land innerhalb der Deichlinie. Es wird über Rohre direkt ins Watt entwässert.

Die "Fläche am Leuchtturm" liegt im Vergleich zur übrigen Hallig auffällig niedrig, nur ca. 1,40 m ü. NN.

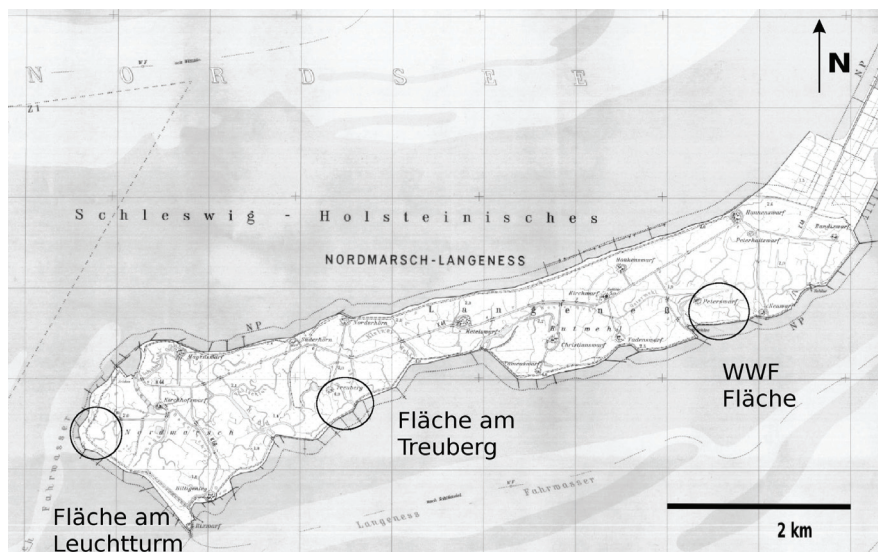


Abb. 1: Hallig Langeness, Ausschnitt aus TK 25, Blatt 1317, Wyk (Föhr). Die drei Untersuchungsgebiete sind eingekreist.

Probennahme

Im Zeitraum zwischen dem 01.11. und 03.11.2009 wurden 60 Sedimentfallenkombinationen ausgelegt und zwischen dem 27.03. und 29.03.2010 wieder eingesammelt. Die Sedimentfallenkombinationen bestanden jeweils aus einer 1 l PE-Flasche, die mit einem Stechzylinder im Boden eingelassen wurde, wobei der Flaschenhals ca. 3 cm über die Geländeoberkante hinausragte, und einer 20x30 cm PE-Fußmatte, die auf dem Erdboden ausgelegt und mit 5 Nägeln verankert wurde. Um die Fußmatte von auf der Unterseite anhaftendem Bodenmaterial frei zu halten, wurden die Matten auf eine ebenso große Folie gelegt.

Probenaufbereitung im Labor

Das gefangene Sediment enthielt zwei Hauptbestandteile: Die siliziklastische Komponente sowie organische Substanz. Organische Substanz trägt auf lange Sicht nicht zum Höhenwachstum der Hallig bei, deshalb musste dieser Anteil quantitativ ermittelt und von der Gesamtprobe abgezogen werden. Bei Matten- und Flaschensediment wurde unterschiedlich vorgegangen.

Vorgehensweise bei den Matten

Die Matten wurden mehrere Tage im Trockenschrank bei 60 °C getrocknet und mit einer Messgenauigkeit von 0,01 g gewogen. Zur Bestimmung des Glühverlustes wurde eine repräsentative Menge Festschubstanz von der Matte abgeklopft. Abschließend wurden die gereinigten Matten erneut gewogen. Die Sedimentmenge wurde durch Differenzbildung berechnet.

Vorgehensweise bei den Flaschen

Die Brackwassersuspension aus den Flaschen wurde dekantiert, eingedampft, getrocknet und gewogen, um die Trockenmasse der Probe zu ermitteln. Hierbei ergibt sich die Schwierigkeit, dass die verbleibende Trockensubstanz große Mengen an Salz aus dem Brackwasser enthält. Um diesen Salzanteil zu ermitteln wurde vor dem Eindampfen die Suspension gewogen. Aus der Massendifferenz vor und nach dem Eindampfen wurde das eingedampfte Wasservolumen berechnet.

Der Salzgehalt dieses Wasservolumens wurde für alle Proben über eine Leitfähigkeitsmessung errechnet. Vor dem Eindampfen der Suspension wurde die elektrische Leitfähigkeit (Lf) des Wassers gemessen. Die Lf-Daten wurden mit fünf verdünnten künstlichen Meerwasserstandards kalibriert und in Salzkonzentrationen umgerechnet. Details dieser Methode beschreiben Karius & Machunze (2010).

Bestimmung des siliziklastischen Anteils

Zur Bestimmung des siliziklastischen Anteils mußten organischer Anteil und Salzanteil vom Gesamtfeststoff abgezogen werden. Sander et al. (2010) konnten zeigen, dass der organische Anteil gut durch den Glühverlust bei 535°C, korrigiert um einen Kristallwasseranteil angegeben werden kann. Kohlenstoffbestimmungen (C/S-Analysator Eltra, CS 800) ergaben, dass der Karbonatanteil (Total Inorganic Carbon) im Sediment vernachlässigbar gering war (<3 %).

Der Anteil der organischen Substanz wurde durch zweistündiges Glühen der Probe im Muffelofen bei 535 °C bestimmt. Dabei wurde angenommen, dass die gesamte organische Substanz beim Glühen verschwindet. Der Fehler, der hierbei durch Kristallwasser der salzigen Proben entstand, wurde mit Hilfe von Kohlenstoffbestimmungen (Total Organic Carbon) an salzhaltigen und salzfreien Proben korrigiert. Details dieser Methode beschreiben Sander et al. (2010).

Die organische Substanz wurde mit dem korrigierten Glühverlust gleichgesetzt.

Der siliziklastische Anteil wurde aus der Differenz von Gesamtfeststoffmasse, Masse des enthaltenen Salzes und der organischen Substanz berechnet.

Berechnung der Sedimentakkumulation und des Sedimentaufwachses

Die Sedimentakkumulation und der Sedimentaufwuchs wurden nach Formeln (1) und (2) berechnet.

$$W = (m/A) \cdot \rho^{-1} \cdot 10 \quad (1)$$

$$S = m \cdot 10000/A \quad (2)$$

W Oberflächenzuwachs [mm]

S Sedimentakkumulation [g/m²]

m Masse siliziklastischer Feststoff [g]

A Akkumulationsfläche [cm²]

ρ Trockenraumdichte des Sedimentes [1,5 g*cm⁻³] (nach Deicke et al. 2009)

Die Berechnung wurde für die Flaschen mit der Querschnittsfläche des Flaschenhalses $A = 19,63 \text{ cm}^2$ bzw. für die Matten mit $A = 600 \text{ cm}^2$ durchgeführt.

4 Ergebnisse

Es fanden in der Sturmflutsaison 2009/10 zwei "Land unter" statt, die zu einer vollständigen Überflutung von Hallig Langeness führten. Diese datieren auf den 18.11.2009 bei einem Pegel von max. 1,80 m über MThw und Sturm aus SSW bis W sowie auf den 23.-24.11.2009 bei einem Pegel von max. 1,22 m über MThw und Sturm aus SW (mündliche Mitteilung H.F. Nissen am 06.07.2010) In Tab. 1-3 werden die Ergebnisse der drei Untersuchungsflächen dargestellt. In Tab. 4 sind die Mittel- und Medianwerte der einzelnen Flächen und der Gesamtheit aller Proben dargestellt.

Tab. 1: Ergebnisse der Sedimentfallenuntersuchung auf Hallig Langeness im Winter 2009/10 - WWF-Fläche.

Probe	Typ	Akkumulation	Aufwuchs	siliziklastischer Anteil		organischer Anteil	
		g/m ²	Mm	g	%	g	%
LA01	Flasche	2703	1,80	5,31	99,0	0,06	1,0
	Matte	314	0,21	18,84	89,1	2,30	10,9
LA02	Flasche	2711	1,81	5,32	100,0	0,00	0,0
	Matte	551	0,37	33,09	94,1	2,07	5,9
LA03	Flasche	6	0,00	0,01	10,4	0,10	89,6
	Matte	536	0,36	32,16	84,5	5,92	15,5
LA04	Flasche	1720	1,15	3,38	91,5	0,31	8,5
	Matte	474	0,32	28,42	90,6	2,94	9,4
LA05	Flasche	1063	0,71	2,09	86,6	0,32	13,4
	Matte	211	0,14	12,68	82,8	2,63	17,2
LA06	Flasche	1966	1,31	3,86	84,3	0,72	15,7
	Matte	230	0,15	13,83	65,8	7,20	34,2
LA07	Flasche	851	0,57	1,67	86,1	0,27	13,9
	Matte	124	0,08	7,43	78,0	2,10	22,0
LA08	Flasche	1029	0,69	2,02	81,8	0,45	18,2
	Matte	912	0,61	54,75	80,4	13,32	19,6
LA09	Flasche	87	0,06	0,17	51,2	0,16	48,8
	Matte	548	0,37	32,86	83,2	6,65	16,8
LA10	Flasche	10019	6,68	19,67	92,7	1,54	7,3
	Matte	145	0,10	8,67	76,1	2,72	23,9
LA11	Flasche	3919	2,61	7,69	96,5	0,28	3,5
	Matte	565	0,38	33,91	95,9	1,45	4,1
LA12	Flasche	4181	2,79	8,21	100,0	0,00	0,0
	Matte	422	0,28	25,29	96,5	0,91	3,5
LA13	Flasche	2268	1,51	4,45	92,9	0,34	7,1
	Matte	245	0,16	14,70	90,8	1,49	9,2
LA14	Flasche	3076	2,05	6,04	83,8	1,16	16,2
	Matte	427	0,28	25,60	94,4	1,52	5,6
LA15	Flasche	n,a	n,a	n,a	n,a	n,a	n,a
	Matte	171	0,11	10,25	74,0	3,60	26,0
LA16	Flasche	1561	1,04	3,07	77,5	0,89	22,5
	Matte	194	0,13	11,65	76,0	3,68	24,0
LA17	Flasche	2404	1,60	4,72	77,7	1,36	22,3
	Matte	149	0,10	8,97	79,4	2,32	20,6

Fortsetzung der Tab. auf der folgenden Seite.

Fortsetzung:

Probe	Typ	Akkumulation	Aufwuchs	siliziklastischer Anteil		organischer Anteil	
		g/m ²	Mm	g	%	g	%
LA18	Flasche	1758	1,17	3,45	96,8	0,11	3,2
	Matte	194	0,13	11,66	89,4	1,38	10,6
LA19	Flasche	n,a	n,a	n,a	n,a	n,a	n,a
	Matte	314	0,21	18,87	78,2	5,25	21,8
LA20	Flasche	2781	1,85	5,46	77,5	1,59	22,5
	Matte	164	0,11	9,85	79,5	2,53	20,5

Tab. 2: Ergebnisse der Sedimentfallenuntersuchung auf Hallig Langeness im Winter 2009/10 - Fläche am Leuchtturm.

Probe	Typ	Akkumulation	Aufwuchs	siliziklastischer Anteil		organischer Anteil	
		g/m ²	mm	g	%	g	%
LA21	Flasche	1231	0,82	2,42	88,9	0,30	11,1
	Matte	127	0,08	7,60	84,9	1,35	15,1
LA22	Flasche	1420	0,95	2,79	91,9	0,25	8,1
	Matte	116	0,08	6,97	89,9	0,78	10,1
LA23	Flasche	753	0,50	1,48	93,0	0,11	7,0
	Matte	122	0,08	7,35	88,3	0,97	11,7
LA24	Flasche	892	0,59	1,75	92,8	0,14	7,2
	Matte	197	0,13	11,84	84,9	2,10	15,1
LA25	Flasche	1207	0,80	2,37	96,2	0,09	3,8
	Matte	156	0,10	9,38	89,9	1,05	10,1
LA26	Flasche	2021	1,35	3,97	87,8	0,55	12,2
	Matte	398	0,27	23,85	87,5	3,40	12,5
LA27	Flasche	1386	0,92	2,72	93,1	0,20	6,9
	Matte	397	0,26	23,83	87,9	3,27	12,1
LA28	Flasche	1881	1,25	3,69	81,6	0,83	18,4
	Matte	110	0,07	6,63	81,4	1,51	18,6
LA29	Flasche	712	0,47	1,40	92,7	0,11	7,3
	Matte	215	0,14	12,90	91,1	1,27	8,9
LA30	Flasche	993	0,66	1,95	92,4	0,16	7,6
	Matte	170	0,11	10,19	71,4	4,09	28,6
LA31	Flasche	3687	2,46	7,24	98,6	0,11	1,4
	Matte	470	0,31	28,18	97,5	0,72	2,5
LA32	Flasche	1243	0,83	2,44	89,3	0,29	10,7
	Matte	189	0,13	11,34	92,5	0,92	7,5
LA33	Flasche	19422	12,95	38,14	100,0	0,00	0,0
	Matte	1008	0,67	60,45	100,0	0,00	0,0
LA34	Flasche	2093	1,40	4,11	91,6	0,38	8,4
	Matte	207	0,14	12,43	68,0	5,86	32,0
LA35	Flasche	4325	2,88	8,49	94,3	0,51	5,7
	Matte	842	0,56	50,55	98,1	0,96	1,9

Fortsetzung der Tab. auf der folgenden Seite.

Fortsetzung:

Probe	Typ	Akkumulation	Aufwuchs	siliziklastischer Anteil		organischer Anteil	
		g/m ²	mm	g	%	g	%
LA36	Flasche	3749	2,50	7,36	93,5	0,51	6,5
	Matte	437	0,29	26,20	95,0	1,38	5,0
LA37	Flasche	4124	2,75	8,10	100,0	0,00	0,0
	Matte	506	0,34	30,34	100,0	0,00	0,0
LA38	Flasche	2354	1,57	4,62	93,6	0,31	6,4
	Matte	559	0,37	33,54	96,7	1,15	3,3
LA39	Flasche	2525	1,68	4,96	98,4	0,08	1,6
	Matte	349	0,23	20,94	92,9	1,59	7,1
LA40	Flasche	26460	17,64	51,95	100,0	0,00	0,0
	Matte	796	0,53	47,74	100,0	0,00	0,0
LA41	Flasche	1442	0,96	2,83	91,6	0,26	8,4
	Matte	306	0,20	18,37	93,5	1,28	6,5
LA42	Flasche	1352	0,90	2,66	95,0	0,14	5,0
	Matte	267	0,18	15,99	92,1	1,37	7,9
LA43	Flasche	n,a	n,a	n,a	n,a	n,a	n,a
	Matte	347	0,23	20,84	86,5	3,25	13,5
LA44	Flasche	1262	0,84	2,48	95,9	0,11	4,1
	Matte	168	0,11	10,10	92,4	0,83	7,6
LA45	Flasche	1299	0,87	2,55	90,0	0,28	10,0
	Matte	455	0,30	27,27	92,6	2,19	7,4
LA46	Flasche	2057	1,37	4,04	92,6	0,32	7,4
	Matte	286	0,19	17,15	92,4	1,41	7,6
LA47	Flasche	1425	0,95	2,80	88,2	0,37	11,8
	Matte	187	0,12	11,23	86,9	1,69	13,1
LA48	Flasche	852	0,57	1,67	88,2	0,22	11,8
	Matte	114	0,08	6,84	90,4	0,73	9,6
LA49	Flasche	1688	1,13	3,31	91,2	0,32	8,8
	Matte	128	0,09	7,67	92,2	0,65	7,8
LA50	Flasche	1557	1,04	3,06	93,8	0,20	6,2
	Matte	139	0,09	8,37	89,6	0,97	10,4

Tab. 3: Ergebnisse der Sedimentfallenuntersuchung auf Hallig Langeness im Winter 2009/10 - Fläche am Treuberg.

Probe	Typ	Akkumulation	Aufwuchs	siliziklastischer Anteil		organischer Anteil	
		g/m ²	mm	g	%	g	%
LA51	Flasche	1178	0,79	2,31	84,3	0,43	15,7
	Matte	171	0,11	10,24	92,3	0,86	7,7
LA52	Flasche	2427	1,62	4,77	95,9	0,21	4,1
	Matte	970	0,65	58,23	95,9	2,48	4,1
LA53	Flasche	3405	2,27	6,68	95,1	0,34	4,9
	Matte	443	0,30	26,58	95,7	1,19	4,3
LA54	Flasche	1506	1,00	2,96	86,7	0,45	13,3
	Matte	238	0,16	14,29	96,0	0,59	4,0

Fortsetzung der Tab. auf der folgenden Seite.

Fortsetzung:

Probe	Typ	Akkumulation	Aufwuchs	siliziklastischer Anteil		organischer Anteil	
		g/m ²	mm	g	%	g	%
LA55	Flasche	756	0,50	1,48	90,3	0,16	9,7
	Matte	207	0,14	12,42	86,5	1,94	13,5
LA56	Flasche	646	0,43	1,27	90,5	0,13	9,5
	Matte	78	0,05	4,69	85,5	0,80	14,5
LA57	Flasche	913	0,61	1,79	90,0	0,20	10,0
	Matte	163	0,11	9,77	84,7	1,77	15,3
LA58	Flasche	393	0,26	0,77	89,7	0,09	10,3
	Matte	68	0,05	4,11	85,7	0,68	14,3
LA59	Flasche	n,a	n,a	n,a	n,a	n,a	n,a
	Matte	140	0,09	8,38	88,8	1,06	11,2
LA60	Flasche	805	0,54	1,58	94,3	0,10	5,7
	Matte	75	0,05	4,52	87,4	0,65	12,6

Tab. 4: Ergebnisse der Sedimentfallenuntersuchung auf Hallig Langeness im Winter 2009/10 Mittel- und Medianwerte der einzelnen Probestellen und der Gesamtheit aller Proben.

Fläche	Typ	Typ	Akkumulation	Aufwuchs	siliziklastischer Anteil		organischer Anteil	
			g/m ²	mm	g	%	g	%
WWF- Fläche	Mittelwert	Flasche	2450	1,63	4,81	82,6	0,54	17,4
		Matte	345	0,23	20,67	83,9	3,60	16,1
	Median	Flasche	2117	1,41	4,16	86,4	0,32	13,6
		Matte	279	0,19	16,77	83,0	2,58	17,0
Leucht- turm	Mittelwert	Flasche	3290	2,19	6,46	93,0	0,25	7,0
		Matte	326	0,22	19,54	90,2	1,56	9,8
	Median	Flasche	1442	0,96	2,83	92,8	0,22	7,2
		Matte	241	0,16	14,45	91,6	1,27	8,4
Treiberg	Mittelwert	Flasche	1337	0,89	2,62	90,8	0,23	9,2
		Matte	255	0,17	15,32	89,8	1,20	10,2
	Median	Flasche	913	0,61	1,79	90,3	0,20	9,7
		Matte	167	0,11	10,01	88,1	0,96	11,9
Gesamt	Mittelwert	Flasche	2706	1,80	5,31	89,3	0,34	10,7
		Matte	320	0,21	19,21	88,1	2,18	11,9
	Median	Flasche	1559	1,04	3,06	92,2	0,25	7,8
		Matte	223	0,15	13,36	89,5	1,47	10,5

5 Diskussion

Nach den Annahmen, die der Berechnung zugrunde gelegt wurden, ist Langeness im Winter 2009/10 im Median zwischen 0,15 mm (Matte) und 1,8 mm (Flasche) in die Höhe gewachsen (Tab. 4).

Der deutliche Unterschied in den Daten der Matten und der Flaschen ist auffällig. Während Sediment, welches einmal in die Flaschen gelangt ist, kaum mehr remobilisiert werden kann, sind die Sedimentablagerungen auf den Matten extrem erosionsanfällig. Regenfälle waschen offenbar große Mengen des Sedimentes von der Matte herunter. Diese Annahme wird durch die Beobachtung gestützt, dass sich Sediment auf den Matten besonders in den Körbchen ablagert, die von den Borsten der Fußmatte gebildet werden. Legt man zur Berechnung der Sedimentakkumulation und des Aufwuchses nur die

Fläche der Matte zugrunde, die von den Körbchen gebildet werden (90,71 cm²), so ergeben sich deutlich höhere Werte (Tab. 5), die im Median sehr gut mit den Flaschendaten übereinstimmen.

Tab. 5: Mittel- und Medianwerte über alle Proben der Hallig Langeness im Winter 2009/10. Für die Berechnung der Mattendaten wurde die Körbchenfläche von 90,71 cm² zu Grunde gelegt.

Fläche	Typ	Typ	Akkumulation	Aufwuchs
			g/m ²	mm
WWF-Fläche	Mittelwert	Flasche	2450	1,63
		Matte	2279	1,52
	Median	Flasche	2117	1,41
		Matte	1849	1,23
Leuchtturm	Mittelwert	Flasche	3290	2,19
		Matte	2154	1,44
	Median	Flasche	1442	0,96
		Matte	1593	1,06
Treuberg	Mittelwert	Flasche	1337	0,89
		Matte	1689	1,13
	Median	Flasche	913	0,61
		Matte	1103	0,74
Gesamt	Mittelwert	Flasche	2706	1,80
		Matte	2118	1,41
	Median	Flasche	1559	1,04
		Matte	1473	0,98

Auffällig ist auch der deutliche Unterschied zwischen Mittel- und Medianwerten, die durch wenige Sedimentfallen (LA10, LA33 und LA40) mit extremen Sedimentmengen verursacht werden. Die Medianwerte sind daher wesentlich besser geeignet, um die Sedimentakkumulation der Hallig insgesamt zu beschreiben.

Geht man von zwei "Land untern" aus, errechnet sich aus der Sedimentmenge, die mit den Flaschen gefangen wurde, ein Höhenwachstum von 0,52 mm pro Überflutung. Dieser Wert stimmt sehr gut mit dem im selben Zeitraum auf Hallig Hooge bestimmten Wert von 0,48 mm überein (Sander et al. 2010).

Die Anstiegsraten des MThw zwischen 1965 und 2001 betragen auf den Inseln für Wittdün auf Amrum 41,4 und List auf Sylt 41,8, an der Küste betragen sie für Husum 51,2 und Dagebüll 52,9 (cm/100 Jahre) (Jensen & Mudersbach 2007). Langeness liegt geographisch zwischen diesen vier Punkten. Das Halligwachstum durch Sedimentakkumulation bleibt im hier betrachteten Zeitraum also deutlich hinter dem mittleren MThw-Anstieg zurück.

Literatur

- Deicke, M., V. Karius & H. von Eynatten (2009): Bestimmung der Sedimentaufwachsrate auf den Halligen Hooge, Langeness, Nordstrandischmoor und Süderoog (SAHALL). Endbericht (unveröffentlicht).
- Jensen, J. & C. Mudersbach (2007): Zeitliche Änderungen in den Wasserstandszeitreihen an den Deutschen Küsten. In: Glaser, R., W. Schenk, J. Vogt, R. Wießner, H. Zepp & U. Wardenga (Hrsg.): Berichte zur Deutschen Landeskunde 81 (2): 99-112.

- Karius, V. & C. Machunze (2010): Bestimmung des Feststoffanteils in Brackwassersuspensionen. In: Coastline Reports (diese Ausgabe).
- Sander, A., M. Deicke & V. Karius (2010): Bestimmung der Sedimentakkumulation auf Hallig Hooge im Winter 2009/10. In: Coastline Reports (diese Ausgabe).
- Vogt, M. (2010): Bestimmung der Sedimentakkumulation auf Hallig Langeness im Winter 2009/10. BSc-Arbeit, Universität Göttingen, GZG-Sedimentologie/Umweltgeologie (unveröffentlicht).

Danksagung

Über die zahlreichen Beteiligten des SAHALL-Projektes der Abteilung Sedimentologie/Umweltgeologie hinaus, gilt der Dank im Besonderen dem Landesbetrieb für Küstenschutz, Nationalpark und Meeresschutz Schleswig Holstein und dem LKN Husum für weitreichende fachliche Unterstützung sowie dem Ministerium für Landwirtschaft, Umwelt und ländliche Räume (Kiel) für die Finanzierung.

Adresse

Dr. Volker Karius
Universität Göttingen
GZG-Sedimentologie/Umweltgeologie
Goldschmidtstr.3
37077 Göttingen, Germany

vkarius@uni-goettingen.de



Regional patterns of sea level change in the German North Sea in a worldwide context

Thomas Wahl, Torsten Frank, Christoph Mudersbach & Jürgen Jensen

Research Institute for Water and Environment (fwu), University of Siegen, Germany

Abstract

This contribution focuses on presenting the results from analysing mean sea level changes in the German Bight, the south-eastern part of the North Sea. Data sets from 13 tide gauges covering the entire German North Sea coastline and the period from 1843 to 2008 have been used to estimate high quality mean sea level time series. The overall results from nonlinear smoothing and linear trend estimations for different time spans are presented. Time series from single tide gauges are analysed as well as different ‘virtual station’ time series. An accelerated sea level rise in the German Bight is detected for a period at the end of the 19th century and for another one covering the last decades. In addition, different patterns of sea level change are found in the German Bight compared to global patterns, highlighting the urgent need to derive reliable regional sea level projections to be considered in coastal planning strategies.

1 Introduction

Sea level rise (SLR) is one of the major consequences we are facing in times of a warming climate and it is obvious that a higher sea level influences the heights of occurring storm surges and thus results in a higher risk of inundation for the affected coastal areas.

Therefore, regional and global sea level rise are subjects to many recent scientific publications. In contrast, the mean sea level (MSL) and its variability over the last centuries in the German North Sea area have not been analysed in detail up to now. A methodology to analyse observed sea level rise in the German Bight, the shallow south-eastern part of the North Sea, is presented. The contribution focuses on the description of the methods used to generate and analyse high quality mean sea level time series. A virtual station time series for the German Bight is estimated, analysed in detail by applying parametric and non-parametric fitting approaches and compared to two global sea level reconstructions (Church & White 2006, Jevrejeva et al. 2008).

2 Data and Methods

The data sets of 13 tide gauges covering the entire German North Sea coastline are considered for the analyses (figure 1). Figure 2 shows that data sets with a resolution in time of at least one hour are available since the end of the last century for most of the tide gauges. To combine the MSL values with the mean tide level (MTL) values, estimated from tidal high and low waters, the k-factor method is used (Wahl et al. 2010, 2011). Different tests are applied (Kolmogorov-Smirnov-Test, Mann-Kendall-Test, Sliding-Window-Test) to prove stationarity of the k-factor time series.

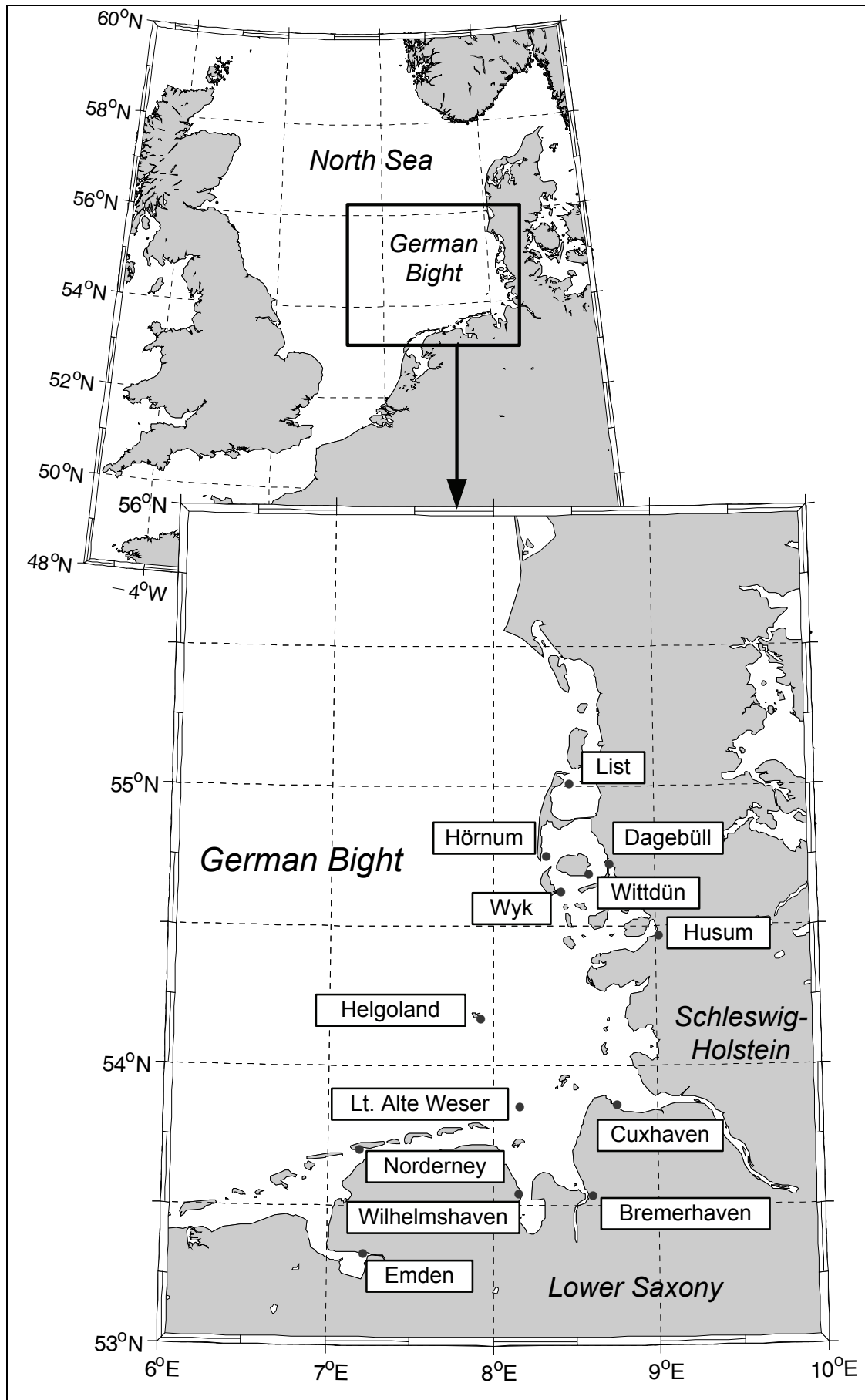


Figure 1: Investigation area.

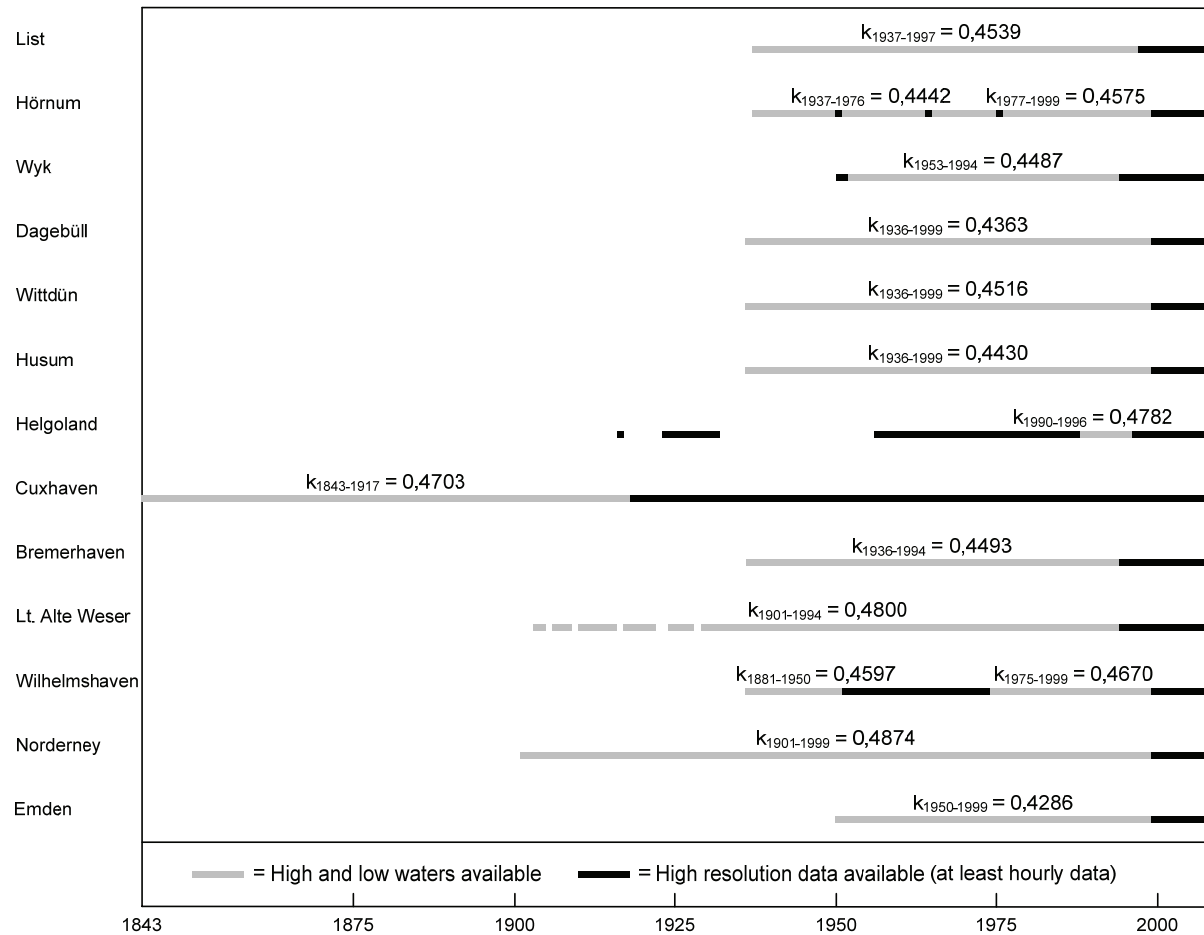


Figure 2: Available data sets and the estimated k-factors for different time periods.

Afterwards, a virtual station time series for the German Bight is estimated by integrating the averaged rates of SLR per year of the different gauges. Parametric fitting approaches as well as non-parametric data adaptive filters, such as Singular System Analysis (SSA), are applied to the resulting time series. For padding non-stationary sea level time series, an advanced approach named Monte-Carlo autoregressive padding (MCAP) is used. This approach allows the specification of a kind of uncertainties of the behaviour of smoothed time series near the boundaries. Finally, the reconstructed time series for the German Bight is connected to global sea level reconstructions.

3 Results

Figure 3 (top) shows the estimated virtual station time series of the German Bight. This relative mean sea level time series has a linear trend of 2.01 ± 0.08 mm/a for the entire period since 1843. The estimated trend is 1.68 ± 0.14 mm/a for the period since 1901, 1.96 ± 0.26 for the period since 1937, 2.14 ± 0.39 mm/a for the period since 1951 and 3.60 ± 0.74 mm/a for the reduced period since 1971 (quoted errors are 1- σ standard errors).

In addition, figure 3 (top) shows the results from analysing the virtual station time series using SSA with an embedding dimension of 15 years and 75,000 MCAP simulations to achieve stable results for the reconstruction near the boundaries. Figure 3 (bottom) shows the first differences of the reconstruction providing the best fit for the observed data. The results indicate that an acceleration of SLR took place at the end of the 19th century and was followed by a deceleration. Another period of accelerated SLR obviously started around 1970 and has declined in recent years.

Actual rates of relative SLR in the German Bight are in the order of 4-5 mm/a (note that the uncertainties increase near the boundaries).

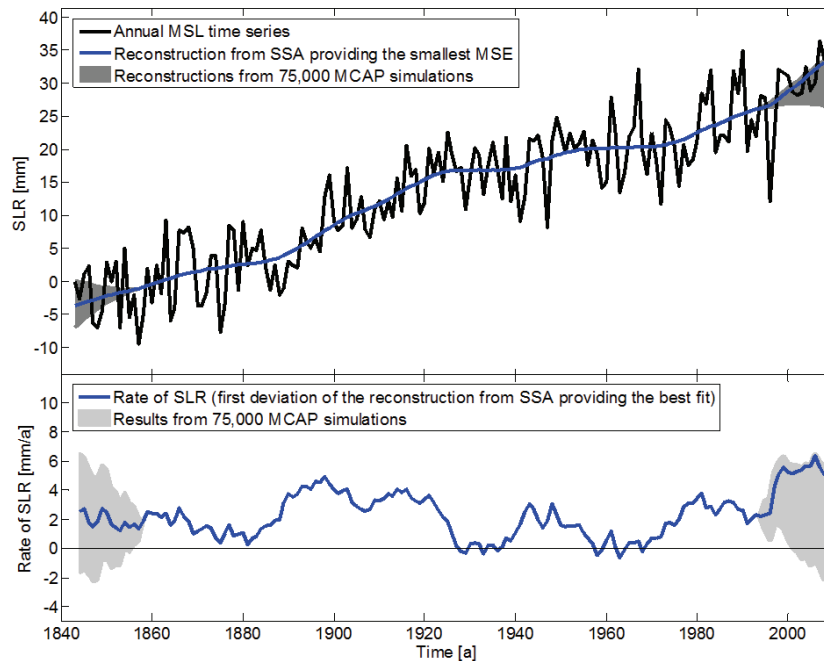


Figure 3: Virtual station for the German Bight and results from SSA reconstruction using the MCAP approach.

Figure 4 shows the results from estimating running linear trends for different time spans of the virtual station time series. The results for 30-, 40- and 50-a time spans approve the existence of a period of acceleration at the end of the 19th century and another one with its starting point around 1970. A window length of 20-a seems to be too short to achieve meaningful results for the underlying time series, showing a high variance.

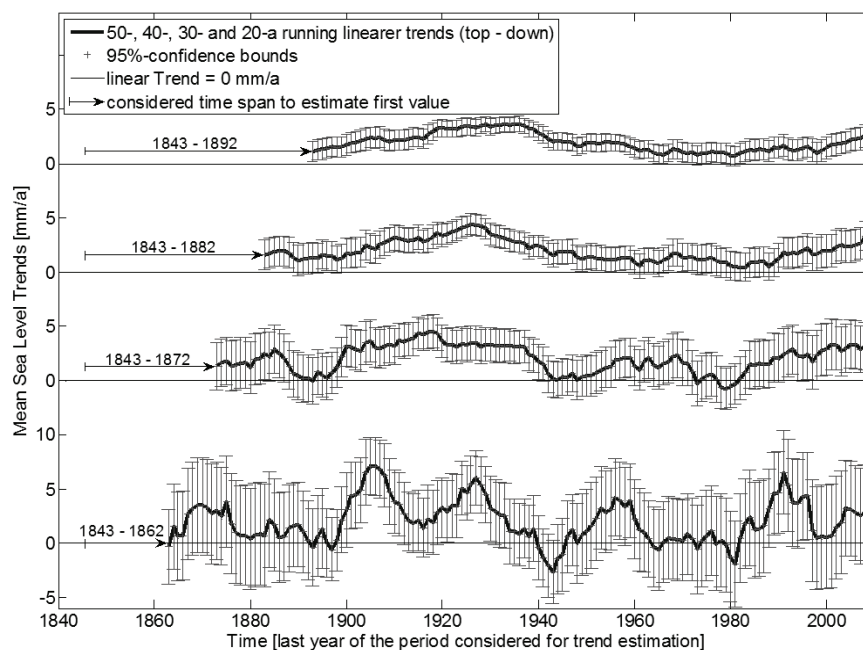


Figure 4: Running linear trends for different time periods of the virtual station time series.

Figure 5 shows the results from comparing the virtual station time series of the German Bight with two global sea level reconstructions (Church & White 2006, Jevrejeva et al. 2008). The reconstruction by Jevrejeva et al. (2008) is based on tide gauge data and provides MSL values for the period of 1700 to 2002. The reconstruction by Church & White (2006) considers tide gauge data as well as altimetry data and provides MSL values for the period of 1870 to 2007. Both reconstructions were GIA corrected. They are also analysed using SSA with an embedding dimension of 15 years in combination with MCAP. Figure 5 (top) shows the differences between the rates of SLR estimated from the GIA corrected reconstruction for the German Bight and the global reconstructions. Higher rates in the German Bight are observed for a period around 1850, a period around 1900 and the period covering the last 10 to 15 years.

The results clearly reveal the existence of different patterns of sea level change, which is approved by estimating 20-a running correlation coefficients (figure 5, bottom). Insignificant correlations are present for most of the periods of the considered time span (significance levels were estimated by applying t-test statistics).

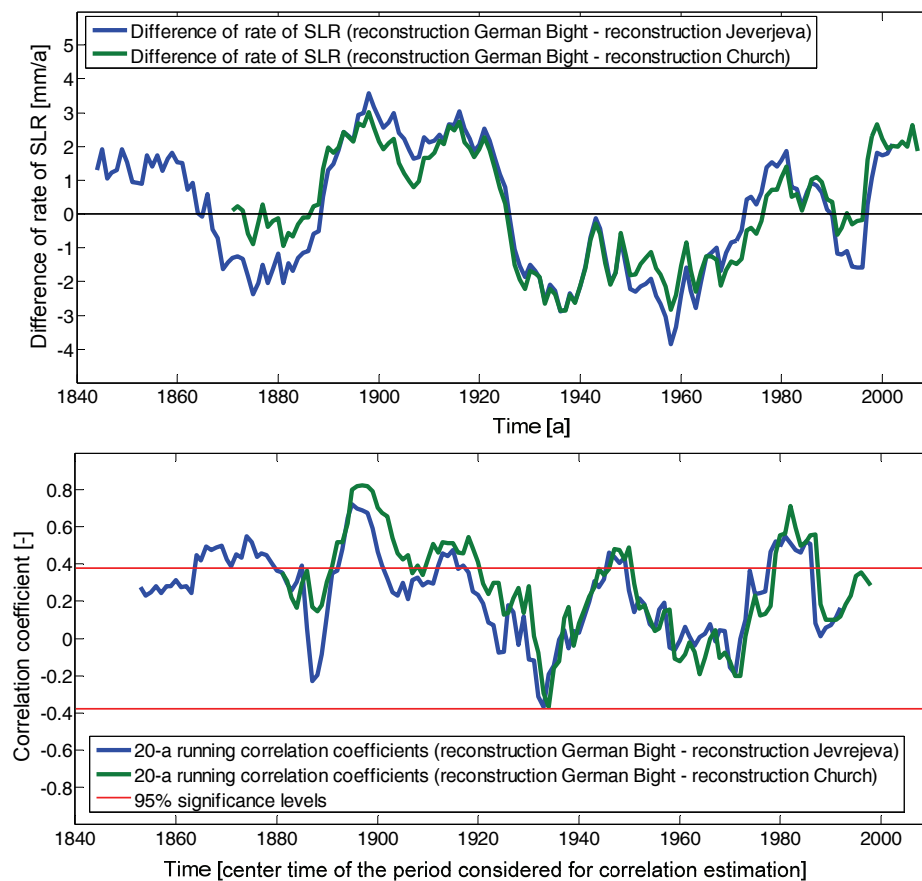


Figure 5: Difference of rate of SLR and 20-a running correlation coefficients between the virtual station for the German Bight and two global sea level reconstructions.

4 Conclusions and Outline

In this paper observed MSL changes in the German Bight over the last 166 years are presented. Analyses have been conducted for relative mean sea level time series from 13 tide gauges covering the entire German North Sea coastline and for a virtual station comprising the time series from single gauges. It was found that the considered MSL time series are of very good quality showing high correlation with the estimated virtual station for the entire German Bight. Non-linear smoothing

techniques are applied to identify the underlying long-term variability, which includes the identification of periods with considerably high or low rates of SLR.

To sum up the key findings, it was found that an acceleration of SLR occurred at the end of the 19th century followed by a deceleration. Another acceleration with its starting point in the 1970s and intensification from the 1990s on cannot be denoted as unusual or possibly attributed to anthropogenic impacts considering the last 166 years of observations. Nevertheless, the reported findings highlight the necessity for further studies and a regular update of the presented results.

The regional patterns of sea level change in the German Bight are identified by analysing a virtual station comprising all considered tide gauges. The comparison with a global sea level reconstruction reveals different patterns of sea level changes. Further studies including the application of more complex methods are necessary to compare time series on different time scales and to achieve a better insight into the underlying processes the consideration of additional climate related parameters seems to be useful.

To conclude, the presented results indicate the importance of regional sea level studies based on long and high quality sea level observations and it is recommended to put some efforts in further digitisation exercises and data archaeology. That will provide longer time series to better understand the underlying physical processes, which is essential to improve the accuracy of regional sea level rise scenarios to be considered in coastal management strategies.

References

- Church, J.A. & N.J. White (2006): A 20th century acceleration in global sea-level rise, *Geophysical Research Letters* 33. L01602, doi:10.1029/2005GL024826.
- Jevrejeva, S., J.C. Moore, A. Grinsted & P.L. Woodworth (2008): Recent global sea level acceleration started over 200 years ago? In: *Geophysical Research Letters* 35. L08715, doi:10.1029/2008GL033611.
- Wahl, T., J. Jensen & T. Frank (2010): On analysing sea level rise in the German Bight since 1844. In: *Natural Hazards and Earth System Science* 10: 171-179.
- Wahl, T., J. Jensen & T. Frank (2011): Improved estimates of mean sea level changes in the German Bight over the last 166 years. In: *Ocean Dynamics* (in press).

Acknowledgement

We thank John Church, Neil White and Svetlana Jevrejeva and her colleagues for sharing the different sea level reconstructions with the community and the Permanent Service of Mean Sea Level (PSMSL) for providing such products free of charge. We highly acknowledge the German Federal Ministry of Education and Research (BMBF) for funding the research project AMSeL.

Address

Dipl.-Ing. Thomas Wahl
University of Siegen, Research Institute for Water and Environment, Dept. of Hydraulic Engineering
Paul-Bonatz-Str. 9-11
57076 Siegen, Germany

thomas.wahl@uni-siegen.de



The identification of palaeo-tsunami deposits – a major challenge in coastal sedimentary research

Max Engel & Helmut Brückner

University of Cologne, Germany

Abstract

Extreme wave conditions associated with severe storms or tsunamis represent major hazards along coasts worldwide. For appropriate hazard assessment, reliable information on the magnitude and frequency of catastrophic events of the past is crucial. Especially in areas where historical accounts are fragmentary or cover only short periods, the onshore sedimentary record provides a promising key to reconstruct impacts of extraordinary waves. However, the differentiation between tsunami and storm surge deposits in onshore stratigraphies is extremely difficult, since most of their characteristics only indicate marine flooding. We discuss the most recent strategies to identify tsunami sand and mud deposits in coastal stratigraphies. In order to pre-evaluate the local hazard, (i) potential tsunami triggering mechanisms (local – regional – far-field), (ii) local and regional historical accounts (including historical documents/tsunami catalogues, interviews with contemporary witnesses, etc.) on the effects of tsunamis and severe storms, and (iii) extreme atmospheric conditions have to be analyzed. A holistic study of the sedimentary environments within the area of interest (especially source areas) is essential since it will determine the sedimentary record of any extreme wave event. Local reference deposits from either recent or historically well documented tsunami or severe storm surges guarantee the safest conclusions and should be favoured over a schematic application of global ‘tsunami signature types’.

1 Introduction

In recent years, dramatic human and economic losses due to extreme wave events have triggered a significant increase in the public perception of coastal geohazards and has also drawn the attention of geoscientists to the sedimentary signature of tsunamis and severe storms (e.g. Nott 1997, Clague et al. 2000, Dawson & Shi 2000, Nanayama et al. 2000, Goff et al. 2001, 2004, Felton 2002, Tuttle et al. 2004, Dominey-Howes et al. 2006, Kortekaas & Dawson 2007, Morton et al. 2007, Switzer & Jones 2008, Scheffers et al. 2009, Goto et al. 2010, Lario et al. 2010, Peters & Jaffe 2010a, Regnaud et al. 2010). Detailed analyses of sediments transported on-shore by tsunamis of the past two decades (e.g. Nishimura & Miyaji et al. 1995, Dawson et al. 1996, Dominey-Howes 1996, Nanayama et al. 2000, Gelfenbaum & Jaffe 2003, Jaffe et al. 2003, Richmond et al. 2006, Szczuciński et al. 2006, Babu et al. 2007, Bahlburg & Weiss 2007, Dawson 2007, Kelletat et al. 2007, Paris et al. 2007, Dahanayake & Kulasena 2008, Martin et al. 2008, Matsumoto et al. 2008, Sawai et al. 2009, Srinivasalu et al. 2009, Okal et al. 2010, Srisutam & Wagner 2010) contributed to an initial concept of a tsunami facies model. This facies model supported the differentiation of tsunami deposits from sedimentary deposits laid down by storm waves.

Where palaeo-tsunami deposits are found, they expose needs for countermeasures which will reduce the damages of possible future impacts. These include early warning systems (Lauterjung et al., 2009; 2010), education programs, and capacity building on a local level (Spahn et al., 2010) in order to increase public awareness for the hazard of tsunamis. The estimation of recurrence rates of major tsunami events based up on predecessor deposits is an essential tool for risk assessment and coastal management along heavily populated coastlines, especially where historical documentation is short and/or fragmentary (e.g. Africa, the Americas, SE Asia, Australia).

In this paper, we discuss interdisciplinary strategies which have recently been developed and applied to identify fine-grained deposits transported onshore by tsunamis. Suggestions concerning the interpretation of the field record are based on a thorough review of the latest case studies in tsunami geosciences as well as on our own analytical experiences in the field and laboratory, gained in the context of palaeo-tsunami research on the Netherlands Antilles (Engel et al. 2009, 2010), Thailand (Brückner et al. 2010) and Greece (May et al. 2007, Vött et al. 2007, 2008, 2010a, 2010b, Floth et al. 2009). Taking the ‘Tsunami deposits and sedimentology matrix of knowledge’ in Bourgeois (2009) as a basis, the focus of this paper solely lies on *Tsunami Deposits* (sand/mud) and their *Differentiation* from *Other Deposits*. For a more comprehensive overview covering further aspects of tsunami sedimentology, the reader is referred to Sugawara et al. (2008) and Bourgeois (2009).

2 Tsunami deposits

The era of overlooking and misinterpretation

Until the late 1980’s, accounts on tsunami deposits were mostly restricted to isolated post-disaster reports (e.g. Shepard et al. 1949, Wright & Mella 1963, Reimnitz & Marshall 1965). In this era, scholars did not take into consideration that tsunamis could be agents in coastal geomorphology and sedimentology, as indicated, for instance, by the chronological distribution of tsunami-related publications (figure 1). The right-skewed distribution of the literature (dataset A) indicates that tsunami geosciences as a discipline is young. Its immaturity in this context is demonstrated by the following regional examples:

Prior to the late 1980s, the widely occurring subsurface layer of sand and gravel on the eastern coast of Scotland (> 7000 years BP) was interpreted as a deposit of the Flandrian Transgression (Morrison et al. 1981, Smith et al. 1983) or a storm surge of extraordinary magnitude (Smith et al. 1985). Today, this unit can be clearly associated with the early Holocene Storegga slides off the mid-Norwegian coast, which caused a large tsunami affecting all the coasts of the North Sea region and those of Norway and various offshore islands such as the Faroes. Sediments transported onshore during this event were later found in the eastern UK (Dawson et al. 1988, Long et al. 1989, Smith et al. 2004), Norway (Bondevik et al. 1997), the Faroe Islands (Grauert et al. 2001), the Shetland Islands (Bondevik et al. 2005) and possibly east Greenland (Wagner et al. 2007).

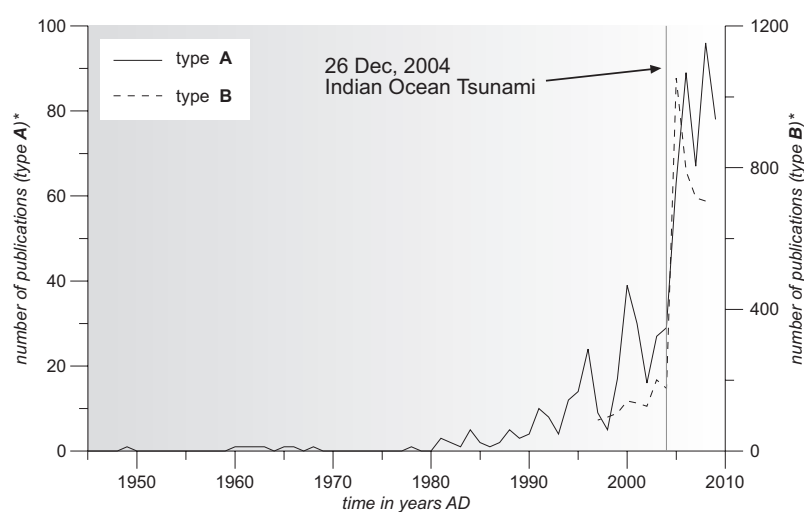


Figure 1: Tsunami-related publications. A: Papers in peer-reviewed international publications covering field-based studies on Quaternary tsunami deposits and post-tsunami surveys; $n_A = 674$ (own bibliographical compilation). Non-English publications – especially those in Japanese – are certainly underrepresented. B: Any tsunami-related scientific publications 1997-2008 as appeared in the Scopus™ database; $n_B = 4338$ (Sagar et al. 2010).

Table 1: Sedimentary signatures of tsunami deposits found in literature and their occurrence within onshore deposits of modern tsunamis. Descriptions/hypotheses were adapted from (1) Dominey-Howes et al. (2006: 1097), Mamo et al. (2009: 264), (2) Tuttle et al. (2004: 129), (3) Switzer & Jones (2008: 789), (4) Donato et al. (2008: 202) and (5) Goff et al. (2001: 4). The idea behind this compilation of what is commonly referred to as tsunami deposit characteristics is to show that most of the sedimentary features may also be found in onshore storm deposits. Thus, their occurrence in the field record does not necessarily provide evidence for a palaeo-tsunami event. References in square brackets only partially refute the general applicability of the signature type.

	Tsunami signature type	Description/hypothesis	Reference, event and site locations supporting the signature type	Reference, event and site locations which may refute the general applicability of the signature type
a)	Erosional basal contact	“Lower contact between base of tsunami-deposit unit and underlying sediment may be unconformable or erosional” (1)	Srinivasalu et al. (2009), IOT 2004, India; Srisutam & Wagner (2010), IOT 2004, Thailand	Horton et al. (2009), Hurricanes Rita and Katrina 2005, US Gulf Coast; Wang & Horwitz (2007), Hurricane Ivan 2004, Florida Gulf Coast
b)	Basal load structures	“Lower/basal tsunami unit contains loading structures” (1)	Matsumoto et al. (2008), IOT 2004, S Thailand	Not reported
c)	Fining upward sequence	“Tsunami sediment horizons fine upwards” (1)	Gelfenbaum & Jaffe (2003), Papua New Guinea Tsunami 1998; Srisutam & Wagner (2010), IOT 2004, Thailand	Morton et al. (2007), Hurricane Isabel 2003, North Carolina
d)	Landward fining sequence	“Particle sizes of tsunami sediments fine landward from the shore” (1)	Srinivasalu et al. (2009), IOT 2004, India; Srisutam & Wagner (2010), IOT 2004, Thailand	Williams (2009), Hurricane Rita 2005, Louisiana; Deike et al. (2007), storm surges since 1914, Hallig Hooge
e)	Greater landward extent	“Tsunami deposits occur in landscape positions, including landward of tidal ponds, that are not expected for storm deposits” (2)	Tuttle et al. (2004), Grand Banks Tsunami 1929; Goff et al. (2004), 15th-century Okoropunga tsunami, New Zealand	Bahlburg (2008), Cyclone Nargis 2008, Irrawaddy Delta, Myanmar; Nott (2006), Cyclone Vance 1999, Australia
f)	Cross bedding	“Landward and seaward currents shown by imbrications of shells and/or low-angle wedged shaped lamination and/or cross-bedding” (1)	Bahlburg & Weiss (2007), IOT 2004, SE India	Williams (2009), Hurricane Rita 2005, Louisiana
g)	Grain size distribution	“Tsunami deposits [...] are often bimodal” while “storm deposits have unimodal particle size distributions” (3)	Babu et al. (2007), IOT 2004, SW India; Paris et al. (2007), IOT 2004, Indonesia	Williams (2009), Hurricane Rita 2005, Louisiana

continued on the next page.

continuation:

	Tsunami signature type	Description/hypothesis	Reference, event and site locations supporting the signature type	Reference, event and site locations which may refute the general applicability of the signature type
h)	Rip-up clasts	“Lower/basal tsunami unit may contain ‘rip-up’ or intraclasts or reworked or underlying material” (1)	Srisutam & Wagner (2010), IOT 2004, Thailand; Szczeniński et al. (2006), IOT 2004, Thailand	Wang & Horwitz (2007), Hurricane Ivan 2004, Florida Gulf Coast
i)	Heavy minerals	“Heavy minerals from offshore [...] usually found below storm wave base are [...] more likely attributed to tsunami than large storm” (3)	Babu et al. (2007), IOT 2004, SW India; Bahlburg & Weiss (2007), IOT 2004, Kenya	Dahanayake & Kulasena (2008), IOT 2004, Sri Lanka
j)	Microfossil content	“May be pelagic and/or benthic species in shallow water environments. Tests/frustules may be crushed and broken in significant percentages” (1)	Kortekaas & Dawson (2007), Lisbon Tsunami 1755	Kortekaas & Dawson (2007), post-1755 storm, Portugal
k)	Macrofossil content	“The following collective taphonomic characteristics are useful indicators of tsunamigenic shell deposits: large vertical and lateral extent, allochthonous mixing of articulated bivalve species (e.g., lagoonal and offshore) out of life position, and high amount of fragmented valves, with angular breaks and stress fractures” (4)	Donato et al. (2008), Makran Tsunami 1945, Oman	[Boyajian & Thayer (1995), winter storm 1992, New Jersey]
l)	Diatoms	“Both tsunami and storm deposits contain mixtures of diatoms indicative of an offshore or bayward source, but tsunami deposits are more likely to contain broken valves and benthic marine diatoms” (2)	Sawai et al. (2009), IOT 2004, S Thailand; Dawson (2007), Papua New Guinea Tsunami 1998	[Parsons (1998), Hurricane Andrew 1994, Louisiana]
m)	Distinctive layering	“Separate waves in the tsunami wave train may deposit individual layers that contain distinctive subunits” (1)	Richmond et al. (2006), IOT 2004, Indonesia; Szczeniński et al. (2006), IOT 2004, Thailand	[Morton et al. (2007), Hurricane Isabel 2003, North Carolina; Williams (2009), Hurricane Rita 2005, Louisiana]
n)	Geochemical pattern	“Increases in concentrations of Na, S, Cl, Ca and Mg occur in tsunami deposits relative to under- and overlying sediments” (5)	Szczeniński et al. (2006), IOT 2004, Thailand	Engel et al. (2010), hurricanes of the decade 1998-2008, Playa Grandi – Bonaire

continued on the next page.

continuation:

	Tsunami signature type	Description/hypothesis	Reference, event and site locations supporting the signature type	Reference, event and site locations which may refute the general applicability of the signature type
o)	Sorting	“Generally tsunami deposits tend to be much more poorly sorted than storm deposits” (3)	Babu et al. (2007), IOT 2004, SW India; Paris et al. (2007), IOT 2004, Indonesia	Morton et al. (2007) Hurricane Carla 1961, Texas → proximal part of the deposit

The Caribbean region provides another example for the increased perception of tsunamis among coastal geoscientists in recent times. Previously, on the island of Bonaire, southern Caribbean, only a mid-Holocene sea level highstand was taken into consideration for the deposition of intertidal and sublittoral sand facies in nearshore morphological depressions (Lucia 1968, de Buissonjé 1974). More recent studies pointed to the likely contribution of tsunamis to the coastal stratigraphic pattern and landforms (Scheffers 2002, 2004, Morton et al. 2008, Engel et al. 2009, 2010, Watt et al. 2010).

The paradigm shift

A fundamental shift in paradigm was mainly initiated by the contributions of Atwater (1987) and Dawson et al. (1988). For the first time ever, their high-impact case studies established a link between coastal stratigraphies and seismic or landslide-induced tsunamis of the recent geologic past. From this time on, systematic concepts and principles of tsunami-laid sediments or tsunami deposits started to develop. In several cases, they triggered a reassessment of coastal sedimentary sequences, Holocene shoreline evolution and destruction layers at coastal archaeological sites (Smith et al. 2004, Pareschi et al. 2007, Pantosti et al. 2008, Vött et al. 2010b).

Towards a tsunami facies model...

A tsunami may be triggered by, a sudden tectonic movement rupturing the ocean floor (e.g. 2004 IOT: Tanioka et al. 2006), a submarine slump (e.g. 1998 Papua New Guinea [near-field]: Tappin et al. 2008), a coastal landslide into the sea (e.g. 1958 Lituya Bay: Miller 1960), explosive volcanism (e.g. 1883 Krakatau: Nomanbhoy & Satake 1995), pyroclastic flows (e.g. 2003 Montserrat: Mattioli et al. 2007), volcanic flank collapse (2002 Stromboli: Tinti et al. 2005), atmospheric high-frequency disturbances (e.g. Black Sea meteotsunami 2007 [?]: Vilibić et al. 2010), calving or edge wasting of icebergs (‘micro-tsunamis’ in the Ross Sea, Antarctica: MacAyeal et al. 2009) or a meteorite impact. Among these triggering mechanisms, the sudden impulse on the water column directly induced by plate uplift at a subduction zone is the most common one, while impact-generated tsunamis have never been observed directly and are still a matter of scientific debate (Kelleat 2003).

Tsunamis have wave lengths of up to hundreds of kilometers and heights of just a few centimetres to several metres in the open ocean. Approaching the shelf region, a tsunami reduces its speed while increasing its height. Coastal inundation occurs in the form of a temporary sea level rise by the shoreward moving of a broad sheet of water or by a landward moving wall of water similar to a tidal bore (Sugawara et al. 2008). Even though storm surges induced by wind stress and falling atmospheric pressure may produce wavelengths and amplitudes similar to those of tsunamis, mainly depending on the spatial extent of the low-pressure system, they have a lower velocity, grow slower and smaller in amplitude, and build up lower shear stress and erosion potential when approaching shallow waters. Storm surges result in a large number of inundation pulses releasing less energy (Switzer & Jones 2008). Thus, tsunami sediments are dislocated and deposited under a turbulent and/or laminar flow

regime within minutes and hours, while storm deposits are associated with primarily laminar flow conditions and a depositional process which takes place within hours and days (Tuttle et al. 2004).

Assuming that these hydrodynamic differences should create characteristic onshore sedimentary patterns and bedforms, initial facies models were established in order to support the differentiation between tsunami-laid sediments and storm wave deposits (e.g. Dominey-Howes et al. 2006, Morton et al. 2007, Switzer & Jones 2008, Mamo et al. 2009). The models are mainly based on the results of post-tsunami field surveys and palaeo-tsunami studies from different coastal environments worldwide.

...and straight into the dilemma!

Compilations of sedimentary features found in tsunami deposits are useful. However, they may provide a misleading basis for inductive theory building by suggesting that a layer within a coastal stratigraphic sequence comprising one or more of these features will automatically be representative of a palaeo-tsunami event. Table 1 in combination with the following text section shows that most of the common 'tsunami signature types' appearing in the literature may also be found in hurricane and storm wave deposits.

- a) A *sharp lower contact* is a common feature found in high-energy wave deposits regardless of the exact hydrodynamic process.
- b) In modern examples *basal load casts* or *flame wisps* have been described by Matsumoto et al. (2008). Several accounts exist for fossil high-energy wave deposits which are likely tsunamigenic (Minoura & Nakata 1994, Delaney & Devoy 1995, Vött et al. 2010a).
- c) *Normally graded sequences* are typical for tsunami deposits, but layers of inverse grading and massive sand units without any structure do also occur (e.g. Richmond et al. 2006). In overwash deposits associated with storm events or tropical cyclones normal and inverse grading has been observed (e.g. Williams 2009).
- d) A *fining trend in the distal part* of overwash deposits may also result from both hydrodynamic processes discussed here.
- e) *Landward extent* is primarily a question of coastal morphology and surface gradient which has been demonstrated in a dramatic way in the Irawaddy Delta, Burma (Myanmar), by Cyclone Nargis in 2008 (Bahlburg 2008). The extent of inundation reached up to 50 km inland (Fritz et al. 2009). Nevertheless, where a tsunami and an exceptionally large storm hit a certain coast, the tsunami deposit will probably have a greater areal extent (cf. Nanayama et al. 2000, Goff et al. 2004).
- f) *Cross stratification* does not exclusively result from tsunami overland flow and backwash currents. It also occurs within the basal part of storm surge deposits...
- g) ...where it may be associated with bimodal *grain size distribution* (Williams 2009).
- h) *Ripped-up clasts* of underlying strata are very common in tsunami sediments (figure 2B). Where suitable subsoil conditions exist, cyclone waves are also capable to produce them (Bridge 2008, Wang & Horwitz 2007). However, this seems to be rare (Jaffe et al. 2008).
- i) Concentrations of major *heavy minerals* such as tourmaline or zircon are entirely site dependent. While at some sites heavy mineral concentrations of the IOT deposit were elevated compared to the pre-tsunami sediment (e.g. SW India: Babu et al. 2007; S Thailand: Jagodziński et al. 2009), others observed reduced heavy mineral content (Sri Lanka: Dahanayake & Kulasena 2008).
- j) *Heavy metal* concentrations within the acid-leachable fraction of tsunami sediments, which in general are increased in the IOT deposits (Kozak & Siepak 2009), are also solely a matter of source availability.

- k) In theory, *microfaunal assemblages* (benthic foraminifera, ostracods) within tsunami deposits tend to contain many broken tests from a wide range of marine, brackish and even freshwater habitats. However, in field records where tsunami- and storm-generated sediments occur at the same site, the differences in terms of assemblage and preservation of the tests may be rather marginal (Kortekaas & Dawson 2007). For a better comparison of data from site to site, the application of multivariate statistics on taxa composition, palaeoecological significance of a thanatocoenosis or preservation of foraminiferal tests or ostracod carapaces is recommended (cf. Mamo et al. 2009).
- l) In a promising study, Donato et al. (2008) compared *taphonomic characteristics of bivalve shells* from known storm and tsunami layers at one particular site (Sur lagoon, Oman) and found that only the tsunami deposit comprised several articulated specimen – besides a high percentage of disjointed valves with primarily angular breaks. Nevertheless, in other coastal environments articulated bivalves may also occur in large numbers within a storm surge sediment unit, e.g. at the Jersey Shore (Boyajian & Thayer 1995).
- m) Assemblages of benthic *diatoms* (siliceous algae) containing marine elements and valve fractures have been found to be indicative for marine flooding and high-energy flow conditions resulting from tsunamis (Tuttle et al. 2004). However, Parsons (1998) also found chaotic assemblages including marine forms in hurricane deposits; hence, it is hardly possible to distinguish between tsunami and storm deposits relying only on diatoms (Hemphill-Haley 1995). Sawai et al. (2009) make an effort to enhance this signature type by linking distinctive units within an IOT layer with characteristic diatom assemblages to successive flow regimes during tsunami inundation.
- n) *Laminasets* of hurricane deposits may not necessarily differ from graded sequences resulting from a tsunami. However, tsunami deposits sometimes tend to form distinct sand layers with mud drapes or distinct subunits representing in- and outflow processes of one single wave (figure 2C) which has rarely been observed in storm deposits (Komatsubara & Fujiwara 2007). This also applies for backflow incision patterns (figure 2B). In general, the number of laminasets is higher in storm deposits (Morton et al. 2007).
- o) The *geochemical pattern* of an overwash sediment body solely proves marine flooding but does not represent a criterion to distinguish between tsunami or storm origin. Chagué-Goff (2010) speculates that the marine geochemical signature in a storm deposit might be diluted due to associated heavy rainfall, even though this has to be verified by further research.

Further attempts to characterise and identify palaeo-tsunami deposits include scanning electron microscope-based analysis of quartz grain microtextures (Costa et al. 2009) or stratigraphical analyses at the thin section level (Kilfeather et al. 2007) as well as measurements of magnetic susceptibility (Font et al. 2010). However, it is clear, given the vagaries of sediments and sediment deposition that there will never be a single proxy, or definitive signature, which unequivocally discriminates between storm and tsunami deposits (and solves the dilemma). Researchers will always have to consider a broad variety of factors to come to a balanced conclusion on the origin of a possible palaeo-tsunami deposit.

Potential post-depositional changes within event deposits additionally hamper their interpretation, especially in humid tropical environments. After monitoring the IOT deposit in S Thailand for the period of five years, Szczuciński (2010) found that (i) the deposit was preserved at only 50 % of the investigated sites (30 % loss due to human impact, 20 % loss due to pedogenesis), (ii) modification is primarily due to bioturbation, and (iii) thickness of the deposit mostly determines the preservation potential. Another obstacle in finding palaeo-tsunami deposits by means of geological sampling is the discontinuous pattern of tsunami sand sheets (figure 2A) which is often controlled by the pre-impact coastal morphology. While the IOT deposit had an original thickness of up to 150 cm in morphologic depressions, it is absent in topographic highs (Paris et al. 2007, Srinivasalu et al. 2009).

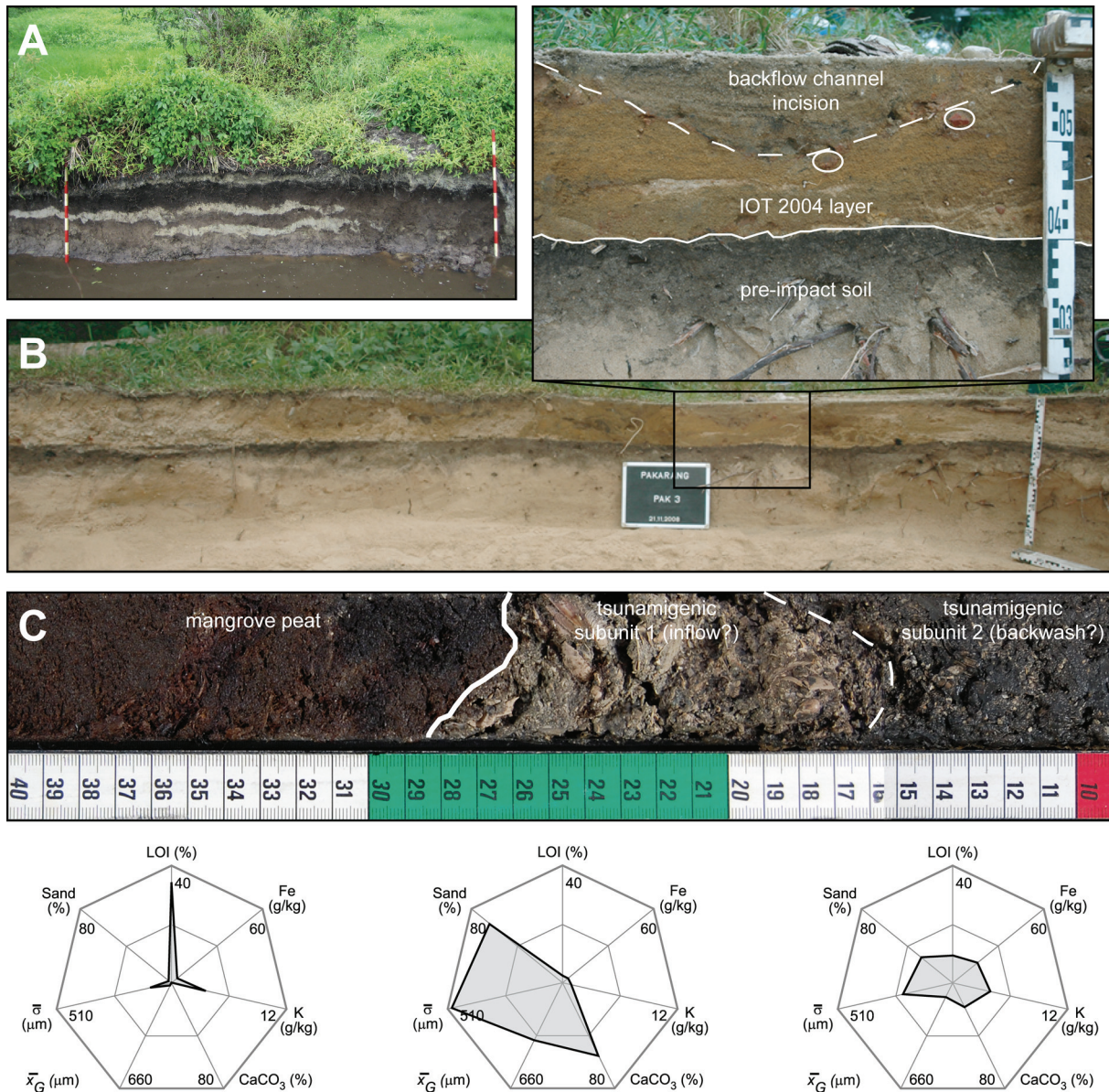


Figure 2: Examples of tsunamigenic sedimentary patterns. A: Discontinuous sheets of palaeo-tsunami deposits at Koh Phra Thong, S Thailand. The uppermost grey sand layer is of the IOT 2004 (photo: K. Jankaew; used with permission). B: IOT 2004 layer (uppermost sediment unit) at Cape Pakarang, S Thailand (photos: H. Brückner, A. Vött). The trench exposes bedforms and other sedimentary features associated with tsunami overland flow and subsequent sedimentation, e.g. incised backflow channels or roof tile intraclasts (detail photo). C: Sediment core (3.40-3.09 m below surface) from Lagun, Bonaire (Netherlands Antilles) (photo: G. Daut, M. Engel). The erosional contact between the underlying mangrove peat and the shell rich candidate tsunami deposit comprising two subunits is associated with bidirectional flow behaviour of a palaeo-tsunami. The mollusc thanatocoenosis indicates that most of the sediment stems from a local shallow embayment. The tripartition of the core section is supported by sedimentary characteristics (web diagrams: \bar{x}_G = mean grain size; σ = sorting; LOI = loss-on-ignition). See Engel et al. (2010) for details on geographic contexts, analytical approach and complete line of argument concerning the origin of the deposit. Further bedform structures are difficult if not impossible to detect in a sediment core.

