

BREMER BEITRÄGE ZUR GEOGRAPHIE UND RAUMPLANUNG

HERAUSGEBER

MICHAEL FLITNER, IVO MOSSIG, MARIT ROSOL,
JÖRG-FRIEDHELM VENZKE UND BERND ZOLITSCHKA

Heft 44



Beiträge der 29. Jahrestagung des Arbeitskreises
„Geographie der Meere und Küsten“
28. bis 30. April 2011 in Bremen

Andreas Vött & Jörg-Friedhelm Venzke (Hrsg.)

Institut für Geographie



Universität Bremen

2012

Institut für Geographie
Universität Bremen
Bibliothekstr. 1
D-28359 Bremen
www.geographie.uni-bremen.de

Vorwort

Die 29. Jahrestagung des Arbeitskreises „Geographie der Meere und Küsten“ (AMK) fand vom 28. bis 30. April 2011 an der Universität Bremen statt. Gastgeber war Jörg-Friedhelm Venzke und seine Arbeitsgruppe „PPhysiogeographie“ am Institut für Geographie. 55 Teilnehmerinnen und Teilnehmer gestalteten ein vielseitiges Programm mit 21 Vorträgen und 12 Posterbeiträgen.

Der Tagungsort Bremen und das Weserästuar in unmittelbarer Nachbarschaft zur Nordsee stellten einen hervorragenden Rahmen für die Vorstellung und intensive Diskussion küsten- und meeresbezogener Themen dar. Die vielseitigen Aktivitäten der Arbeitskreismitglieder spiegelten sich in der Vielfalt der vorgestellten Themen wider. Federführend beteiligt waren Wissenschaftlerinnen und Wissenschaftler geographischer, geowissenschaftlicher und biologischer Institute der Universitäten Bonn, Bremen, Frankfurt, Göttingen, Kiel, Köln, Mainz, Marburg, Münster, Oldenburg und Rostock sowie zahlreiche Vertreterinnen und Vertreter außeruniversitärer Forschungseinrichtungen und Behörden wie der Bundesanstalt für Wasserbau, des Forschungsinstituts Senckenberg am Meer, der Hamburg *Port Authority*, des Instituts für Küstenforschung und des Norddeutschen Klimabüros des Helmholtz-Zentrums Geesthacht, des Referats Küstenschutz, Hochwasserschutz und Häfen des Ministeriums für Landwirtschaft, Umwelt und ländliche Räume des Landes Schleswig-Holstein, des Landesbetriebs für Küstenschutz, Nationalpark und Meeresschutz Schleswig-Holstein sowie des Niedersächsischen Instituts für Historische Küstenforschung. Die große Bandbreite der Institutionen, die bei der 29. AMK-Jahrestagung vertreten waren, zeigt erneut die große wissenschaftliche Bedeutung und Praxisrelevanz der vorgestellten Themen und dokumentiert die gelebte Inter- und Multidisziplinarität des Arbeitskreises. In diesem Zusammenhang ist besonders hervorzuheben, dass das Durchschnittsalter der Teilnehmerinnen und Teilnehmer mit unter 40 Jahren das Selbstverständnis des AMK als in der Mitte des Lebens verankertes aktives Forum für die Begegnung und den Austausch des küsten- und meeresinteressierten wissenschaftlichen Nachwuchses repräsentiert.

Die Vorträge der diesjährigen Jahrestagung wurden in vier Sitzungen zu unterschiedlichen Themenspektren gruppiert. Die erste Sitzung beschäftigte sich mit interdisziplinären Studien zur Meeresspiegelentwicklung, zum Küstenwandel und zum Einfluss von Tsunamis mit geomorphologischen, sedimentologischen, geoarchäologischen und geochemischen Schwerpunkten. Die zweite Sitzung widmete sich dem Küstenwandel im Kontext von Vulnerabilitätsanalysen, demographischem Wandel und Perzeptionsstudien. Die dritte Sitzung beschäftigte sich mit neuen methodischen Ansätzen in der Küstenforschung, beispielsweise mit der photogrammetrischen, LIDAR- oder Echolot-gestützten Erfassung von Sedimenten und Sedimentationsdynamik. In der vierten Sitzung standen der Küstenwandel an der deutschen Nordseeküste und seine Folgen im Vordergrund. Hier wurden sowohl neue Erkenntnisse zur holozänen Küstenentwicklung und zum Verteilungsmuster unterschiedlicher Sedimente als auch zum Küstenschutz und zum Klimawandel im Zeichen des *Global Climate Change* vorgetragen und diskutiert.

14 Beiträge der Tagung, die dankenswerterweise vom Kanzler der Universität Bremen und der Nolting-Hauff-Stiftung finanziell unterstützt wurde, werden mit diesem Heft der „Bremer Beiträge zur Geographie und Raumplanung“ publiziert. Den Herausgebern der Reihe danken wir sehr für dessen Aufnahme. Dank gebührt auch Herrn Matthias Scheibner (Bremen) und Herrn Konstantin Ntageretzis (Mainz) sowie ganz besonders Frau Brunhilde Hans (Bremen) für die z. T. mühevollen Korrektur- und Layout-Arbeiten.

Andreas Vött, Mainz

Jörg-Friedhelm Venzke, Bremen

im September 2012

Inhaltsverzeichnis

Vorwort

<i>Hadler, H., Willershäuser, T., Ntageretzis, K., Henning, P. & Vött, A.:</i> Catalogue entries and non-entries of earthquake and tsunami events in the Ionian Sea and the Gulf of Corinth (eastern Mediterranean, Greece) and their interpretation with regard to palaeotsunami research	1-15
<i>Ntageretzis, K., Vött, A., Hadler, H., Henning, P. & Willershäuser, T.:</i> In search of tsunami fingerprints in geo-archives of southeastern Lakonia (southern Peloponnese, Greece)	16-25
<i>Willershäuser, T., Vött, A., Hadler, H., Henning, P. & Ntageretzis, K.:</i> Evidence of high-energy impact near Kato Samiko, Gulf of Kyparissia (western Peloponnese, Greece), during history	26-36
<i>Henning, P. & Kowalczyk, G.:</i> Mikrofazielle Untersuchungen an eozänen Foraminiferenkalken bei Florići, Svići und Jakomići (Zentral-Istrien, Kroatien)	36-48
<i>Bregel, P.:</i> Oligozäne Küstenformen und Sedimente im nördlichen Mainzer Becken	49-59
<i>Tillmann, T. & Wunderlich, J.:</i> Ground-penetrating radar in coastal environments: Examples from the islands Sylt and Amrum	60-76
<i>Obrocki, L., Vött, A., Freund, H., Wartenberg, W., Willershäuser, T., Hadler, H. & Schnaidt, S.:</i> Geowissenschaftliche Untersuchungen zum holozänen Landschaftswandel in Idagroden und Arngastsand (Jadebusen, Niedersächsisches Wattenmeer).....	77-85
<i>Schnaidt, S., Freund, H. & Wartenberg, W.:</i> Palynologische Untersuchungen zur spätholozänen Landschaftsentwicklung im westlichen Jadebusen	86-95
<i>Derksen, D. M., Kindermann, O., Schweikart, A. & Steinecke, K.:</i> Belastung mariner Lebensräume durch Mikroplastik: Stand der Wissenschaft sowie erste Ergebnisse einer Vorstudie zur Erfassung und Bewertung des Vorkommens von Mikroplastikgranulat im Sediment von Küsten der deutschen Nordsee	96-107
<i>Wittig, S., Schuchardt, B. & Spiekermann, J.:</i> Klimawirkungen in der Metropolregion Bremen-Oldenburg: Ausgewählte Ergebnisse der Vulnerabilitätsanalyse im Verbundvorhaben „nordwest2050	108-119
<i>Kruse, N. & Siedschlag, D.:</i> Sturmfluten und Küstenschutz an der schleswig-holsteinischen Nordseeküste – eine vergleichende Betrachtung der Wahrnehmung von Bevölkerung und Experten	120-129
<i>Stelljes, N.:</i> Ein dynamisches Simulationsmodell als Werkzeug für den Umgang mit dem demografischen Wandel in einer Küstenregion	130-143
<i>Wosniak, C., Helbing, F., Kohlus, J. & Lehfeldt, R.:</i> MDI-DE – Marine Dateninfrastruktur Deutschland: Die Komponenten des Netzwerkes am Beispiel des Infrastrukturknotens Schleswig-Holstein	144-154
<i>Schumacher, S., Stybel, N. & Haller, I.:</i> Coastal climate change and tourism – A project-based approach to work with regional stakeholders and discuss sector-relevant climate impacts and adaptive strategies	155-163

29. Jahrestagung des Arbeitskreises „Geographie der Meere und Küsten“

Catalogue entries and non-entries of earthquake and tsunami events in the Ionian Sea and the Gulf of Corinth (eastern Mediterranean, Greece) and their interpretation with regard to palaeotsunami research

Hanna Hadler, Timo Willershäuser, Konstantin Ntageretzis, Peter Henning & Andreas Vött¹

Abstract

Since historical times, coastal areas throughout the eastern Mediterranean have been exposed to tsunami hazard. While detailed geo-scientific investigation of palaeotsunami events is still a young approach, for many decades the knowledge about palaeotsunamis was solely based on historical accounts. This paper focuses on the analysis of historical data compiled from tsunami and earthquake catalogues for western Greece and its potential for modern tsunami risk assessment. For the Ionian Islands, the western Peloponnese and the Gulf of Corinth a record comprising 284 earthquakes and 51 tsunami events was assembled covering a timespan of almost 3500 years. Results from timeline analyses reveal different factors that rule the quality of the dataset. Concerning the distribution of data through time, different trends are obvious, such as a temporal thinning backward of events or local periodization phenomena. Moreover, it has to be emphasized that the catalogue record of earthquakes and tsunamis is all the more fragmentary the further it goes back in time. As an increasing number of geo-scientific studies give convincing examples of well-dated tsunami signatures that are not reported in any catalogues, the non-existing record is considered as a major problem for geo-scientific palaeotsunami research. However, the non-entry of a tsunami event in a catalogue may be due to a number of reasons and does not mean at all that the event did not take place. While the compilation of historical data allows a first approach in the identification of areas vulnerable to tsunamis, it must not be regarded as reliable for hazard assessment.

1 Introduction

Throughout the eastern Mediterranean tsunami events have been known since historical times. Nevertheless, systematic scientific research on their occurrence and distribution has only begun during the last decades.

Due to long recurrence intervals of several hundreds of years between major events, tsunamis in the eastern Mediterranean are scarcely embedded into social memory. Consequently, only a minor awareness for tsunami hazard has evolved since historical times. Highly destructive earthquakes and tsunamis that occurred, for instance, offshore western Crete (Greece) in 365 AD, offshore the Peloponnese Peninsula (Greece) in 1303 AD and in the Strait of Messina (southern Italy) in 1908 AD are well known to the scientific community (Antonopoulos 1980, Soloviev 1990, Papadopoulos & Fokaefs 2005, Guidoboni & Ebel 2009) and helped to recognize the considerable tsunami risk. At the same time, these deadly events are scarcely remembered by the local administration and population.

Considering the increasing economic significance of coastal regions and the constantly growing coastal population, our knowledge on the local, regional and supraregional tsunami hazard along Mediterranean coasts has to be improved (Tselentis et al. 2010). For setting up a reliable tsunami risk assessment and developing risk mitigation strategies, it is of major importance (i) to identify areas under risk and (ii) to estimate the intensity and frequency of potential events. This approach is most promising when based on the analysis of palaeotsunami research seeking to detect areas of high palaeotsunami hazard, to calculate recurrence intervals and to document palaeotsunami destructiveness in terms of wave run-up, inundation and long-term coastal change. Coastal areas which turned out to have been repeatedly affected by tsunami impact in the past are best-fit candidates for future tsunami landfalls. This had to be bitterly learned from the

¹ Institute for Geography, Johannes Gutenberg-Universität Mainz, Johann-Joachim-Becher-Weg 21, 55099 Mainz, Germany

Japan 2011 tsunami where preceding deadly events such as 869 AD had occurred in the past were known but neglected or at least underestimated (Minoura et al. 2001, Satake et al. 2007). Palaeotsunami research is thus a key to better assess present and future tsunami risk all over the world and to improve the protection of the coastal population.

In the 1960s, first estimations of tsunami hazard were based on the collection of local historical records compiled in tsunami catalogues for different coastal regions. For Greece, such data were published by Galanopoulos (1960), Ambrasey (1962), and, later, by Antonopoulos (1980).

It is not until the 2004 southeast Asia Boxing Day tsunami that tsunami research in the Mediterranean region has been strongly intensified. Today, different approaches are applied for evaluating the tsunami hazard along Mediterranean coasts including (i) the analysis of historical accounts (e.g. Gerardi et al. 2008), (ii) geo-scientific analyses of palaeotsunami traces (e.g. Kortekaas 2011, Vött et al. 2010a, 2010b, 2011) and (iii) modelling tsunami events (e.g. Salamon 2007, Tselentis et al. 2010).

This paper concentrates on the analysis of historical records on tsunamis, especially for the Ionian Sea and the Gulf of Corinth as documented in modern earthquake and tsunami catalogues. Our main objectives are (i) to summarize the available data about earthquake and tsunami events, (ii) to study their spatial and temporal distribution, and (iii) to evaluate their potential for tsunami risk assessment.

2 Tsunami hazard in the eastern Mediterranean

As most tsunamis in the eastern Mediterranean are seismic sea waves or due to seismically triggered underwater mass movements, their occurrence is mainly bound to the major plate boundary between Africa and Europe. Along the Hellenic Arc, the African Plate is being subducted under the Aegean Microplate. Rapid plate movements up to 50 mm/a result in considerable crustal deformation and seismic activity. Thus, the eastern Mediterranean is characterized by the highest rate of seismicity throughout Europe (Cocard et al. 1999, Sachpazi et al. 2000, Hollenstein et al. 2008).

Strong offshore earthquakes originating along the Hellenic Arc or other major faults such as the North Anatolian Fault are frequent and often accompanied by co-seismic displacements of the sea floor and/or submarine slides. These earthquakes therefore hold a particularly high risk of tsunami generation (Soloviev 1990, Papazachos & Dimitriu 1991). Large water depths up to 5 km, highly variable geomorphologies of continental slope and shelf regions and short shore-to-shore distances further enhance the risk of strong tsunami events along eastern Mediterranean coasts.

With regard to the tectonic background and historical data, Soloviev (1990) and Papazachos & Dimitriu (1991) classified those areas capable of triggering future tsunamis as so-called “*tsunamigenic zones*”. Regarding western Greece, most coastal areas along the Peloponnese, the Ionian Islands and the Gulf of Corinth show a high risk of tsunami impact. At the same time, these areas possess a high vulnerability because major settlements such as Corinth, Aegio, Patras, Pyrgos, Kalamata (Peloponnese), Zakynthos, Argostoli and Lefkada (Ionian Islands), as well as economic infrastructure concerning mass tourism are located at the immediate coastline.

Tsunamis in the Ionian Sea

Seismic activity throughout the eastern and northern Ionian Sea is controlled by two major tectonic structures – the Hellenic Arc and the Cefalonia Transform Fault (Cocard et al. 1999, Louvari et al. 1999). According to Tselentis et al. (2010), the Ionian Islands of Lefkada, Cefalonia and Zakynthos are frequently affected by potential tsunamigenic earthquakes ($M > 6$).

Directly exposed to the Hellenic Arc, the western Peloponnese is known to be threatened by major offshore earthquakes (Koukouvelas et al. 1996). Low-lying areas such as the coastal plains between Cape Araxos and Kyllini and between Pyrgos and Kyparissia must be considered as especially prone to tsunami inundation.

Tsunamis in the Gulf of Corinth

Located between the Greek mainland and the Peloponnese, the Gulf of Corinth represents one of the seismically most active regions in the world. Due to ongoing continental rifting, extension rates reach up to 16 mm/yr. The half-graben structure is characterized by numerous active on-shore and submarine faults (Papazachos & Dimitriu 1991, Sachpazi et al. 2003, Avallone et al. 2004).

Frequent strong earthquakes often induce submarine slides, a major factor for tsunami generation within the gulf. Water depths of maximum 900 m, steep submarine slopes and a narrow shelf additionally enhance

the potential of strong tsunami events (Hasiotis et al. 2002, Stefatos et al. 2006). Solely for the 20th century, six tsunamis have been recorded; the most destructive occurred near Aegio in 1963 (Papadopoulos 2003).

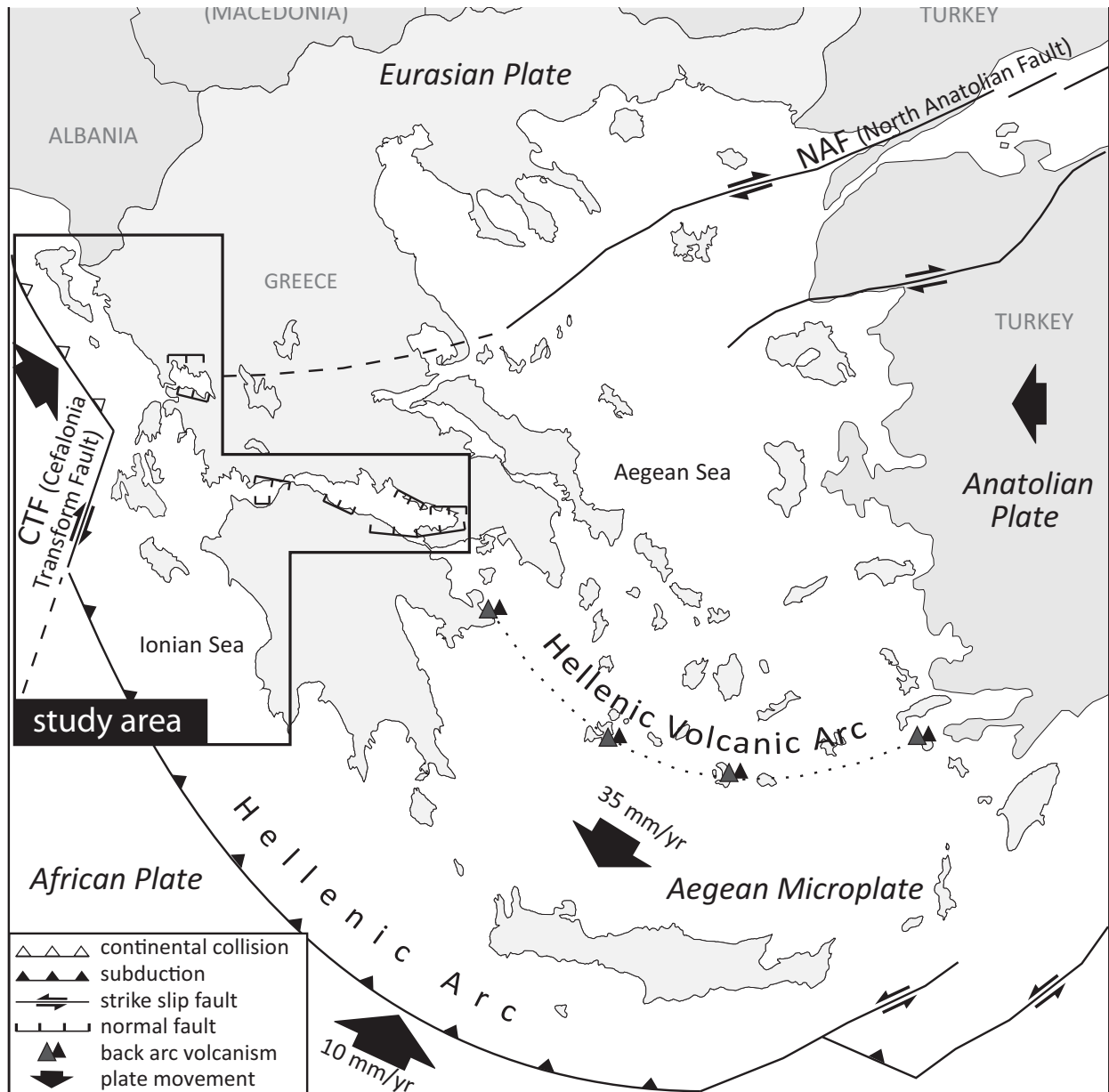


Fig. 1: Tectonic situation of the eastern Mediterranean (map modified after Doutsos & Kokkalas 2001).

3 Significance of historical records for palaeotsunami research

While detailed geo-scientific investigation and geochronological age determination of palaeotsunami events is still a young approach, for many decades palaeotsunami data was analysed solely on the base of historical accounts known from epigraphic studies or literary sources (Papadopoulos & Fokaefs 2005, Ambrasey 2009). These records show that tsunamis are a long known phenomenon in the Mediterranean.

One of the earliest known references directly related to tsunami impact in Greece is that of Thucydides. He gives a detailed account on earthquakes and a following tsunami in the summer of 426 BC during the 6th year of the Peloponnesian War:

“About the same time that these earthquakes were so common, the sea at Orobiae, in Euboea, retiring from the then line of coast, returned in a huge wave and invaded a great part of the town, and retreated leaving some of it still under water; so that what was once land is now sea; such of the inhabitants perishing as could not run up to the higher ground in time. A similar inundation also occurred at Atalanta, the island off the Opuntian Locrian coast, carrying away

part of the Athenian fort and wrecking one of two ships which were drawn up on the beach. [...] The cause, in my opinion, of this phenomenon must be sought in the earthquake. At the point where its shock has been the most violent, the sea is driven back and, suddenly recoiling with redoubled force, causes the inundation. Without an earthquake I do not see how such an accident could happen” (Thuc. III.XI after Crawley 2009).

The record gives distinct evidence for a tsunami affecting eastern central Greece. Thucydides even recognizes the tsunami as related to the earthquake. It is therefore a good example of detailed information provided by historical records.

Quite frequently though, descriptions of tsunamis are only a secondary aspect mentioned along with detailed information on earthquakes primarily focusing on the extent of damage caused by ground shaking. Therefore, historical data do not always comprise information on the exact time and location or destructiveness of associated tsunami events. In many cases, tsunami descriptions are vague, because, according to Guidoboni & Ebel (2009), many ancient writers basically focus on the most evident characteristics of a tsunami, such as the exposed sea floor due to receding water followed by a sudden influx of seawater. Ambrasey & Synolakis (2010) emphasize that observational and historical data do not necessarily reflect the maximum geographical extent of a tsunami. Contemporaneous accounts from different coastal sites that report on individual tsunami events were often thought to be of local dimension, but, in fact, they might even be related to each other and represent one and the same supraregional tsunami impact. This is an important aspect regarding tsunami catalogues – the more reliable historical records are available, the more reliable are the reconstructions of tsunami events. An excellent example is the tsunami generated by the 365 AD earthquake that is reported for many areas of the eastern Mediterranean such as Crete, the southern Peloponnese, Alexandria or Sicily by different ancient writers (Antonopoulos 1980a, Papazachos & Dimitriu 1991, Guidoboni & Ebel 2009).

Against the background of powerful, high-resolution present-day technical capabilities for recording earthquakes and tsunamis the question may arise how – probably incomplete – historical catalogues contribute to modern palaeotsunami research. Even in seismically active regions like the eastern Mediterranean, major earthquakes and/or tsunamis remain high magnitude – low frequency events. They may occur once in a few hundreds of years (Papazachos & Papazachou 1997, Papadopoulos et al. 2007), a fact which has dramatically been documented by the 2011 Japan earthquake and tsunami, the youngest predecessor of comparable dimension was found for the 9th century AD (Goto et al. 2011). As a matter of fact, we have to be aware that the modern instrumental record does not cover a time span long enough to cover major tsunami events. As a consequence, tsunami risk assessment which is merely based on seismographic records and tidal monitoring remains incomplete. Even an incomplete compilation of historical records may allow a better estimation of recurrence intervals and thus a more reliable extrapolation for future events (Ambrasey 2009, Guidoboni & Ebel 2009).

4 Catalogues on earthquakes and tsunamis

With reference to Guidoboni & Ebel (2009) a catalogue on earthquake and tsunami events may be defined as

“a chronological listing of the occurrences of past earthquakes and tsunamis for an area, where the list normally includes such parameters as the date, time, location and strength of each earthquake and/or tsunami, as well as other parameters deemed important by the compiler of the catalogue (e.g. wave height, inundation distance, damages).”

Written reports on earthquakes and tsunamis affecting the Mediterranean region start as early as in the 1st millennium BC. At the present state of knowledge, the first reliable record including the location and date of an earthquake originates from the 8th century BC describing an earthquake in Jerusalem (Guidoboni & Ebel 2009). The earliest reliable record of a tsunami refers to the year 479 BC when, according to Herodotus, the Persian fleet at Potidaea (Chalkidiki Peninsula, northern Aegean Sea, Greece) was destroyed by tsunami impact (Papazachos & Dimitriu 1991, Soloviev 2000). Information for the Classical and Roman periods is still scattered and mainly based on inscriptions or ancient accounts. From medieval to modern times, written sources mainly comprise chronicles and annals that – in a best-case-scenario – already provide a compilation of local data (Ambrasey 2009). However, considerable gaps in historical data are well known to exist for the Dark Ages in the 1st third of the 1st millennium BC and between early and late medieval times.

Catalogues in terms of chronological listings of past events first appeared in the mid-15th century AD listing earthquake events. From the 16th century AD onwards their number increased steadily. Today, a large

variety of earthquake and tsunami catalogues have been published, while those catalogues unique to tsunami events are still few in numbers and often subject to uncertainties resulting from differences in translation, interpretation and classification of texts depending on the respective author (Guidoboni & Ebel 2009).

For the eastern Mediterranean, the data assembled in tsunami catalogues either covers a large area (for the eastern Mediterranean see Antonopoulos 1980a-f, Guidoboni 1994, Soloviev et al. 2000, Ambrasey 2009, Guidoboni & Ebel 2009) or has a regional focus (for Greece see Papadopoulos & Chalkis 1984, Papadopoulos 2003, for Italy see Tinti et al. 2004). Regarding their reliability, two different types of catalogues have to be considered. The first type comprises catalogues based on original data (e.g. Guidoboni 1994, Guidoboni & Comastri 2005, Ambrasey 2009). These catalogues seem to be the most reliable sources; however, they may still include mistakes or misinterpretations made by the ancient writer or by the compiling author. The second type consists of catalogues with few or no reference to the original data. These alleged new catalogues are merely based on already existing catalogues, thus adopting or amplifying possible errors or misinterpretation (e.g. Papadopoulos & Fokaefs 2005, Vött et al. 2006).

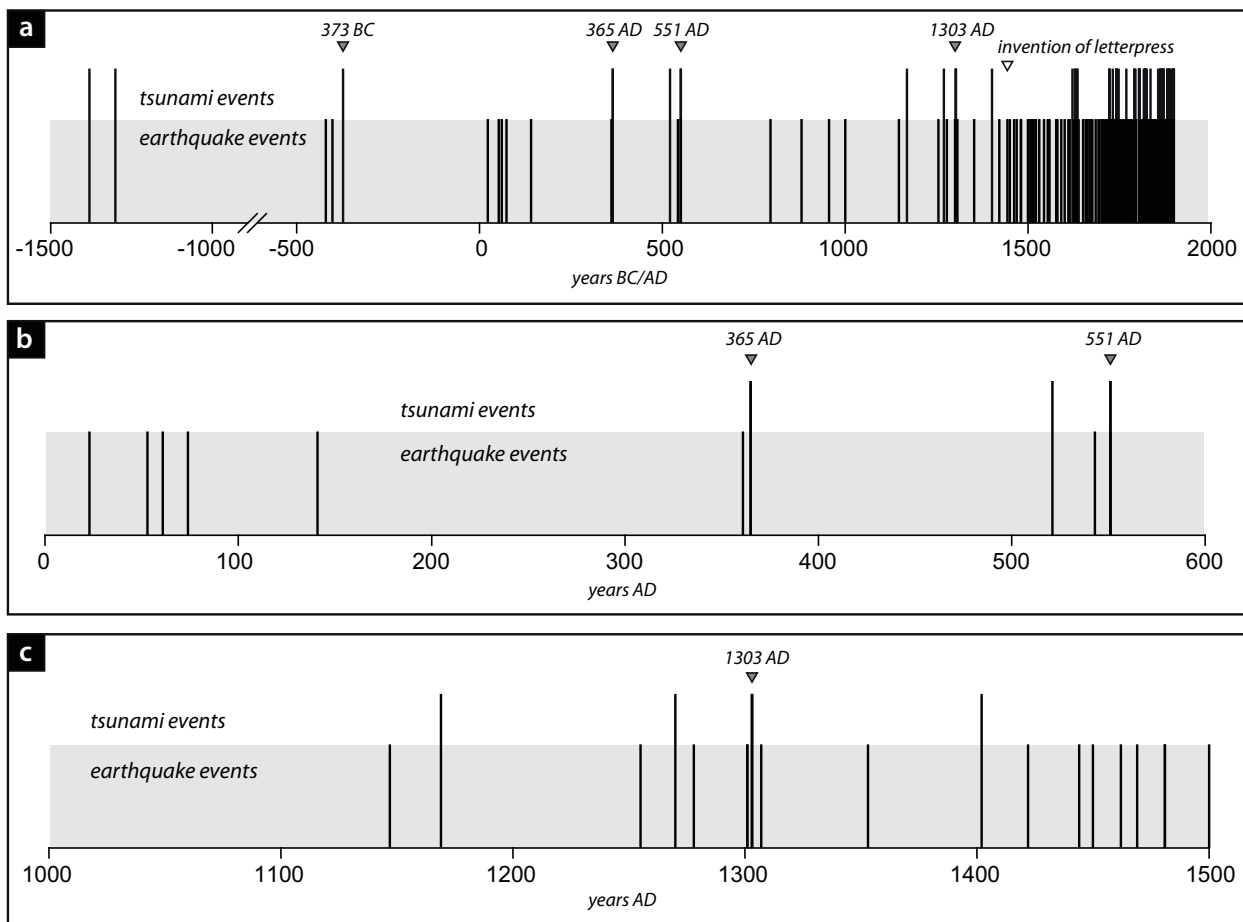


Fig. 2: Earthquakes and tsunamis as registered in modern catalogues for the Ionian Islands, the western Peloponnese and the Gulf of Corinth. For references see Table 3. (a) Timeline for earthquake and tsunami events between the 2nd millennium BC and modern times. Major events are labelled. (b) Detailed view of event timeline between 1 and 600 AD. (c) Detailed view of event timeline between 1000 AD and 1500 AD.

For the first time, we present data on earthquake and tsunami events compiled for the Ionian Sea and the Gulf of Corinth based on the analysis of different contemporary tsunami catalogues (Tab. 1 and Tab. 2, references therein). As many catalogues are based on cross-references and not on original data, information on the reliability of the individual events remains uncertain. Nevertheless, Table 1 offers the largest database available for the Ionian Sea and the Gulf of Corinth tsunami events known so far.

5 Problems concerning written records

Based on the afore mentioned tsunami and earthquake catalogues (Table 1), a record comprising 284 earthquakes and 51 tsunami events was assembled for the Ionian Islands, the western Peloponnese and the Gulf of Corinth covering a timespan of almost 3500 years (Fig. 2a).

The data collection allows several observations regarding main differences in the temporal distribution of tsunami and earthquake events. While there are almost no entries in the studied catalogues for the 2nd and 1st millennia BC, an increased number of historical sources reporting on such events can be found for the time period between the 1st and the 6th century AD (Fig. 2b).

However, up to the 15th century AD the written record mainly comprises major extreme events of a supraregional nature such as the 365 AD or 1303 AD earthquake and tsunami events. It is not until the mid-15th century that the catalogues show a rapid increase in records, especially concerning earthquakes (Fig. 2c). Our data clearly document that, from 1500 AD onwards, the total number of earthquakes reported for western Greece has in fact doubled every century (Fig. 3). A similar trend has been found by Guidoboni & Ebel (2009) for the Italian earthquake record. Regarding the number of tsunamis reported for the time period covered by the studied catalogues, the record is much more fragmented and irregular over the centuries. A strong increase in the tsunami record can only be observed from the late 17th century onwards. As will be discussed below, this might be due to the local historical context.

From the temporal distribution of earthquake and tsunami data (Fig. 2), it can thus be concluded that (i) only few records of tsunami events exist compared to the number of recorded earthquakes for the same time period, (ii) both earthquake and tsunami data show a thinning backward tendency through time, and (iii) the older the tsunami event recorded in the catalogue, the wider was the area reported to have been affected by the event.

While the predominance of the number of earthquake records over the number of tsunami records is obvious – not every earthquake has triggered a tsunami event –, several reasons seem to be responsible for the temporal thinning backward of the number of event records. Going further back in time the preservation potential of written records is smaller. Moreover, the absolute number of written records is a direct function of the size of the observed area; this means that the smaller the area of interest, the smaller is the number of entries in the studied catalogues. Thus, it is plausible that the catalogues rather comprise major events chronicled for various places all over the eastern Mediterranean whereas smaller events of more local dimensions are clearly underrepresented. Small events consequently appear more fragmented and incompletely documented.

The abrupt increase in and subsequently strongly growing number of written records during recent centuries can be explained by the comparatively short time that has passed since the events took place. Moreover, revolutionary technical innovations have to be taken into account. With Johannes Gutenberg's (1400-1468 AD) invention of printing in the midst of the 15th century AD the preservation potential for written records suddenly increased due to the rapidly increasing reproducibility and accessibility of printed sources. Originally handwritten chronicles, annals, letters and other documents could now be easily duplicated and spread over larger regions. Additionally, printing allowed the gradual development of newspapers. Newspapers are excellent historical archives for their reports usually comprise precise information on location and date of tsunami and earthquake events (Guidoboni & Ebel 2009, Ambrasey 2009). Explaining a sudden increase of earthquake and tsunami records within the course of a few decades by increased seismicity is highly questionable (Ambrasey & Synolakis 2010).

6 The problem of non-existing tsunami records

In palaeotsunami research, it is frequently argued that geo-scientifically dated earthquakes or tsunami events are not likely to have really taken place as long as there is no contemporaneous historical record which can be considered as final proof. However, an increasing number of geo-scientific studies have given convincing examples of well dated tsunami signatures for areas where no written records exist. Evidence of locally non-reported tsunami impact was found, for instance, for northwestern Greece (Vött et al. 2009, 2010b, May et al. 2012), the Ionian Islands (Vött et al. 2012), the Peloponnese (Vött et al. 2010a, 2011, Willershäuser et al., this issue), the Gulf of Corinth (Hadler et al. 2011b, Kortekaas et al. 2011), Sicily (De Martini et al. 2010) and southern mainland Italy (Mastronuzzi & Sanso 2012).

Both the timeline analysis of earthquake and tsunami records (Fig. 3) and geomorphological and sedimentological evidence from geoscientific studies document the fragmentary character of the historical tsunami

Tab. 1: Historical tsunami events for the Ionian Sea and the Gulf of Corinth compiled after contemporary tsunami catalogues (Galanopoulos 1960, Antonopoulos 1979, Antonopoulos 1980a-f, Papadopoulos & Chalkis 1984, Guidoboni 1994, Papazachos & Papazachou 1997, Soloviev et al. 2000, Papadopoulos 2003, Guidoboni & Comastri 2005, Papadopoulos & Fokaefs 2005, Vött et al. 2006, Ambrasey 2009, Ambrasey & Synolakis 2010, Tselentis et al. 2010, NOAA 2011).

1	1380 BC	EM, AS, HA	Eastern Mediterranean	c
2	1300 BC	IS, AS	Ionian Sea, Aegean Sea	(z), i
3	373 BC	GC	Helike	a, b, c, e, f, i, k, x, y, z
4	365, July 21	HA, P	Peloponnese, Methoni	a, b, c, h, i, x, y, z
5	521/22	GC	northern Gulf of Corinth	c, i
6	1169, Feb 11	IS	Ionian Sea	z,c,g,i
7	1270, March	IS	North Ionian Sea	e
8	1303	EM, HA, P	(Eastern) Peloponnese	a, c, h, x, y, z
9	1402, < Aug 30	GC	Gulf of Corinth, Aegio, Xylokastro, Vitrinitsa	a, d, e, f, k, x, y, z
10	1622, May 5	II	Zakynthos	b, c, g, h, i, k, z
11	1629, Feb	HA, II	Zakynthos	x
12	1633, Nov 5	II	Zakynthos	b, c, d, g, h, i, k, x, z
13	1636, Sept 30	II	Cefalonia	g, k, y, z
14	1723, Feb 18	II	Cefalonia	x
15	1723, Feb 21/22	II	Cefalonia (Lixouri), Lefkada	c, g, h, i, k, y, z
16	1723, Feb 29	II	Cefalonia (Argostoli)	x
17	1732, Nov	II	Kerkyra	c, g, h, i, k, y, (z)
18	1742, Feb 21	GC	Corinth, Aegio	d, e, f
19	1742, Feb 25	II, IS, GC	Aegio	x
20	1748, May 25	GC	Aegio	b, c, d, e, f, h, i, k, x, y, z
21	1769	GC	Rio, Antirio, Nafpaktos, Desfina	d, e, f, x
22	1791, Nov 2	II, P	Zakynthos, Peloponnese	c, d, e, g, h, i, k, (z)
23	1794, June 11	GC	Galaxidi	d, e, f, k, y
24	1804, June 8	II, IS, GC	Patra	b, c, g, h, i, k, y, z
25	1805, Jan 8	P, GC, IS	Patra	g, k
26	1817, Aug	GC	Aegio	c, d, e, f, h, i, k, x, y, z
27	1820, March 17	II	Lefkada	g, k, (z)
28	1820, Dec 29	II, P	Zakynthos	g, k, y
29	1821, Jan 6	II, P	Patras	b, h, i, k, z
30	1821, Jan 9	GC	Gulf of Corinth, Alcyonic Sea, Patra, Zakynthos	c, g, x
31	1825, Jan 19	II	Ionian Sea, Lefkas	c, g, i, k, x, z
32	1835, July 12	II	Ionian Sea, Zakynthos	g, h, i, z
33	1861, Dec 26	GC	Galaxidi, Itea, Valimitika, Temeni, Diakofto, Vitrinitsa	b, c, d, e, f, h, i, k, x, y, z
34	1862, Jan 1	P, GC, IS	Galaxidi, Itea	k, z
35	1867, Feb 4	II	Cefalonia (Lixouri), Lefkada	d, e, g, k, y, z
36	1867, April 10	II	Cefalonia (Lixouri)	g, z
37	1867, Sept 20	II, P	Peloponnese, Zakynthos, Lefkada, Cefalonia (Lixouri, Argostoli)	c, h, i, z
38	1869, Dec 28	II	Lefkada	b, g, k, y
39	1870, Aug 1	GC	Chalkida	k, z
40	1871, Oct 5	GC	Gulf of Corinth	z
41	1881, Dec	P, GC, IS	Patra, Etoliko	c, k, z
42	1883, June 27	II	Ionian Sea, Kerkyra	b, d, e, g, h, i, k, z
43	1886, Aug 27	P	Peloponnese, Gialova, Agrilos, Filiatra	x, z, b, c, d, e, g, h, i, k
44	1887, Oct 3	GC	Galaxidi, Xylokastro, Sykia	x, y, z, b, c, d, e, f, h, i, k
45	1888, Sept 9	GC	Aegio, Galaxidi	(x), z, d, e, f, k
46	1893, April 17	II	Ionian Sea, Zakynthos	e, g, k
47	1894, April 27	P	Kyparissia	(y)
48	1897, Dec	IS	Ionian Sea, Zakynthos	g, h, i
49	1898, June 2	GC	Gulf of Corinth	x, d, e, f, k
50	1898, Dec 3	II	Ionian Sea, Zakynthos	z,c,g,i
51	1899, Jan 22	P	Kyparissia, Marathoupole, Marathon	x, y, z, d, e, g, h, i, k

Compilation of tsunami events from 1400 BC to 1900 AD after modern catalogues. Regions: AS - Aegean Sea, BO - Boeotia, CA - Calabria, EM - Eastern Mediterranean, G - Greece, GC - Gulf of Corinth, HA - Hellenic Arc, II - Ionian Islands, IS - Ionian Sea, P - Peloponnese; Data compiled after: a - Guidoboni 1994, Guidoboni & Ebel (2009), b - Galanopoulos 1960, c - Papadopoulos & Chalkis 1984, d - Ambrasey & Synolakis (2010), e - Papadopoulos & Fokaefs (2005), f - Papadopoulos 2003, g - Tselentis et al. 2010, h - Antonopoulos 1980, i - Antonopoulos 1980a-f, k - NDGC-NOAA, x - Ambrasey 2009, y - Papazachos & Papazachou 1997, z - Soloviev et al. 2000.

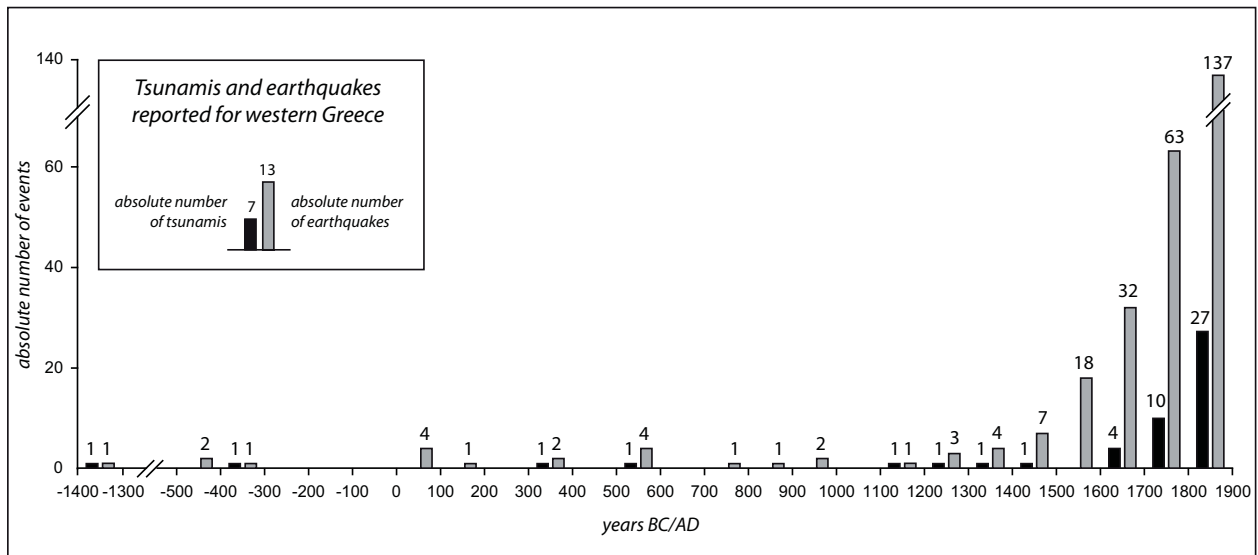


Fig. 3: Absolute number of earthquake and tsunami events per century for the Ionian Sea and the Gulf of Corinth (for references see Tab. 3).

record for western Greece. As a matter of fact, palaeotsunami research has shown that there are traces of much more strong tsunami events than registered in the catalogues. The following decision tree (Tab. 2) presents an overview of possible explanations for tsunami events missing in the historical record. In a summary view, a variety of reasons may be responsible for the non-existence of written historical records. It thus has to be strongly emphasized that a missing record of a tsunami event must not be used as prove that the event did not take place.

7 Evaluation of historical and modern tsunami events in the Gulf of Corinth

Tab. 2: Explanations for tsunami events which are not documented in the historical record

1. The tsunami did not occur and therefore no written record exists.
2. The tsunami did occur but there is no written record for the following reasons.
 - 2.1 The record was lost. The probability of a lost record is all the higher the more time has elapsed since the event.
 - 2.2 The event affected an uninhabited or only sparsely populated area and was thus not reported over time.
 - 2.3 The event did not cause noticeable destruction or fatalities and was too small to attract attention. Based on this scenario, Ambrasey & Synolakis (2010) generally assume a fragmentary record for minor events. The assumption is supported for older events, as already mentioned above (Fig. 2a)
 - 2.4 The tsunami affected a populated area, but nobody survived to write or pass a record.
 - 2.5 The triggering earthquake overshadowed the following tsunami.
 - 2.6 The chronicler did not understand what he saw and thus recorded only the “known” phenomena such as the effects of the earthquake.
 - 2.7 The affected area suffered from political instability, wars or invasions, crop failures or diseases generally leading to a decreased production of written records (Guidoboni & Ebel 2009).
 - 2.8 The tsunami occurred at night and was thus not observed. While even weak earthquakes are felt over wide areas independent from daytime (Ambrasey & Synolakis 2010) the account on weak tsunami events might especially depend on whether they have been observed at all.
3. The tsunami did occur and there is a written record but it remains unknown for the following reasons.
 - 3.1 The record itself has not yet been discovered.
 - 3.2 The description of the event has not been correctly translated or understood, for instance due to metaphorical issues.
 - 3.3 The record was misinterpreted as storm or other flood catastrophe, often in conjunction with religious interpretations.

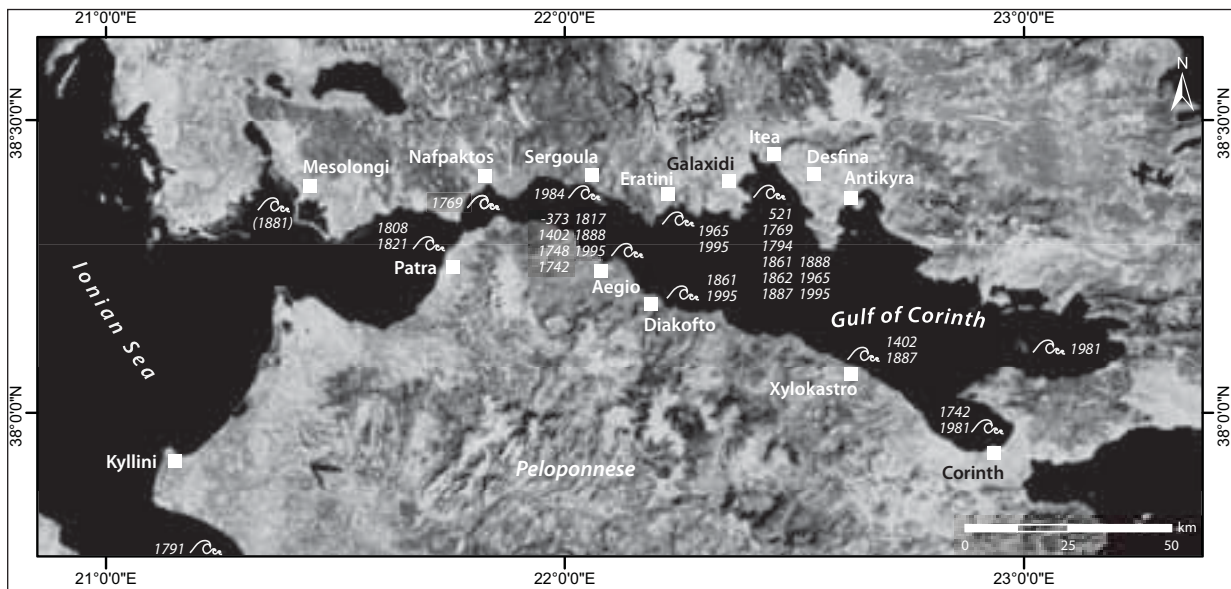


Fig. 4: Distribution of tsunami events for the Gulf of Corinth as compiled from modern catalogues (for references see Tab. 3, map modified after Bing Aerial Images 2012).

As shown above, numerous tsunami catalogues for the Mediterranean and especially for Greece report on historical tsunami events that occurred within the Gulf of Corinth (Soloviev et al., 2000; Papadopoulos, 2003; Ambrasey & Synolakis, 2010). We compiled an overall number of 73 earthquakes and 12 tsunamis from catalogues for the period from 500 BC to 1900 AD (Fig. 4, for references see Tab. 2). Events that took place between 1900 and 2000 AD are derived from instrumentally recorded data.

Throughout the last decades, the Gulf of Corinth has been recognized as an outstanding natural laboratory for geo-scientific earthquake and tsunami research and is frequently monitored by numerous research groups (e.g. Sachpazi et al. 2003, Avallone et al. 2004, Bourouis & Cornet 2009). Additionally, the instrumental record of seismic activity covers about the last century (Ambrasey & Jackson 1997). Thus, the area offers good conditions to compare the validity of historical data with detailed data available from recent instrumental records.

Time line analysis (Fig. 5) allows to detect different trends regarding the earthquake and tsunami record over the past centuries. While the absolute number of reliable tsunami events shows only a slightly increasing trend for the past three centuries, a strong increase can be observed for earthquakes. The number of events recorded for the second half of the 20th century exceeds the 19th century record by a factor of 24. Since a rapid increase of seismic activity over a couple of centuries has to be regarded as implausible, the increasing

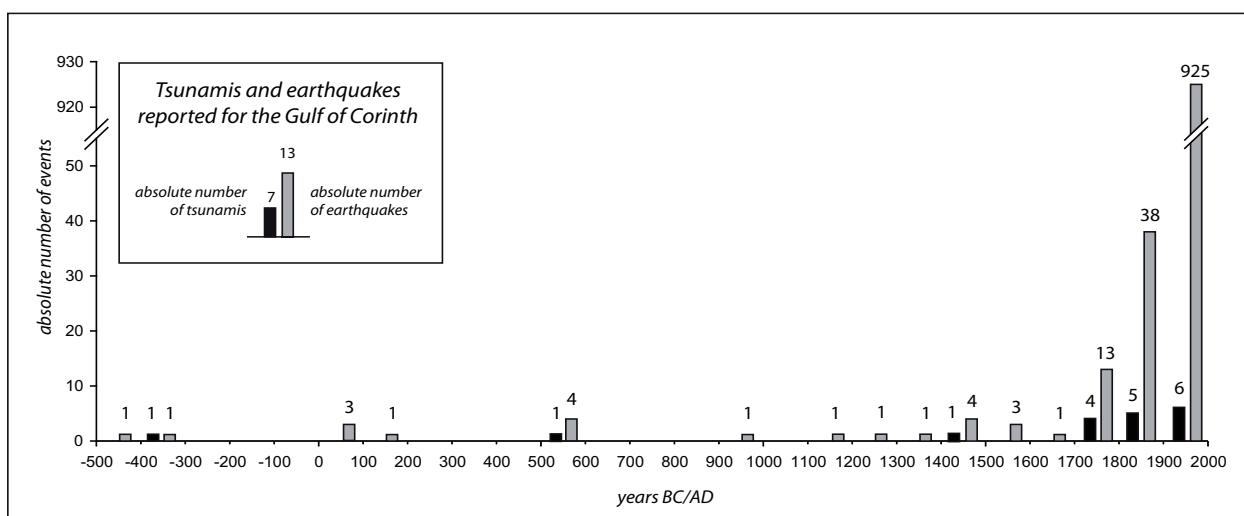


Fig. 5: Absolute number of earthquake and tsunami events per century from 500 BC to 2000 AD for the Gulf of Corinth (for references see Tab. 2). For the 20th century, the absolute number of earthquakes refers to the period from 1964 to 2000 (ANSS 2012), tsunami events from 1900 to 2000 are compiled after Papadopoulos 2003.

numbers of catalogue entries is related to considerable progress in modern instrumental recording. So, the high-resolution scientific data available today forms a strong contrast to the historical data available from the 19th century backwards for both earthquake and tsunami events. Implying a more or less constant seismic activity for past historical periods, this contrast in data once again clearly demonstrates the fragmented character of ancient accounts, especially concerning minor earthquake events.

The absolute number of tsunamis recorded for the Gulf of Corinth since the 1800 AD is only slightly increasing through time with a calculated average number of five tsunamis per century. This trend allows the conclusion that the tsunami record for the Gulf of Corinth is more or less reliable for the last three centuries. In contrast, for earlier times, the catalogues show only three records for a period spanning more than a millennium. We thus suggest that this gap reflects a considerable decrease in the reliability of catalogue entries towards older time periods.

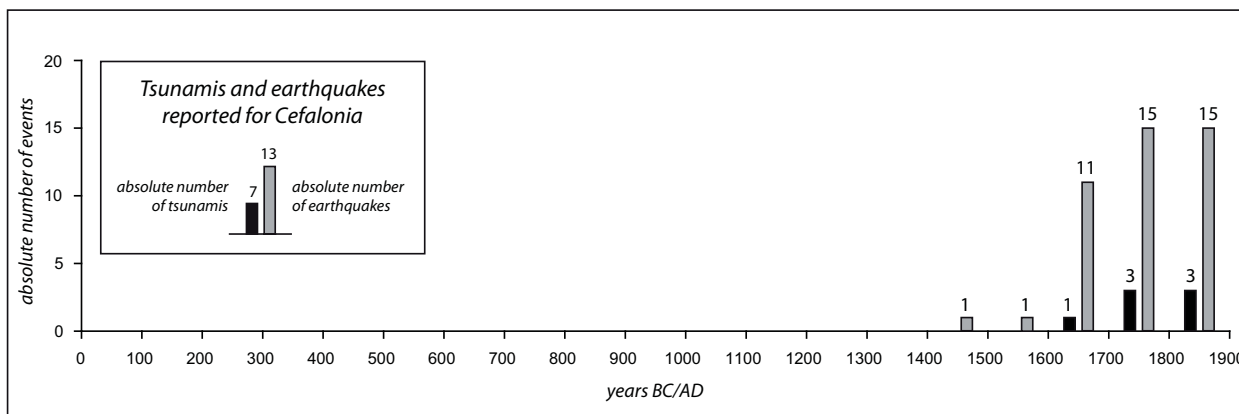


Fig. 6: Absolute number of earthquake and tsunami events per century from 1 AD to 1900 AD for Cefalonia Island (for references see Tab. 2).

8 Tsunami events for the Ionian Sea and the western Peloponnese

The compilation of catalogue entries for earthquake and tsunami events that affected Cefalonia Island revealed historical records only from the late 17th century AD until our days (Fig. 6). While for adjacent islands earlier reports on earthquakes do exist, no events are known to have affected Cefalonia before the 17th century AD (Tab. 3). From a geophysical point of view, the complete absence of earthquakes and tsunamis over many centuries is unrealistic. This is all the more true as Cefalonia is a hot spot in terms of seismic and tsunami events.

Regarding the tsunami timeline of Cefalonia, the island may represent a so-called silent area. A silent area is characterized by an extraordinarily long return period for extreme events, so that the hazard has not been recognized so far (Guidoboni & Ebel 2009). In case only few major tsunami events have affected the island during history, there might eventually be no record about it. As a consequence, the area seems to be silent as if it was not endangered by tsunamis at all. However, the frequent appearance of tsunamis all around the Ionian Islands which is reflected in the tsunami record since the 17th century (Fig. 7) and also the various geo-scientific tsunami traces found for Cefalonia and Lefkada Island in recent years (Hadler et al. 2011a, Willershäuser et al. 2011, Vött et al. 2012 Byzas) rather indicate a lack of historical records than a missing of events.

Another aspect that has to be considered is the periodization phenomenon of events which is explained by a greater availability of historical documents for certain periods (Guidoboni & Ebel 2009). For instance, only very little is known about medieval Cefalonia (Partsch 1890). Due to political reasons, documents might have been lost during times of instability or occupation by a foreign power or the initial production of documents might as well have been reduced (Guidoboni & Ebel 2009). Indeed, until the early 19th century AD, Cefalonia Island was frequently affected by acts of war or civil disturbances with negative effects on written historical records (Partsch 1890). This might explain why the data compilation for Cefalonia is only fragmented. However, from the 19th century onwards, political disturbances calmed down under British governance. Subsequently, the historical perception may have focused more intensively on non-political events, e.g. earthquakes or tsunamis.

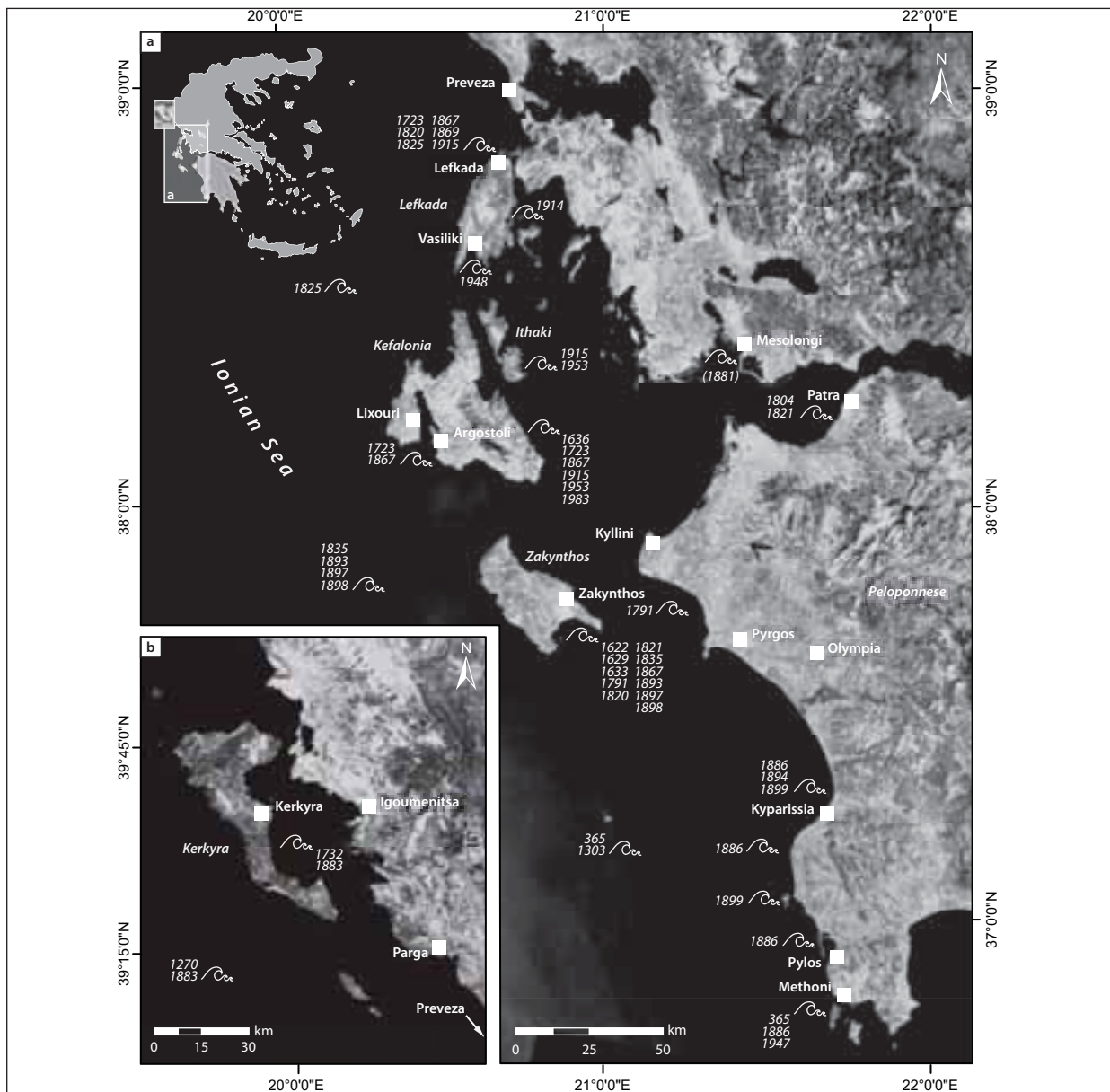


Fig. 7: Distribution of tsunami events for the Ionian Sea and western Peloponnese as compiled from modern catalogues (for references see Tab. 2, map modified after Bing Aerial Images 2012)

Additionally, it has to be taken into account that, during the 17th century AD, Cefalonia served as a centre of Venetian print production which might have contributed to a greater number of historical records for this period (Steinhart and Wirbelauer 2002).

In a summary view, the historical timeline for tsunami and earthquake events that are reported for Cefalonia Islands is not a reliable base for palaeotsunami research. Concerning the time period until the 17th century AD, it is a good example for the phenomenon that the absence of historical evidence does not at all mean that tsunami and earthquake events had not taken place at all.

In comparison to the tsunami timelines presented above, the compilation of catalogue entries for earthquake and tsunami events for the western Peloponnese (Fig. 8) reveals an equally scarce level of historical records until the 15th century AD. For nearly two millennia the timeline only documents some major events like the 365 AD earthquake and tsunami or the 1303 AD earthquake. A wide gap in the historical record must thus be assumed for the western Peloponnese from 500 BC to 1400 AD.

A slight increase in the number of catalogue entries can be observed for the 15th and 16th century AD, again, most probably due to the invention of printing technology by Gutenberg in the mid-15th century AD. A strong increase in catalogue entries is documented only for the 18th century AD onwards, due to further progress in and increased spread of printing technologies or due to political reasons or even due to the distribution and density of settlements. While most areas along the western Peloponnesian coastline are characterized by rather small rural settlements, Patra represents the only major urban settlement of the Peloponnese.

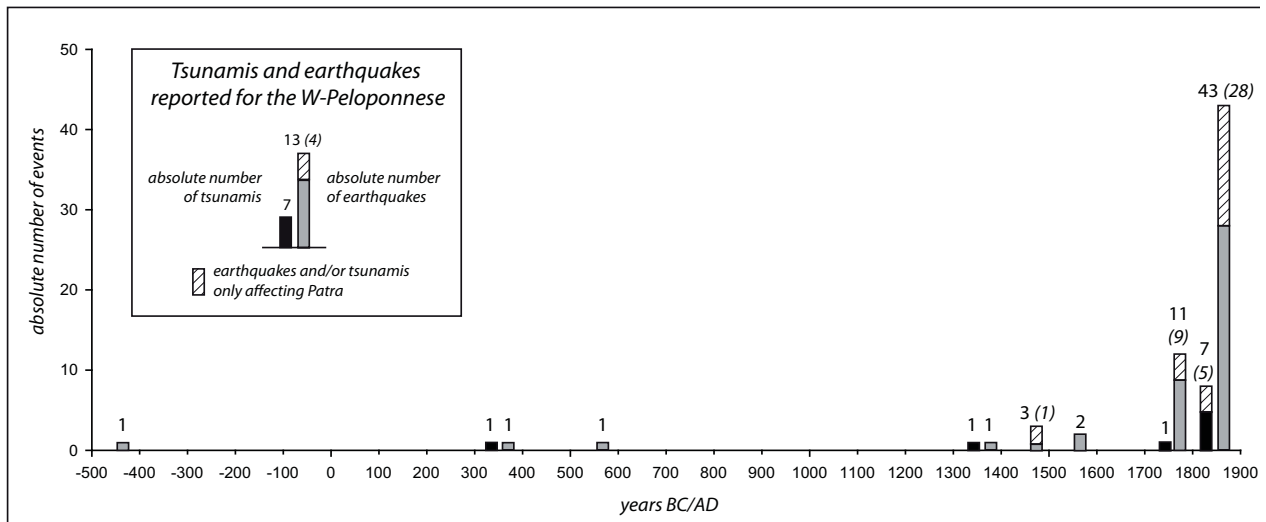


Fig. 8: Absolute number of earthquake and tsunami events per century from 500 BC to 1900 AD for the western Peloponnese (for references see Tab. 2).

Over the last three centuries, a considerable proportion of catalogue entries especially for earthquake events accounts for Patra. Regarding the city's geographical location, Patra probably bears an increased earthquake and tsunami risk, for it may be affected by events occurring in the Ionian Sea and in the Gulf of Corinth. Additionally, the preservation potential of historical records held by a major urban settlement seems to exceed rural areas by far. The gap in the historical records concerning the 17th century backwards is most probably due to the destruction of Patra in 1822 during the war of independence (Brockhaus 1827). The time line for tsunami and earthquake events compiled for the western Peloponnese thus clearly documents the influence of political and socio-economic factors on historical records.

9 Conclusions

The presented compilation and analysis of historical data on tsunami and earthquake events for western Greece is based on a set of comprehensive modern catalogues (for references see Tab. 3). It documents a high risk of coastal areas with regard to earthquake and especially tsunami events. At the same time, the vulnerability of the studied area has been considerably increasing during the past decades. Historical records are valuable tools for palaeotsunami research although a combination with geo-scientific studies is much more reliable. The analysis of local to regional catalogue-based timelines for earthquake and tsunami events brought to light several major conclusions. (i) Timelines of earthquake and tsunami events compiled are very fragmented especially regarding older events documenting a thinning backward tendency through space and time. (ii) The compilation of data is often influenced by the (local) historical and political context. (iii) Only scarce information is available especially for areas of minor population density. (iv) Three different phases in the timelines of earthquake and tsunami entries in the studied catalogues were recognized. A first phase of rare and fragmented entries starting in the 1st millennium BC until the 15th century AD is followed by a second phase of significantly increased records obviously bound to the innovation and rapid spread of printing technologies initiated by Johannes Gutenberg and others. The third phase starts in the 17th/18th century AD showing exponentially increasing records in the catalogues due to systematic improvements in newspaper printing and instrumental documentation of the events. As a consequence, the analysis of historical data allows the preliminary identification of areas prone to tsunami events. Hazard assessment based only on the analysis of historical records, however, must not be regarded as reliable, though. Gaps in the record are also due to periodization effects or long return rates for major events. Palaeotsunami research has thus to focus on both recorded and non-recorded events. Finally, it is stated that a non-entry of a tsunami event in a catalogue for which geo-scientific traces have been found does not mean at all that the event did not take place. Geo-scientific analyses of sedimentological and geomorphological palaeotsunami traces as well as modelling of event scenarios are essential approaches to improve our knowledge on areas vulnerable to future tsunami events and to enhance reliable risk assessment and development of mitigation strategies.

References

- Ambrasey, N.N. (1962): Data for the investigation of the seismic sea-waves in the Eastern Mediterranean. *Bulletin of the Seismological Society of America* 52: 895-913.
- Ambrasey, N. (2009): *Earthquakes in the Mediterranean and Middle East. A multidisciplinary study of seismicity up to 1900.* Cambridge, 968 pp.
- Ambrasey, N.N. & J.A. Jackson (1997): Seismicity and strain in the Gulf of Corinth (Greece) since 1694. *Journal of Earthquake Engineering* 1 (3): 433-474.
- Ambrasey, N. & C. Synolakis (2010): Tsunami Catalogs for the Eastern Mediterranean, revisited. *Journal of Earthquake engineering* 14: 309-330.
- Antonopoulos, J. (1979): Catalogue of tsunamis in the Eastern Mediterranean from Antiquity to present times. *Annali di Geofisica* 32: 113-130.
- Antonopoulos, J. (1980a): Data from investigation on seismic sea-waves events in the Eastern Mediterranean from the Birth of Christ to 500 AD. Part 1. *Annali di Geofisica* 33 (1): 141-161.
- Antonopoulos, J. (1980b): Data from investigation on seismic sea-waves events in the Eastern Mediterranean from 500 to 1000 AD. Part 2. *Annali di Geofisica* 33 (1): 163-178.
- Antonopoulos, J. (1980c): Data from investigation on seismic sea-waves events in the Eastern Mediterranean from 1000 to 1500 AD. Part 3. *Annali di Geofisica* 33 (1): 179-198.
- Antonopoulos, J. (1980d): Data from investigation on seismic sea-waves events in the Eastern Mediterranean from 1500 to 1800 AD. Part 4. *Annali di Geofisica* 33 (1): 199-214.
- Antonopoulos, J. (1980e): Data from investigation on seismic sea-waves events in the Eastern Mediterranean from 1800 to 1900 AD. Part 5. *Annali di Geofisica* 33 (1): 215-230.
- Antonopoulos, J. (1980f): Data from investigation on seismic sea-waves events in the Eastern Mediterranean from 1800 to 1900 AD. Part 5. *Annali di Geofisica* 33 (1): 231-248.
- Avallone, A., P. Briole, A.M. Agatza-Balodimou, H. Billiris, O. Charade, C. Mitsakaki, A. Nercessian, K. Papazissi, D. Paradissis & G. Veis (2004): Analysis of eleven years of deformation measured by GPS in the Corinth Rift Laboratory area. *Comptes Rendus Geoscience* 336: 301-311.
- Brockhaus F. A. (Hrsg.): *Allgemeine deutsche Real-Encyclopädie für gebildete Stände (Conversations-Lexikon).* Bd. 8. Leipzig, 1003 S.
- Bourouis, S. & F.H. Cornet (2009): Microseismic activity and fluid fault interactions: some results from the Corinth Rift Laboratory (CRL), Greece. *Geophysical Journal International* 178: 561-580.
- 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 Western Hellenic Arc, Greece. *Earth and Planetary Science Letters* 172: 39-47.
- Crawley, R. (2009): *Thucydides. The history of the Peloponnesian War.* EBook #7142, Project Gutenberg. <http://www.gutenberg.org/files/7142/7142-h/7142-h.htm#2HCH0011>. 01/2012.
- De Martini, P. M., M.S. Barbano, A. Smedile, F. Gerardi, D. Pantosti, P. Del Carlo & C. Pirrotta (2010): A unique 4000 year long geological record of multiple tsunami inundations in the Augusta Bay (eastern Sicily, Italy). *Marine Geology* 276 (1-4): 42-57.
- Doutsos, T. & S. Kokkalas (2001): Stress and deformation patterns in the Aegean region. *Journal of Structural Geology* 23 (2-3): 455-472.
- Galanopoulos, A. G. (1960): Tsunamis Observed on the coasts of Greece from Antiquity to present times. *Annali di Geofisica* 13 (3-4): 369-386.
- Gerardi, F., M. S. Barbano, P. M. de Martini, D. Pantosti (2008): Discrimination of tsunami sources (earthquake vs. landslide) on the basis of historical data in eastern Sicily and southern Calabria. *Bulletin of the Seismological Society of America* 98 (6): 2795-2805.
- Goto, K., K. Chagué-Goff, S. Fujino, J. Goff, B. Jaffe, Y. Nishimura, B. Richmond, D. Suguwara, W. Szczucinski, D.R. Tappin, R. Witter & E. Yulianto (2011): New insights of tsunami hazard from the 2011 Tohoku-oki event. *Marine Geology*, doi: 10.1016/j.margeo.2011.20.004
- Guidoboni, E. (1994): *Catalogue of ancient earthquakes in the Mediterranean area up to the 10th century.* Roma, 504 pp.
- Guidoboni, E. & A. Comastri (2005): *Catalogue of earthquakes and tsunamis in the Mediterranean area from the 11th to the 15th century.* Roma, 1037 pp.
- Guidoboni, E. & J. E. Ebel (2009): *Earthquakes and tsunamis in the past. A guide to techniques in historical seismology.* Cambridge, 602 pp.

- Hadler, H., A. Vött, H. Brückner, G. Bareth, K. Ntageretzi, H. Warnecke & T. Willershäuser (2011a): The harbour of ancient Krane, Kutavos Bay (Cefalonia, Greece) – an excellent geo-archive for palaeo-tsunami research. *Coastline Reports* 17: 111-122.
- Hadler, H., A. Vött, B. Koster, M. Mathes-Schmidt, T. Mattern, K. Ntageretzi, K. Reicherter, D. Sakellariou & T. Willershäuser (2011b): Lechaion, the ancient harbour of Corinth (Peloponnese, Greece) destroyed by tsunamigenic impact. *Earthquake Geology and Archaeology: Science, society and Critical Facilities. Proceedings of the 2nd INQUA-IGCP-567 International Workshop on Active Tectonics, Earthquake Geology, Archaeology and Engineering, Corinth, Greece*: 70-73.
- Hasiotis, T., G. Papatheodorou, G. Bouckovalas, C. Corbau & G. Ferentinos (2002): Earthquake-induced coastal sediment instabilities in the western Gulf of Corinth, Greece. *Marine Geology* 186 (3-4): 319-335.
- 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. *Tectonophysics* 449: 17-40.
- Kortekaas, S. G.A. Papadopoulos, A. Ganas, A.B. Cundy & A. Diakantoni (2011): Geological identification of historical tsunamis in the Gulf of Corinth, Central Greece. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 11 (7): 2029-2041.
- Koukouvelas, I., A. Mpresiakas, E. Sokos & T. Doutsos (1996): The tectonic setting and earthquake ground hazards of the 1993 Pyrgos earthquake, Peloponnese, Greece. *Journal of the Geological Society* 153: 39-49.
- Louvari, E., A. A. Kiratzi & B. C. Papazachos (1999): The Cephalonia Transform Fault and its extension to western Lefkada Island (Greece). *Tectonophysics* 308: 223-236.
- Mastronuzzi, G. & P. Sanso (2012): The role of strong earthquakes and tsunamis in the Late Holocene evolution of the Fortore River coastal plain (Apulia, Italy): A synthesis. *Geomorphology* 138: 89-99.
- May, S. M., A. Vött, H. Brückner, R. Grapmayer, M. Handl & V. Wennrich (2012): The Lefkada barrier and beachrock system (NW Greece) – controls on coastal evolution and the significance of extreme events. *Geomorphology* 139/140: 330-347.
- Minoura, K., F. Imamura, D. Sugawara, Y. Kono & T. Iwashita (2001): The 869 Jogan tsunami deposit and recurrence interval of large-scale tsunami on the Pacific coast of northeast Japan. *Journal of Natural Disaster Science* 23 (2): 83-88.
- National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA). <http://www.ngdc.noaa.gov/nndc/struts/form?t=101650&s=70&d=7>. 12/2011.
- Papadopoulos, G.A. (2003): Tsunami hazard in the Eastern Mediterranean: strong earthquakes and tsunamis in the Gulf of Corinth, Central Greece. *Natural Hazards* 29: 437-464.
- Papadopoulos, G. A. & B. J. Chalkis (1984): Tsunamis observed in Greece and the surrounding area from Antiquity up to the present times. *Marine Geology* 56: 309-317.
- Papadopoulos, G. A. & A. Fokaefs (2005): Strong tsunamis in the Mediterranean Sea: a re-evaluation. *ISET Journal of Earthquake Technology* 42 (4): 159-170.
- Papazachos, B.C. & P. P. Dimitriu (1991): Tsunamis in and near Greece and their relation to the earthquake focal mechanisms. *Natural Hazards* 4: 161-170.
- Papazachos, B. & C. Papazachou (1997): The earthquakes of Greece. Thessaloniki, 304 pp.
- Partsch, J. (1890): Kephallenia und Ithaka. Eine geographische Monographie. Justus Perthes, 108 pp.
- Sachpazi, M., A. Hirn, 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. *Tectonophysics* 319: 301-319.
- Sachpazi, M., C. Clément, M. Laigle, A. Hirn & N. Roussos (2003): Rift structure, evolution, and earthquakes in the Gulf of Corinth, from reflection seismic images. *Earth and Planetary Science Letters* 216: 243-257.
- Salamon, A., T. Rockwell, S.T. Ward, E. Guidoboni & A. Comastri (2007): Tsunami hazard evaluation of the eastern Mediterranean: historical analysis and selected modeling. *Bulletin of the Seismological Society of America* 97(3): 705-724.
- Satake, K., Y. Sawai, M. Shishikura, Y. Okamura, Y. Namegaya & S. Yamaki (2007): Tsunami sources of the unusual AD 869 earthquake off Miyagi, Japan, inferred from tsunami deposits and numerical simulation of inundation. *AGU Fall Meeting Abstracts #T31G-03*.
- Soloviev, S. L. (1990): Tsunamigenic zones in the Mediterranean Sea. *Natural Hazards* 3: 183-202.
- Soloviev, S. L., O. N. Solovieva, C. N. Go, K. S. Kim & N. A. Shchetnikol (2000): Tsunamis in the Mediterranean Sea 2000 BC – 2000 AD. Dordrecht, 237 pp.
- Stefatos, A., M. Charalambakis, G. Papatheodorou & G. Ferentinos (2006): Tsunamigenic sources in an active European half-graben (Gulf of Corinth, Central Greece). *Marine Geology* 232 (1-2): 35-47.