3 Strategies for interpreting coastal event stratigraphies

Since universally applicable criteria in sand/mud deposits to unambiguously distinguish between tsunami and storm wave overwash processes are not available (Switzer 2010), data on regional physical preconditions for either one of these processes are required. These include potential tsunami

triggering mechanisms (local – regional – far-field), local and regional historical accounts on the effects of tsunamis and severe storms (including historical documents and tsunami catalogues, interviews with eyewitnesses, etc.), and regional extreme atmospheric conditions (maximum storm/cyclone intensities, storm/cyclone tracks, etc.) in order to pre-evaluate the overall tsunami/storm surge risk. This evaluation may be supported by numerical models of tsunami and storm surge hydrodynamic behaviour, coastal flooding and sediment transport involving data on local bathymetry, topography, triggering source mechanisms and sediment sources (e.g. Martin et al. 2008, Floth et al. 2009). Coarse-clast deposits and landforms in the littoral zone represent another criterion assisting in the differentiation between storms and tsunamis. In certain cases, storm wave transport may be discarded due to the weight and altitude of single boulder deposits (Nott 1997, Frohlich et al. 2009, Benner et al. 2010).

By thoroughly interpreting high-energy wave deposits, ideas or theories as “a set of propositions which purport to explain the structure of some *system* and/or how the *system* develops” (Wilson 1972: 32) in the basic sense of theoretical geography (cf. Wirth 1979) are crucial. The *system* here is defined as the coastal area of interest including the entire range of its morphodynamic processes. Thus, the theory is based on the unique configuration and development of the local foreshore, long-term wave energy, sediment sources, fluxes and availability, onshore topography, active tectonics and even the ecosystem. If, for instance, different source regions for the sediment load transported onshore by tsunami and storm waves can be identified, the application of certain ‘tsunami signature types’ (e.g. heavy mineral or microfaunal content) is far more promising. A good example in generating conclusive evidence for palaeo-tsunami deposits by thoroughly analyzing the local *system* is provided by Switzer et al. (2005) who found unambiguous similarities between heavy mineral assemblages of a candidate tsunami sand sheet and sediments from below the local storm wave base. In this case, tsunamigenic sedimentation is a reliable inference. At Puget Sound, one of the nuclei of palaeo-tsunami research, growth-position rhizomes of high intertidal marsh vegetation within a matrix of grey mud are vertically confined by a sand layer containing marine fossils. The overlying well-bedded and rhizome-free sand and mud indicates high sedimentation rates and a lowered position within the intertidal zone. Atwater & Moore (1992) linked the sand layer with a tsunami triggered by a local earthquake which caused subsidence of the intertidal marshes, providing the only possible explanation for this particular stratigraphic pattern.

However, (sub-)recent deposits of well documented storm and/or tsunami events provide the most reliable reference to locally calibrate sedimentary criteria for a differentiation between tsunami- and storm-laid sediments. Recent sedimentary input of storm and hurricane events or tsunamis substantially supported evidence for a palaeo-tsunami occurrence in case studies for instance from Thailand (Jankaew et al. 2008, Brückner et al. 2010), the Netherlands Antilles (Engel et al. 2010), and Chile (Cisternas et al. 2005). One’s ability to separate palaeo-tsunami and palaeo-storm deposits is enhanced, if there are local recent examples of both types of deposit in the same area to allow for a comparison and contrasting of the two (e.g. Nanayama et al. 2000, Tuttle et al. 2004).

Ground penetrating radar (GPR) is increasingly being used in order to evaluate the extent and sedimentary structures of fossil tsunami deposits. Studies by Switzer et al. (2006) or Nair et al. (2010) show that erosional unconformities below palaeo-tsunami deposits are well reflected in the GPR profiles which thus are a useful complement of data from sediment cores or trenches.

Where a tsunami deposit is identified, the stratigraphy may be used to reconstruct characteristics of the tsunami itself. Tsunami flow speed or run-up height may be determined by inverse modeling (Jaffe & Gelfenbaum 2007, Soulsby et al. 2007, Spiske et al. 2010).

4 Summary

To date, distinguishing between tsunami- and storm wave-generated onshore deposits is still challenging and an extremely difficult task. Tsunami geoscience, and in particular palaeo-tsunami

research, most certainly requires more interdisciplinary field studies including detailed sedimentological and geomorphological documentation to adjust tsunami and storm wave facies models as well as to enhance coastal hazard assessment on a local and regional basis. Nowadays, post-tsunami field surveys are often conducted following field manuals developed by the Intergovernmental Oceanographic Commission (IOC 1998) or the research group around Synolakis & Okal (2005) in order to create homogenous databases (cf. Okal et al. 2010 concerning the latest major incident on Samoa 2009). Databases of tsunami deposits already exist and are continuously updated and expanded (Keating et al. 2008, Peters & Jaffe 2010b). Only recently, Peters and Jaffe (2010a) made a valuable contribution by publishing a list of identification criteria for fossil tsunami deposits as a guideline for interdisciplinary palaeo-tsunami research and stratigraphic documentation. In this regard, we also propose to carefully analyse the sedimentary and geomorphological environment within the area of interest (especially the potential source region) since it will determine the sedimentary record of any extreme wave event. It will always be most valuable to have local reference deposits from either recent or historically well documented tsunami or severe storm events, to ensure the best deduction as to a deposit's origin. Basing one's choice of the origin of a high energy deposit on existing modern analogies should be favoured over a schematic application of global 'tsunami signature types'. However, the presence of several 'tsunami signature types' listed in Table 1 in a trench or in a suite of sediment cores may be a substantial support of the tsunami hypothesis.

References

- Atwater, B.F. (1987): Evidence for great Holocene earthquakes along the outer coast of Washington State. In: *Science* 236: 942–944.
- Atwater, B.F. & A.L. Moore (1992): A tsunami about 1000 years ago in Puget Sound, Washington. In: *Science* 258: 1614–1617.
- Babu, N., D.S. Suresh Babu & P.N. Mohan Das (2007): Impact of tsunami on texture and mineralogy of a major placer deposit in southwest coast of India. In: *Environmental Geology* 52: 71–80.
- Bahlburg, H. (2008): Storm and tsunami deposits in light of cyclone Nargis, Burma, May 2 and 3, 2008. In: Kunkel, C., S. Hahn, N. ten Veen, N. Rameil & A. Immenhauser (eds.): *Abstracts of the 26th IAS Meeting of Sedimentology*, Bochum, Germany, 1-3 September 2008. *Schriften der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften* 58: 42.
- Bahlburg, H. & R. Weiss (2007): Sedimentology of the December 26, 2004, Sumatra tsunami deposits in eastern India (Tamil Nadu) and Kenya. In: *International Journal of Earth Sciences* 96: 1195–1209.
- Benner, R., T. Browne, H. Brückner, D. Kelletat & A. Scheffers (2010): Boulder Transport by Waves: Progress in Physical Modeling. In: *Zeitschrift für Geomorphologie* 54 (Suppl 3): 127–146.
- Bondevik, S., J.I. Svendsen & J. Mangerud (1997): Tsunami sedimentary facies deposited by the Storegga tsunami in shallow marine basins and coastal lakes, western Norway. In: *Sedimentology* 44: 1115–1131.
- Bondevik, S., J. Mangerud, S. Dawson, A. Dawson & Ø. Lohne (2005): Evidence for three North Sea tsunamis at the Shetland Islands between 8000 and 1500 years ago. In: *Quaternary Science Reviews* 24: 1757–1775.
- Bourgeois, J. (2009): Geologic effects and records of tsunamis. In: Robinson A.R. & E.N. Bernard (eds.): *The Sea, Volume 15: Tsunamis*. Harvard University Press, pp. 53–91.
- Boyajian, G.E. & C.W. Thayer (1995): Clam Calamity: A Recent Supratidal Storm-Deposit as an Analog for Fossil Shell Beds. In: *Palaios* 10 (5): 494–489.
- Bridge, J.S. (2008): Discussion of articles in "Sedimentary features of tsunami deposits". In: *Sedimentary Geology* 211: 94.
- Brückner, H., D. Brill, K. Jankae, D. Kelletat, N. Klasen & A. Vött (2010): Tsunami deposits from the west coast of Thailand: Predecessors of the Indian Ocean Tsunami – identification and dating. *Abstract Volume of the 3rd International Tsunami Field Symposium*. Sendai, Japan, 10-16 April 2010, pp. 53–54.
- Chagué-Goff, C. (2010): Chemical signatures of palaeotsunamis: A forgotten proxy? In: *Marine Geology* 271: 67–71.

- Cisternas, M., B.F. Atwater, F. Torrejón, Y. Sawai, G. Machuca, M. Lagos, A. Eipert, C. Youlton, I. Salgado, T. Kamataki, M. Shishikura, C.P. Rajendran, J.K. Malik, Y. Rizal & M. Husni (2005): Predecessors of the giant 1960 Chile earthquake. In: *Nature* 437: 404–407.
- Clague, J.J., P.T. Bobrowsky & I. Hutchinson (2000): A review of geological records of large tsunamis at Vancouver Island, British Columbia, and implications for hazard. In: *Quaternary Science Reviews* 19: 849–863.
- Costa, P.J.M., C. Andrade, M.C. Freitas, M.A. Oliveira & J.-M. Jouanneau (2009): Preliminary results of exoscopic analysis of quartz grains deposited by a palaeotsunami in Salgados lowland (Algarve, Portugal). In: *Journal of Coastal Research*, SI 56: 39–43.
- Dahanayake, K. & N. Kulasena (2008): Recognition of diagnostic criteria for recent- and paleo-tsunami sediments from Sri Lanka. In: *Marine Geology* 254: 180–186.
- Dawson, S. (2007): Diatom biostratigraphy of tsunami deposits: Examples from the 1998 Papua New Guinea tsunami. In: *Sedimentary Geology* 200: 328–335.
- Dawson, A.G. & S. Shi (2000): Tsunami deposits. In: *Pure and Applied Geophysics* 157: 875–897.
- Dawson, A., D. Long & D.E. Smith (1988): The Storegga slides: evidence from eastern Scotland for a possible tsunami. In: *Marine Geology* 82: 271–276.
- Dawson, A.G., S. Shi, S. Dawson, T. Takahashi & N. Shuto (1996): Coastal sedimentation associated with the June 2nd and 3rd, 1994 tsunami in Rajegwesi, Java. In: *Quaternary Science Reviews* 15: 901–912.
- de Buissonjé, P.H. (1974): Neogene and Quaternary Geology of Aruba, Curaçao and Bonaire. *Uitgaven Natuurwetenschappelijke Studiekring voor Suriname en de Nederlandse Antillen* 78, 293 pp.
- Deicke, M., V. Karius, W. Jahnke, W. Kallweit, M. Rebens & D. Reyer (2007): Charakterisierung von Sturmflutablagerungen auf Hallig Hooge – Quantifizierung des Sedimentwachstums seit 1914. In: *Coastline Reports* 9: 93–102.
- Delaney, C. & R. Devoy (1995): Evidence from sites in Western Ireland of late Holocene changes in coastal environments. In: *Marine Geology* 124: 273–287.
- Dominey-Howes, D.T.M. (1996): Sedimentary deposits associated with the July 9th 1956 Aegean Sea tsunami. In: *Physics and Chemistry of the Earth* 21: 51–55.
- Dominey-Howes, D.T.M., G.S. Humphreys & P.P. Hesse (2006): Tsunami and palaeotsunami depositional signatures and their potential value in understanding the late-Holocene tsunami record. In: *The Holocene* 16: 1095–1107.
- Donato, S.V., E.G. Reinhardt, J.I. Boyce, R. Rothaus & T. Vosmer (2008): Identifying tsunami deposits using bivalve shell taphonomy. In: *Geology* 36 (3): 199–202.
- Engel, M., A. Bolten, H. Brückner, G. Daut, D. Kelletat, F. Schäbitz, A. Scheffers, S.R. Scheffers, A. Vött, M. Wille & T. Willershäuser (2009): Reading the chapter of extreme wave events in nearshore geo-bio-archives of Bonaire (Netherlands Antilles) – initial results from Lagun and Boka Bartol. In: *Marburger Geographische Schriften* 145: 157–178.
- Engel, M., H. Brückner, V. Wennrich, A. Scheffers, D. Kelletat, A. Vött, F. Schäbitz, G. Daut, T. Willershäuser, & S.M. May (2010): Coastal stratigraphies of eastern Bonaire (Netherlands Antilles): new insights into the palaeo-tsunami history of the southern Caribbean. In: *Sedimentary Geology* 231: 14–30.
- Felton, E.A. (2002): Sedimentology of rocky shorelines: 1. A review of the problem, with analytical methods, and insights gained from the Hulope Gravel and the modern rocky shoreline of Lanai, Hawaii. In: *Sedimentary Geology* 152: 221–245.
- Floth, U., A. Vött, S.M. May, H. Brückner & S. Brockmüller (2009): Geo-scientific evidence versus computer models of tsunami landfalls in the Lefkada coastal zone (NW Greece). In: *Marburger Geographische Schriften* 145: 140–156.
- Font, E., C. Nascimento, M.A. Baptista & P.F. Silva (2010): Identification of tsunami-induced deposits using numerical modelling and rock magnetism techniques: A study case of the 1755 Lisbon tsunami in Algarve, Portugal. In: *Physics of the Earth and Planets Interiors* 182: 187–198.
- Fritz, H.M., C.D. Blount, S. Thwin, M. Kyaw Thu and N. Chan (2009): Cyclone Nargis storm surge in Myanmar. In: *Nature Geoscience* 2: 448–449.
- Frohlich, C., M.J. Hornbach, F.W. Taylor, C.-C. Shen, 'A. Moala, A.E. Morton & J. Kruger (2009): Huge erratic boulders in Tonga deposited by a prehistoric tsunami. In: *Geology* 37 (2): 131–134.
- Gelfenbaum, G. & B.E. Jaffe (2003): Erosion and sedimentation from the 17 July, 1998 Papua New Guinea Tsunami. In: *Pure and Applied Geophysics* 160: 1969–1999.

- Goff, J., C. Chagué-Goff & S. Nichol (2001): Palaeotsunami deposits: a New Zealand perspective. In: *Sedimentary Geology* 143: 1–6.
- Goff, J., B.C. McFadgen & C. Chagué-Goff (2004): Sedimentary differences between the 2002 Easter storm and the 15th-century Okoropunga tsunami, southeastern North Island, New Zealand. In: *Marine Geology* 204: 235–250.
- Goto, K., T. Kawana & F. Imamura (2010): Historical and geological evidence of boulders deposited by tsunamis, southern Ryukyu Islands, Japan. In: *Earth-Science Reviews* 102: 77–99.
- Grauert, M., S. Björck & S. Bondevik (2001): Storegga tsunami deposits in a coastal lake on Suðuroy, the Faroe Islands. In: *Boreas* 30: 263–271.
- Hemphill-Haley, E. (1995): Diatom evidence for earthquake-induced subsidence and tsunami 300 yr ago in southern coastal Washington. In: *Bulletin of the Geological Society of America* 107 (3): 367–378.
- Horton, B.P., V. Rossi & A.D. Hawkes (2009): The sedimentary record of the 2005 hurricane season from the Mississippi and Alabama coastlines. In: *Quaternary International* 195: 15–30.
- IOC (1998): Post-tsunami survey field guide. Intergovernmental Oceanographic Commission Manuals and Guides 37, 23 pp.
- Jaffe, B.E. & G. Gelfenbaum (2007): A simple model for calculating tsunami flow speed from tsunami deposits. In: *Sedimentary Geology* 200: 347–361.
- Jaffe, B.E., G. Gelfenbaum, D.M. Rubin, R. Peters, R. Anima, M. Swensson, D. Olcese, L.B. Anticona, J.C., Gomez & P.C. Riega (2003): Identification and interpretation of tsunami deposits from the June 23, 2001 Perú tsunami. In: *Proceedings of the International Conference on Coastal Sediments 2003*. CD-ROM Published by World Scientific Publishing Corp and East Meets West Productions, Corpus Christi, TX, USA.
- Jaffe, B.E., R.A. Morton, S. Kortekaas, A.G. Dawson, D.E. Smith, G. Gelfenbaum, I.D.L. Foster, D. Long & S. Shi (2008): Reply to Bridge (2008) Discussion of articles in “Sedimentary features of tsunami deposits”. In: *Sedimentary Geology* 211: 95–97.
- Jagodziński, R., B. Sternal, W. Szczuciński & S. Lorenc: Heavy minerals in 2004 tsunami deposits on Kho Khao Island, Thailand. In: *Polish Journal of Environmental Studies* 18 (1): 103–110.
- Jankaew, K., B.F. Atwater, Y. Sawai, M. Choowong, T. Charoentitirat, M.E. Martin & A. Prendergast (2008): Medieval forewarning of the 2004 Indian Ocean tsunami in Thailand. In: *Nature* 455: 1228–1231.
- Keating, B.H., M. Wanink & C.E. Helsley (2008): Introduction to a tsunami-deposits database. In: Shiki, T., Y. Tsuji, T. Yamazaki & K. Minoura (eds.): *Tsunamiites – Features and Implications*. Elsevier, Amsterdam, Oxford, pp. 359–381.
- Kelletat, D. (2003): Tsunami durch Impacts von Meteoriten im Quartär? In: *Essener Geographische Arbeiten* 35: 27–38.
- Kelletat, D., S.R. Scheffers & A. Scheffers (2007): Field Signatures of the SE-Asian Mega-Tsunami along the West Coast of Thailand Compared to Holocene Paleo-Tsunami from the Atlantic Region. In: *Pure and Applied Geophysics* 164: 413–431.
- Kilfeather, A.A., J.J. Blackford & J.J.M. van der Meer (2007): Micromorphological Analysis of Coastal Sediments from Willapa Bay, Washington, USA: A Technique for Analysing Inferred Tsunami Deposits. In: *Pure and Applied Geophysics* 164: 509–525.
- Komatsubara, J. & O. Fujiwara (2007): Overview of Holocene tsunami deposits along the Nankai, Suruga, and Sagami Troughs, southwest Japan. In: *Pure and Applied Geophysics* 164: 493–507.
- Kortekaas, S. & A.G. Dawson (2007): Distinguishing tsunami and storm deposits: An example from Martinhal, SW Portugal. In: *Sedimentary Geology* 200: 208–221.
- Kozak, L. & J. Siepak (2009): The chemical study of tsunami deposits in south Thailand – Review. In: *Polish Journal of Environmental Studies* 18 (1): 137–139.
- Lario, J., L. Luque, C. Zazo, J.L. Goy, C. Spencer, A. Cabero, T. Bardají, F. Borja, C.J. Dabrio, J. Civis, J.Á. González-Delgado, C. Borja & J. Alonso-Azcárate (2010): Tsunami vs. storm surge deposits: a review of the sedimentological records of extreme wave events (EWE) during the Holocene in the Gulf of Cadiz, Spain. In: *Zeitschrift für Geomorphologie* 54 (Suppl. 3): 301–316.
- Lauterjung, J., U. Münch & A. Rudloff (2010): Geotechnik im Dienst der Menschheit. In: *Geographische Rundschau*, 61 (12): 36–41.
- Lauterjung, J., U. Münch & A. Rudloff (2010): The challenge of installing a tsunami early warning system in the vicinity of the Sunda Arc, Indonesia. In: *Natural Hazards and Earth System Science* 10: 641–646.

- Long, D., A.G. Dawson & D.E. Smith (1989): Tsunami risk in northwestern Europe: a Holocene example. In: *Terra Nova* 1: 532–537.
- Lucia, F.J. (1968): Recent sediments and diagenesis of South Bonaire, Netherlands Antilles. In: *Journal of Sedimentary Petrology* 38 (3): 845–858.
- Mamo, B., L. Strotz & D. Dominey-Howes (2009): Tsunami sediments and their foraminiferal assemblages. In: *Earth-Science Reviews* 96: 263–278.
- Martin, M.E., R. Weiss, J. Bourgeois, T.K. Pinegina, H. Houston & V.V. Titov (2008): Combining constraints from tsunami modeling and sedimentology to untangle the 1969 Ozernoi and 1971 Kamchatskii tsunamis. In: *Geophysical Research Letters* 35: L01610.
- Matsumoto, D., H. Naruse, S. Fujino, A. Surphawajraksakul, T. Jarupongsakul, N. Sakakura & M. Murayama (2008): Truncated flame structures within a deposit of the Indian Ocean Tsunami: evidence of syn-sedimentary deformation. In: *Sedimentology* 55: 1559–1570.
- Mattioli, G.S., B. Voight, A.T. Linde, I.S. Sacks, P. Watts, C. Widiwijayanti, S.R. Young, D. Hidayat, D. Elsworth, P.E. Malin, E. Shalev, E. Van Boskirk, W. Johnston, R.S.J. Sparks, J. Neuberg, V. Bass, P. Dunkley, R. Herd, T. Syers, P. Williams & D. Williams (2007): Unique and remarkable dilatometer measurements of pyroclastic flow-generated tsunamis. In: *Geology* 35 (1): 25–28.
- May, S.M., A. Vött, H. Brückner & S. Brockmüller (2007): Evidence of tsunamigenic impact on Actio headland near Preveza, NW Greece. In: *Coastline Reports* 9: 115–125.
- Miller, D.J. (1960): The Alaska Earthquake of July 10, 1958: Giant wave in Lituya Bay. In: *Bulletin of the Seismological Society of America* 50 (2): 253–266.
- Minoura, K. & T. Nakata (1994): Discovery of an ancient tsunami deposit in coastal sequences of southwest Japan: Verification of a large historic tsunami. In: *Island Arc* 3: 66–72.
- Morrison, J., D.E. Smith, R.A. Cullingford & R.L. Jones (1981): The culmination of the main postglacial transgression in the Firth of Tay area, Scotland. In: *Proceedings of the Geologists' Association* 92 (3): 197–209.
- Morton, R.A., G. Gelfenbaum & B.E. Jaffe (2007): Physical criteria for distinguishing sandy tsunami and storm deposits using modern examples. In: *Sedimentary Geology* 200: 184–207.
- Morton, R.A., B.M. Richmond, B.E. Jaffe & G. Gelfenbaum (2008): Coarse-clast ridge complexes of the Caribbean: a preliminary basis for distinguishing tsunami and storm-wave origins. In: *Journal of Sedimentary Research* 78 (9): 624–637.
- Nair, R.R., I. Buynevich, R.J. Goble, P. Srinivasan, S.G.N. Murthy, S.C. Kandpal, C.S. Vijaya Lakshmi & D. Trivedi (2010): Subsurface images shed light on past tsunamis in India. In: *Eos, Transactions, American Geophysical Union* 91 (50): 489–490.
- Nanayama, F., K. Shigeno, K. Satake, K. Shimokawa, S. Koitabashi, S. Miyasaka & M. Ishii (2000): Sedimentary differences between the 1993 Hokkaido nansei-oki tsunami and the 1959 Miyakojima typhoon at Taisei, southwestern Hokkaido, northern Japan. In: *Sedimentary Geology* 135: 255–264.
- Nishimura, Y. & N. Miyaji (1995): Tsunami deposits from the 1993 Southwest Hokkaido earthquake and the 1640 Hokkaido Komagatake eruption, northern Japan. *Pure and Applied Geophysics* 114: 525–536.
- Nomanbhoy, N. & K. Satake: Generation mechanism from the 1883 Karakatau eruption. In: *Geophysical Research Letters* 22 (4): 509–512.
- Nott, J. (1997): Extremely high-energy wave deposits inside Great Barrier Reef, Australia: determining the cause – tsunami or tropical cyclone. In: *Marine Geology* 141: 193–207.
- Nott, J. (2006): Tropical cyclones and the evolution of the sedimentary coast of northern Australia. In: *Journal of Coastal Research* 22: 49–62.
- Okal, E.A., H.M. Fritz, C.E. Synolakis, J.C. Borrero, R. Weiss, P.J. Lynett, V.V. Titov, S. Foteinis, B.E. Jaffe, P.L.-F. Liu & I. Chan (2010): Field Survey of the Samoa Tsunami of 29 September 2009. In: *Seismological Research Letters* 81 (4): 577–591.
- Pantosti, D., M.S. Barbano, A. Smedile, P.M. De Martini & G. Tigano (2008): Geological evidence of paleotsunamis at Torre degli Inglesi (northeast Sicily). In: *Geophysical Research Letters* 35: L05311.
- Pareschi, M.T., E. Boschi & M. Favalli (2007): Holocene tsunamis from Mount Etna and the fate of Israeli Neolithic communities. In: *Geophysical Research Letters* 34: L16317.
- Paris, R., F. Lavigne, P. Wassmer & J. Sartohadi: Coastal sedimentation associated with the December 26, 2004 tsunami in Lhok Nga, west Banda Aceh (Sumatra, Indonesia). In: *Marine Geology* 238: 93–106.

- Parsons, M.L. (1998): Salt Marsh Sedimentary Record of the Landfall of Hurricane Andrew on the Louisiana Coast: Diatoms and Other Paleoindicators. In: *Journal of Coastal Research* 14 (3): 939–950.
- Peters, R. & B.E. Jaffe (2010a): Identification of tsunami deposits in the geologic record: developing criteria using recent examples. USGS Open-File Report 2010-1239, 39 pp.
- Peters, R. & B.E. Jaffe (2010b): Recent tsunami deposit database. USGS Open-File Report 2010-1172, 12 pp.
- Regnaud, H., J. Oszwald, O. Planchon, C. Pignatelli, A. Piscitelli, G. Mastronuzzi & A. Audevard (2010): Polygenetic (tsunami and storm) deposits? A case study from Ushant Island, western France. *Zeitschrift für Geomorphologie* 54 (Suppl. 3): 197–217.
- Reimnitz, E. & N.F. Marshall (1965): Effects of the Alaska earthquake and tsunami on recent deltaic sediments. In: *Journal of Geophysical Research* 70 (10): 2363–2376.
- Richmond, B.M., B.E. Jaffe, G. Gelfenbaum & R.A. Morton (2006): Geologic Impacts of the 2004 Indian Ocean Tsunami on Indonesia, Sri Lanka, and the Maldives. In: *Zeitschrift für Geomorphologie, Suppl. Vol. 146*: 235–251.
- Sagar, A., B.S. Kademani, R.G. Garg & V. Kumar (2010): Scientometric mapping of tsunami publications: a citation based study. In: *Malaysian Journal of Library & Information Science* 15 (1): 23–40.
- Sawai, Y., K. Jankaew, M.E. Martin, A. Prendergast, M. Choowong & T. Charoentitirat (2009): Diatom assemblages in tsunami deposits associated with the 2004 Indian Ocean tsunami at Phra Thong Island, Thailand. In: *Marine Micropaleontology* 73: 70–79.
- Scheffers, A. (2002): Paleo-tsunamis in the Caribbean: Field evidences and datings from Aruba, Curaçao and Bonaire. *Essener Geographische Arbeiten* 33, 181 pp.
- Scheffers, A. (2004): Tsunami imprints on the Leeward Netherlands Antilles (Aruba, Curaçao, Bonaire) and their relation to other coastal problems. In: *Quaternary International* 120: 163–172.
- Scheffers, A., D. Kelletat & M. Engel (2009): Die Entwicklung der Tsunamiforschung nach der Katastrophe vom 26. Dezember 2004. In: *Geographische Rundschau* 61 (12): 12–18.
- Shepard, F.P., G.A. Macdonald & D.C. Cox (1949): The tsunami of April 1, 1946. In: *Bulletin of the Scripps Institution of Oceanography* 5 (6): 391–528.
- Smith, D.E., R.A. Cullingford, and C.L. Brooks (1983): Flandrian relative sea level changes in the Ythan Valley, northeast Scotland. In: *Earth Surface Processes and Landforms* 8: 423–438.
- Smith, D.E., R.A. Cullingford & B.A. Haggart (1985): A major coastal flood during the Holocene in Eastern Scotland. In: *Eiszeitalter & Gegenwart (Quaternary Science Journal)* 35: 109–118.
- Smith, D.E., S. Shi, R.A. Cullingford, A.G. Dawson, S. Dawson, C.R. Firth, I.D.L. Foster, P.T. Fretwell, B.A. Haggart, L.K. Holloway & D. Long (2004): The Holocene Storegga Slide tsunami in the United Kingdom. In: *Quaternary Science Reviews* 23: 2291–2321.
- Soulsby, R.L., D.E. Smith & A. Ruffman (2007): Reconstructing Tsunami Run-up from Sedimentary Characteristics - A Simple Mathematical Model. In: *Proceedings of the sixth International Symposium on Coastal Engineering and Science of Coastal Sediment Processes - Coastal Sediments '07, Vol. 2*, pp. 1075–1088.
- Spahn, H., M. Hoppe, H.D. Vidiarina & B. Usdianto (2010): Experience from three years of local capacity development for tsunami early warning in Indonesia: challenges, lessons and the way ahead. In: *Natural Hazards and Earth System Sciences* 10: 1411–1429.
- Spiske, M., R. Weiss, H. Bahlburg, J. Roskosch & H. Amijaya (2010): The TsuSedMod inversion model applied to the deposits of the 2004 Sumatra and 2006 Java tsunami and implications for estimating flow parameters of palaeo-tsunami. In: *Sedimentary Geology* 224: 29–37.
- Srinivasalu, S., N. Rajeshwara Rao, N. Thangadurai, M.P. Jonathan, P.D. Roy, V. Ram Mohan & P. Saravanan (2009): Characteristics of 2004 tsunami deposits of the northern Tamil Nadu coast, southeastern India. In: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* 61 (1): 111–118.
- Srisutam, C. & F.-F. Wagner (2010): Tsunami sediment characteristics at the Thai Andaman coast. In: *Pure and Applied Geophysics* 167: 215–232.
- Sugawara, D., K. Minoura & F. Imamura (2008): Tsunamis and Tsunami Sedimentology. In: Shiki, T., Y. Tsuji, T. Yamazaki & K. Minoura (eds.): *Tsunamiites – Features and Implications*. Elsevier, Amsterdam, Oxford, pp. 9–49.
- Switzer, A.D. (2010): Distinguishing between storm and tsunami in the geological record; progress, perturbations and potential. Abstract OS42B-04, 2010 Fall Meeting, AGU, San Francisco, 13–17 Dec.

- Switzer, A.D. & B.G. Jones (2008): Large-scale washover sedimentation in a freshwater lagoon from the southeast Australian coast: sea-level change, tsunami or exceptionally large storm? In: *The Holocene* 18 (5): 787–803.
- Switzer, A.D., C.S. Bristow & B.G. Jones (2006): Investigation of large-scale washover of a small barrier system on the southeast Australian coast using ground penetrating radar. In: *Sedimentary Geology* 183: 145–156.
- Switzer, A.D., K. Pucillo, R.A. Haredy, B.G. Jones & E.A. Bryant (2005): Sea Level, Storm, or Tsunami: Enigmatic Sand Sheet Deposits in a Sheltered Coastal Embayment from Southeastern New South Wales, Australia. In: *Journal of Coastal Research* 21 (4): 655–663.
- Synolakis, C.E. & E.A. Okal (2005): 1992-2002: Perspective on a decade of post-tsunami surveys. In: Satake, K. (ed.): *Tsunamis – case studies and recent developments. Advances in Natural and Technological Hazards Research* 23: 1–29.
- Szczuciński, W. (2010): Post-depositional changes of sedimentological and geochemical monitoring. Abstract Volume of the 3rd International Tsunami Field Symposium, Sendai, Japan, 10-16 April 2010, pp. 189–190.
- Szczuciński, W., N. Chaimanee, P. Niedzielski, G. Rachlewicz, D. Saisuttichai, T. Tepsuwan, S. Lorenc & J. Siepak (2006): Environmental and geological impacts of the 26 December 2004 Tsunami in coastal zone of Thailand – Overview of short and long-term effects. In: *Polish Journal of Environmental Studies* 15 (5): 793–810.
- Tanioka, Y., Yudhicara, T. Kususose, S. Kathirolu, Y. Nishimura, S.-I. Iwasaki & K. Satake (2006): Rupture process of the 2004 great Sumatra-Andaman earthquake estimated from tsunami waveforms. In: *Earth, Planets and Space* 58: 203–209.
- Tappin, D.R., P. Watts & S.T. Grilli (2008): The Papua New Guinea tsunami of 17 July 1998: anatomy of a catastrophic event. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 8: 243–266.
- Tinti, S., A. Manucci, G. Pagnoni, A. Armigliato & F. Zaniboni (2005): The 30 December 2002 landslide induced tsunamis in Stromboli: sequence of the events reconstructed from eyewitness accounts. In: *Natural Hazards and Earth System Sciences* 5: 763–775.
- Tuttle, M.P., A. Ruffman, T. Anderson & H. Jeter (2004): Distinguishing tsunami from storm deposits in eastern North America: the 1929 Grand Banks Tsunami versus the 1991 Halloween Storm. In: *Seismological Research Letters* 75: 117–131.
- Vilibić, I., J. Šepić, B. Ranguelov, N. Strelec Mahović & S. Tinti (2010): Possible atmospheric origin of the 7 May 2007 western Black Sea shelf tsunami event. In: *Journal of Geophysical Research* 115: C07006.
- Vött, A., H. Brückner, M. May, F. Lang & S. Brockmüller (2007): Late Holocene tsunami imprint at the entrance of the Ambrakian gulf (NW Greece). In: *Méditerranée* 108: 139–172.
- Vött, A., H. Brückner, S.M. May, F. Lang, R. Herd & S. Brockmüller (2008): Strong tsunami impact on the Bay of Aghios Nikolaos and its environs (NW Greece) during Classical-Hellenistic times. In: *Quaternary International* 181: 105–122.
- Vött, A., G. Bareth, H. Brückner, C. Curdt, I. Fountoulis, R. Grapmayer, H. Hadler, D. Hoffmeister, N. Klasen, F. Lang, P. Masberg, S.M. May, K. Ntageretzis, D. Sakellariou & T. Willershäuser (2010a): Beachrock-type calcarenitic tsunamites along the shores of the eastern Ionian Sea (western Greece) – case studies from Akarnania, the Ionian Islands and the western Peloponnese. In: *Zeitschrift für Geomorphologie* 54 (Suppl. 3): 1–50.
- Vött, A., F. Lang, H. Brückner, K. Gaki-Papanastassiou, H. Maroukian, D. Papanastassiou, A. Giannikos, H. Hadler, M. Handl, K. Ntageretzis, T. Willershäuser & A. Zander (2010b): Sedimentological and geoarchaeological evidence of multiple tsunamigenic imprint on the Bay of Palairos-Pogonia (Akarnania, NW Greece). In: *Quaternary International*: 10.1016/j.quaint.2010.11.002.
- Wagner, B., O. Bennike, M. Klug & H. Cremer (2007): First indication of Storegga deposits from East Greenland. In: *Journal of Quaternary Science*, 22 (4): 321–325.
- Wang, P. & M.H. Horwitz (2007): Erosional and depositional characteristics of regional overwash deposits caused by multiple hurricanes. In: *Sedimentology* 54: 545–564.
- Watt, S.G., B.E. Jaffe, R.A. Morton, B.M. Richmond & G. Gelfenbaum (2010): Description of extreme-wave deposits on the northern coast of Bonaire, Netherlands Antilles. USGS Open-File Report 2010-1180, 64 pp.
- Williams, H.F.L. (2009): Stratigraphy, sedimentology, and microfossil content of Hurricane Rita storm surge deposits on southwest Louisiana. In: *Journal of Coastal Research* 25: 1041–1051.
- Wilson, A.G. (1972): Theoretical Geography: Some Speculations. In: *Transactions of the Institute of British Geographers* 57: 31–44.
- Wirth, E. (1979): *Theoretische Geographie*, Teubner, Stuttgart, 336 pp.

Wright, C. & A. Mella (1963): Modifications to the soil pattern of South-Central Chile resulting from seismic and associated phenomena during the period May to August 1960. In: Bulletin of the Seismological Society of America 53 (6): 1367–1402.

Acknowledgements

We thank Kirstin Jacobson (Marburg) for language editing. Alan Ruffman (Halifax), Simon Matthias May (Cologne), Dominik Brill (Marburg) and an anonymous person provided helpful remarks. The authors are supported by a research grant of the German Research Council (Deutsche Forschungsgemeinschaft – DFG; BR 877/26-1).

Address

Dipl.-Geogr. Max Engel
Geographical Institute
University of Cologne
Albertus-Magnus-Platz
50923 Köln, Germany

max.engel@uni-koeln.de



5000 Jahre Tsunami-Geschichte am Kap Pakarang (Thailand)

Nils-Peter Neubauer¹, Dominik Brill², Helmut Brückner¹, Dieter Kelletat³, Sander Scheffers⁴
& Andreas Vött⁵

¹Universität zu Köln, Deutschland

²Philipps-Universität Marburg, Deutschland

³Universität Duisburg-Essen, Deutschland

⁴Southern Cross University, Lismore, NSW, Australien

⁵Johannes Gutenberg-Universität Mainz, Deutschland

Abstract

The 2004 Indian Ocean Tsunami (IOT), generated by an exceptionally strong rupture of the Sunda Arc, devastated vast coastal areas all around the Indian Ocean. Besides killing > 230,000 people and massively destroying human infrastructure its impact became particularly noticeable by erosion and deposition of coastal sediments. Since historical tsunami records are rare in the countries around the Indian Ocean, this geological evidence is of great importance to identify similar events which may have occurred in the past. We studied depositional features of the IOT at Cape Pakarang (SW Thailand) and used them as a reference for potential palaeoevents in the sedimentary record. Amongst others the 2004 tsunami left a sheet of sand commonly several centimeters thick in the coastal plain and dislocated boulders of up to 20 t. For the impact of potential palaeotsunamis we found two indicators: (1) the sediments of the coastal plain were sampled by means of vibra coring. We identified two allochthonous event layers, a homogeneous sandcap embedded in the deposits of a lagoon and a sheet of coral fragments, surrounded by shallow marine sand. For both, radiocarbon dating suggests an age of ca. 1100 cal BP. Due to correlation with contemporaneous palaeotsunami evidence from Northern Sumatra, India and Sri Lanka, the two event layers are interpreted as deposits of an 1100 year old palaeotsunami. (2) Dating 10 coral boulders on the reef platform produced ¹⁴C-age estimates between 4500 and 5300 cal BP, with two clusters at 5200 and 4700 cal BP. Additionally, all coral fragments from sediment cores revealed similar ages. Thus, the contemporaneous death of the dated corals point to the impact of two palaeoevents at 5200 and 4700 cal BP, which destroyed large parts of the former reef.

1 Einleitung

Am Morgen des 26. Dezember 2004 ereignete sich vor der Westküste Nordsumatras eines der stärksten jemals aufgezeichneten Erdbeben. Über Jahrhunderte hatten sich durch die Konvergenz zweier tektonischer Platten entlang der Subduktionszone des Sundabogens enorme Schubspannungen aufbauen können, die sich am Tage des Bebens innerhalb von Minuten entluden (Lay et al. 2005, Stein & Okal 2007) und einen katastrophalen Tsunami zur Folge hatten. Entlang vieler Küsten des indischen Ozeans kam es zu verheerenden Überflutungen mit Wellenhöhen von bis zu 30 m über mittlerem Hochwasser (m ü. MHW) im Nordwesten Sumatras (Goto et al. 2008) und etwa 12 m an der Küste von Khao Lak in Nordwestthailand (Kelletat et al. 2007). Lokal führte der Tsunami durch Erosion und die Umlagerung großer Sedimentmengen starke Veränderungen der Küstengeomorphologie herbei (Kelletat et al. 2007, Fagherazzi & Du 2008). Am Kap Pakarang wurde eine durch den normalen Küstenlängstransport zuvor akkumulierte Kapspitze komplett abgetragen und der Strand samt Strandwallsystem um 30 m zurückverlegt. Kleinräumig kam es im Bereich des Kaps aber auch zur Ablagerung einer bis zu 20 cm mächtigen Schicht aus marinen Sanden, die den Feinablagerungen des Tsunami von 2004 an anderen Lokalitäten Thailands (z.B. Hawkes et al. 2007, Naruse et al. 2010) ähnelt. Im Zuge dieser geomorphologisch-sedimentologischen Umgestaltung tauchte auf einer

intertidalen, abgestorbenen Riffplattform an der Westseite des Kaps zudem ein Blockfeld auf, das von abgestorbenen Riffblöcken mit einem Gewicht von bis zu 20 t gebildet wird (Goto et al. 2007, 2010). Die starken naturräumlichen Veränderungen am Kap Pakarang verdeutlichen idealtypisch das Erosions- und Sedimentationspotential des Sumatra-Andamanen-Tsunami. Im Falle von prähistorischen Vorgängerereignissen mit ähnlichen Magnituden könnten deshalb auch nachweisbare Spuren von Paläotsunamis in den sedimentären Geoarchiven der betroffenen Küstenabschnitte überliefert sein. Da im Gebiet um den Indischen Ozean keine weit zurückreichenden historischen Aufzeichnungen über Tsunamis existieren (Dominey-Howes et al. 2007), kommt geologischen Archiven eine besonders bedeutende Rolle bei der Bestimmung von Auftrittshäufigkeiten extremer Wellenereignisse zu (Jankaew et al. 2008, Monecke et al. 2008). Sie tragen damit entscheidend bei zur Beantwortung der Fragen: „Wo, wie und wann bzw. wie oft?“, deren Klärung die Grundlage für ein präzises und sinnvolles Risikomanagement darstellt (Jaffe & Gelfenbaum 2002, Brückner & Brill 2009).

2 Ziele

Die sedimentologisch-geomorphologischen Hinterlassenschaften des Sumatra-Andamanen-Tsunami von 2004 am Kap Pakarang sollen als Referenz für die Identifizierung potenzieller Vorläufer dieses Ereignisses verwendet werden. Neben der Betrachtung feinkörniger Ablagerungen liegt ein besonderer Fokus darauf, die Herkunft und zeitliche Genese des Blockfeldes und die an seiner Entstehung beteiligten Prozesse zu eruieren. Die Hauptziele sind:

1. die Erfassung der sedimentologisch-geomorphologischen Hinterlassenschaften des Sumatra-Andamanen-Tsunami von 2004 am Kap Pakarang,
2. die Suche nach Signaturen möglicher Paläotsunamis in den sedimentären dortigen Geoarchiven,
3. die Rekonstruktion der Genese des Blockfeldes.

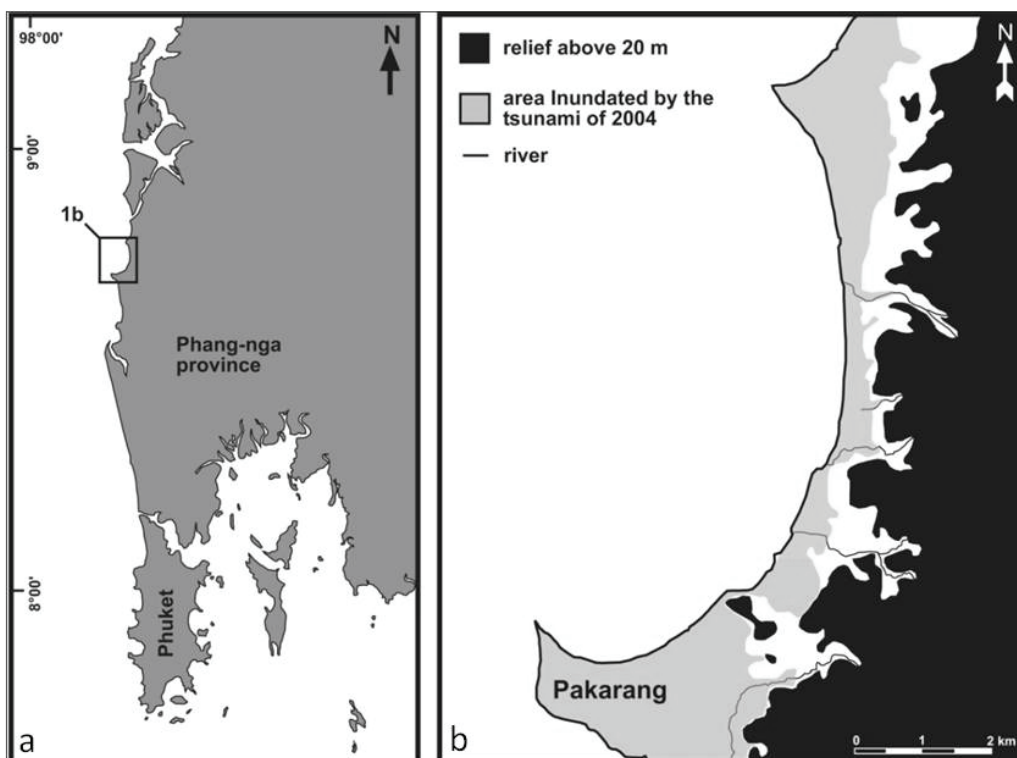


Abb. 1: (a) Übersichtskarte zur Westküste Thailands im Gebiet zwischen Ranong und Phuket.
(b) Übersichtskarte des Kap Pakarang mit Überflutungsflächen des Sumatra-Andamanen-Tsunami von 2004 (nach Fujino et al. 2008).

3 Untersuchungsgebiet und Methoden

In Feldkampagnen vom 17. November bis zum 13. Dezember 2008 und vom 04. März bis zum 05. April 2010 wurden im Rahmen des DFG-Projektes TRIAS-COAST (Tracing tsunami impacts in coastal geo- and bio-archives along the west coast of Thailand) entlang der Nordwestküste Thailands geomorphologisch-sedimentologische Untersuchungen zum Sumatra-Andamanen-Tsunami von 2004 und zu Vorgängerereignissen durchgeführt. Die vorliegende Arbeit beschränkt sich auf die Darlegung der Ergebnisse zum Kap Pakarang, 13 km nördlich von Khao Lak (Hochwert: 8° 72' 71,2" N, Rechtswert: 98° 22' 55,9" E; Abb. 1).

Physisch-geographische Charakteristika des Kap Pakarang

Das Wort „Pakarang“ bedeutet im Thailändischen „Korallen“. Tatsächlich wird der Vorsprung dieses Kaps von einer Riffplatte gebildet, die durch Sedimentation mit dem östlich anschließenden Hinterland verbunden wurde. Das Kap wurde durch den Sumatra-Andamanen-Tsunami von 2004 geomorphologisch stark verändert. Ein Vergleich von Satellitenbildern, die vor und nach dem Tsunami aufgenommen wurden, zeigt, dass der Tsunami von 2004 die schmale Nordwestspitze des Kaps erodierte und die Westküste des Kaps um mindestens 30 m landwärts verlagerte (Abb. 2b und 2c). Auch der nordostexponierte Teil des Kaps wurde durch die Lee-Erosion bzw. durch die Auskolkung der über das Kap und die Straße flutenden Tsunamiwellen um mindestens 30 m erodiert. Die Aufnahme vom 29. Dezember 2004 (Abb. 2b) verdeutlicht, dass die nördliche Spitze des Kaps komplett abgetragen wurde. Derzeit ist sie im Begriff, sich durch die Akkumulation von Korallenschutt und Sand wieder neu aufzubauen. Im November 2008 war sie jedoch noch nicht weit genug entwickelt, um die östlich anschließende Bucht vor der Erosion durch Wellen und Strömungen zu schützen. Vor Ort waren frische Abrasionsspuren an Lockermaterial und Böden zu erkennen. Weitere Auffälligkeiten sind die durch den Tsunami angelegten *inlets* auf beiden Seiten des Kaps, der ausgedünnte Bewuchs sowie die nach dem Tsunami auf der Riffplatte auftauchenden Korallenblöcke (Abb. 2a). Laut Augenzeugenberichten wurde der Strand samt Strandwall an der Westseite größtenteils ebenfalls abgetragen (Abb. 2d).

Die Riffplatte im Westen des Kaps fällt bei mittlerem Niedrigwasser weitflächig trocken und liegt damit für die Lebensbedingungen von Korallen zu hoch, worin der Grund für das völlige Absterben des Rifffeldes zu sehen ist und nicht in der ebenfalls auffälligen Sedimentbedeckung der Riffplattform. Kleinere lebende Korallen siedeln lediglich in tieferem Wasser auf alten, abgestorbenen Korallenblöcken am Fuß der Riffkante, die bis 500 m seewärts des Strandes liegt. Von hier stammt das Material der sich neu bildenden Spitze des Kaps und des groben Strandes; beide sind zu großen Teilen aus Korallenschutt zusammengesetzt. Seit dem Tsunami vom 26.12.2004 sind abgestorbene Korallenblöcke ebenfalls auf der Riffplatte zu sehen, wobei bislang unklar ist, ob sie lediglich durch den Tsunami exhumiert wurden, also schon vorher unter einer Schicht von Litoralsedimenten vorhanden waren, oder erst durch die Kraft des Tsunami von 2004 auf die Riffplatte gelangten. Das gesamte Blockfeld erstreckt sich über eine Länge von etwa 1 km parallel entlang der Westseite des Kaps und hat eine maximale Breite von 400 m. Nach Goto et al. (2008) haben die Blöcke ein Maximalgewicht von 10 t bis 20 t. Keiner dieser Blöcke wurde nach dem Tsunami von 2004 erneut verlagert. Die größten durch Sturmwellen transportierten Blöcke des nach 2004 aufgebauten Strandwalles haben ein um den Faktor 1000 geringeres Volumen als die Blöcke auf der Riffplatte. Ein Großteil der Blöcke zeigt gut erhaltene Wachstumsstrukturen der *Porites*-Korallenkolonien, die keine frischen Bruchstellen, sondern im Gegenteil mehr oder weniger stark verwitterte Bohrmuschellöcher aufweisen. Folglich waren die Blöcke schon lange vor dem Tsunami von 2004 abgestorben und haben für die Lithophagen frei zugänglich in der Wassersäule oder im Litoralsediment gelegen.

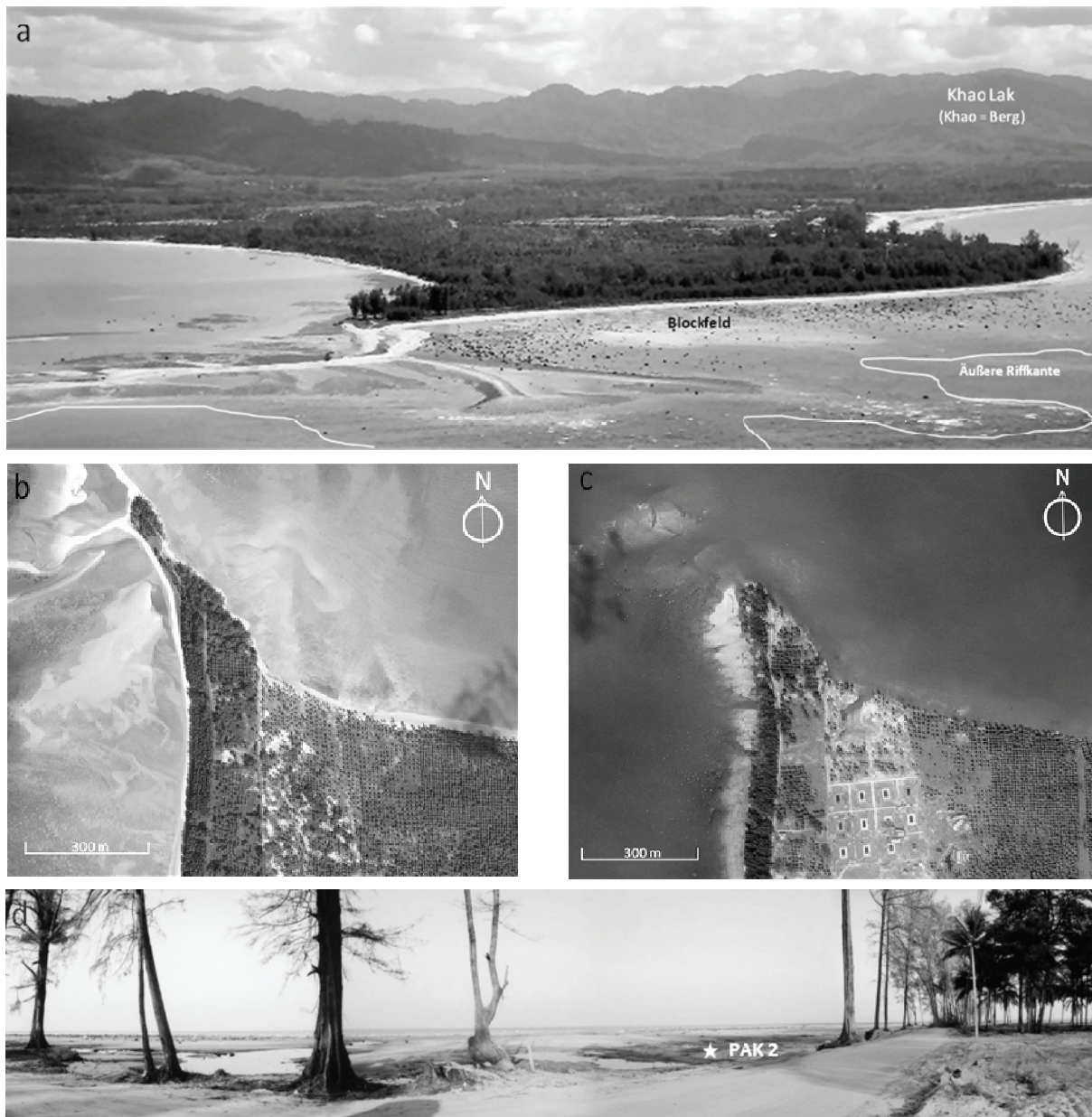


Abb. 2: (a) Luftbild (www.Khaolak.de; aufgenommen einige Jahre nach dem Tsunami von 2004 bei Niedrigwasser) aus nordwestlicher Richtung auf das Kap Pakarang mit der anschließenden weitläufigen Ebene aus Alluvionen. Im Hintergrund das Lak-Gebirge als Teil der Phuket-Kette (www.khaolak.de). (b) Kap Pakarang bei Niedrigwasser vor dem Tsunami von 2004. Ikonos-Satellitenbild vom 13. Januar 2003 (CRISP, NUS 2003). (c) Kap Pakarang bei Hochwasser nach dem Tsunami von 2004. Ikonos-Satellitenbild vom 29.12.2004 (CRISP, NUS 2004). (d) Blick in nordwestlicher Richtung auf die Spitze des Kap Pakarang unmittelbar nach dem Tsunami 2004 (Foto: J. Krull).

Insgesamt unterlag das Kap Pakarang seit dem Tsunami von 2004 sehr starken geomorphologischen Veränderungen. Der Aufbau der neuen Kapspitze geschieht einerseits durch den nordwärts gerichteten Küstenlängstransport unter Ausbildung eines frischen und sich stetig nach NW verlängernden Hakens, sowie andererseits durch die Ablagerung von größerem Korallenschutt durch Sturmwellen und Springtiden. Deutlich wird dies durch den Aufbau schmaler, bis 50 cm hoher Strandwälle aus Korallenschutt auf der Spitze des Kaps. Zudem bildet sich durch die Wellenrefraktion auf der

Nordostseite des Kaps ein Wirbel aus, der im Uhrzeigersinn drehend Material aus der östlich gelegenen Bucht nach Westen zur Kapspitze transportiert. Wie Abb. 2b zeigt, wies das Kap vor dem Tsunami-Ereignis 2004 in unmittelbarer Strandnähe einen dichten Bewuchs vor allem von Kasuarinen unterschiedlichen Alters auf. Östlich an diese anschließend ist auf dem Satellitenbild vom 13. Januar 2003 eine Palmenplantage zu erkennen. Obwohl zahlreiche Bäume durch den Tsunami entwurzelt und davon getragen wurden, scheint sich der Bewuchs im Jahr 2008 größtenteils wieder verdichtet zu haben. Neben älteren Kasuarinen, die trotz der Wurzelfreilegung durch den Tsunami stehen geblieben sind, gab es wieder einen relativ dichten jüngeren Baumbewuchs (< 4 Jahre) von mittlerer Höhe. Außerdem wurde nach dem Tsunami-Ereignis bis zum November 2008 landwärts des Blockfeldes wieder ein Strandwall von mehr als 1,5 m relativer Höhe (und Rücktiefe von > 1,3 m) aus relativ unsortiertem feinen Korallenbruch und Sand aufgebaut, der inzwischen eine erste Vegetationsdecke aus Ipomöa aufweist. Er belegt gleichzeitig, dass Strandwallbildung (aufgrund höherer (Sturm-) Wellen) auch an der Ostküste des Golfes von Bengalen regelhaft vorkommt, wie auch die etliche 1000 Jahre alten Strandwallsysteme u.a. der Insel Phra Thong im Norden beweisen.

Methoden

Neben einer eingehenden geomorphologischen Analyse des Kaps wurden acht Rammkern-Sondierungen durchgeführt, die eine maximale Tiefe von 8 m unter Geländeoberfläche (m u. GOF) erreichten. Die gezogenen Sedimentkerne wurden im Gelände nach den Vorgaben der Ad-hoc-Arbeitsgruppe Boden (2005) angesprochen und beprobt. Die an die Feldkampagne anschließend im Labor des Geographischen Instituts der Universität zu Köln durchgeführten geochemischen und granulometrischen Analysen des Probenmaterials sowie Radiokohlenstoffdatierungen ergänzten die Befunde. Ermittelt wurden die geochemischen Parameter organische Substanz, Karbonatgehalt, pH-Wert und Leitfähigkeit; außerdem erfolgte eine Korngrößenbestimmung mittels Sieb- und Schlämmanalyse. Die Bestimmung von organischer Substanz und Karbonatgehalt basierte auf der Ermittlung des organisch gebundenen Kohlenstoffs und des Gesamtkohlenstoffgehalts mit dem Elementaranalysator. Die stratigraphische Einordnung erfolgte mittels ¹⁴C-AMS-Datierung kohlenstoffhaltigen Probenmaterials in den Laboren der University of Georgia in Athens (USA) und von Beta Analytics in Miami (USA). Zur Berechnung kalibrierter Alter mit der OxCal 4.01 Software wurde auf Reimer et al. (2004) für terrestrisches Material und Hughen et al. (2004) für marine Proben zurückgegriffen. Gemäß Southon et al. (2002) wurde ein Reservoirereffekt von 400 Jahren angenommen. Alle im Text verwendeten Altersangaben beziehen sich auf 2 σ Signifikanzintervalle.

Lokalisierung der Bohrungen

Die Bohrungen PAK 1 bis 4 inklusive des Aufschlusses PAK 3 wurden auf dem nördlichen Ende des Kap Pakarang abgeteuft (Abb. 3a). PAK 1 und 2 befinden sich in einer Senke, die sich an den post-Tsunami 2004 gebildeten Strandwall an der Westseite des Kaps anschließt (Abb. 3b). Abb. 2d zeigt das Kap Pakarang unmittelbar nach dem Tsunami von 2004 mit Blick in nordwestlicher Richtung. Der Bohrstandort PAK 2 ist in diesem Bild mit einem Stern markiert. Die Unterspülungen der Baumstämme wie auch eine Erosionsrinne auf der linken Seite des Bildes belegen, dass die herannahenden Tsunamiwellen zwar kanalisiert wurden, aber insgesamt die Oberfläche der Westseite des Kaps denudativ abgetragen wurde. Das oberflächennahe Material – vor allem des sich neu gebildeten Strandwalls aber auch der Strandsenke – ist daher sehr jung und auf die normale Strandsedimentation zurückzuführen. Auf dem Strandwall wurde auch 2008 durch Sturmfluten und Springtiden noch beständig Material in Form von Korallenbruch (bis Ø 40 cm) und Korallensand akkumuliert (Höhe des Strandwalls bis ca. 1,80 m ü. MHW). Die eigentliche Strandlinie wurde durch den Tsunami 2004 um etwa 30 m landwärts verlegt; sie befindet sich mittlerweile jedoch wieder in etwa in der Position von vor 2004. Entsprechend muss das oberflächennahe Material der Bohrungen PAK 1 und 2 post-tsunami sein. Die Standorte PAK 3 und 4 befinden sich am Rand einer weitläufigen Bucht auf der Leeseite des Kaps bezüglich der rezenten Küstenströmung und der Tsunamiwellen von 2004, von PAK 1 und 2 in östlicher Richtung etwa 115 m entfernt.

An dieser Stelle kam es im tidalen Bereich unmittelbar am Strand zu einer besonders starken Auskolkung durch den Tsunami. Dennoch wurde eine bis 30 cm mächtige Sandschicht abgelagert, die in den Bohrungen der Westseite nicht existierte. Lediglich im Panoramabild (Abb. 2d) sieht man, dass auch dort die Straße von einer dünnen Sedimentschicht bedeckt wurde.

Die Bohrungen PAK 5, 20, 21, 22 und 23 befinden sich weiter östlich der Kapspitze im Bereich der holozänen Küstenebene (Abb. 3a).

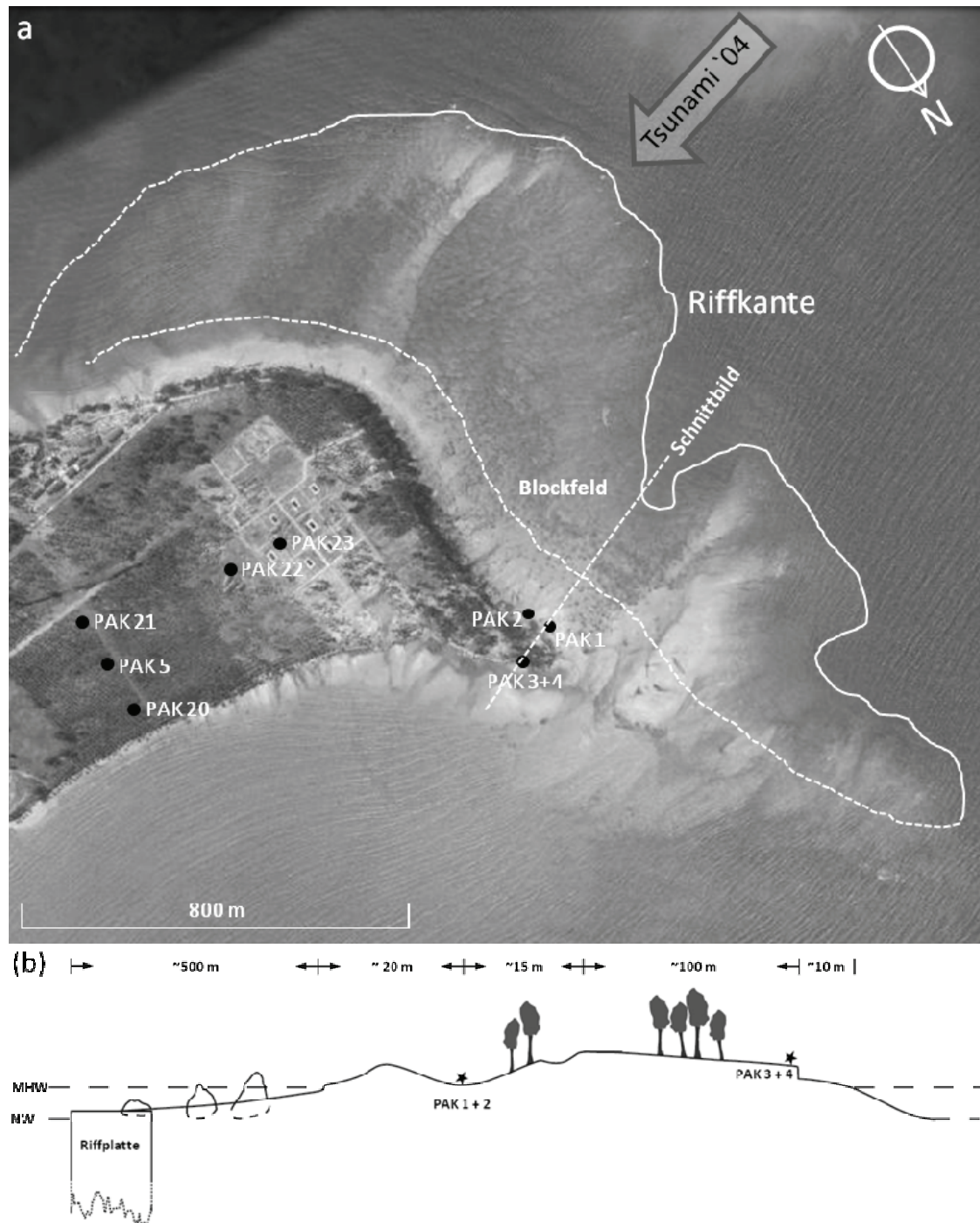


Abb. 3: (a) Satellitenbild vom 2. Februar 2005 mit Bohrstandorten und dem Verlauf der Riffkante. Die gestrichelte Linie markiert den vermuteten, unter Sedimenten bedeckten Verlauf (Google Earth). (b) Profilschnitt des Kap Pakarang (Nov. 2008). Von West nach Ost, wie in Abb. 3a durch die gestrichelte Linie dargestellt.

4 Beschreibung der Bohrprofile

Wie in Abb. 4 dargestellt, konnten die am Kap Pakarang abgeteuften Bohrprofile über die korrekte Einordnung ihrer jeweiligen Höhenlage miteinander korreliert werden. Unter Einbeziehung der Ergebnisse aller durchgeführten Analysen (die detaillierte Auswertung ist in Abb. 5 beispielhaft für PAK 4 dargestellt) wird ersichtlich, dass sich bestimmte Sedimenttypen und Sedimentsequenzen in allen Bohrungen wieder fanden, weshalb eine generalisierende Faziesklassifikation in fünf Sedimenttypen (Abb. 4) vorgenommen werden konnte.

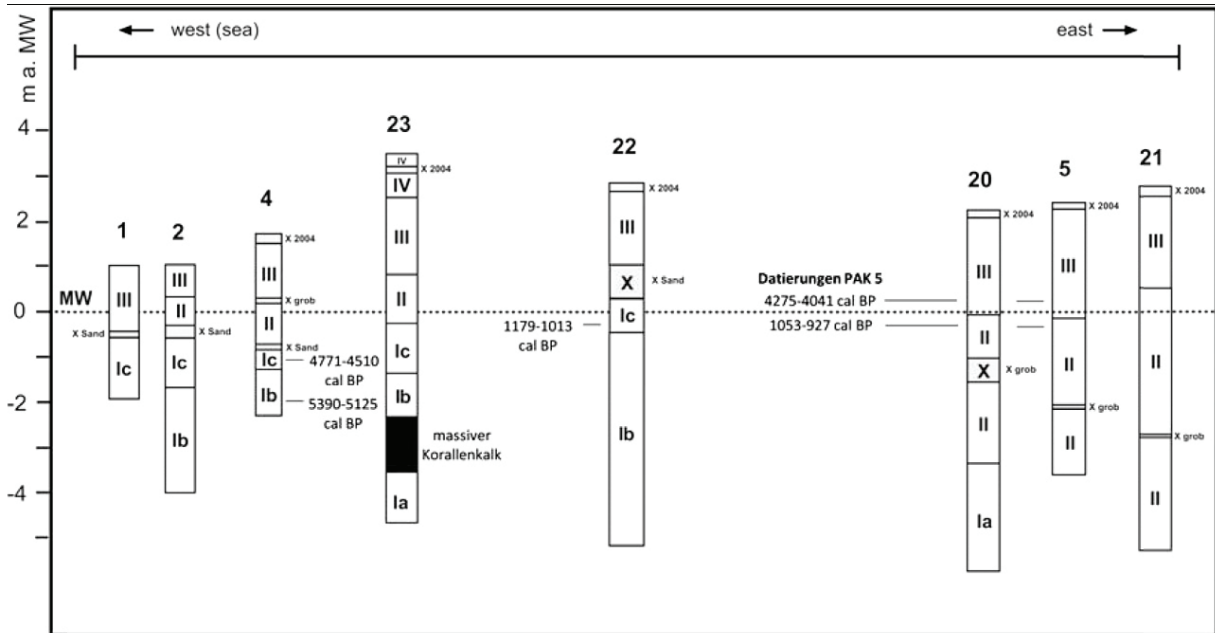
Unter Faziestyp I werden graue, schluffige Sedimente zusammengefasst, die im Basisbereich aller Bohrungen außer PAK 5 und PAK 21 vorzufinden sind. Diese Fazies lässt sich anhand ihrer Nebenbestandteile in Form von Korallen- und Muschelbruch sowie anhand des Anteils der Sandfraktion in drei aufeinander folgende Varianten untergliedern. Faziestyp Ia kommt im Basisbereich der Bohrungen PAK 20 und PAK 23 vor und wird durch ein graues, homogenes, sehr feinkörniges Sediment repräsentiert, das keinerlei Grobklasten enthält. Im Unterschied dazu weist Fazies Ib, die in PAK 23 bei 2,50 m u. MW Fazies Ia ablöst, einen hohen Anteil an Korallenfragmenten auf und erhält dadurch eine bi- bzw. multimodale Korngrößenverteilung. Auch bei den Bohrungen PAK 2, 4 und 22 tritt dieser Faziestyp auf. Ein in Fazies Ib eingelagertes Korallenfragment aus PAK 4 (#4969 in Tab. 1) datiert auf 5390-5125 cal BP. In allen Bohrungen auf der Westseite des Kaps wird Faziestyp Ib schließlich durch Sedimente vom Typ Ic abgelöst, die sich durch einen höheren Sandanteil auszeichnen. Ein Korallenfragment aus Bohrung PAK 4 datierte auf 4771-4510 cal BP (#4968 in Tab. 1), während Holzreste aus PAK 22, geborgen im obersten Bereich der Fazies, ein Alter von 1179-1013 cal BP liefern.

Tab. 1: ¹⁴C-datierte Materialien aus den Bohrungen PAK 4 und PAK 5. Labor: Center for Applied Isotope Studies (CAIS) der Universität Georgia, Athens (USA). ¹⁴C conv BP: konventionelles Alter in Jahren vor heute (= vor 1950), cal BP: kalibriertes Alter in Jahren vor heute (1950), cal AD/BC: kalibriertes Alter in Jahren v. Chr. / n. Chr. Die Kalibrierung erfolgte mit IntCal 04 (Reimer et al. 2004) und Marine 04 (Hughen et al. 2004) für *marine Proben mit $\sigma = 2$. Nach Southon et al. (2002) wurde ein Reservoireffekt von 400 Jahren berücksichtigt.

Labor-nummer	Proben-nummer	Tiefe u. GOF (m)	Tiefe u. MHW (m)	Material	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	¹⁴ C conv BP	cal BP	Cal AD/BC
4968	PAK 4/6 K	2,75	1	Korallenbruch	-1,00	4440±30	4771-4510*	2822-2561 BC*
4969	PAK 4/7 K	3,57	1,82	Korallenbruch	-2,40	4930±30	5390-5125*	3441-3176 BC*
4970	PAK 5/10 K	2,35	(+) 0,15	Korallenbruch	-1,40	4100±30	4275-4041*	2326-2092 BC*
4971	PAK 5/11	2,65	0,15	Rinde o.	-27,50	1060±25	1053-927	898-1023 AD
8054	PR	2,65	0,4	Wurzel	-28,40	1190±25	1179-1013	771-937 AD
	PAK 22/11			Rinde				

Die Sequenz wird durch eine graue Sandlage (X_{Sand}) abgeschlossen, das in den Bohrungen PAK 2 und PAK 4 in den Faziestyp II übergeht. Ein deutliches Kennzeichen für die anschließend einsetzende Milieuänderung stellt ein Umschlag der bisher gräulichen Ablagerungen zu ockerfarbenen Sedimenten dar. Ihre Eigenschaften werden im Faziestyp III zusammengefasst. Diese Sedimente bildeten vor dem Tsunami von 2004 die Geländeoberfläche und werden in fast allen Bohrungen von den Ablagerungen des Tsunami von 2004 (X_{2004}) überdeckt. Lediglich an der Westseite des Kaps gibt es, wie bereits beschrieben, auf Grund vorherrschender Erosion keine Tsunamite. Das Sediment von Faziestyp III wurde hier überwiegend post-Tsunami 2004 abgelagert.

Im östlichen Teil des Kaps (PAK 5, 20 und 21: Abb. 4) wurden anstatt der Sedimente des Typs I überwiegend homogene, graue Feinsande (Typ II) erbohrt, die im Niveau des rezenten Meeresspiegels von den gelblichen Ablagerungen der Fazies III überdeckt werden. Stellenweise folgt auf Fazies III noch eine Schicht rötlicher, unsortierter und äußerst kompakter Sedimente (Typ IV), die einen hohen Anteil von anthropogenem Grobmaterial aufweisen. Eingebettet in Fazies II konnte eine weitere allochthone Lage aus Korallenfragmenten (Faziestyp X_{grob}) nachgewiesen werden. Pflanzenreste aus



Typ	Beschreibung	geochemische Charakteristika
I)	graues schluffiges Sediment	
la)	Ut - Us, steril, homogen	relativ hohe Werte für: pH, Leitfähigkeit, Gehalt an organischer Substanz, CaCO ₃
lb)	Ut - Ls, multimodale Verteilung durch Einlagerung von Grobklasten (Korallenbruch bis 2,5 cm im Durchmesser)	
lc)	Us - Su, sandiger als Ib, multimodale Verteilung durch Einlagerung von Grobklasten (Korallenbruch bis 2,5 cm Länge), Sandschicht im Hangenden	
II)	grauer Feinsand (SI2)	
	sehr gut sortiert, homogen, sehr vereinzelt Muschel- und Pflanzenreste sowie Korallenbruch (bis 3,5 cm Länge)	relativ geringe Werte für: Gehalt an organischer Substanz, Leitfähigkeit relativ hohe Werte für: pH, CaCO ₃
III)	ockerfarbener Sand (S)	
	Korallensand, schlecht sortiert, zahlreiche Korallen- und Beachrockfragmente, Muschelfragmente bis 1 cm Durchmesser, teilweise Wurzelreste	relativ hohe Werte für: CaCO ₃ , pH mittlere Werte für: Gehalt an organischer Substanz geringe Leitfähigkeit
IV)	rötliche Ablagerung (SI)	
	lehmgiger Sand mit anthropogenem Schutt (künstliche Aufschüttung)	unbestimmt
X)	allochthone Lagen	
X ₂₀₀₄)	Sedimente des Sumatra-Andamanen-Tsunami 2004	divers
X _{Sand})	Sandcaps (mS, gut sortiert, Muschelbruch) oberhalb an Ic anschließend	Rückgang der Werte für: Gehalt an organischer Substanz, Leitfähigkeit
X _{grob})	Einschaltung gröbkörnigen Lagen mit hohem Anteil von Korallenfragmenten	divers

Abb. 4: Räumliche Korrelation der generalisierten Bohrprofile und Faziesklassifikation der Bohrungen am Kap Pakarang.

PAK 5 (#4971, Tab. 1) liefern ein ^{14}C -Alter von 1053-927 cal BP für den obersten Bereich von Fazies II. Aus den darüber folgenden Ablagerungen des Typs III liegt ein auf 4275-4041 cal BP datiertes Korallenfragment (#4970, Tab. 1) vor.

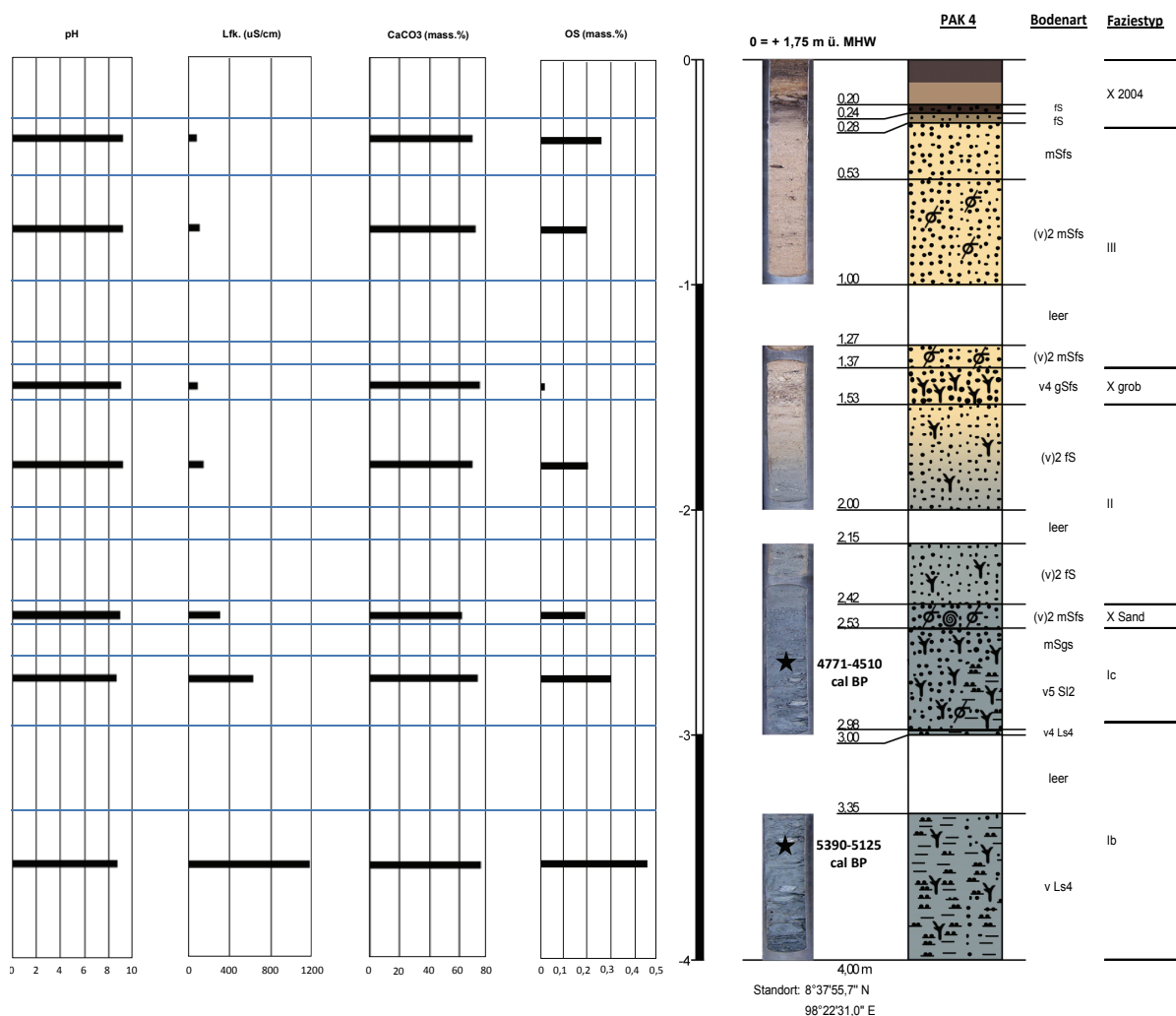


Abb. 5: Profildarstellung der Bohrung PAK 4 mit ausgewählten geochemischen Parametern.

5 Diskussion

Interpretation der Paläomilieus

Abgesehen von PAK 5 und 21 tritt in allen Bohrkernen ein sehr feinkörniges Substrat (Faziestyp I) an der Basis auf, welches als autochthones Sediment nur im Bereich eines stillen Gewässers abgelagert worden sein kann. Die geochemische Analyse deutet eine Anreicherung mit Ionen bzw. einen erhöhten Elektrolytgehalt an (Abb. 5). Zudem konnte ein hoher Gehalt an CaCO_3 festgestellt werden, was unter Berücksichtigung des nichtkarbonatischen anstehenden Festgesteins für ein marin abgelagertes Sediment spricht. Die beschriebenen Charakteristika deuten insgesamt auf ein lagunäres Sedimentationsmilieu hin, also auf einen vor größerer Wellenwirkung abgeschirmten Stillwasserbereich.

In homogener Zusammensetzung (Typ Ia) liegt das beschriebene Stillwassersediment lediglich im Basisbereich der Bohrungen PAK 20 und PAK 23 vor, mit denen die größten Tiefen u. MHW erreicht wurden. In den weniger tiefen Bohrungen, wie auch im Anschluss an Fazies Ia in PAK 23, ist das lagunäre Feinsediment dagegen von Korallenbruch mit einer Größe bis 4 cm durchsetzt (Typ Ib), so

dass sich eine bi- bzw. multimodale Korngrößenverteilung ergibt. Der Transport dieser Grobklasten erfordert eine wesentlich höhere Energie als mit der Ablagerung des feinkörnigen Materials vereinbar wäre. Diese Diskrepanz kann aber dadurch erklärt werden, dass sich die autochthone Stillwassersedimentation in proximal zum Riff gelegenen Bereichen mit dem Eintrag von Korallenbruch, der bei stärkerem Wellengang auf der Riffplattform landwärts bewegt wurde, überlagerte.

In allen Bohrkernen im westlichen Bereich des Kaps, von PAK 1 bis 22 (Abb. 4), geht die tonig-schluffige Matrix von Faziestyp Ib zunächst graduell in ein sandigeres Substrat mit gleich bleibend hohem Gehalt an grobklastischem Korallenbruch (Typ Ic) über und wird schließlich von einer nur wenige Zentimeter bis Dezimeter mächtigen Sandlage, die keine Korallenfragmente enthält, überdeckt (Typ X_{Sand}). Dieser Mittelsand löst das lagunäre Sedimentationsmilieu ab. Da sich die Lage im Profil deutlich von den angrenzenden Schichten unterscheidet, wird sie als Ergebnis eines singulären Ablagerungsereignisses interpretiert, durch das die autochthone Sedimentation in der Lagune kurzzeitig unterbrochen wurde. Zahlreiche zerbrochene Muschelreste, die im Sediment eingearbeitet sind, deuten auf ein hochenergetisches Ereignis hin, ebenso die im Vergleich zu angrenzenden Schichten gröbere Körnung der Matrix.

Anders als bei den Bohrungen im Westen des Kaps konnte in PAK 5 und PAK 21 kein lagunäres Milieu (Typ I) nachgewiesen werden. Im Basisbereich liegt zwar ebenso ein Niedrigenergiemilieu vor, die Körnung ist jedoch gröber und entspricht den Sedimentationsbedingungen im Subtidal oder *foreshore*-Bereich (Typ II). Während Faziestyp II in PAK 5 und 21 das komplette Bohrprofil bis in das Niveau des rezenten Meeresspiegels einnimmt, überdecken die marinen Sande in den westlich gelegenen Bohrungen PAK 1 bis PAK 20 stellenweise die lagunären Sedimente. Als einzige Unterbrechung der ansonsten homogenen Feinsande ist in PAK 4, 5, 20 und 21 eine bis 10 cm mächtige Lage aus Korallenfragmenten (Typ X_{grob}) eingebettet, die als Ablagerung eines hochenergetischen Ereignisses (Sturm oder Tsunami) interpretiert wird.

Abgeschlossen werden alle Bohrprofile durch Sedimente des Faziestyps III. Neben der Körnung des Substrats, seiner Herkunft als Produkt der physikalischen Verwitterung von Korallen und den eingearbeiteten Nebenbestandteilen sprechen die geochemischen Parameter (hohe CaCO_3 -Werte, geringe Leitfähigkeit, verringerter Gehalt an organischer Substanz) für eine Strandablagerung. An der Westseite des Kaps wurde dieser Sedimenttyp post-Tsunami 2004 akkumuliert und formt den rezenten Strandwall.

Im Dezember 2004 kam es schließlich zur Ablagerung der durch den Run-up und Backwash des Sumatra-Andamanen-Tsunami mobilisierten Sedimente (Typ X_{2004}). Diese überlagern in PAK 4 Reste eines Bodens, der sich auf dem zuletzt beschriebenen Strandsediment entwickelte und teilweise durch den Tsunami von 2004 gekappt wurde. Bis auf PAK 1 und 2, die im Erosionsbereich des Tsunamis liegen, findet sich in allen Bohrungen eine dünne Sandschicht, aus der sich innerhalb von nur 4 Jahren ein bis 10 cm mächtiger Ah-Horizont entwickelte. Die intensive Pedogenese ist auf die tropischen Klimabedingungen des Untersuchungsgebiets mit einem mittleren Jahresniederschlag von 2423 mm und Jahresmitteltemperaturen um 30 °C zurückzuführen (Donner 1989, Szczuciński et al. 2007).

Es kann also für den Basisbereich der westlich gelegenen Bohrungen bis einschließlich PAK 20 eine Paläolagune angenommen werden, die durch eine Barriere vom offenen Meer getrennt und somit dem Einfluss von normalem Wellenmilieu und Strömungen entzogen war. Anderenfalls hätte es nicht zur Sedimentation schluff- und tonhaltigen Materials kommen können, da diese Korngrößen schon ab einer Fließgeschwindigkeit von > 1 cm/s in Suspension gehalten werden. Als Barriere und „Wellenbrecher“ kann möglicherweise die heute im Intertidal gelegene tote Riffplattform im Westen der Bohrlokalität angenommen werden (äußere Kante ca. 600 m westlich des rezenten Strandes), an der noch heute das Brechen der Wellen zu beobachten ist. Damit ist als sehr wahrscheinlich anzunehmen, dass diese Riffplattform einst die Bildung einer Rückseitenlagune begünstigte. Aufgrund der geringen Anzahl von Bohrungen am Kap ist es jedoch schwer, die exakte Erstreckung der

Paläolagune zu rekonstruieren. Die minimale Ausdehnung nach Osten ist jedoch mit Bohrung PAK 20 erfasst.

Der hohe Anteil von Grobkomponenten in großen Teilen der Lagunenablagerungen (Typ Ib und Ic) deutet auf einen relativ kontinuierlichen Eintrag von erodiertem Korallenbruch hin, der bei stärkerem Wellengang (insbesondere während des Sommermonsuns) auf der Riffplattform zur Lagune transportiert wurde. Das Fehlen von marinen Ablagerungen tieferen Wassers (marine Sande) deutet an, dass der Transport über das westlich vorgelagerte Riff nicht durch ein Extremereignis in der Dimension des Tsunami von 2004 erfolgte. Erst die reine Mittelsandlage (Fazies X_{Sand}) belegt einen Eintrag von allochthonem Material, das über eine größere Distanz transportiert worden sein muss. So wird die Mittelsandlage als Tsunami interpretiert – als Ergebnis einer tsunamigenen Überflutung, in deren Verlauf auch marine Sande über die Barriere gelangten.

Die flachmarinen Feinsande (Typ II), die auf die in lagunäre Sedimente eingebettete Sandlage folgen, zeigen, dass im Anschluss an den potenziellen Tsunami keine lagunären Sedimentationsbedingungen mehr vorlagen. Vielmehr stellten sich an Stelle des Stillwassermilieus flachmarine Bedingungen ein, wie sie zeitgleich mit der Lagune schon östlich davon im Bereich von PAK 5 und 21 vorzufinden waren (Abb. 4). In den Bohrungen PAK 4, 20, 5 und 21 ist diese flachmarine Sedimentationsphase durch ein kurzfristiges hochenergetisches Ereignis gestört (Typ X_{grob}). Mit Blick auf die am Kap Pakarang durch ausgeprägte Sturmwellen post-Tsunami 2004 akkumulierten Wälle aus Korallenbruch sind für deren Ablagerung, neben einem Tsunami, auch durch Stürme verstärkte Flutwellen denkbar.

Potentielle Tsunamieignisse am Kap Pakarang

Im Folgenden sollen die sedimentären Spuren potentieller Tsunamis näher betrachtet werden. Neben (1) den Hinterlassenschaften des Sumatra-Andamanen-Tsunamis von 2004 in Form des Blockfeldes und einer Sandschicht (Typ X_{2004}) sind dies insbesondere (2) die allochthone Sandlage in den Ablagerungen der Paläolagune (Typ X_{Sand}) und (3) eine Korallenbruchlage in flachmarinen Sedimenten (Typ X_{grob}). Die folgenden Kapitel befassen sich mit der Interpretation der vermeintlichen Paläotsunami-Spuren und mit einer näheren Betrachtung der Genese des Blockfeldes.

Zeitliche Einordnung der Paläotsunamis

Die zeitliche Einordnung von Paläotsunami-Spuren sollte, wenn möglich, über die Datierung von in-situ-Material unmittelbar oberhalb und unterhalb der fraglichen Lagen erfolgen (sog. Sandwich-Datierung), da tsunamigene Sedimente oft mehrfach umgelagertes Material enthalten, das nicht das Ablagerungsalter wiedergibt. Im Falle der Sandlage von Pakarang (X_{Sand}) wurde datierbares Material deshalb aus den Ablagerungen der Paläolagune im Liegenden entnommen. Die Datierung der darin enthaltenen Korallenfragmente liefert allerdings nur den Zeitpunkt, an dem diese Bruchstücke aus ihrem lebenden Verbund gelöst wurden und abstarben, was nicht zwangsläufig mit dem Zeitpunkt ihrer finalen Ablagerung identisch sein muss. Aus Mangel an brauchbarem in-situ-Material (z.B. Pflanzenreste) wurden jedoch überwiegend Korallenfragmente zur zeitlichen Einordnung herangezogen.

Die Datierung des Korallenbruchs aus Fazies Ib und Ic ergab Zeitpunkte des Absterbens von 5390-5125 und 4771-4510 Jahren cal BP. Zwar lassen die Daten keinen eindeutigen Schluss darüber zu, wann die Bruchstücke in die Paläolagune eingetragen wurden, sie stellen jedoch ein Maximalalter der Ereignisse dar. Hierbei ist die jüngste Datierung ausschlaggebend. Folglich wurden die Korallen vor 5200 und 4700 Jahren aus dem Riff herausgebrochen und zeitgleich oder später in die Lagune eingetragen. Ein Alter für das Ende der lagunären Sedimentation, das gleichzeitig ein Maximalalter für die Sandlage darstellt, ist durch das ^{14}C -datierte Stück Holz aus dem obersten Abschnitt der lagunären Ablagerungen gegeben. Mit einem Alter von 1179-1013 cal BP weist es eine erhebliche Differenz zu den Korallenbruchaltern auf. Dies deutet darauf hin, dass die bimodalen Ablagerungen der Fazies Ib und Ic entweder deutlich jünger als 4500-5500 Jahre sind und der Korallenbruch vor seiner finalen Umlagerung zunächst längere Zeit vor oder auf der Riffplattform zwischengelagert war (wie wohl auch die Korallenblöcke auf der Plattform), oder dass die Sedimentation in der Lagune über einen sehr

langen Zeitraum von etwa 4000 Jahren erfolgte. Sicher ist jedoch, dass die Ablagerung der potenziell tsunamigenen Sandlage, die die lagunäre Sequenz abschließt, erst unmittelbar nach 1200-1000 cal BP erfolgte.

Auch wenn die Alter der Korallenfragmente keine genaue Aussage über das Alter der Lagune zulassen, ist ihre zeitliche Übereinstimmung mit datierten Korallenblöcken auf der Riffplattform (5.2.2) ein Indiz für den Einfluss von einem oder mehreren Extremereignissen (potenzielle Paläotsunamis) zwischen 4500 und 5500 cal BP. Diese Ereignisse führten starke Schädigungen des Riffs herbei, u.a. wurde eine Vielzahl von Großblöcken herausgebrochen.

Altersinversionen durch die Datierung von umgelagertem Korallenbruch ergaben sich auch bei der Datierung der Korallenbruchlage (X_{grob}). Das Korallenfragment aus den überlagernden Strandwalledimenten gibt mit 4100 Jahren nur den Todeszeitpunkt des Rifforganismus an, während die Datierung über Pflanzenreste aus flachmarinen in-situ-Ablagerungen unmittelbar oberhalb der Ereignislage ein Mindestalter von 1035-1085 cal BP liefert. Die finale Umlagerung des Korallenbruchs erfolgte also vor etwas mehr als 1000 Jahren.

Szenarien zur Genese des Blockfeldes

Verglichen mit zahlreichen Tsunami-Ereignissen der Vergangenheit ist die Transportkraft des Sumatra-Andamanen-Tsunami 2004 als eher gering einzuschätzen. Während sich der Transport von großen Blöcken in Thailand nur auf wenige Küstenabschnitte beschränkte, wurden in anderen Regionen der Erde durch Tsunamis wesentlich größere Blöcke über teilweise deutlich größere Distanzen verlagert, als es z.B. für die Blöcke am Kap Pakarang der Fall war (Scheffers & Kelletat 2003, Etienne et al. 2011). Kelletat et al. (2007) begründen dies mit der im Bereich der flachen Westküste Thailands geringen Strömungsgeschwindigkeit des Tsunami. Im Falle des Kap Pakarang stellt sich sogar die Frage, ob die Transportkraft ausreichte, um die Blöcke überhaupt zu verlagern. Die Datierung einiger auf der Riffplatte liegenden *Porites*-Blöcke ergab Alter von 5100-5200 cal BP für eine kleinere Anzahl mittelgroßer Blöcke sowie 4700-4800 cal BP für eine größere Anzahl an Blöcken (Tab. 2). Obwohl es sich nur um Maximalalter handelt, da lediglich das Absterben der Korallen datiert wurde, könnte, allein auf Grundlage der Datierungen, der Transport auf die Riffplattform auch schon deutlich vor 2004 erfolgt sein.

Tab. 2: ^{14}C -Alter von Riffblöcken am Kap Pakarang. Datierungslabor: Beta Analytics Inc., Miami (USA). ^{14}C conv BP: konventionelles Alter in Jahren vor heute (= vor 1950), cal BP: kalibriertes Alter in Jahren vor heute (1950), cal BC: kalibriertes Alter in Jahren v. Chr. Die Kalibrierung erfolgte mit Marine 04 (Hughen et al. 2004), $\sigma = 2$. Nach Southon et al. (2005) wurde ein Reservoirereffekt von 400 Jahren berücksichtigt.

Labor-nummer	Proben-nummer	Alter (gemessen)	13C/12C	^{14}C conv BP	*cal BC	*cal BP
253089	Pak 1	4570 ± 50	-7.0 ‰	4870 ± 50	3350 - 3070	5300 - 5020
253090	Pak 2a	4400 ± 50	-3.5 ‰	4750 ± 50	3260 - 3290	5210 - 4850
253091	Pak 2b	4600 ± 50	-3.0 ‰	4960 ± 50	3490 - 3270	5440 - 5220
253092	Pak 3	4210 ± 50	-1.0 ‰	4600 ± 50	2960 - 2760	4910 - 4710
253093	Pak 4	4130 ± 50	-3.2 ‰	4490 ± 50	2960 - 2760	4910 - 4710
253095	Pak 6	4110 ± 50	-3.9 ‰	4450 ± 50	2850 - 2540	4800 - 4490
253096	Pak 7	4100 ± 60	-1.5 ‰	4490 ± 60	2880 - 2560	4830 - 4510
253097	Pak 8	4190 ± 50	-2.7 ‰	4560 ± 50	2900 - 2680	4850 - 4630
253098	Pak 9	3990 ± 70	-2.7 ‰	4360 ± 70	2760 - 2390	4710 - 4340

Prinzipiell bestehen zwei mögliche Szenarien, die das Auftreten der seit über 4000 Jahren toten Riffblöcke nach dem Tsunami von 2004 erklären könnten. Unstrittig ist, dass die Blöcke vor 4500-

5500 Jahren durch ein oder mehrere unbekannte Ereignisse (potenzielle Paläotsunamis) aus dem Riff herausgebrochen wurden und dann abstarben. Der Transport auf die Riffplattform erfolgte entweder (1) durch das gleiche Ereignis bzw. ein anderes Paläoereignis (jedenfalls noch vor 2004) oder (2) erst durch den Tsunami von 2004. In Fall (1) müsste nach dem Transport eine Überdeckung der Blöcke mit Litoralsedimenten stattgefunden haben, da Satellitenbilder und Aussagen von Anwohnern belegen, dass sie vor dem Tsunami von 2004 nicht zu sehen waren. Denkbar wäre auch eine Mischung beider Szenarien mit wiederholter Umlagerung der Blöcke. Die gut erhaltenen Wachstumsstrukturen der Blöcke und das Fehlen erkennbarer Bruchstellen sprechen jedoch gegen mehrfache Verlagerungen.

Szenario 1: Die Blockablagerungen am Kap Pakarang als Resultat des Transports durch den Tsunami von 2004

Für den tsunamigenen Transport und die Ablagerung der Blöcke auf die Riffplatte des Kaps durch den Tsunami von 2004 sprechen folgende Indizien:

1. Während der Forschungsarbeit im November 2008 konnte beobachtet werden, dass unter einigen Riffblöcken auf der Riffplatte Baumstämme begraben lagen. Vermutlich wurden diese durch die Kraft des Tsunami entwurzelt und mit dem *backwash* auf die Riffplatte transportiert, wo sie unter die sich verlagernden Blöcke gelangten (Abb. 6). Diese Beobachtung belegt zwar, dass die Riffblöcke durch den Tsunami 2004 bewegt wurden, sie liefert jedoch keinen Hinweis darauf, über welche Distanz diese Umlagerung erfolgte.



Abb. 6: Riffblöcke auf der Riffplatte des Kap Pakarang. Im Vordergrund ist ein etwa 1,80 m über die Geländeoberfläche herausragender Block zu sehen, unter dem ein Baumstamm begraben liegt.

2. Der Vergleich von prä- und post-Tsunami 2004 aufgenommenen Satellitenbildern belegt, dass die Blöcke erst nach dem Ereignis auf der Riffplattform sichtbar wurden (Abb. 2). Jedoch lässt sich auch anhand dieser Bilder nicht zweifelsfrei klären, ob die Blöcke zuvor schon begraben im Sediment auf der Riffplatte lagen und durch den Tsunami lediglich freigelegt wurden.
3. Weitere Hinweise auf den rezenten tsunamigenen Transport der Blöcke auf die Riffplatte liefern die Aussagen von Zeitzeugen. Herr Jürgen Krull und seine Frau, deren Haus seit einigen Jahren direkt an der Küste des Kaps stand und die beide den Tsunami 2004 überlebten, berichteten, dass

es an dem Küstenabschnitt zuvor definitiv keine Blöcke gegeben hat. Die Riffplattform sei bei Ebbe so zu sehen gewesen wie jetzt, sie sei außer einem kleinen Block blockfrei gewesen.

4. Modellierungen von Goto et al. (2007, 2010) zufolge, reichte die Strömungsenergie des Tsunami von 2004 aus, um die Korallenblöcke von Pakarang auf die Riffplattform zu transportieren.

Bei diesem Szenario verwundert allerdings, dass sich auf den vor der Riffkante im Wasser gelegenen Blöcken, die durch den Tsunami 2004 mobilisiert und auf die Riffplattform geschleudert wurden, keine jüngeren Korallen ansiedelten, da ja kein einziges ^{14}C -Alter jünger als 4000 cal BP ist (Tab. 2). Demnach muss das Riff durch den Paläotsunami nicht nur physisch zerstört worden sein; offenbar wurde die gesamte Riffökologie so stark ausgelöscht, dass sich später keine Korallen mehr ansiedeln konnten.

Szenario 2: Freilegung der im Sediment begrabenen Riffblöcke durch den Tsunami von 2004

Ein Indiz für Szenario 2 ist die starke Erosion des Kaps durch den Tsunami von 2004 und die damit verbundene Möglichkeit, dass im Umfeld der Blöcke große Mengen an Sand abgetragen wurden (Abb. 7). Nach dem Tsunami konnte beobachtet werden, dass Blöcke partiell im Sediment begraben wurden. Nach dem Prinzip des Aktualismus muss die These eines Wechsels von Sedimentbedeckung und Exhumierung der Blöcke hinsichtlich der rezenten morphodynamischen Prozesse durchaus als möglich angesehen werden. Auch die eher geringe Transportkraft des Tsunami von 2004 spricht dafür, dass die Blöcke durch ein oder mehrere Paläoereignisse mit einer vergleichsweise höheren Energie verlagert wurden.



Abb. 7: Riffblock auf der sich neu ausbildenden Spitze des Kaps. Durch die stetige Anlieferung neuen Materials wird der Block nach und nach im Sediment begraben.

Allerdings ergeben sich aus der Annahme, die Blöcke seien im Zuge des Tsunami von 2004 nur freigelegt worden, auch einige Kritikpunkte. Bei einer Höhe der im Jahr 2008 komplett entblößten Riffblöcke von 1-2 m ü. GOF müsste auch Sediment in entsprechender Mächtigkeit abgetragen

worden sein. Unter der Annahme, dass der Standort vor und nach dem Tsunami 2004 tektonisch stabil war und keine co-seismischen Veränderungen erfuhr, müsste das Wasser im Bereich zwischen Riffkante und Strand daher unmittelbar vor dem Tsunami wesentlich flacher gewesen sein als es danach der Fall war (etwa 1,80 m Differenz). Dies war jedoch nicht der Fall. So soll die Wassertiefe vor dem Tsunami im Bereich der Riffblöcke nach Augenzeugenberichten ebenfalls etwa 1,80 m betragen haben. Folglich ist Szenario 2 nur denkbar, wenn mit dem Tsunami 2004 eine gleichzeitige Veränderung des lokalen relativen Meeresspiegels (z.B. durch tektonische Hebung) verbunden war. Denn wenn ca. 2 m Sediment im Bereich der Riffplatte abgetragen wurde, die Wassertiefe aber unverändert geblieben ist, dann muss das Gebiet im Zuge des Sumatra-Andamanen-Bebens zwangsläufig eine ausgleichende Hebung um etwa 2 m erfahren haben. Die Entwicklung nach Szenario 2 ist in Abb. 8 dargestellt.

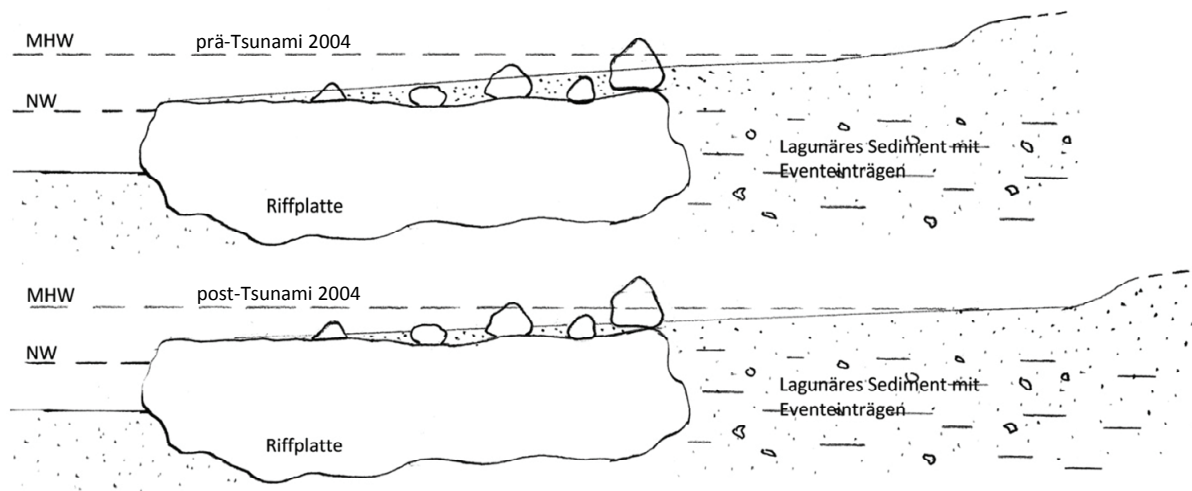


Abb. 8: Riffgenese gemäß Szenario 2. Schon vor dem Tsunami 2004 sollen laut Beschreibung von Anwohnern ein oder zwei Riffblöcke aus dem Sediment geragt haben; zumindest ein Riffblock habe auch über die Hochwasserlinie hinaus gereicht (obere Abb.). Nach dem Tsunami von 2004 weisen viele der derzeit auf der Riffplatte sichtbaren Blöcke eine Höhe von etwa 1,50 m bis 1,80 m auf. Entsprechend müsste mindestens 1,80 m Sedimentmächtigkeit abgetragen worden sein, wenn diese Blöcke zuvor begraben waren. Um eine konstante Wassertiefe zu gewährleisten, müsste sich das Gebiet tektonisch um etwa 1,80 m gehoben haben, was als sehr problematisch erscheint, weil es dafür keine weiteren Indizien gibt (untere Abb.).

Zwar gibt es in der Literatur zahlreiche Belege für co-seismische Hebungen und Senkungen von Küsten in Verbindung mit starken Erdbeben, jedoch beschränken sich diese in der Regel auf das nähere Umfeld der tektonisch aktiven Zone. Im Falle des Sumatra-Andamanen-Bebens von 2004 wurden signifikante Beträge co-seismischen Versatzes bislang nur im Bereich von Sumatra (Subraya et al. 2006) und den Andamanen (Kayanee et al. 2007, Rajendran et al. 2008) belegt, und selbst an diesen Lokalitäten betrug der Versatz maximal 1,50 m. Aus diesem Grund ist eine co-seismische Hebung von mindestens 1,80 m am 600 km von der Störungszone entfernt gelegenen und tektonisch stabilen Kap Pakarang mit großer Sicherheit auszuschließen, zumal eine Hebung dieser Größenordnung mit Sicherheit nicht unentdeckt geblieben wäre. Die tatsächlich am Standort aufgetretene Verlagerung der Küstenlinie, die auch als Indiz für eine relative Höhenveränderung des Gebietes interpretiert werden kann, ist, wie bereits beschrieben, auf die starke Denudation des Strandbereiches durch den Tsunami 2004 zurückzuführen und nicht auf co-seismische Veränderungen.

6 Schlussfolgerungen

Die mit dem Sumatra-Andamanen-Tsunami von 2004 verbundenen Erosions- und Akkumulationsprozesse hinterließen in den küstennahen Bereichen des Kap Pakarang deutliche Spuren. Zum einen kam es (1) zur Sedimentation einer bis mehrere Dezimeter mächtigen Sandschicht in der holozänen Küstenebene, und zum anderen wurden (2) bis 20 Tonnen schwere Korallenblöcke, die vorher unter Wasser am Hang des Rifffes gelegen haben müssen, auf die intertidale Rifffplattform transportiert. Trotz der relativ geringen Geschwindigkeit des Tsunami von 2004 an der Westküste Thailands muss die Transportenergie ausgereicht haben, die Blöcke um mehrere Meter zu heben und über eine Strecke von mehreren 100 Metern landeinwärts zu verlagern.

Ausgehend von der Prämisse, dass prähistorische Extremereignisse ähnlich starke Auswirkungen auf den küstennahen Naturraum hatten, wurden in den sedimentären Geoarchiven mehrere Kandidaten für Paläotsunamis identifiziert:

1. Hinweise auf extreme Wellenereignisse fanden sich in Form einer allochthonen Mittelsandlage in lagunären Ablagerungen und einer Groblage aus Korallenbruch, die in flachmarine Feinsande eingebettet war. Die Datierungen beider Schichten – jünger als 1179-1013 cal BP im Falle der Sandlage und älter als 1035-1085 cal BP für die Korallenlage – lassen auf ein einziges Extremereignis schließen, das vor etwa 1100 Jahren auf die Küste des Kap Pakarang traf.
2. Ein Indiz für weitere potenzielle Paläotsunamis sind die abgestorbenen Korallenblöcke. Obwohl sie erst durch den Tsunami von 2004 in ihre heutige Lage auf der Rifffplattform gelangten, deuten die Datierungen darauf hin, dass die Blöcke alle zwischen 4500 und 5300 cal BP aus dem Riff herausgebrochen wurden. Die Größe der Blöcke und die Tatsache, dass alle in einem eng begrenzten Zeitraum abstarben (auch die Datierung von Korallenbruch in der Bohrung PAK 4 ergab identische Alter), könnten durch den Einfluss von einem oder mehreren Paläotsunamis zwischen 4500 und 5300 cal BP erklärt werden. Da die Alter bei genauer Betrachtung in zwei Cluster um 5200 und 4700 cal BP fallen, kann von zwei unterschiedlichen Ereignissen ausgegangen werden.

Es liegen also Anzeichen für bis zu 3 potenzielle Paläotsunamis vor: ca. 1100 cal BP, 4700 cal BP und 5200 cal BP. Während eine genaue Spezifizierung der Ursache (Sturm/Tsunami) für die beiden älteren Ereignisse sehr spekulativ ist, korreliert das auf 1100 cal BP datierte Extremereignis sowohl mit Paläotsunami-Spuren aus Nordsumatra (jünger als 1150-950 cal BP; Monecke et al. 2008), Ostindien (um 1000 cal BP; Rajendran et al. 2006) und Sri Lanka (um 1000 cal BP; Ranasinghage et al. 2010), als auch mit Befunden eines Paläobebens im Bereich des Sundabogens (um 1000 cal BP; Rajendran et al. 2008), das als Auslösemechanismus in Frage kommt. Diese Häufung zeitgleicher Befunde deutet auf ein überregionales Extremereignis hin und ist ein weiteres Indiz für die Interpretation des 1100 cal BP Ereignis von Pakarang als Paläotsunami.

Literatur

- Ad-hoc-Arbeitsgruppe Boden der Staatlichen Geologischen Dienste und der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (Hrsg., 2005): *Bodenkundliche Kartieranleitung*. Schweizerbart, Stuttgart.
- Brückner, H. & D. Brill (2009): Der Tsunami von 2004 – fünf Jahre danach. In: *Geographische Rundschau* 12/2009: 4-10.
- Centre for Remote Imaging, Sensing and Processing (CRISP), University of Singapore: *IKONOS Satellitenbilder* (13.01.2003 u. 29.12.2004).
- Dominey-Howes, D., P. Cummins & D. Burbidge (2007): Historic records of teletsunami in the Indian Ocean and insights from numerical modelling. In: *Natural Hazards* (42): 1-17.

- Donner, W. (1989): Thailand: räumliche Strukturen und Entwicklungen. Darmstadt.
- Etienne, S., M. Buckley, R. Paris, A.K. Nandasena, K. Clark, L. Strotz, C. Chague-Goff, J. Goff & B. Richmond (2011): The use of boulders for characterising past tsunamis: Lessons from the 2004 Indian Ocean and 2009 South Pacific tsunamis. In: *Earth Science Reviews*, doi: 10.1016/j.earscirev.2010.12.006.
- Fagherazzi, S. & X. Du (2008): Tsunamigenic incisions produced by the December 2004 earthquake along the coasts of Thailand, Indonesia and Sri Lanka. In: *Geomorphology* 99: 120-129.
- Fujino, S., H. Naruse, A. Suphawajruksakul, T. Jarupongsakul, M. Murayama & T. Ichihara (2008): Thickness and Grain-Size Distribution of Indian Ocean Tsunami Deposits at Khao Lak and Phra Thong Island, South-western Thailand. In: Shiki, T., Y. Tsuji, K. Minoura & T. Yamazaki (Hrsg.): *Tsunamiites – features and implications*. Amsterdam, pp. 123-132.
- Goto, K., S.A. Chavanich, F. Imamura, P. Kunthasap, T. Matsui, K. Minoura, D. Sugawara & H. Yanagisawa (2007): Distribution, origin and transport process of boulders deposited by the 2004 Indian Ocean tsunami at Pakarang Cape, Thailand. In: *Sedimentary Geology* 202: 821-837.
- Goto, K., F. Imamura, N. Keerthi, P. Kunthasap, T. Matsui, K. Minoura, A. Ruangrassamee, D. Sugawara & S. Supharatid (2008): Distribution and Significance of the 2004 Indian Ocean Tsunami Deposits: Initial Results from Thailand and Sri Lanka. In: Shiki, T., Y. Tsuji, K. Minoura & T. Yamazaki (Hrsg.): *Tsunamiites – features and implications*. Amsterdam, pp. 105-122.
- Goto, K., K. Okada & F. Imamura (2010): Numerical analysis of boulder transport by the 2004 Indian Ocean tsunami at Pakarang Cape, Thailand. In: *Marine Geology* 268: 97-105.
- Hawkes, A.D., M. Bird, S. Cowie, C. Grundy-Warr, B.P. Horton, A. Tan Shau Hwai, L. Law, C. Macgregor, J. Nott, J. Eong Ong, J. Rigg, R. Robinson, M. Tan-Mullins, T. Tiong Sa, Z. Yasin, & L. Wan Aik (2007): Sediments deposited by the 2004 Indian Ocean Tsunami along the Malaysia-Thailand Peninsula. In: *Marine Geology* 242: 169–190.
- Hughen KA, M.G.L. Baillie, E. Bard, J.W. Beck, C.J.H. Bertrand, P.G. Blackwell, C.E. Buck, G.S. Burr, K.B. Cutler, P.E. Damon, R.L. Edwards, R.G. Fairbanks, M. Friedrich, T.P. Guilderson, B. Kromer, G. McCormac, S. Manning, C.B. Ramsey, P.J. Reimer, R.W. Reimer, S. Remmele, J.R. Southon, M. Stuiver, S. Talamo, F.W. Taylor, J. Plicht & C.E. Weyhenmeyer (2004): Marine04 Marine Radiocarbon Age Calibration, 0-26 Cal Kyr BP. In: *Radiocarbon* 46 (3): 1059-1086.
- Jaffe, B.E. & G. Gelfenbaum (2002): Using tsunami deposits to improve assessment of tsunami risk. In: Ewing, L. & L. Wallendorf (Hrsg.): *ASCE American Society of Civil Engineers*. Reston: 836-847.
- Jankaew, K., B.F. Atwater, Y. Sawai, M. Choowong, T. Charoentitirat, M.E. Martin & A. Prendergast (2008): Medieval forewarning of the 2004 Indian Ocean tsunami in Thailand. In: *Nature* 455: 1228-1231.
- Kayanne, H., Y. Ikeda, T. Echigo, M. Shishikura, T. Kamataki, K. Satake, J.N. Malik, S.R. Basir, G.K. Chakraborty & A.K.G. Roy (2007): Coseismic and postseismic creep in the Andaman Islands associated with the 2004 Sumatra-Andaman earthquake. In: *Geophysical Research Letters* 34. doi:10.1029/2006GL028200.
- Kelletat, D., S.R. Scheffers & A. Scheffers (2007): Field signatures of the SE-Asian mega-tsunami along the west coast of Thailand compared to Holocene paleo-tsunami from the Atlantic region. In: *Pure and Applied Geophysics* 164: 413-431.
- Lay, T., H. Kanamori, C.J. Ammon, M. Nettles, S.N. Ward, R.C. Aster, A.L. Beck, S.L. Bilek, M.R. Brudzinski, R. Butler, H.R. Deshon, G. Ekström, K. Satake & S. Sipkin (2005): The Great Sumatra-Andaman Earthquake of 26 December 2004. In: *Science* 308: 1127-1133.
- Monecke, K., W. Finger, D. Klarer, W. Kongko, B.G. McAdoo, A.L. Moore & S.U. Sudrajat (2008): A 1,000-year sediment record of tsunami recurrence in northern Sumatra. In: *Nature* 455: 1232-1234.
- Naruse, H., S. Fujino, A. Suphawajruksakul & T. Jarupongsakul (2010): Features and formation processes of multiple deposition layers from the 2004 Indian Ocean Tsunami at Ban Nam Kem, southern Thailand. In: *Island Arc* 19: 399-411.
- Rajendran, C.P., K. Rajendran, T. Machado, T. Satyamurthy, P. Aravazhi & M. Jaiswal (2006): Evidence of ancient sea surges at the Mamallapuram coast of India and implications for previous Indian Ocean tsunami events. In: *Current Science* 91 (9): 1242-1247.
- Rajendran, K., C.P. Rajendran, A. Earnest, G.V. Ravi Prasad, K. Dutta, D.K. Ray & R. Anu (2008): Age estimates of coastal terraces in the Andaman and Nicobar Islands and their tectonic implications. In: *Tectonophysics* 455: 53–60.

- Ranasinghage, P.N., J.D. Ortiz, A.L. Moore, C. Siriwardana & B.G. McAdoo (2010): Signatures of Paleo-coastal Hazards in Back-barrier Environments of Eastern and Southeastern Sri Lanka. In: Abstract volume of the AGU Fall Meeting, San Francisco, USA.
- Reimer, P.J., M.G. Baillie, E. Bard, A. Bayliss, J.W. Beck, C. Bertrand, P.G. Blackwell, C.E. Buck, G.S. Burr, K.B. Cutler, P.E. Damon, R.L. Edwards, R.G. Fairbanks, M. Friedrich, T.P. Guilderson, K.A. Hughen, B. Kromer, G. McCormac, S. Manning, C.B. Ramsey, R.W. Reimer, S. Remmele, J.R. Southon, M. Stuiver, S. Talamo, F.W. Taylor, J. Plicht & C.E. Weyhenmeyer (2004): IntCal04 Terrestrial radiocarbon age calibration, 0-26 cal kyr BP. In: Radiocarbon 46 (3): 1029-1058.
- Scheffers, A. & D. Kelletat (2003): Sedimentologic and geomorphologic tsunami imprints worldwide - a review. In: Earth-Science Reviews 63: 83–92.
- Southon, J., M. Kashgarian, M. Fontugne, B. Metivier & W.W.S. Yim (2002): Marine reservoir corrections for the Indian Ocean and Southeast Asia. In: Radiocarbon 44: 167-180.
- Stein, S. & E.A. Okal (2007): Ultralong period seismic study of the December 2004 Indian Ocean earthquake and implications for regional tectonics and the subduction process. In: Bulletin of the Seismological Society of America 97: 279–295.
- Subarya, C., M. Chlieh, L. Prawirodirdjo, J. Avouac, Y. Bock, K. Sieh, A.J. Meltzner, D.H. Natawidjaja & R. McCaffrey (2006): Plate-boundary deformation associated with the great Sumatra–Andaman earthquake. In: Nature 440: 46-51.
- Szczuciński, W., P. Niedzielski, L. Kozak, M. Frankowski, A. Ziola & S. Lorenc (2007): Effects of rainy season on mobilization of contaminants from tsunami deposits left in a coastal zone of Thailand by the 26 December 2004 tsunami. In: Environmental Geology 53: 253-264.

Danksagung

Die vorliegende Studie wurde im Rahmen des deutsch-thailändischen Kooperationsprojektes TRIAS (Tracing Tsunami Impacts On- and Offshore in the Andaman Sea Region) durchgeführt und finanziell durch die Deutsche Forschungsgemeinschaft gefördert (DFG-Gz: BR 877/27-1). Die Durchführung der Geländearbeiten in Thailand wurde durch Mitarbeiter der Chulalongkorn University (Bangkok, Thailand) unterstützt.

Adresse

Dipl.-Geogr. Nils-Peter Neubauer
Geographisches Institut, Universität zu Köln
Albertus-Magnus-Platz
50923 Köln, Germany

nils-peter@gmx.de



New insights in the Holocene evolution of the Livadi coastal plain, Gulf of Argostoli (Cefalonia, Greece)

Timo Willershäuser¹, Andreas Vött¹, Helmut Brückner², Georg Bareth², Hanna Hadler¹ & Konstantin Ntageretzis¹

¹ Institute for Geography, Johannes Gutenberg-Universität Mainz

² Institute for Geography, Universität zu Köln

Abstract

Cefalonia Island is exposed to the tectonically highly active Hellenic Arc System in the Eastern Ionian Sea. Both lateral and vertical aseismic and coseismic movements are known from this region. Geo-scientific studies were carried out in the Livadi coastal plain and along the inner Gulf of Argostoli. Terrestrial vibracoring allowed to obtain local stratigraphies. Geomorphological, sedimentological and geochemical methods are used to reconstruct relative local sea level changes since the mid-Holocene. Sedimentary evidence of strong tsunami impact was found in the Livadi coastal plain such as sand sheets intersecting paralic swamp deposits.

Preliminary results help to better understand Holocene paleogeographies of the Livadi coastal area and, for the first time, describe the tsunamigenic influence on the coastal evolution. Local stratigraphies revealed multiple high-energy tsunami impact on the study area. We assume that the relative sea level has never been higher than at present. Our results go hand in hand with results from studies in nearby coastal Akarnania and the western Peloponnese.

1 Introduction

The eastern Mediterranean Sea, especially the Ionian Sea, is a tectonically highly active region with a high tsunami-risk (Papazachos & Dimitriu 1991). The subduction zone of the Hellenic Trench, where the African plate is being subducted by the Aegean microplate, together with transform faults such as the Cefalonia and Lefkada faults cause earthquakes, submarine mass movements and volcanic eruptions (Ferentinos 1992). It is well known from historical accounts that coastal sites, together with the coastal geomorphology, were repeatedly affected by tsunamigenic impacts during history (Soloviev et al. 1990).

Coastal lowland environments are excellent geological archives to reconstruct and better understand the coastal evolution as well as palaeo-tsunami impacts during the Holocene (e.g. Vött et al. 2007, Vött et al. 2009a). Reconstructions of tsunami landfall by sedimentological analyses are a valuable tool for modern tsunami risk assessment. Tsunami and earthquake catalogues give detailed information about the appearance of tsunamis in the Mediterranean Sea (e.g. Soloviev 1990, Ambraseys & Synolakis 2010).

We use geo-archives for palaeo-tsunami research, palaeogeographical reconstructions and relative sea level studies. For the reconstruction of relative local sea level changes we prefer samples from paralic swamp deposits which are currently being dated by the ¹⁴C-AMS radiocarbon technique.

Studies of palaeo-tsunami research have been intensified during the last years. Many authors showed that tsunami deposits are characterized by a wide range and high variability of sedimentary characteristics. Sedimentary signatures found for recent and sub-recent tsunami-event-layers are, for instance, coarse deposits like dislocated boulders from rocky shorelines (e.g. Nott 1997, Scheffers et al. 2008) and fine-grained allochthonous marine sediments found in between deposits of low-energy coastal environments like coastal backswamps and lagoons. Further characteristics of tsunami deposits

are (a) shell debris layers, (b) mixed sublittoral and littoral material, (c) erosional contacts at the base of tsunami deposits, (d) fining upward sequences, (e) thinning landward tendencies, (f) multi-modal grain size distribution, (f) rip up-clasts of eroded underlying sediments and (g) washover deposits (e.g. Dominey-Howes et al. 2006, Engel et al. 2009a, 2010, May 2010, Vött et al. 2006, 2007, 2008, 2009a, 2009b, 2010a & 2010b).

The main objectives of our studies are (1) to decipher the local evolution of the Livadi coastal plain, (2) to check local geoarchives for potential tsunami imprints and (3) to reconstruct Holocene coastal palaeogeographies based on relative sea level data.

2 Regional setting

Cefalonia is located between Lefkada in the north, Zakyntos in the south and Ithaka in the east (figure 1). The Ionian Islands are directly exposed to the plate boundary delineated by the Hellenic Trench system and the Cefalonia transform fault (figure 1a & b). It is one of most active seismotectonic regions in the Mediterranean Sea (Cocard et al. 1999, Hollenstein et al. 2006, 2008). The right-lateral strike slip Cefalonia transform fault links a zone of prevailing subduction to a zone of continental collision. This collision zone between the African plate and the Aegean microplate is characterized by complex crustal motion, deformation activities and a high seismicity (Clement et al. 2000, Hollenstein et al. 2008, Lagios et al. 2008).

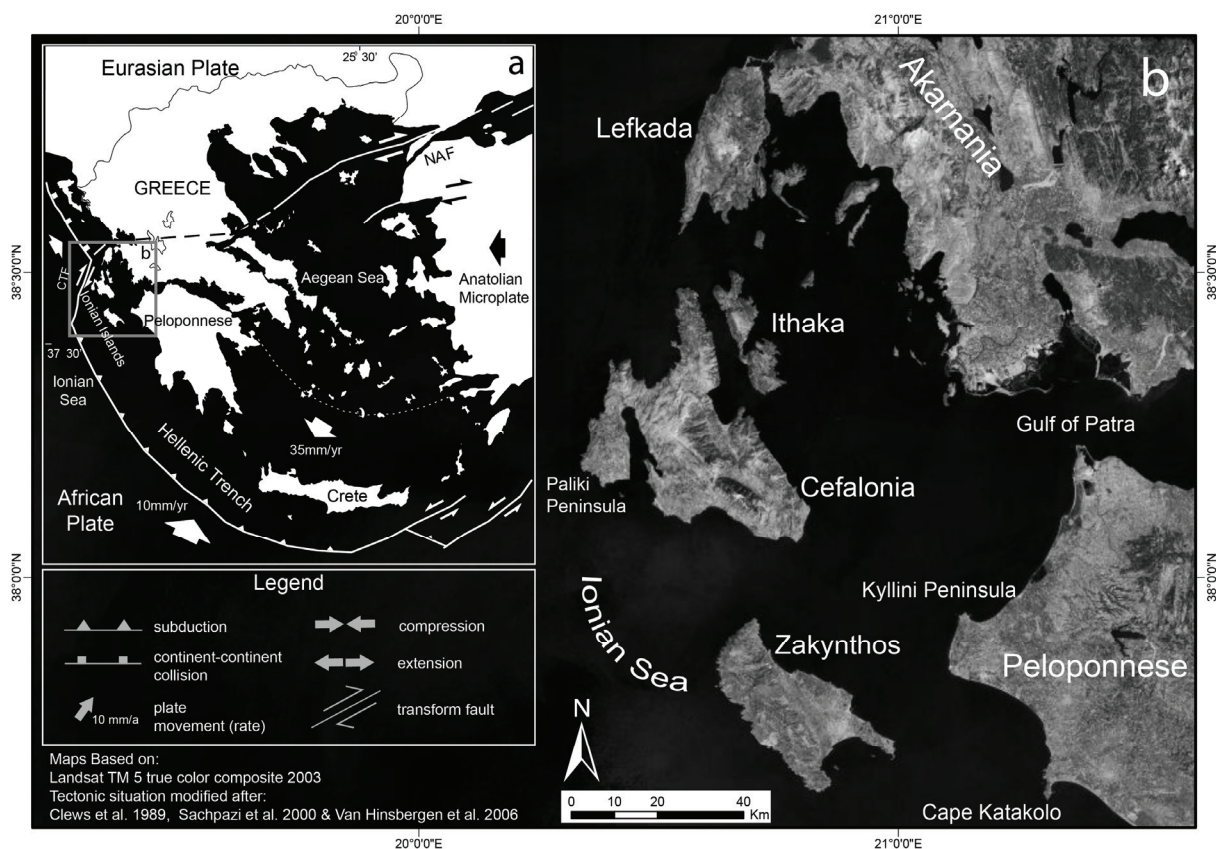


Figure 1: Overview of the study area (a) and the tectonic setting of the eastern Ionian and central Aegean Sea region (b).

The western part of Cefalonia Island was strongly uplifted in the early Pliocene. A second phase of uplift influenced the Paliki Peninsula in the Pleistocene (Van Hinsbergen et al. 2006). Complex halotectonic dynamics control local vertical tectonic movements (Lagios et al. 2007, Hollenstein et al. 2008). This aspect plays an important role for the evolution of the local relative sea level.

According to Sachpazi et al. (2000), the region of the Ionian Islands is unique for its multiple junctions where collision, subduction, transform faulting and spreading mechanisms are found associated within less than 100 km distance. The regional risk of earthquake-induced tsunamis is one of the highest in the eastern Mediterranean.

Since Miocene times, the complex tectonics of the Ionian Island resulted in the fragmentation of lithospheric crustal blocks and the formation of deepwater-basins together with high rates of uplift or subsidence (Ferentinos 1992). Moreover, the Kerkyra-Cefalonia submarine valley system shows extensive mass movement activities (Ferentinos 1992, Poulos et al. 1999). Concerning tsunami focal mechanisms, submarine mass movements have a very high potential in triggering tsunamis (Papazachos & Dimitriu 1991).

The study area of the Livadi coastal plain is located in the northernmost part of the Gulf of Argostoli. The north-south trending gulf separates the Mount Aenos complex in the east from the Paliki Peninsula in the west (figure 2). The highly active Livadi thrust divides Cefalonia into two different geological and structural parts, and shows predominating Mesozoic limestones on the eastern side and Miocene marls on the western side (Underhill 1989). The Livadi coastal plain (figure 2 a) is situated to the west of the Livadi thrust and characterized by swampy to marshy grounds.

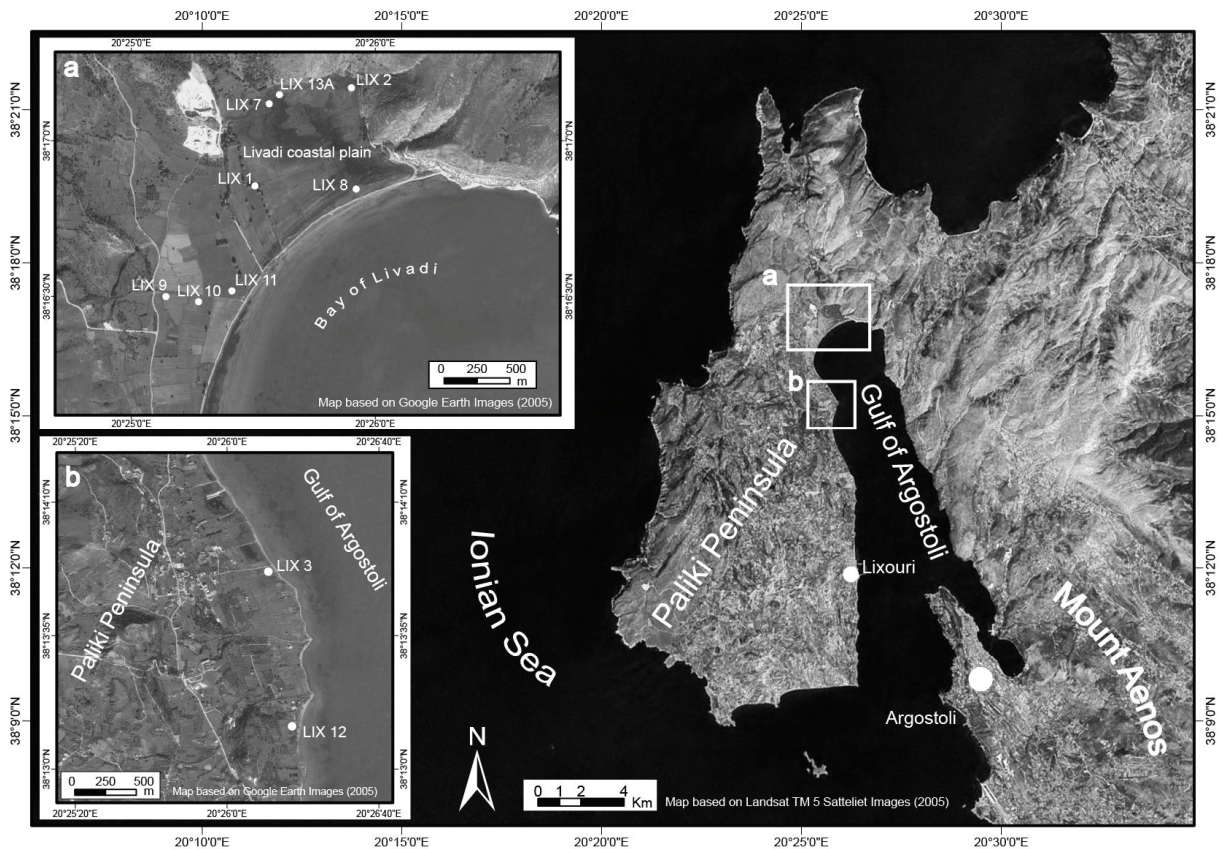


Figure 2: The western part of Cefalonia Island with the investigation areas (a) Livadi coastal plain and (b) the Lixouri coastal lowlands (coring sites are marked with white dots).

Considering the local topographical and bathymetrical settings, the Gulf of Argostoli and especially its northern fringe, the Livadi coastal plain (figure 2a), are susceptible to tsunamigenic flooding. The relatively wide entrance and the funnel-type coastline configuration are able to increase tsunami wave heights by amplification, refraction and diffraction dynamics.

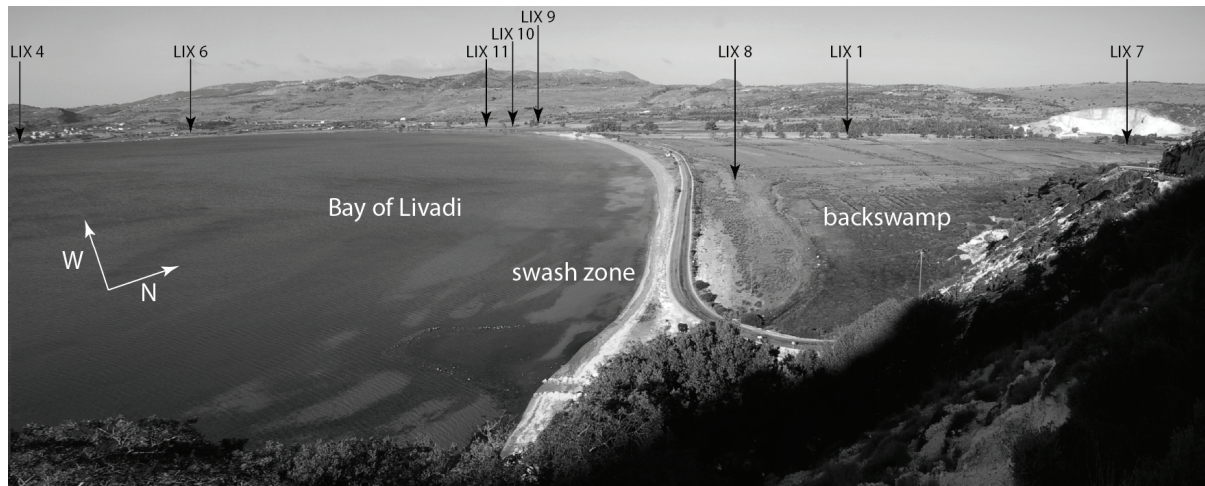


Figure 3: The coastal area of Livadi bay (northern Gulf of Argostoli) with coring sites. The swash zone marks the maximum range of recent storm activity. (Photos: S.M. May, 2007).

The study area of this paper comprises the Livadi coastal plain and the coastal lowlands between Livadi and the town Lixouri (figure 2). The recent backswamp area (figure 3) at the northern end of the Gulf is an excellent geological archive for conserving potential tsunami traces and for reconstructing the local relative sea-level evolution. Towards Lixouri, the coast is mostly made up of alluvial sediments associated to fan deltas entering the Gulf of Argostoli from the hills of the central Paliki Peninsula.

3 Methods

Vibracores in the Livadi coastal plain and the Lixouri coastal lowlands were retrieved by an Atlas Copco mk1 corer using core diameters of 6, 5 and 3.6 cm. Vibracores were documented for sedimentological criteria like sediment colour, grain size distribution, grain rounding, texture and carbonate content (Ad hoc Arbeitsgruppe Boden 2005).

Laboratory studies comprised analyses of organic content (loss of ignition by heating to 550 °C), calcium carbonate content (Scheibler-method), measuring pH-value and electrical conductivity. All samples were analysed for total contents of Ca, Mn, Fe and more than 20 further elements using a handheld XRF-analyser (type Thermo Niton XL3t 900s, calibration mode SOIL).

To locate the profiles in the geodetic system, DGPS measurements were carried out using a Topcon HiperPro FC-200 instrument. With the GPS dataset, the elevation of coring sites above local mean sea-level was detected with an accuracy of +/- 2 cm.

4 Results and discussion

Vibracoring sites were selected depending on their autochthonous energetic potential. We preferred quiescent low-energy environmental settings where the input of allochthonous sedimentary sequences into the depositional system is easily recognizable. In this paper, three profiles (LIX 3, LIX 7 and LIX 10) are described in detail. They are considered to be representative for the local coastal evolution and, at the same time, show typical tsunamigenic fingerprints in the stratigraphical record.

Tsunami deposits in the Livadi coastal plain and the Lixouri coastal lowlands

Vibracoring site LIX 7 (N 38° 17' 07.8'', E 20° 25' 32.8'', ground surface at 0.21 m above sea level) is located in the Livadi backswamp, some 800 m distant from the recent beach (figure 3). The environmental setting at this northernmost part of the Gulf of Argostoli is characterized by marshy

conditions. Especially during winter times, the beach ridge works as a protective barrier for the coastal backswamp. At the base of core LIX 7, the sedimentary sequence starts with a unit dominated by compact coarse sand of marine origin (10.79-10.49 m below sea level (= b.s.l.). This unit is overlain by abundant gravel embedded in a matrix of coarse sand (10.49-9.39 m b.s.l.) and separated from the underlying deposits by a sharp contact. The geochemical parameters show an upward increase of carbonate and slight decline of iron (Fe) contents. From 9.39-8.35 m b.s.l. we found a fining upward sequence. From 9.39-8.99 m b.s.l., the grain size changes from coarse sand over medium sand (8.99-8.79 m b.s.l.) to finally fine sand (8.79-8.39 m b.s.l.). A distinct unit of clayey silt followed on top, a sharp border showing that the environment abruptly changed into limnic still water conditions (8.35-6.30 m b.s.l.).

At 7.70-7.51 m b.s.l. another intersecting unit of sandy silt to silty sand documents another phase of abrupt input of allochthonous marine sediments into the predominantly lacustrine environment. The section from 6.30-1.14 m b.s.l. is characterized by alternating layers of peat and limnic deposits. Layers rich in organic material are well defined between 6.30-6.10 m b.s.l., 5.36-4.90 m b.s.l. and 4.12-2.52 m b.s.l., with organic contents to more than 30 %.



Figure 4: Simplified facies profile of vibracore LIX 7. Allochthonous high-energy tsunami deposits are marked with white borders.

Peat layers encountered in near-shore environments may be used as indicators for palaeo-sea level stands because they accumulated in lagoonal or swampy near-coast environments directly related to the sea level at the time of deposition (Vött 2007, Brückner et al. 2010).

Between 1.14-1.00 m b.s.l. the limnic environment was influenced again by input of fine sandy to clayey silt including gastropods and marine molluscs. A closer look at the geochemical parameters shows a significant CaCO_3 peak, the highest in this profile and a significant marker for the input of marine sediment into a limnic to semi-terrestrial system. This intersecting allochthonous marine record is overlain by homogeneous clayey silt deposited in a typically lacustrine environment. The top of the profile (1.00-0.00 m b.s.l.) is dominated by marshy deposits including plant remains mirroring the recent swampy conditions.

Historical weather data do not document extreme storm events in the Gulf of Argostoli. Against this background and in the light of the present storm-related littoral geomorphodynamic potential the sedimentary record of vibracore LIX 7 shows significant discrepancies between autochthonous sediments and intersecting high-energy deposits in grain size distribution, sorting and color and clearly points to episodic tsunamigenic influence. Gradual long term coastal evolution does not show storm laminae or other disturbances in the paleogeographical evolution. We encountered sediments of three tsunami impacts represented by layers of allochthonous marine sediments intersecting terrestrial or limnic deposits. Further sedimentological arguments for interpreting the encountered high-energy deposits as tsunami sediments are the existence of erosional contacts, multimodal grain size distributions, fining upward sequences and mixtures of marine and terrestrial sediments.

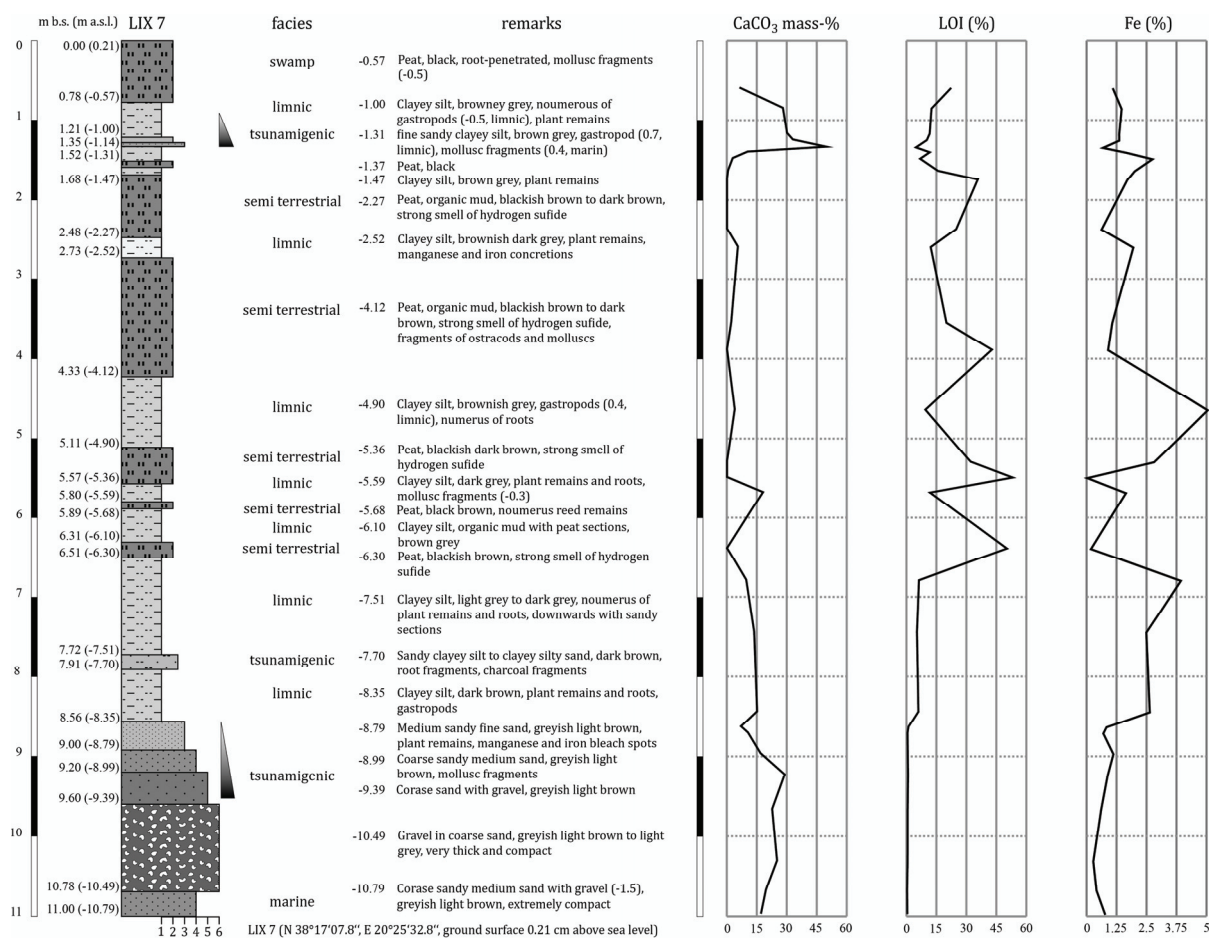


Figure 5: Sedimentary sequence, facies description and selected geochemical parameters of vibracore LIX 7.