- Steinhart, M. & E. Wirbelauer (2002): Aus der Heimat des Odysseus. Reisende, Grabungen und Funde auf Ithaka und Kephallenia bis zum ausgehenden 19. Jahrhundert. Mainz. 336 pp.
- Tinti, S., A. Maramai & L. Graziani (2004): The new catalogue of Italian tsunamis. *Natural Hazards* 33: 439-465.
- 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. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 10: 1-10.
- Vött, A., S.M. May, H. Brückner & S. Brockmüller (2006): Sedimentary evidence of late Holocene tsunami events near Lefkada Island (NW Greece). *Zeitschrift für Geomorphologie N.F. Suppl.* (146): 139-172.
- Vött, A. H. Brückner, S.M. May, D. Sakellariou, O. Nelle, F. Lang, V. Kapsimalis, S. Jahns, R. Herd, M. Handl & I. Fountoulis (2009): The Lake Voulkaria (Akarnania, NW Greece) palaeoenvironmental archive – a sediment trap for multiple tsunami impact since the mid-Holocene. *Zeitschrift für Geomorphologie Suppl.* 53 (1): 1-37.
- Vött, A., G. Bareth, H. Brückner, C. Curdt, I. Fountoulis, R. Grapmeyer, 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. *Zeitschrift für Geomorphologie Suppl.* 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* 242 (1): 213-239.
- Vött, A., G. Bareth, H. Brückner, F. Lang, D. Sakellariou, H. Hadler, K. Ntageretzis & T. Willershäuser (2011): Olympia's harbour site Pheia (Elis, western Peloponnese, Greece) destroyed by tsunami impact. *Die Erde* 142 (3): 259-288.
- Vött, A., H. Hadler, T. Willershäuser, K. Ntageretzis, H. Brückner, H. Warnecke, P.M. Grootes, F. Lang, O. Nelle & D. Sakellariou (2012): Ancient harbours used as sediment traps – the case study of Krane (Cefalonia Island, Greece). *Byzas*, in press.
- Willershäuser, T., A. Vött, H. Brückner, G. Bareth, H. Hadler & K. Ntageretzis (2011): New insights in the Holocene evolution of the Livadi coastal plain, Gulf of Argostoli (Cefalonia, Greece). *Coastline Reports* 17: 99-110.
- Willershäuser, T., A. Vött, H. Hadler, P. Henning & K. Ntageretzis (2012): Evidence of high energy-impact near Kato Samiko, Gulf of Kyparissia (western Peloponnese), during history. *This issue*.

Address

Dipl.-Geogr. Hanna Hadler
 Dipl.-Geogr. Timo Willershäuser
 Dipl.-Geogr. Konstantin Ntageretzis
 Dipl.-Geol. Peter Henning
 Prof. Dr. Andreas Vött
 Johannes Gutenberg-Universität Mainz
 Institute for Geography
 Johann-Joachim-Becher-Weg 21
 D-55099 Mainz, Germany

Corresponding author: hadler@uni-mainz.de

*29. Jahrestagung des Arbeitskreises „Geographie der Meere und Küsten“***In search of tsunami fingerprints in geo-archives of southeastern Lakonia (southern Peloponnese, Greece)**

Konstantin Ntageretzis, Andreas Vött, Hanna Hadler, Peter Henning & Timo Willershäuser

Abstract

From historical accounts it is well known that the coasts of the Lakonian Gulf (southern Peloponnese, Greece) have been repeatedly affected by tsunamis during historical times. It is assumed that these palaeotsunamis left sedimentological and geomorphological traces which are still detectable these days. For southeastern Lakonia, only a few papers have been published on palaeotsunami imprints in the region dealing, for instance, with fine-grained allochthonous marine sediments encountered in low-energy coastal environments, large dislocated boulders and washover fans. The small number of publications is certainly related to the fact that, at first sight, promising geological archives do not exist in the study area. In southeastern Lakonia, limestone bedrock lies shortly underneath the present ground surface so that the accommodation space for Holocene deposits is mostly very small to almost non-existing. In search of potential palaeotsunami traces we studied near-coast geological archives near the remains of a submerged Mycenaean town called Pavlopetri as well as in dry valleys near Neapolis and Cape Xili. On the basis of sedimentological, geomorphological, geophysical and geochemical investigations we detected sediment layers featuring distinctive sedimentary characteristics of high-energy event deposits which are promising candidates for palaeotsunami sediments. Further studies such as microfossil analyses and age determinations, however, will be required to verify the tsunamigenic nature of the encountered event deposits.

1 Introduction

The Lakonian Gulf is directly exposed to the Hellenic Trench and thus characterized by an extremely high seismicity and tsunami hazard (Papazachos and Dimitriou 1991) (Fig. 1). During historical times, the region was repeatedly affected by strong earthquakes such as in 365 AD, 1750 AD, 1789/1795 AD, 1842 AD, 1866 AD, 1867 AD, 1927 AD as well as 1944 AD (Soloviev et al. 2000, Ambraseys & Synolakis 2010). Associated to the earthquakes in 365 AD, 1866 AD and 1867 AD tsunamis were observed (Papazachos & Papazachou 1997). Dominey-Howes (2002) points to a high tsunami hazard especially for the southeastern part of Lakonia (Fig. 2). Based on these facts it has to be assumed that palaeotsunamis have left sedimentological and geomorphological traces in southeastern Lakonia which are still detectable today.

In search of palaeotsunami traces in the Lakonian Gulf, Scheffers et al. (2008) found sedimentological and geomorphological evidence in the Bay of Viglafia (southeastern Lakonia) which point to a tsunamigenic origin, such as allochthonous sand layers in a near-coast mud environment, dislocated and partly imbricated boulders as well as washover fans.

Due to the geological and geomorphological situation in southern Lakonia, promising near-coast geological archives with a thick Holocene sedimentary sequence are rare or even not existing along large parts of the coast. This is due to the fact that local bedrock lies close to the present surface and the accommodation space for Holocene deposits is extremely small. In our study, we explored near-coast geological archives on the landward part of the Lagoon of Viglafia near the submerged Mycenaean town of Pavlopetri and in dry valleys near Neapolis and Cape Xili in search of high-energy event layers.

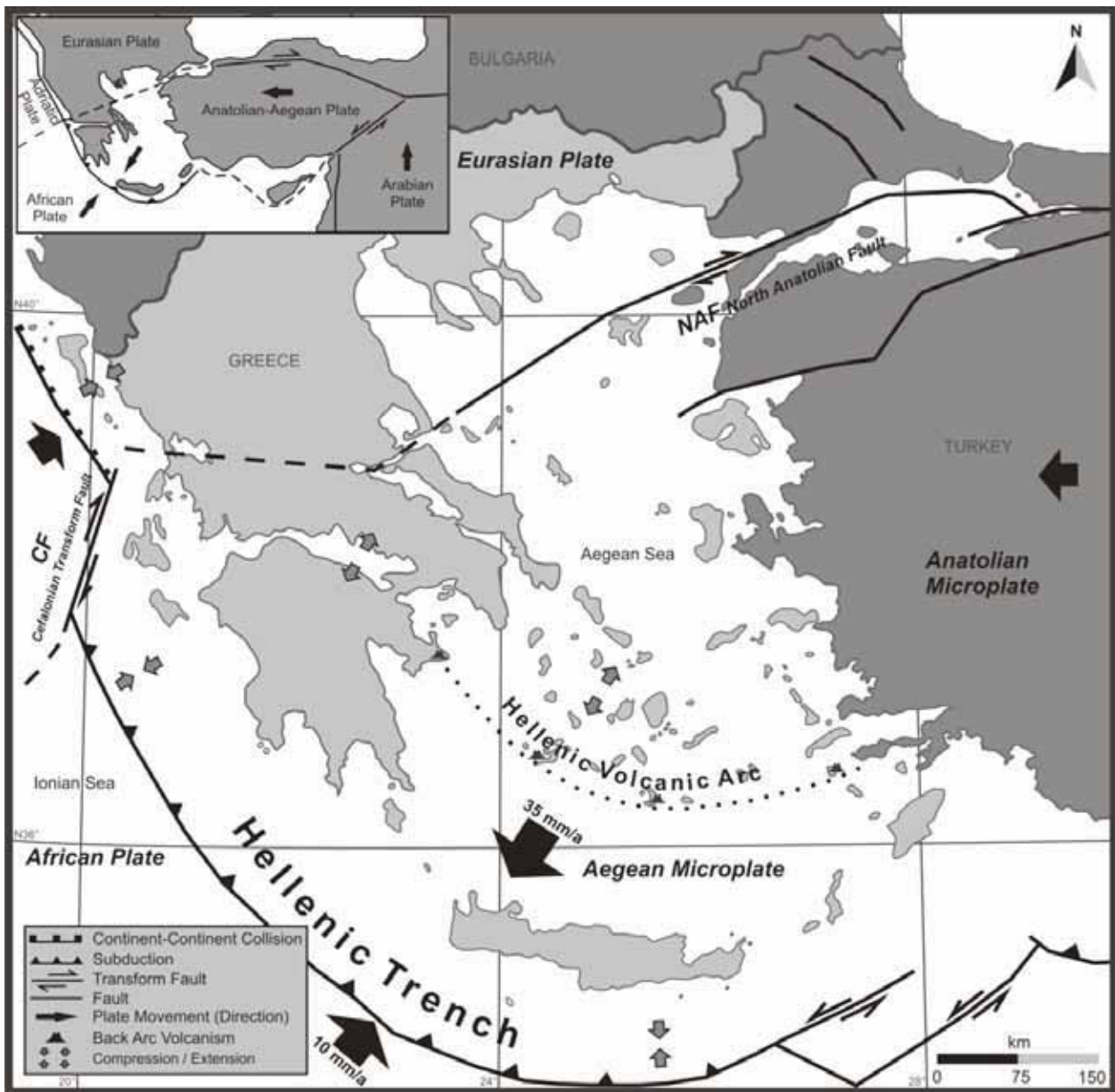


Fig. 1: Overview of the tectonic constellation of the eastern Mediterranean (map based on data from Doutsos & Kokkalas 2001, Haslinger et al. 1999 and Clews 1989).

2 Physical setting

Along the Hellenic Trench, the African Plate is being subducted under the Aegean microplate inducing a high seismicity which comes along with volcanic eruptions and submarine mass movements (Hollenstein et al. 2008, Lagios et al. 2008). It is well known that the southeastern Peloponnese is therefore exposed to a high tsunami hazard (Papazachos & Dimitriou 1991).

The Lakonian peninsula belongs to the Westhellenic nappe which was incorporated into the Hellenic orogenic complex during the Miocene (Jacobshagen 1986). In many places, parts of the Westhellenic nappe are disclosed, showing quartz-sericite schists, glimmer schists, quartzites and evaporites as main rock types (Federici 2002). In other places, the nappe is covered by Jurassic-Eocene carbonatic rocks of the Gavrovo-Tripolitsa zone and by Eocene-Miocene flysch units (Jacobshagen 1986).

The Lakonian Gulf forms a huge asymmetric graben between the Parnon Mountains (1935 m above present sea level (m a.s.l.)) in the east and the mountains of the Taygetos (2407 m a.s.l.) in the west (Federici et al. 2002, Cundy et al. 2006). The most conspicuous feature of the graben, the huge Taygetos fault, is located in the central part of the Lakonian Gulf. Normal faults lie between Gythio and Cape Menaro in the west and between Cape Xili and the Elaphonisos Island in the east (Federici et al. 2002).

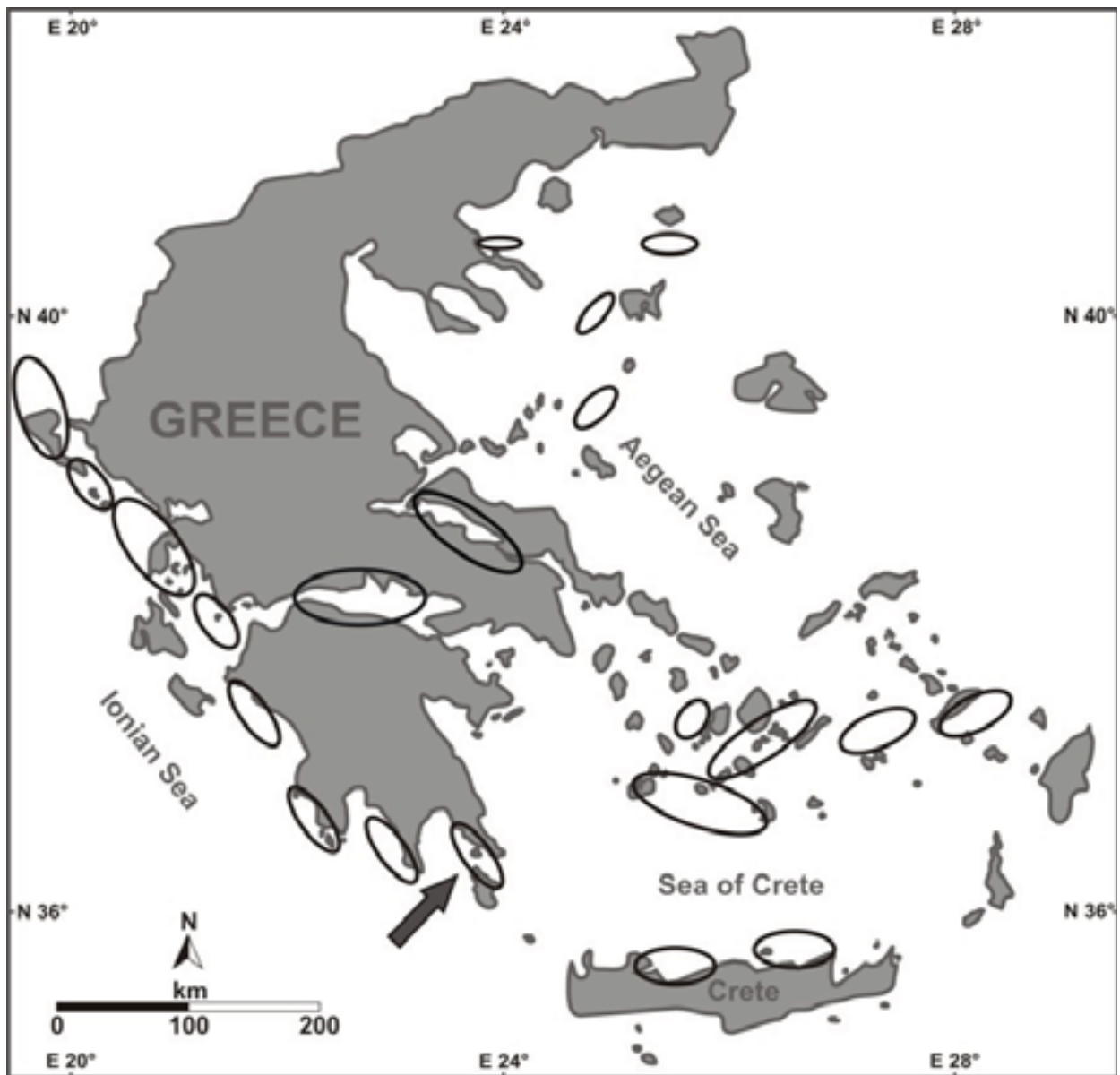


Fig. 2: Overview of the tsunamigenic zones in the Ionian and Aegean Sea after Papazachos & Dimitriou (1991). The larger the ellipse, the greater the tsunami intensity. The study area of this paper is marked by an arrow.

The small village of Viglafia is located in the westernmost part of the Neapolis Basin bordering Vatika Bay (Fig. 3). Elaphonisos Island is separated from the southern Peloponnese mainland only by a narrow and flat natural water channel.

Study area A (Viglafia) is situated at the northern margin of a swampy lagoon, about 600 m eastward from Viglafia and 900 m northeastward from Cape Pounta where vibracoring ELA 2, 3, 4 and 5 as well as two earth resistivity measurements were carried out. The Lagoon of Viglafia is protected from the open sea by a dune ridge. Several washover fans extend from the dune ridge into the lagoon in a northern direction (Fig. 3). The mountain ranges, framing the Neogene basin of Neapolis, are mainly made out of Triassic to Eocene carbonates of the Tripolitsa series, a subzone of the Gavrovo-Tripolitsa Zone (Jacobshagen 1986, Zeeh 1989). After IGME (2002) the bedrock in study area A is mainly built out of marine sediments of Pliocene to Pleistocene age, partly covered by unconsolidated Holocene dune sands and alluvial deposits. In large parts, the scenery is affected by uplifted marine terraces reflecting the tectonic activity of the region.

Cape Pounta is well known for the Mycenaean settlement of Pavlopetri which remains are submerged and lie in up to 5 m water depth. Further remains of this settlement are still detectable in front of the Holocene dune ridge as well as cut into the calcarenitic aeolianite which forms the local bedrock. Submerged undated cart tracks near Cape Pounta also indicate that the relative sea level has undergone considerable rise since the mid-Holocene and has never been higher than at present (Scheffers et al. 2008). To the west of Cape Skalas, the coastline is rocky and directly exposed to the Hellenic Trench. Along this coast many

large boulders were found dislocated and partly imbricated by high-energy impact (Scheffers et al. 2008). Results from high-resolution terrestrial laserscanning (TLS) in combination with DGPS and lab-borne density measurements of a block-train near Cape Pounta constrain a maximum boulder-weight of more than 4.6 t (Ntageretzis 2009) (Fig. 4).

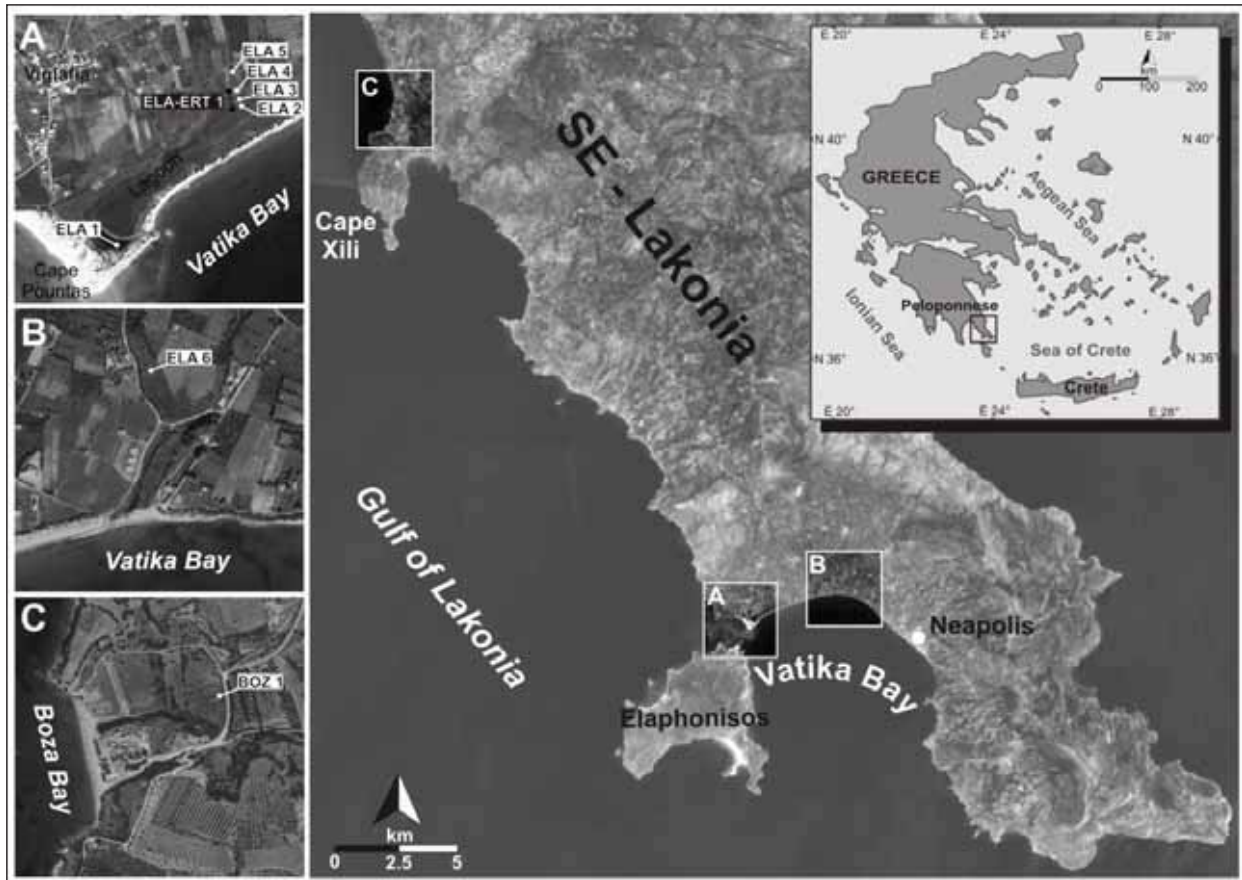


Fig. 3: Overview of the three study areas. Study area A (Viglafia) is situated opposite to Elaphonisos Island near the village of Viglafia and the Viglafia Lagoon. Study area B (Vatika) is located in the central part of the Vatika Bay within a dry valley to the northwest of Neapolis. Study area C (Boza) lies in another dry valley running towards the Bay of Boza to the north of the Xili peninsula. Maps based on NASA World Wind and Google Earth images/data (access January 2012).

Although we do not definitely know the transportation source for the boulders near Cape Pounta, a tsunamigenic origin seems probable due to historical accounts which clearly testify tsunamis in the area of Lakonia. Furthermore, datings of vermitid rims attached to some of the dislocated boulders indicate a transportation age of around 1300 cal AD, thus possibly referring to the tsunami and earthquake which affected large parts of the eastern Mediterranean in 1303 AD (Scheffers et al. 2008).



Fig. 4: Picture and 3D-model of a blocktrain near Cape Skalas (SE-Lakonia) modeled by the software RiScanPro. The biggest measured block has a maximum weight of about 4.6 t. In the background Elaphonisos Island with its uplifted marine terraces is visible (photo taken by K. Ntageretzis, 2008, model of dislocated boulders by D. Hoffmeister, 2009).

Study area B (Vatika) is located at half distance between Viglafia and Neapolis in the central part of the Vatika Bay (Fig. 3). Vibracoring site ELA 6 lies in the middle of a small and flat dry valley. The fact that an olive grove covers the valley floor underlines that at least in younger times no appreciable river water runoff happened. The distance to the present coastline is about 430 m.

Study area C (Boza) is located about 30 km to the northwest of Neapolis at the northernmost part of the Xili peninsula. Vibracore BOZ 1 was drilled approximately 300 m inland in the midst of an orange grove situated in a small valley. Incised in upper Pliocene to lower Pleistocene rocks (marine to lacustrine, clastic to biogenic sediments) the valley runs into the small Bay of Boza. The valley infill is made out of unconsolidated alluvial deposits (IGME 2002).

3 Methods

Sedimentological and geomorphological studies in southeastern Lakonia were carried out in 2010. Vibracores were drilled by means of an Atlas Copco mk1 corer using core diameters of 6 and 5 cm. Sediment cores were cleaned, photographed and documented for sedimentological criteria (e.g. sediment color, grain size distribution, grain rounding, texture, carbonate content and other features; Ad-hoc-Arbeitsgruppe Boden 2005). Finally, sediment cores were sampled for further geochemical analyses in the laboratory.

Laboratory studies included the analysis of the organic content by loss on ignition (550°C), the measurement of pH-value, electric conductivity and the content of calcium carbonate after the Scheibler-method (Blume et al. 2011). Sediment samples were further scanned for their total contents of Ca, Mg, Fe and further elements using a handheld XRF-analyzer (type Thermo Niton XL3t 900s GOLDD, calibration mode SOIL).

Earth resistivity measurements (ERT) were carried out along transects in order to study subsurface stratigraphies and to detect the depth of the local bedrock by using a multi-electrode geoelectrical instrument (IRIS Instruments, type Syscal R1+ Switch 48).

Moreover, vibracoring sites and ERT transects were measured by means of a differential GPS, using a *Topcon HiperPro FC-200* instrument, to determine geographical position and elevation data.

4 Results and discussion

4.1 Study area A: Sandy deposits in the margin of the Viglafia Lagoon

We retrieved 4 vibracores along a north-south trending transect, starting at the northern margin of the shallow Viglafia Lagoon (Fig. 3). The transect is connected to site ELA 1 at the southern fringe of the Viglafia Lagoon where a previous vibracore was drilled (Scheffers et al. 2008). Here, for the first time in the southern Peloponnese, sedimentological evidence of tsunami imprint was found. The tsunami-layer encountered at site ELA 1 shows a sandy layer overlying autochthonous lagoonal mud on top of a sharp erosional unconformity (Fig. 5). The fact that the lagoonal environment has never been re-established at this site documents an abrupt high-energy impact to the coast that has changed littoral conditions on a long term. Radiocarbon dating of a wood fragment indicates that the lagoon was hit by an event at or after 134-380 cal AD (Scheffers et al. 2008).

Vibracoring site ELA 2 (N 36°31'30.41", E 22°59'42.84") is located at the northern fringe of the lagoon about 240 m inland at approximately 0.62 m a.s.l. (Fig. 3 & 6). The basal unit is composed of limestone

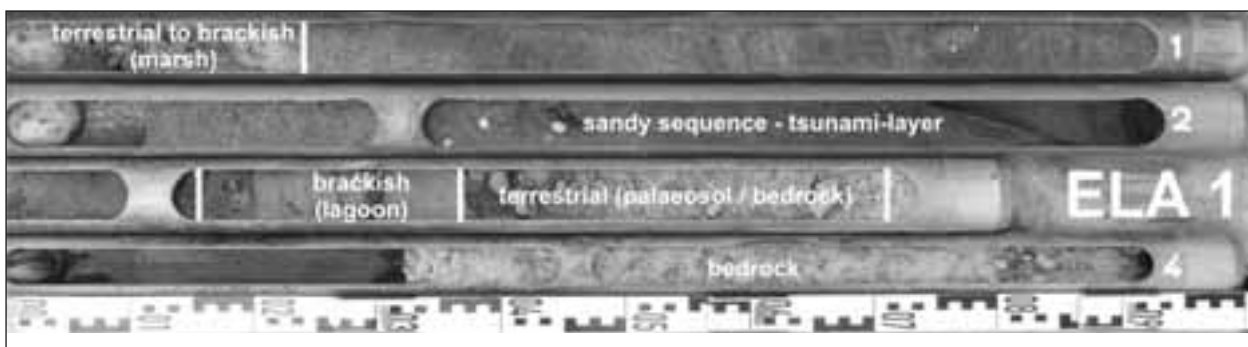


Fig. 5: Vibracore ELA 1 drilled at the southern fringe of the Viglafia Lagoon. At 2.20 m below surface, the lagoonal sediment is abruptly covered by allochthonous marine sands of most probably tsunamigenic origin. Adapted from Scheffers et al. 2008.

bedrock and covered by clayey silt. The latter is abruptly covered by a rust-coloured to brownish sequence (0.37 m b.s.l. – 0.46 m a.s.l.) out of clayey to middle-sandy fine sand containing calcareous concretions and gravel up to 1.5 cm in diameter. The top of the core is made out of clayey silt containing fragments of *Cerastoderma glaucum* (0.46-0.62 m a.s.l.).

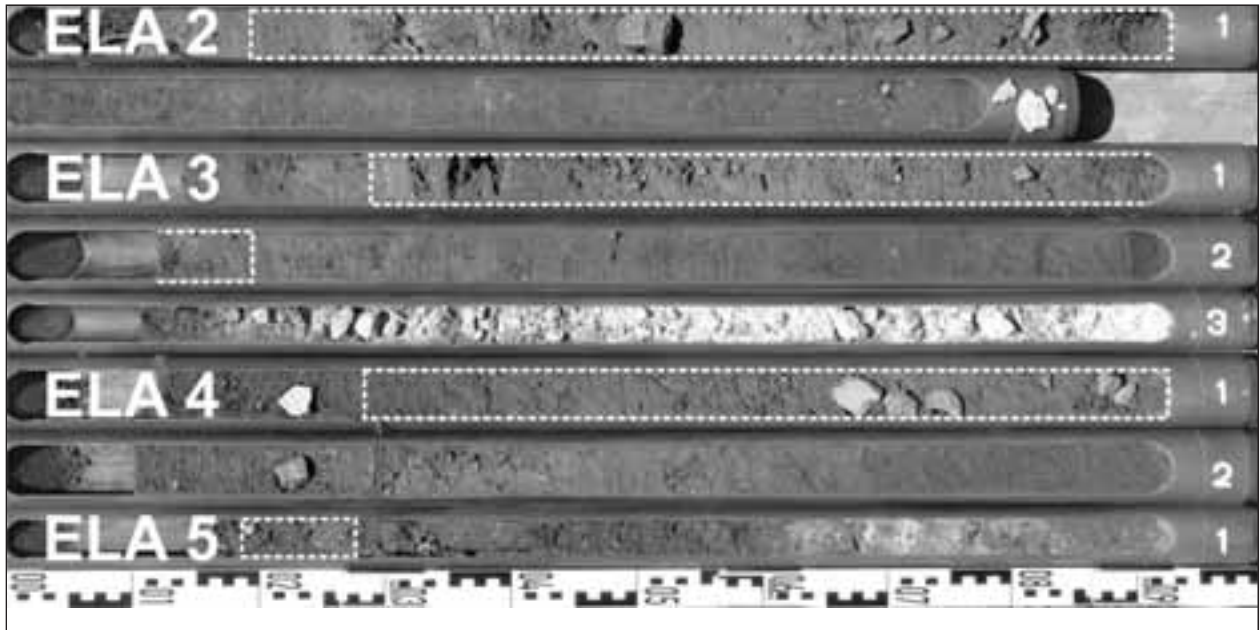


Fig. 6: Vibracores ELA 2, ELA 3, ELA 4 and ELA 5. The sandy strata represent palaeotsunami candidates and are illustrated by dashed white lines. Picture taken by T. Willershäuser (2010).

A few tens of meters towards the north, vibracore ELA 3 (N 36°31'30.76'', E 22°59'42.67'') was drilled in the marshy fringe of the lagoon at an elevation of 0.66 m a.s.l. (Fig. 3 & 6). Again, the basal unit is made out of limestone followed by a sequence of clayey to partly sandy silt and a layer of brown to rust-coloured silty to middle sandy fine sand (0.54 m b.s.l. - 0.37 m a.s.l.). The fine sand layer also contains pieces of gravel and is characterized by high contents of calcium carbonate. The top of the profile is characterized by marshy sediments showing alternating layers of silty fine sand and clayey silt with hydromorphic features.

Vibracore ELA 4 (N 36°31'32.93'', E 22°59'42.09'') was drilled some 70 m to the north of site ELA 3 at 1.47 m a.s.l. in the midst of an olive grove (Fig. 3 & 6). The base of the sequence shows a dark rust-colored palaeosol out of clayey-silty sand covered by middle-sandy to clayey fine sand (0.47 m a.s.l.-1.17 m a.s.l.). This unit partly contains gravel up to 1 cm in diameter and plant remains. At 0.55 m a.s.l., a non-

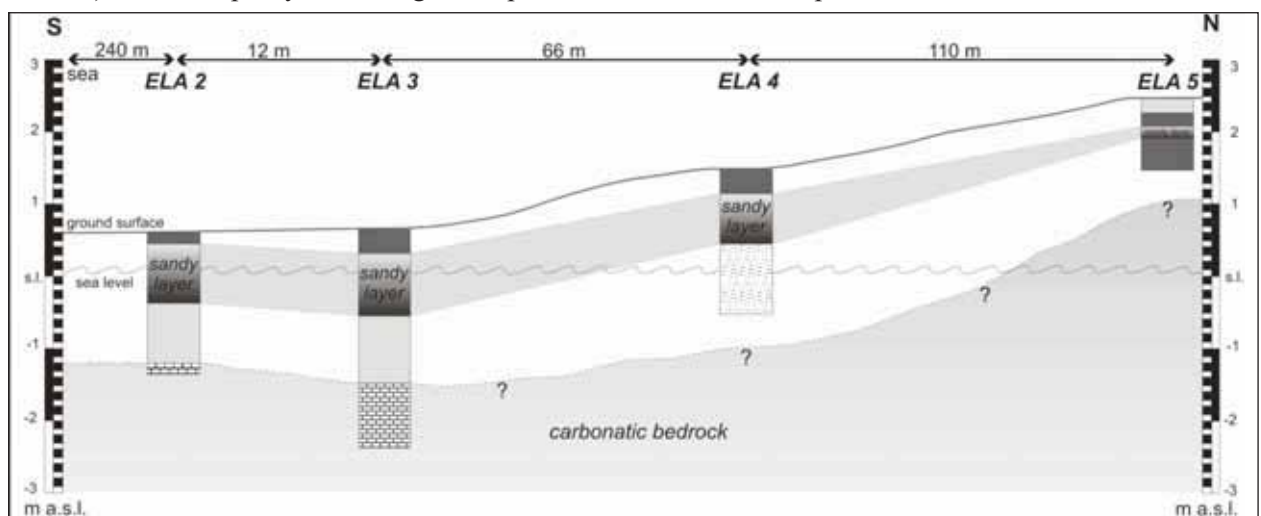


Fig. 7: Simplified facies profiles of vibracores ELA 2, 3, 4 and 5 arranged in a south-north trending transect. A conspicuous sandy layer, probably of tsunamigenic origin, is detectable in every vibracore. From a sedimentological point of view the landward thinning of the sandy layer documents the landward decrease of transport energy within the course of a high-energy event.

diagnostic ceramic fragment was found indicating a Holocene age of this layer. The top of vibracore ELA 3 is characterized by dark brown sandy silt including gravel and another ceramic fragment at 1.25 m a.s.l.

Vibracore ELA 5 (N 36°31'36.50", E 22°59'41.64") is situated some 400 m inland and approximately 110 m to the north of site ELA 4 in the midst of the same olive grove at 2.49 m a.s.l. (Fig. 3 & 6). We encountered clayey to sandy silt, dark rust-coloured and including numerous stones and gravels, as well as a thin sand layer between 2.07 m and 1.93 m a.s.l. The top of the core is made out of dark-brown silty fine-sand.

Regarding vibracore transect ELA 2, 3, 4 and 5, the sandy layer encountered in each core seems to be of marine origin and shows a landward thinning tendency (Fig. 6 & 7). This is also clearly visible in ERT profile ELA ERT 1 which was measured parallel to the vibracoring transect (Fig. 8).

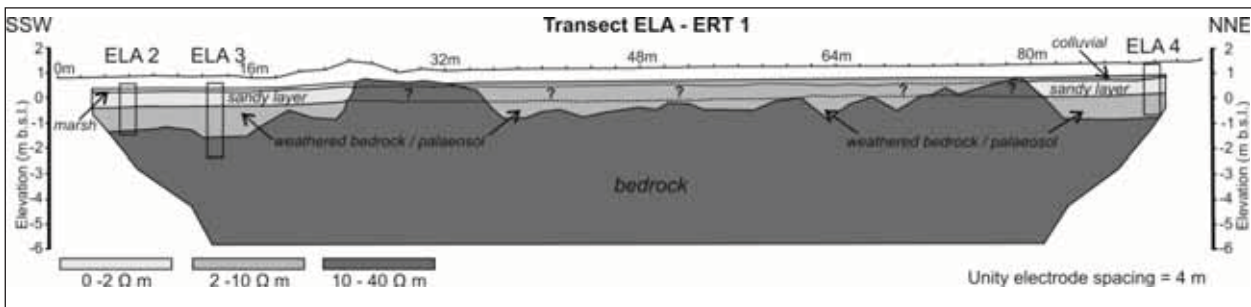


Fig. 8: Interpretation of the south-north trending earth resistivity tomography measurement along transect ELA ERT 1 which was conducted parallel to vibracoring transect ELA 2, 3, 4 and 5. Measurements were made using a Wenner-Schlumberger electrode array and an electrode spacing of 4 m. Vibracores ELA, 2, 3 and 4 are schematically presented by black rectangles.

We suggest that the sandy layer encountered in the upper part of each vibracore corresponds to the sandy, most probably tsunamigenic layer encountered at site ELA 1 and described by Scheffers et al. (2008). Marine macrofaunal remains as well as well rounded pebbles seem to have been transported far inland and deposited associated with the sand sheet. Apart from the sedimentary features of the sandy layer its landward thinning tendency also underlines the tsunamigenic influence. Unfortunately, no remains of microfossils have yet been found within the sandy deposits possibly due to high decalcification rates.

4.2 Study area B: High-energy deposits in the Vatika dry valley

Vibracore ELA 6 (N 36°31'56.24", E 23°01'13.22") was drilled in the midst of an olive grove within the longest and widest dry valley incised into local limestone bedrock (Fig 9). The vibracoring site lies some 415 m inland at 1.47 m a.s.l. The lower part of the core is dominated by well-rounded gravel and thick

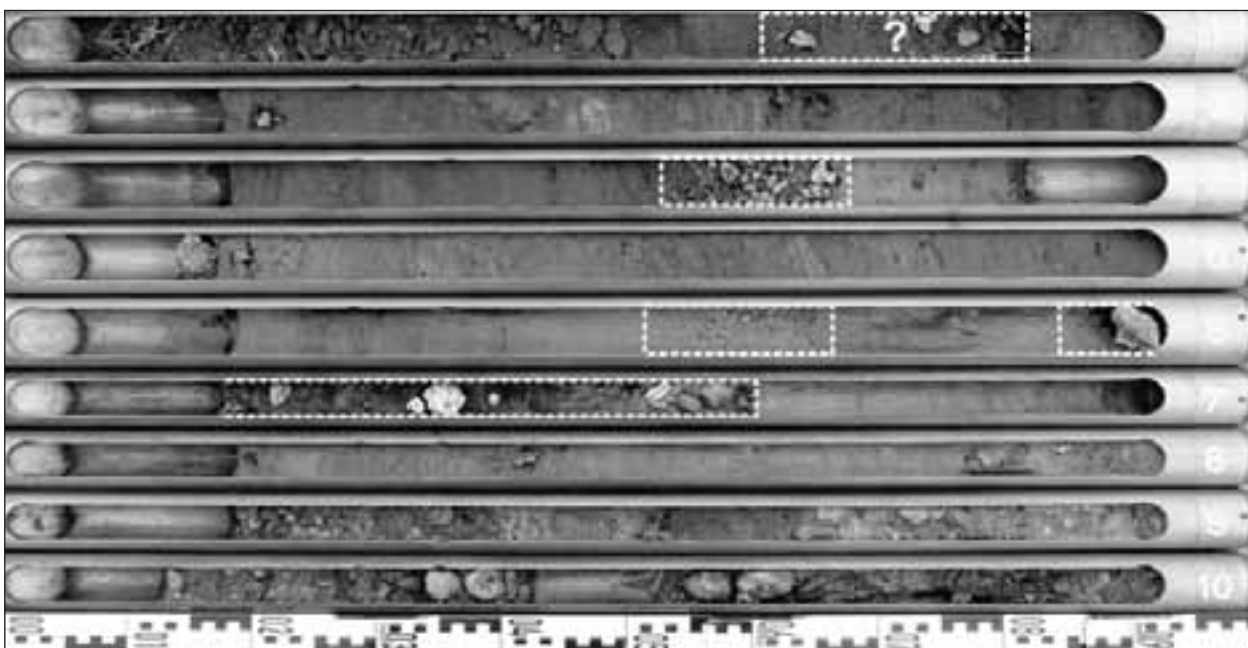


Fig. 9: Simplified facies distribution of vibracore ELA 6. Photo taken by S.M. May, (2010).

layers out of silty fine sand to coarse sand. At 4.17 m b.s.l., a sharp boundary separates fluvial fine sand from a heterogeneous sand layer containing marine mollusc fragments and plant remains associated to a clear fining upward tendency from coarse sand to fine sand. This layer is again covered by brownish grey flood deposits. This unit is abruptly intersected by gravel and sand becoming finer towards the top. Further, we found alternating strata of fine sand and clayey silt including marine shell fragments and plant remains. Intersecting coarse-grained deposits associated to fining upward sequences, layering and marine fossils indicate the high-energy nature of the deposits and may be related to tsunamigenic influence. However, further microfaunal and geochemical analysis of sediment samples is needed for further clarification. This possible event unit is followed by fluvial deposits out of silty to clayey fine sand which again is interrupted by gravel and sand of possibly tsunamigenic origin. The top of the vibracore shows silty to clayey fine sand.

4.3 Study area C: High-energy deposits in the Boza dry valley

A similar constellation as described for site ELA 6 was found in a small valley to the north of the Xili peninsula near the small housing estate of Boza. Vibracore BOZ 1 (N 36°42'18.92", E 22°49'23.47") was drilled some 290 m inland at 1.32 m a.s.l. in the midst of an orange grove planted in a streamless valley (Fig. 10). The stratigraphical structure found at site BOZ 1 strongly resembles the one encountered at site ELA 6. We detected different layers out of fine-grained deposits that were accumulated under low-energy conditions by fluvial floods and in a limnic environment in backbeach position. Quiescent environmental conditions were repeatedly affected by the sporadic input of coarse-grained material. Possible explanations are catastrophic discharge due to torrential rainfall or extreme wave activity from the marine side. These coarse-grained layers show fining upward tendencies in grain size distribution. Unfortunately, no macroscopic marine faunal remains were found so that the final interpretation on the base of microfaunal analyses and geochemical data still has to be done. However, the stratigraphical record of vibracore BOZ 1 includes at least three palaeotsunami candidate layers.

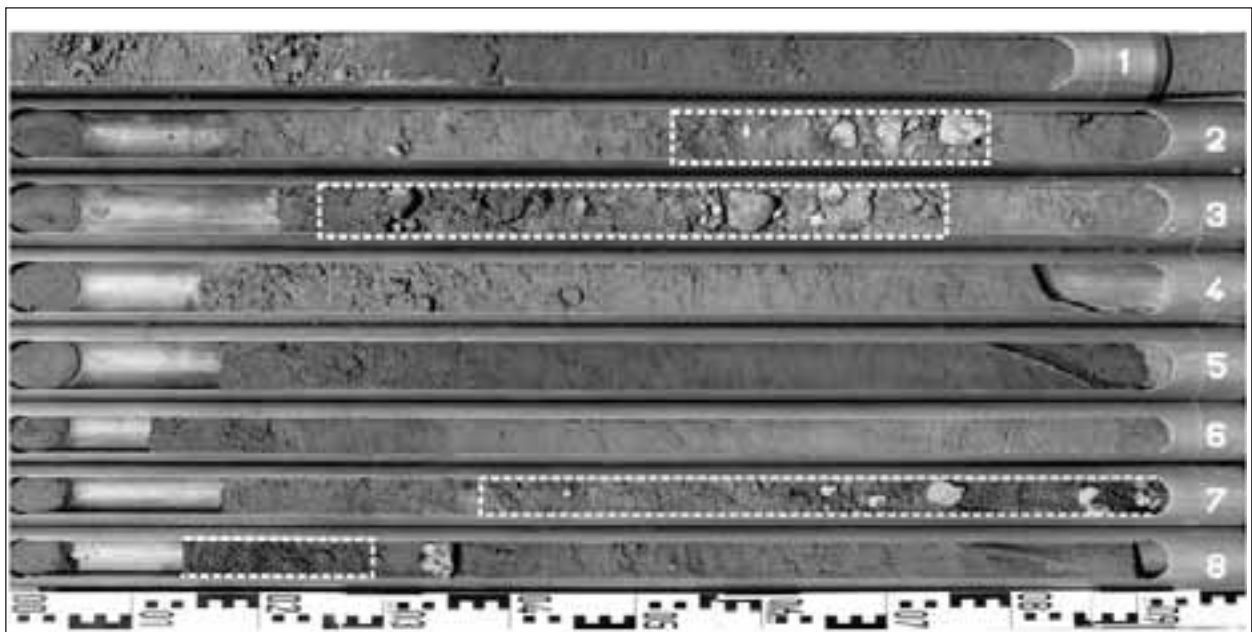


Fig. 10: Simplified facies distribution of vibracore BOZ 1. Photo taken by K. Ntageretzi, 2010.

5 Conclusions

The focus of this study was to search for near-coast geological archives in southeastern Lakonia (Greece) having a potential to include palaeotsunami signatures. Based on vibracoring and earth resistivity measurements in different near-coast geological archives in southeastern coastal Lakonia, the following conclusions can be made.

- At the northern fringe of the Viglafia Lagoon (study area A), we encountered a layer of sand up to 400 m inland with a clear thinning landward tendency. From a stratigraphical point of view this sandy layer corresponds to the sandy sequence encountered at coring site ELA 1 and ascribed to tsunami impact by Scheffers et al. (2008). Along the ELA 2-5 vibracore transect, the sand layer thus points to a possible tsunamigenic fingerprint in a shoal geological archive. Due to the fact that

lagoonal conditions at site ELA 1 have never re-established after the high-energy impact we assume that the corresponding event induced considerable changes of the palaeogeographical constellation, especially the littoral system.

- In study areas B and C, the stratigraphical record retrieved from dry valley bottoms clearly shows high-energy signals. However, it cannot yet be definitely decided whether these layers represent channel-like flood deposits of a fluvial system or point to a high-energy marine input. Further investigations such as microfossil analyses and age determinations will help to better understand the palaeogeographical evolution and to differentiate between fluvial and marine facies.
- Nevertheless, our study shows that there are promising near-coast geological archives along the shores of southeastern Lakonia that include several candidate layers for palaeotsunami influence.

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.
- Blume, H.-P., K. Stahr & P. Leinweber. (2011): *Bodenkundliches Praktikum. Eine Einführung in pedologisches Arbeiten für Ökologen, insbesondere Land- und Forstwirte, und für Geowissenschaftler*. 3rd edition, Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg, 255 pp.
- Bryant, E.A. & J. Nott (2000): Geological indicators of large tsunami in Australia.- *Natural Hazards*, 24: 231-249.
- Clews, J.E. (1989): Structural controls on basin evolution: Neogene to quaternary of the Ionian zone, Western Greece.- *Journal of Geological Society*, 146: 447-457.
- 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.- *The Holocene*, 16 (8): 1095-1107.
- Doutsos, T. & S. Kokkalas (2001): Stress and deformation patterns in the Aegean region.- *Journal of Structural Geology*, 23: 455-472.
- Federici, P.R., G. Rodolfi & E. Stocker (2002): Geomorphological mapping and relief evolution of the Dokali River catchment near Demonìa (South-western Lakonia, Greece).- *Géomorphologie*, 3: 23-238.
- Haslinger, F., E. Kissling, J. Ansorge, D. Hatzfeld, E. Papadimitriou, V. Karakostas, K. Markopoulos, H.-G. Kahle, & Y. Peter (1999): 3D crustal structure from local earthquake tomography around the Gulf of Arta (Ionian region, NW Greece).- *Tectonophysics*, 304 (3): 201-218.
- 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.
- Institute of Geology and Mineral Exploration (IGME) (2002): *Geological map of Greece, 1: 50.000, Pappadhiatika-Potamos Sheet*.- Athens.
- Jacobshagen, V. (1986): *Geologie von Griechenland - Beiträge zur regionalen Geologie der Erde*.- Berlin, Stuttgart.
- 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.
- Ntageretzis, K. (2009): *Geomorphologische und sedimentologische Untersuchungen zu holozänen Extremereignissen im Golf von Lakonien (Peloponnes) und auf Kephallonia (Ionische Inseln), Griechenland*.- Unpublished Diploma-Thesis University of Cologne.- Cologne.
- Papazachos, B. C. & C. B. Papazachou (1997): *The earthquakes of Greece*.- Thessaloniki.
- Papazachos, B. C. & P. P. Dimitriu (1991): Tsunamis in and near Greece and their relation to the earthquake focal mechanism. – In: Bernard, E. N. (ed.): *Tsunami hazard. A practical guide for tsunami hazard reduction*- *Nat. Hazards* 4 (2-3): 161-170.
- 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).- *Earth and Planetary Science Letters*, 269: 271-279.
- Soloviev, S.L., O.N. Solovieva, C.N., Go, K.S. KIM & N.A. Shchetnikov, N.A. (2000): *Tsunamis in the Mediterranean Sea 2000 B.C. – 2000 A.D.*- Dordrecht.
- Zeeh, S. (1989): Fazies und Diagenese triassischer/jurassischer Plattformkarbonate der Tripolitza-Serie (SE-Lakonien/Peloponnes).- *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, 16: 130-132.

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. Konstantin Ntageretzis

Prof. Dr. Andreas Vött

Dipl.-Geogr. Hanna Hadler

Dipl.- Geol. Peter Henning

Dipl.-Geogr. Timo Willershäuser

Johannes-Gutenberg-Universität Mainz

Institute for Geography

Johann-Joachim-Becher-Weg 21

D-55099 Mainz, Germany

Corresponding author: Konstantin.Ntageretzis@uni-mainz.de

29. Jahrestagung des Arbeitskreises „Geographie der Meere und Küsten“

Evidence of high-energy impact near Kato Samiko, Gulf of Kyparissia (western Peloponnese, Greece), during history

Timo Willershäuser¹, Andreas Vött¹, Hanna Hadler¹,
Peter Henning¹ & Konstantin, Ntageretzis¹

Abstract

Geophysical prospecting in geomorphological and geoarchaeological studies are useful methods to detect sediment stratigraphies and subsurface structures. In this paper, we combine geoelectrical tomography with sedimentological and geomorphological reconstructions of palaeoenvironmental conditions for the coastal area of Kato Samiko near the former Agoulenitsa Lagoon (western Peloponnese). As known from literature and geoscientific studies along the coasts of the eastern Ionian Sea, tsunami influence is a strong and dominant factor in the overall coastal evolution. Our study shows that high-energy signatures, such as channel deposits out of allochthonous coarse grained sediments, are clearly detectable by the combination of earth resistivity measurements and terrestrial vibracoring. High-energy deposits encountered near Kato Samiko are characterized by strongly unsorted sediments including marine shell debris mixed with abundant archaeological remains deposited on top of a clear erosional unconformity. They were found to the east of the former Agoulenitsa Lagoon at 8.39-9.65 m above present sea level. Diagnostic ceramic fragments enclosed were dated to Hellenistic to Roman times representing a *terminus ad* or *post quem* for the event. In earth resistivity transects, the Kato Samiko high-energy deposits are depicted as areas of significantly higher conductivity values, clearly defining channel structures. Based on sedimentary characteristics, topographic conditions and the local geomorphological setting, high-energy deposits encountered near Kato Samiko are interpreted as tsunamigenic backflow channel deposits.

1 Introduction and regional setting

The eastern Ionian Sea is one of the seismotectonically most active regions in the Mediterranean. The fact that the study area is subject to a high tsunami risk has been known for many decades (Cocard et al. 1999, Hollenstein et al. 2008). Earthquakes, volcanism and submarine mass movements along the subduction zone of the Hellenic Trench are the main factors in triggering tsunamis along the coasts of the Peloponnese (Papazachos and Dimitriu 1991, Koukouvelas et al. 1996). Historical accounts and geoarchaeological studies show that extreme events may considerably affect the overall coastal evolution (Soloviev et al. 1990, Vött et al. 2009a). In some cases, tsunamis seem to be responsible for the destruction of coastal settlements and infrastructure (Hadler et al. 2011, Vött et al. 2011). Sedimentary characteristics of recent and subrecent tsunami deposits comprise a bundle of different traces such as (a) shell debris layers, (b) mixed littoral and sublittoral material, (c) multi-modal grain size distribution, (d) rip up-clasts out of pre-existing material, (e) basal erosional unconformities, (f) fining upward and thinning landward tendencies, (g) lithified beachrock-type calcaranites, (h) washover deposits and (i) backwash channels, (Dominey-Howes et al. 2006, Vött et al. 2009a, 2009b, 2010, 2011, Bahlburg and Spiske 2011, Willershäuser et al. 2011a, 2011b). However, tsunami traces have always to be regarded against the background of local geomorphologies and sediment supply.

The coastal plain of modern Kato Samiko is located at the margins of the Gulf of Kyparissia (western Peloponnese, Fig. 1). The study area lies adjacent to the southwestern fringe of the former Agoulenitsa Lagoon, - which spans the coastal area between ancient Samiko to the south and the mouth of the Alpheios River to the north and which has been drained since the 1960s. Ancient Samiko is located on top of a limestone ridge some 900 m to the south of the Kato Samiko coastal plain at around 150 m above present sea

level (m a.s.l.). For the coastal area, Kraft et al. (2005) describe swales and ridges of a former sand barrier system and suggests approximate shoreline reconstructions for the time since the mid-Holocene). In fact, some rocky outcrops underneath ancient Samikon bear archaeological remains dating back to Bronze Age times or even earlier (Kraft et al. 2005). The study area is located in a small valley heading towards the southeastern fringe of the former Agoulenitsa lagoonal environment. Towards the south, the Lapithas mountain range, a cretaceous outcrop of massive limestone on top of which the ancient city of Samikon is located, dominates the local topography (Koukouvelas et al. 1996). Strabo (63 BC- 23 AD) gives a palaeogeographical description of the study site and nearby ancient city of Samikon. Strabo (63 BC- 23 AD) described the palaeo-geographical situation of the ancient settlements as follows: [...] “near the sea, and above it is situated a lofty hill which is in front of the Samicum of today, on the site of which Samus once stood, and therefore Samus was not visible from the sea. Here too, is a plain called Samicum; and from this one might get more conclusive proof that there was once a city called Samus” (Strabo Geography VIII 3.20-21 after H. L. Jones 1923).

The aims of our studies are (i) to check the local stratigraphical record for allochthonous high-energy deposits, (ii) to reconstruct high-energy events against the background of the Holocene palaeogeographical evolution of the Samikon coastal area and the local archaeological history by using a combination of geophysical and geomorphological methods.

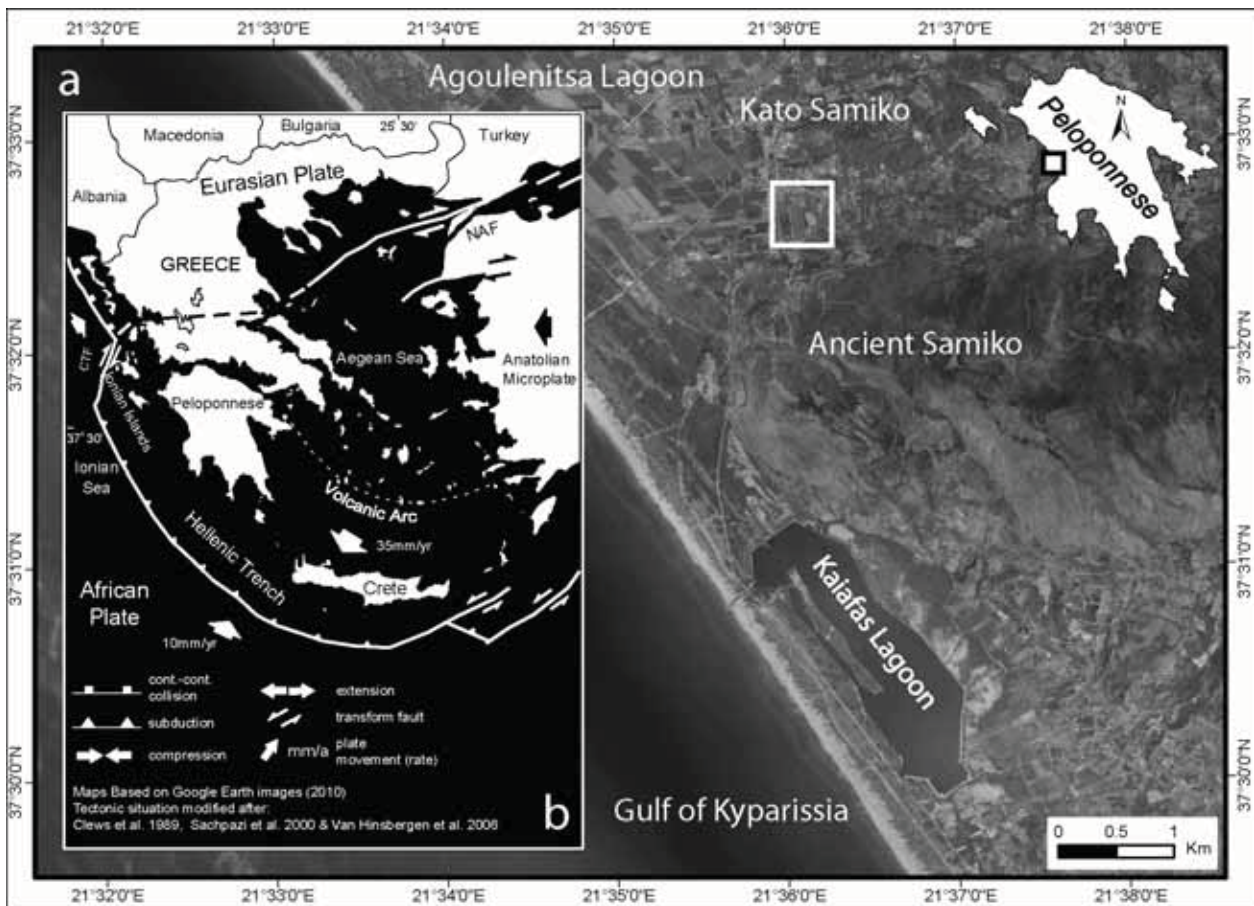


Fig. 1. Topographic and tectonic overview of the study area. (a) Study area situated to the southeast of the Agoulenitsa Lagoon (white box). (b) Tectonic situation of the eastern Mediterranean with special focus on the study area at the western Peloponnese and the eastern Ionian Sea. Map based on Google Earth images (2010).

2 Methods

For deciphering palaeogeographical and geoarchaeological changes, a multidisciplinary approach was applied. This paper is based on four earth resistivity tomography measurements, one vibracore, geochemical analyses and XRF measurements of sediment samples and differential GPS measurements.

Vibracoring was carried out using an Atlas Copco mk1 coring device with core diameters of 6 and 5 cm. Coring depth at site SAM 1 was 11 m below ground surface (=m b.s.).

Geophysical methods are well established within the framework of geomorphological and geoarchaeological studies to detect subsurface structures (Griffith and Barker 1994, Kneisel 2003, 2006, Sass 2003, Perrone et al. 2004, Hecht and Fassbinder 2006, Vött et al. 2011). Fundamental factors that influence the electrical conductivity of the subsurface material, with regard to geoelectrical measurements, are the mineral composition, pore water, structure of pore volume and temperature (Reynolds 1997, Kearey et al. 2006, Knödel et al. 2006, Schrott and Sass 2008, Fazzito et al. 2009). Resistivity measurements were carried out using a Syscal R1 Plus Switch 48 instrument unit. A Wenner-Schlumberger array was used for all measurements. The method is useful for high vertical resolutions (Kneisel 2006, Martorana et al. 2009). Knowing the characteristic resistivity of different types of sediment, it is possible to detect differences in the composition of the subsurface. By comparing with sedimentary evidence from vibracoring, resistivity data allow to interpret the subsurface stratigraphical conditions. Earth resistivity data were processed using the software RES2DINV applying the least-squares inversion by a quasi-Newton method (Loke and Barker 1996, Loke and Dahlin 2002, Loke et al. 2003).

Moreover, X-ray fluorescence (XRF) measurements were carried out for sediment core SAM 1 using a handheld XRF spectrometer (Niton XI3t 900S GOLDD). Around 30 elements were measured with a vertical resolution between 1 and 10 cm. Additionally, we measured the pH-value, content of calcium carbonate, electrical conductivity and organic content (loss on ignition) for selected sediment samples.

Position and elevation data of the coring site and of ERT transects were obtained by means of with a Topcon Hiper Pro differential GPS System (FC-250).

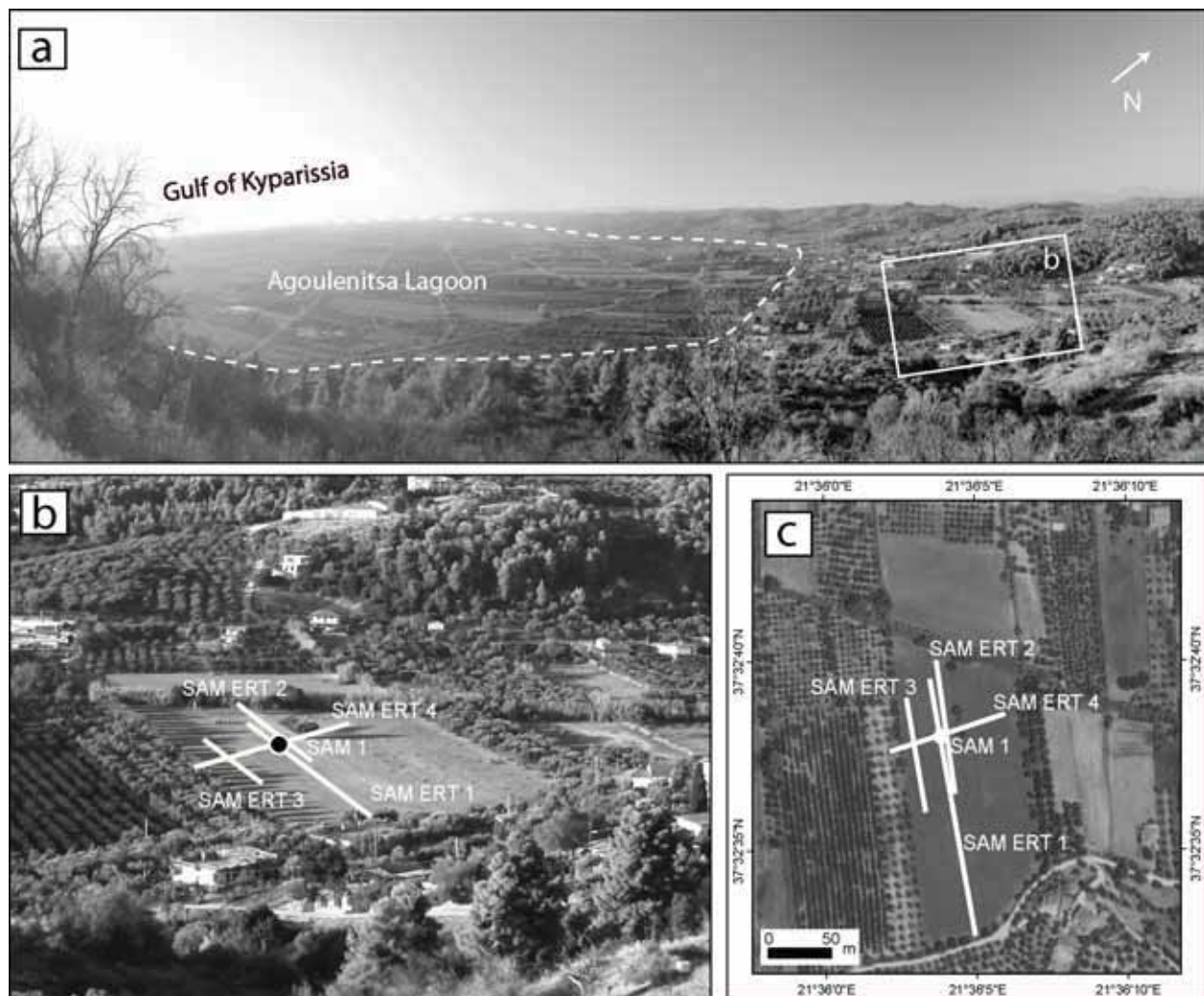


Fig. 2. Detailed overview of the study area. (a) Bird's eye view of the coastal area with the Agoulenitsa Lagoon, the Gulf of Kyparissia, and the study area (white box). (b) and (c) Detailed view of the study area with location of coring site and geoelectrical transects. Map based on Google Earth images (2010). Photos taken by T. Willershäuser, 2010.

3 Results

Vibracore SAM 1

Vibracore SAM 1 (N 37°32'31.5", E 21°35'56.3", ground surface at 11.18 m a.s.l.) was drilled to the east of the former Agoulenitsa Lagoon System at the bottom of a small valley approximately 2.5 km distant from the recent coast (see Figs. 1 and 2). The coring site is flanked by a ridge of Pliocene sediments to the north and a ridge of cretaceous limestone to the south (IGME 1982). From our study area, the valley bottom continues for approximately 1 km further to the west and passes over to the former Agoulenitsa Lagoon. Valley-fill deposits are expected to be mostly made out of reworked Pliocene fluvio-marine sands and silts eroded in the hinterland (IGME 1982).

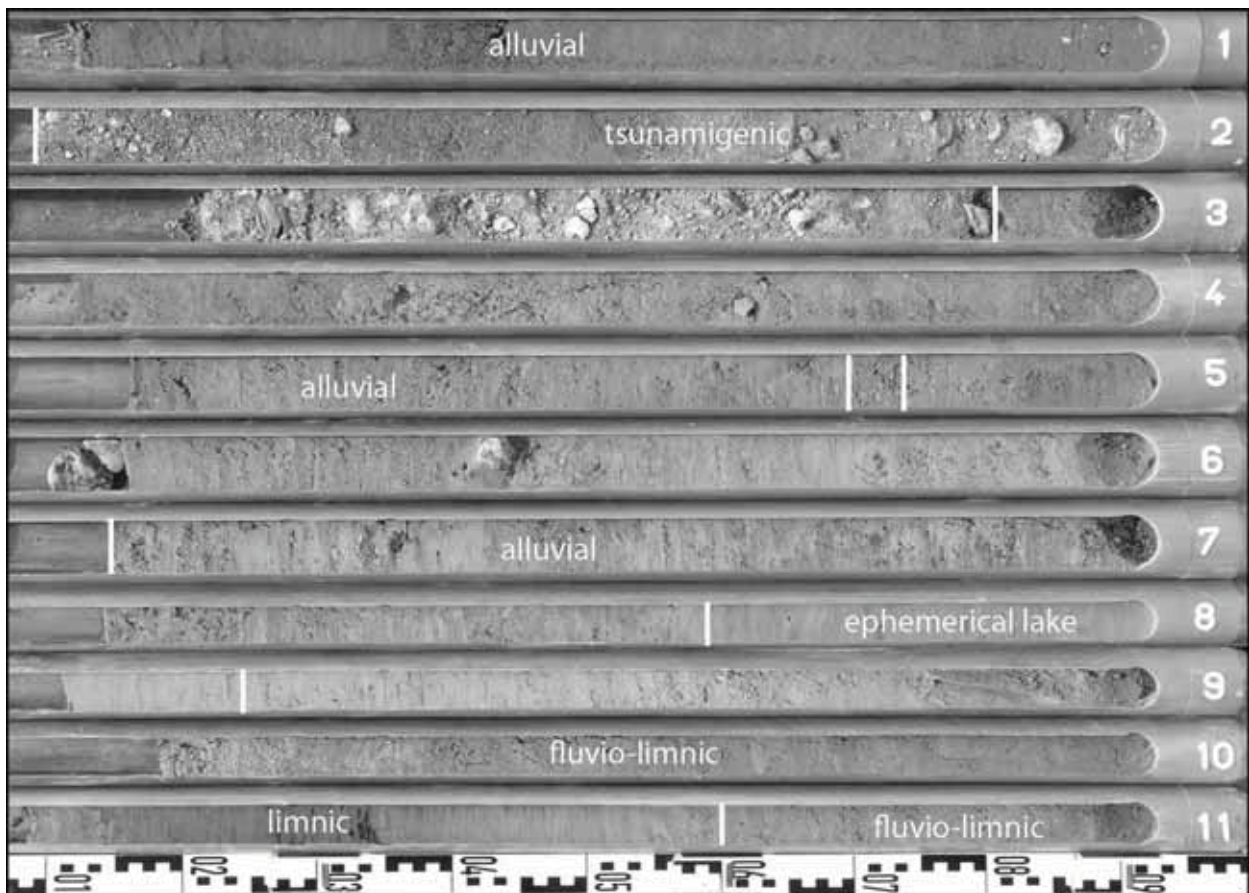


Fig. 3. *Vibracore SAM 1 with simplified facies interpretation. For location of vibracoring site, see Fig. 2. Photos taken by T. Willershäuser, 2010.*

The base of SAM 1 (0.18-0.68 m a.s.l.) is made out of light grey silty fine sand and is covered by limnic grey clayey silt (0.68-1.04 m a.s.l.). Between 1.04-1.23 m a.s.l., a layer of coarse sandy medium sand was found, covered by grey silty to sandy deposits with embedded mollusc fragments of marine origin (1.23-1.90 m a.s.l.). Coarse sandy sediments of brownish grey colour and numerous marine mollusc fragments are characteristic for the section between 1.90-2.00 m a.s.l. It is covered by a stratum of brownish to beige silty fine sand up to 2.72 m a.s.l. followed by weathered limnic clayey silts in an ephemeral lake (2.72-3.58 m a.s.l.). The subsequent alluvial unit (3.58-8.39 m a.s.l.) shows varying grain sizes from clayey silt to fine sand, with hydromorphic features, sporadic ceramic fragments and pieces of charcoal. Between 6.43-6.50 m a.s.l., a distinct layer of fine sandy silt was found. Following a sharp erosional contact at 8.39 m a.s.l., a massive layer of coarse clasts embedded in an unsorted loamy matrix indicates an abrupt change of the energetic environment and represents the influence of an extreme event on a considerably higher energetic level. Up to 9.65 m a.s.l., the unit is characterized by rust colours, numerous mollusc fragments of marine origin, ceramics and charcoal fragments. Subsequently, a well sorted matrix of fine sandy silt appears between 9.65-9.85 m a.s.l. From 9.85-10.33 m a.s.l., a brown stratum of silty coarse sand with parts of grus, ceramic remains and

mollusc fragments was found. The top of the core (10.33-11.06 m a.s.l.) is made out of homogeneously dark brown fine sandy silt which represent the distal facies of an alluvial fan system.

The stratigraphy of core SAM 1 is predominantly characterized by fine-grained alluvial deposits accumulated under low to mid-energy conditions (Fig. 3). In the upper part of the core, the input of allochthonous coarse-grained marine sediments mixed with material of terrestrial and anthropogenic origin marks a clear, abrupt and temporary interruption of the sedimentary conditions on a much higher energetic level. The event layer is characterized by shell debris, multi-modal grain size distribution, numerous ceramic fragments, and a sharp basal erosional unconformity. The marine influence is clearly indicated by high Ca/Ti ratios (Fig. 4). Vött et al. (2010, 2011) use the Ca/Ti ratio as a reliable tool to detect tsunamigenic influence in near-coast geological archives. The simplified idea is that biogenically produced calcium carbonate from marine environments contrasts titanium which is abundant in terrestrial ecosystems and controlled by sub-aerial weathering. The Ca/Ti ratio therefore is a tracer for environmental changes from both the marine and terrestrial side (Vött et al. 2010). With regard to the high-energy event layer, the total calcium carbonate content is nearly

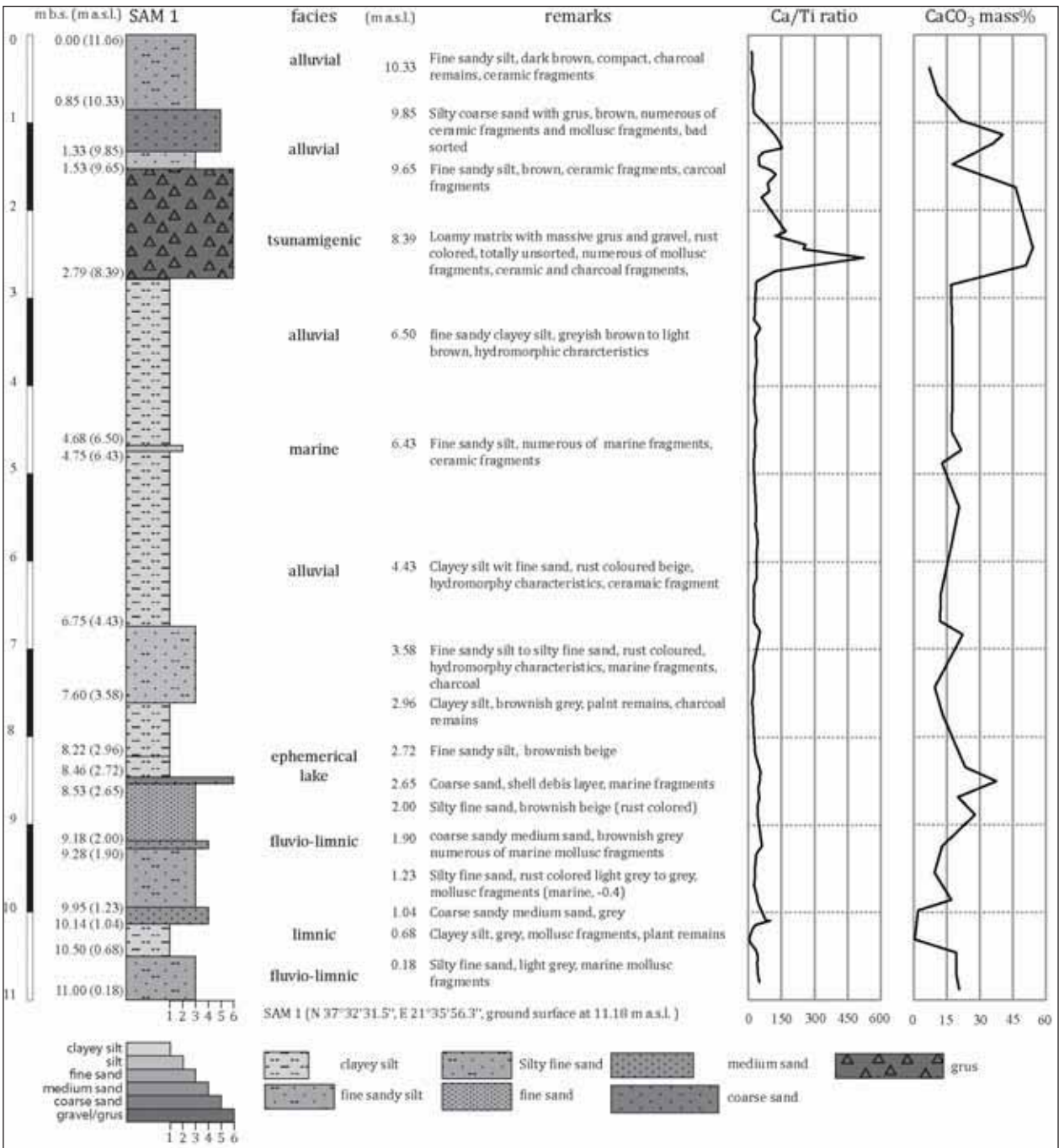


Fig. 4. Stratigraphical record, facies distribution and geochemical analyses of vibracore SAM 1 drilled in the Kato Samiko alluvial plain. For location of vibracoring site, see Fig. 2.

double as high as found for the rest of the core, which also indicates sudden and strong input of carbonate-rich marine sediments into the system. The incorporation of ceramic fragments into marine deposits further indicates that man-made infrastructure was affected by the high-energy impact.

Earth resistivity measurements SAM ERT 1 – SAM ERT 4

Earth resistivity measurements were carried out along four transects across the valley bottom near Kato Samiko (Fig. 2). Transect SAM ERT 1 runs from north to south with an electrode spacing of 4 m and a total length of 188 m touching vibracoring site SAM 1. Transect SAM ERT 2 takes the same line from north to south but with an electrode spacing of 2 m and a total length of 94 m, only. Transect SAM ERT 3 runs parallel to transects SAM ERT 1 and SAM ERT 2 in a distance of approximately 12 m towards the west. Transect SAM ERT 4 was measured in WSW-ENE direction (Fig. 2).

Transect SAM ERT 1 is characterized by two channel-like structures showing resistivity values (Fig. 5) $> 50 \Omega\text{m}$ whereas surrounding sediments show significantly lower values between $\sim 6\text{-}15 \Omega\text{m}$. The base is made out of less resistant silty to sandy sediments with values between $15\text{-}25 \Omega\text{m}$.

Due to shorter electrode distances, measurements along transect SAM ERT 2 enable a more detailed picture of the subsurface conditions. The uppermost unit, made out of compact alluvial sediments already known from SAM 1, show resistivity values between $\sim 30\text{-}40 \Omega\text{m}$ down to 1.5 m below surface. The channel-like structure between 48-64 m distinctly shows higher values $> 50 \Omega\text{m}$. Equally to transect SAM ERT 1,

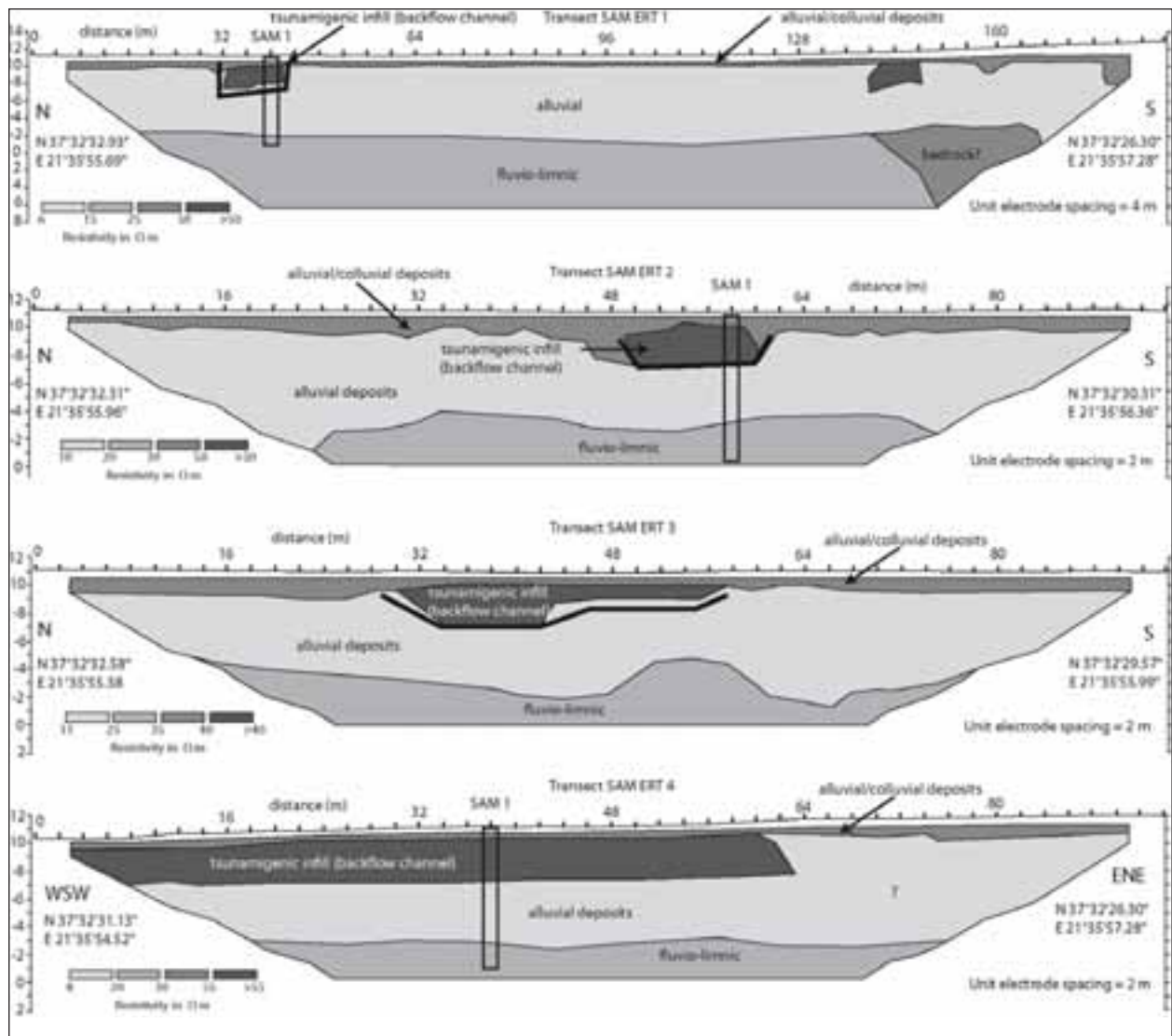


Fig. 5. Simplified earth resistivity pseudosections for transects SAM ERT 1, SAM ERT 2, SAM ERT 3 and SAM ERT 4 on the alluvial plain south of Kato Samiko. Earth resistivity sections were measured using the Wenner-Schlumberger electrode array and electrode spacings between 4 and 2 m. Vibracore SAM 1 is shown as a black rectangle. For location of geoelectrical transects see Fig. 2.

low resistivity values ($< 10 \Omega\text{m}$) were found directly underneath the channel like structure. Silty to sandy deposits at the base again show slightly increased values of $\sim 20\text{-}30 \Omega\text{m}$.

Transect SAM ERT 3 shows exactly the same picture. The boundaries of the three units are similar to those detected along other transects and corroborate the existence of a channel-type structure with a coarse-grained sedimentary infill.

With regard to transect SAM ERT 4 the channel-like structure is shown over a distance of ~ 60 m with resistivity values $> 55 \Omega\text{m}$. Obviously, the channel was cut by transect SAM ERT 4 with a sharp angle. The intermediate section of low resistivity values ($< 20 \Omega\text{m}$) runs quite parallel over the whole distance covering a unit of slightly higher resistivity values ($\sim 20\text{-}30 \Omega\text{m}$) at the base as already shown by transects SAM ERT 1 to 3.

4 Discussion

In the study area, all ERT transects document that a channel-like structure exists, the significantly higher electrical resistivity values ($\geq 40\text{-}50 \Omega\text{m}$) obviously being related to coarse-grained and mostly unsorted channel-fill deposits. The fine-grained sediments underneath are characterized by considerably lower values. The sedimentary sequence of vibracore SAM 1 thus correlates excellently with the results of the geoelectrical measurements. Further, it can be seen by our ERT measurements that the upper part of the alluvial unit shows higher resistivity values than the underlying part.

The channel structure discovered runs from ENE to WSW direction. It is clearly orientated towards the sea; the fact that its high resistivity signal becomes weaker in a landward direction, indicates a landward thinning tendency of allochthonous high-energy deposits.

The high-energy event deposit encountered within the sedimentary sequence of vibracore SAM 1 is characterized by allochthonous coarse-grained and totally unsorted material of marine origin mixed with terrestrial sediments and anthropogenic remains.

Due to its high elevation above sea level (8.39-9.65 m a.s.l.) and the distance to the present coast (2.4 km) storm activity, even on an extraordinarily high scale, can be excluded as triggering factor for the event deposit. Moreover, modern studies on relative sea level fluctuations all around the study site (Kraft et al. 2005 for Elis, Vött 2007 for Achaia and Elis, Engel et al. 2010 for Messenia) showed that the relative sea level in this region has never been higher than today. It is thus impossible to explain high-energy events as storm deposits accumulated during a period of higher sea level stands. Additionally, as shown by our geoelectrical measurements, high-energy deposits in the Kato Samiko alluvial plain are associated to a wide and long channel where today, under the present climatic conditions and episodic torrential runoff dynamics, no river or creek is existing at all. Obviously, there is a strong discrepancy between the present geomorphodynamic potential and the high-energy character of subground deposits and channel palaeogeomorphologies. The depositional event thus lies beyond everyday geomorphological processes and must not be explained by fluvial impact. Incorporated diagnostic ceramic fragments dated to Hellenistic to Roman times, moreover, show that the high-energy event and thus channel incision occurred during the past 2000 or so years only. Based on the facts that (i) the event deposit shows sedimentary features typical of recent and historic tsunami events such as a sharp erosional base and multimodal grain size distribution and (ii) traces of multiple tsunami impact were recently found in Pheia, ancient harbour of Olympia (Vött et al. 2012), some 30 km to the northwest of Kato Samiko, we conclude that the high-energy event documented in the SAM 1 vibracore is of tsunamigenic nature. We interpret the channel as backflow channel subsequent to maximum inundation by tsunami waters (Bahlburg and Spiske 2011). After the impact, channel deposits were covered by fine-grained colluvial and alluvial deposits.

5 Conclusions

Detailed geo-scientific investigations on the palaeogeographical and geoarchaeological evolution of the plain of Kato Samiko, western Peloponnese (Greece), were carried out. According to field and laboratory data, the following conclusions can be made:

High-energy sedimentary signatures can be clearly identified by the combined use of vibracoring and earth resistivity measurements. Punctual vibracoring data and the interpretation of the stratigraphical sequence are preconditions necessary for interpreting earth resistivity measurements.

Within the stratigraphical sequence a distinct high-energy layer was found. The event layer shows features typical of recent and historical tsunami deposits like a basal erosional unconformity, a matrix of totally unsorted material, multimodal grain size distribution and a mixture of marine and terrigenous sediments and man-made remains.

The palaeogeographical evolution of the study area was affected by significant changes during the Holocene. Predominantly fluvio-limnic and alluvial deposits encountered in the basal and mid-sections of the core were deposited in a low-energy environment. The upper part of the core documents a radical, but temporary change towards high-energy conditions most probably related to tsunami landfall dynamics followed again by a period of low-energetic deposition of alluvial sediments.

- (i) High-energy marine deposits were found up to 8.39-9.65 m a.s.l. These sediments, as deposited in a clearly detectable wide channel, are interpreted as backflow deposits. This explains the strong discrepancy between channel infill and channel geomorphology on the one hand and the low present hydraulic and geomorphodynamic potential on the other hand.
- (ii) Finding of a tsunami-event layer in the plain of Samikon is especially striking insofar as no tsunami traces have yet been found in the former Agoulenitsa Lagoon downstream. Therefore, it must be taken into consideration that tsunami landfall at Kato Samiko might have occurred at a time when the lagoon itself has not yet existed. The Kato Samiko alluvial plain has, so far, found to be the most promising palaeotsunami sediment trap in the vicinity of ancient Samiko.

6 Literature

- Bahlburg, H. & Spiske, M. (2011): Sedimentology of tsunami inflow and backflow deposits: key differences revealed in a modern example. In: *Sedimentology* (2011), DOI: 10.1111/j.1365-3091.2011.01295.x.
- Cocard, M., Kahle, H.-G., Peter, Y., Geiger, A., Veis, G., Felekis, S., Paradissis, D. & Billiris, H. (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., Humphreys, G.S. & Hesse, P.P. (2006): Tsunami and palaeotsunami depositional signatures and their potential value in understanding the late-Holocene tsunami record. In: *The Holocene* 16(8): 1095-1107.
- Fazzito, S. Y., Rapalini, A. E., Cortes, J. M. & Terrizzano, C. M. (2009): Characterization of Quaternary faults by electric resistivity tomography in the Andean Precordillera of Western Argentina. In: *Journal of South American Earth Sciences* 28(3): 217-228.
- Griffiths, D.H. & Barker, R.D. (1994): Electrical Imaging in Archaeology. In: *Journal of Archaeological Science* 21: 153-158.
- Hadler, H., Vött, A., Koster, B., Mathes-Schmidt, M., Mattern, T., Ntagertzis, K., Reicherter, K., Sakellariou, D. & T. Willershäuser (2011): Lechaion, the ancient harbour of Corinth (Peloponnese, Greece) destroyed by tsunamigenic impact. In: Grützner, C., Pérez-López, R., Fernández Steeger, T., Papanikolaou, I., Reicherter, K., Silva, P.G. & A. Vött (eds.): *Earthquake Geology and Archaeology. Science, Society and Critical Facilities. Proceedings Vol. 2, 2nd INQUA-IGCP 567 International Workshop on Active Tectonics, Earthquake Geology, Archaeology and Engineering*, 19.-24.09.2011, Corinth (Greece): 70-73.
- Hecht, S., & Fassbinder, J.W.E. (2006): Der Blick in den Untergrund: Magnetometrie und Geoelektrische Tomographie in der Geoarchäologie. In: *Geographische Rundschau* 58: 38-45.
- Hollenstein, C. Müller, M.D., Geiger, A. & Kahle, H.G. (2008): Crustal motion and deformation in Greece from a decade of GPS measurements, 1993–2003. In: *Tectonophysics* 449: 17–40.
- Institute for Geology and Mineral Exploration (IGME 1982): *Geological Map of Greece, 1:50000, Olympia Sheet*. Athens.
- Jones, H.L. (1927): *Strabo Geography Books 8-9*. Harvard University Press. London.
- Kearey, P., Brooks, M. & Hill, I. (2006): *An Introduction to Geophysical Exploration*. Blackwell, 262 pp, 3rd Ed.
- Kneisel, C. (2003): Electrical resistivity tomography as a tool for geomorphological investigations – some case studies. In: *Zeitschrift für Geomorphologie Suppl.* Vol. 132: 37-49.
- Kneisel, C. (2006): Assessment of subsurface lithology in mountain environments using 2D resistivity imaging. In: *Geomorphology* 80(1-2): 32-44.

- Koukouvelas, I., Mpresiakas, A., Sokos, E. & Doutsos, T. (1996): The tectonic setting and earthquake ground hazards of the 1993 Pyrgos earthquake, Peloponnese, Greece. In: *Journal of the Geological Society* 153: 39-49.
- Kraft, J. C., Rapp, G., Gifford, J. A. & Aschenbrenner, S. E. (2005): Coastal change and archaeological settings in Elis. In: *Hesperia* 45(1): 1-39.
- Loke, M. H. & Dahlin, T. (2002): A comparison of the Gauss-Newton and quasi-Newton methods in resistivity imaging inversion. In: *Journal of Applied Geophysics* 49(3): 149-162.
- Loke, M. & Barker, R. (1996): Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi-Newton method. Blackwell Publishing Ltd. 44: 131-152.
- Loke, M.H., Acworth, I. & Dahlin, T. (2003): A comparison of smooth and blocky inversion methods in 2D electrical imaging surveys. In: *Exploration Geophysics* 34: 182-187.
- Perrone, A., Iannuzzi, A., Lapenna, V., Lorenzo, P., Piscitelli, S., Rizzo, E. & Sdao, F. (2004): High-resolution electrical imaging of the Varco d'Izzo earthflow (southern Italy). In: *Journal of Applied Geophysics* 56(1): 17-29.
- Martorana, R., Fiandaca, G., Casas Ponasti, A. & Cosentino, P.L. (2009): Comparative tests on different multi-electrode arrays using models in near-surface geophysics. In: *Journal of Geophysics and Engineering* 6(1): 1-20.
- Reynolds, J.M. (1997): *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics*. Wiley, Chichester, 778 pp.
- Sass, O. (2003): Moisture distribution in rockwalls derived from 2D-resistivity measurements. In: *Geophysical applications in geomorphology*. In: *Zeitschrift für Geomorphologie Suppl.* Vol., 132: 51- 69.
- Schrott, L. & Sass, O. (2008): Application of field geophysics in geomorphology: Advances and limitations exemplified by case studies. In: *Geomorphology* 93(1-2): 55-73.
- Soloviev, S.L. (1990): Tsunamigenic Zones in the Mediterranean Sea. In: *Natural Hazards* 3: 183-202.
- Vött, A., Brückner, H., Brockmüller, S., Handl, M., May, S.M., Gaki-Papanastassiou, K., Herd, R., Lang, F., Maroukian, H., Nelle, O. & Papanastassiou, D. (2009a): Traces of Holocene tsunamis across the Sound of Lefkada, NW Greece. In: *Global and Planetary Change* 66(1-2): 112-128.
- Vött, A., Brückner, H., May, S.M., Sakellariou, D., Nelle, O., Lang, F., Kapsimalis, V., Jahns, S., Herd, R., Handl, M. & Fountoulis, I. (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., Bareth, G., Brückner, H., Curdt, C., Fountoulis, I., Grapmayer, R., Hadler, H., Hoffmeister, D., Klasen, N., Lang, F., Masberg, P., May, S.M., Ntageretzis, K., Sakellariou, D. & Willershäuser, T. (2010): 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., Lang, F., Brückner, H., Gaki-Papanastassiou, K., Maroukian, H., Papanastassiou, D., Giannikos, A., Hadler, H., Handl, M., Ntageretzis, K., Willershäuser, T. & Zander, A. (2011): Sedimentological and geoarchaeological evidence of multiple tsunamigenic imprint on the Bay of Palairos-Pogonia (Akarnania, NW Greece). *Quaternary International* 242(1): 213-239.
- Vött, A., Bareth, G., Brückner, H., Lang, F., Sakellariou, D., Hadler, H., Ntageretzis, K., Willershäuser, T. (2011): Olympia's harbour site Pheia (Elis, western Peloponnese, Greece) destroyed by tsunami impact. *Die Erde* 142/3: 259-288.
- Willershäuser, T., Vött, A., Brückner, H., Bareth, G., Hadler, H. & K. Ntageretzis (2011). New insights in the Holocene evolution of the Livadi coastal plain, Gulf of Argostoli (Cefalonia, Greece). In: Karius, V., Hadler, H., Deicke, M., Von Eynatten, H., Brückner, H. & A. Vött (eds.): *Dynamische Küsten – Grundlagen, Zusammenhänge und Auswirkungen im Spiegel angewandter Küstenforschung*. In: *Coastline Reports* 17: 99-110.
- Willershäuser, T., Vött, A., Bareth, G., Brückner, H., Hadler, H., Ntageretzis, K. (2011): Sedimentary evidence of Holocene tsunami impacts at the Gialova Lagoon (southwestern Peloponnese, Greece). In: Grützner, C., Pérez-Lopez, R., Fernández Steeger, T., Papanikolaou, I., Reicherter, K., Silva, P.G., Vött, A. (eds.): *Earthquake Geology and Archaeology: Science, Society and Critical facilities*. Proceedings of the 2nd INQUA- IGCP 567 International Workshop on Active Tectonics, Earthquake Geology, Archaeology and Engineering, 19-24 September 2011, Corinth (Greece), pp. 283-285. ISBN: 978-960-466-093-3.

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
Prof. Dr. Andreas Vött
Dipl. Geogr. Hanna Hadler
Dipl.-Geol. Peter Henning
Dipl. Geogr. Konstantin Ntageretzi
Johannes Gutenberg-Universität Mainz
Institute for Geography
Johann-Joachim-Becher-Weg 21
55099 Mainz, Germany

29. Jahrestagung des Arbeitskreises „Geographie der Meere und Küsten“

Mikrofazielle Untersuchungen an eozänen Foraminiferenkalken bei Florići, Svići und Jakomići (Zentral-Istrien, Kroatien)

Peter Henning¹ & Gotthard Kowalczyk²

Zusammenfassung

Im Zuge von geologischen Kartierarbeiten im zentral-istrischen Flyschbecken wurden eozäne Foraminiferenkalken untersucht. In diesem Zusammenhang konnten von ausgewählten Lokationen Proben entnommen, Dünnschliffe hergestellt und mikrofaziell analysiert werden. Die Dünnschliffe eignen sich hervorragend zur Erfassung der bio- und lithofaziellen Eigenschaften der Kalke. Die Foraminiferenkalken, in Milioliden-, Alveolinen-, Nummuliten-, Discocyclinen und Glaukonit-Kalke differenziert wurden stratigraphisch eingeordnet und in ein Paläoumweltmodell eingefügt. Sie sind transgressiv im Übergang vom Ober-Ypresium (Cuisian) ins Ober-Lutetium abgelagert worden. In den hier vorgestellten Foraminiferenkalken aus dem Gebiet der Ortschaften von Florići, Svići und Jakomići lässt sich ein kontinuierlicher Vertiefungstrend anhand des Bestands an biogenen Komponenten in Dünnschliffen zeigen. Sie stellen einen Wechsel vom lagunären bis zum litoral und sublitoral Bereich innerhalb der photischen Zone dar, was es ermöglicht, sie als Plattformsedimente eines allmählich tiefer werdenden Meeresarms zu interpretieren. Der Miliolidenkalk konnte anhand des Auftretens der konisch imperforaten Foraminifere *Chrysalidina* cf. *Alva* *Silvestri* und *Chrysalidina makarskae* van Soest, der Alveolinenkalk anhand des Auftretens von *Alveolina cremae* Checchia-Rispoli und *Alveolina levantina* Hottinger ins mittlere Cuisian, der Nummulitenkalk anhand des Auftretens von *Nummulites fabianii* Prever und *Nummulites fabianii retiatius* Roveda ins untere bis mittlere Lutetium datiert werden. Darauf kommt es im mittleren bis oberen Lutetium zu einem abrupten Wechsel der Sedimentation. Der Fazieswechsel ist durch Übergangsschichten markiert, die sich aus Discocyclinenkalk mit *Discocyclina sella* (D'Archiac) und Mergelkalk mit der planktischen Foraminifere *Acarinina bullbrookii* Hantken zusammensetzen.

1 Einführung

Auf der Geotektonischen Karte des West-Balkans bildet sich das dinarische Orogen durch weitläufige Überschiebungsbahnen von Nordosten nach Südwesten ab (Abb. 1a). Es gehört zur jüngsten geotektonischen Einheit Europas, dem alpidischen Orogen. Durch die etappenweise Öffnung des Nordatlantiks kam es zur Annäherung und Kollision der Afrikanischen und der Europäischen Platte (Schönenberg & Neugebauer 1997). Die dadurch entstandenen Alpiden sind Teil der von Europa über Kleinasien und dem Iran bis zum Himalaja hinziehenden eurasischen Gebirgskette (Ziegler 1988). Die Geologie der Dinariden wird von Eduard Süß in „Das Antlitz der Erde“ 1883 zum ersten Mal als ein Höhenzug, welcher entlang des Adriatischen und Ionischen Meers bis zu den Tauriden verläuft, beschrieben. In der Literatur wird seit Kober (1929) zwischen den Dinariden und Helleniden unterschieden. Demnach sind die Dinariden, ein sich an die Ostalpen anschließendes südosteuropäisches Gebirgssystem mit nordnordwest-südsüdöstlicher Streichrichtung, parallel zur heutigen Adriaküste verlaufend. Sie erstrecken sich in einem 700 km langen NNW - SSE streichenden Bogen, welche zwischen 46° und 42° nördlicher Breite im westlichen Balkan liegt. Im Nordwesten bei Notranjski Snežnik und Gorski Kotar- Risnjak sind die Dinariden etwa 50 km breit und bis zu 1530 m NN hoch, im Südosten bei Prokletije sind sie 350 km breit und bis zu 2690 m NN hoch (Tari-Kovačić 2000). Geologisch werden die Dinariden im Norden vom Südalpin (Julische Alpen) abgegrenzt, im Nordosten schließt das größte europäische intramontane Becken, das Pannonische Becken, an. Trotz geographischer Trennung zeigen die Dinariden und Helleniden gewisse Gemeinsamkeiten und schmiegen sich als fazielle

1 Geographisches Institut, Johannes Gutenberg-Universität Mainz

2 Institut für Geowissenschaften, Goethe-Universität Main Frankfurt am Main

und strukturelle Einheit über Slowenien, Kroatien, Bosnien-Herzegowina, Serbien und Montenegro an (Schönenberg & Neugebauer 1997). Gemeinsam haben die Dinariden und Helleniden das adriatische Vorland mit dem Ionischen Becken (J), ABB. 1a und das alpidische Kristallin des Rhodopischen Massivs im östlichen Hinterland, welches die beiden vom Balkan-Orogen trennt. Tektonisch gesehen, zeigt das Gebiet der Dinariden einen sehr unterschiedlichen Bau: Von flachen Falten (SW-Istrien), über Aufschiebungen und Schuppenbau bis zu Überschiebungen mit einer Überschiebungsweite von über 10 km.

Die Dinariden werden in eine Gruppe von Außenzonen, den Externiden (Blašković 1998), und eine Gruppe von Innenzonen, den Interniden (Tari-Kovačić 2000), gegliedert. Den internen Bereich bildet das Supradinaridikum (S), das aus metamorph überprägten, magmatischen und sedimentären Gesteinskomplexen aufgebaut wird.

Die externen Dinariden, werden in drei geotektonische Einheiten gegliedert (Herak 1991,1995): Das Adriatikum (A)- im äußersten Westen mit Istrien, das Epiadriatikum (E) im Bereich der Hoch-Karst-Zone, und das Dinaridikum (D). Die Einheiten streichen, dem dinarischen Streichen folgend, alle NW-SE und zeigen ähnliche tektonische Strukturen, wie Südwest- bis Süd - vergente Falten und Überschiebungen (Tišljar et al.1998). Das Epiadriatikum (E) ist in Kroatien überschoben und nur in Form von tektonischen Fenstern

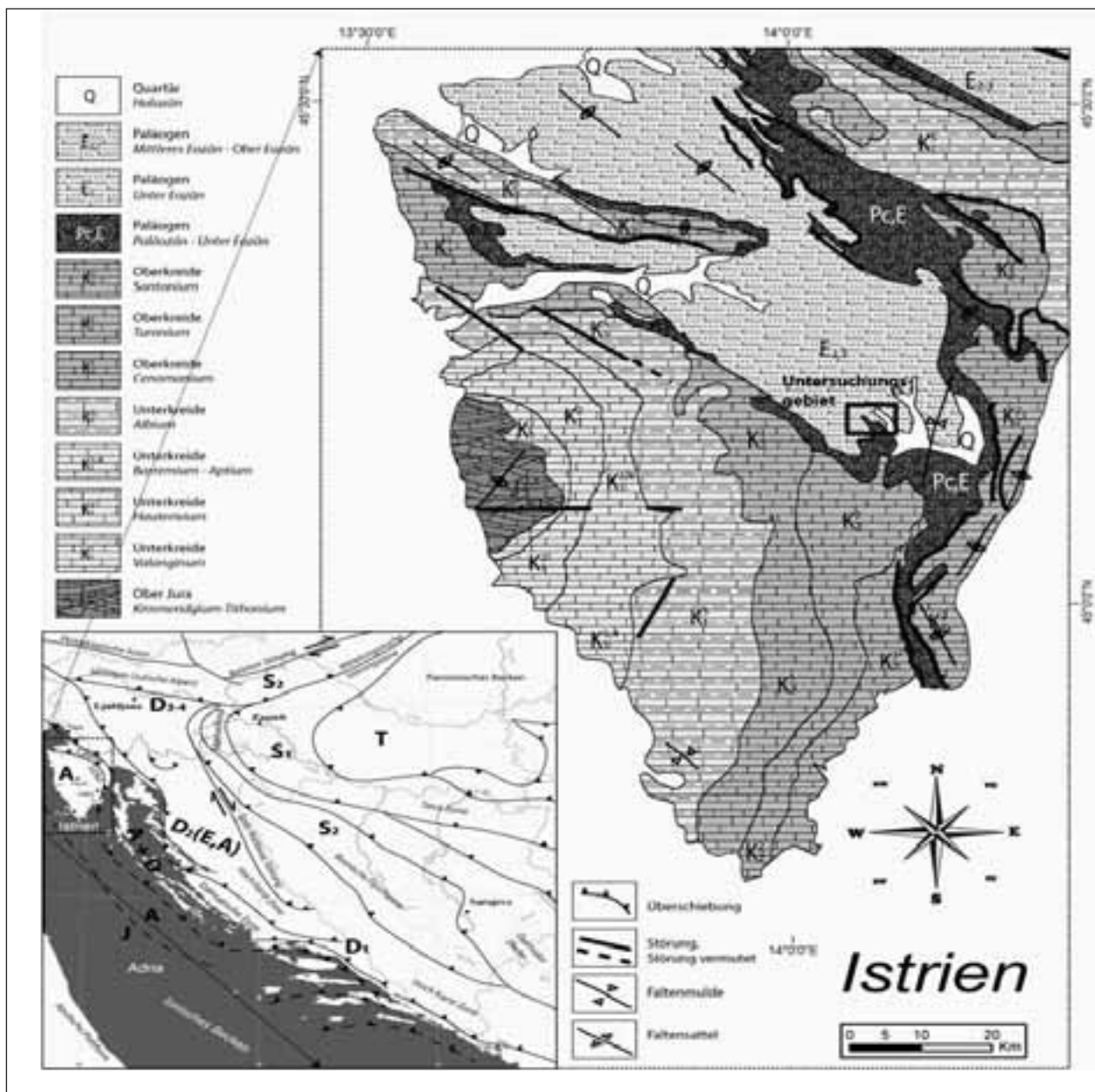


Abb. 1: Vereinfachte Darstellung der großtektonischen Einheiten der Dinariden im periadriatischen Raum (verändert nach Herak, 1991 und 1995) und vereinfachte Geologische Karte der Istrischen Halbinsel (verändert nach der Geologischen Generalkarte der ehm. Republik Jugoslawien 1:500000).

aufgeschlossen. Adriatikum (A) und Dinaridikum (D) bestehen aus einer bis zu 3km mächtigen Abfolge von Karbonaten der Adriatischen- und Dinarischen Plattformen dessen Ablagerung im Mesozoikum und im Paläogen stattfand (Blašković 1998).

2 Geologischer Rahmen des weiteren und angrenzenden Untersuchungsgebiets

Auf der istrischen Halbinsel (Abb.1b) finden sich ausschließlich Gesteine des Adriatikums (Herak 1991), hauptsächlich Flachwasserkarbonate aus dem Mittleren Jura bis zum Oberen Eozän. Die Karbonatablagerungen sind etwa 2 km mächtig (Grubić 1980). Paläogene Ablagerungen sind im zentralen Teil der istrischen Halbinsel weit verbreitet. Die eozänen Foraminiferenkalken besitzen eine Gesamtmächtigkeit von 100-120 m und zeigen im Trend zunehmende Vertiefung des Ablagerungsraumes an (Pavlovec et al. 1991). Sie sind ein gutes Beispiel für den vertikalen Übergang einer Karbonatplattform zu einem Vorlandbecken und spiegeln eine Transgression wieder (Babič & Zupanič 1995). Überlagert werden sie von marinen Kalkariniten im Wechsel mit Mergellagen, den bis zu 500 m mächtigen, eozänen Flyschsedimenten des Paziner Beckens (Bignot 1972). Das Pazin-Becken, auf dem Luftbild (Abb. 2a) gut an seinem starken Relief zu erkennen, ist etwa 20 km breit und etwa 50 km lang, auf der geologischen Karte gibt es sich als NW-SE streichendes Beckengebiet mit mittel-, bis obereozäner Sediment-Füllung zu erkennen. Es ist Teil der klastischen Zone der Küstendinariden und dem Adriatischen Vorland zugehörig. Der nordwestliche Teil des Pazin-Beckens grenzt an das Becken von Triest. Die Flysch-Ablagerungen des Mittleren bis oberen Eozän sind teilweise in die Gebirgsmassive Učka und Ćićarija durch Überschiebungen inkorporiert worden (Matičec 1994).

Das untersuchte Profil (A) liegt im zentralen Teil von Istrien, großräumig betrachtet zwischen der Provinzhauptstadt Pazin im Westnordwesten und den Städten Lovran im Nordosten an der Rijeker Bucht, sowie Labin im Süden (Abb. 2a). Kleinräumig betrachtet wird das Arbeitsgebiet von den Siedlungen Floričići im Norden, im Osten von Svići und im Süden von Jakomići umrahmt. Das Untersuchungsgebiet umfasst etwa eine Fläche von 0,3 km² (Abb. 2b).

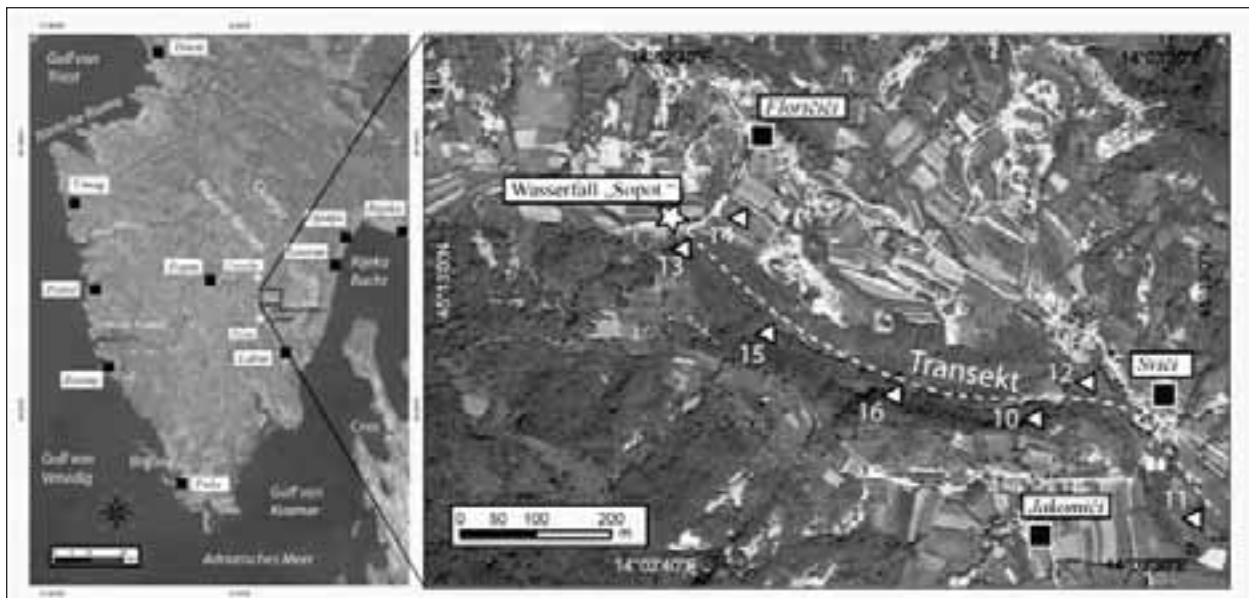


Abb. 2: Übersicht im Luftbild der Istrischen Halbinsel und des Untersuchungsgebiets (Bilder basierend auf Google Earth Images 2005). In einem Transekt wurden Proben entnommen und hinsichtlich ihrer bio- und lithofaziellen Eigenschaften klassifiziert und diskutiert.

Im Arbeitsgebiet sind untereozäne, mitteleozäne und holozäne Sedimente aufgeschlossen. Diese überlagern kretazische Sedimente und enthalten von der Basis Foraminiferenkalk, Mergelkalk der Übergangsschichten, Kalkmergel mit der Bezeichnung Globigerinenmergel, Flyschsedimente sowie Talfüllungen. Die Plattformkarbonate haben ein jung bis mittel-eozänes Alter. Die Mächtigkeit des aufgeschlossenen Foraminiferenkalkes beträgt insgesamt 75 m. Der Foraminiferenkalk ist in dem engen Bacheinschnitt des Potok Ekega durchgehend aufgeschlossen. Umrahmt wird das Vorkommen von den Siedlungen Sofiči, Jakomići und Slavići. Gut zugänglich ist er im westlichen Teil des kleinen Dorfes Sofiči sowie am östlichen Ortsausgang. Eine Brücke überquert hier den Potok Ekega. Karsterscheinungen prägen den Foraminiferenkalk im

Bachlauf des Potok Ekega, das Gestein ist hohlkegelförmig, wellig abgeschliffen. Unterhalb Sofići zu einer 33 m senkrecht stehenden Wand präpariert, sind im Foraminiferenkalk Karstbildungen auf dem Weg von Jakomići nach Slavići häufig zu erkennen. Löcher bilden Eingänge zu kleinen Höhlensystemen und sind meist provisorisch mit großen Steinen verschlossen. In einigen tieferen Löchern steht das Wasser oder es bilden sich kleine Wasserfälle. Im unteren Bachlauf schließen sich unmittelbar an den Foraminiferenkalk alluviale Sedimente an. Im oberen Bachlauf ist ein Übergang zu Glaukonitkalken aufgeschlossen. Diese zu den Übergangsschichten zählenden Gesteine bestehen aus tonigen Kalksteinen, Mergelkalken und Mergeln und sind reich an Makrofossilien wie Seeigeln und Krabben. In deren Hangendem lagern sich Globigerinenmergel, die sich aus feinkörnigen Karbonaten in siliziklastischer Matrix mit planktischen Foraminiferen und kalkigem Nanoplankton zusammensetzen.

3 Methodik

Der mikrofaziellen Auswertung des Probenmaterials sind Geländearbeiten im zentral-istrischen Paziner Becken vorausgegangen. Die Geländeaufnahme erbrachte den Nachweis von Karbonaten in einem etwa 800m langem Transekt an dessen Ende sich beim Wasserfall „Sopot“ ein etwa 60 m mächtiges Profil, welches aus Foraminiferenkalken und den Übergang in die hangenden Flysche umfasst, befindet. Die biofazielle Untersuchung beschränkte sich auf den oberen Profilabschnitt. Im Zuge dieser Feldarbeiten wurden die lithologischen Einheiten im Maßstab 1:10 000 geologisch kartiert. Die Gesteinsstücke stammen aus den jeweiligen Kartiereinheiten, die vorgestellten Resultate basieren auf der Auswertung von 51 Dünnschliffen der Gesteinsproben aus verschiedenen Lokationen entlang des Transekts vom „Wasserfall Sopot“ bis zum Ort Svići (Abb. 2). Anhand von Dünnschliffen wurde halbquantitativ der Fossilinhalt erfasst und der Karbonattyp in einer Klassifikation festgelegt. Mit Glycerin unter Glas eingedeckelt, offenbaren die auf den ersten Blick merkmalsarmen Kalksteine bei der Betrachtung unter dem Mikroskop eine immense Fülle an Information. Eine Entstehungsgeschichte lässt sich mit Hilfe der Mikrofaziesanalyse rekonstruieren. Bei der Beschreibung von Karbonaten kann man sich im Wesentlichen zweier, im vergangenen Jahrhundert entwickelter Nomenklaturen bedienen. Nach ihrer durchschnittlichen Korngröße lassen sich Karbonatgesteine nach Folk (1960) in Mikrit, Lutit, Siltit, Arenit und Rudit einteilen, er fügte 1962 eine der Genese oder der Zusammensetzung entsprechenden Silbe an. Zum Beispiel „Bio“ für Fossilgehalt oder „Oo“ für Ooide. Nach Folk (1962) besteht Sparit aus hellen, durchscheinenden Kristallen. Sie sind meist größer als 10 µm. Zement ist diejenige Mineralphase, die als Bindemittel den Porenraum zwischen den Komponenten füllt. Fibröser Zement entsteht frühdiagenetisch, Mosaikzement hingegen spätdiagenetisch (Flügel 2004). Mikrit definiert Komponenten mit einer Korngröße kleiner als 4 µm. Dunham (1962) legt die Korngrößengrenze zwischen Matrix und Komponenten auf 20 µm fest. Er unterscheidet Karbonate nach Gefüge und Komponentenanteil in mudstones (matrixgestützt, Komponentenanteil < 10%), wackestone (matrixgestützt, Komponentenanteil > 10%), packstone (komponentengestützt, Komponentenanteil < 100%), grainstone (komponentengestützt, Komponentenanteil = 100 %). Studien an den Dünnschliffen ermöglichen nach der von Flügel entwickelten Analyse der Mikrofazies in Karbonatgesteinen eine Bestandsaufnahme der biogenen Komponenten. Dies erlaubt Einblick in die ehemaligen Lebensgemeinschaften und die Ablagerungsvorgänge, denen sie unterworfen waren. Anhand der Arbeiten von Hottinger & Drobne (1980) wurden konisch imperforate Foraminiferen, nach Pearson et al. (2006) planktische Foraminiferen identifiziert. Nach Loeblich und Tappan (1988, 1989) sowie Hottinger (1974) wurden die benthischen Formen klassifiziert. Das Alter der Biozonen wird nach Berggren et al. (1995), Berggren und Pearson (2005), und Pearson et al. (2006), Nannoplankton-Zonen nach Martini (1971) angegeben. Mittels der taxonomischen Ansprache, also dem Benennen und Beschreiben der fossilen Lebewesen, gelangt man zur Rekonstruktion von räumlichen Verbreitungsmustern der unterschiedlichen Foraminiferengattungen und somit zur paläogeographischen Rekonstruktion. Die Abschätzung von Ablagerungstiefen in Abhängigkeit des Verhältnisses von planktischen und benthischen Foraminiferen beruht auf der Arbeit von Van der Zwaan et al. (1990). Zur Rekonstruktion der sedimentären Ablagerungsbedingungen wurden die Karbonate nach faziellen und sequenzstratigraphischen Merkmalen nach den Methoden von Reading (1996) und Schäfer (2004) ausgewertet.

Die ersten Studien von planktischen und benthischen Foraminiferen in den Sedimenten der Istrischen Halbinsel führte Schubert im Jahr 1905 durch. Später vertiefen österreichische Geologen die Forschungen in den eozänen Sedimenten des Paziner Flyschbeckens (Gohrbandt et al. 1962) und Triester Becken (Gohrbandt et al. 1960). Biostratigraphische Zonierung auf Basis von Foraminiferen steht im Mittelpunkt der meisten Forscher, die in den 60er Jahren Flyschablagerungen untersuchten. Muldini-Mamužić (1960) veröffentlichte

eine Liste der spezifischen kleinen benthischen und planktischen Foraminiferen aus dem Paziner Becken und führte mikrofaunistische Forschungen an eozänen Sedimenten von Istrien durch. Ähnliche biostratigraphische Forschungen unternahm Krašeninnikov et al. (1968). In Istrien identifizierten sie die Foraminiferen-Zonen *Acarinina bullbrookii*, *Acarinina rotundimarginata* und *Hantkenina alabamensis*, sie verweisen auf die zunehmende Zahl von benthischen Foraminiferen aus der Gruppe der Lagenida, und eine beträchtliche Anzahl agglutinierender Foraminiferen, welche ein Viertel der benthischen Gemeinschaft stellen. In Istrien endet die marine Sedimentation Anfang des Ober-Eozäns, während sie in Dalmatien, Herzegowina und Montenegro weiterhin im oberen Eozän besteht (Krašeninnikov et al. 1968).

4 Ergebnisse

Bei den Gesteinen des Foraminiferenkalkes handelt es sich um hellweiße bis grauweiße Plattformkarbonate. Aufgrund des fossilen Inhaltes lassen sich die untersuchten Schichtgruppen des Foraminiferenkalkes von Floričići, Svičići und Jakomičići kartieren (Abb. 3) und so-, unterschiedlichen Faziesräumen zuordnen. Die Ausbildung der Karbonate ist überwiegend massig nach oben hin wirken sie faserig. Das Gestein ist reich an Fossilien, insbesondere an und Foraminiferen. Der Gehalt an CaCO₃ liegt bei über 93 %. Die primär aragonitischen Schalen fossiler Organismen wurden aufgelöst und durch sekundären sparitischen Kalzit ersetzt. Auftretende Klüfte und Lösungsyporen wurden mit Sparit, Material aus Bioklastenbruchstücken oder pelloidalem Mikrit ausgefüllt. Die häufigsten Zemente werden aus Kalzit gebildet. Als Anwachsstrukturen bildeten sich konkordante Zemente, in den Dünnschliffen findet sich Sparit zwischen den Komponenten als dünner Zementsaum. In Kalkruditen sind Lithoklasten häufig mit faserigem, fibrösem Zement umgeben. Als syntaxialer Rindenzement findet sich Sparit um benthische Foraminiferen und Echinodermen. In quer angeschnittenen Echinidenstacheln und Echinidenplatten wurde syntaxialer Rindenzement in optischer

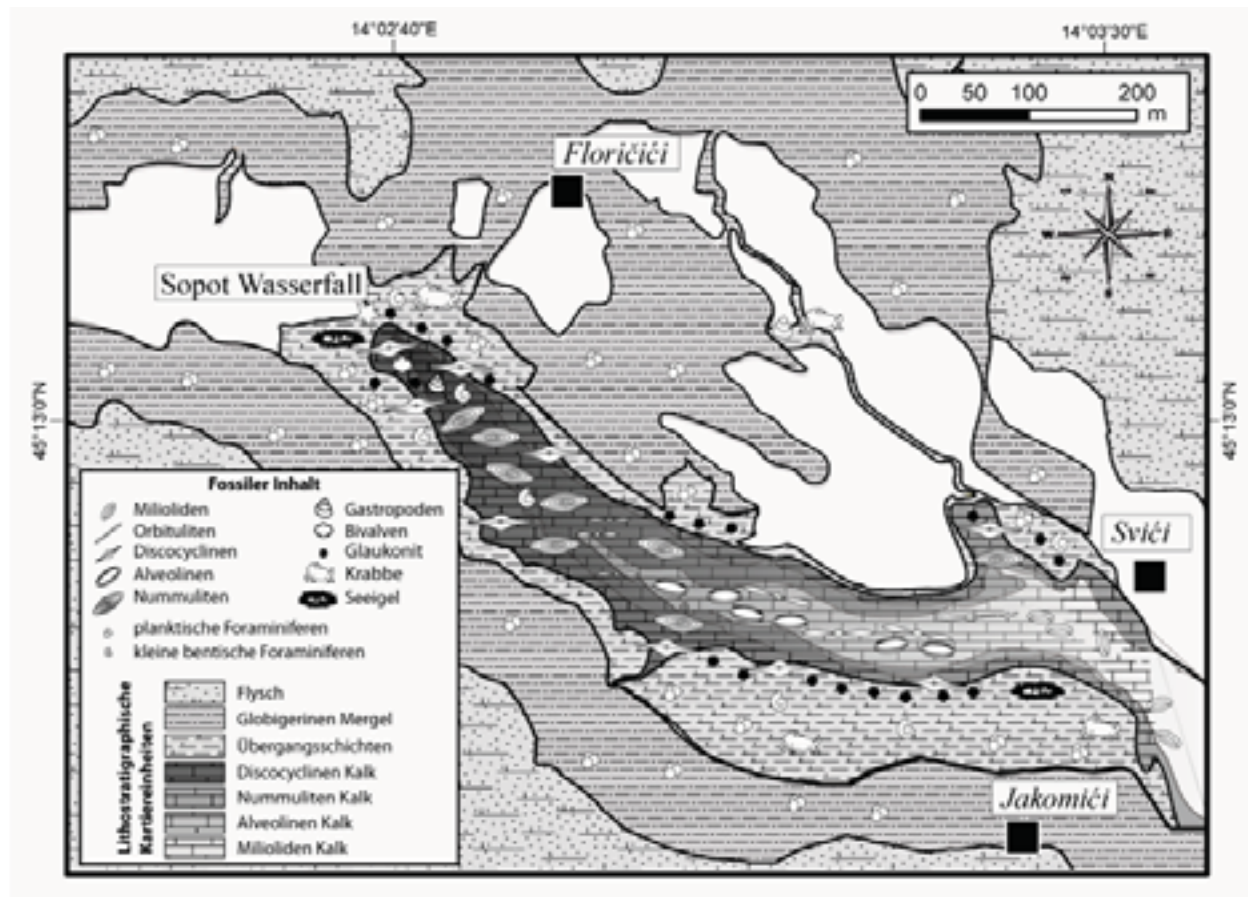


Abb. 3: Geologische Karte des Untersuchungsgebiets, Mikrofossilien werden als Faziesanzeiger verwendet und zeigen unterschiedliche Ablagerungsräume an. Ausgehend von einem brakisch-lagunären, Milioliden-führenden Milieu über flachmarine Ablagerungsberische mit Alveolinen und einer kontinuierlichen Vertiefung mit Nummuliten, und Discocyclinen, führenden Kalken endet die Karbonatsedimentation mit den Übergangsschichten, welche reich an planktonischen Foraminiferen sind.

Kontinuität ausgefällt. Sparit findet sich weiterhin in Partikelporen und fossilen Wasserwaagen. Lücken im Korn-, und Zementgefüge (Porenraum) werden auf die Aktivität von bohrenden oder grabenden Organismen zurückgeführt. Blockzemente zwischen den Komponenten sind häufig anzutreffen und werden als Bildungen angesehen. Radial fibröse Zemente und syntaxiale Zemente sind in den Dünnschliffen selten und werden als frühdiagenetische Bildungen interpretiert. Das Gestein wird stellenweise von mm bis cm großen Klüften durchzogen, diese mit farblosen bis rosa farbigen Kalzit verfüllt. Diese Verfärbung ist auf Limonit und Bauxitverunreinigungen zurückzuführen.

Miliolidenkalke

Mikroskopisch treten bei den Miliolidenkalke zwei, sich im Komponentenanteil unterscheidende, Lithologien auf. Kalke mit augenscheinlich graubrauner bis hellbrauner Färbung bestehen aus einem matrixgestützten wackestone mit dunkler Matrix und einem Komponentenanteil von 10 bis 20 %. Die dichte Matrix besteht aus Mikrit, die Komponenten setzen sich aus Kleinforminifen, berippten Ostracodenklappen sowie berippten und glattschaligen Gastropoden der Größe 0,5-2 mm zusammen. Unter den Kleinforminifen konnten die Gattungen *Triloculina* sp. und *Quinqueloculina* sp. (Milioliden) identifiziert werden. Milioliden sind kleinwüchsige Formen, dessen Kammern unter einem Winkel von 144° angefügt werden. Somit sind von außen immer fünf Kammern sichtbar. Aber auch andere Kleinforminiferen wie uni- und biserialen Textularien, Nodosarien, Discorbideen sind häufig. Gattungen wie *Aveolina* sp., *Spirolina* sp. und *Nonion* sp. sind ebenfalls in den Schliffen vertreten. Miliolidenkalke mit augenscheinlich hellgrau bis weißgrauer Färbung bestehen aus einer peloidalmikritischen Matrix mit einem Komponentenanteil von über 40 % und sind matrixgestützte packstone zu klassifizieren. Konisch imperforate Foraminiferen der Gattungen *Chrysalida* sp., *Chrysalidina* sp. und *Coskinolina* sp. treten vermehrt auf. An häufigen auftretenden Komponenten überwiegen Milioliden der Gattungen *Triloculina* sp., *Quinqueloculina* sp. und *Pyrgo* sp., uni- und biserialen Textularien, Nodosarien, sowie die Gattungen *Nodophthalmidium* sp., *Reusella* sp. und *Rotalia* sp. und *Spirolina* sp.

Alveolinenkalke

Die Farbe des Gesteins ist hellbraun, die Verwitterungsfarben variieren von grau-braun bis gelb. Das Gestein ist feinkörnig und bricht scharfkantig mit einem muscheligen Bruch. Die frische Bruchstelle hat zuckerkörnigen Glanz. Der Kalkstein besteht makroskopisch aus Alveolinen, Orbitoliten und Nummuliten-Vergesellschaftungen. Die elliptischen Anschnitte der Alveolinen sind heller als die Grundmasse, sie stechen auch durch ihre Elfenbeinfarbe hervor. Der Alveolinenkalkstein verzahnt sich lateral an die Miliolidenkalke fort. Er ist massig im Erscheinungsbild, die Verbreitung beschränkt sich auf steile Hänge des Potok Ekegabaches. Beim Wasserfall Sopot südlich des Dorfes Florićići wird der unterste Teil der Gesteine vollständig von Alveolinenkalken aufgebaut. Die Mächtigkeit schwankt um 20 m, wobei Abweichungen durch den allmählichen Übergang zu den Schichtgliedern im Liegenden und Hangenden zustande kommen.

Bei dem Alveolinenkalkstein handelt es sich um Packstones sowie Grainstones bis Rudstones mit variablem Fossilinhalt. Dominant sind im unteren Schichtteil Packstones mit Orbitoliten, Alveolinen und Milioliden. Im oberen Schichtteil nimmt der Anteil von Alveolinen und Nummuliten zu. Der Packstone ist matrixgestützt, die Matrix besteht aus dunklem, peloidalem Mikrit. Peloiden sind in einigen Dünnschliffen unregelmäßig geformt. Vom Gefüge matrixgestützt liegt die Häufigkeit der kontaktfrei, selten im Punktkontakt stehenden Komponenten bei 25 bis 35 %. An Komponenten dominieren *Alveolina cremae* Checchia-Rispoli und *Alveolina levantina* Hottinger, welche sich durch elfenbeinfarbende, spindelförmige Körper von der grauen Grundmasse hervorheben. Kreisrunde weiße Scheiben mit konzentrisch angeordneten Kammern sind der Gattung *Orbitulites* sp. zuzuordnen. Vereinzelt treten noch Milioliden, hauptsächlich der Gattung *Triloculina* sp., nicht weiter bestimmbare Textulariiden sowie die konisch imperforate Foraminifere *Coskinolina* (*Coskinolina*) *douvillei* auf. Weitere Bestandteile sind Bioklasten von Mollusken und Gastropoden. Eine Besonderheit ist die dickschalige Rotaliide *Gyroidinella magna*. Im oberen Teil des Alveolinenkalks treten mit einem Anteil von Komponenten > 2mm unter 10 % aber auch rudstones mit einem Anteil von Komponenten > 2mm über 10 %. Der Anteil von Komponenten erhöht sich auf über 55 %, das Gestein ist dann komponentengestützt. Dominierend sind die Arten *Alveolina cremae* (Checchia-Rispoli) und *Alveolina levantina* (Hottinger) mit unterschiedlichen Größen von 1 bis 10 mm und somit auch gesteinsbildend. Weitere in den Dünnschliffen identifizierte Gattungen sind *Pyrgo* sp., *Massalina* sp., *Orbitulites* sp. und nicht näher bestimmten Textulariiden. Nach oben nimmt der Anteil an Nummuliten rasch zu. Weitere biogene Komponenten sind Grünalgen, wahrscheinlich *Halimeda* sp., Fragmente sparitisierter Gastropoden und Bivalvenschalen, Serpulidenröhren und Ostrakodenklappen. Abiogene Komponenten sind Peloiden.

Nummulitenkalke

Namensgebend für diesen Abschnitt des Foraminiferenkalk es ist das dominante Auftreten von Nummuliten. Während sie im Alveolinenkalk eher vereinzelt vorkommen, sind sie in dieser Schicht massenhaft verbreitet. Die Mächtigkeit dieses Schichtgliedes liegt bei etwa 20 m. Gut aufgeschlossen ist der Foraminiferenkalk unterhalb des Wasserfalls Sopot, westlich des Dorfes Sofiçi und an den steilen Hängen des Bachlaufs Potok Ekega.

Das Gestein ist in seiner Ausbildung massig und kompakt. Der Bruch ist scharfkantig und muschelig. Im frischen Anschlag ist das Gestein hellgrau. Es verwittert mit einer braungrauen Farbe. Die herausgewitterten Nummuliten sind auf der Oberfläche des Gesteins gut zu erkennen. In dem als komponentengestützter Packstone zu bezeichnenden Kalkstein treten Nummuliten, Assilinen, Operculinen, Discocyclusen, Textulariiden und Nodosariiden auf. Die Komponenten sind 0,5 bis 5 mm groß, die Häufigkeit der Komponenten beträgt bis zu 70 %. Von unten nach oben nimmt der Anteil der Nummuliten und Discocyclusen zu, die Anzahl von Milioliden, Alveolinen und Ostrakoden geht im Nummulitenkalk drastisch zurück. Es ließen sich in den Dünnschliffen des Nummulitenkalk *Nummulites fabianii* Prever und *Nummulites fabianii retatus* Roverda, die Gattungen *Sphaerogypsina* und *Cibicides* sowie die Arten *Asterigina* sp., *Fabiana* sp., und *Gyroidinella magma* identifizieren. Konisch imperforate Foraminiferen, deren generelle Morphologie aus uniserialen Kammern mit kleinem, säuligen Endoskelett besteht, finden sich vermehrt in den Schliffen. Mit Hilfe der Säulen lassen sie sich *Cribrobulimina* sp. zuordnen. Weiterer Bestandteil des Gesteins sind Bioklasten wie Bivalven-, und Gastropodenfragmente, Echinidenstacheln, Rotalgen (Corallinaceen) und Bryozoen. Der Anteil des *Biodetritus* kann bis zu 50 % des Gesteins ausmachen. Nach oben nimmt der Anteil an Echiniden und Corallinaceenbruchstücke sogar noch zu. Im obersten Teil des Nummulitenkalk dominieren Discocyclusen, untergeordnet treten kleine Nummuliten und Assilinen auf. Dieser Abschnitt geht in die Schichtgruppe der Discocyclusenkalke ohne scharfe Grenze ineinander über.

Discocyclusenkalke

Das dominante Auftreten von Discocyclusen ist namensgebend für diesen jüngsten Abschnitt des Foraminiferenkalk. Der Discocyclusenkalke ist ein graues bis hellgraues, extrem, discocyclusen-, nummuliten- und assilinenhaltiges ungebänktes, massiges Gestein. Der Kalk ist von dichter Ausbildung, er weist keine Schichtung auf. Der Bruch ist scharfkantig und glatt. Die frische Bruchstelle ist graugrün. Die Verwitterungsfarbe des Kalks ist grau, es bildet sich zudem eine dunkelgraue bis dunkelblaue Kruste. Stark dominiert wird der Kalk durch *Discocyclusa archiaci* Schlumberger, *D. augustae* Weijden) *D. dispensa* Sowerby. Die Discocyclusen treten hier gesteinsbildend in einem Packstone, örtlich in einem Grainstone auf. Die Komponenten weisen Größen von 0,2-2cm auf. Auffällig häufig sind weißgraue Peloiden. Der Anteil von Bioklasten überschreitet 60 % des Gesteins. Die Matrix, falls vorhanden, ist rein mikritisch. Nach oben wird der Kalk feinkörniger und ändert sich in einen bioklastischen Discocyclusen-Wackestone mit planktischen Foraminiferen und Discocyclusen *D. sella* (D'Archiac) in mikritischer Matrix. Weitere Foraminiferenbruchstücke stammen von *Nummulites* sp., *Lenticulina* sp., *Sphaerogypsina* sp. sowie von Nodosariiden und Textulariiden. Der Anteil von planktischen Foraminiferen der Gattung *Globigerina* und *Subbotina* steigt. Andere Organismenreste sind Serpeln, Echinidenreste, Corallinaceen, Bryozoen und Ostrakoden. Charakteristisch ist das Auftreten des Minerals Glaukonit. In unverwittertem Zustand immer an der deutlich grünen Farbe zu erkennen. Im verwitterten Gestein erscheint das Mineral dagegen dunkelbraun. Die schwarzen Mineralisationen konnten als Manganhydroxide identifiziert werden.

Übergangsschichten

Die Übergangsschichten werden von Kalksteinen bis Kalkmergeln mit auffälligem Mineral- und Fossilbestand aufgebaut. Das Gestein ist von dichter Ausbildung. Die Farbe ist im frischen Zustand blaugrün bis graugrün, im verwitterten Zustand dunkelgrüngrau. Das Gestein ist hart, bricht glatt und ist in seiner Ausbildung ist massig, nach oben hin zunehmend flaserig.

Die dunkelgrüne Farbe ist auf das vermehrte Auftreten des Minerals Glaukonit zurückzuführen. An Foraminiferen treten die Großformen wie Nummuliten und Discocyclusen auf. Der Kalk ist als Floatstone, also ein matrixgestütztes Gestein mit hoher Komponentenhäufigkeit von 55 %. Die Floatstones enthalten zerschlagene Discocyclusen in feinkörniger Matrix mit planktischen Foraminiferen. Nach oben hin nimmt der Matrixanteil zu, die Kalksteine sind reich an dunkler, mikritischer Matrix mit hohem Anteil von planktischen Foraminiferen und Fragmenten von anderen Organismen. Die analysierten Kalksteine weisen nach oben

hin ein Schlammgefüge auf und sind reich an planktischen Foraminiferen. An planktischen Foraminiferen lassen sich *Globigerinata mexicana* Cushman, *Turborotalia frontosa* Subbotina, *Turborotalia possagnoensis* Bolli, und *Subbotina inaequispira* identifizieren. Die Diversität der benthischen Foraminiferen nimmt stark ab, Bruchstücke von *Discocyclina* sind nur selten zu erkennen. Unter den Großforaminiferen treten noch *Discocyclina* der Gattung *Discocyclina radians* D'Archiac auf. Andere benthische Foraminiferen sind nummulitid Formen und Milioliden. Unter den wenigen Großforaminiferen befinden sich meistens adulte Formen, juvenile Formen sind sehr selten. Auffällig häufig sind Echinidenfragmente wie Seeigelplatten und -stacheln. Glaukonit- und Limonitmineralisationen sind in den Dünnschliffen sehr häufig. Detritische Quarzkörner sind selten, aber präsent. Glaukonit erscheint als Kammerfüllung und als isolierte Körner, zusammen macht Glaukonit etwa 10 % des Sediments aus. Zahlreiche kleine benthische Foraminiferengattungen treten auf, die Fauna der planktischen Foraminiferen ist taxonomisch divers.

5 Interpretation und Diskussion

Miliolidenkalke

Die Miliolidenkalke markieren im Arbeitsgebiet den Übergang zwischen Paleozän und Eozän. Die bestimmten Gattungen *Chrysalida* sp., *Chrysalidina* sp. und *Coskinolina* sp. sind auf das untere Eozän beschränkt. *Chrysalidina makarska* van Soest und *Chrysalidina cf. Alca Silvestri* stammen aus dem mittleren Cuisian und sind der Zone P8 und SBZ11 zuzuordnen. Foraminiferen der Gattung *Textularia* sp. mit biserialen Gehäusen konnten identifiziert werden. Sie sind im neritischen bis abyssalen Meeresraum verbreitet (Živkovič 1995, Živkovič & Babič 2003). In den Dünnschliffen konnte die Gattung *Quinqueloculina* sp. identifiziert werden. Milioliden bevorzugen küstennahe, flache Schelfe und Lagunen (Pavlovec 1990). Die Gattung *Quinqueloculina* sp. signalisiert den Eintrag von Flachwasser und toleriert erhöhte Salinität. Als Ablagerungsraum kommen hypersaline Lagunen in Frage (Setiwan 1983). Die Miliolidenkalke sind Bildungen des litoralen Faziesbereichs und Anzeiger - brackisch lagunärer Bedingungen. Im Übergang zum Hangenden markieren sie einen Wechsel zum voll marinen Milieu.

Alveolinenkalke

Die Alveolinenkalke mit den beiden Gattungen *Alveolina cremae* Checchia-Rispoli und *Alveolina levantina* Hottinger stammen aus dem oberen Cuisian und sind der Zone P9 und SBZ11 bis SBZ12 zuzuordnen. Die Ablagerungen entstanden im litoralen Faziesbereich. Die Faunenvergesellschaftung lässt auf einen geschützten Innenschelf schließen. Der Packstone - Grainstone Kontrast spiegelt unterschiedliche energetische Verhältnisse wieder. Während der Packstone unter niedrig energetischen Bedingungen gebildet wurde, ist der Grainstone ein Produkt hoher Energien und von Auswaschung. Diese Mikrofazies des Foraminiferenkalks mit *Alveolina* sp., *Assilina* sp., *Nummulites* sp., *Discocyclina* sp., *Gyroidinella* sp., *Rotalia* sp. und Milioliden in der Matrix stellt den Übergang vom Flachwasser-Bereich mit Barren einer Inneren Rampe zu den Bereichen einer mittleren Rampe dar. Die Strömungsenergie war ausreichend, um Bioklasten zu sammeln und zu konzentrieren, sie war jedoch nicht ausreichend, um Abrasion an den Foraminiferen zu verursachen. Lokal kam es zu Hochenergie-Bedingungen, das beweisen Schrägschichtungskörper. Jedoch weisen die Gesteine stets eine geringe Schlamm-Matrix auf. Der Mangel an Abrieb an den Foraminiferen weist auf autochthone Foraminiferen-Vergesellschaftungen hin (Hottinger 1974). Dazwischen liegende Alveolinen-Nummuliten-Wackestones stellen geschützte Bereiche der Inneren Rampe dar.

Nummulitenkalke

Konisch imperforate Foraminiferen werden zur Altersbestimmung des Nummulitenkalkes von Hottinger & Drobne (1980) herangezogen: *Cribrobulimina* sp. wurde dabei als Leitfossil genutzt und Teile des Nummulitenkalkes dem unterem Lutetium, der Zone P10 bzw. SBZ 13, zuzuordnen. *Cribrobulimina* sp. ist auf flachmarine Bedingungen beschränkt (Polašak und Šikić 1973). So lassen sich die Kalke als Bildungen des litoralen Faziesbereichs beschreiben. Auch die Untersuchungen der Nummulitenarten *Nummulites leavigatus* und *Nummulites beneharnensis* lassen nach Hottinger (1974) den Schluss zu, diesen Abschnitt in das untere Lutetium zu stellen. Die Gemeinschaft von *Nummulites* sp., *Assilina* sp. und *Operculina* sp. ist nach Flügel (2004) typisch für Bildungen des Litorals. So sind die Kalke als Ablagerungen niedrigenergetischer Bedingungen im Bereich einer mittleren Rampe mit einer Wassertiefe von 30 bis 60 Metern zu interpretieren.

ren. Teilweise wurden sie jedoch von Bodenströmungen und Sturmereignissen betroffen, Bioklasten sind Produkte höherer Energien. Der obere Teil des Nummulitenkalks spiegelt in seiner Variation der Foraminifere ngattungen unterschiedliche Ablagerungstiefen wieder. *Asterocyclus* sp. und *Nummulites* sp. sprechen dabei für flachere, *Discocyclus* wie *Discocyclus archiaci* Schlumberger, *D. augustae* Weijden, *D. dispansa* Sowbery eindeutig für tiefere Ablagerungsbereiche einer Rampe.

Discocycluskalke

Die Discocycluskalke sind durch die Vorherrschaft feinkörniger Kalksteine geprägt. Feinkörniger, bioklastischer Discocyclus-Wackestone mit planktischen Foraminiferen und Discocyclus in mikritischer Matrix und geringe Abrasion des Detritus deuten auf eine sehr niedrige Energie hin. Discocyclus bevorzugen nach Flügel (2004) den offen marinen Hangabfall einer Plattform. Die Verbreitung der Discocyclus indiziert Winterwassertemperaturen von mehr als 16°C (Ćosović 1996). Die häufige Anwesenheit von Discocyclus wie *Discocyclus archiaci* Schlumberger, *D. augustae* (Weijden), *D. dispansa* Sowbery lässt sich eindeutig als Anzeiger tieferer Ablagerungsbereiche interpretieren. Der Faziesbereich liegt auf einer äußeren Rampe, dafür spricht besonders das vermehrte Auftauchen von planktischen Foraminiferen. Bei den planktischen Foraminiferen handelt es sich sowohl um Oberflächen als auch Tiefen bewohnende Gattungen und Arten. Die Umweltbedingungen scheinen für benthische Großforaminiferen zunehmend ungünstiger gewesen zu sein. Das Auftauchen von Glaukonit in den Schichten spricht nach Ćosović et al. (2004) und Tarlao et al. (2004) für tieferes Wasser, für sauerstoffarme und reduzierende Bedingungen und eine niedrigere Sedimentationsrate. Die seltene Anwesenheit von Quarzkörnern in den Schichten zeigt einen sporadischen terrigenen Zustrom in Wassertiefen zwischen 100 bis 200 Metern.

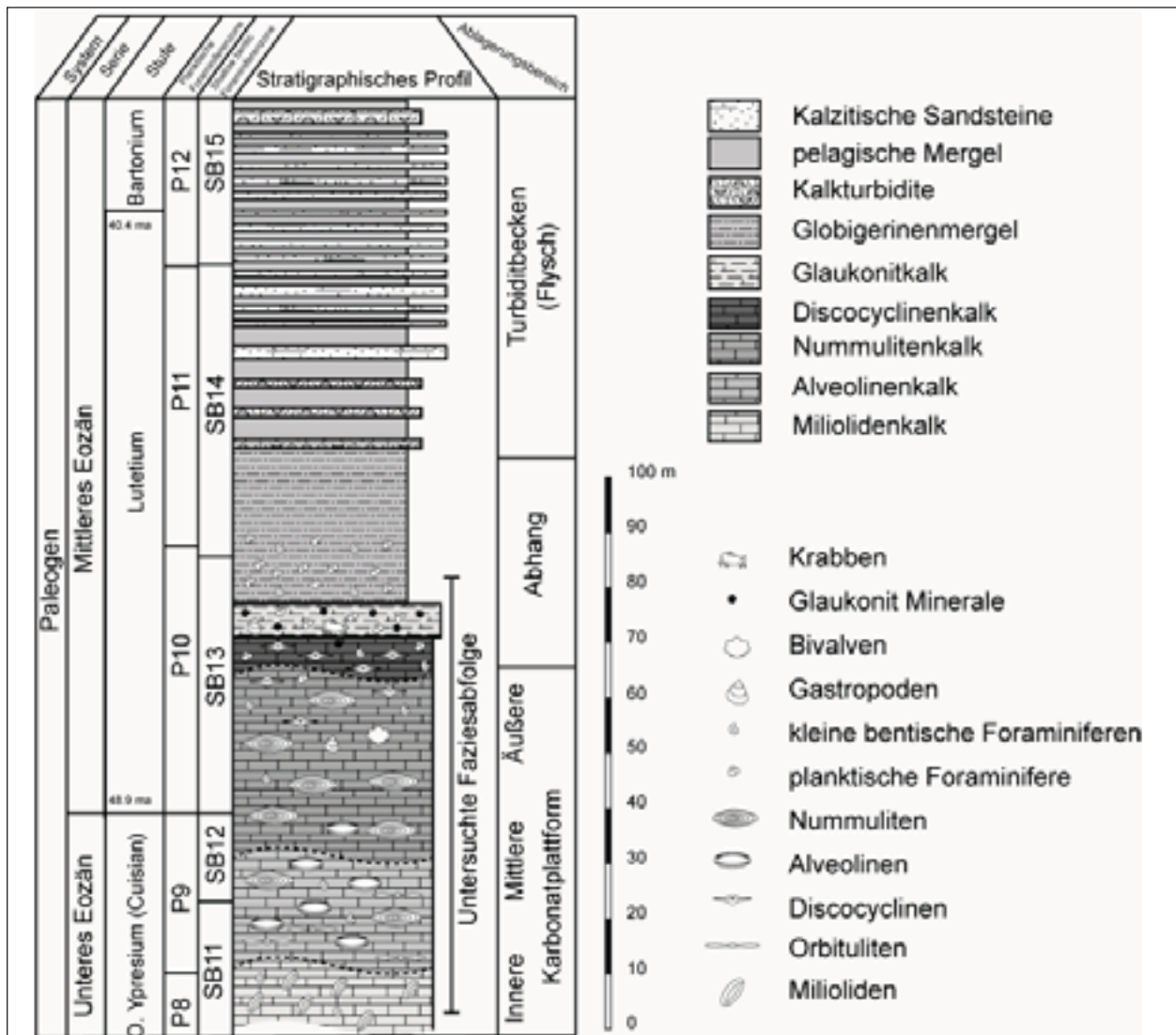


Abb. 4: Stratigraphisches Profil (nach Henning 2010) der untersuchten Faziesabfolge mit Lithologie und Fossil-Inhalt.

Übergangsschichten

Die Übergangsschichten sind subtidalen Ursprungs, sie zeigen fortschreitende Vertiefung durch Änderungen im mikrofossilen Inhalt aus. Glaukonitkalke wurden in tieferen Bereichen bei einer niedrigeren Sedimentationrate sedimentiert. Eine paläobathymetrische Rekonstruktion aufgrund der Foraminiferenvergesellschaftung zeigt einen klaren Trend zur Vertiefung. Einen weiteren Hinweis gibt Glaukonitminerale, auch bildet er sich in tieferen Bereichen. Die Paläotiefe kann mit 150 bis 300 m angegeben werden. Glaukonit gelten als wichtiger Indikator für Diskontinuitätsflächen (Odin und Matter 1981). Die planktischen Foraminiferen, als *Globigerinata* *mexicana* Cushman, *Turborotalia frontosa* Subbotina, *Turborotalia possagnoensis* (Bolli), und *Subbotina inaequispira* identifiziert, sind ständig präsent und typisch für die Zone P 10 und P 11 nach Berggren et al. (1995), also dem mittleren Lutetium. Detritus der größeren Foraminiferen lässt auf starke Erosionsereignisse und Materialtransport aus einem Bereich mit niedriger Energie auf der äußersten



Abb. 5: Mikrofaziestypen der eozänen Foraminiferenkalke bei Florići, Svići und Jakomići., (Zentral-Istrien, Kroatien). Milioliden-, Alveolinen-, Nummuliten, Discocyclinen und Glaukonit-Kalke.