Vibracore LIX 3 (N 38° 13' 51.8'', E 20° 26' 09.6'', ground surface at 0.90 m a. s. l.) lies around 75 m distant from the coastline and 6 km to the south of vibracore LIX 7 (figure 2b). The recent sedimentary environment near the coring site is dominated by terrestrial conditions. The base of the profile shows fine sandy to clayey silt (12.60-11.71 m b.s.l.) covered by a section of fine sandy silt from 11.43-10.35 m b.s.l. From 11.71-11.43 m b.s.l. an intersecting layer of coarse-grained weathered sediment was found. Beachrock fragments were encountered from 10.35-10.03 m b.s.l. These beachrock fragments are overlain by a thick and homogeneous unit (10.03-5.48 m b.s.l.) of silty fine sand, representing constant shallow marine conditions that lasted over a long time period. Between 5.75-5.67 m b.s.l., a unit containing marine macrofossils was found. Further upward (5.48-1.76 m b.s.l.) a consistent sequence of grey fine sandy silt, mixed with organic matter, represents a marine environment dominated by seaweed meadows. From 1.76-0.38 m b.s.l., the marine embayment continues with a reduced content of organic matter.

The subsequent brown and weathered silty fine sand (0.38-0.35 m b.s.l.) is cut by a high-energy-borne erosional unconformity. The overlying (0.35-0.05 m b.s.l.) material is made out of brown, unsorted, gravelly coarse sand with interbedded marine mollusc fragments. With fining upward tendencies, ranging from gravelly coarse sand to medium sandy coarse sand, the unit shows tsunamigenic features; it ends at 0.28 m a.s.l. and transits into sediments of a terrestrial environment.

Profile LIX 3 shows that allochthonous layers underwent subaerial weathering after sediment deposition. This implies a deposition above the local sea level at that time. Vött et al. (2010a) showed that beachrock formation may be linked to tsunami processes and that, in such cases, beachrock can be used as an indicator for tsunami impact. Concerning profile LIX 3, the significance of the encountered beachrock fragments is still unclear and subject to further investigations.

Vibracore LIX 10 (N 38° 16' 29.5'', E 20° 25' 18.6'', ground surface at 2.57 m a.s.l.) is located in the western part of the Livadi coastal plain, some 250 m distant from the coast (figure 2a & 3). The coring site lies on a slight hill slope and is currently dominated by terrestrial conditions.

At the base of vibracore LIX 10 (4.43-2.33 m b.s.l.) we found well sorted fine sand of shallow marine origin. From 2.93 m b.s.l. upwards the color changes from grey to greyish brown and thus indicates that the sediments were affected by weathering. The homogeneous sedimentary unit is suddenly interrupted by an erosional unconformity and subsequent massive gravel (2.33-2.19 m b.s.l.). The following littoral to terrestrial sediments (2.19-1.07 m b.s.l.) are well sorted and homogeneous. A second intersecting layer of coarse grained deposits is located between 1.07-0.22 m b.s.l., characterized by unsorted material. The overlying silty clayey to clayey silty sediments (0.22 m b.s.l. - 2.57 m a.s.l.) are well sorted and compact, representing the recent terrestrial conditions.

The heterogeneous material between 2.33-2.19 m b.s.l. does not correspond to the low-energy situation of the pre-existing shallow marine environment. A clear erosional unconformity (1.07 m b.s.l.), the following multi-modal grain size distribution and the re-establishment of constant sedimentological conditions on top of the deposit are fingerprints of tsunami impact. In case of vibracore LIX 10, shoreline shiftings seem to be mainly triggered by tsunamigenic impact, whereas the usually predominating littoral dynamics seem to be merely responsible for the re-arrangement of sediments after major impact.

Reconstructing relative sea level changes using sedimentological sea level indicators

For the eastern Mediterranean numerous studies have been undertaken for reconstructing relative sea level curves by sedimentological and archaeological indicators (e.g. Pirazzoli et al. 1994, Vött 2007, Engel et al. 2009b). It is not recommendable to try and find a unique sea level curve for the whole eastern Mediterranean region, because the local sea level evolution is influenced by regional factors like sediment compaction and sediment supply, coastal dynamics and differences in regional tectonics (Vött 2007, Brückner et al. 2010) and because the real eustatic compound of the Holocene sea level rise is still unknown. On Cefalonia Island the tectonic influence is strongly varying on a large scale.

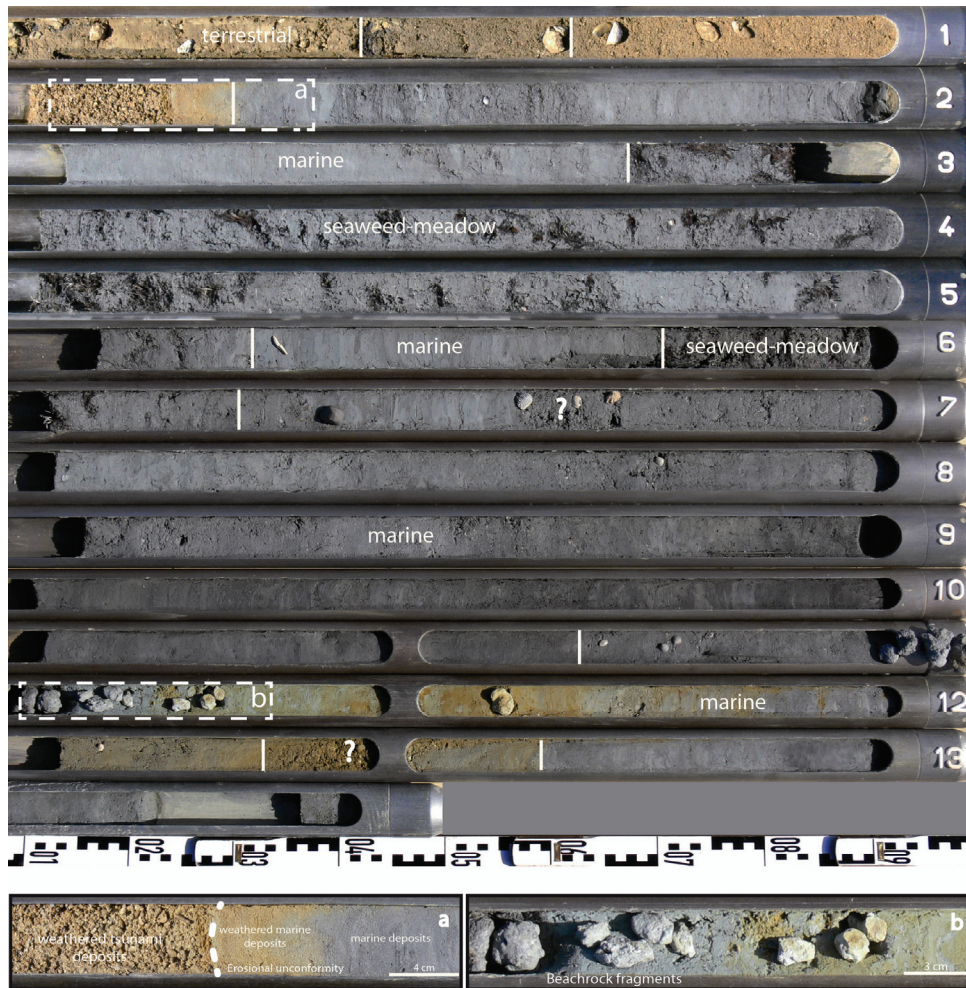


Figure 6: Simplified facies profile of vibracore LIX 3, beachrock fragments and allochthonous coarse-grained marine sediments are shown in detail.

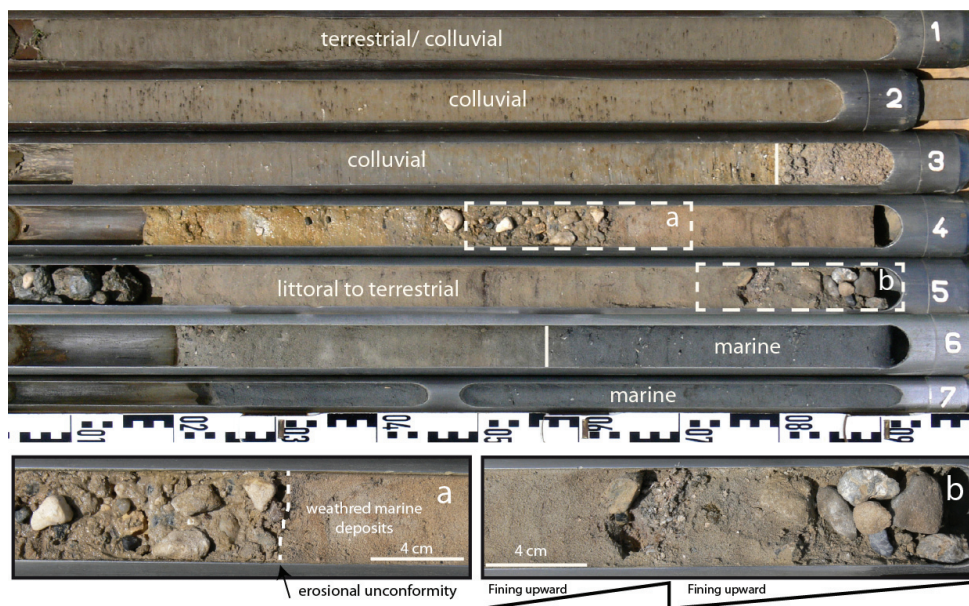


Figure 7: Simplified facies profile of vibracore LIX 10. Allochthonous coarse-grained high energy sediments are marked with a and b. Tsunami induced fining upward sequences are shown in detail.

Stiros et al. (1994: 834) show that co-seismic movements during the 1953 earthquake resulted in a 0.3-0.7 m quasi-rigid-body uplift and westward tilting of the central part of Cefalonia, however, along the coastline of Lixouri no co-seismic motion was detected. Lagios et al. (2007) and Hollenstein et al. (2006, 2008) used high resolution DGPS measurements to show that there are distinct tendencies in the vertical and horizontal movements of the island. Any efforts to reconstruct relative sea level changes thus have to consider the strong tectonic influence.

For the Livadi coastal plain, our approach is to reconstruct the relative local sea level evolution by dating peat samples from paralic swamps. Paralic swamps exist in coastal environments that are often flooded or saturated by ground or surface water. Peat formation in near-coast environments is thus directly related to the local mean sea level at the time of peat formation. However, peat compaction is a problem for palaeo sea level reconstruction depending on the vertical position of the dated peat in the stratigraphical record, the thickness of the overlying mineral deposits, the duration of peat compaction itself and on melioration measures (Vött 2007).

For adjacent areas such as coastal Akarnania and the western and southwestern Peloponnese, previous studies showed that the relative sea level has never been higher than at present and that there are no indicators for a secondary sea level high stand since the mid-Holocene (Vött 2007, Engel et al. 2009b, Brückner et al. 2010). As the geotectonic setting of Cefalonia is quite similar to the one of these neighboring areas, we suggest that the relative sea level in our study area shows more or less the same evolution towards the present Holocene mixing sea level stand.

5 Conclusions

We presented preliminary results based on sediment cores drilled in the Livadi coastal plain and the Lixouri coastal lowlands (Gulf of Argostoli, Cefalonia Island, Greece). The Sedimentary record was investigated by sedimentological, geomorphological and geochemical methods. The following concluding remarks can be made.

1. Sediment profiles recovered from near-coast geological archives show gravelly to sandy high-energy deposits intersecting fine grained autochthonous sediments of a significantly lower energetic potential.
2. The mixture of marine macrofauna, marine sediments and terrigenous material of different grain sizes within one layer implicates that high-energy influences affected the entire coastline. Fluvial, colluvial and/or gravitational dynamics are not able to produce this kind of mixed deposit.
3. Based on our results, we assume that significant geomorphodynamic changes of Holocene coastal landforms are often initiated and controlled by tsunami impacts. The shifting or destruction of shoreline and entire littoral systems must consequently be considered in the light of tsunamigenic high-energy impacts on the coast. The role of gradual changes seems to be concentrated on the re-arrangement of sediments and coastlines after major impacts.
4. Based on results from relative sea level studies carried out in adjacent areas, we suggest that the relative local sea level in our study areas on Cefalonia has never been higher than today and that a secondary mid-Holocene maximum does not exist.

References

- Ad-hoc-Arbeitsgruppe Boden der Staatlichen Geologischen Dienste und der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (ed.) (2005): *Bodenkundliche Kartieranleitung*. Stuttgart, 438 pp.
- Ambraseys, N. & C. Synolakis (2010): Tsunami Catalogs for the Eastern Mediterranean, Revisited. In: *Journal of Earthquake Engineering* 14 (3): 309-330.

- Brückner, H., D. Kelterbaum, O. Marunchak, A. Porotov & A. Vött (2010): The Holocene sea level story since 7500 BP – Lessons from the Eastern Mediterranean, the Black and the Azov Seas. In: *Quaternary International* 225 (2): 160-179.
- Clement, C., A. Hirn, P. Charvis, M. Sachpazi, & F. Marnelis (2000): Seismic structure and the active Hellenic subduction in the Ionian islands. In: *Tectonophysics* 329: 141-156.
- Clews, J.E. (1989): Structural controls on basin evolution: Neogene to Quaternary of the Ionian zone, Western Greece. In: *Journal of the Geological Society* 146: 447-457.
- Cocard, M., H.-G. Kahle, Y. Peter, A. Geiger, G. Veis, S. Felekis, D. Paradissis, & H. Billiris (1999): New constraints on the rapid crustal motion of the Aegean region: recent results inferred from GPS measurements (1993–1998) across the West Hellenic Arc, Greece. In: *Earth and Planetary Science Letters* 172: 39–47.
- Dominey-Howes, D.T.M., G.S. Humphreys & P.P. Hesse (2006): Tsunami and palaeotsunami depositional signatures and their potential value in understanding the late-Holocene tsunami record. In: *The Holocene* 16 (8): 1095-1107.
- Engel, M., A. Bolten, H. Brückner, G. Daut, D. Kelletat, F. Schäbitz, A. Scheffers, S.R. Scheffers, A. Vött, M. Wille & T. Willershäuser (2009a): Reading the chapter of extreme wave events in nearshore geo-bio-archives of Bonaire (Netherlands Antilles) - initial results from Lagun and Boka Bartol. In: *Marburger Geographische Schriften* 145: 157-178.
- Engel, M., M. Knipping, H. Brückner, M. Kiderlen, & J.C. Kraft (2009b): Reconstructing middle to late Holocene palaeogeographies of the lower Messenian plain (southwestern Peloponnese, Greece): Coastline migration, vegetation history and sea level change. In: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 284 (3-4): 257-270.
- Engel, M., H. Brückner, V. Wennrich, A. Scheffers, D. Kelletat, A. Vött, F. Schäbitz, G. Daut, T. Willershäuser & S.M. May (2010): Coastal stratigraphies of eastern Bonaire (Netherlands Antilles): New insights into the palaeo-tsunami history of the southern Caribbean. In: *Sedimentary Geology* 231: 14-30.
- Ferentinos, G. (1992): Recent gravitative mass movements in a highly tectonically active arc system: The Hellenic Arc. In: *Marine Geology* 104: 93-107.
- Hinsbergen D.J.J. van, D.G. van der Meer, W.J. Zachariasse & J.E. Meulenkaamp (2006): Deformation of western Greece during Neogene clockwise rotation and collision with Apulia. In: *International Journal of Earth Sciences* 96: 463-490.
- Hollenstein, C., A. Geiger, H.G. Kahle & G. Veis (2006): CGPS time-series and trajectories of crustal motion along the West Hellenic Arc. In: *Geophysical Journal International* 164 (1): 182-191.
- Hollenstein, C., M.D. Müller, A. Geiger & H.G. Kahle (2008): Crustal motion and deformation in Greece from a decade of GPS measurements, 1993–2003. In: *Tectonophysics* 449: 17-40.
- Kahle, H., M. Cocard, Y. Peter, A. Geiger, R. Reilinger, A. Barka & G. Veis, (2000): GPS-derived strain rate field with the boundary zones of the Eurasian, African and Arabian Plates. In: *Journal of Geophysical Research* 105 (B10): 23353–23370.
- Lagios, E., V. Sakkas, P. Papadimitriou, I. Parcharidis, B.N. Damiata, K. Chousianitis & S. Vassilopouliou (2007): Crustal deformation in the central Ionian Islands (Greece): Results from DGPS and DInSAR analyses (1995–2006). In: *Tectonophysics* 444 (1-4): 119–145.
- May, S.M. (2010): Sedimentological, geomorphological and geochronological studies on Holocene tsunamis in the Lefkada – Preveza area (NW Greece) and their implications for coastal evolution. PhD Thesis, Cologne, Germany.
- Nott, J. (1997): Extremely high-energy wave deposits inside the Great Barrier Reef, Australia: determining the cause - tsunami or tropical cyclone. In: *Marine Geology* 141: 193-207.
- Papazachos, B.C. & P.P. Dimitriu (1991): Tsunamis In and Near Greece and Their Relation to the Earthquake Focal Mechanisms. In: *Natural Hazards* 4: 161-170.
- Pirazzoli, P.A., S.C. Stiros, J. Laborel, F. Laborel-Deguen, M. Arnold, S. Papageorgiou & C. Morhange (1994): Late-Holocene shoreline changes related to paleoseismic events in the Ionian Islands, Greece. In: *The Holocene* 4 (4): 397-405.
- Poulos, S.E., V. Lykousis, M.B. Collins, E.J. Rohling & C.B. Pattiaratchi (1999): Sedimentation processes in a tectonically active environment: the Kerkyra-Kefalonia submarine valley system (NE Ionian Sea). In: *Marine Geology* 160 (1-2): 25–44.
- Sachpazi, M., A. Hirn, C. Clément, F. Haslinger, M. Laigle, E. Kissling, P. Charvis, Y. Hello, J. C. Lépine, M. Sapin & J. Ansoerge (2000): Western Hellenic subduction and Cephalonia Transform: local earthquakes and plate transport and strain. In: *Tectonophysics* 319 (4): 301–319.

- Scheffers, A., D. Kelletat, A. Vött, S.M. May & S. Scheffers (2008): Late Holocene tsunami traces on the western and southern coastlines of the Peloponnesus (Greece). In: *Earth and Planetary Science Letters* 269 (1-2): 271-279.
- Stiros, S.C., P.A. Pirazzoli, J. Laborel & F. Laborel-Deguen (1994): The 1953 Earthquake in Cephalonia (Western Hellenic Arc): coastal uplift and halotectonic faulting. In: *Geophysical Journal International* 117: 834-849.
- Soloviev, S.L. (1990): Tsunamigenic Zones in the Mediterranean Sea. *Natural Hazards* 3: 183-202.
- Tselentis, G-A, G. Stavrakakis, E. Sokos, F. Gkika & A. Serpetsidaki (2010): Tsunami hazard assessment in the Ionian Sea due to potential tsunamogenic sources - results from numerical simulations. In: *Natural Hazards and Earth System Sciences* 10 (5): 1021-1030.
- Underhill, J.R. (1989): Late Cenozoic deformation of the Hellenide foreland, western Greece. In: *Geological Society of America Bulletin* 101: 613-634.
- Vött, A. (2007): Relative sea level changes and regional tectonic evolution of seven coastal areas in NW Greece since the mid-Holocene. In: *Quaternary Science Reviews* 26: 894-919.
- Vött, A., M. May, H. Brückner & S. Brockmüller (2006): Sedimentary Evidence of Late Holocene Tsunami Events near Lefkada Island (NW Greece). In: *Zeitschrift für Geomorphologie N.F. Suppl.* 146: 139-172.
- Vött, A., H. Brückner, M. May, F. Lang & S. Brockmüller (2007): Late Holocene tsunami imprint at the entrance of the Ambrakian gulf (NW Greece). In: *Mediterranée* 108: 43-57.
- Vött, A., H. Brückner, M. May, F. Lang, R. Herd & S. Brockmüller (2008): Strong tsunami impact on the Bay of Aghios Nikolaos and its environs (NW Greece) during Classical-Hellenistic times. In: *Quaternary International* 181 (1): 105-122.
- Vött, A., H. Brückner, S. Brockmüller, M. Handl, S.M. May, K. Gaki-Papanastassiou, R. Herd, F. Lang, H. Maroukian, O. Nelle & D. Papanastassiou (2009a): Traces of Holocene tsunamis across the Sound of Lefkada, NW Greece. In: *Global and Planetary Change* 66 (1-2): 112-128.
- Vött, A., H. Brückner, S.M. May, D. Sakellariou, O. Nelle, F. Lang, V. Kapsimalis, S. Jahns, R. Herd, M. Handl & I. Fountoulis (2009b): The Lake Voukaria (Akarnania, NW Greece) palaeoenvironmental archive - a sediment trap for multiple tsunami impact since the mid-Holocene. In: *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.* 53 (1): 1-37.
- Vött, A., G. Bareth, H. Brückner, C. Curdt, I. Fountoulis, R. Grapmayer, H. Hadler, D. Hoffmeister, N. Klasen, F. Lang, P. Masberg, S.M. May, K. Ntageretzi, D. Sakellariou & T. Willershäuser (2010a): Beachrock-type calcarenitic tsunamites along the shores of the eastern Ionian Sea (western Greece) – case studies from Akarnania, the Ionian Islands and the western Peloponnese. In: *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.* 54 (3): 1-50.
- Vött, A., F. Lang, H. Brückner, K. Gaki-Papanastassiou, H. Maroukian, D. Papanastassiou, A. Giannikos, H. Hadler, M. Handl, K. Ntageretzi, T. Willershäuser & A. Zander (2010b): Sedimentological and geoarchaeological evidence of multiple tsunamigenic imprint on the Bay of Palairos-Pogonia (Akarnania, NW Greece). In: *Quaternary International*, doi10.1016/j.quaint.2010.11.002.

Acknowledgement

We acknowledge funding of the project by the German Research Foundation, DFG (Bonn, Gz. VO 938/3-1). Work permits were kindly issued by the Greek Institute of Geology and Mineral Exploration (IGME, Athens).

Address

Dipl.-Geogr. Timo Willershäuser
Johannes Gutenberg-Universität Mainz
Institute for Geography
Johann-Joachim-Becher-Weg 21
55099 Mainz, Germany

Timo.Willershaeuser@uni-mainz.de



The harbour of ancient Krane, Kutavos Bay (Cefalonia, Greece) – an excellent geo-archive for palaeo-tsunami research

Hanna Hadler¹, Andreas Vött¹, Helmut Brückner², Georg Bareth², Konstantin Ntageretzis¹,
Heinz Warnecke³ & Timo Willershäuser¹

¹Institute for Geography, Johannes Gutenberg-Universität

²Institute for Geography, Universität zu Köln

³In der Mulde 10, D-51503 Rösrath-Forsbach, Germany

Abstract

Associated to palaeo-tsunami research conducted within the framework of an interdisciplinary project on tsunami impacts along the coasts of the eastern Ionian Sea, tsunami traces were sought for in the harbour of the ancient city of Krane (Cefalonia, Ionian Islands, Greece). The harbour is located in the inner Bay of Argostoli, the so called Kutavos Bay. With a maximum depth of 1 m the bay represents a shallow lagoonal to marine, quiescent water environment. Geo-scientific studies comprised near-shore vibracoring and sedimentological as well as geochemical analyses of recovered sediments.

Autochthonous lagoonal and back beach swamp deposits were found intersected by layers of allochthonous gravel and intensely reworked lagoonal sediments. Due to the sheltered position of the inner Kutavos Bay and the shallow-water conditions, storm influence can be excluded as triggering factor for the temporary interference of the local stratigraphical record. High-energy coarse-grained intersecting layers thus represent clear tsunami fingerprints. Tsunami landfall in the inner Kutavos Bay seems to be strongly related to tsunami wave refraction and diffraction at Cape Theodorou/Argostoli, lying 5 km towards the northwest, and reflection in the Bay of Livadi, lying 14 km to the north. Compared to the results of palaeo-tsunami studies that were conducted in the Livadi coastal plain and in the Lixouri coastal lowlands (Gulf of Argostoli, Willershäuser et al., this issue) it seems as if the bays of Livadi and Kutavos were hit by the same events.

The harbour of ancient Krane represents a highly valuable tsunami sediment trap with an excellent potential for further investigations.

1 Introduction

Located in the Ionian Sea, the island of Cefalonia is directly exposed to the northern part of the Hellenic Arc, lying to the south of the island (figure 1). Along this plate boundary the predominant geotectonic dynamic is described by the African plate being subducted under the Aegean microplate. Passing the island to the north-west, however, the Cefalonia transform fault (CF) links the highly active subduction zone to a zone of continental collision further north. Cefalonia is situated in one of the seismically most active regions in the eastern Mediterranean (Pirazzoli et al. 1994, Louvari et al. 1999, Papadopoulos et al. 2007, Tselentis et al. 2010).

Strong earthquakes are particularly frequent throughout the Ionian Sea as well as the entire eastern Mediterranean Sea. Near Cefalonia, three earthquakes with magnitudes of $M > 7$ occurred during the past decades causing major destruction. Commonly inducing vertical offsets of the sea floor and/or submarine slides (Cocard et al. 1999, Hollenstein 2006, 2008), these earthquakes hold a high potential for generating tsunamis. Soloviev (1990) and Papazachos & Dimitriu (1991) classify the Ionian Sea as a tsunamigenic zone which is highly capable of triggering future tsunamis.

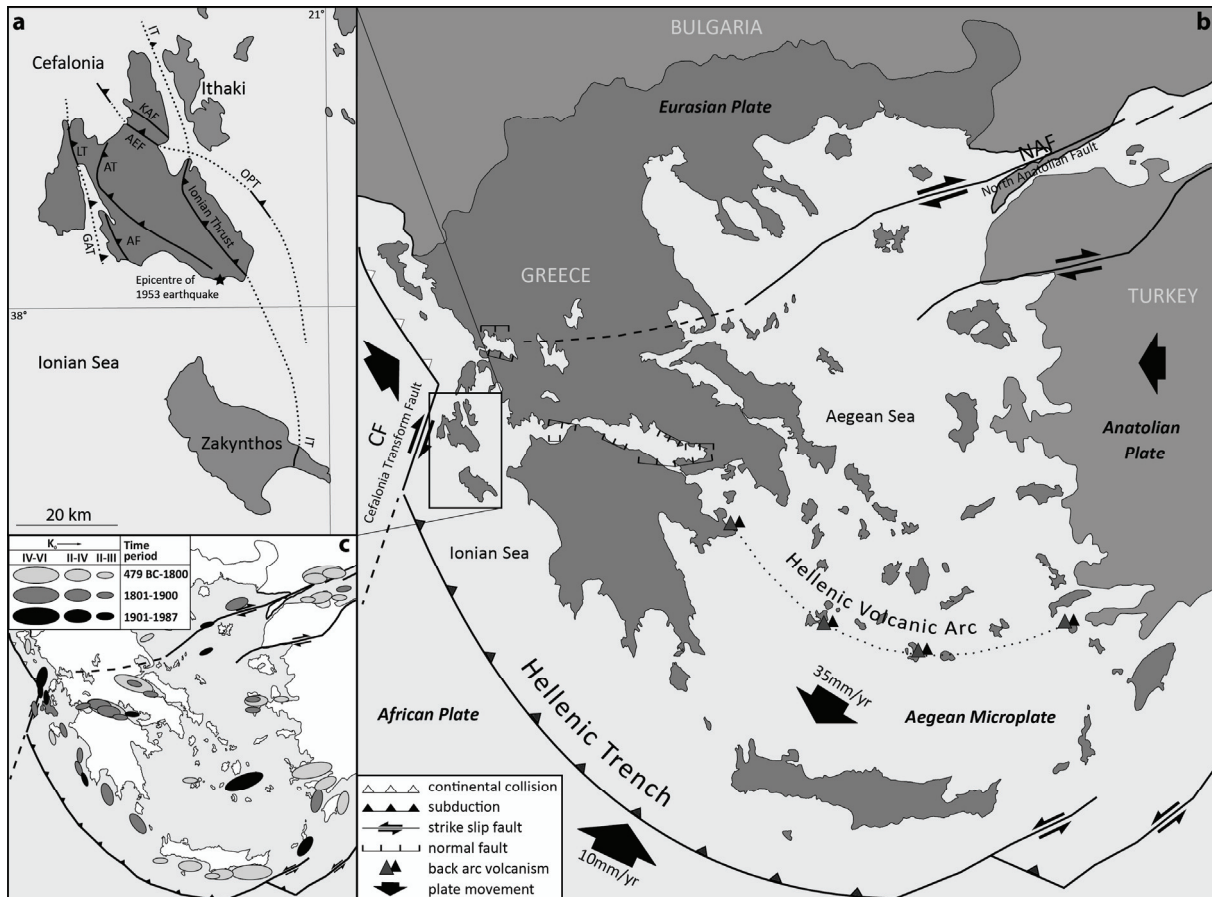


Figure 1: Tectonic overview of Greece. (a) Local fault systems of Cefalonia. Arrows indicate direction of thrust. AEF – Aya Ephernia Thrust, AF – Argostoli Fault, AT – Ainos Thrust, GAT – Gulf of Argostoli Thrust, IT – Ionian Thrust, KAF – Kalon Anticline Fault, LT – Livadi thrust, OPT Offshore Poros Thrust. Map modified after Stiros et al. (1994). (b) Tectonic situation of Greece with main plate boundaries and faults. Map modified after Doutsos & Kokkalas (2001), Haslinger et al. (1999). (c) Tsunami-genic zones in the eastern Mediterranean after Papazachos & Dimitriu (1991). K_0 represents the (estimated) maximum tsunami intensity (Sieberg-Ambrasey scale), size of ovals reflects intensity estimates.

Although there are numerous historical accounts on tsunami events in the Mediterranean Sea and especially in Greece (e.g. Antonopoulos 1979, Ambraseys & Synolakis 2010), there is only scarce information about tsunami impact on Cefalonia. For the purpose of deciphering and distinguishing imprints of palaeo-tsunamis, one of the primary tasks of our study was to detect a suitable near-coast geological archive which acts as a sediment trap for tsunami deposits. Concerning the island of Cefalonia, two coastal areas, the Bay of Livadi (Willershäuser et al., this issue) and the Bay of Kutavos (figure 2), represent promising geo-archives. Within a regional context, a large variety of different tsunami traces have already been detected in the nearby Lefkada-Preveza coastal zone and helped to reconstruct multiple tsunami landfall and its consequences (Vött et al. 2006, 2008, 2009a, 2009b, 2010a, 2010b, May 2010). In general, palaeo-tsunami research based on geo-scientific studies may also contribute to estimate recurrence intervals for large tsunami events.

2 Location

The island of Cefalonia is divided by the Gulf of Argostoli into the eastern mainland and the western Paliki Peninsula (figure 2, inset map). Opening towards the Ionian Sea in the south, the gulf extends northwards for approximately 13 km.

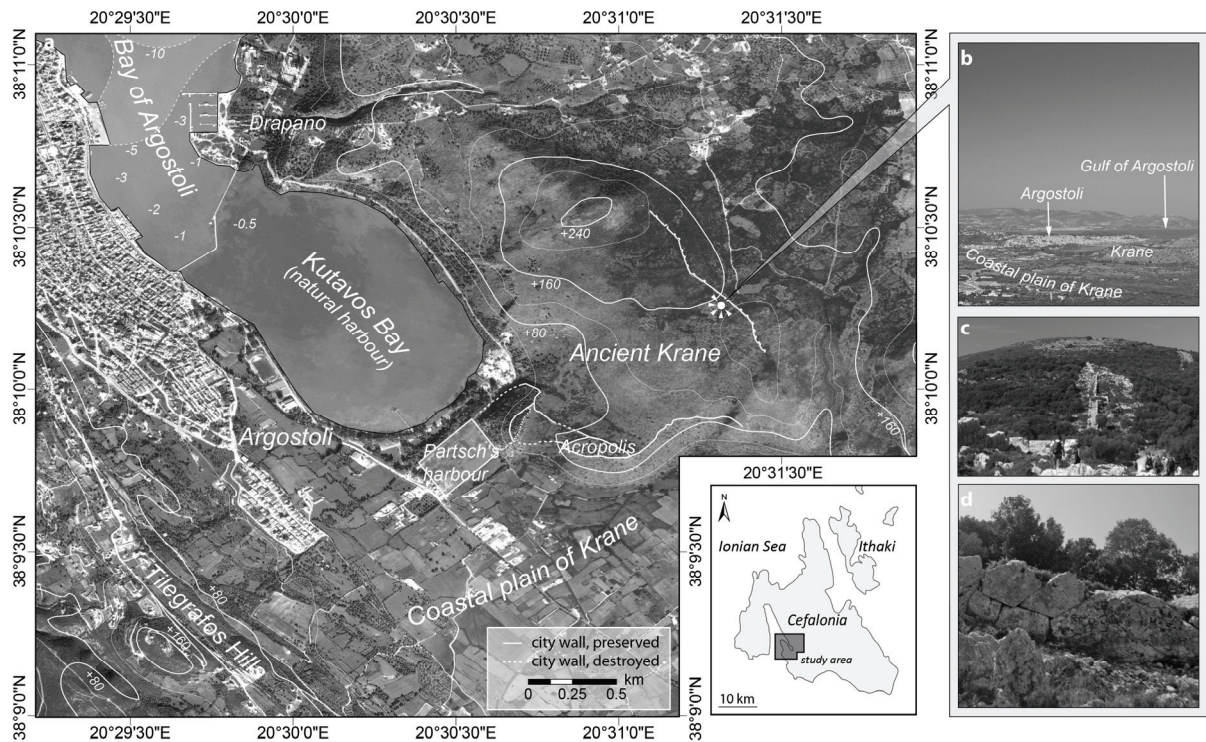


Figure 2: (a) Topographical overview of the study area. Map based on Google Earth images (images taken in 2005), modified after Partsch (1889) & Topographic Map 1:75.000 Cephallonia/Ithaka. Inset map modified after Stiros et al. (1994). Description of photos: (b) Overview of ancient Krane, the adjacent coastal plain and Kutavos Bay. (c) Remains of fortification walls of Krane. (d) Detailed view of hexagonal city wall.

Close to the entrance of the Gulf of Argostoli the cul-de-sac-type Bay of Argostoli with the Kutavos at its very end branches off from the main gulf extending approximately 5 km to the southeast (figure 3). Kutavos Bay (figure 2) is surrounded by the Tilegrafos hills and the city of Argostoli to the west, the coastal plain of Krane to the south and the foothill of the Aenos mountain range to the east. Thus, the bay is enclosed from direct influences of the open Ionian Sea and well protected from storm influence. The small nose-type promontory of Drapano on the northeastern shoreline narrows the entrance of the bay to 0.5 km, contributing to an even more sheltered environment. Since 1812 a bridge between Argostoli and the promontory cuts Kutavos Bay off, thus enhancing the lagoonal character of the inner bay by further restriction of water exchange dynamics.

The study area also comprises the coastal plain of Krane, extending towards the southeast in direct prolongation of the bay. Today drained and partly filled with building rubble from the 1953 earthquake, the proximal part of the coastal plain was former characterised by a wide back beach swamp. It is named after the city of Krane, one of four ancient cities on Cefalonia. Inhabited since the 5th century BC, large parts of the city were abandoned in the late 4th century BC for unknown reasons. Today only remains of fortification walls are visible, overlooking the Krane coastal plain (Randsborg 2002).

Kutavos Bay represents the natural harbour basin of ancient Krane; however, the exact location of the ancient harbour facilities is still unknown. City walls running from the former Acropolis to the coastal plain (figure 2) though led to the assumption of an artificial harbour basin close to the recent shoreline. Ancient lashing rings and other installations found in the coastal plain seem to support this assumption (Beeskov 1860, Partsch 1889).

3 Tsunami impact on Cefalonia – a scenario for Kutavos Bay

As shown above, the Ionian Islands are directly exposed to the northern part of the Hellenic Arc. A large tsunami triggered at this section of the subduction zone is supposed to reach and affect the southern coast of Cefalonia (figure 3 overview). Due to rapidly decreasing water depths and the funnel-like shape of the Gulf of Argostoli (figure 3a), it can be expected that tsunami wave heights increase during their passage across the gulf. Reaching Cape Theodorou, wave divergence and diffraction will lead the tsunami into opposite directions (figure 3b), with one wave front entering the Bay of Argostoli. Decreasing water depths and narrowing of the bay towards the promontory of Drapano will additionally increase tsunami wave height. Thus, after passing the headland and propagating through Kutavos Bay, the tsunami will inundate the low-lying coastal plain of Krane (figure 3c-1).

Meanwhile, the main wave front will travel northward and inundate the Bay of Livadi (figure 3c-2) (see Willershäuser et al., this issue). The surrounding hill slopes of the Gulf of Argostoli will prevent the wave front from further propagation, so that reflection of the wave back towards a southern direction must be expected. Located opposite to Livadi and opening towards the northwest, the Bay of Argostoli will have a funnel-like effect on parts of the reflected waves causing another inundation of the Krane coastal plain. Considering potential resonance effects, this second phase of inundation might be even stronger than the first.

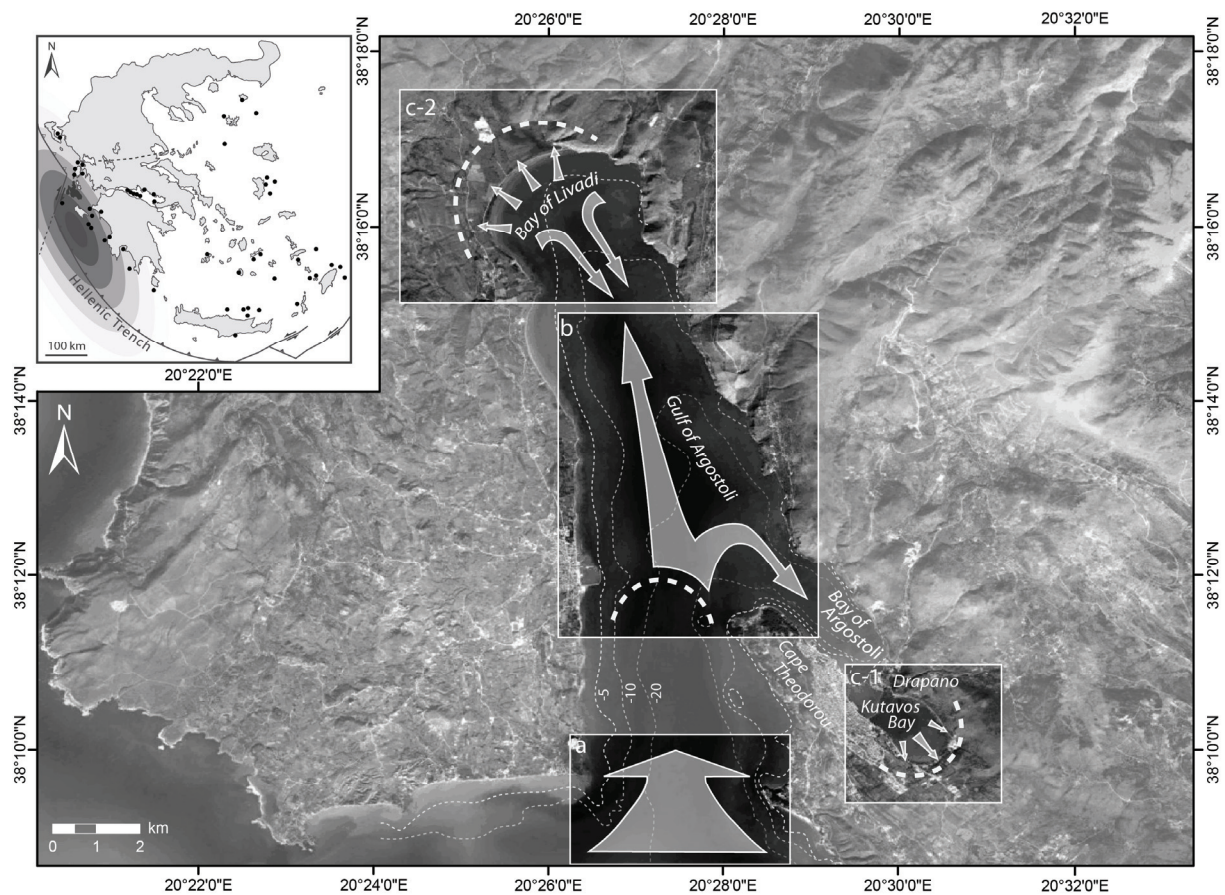


Figure 3: Simplified tsunami-scenario for the Gulf of Argostoli and Kutavos Bay and overview map of Greece showing schematic propagation of a fictitious tsunami triggered at the Hellenic arc. Black dots depicted in the upper left inset map show epicentres of known tsunamigenic earthquakes after Soloviev (1990). (a) Tsunami wave entering the Gulf of Argostoli. (b) Wave divergence and diffraction at Cape Theodorou. (c-1) Tsunami landfall in Kutavos Bay and inundation of the Krane coastal plain. (c-2) Tsunami landfall in the Bay of Livadi and reflection of wave front. Reflection and resonance effects will add up to c-1. Map based on Google Earth images (2009).

This simplified scenario shows that a strong tsunami may strongly affect the bays of Argostoli and Kutavos. The concentration of tsunami energy in the shallow water environment will lead to intense interaction between tsunami, sea floor and littoral as well as near-shore terrestrial sediments (Sugawara et al. 2008). Based on this scenario, the study area represents a promising geo-archive for palaeo-tsunami research.

4 Methods

Geo-scientific studies on the southeastern shore of Kutavos Bay comprised vibracoring using an *Atlas Copco Cobra mk 1* coring device with a core diameter of 6 cm and a maximum recovery depth of 5 m below surface (m b.s.). Photo-documentation, description and sampling of the retrieved cores were carried out in the field. Core description comprised the analyses of grain size, sediment colour, calcium carbonate content and noticeable features such as plant and macrofaunal remains or ceramic fragments (Ad-hoc-Arbeitsgruppe Boden 2005). Position and elevation of the coring site and supplementary DGPS measurements were taken by means of a *TOPCON HiperPro FC-200* device.

In the laboratory, geochemical analyses were carried out for standard parameters such as pH-value, electrical conductivity, loss on ignition and contents of calcium carbonate, (earth) alkaline and heavy metals. Further laboratory research included x-ray fluorescence measurements (XRF) using a hand-held XRF-analyser (type *Thermo Niton XL3t 900s*, calibration mode *SOIL*).

5 Results

The geomorphological and geodynamical characteristics of near-coast sedimentary environments as well as the distinct sedimentary and geochemical attributes must be understood in order to detect unusual and temporary interferences of the prevailing autochthonous environmental conditions.

Environmental characteristics of the Kutavos Bay

Kutavos Bay is characterised by low-energy geomorphological and geodynamical processes. As a result of its sheltered position, the inner bay is almost completely cut off from outside influences of the Ionian Sea such as strong ocean currents or storm wave activity. With average water depths of less than one meter, the formation of large storm-induced waves is additionally limited by the local geomorphological conditions throughout Kutavos Bay. Exposure and bathymetry of the bay create an overall quiescent and shallow still water environment. The overall local wave climate of the inner Kutavos Bay thus has to be considered as weak.

Due to prevailing low-energy conditions, the sedimentation processes dominating the Kutavos Bay geo-archive are those of lagoonal or even limnic quiescent water environments. Without strong currents, sediment supply from marine sources will only comprise small grain sizes such as silt and clay. The sediment input from terrestrial sources is also limited. As for most parts of Cefalonia, bedrock units consist of Cretaceous limestone and dolomite as well as of Pleistocene limestone, sandstone and conglomerate (IGME 1985). Consequently, the overall hydrological regime is determined by karst phenomena. There are only a few rivers or streams on the island, none to be found in the coastal plain of Krane. Sediment transport into Kutavos Bay is thus limited to torrential surface run-off during strong precipitation events. Considering the large dimensions and the low gradient of the Krane coastal plain, the grain size spectrum transported to the shore by fluvial processes is supposed to comprise fine-grained sediments. Coarser grain sizes will already be deposited proximal to the hill slopes. To a slight degree, rock-fall from steep sections along the coastline may cause the input of coarse-grained terrestrial sediments within a few meters off the cliff line.

In a summary view, the typical sedimentary facies in the Kutavos Bay consists of fine-grained homogeneous lagoonal mud. In contrast, the Gulf of Argostoli represents a more energetic marine environment where coarser sediments such as sand or gravel can also be observed.

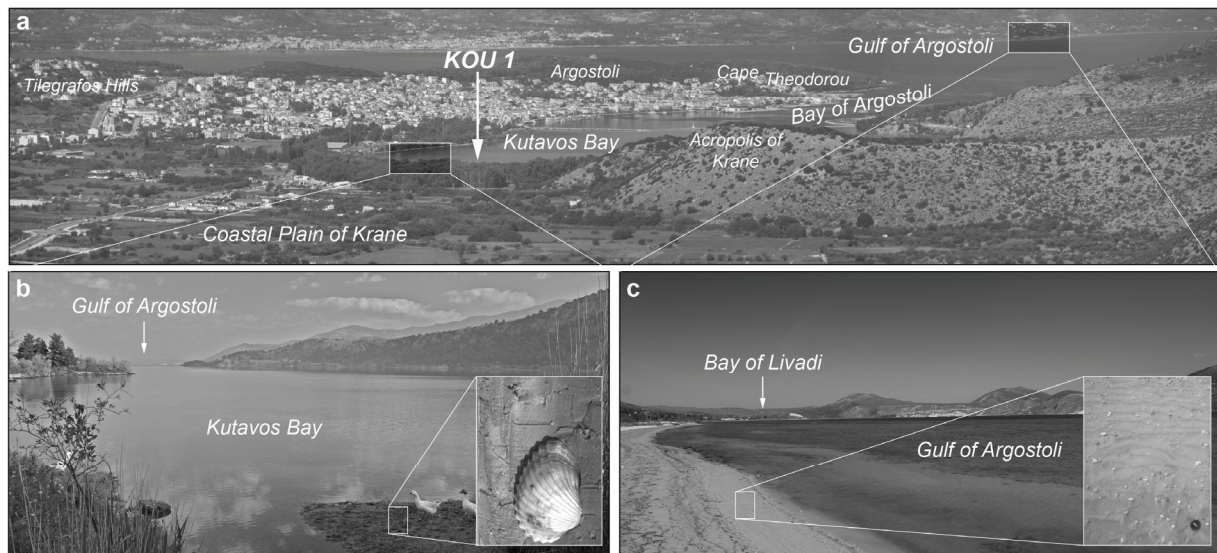


Figure 4: (a) Overview of the study area. (b) Environmental characteristic of Kutavos Bay: quiescent water conditions, sedimentation of homogeneous lagoonal mud (inset photo). (c) Environmental characteristics of the southern Gulf of Argostoli: increased wave dynamic (swash zone), sedimentation of sand and gravel (inset photo).

Besides sedimentological criteria, sedimentary facies can also be defined by specific environment-related geochemical fingerprints (Vött et al. 2002). Numerous karst springs along the northeastern and southeastern shores contribute large amounts of freshwater to Kutavos Bay (Wiebel 1873, Partsch 1889). Considering the restricted exchange of water with the open Ionian Sea, this induces brackish-lagoonal conditions. The corresponding geochemical features are thus influenced by marine as well as terrestrial sources. Karst water is suggested to cause an increased Ca influx. By the input of strongly weathered terrigenous sediments from the coastal plain of Krane, the autochthonous lagoonal sediments are additionally supposed to show increased Fe and K concentrations.

Identification of event layers in the stratigraphical record of Kutavos Bay

This study focuses on the sedimentological distinction between autochthonous fine-grained lagoonal and allochthonous coarse-grained deposits. As shown above, a widespread input of coarse-grained sediments into Kutavos Bay is not possible under the given energetic conditions, neither from marine nor from terrestrial sources. Depending on their distribution, coarser deposits intercalating the lagoonal facies of Kutavos Bay must therefore be assumed as nontypical and thus event-related. Apart from differences in grain size, tsunami deposits can also be discriminated from autochthonous sediments by different macro- and microfossil contents and are characterised by distinct sedimentary features such as erosional unconformities, rip up clasts or fining upward sequences (e.g. Dominey-Howes et al. 2006, Dawson & Stewart 2007, Morton et al. 2007). These features demonstrate high-energy influence and may as well be expected in the sedimentary record of Kutavos Bay.

Geochemical criteria may also help to distinguish allochthonous deposits from sediments of the general environment. For the study area, sediments brought into the bay by tsunamigenic transport will mostly derive from the marine environment of the Gulf of Argostoli and from affected littoral zones. For the sedimentary record of the brackish-lagoonal environment of Kutavos Bay, the event-related sudden appearance of allochthonous marine sediments is expected to leave a distinguishable geochemical signal. The knowledge of the geochemical characteristics of Kutavos Bay therefore allows a distinction between autochthonous lagoonal sediments and allochthonous event-related marine deposits.

Sedimentological and geochemical evidence for multiple tsunami impact

Vibracore KOU 1 (N 38° 09' 56.9'', E 20° 30' 29.3'', ground surface at 0.20 m a.s.l.) was drilled on the south-eastern shore of Kutavos Bay (figure 5). The vibracoring site is located 2 m distant from the recent shoreline at the transition to the former back beach swamp (figure 4a).

The lower part of vibracore KOU 1 is made up of dark brown, clayey to silty homogeneous deposits (5.80 – 4.45 m b.s.l.). Small grain sizes, total decalcification and a high Fe/K-ratio (figure 6) indicate terrestrial conditions typical of local palaeosols. Light brown, silty sediments with hydromorphic features in the upper part overlie the palaeosol (4.45 – 4.18 m b.s.l.). The deposits document a smooth transition from terrestrial to lacustrine conditions, probably associated to the relative Holocene sea level rise. The following thick sequence of homogeneous grey deposits (4.18 – 0.80 m b.s.l.) documents ongoing quiescent sedimentary conditions. Inversion of geochemical parameters as well as the appearance of brackish fauna (e.g. *Cerastoderma glaucum*, *Dosinia* sp.) indicate that former terrestrial conditions are now replaced by a lagoonal environment. Subsequent peat deposits (0.80 m b.s.l – 0.20 m a.s.l.) document semi-terrestrial conditions. Due to drainage and refill (see Section 2) the upper part of the peat deposit (0.44 m b.s.l. – 0.20 m a.s.l.) shows strong anthropogenic disturbances.

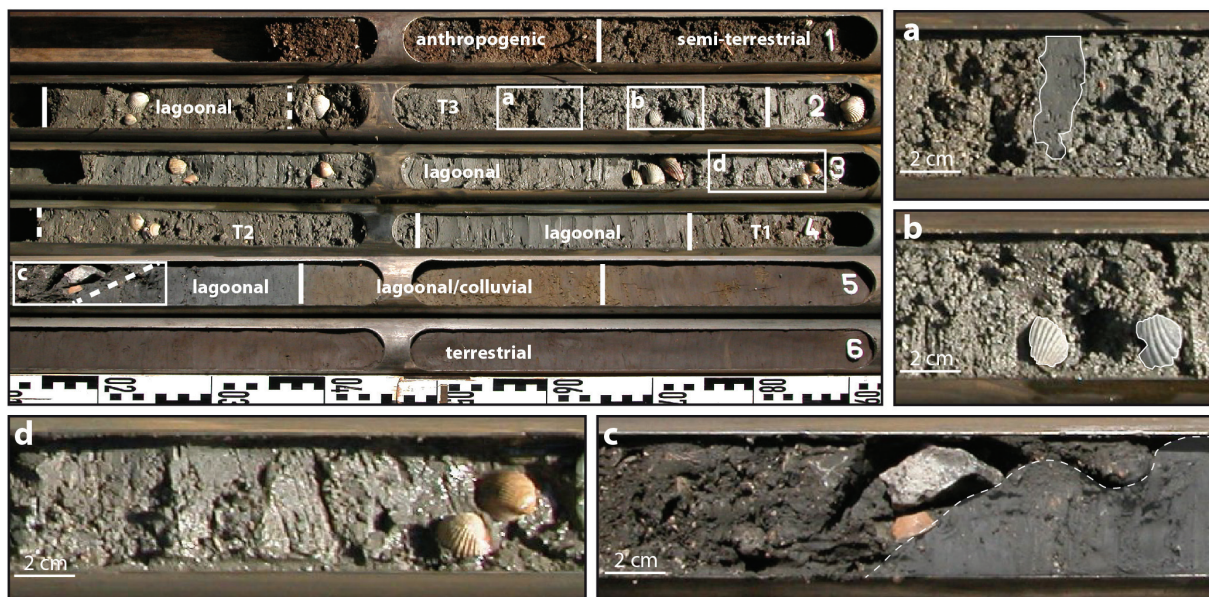


Figure 5: Simplified facies profile of vibracore KOU 1 showing autochthonous lagoonal deposits intersected by three eventlayers (T1-T3). Sedimentary details: (a) mud drape, (b) coarse-grained event deposit including shell fragments, (c) erosional unconformity separating the lagoonal facies from overlying event deposits, (d) homogeneous fine-grained lagoonal mud.

Vibracore KOU 1 reveals that the quiescent conditions typical of the present day Kutavos Bay were also predominant throughout the past. Nevertheless, the stratigraphical record shows that the lagoonal facies is interrupted by three distinct units of high-energy deposits.

Unit T1 (3.50 – 3.97 m b.s.l.) represents the oldest event deposit. The layer is separated from the underlying lagoonal sediments by a sharp erosional unconformity, clearly indicating high-energy impact (figure 5c). Further, the unit is made up of poorly sorted sediments intermingled with fragments of shells, charcoal and plant remains. Marine shell debris indicates a seaborne sediment source which can as well be assumed from geochemical parameters (e.g. increasing Ca/Mg-ratio). The layer also shows a fining upward sequence with coarse components such as shell fragments and stones at its base. On top of unit T1, quiescent lagoonal conditions were re-established.

Unit T2 (2.92 – 3.28 m b.s.l.) marks the second temporary high-energy interference within the lagoonal sequence. Again, the lagoonal facies is abruptly covered by unsorted coarse sediments embedded in a matrix of reworked lagoonal mud. Similar to T1, unit T2 is followed by sediments of the re-established Kutavos lagoon.

Unit T3 (1.38 – 1.81 m b.s.l.) represents the uppermost and thus youngest tsunami signal. Again, poorly sorted coarse-grained sediments as well as numerous shell fragments were found (figure 5b). A mud drape separates unit T3 into at least two subunits (figure 5a).

The autochthonous sedimentary facies typical of Kutavos Bay is thus repeatedly intersected by event-generated sediment layers.

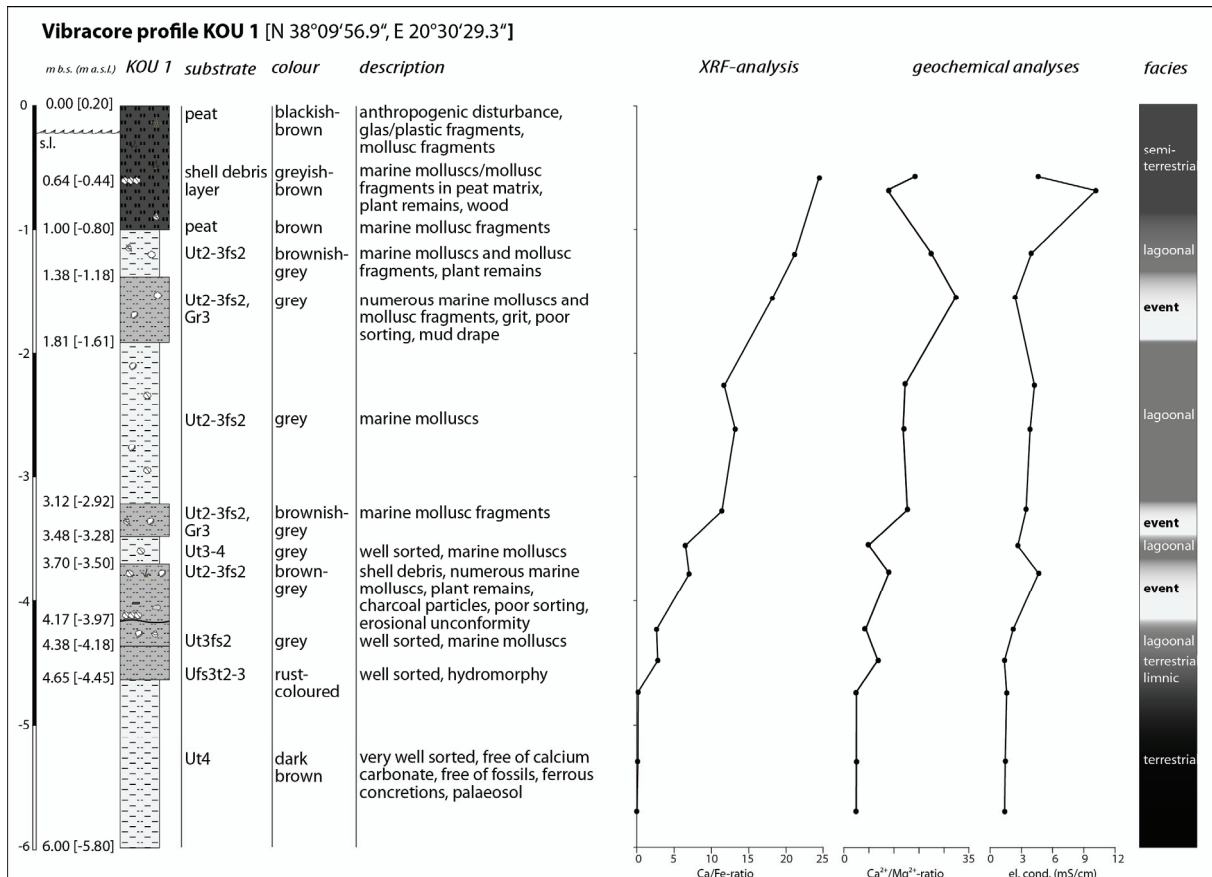


Figure 6: Stratigraphy, results of XRF and geochemical analyses and facies profile for vibracore KOU 1.

6 Discussion and conclusion

Based on sedimentological and geochemical studies the geo-archive of Kutavos Bay gives clear evidence of multiple high-energy impact. This is indicated by (1) unsorted coarse-grained sediments and marine shell debris intersecting lagoonal mud, (2) sharp erosional contacts between event layers and autochthonous deposits, (3) fining upward sequences, (4) a mud drape and (5) intermingled sediments from marine and terrestrial sources.

Against the background of the local geomorphology and geomorphodynamics of Kutavos Bay the following conclusions can be made:

1. The local coastal constellation rules out storm events as trigger for high-energy impulses but, at the same time, shows a potential to amplify tsunami impact.
2. High-energy deposits encountered in core KOU 1 partly comprise terrestrial material. Considering the distance of more than 100 m to the nearest hill slope, input through surface run off or rock fall can be excluded. Thus, sedimentation seems to be partly influenced by backwash processes.
3. The KOU 1 stratigraphical record documents three distinct phases of strong high-energy influence during the Holocene. Due to the shallow depth in which the deposits were found, it is assumed that the corresponding events took place in historic times.

With respect to the presented findings, the encountered event layers must be regarded as evidence for multiple tsunami impact to Kutavos Bay.

Evidence for tsunami impact on Cefalonia was also found in the Livadi and Lixouri coastal plains opposite to Kutavos Bay, namely the same number of tsunami layers were encountered in similar depths (Willershäuser et al., this issue). Thus, the bays of Kutavos and Livadi seem to have been hit by the same events. Further fieldwork will be necessary in order to determine a more detailed distribution of tsunami traces in and around Kutavos Bay. Radiocarbon dating of biogenic material and age determination of diagnostic ceramic fragments can additionally help to establish an overall geochronological framework for tsunami events on Cefalonia.

References

- Ad-hoc-Arbeitsgruppe Boden der Staatlichen Geologischen Dienste und der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (Ed.) (2005): *Bodenkundliche Kartieranleitung*. Stuttgart, 438 pp.
- Ambraseys, N. & C. Synolakis (2010): Tsunami Catalogs for the Eastern Mediterranean, Revisited. In: *Journal of Earthquake Engineering* 14: 309-330.
- Antonopoulos, J. (1979/2010): Catalogue of Tsunamis in the Eastern Mediterranean from Antiquity to present times. In: *Annals of Geophysics* 32 (1):113-130.
- Beeskow, J. (1860): Die Insel Cephallonia. In: Bonnel, K.E. (1860): *Programm der öffentlichen Prüfung der Zöglinge des Friedrich-Werderschen-Gymnasiums*. Berlin, pp. 1-34.
- Cocard, M., H.-G. Kahle, Y. Peter, A. Geiger, G. Veis, S. Felekis, D. Paradissis & H. Billiris (1999): New constraints on the rapid crustal motion of the Aegean region: recent results inferred from GPS measurements (1993-1998) across the west Hellenic Arc, Greece. In: *Earth and Planetary Science Letters* 172: 39-47.
- Dawson, A. & S. Shi (2000): Tsunami Deposits. In: *Pure and Applied Geophysics* 157: 875-897.
- Dawson, A. & I. Stewart (2007): Tsunami geoscience. In: *Progress in Physical Geography* 31(6): 575-590.
- Dominey-Howes, D.T.M., G.S. Humphreys & P.P. Hesse (2006): Tsunami and palaeotsunami depositional signatures and their potential value in understanding the late-Holocene tsunami record. In: *The Holocene* 16 (8): 1095-1107.
- Doutsos, T. & S. Kokkalas (2001): Stress and deformation patterns in the Aegean region. In: *Journal of Structural Geology* 23: 455-472.
- Haslinger, F., E. Kissling, J. Ansorge, D. Hatzfeld, E. Papadimitriou, V. Karakostas, K. Makropoulos, H.-G. Kahle & Y. Peter (1999): 3D crustal structure from local earthquake tomography around the Gulf of Arta (Ionian region, NW Greece). In: *Tectonophysics* 304: 201-218.
- Hollenstein, Ch., A. Geiger, H.-G. Kahle & G. Veis (2006): CGPS time-series and trajectories of crustal motion along the West Hellenic Arc. In: *Geophysical Journal International* 164: 182-191.
- Hollenstein, Ch., M.D. Müller, A. Geiger & H.-G. Kahle (2008): Crustal motion and deformation in Greece from a decade of GPS measurements, 1993-2003. In: *Tectonophysics* 449: 17-40.
- IGME (1985): *Geological Map of Greece 1:50000. Cefalonia Island (Southern Part)*. Athen.
- Louvari, E., A.A. Kiratzi & B.C. Papazachos (1999): The Cefalonia Transform Fault and its extensions to western Lefkada Island (Greece). In: *Tectonophysics* 308: 223-236.

- May, S.M. (2010): Sedimentological, geomorphological and geochronological studies on Holocene tsunamis in the Lefkada-Preveza area (NW Greece) and their implications for coastal evolution. PhD-thesis, Universität zu Köln (Cologne), 159p.
- Morton, R.A., G. Gelfenbaum & B.E. Jaffe (2007): Physical criteria for distinguishing sandy tsunami and storm deposits using modern examples. In: *Sedimentary Geology* (200): 184-207.
- Orama Editions (n.d.): Cephalonia/Ithaka 1:75000. Rafina.
- Papadopoulos, G.A., E. Daskalaki, A. Fokaefs & N. Giraleas (2007): Tsunami hazards in the Eastern Mediterranean: strong earthquakes and tsunamis in the East Hellenic Arc and Trench system. In: *Natural Hazards and Earth System Sciences* 7: 57-64.
- Papazachos, B.C. & P.P. Dimitriou (1991): Tsunamis in and near Greece and their relation to the earthquake focal mechanism. In: *Natural Hazards* 4: 161-170.
- Partsch, J. (1889): Kephallenia und Ithaka. Eine geographische Monographie. Gotha, 108p.
- Pirazzoli, P.A., S.C. Stiros, J. Laborel, F. Laborel-Deguen, M. Arnold, S. Papageorgiou & C. Morhange (1994): Late-Holocene shoreline changes related to palaeoseismic events in the Ionian Islands, Greece. In: *The Holocene* 4 (4): 397-405.
- Randsborg, K. (ed.) (2002): Kephallénia - Archaeology and History. The Ancient Greek Cities. In: *Acta Archaeologica* 73 (2). København, 308p.
- Sachpazi, M., A. Hinz, C. Clément, F. Haslinger, M. Laigle, E. Kissling, P. Charvis, Y. Hello, J.-C. Lépine, M. Sapin & J. Ansorge (2000): Western Hellenic subduction and Cephalonia Transform: local earthquakes and plate transport and strain. In: *Tectonophysics* 319: 301-319.
- Soloviev, S.L. (1990): Tsunamigenic Zones in the Mediterranean Sea. In: *Natural Hazards* 3: 183-202.
- Stiros, S.C., P.A. Pirazzoli, J. Laborel & F. Laborel-Deguen (1994): The 1953 earthquake in Cephalonia (Western Hellenic Arc): coastal uplift and halotectonic faulting. In: *Geophysical Journal International* 179: 843-849.
- Sugawara, D., K. Minoura & F. Imamura (2008): Tsunamis and Tsunami Sedimentology. In: Shiki, T., Y. Tsuji, T. Yamazaki & K. Minoura (2008): *Tsunamiites*. Oxford, 411p.
- Tselentis, G.-A., G. Stavrakakis, E. Sokos, F. Gkika & A. Serpetsidaki (2010): Tsunami hazard assessment in the Ionian Sea due to potential tsunamigenic sources – results from numerical simulations. In: *Natural Hazards and Earth System Sciences* 10: 1-10.
- Vött, A., M. Handl & H. Brückner (2002): Rekonstruktion holozäner Umweltbedingungen in Akarnanien (Nordwestgriechenland) mittels Diskriminanzanalyse von geochemischen Daten. In: *Geologica et Palaeontologica* 36: 123-147.
- Vött, A., M. May, H. Brückner & S. Brockmüller (2006): Sedimentary Evidence of Late Holocene Tsunami Events near Lefkada Island (NW Greece). In: *Zeitschrift für Geomorphologie N.F. Suppl.* 146: 139-172
- Vött, A., H. Brückner, M. May, F. Land, R. Herd & S. Brockmüller (2008): Strong tsunami impact on the Bay of Aighos Nikolaos and its environs (NW Greece) during Classical-Hellenistic times. In: *Quaternary International* 181: 105-122.
- Vött, A., H. Brückner, S. Brockmüller, M. Handl, S.M. May, K. Gaki-Papanastassiou, R. Herd, F. Lang, H. Maroukian, O. Nelle & D. Papanastassiou (2009a): Traces of Holocene tsunamis across the Sound of Lefkada, NW Greece. In: *Global and Planetary Change* 66: 112-118.
- Vött, A., H. Brückner, S.M. May, D. Sakellariou, O. Nelle, F. Lang, V. Kapsimalis, S. Jahns, R. Herd, M. Handl & I. Fountoulis (2009b): The Lake Voulkaria (Akarnania, NW Greece) palaeoenvironmental archive – a sediment trap for multiple tsunami impact since the mid-Holocene. In: *Zeitschrift für Geomorphologie N.F. Suppl. Issue* 53 (1): 1-37.
- Vött, A., G. Bareth, H. Brückner, C. Curdt, I. Fountoulis, R. Grapmayer, H. Hadler, D. Hoffmeister, N. Klasen, F. Lang, P. Masberg, S.M. May, K. Ntageretzis, D. Sakellariou & T. Willershäuser (2010a): Beachrock-type calcarenitic tsunamiites along the shores of the eastern Ionian Sea (western Greece) – case studies from Akarnania, the Ionian Islands and the western Peloponnese. In: *Zeitschrift für Geomorphologie N.F. Suppl. Issue* 54 (3): 1-50.
- Vött, A., F. Lang, H. Brückner, K. Gaki-Papanastassiou, H. Maroukian, D. Papanastassiou, A. Giannikos, H. Hadler, M. Handl, K. Ntageretzis, T. Willershäuser & A. Zander (2010b): Sedimentological and geoarchaeological evidence of multiple tsunamigenic imprint on the Bay of Palairos-Pogonia (Akarnania, NW Greece). *Quaternary International* <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2010.11.002>, 18 May 2011.
- Wiebel, K. (1873): Die Insel Kephallonia und die Meermühlen von Argostoli. Versuch einer Lösung dieses geophysikalischen Räthsels. Hamburg, 160p.

Acknowledgement

Field and laboratory studies were funded by the German Research Foundation (Bonn, VO 938/3-1). Work permits were kindly issued by the Greek Institute of Geology and Mineral Exploration (IGME, Athens). Fruitful discussion and logistic support by Nadreas Sotiriou (35th Ephorate of Prehistoric and Classical Antiquities, Hellenic Ministry of Culture, Rökkou Vergoti, GR-28100 Argostoli, Cefalonia) is gratefully acknowledged.

Address

Dipl.-Geogr. Hanna Hadler
Johannes Gutenberg-Universität Mainz
Institute for Geography
Johann-Joachim-Becher-Weg 21
55099 Mainz, Germany

hadler@uni-mainz.de



Holm (Hallig) revetment as a protection against waves and erosion – dimension and design

Nina Kumbruck¹, Peter Fröhle² & Frerk Jensen³

¹Technische Universität Hamburg Harburg, Institut für Wasserbau, Hamburg

²Universität Rostock, Institut für Umweltingenieurwesen, Rostock

³Landesbetrieb für Küstenschutz, Nationalparke und Meeresschutz (LKN), Abteilung Gewässerkunde, Husum

Abstract

Stabilization of the marsh islands is an important requirement in coastal protection in the North Frisian Wadden Sea. To protect these against erosion during the daily tide effects and during storm surges seawalls and holm revetments are built along the brims. Because of accretion following flooding of the holm, we need a protective structure which fits to the typical flat marsh land. Friction and permeability of the holm revetment should minimize the wave run-up and wave overtopping velocity to protect the marshland from scouring. Additionally, a service road on the landward side protects the hallig protection from wave impact loads. Wave run-up and wave overtopping are the most important parameters for dimensioning the slopes. The construction designs are calculated on the basis of the Overtopping Manual (2007). The fall parabola of the breakers and the wave impact loads are determined by the methodology of Führböter (1966). A presentation of the developed profiles - dimension adapted to the local circumstances - which best protect the transition zone between mud flat and marshland, is given.

1 Background and Motivation

Holms are narrow islands in the North Frisian Wadden Sea, lying just a little above the mean high water level. Together with the North Frisian Islands and Barrier Islands, they act as a functional chain for the dissipation of wave energy between the North Sea and the mainland dikes of the German coastline (Dieckmann 1985). They are protected by seawalls, rubble mound structures and groynes on the windward side, and by sedimentation fields on the lee side. For their preservation, the holms depend on the amounts of sediment deposited on them during storm surge flooding. This accretion is likely to be influenced by increasing water levels, storm frequency, redistribution of sediment on the surrounding mud flats, and deepening and widening of the tidal channels.

Because of climate change-induced sea level rise, an increase in the number of flooding events and the retention time of the water is expected. The mean high water is rising since the last 100 years about 24 cm. The secular rise of the mean sea level in the German Bight is 15 cm/century. Such extreme sea levels are leading to an increase of the number of floodings and the retention time of the water. As a consequence, a better protection of the holms' edges is indispensable, while at the same time ensuring the accretion on the holm marshes, because of its stabilizing function (Deicke et al. 2007). The responsible coastal protection agency asserted that the combination of the existing revetments with their adjacent service roads does not fulfill its function as protective structures against wave run-up and wave impact loads. Therefore they built different designs of stone banks connected to the road. These are based on the one hand on continuations of the traditional constructions and on the other hand on expert knowledge of the local coastal protection workers. As the existing stone wall constructions are not satisfactory, a new concept for functional and constructional design is needed based on scientific considerations. The holms need a protection scheme, incorporating the existent

revetment, to reduce wave overtopping discharges, and to protect the edges of the marshland against scouring mechanisms.