Rampe schließen. Die Tiefe liegt wahrscheinlich in der unteren photischen Zone, der Reproduktionstiefe der planktischen Foraminiferen mit Wassertiefen von 100 bis 150 Metern. Tarlo et al. (2004) konnten kalkiges Nanoplankton und dessen Faunenvergesellschaftung in den Übergangsschichten nachweisen. Das von ihnen beschriebene kalkige Nanoplankton *Chiasmolithus gigas* ist für das Mittlere Lutetium typisch und zeigt Zone NP 15 die „Morozovella lehneri Zone“ der „Standard Tertiary and Quaternary Cretaceous Nanoplankton Zonation“ nach Martini (1971) an. Hinweise auf eine weitere Vertiefung ist die deutliche Zunahme an planktischen Foraminiferen und der hohe Anteil von Glaukonit in den Kalken. Die Bildungstiefe des Sediments kann mit 200 bis 600 m Wassertiefe beziffert werden. Die im Hangenden befindlichen Schichten weisen typische Foraminiferen des mittleren Lutetiums dem P11 auf. Der Übergang vom Tiefwasserbereich einer Äußeren Rampe zu den Bereichen des Abhangs mit Ablagerungstiefe liegt zwischen 300 und 600 m lassen sich aufgrund des hohen Anteils von Biodetritus zerschlagener Großforaminiferen und dem dominanten Auftreten von planktischen Foraminiferen in mikritischer Matrix postulieren. Ähnliche Vergesellschaftungen von benthischen Foraminiferen sind aus dem Becken von Triest von Žikovič und Glumac (2007) beschrieben worden.

Es schließt sich nach oben ein Wechsel der von Kalksteinen zu hemipelagischen Mergeln mit kalzischen Sandsteinen an. Sie zeigen rasche weiterhin eine rasche Vertiefung der Ablagerungsverhältnisse an. Die untersuchten Kalksteine weisen ein mitteleozänes Alter der Zonen der planktischen Foraminiferen *Globigerapsis kugleri* und *Morozovella aragonensis* (P11), *Morozovella Lehneri* (P12), und *Globigerapsis beckmanni* (P13) nach Berggren et al. (1995) mittleres Lutetium bis unteres Bartonium aus.

Schlussfolgerung

Die Foraminiferenkalken lassen sich mit einem Modell einer absinkenden, wellendominanten Karbonatrampe beschreiben. Sie setzen sich aus benthischen Foraminiferen und Detritus von Mollusken, Ostracoden, Echinodermen und Bryozoen zusammen. Im Hangenden werden sie zunehmend reich an dem Mineral Glaukonit. Die Zusammensetzung der Foraminiferenkalken ist typisch für Karbonate aus einer subtropischen Zone. Ausgehend von dem geschützten inneren Teil einer Karbonatplattform (Milioliden-Kalkstein), Abb. 4 dann von flachen und etwas tieferen Teilen der Plattform (Alveolinen-, und Nummuliten-Kalkstein) zu den tiefsten Teilen relativ ungeschützter und offener Karbonatrampen (Discocyclinenkalken und Übergangsschichten). Diese Abfolge hängt von lokalen paläogeografischen Eigenheiten ab, welche aus lateralen Wechseln und der Vermischung der unterschiedlichen Typen resultiert. Dies ist der Grund weshalb die beschriebenen Ablagerungstypen nicht immer gleichaltrig sind. Der Trend zur Vertiefung ist jedoch immer zu erkennen, das. Der Grund könnte in dem Zusammenspiel synsedimentärer Tektonik und einer sinkenden Sedimentationsrate zu finden sein. Niedrigere Sedimentationsraten könnten aus nicht länger bestehenden, idealen Umweltbedingungen zur Karbonatproduktion resultieren. Im Untersuchungsgebiet lässt sich die letzte Phase der eozänen Karbonatplattform gut erkennen, das sich in den Veränderungen der biotischen und abiotischen Umwelt-Eigenschaften zeigt. In den Gesteinen (Abb 5) kommt es zu einem Anstieg von planktischen und kleineren benthischen Foraminiferen. Flachwasser-Foraminiferen verschwinden.

Literatur

- Babič, L & Zupanič, J. (1995): Supply from an outer carbonate platform to the foreland basin of the Coastal Dinarides: The Pazin Flysch Basin (Eocene, Croatia). - In Vlahović, I., Velić, I. & Šparica, M. (eds.): First Croatian Geological Congress, Zbornik radova (Proceedings), 1, 43-45, Zagreb.
- Berggren, W. A., Kent, D. V., Swisher, C. C. & Aubry, M-P., 1995: A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. In: Berggren, W.A., Kent, D. V., Aubry, M-P. & Hardenbol, J. (Eds.): Geochronology, Time Scales and Global Stratigraphic Correlation. SEPM Spec. Publ., 54, 129–212; Tulsa.
- Berggren, W. A. & Pearson, P. N., 2005: A revised tropical to subtropical Paleogene planktonic foraminiferal zonation. *Jour. Foraminiferal Res.*, 35, 279–298.
- Bignot, G. (1972): Recherches stratigraphiques sur les calcaires du Crétacé et de l'Éocène de l'Istrie et des régions voisines. Essai de révision du Liburnien. These Doct. Etat, Trav. Lab. Micropaleont., 2, Univ. Paris VI, 353 pp.
- Blašković, J. (1998): The Two Stage of Structural Formation of the Coastal Belt of External Dinarides. - *Geol. Croat.* 51/1, 75-89, Zagreb.

- Ćosović, V. (1996): Diskociklinidne foraminifere Jadranske karbonatne platforme. Disertacija, Sveučilište u Zagrebu, 1-149, Zagreb.
- Ćosović, V., Drobne, K. & Moro, A. (2004): Paleoenvironmental model for Eocene foraminiferal limestones of the Adriatic carbonate platform (Istrian peninsula). *Facies*; Stuttgart. 50-61.
- Dunham, R. J., (1962): Classification of Karbonate rocks according to depositional texture; Ham, W. E. ed., Classification of Karbonate rocks: American Association of Petroleum Geologists Memoir 1, S. 108-121; Tulsa.
- Flügel, E. (2004): *Microfacies of Carbonate Rocks – Analysis, Interpretation and Application* 984; Berlin, Springer
- Folk, R.L. (1959): Practical petrographic classification of limestones: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 43, 1-38; Tulsa.
- Gohrbrandt, K., Kollmann, K., Kupper, H., Papp, A., Prey, S., Wiesender, H. & Woletz, G. (1960): Beobachtungen im Flysch von Triest. *Verh. Geol. Bundesanst.*, 162-197; Wien.
- Gohrbrandt, K., Kollmann, K., Küpper, H., Papp A., Prey, S., Strander, H., Wiesender, H. & Woletz, G., (1962) Beobachtungen im Flysch von Istrien (Jugoslawien). *Verhandl. Geol. Bundesanstalt*, 163–245; Wien.
- Gračišće und Gologorica im zentralistrischen Flyschbecken (Kroatien)- Geologie und paläontologischer Inhalt, Diplomarbeit, Goethe-Univ. Frankfurt am Main, 1-387; Frankfurt a.M.
- Grubić, A (1980): Yugoslavia: An Outline of Geology of Yugoslavia. 26th Intern. Geol. Congr. Paris. Nat. Comm. Miner. Resources of Yugoslavia, 74-84; Paris.
- Herak, M. (1991): Dinaridi - Mobilisticki osvrt na genezu i strukturu. - *Acta Geol.*, 21/2, 35-117; Zagreb.
- Herak, M. (1995): Konceptijski doseg geologije Hrvatske (Conceptual scope of the geology of Croatia). *Zbornik radova Prvog Hrvatskog geološkog kongresa (Opatija)*, 25-33; Zagreb.
- Hottinger, L. (1974): Alveolinids, Cretaceous-Tertiary Foraminifera. - *ESSO Prod. Resear.-Europ. Labora.*, 41-61; Sasle,
- Hottinger, L. & Drobne, K. (1980): Early Tertiary Conical Imperforate Foraminifera. *Razprave IV. razreda SAZU, XXII/3*.
- Kober, L. (1929) Die Großgliederung der Dinariden. *Zentralbl. Mineral. Geol* 10, pp. 426–437
- Krašeninnikov, V. A., Muldini-Mamužil, S. & Džodžo-Tomi, R., 1968: Signification des foraminifères planktoniques pour la division de Paléogène de la Yougoslavie et comparaison avec les autres régions examinées. *Geol. vjesnik*, 21, 117–145, Zagreb.
- Loeblich, A. R. & Tappan, H. (1988): *Foraminiferal Genera and Their Classification*. Vol. 1, 1-970. 2, 1-212, 847 tab., New York.
- Loeblich, A. R. & Tappan, H. (1989): Implications of wall composition and structure in agglutinated foraminifers. *J. Paleont.*, 63/6, 769-777; New York.
- Martini, E., 1970: Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. In: Farinacci, A. (ed.): *Proc. 2. Planktonic Conf.*, Roma, 1971. *Tecnoscienza*, 739–785.
- Matičec, D. (1994): Neotectonic Deformations in Western Istria, Croatia. In: *Geologia Croatica* 47/2, 199-204; Zagreb.
- Muldini-Mamužić, S. & Steiner-Boškov, A. (1960): Resultate der bisherigen mikrofaunistischen Untersuchungen des Tertiärs in Kroatien. *Bull. Sci. Cons. Acad. Yougosl.*, 5/4, 105-106; Zagreb.
- Muldini-Mamužić, S. (1962): Mikropaläontologische Untersuchungen des eozänen Flysches in Istrien. *Bull. Sci. Cons. Acad. Yougosl.*, 5/4, 104-105.
- Odin, G. S. & Matter, A. (1981): De glaucodiarum origine. *Sedimentology*, 28:611- 641; Amsterdam.
- Pavlovec, R., Drobne, K., Ćosović, V., Šikić, L. & Benić, J. (1991): The Pićan profile, Middle and Upper Cuisian Lower and Middle Lutetian. *Guidebook, Early Paleogene Benthos, IGCP Project 286, II*, 73-78, Postojna.
- Pearson, P. N., Olsson, R. K., Huber, B. T., Hemleben, C. & Berggren, W. A., (2006): *Atlas of Eocene Planktonic Foraminifera*. The Cushman Foundation for Foraminiferal Research, Special Paper, 41, 1–514.
- Reading, H. G. (1996): *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy.*, Oxford.
- Schäfer, A. (2004): *Klastische Sedimente - Fazies und Sequenzstratigraphie*, 1-416, Heidelberg.
- Schönenberg, R & Neugebauer, J. (1994): *Einführung in die Geologie Europas*. 385; Freiburg in Breisgau.
- Schubert, R., 1905: Zur Stratigraphie des istrisch-norddalmatinischen Mitteleocaens. *Jahrb. Geol. Reichsanst.*, 55, 154–188. Wien.
- Setiawan, J. R. (1983): Foraminifera and Microfacies of the Type Priabonian. - In: *Utrecht Micropaleontological Bull.* 137; Utrecht 29.
- Stüß Eduard (1883): *Das Antlitz der Erde*, 776; Wien.
- Tari-Kovačić, V. (2000): Evolution of the northern and western Dinarides: a tectostratigraphic approach; EGU Stephan Mueller Special Publication Series, 1, 223–236.

- Tarlao, A., Tunis, G. & Venturini, S. (2004): Lutetian Transgression in Central Istria: the Rogovici-Mecari Section Case. - In Vlahović, I., Velić, I & Sparica, M. (eds.): First Croatian Geological Congress, Proceedings, 2, 613-615, Zagreb.
- Tišljar, J., Vlahović, I., Velić, I., Matičec, D. & Robson, J. (1998): Carbonates Facies Evolution from the Late Albian to Middle Cenomanian in Southern Istria (Croatia) : Influence of Synsedimentary Tectonics and Extensive Organic Carbonate Produktion. *Facies* 38, 137 - 152, Erlangen.
- Van der Zwaan, G.J., Jorissen, F.J. & De Stigter, H.C. (1990): The depth dependency of planktonic/benthic foraminiferal ratios: Constraints and applications. *Mar. Geol.*, 95, 1-16; Amsterdam.
- Velić, I., Tišljar, J., Matičec, D. & Vlahović, I. (1995a): Opci prikaz geoloske grade Istre (Review of the Geology of Istria). - In: Vlahović, I. & Velić, I. (eds.): Excursion guide book of the First Croatian Geol. Congress, 67 - 110, Zagreb.
- Velić, I., Tišljar, J., Vlahović, I., Matičec, D. & Bergant, S. (2003): Evolution of the Istrian part of the Adriatic carbonate platform from the Middle Jurassic to the Santonian and the foramtion of the Flysch basin during the Eocene: main events and regional comparison. 22nd IAS Meeting of Sedimentology, Opatija, Field trip Guidebook, 3-17, Zagreb.
- Živković, S. (1995): Morphogroups of agglutinating foraminifera in the Eocene Flysch of Istria (Croatia). 1. Hrv. geol. kongr., Opatija, Zbornik radova, 2., 663-665; Zagreb.
- Živković, S. & Babič, L. (2003): Paleooceanographic Implications of Smaller Benthic and Planktonic Foraminifera from the Eocene Pazin Basin (Coastal Dinarides, Croatia). *Facies*, 49, 49-60; Stuttgart.
- Živković, S. & Glumac, B. (2007): Paleoenvironmental reconstruction of the Middle Eocene Trieste-Pazin basin (Croatia) from benthic foraminiferal assemblages. published online at www.micropress.org

Danksagung

Unser herzlicher Dank gilt Prof. Dr. Ljubomir Babič an der Fakultät für Bergbau und Geologie der Universität Zagreb (Sveučilište u Zagrebu, Rudarsko-geološko-naftni fakultet), der uns in das Arbeitsgebiet einführte. Für die finanzielle Unterstützung danken wir der „Hermann Willkomm Stiftung“ und der „Vereinigung von Freunden und Förderern der Johann Wolfgang Goethe Universität Frankfurt am Main e.V.“.

Adressen

Peter Henning
 Johannes Gutenberg-Universität Mainz
 Geographisches Institut
 Johann-Joachim-Becher-Weg 21
 55099 Mainz, Deutschland
henning@uni-mainz.de

Gotthard Kowalczyk
 Institut für Geowissenschaften
 Facheinheit Geologie
 Johann Wolfgang Goethe-Universität
 Altenhöferallee 1
 D-60438 Frankfurt am Main, Deutschland
g.kowalczyk@em.uni-frankfurt.de

29. Jahrestagung des Arbeitskreises „Geographie der Meere und Küsten“

Oligozäne Küstenformen und Sedimente im nördlichen Mainzer Becken

Pascal Brengel¹

Abstract

During the Oligocene the area of Rheinhessen was covered by a shallow sea, which was the result of the subsidence of the Oberrheingraben. Today the area is known as the Mainzer Becken and presents a well-defined tectonic setting between the Oberrheingraben, Rheinischem Schiefergebirge and Pfälzer Bergland. The marine sedimentation area expanded due to transgressions in the lower and upper Middle-Oligocene onto the neighbouring areas and formed a coast with breaker zones and cliffs. During the past these morphological structures were mainly studied in the south-western areas of the Mainzer Becken. Geo-scientific studies were carried out in the northern areas of the Mainzer Becken and detected morphological structures correlating with the results of the south-western areas. Geomorphological, geochemical and geophysical methods were used to reconstruct the development of these areas and to gain information about their palaeo-environment.

1 Einführung und Fragestellung

Während des Oligozäns vor ca. 30 Millionen Jahren wurde das heutige Rheinhessen von einem flachmarinen Meer geprägt, das durch die Absenkung des Oberrheingrabens entstand und heute als das Mainzer Becken bekannt ist. Das Mainzer Becken ist ein tertiäres Senkungsfeld, das etwa 3000 km² einnimmt. Gegenüber dem Oberrheingraben bildet es eine Hochschulter und Randscholle in Form eines Dreiecks, die im Vergleich zum Oberrheingraben nicht so tief eingesunken ist. Die Grenzen des Mainzer Beckens beruhen auf den tektonischen Grenzen zu den Nachbargebieten (Vgl. Abb. 1) (Rothausen & Sonne 1984). Die Ausbreitung des Mainzer Beckens als mariner Sedimentationsraum reicht jedoch über diese tektonischen Grenzen hinaus.

Im nördlichen Teil Rheinhessens brandete das Meer über längere Zeiträume gegen die devonischen Gesteine des Rheinischen Schiefergebirges und hinterließ einen küstenmorphologischen Formenschatz in Form von Kliffen und Sedimenten. Hinweise auf solche Formen finden sich in der Literatur vor allem aber für die süd-westlichen Küstengebiete des Mainzer Beckens (Vgl. Lepsius 1883; Mordziol 1911; Geib 1922; Wagner 1927; Kuhn 1999; Grimm & Grimm 2003). Aus den nördlichen Küstengebieten des Mainzer Beckens sind nur wenige küstenmorphologische Formen bekannt, da sie im Pleistozän einer starken Erosionswirkung durch periglaziale Prozesse ausgesetzt waren. In der Literatur beschriebene Fundstellen beschränken sich auf die Blätter Bingen/Rüdesheim und Presberg, dargestellt in Abbildung 2 (Vgl. Sonne 1958; Kümmerle 1968; Sellner 1982; Semmel 1999; Grimm & Grimm 2003).

Das Ziel der Untersuchungen ist die paläogeographische Rekonstruktion der Genese der küstenmorphologischen Formen sowie der vorherrschenden Umweltbedingungen.

¹ Pascal Brengel, Institut für Geowissenschaften, Johannes Gutenberg-Universität Mainz

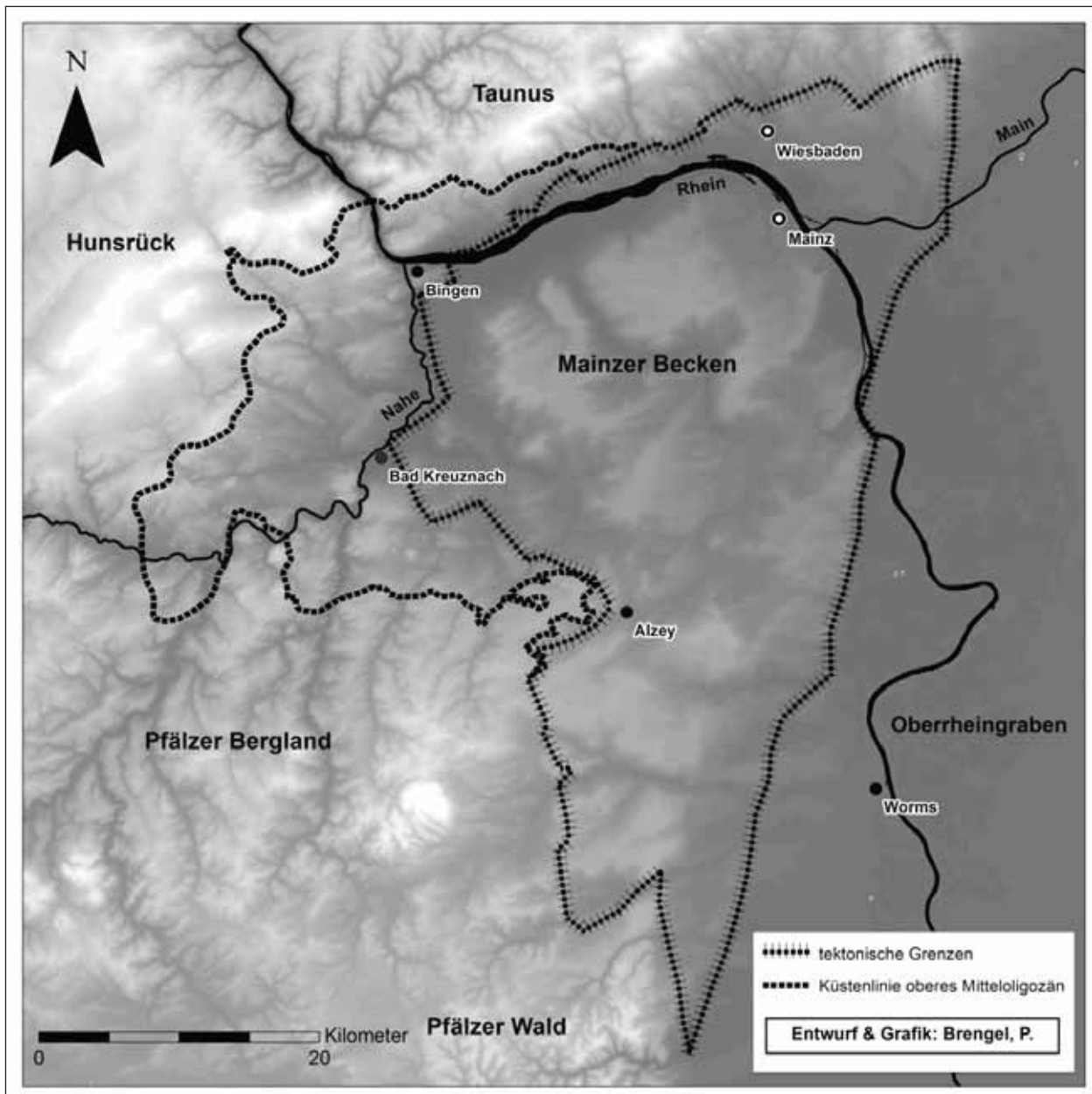


Abb. 1: Das Mainzer Becken und seine Nachbargebiete. Quellen: Sonne 1957; Stapf 1981; Schäfer 1998. Kartengrundlage: SRTM-Modell des United States Geological Survey.

2 Forschungsstand

Die Erforschungsgeschichte des Mainzer Beckens reicht zurück bis in das 18. Jahrhundert und beschäftigte sich in ihrer Frühphase hauptsächlich mit den stratigraphischen Verhältnissen (Vgl. Abb. 3) und ihrer Eignung als Rohstoff (Oeynhausen et al 1825). Die erste Beschreibung der Küstengebiete des Mainzer Beckens datiert auf das 19. Jahrhundert. Voltz (1852) beschreibt die Anwachsflächen von Austern am anstehenden Porphyrtuff des Neu-Bamberger Schlosses. In weiteren Untersuchungen am Neu-Bamberger Schloss wurden zudem küstenmorphologische Formen wie Strudellöcher und bioerosive Formen von Bohrmuscheln entdeckt (Mordziol 1911). Weitere Beschreibungen von Küstengebieten des Mainzer Beckens konzentrieren sich verstärkt auf die süd-westliche Küste des Mainzer Beckens im Raum Alzey. Lepsius (1883) beschreibt erstmals die Abrundung des anstehenden Untergrunds durch die Brandung und die im Meerwasser mitgeführten Sedimente. Deutlichere Fallbeispiele liefern die Beschreibungen von Brandungsbereichen durch Wagner (1927) und Geib (1922). Beide beschreiben das gerundete Gestein mit küstenmorphologischen Kleinformen wie Brandungshohlkehlen und größeren Formen wie Abrasionsplattformen (Wagner 1927; Geib 1922). Die aktuellsten Forschungsergebnisse beziehen sich wieder auf das süd-westliche Mainzer Becken. In einer stillgelegten Sandgrube wurde großflächig der Brandungsbereich freigelegt. Diese Untersuchungen stellen

die bislang am besten beschriebene und dokumentierte küstenmorphologische Fallstudie im Mainzer Becken dar. Zur Konservierung der Formen wurde das Areal jedoch wieder mit einer vor Witterungseinflüssen schützenden Sandschicht bedeckt (Kuhn 1999).

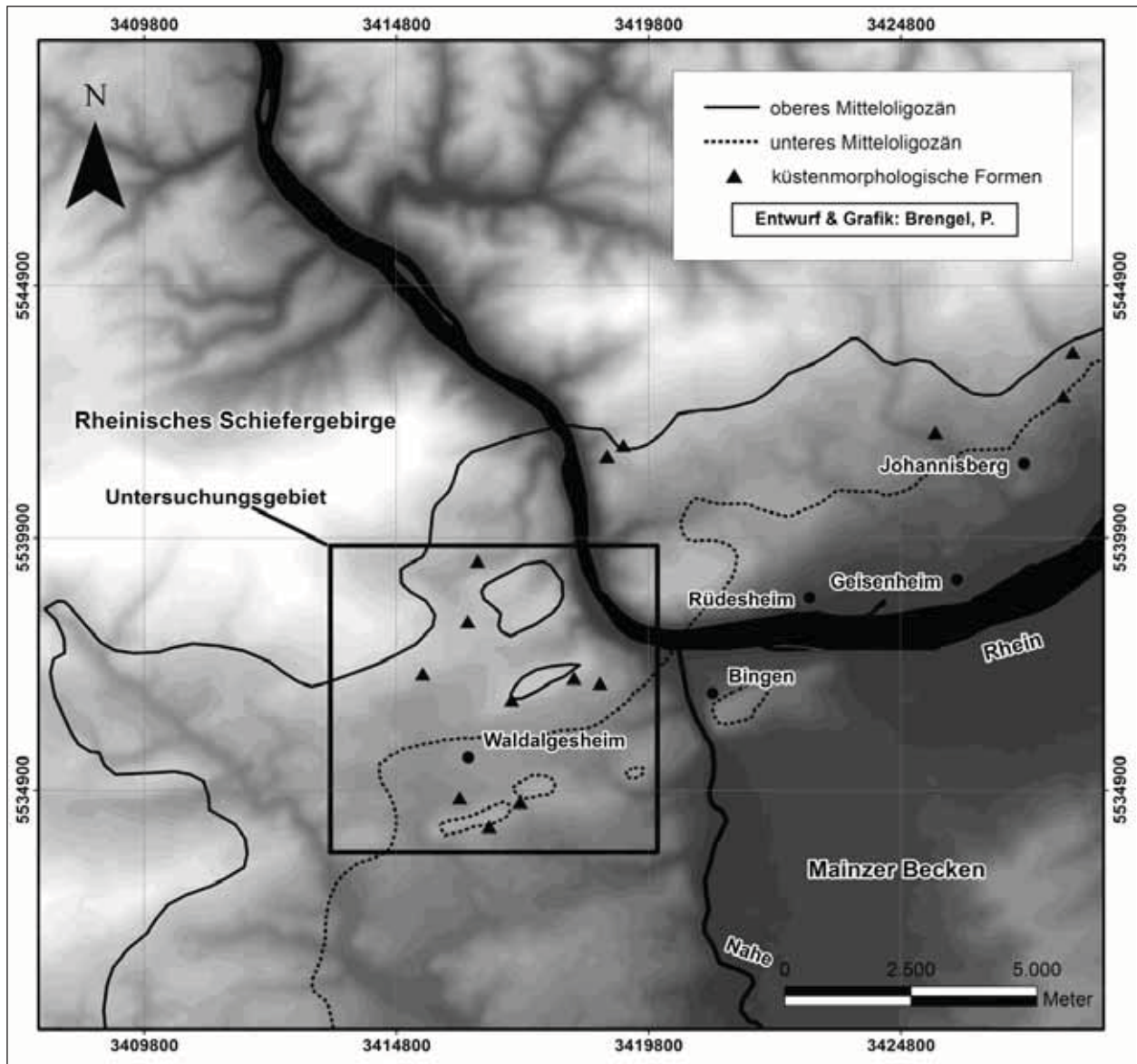


Abb. 2: Küstenmorphologische Formen und Küstenlinien im nördlichen Mainzer Becken. Quellen: Sonne 1957; Kümmerle 1968; Sellner 1982; Semmel 1999; Grimm & Grimm 2003. Kartengrundlage: SRTM-Modell des United States Geological Survey.

3 Untersuchungsgebiet und Methoden

Das Untersuchungsgebiet befindet sich im Übergangsbereich zwischen Rheinischem Schiefergebirge und dem Mainzer Becken bei den Ortschaften Waldalgesheim und Weiler, ca. 3 Kilometer westlich von Bingen am Rhein.

Geologisch wird das Gebiet von den devonischen Gesteinen des Rheinischen Schiefergebirges geprägt. Zeugen der marinen Transgressionen im unteren und oberen Mitteloligozän sind die küstennah abgelagerten Meeressande, die nach der heutigen Stratigraphie der Alzey-Formation zugeordnet werden (Vgl. Abb. 3). Eine petrographische oder paläontologische Unterscheidung der Meeressande der beiden Transgressionsphasen ist nicht möglich.

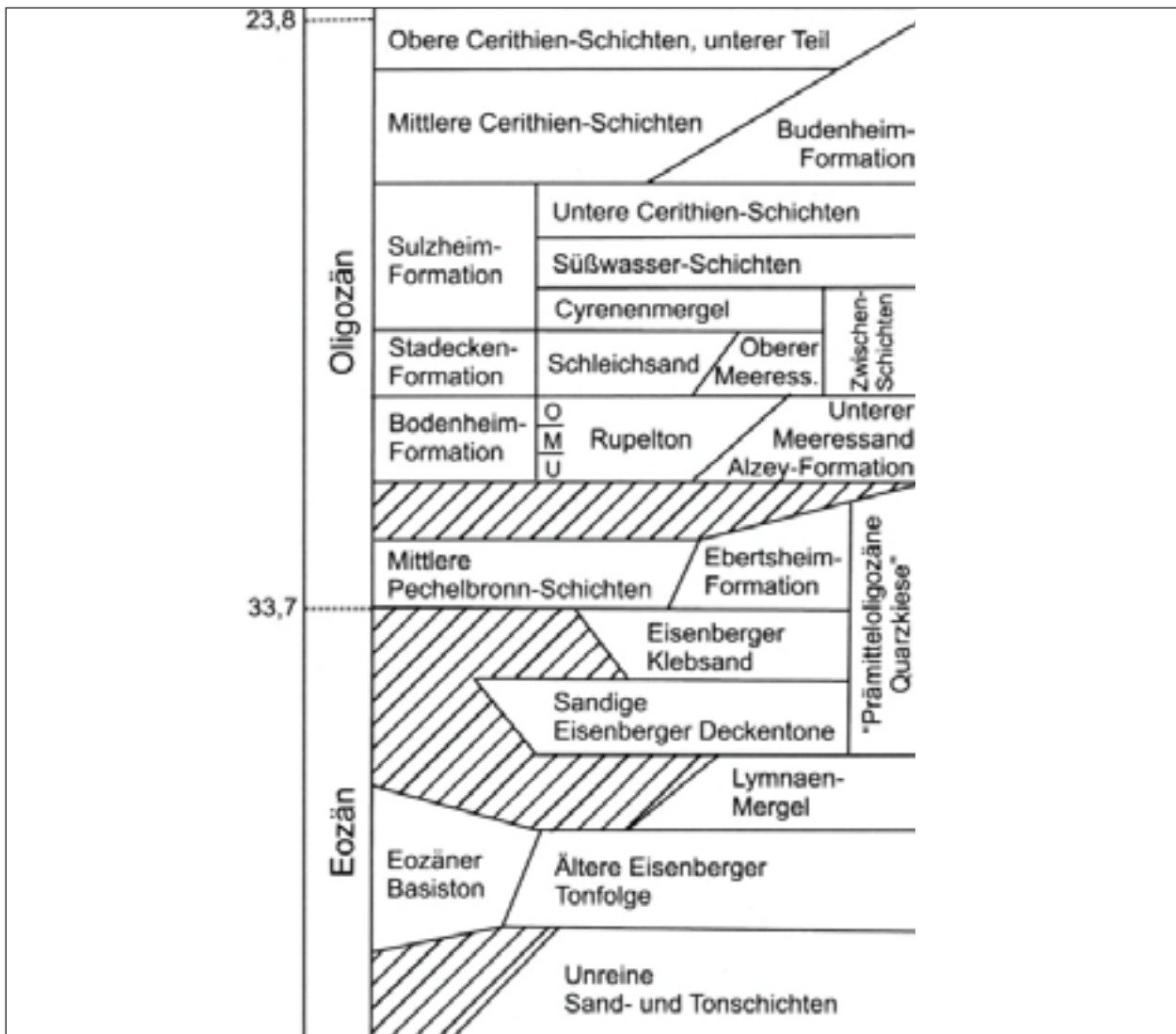


Abb. 3: Stratigraphie des Eozäns und Oligozäns im Mainzer Becken. Quellen: verändert nach Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz 2005.

Nach Sonne (1957) kann im Untersuchungsgebiet eine Abgrenzung der Meeressande des unteren und oberen Mitteloligozäns auf Grund der Höhenlage vorgenommen werden. Die 265-Meter-Isohypse wird als Grenze genutzt. Dementsprechend können zwei Küstenlinien mit den zugehörigen Sedimenten identifiziert werden (Vgl. Abb. 4). Die Küste des unteren Mitteloligozäns wird durch eine Inselkette geprägt, die aus einer in variskischer Streichrichtung verlaufenden Quarztrippe entstanden ist. Die drei Inseln werden von den Meeressanden umlagert, die heute in mehreren Sandgruben abgebaut werden. In den Sandgruben werden häufig Reste der für das Mainzer Becken charakteristischen Seekuh (*Halitherium schinzi* KAUP) gefunden (Grimm & Grimm 2003). Die eigentliche Küstenlinie des unteren Mitteloligozäns verläuft jedoch weiter nördlich ungefähr auf einer Linie zwischen den Ortschaften Waldalgesheim und Weiler. In einer ähnlichen Richtung erstreckt sich ein Ausläufer der Stromberger Kalkmulde, der aus devonischem Massenkalk besteht. Prä-oligozän hatten sich Karstformen in der Kalkmulde gebildet, die nun vom Meerwasser überflutet wurden. Resultat des Aufeinandertreffens von Meerwasser und dem in den Karsthöhlen abfließenden Grundwasser war die Ausfällung von Erzen, die ab dem 19. Jahrhundert in der Eisen- und Mangangrube in Waldalgesheim abgebaut wurden (Sonne 1957).

Durch eine zweite Transgression im oberen Mitteloligozän (Vgl. Abb. 4) breitete sich der Sedimentationsraum des Mainzer Beckens weiter auf das Rheinische Schiefergebirge aus. Die marinen Sedimente zeichnen für das Untersuchungsgebiet erneut eine Küstenlinie nach, der mehrere Inseln vorgelagert waren. Auch in diesem Fall werden die Inseln von den verwitterungsbeständigeren Quarztrippen gebildet. In den marinen Sedimenten treten sogenannte Brauneisenverkrustungen auf, die eine durch einmündende Flüsse bedingte Ausfällung darstellen. Der unterschiedliche pH-Wert in Fluss- und Meerwasser brachte das im Flusswasser

gelöste Eisen und Mangan zur Ausfällung. In Kombination mit den Meeressanden bilden die Brauneisenverkrustungen Konglomerate, die als Indikator für eine küstennahe Bildung herangezogen werden können (Kümmerle 1968).

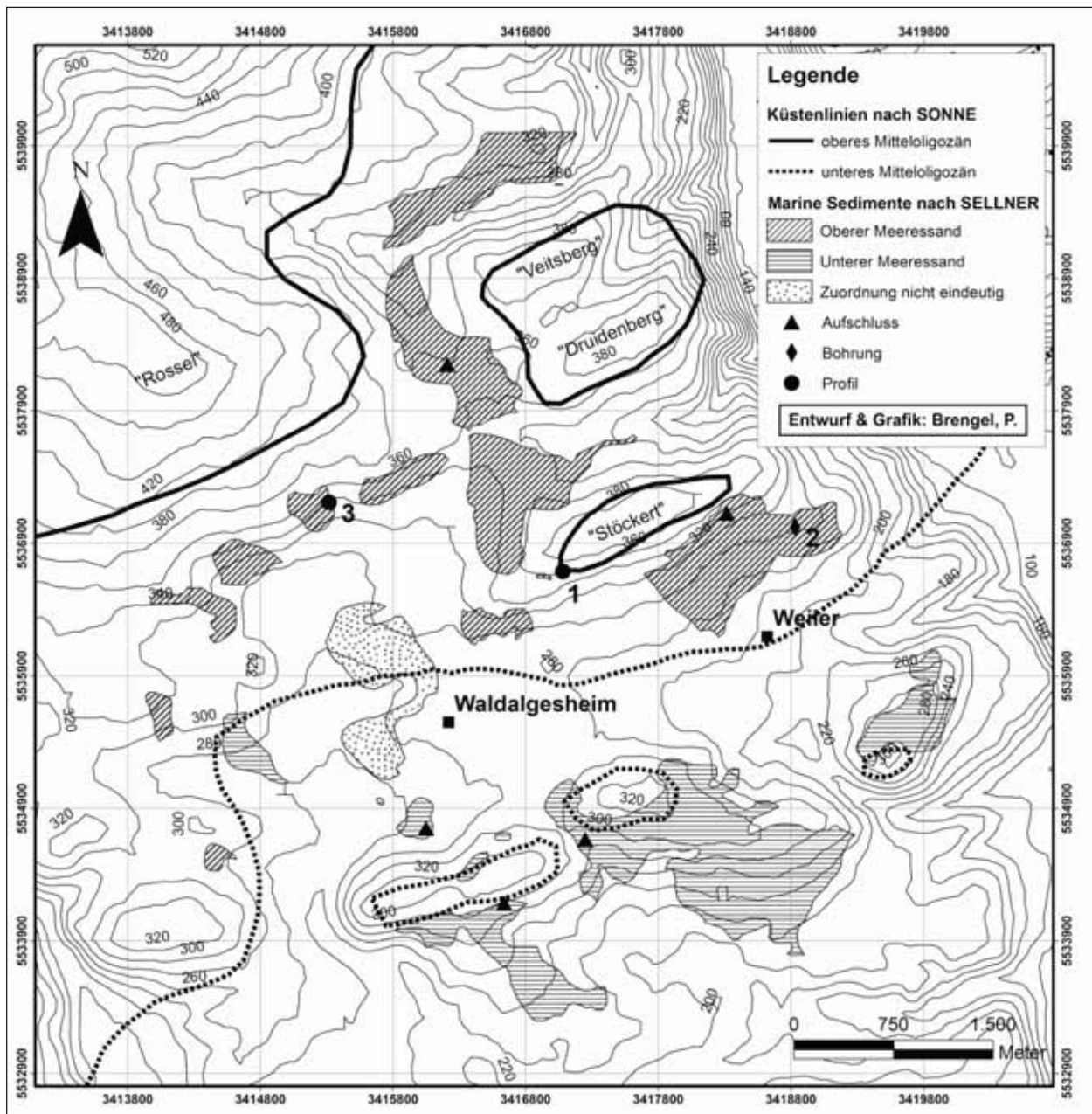


Abb. 4: Marine Sedimente und Küstenlinien im Untersuchungsgebiet bei Waldalgesheim und Weiler. Quellen: Sonne 1957; Sellner 1982. Kartengrundlage: SRTM-Modell des United States Geological Survey.

An den aufgeschlossenen Boden- und Bohrprofilen wurden Proben entnommen, die durch Laboranalysen genauere Hinweise auf die prä- und postligozäne Genese der Küstengebiete liefern sollten. Als Analyse-methode wurde die Bestimmung der pedogenen Eisenoxide (Extraktion mit Dithionit- (Fe_D), Oxalat- (Fe_O), sowie Königswasseraufschluss (Fe_T)) durchgeführt. Die Verhältnisse zwischen den drei genannten Parametern können Aufschluss über das Alter der Bodenbildung liefern. Die Bestimmung der Hauptelemente erfolgte mittels Röntgenfluoreszenzanalyse, während die Tonminerale mit der Röntgendiffraktionsanalyse bestimmt wurden. Ziel dieser Analysen war es, eine Aussage über die während der Bodenbildungsphasen herrschenden Umweltbedingungen zu treffen.

Ein weiterer Schwerpunkt der Geländearbeit lag in der Identifizierung küstenmorphologischer und sedimentologischer Strukturen mittels geoelektrischer Messungen. Angewendet wurden Vier-Punkt-Messverfah-

ren in den Konstellationen Schlumberger und Dipol-Dipol mit einem Multi-Elektroden-System (SYSCAL R1 Plus Switch-72) der Firma IRIS Instruments.

4 Arbeitsergebnisse

Nachfolgend werden die Ergebnisse von Untersuchungen an küstenmorphologische Formen im nördlichen Mainzer Becken vorgestellt. Die Beispiele (1-3) entsprechen den nummerierten Lokalitäten in Abb. 4.

4.1 Brandungskliff nördlich Waldalgesheim (1)

Der aus einer Quarzitrippe bestehende Höhenzug „Im Stöckert“ verläuft auf einer Linie zwischen den Ortschaften Waldalgesheim und Weiler und bildete im oberen Mitteloligozän eine der Küste vorgelagerte Insel. Die Küstenlinie soll auf einer Höhe von 370 Metern über NN verlaufen sein (SONNE 1957). Nördlich der Eisen- und Mangan-Grube befindet sich ein stillgelegter Steinbruch (R32417000 H55349000), der die 370-Meter-Isohypse schneidet.

Der freigelegte Bereich in Abb. 5 umfasst einen ca. 2x3 Meter großen Quarzitblock, der weitere gerundete Blöcke diskordant überlagert. Das den Quarzitblock überlagernde geologische Profil besteht bis in eine Tiefe von 0,56 Meter aus einer periglazialen Deckschicht mit kantigen Quarzitbruchstücken und Löss. Darunter nimmt der Tonanteil zu, besonders Kaolinit und Illit treten auf. Im Gegensatz zu der braunen Deckschicht im oberen Bereich des Profils ist die Bodenfarbe ocker, stellenweise auch rötlich. Im gesamten Profil ist mit zunehmender Tiefe eine leichte Desilifizierung zu beobachten. Vermutlich handelt es sich um eine bereits im Oligozän unter wärmeren Klimabedingungen gebildete Verwitterungslage im ehemaligen Küstenbereich, die zur Zerstörung des eigentlichen Kliffs führte und nur in besonders geschützten Lagen die gerundeten Stellen zurückließ. Dass es sich hierbei um eine fossile Bodenbildung handelt lässt sich zudem aus dem sehr niedrigen Verhältnis zwischen Fe_O und Fe_D ($\leq 0,1$) erkennen. Unmittelbar über dem gerundeten Quarzit ist eine Vielzahl von gut gerundeten Schottern vorhanden, die den küstennahen Sedimenten des Mainzer Beckens im Untersuchungsraum entsprechen.



Abb. 5: Durch Brandungseinwirkung gerundeter Quarzitblock nördlich der Eisen- und Mangan-Grube bei Waldalgesheim. Quelle: eigene Aufnahme.

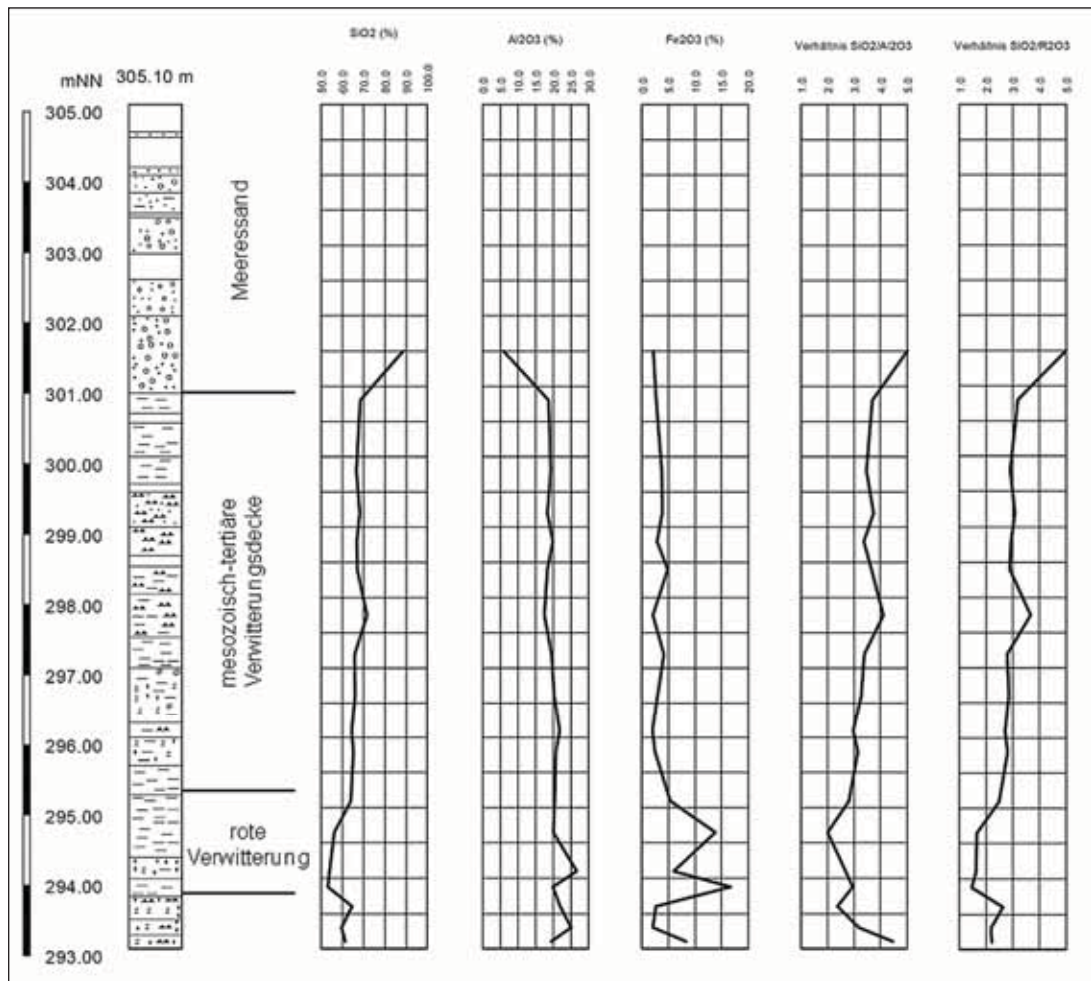


Abb. 6: Stratigraphische Verhältnisse der Sandgrube bei Weiler. Quelle: eigene Darstellung.

Auf Grund der Höhenlage von 370 Metern über NN stellt der gerundete Quarzit die am höchsten gelegenen küstenmorphologische Form des Mainzer Beckens dar, die bislang bekannt ist.

4.2 Abrasionsplattform auf Lockermaterial nördlich von Weiler (2)

Im weiteren Verlauf der Quarzitruppe „Im Stöckert“ in Richtung Osten befindet sich eine stillgelegte Sandgrube (R34183000 H55371500), ca. 1 Kilometer nördlich von Weiler. Das Relief gliedert sich in einen flach ansteigenden Hang, der ab Beginn der Quarzitruppe von einem steilen Anstieg abgelöst wird. Im Bereich des Steilanstieges konnte Semmel (1999) eine Überlagerung des anstehenden Quarzits durch marine Schotter belegen, was den Küstenlinienverlauf nach Sonne (1957) erneut bestätigt. In der Sandgrube selbst steht an der Abbausohle eine tonige Schicht an, die sich in Beschaffenheit und Farbe von den Meeressanden unterscheidet. In einer Bohrung, die auf der östlich anschließenden Brachfläche durchgeführt wurde, konnten die stratigraphischen Verhältnisse der Sandgrube aufgeschlossen werden. Der weitestgehend entkalkte Meeressand ist ca. 4 Meter mächtig und überlagert diskordant eine tonige Verwitterungslage, in der zunehmend kantige Quarzitstücke eingebettet sind. Es handelt sich dabei um eine prä-oligozäne Bildung, die im Rheinischen Schiefergebirge hauptsächlich als Weiß- oder Rotlehmverwitterung beschrieben wurde (Mückenhausen 1958). Heute wird diese Verwitterung als mesozoisch-tertiäre Verwitterungsdecke beschrieben (Felix-Henningsen 1990). Dementsprechend macht sich ab dem Beginn dieser Verwitterungsbildung ein Desilifizierungsprozess bemerkbar, der im Vergleich zu der in Lokalität 1 beschriebenen Desilifizierung deutlich stärker ausgeprägt ist. Vor allem der Anteil an Al₂O₃ nimmt mit der Tiefe stark zu (Vgl. Abb. 6). In einer Tiefe von 9,81 Metern unter Geländeoberfläche setzt eine leuchtend rote Verwitterungsschicht ein, die sich bis in eine Tiefe von 11,26 Metern unter Geländeoberfläche fortsetzt. In diesem Bereich ist der Desilifizierungsprozess am deutlichsten ausgeprägt. Der SiO₂-Gehalt sinkt auf 50% ab, während Al₂O₃ und Fe₂O₃ angereichert werden. Phasenweise steigt der Fe₂O₃-Gehalt auf über 15% an und liegt sogar höher

als der Al_2O_3 -Gehalt. Resultat dieser Veränderung ist ein sehr niedriges Verhältnis zwischen SiO_2 und R_2O_3 , der unter 2,0 liegt. Damit wird das Kriterium für eine fersialitische Verwitterung in der kompletten Schicht erfüllt, stellenweise wird auch das Kriterium für eine ferralitische Verwitterung erfüllt.

Die stratigraphischen Verhältnisse der Sandgrube bei Weiler können zudem durch eine geoelektrische Tomographie verdeutlicht werden (Vgl. Abb. 7). Der spezifische Widerstand der Meeressande ($\geq 500 \Omega\text{m}$) ist deutlich höher als der spezifische Widerstand der tonigen Schichten ($\leq 500 \Omega\text{m}$) ab einer Tiefe von 4,10 Metern. Deutlich wird auch, dass es durch die Sedimentation der Meeressande zu einer Erosionsdiskordanz

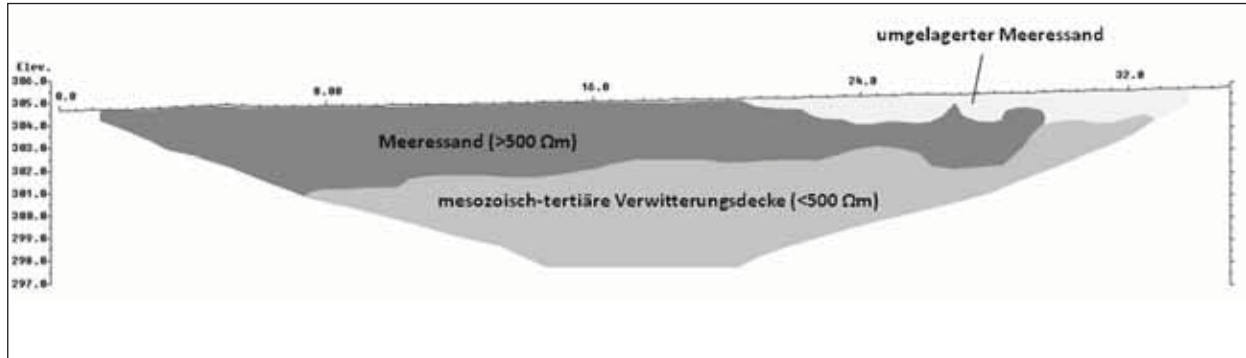


Abb 7: Schematische Darstellung des geoelektrischen Profils in der Sandgrube bei Weiler.
Quelle: eigene Darstellung.

kam, die in der Bohrung und der geoelektrischen Tomographie durch einen scharfen Übergang von Meeressanden zu prä-oligozäner Verwitterung angezeigt wird. Die durchgeführte Bohrung wurde an Elektrode 16 der Tomographie durchgeführt.

4.3 Abrasionsplattform auf Festgestein nördlich Waldalgesheim (3)

Neben den Brandungsbereichen der vorgelagerten Inseln liegt im Untersuchungsgebiet auch der Küstenbereich des Festlandes, das heute zum Naturraum Soonwald gezählt werden kann. In einem kleinen Quarzitsteinbruch (R32415200 H55355000) nördlich von Waldalgesheim wurden gerundete Stellen am anstehenden



Abb. 8: Gerundeter Quarzit mit ausgebildeten Rinnen und Überlagerung durch marine Sedimente in einem Quarzitsteinbruch nördlich von Waldalgesheim. Quelle: eigene Aufnahme.

Quarzit festgestellt. Zudem treten in diesem Bereich gut gerundete Schotter und Brauneisenverkrustungen an der Oberfläche auf, die als Relikte des marinen Sedimentationsraums gedeutet werden können. Die Freilegung des gerundeten Quarzits auf einer Fläche von 2,5x4 Metern (Vgl. Abb. 8) zeigt, dass sich die Rundung des anstehenden Gesteins fortsetzt. Durch die Brandungswirkung wurden entlang von Klüften im Quarzit Rinnen ausgebildet, die später mit einem kalkfreien Feinsand und marinen Schottern verfüllt wurden. Auffällig sind vor allem die großen Rollblöcke, die zumeist nur kantengerundet sind und die Rinnen und Rippen überlagern. Der in diesem Gebiet aufgeschlossene Küstenbereich kann als eine auf Festgestein ausgebildete Abrasionsplattform klassifiziert werden. In diesem Bereich wurde mit fortschreitender Transgression des Meeres zunächst das anstehende Gestein erodiert, später fand eine Akkumulation des Materials in Form der Meeressande statt. Im weiteren Verlauf des Hangs in Richtung Norden nimmt die Hangneigung zu. In diesem Gebiet wird der Übergang zwischen Litoral und Supralitoral vermutet.

Durch eine Prospektion mit geoelektrischen Messungen im Umfeld des Quarzitsteinbruchs konnten erneut

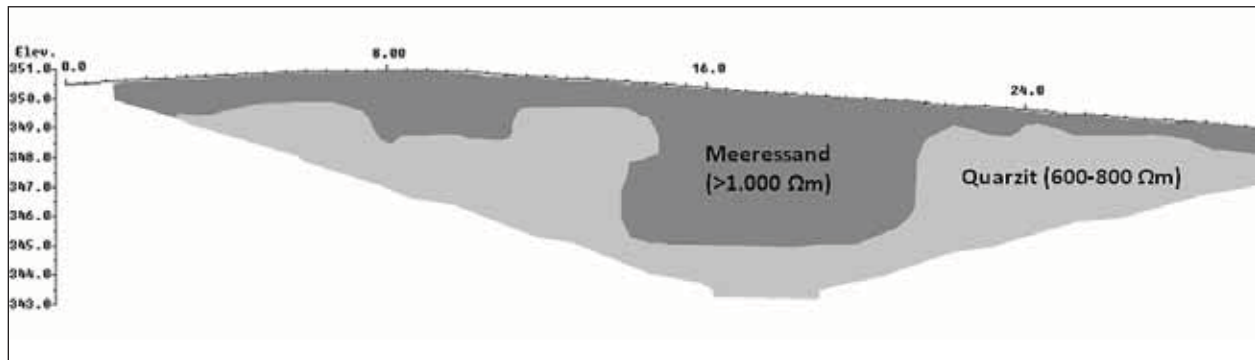


Abb. 9: Schematische Darstellung des geoelektrischen Profils in dem Quarzitsteinbruch nördlich von Waldalgesheim. Quelle: eigene Darstellung

die für die Meeressande typischen hohen spezifischen Widerstände ($\geq 1.300 \Omega\text{m}$) gemessen werden (Vgl. Abb. 9). Im Bereich der Elektroden 14 bis 20 deutet sich durch höhere spezifische Widerstände eine Rinne im Quarzit ($\leq 600 \Omega\text{m}$) an, in der Meeressande sedimentiert wurden. Zudem kann eine deutliche Überlagerung des prä-oligozänen Untergrundes durch eine scharfe Erosionsdiskordanz festgestellt werden.

5 Zusammenfassung & Fazit

Im Untersuchungsgebiet sind nach mehr als 30 Millionen Jahren noch immer oligozäne Küstenformen des Mainzer Beckens erhalten. Vor allem im Bereich der für das heutige Relief charakteristischen Quarzitrückens zeigen die angeführten Untersuchungen eine marine Relieffgenese, die auf eine Ausprägung von Steilküsten mit vorgelagerten Abrasionsplattformen hinweist. Im Bereich des Quarzitrückens „Im Stöckert“ markiert das freigelegte Brandungskliff die im Untersuchungsgebiet am höchsten gelegene Küstenlinie des oberen Mitteloligozäns.

Die küstenmorphologischen Formen in den Aufschlüssen nördlich der Eisen und Mangan-Grube und in der Sandgrube nördlich von Weiler stützen die Küstenlinienrekonstruktion nach Sonne (1957, 1958), nach der dieser Höhenrücken im oberen Mitteloligozän eine Insel bildete. Die Verbreitung der Meeressande und Brauneisenverkrustungen zeichnet zudem ein deutliches Bild der Land-Meer-Verteilung im Untersuchungsgebiet.

Neben dem Nachweis einer marinen Prägung des Untersuchungsgebietes beinhalten die Küstengebiete weitere Hinweise auf die prä- und post-transgressiven Umweltbedingungen:

Im Bereich der Sandgrube Weiler bezeugt die von Meeressanden überlagerte Verwitterungsschicht die prä-transgressiven Umweltbedingungen, die zumindest phasenweise unter wärmeren Klimabedingungen für eine chemische Tiefenverwitterung sorgten. Vermutlich korreliert das Bohrprofil mit den für das rheinische Tertiär bestimmten Klimadaten, die einem warmgemäßigten Feuchtklimat entsprechen.

Die Verwitterung des Brandungskliffs in der Nähe der Grube bei Waldalgesheim zeigt außerdem, dass auch während des oberen Mitteloligozäns oder vielleicht auch nach dem oberen Mitteloligozän Verwitterungsbedingungen vorlagen, die zu einer Desilifizierung führten.

Durch die vergleichende Betrachtung von geoelektrischen Profilen und den erstellten Bohr- und Bodenprofilen ist eine Identifizierung der Küstenformen mittels geophysikalischer Prospektion möglich, da die spezi-

fischen Widerstände der marinen Sedimente und des anstehenden Quarzites, bzw. der mesozoisch-tertiären Verwitterungsdecke sich stark unterscheiden.

Literaturverzeichnis

- Blume, H.-P. & U. Schwertmann (1969): Genetic Evaluation of Profile Distribution of Aluminum, Iron, and Manganese Oxides. Soil Science Society of America, Proceedings. Vol. 33. Madison: 438-444.
- Felix-Henningsen, P. (1990): Die mesozoisch-tertiäre Verwitterungsdecke (MTV) im Rheinischen Schiefergebirge. Aufbau, Genese und quartäre Überprägung. In: Relief, Boden, Paläoklima, Band 6. Berlin/Stuttgart.
- Geib, K. (1922): Im westlichen Mainzer Becken. In: Südwesten Rheinhessens in Geologie und Vorgeschichte, Teil 1. Mainz.
- Grimm, K. I. & M. Grimm (2003): Geologischer Führer durch das Mainzer Tertiärbecken. In: Grimm, K. I., M. Grimm, Fr. O. Neuffer & H. Lutz (Hrsg.): Die fossilen Wirbellosen des Mainzer Tertiärbeckens. Mainz.
- Kuhn, W. (1999): Ein Brandungskliff aus der Zeit des Oligozäns im westlichen Mainzer Becken. In: Geo-Forum Rheinland-Pfalz, Band 2. Mainz: 38-47.
- Kümmerle, E. (1968): Alttertiär. In: Ehrenberg, K.-H., H.-G. Kupfahl & E. Kümmerle (1968): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen, 1:25 000. Blatt 5913, Presberg. Wiesbaden.
- Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz (= LGB-RLP) (2005): Geologie von Rheinland-Pfalz. Stuttgart.
- Lepsius, R. (1883): Das Mainzer Becken – geologische beschrieben. Darmstadt.
- Mordziol, C. (1911): Geologischer Führer durch das Mainzer Tertiärbecken. Berlin.
- Mückenhausen, E. (1958): Bildungsbedingungen und Umlagerungen der fossilen Böden der Eifel. In: Fortschritte in der Geologie von Rheinland und Westfalen, Band 2. Krefeld: 495-502.
- von Oeynhausen, C., von Dechen, H. & H. von La Roche (1825): Geognostische Umriss der Rheinländer zwischen Basel und Mainz mit besonderer Rücksichtnahme auf das Vorkommen des Steinsalzes. Essen.
- Rocha, H. (1981): Die Böden und geomorphologischen Einheiten der Region von Curitiba (Paraná-Brasilien). In: Freiburger Bodenkundliche Abhandlungen, Heft 10. Freiburg im Breisgau.
- Rothausen, K. & V. Sonne (1984): Mainzer Becken (=Sammlung Geologischer Führer Band 79). Berlin und Stuttgart.
- Schäfer, P. (1998): Die tertiären Sedimente im Donnersbergkreis. In: HANEKE, J. & K. KLEMB (Hrsg.): 280 Millionen Jahre Erdgeschichte: Geowissenschaftliche Forschungen im Donnersbergkreis. Kirchheimbolanden: 25-53.
- Sellner, R. (1982): Geologische Untersuchungen westlich Bingerbrück (Erläuterungen zu einer Neukartierung auf den Blättern Bingen-Rüdesheim und Stromberg). Unveröffentlichte Diplomarbeit. Darmstadt.
- Semmel, A. (1999): Landschaftsentwicklung am Oberen Mittelrhein. In: Hoppe, A. & F. Steininger (Hrsg.): Exkursionen zu Geotopen in Hessen und Rheinland-Pfalz sowie zu naturwissenschaftlichen Beobachtungspunkten Johann Wolfgang von Goethes in Böhmen (= Schriftenreihe der Deutschen Geologischen Gesellschaft, Heft 8). Hannover: 127-148.
- Sonne, V. (1957): Der Schleichsand (oberer Meeressand – oberes Mitteloligozän) an den westlichen und nördlichen Rändern des Mainzer Beckens unter besonderer Berücksichtigung der Eisen-Manganerzlagerstätte bei Waldalgesheim am Hunsrück und deren Deckschichten. Unveröffentlichte Dissertationsschrift. Darmstadt.
- Sonne, V. (1958): Obermitteloligozäne Ablagerungen im Küstensaum des nordwestlichen Mainzer Beckens (mit besonderer Würdigung des „Zeilstücks“ bei Weinheim/Rhh.). In: Notizblatt des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung zu Wiesbaden, Band 86. Wiesbaden: 281-315.
- Stapf, K. R. G. (1988): Zur Tektonik des westlichen Rheingrabenrandes zwischen Nierstein am Rhein und Wissenbourg. In: Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrheinischen Geologischen Vereines, Band 70. Stuttgart: 399-410.
- Sys, C. (1977): Regional Pedology. Tropical Soils I. Ghent.
- Voltz, F. (1852): Übersicht der geologischen Verhältnisse des Großherzogthums Hessen. Mainz.
- Wagner, W. (1927): Neuaufschlüsse von Küstenbildungen des Oligocänmeeres am Westufer des Mainzer Beckens bei Hackenheim südöstlich von Kreuznach. In: Jahrbücher des Nassauischen Vereins für Naturkunde, Band 79. München und Wiesbaden: 26-29.

Danksagung

Für die Hinweise auf die küstenmorphologischen Formen im nördlichen Mainzer Becken und die Betreuung meiner Diplomarbeit bedanke ich mich bei Prof. Dr. Johannes Preuß (Geographisches Institut, Johannes Gutenberg-Universität Mainz).

Adresse

Dipl.-Geogr. Pascal Brengel
Johannes Gutenberg-Universität Mainz
Institut für Geowissenschaften
Johann-Joachim-Becher-Weg 21
55099 Mainz
brengel@students.uni-mainz.de

29. Jahrestagung des Arbeitskreises „Geographie der Meere und Küsten“

Ground-penetrating radar in coastal environments: Examples from the islands Sylt and Amrum

Tanja Tillmann & Jürgen Wunderlich¹

Abstract

This study is giving an overview of using ground-penetrating radar (GPR) in coastal environments. Examples of selected GPR data from the North-Frisian Islands Sylt and Amrum are being presented. First, ground-penetrating radar data from the southern barrier island spit of Sylt are being offered. Secondly, a GPR profile of a foredune ridge was chosen to point out the potential of the GPR method in coastal dune areas. Furthermore, GPR data of Saalian moraine core deposits from Sylt and Amrum are being illustrated to give an idea about typically reflection patterns produced by till deposits as well as limitations in using GPR at this special geological site. It is also the purpose of this paper to offer a few insights, examples and guidelines for using GPR in a similar coastal environment. Survey design and survey geometry are important components of a successful GPR survey. So, this paper includes some suggestions for optimising these components to achieve good results for the following sedimentological interpretation. A main aspect of efficient GPR surveying in coastal environments is the choice of the antenna frequency. An example of an antenna testing survey is also being presented in this study.

1 Introduction

In recent years the ground-penetrating radar (GPR) method has been widely used to examine the internal structures of Holocene sediments. As opposed to coring, ground-penetrating radar provides continuous two- or three-dimensional profiles with great geometrical and architectural detail. This study is providing examples of selected ground-penetrating radar data surveys in different coastal environments of the German North Sea islands of Sylt and Amrum. Typical features of a coastal environment like barrier island spits, dunes or moraine core deposits are presented in this paper.

Furthermore, this paper includes pieces of advice and examples of successfully applied survey design and survey geometry in a coastal environment. Concerning the choice of antenna frequency an example of an antenna testing survey has also been provided.

2 Study area

The North-Frisian Islands of Sylt and Amrum are part of a barrier system that belongs to an island chain lining the coast of the southern North Sea/ German Bight. Both islands are subjected to semidiurnal lower to upper mesotidal regime (Hayes 1979) and are separated from the German mainland by a wide tidal flat area which is part of the Wadden Sea.

The stratigraphic sequence of Sylt begins with a base of Miocene to older Pliocene clay and sand deposits, normally lying below the tide level (Kelletat 1992). Pushed up by ice contact deformation in the Pleistocene, today Tertiary sediments are located at the base of the Red Cliff at the west coast of Sylt and as an outcrop at the Morsum Cliff in the eastern part of the island (Ahrendt & Thiede 2002, Dietz & Heck 1952).

On a whole, the North-Frisian Islands of Sylt and Amrum consist of two main landscape elements: a Pleistocene core of moraine deposits in the centre of the island and two long barrier spits in the northern and southern part with extended dune areas. During the Saalian glacial period the area of the southern North Sea was completely covered by a sheet of ice. Nowadays, the Saalian moraine deposits and till represent the base of the island evolution. With ongoing post-glacial sea-level rise during the Holocene affiliated with coastal

¹ Goethe-University Frankfurt a. M., Department of Physical Geography

erosion, the abraded sediments of the moraine cores in the west were reworked and transported by longshore drift to the north and to the south of the islands to build up two large sandy spit systems (Ahrendt 2007).

3 Ground-penetrating radar method

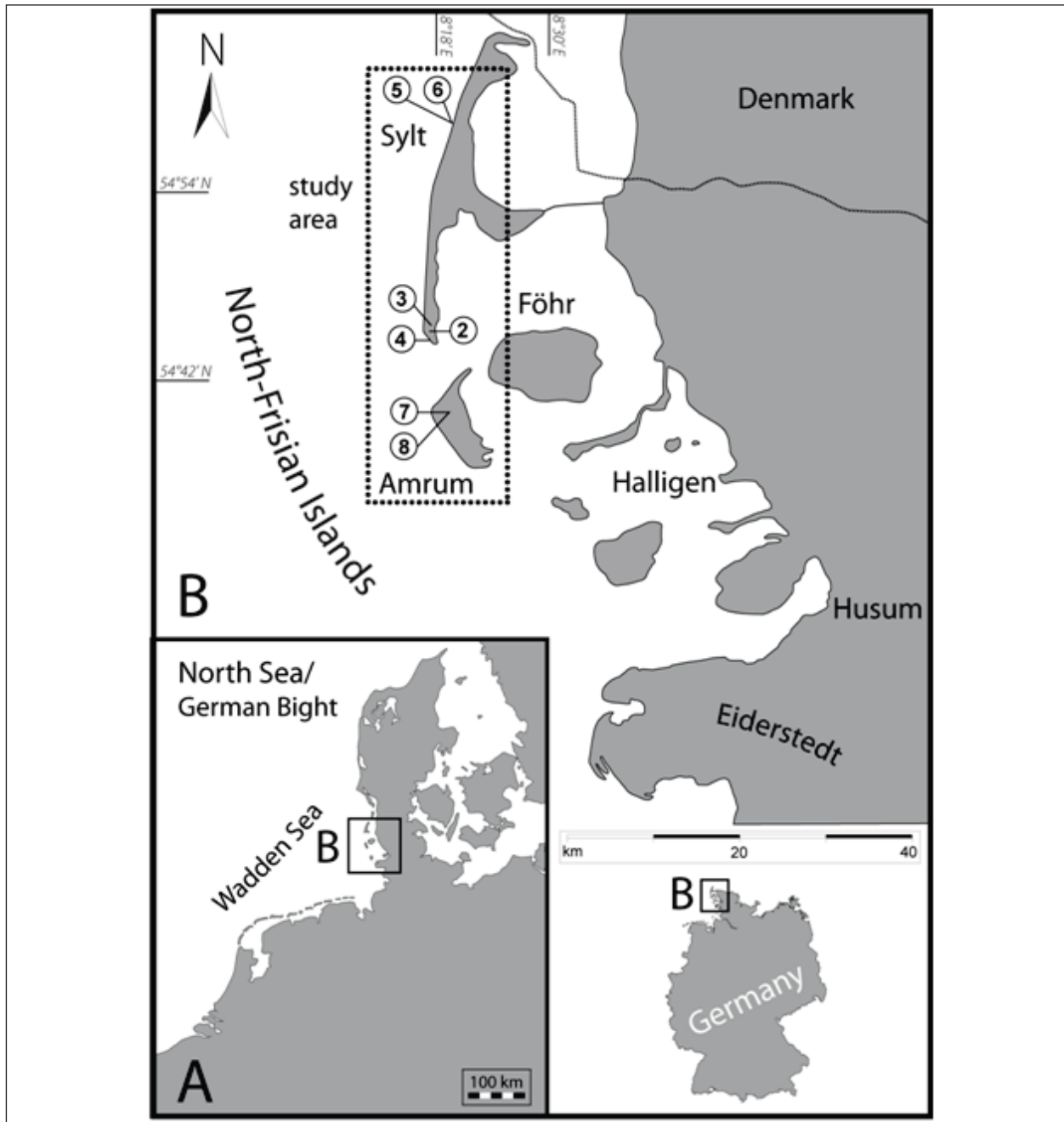


Figure 1: A: Map of the southern North Sea / German Bight within the location of Sylt and Amrum. B: Overview of the North-frisian Islands with the location of the study area and position of the Figures 2 – 8 mentioned in the text.

Ground-penetrating radar (GPR, also referred to as georadar or ground-probing radar) is a non-invasive geophysical tool to provide images of the shallow subsurface underground from different geographical settings. GPR produces a short pulse of high-frequency electromagnetic energy from the transmitting antenna into the underground. With abrupt changes in the electrical properties of subsurface lithologies, a part of the energy is reflected and recorded by the receiver antenna (Bristow et al. 1996). The time between transmission, reflection and reception of the electromagnetic signal from the subsurface is referred to as TWT (two-way travel time) and is measured in nanoseconds (ns) which corresponds with 10^{-9} seconds. Contrast in the dielectric properties of different sediment types usually cause strong reflections from lithologic boundaries

in the subsurface. The strength of the reflected signal is approximately proportional to the differences in dielectric properties of the sediment interface (Davis & Annan 1989). Consequently, no distinct reflection can be found when this contrast is low, for instance in homogeneous sediments without internal structures and bedding. It is essential to take notice of the fact that GPR is not a simple picture of the subsurface. Instead, it is a time-dependent, recorded response of the subsurface materials to the progradation of electromagnetic energy across a relatively narrow range of radio wave frequencies, typically 10 MHz – 2 GHz (Cassidy 2009).

3.1 Outline of previous research

In recent decades, GPR has been a rapidly growing field and became a valuable method of research for many different disciplines. Since the middle of the 1980s GPR has been available commercially and has increasingly gained importance as a method of the non-destructive investigation of the shallow-subsurface underground for geologic and sedimentological questions (Bristow & Jol 2003). GPR has been used by sedimentologists and geomorphologists to reconstruct past depositional environments and the nature of sedimentary structures, architecture and processes in a variety of environmental settings. A comprehensive outline of important sedimentological ground-penetrating radar studies in different environments is provided by Neal (2004).

Ground-penetrating radar measurements especially in a coastal environment and on barrier islands were already applied successfully from Bristow et al. (2000), Bristow & Pucillo (2006), Buynevich et al. (2004), Costa 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).

GPR based investigations of washover deposits by hurricanes and tsunamis were carried out by Horwitz & Wang (2005) and Wang & Horwitz (2007) and Horwitz (2008) for the coasts of the USA and by Switzer et al. (2006) for Australia and by De Lange & Moon (2007) for New Zealand. Bennett et al. (2009) and Neal et al. (2002a, 2002b, 2003) examine the internal structure of beach-ridges and barrier beach deposits on the coastline of UK by using GPR. Van Overmeeren (1998) gives a comprehensive overview about typical radar facies of unconsolidated sediments in The Netherlands.

In North Sea region GPR has been used by Aagaard (2007), Anthony & Møller (2002), Clemmensen et al. (1996, 2001, 2007), Clemmensen & Nielsen (2010), Pederson & Clemmensen (2005) for examination on the coasts of Denmark, by Lindhorst et al. (2008, 2010) in the north of the Sylt and by Tillmann & Wunderlich (2011a, 2011b) in the south of Sylt.

3.2 Field work, survey design and topographic correction

Before starting a ground-penetrating radar survey, background information and permission to enter the site should be acquired. Study sites in coastal environments of the German North Sea coast often belong to the nature protection area of the national park and since 2009 to the Wadden Sea World Heritage. On these sites massive and invasive geological methods like digging trenches are comprehensibly not allowed. GPR works in a non-invasive and non-destructive way and is therefore more suitable for data collection in a nature protected area.

To employ an effective survey strategy, the orientation of the geomorphologic features and potential sedimentary structures like dip and strike should be known or at least predicted based on aerial photographs or topographic and geological map interpretation.

A number of test measurements and transect over a short distance (30 – 100 m) which runs in different directions help to achieve a first overview of the subsurface on the study site.

Generally, a 3D-GPR survey can provide the best visualisation and analysing tool of the subsurface sedimentary structure in coastal environments. As a disadvantage, 3D surveys are very time consuming when being collected and processed and may not be the most efficient survey design for large areas.

A high concentration of GPR lines orientated in various directions can also allow detailed information of the subsurface in the study area and are more practical. Crossed and intersect GPR lines provide a kind of pseudo 3D survey and make it possible to analyse radar facies, dipping and striking from a three-dimensional point of view. The most appropriate orientation for GPR survey lines is parallel and perpendicular to the sedimentary dip direction (Bristow 2003, Jol & Bristow 2003). For information concerning the reflectors' continuity it is important to collect several long GPR transect over a distance of hundreds of meters if not kilometres.

The collection of topographic data is an essential component of a GPR survey in coastal environments. A topographic correction is required in order to achieve a correct interpretation of the reflexion geometries.

Different methods exist to perform a topographic survey in the field. A differential global positioning system (dGPS) provides a high accuracy and can be used in a very effective way.

Coastal and dune environments are highly active and dynamic and the topography can change within a few hours in a centimetre scale caused by strong wind. Therefore, dGPS data should be collected contemporarily. A few dGPS systems allow real-time surveying of topographic data during GPR profiling. For step wise collection of dGPS data Jol & Bristow (2003) recommend that the measurements should be made along each GPR profile at 5 m intervals or less and at break of slope. The intermediate points can be interpolated during the processing by using a special algorithm.

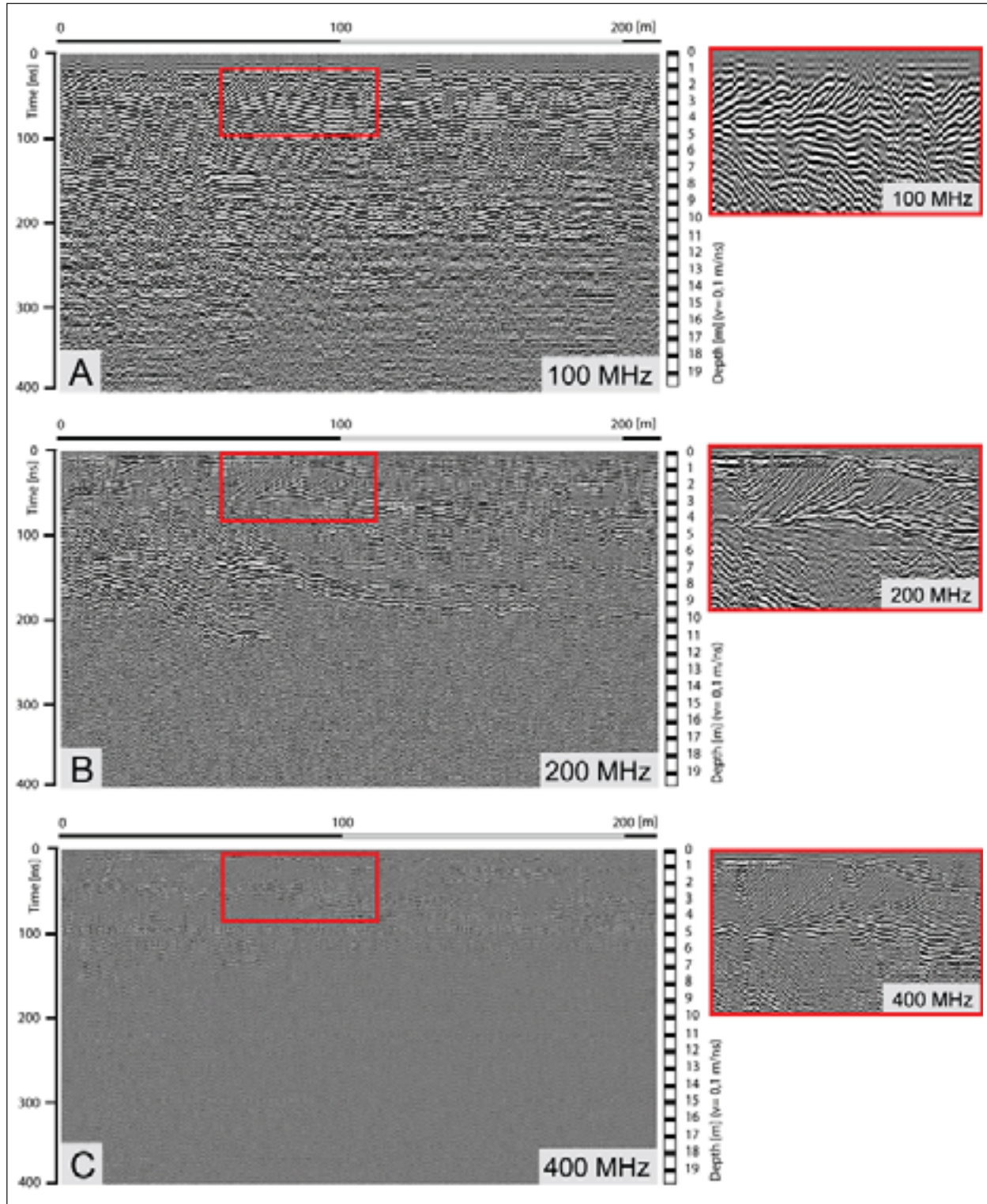


Figure 2: GPR antenna testing. For location of the testing GPR lines see Figure 1. A: GPR data of a 100 MHz antenna. B: GPR data of a 200 MHz antenna. C: GPR data of a 400 MHz antenna.

Survey lines across an area with strong differences in topography e. g. surveys across steep and high dunes should be avoided. A strong topography can produce artefacts in GPR data and often leads to misinterpretation of the real reflexion geometry. In a coastal environment GPR surveys can take place in interdune valleys and flat areas. Longer GPR transect should run along the valley where topographic differences are low.

3.3 Choice of antenna frequency for effective GPR surveys

For successful GPR surveying it is essential to know what data are required to consider the scientific objectives. Hence, the depth of investigation and the required resolution should be defined before starting the field work. The choice of the antenna frequency is always a compromise between penetration depth and resolution. In general, penetration depth in geological materials increases with decreasing antenna frequency (Blindow et al. 2005, Jol & Bristow 2003, Neal 2004). There again, the resolution of GPR data decreases by decreasing antenna frequency (Jol et al. 2002). To reveal fine scaled sedimentary structures it is necessary to use a higher frequency antenna which provides higher resolution.

For optimizing GPR equipment and to find out which antenna is the best choice for the investigation target and the subsurface of the study area it is recommendable to do some testing before starting the survey. Results of an antenna testing survey are presented in Figure 2. The identical GPR transect was measured with different antenna frequencies in the field. The first profile visible in Figure 2 A was measured by a 100 MHz antenna, the second profile was measured by a 200 MHz antenna (Figure 2 C) and the third one (Figure 2C) shows a GPR profile of a 400 MHz antenna.

In Figure 2 A, the radargramm reaches a maximum penetration depth of 300 – 350 ns which corresponds to approximately 15 - 17 m. The upper part of profile A shows a less defined structure of the reflection patterns which, in this case, comprises cross-bedded aeolian dune stratification. Opposed to the profiles measured by higher frequency antennas (200 MHz and 400 MHz) this radargramm shows the best ground penetration. In the second radargramm a maximum ground penetration of 200 – 250 ns was reached which corresponds to a depth of 10 – 13 m below surface. The internal stratification of the dune sand is more defined and clearer than in profile A.

Profile C measured by a 400 MHz antenna stands for the best resolution in the upper part of the radargramm and shows distinct and well defined reflection patterns of the stratification. Hence, for fine scaled analysis of the internal dune structure a high antenna frequency is most effective and reliable. The significant disadvantage of using a 400 MHz antenna is the minor depth of ground penetration. On this site a maximum penetration depth of only 100 – 140 ns (5 – 7 m) was achieved by using a 400 MHz antenna.

When looking at profile A and profile B it is obvious that in a range of 100 – 250 ns there are two key reflectors which are related in reality to main sedimentary structures such as erosion unconformities. In case of using not more than a 400 MHz antenna for that setting one is faced with the problem of incomplete data collection. For a comprehensive sedimentary examination of a study area it is important to consider the sum of sedimentological features. Concerning a coastal based study, the choice of antenna frequencies should not be considered as a minute detail. As a result, the 200 MHz antenna represents the best compromise between resolution and maximum penetration depth for this special case and geological setting.

If it was predictable that the research target was only concerned the upper part of the subsurface it would be enough to work with higher frequency antennas. Nevertheless, for an extended GPR-survey it is always recommendable to use different antenna frequencies for data collection.

Shielded antennas which are sheltered by a box containing material that damp out electromagnetic waves without causing reflections (Van der Kruk et al. 1999) are more convenient and practical for use in coastal environments, especially in a closely plant covered dune area. By doing this, the shielding suppresses above-surface reflections caused by vegetation.

3.4 Processing

Radar data presented in this study were collected using a geophysical Survey Systems Inc. radar system SIR-2000 coupled with a 100 MHz, 200 MHz and 400 MHz antenna and a survey wheel as a distance trigger. The space in-between shot-points (trace increment) was set to 5 cm.

2048 samples were collected at each shot. Usually, the GPR equipment can not produce high quality data without computer processing. Aim of processing is to obtain a more realistic image of the subsurface (Neal 2004). The processing of all radar data of this study was performed using the software ReflexWin from Sandmeier Scientific Software. Different standard processing steps were chosen to increase signal-to-noise

ratio, to improve resolution, to restore real reflector geometry and to provide a more realistic image of the subsurface. The processing steps are relevant for accuracy data interpretation and vary according to the quality of data. Initially, a time-zero correction was made. Afterwards, a dewow-filter was applied to all reflection profiles to remove very-low frequency components. Furthermore, bandpass filters were used as well as the background removal filter. The gain function (automatic gain control, energy decay) helped to enhance low amplitude reflection signals to compensate rising attenuation with increasing depth. Migration was performed using the fk-migration algorithm after Stolt (1978), which is based on a constant wave velocity. In GPR data where diffraction hyperbolas play an important role for the interpretation respectively in till and moraine core deposits processing were done without applied migration to prevent an eliminating of the hyperbolas.

3.5 Radarfacies in coastal sediments

GPR data interpretation is the most challenging component of GPR work and is primarily based on imaging. For that reason, it is important to understand the nature and origin of reflections and to recognise reflection patterns characteristics of specific sedimentary deposits in order to be able to interpret radar images with confidence (Van Overmeeren 1998). Mostly, radar reflection profiles were interpreted following the principles of radar stratigraphy, using terminology suggested by Neal (2004) which is originally based on the seismic stratigraphy after Campbell (1967), Mitchum et al. (1977) and Allen (1982).

Sedimentary sequences, particularly those dominated by clastic sediments, appear to display a hierarchy of depositional units (Miall 1991), starting from individual laminae to whole sedimentary basin fill (Allen 1982, Campbell 1967). Radar stratigraphy interpretation technique allows a nearly objective description and comparison of the reflections patterns and configurations, as for example the shape and dip of reflections, the relationship between the reflections and the reflection continuity (Neal 2004, Van Overmeeren 1998). Thus, the term radar facies describes a two or three-dimensional set of reflection patterns generally bordered by a bounding surface entitled as radar surface. Radar surfaces are defined by reflection terminations (Gawthorpe et al. 1993). Different types of reflection terminations exist, such as toplap, onlap, downlap and erosional truncation (Neal 2004). Bounding surface represents depositional breaks in the sedimentary sequence and defines

the external shape of the facies (Gawthorpe et al. 1993). Ideally, the description of GPR facies should address two components: internal reflection configuration and external form (Van Heteren 1998). Different radar reflection patterns are often caused by changes in bedding and lithological variations in clastic sediments, for example differences in grain compositions, size, shape, orientation and packing of grains (Bristow et al. 1996). Moreover, changes in grain-size parameters, porosity and sorting of the sediments are usually associated with altering water content. Bearing this in mind, radar facies analysis ideally leads to the interpretation and determination of environmental setting, depositional processes and lithofacies (Jol & Bristow 2003, Mitchum et al. 1977). According to Lindhorst (2008) an extended survey in sandy coastal sediments normally does not contain more than 10 to 15 different radar-facies architectural elements. In own experience (e. g. Tillmann & Wunderlich 2011a) the number of different radar facies also depends on the extension of the study area as well as the variety of coastal and geomorphological features in this area.

4 Examples of GPR studies in different coastal environments of Sylt and Amrum

In the following part, four radar profiles were chosen to demonstrate the application of GPR in different coastal environments. First, a study of GPR in association with a sandy barrier island spit is summarized. Secondly, GPR data of a coastal fore dune ridge are presented. Thirdly, two radargramms reveal different moraine core deposits.

4.1 Barrier island spit

Barriers comprise approximately 15 % of the world's coastlines and are formed due to the combined action of wind, waves, and longshore currents. Barrier islands and barrier spits are highly dynamic environments with geomorphologic elements of varying origin, genesis and evolution. Barrier islands represent a complex coastal system that includes a number of different but closely related sedimentary depositional environments (Davis 1994). The stratification of barrier islands is often exclusively investigated by using borehole data. Therefore, the processes of evolution and the internal structure of barrier islands are often unknown. In recent years the ground-penetrating radar (GPR) method has been widely used to examine the internal structures of barrier island sediments. The following study which is presented by Tillmann &

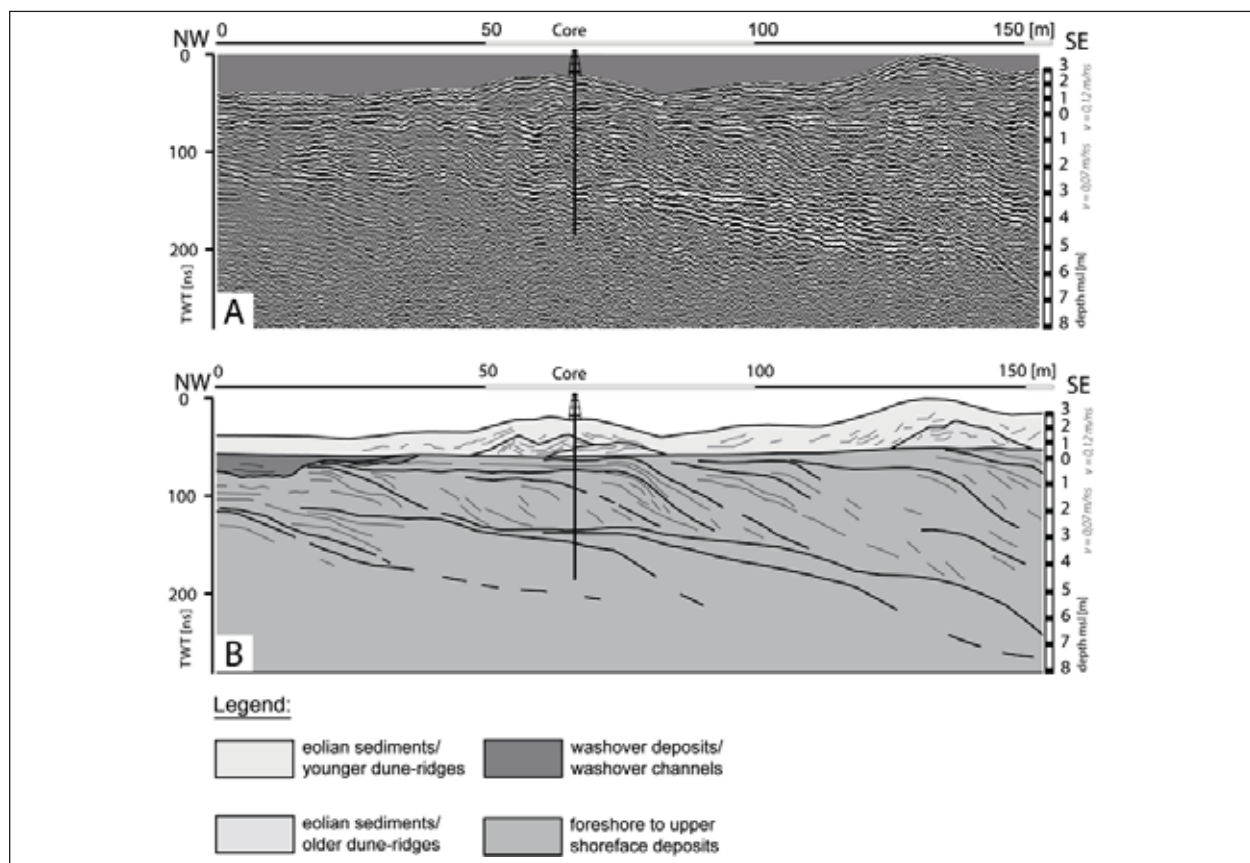


Figure 3: Northwest - southeast striking line of GPR profile (200 MHz) and position of core log. (modified from TILLMANN & WUNDERLICH 2011a). For location of the profile see Figure 1. A: Processing and topographic correction of the radargram was already applied. The left hand axis presents the TWT (two-way travelttime) in ns., the right-hand axis provides the position of the profile relative to msl (mean sea level) in metres. B: Interpretation of GPR profile 1 provided in A. Solid lines represent erosion and bounding surfaces, dashed lines display internal structures. For radar-facies definition see Figure. 3. The legend beneath GPR profile 1 is valid for all GPR profiles presented in this study.

Wunderlich (2011a) in detail is chosen as an example for using GPR to examine and reveal the sedimentary architecture and development of a Holocene barrier island spit. This study works with an integrated approach of using GPR and sedimentological coring data.

The GPR profile shown in Figure 3 is located at the southern spit-end of Sylt (Hörnnum Odde) in the vicinity of the Hörnum tidal inlet and runs from the northwest to the southeast with a length of 154 m. GPR data were collected by using a 200 MHz antenna in the natural dune environment of the southern barrier island spit. The radargram shows reflections down to a depth of 280 ns TWT, which, in this case, corresponds to 8 m depth below the mean sea level.

The GPR profile can be subdivided into three main parts. The upper part of the profile, which is located above the groundwater table, merely contains reflections of the cross-bedded aeolian dune facies with an estimated radar wave velocity of 0.12 m/ns. The cross-stratification of dune sand is occasionally interrupted by paleosols i.e. humus horizons in conjunction with roots and further organic material which may indicate several dune building stages. In this profile two different dune generations can be distinguished. Below the groundwater table the radar wave velocity decreases to an average of 0.07 m/ns. In GPR data the groundwater table is commonly represented as a laterally continuous and horizontal reflector which appears to cut other reflections. Because of the strong contrast in dielectric properties between dry and water saturated sand the groundwater table shows continuous high amplitude. Horizontal planar to sinuous wavy reflections of beach deposits are common beneath the dune facies between TWT 50 ns to 80 ns. Beach deposits were regarded as part of the barrier spit platform and were probably accumulated during a temporarily stable stage of sea level in a foreshore to backshore environment.

In the northern part of the profile, cut-and-fill structures are cutting underlying horizontal reflections of beach sediments. These concave shaped reflections are assumed to be washover channel deposits, accumulated by washover flooding and inundation during storm surges.

The lower unit of the profile represents reflection patterns with a general southeastern dipping down to 280 ns TWT. Single reflections are bundled by unconformities into several radar packages. These unconformities are sigmoidal-shaped, show very high reflection amplitudes and are interpreted as erosion unconformities formed during severe storm surges in a foreshore to shoreface environment. Overall, the lower unit indicates a southerly directed barrier spit accretion through progradation into the tidal inlet that was generally directed towards the south to the southeast. Shoreface deposits were added by longshore drift on the southern spit which extends into the flood-tidal delta area of the Hörnum tidal inlet. Normally, spit growth increased when the time intervals between severe storm surges were long and the delivery rates of sand from longshore drift were high. The sand supply for spit accretion in this region came from abraded sediments of the central moraine core of the island as well as from supplementary eroded glacial deposits northwesterly to the current coastline of Sylt (Ahrendt 1994). Nowadays, spit growth by accretion and southward progradation are limited by continual strong currents within the contemporary Hörnum tidal inlet.

Nearly in the middle of the GPR transect a core was drilled down to a total depth of 7 m below the surface which corresponds to around 4.75 m below mean sea level. The upper part of the core consists of moderately well sorted medium sand which is interpreted as aeolian dune sand. Roots in combination with paleosol at 1.25 m below surface indicate an older dune generation. An unconformity at 1.95 m below surface is characterized by very coarse to coarse and poorly sorted sand which marks the boundary between beach and dune deposits. Beach sediments reach up to 2.5 m below surface and turn into underlying foreshore to shoreface deposits which contain altering layers of poorly sorted medium and coarse sand in association with pebbles and shell fragments. Thus, prominent reflections or respectively erosion unconformities in the upper unit are correlated with a quantity of coarser material, shells and pebbles and boulders. In conclusion, in the study mentioned in Tillmann & Wunderlich (2011a) GPR has been effectively used to image and reveal the architecture and internal structure of a barrier island spit.

4.2 Coastal foredune ridges

Dunes are a main element in a coastal environment, especially on the German North Sea islands. On Sylt and Amrum beach sand was usually reworked and blown out to build up primary foredune ridges

which enhance to shape the present dune area of these islands. Prevailing westerly wind caused main inland dune migration from the west coast to the eastern part of the islands barriers. Dune sand commonly represents the youngest sedimentary unit within the island's stratigraphy. Since the end of the eighteenth century nearly all dunes have been closely covered and stabilized by plants (i. e. *Ammophila arenaria*).

Studies of dune dynamic and structure are traditionally based on using trenches and borehole data. Caused by the destructive nature of digging trenches this method is not appropriated for investigations in a natural protected study area. The GPR method offers new chances to provide new insights into the internal dune structure in a non-invasive way (Bristow et al. 1996, 2000, Bristow 2009, Clemmensen et al. 1996, 2001, 2007, Harari 1996, Pedersen & Clemmensen, 2005).

Dune sand are suitable targets for GPR surveys because they usually have a low conductivity and low magnetic permeability which generally cause low attenuation and leads to good depth of penetration. According to Bristow (2009) the depth of penetration of GPR in dune sand can exceed 25 m. A maximum penetration depth of 70 m below surface was reached by Bristow et al. (2010) in frozen dune sand in the Antarctic. Reflections in GPR profiles mainly come from interfaces where there is an abrupt change in the dielectric properties (e. g. electric permittivity) in the subsurface. The water content is the most important factor affecting the electromagnetic properties of sediments (Bristow 2009). Consequently, the ability of sediments to hold water governs the GPR reflections (Van Dam 2001). Changes in grain size are commonly associated with primary sedimentary structures and cause small changes in capillary water within the dune sand stratification which are the main cause for the dielectric contrast picked out by the radar (Bristow et al. 1996). According to Van Dam et al. (2002) and Girardi & Davis (2010), iron oxides can also cause GPR reflections and lead to decreases in the radar wave velocity.

In dune sands of Southern Sylt which are mainly located above the groundwater level, the radar-wave velocity range between 0.09 m/ns and 0.15 m/ns, with an average of around 0.12 m/ns. These values correspond to radar-wave velocities estimated in previous studies for saturated and dry sands as mentioned by Girardi & Davis (2010) and Neal et al. (2003) and correlate with findings in comparable sites (Lindhorst et al. 2008, 2010, Tillmann & Wunderlich 2011a, 2011b).

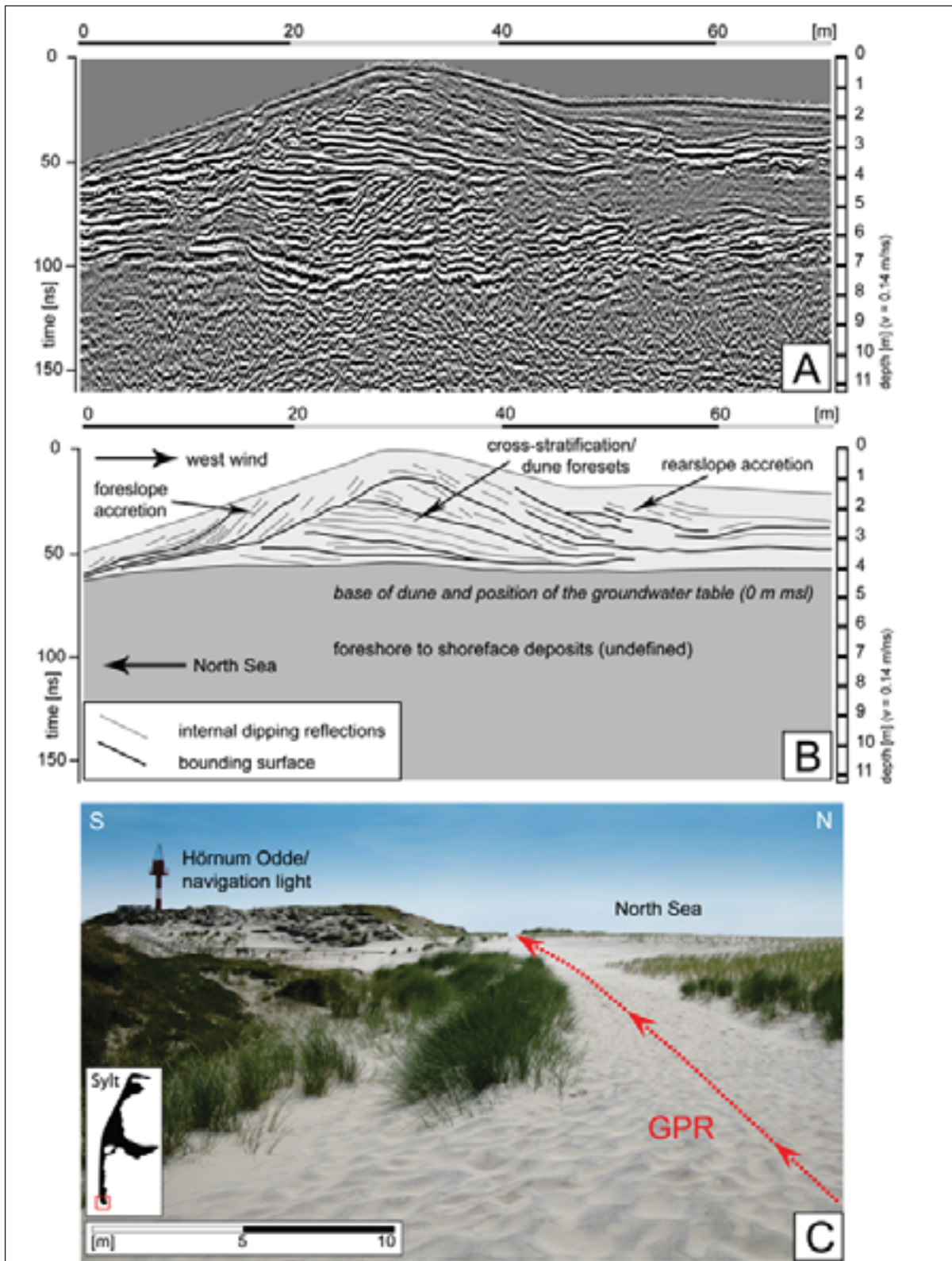


Figure 4: A: Radargramm across a coastal foredune ridge at Southern Sylt (Hörnum Odde). For location of the profile see Figure 1. Topographic elevations were measured at 1 m to 3 m intervals along the profile and at breaks in slope using a dGPS. Processing, migration and topographic correction were already applied. The left hand axis presents the TWT (two-way traveltime) in ns, the right-hand axis provides the corresponding depth in meter below the surface. B: Interpretation of GPR data provided in A. Solid lines represent bounding surfaces, dashed lines display internal dipping reflections. The profile shows examples of radar facies analysis based on different reflection patterns. Several bounding surfaces, foredune accretion, rearslope accretion and internal cross-stratification can be noticed. C: Photo the foredune ridge in the study area of Southern Sylt (Hörnum Odde). The dashed line in red represents the course of the GPR profile across the dune.

Coastal foredunes are commonly well defined ridges parallel to the shoreline (Davis 1992, Hesp 1988). On barrier islands and barrier spits dune migration mostly occurs from the seaward towards the landward side. This is how several lines of different dune generations were shaped behind the beach, demonstrating their progradation due to abundant sediment and appropriate wind conditions (Davis & FitzGerald 2004). On the North Sea islands foredunes form an important natural defence against marine flooding and accordingly protect the back-barrier environment.

The internal dune structure results from changes in the prevailing wind direction which may be recorded in the dune migration (Davis 1992). Bounding surfaces between sets of cross strata sets within the dune are associated with unconformities. According to Kocurek (1996) sets of cross-stratification record phases of deposition while bounding surfaces exist largely because of erosion.

GPR data of coastal dunes can reveal sedimentary bedding, erosional unconformities, palaeosols in conjunction with buried vegetation as well as the direction of dune movement in the past. In Figure 4 a radargramm of a typical foredune ridge of the southern barrier spit of Sylt is presented. The foredune ridge is partly covered and stabilized by plants (i. e. *Ammophila arenaria*). In the radargramm, several bounding surfaces, foredune accretion, rearslope accretion and internal cross-stratification can be noticed as well as the base of the dune facies and the position of the modern groundwater table. The dune facies of the profile shows a high to medium amplitude and inclining continuous to moderately continuous reflection pattern. The single reflections are orientated in a parallel to subparallel way and have a medium to high angle dip in different directions. Furthermore, several bounding surfaces within the cross-bedded aeolian dune strata are recognizable and are interpreted as erosion unconformities caused by changes in the direction of wind and migration.

The GPR data provide a relative chronology of dune deposits and give evidence of an apparent principally easterly movement of the foredune ridge. Rearslope accretion is characterised by landward dipping reflections and indicates an eastward migration of the dune through blowover. Blowover happens when

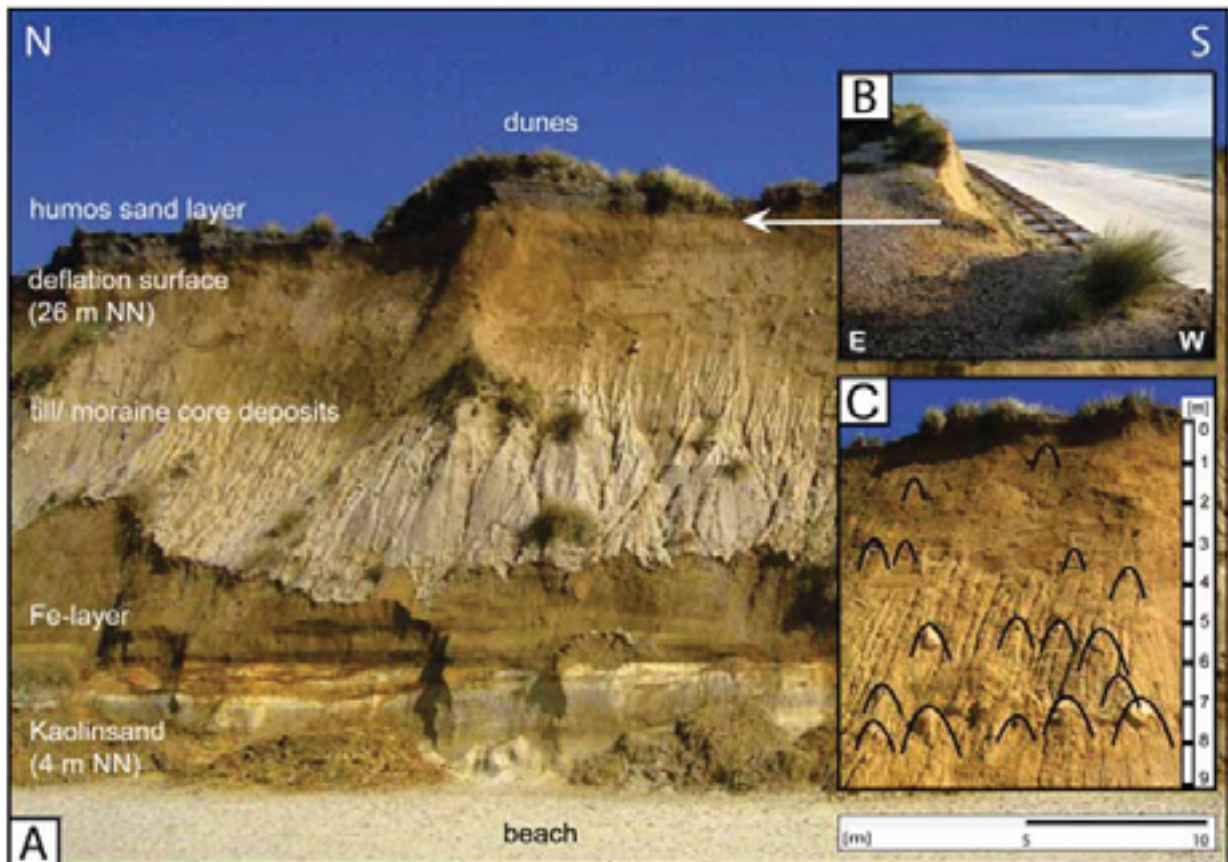


Figure 5: A: Stratigraphic units of the Red Cliff at Sylt. B: deflation surface at the top of the cliff with boulders and pebbles. C: Close-up of the till and moraine core deposits. Boulders and pebbles within the till are marked in the picture and produce hyperbolas in GPR data.

onshore wind carries sand across the dune surface and permits it to avalanche and move down the landward side by gravity (Davis & FitzGerald 2004).

In the profile little foreslope accretion towards the west also occurs which is characterized by seaward dipping foresets and which may partly also be caused by gravity. Two main bounding surfaces on the seaward dune side are interpreted as a palaeo-cliff. It is suggested that erosion cut back into the foot of the dune creating a dune cliff which was later buried by avalanching foreslope sand. All in all, the foredune ridge of Figure 4 shows horizontal as well as vertical dune accretion. The base, over which the dune advanced, corresponds more or less to the position of the present groundwater table and is characterised by predominantly low relief of underlying foreshore to shoreface deposits.

To conclude, GPR data may help to imagine and outline the sedimentary structures of coastal foredune ridges which often comprise a complex internal geometry and may help to create a detailed model of island dune development.

4.3 Till and moraine core deposits

The islands of Sylt and Amrum both contain a core of Saalian moraines. These sediments are mainly covered by younger Holocene dunes (Kelletat 1992). A prominent outcrop of till deposits of the Pleistocene moraine core is provided in the Red Cliff on the west coast of Sylt between Kampen and Wenningstedt with a length of approximately 4.5 km. The whole stratigraphic profile can be seen from time to time after fresh cliff erosion caused by severe storm surges (Figure 5).

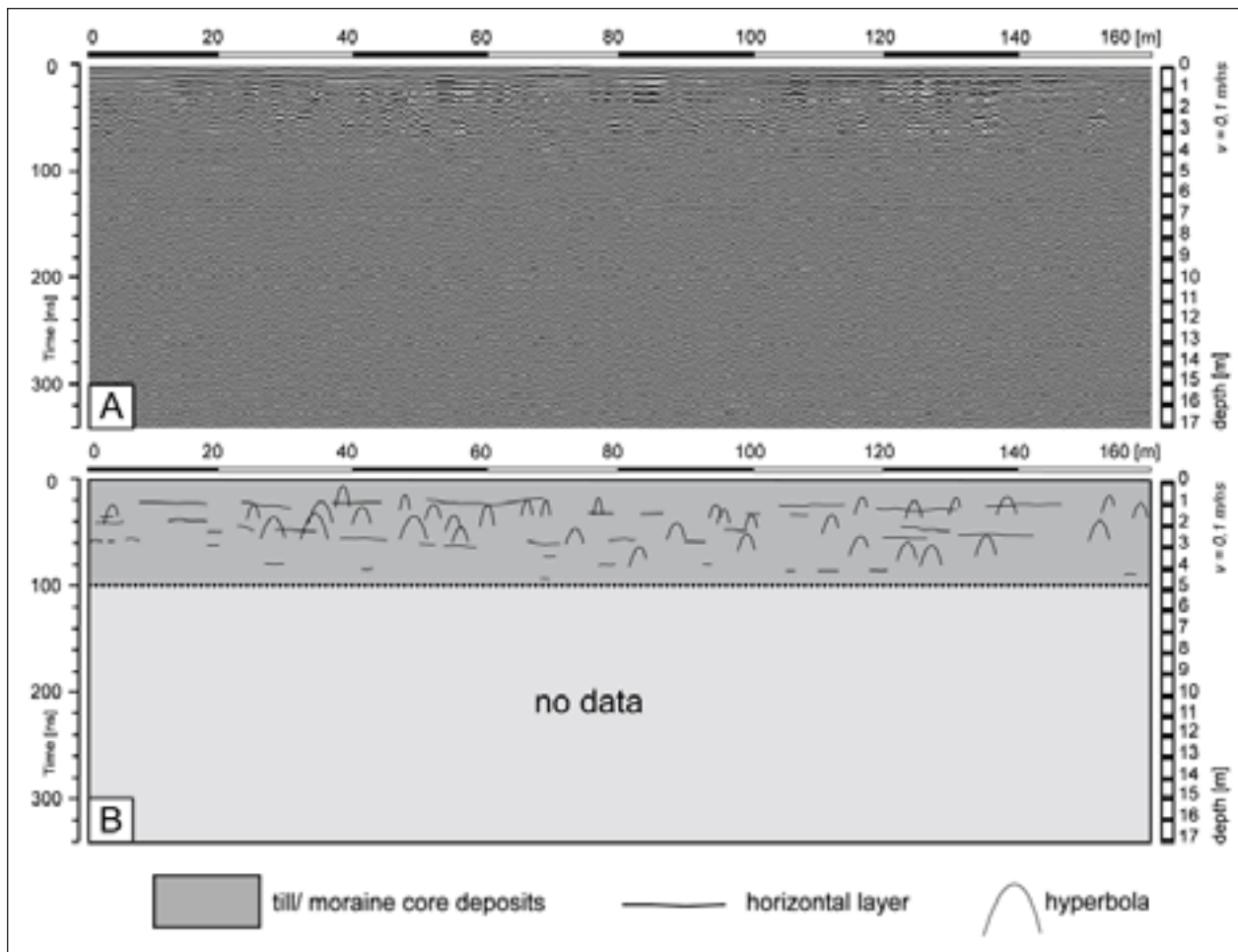


Figure 6: South - north striking line of a GPR profile (200 MHz) measured at Sylt next to the Red Cliff of Kampen. For location of the profile see Figure 1. Radargramm without application of migration. Basic processing was already applied. The left hand axis presents the TWT (two-way travelttime) in ns, the right-hand axis provides the corresponding depth in meter below the surface. B: Interpretation and legend of GPR data provided in A.: A: Stratigraphic units of the Red Cliff at Sylt. B: deflation surface at the top of the cliff with boulders and pebbles. C: Close-up of the till and moraine core deposits. Boulders and pebbles within the till are marked in the picture and produce hyperbolas in GPR data (compare Figure 5).

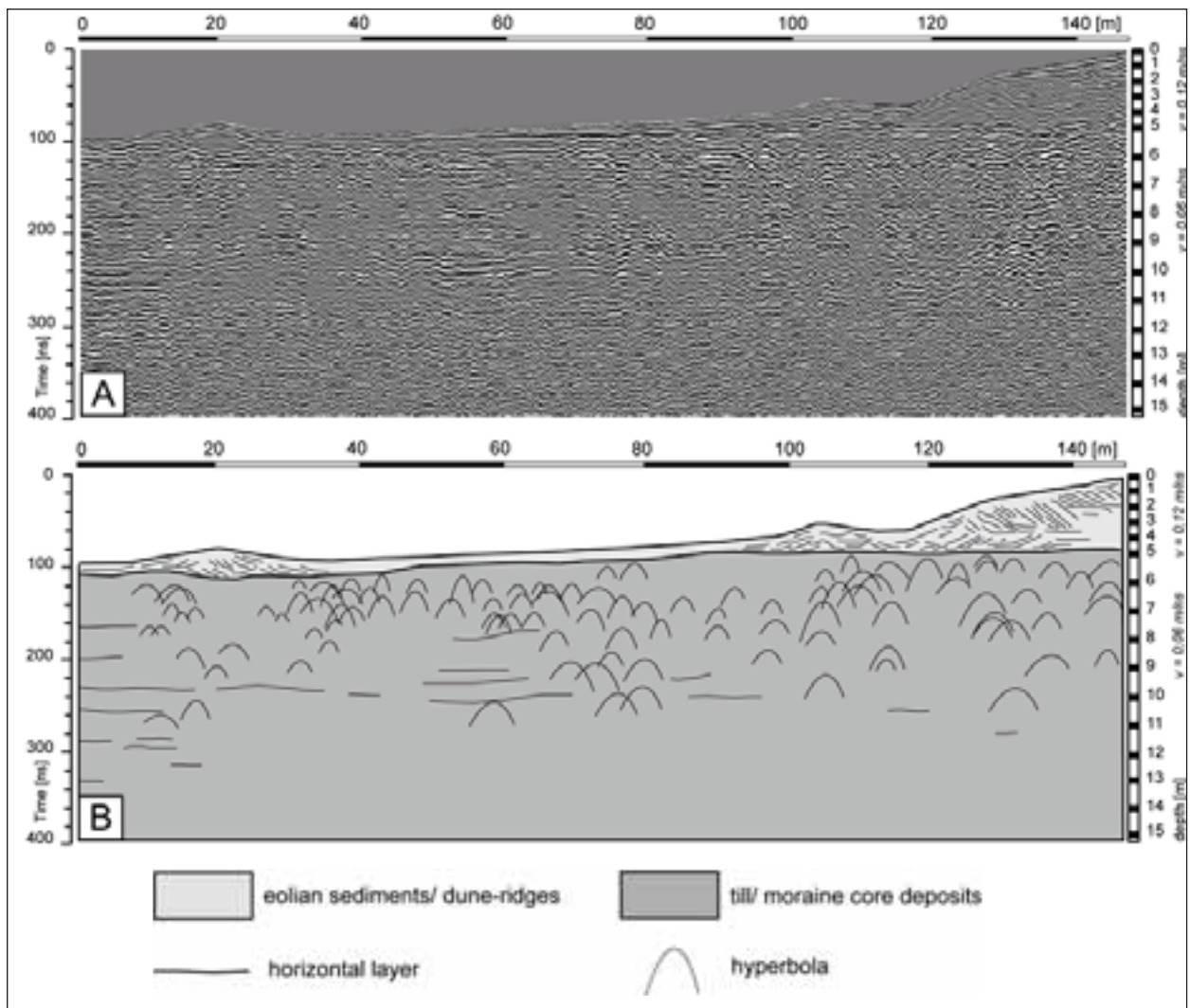


Figure 7: Southwest - northeast striking line of a GPR profile (200 MHz) measured at Amrum next to the village of Norddorf. For location of the profile see Figure 1. Radargramm without application of migration. Processing and topographic correction were already applied. The left hand axis presents the TWT (two-way travelttime) in ns, the right-hand axis provides the corresponding depth in meter below the surface. B: Interpretation and legend of GPR data provided in A.

The base of the Red Cliff is built by tertiary white coloured and quartz rich (99 % SiO₂) Kaolinsand (Figure 5 A). The top of the Kaolinsand is marked by an iron layer (Fe-layer) which is considered to be the boundary between the expiring Tertiary and the starting Quaternary (Klatt 2006). The upper part of the profile consists of Saalian moraine deposits which contain a Baltic and Scandinavian till spectrum of flint, quartzite, granite and gneiss boulders. According to Felix-Henningsen (1979) the grain size distribution of the Red Cliff Saalian moraine deposits consists of 10 – 15 % clay, 15 % silt and 70 % sand. The red colour of the cliff is attributed to alteration and oxidation of iron minerals within the till. On the top of the moraine core a deflation surface (Figure 5 B) related with boulders and pebbles can be found. Moreover, past glacial soil development (humus sand layer) is recognizable. Today, the cliff is covered by Holocene dunes.

In GPR data, stratigraphic layers appear as layers but boulders or other buried point targets appear as diffraction hyperbolas. Thus, an accumulations of hyperbolas in a sedimentological context indicates extremely poorly sorted sediments related with gravels, pebbles, cobbles and boulders, whereas the absence of hyperbolas reflects a corresponding lack of large clasts and signifies well sorted finer grain sizes.

The shapes of these hyperbolas depend upon the radar velocity of the surrounding sediment, making it possible to estimate that velocity. In this way horizontal as well as vertical velocity variation within the radargramm can be detected. Velocity analysis based on hyperbolas tends to produce approximate velocity values with errors and variance of +/- 10 % (Cassidy 2009). Consequently, a direct correlation from radar data with sediment core data is always recommendable.

The GPR profile presented in figure 6 is 160 metres long and shows reflections down to a depth of only 100 ns TWT which correspond to a depth of 5 m below the surface, calculated with an average velocity of 0.1 m/ns. Hyperbolas are common and are the most important and eye-catching feature in the entire profile. Large clasts such as boulders and pebbles within the moraine core are considered as diffraction hyperbolas producing objects (Figure 6). The coastal cliff outcrop profile (Figure 5) also reveals a high concentration of boulder-size stones within the till deposits.

The GPR profile also comprises parts of irregular weak reflections which are oblique chaotic and discontinuous or sections which are even completely free of reflections. Below the limit of 100 ns, no more reflections are recognizable. A reflection-free configuration usually signifies massive homogenous lithologic units (Ékes & Hickin 2001) as well as the presence of highly conductive dissolved minerals in ground water (i.e. salty and brackish ground water) or the presence of sediments containing a high amount of clay that attenuates most parts of the electromagnetic signal, preventing it from penetrating deeper units that would otherwise be characterised by distinct reflection patterns (van Heteren et al. 1998).

The GPR profile of figure 6 is a prime example of shallow signal penetration and poor data quality in a setting dominated by glacial moraine deposits. The high clay content within the till of the central moraine core of Sylt explains the lack of ground penetration and the poorly defined reflection pattern.

The GPR profile illustrated in figure 7 runs with a length of 147 metres from the southwest to the northeast and is located on the island Amrum in the vicinity of the village Norddorf. In this profile a maximum ground penetration of approximately 350 ns corresponding to a depth of 13.5 m below surface was achieved. The upper part shows an estimated radar wave velocity of 0.12 m/ns, whereas the velocity of the lower part decreases to 0.06 m/ns (Figure 7).

The upper unit of the profile represents an inclined continuous to moderately continuous reflection pattern of medium amplitude. Single reflections are nearly parallel orientated and show a medium to high angle dip in different directions. This facies is interpreted as cross-bedded aeolian dune strata. An unconformity between Holocene dune sand and the top of the Pleistocene moraine deposits marks the boundary to the underlying bedrock. In the field this boundary is characterized by a flat deflation surface related with a quantity of boulders and pebbles underlying the dunes (Figure 8).

Radar pattern in the lower part of the profile (Figure 7) are dominated by numerous diffraction hyperbolas which produce a general chaotic and hummocky reflection pattern of strong amplitude. This facies is independent of GPR profile orientation. Boulder-size stones and pebbles within the moraine core are considered to be diffraction hyperbolas producing objects. Furthermore, horizontal reflection patterns occur which indicate minor internal bedding within the moraine deposits.

A considerable ground penetration depth combined with numerous hyperbolas and additional horizontal layers in the GPR profile of Amrum provides support for the assumption that till deposits from Sylt and Amrum are appreciably different. The deep ground penetration of approximately 350 ns indicates less clay but more sandy grain size of the moraine. Horizontal layers are considered to be a sign of lamination and bedding structures within the moraine core deposits.

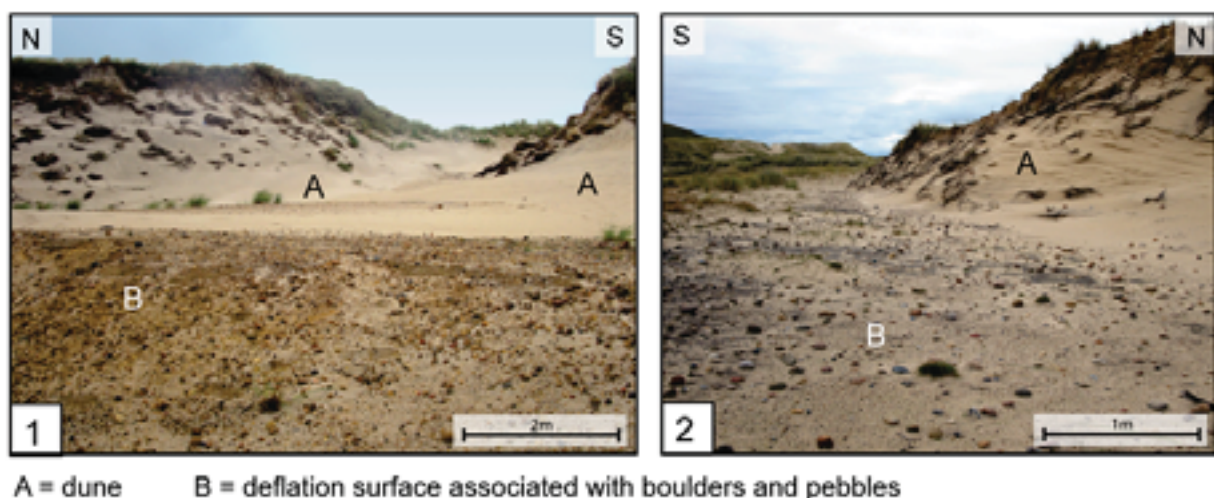


Figure 8: Deflation surface in association with a quantity of boulders and pebbles in the dune area of Amrum next to Norddorf marks the boundary between Pleistocene bedrock and Holocene dune sand.

These results correlate well with early findings of Jessen (1932) which also postulated predominant sandy moraine deposits at Amrum. Meier (1987) and Voigt (1969) suggested that Saalian deposits at Amrum rather contain fluvioglacial sand deposits which differ significantly from Saalian till deposits of the Red Cliff of Sylt. Owing to the enrichment of boulders Krause (1913) supposed that Saalian deposits of Amrum are primarily originated from an elutriation of a basal moraine. As a product of the elutriation, partially bedded and laminated boulder-rich sand layers were accumulated.

In conclusion, GPR measurements of deep ground penetration are successful in sandy moraine deposits. A high clay content within the moraine core leads to less ground penetration.

5 Summary and Conclusion

GPR provides a successful tool for investigation concerning the shallow subsurface of different coastal environments. In contrast to coring, ground-penetrating radar provides a continuous two- or three-dimensional profile with great geometrical and architectural detail. In this study four radar profiles were chosen to demonstrate the application of GPR in different coastal environments.

On a sandy barrier island spit ground-penetrating radar has been successfully used to imagine and reveal the sedimentary architecture and internal structure.

Coastal dunes are suitable targets for GPR surveys. Thus, the internal aeolian structure as well as several bounding surfaces within the cross-bedded aeolian dune strata are detectable by using a GPR. Radardata of coastal foredune ridges can also provide a relative chronology of dune deposits.

In radargrams of till or moraine core deposits diffraction hyperbolas are very common and are the most important and eye-catching feature. Large clasts such as boulders and pebbles within the moraine are considered as diffraction hyperbolas producing objects. Horizontal layers which are considered to be a sign of lamination and bedding structures within the moraine core are common in sandy moraine deposits and are interpreted as a kind of fluvioglacial sand. GPR measurements of deep ground penetration are successful in sandy moraine deposits. The ground penetration is generally limited by high clay content within the moraine core.

Acknowledgements

This research was mainly supported by a PhD scholarship of the Deutsche Bundesstiftung Umwelt (DBU). Additional funds were provided by the FAZIT Foundation, the GEOPRAX Foundation, the Hermann-Willkomm Foundation and the Freunde und Förderer of the Goethe-Universität Frankfurt am Main. Furthermore we would like to thank the Amt für Kreisentwicklung, Bau und Umwelt/ Untere Naturschutzbehörde Husum for providing the working permits for the nature protection area of southern Sylt and northern Amrum. Last but not least we would like to thank the GEORADARFORUM, Prof. Dr. Andreas Junge (Goethe-University Frankfurt/ Department of Geophysics) and Dr. Sebastian Lindhorst (University of Hamburg/ Institute of Geology and Paleontology) for providing the required GPR equipment free of charge.

References

- Aagaard, T., Orford, J. & Murray, A. S. (2007): Environmental controls on coastal dune formation; Skallingen Spit, Denmark. In: *Geomorphology* 83: 29 – 47.
- Ahrendt, K. (1994): Geologie und Küstenschutz am Beispiel Sylt. – In: *Berichte Forschungs- u. Technologiezentrum Westküste d. Univ. Kiel*, 4: 135 S.
- Ahrendt, K. (2007): Vergangenheit und Zukunft des nordfriesischen Wattenmeeres. – In: *Coastline Reports*, 9: 45 – 57.
- Ahrendt, K. & Thiede, J. (2002): Naturräumliche Entwicklung Sylts: Vergangenheit und Zukunft. – In: *Daschkeit, A. & Schottes, P. [Hrsg.]: Klimafolgen für Mensch und Küste am Beispiel der Nordseeinsel Sylt.* – Springer Verlag, Berlin, Heidelberg: 69 – 112.
- Allen, J. R. L. (1982): *Sedimentary structures: their character and physical basis.* Vol. 1, *Developments in sedimentology*, Vol. 30 A, Elsevier, Amsterdam: 593 p.
- Anthony, D. & Møller, I. (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.

- Bennett, M. R., Cassidy, N. J. & Pile, J. (2009): Internal structure of a barrier beach as revealed by ground penetrating radar (GPR): Chesil beach, UK. – In: *Geomorphology*, 104: 218 – 229.
- Blindow, N., Richter, T., & Petzold, H. (2005): Bodenradar. – In: Knödel, K., Krümmel, H. & Lange, G. [eds.]: *Handbuch zur Erkundung des Untergrundes 3 von Deponien: Geophysik*. Springer, Berlin, pp. 389 – 424.
- Bristow, C. S. (2009): Ground penetrating radar in aeolian dune sands. – In: Jol, H. M. [ed.]: *Ground Penetrating Radar: Theory and Applications*. – Elsevier, Oxford: 273 – 297.
- Bristow, C. S., Augustinus, P., Wallis, I. C., Jol, H. M. & Rhodes, E. J. (2010): Investigations of the age and migration of reversing dunes in Antarctica using GPR and OSL, with implications of GPR on Mars. – In: *Earth and Planetary Science Letters*, 289: 30 – 42.
- Bristow, C. S., Chroston, P. N. & Bailey, S. D. (2000): The structure and development of foredunes on a locally prograding coast: insights from ground-penetrating radar surveys, Norfolk, UK. – In: *Sedimentology*, 47 (5): 923 – 944.
- Bristow, C. S. & Jol, H. M. (2003): *Ground penetrating radar in sediments*. – Geological Society, London, Special Publications, 211. Brassmill Lane, 330 p.
- Bristow, C. S. & Pucillo, K. (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.
- Bristow, C. S., Pugh, J., & Goodall, T. (1996): Internal structure of aeolian dunes in Abu Dhabi determined using ground-penetrating radar. – In: *Sedimentology*, 43 (6): 995-1003.
- Buynevich, I. V., Fitzgerald, D. M. & Heteren, S. van (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): Electrical and magnetic properties of rocks, soils and fluids. – In: Jol, H. M. [ed.] (2009): *Ground Penetrating Radar: Theory and Applications*. Elsevier Ltd, Amsterdam, pp. 41 – 72.
- Clemmensen, L. B., Andreasen, F., Nielsen, S. T. & Sten, E. (1996): The late Holocene dunefield at Vejers, Denmark: characteristics, sand budget and depositional dynamics. – In: *Geomorphology*, 17: 76 – 98.
- Clemmensen, L.B., Pye, K., Murray, A. & Heinemeier, J. (2001): Sedimentology, stratigraphy and landscape evolution of a Holocene coastal dune system, Lodbjerg, NW Jutland, Denmark. – In: *Sedimentology*, 48 (1): 3 – 27.
- Clemmensen, L. B., Bjørnsen, M., Murray, A. & Pedersen, K. (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. & Nielsen, L. (2010): Internal architecture of a raised beach ridge system (Anholt, Denmark) resolved by ground-penetrating radar investigations. – In: *Sedimentary Geology* 223: 281 – 290.
- Costas, S., Alejo, I., Rial, F., Lorenzo, H., & Nombela, M. (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, J. L. & Annan, A. P. (1989): Ground penetrating radar for high resolution mapping of soil and rock stratigraphy. – In: *Geophysical Prospecting*, 37: 531 – 551.
- Davis, R. A. (1992): *Depositional Systems: an introduction to Sedimentology and Stratigraphie*. – Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey: 591 p.
- Davis, R. A. (1994): *Geology of Holocene barrier island systems*. – Springer, Berlin, Heidelberg, New York: 464 p.
- Davis, R. A. & FitzGerald, D. M. (2004): *Beaches and coasts*. – Blackwell Science, Oxford, 419 p.
- De Lange, W. P. & Moon, V. G. (2007): Tsunami washover deposits, Tawharanui, New Zealand. – In: *Sedimentary Geology*, 200: 232 – 247.
- Dietz, C. & Heck, H.-L. (1952): *Geologische Karte von Deutschland, Erläuterungen zu den Blättern Sylt-Nord und Sylt-Süd*. Landesanstalt für Angewandte Geologie, Kiel. 123 p.
- Dougherty, A. J., Fitzgerald, D. M. & Buynevich, I. V. (2004): Evidence for storm-dominated early progradation of Castle Neck barrier, Massachusetts, USA. – In: *Marine Geology*, 210: 123 – 134.
- Ékes, C. & Hickin, E. J. (2001): Ground penetrating radar facies of the paraglacial Cheekye Fan, southwestern British Columbia, Canada. – In: *Sedimentary Geology*, 143: 199 – 217.
- Felix-Henningsen, P. (1979): Genese und Stratigraphie mächtiger Paläoböden in der Drenthe-Moräne des Roten Kliffs von Sylt. – In: *Zeitschrift für Geomorphologie Suppl.-Bd. 33*: 223 – 231.
- Fitzgerald, D. M. & Buynevich, I. V. (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. & Van Heteren, S. (1999): Classification of paraglacial barrier systems: coastal New England, USA. – In: *Sedimentology*, 46: 1083 – 1108.

- Gawthorpe, R. L., Collier, R. E. L., Alexander, J., Bridge, J. S. & Leeder, M. R. (1993): Ground penetrating radar: application to sandbody geometry and heterogeneity studies. – *Geological Society, London, Special Publications*, 73: 421 – 432.
- Girardi, J. D. & Davis, D. M. (2010): Parabolic dune reactivation and migration at Napeague, NY, USA: Insights from aerial and GPR imagery. – In: *Geomorphology*, 114: 530 – 541.
- Grant, J. A., Brooks, M. J. & Taylor, B. E. (1998): New constraints on the evolution of Carolina Bays from ground-penetrating radar. – In: *Geomorphology*, 22: 325 – 345.
- Harari, Z. (1996): Ground-penetrating radar (GPR) for imaging stratigraphic features and groundwater in sand dunes. – In: *Journal of Applied Geophysics*, 36 (1): 43 – 52.
- Hayes, M. O. (1979): Barrier island morphology as a function of tidal and wave regime. – In: Leatherman, S. P. [ed.], *Barrier islands from Gulf of St. Lawrence to the Gulf of Mexico*. Academic Press, New York, pp. 1 – 27.
- Hesp, P. (1988): Morphology, dynamics and internal stratification of some established foredunes in southeast Australia. – In: *Sedimentary Geology*, 55: 17 – 41.
- Hodgkinson, J., Cox, M. E., McLoughlin, S. & Huftile, G. J. (2008): Lithological heterogeneity in a back barrier sand island: implications for modelling hydrogeological frameworks. – In: *Sedimentary Geology*, 203: 64 – 86.
- Horwitz, M. (2008): Sedimentological characteristics and 3-D internal architecture of Washover deposits from Hurricanes Frances, Ivan and Jeanne. – *Theses and Dissertations, Paper 301*, 116 p.
- Horwitz, M. & Wang, P. (2005): Sedimentological characteristics and internal architecture of two Overwash fans from hurricanes Ivan and Jeanne. – *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions*, 55: 342 – 352.
- Jessen, O. (1932): Die postdiluviale Entwicklung Amrums und seine subfossilen und rezenten Muschelpflaster. – In: *Jahrbuch der Preußisch Geologischen Landesanstalt zu Berlin*, 53: 1 – 69.
- Jol, H. M. & Bristow, C. S. (2003): GPR in sediments: advice on data collection, basic processing and interpretation, a good practice guide. – In: Bristow, C. S. & Jol, H. M. [eds.]: *Ground penetrating radar in sediments*. Geological Society, London, Special Publications, 211, pp. 9 – 27.
- Jol, H. M., Lawton, D. C. & Smith, D. G. (2002): Ground penetrating radar: 2-D and 3-D subsurface imaging of coastal barrier spit, Long Beach, WA, USA. – In: *Geomorphology*, 53: 165 – 181.
- Jol, H. M., Smith, D. G. & Meyers, R. A. (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.
- Klatt, E. (2006): Sylt: Geologie einer Nordseeinsel. – Wachholtz, Neumünster: 108 p.
- Kocurek, G. A. (1996): Desert aeolian systems. – In: Reading, H. G. [ed.]. *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*, Blackwell Science, Oxford, pp. 125 – 153.
- Krause, A. (1913): Die Insel Amrum: Eine Landeskunde. – In: Ule, W. [ed.]: *Geographische Arbeiten*. – Verlag Strecker & Schröder, Stuttgart, 88 p.
- Lindhorst, S. (2008): Stratigraphy and development of a Holocene barrier spit (Sylt, southern North Sea). Dissertation, Universität Hamburg, 164 p.
- Lindhorst, S., Betzler, C. & Hass, H.C. (2008): The sedimentary architecture of a Holocene barrier spit (Sylt, German Bight): Swash-bar accretion and storm erosion. – In: *Sedimentary Geology*, 206: 1 – 16.
- Lindhorst, S., Fürstenau, J., Hass, H.C. & Betzler, C. (2010): Anatomy and sedimentary model of a hooked spit (Sylt, southern Northsea). – In: *Sedimentology*, 57: 935 – 955.
- Meier, O. G. (1987): Die Naturschutzgebiete auf Sylt und Amrum. – Verlag Boyens & Co., Heide, Holstein: 147 p.
- Miall, A. D. (1991): Hierarchies of architectural units in terrigenous clastic rocks, and their relationship to sedimentation rate. – In: Miall, A. D. & Taylor, N. [eds.]: *The three-dimensional facies architecture of terrigenous clastic sediments and its implications for hydrocarbon discovery and recovery*. Concepts in sedimentology and palaeontology, vol. 3, SEPM, Tulsa, OK, pp. 6 – 12.
- Mitchum, R. M., Vail, P. R. & Sangree, J. B. (1977): Stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences. – In: Payton, C. E. [ed.]: *Seismic stratigraphy: applications to hydrocarbon exploration*. AAPG Mem. 16: pp. 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., Pontee, N. I., Pye, K. & Richards, J. (2002a): Internal structure of mixed-sand-and-gravel beach deposits revealed using ground-penetrating radar. – In: *Sedimentology*, 49: 789 – 804.

- Neal, A., Richards, J. & Pye, K. (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., Richards, J. & Pye, K. (2003): Sedimentology of coarse-clastic beach-ridge deposits, Essex, southeast England. – In: *Sedimentary Geology*, 162 (3-4): 167 – 198.
- Pedersen, K. & Clemmensen, L. B. (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.
- Switzer, A. D., Bristow, C. S. & Jones, B. G. (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., Murakami, F., Nanayama, F., Watanaba, K. & Saito, Y. (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., Murakami, F. & Watanaba, K. (2010): Holocene beach deposits for assessing coastal uplift of the northeastern Boso Peninsula, Pacific coast of Japan. – In: *Quaternary Research*, 74: 227 – 234.
- Tillmann, T. & Wunderlich, J. (2011a): Facies and Development of a Holocene Barrier Spit (Southern Sylt/ German North Sea). – In: *Proceedings of the 6th International Workshop on Advanced Ground Penetrating Radar (IWAGPR 2011 June 22–24, 2011, Aachen, Germany)*: pp. 188 – 194.
- Tillmann, T. & Wunderlich, J. (2011b): Genese eines Strandhakens am Beispiel der Hörnum-Odde (Süd-Sylt): Untersuchungen des oberflächennahen Untergrundes durch die Kombination von geophysikalischen und sedimentologischen Methoden. – In: Karius, V., Hadler, H., Deicke, M., von Eynatten, H., Brückner, H., Vött, A. [eds.]: *Dynamische Küsten – Grundlagen, Zusammenhänge und Auswirkungen im Spiegel angewandter Küstenforschung*. - *Coastline Reports* 17: pp. 177 – 190.
- Van Dam, R. L. (2001): Causes of ground-penetrating radar reflections in sediment. PhD Thesis, Vrije University Amsterdam, Netherlands, p. 110.
- Van Dam, R. L., Schlager, W., Dekkers, M.J. & Huisman, J. A. (2002): Iron oxides as a cause of GPR reflections. – In: *Geophysics*, 67 (2): 536 – 546.
- Van der Kruk, J., Slob, E. C. & Fokkema, J. T. (1999): Background of ground-penetrating radar measurements. – In: *Geologie en Mijnbouw*, 77: 177 – 188.
- Van Heteren, S., Fitzgerald, D. M., Barber, D. C., Kelley, J. T. & Belknap, D. F. (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., Fitzgerald, D. M., McKinlay, P. A. & Buynevich, I. V. (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.
- Voigt, H. (1969): Die Insel Amrum: Landschaft und Entwicklung. In: Hansen, M & Hansen, N. [eds.]: *Sylt: Geschichte und Gestalt einer Insel*, Verlag Hansen & Hansen, Itzehoe: 11 – 34.
- Wang, P. & Horwitz, M. H. (2007): Erosional and depositional characteristics of regional overwash deposits caused by multiple hurricanes. – In: *Sedimentology*, 54 (3): 545 – 564.

Addresses

Dipl.-Geogr. Tanja Tillmann
 Goethe-University Frankfurt a. M.
 Department of Physical Geography
 Altenhoferallee 1
 60438 Frankfurt am Main, Germany
 tillmanntanja@aol.com
http://www.dbu.de/stipendien_20008/999_db.html

Prof. Dr. Jürgen Wunderlich
 Goethe-University Frankfurt a. M.
 Department of Physical Geography
 Altenhoferallee 1
 60438 Frankfurt am Main, Germany
 j.wunderlich@em.uni-frankfurt.de

29. Jahrestagung des Arbeitskreises „Geographie der Meere und Küsten“

Geowissenschaftliche Untersuchungen zum holozänen Landschaftswandel in Idagroden und Arngastsand (Jadebusen, Niedersächsisches Wattenmeer)

Lea Obrocki¹, Andreas Vött¹, Holger Freund², Wolfram Wartenberg², Timo Willershäuser¹, Hanna Hadler¹ & Stefanie Schnaidt²

Zusammenfassung

Die vorgestellten Untersuchungen sind in das Jadebusenprojekt des Institut für Chemie und Biologie des Meeres (ICBM - Wilhelmshaven) eingebettet. Der Gegenstand des Projektes ist die holozäne Entwicklung des Jadebusens. In diesem Kontext wurden im Rahmen einer Fallstudie zwei Bohrungen in Idagroden und Arngastsand abgeteuft, die in Bezug auf den holozänen Landschaftswandel geowissenschaftlich untersucht wurden. Neben sedimentologischen Analysen wurden Röntgenfluoreszenzmessungen durchgeführt, die zur Faziesbestimmung herangezogen wurden. Mittels geoelektrischer Tomographie konnte in Idagroden zudem die Beschaffenheit des oberflächennahen Untergrundes flächenhaft rekonstruiert werden. Der Landschaftswandel von Idagroden und Arngastsand wurde maßgeblich durch Meeresspiegelschwankungen des Holozäns beeinflusst. Mit Hilfe der vorliegenden Sedimentkerne konnten zwei marine Transgressionen ermittelt werden, die mit hochenergetischen Prozesse in Zusammenhang stehen.

1 Einführung

Die Untersuchungsgebiete Idagroden und Arngastsand sind ein Teil des zum norddeutschen Tiefland gehörigen Küstengebietes, dessen Gesteinsaufbau und Landschaftsentwicklung maßgeblich durch die quartären Kaltzeiten und die dazwischen liegenden Warmzeiten gestaltet wurden (Rothe 2009). Das gesamte Nordseegebiet wurde während des Quartärs (ca. 2,6 Mio. J.v.h. bis heute) mehrfach von Eis überdeckt, wobei der größte Teil der Nordsee im Verlauf der Kaltzeiten aufgrund der eustatischen Absenkung des Meeresspiegels trocken gefallen ist. Durch die Bindung von großen Mengen Wassers in den Eismassen lag der Meeresspiegel zur Zeit des letztglazialen Maximums (LGM) im Weichselglazial vor 22.000-18.000 J.v.h. ungefähr 120 m unter dem heutigen Niveau. Beginnend mit dem Abschmelzen des Eises in der Spät- und Nacheiszeit (Holozän) drang das Meer wieder Richtung Süden vor, sodass erst um 7.000 J.v.h. die heutige Küstenlinie bei -15 m NN erreicht wurde (Behre 2002). Bisher wird in der Literatur davon ausgegangen, dass für den holozänen Landschaftswandel im Bereich des Jadebusens zum einen holozäne Meeresspiegelschwankungen und zum anderen Sturmfluten entscheidend gewesen sind. Vor allem letzteren wird zugeschrieben, die Küstenmorphologie stark beeinträchtigt zu haben und für die Entstehung der zahlreichen Ingressionsbuchten, zu denen neben der Leybucht, der Harlebucht und anderen auch der Jadebusen gehört, verantwortlich zu sein (Rothe 2009).

Diese Arbeit ist ein Teil des Jadebusenprojektes, welches vom ICBM in Zusammenarbeit mit anderen Forschungseinrichtungen durchgeführt wird (vgl. ICBM 2011). Hauptziel ist es, anhand von zwei ausgewählten Standorten (Idagroden und Arngastsand) mit Hilfe geowissenschaftlicher Methoden und unter Berücksichtigung von Meeresspiegelschwankungen den graduellen Landschaftswandel sowie mögliche landschaftsverändernde Extremereignisse zu erfassen.

1 Geographisches Institut, Johannes Gutenberg-Universität Mainz, Johann Joachim Becher-Weg 21, 55099 Mainz

2 Institut für Chemie und Biologie des Meeres (ICBM)–Wilhelmshaven, Schleusenstraße 1, 26382 Wilhelmshaven

2 Untersuchungsgebiet

Der Jadebusen bildet die östliche Grenze der ostfriesischen Küstenregion und entspricht einem typischen Buchtenwatt mit einer Breite von 18,5 km, welches dem ständigen Gezeiteneinfluss unterliegt und einen noch heute aktiven Sedimentationsraum mit Abtragung und Umlagerung von Sedimenten sowie ständiger Rinnenverlagerung bildet (Reineck 1994, Wartenberg & Freund 2011). Der Tidehub des Jadebusens ist mit mehr als 3,5 m der größte an der norddeutschen Küste, wobei innerhalb von 6,5 Stunden rund 900 Mio. m³ Meerwasser durch die Jade fließen.

Die sedimentäre Schichtenfolge an der deutschen Nordseeküste –und somit auch im Jadebusen –ist charakterisiert durch einen holozänen Sedimentkörper, welcher auf pleistozänen Sanden lagert. Die Holozänbasis im Jadebusen zeigt ein stark schwankendes Relief mit Tiefen zwischen -7 und -38 m NN und entspricht dort,

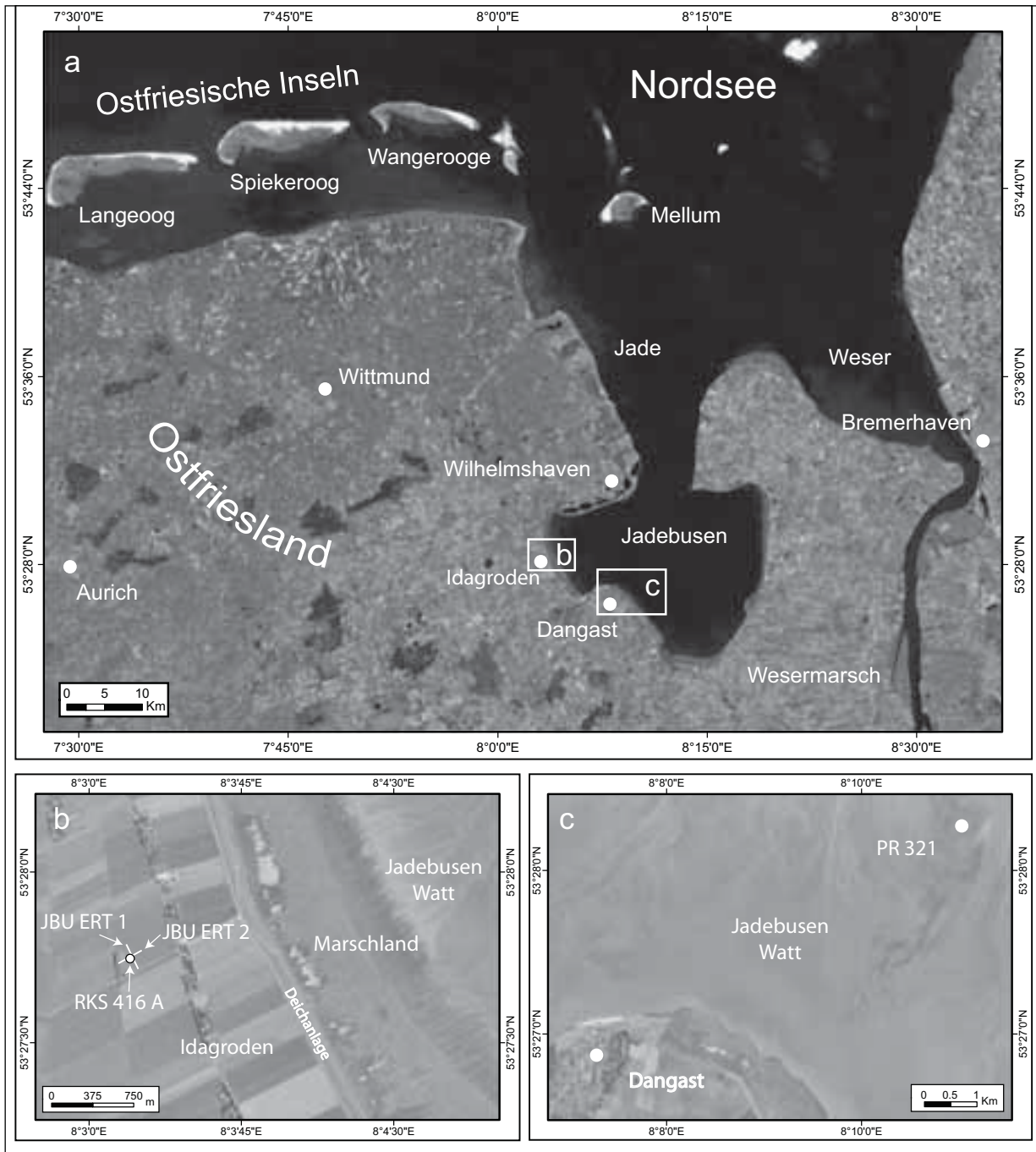


Abb. 1: Topographische Übersicht über das Untersuchungsgebiet. (a) Der Jadebusen im Umfeld von Wesermündung, Ostfriesischen Inseln und ostfriesischem Festland. (b) Teiluntersuchungsgebiet Idagroden im westlichen Jadebusen mit Lage des Bohrpunktes RKS 416A und der geoelektrischen Tomographie-Transekte JBU ERT 1 und 2. (c) Teiluntersuchungsgebiet Arngastsand im südwestlichen Jadebusen mit Lage des Bohrpunktes PR 321 (verändert nach Google Earth2009).