2 Objectives

With regard to the preservation of the holms, it is important that the accretion of the marsh surface keeps pace with the rise of the mean water levels and the increase in tidal amplitude. This implies that protective structure is needed which fits the characteristics of the low lying landscape. Also an adjustment in the next 30-50 years should not be required. This revetment should ensure a water sheet of sufficient thickness on the marsh to protect the holm against regressive erosion due to breaker-induced currents and loads. Roughness and permeability of the overflowable revetment should decrease wave run-up and wave overtopping discharges. A major problem is the erosion of the marsh land immediately landward of the construction by wave impacts during conditions where the water levels vary between mean high water and 0.5 m above the revetment top. As a result of this scouring the revetment can break down. In addition to these considerations, sea defence methods on holms should be designed with respect to future evolutions like the increasing mean high water level.



Figure 1: Scouring at the existing revetment (left), overtopping during storm tide (right) (Photos: N. Kumbruck).

The objective of this study is to design a protection scheme that shelters the holm edges from breaking wave impacts, integrates the existing revetments, is resistant to scouring and allows for overflow of sediment-carrying water masses to ensure accretion of the holm. A permeable overflow dike as protection of the existing revetment can fulfill these requirements.

3 Location and Methods

The morphology of the North Frisian Islands, Holms and Barrier Islands is highly dynamic. All are shaped by the prevailing wind direction south-west. The single holms are in spite of their short spatial distance very heterogeneous. For precise local dimensioning we need to collect hydrodynamic data (wave height as a function of wind strength, -duration and fetch; wave period and wave direction) along with the parameters of the holm protective structures.

In the calculations we used a generalization with the following variables and input values:

- local mud flat level: 0 m NN
- mean high water: 1.40 m NN
- water depth d : 1.5 – 3.4 m NN (Maximum subject to the chosen revetment variation)
- wave period: T_m : 4.5 and 6 seconds
- wave height $H_s = 0.55...0.6 d$
- revetment:
 - slopes: 1:1.5; 1:2; 1:2.5 and 1:3
 - friction factor γ_f : 0,9 (basalt)
 - height: 1.80 m NN (height of the starting overtopping)
- service road:
 - width: 3 m
 - friction factor γ_f : 0.9 (basalt)

Those parameters are the basis for the calculation of the main physical processes at the protective structure.

Main physical processes at the protective structure

The main physical processes acting on the protection scheme are the loads induced by wave breaking, and scouring by wave run-up and overtopping water volumes. The first is estimated by the methodology of Führböter (1966, 1991), the latter by the workflow given in the Overtopping Manual (2007).

Wave breaking

Wave breaking is a function of the bottom slope respectively the artificial face slope and the wave steepness s . The definition of wave steepness is the ratio of the wave height to wavelength:

$$s_0 = H_{m0}/L_0$$

Wave steepness and the structure slope characterize the type of wave breaking. The breaker parameter is a function on the deep water wave length L_0 , the wave height at the toe of the structure H and the slope angle α .

It is defined as:

$$\xi_{m-1,0} = \frac{\tan\alpha}{\sqrt{H/L_0}}$$

- α slope of the front face of the structure [°]
 L_0 deep water wave length based on $T_{m-1,0} = gT_{m-1,0}^2/2\pi$ [m]
 H wave height [m]

Four basic types can be defined:

Table 1: Breaker types and corresponding breaker parameter values.

Type of wave	Breaker parameter	Wave impact load
Spilling breakers	$0.2 < \xi_{m-1,0}$	No
Plunging breakers	$0.2 < \xi_{m-1,0} < 2-3$	Yes
Surging breakers	$\xi_{m-1,0} \pm 2-3$	Yes
Collapsing breakers	$\xi_{m-1,0} > 2-3$	No

The major risk of wave loads is blasting. This happens when the wave tongue hits the structure and the concentrated fluids behave like a hydraulic press in the filled cracks and jointing. There is a close connection between the transmission of the compression stress into the slope's core and the design of the face of the structure. Therefore the existing basalt revetments are convenient (Führböter 1966). The vertical clefts between the blocks absorb the impact of local wave impact load by transmission to the adjacent blocks.

Wave run-up and -overtopping

The wave run-up is the most important factor to dimension the top of a revetment. Through wave breaking most of the potential energy of the wave dissipates firstly in kinetic energy. The surge runs up the slope while dissipating the kinetic energy in potential energy again. On the point of maximum wave run-up height R , flow reversal takes place and wave run-down starts. Due to friction on the slope energy dissipation up to the wave run-up height occurs. The non-dimensional run-up level exceeded by 2 % of incident waves $R_{u2\%}$ (m) on rough slopes can be described by:

$$\frac{R_{u2\%}}{H_{m0}} = 1.65 \cdot \gamma_b \cdot \gamma_f \cdot \gamma_\beta \cdot \xi_{m-1,0}$$

With a maximum of:

$$\frac{R_{u2\%}}{H_{m0}} = 1.00 \cdot \gamma_b \cdot \gamma_{f\text{surging}} \cdot \gamma_\beta \left(4.0 - \frac{1.5}{\sqrt{\xi_{m-1,0}}} \right)$$

From $\xi_{m-1,0} = 1,8$ the roughness factor $\gamma_{f\text{surging}}$ increases linearly up to 1 for $\xi_{m-1,0} = 10$, which can be described by:

$$\gamma_{f\text{surging}} = \gamma_f + (\xi_{m-1,0} - 1,8) \cdot (1 - \gamma_f) / 8,2$$

$$\gamma_{f\text{surging}} = 1.0 \text{ for } \xi_{m-1,0} > 10.$$

For a permeable core a maximum is reached for $R_{u2\%}/H_{m0}=1,97$ (Overtopping Manual 2007).

Roughness and slope characteristics minimize wave run-up and -overtopping. Due to viscous friction and surface roughness frictional loss develops. Besides these factors, the width and the material of the service road will cause additional energy dissipation.

The following reduction factors decrease $R_{u2\%}$:

- γ_b correction factor for a berm [-]
- γ_β correction factor for oblique wave attack [-]
- γ_f correction factor for the permeability and roughness of or on the slope [-]

For a composed revetment the resulting influence factor by various influence factors γ_f is:

$$\gamma_f = \frac{\sum_{i=1}^n \gamma_{fi} \cdot L_i}{\sum_{i=1}^n L_i}$$

- L_i length of appropriate sections i in between $SWL - 0,25 \cdot R_{u2\%smooth}$ and $SWL + 0,50 \cdot R_{u2\%smooth}$
 α angle between overall structure slope and horizontal [°]

Table 2 gives an overview of various roughness factors.

Table 2: Surface roughness factors for typical elements (after Schüttrumpf 2001 and Overtopping Manual 2007).

Reference type	Friction coefficient f	Friction factor γ_f	Reference
Modell slope	0.0058	≈ 1	Schüttrumpf (2001)
Smooth slope	0.02	0.98	Van Gent (1995)
Rough revetments	0.1...0.6	0.9...0.4	Cornett u. Mansard (1994)
Asphalt	≈ 0.01	1	Schulz (1992), Van der Meer (1995,1998)
Grass	$\approx 0.01...0.1$	0.9...1.0	Schulz (1992), Führböter (1991)
Grouted rubble revetment	0.25	0.75	Pilarczyk (1998)
Paving, smooth & compact	0.02	1	Van der Meer (1998)
Basalt	0.1	0.9	Van der Meer (1998)
Small blocks (h=14cm, w&l=16cm=a; bearing corner radius=4a)	0.25	0.75	Schulz (1992)
Rubbles (Hs/D50)=1,5...3,0	0.4	0.6	Van der Meer (1995)

Holm revetment standards

Holm revetments protect the transition zone between shoreline revetment and marshland. They facilitate the adjustment of the revetment to the holm level, that increases over time, and act as permeable breakwater when the water level is higher than mean high water. They are normally built of coarse stones (class CP_{90/250} bis LMB_{5/40} [DIN EN 13383-1]) and are fixed with concrete or placed in a stable position by their own weight. On the seaward site the revetment slope is at least 1:2, the inner slope is about 1:1. There is often a road in front of the holm revetment as a protection against the wave impact loads.

The masterplan “Revetments on holms in the North Frisian Waddensea” by ALR (2002) in addition to the reports, as-built maps and developing programmes of the LKN Husum, are the basis for the new design. The following table gives an overview of the inventory.

Table 3: Holm protective structures (LKN Husum).

Parameter	[unit]	Minimum	Maximum
Top revetment	[m NN]	1.55	3.05
Top holm revetment	[m NN]	No holm revetment	2.80
Structure height	[m]	1.00	4.00
Structure inclination	[-]	1:1.5	1:3.5 (rarely smoother)
Structure width (entire)	[m]	5	20

Standard for the new design is a high permeability of the structure, which assures resistance to damage due to wave impacts. Figure 2 gives an overview of the non-dimensional run-up on straight rock slopes with permeable and impermeable core, compared to smooth impermeable slopes.

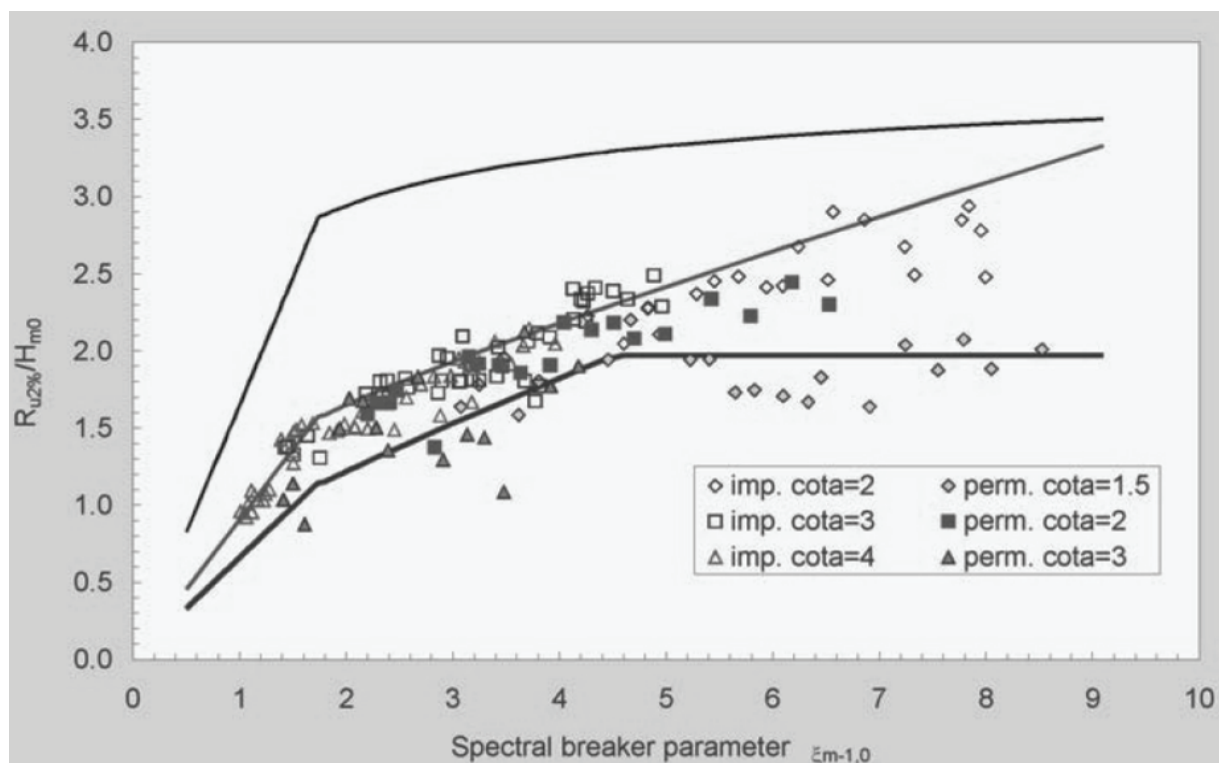


Figure 2: Relative run-up on straight rock slopes with permeable and impermeable core, compared to smooth impermeable slopes (Overtopping Manual 2007).

A water depth of 10 cm landward of the holm revetment is sufficient to protect the marsh surface against wave impact loads (Führbötter 1966). A 30 cm water depth completely mitigates damage of the sholm surface due to waves. A current velocity less than 4.5 m/s is unable to destroy a marshland, that is well enrooted, well-tended and abundantly covered with grass (Erchinger et al. 1997).

Figure 3 shows an existing and effective holm revetment on Hallig Langeneß.



Figure 3: Holm revetment, Hallig Langeness (Photo: N. Kumbruck, 2008).

4 Results

The standards and the main physical processes provide the basis of the following holm revetment design (figure 4).

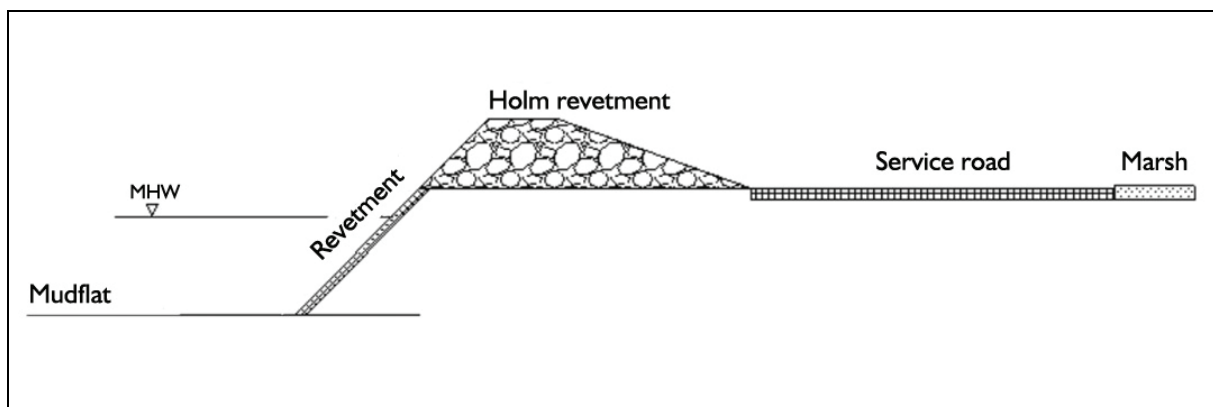


Figure 4: Holm revetment design.

The holm revetment is a construction of a permeable stone bank (height 0.5 – 1.5 m) without grouting. It is built with rocks, with the sharp edges oriented upward to increase roughness, enhancing the energy dissipation in the flow. In addition to this, a longer seaward slope results in an extension of the maximum potential wave run up distance and a relocation of the point of wave breaker impact. Additionally, a service road is efficient in protecting the marsh edges in case of extreme events characterized by high water levels and heavy wave breaking and overtopping. Besides a holm revetment acts as a wave energy dissipator for the dwelling mounds up to a certain water depth over the marshland during flooding.

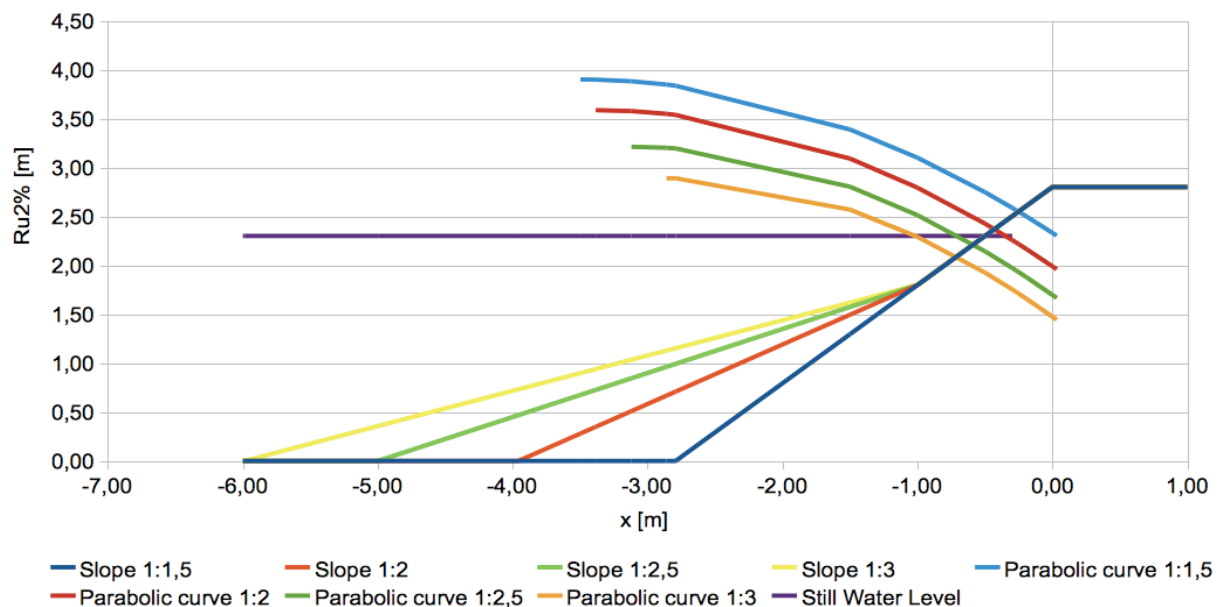
To determine the dimensions of the holm edge protection we need local wave height, the mean wave period, the slope angle of the revetment, the level of the revetment crest and the still water level.

Wave run-up levels, the overtopping flow velocities and layer thicknesses, the point of breaker impact and tolerable discharges were calculated for the water level $d = 1,80$ m NN (height of the existing revetment) and $d = 2.30$ m NN, with various slope angles of the holm revetment (for a more detailed calculation we refer to Führbötter (1966, 1991) and Overtopping Manual (2007)). The used crest heights (holm revetment) are 0.50 m, 1.00 m and 1.50 m. Table 4 shows the calculated parameters by 1.00m crest height and various revetment slopes (1:1.5; 1:2; 1:2.5; 1:3):

Table 4: Flow parameters of the holm revetment (crest height 1.00 m).

Parameter		Design	
Water depth	[m]	1.8	2.3
Wave height/ Water depth		0.55	0.55
Slope width maximum	[m]	16.63	16.63
Maximum discharge	[l/(s·m)]	25	253
Maximum crest velocity	[m/s]	1.03	1.94
Maximum velocity (marsh land)	[m/s]	1.16	1.59
Maximum wave run-up	[m]	3.03	2.92
Maximum wave impact load	[kN]	89.04	89.04
Point of impact (wave impact load)	[m]	2.74	2.89

This design meets the holm revetment standards e.g. maximum velocity at the marshland < 4.5 m/s, mean discharge and wave impact load resistance. Positioning the service road behind the holm revetment has a favourable effect on the main physical processes. The wave run-up length is decreasing more strongly and in the event of wave impact behind the holm revetment the subsurface is well-protected.

Figure 5: Wave impact load parabolic curves with variable slope angle ($T_m = 5$ s; $d = 2.3$ m).

At water depth 2.3 m the point of breaker impact is below the still water level, so the revetment susceptibility to damage is low for these conditions.

5 Discussion and conclusion

A further development of the dimensioning approach of holm revetments is a combination of a densely packed seaward revetment and the permeable holm revetment. A high permeability is the most important factor in the structural design. Placed block revetment or an Elastocoast-revetment are possible construction alternatives. Positive is the open-pored revetment building style, but placed blocks are expensive and Elastocoast has to be built in while good weather conditions and it starts to smell in an air temperature of 30 °C and higher. For an optimal dimensioning of the holm revetment more accurate wave and water level boundary conditions are needed, either collected in the North-Frisian Waddensea next to the areas that need additional protection, or resulting from numerical wave transformation models.

References

- ALR - Amt für ländliche Räume (2003): Fachplan Regiebetrieb Küstenschutz Schleswig-Holstein, Teil III: Sonstige Küstenschutzanlagen. Husum.
- ALR - Amt für ländliche Räume Husum (2002): Rahmenplan Deckwerke auf den Halligen im nordfriesischen Wattenmeer. Unpublished.
- Cornett, A. & E. Mansard (1994): Wave Stresses on rubble mound armour. Proceedings 24th International Conference on Coastal Engineering. Kobe: 986–1000.
- Deicke, M., V. Karius, W. Jahnke, W. Kallweit, M. Rebens & D. Reyer (2007): Charakterisierung von Sturmflutablagerungen auf Hallig Hooge. Quantifizierung des Sedimentwachstums seit 1914. In: *Coastline Reports* 9: 93-102.
- Dieckmann, R. (1985): Geomorphologie, Stabilitäts- und Langzeitverhalten von Watteinzugsgebieten der Deutschen Bucht. In: *Mitteilungen des Franzius-Instituts für Wasserbau und Küsteningenieurwesen der Universität Hannover* 60: 134-361.
- Erchinger, H.F., H-G. Coldewey & C. Meyer (1996): Interdisziplinäre Erforschung des Deichvorlandes im Forschungsvorhaben "Erosionsfestigkeit von Hellern". In: *Die Küste* 58: 1-45.
- Führböter, A. (1966): Der Druckschlag durch Brecher auf Deichböschungen. In: *Mitteilungen des Franzius-Instituts für Wasserbau und Küsteningenieurwesen der Universität Hannover*: 1-207
- Führböter, A. (1991): Wellenbelastung von Deich- und Deckwerksböschungen. In: *Jahrbuch der Hafentechnischen Gesellschaft* 46: 225-282.
- Kuratorium für Forschung im Küsteningenieurwesen (2002): Die Küste EAK 2002, Heft 65: Empfehlungen für die Ausführung von Küstenschutzwerken. Heide i. Holstein: Boyens.
- Landesbetrieb Küstenschutz, Nationalpark und Meeresschutz (2008): Fachtechnische Stellungnahme zu den Überflutungshäufigkeiten nach Verstärkung der Halligdeckwerke. Husum: LKN.
- Overtopping Manual (2007): EurOtop. Wave overtopping of sea defences and related structures. Assessment manual. EA-Environmental Agency, UK; ENW-Expertise Netwerk Waterkeren, NL; KFKI-Kuratorium für Forschung im Küsteningenieurwesen, DE.
- Pilarczyk, K.W. (1998): Dikes and revetments: design, maintenance and safety assessment. Balkema, Rotterdam
- Schulz, K-P. (1992): Massstabeffekte beim Wellenaufbau auf glatten und rauen Böschungen. In: *Mitteilungen Leichtweiss-Institut für Wasserbau der Technischen Universität Braunschweig* (120).
- Schüttrumpf (2001): Wellenüberlaufströmung an Seedeichen. Experimentelle und Theoretische Untersuchungen. Braunschweig (PhD Thesis).
- Van der Meer, J.W. (1998): Wave run-up and overtopping. In: Pilarczyk, K.W. (ed.): *Dikes and revetments. Design, maintenance and safety assessment*. Balkema, Rotterdam, 561p.
- Van der Meer, J.W. & P.F.M. Janssen (1995): Wave Run-up and Wave Overtopping at Dikes. In: ASCE (ed., 1995): *Wave Forces on inclined and vertical wall structures*, 403p.
- Van Gent, M.R.A. (1995): Wave interaction with permeable coastal structures. In: *Communications on Hydraulic and Geotechnical Engineering* 95 (5). (PhD Thesis).

Address

Dipl.-Ing. Nina Kumbruck
Hamburg University of Technology
Denickestraße 22
21073 Hamburg, Germany

n.kumbruck@tuhh.de



How do tourists perceive and accept changes in landscape characteristics on the Eiderstedt peninsula?

P. Michael Link^{1,2} & Christine Schlepner²

¹Research Group Climate Change and Security, Hamburg University, Germany

²Research Unit Sustainability and Global Change, Hamburg University, Germany

Abstract

Tourism plays a vital role in the economy of the Eiderstedt peninsula at the west coast of Schleswig-Holstein, Germany. One important reason for visitors to travel to Eiderstedt from all German states is the special landscape characteristics consisting of extensive areas of pasture that in conjunction with the flatness of the entire peninsula give visitors the impression of natural surroundings with lots of scenic views. Changes in agricultural production may cause considerable shares of grassland to be converted to arable farm land to grow corn, which generally reaches heights capable of obstructing the views of visitors of the countryside. We use a standardized questionnaire to assess whether tourists traveling to the Eiderstedt peninsula already observe such changes in land use and if such alterations are likely to influence their choice of Eiderstedt as destination. The questions were answered in summer and fall of 2009 by visitors of key tourist attractions on Eiderstedt during their stay. Results indicate that tourists visiting the Eiderstedt peninsula are aware of the land use changes that are occurring. On the other hand, this currently does not negatively affect their choice of Eiderstedt as a holiday destination as the aesthetic appearance of the landscape is only one factor among many influencing the tourists' decisions to visit the peninsula. However, further sampling in upcoming holiday seasons will be necessary to ensure the results are representative and to allow interannual comparisons in order to detect possible trends in tourist behavior.

1 Location and background

The Eiderstedt peninsula is located at the west coast of Schleswig-Holstein that extends westward from the city of Husum to the Northeast of Eiderstedt and the Eider River (figure 1). Its special setting that Eiderstedt is being surrounded on three sites by the National Park of the Wadden Sea makes it an important tourist destination. St. Peter-Ording is the town receiving the largest share of tourist activities mainly, because of its extending sandy beach, as well as its cure and wellness infrastructure. However, a considerable number of tourists also stay in the other towns of Eiderstedt, Tönning and Garding, as well. Furthermore, visitors like to explore the hinterland of Eiderstedt, and often these areas are visited on extensive bike tours.

But the destination Eiderstedt not only has a special landscape to offer to tourists. There are several leisure time facilities that are unique in Schleswig-Holstein, which also contribute to Eiderstedt's special position on the northern German tourism market: the lighthouse in Westerhever, the Westküstenpark in Bad St. Peter-Ording and the Multimar Wattforum in Tönning are some of the most frequented sites on the peninsula, each year attracting tens of thousands of visitors.

Besides tourism, economic activities on the Eiderstedt peninsula are concentrated on only few other sectors. The region is dominated by agriculture, with the majority of the land being extensively used grassland. The vast green meadows with a dense network of drainage trenches, the so-called "Gruppen", in combination with the flatness of the region provide an unobstructed view of the landscape and give an observer the impression of an unlimited rural environment.

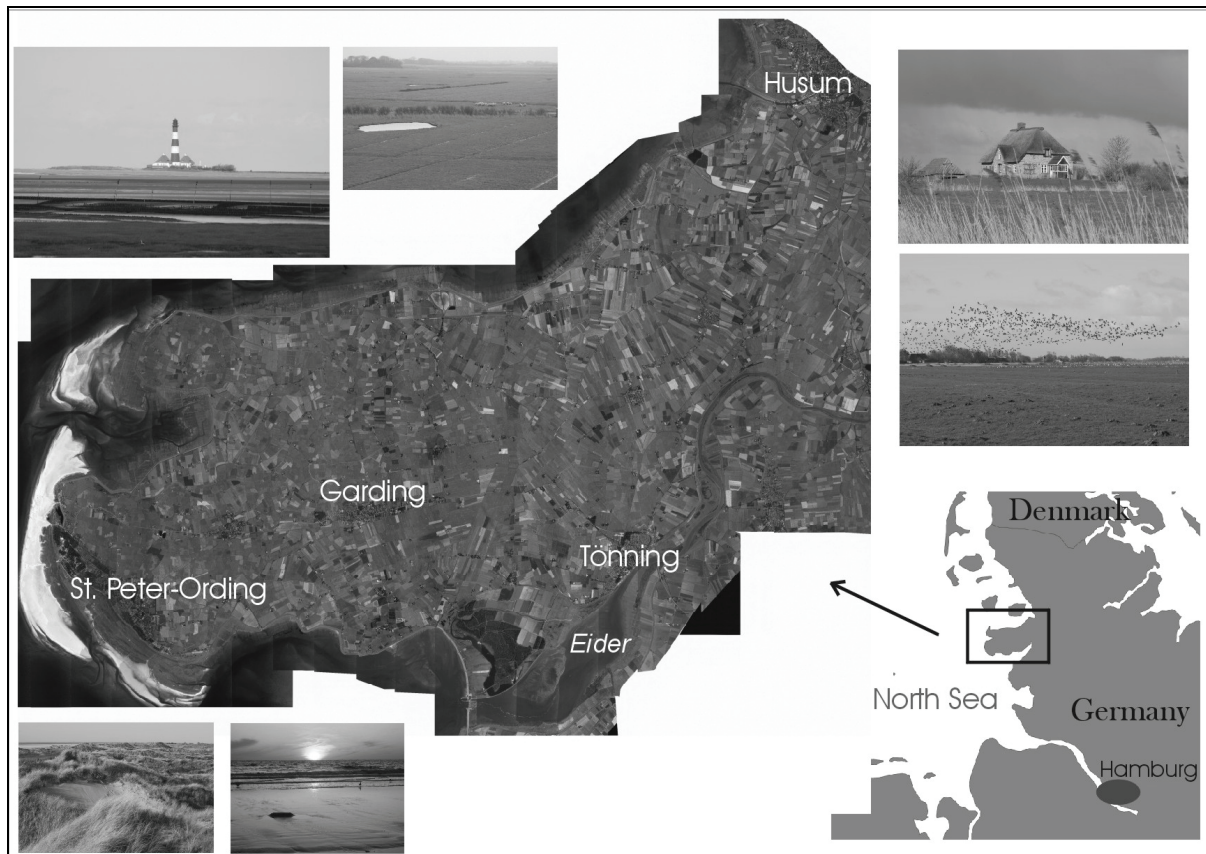


Figure 1: The Eiderstedt peninsula (mosaic of aerial photographs provided by Landesamt für Natur und Umwelt des Landes Schleswig-Holstein, photos: C. Schleupner).

Among others, the special characteristics of the landscape of the peninsula are one reason for many tourists to visit Eiderstedt each year.

However, in the recent past, a slow but steady shift in agricultural land use on the peninsula could be observed. Arable farm land has expanded at the expense of grassland from about 24 % of the entire agriculturally used land on the peninsula in 1991 to approximately 60 % in 2008 (Schleupner & Link 2009). The arable farm land is increasingly used to grow vast amounts of corn. The main reasons for the increase in area used for the production of corn are not only the growing demand for silage maize used for fed cattle that is held in barns. Also, there is a rising demand for corn for the continuously expanding bioenergy production. In 2007, there were already four biogas fermentation plants on the peninsula with additional plants being planned (Nehls 2007). All these need large amounts of biomass as input, which generally is produced in the vicinity of the plants in order to reduce transportation costs.

The substantial conversion of grassland in recent years is mainly a consequence of the European policy to promote the production of bioenergy. Farmers received financial assistance for investments into infrastructure to produce electricity from biomass. It will have to be seen whether the seemingly large economic potential of bioenergy production in this region of Schleswig-Holstein can be realized in the long run. Nonetheless, a continued trend towards an unregulated expansion of this economic activity may have negative impacts on key ecological functions and the characteristics of the landscape (Ott et al. 2008). Figure 2 illustrates how the landscape appearance on Eiderstedt changes if areas that used to be grassland are subsequently used for corn production. The production of bioenergy is only sustainable as long as there is no negative influence on the appearance and functionality of the landscape itself that leads to concurrent negative impacts on other uses of the land.



Figure 2: The appearance of the landscape of Eiderstedt: (a) with grassland management, and (b) with corn cultivation (photos: C. Schleupner).

A sole focus on bioenergy production in land use decisions is likely to have adverse effects that offset the positive traits of generating energy from renewable sources.

E.g., the conversion of vast areas of grassland to arable farm land for corn production has distinct impacts on the appearance of the landscape of Eiderstedt (figure 2). This has not only aesthetic implications but also ecological consequences. These can be either direct such as habitat loss or indirect like changes in habitat suitability. Past studies have addressed the impacts of such conversions of agricultural land on key breeding bird species on Eiderstedt (Link & Schleupner 2007, Schleupner & Link 2008). Results indicate that the deterioration of habitat quality in addition to the obvious reduction in habitat area leads to a disproportionately large reduction in the populations of the species considered in the assessment.

2 Motivation and objective

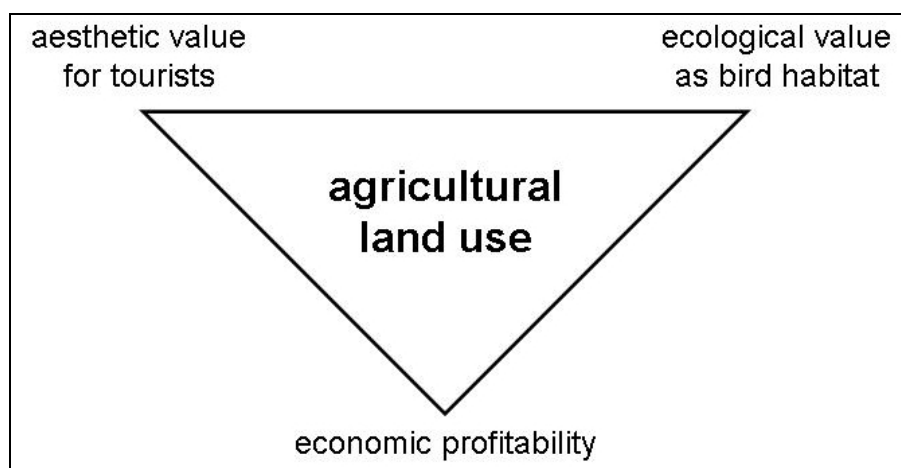


Figure 3: Agricultural land use on the Eiderstedt peninsula in the context of principal functions the environment has to fulfill.

It is a considerable challenge on Eiderstedt to practice agricultural land use in such a way that it remains in accordance with the different principles of spatial planning in this region (figure 3). Agricultural land on Eiderstedt not only serves as the economic basis for the farmers but its ecological functionality is also mandatory for the existence of many bird populations. In the past, there have been considerable conflicts of interest on the peninsula between farmers and bird conservationists. The

problem is that there are only very few alternatives for local farmers to generate income (von Hugo et al. 2006). Besides traditional agricultural activities, farmers can only turn to tourism or bioenergy production as other promising ways to earn a living on the peninsula. However, these two alternatives can also conflict with each other. Tourists would like to experience an intact landscape that corresponds to their aesthetic expectations. Only then are they willing to visit the peninsula (repeatedly) and to spend their money on Eiderstedt, thus also contributing to economic success in this coastal region.

When deciding on the extent of possible future changes in agricultural land use on Eiderstedt, it is important to be aware of the consequences that such changes would have on each of the principal functions of the landscape. The economic profitability of the land is fairly easy to determine as it is possible to deduce from the acreage used for a specific purpose, the yields of the products grown and the market prices what the income generated per unit area would be. In comparison, it is more difficult to quantify the extent of the impact on the ecological functionality of the landscape as bird habitat. The assessment by Schleupner & Link (2008) is a first modeling exercise to obtain insights on which land conversion strategies are potentially harmful to the local fauna. While it is not possible to exactly pinpoint an optimal strategy, this setup can highlight overall trends and provide estimates of the general magnitude of ecological impacts of land use changes on the peninsula.

The by far most challenging aspect is to quantify possible effects of changes in agricultural land use on Eiderstedt on tourism. This has to do with the fact that changes in landscape appearance (possibly) have a psychological effect on the tourists, which then in turn lead to decisions that can affect their travel behavior (Günther & Zahl 2004, NIT 2000). Only then the consequences can be quantified, e.g. by monetizing the growth in revenues from increased visits to Eiderstedt or the losses incurred from tourists preferring other destinations instead because of the altered landscape appearance.

The impacts of changes in environmental characteristics on the tourism industry on Eiderstedt are of particular importance, as this economic sector is of utmost significance for the entire region. In 2009, almost half of the economic revenue generated at the west coast of Schleswig-Holstein was based on activities directly related to tourism (NTS 2010). Each year, more than 2.1 billion Euros are spent for tourism along the west coast of Schleswig-Holstein. A considerable share of these revenues is generated on the Eiderstedt peninsula.

More than 20.1 million overnight stays were recorded at the west coast of Schleswig-Holstein in 2009 (NTS 2010). Unfortunately, it is not possible to directly infer the number of overnight stays on Eiderstedt from this figure, as statistics for small venues with 9 or fewer beds are exempt from publishing their statistics. However, in 2009 there were 2.331.476 overnight stays in Bad St. Peter-Ording alone, which itself already accounts for more than 10 % of the entire tourist volume of the west coast. 260.624 guests visited this main tourist destination on Eiderstedt. People visiting Bad St. Peter-Ording on average spent 9 days on the peninsula. In addition, there are many visitors who travel to the Eiderstedt peninsula for only one day. Their spending amounts to more than one quarter of the financial volume of transactions connected to tourism in this region.

The importance of tourism for Eiderstedt is emphasized by the fact that along the west coast of Schleswig-Holstein there is a share of 74 overnight stays of tourists per local inhabitant (NTS 2010). In comparison, the average for Schleswig-Holstein as a whole is only 8 overnight stays per inhabitant. Consequently, many jobs in Eiderstedt are directly or indirectly linked to tourism. Any considerable adverse trends in tourist preferences could therefore have quite detrimental effects on the entire economy of this region.

A quantitative assessment of the effects of agricultural land use changes on Eiderstedt on tourism can only be performed in two subsequent steps. In a first step, the psychological effect of an altered aesthetic appearance of the landscape needs to be deduced. Only then can the monetized impact be estimated based on the travel behavior of the tourists. This paper focuses on the first step of this approach.

The tourism concept of Eiderstedt is based on the focus on the particular characteristics that set aside the peninsula from other destinations along the west coast and the rest of Schleswig-Holstein. In this context, one key issue is nature tourism. The Wadden Sea has been declared World Natural Heritage in 2009, which greatly increased the natural value of the environment around the peninsula (NTS 2010). The vast number of birds breeding on or migrating through the peninsula is also an attraction that causes many tourists to visit the peninsula each year. The extensive grassland areas and the unobstructed view are main assets of Eiderstedt in the competition with other similar coastal regions.

Any changes to the landscape that compromise these assets can be considered potentially harmful to the future development of tourism in this region. In order to be able to determine what influence the currently ongoing changes in agricultural land use on the Eiderstedt peninsula actually have on the tourists and their travel behavior, it is necessary to determine whether tourists observe these alterations at all and whether they perceive them as something negative that causes them to abandon Eiderstedt as their travel destination in the future in favor of a different region. This information needs to be obtained directly from the visitors to Eiderstedt by means of interviews or questionnaires. Using this empirical data, initial trends can be identified that may point to possible economic implications of any aesthetic changes in the environmental setting of Eiderstedt.

3 Methods

The tourists' perception of changes in landscape aesthetics was elicited using written questionnaires. These questionnaires were distributed at the following key tourist locations throughout the Eiderstedt peninsula:

- Multimar Wattforum, Tönning
- Tourism Service Center Tönning
- Tourism Service Center Garding
- Tourism Service Center Bad St. Peter-Ording
- NABU Station Katinger Watt
- Schutzstation Wattenmeer at the Westerhever lighthouse
- Westküstenpark, Bad St. Peter-Ording
- Information Center Spökenkieker, Kating

Visitors were asked about their perception of the currently ongoing changes in agricultural land use and the coinciding alterations in the aesthetic appearance of the scenery. Additionally, information on the tourists' travel behavior, their motivations for visiting Eiderstedt and their opinion on environmental issues of the region were sought in order to be able to relate the tourists' travel choices to their purchasing power during their stay on Eiderstedt. The setup of the questionnaire (outlined in the Appendix) is based on the general principles of a previous unpublished study by the NIT (2000), which was adapted in order to fit the underlying research question of this study.

The questionnaires were placed in the tourist hot spots during the summer and fall of 2009, thus allowing tourists that visit the peninsula during different seasons to state their perception. The two seasons covered include periods with a mostly unobstructed view (from previous harvest until June) and a period when the extensive areas with corn already have reached heights that would not even allow people to look beyond (from June until harvest in fall) (figure 4).



Figure 4: Seasonal variation in the landscape visibility due to different corn heights (picture taken in (a) November, (b) June, and (c) August) (photos: C. Schleupner).

Furthermore, it has to be noted that after harvest the remains on the arable farm land do not look particularly aesthetic either (figure 4a). This temporal distinction allows the detection of possible seasonal variability in the tourists' perception of the landscape of Eiderstedt.

4 Results

The continuous survey, which was conducted from early June 2009 until the end of October 2009, yielded a total of $n = 146$ returned questionnaires by the tourists. This return rate was much lower than initially anticipated. While this number is by no means representative for the entirety of tourists visiting the peninsula, it is already a useful preliminary indicator about the severity of the ongoing expansion of corn production on Eiderstedt in the eyes of the visitors. Furthermore, it has to be noted that the number of returned questionnaires was very unevenly distributed among the different locations at which they were placed. This introduces a certain bias and indicates that people who visit certain locations, e.g. the NABU Station Katinger Watt and the Schutzstation Wattenmeer at the lighthouse in Westerhever, where the number of returned questionnaires was particularly high, may have been more aware of the issues they were asked about and were thus more willing to respond by completing the questionnaire.

Table 1: Dominant characteristics of tourists visiting the Eiderstedt peninsula.

Key traits of visitors to Eiderstedt	
➤	couples aged 30-49 and families with children aged 6-12
➤	return visitors: many tourists travel to Eiderstedt for many years in a row
➤	tourists that are financially well off: the average amount of money spent is considerably higher than in Schleswig-Holstein in general
➤	dominant destination: Bad St. Peter-Ording
➤	dominant kind of accommodation: vacation homes
➤	length of stay: at least one week, often even two weeks
➤	origin: mainly other western federal states of Germany, only very few visitors from the eastern part of Germany, hardly any tourist from abroad

The initial section of the questionnaire deals with the technical aspects of the tourists' visit to Eiderstedt. This allows inferences about the most important characteristics of the people visiting the peninsula (Tab. 1). While tourists of all age groups travel to Eiderstedt, there is a slight majority of couples between 30 and 50 years of age among the visitors of Eiderstedt who usually take their young children along. What is really striking is that tourists who spend their vacation on Eiderstedt usually return consistently. A significant number of people who answered the questionnaire stated that they already visited the peninsula for more than 20 times. Obviously, these visitors not only have a clear

preference profile but also the possibility to make long-term comparisons with regard to changes occurring at their holiday destination.

A promising indicator in economic terms is that tourists visiting Eiderstedt usually spend considerably more money while staying on the peninsula than the average visitor to Schleswig-Holstein in general (Tab. 1). Because of the large base of regularly returning visitors this gives local actors in the tourist industry a fairly stable basis for planning their operations, particularly since tourists usually spend much more than a week on Eiderstedt, enough time to combine an extensive experience of nature with activities at the beach.

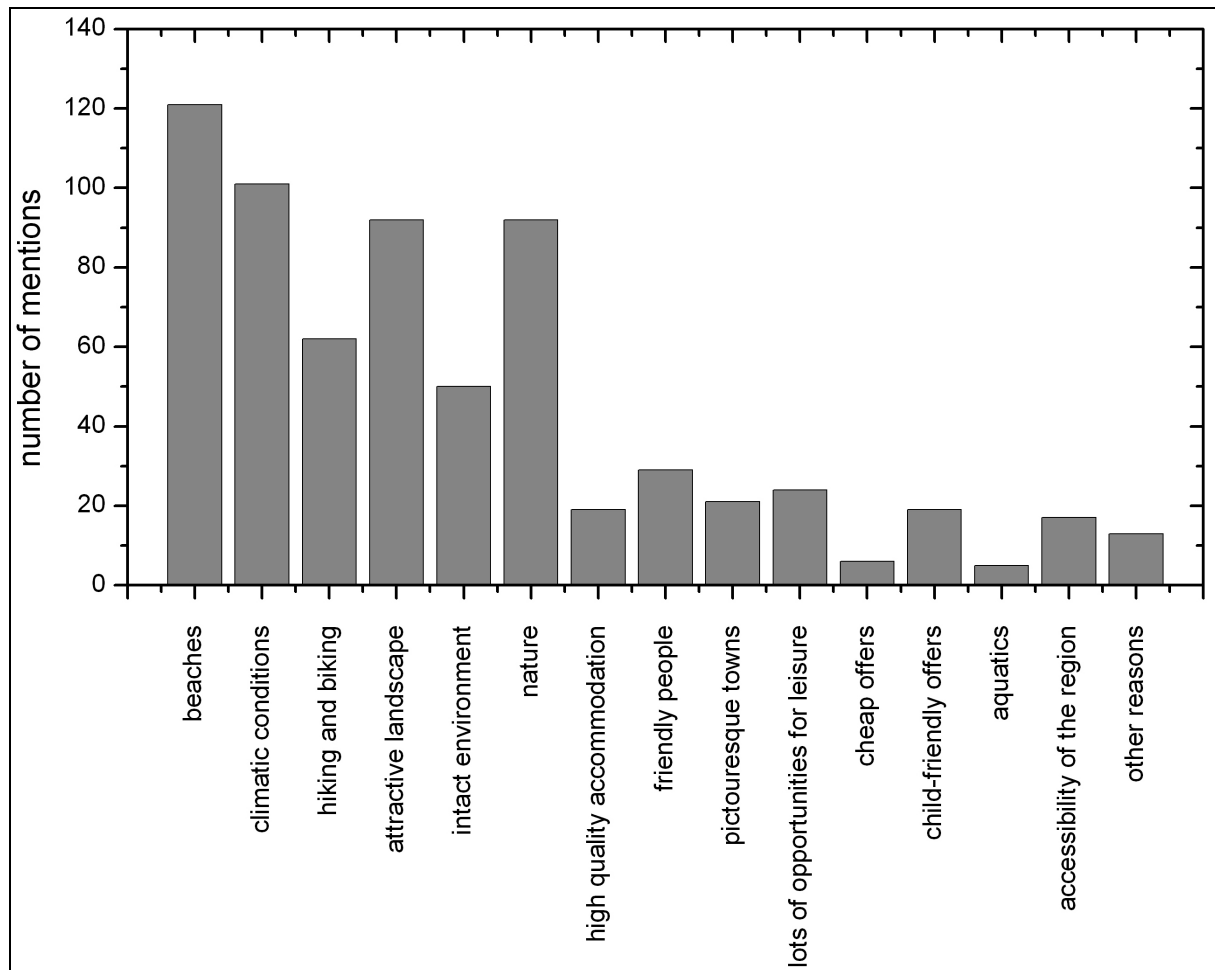


Figure 5: Reasons for spending a holiday on the Eiderstedt peninsula.

Nature itself and the experience of it are extremely important for tourists traveling to Eiderstedt (figure 5). Of course, when tourists want to visit a coastal region, beaches play the prime role in their considerations. And, as expected, this is also the case in Eiderstedt. The extensive beaches near Bad St. Peter-Ording attract vast numbers of tourists and are the main asset of this region in the competition of the tourist industry of the west coast of Schleswig-Holstein. But the natural experience is not limited to the direct coastal zone, as the attractiveness of the landscape, which generally refers to the hinterland, is also among the most important reasons for holiday guests when deciding to travel to Eiderstedt. In conjunction with good climatic conditions this highlights the clear preference of visitors for a profound experience of nature. It is remarkable that it appears less important in this context that the environment is intact. Other reasons besides those connected to the environment, which usually often play an important role in holiday decisions, such as opportunities for leisure and cheap and particularly child-friendly offers are of secondary importance in connection with Eiderstedt.

The outdoor experience of Eiderstedt that guests seek during their stay on the peninsula is reflected in their activities. Most visitors go to the beach and spend considerable time of their vacation on Eiderstedt there (figure 6). This is particularly true for those guests who visit Eiderstedt in summer, when beach activities are the by far dominant kind of activity. Short excursions and hiking are activities that are more evenly distributed over the seasons and overall turn out to be of similar importance as the activities at the beach. Biking appears to be somewhat less popular than hiking, which is an interesting side note since there are quite substantial distances to cover when trying to get around the Eiderstedt peninsula and the infrastructure is well developed to deal with large numbers of bike riders each season. Nonetheless, this still makes up half of the people who completed the questionnaire.

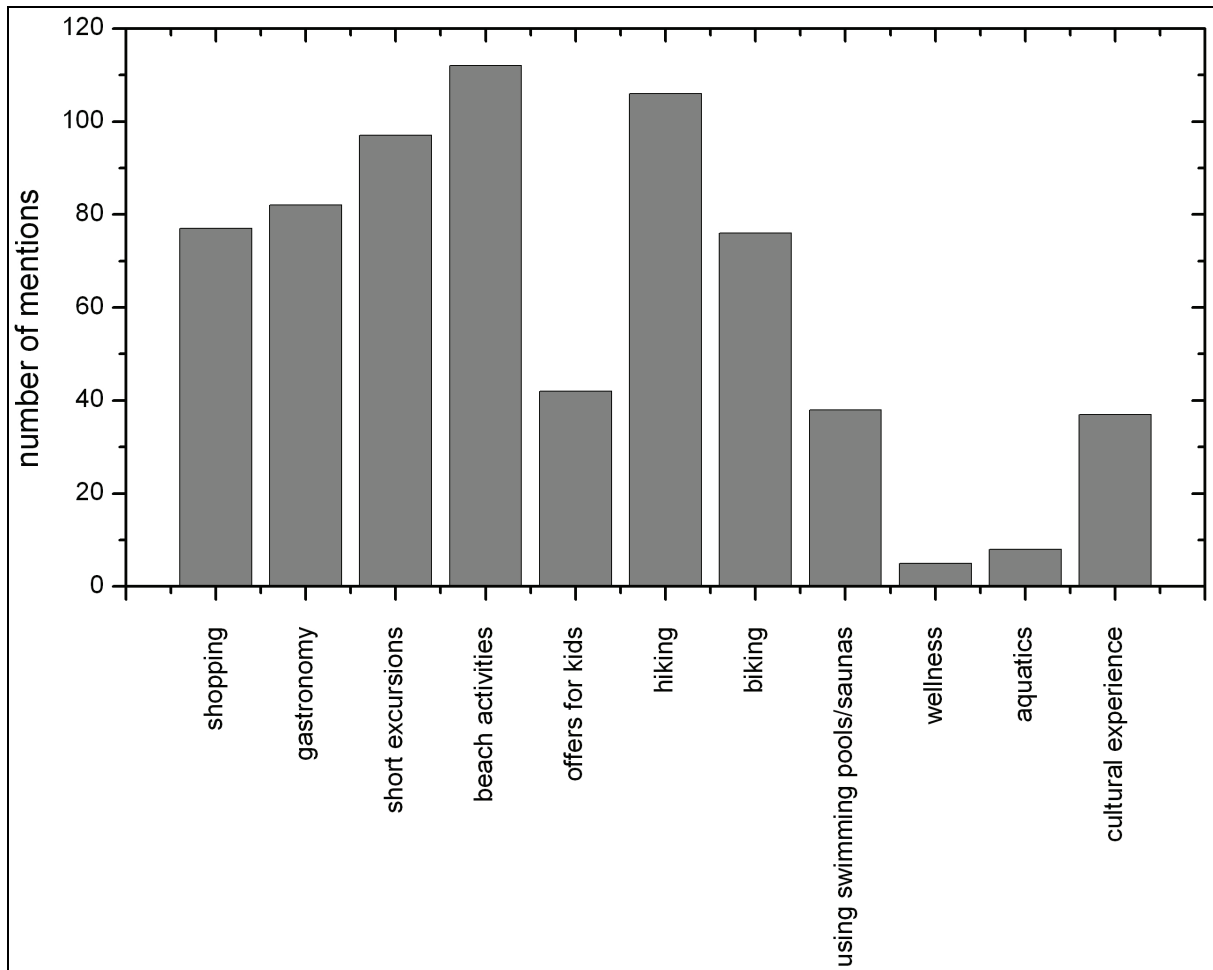


Figure 6: Activities of tourists during their stay on Eiderstedt.

In contrast, the cultural experience of Eiderstedt is of lesser importance than nature. Unlike shopping and dining, which are important activities in all holiday trips to destinations in Schleswig-Holstein and are a main source of revenue generated from tourism on Eiderstedt as well, indoor activities and those related directly to cultural events are sought by only a minority of the visitors to the peninsula (figure 6). However, the economic importance of such activities should not be neglected.

As nature and its experience are central aspects of vacation on Eiderstedt, the perception of the appearance of the landscape of the peninsula are of central importance. If the image of nature on Eiderstedt is negatively affected by large scale changes in land use, this in turn is likely to influence the decision of the majority of potential visitors to the peninsula to at least some degree.

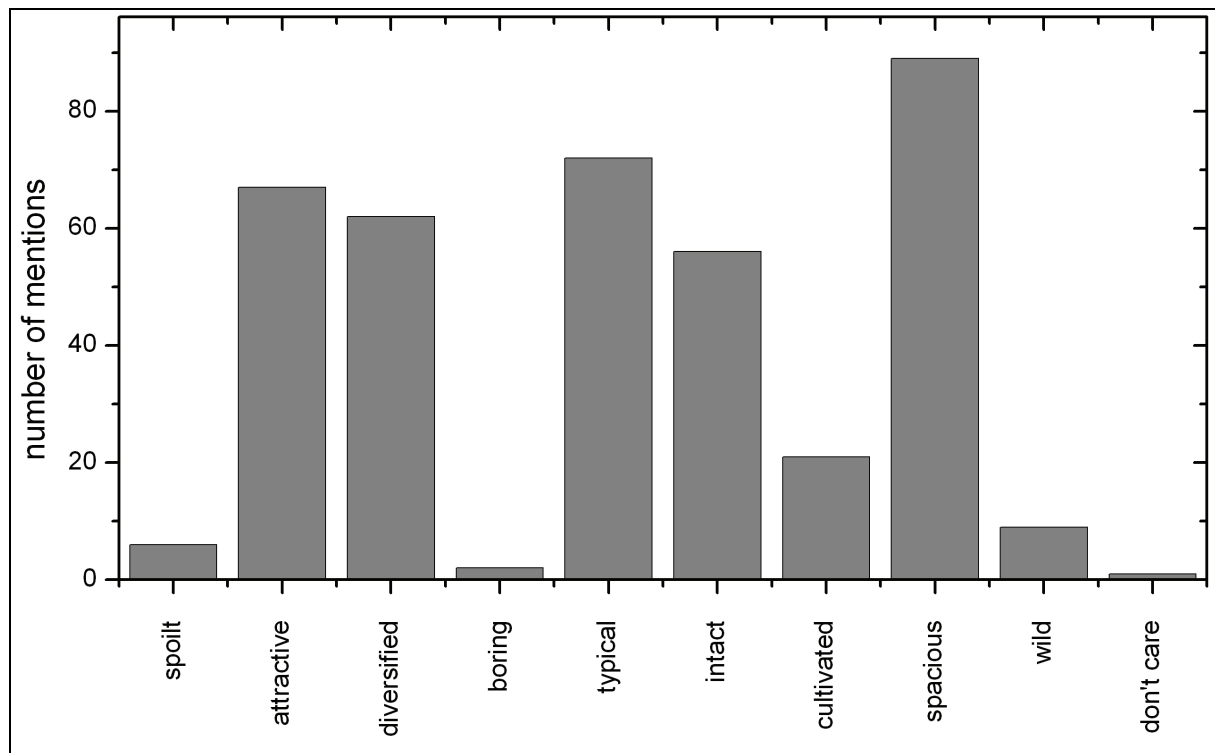


Figure 7: Perception of the Eiderstedt landscape by tourists visiting the peninsula.

The most important characteristic of the appearance of the landscape of Eiderstedt is that it is spacious (figure 7). Tourists cherish the unobstructed view in conjunction with the flatness of the entire region, which they consider to be very attractive. Many visitors also regard the natural appearance of the landscape to be in an intact state. This is quite important, as only very few guests find that the landscape is negatively affected by human cultivation.

In this context, it is remarkable that the majority of the visitors to Eiderstedt think of the landscape on the peninsula as a natural environment. When asked how they would rate the appearance of the landscape on a scale from 1 (very artificially altered) to 10 (very natural), the average ranking was 6.53. The median (8) was even higher. This shows that tourists consider Eiderstedt to be a very natural environment, a perception that is fueled by the extensive grasslands and the enormous number of birds that can be readily observed on the peninsula. However, in reality the entire landscape is substantially affected by human activities as coastal protection and traditional agricultural activities over the past centuries have formed the landscape to make it what it is today. Nonetheless, the anthropogenically formed landscape of Eiderstedt is found to be aesthetically pleasing enough for many tourists to visit this region when seeking an extensive experience of nature.

But not all human activities on the Eiderstedt peninsula are in sync with the image of a natural environment. There are numerous ways anthropogenic land use interferes with the environment in such a way that it negatively affects the tourists' perception of their destination. Visitors of Eiderstedt have noted quite a number of such distractions in landscape integrity. Single wind energy converters and wind parks are the most widely observed obstructions (figure 8). Another commonly noted nuisance is the large number of parked cars. It is very likely that this is directly related to the fact that it is allowed to access parts of the beaches of Bad St. Peter-Ording by car. Among the effects on the environment that are more related to ecology, many tourists have noted that nature reserves allow only limited human access and that the peninsula is heavily used by agriculture. In this context it is important to consider that noticing these facts does not automatically mean they are found to be negative per se.

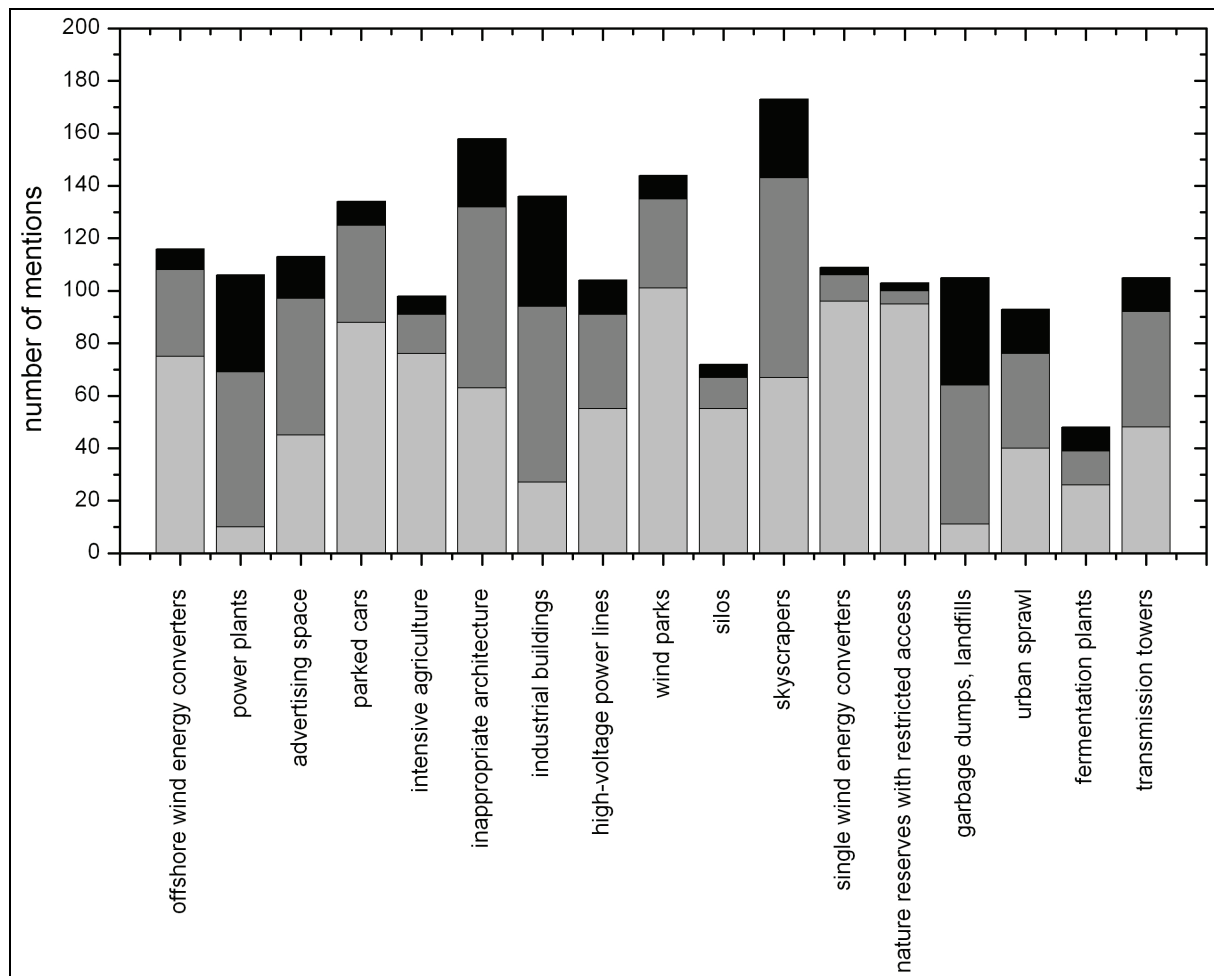


Figure 8: Distractions of the integrity of the Eiderstedt landscape as perceived by the tourists. Light gray indicates that a distraction has been noted, dark grey indicates that a distraction is perceived as critical that negatively affects the holiday experience. Black indicates that this is a reason for the tourist not to visit the peninsula again.

Consequently, while the latter two effects may have been widely noticed, they hardly have an implication on the tourists' choice of Eiderstedt as destination. Only a small number of guests think of intensive agriculture as a critical negative impact on the landscape and even fewer would prefer not to travel to Eiderstedt again for this reason (figure 8). The construction of fermentation plants used for bioenergy production that is the reason for the recent conversion of grassland to arable farm land is actually considered to be the least important distraction in the landscape of Eiderstedt among the ones listed in the questionnaire. But this connection seems to be little-known to the visitors and the fermentation plants themselves are not very noticeable and obstructive in the landscape anyway.

Instead, massive power plants and inappropriate architecture are of much greater concern to the tourists (figure 8). While landfills and large industrial buildings would be a strong reason for visitors to turn away from this destination, these hardly occur on Eiderstedt. Skyscrapers and perceived architectural sins are of much greater importance in this region but they are also limited to the more urban areas of Eiderstedt, which is mainly Bad St. Peter-Ording, and thus cannot be considered a general threat to the viability of tourism on the peninsula.

Eiderstedt is generally considered by tourists to be a fairly natural environment that is well suited as holiday destination. However, touristic infrastructure needs to be maintained and continuously developed further in the constant competition with other destinations of similar characteristics. If tourists had to contribute financially to such measures, they would be most willing to support

ecological projects such as bird conservation and the UNESCO world natural heritage (figure 9). Other also fairly popular measures are related to the cultivation and the preservation of the appearance of the landscape.

In contrast, tourists are hardly willing to contribute to further development of infrastructure. Not only is the number of people resisting such a payment greatest for this kind of project but also the average amount that visitors are willing to spend is by far lowest. This supports the notion of a particular affinity to nature of tourists that spend their vacation on the Eiderstedt peninsula.

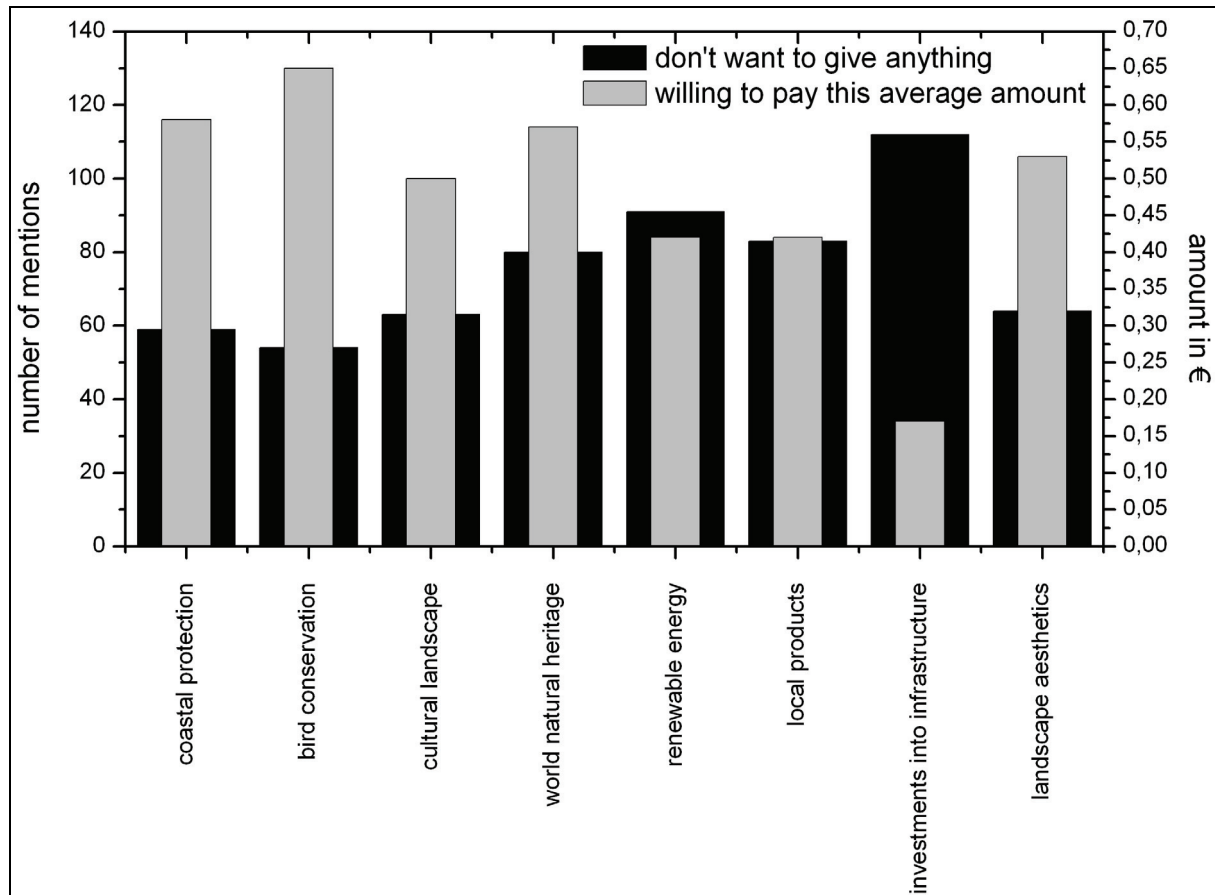


Figure 9: Willingness of tourists to pay for particular development projects on the peninsula.

5 Discussion and conclusion

Agricultural land use changes on the Eiderstedt peninsula have prompted a large scale conversion of grassland to arable farm land for corn production in recent years. This change has a profound impact on the appearance of the landscape as the growing of corn leads to seasonal obstructions of the view across the spacious environment.

Tourists visiting the peninsula do so because of the extensive experience of nature they can find here. An intact environment is very important for the majority of them. In order to determine whether the occurring changes in agricultural land use have a possible influence on the travel behavior of the guests of Eiderstedt, visitors were able to state their perceptions about the aesthetic appearance of the landscape of the peninsula in a survey conducted in summer and fall of 2009.

The results of the survey indicate that while tourists are generally aware of the ongoing changes in land use, they do not consider this to be a problem that affects their choice whether to return to Eiderstedt again in the future. Critical distractions that are more likely to cause tourists to visit a different destination instead during a future vacation rather include industrial buildings and

inappropriate architecture. These are, however, confined to only very few locations throughout the Eiderstedt peninsula, which makes it much easier to address these issues and to prevent them from becoming a real problem for tourism on Eiderstedt.

While these results point to increasing corn production as not being an issue that negatively affects the number of tourists who visit the Eiderstedt peninsula, they can only be considered an initial trend. In order to be more robust, a further survey with a much larger number of returned questionnaires needs to be conducted. Such a follow up is scheduled for the 2011 holiday seasons. It will be interesting to see, whether a more thorough elicitation of the tourists' perception confirms the initial trends of this assessment.

6 Appendix: Questions of the German questionnaire used in the assessment

1. Bitte tragen Sie zunächst das heutige Datum ein:
2. Wo haben Sie diesen Fragebogen erhalten?
3. In welchem Ort verbringen Sie ihren Aufenthalt auf Eiderstedt?
4. Wie lange dauert der Aufenthalt hier auf Eiderstedt insgesamt?
5. In welcher Art von Unterkunft verbringen Sie derzeit Ihren Aufenthalt?
6. Zum wievielten Mal sind Sie hier auf Eiderstedt zu Gast?
7. Reisen Sie allein oder in Begleitung?
8. Wie hoch werden Ihre Ausgaben für Sie und Ihre Mitreisenden während Ihres Aufenthaltes ungefähr **insgesamt** sein?
9. Welches sind die fünf wichtigsten Gründe für Ihren Aufenthalt auf Eiderstedt?
10. Welche der folgenden Aktivitätsmöglichkeiten nutzen Sie während Ihres Aufenthaltes?
11. Würden Sie sich für einen Besuch von Informationszentren zu folgenden Themen interessieren?
12. Wie finden Sie das generelle Landschaftsbild auf Eiderstedt?
13. Was halten Sie für typisch im Eiderstedter Landschaftsbild?
14. Gibt es etwas, das Eiderstedt in Ihren Augen einzigartig macht?
15. Welche Landnutzung dominiert Ihrer Meinung nach im Landschaftsbild von Eiderstedt?
16. Welche Landnutzung dominiert in Ihrer Heimatregion?
17. Es scheint nicht einfach zu sein, eine „unberührte“ Urlaubslandschaft zu finden. Vielerorts gibt es mögliche Beeinträchtigungen des Landschaftsbildes. Bitte kreuzen Sie in jeder Zeile jeweils in allen drei Spalten an:
 Welche der nachfolgend genannten Dinge sind Ihnen auf Eiderstedt bereits aufgefallen?
 Welche dieser Dinge würden für Sie das Landschaftsbild im Urlaub empfindlich stören?
 Welche dieser Landschaftsmerkmale auf Eiderstedt würden dazu führen, dass Sie dort nicht mehr für einen Urlaubsaufenthalt hinfahren mögen?
18. Für wie natürlich halten Sie das Eiderstedter Landschaftsbild auf einer Skala von 1 (sehr stark vom Menschen verändert) bis 10 (sehr natürlich)?
19. Für welche der folgenden regionalpolitischen Entwicklungsmaßnahmen auf Eiderstedt wären Sie bereit, einen finanziellen Beitrag in Form von z.B. Gebühren oder Abgaben zu leisten? Wie viel würden Sie gegebenenfalls bereit sein, pro Urlaubstag dafür auszugeben?
20. Wenn Sie bereits mehrfach Eiderstedt besucht haben: Konnten Sie Veränderungen im Landschaftsbild beobachten? Wenn ja, welche?

Abschließend möchten wir Sie bitten, noch einige Angaben zu Ihrer Person zu machen.

Alter:

Geschlecht:

In welchem Land / deutschen Bundesland haben Sie Ihren Wohnsitz?