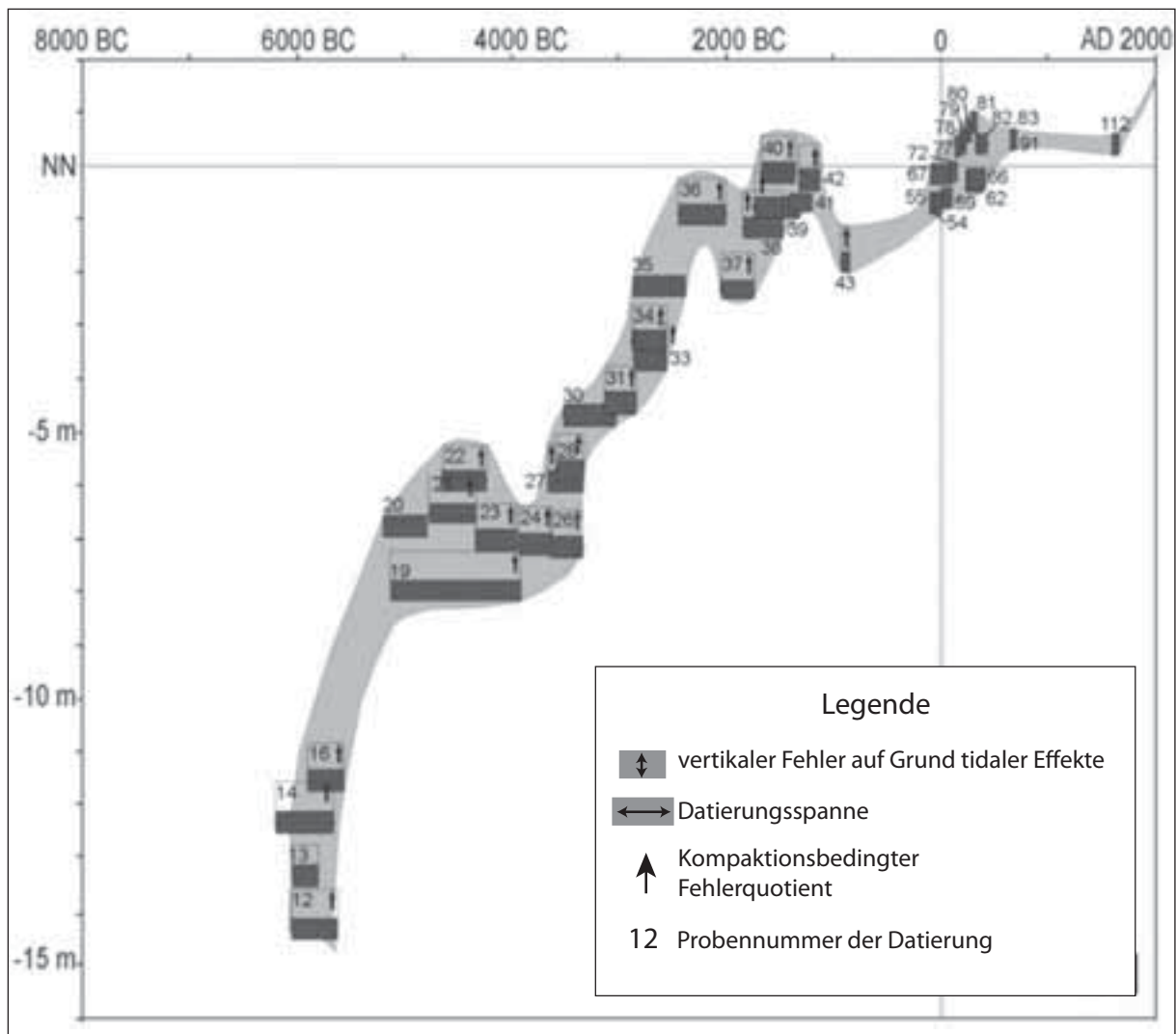


Abb. 3: Relative Meeresspiegelkurve für das Jade-Weser Ästuar, verändert nach Bungenstock&Weerts (2010).

Für die Zeit seit 6000 v. Chr. ist ein mehr oder weniger kontinuierlicher Meeresspiegelanstieg feststellbar.

Jahre-beträgt jedoch lediglich 1,2 m und spielt deswegen im Hinblick auf den holozänen Meeresspiegelanstieg nur eine untergeordnete Rolle (Streif 1990, Rothe 2009).

Das Gebiet der südlichen deutschen Nordseeküste galt lange Zeit als istostatisch stabil, sodass über mehrere Jahre die Theorie eines eustatischen Meeresspiegelanstiegs als die entscheidende Komponente des holozänen Meeresspiegelanstiegs angesehen wurde, welche – ausgelöst durch die globale Klimaerwärmung des Holozäns – durch die Änderung des Eis- und Wasserhaushaltes hervorgerufen worden ist (Streif 1990, Behre 2008). Bungenstock&Schäfer (2009) haben allerdings gezeigt, dass der Meeresspiegelanstieg im Bereich der deutschen Nordseeküste nicht rein eustatisch bedingt sein kann, da eine isostatische Absenkung von 0,6 cm/1000 Jahre in den letzten 6000 Jahren an der ostfriesischen Küste nachgewiesen werden konnte. Demnach muss also grundsätzlich von relativen Meeresspiegelschwankungen gesprochen werden. Weiterhin führen sie an, dass die Morphologie des norddeutschen Küstenraums stark durch lokale Effekte beeinflusst wird, so dass eine einzige relative Meeresspiegelkurve für diesen Küstenraum unzutreffend wäre. Vielmehr ist davon auszugehen, dass jeder Küstenabschnitt eine unterschiedliche Meeresspiegelgeschichte aufweist, welche durch unterschiedliche Tideverhältnisse, isostatische und neotektonische Bewegungen entlang der Küste bedingt ist. Basierend auf den von Behre (2003) erarbeiteten Daten haben Bungenstock&Weerts (2010) fünf Meeresspiegelkurven für fünf Regionen (vgl. Abb. 2) der südlichen deutschen Nordseeküste entworfen. Abbildung 3 zeigt die Meeresspiegelschwankungen des Holozäns für das Jade-Weser-Ästuar (Region III), welches auch den Jadebusen umfasst.

Einhergehend mit den Meeresspiegelveränderungen wandelte sich das Landschaftsbild, und es entwickelte sich eine charakteristische Sedimentabfolge von Basaltorf, welcher von feinsandigen bischluffig-tonigen Sedimenten einer brackischen Fazies überlagert wird und schließlich in marine Ablagerungen mit eingeschaltetem Torf übergeht (Bungenstock&Weerts 2010). Das Vorkommen von Torf kann in topographischen

Senken mit einem Anstieg des Grundwasserspiegels, an der Küste auch mit geringen oder stagnierenden Anstiegsraten des Meeresspiegelanstiegs erklärt werden (Bungenstock&Schäfer 2009). Die über dem Torf lagernden marinen Sedimente dokumentieren schließlich die anschließende Überflutung der Landschaft durch die Nordsee.

Hinsichtlich des Jadebusens wird davon ausgegangen, dass die Bildung der Bucht auf Meeresinbrüche im Mittelalter und der frühen Neuzeit zurückzuführen ist, die einen großen Landverlust zur Folge gehabt haben sollen. Als Ursache für diesen massiven Landschaftswandel werden in der Literatur vor allem mittelalterliche Sturmfluten angesehen (Behre 1999, 2008). Nach den neuesten Forschungserkenntnissen von Newig&Kellertat (2011) wird jedoch deutlich, dass auch ein Extremereignis wie ein Tsunami für die Gestaltung der Nordseeküste nicht ausgeschlossen werden darf. Historische Überlieferungen belegen, dass es am 5. Juni 1858 ein Tsunami-Ereignis gegeben hat, welches an zahlreichen Küstenabschnitten der Nordsee beobachtet wurde (Newig&Kellertat 2011).

4 Methodik

Als Grundlage für die hier vorgestellten geowissenschaftlichen Untersuchungen zum Landschaftswandel wurden Bohrungen hinter der Deichlinie nahe Idagroden sowie im Watt auf Arngastsand durchgeführt.

Die Bohrung RKS 416A in Idagroden wurde mittels eines kraftstoffbetriebenen Schlagbohrgeräts des Typs *Atlas CopcoCobra pro* durchgeführt, wobei geschlossene Stahlsonden mit einem Durchmesser von 60 mm verwendet wurden. Die Bohrung PR 321 in Arngastsand wurde mittels pneumatischer Rammkernsondierung abgeteuft. Hierbei wurden geschlossene Stahlsonden mit einem Durchmesser von 80 mm verwendet. Die sedimentologische Ansprache beider Kerne erfolgte nach Öffnen der Plastik-Inliner im Labor mittels Bodenkundlicher Kartieranleitung (ad-hoc-Arbeitsgruppe Boden 2005) hinsichtlich Korngröße, Farbe, Karbonatgehalt, Makrofossilgehalt und weiteren Besonderheiten.

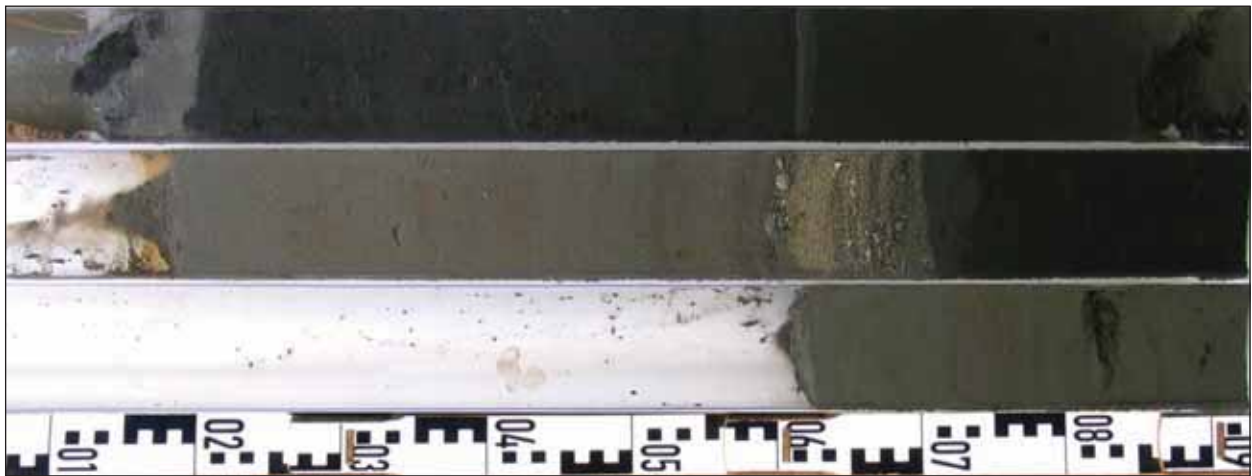


Abb. 4: Kernphoto des Bohrprofils RKS 416A in Idagroden. In der Faziesabfolge sind deutlich zwei Ingressionsphasen zu erkennen. Photo: T. Willershäuser, 2011.

Beide Sedimentkerne wurden mittels Röntgenfluoreszenzanalyse (RFA) auf ihre chemische Zusammensetzung untersucht. Hierfür wurde ein tragbares Röntgenfluoreszenz-Spektrometer des Typs *Thermo Niton XI3t 900S GOLDD* verwendet. Konzentrationen von Ca, K, S und Fe wurden zur Unterstützung der, faziellen Einordnung der jeweiligen Sedimente herangezogen.

Zur flächenhaften Untersuchung des oberflächennahen Untergrundes wurde in Idagroden eine zweidimensionale Geoelektrische Tomographie (Earth Resistivity Tomography, ERT) mithilfe einer Multi-Elektroden-Geoelektrik nach der Wenner-Schlumberger Konfiguration durchgeführt, welche es ermöglicht, ein Schnittbild der Widerstandsverteilung zu erzeugen (Hecht&Fassbinder 2006). Das Transekt JBU ERT 1 verläuft von WSW nach ENE, das Transekt JBU ERT 2 hingegen verläuft von SSE nach NNW. Die Auswertung der ERT-Transekte erfolgte mithilfe der durch die Bohrung RKS 416A gewonnenen stratigraphischen Hintergründe.

5 Ergebnisse und Diskussion

5.1 Untersuchungen in Idagroden

Die Bohrung RKS 416A (N 53°27'49.24“, E 8°03'14.25“, Höhe der Geländeoberfläche 1,60 m ü. NHN) wurde in Idagroden im Bereich der Marsch abgeteuft.

Das Sediment an der Basis des Bohrkerns, 5,93-5,75 Meter unter Geländeoberfläche (kurz- m. u. GOF), besteht aus dunkelbraunen Feinsanden und wird als pleistozäner Untergrund interpretiert. Es folgt ein mächtiger Torfhorizont (5,75-3,65 m u. GOF), der zahlreiche makroskopisch erkennbare Pflanzenreste enthält. Dieser Fazieswechsel dokumentiert den Übergang von einem terrestrischen zu einem zunächst semiterrestrischen Milieu im heutigen Küstenbereich des Jadebusens. Nach Bungenstock&Schäfer (2009) kann angenommen werden, dass es mit dem Meeresspiegelanstieg zum Anstieg des Grundwassers gekommen ist, welcher vor allem in Geestrandbereichen und in topographischen Senken Torfwachstum ermöglichte. Das Torfpaket wird mehrfach von klastischen Sedimentlagen unterbrochen. Als erster Überflutungskontakt des Meeres kommt die Schicht von 5,13-4,73 m u. GOF in Frage, die aus Brackwassersedimenten besteht. Dies wird zum einen aus der Korngrößenzusammensetzung, dem Vorhandensein zahlreicher Pflanzenreste sowie den Ergebnissen der RFA-Untersuchung erkennbar. Letztere zeigen an dieser Stelle deutlich erhöhte K-Werte sowie in den Übergangsbereichen erhöhte S- und Fe-Konzentrationen, die mit hoher Wahrscheinlichkeit auf den Einfluss von nährstoffreichem Wasser zurückzuführen sind. Der folgende plötzliche Rückgang der K-Konzentration im Bereich des darüber lagernden Seggentorfs belegt eine erneute Verlandung der Region durch zunehmendes Moorbachstum (vgl. Streif 1990). Es sind also zu diesem Zeitpunkt noch keine stabilen marinen Verhältnisse entstanden. In der Literatur wird eine solche Abfolge als Meeresspiegelschwankungen interpretiert, wobei es zunächst einen plötzlich ansteigenden Meeresspiegel geben haben soll, der für die marine Überflutung des Torfs verantwortlich ist. Das anschließend erneut aufkommende Torfwachstum wird mit einer folgenden Stagnation des Meeresspiegels oder aber einem kurzzeitigen Meeresspiegelabsinkens erklärt. Auffällig ist, dass sowohl das untere als auch das obere Torfpaket jeweils von einem wenige Zentimeter mächtigem Bändchen aus klastischem Material unterbrochen wird (Tiefenangaben?). Obwohl die ermittelten Ca-Konzentrationen in diesen Bändchen sehr gering sind, wird davon ausgegangen, dass es sich um ursprünglich karbonatreiches marines Material handelt, welches aufgrund des über- und unterlagernden stark sauren Torfs entkalkt worden ist. In den Übergangsbereichen beider Lagen konnten wiederholt erhöhte Fe- und S-Konzentrationen nachgewiesen werden. Wir gehen davon aus, dass Fe mit dem klastischen Material eingetragen wurde und in Verbindung mit H_2S , welches durch Schwefelreduktion aus organischem Material entstanden ist, zur Bildung von FeS_2 geführt hat. Letzteres verleiht dem Sediment seine charakteristische dunkelgraue Farbe. Beide in Torf eingeschalteten Lagen sind allochthonen Charakters und können mit Extremereignissen in Verbindung gesetzt werden.

Eine scharfe Grenze befindet sich bei 3,65 m u. GOF und stellt möglicherweise eine Erosionsdiskordanz dar. Sie markiert den Übergang von einer semiterrestrischen Fazies zu einer Brackwasserfazies. Oberhalb von 3,35 m u. GOF liegen marine Sedimente vor. Die Grenze bei 3,65 m u. GOF stellt somit eine zweite marine Transgressionsphase dar. Das Fehlen eines graduellen Übergangs zwischen organischer Substanz und klastischen Sedimenten legt die Vermutung nahe, dass die scharfe Grenze nicht die Folge des mehr oder weniger kontinuierlich ansteigenden relativen Meeresspiegels, sondern vielmehr eines plötzlichen Ereignisses ist. Da ein co-seismisches Absacken des Untergrundes für den norddeutschen Raum ausgeschlossen werden kann, scheint die marine Transgression daher im Zusammenhang mit hochenergetisch einströmendem Wassers einhergegangen zu sein, was dazu führte, dass der Torf erodiert und beim Stillstand des Wassers von marinen Sedimenten überlagert wurde. Mithilfe des vorliegenden Bohrprofils allein lässt sich jedoch keine Aussage treffen, ob es sich bei diesem Ereignis um eine Sturmflut oder einen Tsunami gehandelt hat.

Die weitere Sedimentabfolge des RKS 416A zeigt, dass sich im Anschluss an die zweite Transgression stabile marine Verhältnisse eingestellt haben und am Bohrpunkt keine weitere Moorbildung erfolgte. Oberhalb von 3,35 m u. GOF beginnt im Sedimentkern eine feingliedrige Wechsellagerung aus Schluff, Feinsand und organischem Material, deren Struktur auf den Einfluss von Gezeitenströmungen hindeutet. Diese Grenze markiert offensichtlich den Zeitpunkt, an dem sich das Wattenmeer entwickelt hat. Dies zeigt sich auch in der sich ändernden chemischen Zusammensetzung der Ablagerungen, welche oberhalb von 3,35 m u. GOF zunehmende K-Konzentrationen sowie steigende Ca-Konzentrationen aufweist, die einen Hinweis auf kalziumbindende Organismen im Sediment geben. Die marine Fazies setzt sich bis zu 1,43 m u. GOF fort.

Der zur GOF folgende Abschnitt zeigt die charakteristischen Merkmale einer Marsch. Der Übergang von Wattsedimenten zur Marsch markiert die natürliche Verlandung des Untersuchungsgebiets am Rand des Jadebusens.

Die Untersuchung des Untergrundes mittels ERT hat ergeben, dass die für den Bohrkern RKS 416A gefundenen stratigraphischen Verhältnisse flächenhaft für das gesamte Untersuchungsgebiet in Idagrodenals identisch anzusehen sind. Die Bohrung RKS 416A reicht bis in eine Tiefe von 6 m u. GOF, wo sie in pleistozänen Sanden endet. Da über die Lithologie in den darunterliegenden Schichten an dieser Stelle keine

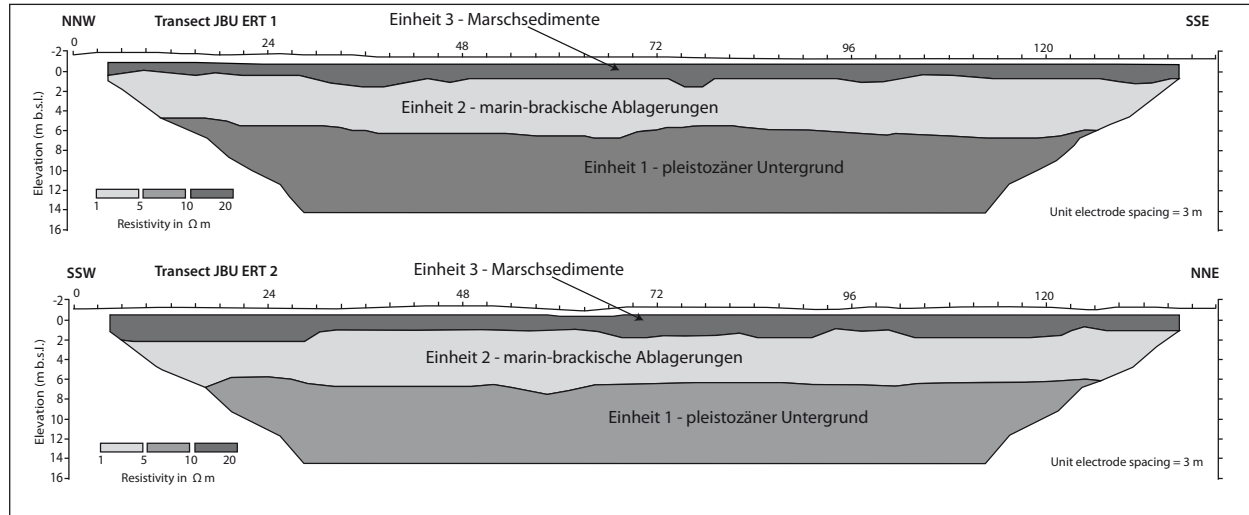


Abb.5: Ergebnisse der geoelektrischen Tomographie-Untersuchungen in Idagroden (eigene Darstellung).

Bohrdaten vorliegen, ist für die Interpretation der ERT-Ergebnisse zunächst nur dieser Bereich interessant. Die Bohrung RKS 416A hat eine Einteilung des Profils in vier Hauptfazies ergeben: Pleistozäne Sande an der Basis, darüber liegender Torf, dieser wird von sandig, schluffigen Wattsedimenten überlagert, welche dann in zunehmend tonigen Schluff der Marsch übergehen. Die geoelektrischen Messergebnisse beider ERT-Transekte spiegeln diese Verteilung im Wesentlichen wider (vgl. Abb. 5). Besonders auffällig sind die offensichtlich über weite Strecken zu beobachtende Verbreitung des Torfes sowie der transgressiv darüber folgenden marin-brackischen Sedimente.

5.2 Untersuchungen auf Arngastsand

Der Bohrkern PR 321 (N 53°28'08,5", E 008°11'31,0", Geländeoberfläche bei -1,87 m ü. NHN) wurde im westlichen Teil des Jadebusens im Bereich des Schlickwatts auf Arngastsand abgeteuft.

Wie schon für den Bohrkern RKS 416A von Idagroden festgestellt, wird auch bei dieser Bohrung die Basis aus pleistozänen Sanden gebildet (3,00-2,71 m u. GOF). Die absolute Höhenlage der Holozänbasis liegt auf Arngastsand nur 43 cm tiefer (RKS 416A: -4,15 m NHN; PR 321: -4,58 m NHN). Die Feinsandablagerungen werden nach oben hin zunehmend humoser, lassen deutlich Pflanzenreste erkennen und weisen im Mittel eine relativ hohe Kalium Konzentration auf. Dies deutet auf den Einfluss von nährstoffreichem Wasser hin, sodass der Übergang von einer terrestrischen zu einer semiterrestrischen Fazies auch in diesem Kern gut nachvollzogen werden kann. Wenn es an dieser Stelle auch noch nicht zur Entwicklung eines Torfpaketes gekommen ist, so sind doch deutlich ausgeprägte anmoorige Ablagerungen vorherrschend. Das Profil wird bei 2,68-2,66 m u. GOF von einem tonigen Schluffbändchen unterbrochen, welches durch leicht erhöhte Ca-Werte und stark erhöhte K-Konzentrationen gekennzeichnet ist. Vorbehaltlich einer detaillierten Mikrofossilanalyse ist anzunehmen, dass es sich um marine Sedimente handelt, welche die erste Transgression der Nordsee in diesem Kern darstellt. Verglichen mit der Stratigraphie des Bohrkerns RKS 416A aus Idagroden scheint diese initiale Transgression auf Arngastsand durch ein Ereignis, welches durch hohe Strömungsgeschwindigkeiten charakterisiert ist, verursacht worden zu sein. Hierauf deuten der im Vergleich zum Liegenden und Hangenden wesentlich höhere Anteil klastischen Materials sowie die klare Abgrenzung zu dem darüber lagernden Torfbändchen hin. Der folgende Torfabschnitt ist durchgehend dunkelbraun bis schwarz und mit zahlreichen makroskopisch erkennbaren Wurzel- und Pflanzenresten durchsetzt (2,59-1,80 m u. GOF). Ähnlich wie in dem Sedimentkern RKS 416A von Idagroden wird der Torf in Kern PR 321 nach oben von klastischen Sedimenten abgelöst, welche aufgrund der Korngrößenzusammensetzung und eines erhöhten Ca- sowie K-

Gehaltes Kennzeichen von Brackwassersedimenten besitzen. Mit einer scharfen Erosionsdiskordanz folgt bei 1,77 m u. GOF der abrupte Übergang von Schluff zu Grob- und Mittelsanden (1,77-1,65 m u. GOF), die zahlreiche Fragmente mariner Mollusken enthalten und damit eine zweite Transgression innerhalb des Kerns PR 321 markieren. Des Weiteren belegt der sprunghafte Anstieg der Korngrößen ein Ereignis mit extremen Strömungsgeschwindigkeiten, da für den Transport von Sedimenten dieser Korngrößenfraktion hohe Energien erforderlich sind. Eine Möglichkeit für ein solches Ereignis könnte eine Sturmflut gewesen sein. Als mögliche Ursache für diese Hochenergie-Ereignislage müssen sowohl Stürme als auch Tsunamis in Betracht gezogen werden. Die deutlichen Wechsellagerungen innerhalb der aus allochthonem Material zusammengesetzten Schicht zeigen, dass es mehrere Phasen unterschiedlicher Strömungsgeschwindigkeiten gegeben haben muss. Die Phasen geringerer Strömung bzw. stehenden Wassers lassen sich an den Schluffschichten ablesen, Phasen stärkerer Strömung sind hingegen durch Grobsand sowie Schill gekennzeichnet. Oberhalb von 1,65 m u. GOF belegt Kern PR 321 die Existenz eines stabilen marinen Systems in Form eines Watts, welches bei Arngastsand bis heute besteht. Es treten Wechsellagerungen aus Feinsand und Schluff auf, welche den Einfluss der Gezeitenströmung belegen. Die Ca-Konzentrationen fallen zunächst, steigen ab 1,36 m u. GOF aber wieder in stark schluffigem Sediment. Dieser Bereich entspricht dem rezenten Schlickwatt, wobei die hohe Ca-Konzentration durch aktiv Kalziumbindende Organismen verursacht wird.

Vergleicht man die Stratigraphien beider Bohrkerne, fallen große Ähnlichkeiten in der Faziesabfolge auf. Offensichtlich hat in Idagroden und auf Arngastsand ein vergleichbarer Landschaftswandel stattgefunden. Für beiden Sedimentkerne konnten zwei Transgressionsphasen nachgewiesen werden. Vergleicht man dieses Ergebnis mit den Befunden von Wartenberg & Freund (2011), wird deutlich, dass diese für den gesamten Jadebusen ebenfalls zwei Transgressionen erfassen konnten, was den Ergebnissen dieser Arbeit entspricht. Hieraus kann zunächst gefolgert werden, dass sich der Landschaftswandel im Bereich des Jadebusens flächenhaft vollzogen hat. Zudem können für den Großraum Jadebusen zwei Hochenergie-Ereignisse belegt werden, die maßgeblich zu einer Veränderung des Reliefs und der Sedimentabfolgen geführt haben.

Die erste Transgression von marinen Sedimenten über Torf offenbart sich in Idagroden in Form eines graduellen Übergangs zu einem brackischen Ablagerungsmilieu, auf das ein erneutes Torfwachstum folgt. Für diese Entwicklung können mehrere Hypothesen in Betracht gezogen werden. Nach Behre (2003) lässt ein solcher Fazieswechsel auf eine transgressive Phase, verbunden mit einem Anstieg des Meeresspiegels schließen, woraufhin sich eine regressive Phase anschließt. Während dieser kommt es entweder zu einer Verlangsamung oder Stagnation des Meeresspiegelanstiegs oder sogar zur Absenkung des Meeresspiegels, was eine Vermoorung ermöglichen könnte. Wie erläutert, kann für Arngastsand ein hochenergetisches Strömungsereignis als Ursache für die erste Transgression nicht ausgeschlossen werden. Ein erneutes Aufwachsen des Torfes ist daher möglicherweise auf stagnierende Wasserverhältnisse in Ereignis-bedingt übertieften, ausgeschürften (Teil-)Becken in Folge der Überflutung zurückzuführen.

Mit der zweiten Transgression muss an beiden Standorten eine massive Veränderung der Landschaft stattgefunden haben, denn in beiden Fällen wird der Torf in Verbindung mit Erosionsdiskordanzen von marinen, teilweise grobklastischen und schillreichen Sedimenten überlagert. Hieraus folgt, dass in Idagroden und auf Arngastsand sehr plötzlich große Massen Wasser eingeflossen sein müssen. Trotz unterschiedlicher Korngrößenzusammensetzung der beiden jüngeren Transgressionslagen kann ein Zusammenhang zwischen den Lagen nicht ausgeschlossen werden; möglicherweise handelt es sich um ein- und dasselbe Ereignis, welches einen massiven Landschaftswandel in beiden Teiluntersuchungsgebieten bedingte. Weder für den Bohrkerne RKS 416A noch für den Bohrkern PR 321 konnten Spuren der in der Literatur vielfach beschriebenen mittelalterlichen Sturmfluten nachgewiesen werden. Aufgrund des mächtigen Sedimentkörpers oberhalb der zweiten Transgression ist vielmehr davon auszugehen, dass diese Sturmflutlagen des Mittelalters gezeitenströmungsbedingt aufgearbeitet und nicht mehr erhalten sind und der Meereseinbruch, der die Sedimente der zweiten Transgression transportiert hat, wesentlich früher stattgefunden haben muss (vgl. Wartenberg & Freund 2011). Es ist jedoch fraglich, ob dieser Landschaftswandel durch eine Sturmflut hervorgerufen wurde. Die Ergebnisse aus Idagroden und Arngastsand sowie die Befunde von WARTENBERG & FREUND (2011) legen die Vermutung nahe, dass im Jadebusen eine einheitliche Faziesabfolge von Westen nach Osten besteht. Die Dimension dieser flächendeckenden Erosionsprozesse und des sich anschließenden Eintrags von Fremdmaterial im Bereich des Jadebusens deutet vielmehr auf eine tsunamigene denn auf eine sturmbedingte Entstehung. Seitdem historische Belege für ein junges Tsunami-Ereignis in der Nordsee vorliegen (Newig & Kelletat 2011), muss davon ausgegangen werden, dass auch in weiter zurückliegenden Zeiten Tsunami-Ereignisse stattgefunden und die Küste in Mitleidenschaft gezogen haben. Die hier für Idagroden und Arngastsand präsentierten Transgressionsablagerungen stellen plausible Kandidaten für ältere und bisher

nicht identifizierte Tsunamite dar. Da von einer großen Variabilität der Extremereignis-Sedimente auszugehen ist, müssen großflächig weitere Untersuchungen durchgeführt werden, um die Frage der ereignis-gesteuerten Genese des Jadebusens und anderer Ingressionsbuchten an der deutschen Nordseeküste zu klären.

6 Schlussfolgerung

Die im Rahmen geomorphologisch-geowissenschaftlicher Untersuchungen im südwestlichen Jadebusen unter Anwendung unterschiedlicher Methoden erhaltenen Ergebnisse weisen eine hohe Konsistenz auf und lassen sich für die beiden Teiluntersuchungsgebiete Idagroden und Arngastsand gut korrelieren. Bohrkernstratigraphien, chemische Analyseergebnisse und geoelektrische Widerstandsmessungen belegen deutliche Fazieswechsel im Untergrund, welche in vergleichbarer Tiefe liegen. Fazielle Übergänge im Sedimentkern gehen mit einem Wechsel der Konzentrationsverhältnisse unterschiedlicher chemischer Elemente einher und werden in der geoelektrischen Pseudosektion durch deutliche Unterschiede in der Widerständigkeit abgebildet. An beiden Bohrlokationen konnte der gesamte Holozänkörper erfasst werden. Neben zwei Stadien, in denen sich eine ausgeprägte Vermoorung entwickelt hat, konnten zwei deutliche Transgressionsereignisse nachgewiesen werden. Letztere stehen mit einem weitreichenden, großflächigen holozänen Landschaftswandel in Verbindung. Unter Berücksichtigung der räumlichen Dimension der Transgressionslagen sowie von sedimentologischen, geochemischen und geomorphologischen Befunden kann neben einer sturmbürtigen eine tsunamigene Entstehung nicht ausgeschlossen werden. Dies gilt insbesondere vor dem Hintergrund der jüngst gelieferten historischen Belege für Tsunami-Ereignisse an der Nordseeküste (Newig&Kelletat 2011). Das zweite Transgressionsereignis initiierte letztlich den Übergang von einst semi-terrestrischen (Moor) zu heute vorherrschenden marinen (Watt) bzw. brackischen Ablagerungsbedingungen (Marsch).

Literatur

- AG Boden (Hrsg.) (2005): Bodenkundliche Kartieranleitung. Hannover.
- Behre, K.-E. (1999): Die Veränderung der niedersächsischen Küstenlinien in den letzten 3000 Jahren und ihre Ursachen. Probleme der Küstenforschung im südlichen Nordseegebiet 26: 9-33.
- Behre, K.-E. (2002): Die deutsche Nordseeküste. In: LIEDTKE, H. und J. MARCINEK (Hrsg.): Physische Geographie Deutschlands. Gotha: 324-343.
- Bungenstock, F. und A. Schäfer (2009): The Holocene relative sea-level curve for the tidal basin of the barrier island Langeoog, German Bight, Southern North Sea. In: Global and Planetary Change 66: 34-51.
- Hecht, S. und J. Fassbinder (2006): Der Blick in den Untergrund: Magnetometrie und Geoelektrische Tomographie in der Geoarchäologie. In: Geographische Rundschau 58 (4): 38-45.
- ICBM (2011): Geoökologie. Internet: <http://www.icbm.de/geooekologie/37867.html> (09.09.2011).
- Newig, J. und S. Kelletat (2011): The North Sea Tsunami of June 5, 1858. In: Journal of Coastal Research 27 (5): 931-941.
- Rothe, P. (2009): Die Geologie Deutschlands. Darmstadt.
- Streif, H. (1990): Das ostfriesische Küstengebiet: Nordsee, Inseln, Watten und Marschen. Berlin.
- Wartenberg, W & H. Freund (2012): Late Pleistocene and Holocene Sedimentary record within the Jade Bay, Lower Saxony, Northwest Germany – New aspects for the paleo-ecological record. In Quaternary International 251: 31-41.

Adresse:

Lea Obrocki B.Sc., Prof. Dr. Andreas Vött, Dipl.-Geogr. Timo Willershäuser
 Geographisches Institut
 Johannes Gutenberg-Universität Mainz
 Johann Joachim Becher-Weg 21
 D-55099 Mainz

PD Dr. Holger Freund, Dr. Wolfram Wartenberg, Stefanie Schnaidt B.Sc
 Institut für Chemie und Biologie des Meeres (ICBM-Terramare),
 AG Geoökologie
 Schleusenstr. 1
 D-26382 Wilhelmshaven

*29. Jahrestagung des Arbeitskreises „Geographie der Meere und Küsten“***Palynologische Untersuchungen zur spätholozänen
Landschaftsentwicklung im westlichen Jadebusen**Stefanie Schnaidt, Holger Freund & Wolfram Wartenberg¹**Zusammenfassung**

Ausgehend von der Frage, wie sich die nordwestdeutsche Landschaft westlich des Jadebusens im Holozän entwickelte, wurde eine Bohrung in einem Doppelrohrverfahren im Bereich des ehemaligen „Schwarzen Bracks“ abgeteuft (Endteufe: 6,15 m). Der Bohrkern wurde anschließend sedimentologisch und palynologisch untersucht, bezüglich Aufbau und Genese interpretiert und die Ergebnisse wurden mittels Röntgenfluoreszenzanalyse ergänzt. Mit Erfassung der Holozänbasis und der Auswertung der Pollenanalyse konnte der Bohrkern zeitlich eingestuft werden. Die auf die pleistozänen Sande, der Geest, folgende organische Basalsequenz aus Niedermoortorf repräsentiert den Basaltorf, der im untersuchten Kern subboreales Torfwachstum widerspiegelt. Im Allgemeinen begann das Torfwachstum im Jadebusen im Atlantikum beziehungsweise dem Subboreal, dessen frühester Beginn, basierend auf bereits gewonnenen Radiokohlenstoff-Altern, auf ca. 6225 cal BC datiert werden kann (Wartenberg & Freund 2012). Die Pollenanalyse des Basaltorfes ergab, dass das Wachstum des Torfes im westlichen Jadebusengebiet mit einem Erlenbruchwald und relativ feuchten Bedingungen begann. Eine allmähliche Abtrocknung des Niedermoors führte zumindest lokal zu erhöhten Heide- und Süßgrasvorkommen. Nach erneut auftretenden zunehmend feuchten und sumpfigen Verhältnissen endete das Torfwachstum vorläufig. Die beiden Torflagen werden von einer Aufspaltungssequenz getrennt, deren mineralische Einschaltung aus nahezu kalkfreien, meist mit Pflanzen- und Wurzelresten durchzogenen oder schilfdurchwurzelten Sedimenten des brackisch-lagunären Milieus besteht und das Wachstum des Moores zwischenzeitlich unterbrach. Diese Unterbrechung der Sedimentation erfolgte im westlichen Jadebusen nach Wartenberg & Freund (2011) um 3.000 cal BC. Bevor die Region jedoch vollständig von marinen Bedingungen dominiert wurde, wuchs abermals ein Niedermoor auf, welches sich von einem Erlenbruchwald in einen Eichenmischwald mit lokal häufigem Heidevorkommen entwickelte und letztendlich durch ein marines System abgelöst wurde. Das Top der organischen Decksequenz wurde anhand der Pollenanalyse auf den Beginn des Subatlantikums datiert. Abgeschlossen wird das Profil mit einer klastischen Decksequenz, welche aus Tideablagerungen im Sand- und Mischwattbereich besteht. Die spätholozäne Paläoumwelt des westlichen Jadebusens und seiner näheren Umgebung ist durch mindestens ein extremes Naturereignis geprägt worden, das durch eine, mehrere Millimeter mächtige Lage, die in benachbarter Umgebung diatomologisch eindeutig dem marinen Milieu zugeordnet wurde, am Top der Torfe des untersuchten Kerns zu finden ist.

1 Einführung

Der Jadebusen und seine nähere Umgebung sind Bestandteil des norddeutschen Küstengebiets und Teil des UNESCO-Weltnaturerbes „Niedersächsisches Wattenmeer“. Landschaft und Geologie dieser Region wurden maßgeblich durch die Eiszeiten im Quartär und den dazwischen liegenden Warmzeiten gestaltet. Die vorweichselkaltzeitlichen Sedimente, als Geest bekannt, dienen im Holozän als Boden für das Wachstum ausgedehnter Wälder, Moore und Sümpfe. Neben Erlenbruchwäldern, Schilf- und Seggentorfen sind besonders die entlang von Flussläufen aufwachsenden Auwälder hervorzuheben, die vor allem zu Beginn des Holozäns im Einzugsgebiet des heutigen Jadebusens das Landschaftsbild dominierten. Die Paläolandschaft unterlag signifikanten Veränderungen, vor allem hervorgerufen durch unterschiedliche Grundwasserspiegelstände (Benda 1995). Diese bedingten die Entwicklung von Hoch- und Niedermooren und bestimmten die Vegetation im heutigen Jadebusengebiet in Niedersachsen. Schwankungen des relativen Meeresspiegels sowie glaziosostatische Ausgleichsbewegungen beeinflussten zusätzlich die Ausprägung des Faziesraumes (Bungenstock & Weerts 2010). Außerdem nahmen bronzezeitliche Siedlungsphasen des Menschen sowie

¹ Institut für Chemie und Biologie des Meeres (ICBM-Terramare), AG Geoökologie, Schleusenstr. 1, D – 26382 Wilhelmshaven

extreme Naturereignisse Einfluss auf die Landschaftsentwicklung im Jaderaum (Wartenberg & Freund 2012) und verursachten unter Umständen einen Schnitt im Vegetationsgefüge. Rezent ist der Jadebusen geprägt durch makrotidale Bedingungen und eine anthropogene Landschaft, die das Resultat des Eingriffs des Menschen in Form des Deichbaus ist.

Anhand einer 6,15 m tiefen Bohrung, binnendeichs im Bereich des ehemaligen „Schwarzen Bracks“ im westlichen Jadebusengebiet abgeteuf, wird die Entwicklung der Landschaft mit sedimentologischen, palynologischen, makrorestanalytischen Methoden eingehend untersucht. Ziel der Untersuchung ist die Beantwortung der Frage, wie sich die Landschaft im Westen des Jadebusens im Verlauf des Holozän entwickelt hat und welche Bedingungen ausschlaggebend für die Ausprägung der Küstenmorphologie waren. Dazu sollen die gewonnenen Ergebnisse mit bereits vorliegenden Arbeiten und Resultaten verglichen werden.

Die Arbeit ist der Auszug einer Bachelorarbeit mit dem Titel „Sedimentologische und palynologische Untersuchungen zur Spätholozänen Landschaftsentwicklung im westlichen Jadebusen“, die im Bachelorstudiengang Umweltwissenschaften der Universität Oldenburg erarbeitet und im September 2011 vorgelegt wurde (Schnaidt 2011). Die Untersuchungen waren weiterhin Teil der Arbeiten im fächer- und institutsübergreifend durchgeführten Jadebusenprojekt (s. auch <http://www.icbm.de/geoökologie/jadebusenprojekt>).

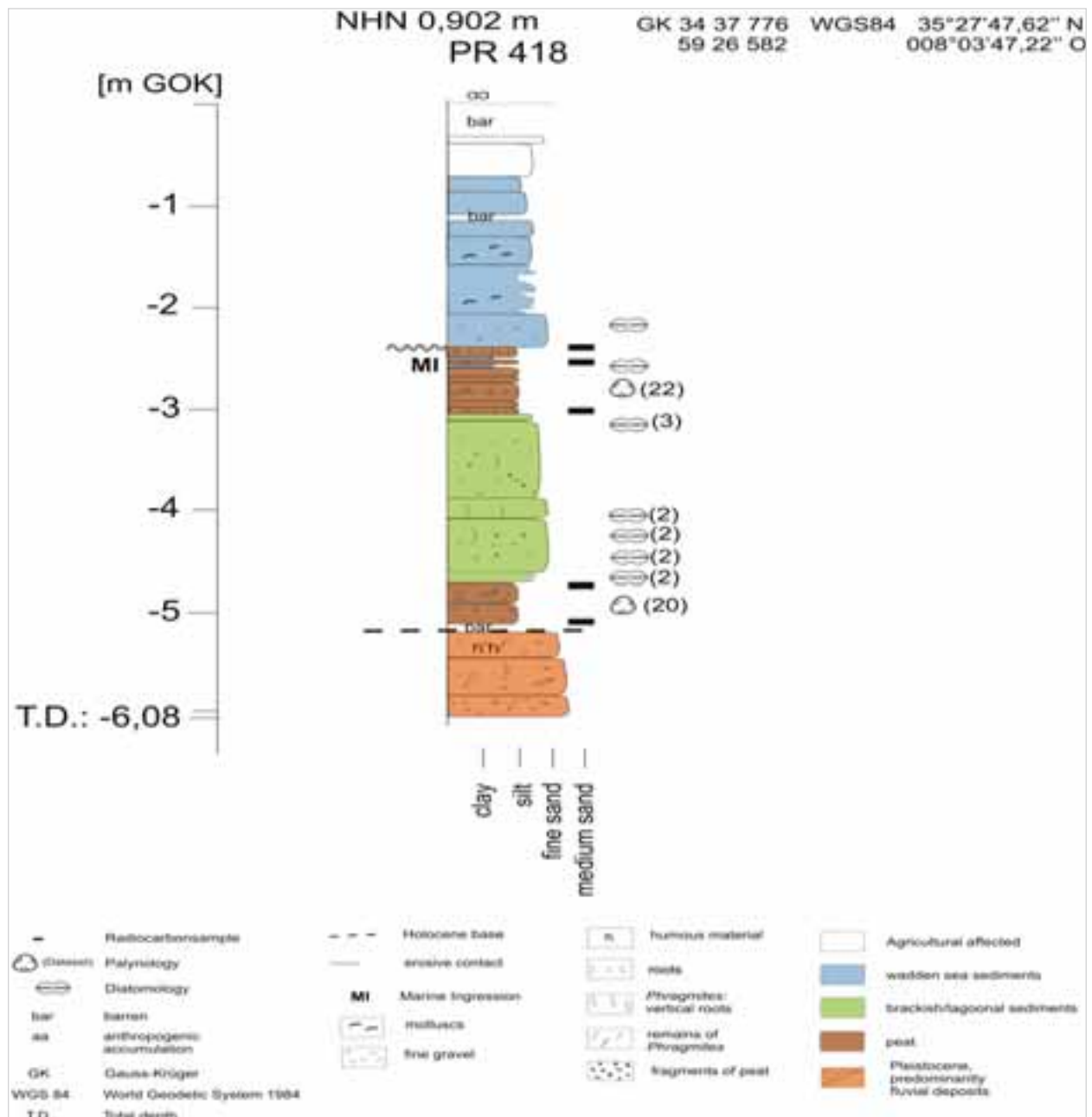


Abb 1: Bohrkernzeichnung PR418, westlich des Jadebusens, im Bereich des ehemaligen „Schwarzen Bracks“. Die Koordinaten sind in Gauss-Krüger und WGS84 angegeben, die Höhe in NHN, dem neuen Höhenbezugs-system in Deutschland (Umsetzung für die Region um Wilhelmshaven: NHN ~ NN + 10 mm).

2 Zielsetzung und Rahmenbedingungen

Die Untersuchungen gehen der Frage nach, wie sich die Landschaft im westlichen Jadebusengebiet während des Spätholozäns entwickelte. Anhand einer neu abgeteufte Bohrung in diesem Bereich (Bohrkern PR 418, Abb. 1) wird in der vorliegenden Arbeit die holozän-palynologische Situation mit sedimentologischen, palynologischen und makrorestanalytischen Methoden in Bezug auf das Paläolandschaftsbild hin untersucht. Zudem werden die gewonnenen Ergebnisse mit denen aus weiteren Bohrkernen in der nahen Umgebung verglichen und korreliert werden und somit eventuelle Entwicklungsunterschiede in der Landschaft erkannt und dargestellt werden (siehe auch Beitrag Obrocki et al. in diesem Band).

3 Untersuchungsgebiet und Methoden

3.1 Untersuchungsgebiet

Die untersuchte Küstenregion hat in der Vergangenheit eine komplexe geologische sowie landschaftliche Entwicklung hinter sich (Streif 1990). Durch Sturmfluten und Deichbau, durch natürliche und anthropogene Einflüsse wurde die heutige Küstenlinie geprägt.

Das Quartär oder auch Eiszeitalter ist der jüngste und aktuelle erdgeschichtliche Abschnitt, der sich in das Pleistozän und das Holozän untergliedert (Streif 1990). Die für diesen Zeitraum bezeichnenden Schwankungen des Klimas, mit ständigem Wechsel zwischen Kalt- und Warmzeiten, sogenannten Glazialen und Interglazialen, zeichnen sich deutlich in den Ablagerungsprozessen der jeweiligen Sedimente ab (Streif 1990).

Es ist allerdings nicht nur die sedimentologische Analyse, die Aufschluss über die ehemals herrschenden Bedingungen gibt, sondern wie auch Schäfer (2005) erläuterte, die Aufklärung der „Lebensgemeinschaft pflanzlicher und tierischer Fossilien“. Die Paläoökologie hilft zu verstehen, wie und wo der Ablagerungsraum besiedelt war, welche äußeren Bedingungen vorgeherrscht haben und wie dieses Gebiet beispielsweise mit Sediment versorgt wurde. Mit diesen vielfältigen Komponenten und Möglichkeiten kann eine ungefähre Rekonstruktion der früher vorherrschenden Bedingungen erfolgen.

Die Entwicklung der Vegetation in Nordwestdeutschland nach den Eiszeiten ist gut erforscht und dementsprechend liegt für Auswertungen eine große Datenbasis zugrunde. Auch das Untersuchungsgebiet war nach der Eiszeit zumindest zeitweilig von einer dichten Vegetation bedeckt.

Mit regionalen Schwankungen und teilweise unterschiedlichen Wanderungsgeschwindigkeiten kamen und gingen die an jede Klimaphase individuell angepassten Arten, welche die jeweilige Vegetationszusammensetzung bestimmten.

3.2 Methoden

Der Bohrkern PR 418 wurde mithilfe einer Doppelrohr-Rammkernsondierung in durchsichtigen Polyethylen-Linern nahe dem Deich gewonnen. Die Bohrlokation (Abb. 1) wurde in westlicher Verlängerung eines innerhalb des Jadebusen gelegten Ost-West-verlaufenden Transekts ausgewählt. Die Holozänbasis wurde auf 5,08 m unter Geländeoberfläche erreicht und lagert pleistozänen Sanden auf.

Im Labor wurde der Bohrkern optisch-haptisch nach Längsanschnitt beschrieben und interpretiert. Für pollenanalytische und diatomologische Untersuchungen wurden ausgewählte Proben nach Erdtman (1954) beziehungsweise nach Schrader (1975) aufbereitet. Für eine folgende, qualitative Makrorestanalyse standen größtenteils die Siebrückstände von der Pollenaufbereitung zur Verfügung. Die Präparation zur Pollenanalyse fand mit Glycerin statt. Für die Pollenbestimmung stand die Bestimmungsliteratur von Beug (2004) und Faegri & Iversen (1993) zur Verfügung. Zur landschaftsrekonstruierenden Interpretation dienten Firbas (1952) für die Waldgeschichte Mitteleuropas sowie Dierssen (2001) und Gerken (1983) zur Identifizierung und Klassifizierung der Moore.

4 Ergebnisse

4.1 Geologisch-sedimentologische Ergebnisse

Die Sedimente des Bohrkerns PR 418 lassen sich zum größten Teil dem Holozän (qh) (0,33-5,08 m), aber auch dem Pleistozän (qp) (5,08-6,08 m) zuordnen (Abb. 2). In Bezug auf die Genese der Sedimente lassen sich sowohl terrestrische und semiterrestrische als auch brackisch-lagunäre und marine Sedimente unter-

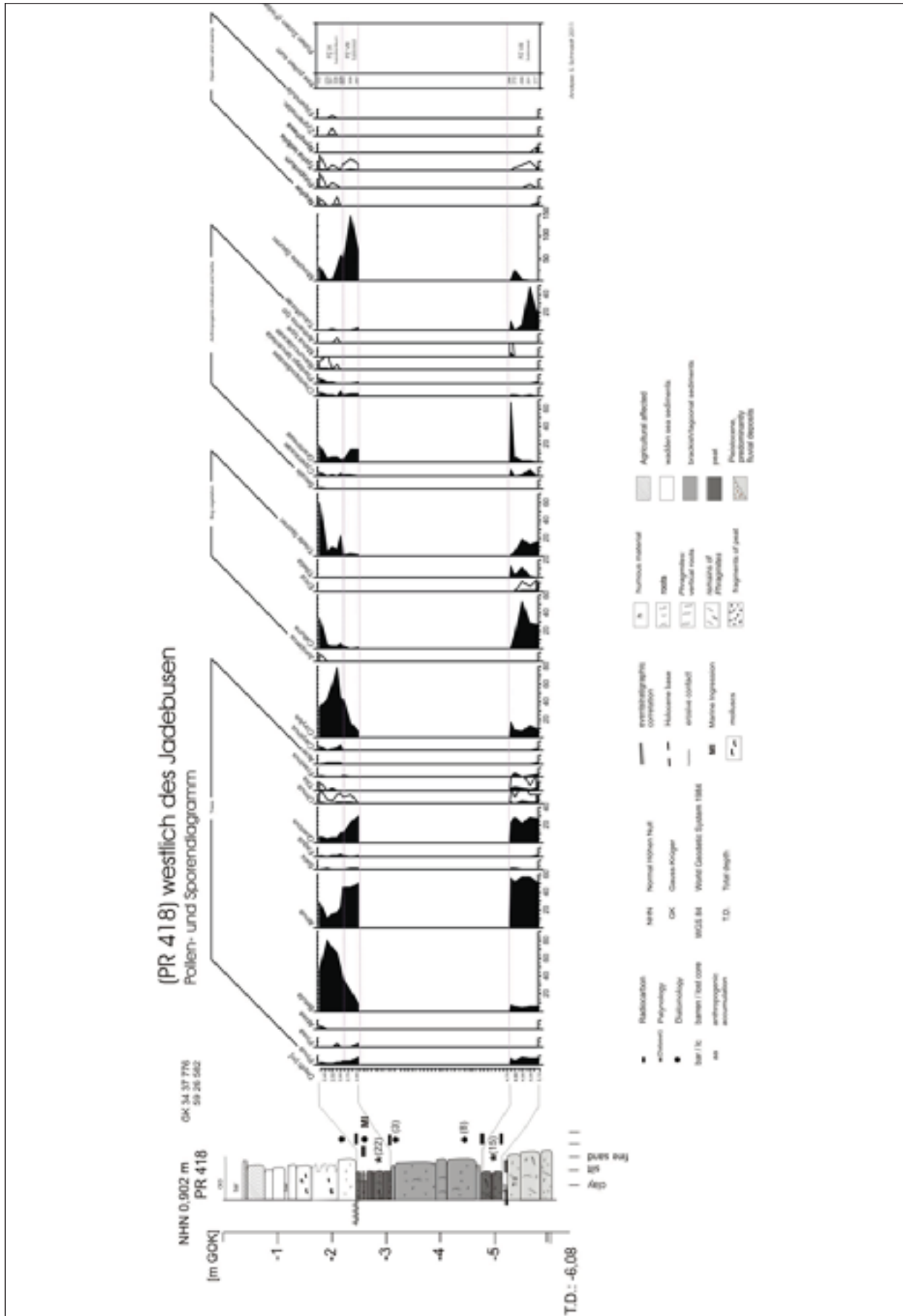


Abb 2: Pollen- und Sporendiagramm des Basaltorfes der Bohrung PR 418 westlich des Jadebusen im Bereich des ehemaligen „Schwarzen Bracks“. Koordinaten in Gauss-Krüger und WGS84, Höhenangabe in NHN, dem neuen Höhen Bezugssystem in Deutschland (Umsetzung für die Region um Wilhelmshaven: NHN ~ NN + 10 mm).

scheiden. Im Mengenverhältnis nimmt die brackisch-lagunäre Fazies den größten Anteil ein, gefolgt von den terrestrischen und marinen Ablagerungen. Die semiterrestrischen Ablagerungen sind in zwei Einheiten gegliedert und werden von einer knapp 1,80 m mächtigen brackisch-lagunären Lage unterbrochen (Abb. 2). Die als brackisch-lagunär angesprochenen Sedimente sind überwiegend stark mit humosem Material durchsetzt. Die semiterrestrischen und terrestrischen Ablagerungen, Torfe und pleistozäne Sande im Liegenden des Kerns, zeigen sich in unterschiedlichen Ausprägungen. Im Hinblick auf die Torfe lassen sich verschiedene Torfarten bestimmen, die unterschiedliche äußere Bedingungen widerspiegeln. Anhand des Bohrkerns wird auch deutlich, dass die beiden Torfpakete eine unterschiedliche Entwicklungsgeschichte hatten. Die erste Torflage (5,08 m bis 4,67 m) endet in einem natürlichen und fließenden Übergang in die darüber folgenden brackisch-lagunären Sedimente, was auf eine allmähliche Vernässung eines Niedermoores schließen lässt. Die zweite Torflage (3,03 m bis 2,34 m) endet dagegen abrupt in einem sogenannten Erosionskontakt auf 2,34 m unter Geländeoberkante (u GOK, vgl. Abb. 2).

Darauf folgt vergleichsweise gröberes Material in Form von schluffigem Feinsand mit aufgearbeiteten Torf- beziehungsweise Organikresten. Der Kalkgehalt (k 2-3) deutet darauf hin, dass es sich dabei um marine Sedimente handelt. Dies lässt vermuten, dass das Moor durch ein extremes Naturereignis überspült und zerstört wurde. Innerhalb dieser Torflage lässt sich eine sehr feine Einschaltung aus tonig-schluffigem Sediment finden, die auf ein Vordringen des Wassers in das ehemalige Moor hindeuten, ohne es jedoch zu zerstören.

4.2 Palynologische und makrorestanalytische Ergebnisse

Das Pollendiagramm der Bohrung PR 418 wurde auf zweierlei Weise zoniert. Dabei wurde zum Einen eine Lokalpollenzonierung und zum Anderen eine Waldpollenzonierung vorgenommen. Die lokalen Zonen wurden nach Unterschieden der Pollenzusammensetzung beziehungsweise -Häufigkeit eingeteilt. Für die vegetationsgeschichtlichen und regionalen Abschnitte wurde die Einteilung nach Firbas (1949) benutzt, wobei eine Grenze zwischen VIII (Subboreal) und IX (Subatlantikum) gesetzt wurde (vgl. Abb. 3). Aufgrund der noch nicht vorliegenden ¹⁴C-Datierungen können die Ergebnisse der Pollenanalyse zeitlich nur relativ korreliert werden, eine absolute Altersbestimmung ist noch nicht möglich. Die Vegetationsentwicklung im ehemaligen Schwarzen Brack weist verschiedene Vegetationszusammensetzungen im Verlauf der Zeit auf.

Im Zusammenhang zwischen den regionalen und den lokalen Ergebnissen lässt sich durch das Zusammenführen der Pollen- und Makroreste ein Gesamtbild erstellen (Abb. 3 und Abb. 4).

Für den unteren Torfabschnitt lassen sich folgende Ergebnisse zusammenfassen: In diesem Abschnitt wird deutlich, wie die Umgebung im beginnenden Subboreal und dessen weiterer Entwicklung vermutlich aussah. Es kann davon ausgegangen werden, dass an der Bohrlokation PR 418 zu Beginn des Moorwachstums ein Erlenbruchwald aufwuchs. Die Erle, die eher feuchte und nährstoffreiche Standorte bevorzugt, steht im Kontrast zur Eiche, die auf trockeneren Substraten wächst. Da die Erle als Lokalstandort gilt, kann darauf geschlossen werden, dass die Erle direkt im Moor wuchs und einen Erlenbruchwald ausbildete. Die Eiche siedelte vermutlich in der weiteren Umgebung, so dass Pollen durch den Wind eingeweht wurde.

Nicht zweifelsfrei festgestellt werden kann, wie es zu den hohen Calluna-Werten im Pollendiagramm kommt. Eine Möglichkeit stellt eine Heidevegetation direkt innerhalb des Bruchwaldes dar, in dem die Heide auf höher gelegenen und trockeneren Abschnitten, sogenannten Bulten, wuchs. Eine weitere Möglichkeit des hohen Heidepollenanteils kann ein erhöhter Eintrag dieser Pollenkörner durch den Wind sein. Mit der Zeit schien das Moor und unter Umständen auch dessen Umgebung abzutrocknen, wofür die steigenden Calluna- und Gramineae-Werte sowie die sinkenden Nuphar- und Nymphaea-Werte sprechen. Dies schien aber kein andauernder Zustand gewesen zu sein und das Moor unterlag einer erneuten Vernässung, vermutlich ausgelöst durch einen steigenden Grundwasserspiegel. Nach und nach schien das Moor unter verstärkt marine Bedingungen geraten zu sein, bevor sich letztendlich ein brackisch-lagunäres Milieu einstellte.

Ein wichtiges Indiz dafür liefern die in den Makroresten gefundenen Foraminiferen und Tonpartikel in -4,65 m Tiefe unter Geländeoberfläche. Vor allem die Foraminiferen stellen einen eindeutigen Hinweis dafür dar, dass es sich um einen verstärkt marinen Einfluss gehandelt haben muss, da diese nur durch das Meer in das Moor gespült worden sein können und nicht aus dem Hinterland stammen. Ob sie dabei durch ein Rinnensystem im Moor oder eine zeitweilige Überspülung in das Moor gelangten, ist an dieser Stelle nicht zweifelsfrei zu klären. Für einen nicht genau bestimmbar Zeitraum wurde die Landschaft des Untersuchungsgebietes von stillstehenden, brackisch-lagunären Bedingungen dominiert.

Für den oberen Teil des Torfes lassen sich folgende Ergebnisse zusammenführen: Innerhalb dieses Torfabchnittes findet der Wechsel vom Subboreal (PZ VIII) zum Subatlantikum (PZ IX) statt, der durch steigende Carpinus-Werte im Pollendiagramm angezeigt wird.

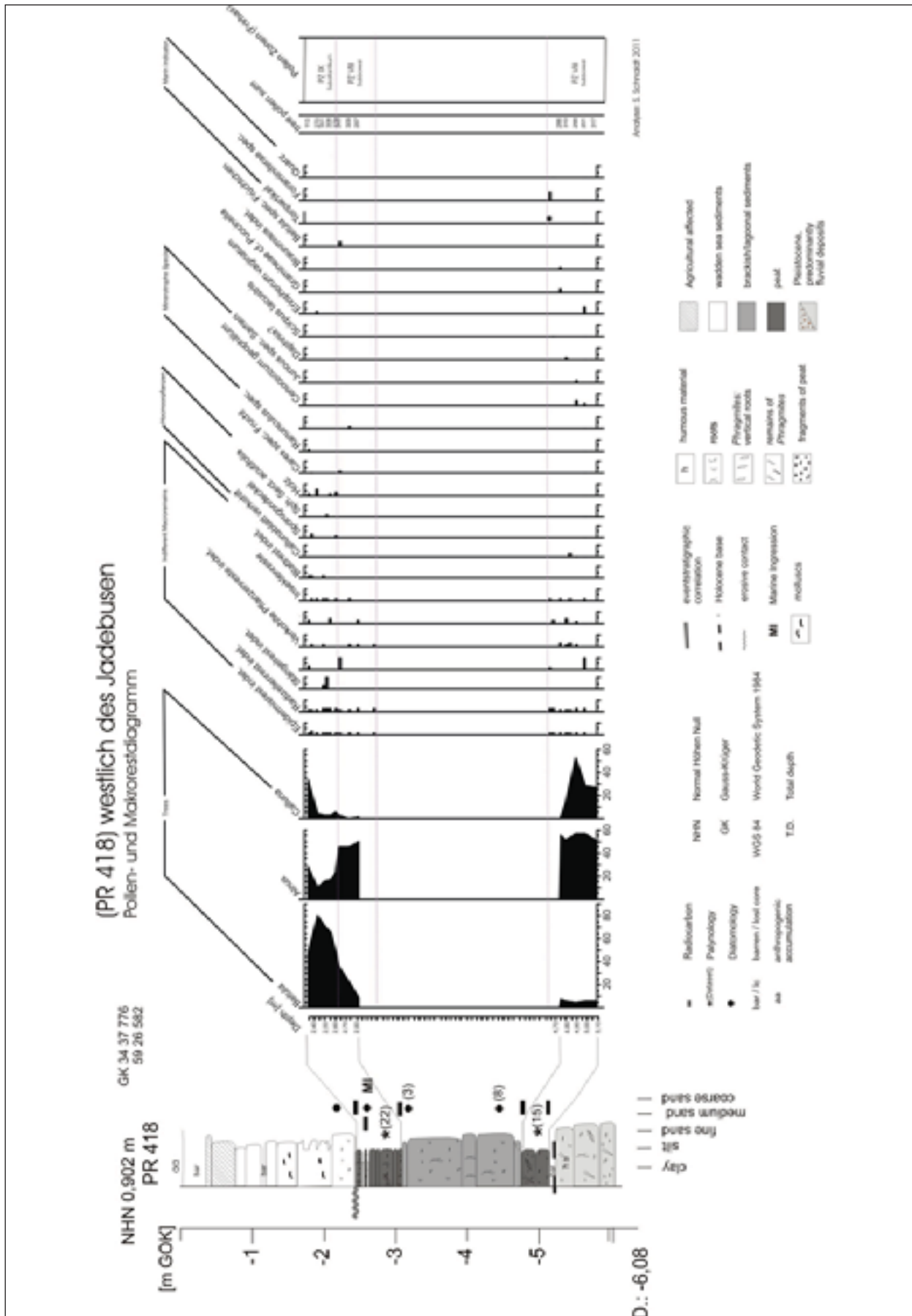


Abb 3: Pollen- und Makrorestdiagramm des Basaltorfes der Bohrung PR 418 westlich des Jadebusens im Bereich des ehemaligen „Schwarzen Bracks“. Koordinaten in Gauss-Krüger und WGS84, Höhenangabe in NHN, dem neuen Höhen Bezugssystem in Deutschland (Umsetzung für die Region um Wilhelmshaven: NHN ~ NN + 10 mm).

Auffällig für den oberen Abschnitt des Torfes ist der Wechsel von hohen *Alnus*-Werten zu hohen *Betula*-Werten, welche ganz zum Ende wieder abnehmen. Mit diesem Wechsel einhergehend treten hohe *Corylus*-Werte auf. Evident ist also, dass die Erle von der Birke abgelöst worden schien und dass die Eichenbestände sehr stark zurückgingen. Was der Grund dafür war, kann allerdings nicht ohne Weiteres festgestellt werden.

Eine Möglichkeit könnte ein eventuell großflächig gestiegener Grundwasserspiegel gewesen sein. Dafür sprechen die stark gesunkenen *Quercus*-Werte, da die Eiche feuchte Standorte meidet und in diesem Fall eventuell auf trockenere Gefilde umgesiedelt ist. Zudem kamen vermehrt Wasserpflanzen wie Teichrosen und Rohrkolben vor. Auch lassen sich weder vermehrt Heide noch Seggen finden. Zusätzlich könnten sich die Verhältnisse von nährstoffreich zu eher nährstoffarmen gewandelt haben. Somit könnten die Pollenwerte auf ein Ablösen des Erlenbruchwaldes durch einen Birkenbruchwald hindeuten. Der Birkenbruchwald kann sowohl durch vermehrte Wurzelreste im Bohrkern als auch durch die Makrorestanalyse deutlich identifiziert werden; nicht nur wurden Birken-Samen, sondern auch vermehrt Birken-Holzreste gefunden. Der starke Abfall der Eichen-Bestände in der Umgebung kann mittels unterschiedlicher Szenarien erklärt werden. Zum einen kommt als Möglichkeit die schon erwähnte großflächige Vernässung der Umgebung in Frage, welche die eher trocken-adaptierte Eiche vertrieb.

Weitere natürliche Faktoren könnten zudem Blitzschlag oder Windwurf gewesen sein. Allerdings sind in dem betreffenden Torfabchnitt nicht auffällig viele verkohlte Holz- oder Pflanzenreste gefunden worden.

Eine weitere mögliche Ursache für das beinahe komplette Verschwinden der Eiche ist der Mensch. Siedler im Westen des Jadebusens könnten die Eichenbestände und unter Umständen auch die Erlen abgeholzt haben. Gegen eine solche Rodung sprechen allerdings die weiterhin beziehungsweise unmittelbar folgenden hohen Werte anderer Gehölze wie Birke oder Hasel. Diese Arten, mit der Birke als Pionierpflanze und der Hasel als lichtliebender Art, besiedelten die offenen Flächen vermutlich rasch wieder. Wäre der Eichenrückgang anthropogen verursacht, hätte der Mensch die gerodeten Flächen mit hoher Wahrscheinlichkeit zur weiteren Nutzung offen gehalten.

Zudem sind bei der Pollenanalyse dieses Torfabchnittes auch keine eindeutig erhöhten Vorkommen anthropogener Indikatoren wie beispielsweise Getreide zu verzeichnen.

Dennoch kann das Vorkommen des Menschen nicht vollkommen ausgeschlossen werden. Jedoch scheint es in diesem Fall am wahrscheinlichsten, dass das Gebiet im Subatlantikum einer Vernässung unterlag, bevor das Meer das Moor komplett überflutete und die Vegetation unter dem marinen Einfluss abstarb.

5 Diskussion und Schlussfolgerung

Aufwachsen eines Erlenbruchwaldes

Bei den optisch-sedimentologischen Untersuchungen können die untersten durchteuften Ablagerungen (5,08-6,15 m) als terrestrische, pleistozäne Sedimente angesprochen werden. Durch das Aufwachsen des Basaltorfs kann auf veränderte Umweltbedingungen in Form eines deutlichen Süßwasserzu- und einflusses im Zusammenhang mit einer weitreichenden Vernässung geschlossen werden. Dadurch konnte sich eine erste Phase des Pflanzenwachstums entwickeln.

Auch die Ergebnisse der Pollenanalyse deuten mit vermehrten Wasserpflanzenfunden auf zunächst relativ feuchte Bedingungen hin. Im Verlauf der Zeit veränderte sich das Niedermoor, welches zum Bestehen auf einen ausreichend hohen Grundwasserspiegel angewiesen war. Die feuchten und nährstoffreichen Verhältnisse boten perfekte Bedingungen zur Ausbildung eines Erlenbruchwaldes, der sich in der meist sumpfigen und permanent nassen Umgebung ausbreitete.

Von einer Abtrocknung zum marin beeinflussten brackisch-lagunären Milieu

Sowohl die Ergebnisse der sedimentologischen Untersuchungen als auch die palynologischen Resultate sprechen für eine sich allmählich verändernde Landschaft und Vegetation mit nach und nach trockener werdenden Bedingungen.

Der darauf folgende allmähliche Wandel der Landschaft von einem Erlenbruchwald zu einer Umgebung, die mehr und mehr durch Stillgewässer oder Tümpel mit eventuellen Schilfgürteln geprägt wurde, lässt die Vermutung zu, dass entweder der Grundwasserspiegel unter Umständen auch der Meeresspiegel mit der Zeit wieder absank, oder aber, dass das Moor so weit aufwuchs, dass die obere Vegetation mit den Wurzeln nicht mehr an das Grundwasser heranreichte. Da dieses Torfpaket aber lediglich knapp 40 cm mächtig ist, kann der letzte Gedanke trotz Berücksichtigung der möglichen Torfkompaktion sehr wahrscheinlich

ausgeschlossen werden. In jedem Fall wurde das Moorwachstum im Westen des Jadebusens durch einen Erlenbruchwald eingeleitet.

Als erste Ingression und Kontakt mit dem Meer dieser Landschaft kann die ab 4,67 m auf den Torf folgende Lage (bis 3,03 m) interpretiert werden. Sowohl die Korngrößenzusammensetzung als auch die zahlreich zu findenden Pflanzenreste geben diesen Sedimenten den typischen Charakter von brackisch-lagunären Ablagerungen. Sehr deutlich zu erkennen ist, dass es sich bei dem Übergang vom semiterrestrischen Milieu in das brackisch-lagunäre Milieu um einen graduellen und fließenden Wandel in den äußeren Bedingungen handelte.

Erneute Moorentwicklung mit Erlenbruchwald

Bei dem Übergang der brackisch-lagunären Phase in das zweite Torfpaket ist erneut ein ausgeprägter Übergangsbereich zu erkennen. Ab 3,07 m beginnt die brackisch-lagunäre Umgebung zunächst zu versumpfen, und in einem ähnlich schwankenden Wechsel aus Moorbedingungen und Stillwasserverhältnissen verlandet die Umgebung nach und nach, und die Landschaft gerät wieder unter einen süßwassergeprägten Einfluss. Dies kann aufgrund des erneuten Moorwachstums angenommen werden, da die in der Region existierenden Moore nur bei Süßwasserbedingungen überleben können.

Die Vegetation entwickelte sich zunächst wieder zu einem Phragmites-reichen Niedermoor. Aufgrund der hohen Alnus-Werte liegt die Vermutung nahe, dass sich innerhalb des Moores ein Erlenbruchwald entwickelte.

Wie schon bei dem ersten Torfpaket kann auch hier darauf geschlossen werden, dass das Moor nach und nach weiter verlandete und zunächst trockener wurde, bevor es vernässte und vom Meer überspült wurde. Dieser mit dem älteren Torfpaket vergleichbare Wechsel von Schilf- zu Seggentorf, unterstützt durch den Fund eines Samenkorns des Fieberklees als Indiz für mesotrophe und trockener werdende Verhältnisse, lässt sich im Bohrkern anschaulich nachvollziehen. Dass es vor dem endgültigen Einbruch mariner Verhältnisse noch einmal zu einer deutlichen Vernässung kam, wird an der Zunahme der Wasserpflanzen deutlich.

Übergang in einen Birkenbruchwald und Kontakt mit dem Meer

Wurzelfunde innerhalb des Torfes (2,69 m) sowie vermehrte Holzreste belegen das Vorhandensein eines Erlenbruchwaldes, der sich mit zunehmender Vernässung in einen Birkenbruchwald wandelte. Weitere Indizien für einen Bruchwaldtorf liefern stark erhöhte Birken-Kurven, sowie relativ hohe Werte anderer Gehölze in der Pollenanalyse.

Auffällig sind zudem zwei nur wenige Millimeter mächtige Bändchen klastischen Materials im oberen Bereich des Torfes (2,50 m, vgl. Abb.2).

Diese aus sehr feinem tonig-schluffigem Sediment bestehenden Einschaltungen scheinen allochthon in den Torf eingeschaltet zu sein. Hierbei könnte es sich um moorinterne Tümpel- oder Seeablagerungen handeln, die durch ein Stillgewässer im Moor selbst entstanden sind. Da in dem Bohrkern PR 321 innerhalb des Jadebusens eine ähnliche Einschaltung aufgrund von Diatomeen-Proben als marin interpretiert wurde (Obrocki et al. 2012 – Beitrag in diesem Band), ist davon auszugehen, dass dies bei der Bohrung PR 418 ebenso der Fall sein wird.

Sollte sich diese Annahme durch die Diatomeen-Analyse bestätigen, handelt es sich bei diesen Sedimenten um marine Ablagerungen, die durch ein höherenergetisches Ereignis in den Torf eingeschaltet worden sein müssen. Ob es sich dabei um eine Sturmflut oder ein anderes Extremereignis gehandelt hat, kann hier nicht zweifelsfrei geklärt werden.

Erosion des Moores mit darauffolgenden tidalen Sedimentationsverhältnissen

Das Top des Torfes ist dagegen ohne Zweifel durch ein extremes Naturereignis erodiert worden. Auf den Erosionskontakt in 2,34 m unter Geländeoberfläche folgen ausschließlich marine Sedimente. Dieser deutliche Milieuwechsel markiert den Übergang von semiterrestrischen zu marinen Bedingungen. Der Übergang von organischem Material zu vorwiegend klastischen Sedimenten ist im Bohrkern als deutlicher Fazieswechsel zu erkennen.

Dieser Wechsel wurde vermutlich durch ein Extremereignis ausgelöst, welches einen massiven Wandel der Landschaft nach sich gezogen haben muss. Im Zuge dieses Ereignisses wurde die Küstenlinie wahrscheinlich nachhaltig verändert und weiter ins Landesinnere verschoben. Dass es sich dabei aber um keine sukzessive Entwicklung, wie zum Beispiel in Verbindung mit einem nach und nach steigenden Meeresspiegel gehandelt haben kann, schließt die Erosion des Torfes nahezu zweifellos aus.

Auf diesen Erosionskontakt folgen knapp 1 m mächtige marine Ablagerungen, die darauf schließen lassen, dass sich nach dem Naturereignis marine und aufgrund zu findender Wechsellagerung, tidale Bedingungen einstellten.

Verlandung und Übergang in terrestrische Bedingungen

Ab 1,31 m scheinen sich die Verhältnisse von einem marinen Milieu langsam in ein terrestrisches entwickelt zu haben. Dieser Übergang von Wattsedimenten zur Marschablagerungen deutet auf die natürliche Verlandung am Rand des Jadebusens hin.

Die Annahme einer Marsch-Entwicklung wird durch dessen Horizontcharakter bestärkt, dieser ähnelt dem des Gley sehr stark (Ah/Go/Gr) (Scheffer & Schachtschabel 2010).

Auf diese noch natürliche Lage folgen von 0,70 m bis 0,33 m Sedimente, die durch landwirtschaftliche Nutzung überprägt wurden.

Groß- und kleinskaliger Vergleich der Vegetationsentwicklung der westlichen Jaderegion

Werden nun die Ergebnisse von Untersuchungen anderer Bohrkerne mit einbezogen, wird deutlich, dass sich der Wandel der Landschaft vermutlich flächenhaft vollzogen und damit die Morphologie der westlichen Jadebusenregion bestimmt haben muss, es aber auf sehr engem Raum anscheinend deutliche Unterschiede, vor allem in der lokalen Vegetation, gab.

Anhand der Bohrkerne RKS 407 und PR 321 kann ein Vergleich sowohl binnendeichs als im Hinblick auf den inneren Jadebusen gezogen werden.

In Bezug auf die geologisch-sedimentologischen Ergebnisse kann davon ausgegangen werden, dass in allen drei Landschaftsabschnitten ein vergleichbarer Wandel in den äußeren Begebenheiten stattfand (vgl. Obrocki et al. 2012 – in diesem Band). Dies geht nicht nur aus den sedimentologischen, sondern auch aus den palynologischen Ergebnissen hervor. Es können allerdings auch deutliche, kleinräumige Veränderungen festgehalten werden.

Die zusammengeführten Ergebnisse der sedimentologischen, palynologischen und makrorestanalytischen Untersuchungen geben ein relativ umfassendes Bild der Entwicklung der Paläolandschaft im Bereich des westlichen Jadebusens. Im Folgenden werden die wichtigsten Ergebnisse zusammenfassend aufgelistet.

- Die holozäne Paläolandschaft im westlichen Jadebusen und der nahen Umgebung unterlag teilweise starken lokalen Veränderungen auf engem Raum.
- Das holozäne Torfwachstum setzt im Untersuchungsbereich westlich des Jadebusens um ~4 000 BC ein.
- Das Ende des Torfwachstums für dieses Gebiet wird auf die Zeit um Christi Geburt datiert.
- Die entsprechende Moorvegetation spiegelt die Entwicklung eines Erlenbruchwaldes im Subboreal zu einem Birkenbruchwald im Subatlantikum wider. Entsprechend sinkt der Einfluss des Grundwasserspiegels auf die Vegetation.
- Das Moorwachstum wird durch eine 1,60 m mächtige brackisch-lagunäre Einschaltung unterbrochen, deren Fazieswechsel an Basis und Top kontinuierlich verläuft.
- Die lokale Ausbreitung der Moorvegetation entspricht einer zeitlichen Entwicklung von Ost nach West. Gleichzeitig breitet sich der marine Einfluss von Osten nach Westen aus.
- Der Faziesraum im Untersuchungsgebiet wurde von mindestens zwei Naturereignissen beeinflusst, die die vorherrschende Landschaftsform zumindest lokal verändert und geformt haben.

Literatur

- Benda, L. (1995): Das Quartär Deutschlands. Bornträger, Berlin, Stuttgart
- Beug, H.-J. (2004): Leitfaden der Pollenbestimmung für Mitteleuropa und angrenzende Gebiete. Verlag Dr. Friedrich Pfeil
- Bungenstock, F., Weerts, H.J.T. (2010) The high-resolution Holocene sea-level Curve for Northwest Germany: global signals, local effects or data-artefacts? In: International Journal of Earth Science 99: 1687 – 1706.
- Dierssen, K. (2001): Moore. Ulmer, Regensburg
- Erdtman, G. (1954): An introduction to pollen analysis. Stockholm.
- Fægri, K. & IVERSEN (1993): Bestimmungsschlüssel für die nordwesteuropäische Pollenflora: Fischer, Jena
- Firbas, F. (1952): Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen. Gustav Fischer Verlag, Jena.
- Gerken, B. (1983): Moore und Sümpfe – Bedrohte Reste der Urlandschaft. Rombach, Freiburg.
- Obrocki, L., Vött, A., Freund, H., Wartenberg, W., Willershäuser, T., Hadler, H., Schnaidt, S. (2012): Geowissenschaftliche Untersuchungen zum holozänen Landschaftswandel in Idagroden und Arngastsand (Jadebusen, Niedersächsisches Wattenmeer). – Dieser Band
- Streif, H. (1990): Das ostfriesische Küstengebiet – Nordsee, Inseln, Watten und Marschen. Sammlung geologischer Führer 57. Gebr. Bornträger, Berlin, Stuttgart.
- Schäfer, A. (2005): Klastische Sedimente. Fazies- und Sequenzstratigraphie. Elsevier, München.
- Scheffer & Schachtschabel (2010): Lehrbuch der Bodenkunde. Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg
- Schnaidt, S. (2011): Sedimentologische und Palynologische Untersuchungen zur Spätholozänen Landschaftsentwicklung im westlichen 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. Lehre.
- Wartenberg, W. & Freund, H. (2012) Late Pleistocene and Holocene Sedimentary record within the Jade Bay, Lower Saxony, Northwest Germany– New aspects for the palaeo-ecological record. In: Quarternary International 251: 31-41.

Danksagung

Unser Dank gilt Herrn Schröder für die Erlaubnis, Geländearbeiten auf seinem Grundstück durchzuführen sowie Herrn Tim Coldewey für seine tatkräftige Unterstützung im Gelände.

Adresse

Stefanie Schnaidt, Holger Freund & Wolfram Wartenberg
 Institut für Chemie und Biologie des Meeres (ICBM-Terramare),
 AG Geoökologie,
 Schleusenstr. 1,
 D – 26382 Wilhelmshaven
 stefanie.schnaidt@uni-bonn.de

29. Jahrestagung des Arbeitskreises „Geographie der Meere und Küsten“

Belastung mariner Lebensräume durch Mikroplastik: Stand der Wissenschaft sowie erste Ergebnisse einer Vorstudie zur Erfassung und Bewertung des Vorkommens von Mikroplastik- granulat im Sediment von Küsten der deutschen Nordsee

Dirtje M. Derksen, Ole Kindermann, Anika Schweikart & Karin Steinecke¹

Abstract

Due to its high persistence plastic debris has accumulated in the marine environment since mass production of plastic products started in the 1950s. Therefore, marine litter has been an issue of concern for decades. However, recently scientific research has focused on the harmful implications of very small plastic particles in the size range of 5 mm and smaller. These so-called microplastic originates from fragmentation of bigger plastic particles due to mechanical abrasion or prolonged exposure to UV light. Furthermore microplastics end up in the marine environment from terrestrial sources as industrial plastic pellets, plastic scrubbers from cleaning supplies or synthetic fibres from fabrics. Small plastic particles are known to transport organic pollutants and therefore should be monitored. High abundances of microplastics in the marine water column as well as in coastal sediments have been recognized from many places all over the world, but little is known until yet about the distribution and dispersal of this new identified pollutant at German coasts and coastal waters of the North Sea. First single results of a suchlike pilot study carried out in 2009-2010 are presented here. In all samples taken from the East Frisian German coast up to the Danish North Sea coast microplastic particles were abundant. Microplastics occurred with densities ranging from 112-2480 items per kg dry sediment which corresponds to concentrations known for other European coastlines. A high mean proportion of fibres (40 %) together with slightly higher concentrations close to the main shipping routes suggest that fishery and shipping could be the main source for marine microplastic particles here. More detailed investigations are necessary in order to understand the sources, sinks and pathways of marine microplastics in the German Bight. Moreover, the load of the marine ecosystems with microplastic should be evaluated.

1 Einleitung

Kunststoffe, im Allgemeinen auch kurz Plastik genannt, sind synthetische oder halbsynthetische kohlenstoffhaltige Polymere, die u. a. wegen ihres geringen Gewichtes, der hohen Beständigkeit gegen Korrosion, der isolierenden Eigenschaften sowie der leichten Formgebung vielseitig einsetzbar und daher als Werkstoffe für die Massenfertigung in Industrie und Haushalt weit verbreitet sind. Die Anwendung reicht von Verpackungsmaterial über Kunstfasern, Kleb- und Dämmstoffen bis hin zu festen Formteilen. Seit 1950 ist die jährliche Weltkunststoffproduktion beständig von 1,5 Mio. t auf 265 Mio. t in 2010 angestiegen (PlasticsEurope Deutschland 2011). Der große Erfolg dieser Industriebranche ist in erster Linie auf die vergleichsweise kostengünstige Produktion überwiegend aus Erdöl gewonnenen Kohlenstoffverbindungen sowie die anhaltende große Nachfrage an Kunststoffprodukten zurückzuführen und wurde bisher weder durch die weltweite Finanzkrise noch durch die abnehmenden Ölvorräte spürbar gebremst. Den großen verarbeitungs- und verwendungsbezogenen Vorteilen des Wertstoffes Plastik stehen jedoch Probleme insbesondere hinsichtlich einer umweltverträglichen Entsorgung entgegen. Gerade die in der Anwendung so vorteilhafte Eigenschaft der hohen Haltbarkeit und der geringen Abbaubarkeit der Kunststoffe führt dazu, dass Kunststoffabfälle über Jahre hinweg in der Umwelt erhalten bleiben und sich dadurch akkumulieren (Barnes et al. 2009). Als durchschnittliche Abbauphase, also die Zeit in der die Kunststoffpolymere durch

¹ Institut für Geographie, Universität Bremen

natürliche Prozesse wieder vollständig in ihre Monomere und schließlich in die Ausgangsatome zerlegt werden können, wird ein Zeitraum von mindestens 450 Jahren angegeben (Laist 1987). Barnes et al. (2009) gehen sogar von Zeiträumen bis zu mehreren tausend Jahren aus.

Allein in Deutschland fielen im Jahr 2009 insgesamt etwa 4,9 Mio. t Kunststoffabfälle an, von denen immerhin 96 % stofflich oder energetisch wieder verwertet wurden (UBA 2011). Dennoch ist die Menge an Kunststoffmüll, der sich weltweit dem Wiederverwertungs-Kreislauf bzw. einer ordnungsgemäßen Deposition auf verschiedenen Pfaden entzieht, nicht zu unterschätzen. Daher ist es in Zukunft nötig, nicht nur Herstellungsprozesse, Verbraucherverhalten und Verwertungsquoten zu optimieren, sondern insbesondere den Anteil biologisch abbaubarer Kunststoffe, die überwiegend aus nachwachsenden Rohstoffen gewonnen werden, zu erhöhen, um die verschiedenen Umweltkompartimente vor dem langlebigen Plastikmüll zu schützen. Der Anteil der Biokunststoffe an der Gesamtkunststoffproduktion betrug beispielsweise im Jahr 2005 in Deutschland lediglich 0,05 % (UBA 2009).

2 Verschmutzung der Weltmeere mit Kunststoffabfällen

Jährlich gelangen etwa 6,4 Mio. t Abfälle in marine Ökosysteme (UBA 2010). Davon sind etwa 60-80% Kunststoffprodukte. Der marine Plastikmüll geht dabei zu 80 % auf terrestrische Quellen (Überläufe von Kläranlagen, Abwasserkanälen und Rückhaltebecken, Abfluss und Ausblasung von Mülldeponien sowie aus der Landwirtschaft, industrielle Einleitungen, Verunreinigung von Stränden und Küsten durch Tourismus und Fischereianlagen) und zu 20 % auf marine Quellen (Abfälle der Fischindustrie, Abfälle von Schiffen und Ölplattformen) zurück (Allsopp et al. 2006). Auf jedem Quadratkilometer der Meeresoberfläche treiben inzwischen vermutlich bis zu 18.000 Plastikteile unterschiedlichster Größe. Im Meer nehmen diese Plastikpartikel verschiedene Wege (UNEP 2006, European Commission DG ENV 2011). Etwa 70 % der Kunststoffteile sinken aufgrund ihres hohen spezifischen Eigengewichtes (Barnes et al. 2009), eines starken organischen Bewuchses oder durch eine Verfüllung mit Wasser oder Sediment auf den Meeresgrund. Die übrigen Partikel treiben oft über lange Zeiträume im Wasser (15 %) oder werden schließlich an den Küsten angespült (15 %). In den Ozeanen sind große sog. Müllstrudel („garbage patches“) bekannt geworden, in denen Plastikabfälle über Jahre hinweg verbleiben können. Allein der nordpazifische Müllwirbel hat eine



Abb. 1: Mikroplastikgranulat im Strandsediment der Nordsee (Husby Klit, Dänemark, Foto: K. Steinecke).

Ausdehnung von der Größe Mitteleuropas und soll etwa 100 Mio. t Kunststoffmüll enthalten (Ebbesmeyer & Scigliano 2009). Größere Kunststofffragmente sowie verloren gegangene „Geisternetze“ der Fischerei stellen dabei insbesondere für Krebse, Fische, Schildkröten, Vögel und Meeressäuger eine große Gefahr dar. Die Tiere können sich in Plastikteilen, -schnüren und -netzen verfangen oder strangulieren oder nach Aufnahme der unverdaulichen Plastikteile, die oftmals für Beute gehalten werden, qualvoll verenden (European Commission DG ENV 2011). Ferner tragen große Mengen langfristig schwimmfähiger Plastikteile im Meer zur Veränderung natürlicher biogeographischer Ströme bei. Schwimmende Plastikteile können zu neuen Einwanderungswegen für Adventivorganismen werden und u. a. die Biodiversität auf isolierten Inseln empfindlich stören (Barnes & Milner 2005). Mit Plastikmüll beladene Strände stellen schließlich ein hygienisches und ästhetisches Problem dar.



Abb. 2: Industriepellets aus dem Strandsediment der Nordsee (Norderney, Foto: K. Steinecke).

3 Mikroplastik: Quellen und Gefahren

Im Meer oder am Strand werden größere Kunststoffteilchen (u. a. Plastikflaschen, Kanister, Plastiktüten, Einwegverpackungen, Kunststoffschnüre aus der Fischerei, Gummihandschuhe, CDs) trotz ihrer großen Beständigkeit mechanisch (Reibung und Zerkleinerung durch Wellenbewegung, Wind und Sandschliff) und chemisch (Zersetzung durch UV-Einstrahlung und Salzeinwirkung) aufgearbeitet (Barnes et al. 2009, Cooper & Corcoran 2010, O’Brine & Thompson 2010). Die Plastikteile werden dabei auf Korngrößen im mm-, μm - und μm -Bereich zerkleinert und häufig zu kugeligen Gebilden rund geschliffen, ihre Polymerstruktur bleibt aber weitestgehend erhalten. Vor allem Zusatzstoffe wie Farbpigmente, Weichmacher oder Härter gehen verloren, sodass die Kunststoffe allmählich ausbleichen und spröde werden. Kleinste Kunststoffteilchen mit einem Durchmesser von weniger als 5 μm werden in ihrer Gesamtheit als Mikroplastikgranulat oder auch etwas malerischer als ‚tears of mermaid‘ bezeichnet (Abb. 1).

Zum Mikroplastik sind außer diesen Zersetzungsformen des großteiligen Plastikmülls der Endnutzer auch industrielle Makro-Plastikpellets mit 2 bis 5 mm Durchmesser (Abb. 2), Mini-Plastikpellets (Durchmesser < 2 mm), Micro-Plastikpellets (Durchmesser < 1 mm) sowie Plastikpulver (Durchmesser 1 bis 200 μm) zu zählen, die die Endprodukte der Kunststoffproduktion bzw. die Ausgangsstoffe in der Kunststoffverarbeitung (Plastikspritzgussverfahren) darstellen (van Weenen 2011). In der gleichen Größenordnung (Durchmesser 1 bis 500 μm) liegen mikroskopisch kleine Plastikpartikel, die Gesichtswässern, Peeling-Cremes, Scheuermitteln sowie anderen Kosmetika und Reinigungsmitteln mit „Scheuerwirkung“ zugesetzt werden (Gregory 1996, Fendall & Sewell 2009, Zitko & Hanlon 1991). Mikroplastik-Teilchen im nm-Bereich sind bisher noch eher wenig anzutreffen, ihr Anteil wird aber in Zukunft ansteigen (Barnes et al. 2009, van Weenen 2011). Während Roh-Plastikpellets der verschiedenen Größen im Produktions-, Transport- und Verarbeitungsablauf durch unsachgemäßen Umgang und Leckagen (z.B. undichte Verpackungen, unsaubere Verladung etc.) in die marine Umwelt geraten können (Costa et al. 2010), werden die in Putz- und Reinigungsmitteln enthal-

tenen winzigen Plastikglobuli generell nicht von Kläranlagen erfasst und geraten daher über die Abwässer der Endnutzer ins Meer.

Ein großer Teil der Mikroplastikpartikel weist auch eine fädige Struktur auf (u. a. Gorycka 2009). Während man bisher davon ausging, dass diese Plastikfasern überwiegend durch den Abrieb von Seilen und Netzen aus Fischerei und Schifffahrt entstehen, zeigt eine kürzlich veröffentlichte Studie nun (Browne et al. 2011), dass diese Fasern von ihrer Zusammensetzung und Form her nur von Textilien aus Synthetikmaterialien stammen können. Ein einzelner Synthetik-Pullover kann in der Waschmaschine pro Waschgang und pro Liter Waschwasser bis zu 1.600 Fasern verlieren. Diese Fasern sind sehr klein und werden daher nicht von den Kläranlagen zurückgehalten. Diese neu gefundene Quelle von Mikroplastik erklärt auch die Tatsache, warum die Belastung von Küsten mit Mikroplastik in dicht besiedelten Regionen der Erde besonders hoch ist. Da ferner der Anteil von Bekleidung aus Kunstfasern noch in Zukunft zunehmen wird (steigender Preis der Naturfasern, zunehmende Entwicklung und Nutzung von neuen Synthetikfasern für Sport- und Funktionsbekleidung), dürfte die Belastung der Weltmeere mit Mikroplastikfasern in der Zukunft weiter ansteigen (Browne et al. 2011).

Mikroplastikgranulat ist mit dem bloßen Auge kaum sichtbar und oft auch nur schwer von organischen Partikeln oder auch Teer zu unterscheiden, vor allem dann, wenn es sich um farblosen oder bereits ausgebleichten Kunststoff handelt. Daher wurde dieser Abfallgruppe lange Zeit wenig Bedeutung geschenkt. Frühe Studien zum Vorkommen von Mikroplastik im Meer liegen u. a. vor von Carpenter & Smith (1972), Colton et al. (1974), Gregory (1978), Shaw & Mapes (1979), Shiber (1987), Ryan (1988), Shiber & Barrales-Rienda (1991), Shaw & Day (1994). Die Menge an Mikroplastik im Meer ist gewaltig und wurde von Moore et al. (2001) für den nordpazifischen Müllkreislauf mit mehr als 330 000 Plastikteilchen pro km² Meeresoberfläche angegeben. Das entspricht einem Gewicht von 5 114 g pro km². Damit erreicht neustonisches Mikroplastikgranulat zwar nicht ganz die Dichte von Plankton, übertrifft es aber um ein Vielfaches an Masse. Kleinste Plastikpartikel können daher in großen Mengen von filtrierenden und strudelnden Meeresorganismen von der Muschel bis hin zum Bartenwal bei der unspezifischen Nahrungsaufnahme als unverdaulicher „Beifang“ aufgenommen und akkumuliert werden (Browne et al. 2007).

Mehr Aufmerksamkeit u. a. auch in den Medien erzielte die Mikroplastik-Problematik durch einen Science-Artikel im Jahr 2004 der Arbeitsgruppe um den Meeresforscher Richard C. Thompson, Plymouth, (Thompson et al. 2004), der aufzeigt, dass mikroskopische kleine Plastikteilchen in allen marinen Habitaten weit verbreitet sind und manche Sandstrände bereits einen Anteil von 10 Gew.% Mikroplastik enthalten. Weltweit werden derzeit immer neue wissenschaftliche Studien zur Verbreitung von Mikroplastik an Stränden und im offenen Ozean vorgelegt, die belegen, dass in der Tat fast überall an Küsten und in Meeren Plastikpellets und kleinste Plastikfragmente gefunden werden können (McDermid & McMullen 2004, Ng & Obbard 2006, Costa et al. 2009, Ivar do Sol et al. 2009,). Generell hat die Belastung mit Mikroplastik in den letzten Jahren qualitativ und quantitativ stark zugenommen (Barnes et al. 2009).

Die Gefahr der kleinen Plastikabfälle liegt nicht nur darin, dass sich durch die Kleinheit der Teilchen insgesamt die Wahrscheinlichkeit der Aufnahme durch Meerestiere erhöht und diese sogar in das Blutssystem übergehen können (Browne et al. 2008), sondern insbesondere auch darin, dass die synthetischen Polymere verschiedene Schadstoffe wie ein „Giftschwamm“ aus dem Meerwasser herausfiltern und binden können. Mato et al. (2001), Browne et al. (2007), Teuten et al. (2007), Rios et al. (2007) und Gorycka (2009) zeigen, dass sich wasserunlösliche schwer abbaubare organische Schadstoffe wie polychlorierte Biphenyle (PCBs), polycyclische aromatische Kohlenwasserstoffe (PAKs), DDT und aliphatische Kohlenwasserstoffe an den treibenden Plastikmüll anlagern bzw. bereits als Zusatzstoffe des Kunststoffes enthalten sind. Die Absorptionsraten sind von der Art des Kunststoffes abhängig, aber in jedem Falle größer als an natürlichen Medien, die Desorptionsraten deutlich geringer. Auf diese Weise können sich die untersuchten Schadstoffe, unter denen sich viele höchst cancerogene Substanzen befinden, an den Plastikfragmenten akkumulieren und nach Nahrungsaufnahme durch Meerestiere über die Nahrungskette zum Endkonsument Mensch weitergeben werden. Es wurden bereits Seevögel gefunden, die nicht unmittelbar durch die Aufnahme von Plastik, sondern durch eine nachfolgende PCB-Vergiftung verendet waren (Ryan et al. 1988). Aus den Kunststoffen ausgewaschene Schadstoffe können ebenfalls den Weg in das marine Nahrungsnetz finden und die betroffenen Organismen schädigen. Ein weiteres Problem könnte sich schließlich auch dadurch ergeben, dass Küstensedimente durch die teilweisen hohen Anteile an Mikroplastikteilchen durch eine Verschiebung der Korngrößenverteilung sich in ihren physikalischen Eigenschaften ändern und damit Küstenökosystem nachhaltig verändert werden (Browne et al. 2010).

4 Plastikmüllsituation in der Nordsee

Die meisten Untersuchungen von grobem und feinem Plastikmüll in marinen Habitaten beziehen sich auf tropische bis subtropische Bereiche, in denen offensichtlich die Müllmengen noch größer sind als anderswo (Ivar do Sol et al. 2009). Aber das Problem einer zunehmenden Vermüllung des Meeres mit Plastik ist natürlich auch für die deutsche Nordsee bekannt (Dixon & Dixon 1983, Hartwig et al. 1985, Liedtke & Hartwig 1990, Clemens 1992, Hartwig 1994, Hartwig 2001, Clemens et al. 2002, Fleet 2003, Hartwig 2004, Save the North Sea 2004, van Franeker et al. 2005). Im Unterschied zu weniger von Schiffsverkehr frequentierten Meeresregionen scheinen aber in der Nordsee Schifffahrt und Fischerei die wichtigsten Eintragswege marinen Mülls zu sein, während terrestrische Quellen etwas zurücktreten (UBA 2010). Gerade in der Deutschen Bucht mit den Schiffswegen zu den großen Häfen Hamburg, Bremerhaven, Cuxhaven und Wilhelmshaven kommt es durch den intensiven Schiffsverkehr zu einer massiven Akkumulation von Schiffsmüll (Vauk & Schrey 1987, Vauk & Vauk-Hentzelt 1991). Eine deutliche Korrelation zwischen Müll- und Schiffsdichte konnte beispielsweise von Herr (2009) bei ihren Befliegungen von Nord- und Ostsee dokumentiert werden. Auch Thiel et al. (2011) vermuten aufgrund der gefundenen Verteilungsmuster, dass Plastik-Treibgut in der Deutschen Bucht überwiegend dem Schiffsverkehr entstammen muss und ferner auch über Meeresströmungen aus dem Kanal und westlichen Gebieten der Nordsee eingetragen wird. Sie konnten Vorkommen von 0-300 Plastikteilen pro km² feststellen (Thiel et al. 2011).



Abb. 3: Die bunte Welt des Plastik-Mülls: Sammlung bunter Plastik-Schraubverschlüsse von einem Strandabschnitt von 100 m Länge am dänischen Nordseestrand (Husby Klit, Dänemark, Foto: K. Steinecke).

Zur Kontrolle der Wirksamkeit der 1991 erfolgten Ausweisung der Nordsee als Sondergebiet für Müll nach Anlage V des MARPOL-Übereinkommens wurde von 1991 bis 2002 an ausgewählten Kontrollstrecken an der deutschen Küste ein Spülsaummonitoring durchgeführt, das im Rahmen von OSPAR (Oslo-Paris-Kommission: Vereinbarung zum Schutz des Nordostatlantik) fortgeführt wird (Fleet 2002, 2003, 2007, OSPAR 2009). Das durchgeführte Monitoring der Spülsäume der deutschen Nordseeküste ergab eine mittlere prozentuale Verteilung des gesamten Strandmülls zu 65 % Plastik, Styropor und Schaumgummi, 14 % Holz, 3 % Papier und Pappe, 4 % Glas und Porzellan, 2 % Metall und zu 12 % sonstigem Müll wie Textilien,

Nahrungsmittel oder Sanitärartikel (UBA 2010). Vergleicht man die gemessenen Strandmüllmengen an verschiedenen Müllsammelstrecken an der deutschen Nordseeküste (Helgoland, Scharhörn, Norderoog-sand, Hauke-Haien-Koog, Juist, Mellum), ist auch hier zu erkennen, dass die Verteilung des schwimm- und driftfähigen Mülls außer von der Windrichtung und der Meeresströmung wohl vor allem von der Stärke des Schiffsverkehrs bestimmt wird. Nach Anzahl und Gewicht werden die größten Müllmengen auf Juist, Scharhörn und Helgoland gefunden, also in der Nähe zu Fahrwassern mit hohem Schiffsaufkommen (Elb- und Weserfahrwasser, Nähe zum Hauptschiffahrtsweg in die Deutsche Bucht) (Nationalpark Niedersächsisches Wattenmeer & UBA 1999).

Bei der Erfassung der Strandmüllmengen über die Zeit ergab sich insgesamt ein Trend zu anwachsenden Abfallmengen insbesondere aus dem Bereich Fischerei/Schifffahrt sowie zu immer größer werdenden Anteilen marinen Plastikabfalls. Ergebnisse älterer Müllmessungen zwischen 1980 und 1989 auf der Insel Scharhörn zeigen, dass besonders der Kunststoffanteil des angeschwemmten Mülls von 28,3 % (1980) auf 64,0 % (1989) stark angestiegen ist (Nationalpark Niedersächsisches Wattenmeer & UBA 1999). Auf der Kachelot-Plate westlich von Juist betrug der Plastikmüllanteil am gesamten Strandmüll im Sommer 2007 60,4 % (Liebezeit 2008). Die jüngsten Messungen im Rahmen von OSPAR zeigen die Fortsetzung dieses Trends; hier erreichte der Plastikanteil teilweise bereits über 75 % des angespülten Mülls (OSPAR 2009). Inzwischen weisen Strände in der OSPAR-Region bereits eine durchschnittliche Anzahl von 712 Müllteilen pro 100 Meter Küstenlinie auf (UBA 2010). Mit Plastikmüll verschmutzte Strände wie in Abb. 3 sind auch an der Nordsee keine Seltenheit mehr. Schließlich ist auch der Meeresboden der Nordsee deutlich mit Plastikmüll belastet (Galgani et al. 2000). In Abhängigkeit vom Relief des Meeresbodens, der Strömungssituation, der Einmündung von Flüssen sowie speziellen menschlichen Aktivitäten lassen sich in der Nordsee im Mittel etwa 1-4 Plastikteile pro 10.000 m² Meeresboden finden. Ein Gebiet der Müllanhäufung liegt wegen der geringen Gezeitenströme bei geringem Tidenhub etwa 320 km westlich der dänischen Küste im zentralen Bereich der sich in der Nordsee ausbildenden Drehtide. Gravierende ökologische, ökonomische und ästhetische Probleme durch Plastikmüll sind daher auch in der Nordsee zu erwarten (UBA 2010).

Bei den verschiedenen Strandmüllerkfassungsprogrammen werden i. d. R. routinemäßig nur sichtbare Müllteile ab etwa 1 cm Größe erfasst. Kleinere Müllbestandteile wie Plastikpellets oder Kunststofffasern

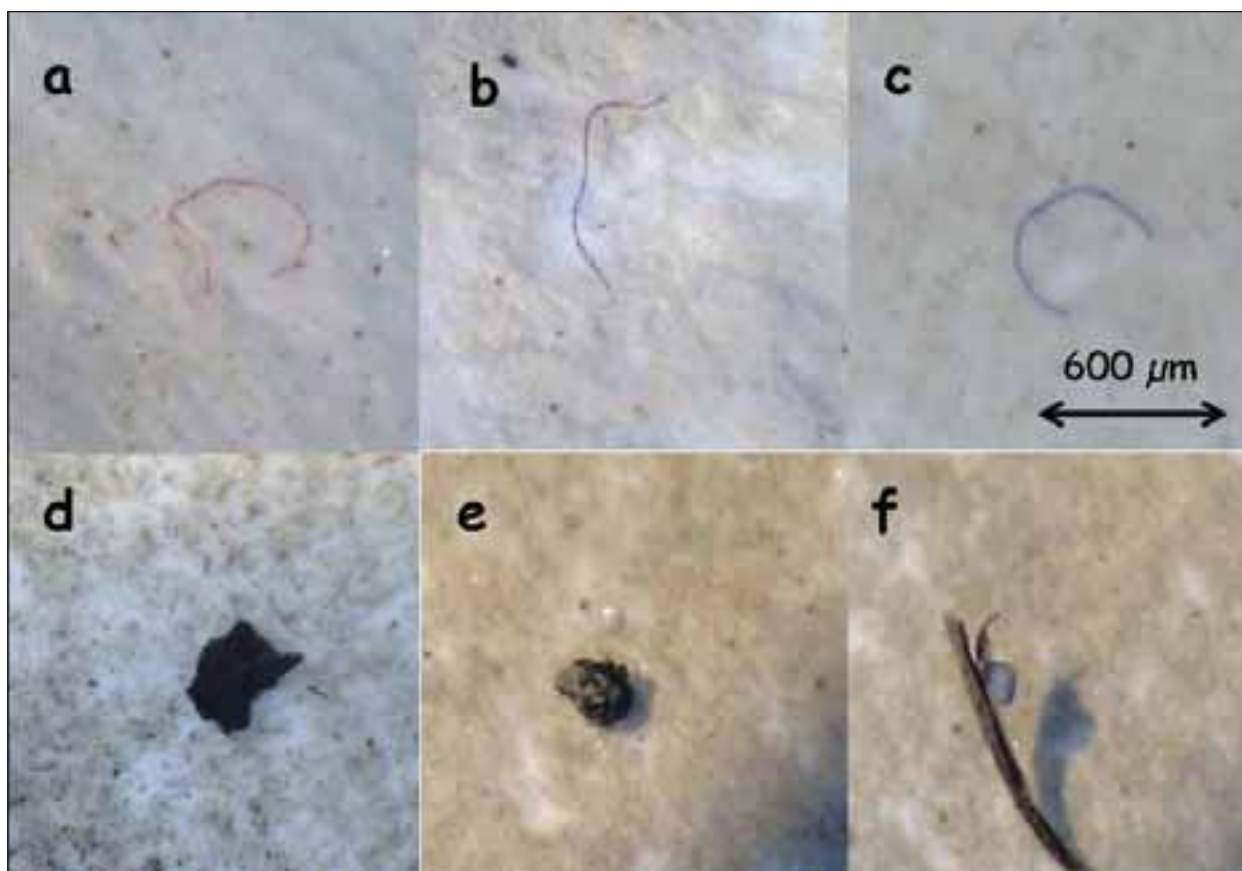


Abb. 4: Typische Mikroplastikpartikel, wie sie in allen untersuchten Sandproben gefunden werden konnten: a) rote Faser, b) türkisfarbene Faser, c) blaue Faser, d) amorphes Partikel, e) durchsichtiges Pellet, f) blaues globuläres Partikel (Fotos K. Steinecke).

bleiben jedoch unberücksichtigt. Über die Belastung der deutschen Nordsee mit Mikroplastik und über dessen mögliche Quellen, Belastungspfade sowie zeitliche und räumliche Belastungsmuster ist somit bislang so gut wie nichts bekannt. Lediglich eine ältere Arbeit von Denkinger et al. (1990) setzt sich mit dieser Thematik auseinander. Erste Ergebnisse einer aktuellen Studie von Liebezeit (2011) wurden kürzlich vorgelegt. Gute Anhaltspunkte zur Abschätzung der Belastung deutscher Strandabschnitte können auch die Arbeiten von De Meester (2008, 2009) und Claessens et al. (2009) geben, die verschiedene Bereiche der belgischen Küste auf das Vorkommen von Mikroplastik hin untersuchten, sowie die Studien von Norén (2007), der Mikroplastik in den Küstengewässern und Küstensedimenten der schwedischen Skagerrak- und Kattegat-Region erfasste. Eine systematische Erfassung der Belastung deutscher Küsten mit Mikroplastikgranulat ist auch insofern von großer Dringlichkeit, da die EU-Meeressstrategierahmenrichtlinie von 2008 und ihrer Ergänzung vom September 2010 (Europäisches Parlament und Rat 2008, European Commission 2010) festschreibt, dass auf nationaler Ebene „trends in the amount, distribution and, where possible, composition of micro-particles (in particular micro-plastics)“ zu bestimmen sind. Vor diesem Hintergrund wurde in den Jahren 2009-2010 am Institut für Geographie der Universität Bremen eine erste Vorstudie durchgeführt, die klären sollte, in welchem Rahmen sich die Belastung von deutschen Nordseestränden mit Mikroplastik überhaupt bewegt.

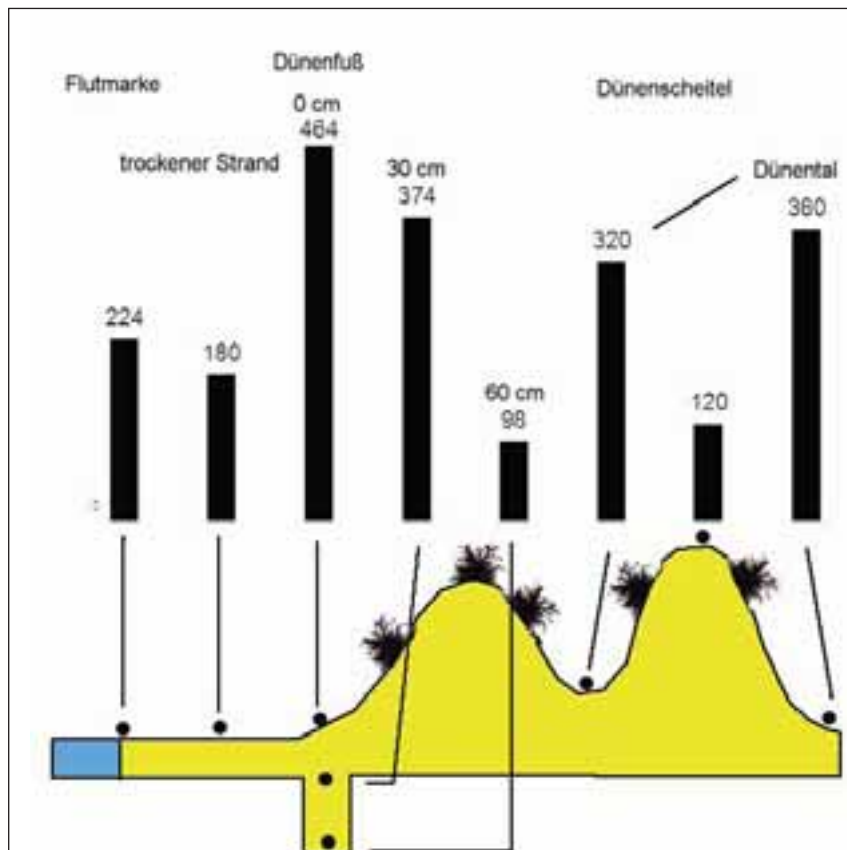


Abb. 5: Belastung von Einzelproben mit Mikroplastik (items/kg Trockengewicht) entlang eines Transektes von der Flutmarke bis hinter die Dünenkante sowie in einem Tiefenprofil (0 cm, 30 cm, 60 cm Bodentiefe) am Dünenfuß an einem Einzelstandort der dänischen Nordseeküste (Husby Klit).

5 Material und Methoden

Um einen Überblick über eventuelle räumliche Belastungsschwerpunkte zu erhalten, wurden unabhängig von speziellen jahreszeitlich-, wetterlagen- oder gezeitenabhängigen Strömungssituationen zunächst stichprobenhaft von verschiedenen Lokalitäten der niedersächsischen, der schleswig-holsteinischen aber auch der dänischen Nordseeküste (Tab. 1 im Anhang) Sandproben gesammelt, die nach Thompson et al. (2004) bzw. Ng & Obbard (2006) aufgearbeitet und hinsichtlich ihres Gehaltes an Mikroplastik (angegeben als items pro kg Trockensubstrat) analysiert wurden. Bei den Proben handelt es sich – wenn nicht anders vermerkt – um Oberflächensubstrat (0 bis 5 cm Tiefe), das als Mischprobe aus dem Bereich der letzten Flutmarke gewonnen

wurde. Die Proben wurden mit einer Metallschaufel entnommen, in Plastiktüten verwahrt und zunächst bei 40 ° C getrocknet sowie anschließend von groben Verunreinigungen (Durchmesser > 1 cm; z.B. Muschelschalen) gesäubert. Es erfolgte danach eine zweimalige Aufschlammung jeder Probe (250 g Trockenmasse) mit einer hoch konzentrierten Kochsalzlösung mit einer anschließenden Vakuumfiltration des Überstandes über einen feinporigen Glasfaserfilter (Porendurchmesser 1,6 µm). Die auf dem Filter verbliebenen und eindeutig zu identifizierenden Plastikteilchen wurden nach Spülung mit destilliertem Wasser unter einem Binokular klassifiziert nach Form und Farbe ausgezählt. Von jeder Probe wurde eine Doppelbestimmung durchgeführt.

6 Ergebnisse und Diskussion

Tabelle 1 im Anhang stellt die vorgefundenen Einzelwerte der Belastungen an den verschiedenen Probenahmestellen zusammen. Zunächst einmal ist festzustellen, dass an allen beprobten Orten Mikroplastikpartikel in unterschiedlicher Menge gefunden werden konnten. Als mittlerer Wert über alle Proben wurden 368 Kunststoffpartikel pro kg Strandsediment gefunden. Höchster Wert waren 2480 Partikel pro kg Sediment in einer Probe von der dänischen Nordseeküste, der niedrigste Wert wurde mit 112 Mikroplastikteilchen für eine Probe vom Strand von St. Peter-Ording gefunden. Damit liegen die Belastungswerte im Bereich derjenigen Werte, die für andere Nordseeabschnitte ermittelt wurden (Schweden: 20-3320 items/kg [Norén 2007]; Belgien: 380 items/kg [Claessens et al. 2009]).

Im Gegensatz zu den Befunden bei Liebezeit (2011) waren in den hier untersuchten Proben Mikroplastikpartikel verschiedenster Größe vom µm- bis in den mm-Bereich zu finden. In allen Proben waren zudem sowohl Fasern als auch rundliche-amorphe Partikel vorhanden, wozu auch zylindrische oder linsenförmige Industriepellets (s.o.) gezählt wurden (Abb. 4). Der Anteil der faserigen Plastikteilchen an der Gesamtzahl der ausgezählten Mikroplastikpartikel war sehr variabel, lag aber im Mittel bei 40 %. Zusammen mit der Häufung blauer, schwarzer und roter Mikroplastikpartikel könnte dies für eine Herkunft der entsprechenden Mikroplastikteilchen aus Schifffahrt und Fischereiwirtschaft (Netze und Taue) sprechen. Regionale Belastungsschwerpunkte sind nach den hier vorgestellten Einzelanalysen nicht klar zu erkennen. Die Gehalte an Mikroplastikgranulat variieren deutlich selbst bei räumlich benachbarten Proben und sind offenbar weitgehend unabhängig von der Lage innerhalb der deutschen Bucht. Stellt man die Belastungswerte jedoch in eine Rangfolge, ist festzustellen, dass die Proben aus den schleswig-holsteinischen und dänischen Küstengebieten generell etwas weniger belastet zu sein scheinen als diejenigen von den niedersächsischen Küstenabschnitten. Dies könnte ein erster Hinweis auf eine Korrelation zu Schiffsdichten und den Strömungsverhältnissen in der Nordsee sein. Während wichtige Schifffahrtswege direkt nördlich an den ostfriesischen Inseln vorbeiziehen, ist der Schiffsverkehr entlang der schleswig-holsteinischen und dänischen Küste sehr viel weniger intensiv. Zudem sind hier auch der Tidenhub und damit die Gezeitenströme schwächer. Deutlich höhere Einzelwerte wie beispielsweise in einer Probe aus Dänemark könnten in Zusammenhang mit einzelnen Havarieereignissen bzw. der Nähe zu Häfen aufgetreten sein.

Weitere Einzel-Untersuchungen an einem ungestörten Nordseestrand in Dänemark (Husby Klit) ohne Strandräumung lassen vermuten, dass zum einen die Belastung der Strände mit Mikroplastik in den vergangenen Jahrzehnten zugenommen hat und zum anderen, dass Mikroplastikpartikel auch nach Ablagerung im Spülsaum noch eine räumliche Dynamik zeigen und so auch in terrestrischen Ökosystemen Wirkungen zeigen können. Im Beispiel des untersuchten Transektes vom Spülsaum über Dünenfuß und Dünenkamm zum ersten Düental hinter der vordersten Weißdünenreihe zeigte sich eine windbestimmte Akkumulation des feinen angeschwemmten Kunststoffmülls im Lee und Luv der Dünen, während am Dünenfuß die Zahl der Mikroplastikteilchen mit zunehmender Tiefe abnahm (Abb. 5).

Diese ersten stichprobenhaften Einzelergebnisse zeigen an, dass - wie auch von Liebezeit (2011) angeregt wird - dringend eine systematische Erfassung der Belastung deutscher Küsten mit Mikroplastikgranulat erfolgen muss. Offensichtlich sind viele verschiedene Faktoren für das Auftreten von Mikroplastik an den Stränden verantwortlich. Diese verschiedenen Parameter sowie Quellen, Transportwege, Belastungspfade und Akkumulationsgebiete gilt es in den nächsten Jahren ebenso wie Gefahrenpotentiale zu ermitteln, nicht nur, um die einzigartigen Wattenlebensräume der deutschen Nordsee in Zukunft vor dieser neuen, aber noch nicht abschließend verstandenen Umweltgefahr zu schützen. Darüber hinaus sollte ein einheitliches Bewertungssystem der Belastung erarbeitet werden, um national und international erhobene Daten der Belastung mit Mikroplastikgranulat vergleichen und eventuelle Folgen besser abschätzen und somit einen entsprechenden Handlungsbedarf formulieren zu können.

Literatur

- Allsopp, M., A. Walters, D. Santillo & P. Johnston (2006): Plastic Debris in the World's Oceans. Greenpeace International, oceans.greenpeace.org/raw/content/en/documents-reports/plastic_ocean_report.pdf
- Barnes, D.K.A. & P. Milner (2005): Drifting plastic and its consequences for sessile organism dispersal in the Atlantic Ocean. In: *Marine Biology* 146: 815-825.
- Barnes, K.A., F. Galgani, R.C. Thompson & M. Barlaz (2009): Accumulation and fragmentation of plastic debris in global environments. In: *Phil. Trans. R. Soc. B* 364: 1985-1998.
- Browne, M.A., P. Crump, S.J. Niven, E. Teuten, A. Tonkin, T. Galloway & R.C. Thompson (2011): Accumulation of Microplastic on Shorelines Worldwide: Sources and Sinks. In: *Environ. Sci. Technol.* 45(21): 9175-9179.
- Browne, M., T.S. Galloway & R.C. Thompson (2010): Spatial patterns of plastic debris along estuarine shorelines. In: *Environ. Sci. Technol.* 44: 3404-3409.
- Browne, M.A., A. Dissanayake, T.S. Galloway, D.M. Lowe & R.C. Thompson (2008): Ingested microscopic plastic translocates to the circulatory system of the mussel, *Mytilus edulis* (L.). In: *Environ. Sci. Technol.* 42: 5026-5031.
- Browne, M.A., T.S. Galloway & R.C. Thompson (2007): Microplastic – an emerging contaminant of potential concern. In: *Integrated Environmental Assessment and Management* 41: 7759-7764.
- Carpenter, E. & K.L. Smith (1972): Plastics on the Sargasso Sea Surface. In: *Science* 175: 1240-1241.
- Claessens, M., S. de Meester & C.R. Janssen (2009): Occurrence of microplastics in the Belgian coastal zone, in: Mees, J. et al. (Ed.) 2009. Book of abstracts: an overview of marine research in Belgium anno 2009. 10th VLIZ Young Scientists' Day. Special edition at the occasion of 10 years VLIZ. VLIZ Special Publication, 43, 28 pp.
- Clemens, T. (1992): Untersuchung zur Müllbelastung der Insel Mellum. In: *Seevögel* 13: 55-60.
- Clemens, T., Z. Bednarova & E. Hartwig (2002): Zur Müllbelastung der Insel Minsener Oog (Außenjade) 1995 bis 2000. In: *Natur und Umweltschutz* 1 (1): 18-23.
- Colton, J.B. (Jr.), F. Knapp & B.R. Burns (1974): Plastic Particles in Surface Waters of the Northwestern Atlantic. In: *Science* 185: 491-497.
- Cooper, D. & P. Corcoran (2010): Effects of mechanical and chemical processes on the degradation of plastic beach debris on the island of Kauai, Hawaii. In: *Marine Pollution Bulletin* 60: 650-654.
- Costa, M.F., J.A. Ivar do Sol, J.-S. Silva-Cavalcanti, M.Ch.B. Araújo, A. Spengler & P.S. Tourinho (2010): On the importance of size of plastic fragments and pellets on the strandline: a snapshot of a Brazilian beach. In: *Environ. Monit. Assess.* 168(1-4): 299-304.
- De Meester, S. (2008): Voorkomen en potentiële effecten van microplastic in de Belgische kustwateren. MSc Thesis, Universiteit Gent, Faculteit Bio-ingenieurswetenschappen: Gent, Belgium 123 pp.
- De Meester, S. (2009): Voorkomen en potentiële effecten van microplastics in de Belgische kustwateren. In: MEES, J. & J. SEYS, (Ed.) 2009: VLIZ Young Scientists' Day, Brugge, Belgium 6 March 2009: book of abstracts. VLIZ Special Publication 41: 2-5.
- Denkinger, P., J. Pruter, C. Lammen & E. Hartwig (1990): Häufigkeit und Verteilung von Rohplastikgranulaten („Pellets“) an der Westküste Schleswig-Holsteins. In: *Seevögel* 11: 1-7.
- Dixon, T.J. & T.R. Dixon (1983): Marine Litter Distribution and Composition in the North Sea. In: *Marine Pollution Bulletin* 14: 145-148.
- Ebbesmeyer, C. & E. Scigliano (2009): Flotsametrics and the Floating World: How One Man's Obsession with Runaway Sneakers and Rubber Ducks Revolutionized Ocean Science. Smithsonian Books, Harper Collins, 286 pp.
- Europäisches Parlament und Rat (2008): Richtlinie 2008/56/EG des Europäischen Parlamentes und des Rates vom 17. Juni 2008 zur Schaffung eines Ordnungsrahmens für Maßnahmen der Gemeinschaft im Bereich der Meeresumwelt (Meeresstrategie-Rahmenrichtlinie). Amtsblatt der Europäischen Union L 164/20.
- European Commission (2010): Commission decision of 1 September 2010 on criteria and methodological standards on good environmental status of marine waters (notified under document C(2010) 5956) (Text with EEA relevance) (2010/477/EU).
- European Commission DG ENV (2011): Plastic Waste in the Environment. Final Report. 171 pp, <http://ec.europa.eu/environment/waste/studies/pdf/plastics.pdf> (zuletzt abgerufen am 24.11.2011).
- Fendall, L.S. & M.A. Sewell (2009): Contributing to marine pollution by washing your face: Microplastics in facial cleansers. In: *Marine Pollution Bulletin* 58 (8): 1225-1228.
- Fleet, D.M. (2002): Spülsaummonitoring. Erfassung von angespülten Ölopfern und gestrandetem Müll. Nationalpark Schleswig-Holsteinisches Wattenmeer, Nationalparkamt, Tönning, 2 S.
- Fleet, D.M. (2003): Untersuchung der Verschmutzung der Spülsaume durch Schiffsmüll an der deutschen Nordseeküste. Umweltbundesamt Berlin; UFOPLAN FAZ 2002 96 183, 166 pp.

- Fleet, D.M. (2007): Untersuchung der Verschmutzung der Spülsäume durch Schiffsmüll an der deutschen Nordseeküste – Auswertungen der regelmäßigen Untersuchungen der Verunreinigung der Spülsäume durch den Schiffsverkehr auf Kontrollstrecken der Nordsee. FKZ 204 96 100.
- Galgani, F., J.P. Leaute, P. Moguedet, A. Souplets, Y. Verin, A. Carpentier, H. Goraguer, D. Latrouite, B. Andral, Y. Cadiou, J.C. Mahe & J.C. Poulard (2000): Litter on the sea floor along European coasts. In: *Marine Pollution Bulletin* 40 (6): 516-527.
- Gorycka, M. (2009): Environmental Risks of Microplastics. Dissertation an der Vrije Universiteit Amsterdam. 171 pp.
- Gregory, M.R. (1978): Accumulation and distribution of virgin plastic granules on New Zealand Beaches. In: *Marine Freshwater Resource* 12: 399-414.
- Gregory, M. (1996): Plastic ‘Scrubbers’ in Hand Cleansers: a further (and minor) source for marine pollution identified. In: *Marine Pollution Bulletin* 32 (12): 867-871.
- Hartwig, E. (1994): Belastung des Wattenmeeres durch Müll. In: Lozán, J.L., E. Rachor, K. v.Reise, H. Westernhagen & W. Lenz (Hrsg.): *Warnsignale aus dem Wattenmeer*. Blackwell, Berlin, 54-57.
- Hartwig, E. (2001): Die Müllbelastung im Mündungsbereich der Elbe 1996. In: *Seevögel* 22 (3): 93-95.
- Hartwig, E. (2004): Analyse und Bewertung der Ergebnisse langjähriger Müllfassungsjahre an der deutschen Nordseeküste. In: *Natur- und Umweltschutz* 3 (2): 72-74.
- Hartwig, E., T. Clemens & M. Heckenroth (2007): Plastic debris as nesting material in a Kittiwake-(*Rissa tridactyla*)-colony at the jammerbugt, Northwest Denmark. In: *Marine Pollution Bulletin* 54: 595-597.
- Hartwig, E., B. Reineking, E. Schrey & E. Vauk-Hentzelt (1985): Auswirkungen der Nordsee-Vermüllung auf Seevögel, Robben und Fische. In: *Seevögel* 6: 57-62.
- Herr, H. (2009): Vorkommen von Schweinswalen (*Phocoena phocoena*) in Nord- und Ostsee – im Konflikt mit Schifffahrt und Fischerei? Dissertation am Department Biologie der Fakultät für Mathematik, Informatik und Naturwissenschaften der Universität Hamburg. 120 S.
- Ivar do Sul, J.A., A. Spengler & M.F. Costa (2009): Here, there and anywhere. Small plastic fragments and pellets on beaches of Fernando de Noronha (Equatorial Western Atlantic). In: *Marine Pollution Bulletin* 58: 1236–1238.
- Laist, D.W. (1987): Overview of the biological effects of lost and discarded plastic debris in the marine environment. In: *Marine Pollution Bulletin* 18: 319-326.
- Liebezeit, G. (2008): Marine litter on the Kachelotplate, Lower Saxonian Wadden Sea. In: *Senckenbergiana maritima* 38(2): 147-151.
- Liebezeit, G. (2011): Makro- und Mikromüll im Niedersächsischen Wattenmeer. In: *Wasser und Abfall* 2011(6): 41-44.
- Liedtke, G. & E. Hartwig (1990): Untersuchung zur Müllbelastung der Insel Schahörn 1989. In: *Seevögel* 11 (1):8-12.
- Mato, Y., T. Isobe, H. Takada, H. Kanehiro, C. Ohtake & T. Kaminuma (2001): Plastic resin pellets as a transport medium for toxic chemicals in the marine environment. In: *Environ. Sci. Technol.* 35: 308-324.
- McDermid, K.J. & T.L. McMullen (2004): Quantitative analysis of small-plastic debris on beaches in the Hawaiian archipelago. In: *Marine Pollution Bulletin* 48: 790-794.
- Moore, C.J., S.L. Moore, M.K. Leecaster & S.B. Weisberg (2001): A Comparison of Plastic and Plankton in the North Pacific Central Gyre. In: *Marine Pollution Bulletin* 42 (12): 1297-1300.
- Nationalpark Niedersächsisches Wattenmeer & UBA (=Umweltbundesamt) (Hrsg.) (1999): *Umweltatlas Wattenmeer*. Bd. 2. Wattenmeer zwischen Elb- und Emsmündung. Ulmer, Stuttgart, 200 pp.
- Ng, K.L. & J.P. Obbard (2006): Prevalence of microplastics in Singapore’s coastal marine environment. In: *Marine Pollution Bulletin* 52: 761-767.
- Norén, F. (2007): Small plastic particles in coastal Swedish waters, KIMO Sweden, 11 pp.
- O’Brine, T. & R.C. Thompson (2010): Degradation of plastic carrier bags in the marine environment. In: *Marine Pollution Bulletin* 60: 2279-2283.
- OSPAR 2009: Protecting and conserving the north-east Atlantic and its resources. <http://www.ospar.org/>
- PlasticsEurope Deutschland (2011): *Plastics - the Facts 2011*. An analysis of European plastics production, demand and recovery for 2010. 32 pp.
- Rios, L.M., C. Moore & P.R. Jones (2007): Persistent organic pollutants carried by synthetic polymers in the ocean environment. In: *Marine Pollution Bulletin* 54: 1230-1237.
- Ryan, P.G. (1988): The Characteristics and Distribution of Plastic Particles at the Sea-surface off the Southwestern Cape Province, South Africa. In: *Marine Environmental Research* 25: 249-273.
- Ryan, P.G., A.D. Connell & B.D. Gardener (1988): Plastic ingestion and PCBs in seabirds: Is there a relationship. In: *Marine Pollution Environment* 19: 174-176.
- Save the North Sea (2004): *Reduce Marine Litter*. Project Results. 18 pp.

- Shaw, D.G. & R.H. Day (1994): Colour- and Form-dependent Loss of Plastic Micro-debris from the North Pacific Ocean. In: *Marine Pollution Bulletin* 28: 17-29.
- Shaw, D.G. & G.A. Mapes (1979): Surface Circulation and the Distribution of Pelagic Tar and Plastic. In: *Marine Pollution Bulletin* 10: 160-162.
- Shiber, J.G. & J.M. Barrales-Rienda (1991): Plastic Pellets, Tar, and Megalitter on Beirut Beaches, 1977-1988. In: *Environmental Pollution* 71: 17-30.
- Shiber, J.G. (1987): Plastic Pellets and tar on Spain's Mediterranean Beaches. In: *Marine Pollution Bulletin* 18(2): 84-86.
- Teuten, E.L., S.J. Rowland, T.S. Galloway & R.C. Thompson (2007): Potential for Plastic to Transport Hydrophobic Contaminants. In: *Environ. Sci. Technol.* 41: 7759-7764.
- Thiel, M., I. Hinojosa, T. Joschko & L. Gutow (2011): Spatio-temporal distribution of floating objects in the German Bight (North Sea). In: *Journal of Sea Research*, 65 (3): 368-379.
- Thompson, R.C., Y. Olsen, R.P. Mitchell, A. Davis, S.J. Rowland, A.W.G. John, D. McGonigle & A.E. Russell (2004): Lost at Sea: Where Is All the Plastic? In: *Science* 304: 838.
- UBA (=Umweltbundesamt) (2009): Biologisch abbaubare Kunststoffe. 11 S., <http://www.umweltdaten.de/publikationen/fpdf-l/3834.pdf> (zuletzt abgerufen am 24.11.2011).
- UBA (=Umweltbundesamt) (2010): Abfälle im Meer - ein gravierendes ökologisches, ökonomisches und ästhetisches Problem. Zur Umsetzung der Meeresstrategie-Rahmenrichtlinie. 14 S., <http://www.umweltdaten.de/publikationen/fpdf-l/3900.pdf> (zuletzt abgerufen am 24.11.2011).
- UBA (=Umweltbundesamt) (2011): Aufkommen und Entsorgung von Kunststoffabfällen, <http://www.umweltbundesamt-daten-zur-umwelt.de/umweltdaten/public/theme.do?nodeIdent=2321> (zuletzt abgerufen am 24.11.2011).
- UNEP (= United Nations Environment Program) (2006): Ecosystems and Biodiversity in Deep Waters and High Seas. UNEP Regional Seas Reports and Studies No. 178. UNEP/IUCN, Switzerland.
- Van Franeker, J.A., M. Heubeck, K. Fairclough, D.M. Turner, M. Grantham, E.W.M. Stienen, N. Guse, J. Peddersen, P.J. Andersson & B. Olsen (2005): 'Save the North Sea' Fulmar Study 2002-2004: a regional pilot project for the Fulmar-Litter EcoQO in the OSPAR area. Wageningen, Alterra, Alterra-rapport 1162, 70 pp.
- Van Weenen, H. (2011): Plasticverontreiniging van de Oceanen. Partners for Innovation. Amsterdam, 51. pp.
- Vauk, G.J.M. & E. Vauk-Hentzelt (1991): Vermüllung eines Meeres - Plastikmüll in der Nordsee. In: *Biologie in unserer Zeit* 21(4): 217 -219.
- Vauk, G.J.M. & E. Schrey (1987): Litter Pollution from Ships in the German Bight. In: *Marine Pollution Bulletin* 18: 316-319.
- Zitko, V., & M. Hanlon (1991): Another source of pollution by plastics: Skin cleaners with plastic scrubbers. In: *Marine Pollution Bulletin* 22: 41-42.

Adresse:

Korrespondierende Autorin: Dr. Karin Steinecke
Institut für Geographie
Arbeitsgruppe Physiogeographie
Universität Bremen
Postfach 330440
28334 Bremen
kstein@uni-bremen.de

Ort	Position	Mikroplastik (items/kg Trockengewicht)																										
		blau				schwarz				rot				weiß/farblos				gelb/grün				unsicher				gesamt		
		F	G	Σ	E	F	G	Σ	E	F	G	Σ	E	F	G	Σ	E	F	G	Σ	E	F	G	Σ	E	F	gesamt	
Buitjadingen	53° 31' 12,94"	8° 16' 33,73"	28	8	36	342	392	16	14	30	28	2	30	5	6	11	10	10	10	10	10	10	10	10	10	509	127	25
Baltrum	53° 44' 08,12"	7° 23' 07,24"	10	16	26	170	192	6	2	8	4	7	11	0	0	0	8	8	8	8	8	8	8	8	8	245	42	17
Cuxhaven-Sahlenburg	53° 51' 37,67"	8° 35' 25,46"	14	4	18	30	228	258	12	4	16	4	2	6	2	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	300	62	21
Cuxhaven-Dünen	53° 53' 17,12"	8° 38' 56,00"	2	4	6	26	182	208	4	10	14	16	14	2	4	6	2	2	2	2	2	2	2	2	2	268	52	19
Husby Klit (DK)	56° 12' 42,10"	8° 07' 50,80"	22	28	50	86	112	198	28	10	38	62	6	6	12	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	360	200	56
Husby Klit (DK)	56° 12' 43,10"	8° 07' 48,80"	6	28	34	74	118	192	28	18	46	16	27	0	2	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	317	124	39
Husby Klit (DK)	56° 12' 43,70"	8° 07' 47,10"	6	2	8	52	20	72	10	20	30	46	30	2	12	14	0	0	0	0	0	0	0	0	200	116	58	
Husby Klit (DK)	56° 12' 43,70"	8° 07' 42,80"	6	18	24	68	8	76	8	12	20	48	4	2	8	0	0	0	0	0	0	0	0	0	180	136	76	
Husby Klit (DK)	56° 12' 43,80"	8° 07' 41,70"	4	12	16	32	8	40	6	8	14	42	20	4	6	0	0	0	0	0	0	0	0	0	138	88	64	
Husby Klit (DK)	56° 12' 43,10"	8° 07' 46,70"	10	10	20	1882	44	1926	2	6	8	474	46	2	4	6	0	0	0	0	0	0	0	0	2480	2370	96	
Husby Klit (DK)	56° 12' 42,50"	8° 07' 44,50"	22	6	28	56	98	154	8	32	40	26	26	6	4	10	6	2	8	2	8	2	8	2	292	124	42	
Husby Klit (DK)	56° 12' 42,10"	8° 07' 50,80"	0	6	6	22	122	144	8	22	30	22	18	2	4	6	0	0	0	0	0	0	0	0	226	54	24	
St. Peter Ording	54° 16' 19,52"	8° 39' 28,96"	44	14	58	76	38	114	16	14	30	38	52	4	4	8	2	14	16	16	16	16	16	16	316	180	57	
St. Peter Ording	54° 16' 19,52"	8° 39' 28,96"	6	12	18	20	46	66	0	0	0	12	6	18	18	0	0	0	0	0	0	0	0	0	120	38	32	
St. Peter Ording	54° 16' 19,52"	8° 39' 28,96"	8	10	18	22	186	208	6	8	14	12	10	22	4	14	18	0	4	4	4	4	4	4	284	52	18	
St. Peter Ording	54° 16' 19,52"	8° 39' 28,96"	10	24	34	20	572	592	0	2	2	6	0	6	2	8	10	2	0	2	0	2	0	2	646	40	6	
St. Peter Ording	54° 16' 19,52"	8° 39' 28,96"	14	10	24	18	136	154	6	8	14	18	6	24	0	2	2	0	6	6	6	6	6	6	224	56	25	
St. Peter Ording	54° 16' 19,52"	8° 39' 28,96"	8	18	26	22	36	58	2	0	2	8	4	12	4	2	6	8	0	8	0	8	0	8	112	52	46	
St. Peter Ording	54° 16' 19,52"	8° 39' 28,96"	6	0	6	16	84	100	6	0	6	10	16	26	0	2	2	2	8	10	10	10	10	10	150	40	27	
St. Peter Ording	54° 16' 19,52"	8° 39' 28,96"	10	20	30	46	64	110	8	0	8	14	30	44	4	16	20	2	0	2	0	2	0	2	214	84	39	
St. Peter Ording	54° 16' 19,52"	8° 39' 28,96"	6	4	10	22	118	140	2	2	4	6	6	12	0	10	10	0	14	14	14	14	14	14	190	36	19	
St. Peter Ording	54° 16' 19,52"	8° 39' 28,96"	6	6	12	12	106	118	0	0	0	4	6	10	2	4	6	4	2	6	4	2	6	4	152	28	18	
Spiekeroog	53° 46' 48,4"	7° 41' 37,2"	2	14	16	4	294	298	0	2	2	4	6	10	0	0	0	0	14	14	14	14	14	14	340	10	3	
Spiekeroog	53° 46' 48,4"	7° 41' 37,2"	4	2	6	20	58	78	4	8	12	26	30	56	2	1	3	2	2	2	2	2	2	2	159	58	36	
Spiekeroog	53° 46' 51,8"	7° 42' 37,8"	16	96	112	36	374	410	4	6	10	4	8	12	2	4	6	2	18	20	20	20	20	20	570	64	11	
Spiekeroog	53° 46' 38,9"	7° 42' 41,8"	12	24	36	38	528	566	8	12	20	4	2	6	0	0	0	2	18	20	20	20	20	20	648	64	10	
Spiekeroog	53° 46' 10,1"	7° 40' 24,9"	10	14	24	56	90	146	2	4	6	8	18	26	0	2	2	0	6	6	6	6	6	6	210	76	36	
Nordemey	53° 43' 22,5"	7° 12' 30,5"	12	14	26	46	268	314	8	2	10	4	4	8	0	4	4	8	2	10	10	10	10	10	372	78	21	
Nordemey	53° 43' 22,5"	7° 12' 30,5"	14	2	16	36	326	362	0	4	4	6	2	8	0	0	0	8	10	18	18	18	18	18	408	64	16	
Sylt	55° 00' 55,57"	8° 22' 16,97"	16	28	44	188	0	188	20	14	34	78	18	96	14	8	22	0	2	2	2	2	2	2	386	316	82	
Amrum	54° 39' 36,10"	8° 10' 00,53"	28	28	56	128	0	128	20	16	36	88	12	100	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	320	264	83	
Helgoland-Düne	54° 11' 20,39"	7° 54' 52,25"	34	90	134	178	4	182	20	30	50	76	0	76	14	12	26	2	0	2	2	2	2	2	460	324	70	
Helgoland-Düne	54° 11' 20,39"	7° 54' 52,25"	8	18	26	84	0	84	4	4	8	86	8	94	22	0	22	2	0	2	2	2	2	2	236	206	87	
Helgoland-Düne	54° 11' 20,39"	7° 54' 52,25"	38	22	60	162	16	178	26	34	60	100	62	162	8	14	22	0	2	2	2	2	2	2	484	334	69	
Helgoland-Düne	54° 11' 20,39"	7° 54' 52,25"	24	24	48	4	78	82	24	24	48	54	85	139	24	36	60	0	0	0	0	0	0	0	377	130	34	
Helgoland-Düne	54° 11' 20,39"	7° 54' 52,25"	13	18	31	104	139	244	9	10	19	42	17	58	4	6	10	2	4	6	6	6	6	6	368	174	40	
Mittelwert			10	14	26	37	102	166	7	8	14	17	9	35	2	4	6	0	2	4	4	4	4	4	296	77	35	
Median			11	21	26	313	146	322	9	9	16	80	19	89	6	7	11	2	6	6	6	6	6	6	394	392	26	
Standardabweichung																												

Tabelle 1: Belastung verschiedener Strandabschnitte der deutschen und dänischen Nordseeküste mit Mikroplastik (items/kg Trockengewicht). Differenzierung nach Farben sowie Form (F = faserförmig, G = kugelig bis amorph) der Plastikteilchen. Probenahme April 2009 bis März 2010.

29. Jahrestagung des Arbeitskreises „Geographie der Meere und Küsten“

Klimawirkungen in der Metropolregion Bremen-Oldenburg: Ausgewählte Ergebnisse der Vulnerabilitätsanalyse im Verbundvorhaben „nordwest2050“

Stefan Wittig¹, Bastian Schuchardt¹ & Jan Spiekermann²

Zusammenfassung

Der vorliegende Artikel beschreibt die Wirkungen des Klimawandels für ausgewählte Sektoren in der Metropolregion Bremen-Oldenburg, die anhand einer Vulnerabilitätsanalyse des KLIMZUG-Verbundprojekts „nordwest2050“ untersucht worden sind. Ergebnis ist, dass zwar mit deutlichen Klimawirkungen für die betrachteten Sektoren gerechnet werden muss, die Vulnerabilität aber als gering oder mittel eingeschätzt werden kann, da einerseits der Klimawandel in der Region vergleichsweise moderat ausfallen wird und andererseits die sektorale Anpassungskapazität eher hoch ist. Damit sind die Wirkungen des Klimawandels in der Region sektorspezifisch zumindest mittelfristig wahrscheinlich beherrschbar. Aufbauend auf den Erkenntnissen über die sektorspezifische Vulnerabilität können sektorübergreifende Aspekte der regionalen Vulnerabilität identifiziert und die klimawandel- sowie klimaanpassungsbedingten Veränderungen von Flächennutzungskonflikten beschrieben werden. Die Zunahme von Flächennutzungskonflikten, die auch auf vielfältigen raumwirksamen Anpassungserfordernissen innerhalb der Region beruhen und für deren Behandlung Defizite erkennbar sind, erhöht die Vulnerabilität der Region.

1 Einleitung

Der Klimawandel ist bereits heute in der Metropolregion Bremen-Oldenburg im Nordwesten (MPR HB-OL) beobachtbar und wird sich zukünftig deutlich stärker bemerkbar machen. Um einen Überblick über die vielfältigen zu erwartenden Wirkungen des Klimawandels zu erhalten, wurde im Rahmen des Verbundprojekts „nordwest2050 – Perspektiven für klimaangepasste Innovationsprozesse in der Metropolregion Bremen-Oldenburg im Nordwesten“ eine umfassende Analyse der sektoralen und regionalen Vulnerabilität gegenüber veränderten klimatischen Verhältnissen durchgeführt. „nordwest2050“ ist Bestandteil des BMBF-Forschungsprogramms „KLIMZUG – Klimawandel in Regionen zukunftsfähig gestalten“ (Website KLIMZUG).

Insgesamt wurden in der von „nordwest2050“ durchgeführten VA in Anlehnung an die Deutsche Anpassungsstrategie an den Klimawandel (DAS) (Bundesregierung 2008) zwölf Sektoren bzw. Handlungsbereiche und Wirtschaftskluster untersucht. Die vollständigen Ergebnisse der VA für die Sektoren menschliche Gesundheit, Bauwesen, Wasserwirtschaft und Hochwasserschutz, Küstenschutz, Bodenschutz, Biodiversität und Naturschutz, Tourismuswirtschaft, Raumplanung, Bevölkerungs- und Katastrophenschutz finden sich in Schuchardt et al. (2011); die Synthese der sektorspezifischen Resultate zur regionalen VA für die MPR HB-OL in Schuchardt & Wittig (2012).

Die Ergebnisse dieser Vulnerabilitätsanalyse (VA) dienen als wichtige Grundlage für weitere, im Rahmen von „nordwest2050“ anstehende Arbeitsschritte auf dem Weg zu einer regionalen Klimaanpassungsstrategie, deren Implementierung in einer sog. „Roadmap of Change“ beschrieben werden soll (Website nordwest2050).

1 BioConsult Schuchardt & Scholle GbR;

2 Universität Oldenburg, Institut für Biologie und Umweltwissenschaften, Arbeitsgruppe Regionalwissenschaften

2 Konzept und methodisches Vorgehen für die Vulnerabilitätsanalyse

Als Grundlage für die Analyse der sektoralen und regionalen klimawandelbedingten Vulnerabilität ist ein Konzept erstellt worden, welches sowohl die Empfindlichkeit bzw. Sensitivität von natürlichen und gesellschaftlichen Systemen gegenüber veränderten Klimaparametern als auch ihre Fähigkeit, die resultierenden Veränderungen zu bewältigen bzw. mit den Konsequenzen umzugehen, beinhaltet. Die in der Klimafolgenforschung verwendeten Vulnerabilitätskonzepte, nach denen Vulnerabilität als funktionale Beziehung zwischen Exposition, Sensitivität und Anpassungskapazität aufzufassen ist, können diesen Anforderungen genügen (z.B. Smit & Wandel 2006; IPCC 2007; EEA 2008; Kropp et al. 2009). Insbesondere die Vulnerabilitätsdefinition des IPCC ist für viele Wissenschaftsdisziplinen anschlussfähig und ermöglicht eine integrative Betrachtungsweise. Bei der VA im Rahmen von „nordwest2050“ wurde daher folgendes, an die Definition des IPCC angelehntes Vulnerabilitätskonzept zugrunde gelegt:

Die Vulnerabilität beschreibt, in welcher Weise und wie stark ein System (Region, Sektor usw.) gegenüber den Auswirkungen des Klimawandels anfällig ist bzw. ob es fähig ist, diese zu bewältigen. Die Vulnerabilität leitet sich dabei aus dem Charakter, der Größenordnung und der Geschwindigkeit des Klimawandels (Exposition) sowie aus der Empfindlichkeit des betroffenen Systems (Sensitivität) und dessen Fähigkeit, sich an die veränderten Bedingungen und Klimawirkungen anzupassen (Anpassungskapazität) ab.

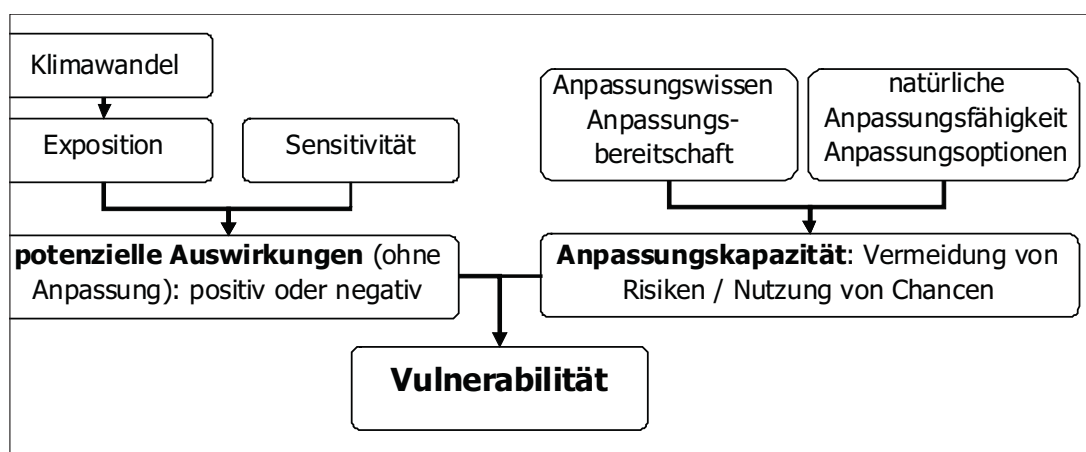


Abb. 1: Konzept der regionalen, klimawandelbezogenen VA im Rahmen von „nordwest2050“. (eigene Darstellung nach EEA 2008, Fig. 6.1, S. 162). Fett dargestellt sind die drei Komponenten, die in der VA bewertet worden sind.