References

- Günther, W. & B. Zahl (2004): Touristische Effekte von Windkraftanlagen in der Küstenzone. In: Gönnert, G., H. Grassl, D. Kelletat, H. Kunz, B. Probst, H. von Storch & J. Sündermann (eds.): *Klimaänderung und Küstenschutz. Proceedings of a conference at Hamburg University, November 29-30, 2004*: 105-113.
- Link, P.M. & C. Schlepner (2007): Agricultural land use changes in Eiderstedt: historic developments and future plans. In: *Coastline Reports 9*: 197-206.
- Nehls, G. (2007): Blauer Brief für schlechten Grünlandschutz. In: *Betrifft: Natur 04*: 8-9.
- NIT - Institut für Tourismus- und Bäderforschung in Nordeuropa GmbH (2000): *Touristische Effekte von On- und Offshore-Windkraftanlagen in Schleswig-Holstein – Integration der Ergebnisse*, Kiel, 51 pp.
- NTS - Nordsee-Tourismus-Service GmbH (2010): *Mehrwert 2010 – Zahlen, Daten, Fakten*. St. Peter-Ording, 23 pp.
- Ott, K., E. Von Ruschkowski & L. Voget (2008): Naturschutzkonflikte zwischen Biomasseanbau, Naturschutz und Klimaschutz. In: *Nutzungskonflikte bei nachwachsenden Rohstoffen*, Universität Rostock, Wissenschaftsverbund Um-Welt, pp. 53-65.
- Schlepner, C. & P.M. Link (2008): Potential impacts on bird habitats in Eiderstedt (Schleswig-Holstein) caused by agricultural land use changes. In: *Applied Geography 28 (4)*: 237-247.
- Schlepner, C. & P.M. Link (2009): Eiderstedt im Spannungsfeld zwischen Naturschutz- und Agrarpolitik – Entwicklung eines methodischen Ansatzes für ein nachhaltiges Ressourcenmanagement. In: *Marburger Geographische Schriften 145*: 33-49.
- von Hugo, A., R.A.E. Müller & P.T. Hansen (2006): Vogelschutz auf Eiderstedt: Chance oder Bedrohung für die Landwirtschaft? In: *Vorträge zur Hochschultagung 2006 der Agrar- und Ernährungswissenschaftlichen Fakultät der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel*, Schriftenreihe der Agrar- und Ernährungswissenschaftlichen Fakultät der Universität Kiel 108: 109-119.

Acknowledgements

We would like to thank all the visitors of Eiderstedt who have taken their time to answer the questionnaire as well as the responsible people of the chosen tourist locations who allowed us to distribute our questionnaire at their venues.

Address

Dr. Peter Michael Link
Hamburg University
Research Group Climate Change and Security
Bundesstraße 53, # 018
20146 Hamburg, Germany

michael.link@zmaw.de



Studies on the development of wind set-up in the river Elbe - further analyses

Caroline Radegast, Thomas Strotmann & Ulrich Ferik

Hamburg Port Authority, Germany

Abstract

Hamburg, situated at the tidal Elbe River, has always been exposed to storm surges. Thus, reliable forecasts of water levels have always been of great importance for Hamburg's flood protection, but also for navigational needs. In order to improve Hamburg's own storm surge forecast system, the Hamburg Port Authority (HPA) analyzed the propagation of surges in the Elbe estuary. This study had been carried out within the joint research project 'OPTEL – Wind set-up Studies and Development of an Operational Model of the Tidal River Elbe'.

Although it has in general been known for a long time that surges are being deformed in the Elbe estuary, for instance by factors like the current bathymetry, the fresh water discharge or the height of the surge itself. By the OPTEL-studies, the influence of some parameters could be quantified for the first time. For instance, the investigations revealed that the local wind over the mouth of the estuary has in many cases a significant impact on the propagation of the surge and can increase its height by up to 50 cm. Thus, the possibility of a further improvement of high water forecasts for Hamburg is evident.

1 Motivation

Hamburg, situated 100 km upstream of the mouth of the River Elbe, is not only the second largest city in Germany but also one of the most important seaports worldwide. Because of the city's location at the tidal Elbe River, constant and highly accurate forecasts of water levels have always been of highest relevance for Hamburg's flood protection as well as for navigational needs.

Therefore the Federal Ministry of Education and Research is funding the research project 'OPTEL – Wind set-up Studies and Development of an Operational Model of the Tidal River Elbe' which aims at supplying constant information on water levels and currents of the River Elbe with operational models and at analyzing the propagation of surges in the Elbe estuary in order to improve the storm surge forecasts for Hamburg.

Within OPTEL two operational models will be developed: one run by the Federal Maritime and Hydrographic Agency (BSH, OPTEL-A) the other run by the Federal Waterways Engineering and Research Institute (BAW, OPTEL-C). The National Meteorological Service (DWD, OPTEL-B) provides the wind data for these models. Within the project, the Hamburg Port Authority (HPA) is responsible for empirical studies on storm surges in the Elbe estuary (OPTEL-D). After the severe storm surges of 1962 and 1976 Hamburg established its own storm surge forecast service – Hamburger Sturmflutwarndienst (WADI), which is a part of the HPA. The current forecast system is based on an empirical model which provides forecasts of water levels for Cuxhaven and Hamburg primarily based on observation of the wind set-up due to the wind development in the German Bight (Siefert & Christiansen 1983). In OPTEL the studies focus on empirical analyses of the propagation of wind set-up in the Tidal River Elbe from Cuxhaven to Hamburg.

This whole project is funded by the Federal Ministry of Education and Research (03KIS072) until March 2011.

2 Objectives

It is known from further scientific work (e.g. Siefert 1978, Bremer 2008) that the propagation of a storm surge in the Elbe Estuary is subject to many influences. The geometry and bathymetry of the estuary, the amount of fresh water discharge, the current water volume, local wind effects as well as the height of the surge itself and other factors lead to a deformation of the surge from Cuxhaven to Hamburg. As a result, the height difference of storm floods between Cuxhaven and Hamburg range between 70 and > 160 cm. Although the peak differences Cuxhaven – Hamburg normally grow with the height of the storm surge, the highest storm surges surprisingly do not have the biggest peak differences. Thus, the objective of the project is to determine and describe all factors influencing the surge propagation in the Elbe River. The local wind over the Elbe Estuary receives special attention in those studies. After all, the results of OPTTEL-D focus on a further improvement of the empirical storm surge forecast system for the Tidal Elbe River.

The analyses are based on data from 152 storm surges between 1980 and today. A storm surge is defined as follows:

- the wind set-up in Cuxhaven exceeds 2.0 m during any time of the tide and/or
- the water level in Hamburg – St. Pauli is higher than + 4.0 m NN.

The data includes water levels of eleven gauges along the River Elbe and wind data of four wind recording stations.

<u>Gauges:</u>	<u>(Elbe Station - km):</u>	<u>Wind data:</u>
Cuxhaven	(724,0)	Scharhörn
Brunsbüttel	(696,5)	Neuwerk
Brokdorf	(684,2)	Cuxhaven
Glückstadt	(674,0)	Brunsbüttel
Grauerort	(660,6)	
Stadersand	(654,8)	
Schulau	(641,0)	
Hamburg - St. Pauli	(623,1)	
Bunthaus	(609,8)	
Zollenspieker	(598,2)	
Geesthacht (weir)	(585,9)	

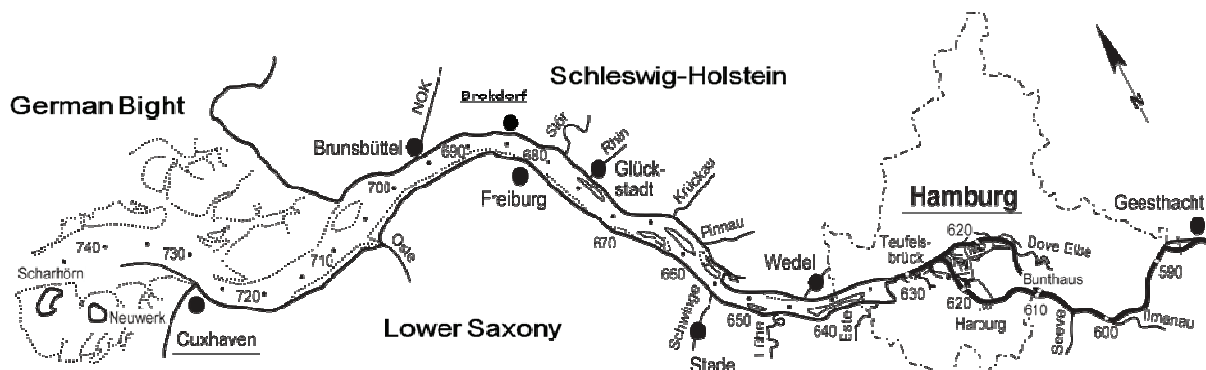


Figure 1: The Elbe Estuary (ARGE ELBE/FFG ELBE).

3 Results

The difference between an expected and an actually reached water level is defined as wind set-up (figure 2). The expected water level can be the astronomical or the mean tide. The BSH has been calculated the astronomical tide for a period from 1980 to 2008 for OPTEL. The mean tide has been calculated from the averaged water levels over five years.

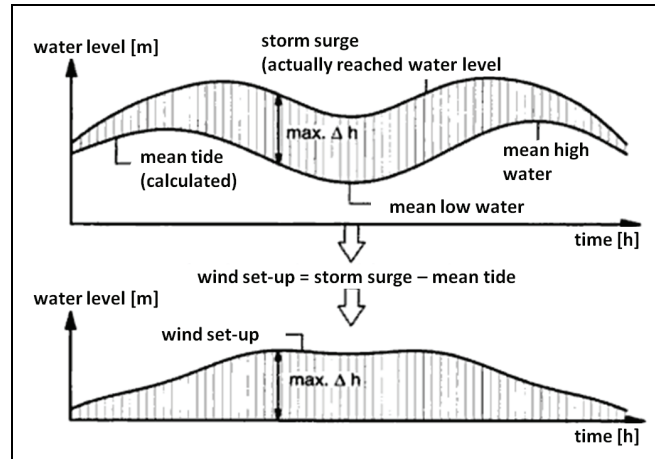


Figure 2: Definition of the wind set-up graph (Lecher, Zanke & Lühr 2001, translated).

The best approach to analyze the propagation of the storm surge through the estuary is to consider the wind set-up values at high water time in Cuxhaven and Hamburg-St. Pauli. Two other approaches to research the propagation had been tested also, but the results were not satisfying enough (Radegast et al. 2010).

Figure 3 shows the relation between wind set-up at high tide in Cuxhaven (x-Axis) and Hamburg (y-axis) for the 152 storm surges. It is apparent that some storm surges deviate more than 50 cm from the linear regression line (figure 3).

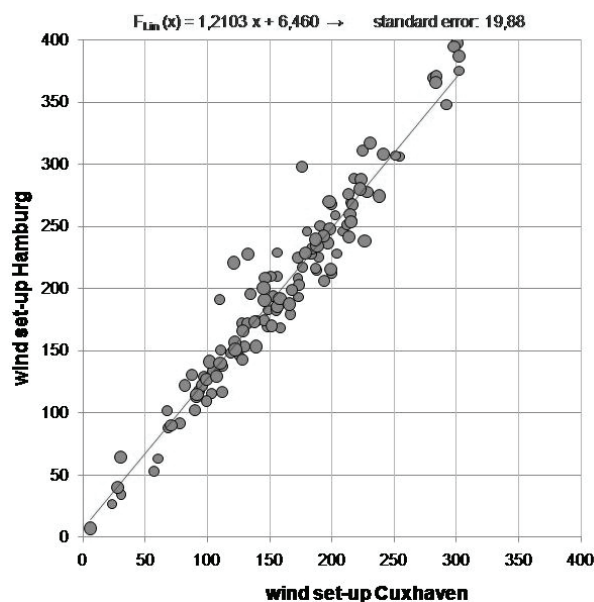


Figure 3: Scatter diagram for wind set-up between Cuxhaven and Hamburg.

In contrast, figure 4 shows the wind set-up-relation between Brokdorf and Hamburg. Brokdorf is located 30 km upstream of Cuxhaven in the inner estuary, where the funnel-shaped mouth narrows and

the river bed turns its direction by ca. 90 degrees. As figure 3 demonstrates, the progression of storm surges from Brokdorf to Hamburg along the inner estuary can be described as linear. According to this, effects causing increases of the wind set-up have to be located at the mouth of the estuary.

All those storm surges with a high deviation from the regression line (figure 3) were analyzed separately. It became clear that in most of the cases the local wind in Brunsbüttel has a high influence on the wind set-up.

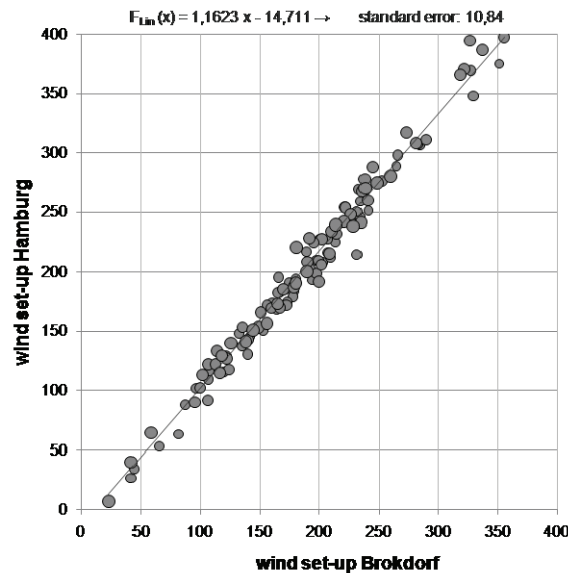


Figure 4: Scatter diagram for wind set-up between Brokdorf and Hamburg.

To find out which wind direction produces the highest wind set-up in the mouth of the estuary, an iteration method had been carried out. The wind data of the wind recording station Brunsbüttel, which is located between Cuxhaven and Brokdorf, had been used for this calculation. Furthermore the difference between the wind set-up in Cuxhaven and Brokdorf is part of the iteration.

$$\sum |\Delta Y - WV^2 \cdot \cos^2(WD - WD_0)|^2 = Min$$

- ΔY Δ wind set-up between Cuxhaven and Brokdorf
- WV wind velocity Brunsbüttel
- WD wind direction Brunsbüttel
- WD_0 wind direction that produces the highest wind set-up

The minimization of the mean square error (MMSE) of this equation leads to a wind direction of 260° (WD_0) that produces the highest wind set-up in the mouth of the Elbe estuary. In contrast, the most relevant wind direction in the inner German Bight is $280 - 285^\circ$.

Figure 5 shows the correlation between the projection of the wind and the increase of the wind set-up between Cuxhaven and Brokdorf. The wind data of Scharhörn (wind recording station in the German Bight) is represented by the red statistical series, the wind data of Brunsbüttel (wind recording station in the mouth of the estuary) by the blue one. A tolerance range of ± 20 cm is marked by the red lines.

One storm surge is highlighted. This specific event also stands out, because of the high deviation. With the wind data of Scharhörn (red) a deviation of ca. 60 cm from the regression line occurs, whereas, using the wind data of Brunsbüttel (blue), a remarkable shift into the tolerance range can be achieved. Compared to the red time series most of the blue data are inside the tolerance range. Accordingly the local wind in the mouth of the estuary has in many cases a great influence on the development of the storm surge level in the Elbe estuary.

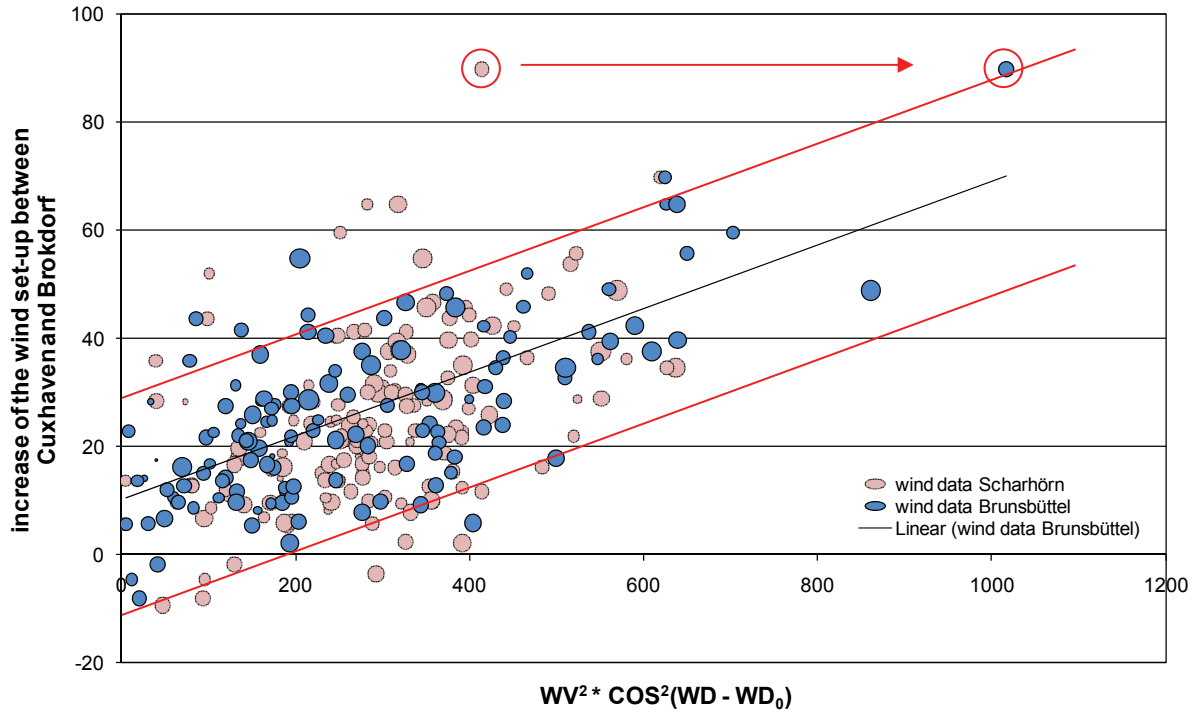


Figure 5: Influence of the local wind in the mouth of the estuary on the storm surge maxima.

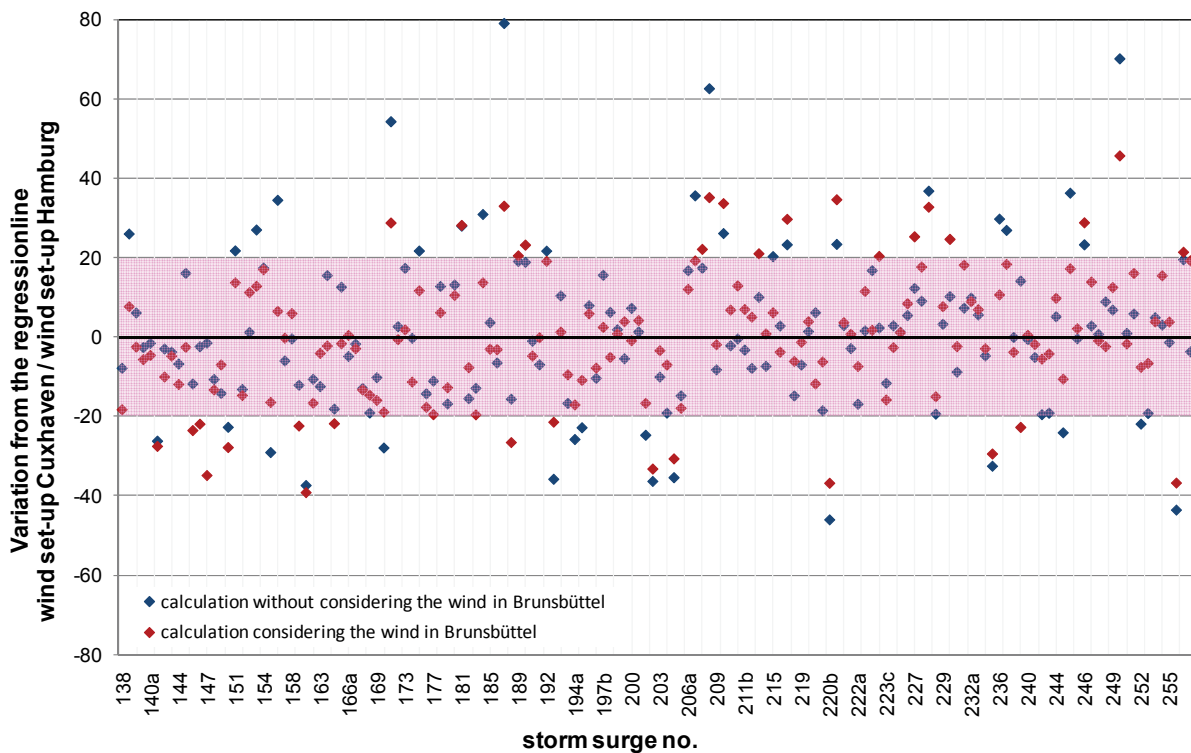


Figure 6: Comparison of wind set-up between Cuxhaven and Hamburg with and without consideration of the local wind over the mouth.

The significant influence of the local wind effects in the mouth of the estuary can be verified using a multiple regression. Its components describe the propagation of the wind set-up of storm surges from Cuxhaven to Hamburg.

$$\begin{aligned} \text{wind set-up Hamburg} &= 1,158 \cdot \text{wind set-up Cuxhaven} \\ &+ 0,010 \cdot f(Q) \\ &+ 0,061 \cdot (WV^2 \cdot \cos^2 (WD - 260^\circ)) \end{aligned}$$

Q fresh water discharge
 WV wind velocity Brunsbüttel
 WD wind direction Brunsbüttel

With this regression formula a significant improvement of the correlation between the wind set-up in Cuxhaven and Hamburg can be received. The calculation of wind set-up propagation from Cuxhaven to Hamburg can be improved by up to 45 cm, just by consideration of the local wind (figure 6).

Figure 5 shows the change for every storm surge calculation by applying the modified regression formula. Thus, the possibility of remarkable improvements of high water forecasts for Hamburg by considering the local wind over the outer Elbe Estuary is evident. On the other hand it is important to note, that the time period between high water in the mouth of the estuary and high water in Hamburg is only about 3½ hours in average. For appropriate high-water protection measures in Hamburg this period is rather short. So a further improvement of local wind forecasts not only for the German Bight, but particularly for the Elbe River itself is highly essential.

Besides the local wind there are still other factors that have a further influence on the development increasing of wind set-up in the Elbe estuary, for example the estuary's filling level and the gradient of the mean water level. In addition, not only the height but also the form of the incoming surge is of great importance for its propagation upstream.

Although further analyses revealed certain relationships between some of these factors and the propagation of the surge in the estuary, these processes are hard to quantify and to describe empirically. Nevertheless, also these studies lead to a further knowledge of the development of storm floods in tidal rivers and thus to improve the local forecast systems.

References

- ARGE ELBE / FFG ELBE (2007): Sauerstoffgehalte der Tideelbe - Entwicklung der kritischen Sauerstoffgehalte im Jahr 2007 und in den Vorjahren, Erörterung möglicher Ursachen und Handlungsoptionen. Sachstandsbericht der Wassergütestelle Elbe nach der Abstimmung in der Arbeitsgruppe "Oberflächengewässer" in der Flussgebietsgemeinschaft Elbe. 12 p.
- Bremer, J.-A. (2008): Entwicklung der Sturmfluten entlang der Tideelbe von Cuxhaven bis Hamburg-St. Pauli. Diplomarbeit am Fachbereich Geographie. Philipps-Universität Marburg. 211 p.
- Lecher, K., U. Zanke & H.P. Lühr (2001): Taschenbuch der Wasserwirtschaft. Berlin/Wien, 1202 p.
- Radegast, C., T. Strotmann & U. Ferk (2010): Studies on Development of Wind Set-Up in the River Elbe. In: Coastline Reports (16): 63-70.
- Siefert, W. & K. Havnø (1989): Sturmflutuntersuchungen für die Elbe mit den mathematisch-hydraulischen Modellen des Dänischen Hydraulischen Instituts. In: Hamburger Küstenforschung. Freie und Hansestadt Hamburg, Behörde für Wirtschaft, Verkehr und Landwirtschaft. Strom- und Hafengebäude (46): 82 p.
- Siefert, W. & H. Christiansen (1983): Entwicklung und Stand der Sturmflutvorhersagen des Hamburger Sturmflutwarndienstes. In: Hamburger Küstenforschung, Freie und Hansestadt Hamburg, Behörde für Wirtschaft, Verkehr und Landwirtschaft. Strom- und Hafengebäude (42): 41-110.
- Siefert, W. (1994): Das Sturmflutgeschehen in der Tideelbe und der Einfluss von Fahrrinnenvertiefungen. In: HANSA – Schifffahrt – Schiffbau – Hafen (131): 214-219.

Address

Caroline Radegast
Hamburg Port Authority
Neuer Wandrahm 4
20457 Hamburg, Germany

caroline.radegast@hpa.hamburg.de



Geologische Untersuchungen im Bereich der ehemaligen Oberahnschen Felder (östlicher Jadebusen)

Michael Ruland & Wolfram Wartenberg

Institut für Chemie und Biologie des Meeres (ICBM-Terramare), AG Geoökologie, Wilhelmshaven

Abstract

The “Oberahnschen Felder” were former marsh islands within the northeastern part of the Jade Bay, southern North Sea, Germany. Their destruction due to tidal erosion was completed at the latest in the middle of the last century. Cartographically they are not listed anymore from the year 1952 onwards.

Based on the question whether there still are geologically detectable remains of the former marsh islands a core with a total length of 6 m was sunk in this area at low tide using a double pipe drilling method. The core was analysed using optical-haptic as well as sedimentological and diatomological methods and interpreted in terms of lithology and genesis. The probe did not penetrate the base of the Holocene coastal sequence. The core’s chronostratigraphic framework so far remains unclear due to a lack of material to be dated by the radiocarbon method. Optically stimulated luminescence was not undertaken.

The tidal sediments gained predominately identify sandy flat deposits to silt-dominated mixed flats. In the upper part of the core, at 0.83 to 2.49 m beneath top ground surface, the silty strata may be interpreted as representing brackish water deposits showing vertical *Phragmites*-rootlets. This sequence is understood to match the brackish facies described by Schütte for his sedimentological profiles of the former marsh islands during 1927 and 1937. Up to a depth of 4 m, the underlying strata image a palaeoenvironment being in close vicinity to shoreline erosion areas, with layers of sediments being strongly enriched by reworked finest peat. However, the former marshlands cannot be proven geologically in this core. Diatom analyses were carried out at 2.20 to 3.90 m within brackish and marine deposits, which are partly humiferous. Within this sequence, marine diatom species are dominant. Poor preservation and large amounts of destroyed and reworked diatom frustules point to transport and high energy hydrodynamic processes. The determination of small, strongly silicified and therefore relatively stable autochthonous species mimic a palaeoenvironment that is characterized by sandy tidal flats in the vicinity of the core.

1 Einleitung

Der Schwerpunkt der vorliegenden Arbeit liegt auf der Untersuchung der geologisch-historischen Entwicklung der Oberahnschen Felder. Die Arbeit ist der Auszug einer Bachelorarbeit mit dem Titel „Geologische, sedimentologische und diatomologische Untersuchungen an einem Bohrkern im Bereich der Oberahnschen Felder (östl. Jadebusen)“, die im Bachelorstudiengang Umweltwissenschaften der Universität Oldenburg erarbeitet und im Januar 2011 vorgelegt wurde (Ruland 2011). Die durchgeführten Untersuchungen waren weiterhin Teil der Arbeiten in einem fächer- und institutsübergreifend durchgeführten Jadebusenprojekt (<http://www.icbm.de/geoökologie/jadebusenprojekt>).

Die Oberahnschen Felder sind ehemalige Marscheninseln im Nordosten des Jadebusen und waren schon früh wissenschaftliches Untersuchungsobjekt. So untersuchte Lüders (1937) die Entwicklung dieser Inseln und stellte ab 1850 einen raschen und stetigen Erosionsprozess fest. An den Abbruchkanten finden die Küstengeologen dieser Zeit einen über 2 m hohen Aufschluss des Küstenholozäns. Schütte (1927, 1939) wies auf den Oberahnschen Feldern Siedlungsspuren nach und

wertete diese nach ausführlichen Profilbeschreibungen anhand zusätzlicher Bohrungen als entscheidende Nachweise für seine damals revolutionäre „Küstensenkungstheorie“.

2 Zielsetzung und Rahmenbedingungen

Die Untersuchungen gehen der Frage nach, ob noch Reste der ehemaligen Oberahnschen Felder geologisch nachzuweisen sind. Anhand einer neu abgeteuften Bohrung in diesem Bereich (s. Bohrung PR 432 auf Abb. 1) wird in der vorliegenden Arbeit die holozän-geologische Situation mit sedimentologischen, makrorestanalytischen, palynologischen und diatomologischen Methoden in Bezug auf das Paläolandschaftsbild hin untersucht. Zudem sollen die zu erwartenden eingeschalteten holozänen Torfe für diesen Bereich meeresspiegelrelevante Daten liefern, wie sie von Bungenstock & Weerts (2009) hochauflösend u.a. für den Küstensaum des Jadebusen bearbeitet wurden.

Nach Ergebnissen von Lotungen sind die ehemaligen Marscheninseln auf historischen Karten ab 1952 nicht mehr verzeichnet (Staatsarchiv Oldenburg, Rep. 675 BRA Nr. 35). Mit der Bohrung sollen außerdem der Aufbau und die Genese der holozänen Sedimente beschrieben werden, denn diesbezüglich ist insbesondere der östliche Jadebusenbereich noch relativ wenig erforscht.

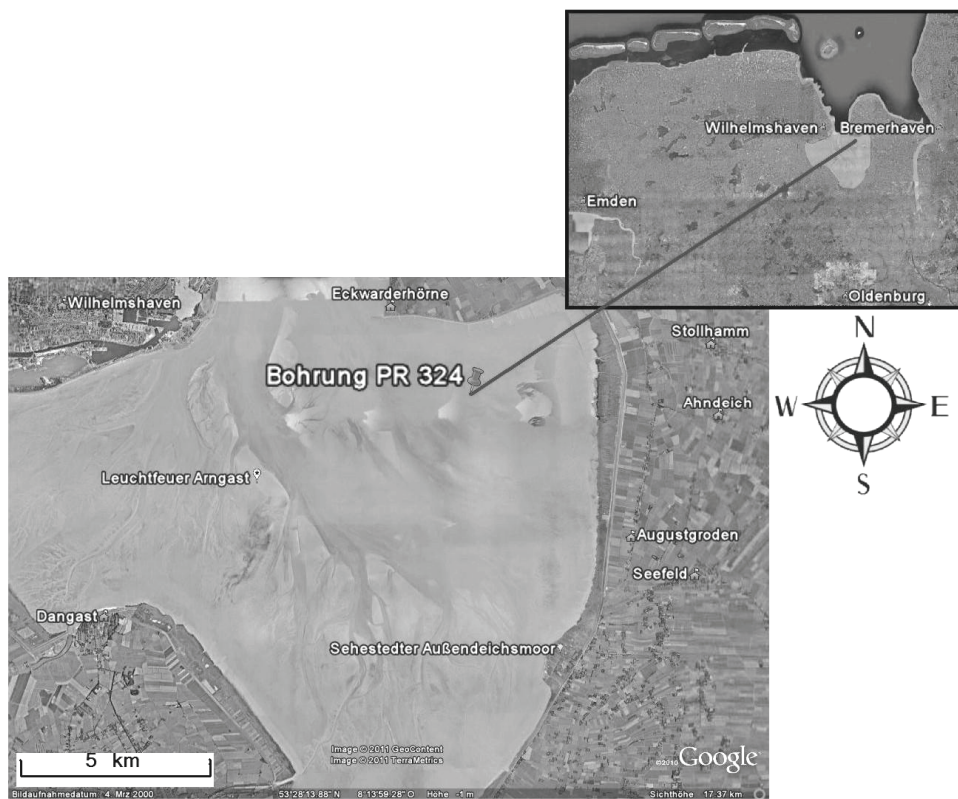


Abb. 1: Geographische Einordnung der Bohrung (Luftaufnahme: Google Earth).

3 Untersuchungsgebiet und Methoden

Entwicklung der Oberahnschen Felder anhand historischer Karten

Mit der Zweiten Marcellusflut von 1362, welche als das entscheidende Ereignis zum Einbruch des Jadebusen zu werten ist (Behre 1999, Streif 1990), entstanden die späteren Oberahnschen Felder durch Abtrennung vom nördlich gelegenen Butjadingen. Sie liegen östlich gegenüber der heutigen Stadt Wilhelmshaven und 2 km südlich von Eckwarderhörne und wurden ehemals auch landwirtschaftlich genutzt (Schütte 1939). Im Norden werden sie durch die Rinne der Ahne von Butjadingen getrennt. Westlich liegt die Feldbalje, sozusagen eine kleinere Zweigrinne der Innenjade,

welche den Jappensand östlich umschließt, während die Innenjade diesen westlich umfährt, um dann südlich wieder mit ihr zusammenzukommen. In der Karte von Lecoq 1805 – 1814 (Abb. 2) ist der Jappensand nicht eingezeichnet, wogegen er gut 100 Jahre später bei Schütte (1939) in einer Karte eingetragen ist und die Feldbalje von Lüders (1937) auch namentlich genannt wird.

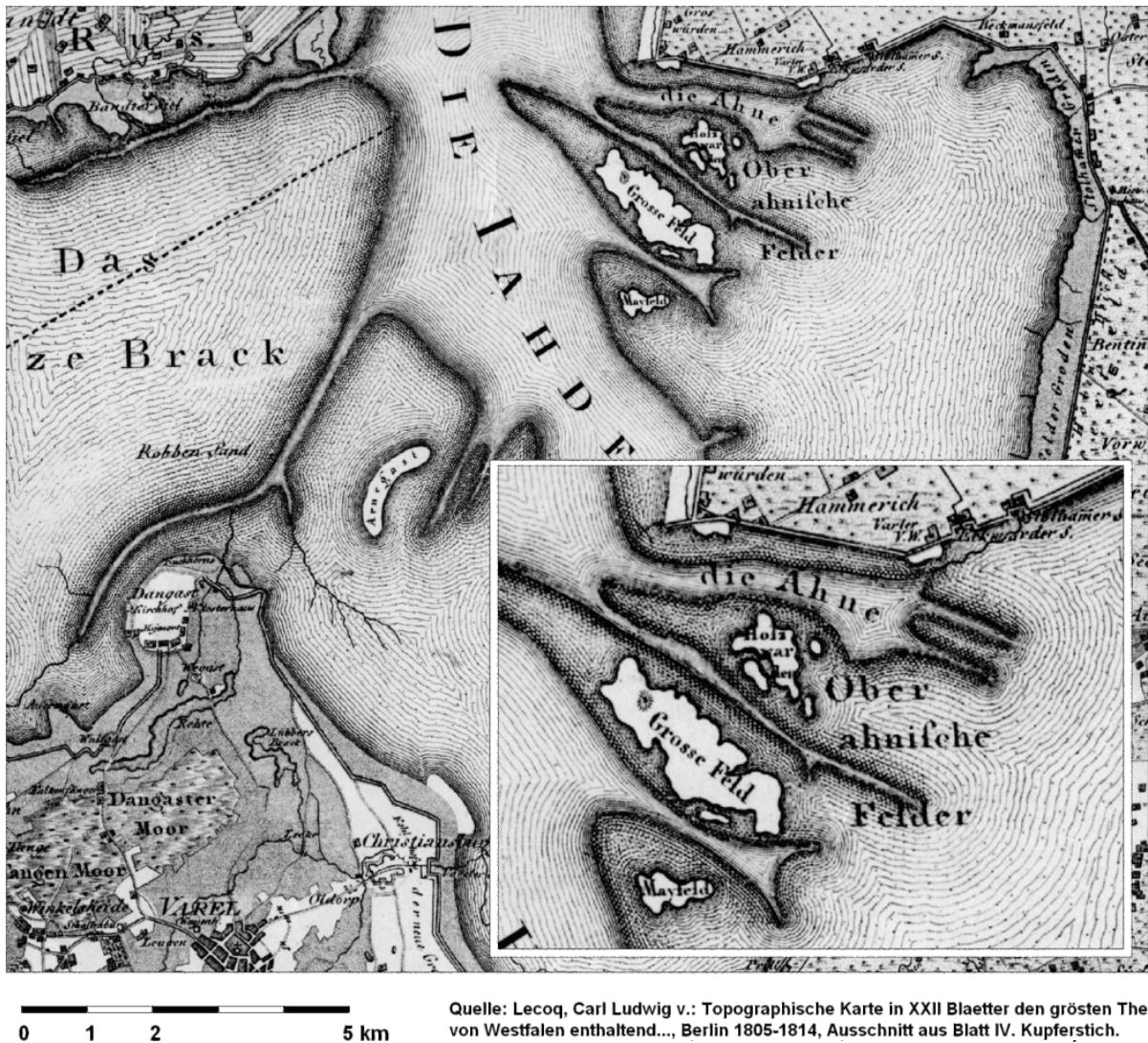


Abb. 2: Topographische Karte des Jadebusens mit Ausschnitt der Oberahnschen Felder (Lecoq 1805-1814, Ausschnitt aus Blatt IV. Kupferstich. Berlin).

Ob die ab 1835 von der Oldenburgischen Landesvermessung genauer kartierten Inseln vormals als Ganzes bestanden haben oder bereits bei ihrer Abtrennung von Butjadingen aufgeteilt wurden, kann anhand des vorliegenden Kartenmaterials nicht mehr nachvollzogen werden. So zeigt eine Karte von 1599 zwei Inseln, „dagegen [...] eine Karte von 1612 wiederum nur eine große Insel mit 5 Warfstellen (nach Tenge)“ (Lüders 1937:8, s. Abb. 3).

Anhand von Karten aus den Jahren 1645 (Lüders 1937, Abb. 3) und 1646 (Tenge 1912, Abb. 4) lassen sich insgesamt neun Inseln abgrenzen. Durch ihre Lage südlich von Butjadingen und damit im Strömungsschatten der einschwingenden Tiden von Norden sind die Oberahnschen Felder von stärkeren Strömungen weitgehend geschützt und können sich über mehrere Jahrhunderte halten. Dennoch ist ein stetiger Landverlust durch Erosion festzustellen.

Lüders (1937) dokumentiert den Grünlandverlust von 1850 bis 1901, als zunächst noch zwei Inseln, das „Große Feld“ und das „Kleine Feld“, vorhanden sind und ab 1901 nur noch das „Große Feld“ besteht (Tab. 1). Bei dem „Kleinen Feld“ handelt es sich um einen ehemaligen Teil des „Großen Feld“, der Anfang des 19. Jahrhunderts abgetrennt wird (Abb. 5).

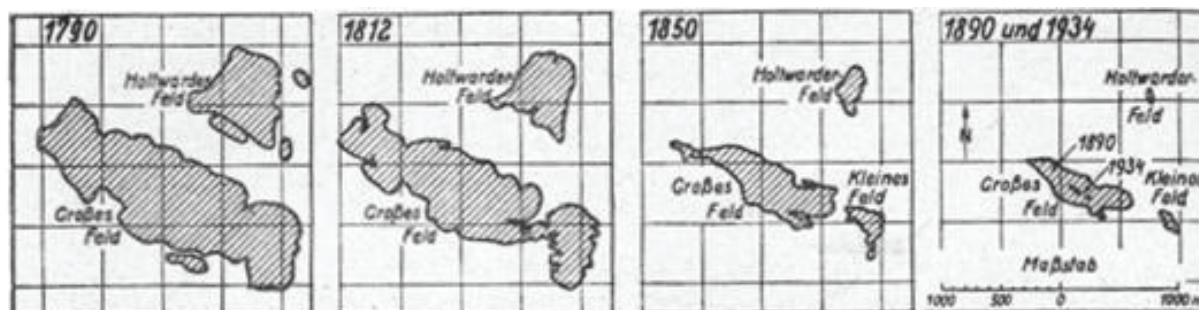


Abb. 5: Degeneration der Inseln „Großes Feld“ und „Holtwarder Feld“ von 1790 bis 1934 (Lüders 1937).

Tab. 1: Grünlandabnahme auf den Oberahnschen Feldern (verändert nach Lüders 1937).

Jahr	Größe des Grünlandes	Abnahme pro Jahr in der Zeitspanne zwischen der jeweiligen Vermessung
1850	39,5 ha	rd. 0,6 ha
1872	26,87 ha	rd. 0,6 ha
1883	20,26 ha	rd. 0,5 ha
1890	16,17 ha	rd. 0,5 ha
1901	10,93 ha	rd. 0,4 ha
1911	7,16 ha	rd. 0,3 ha
1925	2,96 ha	rd. 0,2 ha
1934	0,80 ha	rd. 0,2 ha

Rechnet man mit den Angaben zur Größenabnahme auf der Karte von November 1883 (Abb. 6), ergeben sich für den Zeitraum von 1855 bis 1872 jährliche Abnahmen von rund 0,4 ha pro Jahr und für den Zeitraum von 1872 bis 1883 rund 1,2 ha (!) pro Jahr. Nach weiteren Berechnungen weist Lüders (1937: 19) auf die große Bedeutung „der Zerstörung des ‚Oberahnschen Feldes‘ für die Schlickablagerung im Jadebusen“ hin und kommt zu dem Schluss, dass der größte Teil an abgelagerten Schlickmassen aus solchen Abbruchgebieten kommt und damit „der Neulandgewinnung von Natur aus insofern Grenzen gesetzt sind, als [...] dass [...] der Schlick nicht in unbeschränkter Menge zur Verfügung steht“.

Durch Vergleich zweier Karten aus dem Jahr 1645 und von 1812 kann Lüders (1937) weiterhin feststellen, dass die Lage der Inseln von den Zeichnern nach 1645 nicht mehr richtig übertragen wird und dadurch die Bezeichnung „Großes Feld“ von 1645 später auf nördliche Inselüberreste übergeht.

Nach der Profilbeschreibung des „Großen Feldes“ von Schütte (1927 zit. in Sindowski 1979) besitzt dieses eine Höhe von +2,1 m NN. Es können von ihm auf zwei Niveaus Pflugspuren festgestellt werden. Die oberen Spuren sind in den Klei eingeschnitten, die tiefer liegende befindet sich in Schilftorf mit Holzresten und schilfdurchwurzeltem Klei, wo er auch Spatenstiche erkennen kann. Hier ist die Anmerkung von Sindowski (1979) möglicherweise zutreffend, dass es sich dabei auch um Spuren von Torfstichen handeln könnte.

Laut Sindowski (1979) gibt es 1613 noch ein Oberahnsches Kirchspiel und zwei der neun Inseln tragen eine Wurt (Abb. 3). Eine davon ist das Wurdorf Holtwarden auf dem Holtwarder Feld, „das spätestens 1634 (Zweite Manndränke) zerstört sein muss“ (Sindowski 1979: 37). Die Insel mit diesem Namen bleibt jedoch noch etwas länger bestehen (Abb. 5). Die andere Wurt liegt am östlichen Rand des Saphauser Feldes.

Schütte (1939) beginnt seine Untersuchungen in diesem Gebiet ab 1904 und stellt im Jahre 1937 fest, dass „nur noch ein ganz winziger Rest als Grünland“ vom „Großen Feld“ vorhanden ist.

Bereits zwölf Jahre später auf einer Karte von 1952 (Staatsarchiv Oldenburg, Rep. 675 BRA Nr. 35) steht vermerkt: „Das Oberahnsche Feld ist nicht mehr vorhanden“.

Methoden

Der Bohrkern wurde mithilfe einer Doppelrohr-Rammkernsondierung in durchsichtigen Polyethylen-Linern bei Niedrigwasser gewonnen. Die Bohrlokation (Abb. 1) wurde mit einem dazu ausgerüsteten Bohrboot angefahren. Mit dem verwendeten Bohrgerät konnten an diesem Standort 6 m Bohrung in 3 Stunden abgeteuft werden. Die Holozänbasis wurde nicht erreicht, da aufgrund der tideabhängigen Bohrzeiten dem Vorhaben zeitlich Grenzen gesetzt waren.

Im Labor wurde der Bohrkern optisch-haptisch nach Längsanschnitt beschrieben und interpretiert. Entnommene Proben wurden anschließend einer Korngrößenmessung (Fritsch Analysette 22) sowie einer Glühverlustbestimmung (Muffelofen, 5 h bei 525 °C) unterzogen. Für pollenanalytische und diatomologische Untersuchungen wurden ausgewählte Proben nach Erdtman (1954) bzw. nach Schrader (1975) aufbereitet. Für eine qualitative Makrorestanalyse standen überwiegend die Siebrückstände von der Pollenaufbereitung zur Verfügung. Die Präparation zur Pollenanalyse fand mit Glycerin statt; zur Diatomeenanalyse wurden Naphrax-Harz-Dauerpräparate hergestellt. Für die Diatomeenbestimmung stand die Bestimmungsliteratur von Hartley et al. (1996), Lange-Bertalot (2000) und Snoeijs (1993-1998) zur Verfügung. Zur ökologischen Interpretation dienten die Klassifikationen in Denys (1991) nach van der Werff (1957–1974; Salinität), Simonsen (1962; Salinitätstoleranz) und Denys (1991; Lebensformen, Erhaltungspotential) sowie die Einteilung in ökologische Diatomeen-Gruppen nach Vos & de Wolf (1988 a, 1988b).

4 Ergebnisse

Geologisch-sedimentologische Ergebnisse

Die Sedimente des gesamten erbohrten 6 m Kerns sind stratigraphisch dem Quartär Holozän (qh) zuzuordnen. Es handelt sich um teilweise brackische, vorwiegend aber marine bzw. marin beeinflusste und aufgearbeitete Sedimente. Die brackische Fazies nimmt dabei etwa ein Drittel der Bohrstrecke ein. Rein terrestrische Ablagerungen wie Torfe oder Mudden waren nicht vorhanden (Abb. 7).

Die hier als brackisch angesprochenen Sedimente zeichnen sich durch die senkrechte Durchwurzelung von *Phragmites* und einen insgesamt weichen, siltig-tonigen Charakter mit schwankendem Feinsandanteil aus. Die Brackwassersedimente befinden sich im Bohrkern mit kleinen

Unterbrechungen zwischen 0,83-2,49 m u. GOK (s. Abb. 7). Dieser Teufenabschnitt entspricht Schüttes sedimentologischer Aufnahme.

Die marinen Sedimente lassen sich in zwei Haupttypen einteilen (Abb. 7). Einmal in eine Brackwasserfazies mit schluffig-feinsandiger bis feinsandig-schluffiger Ausprägung, meist geschichtet mit unterschiedlich starken Feinsandlagen, seltener bioturbat ohne erkennbare Schichtung und insgesamt mit wenig pflanzlichen, humosen Einschlüssen, zum anderen in stark humoser Ausprägung mit einer meist sehr feinen Schichtung von stark zerriebenem pflanzlichem Material im Wechsel mit Feinsand und sandigem Schluff (z.B. „first humiferous strata“ in Abb. 7 bzw. weitere humose Lagen bei 3,25-3,37 m und 3,60-4,00 m – ins Liegende hin abnehmend humos – sowie 4,51-4,58 m mit sekundärer Verformung).

Im Feinsandanteil ist häufig mehr oder weniger deutlich Hellglimmer zu erkennen. Echinodermis-Stacheln konnten ebenfalls an einigen Stellen festgestellt werden, seltener dagegen, eher in schluffigeren Bereichen, die millimeterkleinen Gehäuse von Wattschnecken (*Hydrobia spec.*).

Glühverlustbestimmungen bestätigten hohe organische Anteile (LOI bis zu 13 Gew.-%) in den als humos angesprochenen Faziesbereichen. Im Durchschnitt unterscheiden sich diese Sedimente jedoch beim Glühverlust (LOI) nicht von den brackischen Ablagerungen.

Palynologische, makrorestanalytische und diatomologische Ergebnisse

Diatomologisch wurde der Übergang von den durch *Phragmites*-Durchwurzelung geprägten, schluffig-sandigen Sedimenten zu meist feingeschichteten, teils humos angereicherten sandig-schluffigen Ablagerungen untersucht (2,20-3,90 m u. GOK). Neben einem hohen Bruchanteil von durchschnittlich dem Vierfachen der ausgezählten ganzen bestimmten Valven (TDV = Total dissolved valves) wurden überwiegend marine Arten bestimmt. Das Erhaltungspotential ist bei den vorherrschenden Arten moderat und teilweise hoch. Bei der Zusammenfassung der bestimmten Arten in ökologische Diatomeen-Gruppen nach Vos & de Wolf (1988a, 1988b) ist die *Achnanthes delicatula*-Gruppe (benthische Arten des Inter- bis Subtidals) mit den meisten Arten repräsentiert. Anderen benthischen Gruppen können ebenfalls einige der gefundenen Arten zugeordnet werden. Mit den höchsten Abundanzen aber einer geringeren Artenvielfalt sind marine Gruppen des Subtidals vertreten (*Melosira sulcata*-, *Rhaphoneis amphiceros*- und *Cymatosira belgica*-Gruppe).

Um für ehemalige Marschenablagerungen, die im Bereich der stärker humosen Ablagerungen abgesetzt sein könnten, einen Beweis zu liefern, wurden Proben pollenanalytisch mit dem Ziel untersucht, typische Pollenkörner einer Salzwiesenvegetation, wie z. B. *Gramineae* oder *Chenopodiaceae* nachzuweisen. Beim Durchmustern der Proben zeigten sich jedoch nur sehr vereinzelte und eindeutig allochthone Pollenkörner (*Pinus spec.*, *Tilia spec.*, *Alnus spec.*, *Betula spec.*). Damit konnte keine quantitative Auszählung durchgeführt werden. Durch das Fehlen der oben genannten typischen Pollenkörner, wie sie in Salzwiesenablagerungen zu finden sind, liegt der Verdacht nahe, dass es sich um rein marine, mit humosem Detritus angereicherte Sedimente handelt und nicht etwa um Grodenaufwuchs- oder gar Bodenbildungshorizonte.

Unter der Stereolupe qualitativ erfasste Makroreste bestätigten oben genannten Verdacht. Es wurden hierbei *Sphagnum*-Blätter, Epidermis- und Radizellen sowie Holzkohle in sehr fein zerriebener Form festgestellt. Somit stellen sich die humosen Horizonte im Bohrkern eindeutig als mit feinem Torfdetritus angereicherte Abschnitte dar.

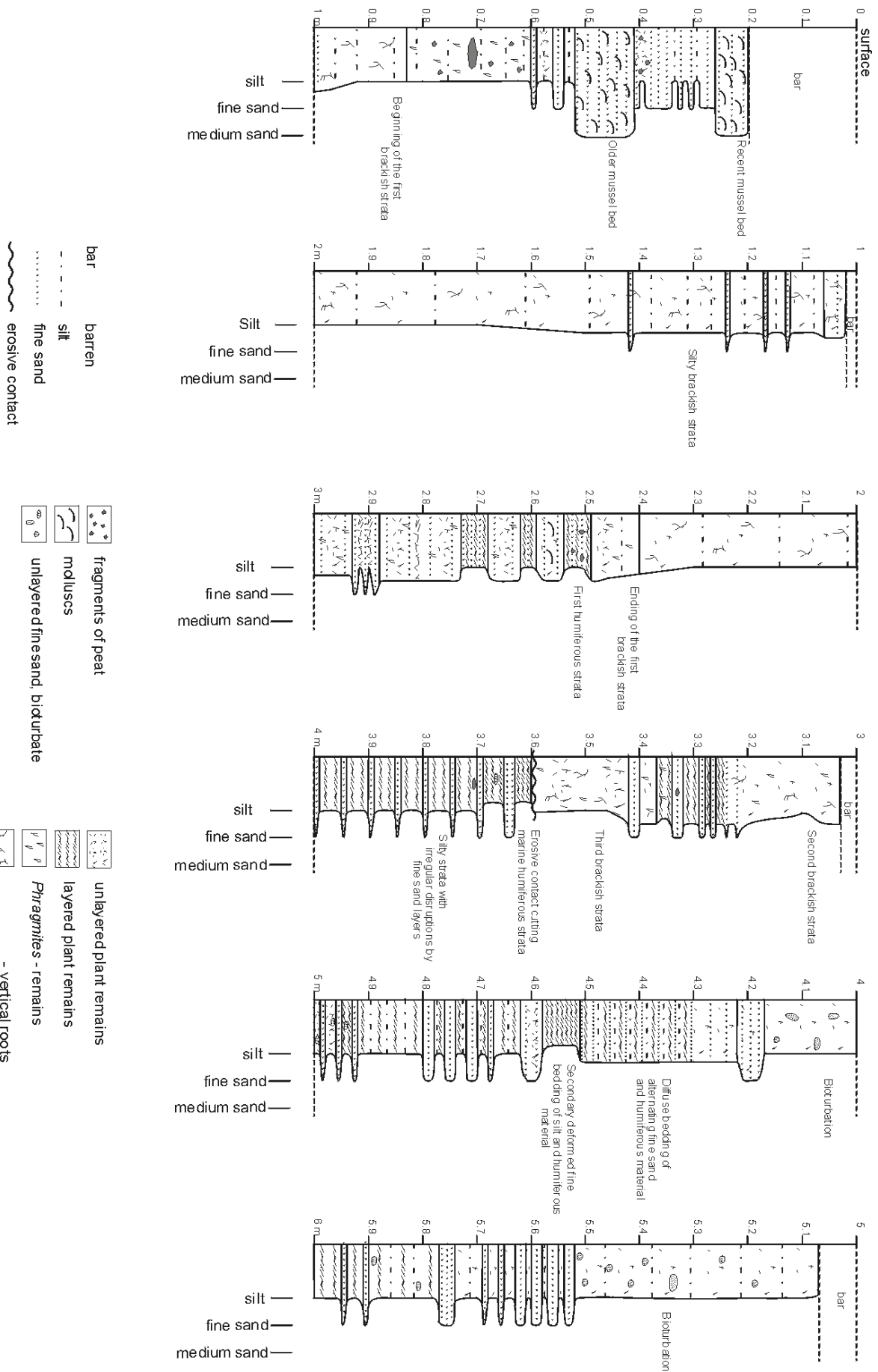


Abb. 7: Kernzeichnung (erstellt mit Corel Draw).

5 Diskussion und Schlussfolgerung

Auf der Suche nach Überresten der ehemaligen Oberahnschen Felder wurde bereits beim Anfahren der Bohrlokation festgestellt, dass diese an der Oberfläche nicht mehr erkennbar sind. Kleibrocken oder morphologische Auffälligkeiten, die auf ehemalige Marscheninseln hindeuten, waren nicht mehr zu sehen. Vielmehr hat sich direkt im Osten an die Bohrlokation anschließend eine Rinne gebildet, wodurch es nicht möglich war, am ursprünglich geplanten Punkt die Bohrung abzuteufen. Dies zeigt, wie umfassend sich in den letzten Jahrzehnten die Morphologie in diesem Gebiet verändert hat.

Im Bohrkernanschnitt sichtbare, stark humose Horizonte (insbesondere zwischen 2,49-2,73 m u. GOK und unterhalb von 3,60 m u. GOK, Abb. 7) könnten optisch leicht als Bodenbildungshorizonte interpretiert werden. Spätestens nach der Makrorestanalyse stellten diese sich aber eindeutig als mit feinem Torfdetritus angereicherte, marine Wattensedimente dar.

Nach der Gliederung der holozänen *Klastischen Sequenz (qhK)* von Uffenorde (1982) lassen sich die erbohrten Sedimente lithologisch zwei Teilsequenzen zuordnen:

Den *Küstennahen Stillwasser-Ablagerungen (qhK1)* entspricht die durch dunkle Schluffe und Schilfdurchwurzelungshorizonte als Brackwassersedimente angesprochene Fazies weitgehend.

Die übrigen, durchweg vollständig marinen Sedimente mit hohen Kalkgehalten, Wechselschichtung von grauen Schluffen und helleren Feinsanden, Lagen von Torfdetritus sowie bioturbaten Horizonten lassen sich den *Küstennahen Bewegtwasser-Ablagerungen (qhK2)* zuordnen.

Der Wechsel innerhalb des Bohrkerns vom Liegenden ins Hangende, von der Bewegtwasserfazies über die Still- bzw. Geringbewegtwasserfazies zu erneuten Bewegtwasser-Ablagerungen bis zur Geländeoberfläche, weist auf eine zwischenzeitliche Situation mit geschützten, nicht vollmarin beeinflussten Verhältnissen hin. Eine solche Situation kann sich z.B. in Lagunen oder aber in Buchten einstellen, wie der Jadebusen eine repräsentiert.

Der als Erosionskontakt angesprochene scharfe Wechsel von schluffig-sandiger Feinschichtung mit hohem Torfdetritusanteil zum ersten Abschnitt brackisch-lagunärer Sedimente (Abb. 7), kann nach der Körnung nicht als Wechsel der Sedimentationsenergie interpretiert werden. Wie das plötzliche Fehlen dieses hohen organischen Eintrags zeigt, muss sich vielmehr die Situation im Herkunftsgebiet dieser Sedimente verändert haben, z.B. könnte die Erosion von Torfmaterial im Liefergebiet abgeschlossen gewesen sein. Andererseits könnten sich auch die Strömungsbedingungen in der Weise verändert haben, dass die Transportenergie zwar ähnlich geblieben ist, aber nun suspendiertes Material anderer geographischer Herkunft abgelagert wurde.

Das Tidesystem ist im Jadebusen generell sehr dynamisch, so dass bereits mit einem Tidezyklus relativ große Sedimentfrachten abgelagert bzw. erodiert, aufgenommen und verfrachtet werden können, ohne dass es sich dabei unbedingt um ein besonders starkes Sturmflutereignis handeln müsste.

Das Profil der ehemaligen Oberahnschen Felder war nach den Beschreibungen von Schütte (1927, 1939) „unterhalb des über 2 m starken Kleikörpers bei +0,3 m bis -0,45 m NN durch einen Horizont mit Schilftorf und Holzresten und einen im Liegenden von Schilf durchwurzeltem Klei bis zum Niveau von -1,15 m NN charakterisiert. Die schilftorfbildenden Pflanzenteile, wie z.B. Schilfrhizome stehen also bis 1,45 m darüber und feinere Wurzeln reichen senkrecht soweit herab. Darunter steht bis -2,15 m NN sandiger Klei mit *Scrobicularien* in Lebendstellung an“ (Schütte 1927).

Bei der obersten Brackwasserfazies (0,83-2,49 m u. GOK, Abb. 7) des untersuchten Bohrkerns wird es sich mit hoher Wahrscheinlichkeit um diesen von Schütte (1927, 1939) beschriebenen, durchwurzelten Klei handeln. Der ehemals vorhandene Schilftorf im Hangenden wurde demnach durch Gezeitenerosion abgetragen und durch schluffige bis sandige Sedimente ersetzt. Die süß- bzw. brackwasser-beeinflussten Schilftorfe hinterließen eine senkrecht angeordnete *Phragmites*-Durchwurzelung und deuten im Vergleich zu heute im Groben zumindest lokal auf eine vormals niedrigere MThw-Linie.

Diatomologisch bestätigt sich die Ablagerung des untersuchten Abschnittes im überwiegend marinen inter- bis subtidalen, sandigen Milieu. Bei den nachgewiesenen Arten bzw. Gruppen des Supralitorals kann die allochthone Herkunft nicht ausgeschlossen werden, zumal der hohe Bruchanteil auf hohe Strömungsdynamik und damit hohe Sedimentumlagerungsraten schließen lässt. Hinweise auf paläoökologische Bedingungen für den Aufwuchs einer Salzwiese sind damit nicht zu finden.

Abschließend und zusammenfassend lässt sich im Ergebnis dieser Untersuchungen feststellen:

- Die Oberahnschen Felder sind anhand der abgeteuften Bohrung geologisch nicht mehr nachzuweisen. Von *Phragmites* durchwurzelter Klei, im Liegenden einer rezenten Muschel- bzw. Austernbank sowie einer älteren Muschelbank, lässt sich als Hinweis auf eine supralitorale Lage der ehemaligen Oberfläche deuten, deren Ablagerungen (Schilftorf) durch marine Erosion abgetragen worden sind.
- Im Einflussbereich der ehemaligen Inseln hat sich eine Rinne gebildet, so dass davon ausgegangen werden muss, dass auch an anderer Position die Suche nach Resten der Oberahnschen Felder erfolglos bleibt.
- Methodisch war die Pollenanalyse für die als allochthon angesprochenen Torfe nicht anwendbar.
- Die Diatomeenanalyse ergänzt die Erkenntnisse aus der Makrorestanalyse und zeigt hohen tidalen Einfluss für den untersuchten Abschnitt unterhalb des oben beschriebenen durchwurzelt Kleis an.

Literatur

- Behre, K.-E. (1999): Die Veränderungen der niedersächsischen Küstenlinien in den letzten 3000 Jahren und ihre Ursachen. In: Probleme der Küstenforschung im südlichen Nordseegebiet (26): 9–33.
- Bungenstock, F. & H.J.T. Weerts (2009): The high-resolution Holocene sea-level curve for Northwest Germany: global signals, local effects or data-artefacts? In: International Journal of Earth Sciences (99): 1687–1706.
- Denys, L. (1991): A check-list of the diatoms in the holocene deposits of the western Belgian coastal plain with a survey of their apparent ecological requirements. Professional Paper, Service Geologique de Belgique 246, Berchem, Belgium.
- Erdtman, G. (1954): An introduction to pollen analysis. Stockholm.
- Hartley, B.B., H.G. Barber & J.R. Carter (1996): An Atlas of British Diatoms. Bristol.
- Lange-Bertalot, H. (2000): Iconographia Diatomologica. Gantner Verlag, Ruggell.
- Lüders, K. (1937): Die Zerstörung der Oberahnschen Felder im Jadebusen. In: Abhandlungen des Naturwissenschaftlichen Vereins Bremen 30: 5–20.
- Ruland, M. (2011): Geologische, sedimentologische und diatomologische Untersuchungen an einem Bohrkern im Bereich der Oberahnschen Felder (östl. Jadebusen). Unveröff. Bachelorarbeit, Carl von Ossietzky Universität Oldenburg.
- Schrader, H.J. (1973): Proposal for a standardized method of cleaning diatom-bearing deep-sea and land-exposed marine sediments. In: R. Simonsen (Hrsg.): Proceedings of the Second Symposium on Recent and Fossil Marine Diatoms, London, September 4-9, 1972. Nova Hedwigia, Beiheft 45: 403–409.
- Schütte, H. (1927): Küstenbewegungen an der deutschen Nordseeküste. In: Aus der Heimat 40 (11): 325–356.
- Schütte, H. (1939): Sinkendes Land an der Nordsee? In: Schriften des Deutschen Naturkundevereins, N.F. 9. Oehringen.
- Sindowski, K.-H. (1979): Zwischen Jadebusen und Unterelbe. Sammlung geologischer Führer 66, Bornträger, Berlin, Stuttgart.
- Snøeijjs, P. (1993, 1994, 1995, 1996, 1998): Intercalibration and distribution of diatoms species in the Baltic Sea, Volume 1–5. The Baltic marine biologists publication No. 16a, 16b, 16c, 16d, 16e, Opulus press Uppsala.
- Streif, H. (1990): Das ostfriesische Küstengebiet. Sammlung geologischer Führer 57. Bornträger, Berlin, Stuttgart.
- Tenge, O. (1912): Butjadinger Deichband. Geschichte und Beschreibung der Deiche, Uferwerke und Siele im zweiten Oldenburgischen Deichbande und im Königlich Preußischen östlichen Jadegebiet. Text- u.

Kartenband: jew. Reprint 2003 der Originalausgabe von 1912; Textband mit alphabet. Ortsverzeichnis, Kartenverzeichnis u. transkribiertem Vortrag aus dem Nachlass von Tenge. Kartenband mit 25 Taf., hier: Tafel 11, Bockhorn/Friesland).

Uffenorde, H. (1982): Zur Gliederung des klastischen Holozän im mittleren und nordwestlichen Teil der Deutschen Bucht (Nordsee) unter besonderer Berücksichtigung der Foraminiferen. In: *Eiszeitalter und Gegenwart* 32: 177–202.

Vos, P.C. & H. de Wolf (1988a): Methodological aspects of palaeo-ecological diatom research in coastal areas of the Netherlands. In: *Geologie en Mijnbouw* 67: 31–40.

Vos, P.C. & H. de Wolf (1988b): Paleo-ecologisch diatomeen onderzoek in de Noordzee en Provincie Noord-Holland in het kader van het kustgenese projekt, Taakgroep 5000. Rijks Geologische Dienst, Afdeling Palaeobotanie Kenozoicum Diatomeen Rapport 500. Maastricht.

Danksagung

Unser Dank geht an PD Dr. Holger Freund für anregungsreiche Diskussionen und kritische Fragestellungen. Dem Oldenburger Staatsarchiv danken wir für das zur Verfügung gestellte Kartenmaterial. Herrn Dr. Hans-Jörg Frick danken wir für Kartenrecherche und -koordination.

Adresse

Michael Ruland
Institut für Chemie und Biologie des Meeres (ICBM – Terramare)
AG Geoökologie
Carl von Ossietzky Universität Oldenburg
Schleusenstraße 1
26382 Wilhelmshaven, Germany

michael.ruland@uni-oldenburg.de



Entwicklung der künstlichen Dünen im Pirolatal auf Langeoog – sedimentologische und vegetationskundliche Untersuchungen

Lena Seehausen¹, Holger Freund² & Lasafam Iturrizaga¹

¹Georg-August-Universität Göttingen, Institut für Geographie

²Carl-von-Ossietzky-Universität Oldenburg, Institut für Chemie und Biologie des Meeres
(ICBM-Terramare), AG Geoökologie

Abstract

Due to negative sand balance at the beach close to the Pirolatal on Langeoog, strong erosion of the outer dunes takes place. Since 1997 seven artificial dunes were built to protect this valley against breaching of the dunes. These artificial dunes consist of sand from the beach. Because this material is unsorted and non-aeolian, differences to the natural dunes can be expected.

To indicate these differences sediment and vegetation of the artificial dunes have been analysed and compared with those of natural dunes of the island. The characteristics of the artificial dunes have been used to create a prediction concerning the development of these dunes.

By grain size analysis the artificial dunes can be described as worse sorted and coarser grained than the natural dunes. The analysis of the humus content, the pH-value and the content of carbonate proves the same processes of accumulation of humus, acidification and decalcification concerning both types of dunes. While the classification of vegetative association and the frequency of species do not allow any comparability, it is possible to document increasing vegetation with the time on artificial and natural dunes. The processes of accumulation of humus, decalcification and acidification are expected to proceed and initiate soil formation. Finally the close connection between vegetation and the conditions regarding the location prevents a natural development of the artificial dunes.

1 Einleitung

Seit ca. 1997 weist die Sandversorgung des Strandes vor dem Pirolatal im Nord-Westen Langeoogs eine negative Bilanz auf (Niedersächsischer Landesbetrieb für Wasserwirtschaft, Küsten- und Naturschutz 2007). Dies hat seither sowohl die Erosion des Strandes als auch der Randdünen in diesem Bereich zur Folge.

Nachdem die Erosion die Randdünen in der Bezugshöhe von 8 m ü. NN auf eine kritische Breite von unter 20 m verschmälert hat, wurde 1997/98 die erste künstliche Düne als rückseitige Verstärkung zum Schutz gegen einen drohenden Dünendurchbruch, verursacht durch winterliche Sturmfluten, errichtet. Der Grund für die Verstärkung liegt zum einen im Schutz des westlich gelegenen Ortes und zum anderen im Schutz des Trinkwassergewinnungsgebietes in den Herrenhusdünen südlich des Pirolatals. Bei einem Dünendurchbruch würde Salzwasser in das Pirolatal eindringen und die Süßwasserlinse versalzen. Die autarke Trinkwasserversorgung Langeoogs wäre dadurch auf längere Zeit nicht mehr möglich. Aufgrund der fortwährenden Erosion musste diese Küstenschutzmaßnahme in den folgenden Jahren laufend erweitert werden. Bis zum Jahr 2009 wurden insgesamt sieben künstliche Dünen errichtet (Niedersächsischer Landesbetrieb für Wasserwirtschaft, Küsten- und Naturschutz 2007).

Die künstlichen Dünen werden aus inseleigenem Strandsand modelliert und anschließend bepflanzt. Im Gegensatz zum Sand, der die natürlichen Dünen aufbaut, handelt es sich bei diesem Sand nicht um äolisches Material, wie Van Dieren (1934) für den Prozess der organogenen Dünenbildung beschreibt. Theoretisch betrachtet müssten sich daraus sedimentologische Unterschiede in der Beschaffenheit der

künstlichen und der natürlichen Dünen ergeben. Hier ist vor allem eine schlechtere Sortierung der Korngrößen zu vermuten, die durch das augenscheinliche Vorkommen von Schill im Sand der künstlichen Dünen angedeutet wird. Des Weiteren wird eine höhere Lagerungsdichte als Resultat der schlechteren Sortierung erwartet. Auch eine unterschiedliche chemische Zusammensetzung ist wahrscheinlich. Da die leichteren Körner schon bei geringeren Windstärken abtransportiert werden, besitzt Strandsand tendenziell eine höhere Konzentration an Schwermineralen (Streif 1990).

2 Zielsetzung

In dieser Arbeit werden die künstlichen Dünen anhand von sedimentologischen und vegetationskundlichen Methoden und Parametern mit den natürlichen Dünen auf Langeoog verglichen, um aufzeigen zu können, worauf sich die Unterschiede zwischen den künstlichen und den natürlichen Dünen beziehen und ob gegebenenfalls auch Ähnlichkeiten nachgewiesen werden können. Die Kombination beider Untersuchungsaspekte geht auf die Theorie der organogenen Dünenbildung von van Dieren (1934) zurück, wonach die Bildung und Entwicklung von Dünen durch die Anwesenheit von Vegetation maßgeblich beeinflusst wird. In einem zweiten Schritt wird versucht auf der Grundlage der Ergebnisse eine Prognose für die Entwicklung der künstlichen Dünen zu geben.

Als Beitrag zu einer besseren Bewertung künstlicher Dünen als Küstenschutzmaßnahme im Allgemeinen, soll im Konkreten das Augenmerk auf die Integrationsfähigkeit der künstlichen Dünen in das Ökosystem einer Düneninsel gelegt werden. Diese Bewertung soll anhand der prognostizierten Entwicklungsprozesse innerhalb der künstlichen Dünen und deren Vegetation erfolgen.

3 Methodik

Sedimentologische Untersuchungen

Die sedimentologischen Untersuchungen wurden in zwei Kategorien unterteilt. Zunächst sind sekundäre Entwicklungsprozesse behandelt worden, die nach der Entstehung oder Errichtung der Düne aufgrund von äußeren Einflüssen mit der Zeit ablaufen, wie zum Beispiel Entsalzung oder Karbonatauswaschung. Darauf folgten die Untersuchungen, welche grundlegende physikalische Unterschiede in der Beschaffenheit der Dünen aufzeigen sollten, wie zum Beispiel die Röntgenfluoreszenzanalyse oder die Lagerungsdichte.

Es wurden zum einen Sedimentproben in Form von Mischproben aus einer Tiefe bis 10 cm entnommen und zum anderen Stechzylinderproben, die aus einer Tiefe zwischen 4 cm und 8 cm stammen. Insgesamt gab es 16 Standorte, die jeweils vier Parallelproben aufwiesen, so dass eine Gesamtzahl von 64 Proben sowohl für die Sedimentproben als auch für die Stechzylinderproben existierte.

Für die Bestimmung des Salzgehaltes sind zunächst Messungen der elektrischen Leitfähigkeiten mit dem Kombi-Gerät pH 7 Cond 350 I mit der Leitfähigkeitssonde TetraCon 325 in einem Verhältnis von 1:2,5 (Sediment zu destilliertem Wasser) und nach zweistündiger Ruhezeit durchgeführt worden. Danach wurde der Salzgehalt durch Multiplikation mit dem EC-Faktor 0,5 errechnet (Schlichting et al. 1995). Die Karbonatmessungen erfolgten mit der Apparatur nach Scheibler unter der Verwendung von 10%iger HCl. Das durch die Salzsäure aufgelöste Karbonat wurde nach Schlichting et al. (1995) als CaCO_3 interpretiert. Der pH-Wert wurde in einer 0,01 mol CaCl_2 -Lösung in einem Verhältnis von 1:2,5 (Sediment zu Lösung) nach einer 30- bis 45-minütigen Ruhezeit (Schlichting et al. 1995) gemessen. Hierfür wurde das oben bereits benannte Kombi-Gerät mit der Sonde SenTix 81 benutzt. Bei der Bestimmung des Humusgehaltes ist zuerst der gesamte organische Kohlenstoff durch Muffelung bei 550°C bis zur Gewichtskonstanz (nach DIN 38 414 S3) ermittelt worden. Der Gehalt an organischer Substanz wurde anschließend durch Multiplikation mit dem Faktor 1,76 in den Humusgehalt umgerechnet (Utermann 2000). Für die Röntgenfluoreszenzanalyse wurden aus Mischproben nach Hahn-Weinheimer (1995) Schmelztabletten hergestellt. Durch die Bestrahlung mit

Röntgenstrahlen konnten die Haupt-, Neben- und Spurenelemente bestimmt werden. Als Vergleichsstandard ist Löss verwendet worden. Die Lagerungsdichte wurde aus der Multiplikation der Differenz zwischen dem feuchten und dem getrockneten Sediment (bei 70 °C für 24 Stunden bis zur Gewichtskonstante) mit dem Zylindervolumen errechnet (Hartge & Horn 1989). Für die Korngrößenanalyse wurden als erstes die Korngrößen mit dem Laserpartikel-Messgerät Analysette 22 gemessen. Daraufhin wurde aus den Rohdaten mit Hilfe des Statistikprogramms Analysette 22-23 Bit die Standardabweichung als Maß der Sortierung errechnet. Zusätzlich sind der Sortierungsgrad als weiteres Maß der Sortierung und die Schiefe nach Trask (1939) bestimmt worden. Die Beurteilung der Sortierungsgrade erfolgte nach Füchtbauer (1959).

Vegetationskundliche Untersuchungen

Für die Auswertung der Vegetationserfassung wurde in drei Stufen verfahren. Zunächst wurde die Deckung der Vegetation als grundlegendes, direkt aus der Kartierung entnommenes Unterscheidungskriterium verwendet. Darauf folgte die Zuordnung von Pflanzengesellschaften auf den natürlichen Dünen anhand der kartierten Arten als eine qualitative Analyseverfahren, die im Zusammenhang mit der Frequenz zur floristischen Bewertung der Standorte diente. Zuletzt wurde mit den Zeigerwerten nach Ellenberg (2001) die komplexeste Methode angewendet, die eine Kombination aus floristischen und physikalischen Eigenschaften der Standorte ermittelt.

Bei der Vegetationskartierung wurde eine Fläche von 4 m² aufgenommen, die nach dem Zufallsprinzip ausgewählt wurde. Folgende Daten sind dabei erfasst worden: die Arten, die Exposition, die Deckung der Vegetation, die Artmächtigkeit nach Braun-Blanquet (1964) und die Etagen (Moos-, Kraut-, Strauch- und Baumschicht). Die kartierten Flechten wurden nach Jahns (1980) klassifiziert, die Moose nach Frahm & Frey (1983) und die Farne und Gefäßpflanzen nach Wisskirchen & Haeupler (1998).

Die Zuweisung von Pflanzengesellschaften geschah nach Ellenberg (1996). Aus den kartierten Artmächtigkeiten wurden die mittleren Deckungsprozente nach Tüxen & Ellenberg (1937) benutzt, um hieraus die Frequenzen der Arten nach Frey (1998) zu berechnen. Zum Schluss fanden die Zeigerwerte nach Ellenberg (2001) als weitere Analyseverfahren Verwendung. Hierbei wurden lediglich die Lichtzahl, die Feuchtezahl, die Reaktionszahl, die Stickstoffzahl und die Salzzahl verwendet. Die Temperaturzahl und die Kontinentalitätszahl sind ausgelassen worden, da die Temperaturzahl sich laut Ellenberg (2001) eher auf Höhenunterschiede im Gebirge bezieht und die Standorte in derselben Kontinentalitätszone liegen.

4 Untersuchungsgebiete

Das primäre Untersuchungsgebiet Pirolatal und das als Vergleichsstrecke dienende Untersuchungsgebiet Meierei/Falkenweg sind in der Abb. 1 innerhalb Langeoogs verortet.

Pirolatal

Das Pirolatal liegt im Nordwesten Langeoogs. 2009, im Jahr der Untersuchungen, war das Tal bereits auf der gesamten Länge zur See hin mit künstlichen Dünen versehen.

Abb. 2 zeigt die einzelnen künstlichen Dünen (mit dem jeweiligen Jahr der Erbauung) in Abgrenzung zueinander mit nummerierten GPS-Messpunkten. Die aus Google Earth entnommene Karte ist eine Luftbildaufnahme von 2006. Die dargestellte Abbruchkante liegt nach eigenen Beobachtungen ca. 60 m weiter nördlich als jene, die zur Zeit der Beprobung vorhanden war. Die Dünen von 2000 und 2002 sind bis zum Jahr 2008 bis auf eine Breite von ca. 30 m erodiert. Die jüngeren künstlichen Dünen von 2007 und 2008 sind vermutlich durch nachträgliche Bearbeitung eingefügt worden. Ein Hinweis hierfür ist die in der Abb. 2 fehlende Lageübereinstimmung des Probepunkts 06 mit der künstlichen Düne von 2008.

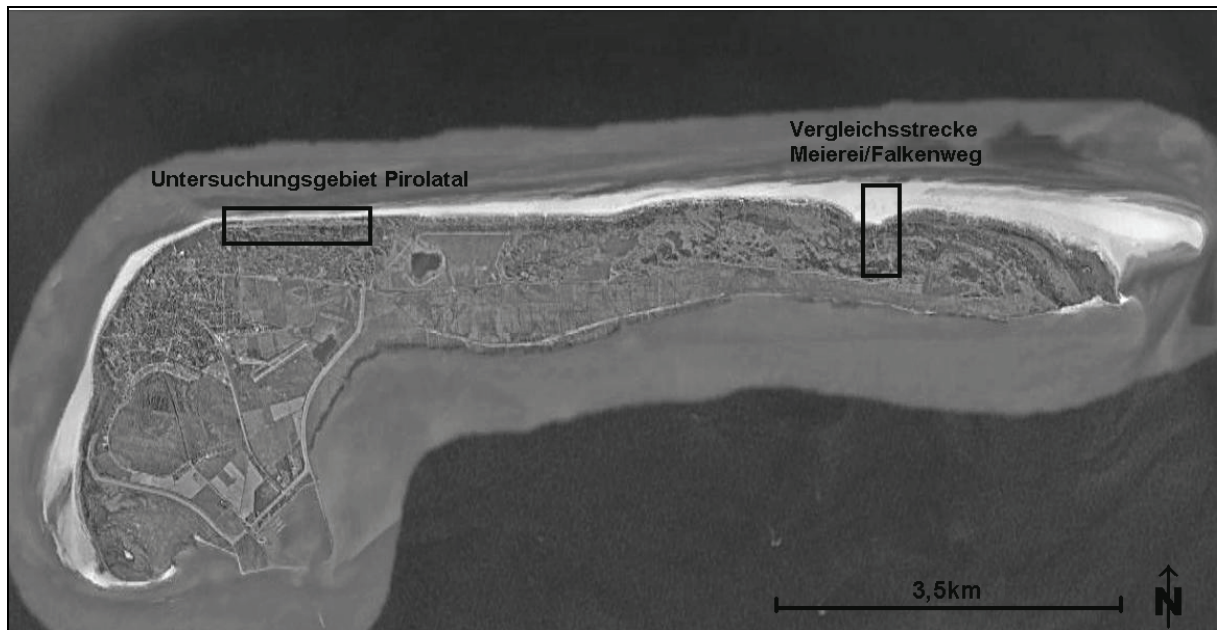


Abb. 1: Langeoog mit den Untersuchungsgebieten (Google Germany GmbH 2009, verändert).

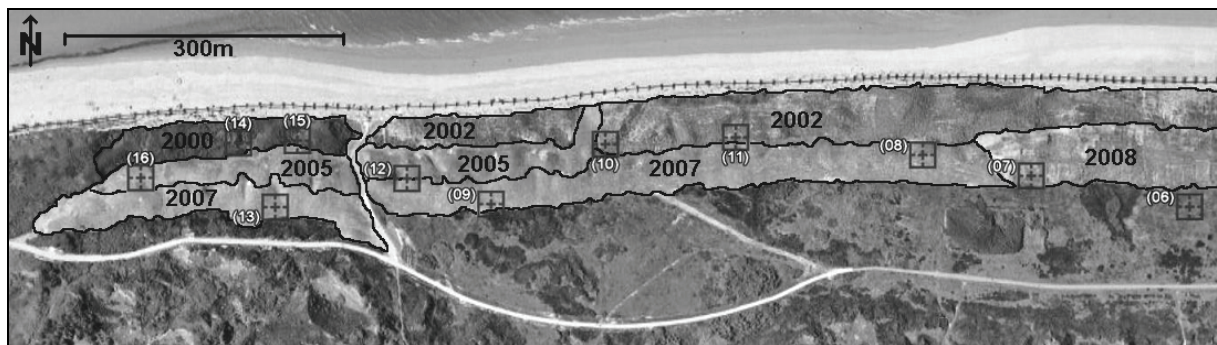


Abb. 2: Künstliche Dünen im Pirolatal mit eingetragenen GPS-Messpunkten (Google Germany GmbH 2009, verändert).

Meierei/Falkenweg

Das zweite Untersuchungsgebiet befindet sich im Osten der Insel und erstreckt sich von den inneren Dünen nach Norden bis zum Strand. Eine Karte des Untersuchungsgebiets bei der Meierei/Falkenweg mit eingetragenen GPS-Messpunkten ist in der Abb. 3 zu finden.

Die Dünen, welche in diesem Untersuchungsgebiet beprobt wurden, werden entsprechend Van Dieren (1934) als natürlich entstandene Dünen definiert. Die Ergebnisse der Beprobung dieser Dünen dienen dem Vergleich mit denen der künstlichen Dünen, um die Unterschiede zwischen den künstlichen und den natürlichen Dünen grundsätzlich belegen und sowohl qualitativ als auch quantitativ bestimmen zu können.

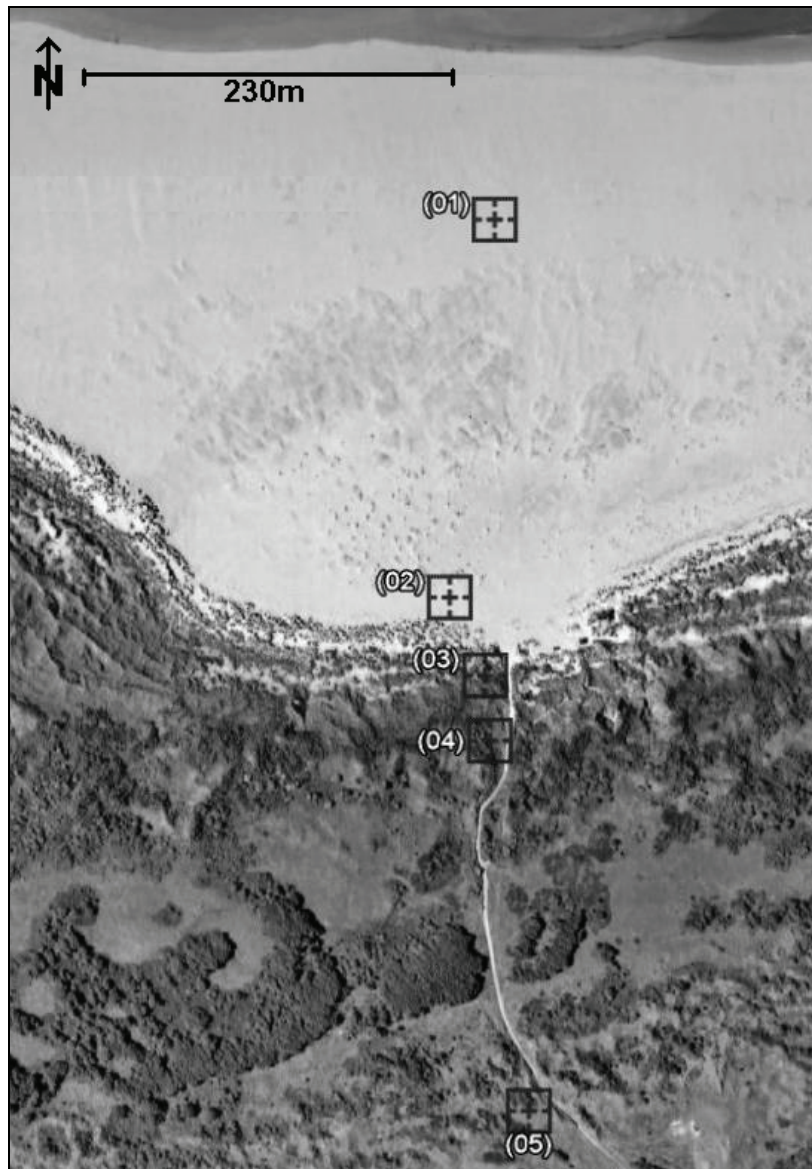


Abb. 3: Untersuchungsgebiet Meierei/Falkenweg mit eingetragenen GPS-Messpunkten, Punkt 01 ist der Probestandort am Strand, 02 der auf der Primärdüne, 03 der auf der Sekundärdüne, 04 der auf der als Übergangsstadium zwischen Sekundär- und junger Tertiärdüne klassifizierten Düne und 05 der Probestandort auf der jungen Tertiärdüne (Google Germany GmbH 2009, verändert).

Auf den natürlichen Dünen lässt sich der Prozess der Entsalzung nachweisen. Hier nimmt der Salzgehalt von 591,7 mg/l am Strand bis auf die Sekundärdüne mit 7,1 mg/l ab, was einer Reduzierung um 99 % entspricht. Von der Sekundärdüne bis zur jungen Tertiärdüne steigt der Salzgehalt um 36 % auf 11,1 mg/l an. Die erneute Zunahme steht in Verbindung mit dem hohen Humusgehalt auf diesem Standort. Humus besitzt die Eigenschaft, Salze länger gegen Auswaschung halten zu können. Auf den künstlichen Dünen ist bezüglich des Salzgehalts keine Tendenz zu erkennen.

Generell kann sowohl auf den natürlichen als auch auf den künstlichen Dünen der Prozess der Karbonatauswaschung belegt werden. So nimmt der Karbonatgehalt auf der Vergleichsstrecke von 0,2 % (Scheibler-Apparatur) bzw. 0,35 % (Differenz Glühverlust) am Strand bis auf 0 % bzw. 0,08 % auf der jungen Tertiärdüne ab.

Auf den Dünen des Pirolatals sinkt der Wert von 0,8 % bzw. 0,28 % auf der jüngsten Düne von 2008 auf 0 % bzw. 0,06 % auf der ältesten Düne von 2000. Als Einschränkung des Trends im Pirolatal sind

einige Schwankungen festzustellen, die vermutlich auf die ungleichmäßige Verteilung von Schill als primäre Karbonatquelle in den Dünen zurück zu führen sind.

Der Prozess der Versauerung lässt sich anhand des sinkenden pH-Wertes auf den natürlichen wie auch auf den künstlichen Dünen nachweisen. Auf der Vergleichsstrecke sinkt der pH-Wert von 7,6 am Strand auf 3,6 auf der jungen Tertiärdüne. Die jüngste künstliche Düne von 2008 weist noch einen Wert von 7,3 auf, während der Wert auf der Düne von 2000 auf 5,7 gefallen ist.

Auch der Prozess der Humusakkumulation lässt sich auf den natürlichen und den künstlichen Dünen nachweisen. Die Primärdüne besitzt einen Humusgehalt von 0,23 %, wogegen die junge Tertiärdüne 3,52 % Humusgehalt aufweist. Auf den künstlichen Dünen steigt der Humusgehalt in neun Jahren von 0,16 % auf 2,32 %. Es ist hier eine beschleunigte Akkumulation gegenüber den natürlichen Dünen festzustellen. Eine Begründung hierfür konnte nicht gegeben werden.

Die Röntgenfluoreszenzanalyse ergibt weder für die Proben vom Strand noch für die Proben der natürlichen Dünen eine spezifische chemische Zusammensetzung. Eine aufgrund desselben Materialursprungs vermutete Ähnlichkeit zwischen dem Probematerial vom Strand und dem der künstlichen Dünen kann ebenfalls nicht bestätigt werden. In der Tab. 1 werden exemplarisch die Ergebnisse für Titan, als typisches Element der Schwermetalle, aufgeführt.

Tab. 1: Übersicht beispielhaft ausgewählter Untersuchungsergebnisse, für den Karbonatgehalt werden die Werte der Messung mit der Scheibler-Apparatur zuerst und die des Glühverlustes zuletzt aufgeführt.

	Künstliche Dünen		Natürliche Dünen	
	2008	2000	Strand	Tertiärdüne
Salzgehalt	11,5mg/l	10,6mg/l	591,7mg/l	11,1mg/l
Karbonatgehalt	0,8% ^ 0,28%	0% ^ 0,06%	0,2% ^ 0,35%	0% ^ 0,08%
pH-Wert	7,3	5,7	7,6	3,6
Humusgehalt	0,16%	2,32%	0,42%	3,52%
RFA (Ti)	0,171%	0,393%	0,164%	0,353%
Lagerungsdichte	1,6g/cm ³	1,3g/cm ³	1,5g/cm ³	1,2g/cm ³
Korngrößenanalyse -Sortierungsgrad	15% „sehr gut“, 85% „mittel“		83% „sehr gut“, 17% „mittel“	
-Standardabweichung	88,82µm - 125,81µm		72,88µm - 105,92µm	
-Schiefe	1 - 1,09		0,99 - 1,03	
-Korngrößen- verteilung	5% >500-630µm 62% >200-500µm 31% >63-200µm		2% >500-630µm 57% >200-500µm 40% >63-200µm	37% >500-630µm 54% >200-500µm 4% >63-200µm
Deckung der Arten	15%	100%	0%	100%
Pflanzengesellschaften	nicht übertragbar		je Altersstadium der natürl. Genese	
Frequenz der Arten	nicht übertragbar		steigender Artenreichtum mit der Zeit	
Zeigerwerte	Salzzahl 1	Salzzahl 0	sinkender Trend aller Zeigerwerte	

Auch die Lagerungsdichte zeigt keine Unterschiede zwischen den natürlichen und den künstlichen Dünen. Auf der Vergleichsstrecke reichen die Werte von 1,2 g/cm³ auf der jungen Tertiärdüne bis 1,7 g/cm³ auf der Primärdüne und im Pirolatal von 1,3 g/cm³ auf der Düne von 2000 bis 1,6 g/cm³ auf der Düne von 2005. Dagegen ist bei den Proben aus beiden Untersuchungsgebieten nachweisbar, dass ein hoher Humusgehalt die Lagerungsdichte verringert.

Die Korngrößenanalyse belegt für die künstlichen Dünen nach der Bewertung von Füchtbauer (1959) sowohl eine schlechtere Sortierung als auch gröbere Körner. So erhalten die Sortierungsgrade nach Trask (1939) auf der Vergleichsstrecke bei 24 Proben in 20 Fällen die Bewertung „sehr gut“, was 83% der Sortierungsgrade entspricht, und nur viermal die Bewertung „mittel“. Die künstlichen Dünen besitzen bei 44 Proben von 52 als „mittel“ bewertete Sortierungsgrade und acht als „sehr gut“ bewertete, was lediglich einen Anteil von 15 % darstellt. Die Standardabweichung umfasst auf den natürlichen Dünen Werte von 72,88 μm bis 105,92 μm , während die Werte der künstlichen Dünen mit 88,82 μm bis 125,81 μm deutlich höher liegen. Auch die Schiefe nach Trask (1939) zeigt auf den natürlichen Dünen mit Werten von 0,99 bis 1,03 geringere Ergebnisse als die der künstlichen Dünen mit einer Spanne von 1 bis 1,09. Die Korngrößenverteilung belegt für die Dünen des Pirolatals 2,5 % mehr Körner im Messbereich $> 500 - 630 \mu\text{m}$, 4 % mehr im Bereich $> 200 - 500 \mu\text{m}$ und 6 % weniger im Bereich $> 63 - 200 \mu\text{m}$ in Relation zu den natürlichen Dünen. Unterhalb 63 μm sind die Werte mit unter 1 % Gesamtmenge zu vernachlässigen. Bei den Werten beider Untersuchungsgebiete handelt es sich um Durchschnittswerte, wobei der Standort am Strand und in der jungen Tertiärdüne aufgrund differenzierter Strukturen ausgelassen wurde. In den Messbereichen $< 200 \mu\text{m}$ sind keine Unterschiede festzustellen. Damit besitzen die künstlichen Dünen in Bezug auf die Korngrößenverteilung eine Tendenz zu größeren Körnern. Die vermutete Ähnlichkeit der Korngrößen zwischen dem Strand und den künstlichen Dünen lässt sich, genauso wie bei der Röntgenfluoreszenzanalyse, nicht belegen.

In Bezug auf die Deckung der Vegetation zeigen die Dünen beider Untersuchungsgebiete generell den Prozess der Zunahme mit dem Alter. Auf der Vergleichsstrecke nehmen die Deckungen von 20 % auf der Primärdüne bis auf 100 % auf der jungen Tertiärdüne zu. Die künstlichen Dünen zeigen Deckungen von 15 % auf der Düne von 2008 bis 100 % auf der Düne von 2000. Auf den künstlichen Dünen ist lediglich die mittlere Deckung mit 70 % gegenüber der mittleren Deckung auf den natürlichen Dünen mit 73 % etwas geringer.

Auf der Vergleichsstrecke ergibt die Klassifikation der Standorte anhand der Pflanzengesellschaften eine Übereinstimmung mit der natürlichen Dünengenese entsprechend Van Dieren (1934). Dadurch lässt sich die Zuschreibung der Dünen der Vergleichsstrecke als natürlich entstandene bestätigen. Eine Übertragbarkeit des Konzepts der Pflanzengesellschaften nach Ellenberg (1996) auf künstlich entstandene Dünen ist grundsätzlich ausgeschlossen.

Auf den natürlichen Dünen ist anhand der Frequenz der Arten eine Zunahme des Artenreichtums mit der Zeit belegbar. Während die Primärdüne hohe Frequenzen (Artenarmut) aufweist, fallen die Frequenzen auf der jungen Tertiärdüne gering aus (Artenreichtum). Wie bei den Pflanzengesellschaften ist eine Übertragbarkeit auf künstliche Dünen nicht möglich.

Die Zeigerwerte nach Ellenberg (2001) belegen für die natürlichen Dünen einen generell abnehmenden Trend vom Strand bis zur jungen Tertiärdüne. Es werden die Prozesse der Entsalzung (anhand der Salzzahl), der Nährstoffabnahme (Stickstoffzahl), der Versauerung (Reaktionszahl), der Verringerung des Wasserhaltevermögens (Feuchtezahl) und der Zunahme der Vegetationsdichte (Lichtzahl) aufgezeigt, welche eine natürliche Dünengenese belegen. Auf den künstlichen Dünen deutet nur die Salzzahl auf den Prozess der Entsalzung hin und weicht damit von dem Ergebnis der Salzgehaltberechnung ab. Die sonstigen Prozesse sind hier nicht nachweisbar.

5 Diskussion und Fazit

Die Ergebnisse zeigen sowohl im Bereich der sedimentologischen als auch der vegetationskundlichen Untersuchungen Unterschieden, aber auch Ähnlichkeiten zwischen den natürlichen und den künstlichen Dünen. Bei den Ähnlichkeiten sind die Versauerung, die Karbonatauswaschung und die Humusakkumulation, sowie die Zunahme der Deckung der Vegetation zu nennen. Dennoch ist die grundlegende Verschiedenheit der Materialherkunft determinierend, wie die schlechtere Sortierung des Materials, als auch die Tendenz hin zu größeren Körnern und die fehlende Vergleichbarkeit der Frequenzen der Arten und der Pflanzengesellschaften in Bezug auf die künstlichen Dünen belegen.

Die Frage nach einer Prognose für die Entwicklung der künstlichen Dünen und deren Vegetation ist nur eingeschränkt zu beantworten. Eine voranschreitende Karbonatauswaschung und Humusakkumulation ist zu erwarten. In Abhängigkeit hierzu werden die pH-Werte weiter sinken. Als Resultat der Versauerung und der Humusakkumulation ist eine einsetzende Bodenbildung zu vermuten. Die Vegetation wird sich nach der Pflanzung insoweit ändern, als dass durch die unterbundene Sandbewegung durch Heuabdeckung die für *Ammophila arenaria* (Gewöhnlicher Strandhafer) und *Calammophila baltica* (Baltischer Strandhafer) nötige Übersandung ausbleibt. Die anfänglichen Dominanzbestände der Strandhaferarten werden sich im Laufe der Zeit vermutlich hin zu einer moosreicheren, graudünen-ähnlichen Variante entwickeln. Dies wird durch die erhöhte Frequenz von Arten wie *Polytrichum piliferum* oder *Hypnum cupressiforme* var. *lacunosum* auf den älteren Probestandorten angedeutet. Zusätzlich ist eine mögliche Tendenz zur „Verbuschung“ nicht auszuschließen, da Arten wie *Hippophae rhamnoides* (Sanddorn), *Rubus caesius* (Kratzbeere) oder *Rosa rugosa* (Kartoffelrose) nach einigen Jahren vermehrt auftreten.

Auch wenn einige der physikalischen Prozesse der natürlichen Dünengenesse auch auf den künstlichen Dünen nachgewiesen werden können, schließt die direkte Abhängigkeit der Vegetation von den Standortbedingungen eine Entwicklung der künstlichen Dünen im Sinne der natürlichen Dünengenesse definitiv aus. Die Ergebnisse der Pflanzengesellschaften und die der Frequenzen der Arten lassen sich hierfür als Beleg anführen. Da die Erosion an den Randdünen im Pirolatal voraussichtlich in den nächsten Jahren anhalten wird, ist darüber hinaus nicht damit zu rechnen, dass die künstlichen Dünen viel Zeit zur Entwicklung haben. Die momentane Geschwindigkeit der Erosion verhindert, dass die Dünen ein Alter von über zehn Jahren erreichen. Die beprobte Düne aus dem Jahr 2000 stellt somit das vermutlich vorläufige Endstadium der Entwicklungsreihe der künstlichen Dünen dar. Durch diese beiden Faktoren wird eine vollständige Integration der künstlichen Dünen ins Ökosystem der Insel verhindert.

Literatur

- Braun-Blanquet, J. (1964): Pflanzensoziologie. Grundzüge der Vegetationskunde. Berlin.
- Ellenberg, H. (1996): Vegetation Mitteleuropas mit den Alpen in ökologischer, dynamischer und historischer Sicht. Stuttgart/Hohenheim.
- Ellenberg, H. (2001): Indicator values of plants in Central Europe. In: Scripta Geobotanika 18.
- Frahm, J.-P. & W. Frey (1983): Moosflora. Stuttgart.
- Frey, W. (1998): Lehrbuch der Geobotanik. Pflanzen und Vegetation in Raum und Zeit. Stuttgart/Hohenheim.
- Füchtbauer, H. (1959): Zur Nomenklatur der Sedimentgesteine. In: Erdöl, Erdgas, Kohle 12: 605-613.
- Google Germany GmbH (2009): Google Earth. (<http://earth.google.com/intl/de/>, 09. April 2010).
- Hahn-Weinheimer, P. (1995): Röntgenfluoreszenzanalytische Methoden. Grundlagen und praktische Anwendung in den Geo-, Material- und Umweltwissenschaften. Braunschweig, Wiesbaden.
- Hartge, H. & R. Horn (1989): Die physikalische Untersuchung von Böden. Stuttgart.
- Jahns, H.-M. (1980): Farne, Moose, Flechten Mittel-, Nord- und Westeuropas. München.
- Niedersächsischer Landesbetrieb für Wasserwirtschaft, Küsten- und Naturschutz (2007): Information zur Sicherung und Verstärkung der Schutzdüne vor dem Pirolatal auf Langeoog. (http://cdl.niedersachsen.de/blob/images/C38784270_L20.pdf, 02. Februar 2009).
- Schlichting, E., H.P. Blume & K. Stahr (1995): Bodenkundliches Praktikum. Eine Einführung in pedologisches Arbeiten für Ökologen, insbesondere Land- und Forstwirte und für Geowissenschaftler. In: Pareys Studentexte 81. Berlin.
- Streif H. (1990): Das Ostfriesische Küstengebiet. Nordsee, Inseln, Watten und Marschen - In: Gwinner, M. P. (Hrsg.): Sammlung geologischer Führer 57. Berlin, Stuttgart.
- Trask, P.D. (1939): Recent marine sediments. A symposium. London.

Tüxen, R. & H. Ellenberg (1937): Der systematische und der ökologische Gruppenwert. Ein Beitrag zur Begriffsbildung und Methodik der Pflanzensoziologie. In: Mitteilungen der floristisch- soziologischen Arbeitsgemeinschaft Niedersachsen 3. Hannover.

Utermann, J. (Hrsg.) (2000): Labormethoden . Dokumentation. In: Geologisches Jahrbuch Reihe G 8. Hannover.

Van Dieren, J. (1934): Organogene Dünenbildung. Den Haag.

Wisskirchen, R. & H. Haeupler (1998): Standardliste der Farn- und Blütenpflanzen Deutschlands. Stuttgart.

Adresse

Lena Seehausen
Georg-August-Universität Göttingen
Institut für Geographie
Goldschmidtstraße 3
37077 Göttingen, Germany

L.Seehausen@gmx.de



Genese eines Strandhakens am Beispiel der Hörnum-Odde (Süd-Sylt) – Untersuchungen des oberflächennahen Untergrundes durch die Kombination von geophysikalischen und sedimentologischen Methoden

Tanja Tillmann & Jürgen Wunderlich

Goethe-Universität Frankfurt a. M., Fachbereich Geowissenschaften/Geographie,
Institut für Physische Geographie

Abstract

The aim of this ongoing study is the detection and interpretation of shallow subsurface structures on the German North Sea islands Sylt and Amrum using geophysical and sedimentological data. The main focus of the investigation lies on the reconstruction and comparison of the geological development of the southern barrier spit of Sylt, and the northern part of Amrum during the Holocene. The sedimentary structure and architecture of these island spit systems were investigated through an integrated approach using ground-penetrating radar (GPR) and sedimentological analyses of shallow sediment cores.

GPR data allow high resolution investigation of the shallow subsurface underground. A geophysical Survey Systems Inc. radar system, SIR-2000 coupled with a 100 MHz, 200 MHz and 400 MHz antenna, was used. Maximum penetration depths to 350 ns TWT which correspond to approximate depths of 15 m were reached. GPR surveys were orientated in 2D and 3D survey geometries with individual profile lengths between 30 m and 5 km. The topographic data of the GPR transects were collected by dGPS (Ashtech ProMark II and Topcon GPS G3). The software ReflexWin from Sandmeier Scientific Software was used for editing and processing the GPR data. Different standard processing steps were chosen to increase the signal-to-noise ratio and to improve resolution.

Up till now, a total of 38 km GPR transects have been collected on the islands of Sylt and Amrum. To link GPR results with sedimentological data, 7 vibracores that reach a maximum depth of 8 m below the surface were drilled at selected positions along the radar profiles. The combination of cores and high-resolution GPR data allows a detailed facies analysis and provides insights into the complicated sedimentary architecture as well as leads to new theories about the development of both barrier island spits. The comprehensive understanding of barrier island geomorphology is essential for an assessment of the effects of rising sea level associated with global warming.

1 Einleitung und Ziele

Im Rahmen des Projektes „*overwash* Prozesse auf Nordseeinseln“ werden geologische und küstenmorphologische Strukturen im Rahmen einer Bestandsaufnahme auf den Inseln Sylt und Amrum durch die Kombination von Georadardaten und sedimentologischen Daten identifiziert, voneinander abgegrenzt und klassifiziert. Ziel ist es, den oberflächennahen Untergrund detailliert zu erfassen und auf dieser Grundlage ein prozessorientiertes Modell der geomorphologischen Entwicklung von Nehrungshaken und Barriereinseln im Bereich der Nordsee unter besonderer Berücksichtigung der *overwash*-Dynamik zu generieren. Dabei wird ein Vergleich der Entstehung des südlichen Sylter Nehrungshakens mit der Nordspitze der Insel Amrum angestellt.

Die Kombination von Georadardaten und sedimentologischen Daten ermöglicht eine hochauflösende Stratigraphie des oberflächennahen Untergrundes der Inseln. Bis zum jetzigen Zeitpunkt wurden 7 Bohrungen abgeteuft und Georadarprofile mit einer Gesamtlänge von 38 km aufgenommen. Durch die Definition von Radarfaziesmustern werden einzelne Sedimentstrukturen voneinander abgegrenzt und anhand der Methode der Radarstratigraphie in Sedimentationsräume eingeteilt, die in

Kombination mit gezielt durchgeführten Bohrungen und sedimentologischen Laboranalysen eine Interpretation und Theorie zur geologischen Entwicklung der Inseln von Sylt und Amrum erlauben. Im Folgenden werden ausschließlich Ergebnisse der Geländeuntersuchungen im Süden der Insel Sylt präsentiert.

2 Untersuchungsgebiet

Die Inseln Sylt und Amrum in der südlichen Nordsee (Deutsche Bucht) sind als westliche Außengrenzen des Wattenmeeres der Küste Schleswig-Holstein vorgelagert und gehören zu den Nordfriesischen Geestkerninseln. Sylt ist mit seiner Nord-Süd-Erstreckung von knapp 40 km und einer Fläche von 99 km² die größte deutsche Nordseeinsel (Kelletat 1992). Die südlich von Sylt gelegene und durch das Hörnum- und Vortrapp-Tief getrennte Insel Amrum ist mit 10 km Länge und 20 km² Fläche deutlich kleiner.

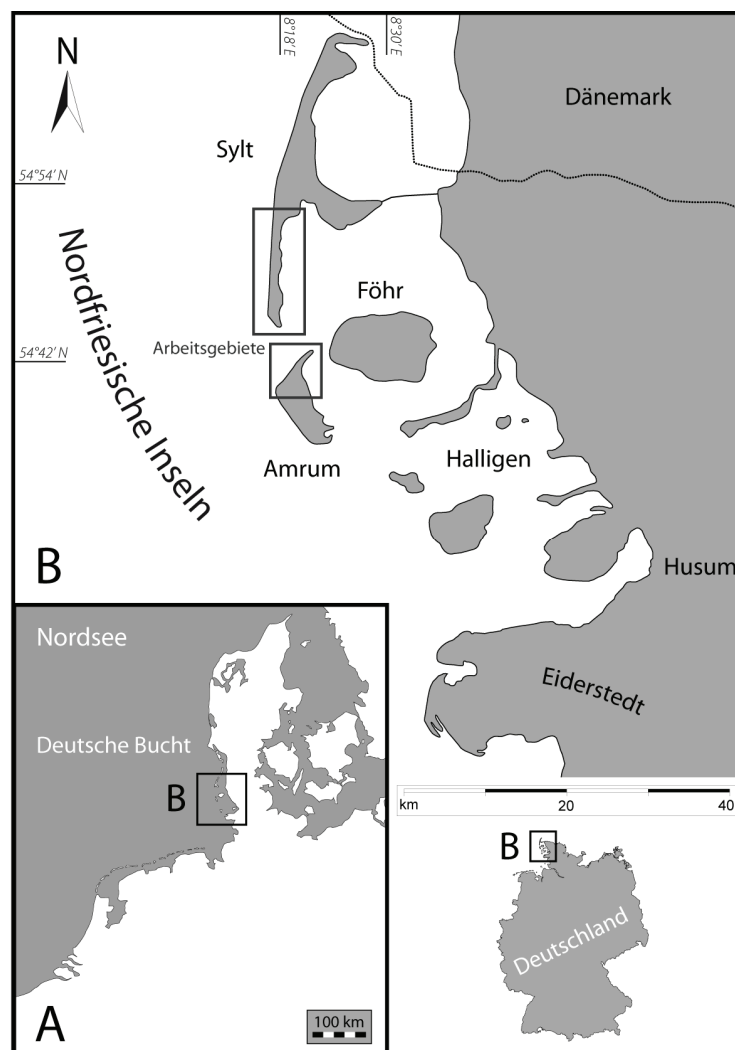


Abb. 1: Überblick über das Untersuchungsgebiet. A: Lage der Nordfriesischen Inseln innerhalb der Deutschen Bucht. B: Lage der Arbeitsgebiete auf den Inseln Sylt und Amrum.

Beide Inseln stellen definitionsgemäß nach Hayes (1997) küstenparallele Barriereinseln im niedrigen Mesotidal aus unkonsolidiertem Sediment dar, die durch rückseitige Watten und Marschen vom Festland getrennt sind (Davis 1994). Nach Hundt (1957) überwiegen nach Häufigkeit und Stärke Winde aus den Sektoren W, NW und SW, die infolge von Sturmfluten hohe Wasserstände, Seegang,

und erhebliche Brandungsenergien im Bereich der Sylter Westküste erzeugen können (Dette 1977, Lamprecht 1957).

Die Arbeitsgebiete beschränken sich auf den Süden der Insel Sylt und die Nordspitze von Amrum (Abb. 1) und umfassen geomorphologisch den Bereich der Nehrungshaken. An dieser Stelle werden erste Ergebnisse aus dem Untersuchungsgebiet Hörnum Odde im äußersten Süden der Insel Sylt vorgestellt. Am zentralen Westerländer Geestkern setzt bei Westerland-Süderende der ca. 19 km lange südliche Hörnumer Nehrungshaken an, dessen Entstehung im Zuge der Flandrischen Transgression ab ca. 5.000 v. Chr. (Ahrendt 2007) durch den küstennahen, nach Süden gerichteten Küstenlängstransport erfolgte. Als Sedimentlieferant dienten die erodierten und aufgearbeiteten Geestkerne Sylts sowie weitere westlich und nordwestlich gelegene saaleiszeitliche Geschiebeablagerungen der Pisa-Moräne und Amrum-Bank (Ahrendt 1994). Das Moränenmaterial der einzelnen Geestkerne und darunter lagernder tertiärer Kaolinsande, wurden zunächst im turbulenten Flachwasserbereich küstenparallel transportiert und dann als nach Osten gebogene Strandhaken nördlich und südlich vom pleistozänen Geestkern abgesetzt. Newig (1995) verweist auf die Existenz kleinerer Geestkerne bei Rantum. Die Basis des Holozäns liegt bei -20 m NN unter der Ortschaft Hörnum (Ahrendt 1992) bzw. bei -21 m NN unter der Hörnum Odde (Dietz & Heck 1952). Nach Hoffmann (1974) besteht der südliche Nehrungshaken aus einer Dreigliederung von tonigen Watt- und Marschsedimenten (Klei und Torf) im Norden Rantums, feinkörnigen Wattsanden im mittleren Bereich und grobkörnigen Hakensedimenten südlich der Ortschaft Hörnum.

3 Methoden

Ground Penetrating Radar (GPR)

Das Geo- oder Bodenradar, englisch *ground penetrating radar* (GPR), ist ein hochauflösendes (cm bis m-Bereich) elektromagnetisches Reflexionsverfahren, das in der Geophysik zur zerstörungsfreien Prospektion des oberflächennahen Untergrundes eingesetzt wird (Annan 2001). Die elektromagnetische Welle breitet sich im Untergrund aus und wird bei Änderungen elektrischer Materialeigenschaften (v. a. der elektrischen Leitfähigkeit) reflektiert, gebrochen, gestreut und zum Teil absorbiert. Das reflektierte elektrische Feld der elektromagnetischen Welle wird aufgezeichnet und in einem Weg-Zeit-Diagramm, dem Radargramm, dargestellt. Durch die Reflexion an Schichtgrenzen oder Störkörpern erhält man ein quasi kontinuierliches Profil des Untergrundes in Abhängigkeit von dessen dielektrischen Eigenschaften (Annan 2009). Elektromagnetische Wellen breiten sich mit einer bestimmten Geschwindigkeit aus, die primär durch die elektromagnetischen Materialeigenschaften bestimmt wird. Die Geschwindigkeit ist demnach je nach Art des Materials unterschiedlich. 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. Die Geschwindigkeit für elektromagnetische Wellen wird demzufolge in Meter pro Nanosekunde (m/ns) angegeben.

Seit Mitte der 1980er sind GPR-Systeme kommerziell verfügbar und gewinnen als Methode der zerstörungsfreien Untersuchung des oberflächennahen Untergrundes für geologische und sedimentologische Fragestellungen zunehmend an Bedeutung (Bristow & Jol 2003). Georadarmessungen im Küstenbereich und auf Barriereinseln wurden beispielsweise erfolgreich von Bristow et al. 2006, Bristow & Pucillo 2006, Buynevich et al. 2004, Costas et al. 2006, Dougherty et al. 2004, Fitzgerald & Van Heteren 1999, Fitzgerald & Buynevich 2002, Grant et al. 1998, Hodgkinson et al. 2008, Jol et al. 1996, 2002, Tamura et al. 2008, 2010, Van Heteren et al. 1996, 1998 angewendet. Georadarbasierte Untersuchungen von Hurrikan- und Tsunami- bedingten *washover*-Sedimenten wurden von Horwitz & Wang 2005 und Wang & Horwitz 2007 für die Küsten der USA von Switzer et al. 2006 für Australien und von De Lange & Moon 2007 für Neuseeland durchgeführt. An den Küsten Englands haben Bennett et al. (2009), Bristow et al. (2000) und Neal et al. (2002a, 2002b, 2003) grobklastische Strand- bzw. Strandwallablagerungen mit Hilfe des Georadars untersucht.

Im Gebiet der Nordsee wurden Georadarmessungen durch Aagaard et al. (2007), Anthony & MØller (2002), Clemmensen et al. (1996, 2001, 2007), Clemmensen & Nielsen (2010), Pederson & Clemmensen (2005) an den Küsten Dänemarks und durch Lindhorst et al. (2008, 2010) im Norden der Insel Sylt durchgeführt.

Die eigenen Georadarmessungen auf Sylt und Amrum wurden mit einem GSSI SIR-2000 in Kombination mit verschiedenen Antennenfrequenzen (100 MHz, 200 MHz und 400 MHz) in monostatischer Anordnung und mit *survey wheel* in einem zwei- und dreidimensionalen *survey design* durchgeführt. Bislang wurden 160 GPR-Profile von insgesamt 31 km Länge auf Sylt und 29 GPR-Profile von ca. 7 km Länge auf Amrum aufgenommen. Die Topographie der Profile wurde mit einem dGPS (Ashtech ProMark 2 und Topcon GPS G3) vermessen. Die Längen der einzelnen GPR-Profile variieren von 30 m bis 5 km.

Die Bearbeitung der GPR-Rohdaten, das so genannte Processing erfolgte mit der Software „ReflexWin“ der Firma Sandmeier Scientific Software, Karlsruhe. Ziel des Processings ist, 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. So wurden Bandpassfilter, *dewow*-Filter und der *background removal* standardmäßig angewendet. Anhand der *gain*-Funktion (*automatic gain control*, *energy decay*) konnte die mit zunehmender Tiefe stärkere werdende Signalabschwächung kompensiert werden. Unter Verwendung des Migrations-Algorithmus nach Stolt (1978) wurden die Reflexionen in ihre tatsächliche Geometrie und Lage zurückgerechnet.

Die Interpretation der GPR-Daten erfolgt auf der Basis der von Neal (2004) entwickelten Radarstratigraphie. Die Methode der Radarstratigraphie wurde erstmals 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 siliclastischen Sequenzen) aus, die in eine Hierarchie der Sedimentationseinheiten von einzelnen Laminae bis hin zu sedimentäre Beckenfüllungen unterteilt werden (Allen 1982, Campbell 1967). Durch die Definition einer Radarfazies ist es möglich, die Radargramme in ihre stratigraphischen Einheiten zu unterteilen. So sind Radareinheiten Ablagerungen gleicher Entstehung, die durch die Radarfazies beschrieben werden. Eine Radarfazies wird demnach definiert als die Summe aller charakteristischen Reflexionsmuster und -geometrien, die durch eine sedimentäre Sequenz hervorgerufen werden (Neal 2004, Van Overmeeren 1998) und die sich von angrenzenden Reflexionsmustern unterscheiden.

Die Erkundungstiefe von GPR-Messungen wird beeinflusst durch die gewählte Antennenfrequenz und die elektrische Leitfähigkeit des Ausgangsmaterials. Wegen der kürzeren Wellenlänge besitzen hochfrequente Signale ein höheres Auflösungsvermögen, werden jedoch durch Absorption und Streuung stärker beeinträchtigt, was zur Verringerung der Erkundungstiefe führt. 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. Im Küstenbereich wird die Erkundungstiefe begrenzt durch tonreiche Sedimente (z. B. Klei) im Untergrund. 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.

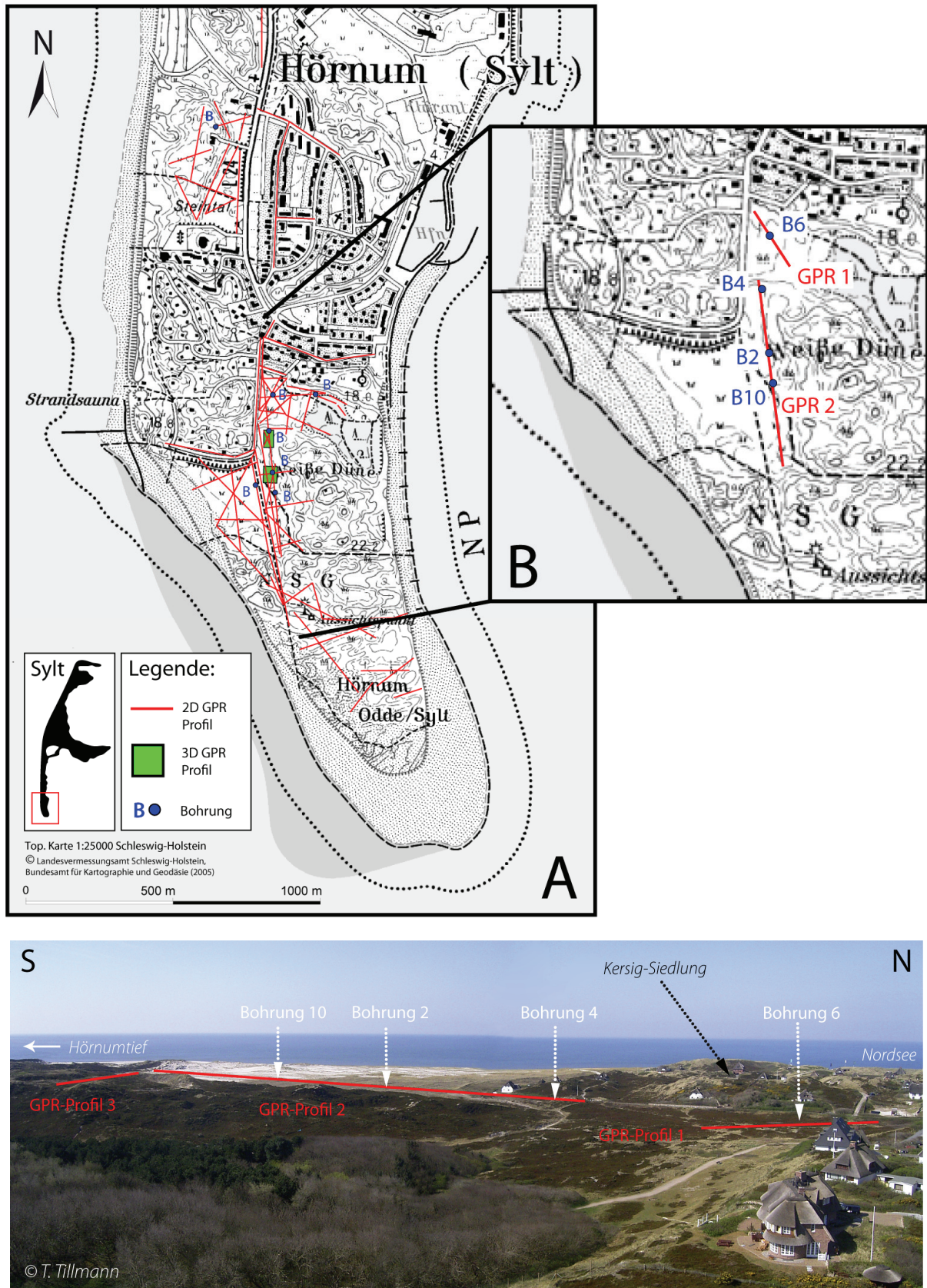


Abb. 2: Lage der Bohrungen und GPR-Profile im Untersuchungsgebiet Hörnum Odde (Süd-Sylt). A: Kartenausschnitt mit Lage der Bohrungen und GPR-Profile im Untersuchungsgebiet Hörnum Odde. B: Vergrößerter Kartenausschnitt mit den im Text besprochenen GPR-Profilen und Bohrungen. C: Panoramabild mit Lage der GPR-Profile und Bohrungen. Alle gezeigten GPR-Profile wurden auf natürlichem Untergrund in flachen Bereichen im Dünengelände gemessen.

Maximale Erkundungstiefen von bis zu 15 m (350 ns TWT) konnten mittels einer 100 MHz-Antenne ausschließlich im hochohmigen, sandigen Untergrund im Dünengelände der Arbeitsgebiete im Süden der Insel Sylt erreicht werden. Vor allem in Tiefen bis zu 10 m konnten mittels einer 200 MHz- und 400 MHz-Antenne eine hervorragende Auflösung erzielt und geringmächtige sedimentologische Strukturen erfasst werden. Hauptursachen für Reflexionen im Küstenbereich sind unterschiedliche elektromagnetische Materialeigenschaften bzw. die Ablagerungsstrukturen innerhalb der Sedimentkörper sowie der Luft- und Wasseranteil in der Bodenmatrix. Die Korngrößenzusammensetzung und Sortierung der Sedimente, die Art ihrer Schichtung und Lagerung erzeugt unterschiedliche Porositäten und somit ein wechselndes Luft- und Wassergehaltsverhältnis (Baker 1991).

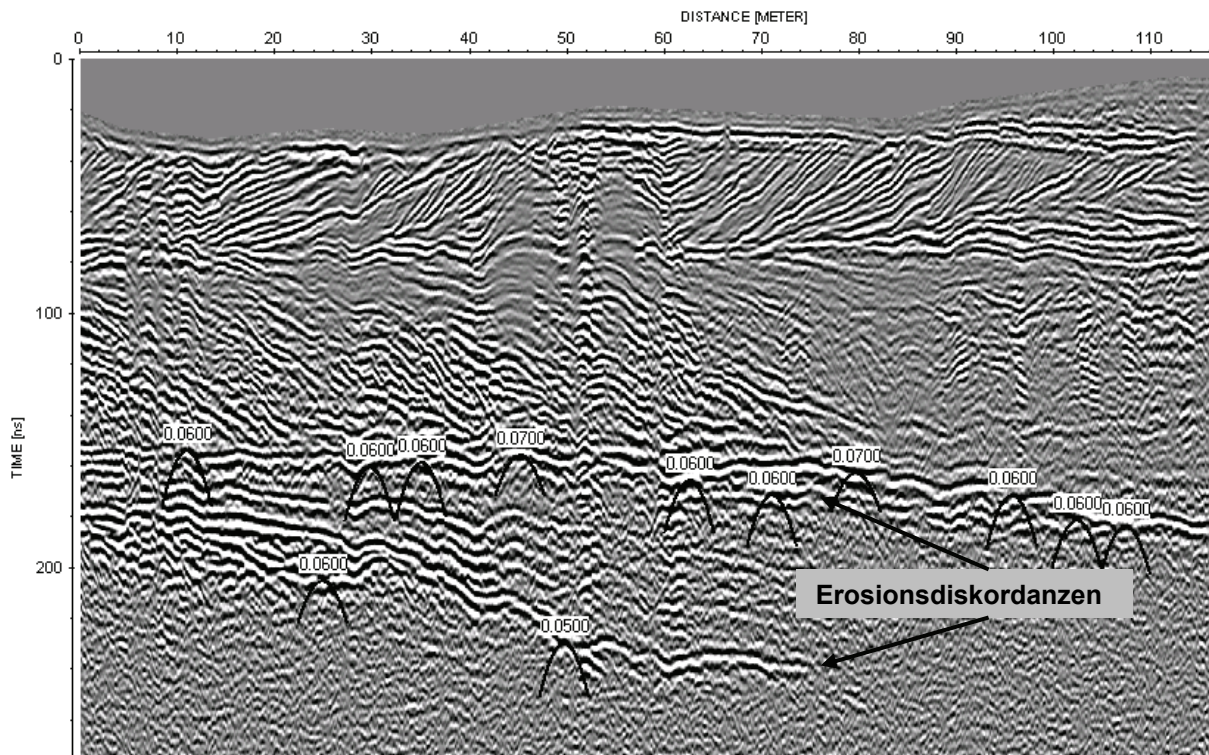


Abb. 3: Radargramm mit Diffractionshyperbeln im Bereich von Erosionsdiskordanzen aus Grobsand und Kiesen. Auf die Anwendung eines Migrations-Algorithmus wurde verzichtet, um mit Hilfe der Hyperbeln die Geschwindigkeiten in der Tiefe von 150 - 250 ns TWT zu zeigen. Position der Diffractionshyperbeln im Radargramm in Abb. 5.

Anhand der Laufzeit bzw. der Ausbreitungsgeschwindigkeit des elektromagnetischen Signals im Untergrund kann die Tiefenlage eines Reflektors berechnet werden. Da sich die Ausbreitungsgeschwindigkeit mit dem Gehalt an polarisierbaren Materialien wie z. B. Wasser oder Tonmineralen verändert, ist die Tiefenangabe lediglich als Richtwert anzusehen. Solitäre näherungsweise punkt- oder kreisförmigen Objekte im Untergrund, deren Abmessungen klein gegenüber der Wellenlänge sind, wie beispielsweise saaleiszeitliche Geschiebe oder Strandkiese, wirken für das elektromagnetische Signal als Punktstreuer und bilden sich im Radargramm als Diffractionshyperbeln ab (Abb. 3). Mit Hilfe aller in einem Radargramm enthaltenen Diffractionshyperbeln kann ein Geschwindigkeitsmodell generiert und damit auf die Ausbreitungsgeschwindigkeiten im Untergrund geschlossen werden.

Sedimentologie

Im Süden der Insel Sylt wurden sieben Rammkernsondierungen bis in eine maximale Tiefe von 8 m unter der Geländeoberfläche abgeteuft. Die Bohrpunkte sind auf Grundlage der Radarfazies gezielt ausgewählt und mittels dGPS eingemessen worden. Auf diese Weise wurden alle Radarfazies und Hauptreflektoren im Arbeitsgebiet hinsichtlich ihres Materials bestimmt. Im Bereich der Bohrungen B2 und B4 (Abb. 2) sind zusätzlich 3D-Georadarmessungen durchgeführt worden, um räumliche Informationen der durchteuften Schichten bzw. Hauptreflektoren zu erhalten. Die Feldansprache erfolgte nach den Kriterien der DIN 4022. Dabei wurden Korngröße, Sedimentfarbe, Kalkgehalt, organogener Anteil, Schalenfragmente und Wassergehalt aufgenommen und enthaltene Mollusken und Makroreste bestimmt. Die Probenentnahme richtete sich nach den Radargrammen und der Lithologie bzw. den differenzierbaren Sedimenteinheiten. Insgesamt wurden 266 Proben entnommen, so dass von jeder Radarfazies bzw. jedem Sedimenttyp entsprechendes Probenmaterial gesichert und anschließend im Labor mittels Nass- und Trockensiebung granulometrisch bestimmt werden konnte. Zur Berechnung korngrößenstatistischer Parameter wurde das Programm Gradistat nach Blott & Pye (2001) verwendet.

4 Ergebnisse und Diskussion

Die Geschwindigkeit der elektromagnetischen Welle ist abhängig von den elektromagnetischen Materialeigenschaften des Untergrundes und nach Art des Materials unterschiedlich. Die Definition der Erkundungstiefe der GPR-Profile von Süd-Sylt erfolgte durch die Geschwindigkeitsanalyse mit Hilfe von Diffraktionshyperbeln. In einigen GPR-Profilen konnte die Lage des Grundwasserspiegels als durchgehender horizontaler Reflektor starker Amplitude in einer Tiefe von 50 – 80 ns TWT definiert und durch Bohrungen bestätigt werden. Demnach bestehen die GPR-Profile hinsichtlich ihrer Materialeigenschaften im unteren Teil aus wassergesättigten und im oberen Teil aus wasserungesättigten Sanden. Die Ausbreitungsgeschwindigkeit innerhalb der wassergesättigten Sande beträgt 0,05 m/ns - 0,09 m/ns. Ungesättigte Dünen Sande oberhalb des Grundwasserspiegels weisen Geschwindigkeiten zwischen 0,09 m/ns und 0,14 m/ns auf. Die Durchschnittswerte entsprechen annähernd denen von Lindhorst et al. (2008) für den Norden der Insel Sylt und den von Girardi & Davis (2010) für Dünen an der U.S.-Atlantikküste ermittelten Ausbreitungsgeschwindigkeiten. Infolgedessen wurde für die meisten Radargramme ein zweigeteilter Maßstab berechnet (Abb. 4 – 6). Da die auf Hyperbeln basierte Geschwindigkeitsanalyse mit einem durchschnittlichen Fehler von +/- 10 % belastet ist (Cassidy 2009), wurden die im Radargramm festgelegten Tiefen mit Bohrungen korreliert.

Durch die Definition einer Radarfazies konnten einzelne Sedimentationseinheiten identifiziert und voneinander abgegrenzt werden. Die Radarstratigraphie ermöglicht eine relative chronologische Einordnung der Ablagerungseinheiten und der geomorphologischen Prozesse. Die Holozänbasis, die in Tiefen von -21 m NN unter der Hörnum Odde auftritt (Dietz & Heck 1952), wurde weder durch Bohrungen noch anhand von Georadarmessungen erreicht. Die GPR-Profile 1 und 2 (Abb. 4 und 5) lassen folgende radarstratigraphische Einheiten erkennen.

Progradations-Fazies

Die unterste aus Radargrammen und sedimentologischen Daten ersichtliche Entwicklungsphase stellt die Progradation der Barriere bzw. ein Vorbauen der südlichen Sylter Inself Spitze in Richtung heutiger Tiderinne (Hörnum- bzw. Vortrapptief) als *tidal-inlet-fill* dar. Die Progradations-Fazies kommt ab ca. 80 ns – 100 ns TWT vor und erreicht Tiefen bis ca. 350 ns TWT. Die einzelnen Reflektoren verhalten sich im Hangenden sigmoidal bis divergent, werden im Liegenden zunehmend parallel und treffen dort durch *downlap* auf eine stark reflektierende Schichtgrenze bzw. einen Hauptreflektor hoher Amplitude (Abb. 4 und 5). Dieser Hauptreflektor verläuft im oberen Bereich annähernd horizontal und zeigt nach

mehreren Zehner Metern ein südöstliches Einfallen bis in Tiefen von 8 m (Abb. 4). Aus dreidimensionalen GPR-Profilen kann ein Einfallen der Hauptreflektoren der Progradations-Fazies in Richtung Süd bis Südost belegt werden. Trotz erhöhter Dämpfung des elektromagnetischen Signals mit zunehmender Tiefe weisen diese Reflektoren durchweg hohe Amplituden auf und deuten so auf einen deutlichen Materialwechsel oder stark reflektierendes Material hin. Die Bohrungen B2, B4 und B6 bestätigen in Tiefen von 7 – 8 m unter der Geländeoberfläche marine Sedimente mit einer zum Teil gradierten Wechsellagerung von schlecht sortierten Grob- und sehr groben Sanden (500 μm – 2000 μm) mit deutlichem Anteil an gut gerundeten Kiesen und Muschelschillfragmenten. Größere Kiese, die nicht durch Bohrungen erfasst wurden, bilden sich im Radargramm als Diffraktionshyperbeln ab (Abb. 3) und lassen auf ein erhöhtes Energieniveau während der Sedimentation schließen. Demzufolge werden die starken Reflektoren innerhalb der Progradations-Fazies als Erosionsdiskordanzen interpretiert und stellen stationäre bis regressive Phasen während des Progradationsprozesses dar. Die Sedimente der Progradations-Fazies entsprechen den von Hoffmann (1974) beschriebenen grobkörnigen Hakensedimenten.

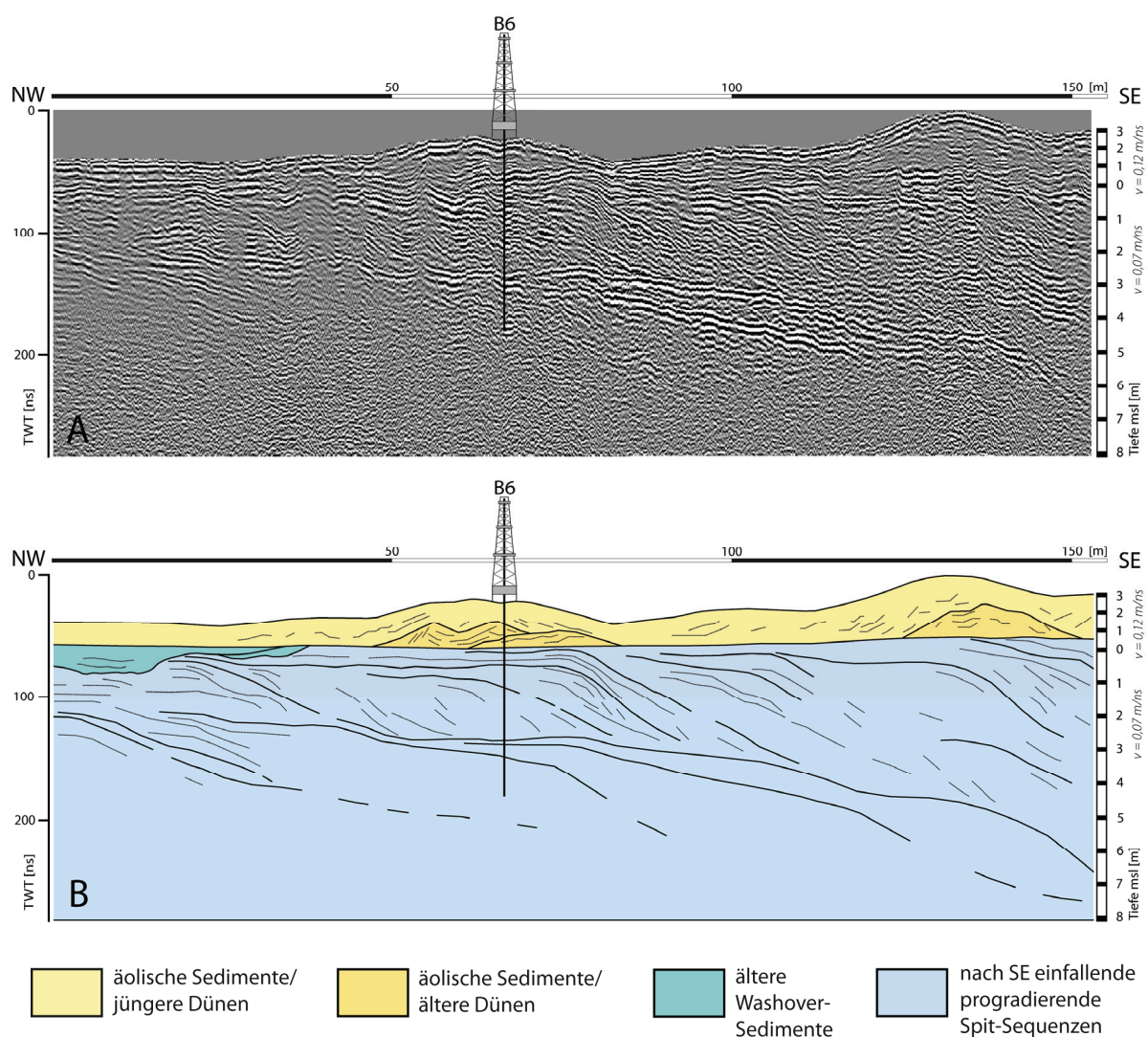


Abb. 4: GPR-Profil 1 (200 MHz) von 154 m Länge in Richtung Nordwest → Südost mit der Position von Bohrung B6. A: Radargramm nach dem Processing. GPR-Daten sind gefiltert (Offset-Korrektur, *dewow*-Filter, Bandpassfilter, *background removal*), die Amplituden wurden verstärkt (*gain*), Artefakte entfernt, und die Topographie mit Hilfe der dGPS Daten ausgeglichen. Die Migration wurde mit einer Durchschnittsgeschwindigkeit von 0,08 m/ns durchgeführt. B: Interpretation und Legende. Hauptreflektoren sind durch starke durchgezogene Linien gekennzeichnet und stellen Diskordanzen dar. Die interne Schichtung ist anhand punktierter Linien zu erkennen.

Strand-Fazies

Mit Auftauchen der Inselbarriere über das Meeresspiegelniveau folgte die Akkumulation horizontaler bis leicht in Richtung Meer einfallender Strandsedimente, die im Radargramm durch planare und parallele Reflektoren mittlerer bis schwacher Amplitude gekennzeichnet sind (Abb. 5). Im Bohrkern sind dies schillführende marine Sande der Mittel- bis Grobsandfraktion (250 μm - 1000 μm). Die Strand-Fazies befindet sich im Bereich des heutigen Grundwasserspiegels (50 ns – 80 ns TWT) und ist nicht in allen Radargrammen der Hörnum Odde gleichermaßen vorzufinden. Dort wo Strandsedimente abgelagert wurden, variieren diese deutlich hinsichtlich ihrer Mächtigkeit. Als Gründe dafür sind die sturmflutbedingte Erosion der Strandsedimente oder die äolische Aufbereitung feiner Korngrößen des trockenen Strandsandes durch Deflation und einsetzender Primärdünenbildung aufzuführen.

Dünen-Fazies

Auf der trocken gefallen und über dem Meeresspiegel angewachsenen Inselspitze setzte anschließend großflächige Dünenbildung ein. Die Dünen-Fazies im Radargramm ist oberhalb des Grundwasserspiegels in Bereichen zwischen 0 ns bis 50 ns TWT vorzufinden. Die kontinuierlichen Reflektoren mittlerer bis hoher Amplitude verlaufen größtenteils parallel bis subparallel und zeigen neben einem steilen Einfallswinkel die für Küstendünen typische und durch kleinräumig wechselnde Windrichtungen bedingte äolische Schräg- und Kreuzschichtung. In den GPR-Profilen im mittleren Teil der Hörnum Odde sind mindestens zwei Dünengenerationen zu verzeichnen, die im Bohrkern B6 (Abb. 4) durch eine Bodenbildung mit Wurzelhorizont gekennzeichnet sind. Dünen sand ist in den Bohrkernen von B4, B6, B10 durch eine Wechsellagerung von gut sortiertem Fein- und Mittelsand (ca. 100 μm – 300 μm) charakterisiert und enthält keine makroskopisch erkennbaren Muscheln oder Schillkomponenten.

washover-Fazies

Die *washover*-Fazies zeigt je nach Topographie und Position in Bezug zur Küstenlinie unterschiedliche morphologische Strukturen und Reflexionsgeometrien. In den GPR-Profilen 1 und 2 (Abb. 4 und 5) ist die *washover*-Fazies durch konkave, wannen- und rinnenförmige Reflexionen mittlerer Amplitude und Kontinuität gekennzeichnet, die die umgebenden Reflektoren und Schichten erosiv durchbrechen (*cut-and-fill*-Strukturen) und geomorphologisch einem *washover-channel* entsprechen. Die wannenförmigen Strukturen sind durch irreguläre bis planare Reflexionen schwacher Amplitude verfüllt, die kaum interne Schichtung aufweisen. In küstennormal streichenden GPR-Profilen ist die *washover*-Fazies weniger gut von den benachbarten Einheiten zu unterscheiden. Vereinzelt lassen sich schwache Reflexionen mit einem leichten Einfallen in Richtung Ost erkennen, die den für einen *washover-fan* typischen *delta-foresets*-Schichten (Schwartz 1975) entsprechen. Diese werden mit Nachlassen der Strömungsenergie im distalen Bereich eines *washover* fächerförmig abgelagert (Leatherman 1981, Leatherman & Zaremba 1987). In den GPR-Profilen 1 und 2 (Abb. 4 und 5) kommt die *washover*-Fazies sowohl im oberen Bereich der Progradations-Fazies als auch innerhalb rezenter Dünenkomplexe vor. Demzufolge sind im Bereich der südlichen Inselspitze während unterschiedlicher Entwicklungsstadien *washover*-Ereignisse zu verzeichnen. Dabei sind die in jüngerer Vergangenheit und rezent durch Dünendurchbrüche auf Sylt abgelagerten Sedimente von geringerer Mächtigkeit und Ausdehnung als die zur Zeit der Progradation vermutlich unterhalb des Meeresspiegels entstandenen Washover-Strukturen.

Heute sind *washover*-Events auf Sylt ausschließlich auf den Bereich der Vordünen und Dünen beschränkt. Das Radargramm in Abb. 5 zeigt *washover*-Sedimente eines Dünendurchbruchs infolge der Sturmflut 1962 südlich der Hörnumer Kersig-Siedlung. Während darauffolgender Sturmfluten z. B. 1981 wurde das Gebiet zum Teil erneut überflutet.

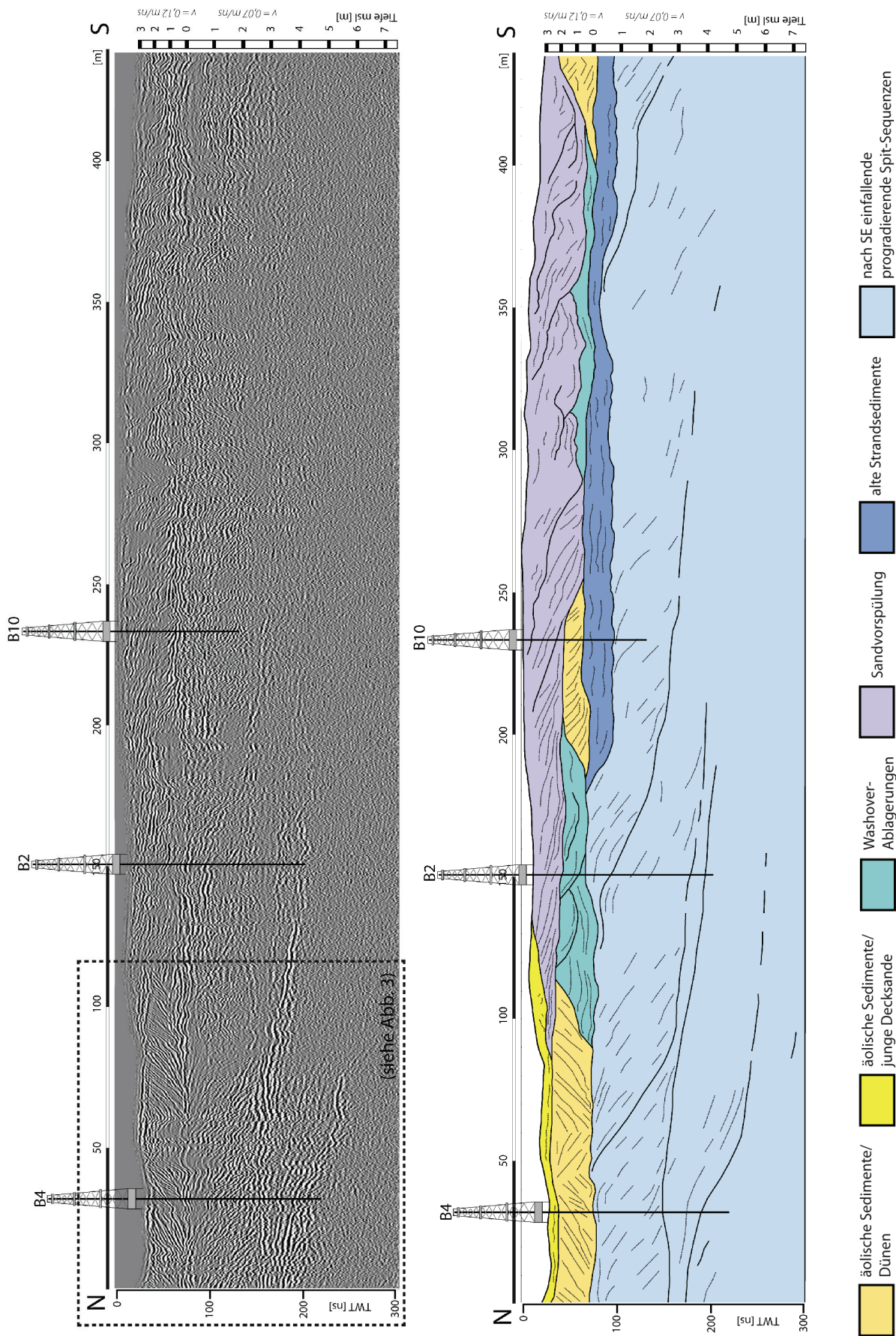


Abb. 5: GPR-Profil 2 (200 MHz) von 338 m Länge in Richtung Nord → Süd und Interpretation mit Lage der Bohrungen (B4, B2, B10) im Arbeitsgebiet Hörnum Odde (Süd-Sylt).

Die Dünen wurden entweder bis zur Basis erodiert oder im oberen Bereich gekappt. Der gekappte Dünenrest ist als solcher im Radarogramm gut erkennbar (Abb. 5, Radarogramm zwischen 200 – 250 m Länge).

Die Radarfazies der Sandvorspülung wurde durch zahlreiche Testmessungen auf bekannten Sandvorspülkörpern definiert und zeichnet sich im Radarogramm durch irreguläre, annähernd reflexionsfreie Bereiche aus, die durch wenig geschichtete Spülsande hervorgerufen werden. Im Bohrkern sind dies marine homogene Mittelsande mit vereinzelt Muscheln, Schnecken und Schillkomponenten. Im Dünendurchbruchstal südlich der Kersig-Siedlung wurde 1983 eine Sandaufspülung in Form einer Dünenverwallung vorgenommen und in den 1990er Jahren durch mehrfache Sandvorspülungen seewärts verstärkt. Das GPR-Profil 2 (Abb. 5) zeigt Reste dieser Spülsande. Ältere Spülsandvorkommen gerieten nach Ablagerung unter äolischen Einfluss und wurden durch systematische Strandhaferpflanzungen festgelegt.

5 Fazit

Durch die Methodenkombination von Georadarmessungen und Bohrungen und die Korrelation von Sediment- und Radarfazies konnten über den bisherigen Kenntnisstand hinaus wertvolle, sich ergänzende Informationen zur Geologie des oberflächennahen Untergrundes der Inseln Sylt und Amrum gewonnen werden. Typisch für Barriereinseln sind häufige Fazieswechsel. Diese sind jedoch anhand von Bohrungen oftmals schwer nachzuweisen. Die Daten zeigen, dass durch hochauflösende Georadarmessungen in einem zwei- und dreidimensionalen Survey Design auch kleinräumige küstenmorphologische Strukturen detailliert erfasst und mit Hilfe von gezielten Bohrungen sedimentologisch bestimmt werden können. So konnten die durch Hoffmann (1974) erbohrten grobkörnigen Hakensedimente im Süden der Insel Sylt bestätigt und eine echte Strandhakenbildung südlich der Ortschaft Hörnum nachgewiesen werden. Georadardaten erlauben erstmals Aussagen zur komplexen internen Struktur und den am Aufbau des Hakens beteiligten Prozessen. Hauptreflektoren hoher Amplitude in Kombination mit zahlreichen Diffraktionshyperbeln entsprechen sedimentologisch sturmflutbedingten Erosionsdiskordanzen, die stationäre bis regressive Phasen innerhalb des Progradationsprozesses darstellen. Ausgedehnte *washover*-Strukturen im Hangenden der Progradationsfazies sprechen ebenfalls für eine erhöhte Sturmflutaktivität während der Hakenbildung. Bodenhorizonte innerhalb der Dünen-Fazies lassen zudem auf unterschiedliche Dünengenerationen im Bereich der Hörnum Odde schließen.

Literatur

- Aagaard, T., J. Orford & A.S. Murray (2007): Environmental controls on coastal dune formation; Skallingen Spit, Denmark. In: *Geomorphology* 83: 29-47.
- Ahrendt, K. (1992): Entwicklung und Sedimenthabitus des Hörnum- und Vortrapptiefs. In: *Meyniana* 44: 53-65.
- Ahrendt, K. (1994): Geologie und Küstenschutz am Beispiel Sylt. In: *Berichte Forschungs- u. Technologiezentrum Westküste der Universität Kiel* 4, 135 S.
- Ahrendt, K. (2007): Vergangenheit und Zukunft des nordfriesischen Wattenmeeres. In: *Coastline Reports* 9: 45-57.
- Allen, J.R.L. (1982): *Sedimentary structures: their character and physical basis*. Vol. 1. *Developments in sedimentology*, Vol. 30 A, Elsevier, Amsterdam, 593 S.
- Annan, A.P. (2001): *Ground penetrating radar workshop notes*. Sensors and Software Inc., Mississauga, Canada, 192 S.
- Annan, A.P. (2009): *Electromagnetic Principles of Ground Penetrating Radar*. – In: Jol, H.M. (Hrsg.): *Ground Penetrating Radar: Theory and Applications*. Elsevier Ltd, Amsterdam, S. 3-40.
- Anthony, D. & I. Møller, (2002): The geological architecture and development of the Holmsland Barrier and Ringkøbing Fjord area, Danish North Sea Coast. – In: *Geografisk Tidsskrift* 102 (1): 27-36.

- Baker, P.L. (1991): Response of ground-penetrating radar to bounding surfaces and lithofacies variations in sand barrier sequences. In: *Exploration Geophysics* 22: 19-22.
- Bennett, M.R., N.J. Cassidy & J. Pile (2009): Internal structure of a barrier beach as revealed by ground penetrating radar (GPR): Chesil beach, UK. In: *Geomorphology* 104: 218-229.
- Blott, S.J. & K. Pye (2001): Gradistat. A grain size distribution and statistics package for the analyses of unconsolidated sediments. In: *Earth Surface Processes and Landforms* 26: 1237-1248.
- Bristow, C.S., P.N. Chroston & S.D. Bailey (2000): The structure and development of foredunes on a locally prograding coast: insights from ground-penetrating radar surveys, Norfolk, UK. In: *Sedimentology* 47 (5): 923-944.
- Bristow, C.S. & H.M. Jol (2003): An introduction to ground penetrating radar (GPR) in sediments. In: Bristow, C.S., & H.M. Jol (Hrsg.): *Ground penetrating radar in sediments*. Geological Society, London, Special Publications (211): S. 1-7.
- Bristow, C.S. & K. Pucillo (2006): Quantifying rates of coastal progradation from sediment volume using GPR and OSL: the Holocene fill of Guichen Bay, south-east South Australia. In: *Sedimentology*, 53 (4): 769 – 788.
- Buynevich, I.V., D.M. Fitzgerald & S. van Heteren (2004): Sedimentary records of intense storms in Holocene barrier sequences, Maine, USA. In: *Marine Geology* 210: 135-148.
- Campbell, C.V. (1967): Lamina, laminaset, bed and bedset. In: *Sedimentology* 8: 7-26.
- Cassidy, N.J. (2009): Ground Penetrating Radar Data Processing, Modelling and Analysis. In: Jol, H.M. (Hrsg.): *Ground Penetrating Radar: Theory and Applications*. Elsevier, Amsterdam, Oxford: pp. 141-176.
- Clemmensen, L.B., F. Andreasen, S.T. Nielsen & E. Sten (1996): The late Holocene dunefield at Vejers, Denmark: characteristics, sand budget and depositional dynamics. In: *Geomorphology* 17: 76-98.
- Clemmensen, L.B., M. BjØrnsen, A. Murray & K. Pedersen (2007): Formation of aeolian dunes on Anholt, Denmark since AD 1560: A record of deforestation and increased storminess. In: *Sedimentary Geology* 199: 171-187.
- Clemmensen, L.B. & L. Nielsen (2010): Internal architecture of a raised beach ridge system (Anholt, Denmark) resolved by ground-penetrating radar investigations. In: *Sedimentary Geology* 223: 281-290.
- Clemmensen, L.B., K. Pye, A. Murray & J. Heinemeier (2001): Sedimentology, stratigraphy and landscape evolution of a Holocene coastal dune system, Lodbjerg, NW Jutland, Denmark. In: *Sedimentology* 48 (1): 3-27.
- Costas, S., I. Alejo, F. Rial, H. Lorenzo & M. Nombela (2006): Cyclical Evolution of a Modern Transgressive Sand Barrier in Northwestern Spain Elucidated by GPR and Aerial Photos. In: *Journal of Sedimentary Research* 76 (9): 1077-1092.
- Davis, R.A. (1994): Barrier island systems – a geological overview. In: Davis, R.A. (Hrsg.): *Geology of holocene barrier island systems*. Springer, Heidelberg, Berlin, S. 1-46.
- De Lange, W.P. & V.G. Moon (2007): Tsunami washover deposits, Tawharanui, New Zealand. In: *Sedimentary Geology* 200: 232-247.
- Detle, H.-H. (1977): Ein Vorschlag zur Analyse eines Wellenklimas. In: *Die Küste* 31: 166-180.
- Dietz, C. & H.-L. Heck (1952): Geologische Karte von Deutschland, Erläuterungen zu den Blättern Sylt-Nord und Sylt-Süd. Landesanstalt für Angewandte Geologie, Kiel, 123 S.
- Dougherty, A.J., D.M. Fitzgerald & I.V. Buynevich (2004): Evidence for storm-dominated early progradation of Castle Neck barrier, Massachusetts, USA. In: *Marine Geology* 210: 123-134.
- Fitzgerald, D.M. & I.V. Buynevich (2002): Organic-Rich Facies in Paraglacial Barrier Lithosomes of Northern New England: Preservation and Paleoenvironmental Significance. In: *Journal of Coastal Research* 36: 109-117.
- Fitzgerald, D.M. & S. Van Heteren (1999): Classification of paraglacial barrier systems: coastal New England, USA. In: *Sedimentology* 46: 1083-1108.
- Girardi, J.D. & D.M. Davis (2010): Parabolic dune reactivation and migration at Napeague, NY, USA: Insights from aerial and GPR imagery. In: *Geomorphology* 114: 530-541.
- Grant, J.A., M.J. Brooks & B.E. Taylor (1998): New constraints on the evolution of Carolina Bays from ground-penetrating radar. In: *Geomorphology* 22: 325-345.

- Hayes, M.O. (1979): Barrier island morphology as a function of tidal and wave regime. In: Leatherman, S. P. (Hrsg.): Barrier islands from Gulf of St. Lawrence to the Gulf of Mexico. Academic Press, New York, pp. 1-27.
- Hodgkinson, J., M.E. Cox, S. McLoughlin & G. J. Huftile (2008): Lithological heterogeneity in a back barrier sand island: implications for modelling hydrogeological frameworks. In: *Sedimentary Geology* 203: 64-86.
- Hoffmann, D. (1974): Zum geologischen Aufbau der Hörnum Halbinsel auf Sylt. In: *Meyniana* 23: 63-68.
- Horwitz, M. & P. Wang (2005): Sedimentological characteristics and internal architecture of two Overwash fans from hurricanes Ivan and Jeanne. In: *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions* 55: 342-352.
- Hundt, C. (1957): Die Abbruchursachen an der Nordwestküste des Ellenbogens auf Sylt. In: *Die Küste* 6 (2): 5-37.
- Jol, H.M., D.C. Lawton & D.G. Smith (2002): Ground penetrating radar: 2-D and 3-D subsurface imaging of coastal barrier spit, Long Beach, WA, USA. In: *Geomorphology* 53: 165-181.
- Jol, H.M., D.G. Smith & R.A. Meyers (1996): Digital Ground Penetrating Radar (GPR): A New Geophysical Tool for Coastal Barrier Research (Examples from the Atlantic, Gulf and Pacific Coasts, U.S.A.). In: *Journal of Coastal Research* 12 (4): 960-968.
- Kelletat, D. (1992): Coastal Erosion and Protection Measures at the German North Sea Coast. In: *Journal of Coastal Research* 8 (3): 699-711.
- Lamprecht, H.-O. (1957): Uferveränderungen und Küstenschutz auf Sylt. In: *Die Küste* 6 (2): 39-93.
- Leatherman, S.P. (1981): Overwash Processes. In: *Benchmark Papers in Geology* 58, Hutchinson Ross Publishing Company, Stroudsburg, Pennsylvania, 376 S.
- Leatherman, S.P. & R.E. Zaremba (1987): Overwash and aeolian processes on a U.S. Northeast Coast Barrier. In: *Sedimentary Geology* 52: 183-206.
- Lindhorst, S., C. Betzler & H.C. Hass (2008): The sedimentary architecture of a Holocene barrier spit (Sylt, German Bight): Swash-bar accretion and storm erosion. In: *Sedimentary Geology* 206: 1-16.
- Lindhorst, S., J. Fürstenau, H.C. Hass & C. Betzler (2010): Anatomy and sedimentary model of a hooked spit (Sylt, southern Northsea). – In: *Sedimentology*, 57: 935-955.
- Mitchum, R.M., P.R. Vail & J.B. Sangree (1977): Stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences. In: Payton, C. E. (Hrsg.): *Seismic stratigraphy: applications to Hydrocarbon Exploration*. AAPG Mem. 16: S. 117-123.
- Neal, A. (2004): Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: principles, problems and progress. In: *Earth-Science Reviews* 66: 261-330.
- Neal, A., N.I. Pontee, K. Pye & J. Richards (2002a): Internal structure of mixed-sand-and-gravel beach deposits revealed using ground-penetrating radar. In: *Sedimentology* 49: 789-804.
- Neal, A., J. Richards & K. Pye (2002b): Structure and development of shell cheniers in Essex, southeast England, investigated using high-frequency ground-penetrating radar. In: *Marine Geology* 185: 435-469.
- Neal, A., J. Richards & K. Pye (2003): Sedimentology of coarse-clastic beach-ridge deposits, Essex, southeast England. In: *Sedimentary Geology* 162 (3-4): 167-198.
- Newig, J. (1995): Zur langfristigen Gestaltänderung der Insel Sylt. In: *Kölner Geographische Arbeiten* 66: 121-138.
- Pedersen, K. & L.B. Clemmensen (2005): Unveiling past aeolian landscapes: A ground penetrating radar survey of a Holocene coastal dunefield system, Thy, Denmark. In: *Sedimentary Geology* 177: 57-86.
- Stolt, R.H. (1978): Migration by Fourier transform. In: *Geophysics* 43: 23-48.
- Schwartz, R.K. (1975): Nature and genesis of some storm washover deposits. In: *Benchmark Papers in Geology* 58: 229-260.
- Switzer, A.D., C.S. Bristow & B.G. Jones (2006): Investigation of large-scale washover of a small barrier system on the southeast Australian coast using ground penetrating radar. In: *Sedimentary Geology* 183: 145-156.
- Tamura, T., F. Murakami, F. Nanayama, K. Watanaba & Y. Saito (2008): Ground-penetrating radar profiles of Holocene raised-beach deposits in the Kujukuri strand plain, Pacific coast of eastern Japan. In: *Marine Geology* 248: 11-27.
- Tamura, T., F. Murakami & K. Watanaba (2010): Holocene beach deposits for assessing coastal uplift of the northeastern Boso Peninsula, Pacific coast of Japan. In: *Quaternary Research* 74: 227-234.

- Van Heteren, S., D.M. Fitzgerald, D.C. Barber, J.T. Kelley & D.F. Belknap (1996): Volumetric analysis of a New England barrier system using ground-penetrating radar and coring techniques. In: *Journal of Geology* 104: 471-483.
- Van Heteren, S., D.M. Fitzgerald, P.A. McKinlay & I.V. Buynevich (1998): Radar facies of paraglacial barrier systems: coastal New England, USA. In: *Sedimentology* 45: 181-200.
- Van Overmeeren, R.A. (1998): Radar facies of unconsolidated sediments in The Netherlands: a radar stratigraphy interpretation method for hydrogeology. In: *Journal of Applied Geophysics* 40: 1-18.
- Wang, P. & M.H. Horwitz (2007): Erosional and depositional characteristics of regional overwash deposits caused by multiple hurricanes. In: *Sedimentology* 54 (3): 545-564.

Danksagung

Ein besonderer Dank geht an die Deutsche Bundesstiftung Umwelt (DBU) für die finanzielle Unterstützung durch ein Promotionsstipendium. Ferner danken wir den Freunden und Förderern der Goethe-Universität, der FAZIT-Stiftung, der Hermann Willkomm Stiftung und der GEOPRAX Projektförderung für die Bereitstellung von Sach- und Reisekosten. Für die Genehmigungen für unsere Arbeiten im Gelände bedanken wir uns herzlich beim Amt für Kreisentwicklung, Bau und Umwelt/ Untere Naturschutzbehörde in Husum.

Adresse

Dipl.-Geogr. Tanja Tillmann
Goethe-Universität Frankfurt am Main
Fachbereich Geowissenschaften/Geographie
Institut für Physische Geographie
Altenhöferallee 1
60438 Frankfurt, Germany

tillmanntanja@aol.com



Identifikation zukünftiger Konfliktpotenziale im niedersächsischen Küstenbereich im Projekt “Speichern statt Pumpen”

Ina Umlauf^{1,2}, Jürgen Meyerdirks¹ & Frank Ahlhorn¹

¹ Carl von Ossietzky Universität Oldenburg

² Brandenburgische Technische Universität Cottbus

Abstract

Coastal protection as well as water management are two sides of the medal in the coastal region of Lower Saxony: dikes protect land against flooding, while inland waters have to be drained off the low areas through the dikes. Water management fulfils this need by operating sluices and dikes. Based on the results of the European project: Climate Proof Areas in the coastal regions of Lower Saxony higher precipitation and discharge in winter as well as lower precipitation and discharge in summer can be expected. Water management would have to face higher amounts of water to be pumped and also additional water to be let in the area during the summer time.

The project “Speichern statt pumpen” (Storage instead of pumping) was carried out to show regional variations of water balance caused by climatic changes, especially focussing on outcomes for the water management, in the coastal regions of Lower Saxony. Major concern was, whether an alternative, both economically and ecologically sustainable strategy for regional water management was possible. The idea was to store water in winter and to use it during the following summer period. Several storage possibilities were taken into account: storage in polders, regeneration of bogs, water storage in existing water bodies and others. The project “Speichern statt pumpen” was divided into two parts: spatial reconnaissance and a participation process. Within the spatial reconnaissance a sound database for relevant types of land use: water management, agriculture, nature protection and tourism was created. Data were processed via GIS: Measurable spatial indicators were aggregated to criteria. These criteria were used to visualize the demands of these types of land use in maps. Areas of potential conflicts were determined. Concerning water management both storage capacities and requirements of water management were considered. During the participation process possible future developments of water management were discussed with different stakeholders.

For the first time, such a broad data base for the coastal regions of Lower Saxony has been set up. Hence, future projects based on “Speichern statt pumpen” should be conducted concerning tangible measures of future sustainable water management.

1 Hintergrund

Im Auftrag der Nationalparkverwaltung „Niedersächsisches Wattenmeer“-Biosphärenreservat führten die Arbeitsgruppe Integrative Modellierung und das wissenschaftliche Zentrum COAST der Universität Oldenburg von Februar 2009 bis Februar 2010 das Projekt „Speichern statt pumpen“ durch. Das Projekt wurde im Rahmen des Programms „Biosphärenreservate als Modellregionen für Klimaschutz und Klimaanpassung“ als Forschungs- und Entwicklungsvorhaben durch das Bundesamt für Naturschutz gefördert. Die Fläche des Nationalparks „Niedersächsisches Wattenmeer“ bildet die Kernzone des Biosphärenreservats, eine Entwicklungszone soll diese umgeben. Beispielhaft sollten in „Speichern statt pumpen“ alternative Wasserwirtschaftskonzepte für einen bedeutsamen und klimasensitiven Nutzer der Region erarbeitet werden.

Ziele des Projektes

Ziel des Projektes ist die Identifikation der regionalen Folgen des Klimawandels im niedersächsischen Küstenraum und deren Folgen. Besonders soll auf die Identifikation von Räumen mit Potenzial zu vermehrter Speicherung binnendeichs anfallender Wassermengen und einer damit einhergehenden Veränderung des Pumpaufwandes fokussiert werden. Dies soll im Einklang mit einer gewünschten nachhaltigen Entwicklung im Biosphärenreservat „Niedersächsisches Wattenmeer“ stehen. Die Zielsetzung des Projektes umfasst im Wesentlichen folgende drei Fragen:

1. Welche räumlichen Ansprüche haben die Wasserwirtschaft, Landwirtschaft, Naturschutz und Tourismus in der niedersächsischen Küstenregion?
2. Welche Gebiete weisen aufgrund nutzungsbedingt erhöhter Konfliktpotenziale und klimawandelbedingter Veränderungen einen erhöhten Handlungsbedarf seitens der Wasserwirtschaft aus?
3. Ist es möglich in einem konsensualen Diskussions- und Planungsprozess zu alternativen Lösungsansätzen zu gelangen, die u.a. vermehrt auf die Speicherung statt dem Pumpen binnendeichs anfallender Wassermengen fokussieren?

Untersuchungsgebiet

Ansatz der Nationalparkverwaltung Niedersächsisches Wattenmeer ist es, einen küstennahen Streifen als Entwicklungszone des Biosphärenreservats zu schaffen. Da die in „Speichern statt Pumpen“ genutzten räumlichen Daten auf Landkreisebene vorlagen, wurde das Untersuchungsgebiet auf die Festlandsflächen der Landkreise des niedersächsischen Küstenraums: Cuxhaven, Wesermarsch, Ammerland, Friesland, Wittmund, Aurich und Leer ausgedehnt. Die Städte Wilhelmshaven, Emden Bremen und Bremerhaven wurden hinsichtlich wasserwirtschaftlicher Strukturen, nicht allerdings in Bezug auf die Analyse der Landnutzungen berücksichtigt.

Die Wasserwirtschaft in der Region

Die niedersächsische Nordseeküste ist charakterisiert durch den anthropogenen Einfluss auf die Landschaftsentwicklung: Flächen, die in historischer Zeit dem Meer abgerungen wurden, werden durch Deiche vor Fluten geschützt. Aufgrund der für den Küstenschutz notwendigen durchgängigen Deichlinie kann die Binnenentwässerung ins Meer nicht auf mehr natürliche Weise erfolgen. Sie wird vielmehr als Hauptaufgabe der Wasserwirtschaft mittels eines feinmaschigen Entwässerungsnetzes von Gewässern unterschiedlicher Größe und Struktur vorgenommen (Gräben, Fleete, Vorfluter, Sielzüge). Die Entwässerung durch die Deichlinie erfolgt über Deichsiele, die sich tidenabhängig öffnen und schließen, oder auch entgegen dem Gefälle mittels Schöpfwerken. Schleusen ermöglichen die Schifffahrt durch die Deichlinie hindurch. Sperrwerke tragen zum Schutz vor Fluten bei.

Anforderungen an die Wasserwirtschaft

Hauptanforderung an die Wasserwirtschaft ist die Binnenentwässerung. Die Funktionsfähigkeit der Wasserwirtschaft ist essentiell. Dies gilt sowohl für den Erhalt der landschaftlichen Strukturen als auch für die bestehenden Nutzungen. Aus den Nutzungsansprüchen seitens der Landwirtschaft ergibt sich eine weitere Anforderung an die Wasserwirtschaft. Da die nördliche Wesermarsch auf drei Seiten von der Nordsee umgeben ist, steht das dortige Grundwasser unter Salzeinfluss. Gräben, die zur Gewährleistung der viehkehrenden Wirkung durch Abgrenzen der Weideflächen genutzt werden (Wiezorek 1972) müssen, da sie auch der Viehtränke dienen, aus Gründen der Tierhygiene durch Zuwässerung mit Wasser aus dem Vorfluter Weser befüllt werden. Durch die Wasserwirtschaft entstehende Kosten und Aufwendungen sind gering zu halten. Zudem gilt auch für die Wasserwirtschaft das Nachhaltigkeitsgebot: das Ausmaß der Pumpmenge ist hierbei zu optimieren, um den Energieverbrauch zu minimieren und damit Pumpmengen gering zu halten.

Klimawandel und Wasserwirtschaft

Die Anforderungen an die Wasserwirtschaft im niedersächsischen Küstenbereich werden sich im Zuge veränderter klimatischer Verhältnisse erhöhen. Der Klimawandel und seine Folgen können durch eine Kopplung von Szenarien und Modellen abgeschätzt werden. Um seine Auswirkungen auf den niedersächsischen Küstenraum zu prognostizieren, wurden basierend auf Emissionsszenarien und dem globalen Klimamodell ECHAM5 Regionalisierungen der Klimaentwicklung genutzt (Norddeutsches Klimabüro 2010). Auf Grundlage der regionalisierten Klimagrößen Niederschlag und Temperatur wurden durch Bormann et al. (2009) für die Emissionsszenarien A1B, A2 und B1, welche in IPCC (2000) ausführlich beschrieben sind, Abflusssimulationen durchgeführt. In Folge des Klimawandels ist mit ansteigenden Niederschlägen und dementsprechend auch mit höheren Abflüssen im Winterhalbjahr für den niedersächsischen Küstenraum zu rechnen (Jonas et al. 2005, Norddeutsches Klimabüro 2010, Spekat et al. 2010). Im Sommer wird hingegen ein Rückgang der Niederschläge erwartet, dies kann teilweise zu defizitären Abflusszuständen führen. Für Emissionsszenarien der B-Familie (umweltorientiert) ergibt sich eine Angleichung der Niederschläge im Winter- und im Sommerhalbjahr. Für die Emissionsszenarien der A-Familie (Wirtschaftswachstum) wird eine Umkehr vom Sommer- zum Winterregengebiet für das Ende des 21. Jahrhunderts prognostiziert. Abb. 1 zeigt modellierte Abflussmengen vergangener Abflussreihen (1961 – 2000) sowie unter Annahme des Emissionsszenarios A1B (hohes Wirtschaftswachstum bei ausgewogener Nutzung fossiler und nichtfossiler Energiequellen) simulierte Abflüsse für zukünftige Dekaden (2001 – 2100). Deutlich werden der Trend zu höheren Abflussmengen im Frühjahr und die rückläufige Abflussentwicklung im Sommer.

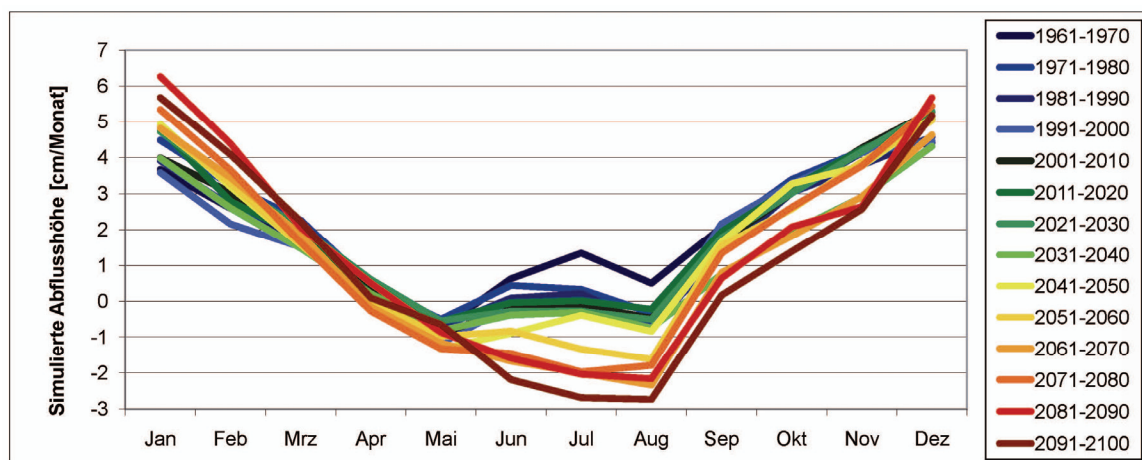


Abb. 1: Abflussentwicklung bei einem A1B-Szenario (Bormann et al. 2009).

Höhere Abflüsse im Winter erfordern einen höheren Pumpaufwand und verursachen damit höhere Kosten. Durch den zu erwartenden Meeresspiegelanstieg ist es nur eingeschränkt möglich, die Siele zur Entwässerung im Sinne der Freiflut länger zu öffnen. Wasserdefizite im Sommerhalbjahr würden die Notwendigkeit von Zuwässerungen mit Wasser aus der Weser zum Aufrechterhalten der Wasserstände in den Gräben für Viehtränke und Viehkehrung, wie sie bereits im Norden der Wesermarsch erfolgen, verstärken und zudem erschweren, da die Brackwasserzone der Weser sich weiter stromauf verlagert. Aus Gründen der Tierhygiene darf brackiges Wasser nicht in die Zuwässerungsgräben gelangen (Wiezorek 1972), die Nutzung von weiter stromauf gelegenen Flussabschnitten für die Zuwässerung wäre erforderlich.

2 Methodische Struktur des Projekts „Speichern statt pumpen“

Das Projekt „Speichern statt pumpen“ ist zweigliedrig konzipiert: Eine räumliche Erkundung des Untersuchungsgebietes und ein Partizipations- und Kommunikationsprozess bauen aufeinander auf und ergänzen sich gegenseitig. Die räumliche Erkundung basierte auf der Sammlung von Daten zur Wasserwirtschaft sowie zu den Raumnutzern „Landwirtschaft“, „Naturschutz“ und „Tourismus“ der niedersächsischen Küstenlandkreise. Mittels eines Aggregationsschemas wurden die Ansprüche der verschiedenen Raumnutzer ermittelt und in Kartenform dargestellt. Eine Karte potentieller Konflikte visualisiert Flächen, die von mehreren Raumnutzern beansprucht werden. Basierend auf dieser Karte und auf den Ergebnissen aktueller Forschungsprojekte wurde der Landkreis Wesermarsch als Potenzialraum für den Partizipations- und Kommunikationsprozess gewählt. Im Diskussionsprozess mit der Fokusgruppe „Wasserwirtschaft“, die sich aus Vertretern identifizierter Wasser- und Bodenverbände (im Folgenden Unterhaltungsverbände) zusammensetzt, wurden auf zukünftige klimawandelbedingte Veränderungen und deren Folgen für die Wasserwirtschaft eingegangen. Mögliche Lösungen und alternative Handlungsoptionen wurden in dieser Fokusgruppe erarbeitet und diskutiert.

Grundlagen der räumlichen Erkundung

Im Zuge der räumlichen Erkundung wurden Daten zur Wasserwirtschaft sowie den vorherrschenden Raumnutzungen „Landwirtschaft“, „Naturschutz“ und „Tourismus“ erhoben. Zur Erfassung der wasserwirtschaftlichen Daten wurden mit Unterstützung des Wasserverbandstags Niedersachsen – Sachsen-Anhalt – Bremen über sechzig Unterhaltungsverbände angeschrieben und zur Auskunft über Verbandsgebiete und Verbandsanlagen gebeten. Ein sowohl quantitativ als auch qualitativ unterschiedlicher Rücklauf der Antworten begründete die Notwendigkeit intensiver eigener Recherchen zur Verbesserung der Datenbasis. Für den Raumnutzer „Naturschutz“ konnten aus anderen Forschungsprojekten (Meyerdirks 2007) bereits vorhandene Daten aktualisiert und ergänzt werden. Aufgrund der Größe des Untersuchungsgebiets und der kurzen Laufzeit des Projektes war für die Nutzungsansprüche von „Landwirtschaft“ und „Tourismus“ lediglich eine grobskalige Erfassung möglich. Einzelfalluntersuchungen konnten nicht durchgeführt werden, vielmehr wurden Datenstrukturen und Planungsunterlagen der Landkreise berücksichtigt: Insbesondere wurden Daten aus den Regionalen Raumordnungsprogrammen der Landkreise (im Folgenden: RROP) genutzt. Um unterschiedlich stark ausgeprägten Nutzeransprüchen Rechnung zu tragen, wurden Kategorisierungen vorgenommen. Das Aggregationsschema für die betrachteten Nutzungen und die Ermittlung der Kapazität der Wasserwirtschaft ist in Abb. 2 dargestellt.

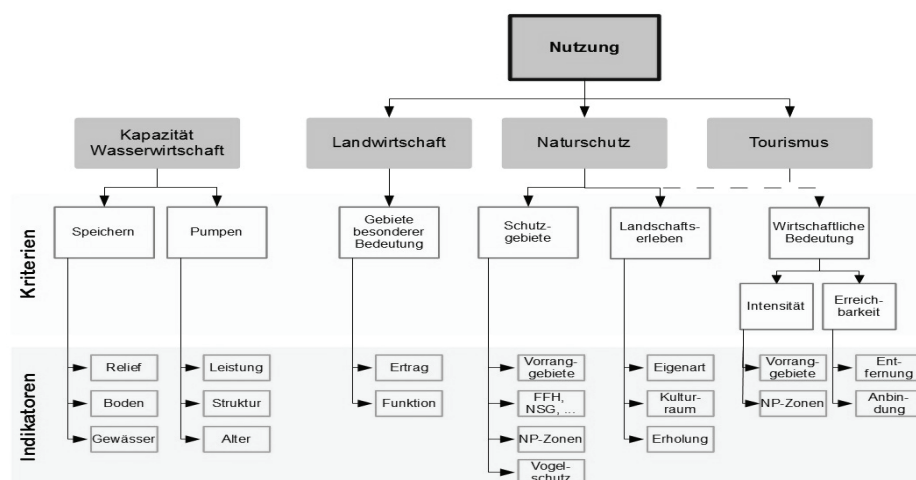


Abb. 2: Aggregationsschema zur Verschneidung der ermittelten Indikatoren und Kriterien für die Kapazität der Wasserwirtschaft und die Raumnutzungen Landwirtschaft, Naturschutz und Tourismus (Ahlhorn et al. 2010).

Messbare Indikatoren werden in den unteren Boxen der Abb. aufgeführt. Durch eine Zuordnungsvorschrift wird für jeden der Indikatoren die Kategorisierung der Wertzuweisungen vorgenommen und somit bei Anwendung raumbezogener Daten eine Darstellung in Kartenform ermöglicht. Eine Aggregation der Indikatorwerte zu Wertzuweisungen für die einzelnen Kriterien (Abb. 2, Zeile Kriterien) erfolgt über Verflechtungsmatrizen. Die Kriterien wiederum werden ebenfalls durch Verflechtungsmatrizen zu Werthaltungen für die einzelnen Raumnutzer und auch für die Wasserwirtschaft zusammengeführt (Meyerdirks 2007). Als Indikatoren wurden räumlich bereits bestehende Wertekategorien, beispielsweise aus RROP und Schutzgebietszuweisung, verwendet.

Räumliche Erkundung der Raumnutzung am Beispiel des Tourismus

Bei der räumlichen Erkundung erfolgte zunächst die Erhebung der relevanten Daten, diese werden als Geodaten durch die Landkreise beziehungsweise durch die Nationalparkverwaltung vorgehalten. Eine Datenaufbereitung wurde beispielsweise durch Georeferenzierung oder Umprojektion vorgenommen. Die Attribute der Daten wurden kategorisiert. Nach Verschneidungen verschiedener Daten und Vernetzungen, konnte ein Informationsgewinn bezüglich der Fragestellung erzielt werden. Das Vorgehen der räumlichen Erkundung wird am Beispiel „Tourismus“ detailliert erläutert. Dies ist ein Beispiel für die Entwicklung von raumbezogenen Wertzuweisungen die nicht auf bereits bestehenden Gebietszuweisungen beruhen, sondern durch die Analyse der Raumzusammenhänge erst erzeugt werden müssen.

Auf die Ergebnisse der Räumlichen Erkundung auch für die anderen Nutzungsformen wird in Abschnitt 3 eingegangen.

Für den Raumnutzer „Tourismus“ ist die wirtschaftliche Bedeutung wesentliches Kriterium (Abb. 2), dieses setzt sich zusammen aus den Teilkriterien *Intensität* und *Erreichbarkeit*.

Kriterium Intensität der touristischen Nutzung

Indikatoren für die *Intensität der touristischen Nutzung* sind sowohl Vorrang- und Vorsorgegebiete in den RROP als auch die im Nationalparkgesetz „Niedersächsisches Wattenmeer“ (NWattNPG 2001) ausgewiesene Erholungszone des Nationalparks. Flächenausweisungen erfolgen dabei sowohl für ganze Gemeinden (Erholungszone, Standort Entwicklungsaufgabe Erholung), für Ortslagen der Gemeinden (Standort Entwicklungsaufgabe Fremdenverkehr) aber auch für kleinere Teilflächen (Vorranggebiet Erholung mit starker Inanspruchnahme durch die Bevölkerung). Tab. 1 zeigt die **Kategorisierungen** touristisch genutzter Flächen zum Kriterium der touristischen Intensität.

Tab. 1: Verflechtungsmatrix zum Kriterium *Touristische Intensität*.

Touristische Nutzung		Intensität
Aus RROP:	Vorranggebiet Erholung mit starker Inanspruchnahme durch die Bevölkerung Vorranggebiet Erholung ohne Differenzierung Erholungszone laut Nationalparkgesetz Standort Entwicklungsaufgabe Erholung Standort Entwicklungsaufgabe Fremdenverkehr	Hoch
Aus Nationalparkgesetz:	Erholungszone	
Aus RROP:	Vorranggebiet ruhige Erholung in Natur und Landschaft	Mittel
Aus RROP:	Vorsorgegebiet für Erholung	Begrenzt

Zur Datenaufbereitung wurde bei Regionalen Erholungsschwerpunkten ein Puffer von 100 m angewandt, um die Punktdaten mit flächenhaften Gebieten vergleichen zu können. Nach der

Verschneidung wurde bei Überlagerung mittels der Verflechtungsmatrix (Tab. 1) die jeweils höchste Kategorie zugewiesen. Ergebnis ist eine Intensitätskarte der touristischen Nutzung.

Kriterium Erreichbarkeit

Neben der *Intensität der touristischen Nutzung* ist auch die *Erreichbarkeit durch öffentlichen und privaten Personenverkehr* Kriterium für den Tourismus. Die Indikatoren sind hierbei *Entfernung von Zentren* und *Anbindung an den öffentlichen Personenverkehr*. Die Betrachtung erfolgt hierbei bezogen auf Gemeinden. Der Indikator *Entfernung* bildet die Erreichbarkeit eines Gebietes durch den Individualverkehr ab. Um die Entfernung der Gebiete von den Zentren zu ermitteln, wurde um jedes Mittel- und Oberzentrum ein Puffer in 10 km-Schritten von 10 bis 100 km Radius gelegt. Aus der räumlichen Verschneidung dieser Puffer wurden Summen gebildet, die minimalen Entfernungswerte der jeweiligen Gemeinde wurde weiterhin genutzt und in fünf Klassen kategorisiert. Der Indikator *Anbindung an den öffentlichen Personenverkehr* stellt die Erreichbarkeit eines Gebietes durch öffentlichen Verkehr dar. Dazu wurde zuerst das höchstwertige Verkehrsmittel in der jeweiligen Gemeinde ermittelt. Wenn die Gemeinde nur durch Anruflinientaxen, Rufbusse und ähnliche Verkehrsmittel erreichbar ist, wird die Anbindung als „schlecht“ bewertet. Besteht Anschluss an eine Buslinie, wird von einer mäßigen Anbindung ausgegangen. Existiert in der Gemeinde ein Zentraler Omnibusbahnhof (ZOB), so wird die Anbindung als „mittel“ beschrieben. Von einer guten Anbindung wird ausgegangen, wenn Regionalbahnen (RE, RB und andere) in der Gemeinde halten, hierbei spielt der Busbetrieb keine Rolle. Bei Bahnhöfen mit Fernverkehrsfunktion, wenn also der Halt von IC- oder ICE-Zügen gegeben ist, wird die Anbindung als „sehr gut“ charakterisiert (Tab. 2).

Tab. 2: Wertzuweisung zum Indikator *Anbindung*.

Höchstwertiges öffentliches Verkehrsmittel in der Gemeinde	Anbindung
Bahnhof mit Fernverkehrsfunktion: IC, ICE	Sehr gut
Bahnhof mit Regionalverkehrsfunktion: RB, RE und weitere	Gut
Bus mit zentralem Omnibusbahnhof in der Gemeinde	Mittel
Linienbusverkehr	Mäßig
Anruflinientaxen, Rufbusse und ähnliche	Schlecht

Die Indikatoren *Anbindung* und *Erreichbarkeit* werden durch Verflechtung zum Kriterium *Erreichbarkeit* aggregiert, dabei werden die Klassen „Hoch“, „Mittel“ und „Begrenzt“ vergeben.

Aggregation von Kriterien

Verflechtungsmatrizen werden genutzt, um verschiedene Indikatoren zu einem Kriterium zu aggregieren, aber auch um Aggregationen verschiedener Kriterien vorzunehmen und damit zu den Nutzeransprüchen einer Perspektive zu gelangen. Die Verflechtungsmatrix in Tab. 3 stellt die Aggregation des Kriteriums *Wirtschaftliche Bedeutung* aus den Teilkriterien *Touristische Intensität* und *Erreichbarkeit* dar. Beispielsweise erfolgt die Zuweisung der hohen *wirtschaftlichen Bedeutung*, wenn eines der beiden Teilkriterien als „Hoch“, und das andere zumindest als „Mittel“ bewertet wurde. Das Kriterium *Wirtschaftliche Bedeutung* wird in Abb. 3 kartografisch dargestellt.

Tab. 3 Verflechtungsmatrix zur Bildung des Kriteriums *Wirtschaftliche Bedeutung* aus den Teilkriterien *touristische Intensität* und *Erreichbarkeit*.

Touristische Intensität	Erreichbarkeit	Wirtschaftliche Bedeutung
Hoch	Hoch	Hoch
Hoch	Mittel	
Mittel	Hoch	
Hoch	Begrenzt	Mittel
Begrenzt	Hoch	
Begrenzt	Mittel	
Mittel	Begrenzt	
Begrenzt	Begrenzt	Begrenzt

3 Ergebnisse

Ergebnisse der räumlichen Erkundung hinsichtlich der Nutzungsformen

Mit der gleichen Methode wie beim „Tourismus“ wurden auch bei den Nutzerperspektiven „Landwirtschaft“ und „Naturschutz“ von messbaren Indikatoren zu qualitativen Kriterien aggregiert (Abb. 2). Das Kriterium „Gebiete besonderer Bedeutung für die Landwirtschaft“ ergibt sich aus den Indikatoren *Vorsorgegebiete auf Grund des hohen, natürlichen, standortgebundenen landwirtschaftlichen Ertragspotenzials* sowie *Vorsorgegebiete auf Grund besonderer Funktionen der Landwirtschaft* aus den RROP. Das Kriterium „Schutzgebiete im Sinne des Naturschutzes“ wurde aggregiert aus *Vorranggebieten für Natur und Landschaft* aus den RROP, Schutzgebietsausweisungen bestehend aus FFH- und Naturschutzgebieten, Naturdenkmäler, Geschützte Landschaftsbestandteile, Landschaftsschutzgebiet Nationalparkzonen und Vogelschutzgebieten. Für das sowohl für den „Naturschutz“ als auch den „Tourismus“ bedeutsame Kriterium „Landschaftserleben“ wurden die Indikatoren *Eigenart, Erholung* (beide aus RROP abgeleitet) und *Kulturraum* (Datengrundlage: Lancewad Project www.lancewadplan.org) identifiziert.

Bei Flächen, die von mehreren Raumnutzern beansprucht werden, sind Konflikte auf Grund konkurrierender Nutzungen potentiell möglich. Um dieses Konfliktpotenzial darzustellen, wurden die Wertzuweisungen der Kriterien Gebiete besonderer Bedeutung für die Landwirtschaft, Schutzgebiete im Sinne des Naturschutzes und Wirtschaftliche Bedeutung für den Tourismus durch eine Verflechtungsmatrix ähnlich der in Abschnitt 2 erläuterten aggregiert. Als nicht konfliktträchtig erachtet wurden Flächen mit Ausweisungen nach dem Kriterium *Landschaftserleben und solche* mit begrenzten Ansprüchen von Landwirtschaft und Tourismus. Beim Naturschutz unterstehen alle betrachteten Gebiete gesetzlichen Bestimmungen. Mittlere und hohe ausgewiesene Ansprüche anderer Nutzungsformen werden daher auch bei nur begrenzter naturschutzfachlicher Bedeutung als konfliktträchtig eingestuft. Für das Konfliktpotenzial werden keine Wertzuweisungen in Stufen von „Begrenzt“ bis „Hoch“ vorgenommen, vielmehr werden bilateral auftretende konkurrierende Nutzungsformen dargestellt (Abb. 4).

Ergebnisse der räumlichen Erkundung für die Kapazitäten der Wasserwirtschaft

Die räumliche Erkundung hinsichtlich der Kapazität der Wasserwirtschaft erfolgt mit dem Ziel der Ausweisung eines Potenzialraums. Dazu ist die Betrachtung der naturräumlichen Gegebenheiten, die im Kriterium *Speichern* zusammengeführt werden, aber auch der Struktur der Wasserwirtschaft, auf die mit dem Kriterium „Pumpen“ fokussiert wird, essentiell (Abb. 2).

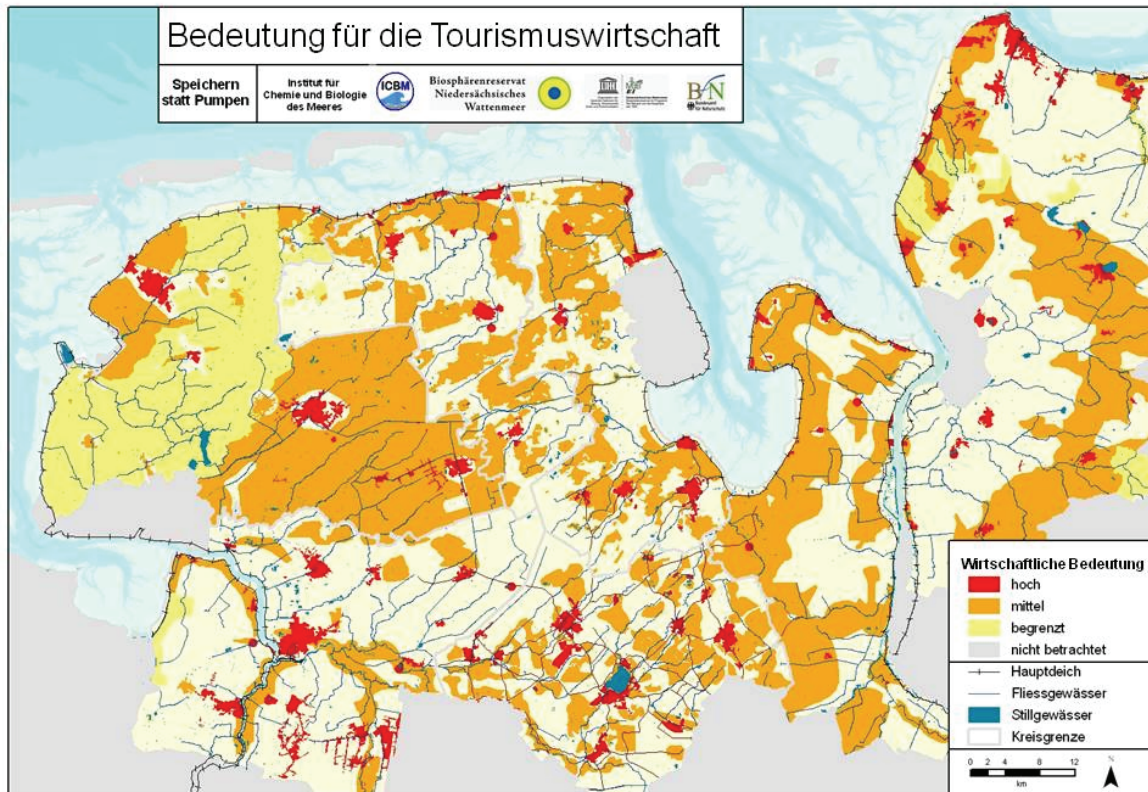


Abb. 3: Kriterium Wirtschaftliche Bedeutung für den Nutzer Tourismus (Ahlhorn et al. 2010).

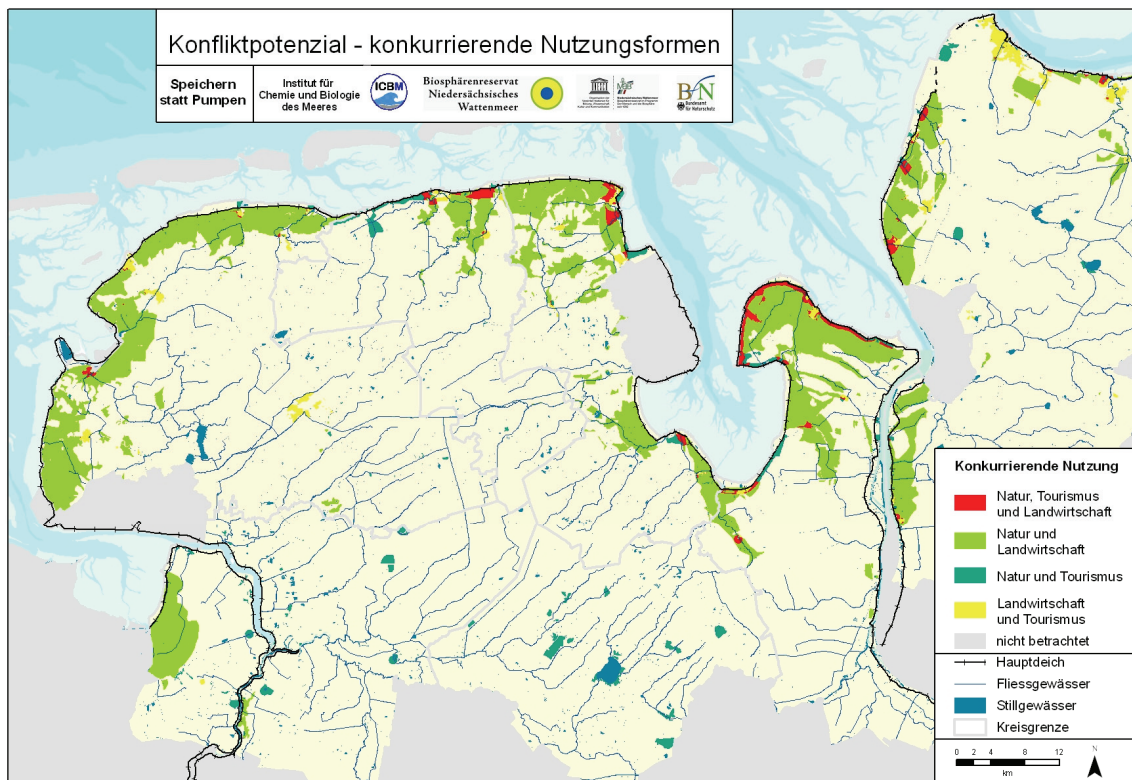


Abb. 4: Konfliktpotenzial konkurrierender Nutzungsformen hergeleitet aus Gebieten besonderer Bedeutung für die Landwirtschaft, Schutzgebieten im Sinne des Naturschutzes und Wirtschaftlicher Bedeutung für den Tourismus (Ahlhorn et al. 2010).

Untersuchungseinheiten sind hierbei die Unterhaltungsverbände.

Mit dem Kriterium *Speichern* soll das Potenzial eines Gebietes zur Fähigkeit des Speicherns von Wasser in der Landschaft ermittelt werden. Die genutzten Indikatoren sind das *Relief*, der *Boden* und die *Gewässer* (Abb. 2). Die Speicherfähigkeit im Relief bezieht sich auf niedrig gelegene Flächen (unter NN), in welche das Wasser dem Gefälle folgend natürlicherweise, ohne wasserwirtschaftliche Maßnahmen, fließen würde. Der Indikator *Relief* ergibt sich als relatives Maß aus Flächenanteil unter NN bezogen auf die Gesamtfläche des jeweiligen Verbandes. In der Umsetzung der räumlichen Erkundung wurden dazu aus dem Digitalen Geländemodell die Flächen mit Höhen unter NN selektiert und zu den Flächen der Unterhaltungsverbände ins Verhältnis gesetzt.

Für den Indikator *Boden* wurde eine grobskalige Abschätzung der Durchlässigkeit für Oberflächenwasser in Abhängigkeit des Bodentyps durchgeführt: die Durchlässigkeit und damit die Speicherfähigkeit für Wasser ist bei Marschstandorten geringer als bei Mooren.

Der dritte Indikator, *Gewässer*, bezieht sich auf Speicherfähigkeiten innerhalb aller bestehenden Fließgewässer (Flüsse, aber auch Kanäle und Gräben). Es wird davon ausgegangen, dass Unterhaltungsverbände mit einer hohen summierten Gewässerlänge bezogen auf ihre Fläche eine größere Speicherfähigkeit aufweisen als solche mit geringerer Gewässerdichte.

Mit einer Verflechtungsmatrix werden die Indikatoren *Relief*, *Boden* und *Gewässer* zum Kriterium *Speichern* aggregiert. Die Klassifizierung erfolgte für die Indikatoren *Relief* und *Gewässer* mittels dreier Klassen jeweils gleicher Breiten, für den Indikator *Boden* unter Nutzung der Klassen nach der Hydrologischen Kartieranleitung (Grimmelmann 1997). Das Kriterium *Speichern* wird in Abb. 5 als Karte dargestellt.

Die ermittelte Speicherkapazität versteht sich aus folgenden Gründen nur als grobe Tendenz: Der Indikator *Relief* müsste neben den Flächen unter 0 m NN auch noch höhergelegene abgeschlossene Senken enthalten. Im Indikator *Boden* wird die Durchlässigkeit nur grob klassifiziert, versiegelte Flächen werden nicht ausgewiesen. Im Indikator *Gewässer* werden die Gesamtlängen der Gewässer lediglich verbandsweise betrachtet. Einzelfalluntersuchungen waren bei der großräumigen Betrachtung nicht möglich und zum Ziel des Findens von Potenzialräumen auch nicht angebracht.

Das Kriterium *Pumpen* (dargestellt in Abb. 6) bezieht sich auf die wasserwirtschaftlichen Anlagen in den Unterhaltungsverbänden und ist ein Maß für die Anforderungen an die Infrastruktur. Da flächenbezogene Daten zur tatsächlichen Pumpenaktivität im niedersächsischen Küstenraum nicht in ausreichendem Maße verfügbar waren, wurden die Indikatoren *Leistung*, *Struktur* und *Alter* genutzt.

Der Indikator *Leistung* erfasst die summierte maximal mögliche Pumpleistung der installierten Anlagen eines Verbandes durch den Hauptdeich. Je höher die summierte Pumpleistung im Gebiet ist, desto höher sind die zu erwartenden Kosten bei zunehmenden Wassermengen. Beim Indikator *Alter der Anlagen* wird davon ausgegangen, dass der Sanierungsbedarf für Anlagen umso höher ist, je älter diese sind.

Der Indikator *Struktur* beschreibt die Art der wasserwirtschaftlichen Anlagen im Verbandsgebiet. Unterschieden wird, ob nur Sielbauwerke oder nur Mündungsschöpfwerke oder beide Formen betrieben werden. Im Zuge klimatischer Veränderungen sind Siele durch Verkürzung der möglichen Sielzeiten anfällig gegenüber ansteigendem Meeresspiegel. Schöpfwerke hingegen sind vor allem durch höhere Niederschläge und demzufolge höheren Entwässerungsbedarf in den Wintermonaten betroffen. Unterhaltungsverbände mit Siel- und Schöpfwerksbetrieb müssen beide der zukünftigen Probleme bewältigen und werden daher als „anfälliger“ betrachtet.

Das Kriterium *Pumpen* wird durch eine Verflechtungsmatrix aggregiert und in Abb. 6 kartografisch dargestellt.

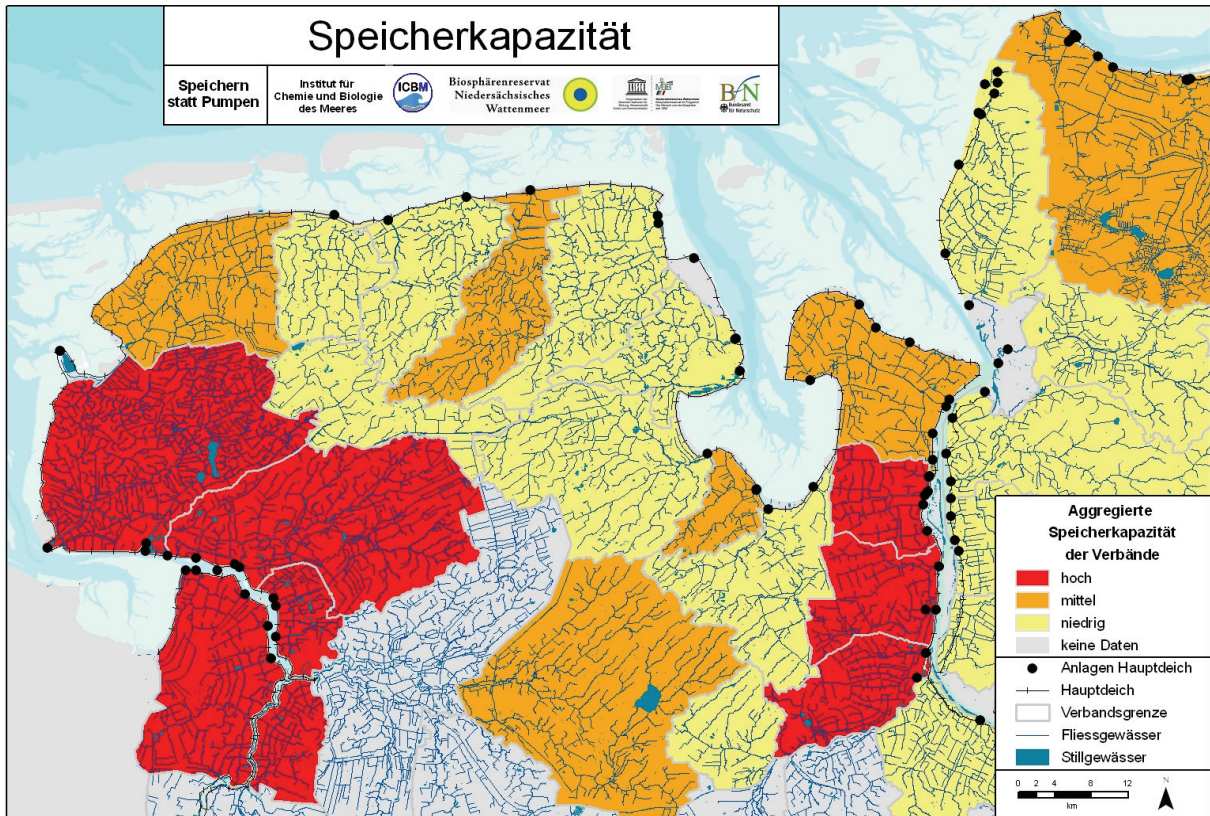


Abb. 5: Wertekarte der Speicherkapazitäten (Ahlhorn et al. 2010).

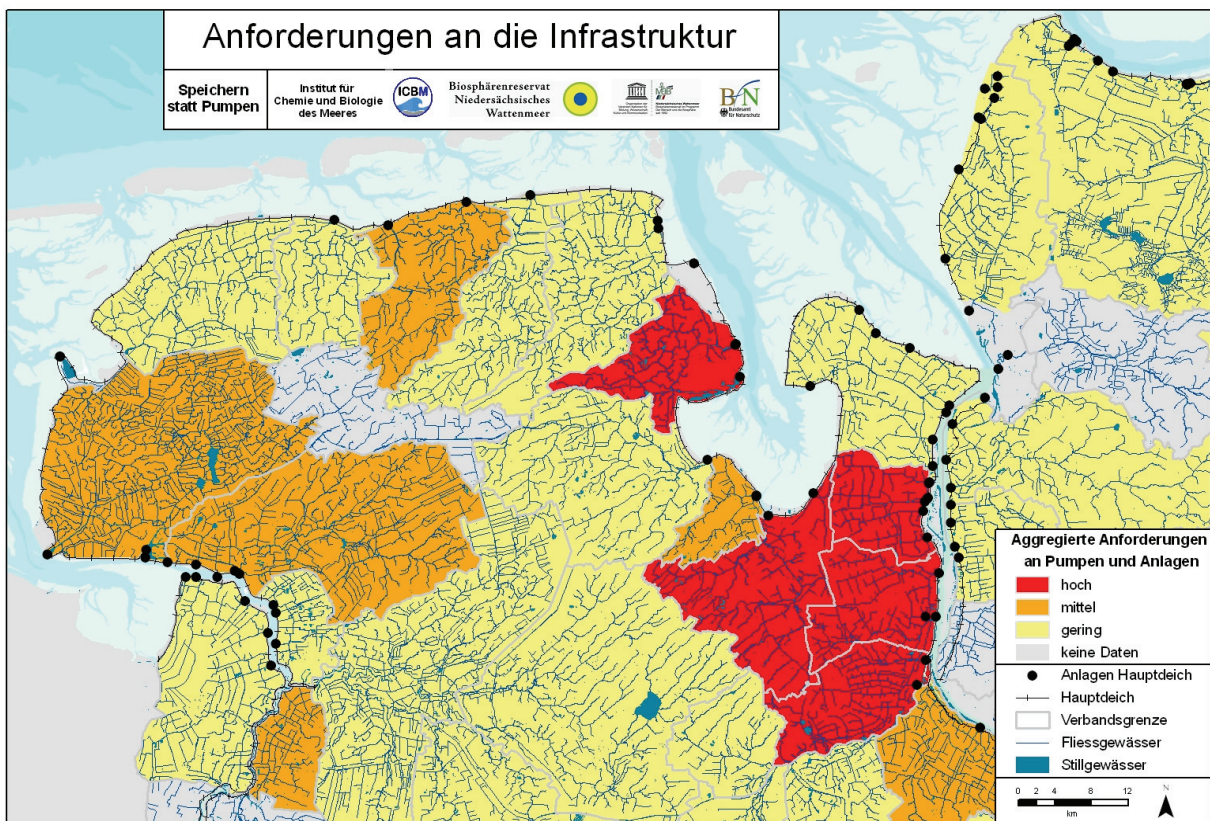


Abb. 6: Kartografische Darstellung des Kriteriums Pumpen (Ahlhorn et al. 2010).

4 Handlungsoptionen und Ausblick

Die Analyse der Speicherkapazitäten und der Anforderungen an die wasserwirtschaftliche Infrastruktur der Verbandsflächen zeigt Herausforderungen für wasserwirtschaftliches Vorgehen auf. Demgegenüber identifiziert die Analyse der Nutzeransprüche Teilflächen des Untersuchungsgebietes mit Einschränkungen für wasserwirtschaftliches Vorgehen. Bereiche mit besonderem Potenzial hinsichtlich der Erfüllung von im Projekt „Speichern statt Pumpen“ angestrebten Lösungswegen lassen sich lokalisieren. Ein besonders hohes Potenzial herrscht im Bereich der Wesermarsch vor: Weite Teile haben hohe Bedeutung für die Nutzer „Landwirtschaft“ und „Naturschutz“, aus den sich ergebenden Nutzungsüberschneidungen lassen sich Konfliktpotentiale herleiten (Abb. 4). Zudem sind aufgrund des Zuwässerungsbedarfs die wasserwirtschaftlichen Anforderungen besonders hoch.

Der Partizipationsprozess konzentrierte sich daher auf die Wesermarsch: Handlungsoptionen für die Wasserwirtschaft wurden im Partizipationsprozess mit der Fokusgruppe Wasserwirtschaft erarbeitet. Die Optionen konzentrieren sich einerseits darauf, die aus den Speicherkapazitäten hergeleiteten Möglichkeiten auszuschöpfen, beispielsweise durch Speicherpolder in tief liegenden Gebieten oder durch Ausnutzung der Speicherkapazität im Gewässer. Durch Nutzung anderer oder neuer Einlass- und Auslassbauwerke würden Struktur und Effizienz der Anlagen verändert und Anforderungen an die Infrastruktur verringert. Möglichkeiten zur verbandsübergreifenden Zusammenarbeit zum Beispiel durch Zusammenschluss von Unterhaltungsverbänden oder durch Kooperation bei der Anlagennutzung wurden diskutiert.

Bevor tatsächlich Maßnahmen durchgeführt werden können, sind Detailerkundungen und Kosten-Nutzen-Analysen nötig. Wünschenswert wäre, diese weiteren Analysen unter Einbindung der betroffenen Entscheider und Nutzer im Rahmen von Anschlussprojekten durchzuführen.

Literatur

- Ahlhorn, F., J. Meyerdirks & I. Umlauf (2010): Speichern statt pumpen. – Abschlussbericht des F+E Vorhabens. Nationalpark- und Biosphärenreservatsverwaltung mit Mitteln des Bundesamtes für Naturschutz.
- Bormann, H., F. Ahlhorn, L. Giani & T. Klenke (2009): Climate Proof Areas – Konzeption von an den Klimawandel angepassten Wassermanagementstrategien im Norddeutschen Küstenraum. In: Korrespondenz Wasserwirtschaft 7 (2): 363 – 369.
- Climate Proof Areas (<http://www.climateproofareas.com>, 02. Februar 2010).
- Grimmelmann, W. (1997): Hydrogeologische Kartieranleitung. Schweizerbart, Stuttgart, 157 S.
- IPCC - Intergovernmental Panel on Climate Change (2000): Special Report on Emissions Scenarios. WMO/UNEP.
- Jonas, M., T. Staeger & C.-D. Schönwiese (2005): Berechnung der Wahrscheinlichkeiten für das Eintreten von Extremereignissen durch Klimaänderungen. Schwerpunkt Deutschland. Umweltbundesamt (Hrsg.).
- Lancewad Project 2010: Lancewad Plan (<http://www.lancewadplan.org>, 02. Februar 2010)
- NWattNPG 2001: Gesetz über den Nationalpark „Niedersächsisches Wattenmeer“ vom 11 Juli 2001 (<http://www.nds-voris.de/jportal/?quelle=purl&query=WattenmeerNatPG+ND&psml=bsvorisprod.psml&doktyp=Gesetze&max=true>, 18. Mai 2011). Meyerdirks, J. (2007): Analyse der Klimasensitivität von Gebieten mit besonderer Bedeutung für Natur und Landschaft an der deutschen Nordseeküste. Ermittlung des naturschutzfachlichen Wertbestandes durch das GIS-gestützte Bewertungssystem INFAB. Dissertation, Universität Bremen, GCA-Verlag, 189 S.
- Norddeutsches Klimabüro (2010): Norddeutscher Klimaatlas (<http://www.norddeutscher-klimaatlas.de>, Februar 2010).
- Spekat, A., W. Enke & F. Kreienkamp (2007): Neuentwicklung von regional hoch aufgelösten Wetterlagen für Deutschland und Bereitstellung regionaler Klimaszenarios auf der Basis von globalen Klimasimulationen mit dem Regionalisierungsmodell [WETTREG]. Umweltbundesamt (Hrsg.)

Wiezorek, H. (1972): Der „Bewässerungskanal Butjadingen“ mit den besonderen Problemen der Mischung von Salz- und Süßwasser, der Viehtränken und dgl. Wasser und Boden 3. S. 61-63 .

Danksagung

Das F+E-Vorhaben „Speichern statt pumpen“ wurde aus Mitteln des Bundesamtes für Naturschutz gefördert. Die Autoren möchten sich beim Fördermittelgeber und der Nationalpark- und Biosphärenreservatsverwaltung „Niedersächsisches Wattenmeer“ bedanken.

Adresse

Dipl.-Hydrol. Ina Umlauf

vormals:

Carl von Ossietzky Universität Oldenburg

Institut für Chemie und Biologie des Meeres

Arbeitsgruppe Integrative Modellierung

Schleusenstrasse 1

26382 Wilhelmshaven, Germany

jetzt:

Brandenburgische Technische Universität Cottbus

Lehrstuhl Hydrologie und Wasserwirtschaft

Konrad-Wachsmann-Allee 6

03046 Cottbus, Germany

Umlauf@tu-cottbus.de

Coastline Reports

published by EUCC - The Coastal Union

are available online under: http://www.eucc-d.de/coastline_reports.php

Coastline Reports 1 (2004)

Geographie der Meere und Küsten (Geography of Seas and Coasts)

G. Schernewski & T. Dolch (Hrsg./eds.)

(Mostly in German with English abstract)

Coastline Reports 2 (2004)

Managing the Baltic Sea

G. Schernewski & N. Löser (eds.)

(In English)

Coastline Reports 3 (2004)

Retrospektive Analyse größerer Planverfahren in der Küstenzone unter der Perspektive "IKZM-Tauglichkeit" (Retrospective analysis of large scale planning procedures under the perspective of their ICZM-compatibility)

B. Schuchardt, T. Bildstein, H. Lange, J. Lange, C. Lee, S. Pestke, W. Osthorst, M. Schirmer, D. Wille & G. Winter

(In German with English abstract)

Coastline Reports 4 (2004)

Baltic Sea Typology

G. Schernewski & M. Wielgat (eds.)

(In English)

Coastline Reports 5 (2005)

The INTERREG III B BaltCoast Project

A pilot initiative on Integrated Coastal Zone Management in the Baltic Sea (2002-2005)

B. Heinrichs, A. Schultz-Zehden & S. Toben (eds.)

(In English)

Coastline Reports 6 (2005)

Integrated Coastal Zone Management at the Szczecin Lagoon: Exchange of experiences in the region (Integriertes Küstenzonenmanagement am Stettiner Haff: Erfahrungsaustausch der Regionen / Zintegrowane Zarządzanie Obszarami Przybrzeżnymi nad Zalewem Szczecińskim: wymiana doświadczeń między regionami)

B. Glaeser, A. Sekścińska & N. Löser (eds. / Hrsg./ wyd.)

(Mostly in German with English and Polish abstracts)

Coastline Reports 7 (2007)

Restoration of Coastal Ecosystems

M. Isermann & K. Kiehl (eds.)

(In English)

Coastline Reports 8 (2007)

Coastal Development: The Oder Estuary and beyond

G. Schernewski, B. Glaeser, R. Scheibe, A. Sekścińska & R. Thamm (eds.)

(In English and German)

Coastline Reports 9 (2007)

Von der Geoarchäologie über die Küstendynamik zum Küstenzonenmanagement (From Geoarchaeology via Coastal Dynamic to Coastal Zone Management)

G. Gönnert, B. Pflüger & J.-A. Bremer (Hrsg./eds.):

(Mostly in German with English abstracts)

Coastline Reports 10 (2007)

The Benefits of Inter-linking Coastal and River Management

Twenty case studies world-wide indicate opportunities and constraints

A. Pickaver & D. Sadacharan (eds.)

(In English)

Coastline Reports 11 (2008)

The INTERREG IIB ToLearn Project

Developing Sustainable Tourism in the North Sea Region

G. von Rohr, C. Corves & H. Sterr (eds.)

(In English)

Coastline Reports 12 (2009)

Coastal Change in the southern Baltic Sea Region

G. Schernewski, H. Janßen & S. Schumacher (eds.)

(Mostly in German with English abstracts)

Coastline Reports 13 (2009)

International approaches of coastal research in theory and practice

EUCC – Die Küsten Union Deutschland e.V.

(In English and German)

Coastline Reports 14 (2009)

Klimawandel und Raumplanung – Flächen- und Risikomanagement

überschwemmungsgefährdeter Gebiete am Beispiel der Hamburger Elbinsel (Climate change and urbanism – urban management and risk management of flood-prone areas using the example of the Elbinsel Hamburg)

J. Knieling, M. Schaerffer & S. Tressl

(In German)

Coastline Reports 15 (2010)

Forschung für ein Integriertes Küstenzonenmanagement: Fallbeispiele

Odermündungsregion und Offshore-Windkraft in der Nordsee (Research for an Integrated Coastal Zone Management: case studies Odra Lagoon and Offshore-wind power in the North Sea)

A. Kannen, G. Schernewski, I. Krämer, M. Lange, H. Janßen & N. Stybel

(In German)

Coastline Reports 16 (2010)

From Brazil to Thailand – New Results in Coastal Research

K. Schwarzer, K. Schrottke & K. Stattegger (eds.)

(In English and German)

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)