Das methodische Vorgehen zur Bewertung der Vulnerabilität erfordert dementsprechend die Bearbeitung bzw. Analyse folgender Komponenten (s. Abb. 1):

- Die Komponente **Klimawandel** umfasst die in den „nordwest2050“-Klimaszenarien beschriebenen, in der Region zu erwartenden Veränderungen klimatischer Parameter inkl. unmittelbar nachgelagerter Effekte wie z. B. Veränderungen der Wasserstände und -temperaturen oder der klimatischen Wasserbilanz (s. Kap. 4).
- Die **Exposition** beschreibt die Veränderungen der klimatischen Parameter, die auf einen Sektor einwirken. Hierzu gehören auch unmittelbar nachgelagerte Effekte wie z. B. Veränderungen im Abflussregime der Flüsse oder der Morphodynamik im Küstenvorfeld. Sie ist somit ein Maß für die regionale und sektorspezifische Ausprägung (Stärke, Geschwindigkeit, Eintrittszeitpunkt erwarteter Veränderungen) des Klimawandels.
- Die **Sensitivität** beschreibt die heutige Empfindlichkeit eines Sektors gegenüber den aktuellen Klimabedingungen. Sie gibt demnach an, wie stark ein Sektor generell durch klimatische Einwirkungen – und damit auch durch den anthropogen beschleunigten Klimawandel – beeinflussbar ist.
- Die **potenziellen Auswirkungen** des Klimawandels ergeben sich aus der Kombination von Exposition – also der Größenordnung der Veränderungen einwirkender Klimaparameter – und Sensitivität eines Sektors ohne Berücksichtigung zusätzlicher, als Reaktion auf den erwarteten Klimawandel unternommener Anpassungsmaßnahmen.
- Die **Anpassungskapazität** ist ein Maß dafür, wie effektiv ein Sektor die potenziellen Auswirkungen des Klimawandels bewältigen, abschwächen oder auch zum Vorteil nutzen kann. Sie berücksichtigt

neben der natürlichen Anpassungsfähigkeit der regionalen Ökosysteme das Wissen über Anpassungsstrategien und -maßnahmen, die technische, institutionelle oder organisatorische Fähigkeit eines Sektors zur Planung, Vorbereitung, Unterstützung und Umsetzung von Anpassungsmaßnahmen sowie die Anpassungsbereitschaft betroffener Akteure.

- Die **Vulnerabilität** eines Sektors ergibt sich aus der zusammenführenden Betrachtung der potenziellen Auswirkungen des Klimawandels und der Anpassungskapazität.

Ein erster zu bearbeitender Teilaspekt der VA bestand somit in der Beantwortung der Frage, mit welchen potenziellen Auswirkungen des Klimawandels die MPR HB-OL rechnen muss und wie hoch diese sind. Hierfür sind „Wirkpfade des Klimawandels“ für die zwölf im Rahmen von „nordwest2050“ untersuchten Sektoren identifiziert und zum Teil anhand von Klimawirkmodellen quantifiziert worden (s. Schuchardt et al. 2011). Die Beschreibung und Bewertung der Klimawandelwirkpfade stützt sich dabei auf vorhandene Erkenntnisse regionaler Forschungsprojekte zu Klimafolgen und Klimaanpassung sowie zusätzlich auf Befragungen von Akteuren und Entscheidungsträgern aus der Region. Auf diese Weise ist ein querschnittsorientierter Überblick über die zu erwartenden regionalen Auswirkungen des Klimawandels auf Naturraum, sozioökonomische Situation und Gesellschaft entstanden.

Da das Ausmaß der Vulnerabilität in entscheidender Weise von der Anpassungskapazität mitbestimmt wird, wurden in einem zweiten Schritt der sektoralen VA verschiedene Faktoren zur Bestimmung dieser Anpassungskapazität analysiert und bewertet. Zu den betrachteten Faktoren(-komplexen) zählen neben der natürlichen Anpassungsfähigkeit von Ökosystemen und Ökosystemdienstleistungen das Anpassungswissen (z.B. Erfahrungen in der Bewältigung von Extremereignissen und Naturkatastrophen), die Anpassungsoptionen (z.B. technische, finanzielle und institutionelle Kapazitäten sowie rechtliche Instrumente) sowie die Anpassungsbereitschaft (z.B. Risikowahrnehmung, Werthaltungen, Lernfähigkeit).

Bei der Bewertung der potenziellen Auswirkungen, der Anpassungskapazität und der resultierenden Vulnerabilität der untersuchten Sektoren wurde eine allgemeine, ausschließlich qualitative Herangehensweise gewählt. Quantitative Indikatoren konnten aufgrund von fehlendem Informations- und Datenmaterial nicht verwendet werden. Die Bewertung der potenziellen Auswirkungen und der Anpassungskapazität erfolgte anhand einer durch Befragungen unterstützten Experteneinschätzung deskriptiv nach den Kategorien gering, mittel und hoch.

Die Vulnerabilitätsbewertung dient letztlich dazu, den Bedarf und den Umfang sowie die Dringlichkeit von Anpassungserfordernissen zu bestimmen. Die zusammenfassende, teilweise vergleichende Darstellung der sektoralen VA-Ergebnisse liefert zusätzlich Hinweise auf anpassungsbedingte Wechselwirkungen innerhalb der MPR HB-OL, die bei der Erstellung einer regionalen Klimaanpassungsstrategie berücksichtigt werden sollten.

	A1B-Mittelwerte	Spannweiten
2085-Szenario	Periode: 2071-2100 SRES: A1B Modelle: CLM, REMO, WETTREG	Periode: 2071-2100 SRES: B1, B2, A1B, A2 Modelle: CLM, REMO, RCAO
2050-Szenario	Periode: 2036-2065 SRES: A1B Modelle: CLM, REMO, WETTREG	Periode: 2036-2065 SRES: B1, B2, A1B, A2 Modelle: CLM, REMO, RCAO
Referenzperiode	Periode: 1971-2000 DWD-Daten und C20-Läufe	Periode: 1961-1990 DWD-Daten und C20-Läufe

Abb. 2: Ansatz für die Erstellung der beiden „nordwest2050“-Klimaszenarien (eigene Darstellung). A1B-Mittelwerte: Auswertung der Klimadaten aus der CERA-Datenbank vom DKRZ für das A1B-Emissionsszenario (Daten wurden vom Climate Service Center (CSC) bereitgestellt); Spannweiten: Daten aus Norddeutschem Klimaatlas für weitere Emissionsszenarien und Klimamodelle (Meinke & Gerstner 2009).

3 Regionale Klimaszenarien für die Metropolregion Bremen-Oldenburg

Die Festlegung von Veränderungen der für die untersuchten Sektoren relevanten Klimaparameter in regionalen Klimaszenarien, die auf den Projektionen aktueller globaler und regionaler Klimamodelle basieren, ist die notwendige Voraussetzung für die Analyse der regionalen Vulnerabilität (Deutschländer et al. 2009; Walkenhorst & Stock 2009). Die zu regionalen Klimaszenarien verdichteten Projektionen, inklusive der Folgen für den Anstieg des Meeresspiegels und der mittleren Tidewasserstände sowie nachgelagerter Effekte wie z.B. Veränderungen der klimatischen Wasserbilanz oder Abflüsse, schaffen die Wissensbasis über das zukünftige Klima, mit dem die Region rechnen muss (BMVBS 2007; Stoll et al. 2010). Die für die MPR HB-OL entwickelten „nordwest2050“-Klimaszenarien ermöglichen somit, trotz verbleibender Unsicherheiten und z. T. großer Spannweiten möglicher Klimaänderungen (s. Tab. 1 und Tab. 2), räumlich detaillierte Analysen der sektorspezifischen Exposition und daraus resultierender potenzieller Auswirkungen des Klimawandels.

Aus den Ergebnissen der aktuellen regionalen Klimamodellierungen sind für „nordwest2050“ zwei jeweils aus einer 30-jährigen Periode gemittelte regionale Klimaszenarien für die Jahre 2050 (Zukunftsperiode 2036-2065) und 2085 (Zukunftsperiode 2071-2100) erstellt worden. Sie stellen die für das Projekt verbindliche Festlegung der für den jeweiligen Betrachtungszeitraum zu erwartenden mittleren klimatischen Randbedingungen inklusive ihrer Spannweiten dar.

Die Erstellung der „nordwest2050-Klimaszenarien“ erfolgte in Zusammenarbeit mit drei „Klima-Service-dienstleistern“: Erstens wurden innerhalb der KLIMZUG-Förderaktivität die über das Climate Service Center (CSC) aus der CERA-Datenbank des World Data Center for Climate bereitgestellten aktuellen Klimadaten der regionalen Klimamodelle genutzt. Dabei sind die Ergebnisse der Regionalmodelle CLM, REMO und WETTREG für das A1B-Emissionsszenario (Nakicenovic et al. 2000) statistisch ausgewertet worden. Diese Daten dienen auch als Input für die in „nordwest2050“ verwendeten Klimawirkmodelle. Zweitens wurde bezüglich der Auswertung weiterer Emissionsszenarien, regionaler Klimamodelle und Modellläufe mit dem vom Norddeutschen Klimabüro erstellten und online verfügbaren Norddeutschen Klimaatlas koo-

Tab. 1: Veränderungen ausgewählter Klimaparameter in den beiden „nordwest2050“-Klimaszenarien 2050 und 2085 (Differenzen zur Referenzperiode 1971-2000)(aus Schuchardt & Wittig 2012).

„nordwest2050“- Klimaszenario	2050 (2036-2065)	2085 (2071-2100)
Parameter	A1B (Spannweiten)	A1B (Spannweiten)
Jahresmitteltemperatur (in 2 m Höhe über Boden)	+1,5 °C (+1 bis +2 °C)	+2,8 °C (+1,9 bis +4,7 °C)
Sommertage pro Jahr (Tage mit Maximaltemperatur größer oder gleich 25 °C)	+8,3 Tage (+2 bis +9,6 Tage)	+15,9 Tage (+5,6 bis 42,6 Tage)
Tropische Nächte pro Jahr (Tage/Nächte mit Minimaltemperatur größer oder gleich 20 °C)	+1,7 Nächte (+0,3 bis +1,7 Nächte)	+4 Nächte (+1,3 bis +18,7 Nächte)
Hitzeperioden (mind. 5 Tage > 25°C, davon 3 Tage > 30°C; nur CLM: nach Wachsmuth et al. 2011)	Anzahl/Jahr: +0,55 Länge: +2,5 Tage	Anzahl/Jahr: +1,39 Länge: +0,9 Tage
Frosttage pro Jahr (Tage mit Minimaltemperatur kleiner oder gleich 0 °C)	-22,3 Tage (-33 bis -10,8 Tage)	-32,3 Tage (-39,5 bis -12,1 Tage)
Eistage pro Jahr (Tage mit Maximaltemperatur kleiner oder gleich 0 °C)	-6,1 Tage (-16 bis -3,7 Tage)	-11,6 Tage (-17,6 bis -4,8 Tage)
Gesamtniederschlag	+8 % (+3 bis +9 %)	+6 % (-1 bis +10 %)
Niederschlag im Sommer (Monate Juni, Juli, Aug.)	-3 % (-13 bis +8 %)	-17 % (-46 bis -9 %)
Niederschlag im Winter (Monate Dez., Jan., Feb.)	+9 % (+9 bis +27 %)	+25 % (+17 bis +44 %)
Starkregenereignisse pro Jahr (Tage mit mind. 20 mm Niederschlag)	+1 Tag (0 bis +1 Tag)	+1,8 Tage (+1 bis +2 Tage)
Schneemenge (nur CLM)	-57 % (-92 bis -38 %)	-70 % (-95 bis -51 %)
mittlere Windgeschwindigkeit (in 10 m Höhe über Boden)	+1,8 % (0 bis +2 %)	+2,5 % (0 bis +3 %)
Sonnenscheindauer pro Jahr (nur CLM)	-2,8 % (-5 bis -2 %)	-3,9 % (-7 bis -3 %)

periert (Meinke & Gerstner 2009). Drittens ist für die Referenzperiode auf die Messdaten der in der Region vorhandenen Messstationen des Deutschen Wetterdienstes (DWD) zurückgegriffen worden (vgl. Abb. 2). Neben den relativen Veränderungen, die anhand des Vergleichs der sog. C20-Läufe mit den Zukunftsläufen der Klimamodelle berechnet wurden, sind die Messdaten für die Angabe der absoluten Veränderungen inklusive der zukünftigen Werte für die betrachteten Klimaparameter notwendig (s. Schuchardt et al. 2010).

Damit stand der VA ein Ensemble von regionalen Klimainformationen zur Verfügung, in dem klimamodell-, klimamodelllauf-, emissionsszenario- und räumlich bedingte Spannweiten berücksichtigt sind. Insgesamt sind in den beiden „nordwest2050“-Klimaszenarien 33 Klimaparameter ausgewertet und berechnet worden. Eine Auswahl ist in Tab. 1 dargestellt; die vollständige Parameterliste findet sich in Schuchardt & Wittig (2012).

Insgesamt muss die Region also mit einer Verlagerung der Niederschläge vom Sommer in den Winter, mit einer Zunahme von Starkregentagen und Hitzeextremen sowie Hitzeperioden, mit einer Abnahme von Kälteextremen und Schneemengen sowie mit mehr Sturmtagen und leicht höheren maximalen Windgeschwindigkeiten rechnen. Die Veränderungen der für die VA relevanten Klimaparameter fallen für die Region unter Berücksichtigung des A1B-Emissionsszenarios vergleichsweise moderat aus. Ausnahme hiervon ist das Extremereignis Hitzeperiode. Die jeweiligen oberen (für Zunahmen) oder unteren (für Abnahmen) Spannweitengrenzen stellen hingegen in vielen Fällen ein deutliches Klimasignal dar.

Für den Küstenbereich der MPR HB-OL mit den tiefliegenden Marschgebieten sind zusätzlich die klimawandelbedingten Veränderungen der Wasserstände bedeutsam. Werte hierfür können nicht aus den regionalen Klimamodellen abgeleitet werden, so dass einerseits auf globale Modelle und andererseits auf aktuelle Studien zurückgegriffen worden ist. Details zu den Quellen finden sich in Schuchardt et al. (2010) und die Ergebnisse sind in Tab. 2 dargestellt.

Aussagen über veränderte Intensität von Extremereignissen können aus den „nordwest2050“-Klimaszenarien nur für Hitzeperioden und Sturmflutwasserstände abgeleitet werden; die Kenntage sind dagegen nicht als Extremereignisse anzusehen. Damit sind für die „nordwest2050“-Klimaszenarien Grenzen bezüglich der Aussagen über Extremereignisse zu konstatieren, obwohl die Klimaforschung eine Intensivierung von Extremereignissen für wahrscheinlich hält (IPCC 2011). Diese Grenzen wirken sich auch auf alle Einschätzungen oder Bewertungen aus, die auf der Basis der Klimaszenarien getroffen werden (Brosseur & von Flotow 2010). Eine stärkere Klimaänderung als in den „nordwest2050“-Klimaszenarien beschrieben, ist zudem aufgrund von selbstverstärkenden Rückkopplungsmechanismen im Klimasystem (Kipp-Elemente: Lenton et al. 2008; UBA 2008; Schellnhuber 2009) möglich. Insofern könnte die regionale Vulnerabilität höher ausfallen, wenn Extremereignisse häufiger und intensiver oder in Kombination auftreten. Hier sind die kontinuierliche Beobachtung der Klimaänderungen und die Berücksichtigung des sich ständig weiter entwickelnden Klimawissens notwendig.

Tab. 2: Veränderungen der Wasserstände in den beiden „nordwest2050“-Klimaszenarien 2050 und 2085.

„nordwest2050“-Klimaszenario	2050 (2036-2065)	2085 (2071-2100)
Parameter	A1B (Spannweiten)	A1B (Spannweiten)
Mittlerer Meeresspiegel (MW: Vergleich zu 1980-1999)	+17,5 cm (+9 bis +70 cm)	+34,5 cm (+18 bis +140 cm)
Mittleres Tidehochwasser (MThw: Extrapolation)	+15,5 cm (+10 bis +20 cm)	30,5 cm (+20 bis +41 cm)
Wasserstände durch Windstau	+10 cm (0 bis +20 cm)	+25 cm (+15 bis +35 cm)
Sturmflutwasserstände (Summe aus MW, MThw und Windstau)	+43 cm (+19 bis +110 cm)	+90 cm (+53 bis +216 cm)

4 Vulnerabilität ausgewählter Sektoren der Metropolregion Bremen-Oldenburg

Die sektorale VA hat ergeben, dass die in den regionalen Klimaszenarien festgelegten Veränderungen zu einem breiten Spektrum von potenziellen Auswirkungen sowohl auf die natürlichen wie auch die gesellschaftlichen Systeme führen. So wird es beispielsweise aufgrund der Intensitätszunahme von Hitzeextremen und Hitzeperioden zu Beeinträchtigungen der menschlichen Gesundheit insbesondere in städtischen Gebieten kommen, muss sich die Wasserwirtschaft in den tiefliegenden Marschgebieten auf einen steigenden Aufwand für sommerliche Zu- und winterliche Entwässerung einstellen, wird der Küstenschutz gefordert sein, mit reduzierten Sicherheiten der Küstenschutzelemente bei gleichzeitiger Zunahme des Schadenspotenzials um-

zugehen und kann der Erhalt naturschutz-fachlich wertvoller Lebensräume eine Überprüfung der Schutzziele und -strategien des Naturschutzes erforderlich machen (s. Tab. 3). Für einige Wirtschaftssektoren (Tourismuswirtschaft, Landwirtschaft) sind auch positive Auswirkungen, etwa hinsichtlich des landwirtschaftlichen Ertragspotenzials im Binnenland oder der Standortgunst der touristisch bedeutsamen Küstendestinationen, möglich. In der folgenden Tabelle wird ein Überblick über die Ergebnisse der VA für fünf der zwölf untersuchten Sektoren bzw. Handlungsbereiche gegeben.

Ohne Anpassung ist in der MPR HB-OL mit mittel bis hohen bzw. hohen potenziellen Auswirkungen in den Sektoren „Menschliche Gesundheit“ (durch die Zunahme von Hitzeperioden und Überschwemmungsgefahren), „Binnenhochwasserschutz und Siedlungswasserwirtschaft“ (durch die Zunahme von Starkregentagen und den Anstieg der Tidewasserstände), „Küstenschutz“ (bei einem stark beschleunigten Anstieg der Wasserstände) sowie „Biodiversität und Naturschutz“ (da u. a. die negativen Wirkungen heutiger Stressfaktoren auf Arten und Lebensräume vielfach klimawandelbedingt verstärkt werden) zu rechnen (vgl. Tab. 3).

Die Einschätzung der Anpassungskapazität hat für den Sektor „Küstenschutz“ bei einem stark beschleunigten Anstieg der mittleren Wasserstände und der damit verbundenen Erhöhung der maximalen Sturmflutwasserstände (vgl. Tab. 2) gering bis mittel ergeben. Gegenüber moderaten Anstiegsgeschwindigkeiten ist sie hingegen hoch (s. u.). In allen anderen Sektoren wird die Anpassungskapazität entweder als mittel, mittel bis hoch oder hoch eingeschätzt (vgl. Tab. 3). In den Sektoren „Menschliche Gesundheit“ (Hitzewarnsysteme, Verhaltensinformationen: s. Becker 2005; UBA & DWD 2008), „Wasserwirtschaft und Hochwasserschutz“ (Hochwasserrückhaltebecken, Hochwasservorhersagesysteme: s. LAWA 2004; KLIWA 2009) und „Küstenschutz“ (Deichverstärkung: s. NLWKN 2007; NLWKN 2010) ist mit Klimaanpassungsprozessen bzw. mit Anpassungsmaßnahmen für den Umgang mit Extremereignissen bereits begonnen worden. Dennoch ist zu betonen, dass das Themenfeld Klimaanpassung vergleichsweise jung ist und die Wahrnehmung der neuen Problemkonstellation „Klimaanpassung“ erst am Anfang steht (Garrelts et al. 2011; Hoffmann et al. 2011).

Dementsprechend ist die Vulnerabilität in den meisten der betrachteten Sektoren aufgrund der eher geringen oder gering bis mittleren potenziellen Auswirkungen und einer vielfach mittel bis hohen oder sogar hohen Anpassungskapazität gering, gering bis mittel oder mittel (s. Tab. 3). Nur in den Sektoren „Küstenschutz“ und „Biodiversität und Naturschutz“ wird die Vulnerabilität als hoch bzw. mittel bis hoch eingeschätzt. Für den Küstenschutz ist eine hohe Vulnerabilität dann festzustellen, wenn ein stark beschleunigter Anstieg der mittleren Wasserstände zugrunde gelegt wird (obere Spannweite insbesondere der Sturmflutwasserstände; s. Tab. 2), der langfristig eine Erweiterung der bisherigen Küstenschutzstrategien notwendig machen würde (stärker raum- und risikobezogener Küstenschutz). Die Analysen der Anpassungskapazität haben jedoch ergeben, dass das politisch-administrative System eine Fortsetzung der bestehenden Küstenschutzstrategie (Verteidigung der Hauptdeichlinie) unter Klimawandelbedingungen favorisiert (Schuchardt & Schirmer 2007; Garrelts et al. 2011). Die Akteure des Küstenschutzes sind überzeugt, dass die anfallenden Herausforderungen auch unter Klimawandelbedingungen bewältigt werden können. Dementsprechend ist die Bereitschaft in der Küstenschutzplanung, erweiterte strategische Ansätze frühzeitig mitzudenken, gering. Für den Naturschutz basiert die hohe Vulnerabilität auf der Einschätzung, dass selbst eine hohe gesellschaftliche Anpassungskapazität nicht in der Lage ist, den heutigen Zustand der Arten- und Lebensraumzusammensetzung unter Klimawandelbedingungen zu erhalten (Schuchardt et al. 2011).

Für den Sektor Wasserwirtschaft und Hochwasserschutz ist eine geringe bis mittlere Vulnerabilität in den Bereichen Wassermanagement (Zu- und Entwässerung) sowie Gewässerschutz und Sicherung von Wasserressourcen festzustellen. Für die Bereiche Binnenhochwasserschutz und Siedlungswasserwirtschaft ist die Vulnerabilität hingegen als mittel einzustufen. Dies resultiert einerseits aus den mittel bis hohen potenziellen Auswirkungen aufgrund der Zunahme von Starkregenerereignissen und höheren Binnenwasserabflüssen. Andererseits kann zwar das Wissen der Akteure über und die Umsetzbarkeit von Maßnahmen des technischen Hochwasserschutzes oder zur hochwasserangepassten Bauweise als gut beurteilt werden, die Umsetzbarkeit von Maßnahmen zur Schaffung von Retentionsräumen, zur nachhaltigen Landnutzung oder zur Verbesserung der Wasserqualität muss hingegen als eher schlecht angesehen werden. Hier werden insbesondere Widerstände von Seiten der Flächennutzer wie Landwirtschaft oder Siedlungsentwicklung, fehlende finanzielle und personelle Mittel sowie ein mangelnder politischer Wille zur Durchsetzung solcher Maßnahmen als Hindernisse angeführt.

Insgesamt können die Bereiche Wasserwirtschaft, Küsten- und Hochwasserschutz, deren Aufgaben immer schon den Umgang mit Umweltveränderungen und Extremereignissen erforderten und in denen daher ein Bündel unterschiedlicher Problemeinsichten, Lösungsvorschläge und ein hohes Maß an Handlungsoptionen vorzufinden ist (Garrelts et al. 2011; Schuchardt & Wittig 2012), als Vorreiter der Klimaanpassung ange-

Tab. 3: Ergebnisse der Vulnerabilitätsanalyse (VA) für ausgewählte Sektoren bzw. Handlungsbereiche (pA = potenzielle Auswirkungen; AK = Anpassungskapazität; V = Vulnerabilität)

Sektor	Wirkpfade des Klimawandels (Beispiele)	pA	AK	V
Menschliche Gesundheit	Ein wärmeres Klima begünstigt die Ausbreitung von Stechmücken, Zecken, Flöhen und Wanzen und erhöht damit das Übertragungsrisiko von Infektionskrankheiten, wie z.B. Borreliose. Zudem verlängert sich die Pollensaison und damit die Beschwerdezeit durch Allergene für Personen mit Asthma oder Heuschnupfen.	gering-mittel	mittel-hoch	gering
	Hitzeperioden können vor allem bei älteren Menschen zu gesundheitlichen Problemen und erhöhten Sterberaten führen. Daneben stellen auch Extremereignisse, wie starke Unwetter, Überschwemmungen oder Sturmfluten eine Gefahr für die menschliche Gesundheit dar.	mittel-hoch	hoch	gering-mittel
Wasserwirtschaft und Hochwasserschutz	Wassermanagement (Geest): Trockenere Sommer können zu einem erhöhten Bewässerungsbedarf in der Landwirtschaft und zu einem Absinken des Grundwasserspiegels führen. Dadurch vermindert sich das für die Wasserversorgung nutzbare Grundwasserdargebot.	gering-mittel	mittel-hoch	gering-mittel
	Wassermanagement (Marsch): Durch den Anstieg der Tidewasserstände sowie die Zunahme der winterlichen Niederschlagsmengen und von Starkregenereignissen erhöht sich die zu pumpende Wassermenge bei der Entwässerung. Es kommt zur Einschränkung der Zuwässerungsmöglichkeit aus der Unterweser aufgrund der Verlagerung der Brackwasserzone und zu verstärktem Salzeintrag in die Marschengewässer sowie in das Grundwasser im küstennahen Bereich.	gering-hoch	mittel-hoch	gering-mittel
	Gewässerschutz und Sicherung von Wasserressourcen: Durch den Anstieg der Wassertemperaturen kann es zu einer Verschlechterung der Gewässer- und Grundwassergüte und zu Einschränkungen der Brauchwassernutzung kommen (z.B. Kühlwasserdargebot für Kraftwerke).	mittel	mittel-hoch	gering-mittel
	Binnenhochwasserschutz und Siedlungswasserwirtschaft: Die Zunahme der winterlichen Niederschlagsmengen und von Starkregenereignissen führen zu einer höheren Belastung der Hochwasserschutzanlagen und einer häufigeren Überlastung von Kanalisation und Entwässerungssystemen.	mittel-hoch	mittel-hoch	mittel
Küstenschutz	Ein moderater Anstieg der Sturmflutwasserstände führt zu einer gering erhöhten Belastung und Versagenswahrscheinlichkeit der Küstenschutzbauwerke. Die begonnene Anpassung der Küstenschutzbauwerke (Generalplan Küstenschutz mit Klimawandelzuschlag und Baureserve) kann kurz- bis mittelfristig den heutigen Sicherheitsstandard halten.	gering	hoch	gering
	Ein stark beschleunigter Anstieg der Sturmflutwasserstände führt dagegen zu einer deutlich erhöhten Belastung und Versagenswahrscheinlichkeit der Küstenschutzbauwerke. Es ist im Versagensfall aufgrund größerer Überflutungsausdehnung und -höhe mit höheren Schäden im Binnenland zu rechnen. Die heutige Küstenschutzstrategie kann an ihre Grenzen stoßen.	hoch	gering-mittel	hoch
Biodiversität und Naturschutz	Durch den Klimawandel kommt es zu Arealverschiebungen von Arten, Zuwanderungen gebietsfremder Arten und damit einhergehenden Veränderungen in den Lebensgemeinschaften. Hiervon sind auch geschützte Lebensräume und die Biodiversität betroffen, so dass Schutzziele überprüft werden müssen. Der Klimawandel wirkt als zusätzlicher Stressfaktor auf Ökosysteme und kann dadurch Veränderungen beschleunigen.	mittel-hoch	mittel	mittel-hoch
Tourismuswirtschaft	Durch die Zunahme des thermischen Komforts kann die Attraktivität der Küstenregion als Tourismusdestination steigen. Wetterabhängige Outdoor-Aktivitäten sind durch die klimatischen Veränderungen stärker betroffen als Indoor-Angebote oder Städtereisen. Die touristische Infrastruktur könnte vor allem durch die Zunahme von Starkregen- und Sturmtagen sowie der Sturmflutgefahr betroffen sein.	gering-mittel	mittel-hoch	gering

sehen werden. Sie besitzen allerdings nur dann eine hohe Anpassungskapazität und damit eine geringere Vulnerabilität, wenn die heutigen „gewohnten“ Strategien und Maßnahmen zur Anpassung auch unter Klimawandelbedingungen geeignet bleiben.

Die Kombination von vergleichsweise moderaten Klimaänderungen (mit Ausnahme von Extremereignissen) und einer relativ gut ausgeprägten Anpassungskapazität führt insgesamt zu der Einschätzung, dass die Auswirkungen des Klimawandels in der MPR HB-OL voraussichtlich mittelfristig beherrschbar sein werden

und die Vulnerabilität der Region in weiten Teilen daher als gering bis mittel zu bezeichnen ist. Dennoch ist für einige Wirkpfade des Klimawandels sektorspezifisch auch eine hohe Vulnerabilität festgestellt worden.

5 Vulnerabilität der Metropolregion Bremen-Oldenburg: Flächennutzungskonflikte

Die Vulnerabilität der Region wird durch vielfältige Wechselwirkungen zwischen den Sektoren bestimmt. Insbesondere der aus raumwirksamen Anpassungserfordernissen resultierende Flächenbedarf kann Flächennutzungskonflikte zwischen den Sektoren verschärfen oder neue entstehen lassen und dadurch die Vulnerabilität erhöhen. Hier wird in erster Linie die Raumplanung gefordert sein, ihre Konzepte hinsichtlich der Eignung für ein Konflikt reduzierendes Flächenmanagement zu überprüfen (BMVBS 2010; Franck & Peithmann 2010). Klimaanpassungsbedingte Konflikte in der MPR HB-OL lassen sich für die Küsten- und Ästuarbereiche sowie die ländlichen und städtischen Räume differenzieren, für die spezifische Klimawirkungen und Vulnerabilitäten charakteristisch sind.

Im Küsten- und Ästuarbereich sind aufgrund der topografischen und naturräumlichen Gegebenheiten besonders der klimawandelbedingte Anstieg der Wasserstände und die Veränderungen des Niederschlagsregimes relevant. Die bereits heute bestehenden Konflikte zwischen Küstenschutz, Wassermanagement, Naturschutz, Landwirtschaft, Tourismuswirtschaft, Hafengewirtschaft, Industrie und Gewerbe sowie der infrastrukturellen und städtebaulichen Entwicklung werden sich durch raumwirksame Anpassungserfordernisse verschärfen (s. Tab. 4).

Tab. 4: *Beispielhafte Darstellung der potenziellen Auswirkungen des Klimawandels, für die sich räumlich wirkende (raumwirksame) Anpassungserfordernisse im Küsten- und Ästuarbereich der MPR HB-OL ergeben könnten.*

Sektor	potenzielle Auswirkungen	raumwirksame Anpassungserfordernisse
Küstenschutz	• Einschränkungen der Regulationsfunktion natürlicher Küstenschutzelemente infolge eines beschleunigten Meeresspiegelanstiegs	• Sicherung und Freihaltung des für Deicherhöhungen/-verstärkungen erforderlichen Raumbedarfs (Vergrößerung der Deichaufstandsfläche, Flächen für den Kleiabbau)
	• Zunahme der Versagenswahrscheinlichkeit von Küstenschutzbauwerken und des Sturmflutschadensrisikos in deichgeschützten Bereichen aufgrund höherer Sturmflutwasserstände	• Sicherung und Freihaltung von Flächen für potenzielle zukünftige Maßnahmen eines raumbezogenen Küstenschutzsystems (z.B. Korridore für 2. Deichlinien, Bereiche für Sturmflutentlastungspolder bzw. partielle Rückdeichungen)
Wassermanagement im Deichhinterland	• steigender Entwässerungsbedarf im Winter und nach Starkregenereignissen	• Ausbau von Gewässerquerschnitten zur Erhöhung der Entwässerungskapazität
	• erhöhter Zuwässerungsbedarfs im Sommer	• Schaffung von Möglichkeiten zur Zwischenspeicherung von Niederschlagswasser (z.B. Polderflächen)
	• Einschränkung der Zuwässerungsmöglichkeiten aus der Unterweser aufgrund der Verlagerung der Brackwasserzone stromaufwärts	• Verbesserung der Wasserrückhaltefunktion von Ökosystemen (z.B. Wiedervernässung geeigneter Bereiche)
Biodiversitäts- und Naturschutz	• Verlust wertvoller Watt- und Vorlandflächen aufgrund von Küstenerosion bzw. dauerhafter Überflutung infolge des Meeresspiegelanstiegs („squeeze“-Effekt)	• Wiederherstellung dynamischer Übergangsräume zwischen Land und Meer (z.B. Öffnung von Sommerdeichen, tidebeeinflusste Polder, partielle Deichrückverlegungen)
Tourismuswirtschaft	• mögliche Zunahme der Touristenzahlen bei Nutzung der sich bietenden Chancen des Klimawandels (insb. Zunahme der thermischen Eignung)	• erhöhter Raumbedarf für touristische Infrastrukturen (z.B. Ferienhausanlagen, Campingplätze, Badepolder, Indoor-Angebote, Verkehrsinfrastruktur)

Der ländliche Raum wird flächenintensiv zur Erzeugung landwirtschaftlicher Produkte genutzt, wobei klimawandelbedingte Veränderungen der Temperatur, des Niederschlagsregimes und der klimatischen Wasserbilanz besonders stark wirken. Verstärkte Zielkonflikte und Flächennutzungskonkurrenzen zwischen Landwirtschaft, Biodiversitäts- und Naturschutz sowie der Sicherung der Ressourcen Boden und Wasser ergeben sich nicht nur aus raumwirksamen Klimaanpassungserfordernissen (s. Tab. 5), sondern auch aus

Tab. 5: Beispielhafte Darstellung der potenziellen Auswirkungen des Klimawandels, für die sich räumlich wirkende (raumwirksame) Anpassungserfordernisse im ländlichen Raum der MPR HB-OL ergeben könnten.

Sektor	potenzielle Auswirkungen	raumwirksame Anpassungserfordernisse
Biodiversitäts- und Naturschutz	<ul style="list-style-type: none"> • Veränderung der Standortbedingungen von Lebensräumen und der geografischen Verbreitung von Arten infolge veränderter Klimaparameter (z.B. Temperaturen, Niederschlags- und Abflussregime, klimatische Wasserbilanz) 	<ul style="list-style-type: none"> • Unterstützung der natürlichen Anpassungsfähigkeit • Sicherung und Ausbau eines Biotopverbundsystems • Renaturierung von Fließgewässern (z.B. Wiederanbindung von Altarmen, Schaffung von Auenbereichen) • (Wieder-)Vernässung von Mooren und Feuchtgebieten
Wasserwirtschaft und Binnenhochwasserschutz	<ul style="list-style-type: none"> • Einschränkungen des sommerlichen Wasserdargebots aufgrund der sich verschlechternden klimatischen Wasserbilanz • Zunahme der Überschwemmungsrisiken aufgrund stärkerer Binnenhochwasserereignisse 	<ul style="list-style-type: none"> • Umsetzung angepasster, den Wasserrückhalt und die Grundwasserneubildung fördernder Landnutzungsformen • Maßnahmen zur Verbesserung des Wasserrückhaltes in der Landschaft • Sicherung und Rückgewinnung von Überschwemmungsflächen und Retentionsräumen

Klimaschutzbemühungen (z.B. Ausbau der Biomassenutzung zur Erzeugung von Strom, Wärme und Biokraftstoffen sowie der Energieinfrastrukturen).

Für die städtischen Räume sind aufgrund der Akkumulation von Menschen und Werten besonders Auswirkungen durch extreme Ereignisse (Hitzeperioden, Starkregen, Hochwasser) bedeutsam. Flächen bzw. Zielkonflikte entstehen zwischen dem Leitbild „Kompakte Stadt“ und einer Siedlungsentwicklung, die Freiflächen zur Reduzierung von Hitzeinseleffekten und zur Rückhaltung von Niederschlägen offen hält. Flächennutzungskonkurrenzen resultieren aus der für Klimaanpassung erforderlichen Schaffung von Kalt- und Frischluftentstehungsgebieten, Luftaustauschbahnen, Versickerungs- und Rückhalteflächen für Niederschlag, Flächenentsiegelung, Errichtung und Verstärkung von Hochwasserschutzbauwerken sowie Freihaltung und Rückgewinnung von Retentionsraum (s. Tab. 6).

Tab. 6: Beispielhafte Darstellung der potenziellen Auswirkungen des Klimawandels, für die sich räumlich wirkende (raumwirksame) Anpassungserfordernisse im städtischen Raum der MPR HB-OL ergeben könnten..

Sektor	potenzielle Auswirkungen	raumwirksame Anpassungserfordernisse
menschliche Gesundheit	<ul style="list-style-type: none"> • stärkere Aufheizung von Siedlungsgebieten und Gebäuden infolge von Hitzeperioden („Hitzeinseleffekt“) • negative Einflüsse auf Wohlbefinden, Leistungsfähigkeit, Gesundheit und Mortalität der (Stadt-)Bevölkerung 	<ul style="list-style-type: none"> • Sicherung klimawirksamer großflächiger Freiräume in funktionaler Beziehung zu städtischen Räumen als Kalt- und Frischluftentstehungsgebiete sowie Naherholungsräume • Sicherung und Schaffung von klimawirksamen Ausgleichsräumen und Luftaustauschbahnen innerhalb städtischer Räume (z.B. Parkanlagen, Grün- und Wasserflächen)
Siedlungswasserwirtschaft	<ul style="list-style-type: none"> • Einschränkungen des sommerlichen Wasserdargebots aufgrund der sich verschlechternden klimatischen Wasserbilanz • Zunahme der Überschwemmungsrisiken aufgrund stärkerer Binnenhochwasserereignisse 	<ul style="list-style-type: none"> • Freihaltung von Flächen für die Versickerung, Rückhaltung und Abführung von Niederschlagswasser in Siedlungsgebieten • Reduzierung des Versiegelungsgrads in Siedlungsgebieten
Binnenhochwasser- bzw. Küstenschutz	<ul style="list-style-type: none"> • erhöhte Versagenswahrscheinlichkeit von Hochwasser- bzw. Küstenschutzbauwerken infolge höherer Hochwasserabflüsse und Sturmflutwasserstände • Sachschäden, Wertschöpfungsverluste und u. U. Auswirkungen auf Leib und Leben der (Stadt-)Bevölkerung 	<ul style="list-style-type: none"> • Freihaltung von Flächen für den Ausbau des technischen Hochwasserschutzes (Deiche, Dämme, Hochwasserschutzwände, Rückhaltebecken etc.) • Sicherung von Überschwemmungsgebieten • Freihaltung und Rückgewinnung von Retentionsraum

6 Fazit

Die Komplexität der klimaanpassungsbedingt verstärkten Flächennutzungskonflikte – auch im Zusammenhang mit nicht-klimatischen Faktoren (Intensivlandwirtschaft, Flächenverbrauch usw.) und Flächenanforderungen des Klimaschutzes (Anbau Bioenergiepflanzen, Ausbau Energieinfrastrukturen usw.) –, über die noch vergleichsweise wenig Wissen vorliegt, wirkt insgesamt vulnerabilitätserhöhend, da hierfür geeignete Anpassungsansätze noch nicht bzw. nur teilweise vorliegen. Daher gilt, dass trotz Unsicherheiten bezüglich des Klimawandels und der Vulnerabilität mit Klimaanpassung aufgrund unvermeidbarer Wirkungen frühzeitig in einem strukturierten Prozess begonnen werden muss.

Die Akteure und Entscheidungsträger der Region stehen somit vor der Herausforderung, Klimaanpassung als querschnittsorientierten und langfristigen Prozess zu verstehen, der es ermöglicht, Unsicherheiten zu berücksichtigen und Priorisierungen von Handlungsmaßnahmen zu begründen. Die Ergebnisse der Vulnerabilitätsanalyse können dabei als Grundlage für die Entwicklung einer integrierten, regionalen Anpassungsstrategie an den Klimawandel dienen. Hierhin sollte auf flexible und nachsteuerbare Anpassungsprozesse, die die Erkenntnisse kontinuierlicher Klimawandel- und Klimafolgenbeobachtungen berücksichtigen können, gesetzt werden.

Abschließend muss betont werden, dass alle Bemühungen und Maßnahmen zum Klimaschutz intensiv weiterverfolgt werden müssen, da ohne ambitionierten globalen Klimaschutz die Wahrscheinlichkeit wächst, dass Klimawirkungen eintreten, gegen die Anpassung nicht mehr möglich ist oder nur zu hohen ökologischen, ökonomischen und sozialen Kosten zu haben wäre (Walkenhorst & Stock 2009; WBGU 2009).

Literatur

- Becker, P. (2005): Das Hitzewarnsystem des Deutschen Wetterdienstes: Notfallvorsorge. Zeitschrift für Katastrophenmanagement und Humanitäre Hilfe: 22-23.
- BMVBS – Bundesministerium für Verkehr, Bau und Stadtentwicklung (2007): Schifffahrt und Wasserstraßen in Deutschland – Zukunft gestalten im Zeichen des Klimawandels. Bestandsaufnahme: 58.
- BMVBS – Bundesministerium für Verkehr, Bau und Stadtentwicklung (Hrsg.) (2010): Klimawandel als Handlungsfeld der Raumordnung: Ergebnisse der Vorstudie zu den Modellvorhaben „Raumentwicklungsstrategien zum Klimawandel“. Schriftenreihe Forschungen, Heft 44, Berlin.
- Brasseur, G. & P. von Flotow (Hrsg.) (2010): Klimafolgenforschung zur Beurteilung der Auswirkungen von konvektiven Extremwetterereignissen auf die Schadenlast in Deutschland. Bericht auf der Grundlage eines Workshops am 14. und 15. Januar 2010 veranstaltet durch das Climate Service Center (CSC) in Kooperation mit dem Sustainable Business Institute (SBI) e.V.: 47.
- Bundesregierung (2008): Deutsche Anpassungsstrategie an den Klimawandel. Vom Bundeskabinett am 17. Dezember 2008 beschlossen: 78. [http://www.bmu.de/files/pdfs/allgemein/application/pdf/das_gesamt.pdf, 18.12.2008]
- Deutshländer, T., F. Imbery, S. Plagemann, J. Namyslo, B. Früh & P. Becker (2009): Zum Umgang mit Klimaprojektionen in der Klima- und Klimafolgenforschung. Deutscher Wetterdienst, Klima und Umwelt: 5.
- EEA – European Environment Agency (2008): Impacts of Europe’s changing climate – 2008 indicator based assessment. EEA Report No 4/2008, Joint EEA-JRC-WHO report: 247. [http://www.eea.europa.eu/publications/eea_report_2008_4, 29.09.2008]
- Franck, E. & O. Peithmann (2010): Regionalplanung und Klimaanpassung in Niedersachsen. E-Paper der ARL, Nr. 9, Hannover: 43. [<http://arlnet.org/pdf/publik/e-paper-der-arl-nr9.pdf>, 10.12.1010]
- Garrelts, H., T. Grothmann, K. Grecksch, M. Wings, B. Siebenhüner & M. Flitner (2011): Vulnerabilität und Klimaanpassung: Herausforderungen adaptiver Governance im Nordwesten Deutschlands. Bericht im Rahmen des Forschungsverbundes ‚nordwest2050 – Perspektiven für klimaangepasste Innovationsprozesse in der Metropolregion Bremen-Oldenburg im Nordwesten‘, Universität Bremen und Universität Oldenburg, (im Erscheinen)
- Hoffman, E., J. Gebauer, E. Dunkelberg, J. Hirschfeld, Be. Hirschl, M. Rotter, A. Stegnitz, S. Wurbs, W. Lotz, M. Welp (2011): Stakeholder-Dialoge: Chancen und Risiken des Klimawandels. Institut für ökologische Wirtschaftsforschung (IÖW), Berlin und Hochschule für nachhaltige Entwicklung Eberswalde (FH); im Auftrag des Umweltbundesamtes: 176. [<http://www.uba.de/uba-info-medien/4071.html>; 07.10.2011]
- IPCC – Intergovernmental Panel on Climate Change (2007): Zusammenfassung für politische Entscheidungsträger. In: Klimaänderung 2007 - Auswirkungen, Anpassung, Verwundbarkeiten. Beitrag der Arbeitsgruppe II zum Vierten Sachstandsbericht des Zwischenstaatlichen Ausschusses für Klimaänderung (IPCC), Eds.: M. L. Parry, O. F. Canziani, J. P. Palutikof, C. E. Hanson and P. J. van der Linden, Cambridge University Press, Cambridge, UK. [<http://www.de-ipcc.de/>, 03.02.2010]

- IPCC – Intergovernmental Panel on Climate Change (2011): Summary for Policymakers. In: Intergovernmental Panel on Climate Change Special Report on Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation [Field, C. B., Barros, V., Stocker, T.F., Qin, D., Dokken, D., Ebi, K.L., Mastrandrea, M. D., Mach, K. J., Plattner, G.-K., Allen, S. K., Tignor, M. and P. M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA
- KLIWA – Klimaveränderung und Wasserwirtschaft (2009): Klimawandel im Süden Deutschlands: Ausmaß – Folgen – Strategien. Auswirkungen auf die Wasserwirtschaft. Kooperationsvorhaben der Länder Baden-Württemberg, Bayern und Rheinland-Pfalz sowie des Deutschen Wetterdienstes. Broschüre: 19 [http://www.kliwa.de/download/Klimawandel_im_Sueden_Deutschlands.pdf, 26.10.2011]
- Kropp, J., A. Holsten, T. Lissner, O. Roithmeier, F. Hattermann, S. Huang, J. Rock, F. Wechsung, A. Lüttger, S. Pompe, I. Kühn, L. Costa, M. Steinhäuser, C. Walther, M. Klaus, S. Ritchie & M. Metzger (2009): Klimawandel in Nordrhein-Westfalen: Regionale Abschätzung der Anfälligkeit ausgewählter Sektoren. Abschlussbericht des Potsdam-Instituts für Klimafolgenforschung (PIK) für das Ministerium für Umwelt und Naturschutz, Landwirtschaft und Verbraucherschutz Nordrhein-Westfalen (MUNLV): 279.
- LAWA – Bund/Länder-Arbeitsgemeinschaft Wasser (Hrsg.) (2004): Instrumente und Handlungsempfehlungen zur Umsetzung der Leitlinien für einen zukunftsweisenden Hochwasserschutz. Düsseldorf. [http://www.lawa.de/pub/kostenlos/hwnw/InstrumenteHochwasserschutzDruck.pdf, 26.05.2010]
- Lenton, T. M., Held, H., Kriegler, E.; Hall, J.W.; Lucht, W.; Rahmstorf, S.; Schellnhuber, H.J. (2008): Tipping elements in the Earth's climate system. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 105, 6: 1786-1793. [http://www.pnas.org/content/105/6/1786.full.pdf, 11.06.2010]
- Meinke, I. & E.-M. Gerstner (2009): Digitaler Norddeutscher Klimaatlas informiert über möglichen künftigen Klimawandel. *DMG Nachrichten* 3-2009: 17. [http://www.norddeutscher-klimaatlas.de, 05.10.2011]
- Nakicenovic, N., J. Alcamo, G. Davis, B. de Vries, J. Fenhann, S. Gaffin, K. Gregory, A. Grübler, T.Y. Jung, T. Kram, E.L. La Rovere, L. Michaelis, S. Mori, T. Morita, W. Pepper, H. Pitcher, L. Price, K. Raihi, A. Roehrl, H.H. Rogner, A. Sankovski, M. Schlesinger, P. Shukla, S. Smith, R. Swart, S. van Rooijen, N. Victor & Z. Dadi (2000): IPCC Special Report on Emissions Scenarios. Cambridge. [http://www.ipcc.ch/ipccreports/sres/emission/index.htm, 04.06.2010]
- NLWKN – Niedersächsischer Landesbetrieb für Wasserwirtschaft, Küsten- und Naturschutz (Hrsg.) (2007): Generalplan Küstenschutz Niedersachsen/Bremen – Festland. Norden.
- NLWKN – Niedersächsischer Landesbetrieb für Wasserwirtschaft, Küsten- und Naturschutz (Hrsg.) (2010): Generalplan Küstenschutz Niedersachsen – Ostfriesische Inseln. Norden.
- Schellnhuber, H. J. (2009): Tipping elements in the Earth System. *PNAS*, December 8, 2009, Vol. 106, No. 49: 20561–20563.
- Schuchardt, B. & M. Schirmer (Hrsg.) (2007): Land unter? Klimawandel, Küstenschutz und Risikomanagement in Nordwestdeutschland: die Perspektive 2050. oekom Verlag, München: 237.
- Schuchardt, B. & S. Wittig (Hrsg.) (2012). Vulnerabilität der Metropolregion Bremen-Oldenburg gegenüber dem Klimawandel (Synthesebericht). ‚nordwest2050‘-Berichte Heft 2, Bremen / Oldenburg: Projektkonsortium ‚nordwest2050‘.
- Schuchardt, B., S. Wittig & J. Spiekermann (2010): Klimaszenarien für ‚nordwest2050‘. Teil 2: Randbedingungen und Beschreibung. 3. Werkstattbericht, Juni 2010: 76. [http://www.nordwest2050.de/index_nw2050.php?obj=file&aid=8&id=184&unid=9b37dc9f3d7d3948506c0e0b2e39d5ef, 29.11.2010]
- Schuchardt, B., S. Wittig, J. Spiekermann (2011): Klimawandel in der Metropolregion Bremen-Oldenburg. Regionale Analyse der Vulnerabilität ausgewählter Sektoren und Handlungsbereiche. 11. Werkstattbericht im Rahmen des Forschungsverbundes ‚nordwest2050 – Perspektiven für klimaangepasste Innovationsprozesse in der Metropolregion Bremen-Oldenburg im Nordwesten‘, *BioConsult*: 502. [http://www.nordwest2050.de/index_nw2050.php?obj=file&aid=8&id=272&unid=558d5bd2dde8647264fe98b295d6675e; 23.06.2011]
- Smit, B. & J. Wandel (2006): Adaptation, adaptive capacity and vulnerability. *Global Environmental Change* 16 : 282–292. [http://www.sciencedirect.com/science?_ob=ArticleURL&_udi=B6VFV-4KDBM15-1&_user=10&_rdoc=1&_fmt=&_orig=search&_sort=d&_docanchor=&view=c&_acct=C000050221&_version=1&_urlVersion=0&_userid=10&md5=3c3151d82f5bac25a90c56ca6021c2f3, 28.12.2009]
- Stoll, P.-T., W. Mauser, M. Schulz & B. Höll (Hrsg.) (2010): Regionale Klimamodelle - Potenziale, Grenzen und Perspektiven. Sonderausgabe des NKGCF – Nationales Komitee für Global Change Forschung, März 2010: 30. [http://www.nkgcf.org/files/aktuelledownloads/Regionale_Klimamodelle_low.pdf, 11.08.2011]
- UBA – Umweltbundesamt & DWD – Deutscher Wetterdienst (2008): Klimawandel und Gesundheit. Informationen zu gesundheitlichen Auswirkungen sommerlicher Hitze und Hitzewellen und Tipps zum vorbeugenden Gesundheitsschutz. Dessau-Roßlau und Offenbach a. M., April 2008: 14. [http://www.umweltdaten.de/publikationen/fpdf-l/3519.pdf, 22.10.2010]

-
- UBA – Umweltbundesamt (2008): Kipp-Punkte im Klimasystem. Welche Gefahren drohen? Hintergrundpapier, Fachgebiet I 2.1, Juli 2008: 27. [<http://www.umweltbundesamt.de/ubainfo-presse/hintergrund/kipppunkte.pdf>, 17.06.2009]
- Wachsmuth, J., A. von Gleich, S. Gößling-Reisemann, B. Lutz-Kunisch & S. Stührmann (2011): Vulnerabilitätsanalyse der Energieversorgung im Nordwesten Deutschlands. Bericht im Rahmen des Forschungsverbundes ‚nordwest2050 – Perspektiven für klimaangepasste Innovationsprozesse in der Metropolregion Bremen-Oldenburg im Nordwesten‘, Universität Bremen, (im Erscheinen).
- Walkenhorst, O. & M. Stock (2009): Regionale Klimaszenarien für Deutschland - Eine Leseanleitung. Akademie für Raumforschung und Landesplanung (ARL), Hannover, E-Paper Nr. 6: 24. [http://shop.arl-net.de/media/direct/pdf/e-paper_der_arl_nr6.pdf, 26.10.2011]
- WBGU – Wissenschaftlicher Beirat der Bundesregierung Globale Umweltveränderungen (2009): Klimawandel: Warum 2°C? Factsheet Nr. 2/2009: 4. [<http://www.wbgu.de/veroeffentlichungen/factsheets/factsheet-22009/>, 17.12.2010]
- Website KLIMZUG – Klimawandel in Regionen zukunftsfähig gestalten [<http://www.klimzug.de/>, 15.02.2012]
- Website nordwest2050 – Perspektiven für klimaangepasste Innovationsprozesse in der Metropolregion Bremen-Oldenburg im Nordwesten [http://www.nordwest2050.de/index_nw2050.php, 15.02.2012]

Adresse

Stefan Wittig
BioConsult Schuchardt & Scholle GbR
Auf der Muggenburg 30
D-28217 Bremen (Überseestadt)
E-Mail: wittig@bioconsult.de

29. Jahrestagung des Arbeitskreises „Geographie der Meere und Küsten“

Sturmfluten und Küstenschutz an der schleswig-holsteinischen Nordseeküste - eine vergleichende Betrachtung der Wahrnehmung von Bevölkerung und Experten

Nicole Kruse & Daniela Siedschlag

Zusammenfassung

Die schleswig-holsteinische Nordseeküste war und ist eine Region, in der Sturmfluten auftreten und für die Bevölkerung eine Gefahr darstellen. Ohne die Errichtung von Deichen hätte eine Besiedlung entlang der Küste – wie wir sie heute kennen – nicht stattfinden können. Trotzdem kam es immer wieder zu verheerenden Sturmfluten – wie zuletzt im Februar 1962 und Januar 1976. Nach schweren Sturmflutereignissen war die Bevölkerung an der Küste stets gezwungen, neue und verbesserte Küstenschutzmaßnahmen zu ergreifen. Mit dem technischen Fortschritt des Küstenschutzes nahm nicht nur der Schutz gegen Sturmfluten, sondern auch das Sicherheitsempfinden der Bevölkerung zu – die Menschen verlassen sich heute mehr und mehr auf diese technischen Maßnahmen. Dies geht mit der Tatsache einher, dass das Bewusstsein gegenüber der Gefahr von Sturmfluten abgenommen hat. Mit der Folge, dass auch private Vorsorgemaßnahmen zum Schutz vor Sturmflutereignissen von den wenigsten Bewohnern an der Küste getroffen werden. Für einen angepassten gesellschaftlichen Umgang mit der Naturgefahr Sturmflut sind jedoch das Bewusstsein für die Gefahr sowie private Vorsorgemaßnahmen wichtig. Denn technische Lösungen können nie eine hundertprozentige Sicherheit bieten. Eine neue Dimension der Gefährdung in der Küstenregion kann zudem durch klimatische Änderungen eintreten, an deren Folgen sich die Küstenbewohner erneut anpassen müssen. Dieser Artikel vergleicht im Rahmen von leitfadengestützten Interviews einerseits die Wahrnehmung der lokalen Bevölkerung bezüglich der potenziellen Gefährdung durch Sturmfluten und des bestehenden Küstenschutzes sowie ihre Bereitschaft zur privaten Vorsorge. Andererseits werden die Einschätzungen zu diesen Aspekten von Seiten behördlicher Entscheidungsträger, Wissenschaftlern und Politikern dargelegt. Untersuchungsgebiet ist die schleswig-holsteinische Nordseeküste.

Sturmfluten als Naturereignis – Theoretische Einbettung in der geographischen Hazardforschung

Sturmfluten sind Naturereignisse. An der schleswig-holsteinischen Nordseeküste treffen sie jedoch nicht auf einen unbesiedelten Natur-, sondern auf einen besiedelten Kulturraum. In diesem Fall erfolgt eine Interaktion zwischen dem System Natur und dem System Mensch und das Naturereignis Sturmflut wird zu einem „natural hazard“, indem es „(...) zum subjektiv wahrgenommenen Nachteil des Systems Mensch [beurteilt wird]“ (Felgentreff & Dombrowsky 2008). Als Reaktion auf solch ein Ereignis entwickeln Menschen technische und kulturelle Anpassungsmaßnahmen (Geipel 1992). Subjektive Wahrnehmung, unterschiedliches Wissen und unterschiedliche Erfahrungen führen bei einzelnen Akteuren und gesellschaftlichen Gruppen zu unterschiedlichen Einschätzungen hinsichtlich eines Naturereignisses. Die Wahrnehmungen, die Einschätzungen und die Bereitschaft auf Bedrohungen zu reagieren sind genauso wie getroffene Anpassungsmaßnahmen Untersuchungsgegenstand der sozialgeographischen Hazardforschung.

An der schleswig-holsteinischen Nordseeküste sind getroffene Anpassungsmaßnahmen die gegen Sturmfluten errichteten Deiche, mit denen sich die Küstenbevölkerung seit je her versucht zu schützen. Im Zuge der historischen Entwicklung ging die lokale Schutz- und Deichverantwortung auf staatliche Stellen über. Dies hatte zur Folge, dass sich die Menschen, die direkt hinter dem Deich lebten und leben, zunehmend nicht mehr selbst um diese Schutzmaßnahmen kümmern mussten und müssen (Meurer 2000). Vielmehr sind staatliche Institutionen mit der Aufgabe des Küstenschutzes beauftragt. Diese Entwicklung – weg von einer persönlichen Verantwortung für die Deiche – hat nicht zuletzt auch Einfluss auf die Sturmflutwahrnehmung der hinter dem Deich lebenden Bevölkerung. Zudem hat der bestehende Deichschutz, der von den Bewohnern

der schleswig-holsteinischen Nordseeküste als sehr sicher wahrgenommen wird, Einfluss auf das private Vorsorgeverhalten der Bewohner für den Fall eines Sturmflutereignisses.

In diesem Beitrag werden die Wahrnehmung und Beurteilungen der Küstenbevölkerung sowie die Sicht der Experten gegenübergestellt und diskutiert. Das heißt, beide gesellschaftlichen Gruppen sollen hier „zu Wort kommen“. Gerade im Hinblick auf zukünftige klimatische Herausforderungen, die neue Maßnahmen notwendig werden lassen, sollten beide Parteien ihre gegenseitige Sichtweise kennen, zusammenarbeiten und in einen aktiven Kommunikationsprozess treten.

Sturmfluten und Küstenschutz an der schleswig-holsteinischen Nordseeküste

In regelmäßigen Abständen treten an der schleswig-holsteinischen Nordseeküste Naturereignisse auf, die der Mensch seit Jahrhunderten versucht abzuwehren: Sturmfluten.

Sturmfluten werden definiert als „zeitweise erhöhte Wasserstände des Meeres, die durch starke Windeinwirkung hervorgerufen werden“ (Newig & Theede 2000). Entscheidende Größen für die Entstehung von Sturmfluten sind die meteorologischen Faktoren Windrichtung, Winddauer und der durch Wind hervorgerufene Windstau sowie Fernwellen. Neben diesen Faktoren spielen weiterhin die durch Stellung von Erde und Mond hervorgerufenen Tiden sowie die lokalen Gegebenheiten eine wesentliche Rolle für die Schwere einer Sturmflut.

Seit jeher sind Sturmfluten an der schleswig-holsteinischen Nordseeküste eng mit den Themen Deichbau und Landgewinnung verbunden. Seit Menschen die Küstengebiete besiedelten, bedeuteten Sturmfluten nicht nur „Land unter“, sondern sie verursachten auch immer Verluste und Schäden: „Hohe Menschenverluste und erhebliche Sturmflutschäden gaben stets erneut Anlass, das Wehrsystem zu verbessern, wenn die Anlagen sich als nicht ausreichend erwiesen hatten“ (Petersen & Rhode 1991). Auf diese Weise wich die natürliche Küstenlinie über Jahrhunderte mehr und mehr einem „künstlichen“ Verlauf. Dies verdeutlicht auch sehr treffend das Sprichwort: „Gott erschuf das Meer, der Friese die Küste!“ Die ältesten Siedlungsspuren an der schleswig-holsteinischen Nordseeküste wurden vor der heutigen Insel Sylt gefunden und auf ein Alter von 4.500 Jahren geschätzt (Allemeyer 2006). Mit dem ab dem 11. Jahrhundert ansteigenden Meeresspiegel wichen die errichteten Flachsiedlungen mehr und mehr sichereren Bauten auf Warften. Auf den Warften – aus Mist und Klei bestehenden Erdhügeln – wurden Häuser beziehungsweise ganze Siedlungen errichtet, die vor den Fluten geschützt werden sollten.

Der Deichbau an der schleswig-holsteinischen Nordseeküste entwickelte sich aus der Errichtung dammartiger Erdwälle, die als Verbindungswege zwischen den Warften, als auch zur Sicherung von Wirtschaftsflächen, dienten. Diese Erdwälle, so genannte Ringdeiche, umschlossen bald ganze Siedlungen und gelten ab dem 11. Jahrhundert als „Beginn der Bedeichungsgeschichte der schleswig-holsteinischen Westküste“ (Allemeyer 2006). Mit einer geschätzten Höhe von zwei Metern waren die ersten Deiche jedoch selten ausreichend hoch, um den auftretenden Sturmfluten standhalten zu können.

„Erschwerend kam hinzu, dass es im Mittelalter noch keinen organisierten Küstenschutz gab – er blieb der privaten Initiative überlassen“ (Sönnichsen & Moseberg 1997). Immer wieder ereigneten sich schwere Sturmfluten mit hohem Schadensausmaß. Kam es infolge des lückenhaften Küstenschutzes zu einem Deichbruch, wurden weite Teile des dahinterliegenden Landes überflutet. Doch mit jeder großen Sturmflut, bei denen die Deiche den Fluten nicht standhielten, wurden diese an die neu gemachten Erfahrungen angepasst (Meurer 2000). Zunehmend verbesserte technische Kenntnisse und Fertigkeiten ermöglichten im Laufe der Jahrhunderte eine Erhöhung der Deiche und eine Verbesserung in ihrem Profil, wodurch sie immer besseren Schutz boten.

Die hinter den Deichen lebende Bevölkerung erkannte zunehmend, dass sie bei der Planung und Errichtung der Deiche zusammen arbeiten mussten und schloss sich zu Deich- und Sielverbänden zusammen. Erfolgt die ersten Abstimmungen zunächst nur mündlich, wurden im 14. Jahrhundert die Aufgaben und Zuständigkeiten der Küstenbewohner mehr und mehr schriftlich festgehalten. Sie wurden in Form von meist regional geltenden Rechtsnormen verfasst und von den Landesherrn kontrolliert. Im 16. Jahrhundert wurde das „Spadelandrecht“ eingeführt und der Deichbau in ein organisiertes Deichrecht überführt, indem die Zuständigkeiten klar verteilt wurden: Jeder Bewohner, der Land hinter einem Deich besaß, war für seinen Deichabschnitt verantwortlich („deichpflichtig“) und musste für alle Kosten der Erhaltung und Reparaturen aufkommen. Konnte die nötige Deichpflege durch den Bewohner nicht mehr bewerkstelligt werden, steckte dieser einen Spaten in seinen Deichabschnitt und gab damit seine Rechte und Pflichten – wie auch sein Land

– an denjenigen ab, der den Spaten wieder herauszog (Sönnichsen & Moseberg 1997). Dieses Brauchtum spiegelt sich im Ausspruch „De niet will dieken, de mutt wieken“ wider.

Der organisierte und überwachte Küstenschutz schien sich über die Jahrhunderte zu bewähren, so dass das Deichwesen an der Schleswig-Holsteinischen Westküste mit Beginn des 19. Jahrhunderts unter ein zusammenfassendes Staatsrecht gestellt wurde (Deich- und Hauptzielverband Südwesthörn-Bongsiel).

Trotz der verbesserten Zusammenarbeit kam es immer wieder zu Rückschlägen, wie bei den Sturmfluten 1717 und 1825, bei denen die Deiche brachen. Die bei diesen Sturmfluten gewonnenen Erfahrungen flossen jeweils in den folgenden Deichneubau mit ein. Erneut war die schwere „Hollandflut“ im Jahr 1953 für den Küstenschutz in Deutschland Anlass, die hiesigen Deiche zu überprüfen, zu verstärken und zu erhöhen. Bis Ende 1961 waren von den rund 500 Kilometer langen Seedeichen an der schleswig-holsteinischen Nordseeküste und an den Inseln bereits 280 Kilometer verbessert worden (Büsumer Nachrichten, 15.02.1963). Nur wenige Monate später, am 16. Februar 1962, ereignete sich eine sehr schwere Sturmflut an der deutschen Nordseeküste. An vielen Orten brachen die Deiche und allein im Stadtstaat Hamburg verloren bei dieser Flut 315 Menschen ihr Leben. Die ca. 500 Kilometer langen Deiche der schleswig-holsteinischen Nordseeküste wurden auf 70 Kilometern so stark zerstört, dass ihre Wiederherstellung einem Neubau nahezu gleichkam. Nach diesem Ereignis mussten die bisherigen Berechnungen für den Deichbau erneut korrigiert werden, da die nach der „Hollandflut“ angenommenen maximalen Werte vielerorts übertroffen wurden.

Als Reaktion auf die Sturmflut von 1962 erarbeitete das Ministerium für Ernährung, Landwirtschaft und Forsten (MELF) den „Generalplan Deichverstärkung, Deichverkürzung und Küstenschutz in Schleswig-Holstein“, der 1964 verabschiedet wurde. Mit diesem Plan wurde beschlossen, die Deichlinie zu verkürzen, die Deiche zu erhöhen und ihnen ein flacheres Profil zu geben, wie auch die so genannten „Deichverteidigungswege“ auszubauen. Wie wichtig die nach 1962 umgesetzten Deichbaumaßnahmen waren, wurde während der Sturmflut vom 3. Januar 1976 deutlich. Diese übertraf den 1962 gemessenen höchsten Wasserstand und führte an den noch nicht ausgebesserten Deichabschnitten entlang der schleswig-holsteinischen Nordseeküste zu teilweise noch größeren Schäden als das Ereignis neun Jahre zuvor.

Seit 1964 sind Planungsgrundlage für den Küstenschutz in Schleswig-Holstein die Flächen, die ohne die bestehenden Deiche bei Flut zweimal täglich überschwemmt würden. Die Deiche an der schleswig-holsteinischen Nordseeküste, mit einer durchschnittlichen Höhe von 8,50 Metern und einer Gesamtlänge von 553 Kilometer, schützen circa 253.000 Bewohner und deren Besitztümer (Ministerium für ländliche Räume, Landesplanung, Landwirtschaft und Tourismus des Landes Schleswig-Holstein 2001). Zeichnete sich der bisherige Küstenschutz größtenteils dadurch aus, dass er auf Erfahrungen mit schadenbringenden Sturmflutereignissen reagierte, hat in den letzten Jahren ein Umdenken stattgefunden: Der heutige Küstenschutz trifft bereits Anpassungsmaßnahmen für zukünftige, mögliche Ereignisse. Vor dem Hintergrund des klimatischen Wandels prognostiziert der IPCC (2007) je nach Szenario, eine Erhöhung des globalen Meeresspiegels von circa 20-80 Zentimeter bis zum Ende des 21. Jahrhunderts. Als Auswirkungen des Meeresspiegelanstiegs werden neben zunehmenden Überflutungen von Küstengebieten und erhöhten Erosionsraten eine mögliche Zunahme bezüglich der Dauer von Sturmflutereignissen an den Küsten genannt (Woth 2005, von Storch et al. 2009, Weisse et al. 2011). Für den Küstenschutz bedeutet das, dass mit einer höheren Belastungsdauer für die Deiche gerechnet wird. Um sich diesen Entwicklungen und möglichen Auswirkungen anzupassen, werden die Deiche unter anderem bereits heute um einen „Klimazuschlag“ von 50 Zentimeter an der schleswig-holsteinischen Nordseeküste und an der Ostseeküste um 30 Zentimeter erhöht (Ministerium für Landwirtschaft, Umwelt und ländliche Räume des Landes Schleswig-Holstein 2009).

Neben dieser Planung hat auf Seiten des Küstenschützes ein weiteres elementares Umdenken stattgefunden. Neben dem traditionellen linienhaften Küstenschutz, stellt neuerdings ein flächenhafter „kontrollierter Rückzug wie Umsiedlung und Begrenzung menschlicher Aktivitäten und Strukturen auf höher liegende Flächen und Wiederherstellung der natürlichen Küstenprozesse“ (Umweltbundesamt 2008) von Seiten der Küstenschutzexperten eine denkbare Alternative dar, da die traditionellen Methoden des Küstenschützes unter den sich ändernden Klimabedingungen langfristig an ihre Grenzen stoßen werden (ebd.).

Methode – Leitfadengestützte Interviews in der qualitativen Sozialforschung

Die Untersuchungen orientieren sich am methodischen Ansatz der qualitativen Sozialforschung. Das Interesse der qualitativen Sozialforschung ist „a clearer perspective on how people conceptualize and describe (...) issues than it is possible with a conventional (...) survey, with a uniform wording of potentially unfamiliar questions and responses“ (Bostrom et al. 1994). Die qualitative Sozialforschung will die „(...) Lebenswelten

,von innen heraus‘ aus der Sicht der handelnden Menschen [beschreiben]“ (FLICK et al. 2007). Ziel ist nicht Repräsentativität, sondern „Plausibilität“ (Reuber & Pfaffenbach 2005).

Die hier dargelegten Untersuchungsergebnisse wurden mittels leitfadengestützter Interviews mit Bewohnern des Ortes Büsums und mit Experten aus der Politik, des Küstenschutzes und der Wissenschaft gewonnen. Leitfadengestützte Interviews sind halboffene persönliche Interviews, denen ein Gesprächsleitfaden zugrunde liegt. Der Leitfaden enthält wichtige Stichpunkte zu den zu erarbeitenden Themenkomplexen sowie Fragen, die im Interview gestellt werden sollen (Schlüsselfragen) und die aufgrund des Interviewverlaufs relevant werden können (Eventualfragen) (Schnell et al. 2005).

In einer Befragung entlang der deutschen Nordseeküste wurde deutlich, dass Sturmfluten und Klimawandel als großes Risiko wahrgenommen werden. Vor allem in der Altersgruppe der über 60-jährigen wurde dieses Risiko als groß eingeschätzt (Ratter et al. 2009). Um diesen Aspekt genauer zu untersuchen, wurden leitfadengestützte Interviews mit älteren Bewohnern in Büsum geführt, die die Sturmflut 1962 an der schleswig-holsteinischen Nordseeküste miterlebt haben. Der Ort Büsum wurde ausgewählt, da bei der Sturmflut 1962 ein Deichbruch unmittelbar bevorstand. Mit Hilfe der Schneeballtechnik (Diekmann 2010) wurden sieben Frauen und fünf Männer im Alter zwischen 60 und 87 Jahren als Gesprächspartner ausgewählt.

In allen Interviews wurde nach den persönlichen Erlebnissen der Sturmfluten 1962 und 1976 und nach ihren heutigen persönlichen Vorsorgeverhalten gefragt. Zudem wurden sie um eine persönliche Einschätzung bezüglich des derzeitigen und zukünftigen Risikos von Sturmfluten, des Küstenschutzes und des Klimawandels gebeten.

In den leitfadengestützten Experteninterviews wurden Vertretern der Politik, der Wissenschaft und des Küstenschutzes um eine persönliche Einschätzung gebeten, hinsichtlich wie die Bewohner an der schleswig-holsteinischen Nordseeküste den derzeitigen Küstenschutz bewertet, wie die Bewohner die potentielle Gefahr von Sturmfluten wahrnehmen und wie das persönliche Vorsorgeverhalten ausgeprägt ist. Die Auswertung aller Interviews erfolgte nach der strukturierenden Inhaltsanalyse nach Mayring (2002).

Im Folgenden werden die Ergebnisse der zwei empirischen Untersuchungen – die Sicht der Bevölkerung und die Einschätzung der Experten – gegenübergestellt.

Sturmfluten und Küstenschutz an der schleswig-holsteinischen Nordseeküste – Gegenüberstellung der Wahrnehmung von Bevölkerung und Experten

Wahrnehmung der Bevölkerung

Vor dem Sturmflutereignis 1962 fühlten sich die Bewohner in Büsum laut eigenen Aussagen sicher. Der Deich gab ihnen die Sicherheit, dass Sturmfluten und Überschwemmung ihnen nichts anhaben konnten. Aber mit dem Ereignis in der Nacht vom 16. auf den 17. Februar 1962 wurde die Gefahr, die von der Nordsee ausgehen kann, für die Küstenbewohner wieder erlebbar: Die Sturmflut bewirkte, dass der Deich bis auf eine schmale Wand zerstört wurde und ein Deichbruch kurz bevor stand. Die Männer mussten zum Arbeiten an den Deich und die Frauen und Kinder wurden zur Sicherheit nach Heide evakuiert. Es herrschte große Unsicherheit, ob der Deich der Flut standhalten würde. Alle Befragten äußerten in den Gesprächen, dass niemand mit solch einem Ereignis gerechnet hatte.

Die heutige Wahrnehmung von Sturmfluten seitens der Bewohner in Büsum wurde entscheidend durch dieses Ereignis und durch den Neubau des Deiches nach 1962 geprägt: Mit Hilfe neuer technischer Möglichkeiten wurde der Deich erhöht und verbreitert. Dies führte beim Großteil der Befragten zu einem erneuten Vertrauen in die Schutzmaßnahme Deich und zu dem Gefühl der Sicherheit, dass Sturmfluten ihnen nichts anhaben konnten. Dieses Vertrauen führte ferner dazu, dass die Sturmflut 1976, die faktisch viel höher war als die Flut von 1962, als weniger bedrohlich wahrgenommen wurde.

„Das war nicht so schlimm, das ging unter ferner liefen.“¹

„Man war bei der zweiten Sturmflut beruhigter und gelassener, weil der Deich erhöht worden ist“ .

Das Standhalten des Deiches bei der Sturmflut 1976 bekräftigte das Sicherheitsempfinden der Bewohner und festigte das Vertrauen in technische Lösungen. Dieses Vertrauen hat bei dem Großteil der Befragten bis heute nicht nachgelassen. Nur von wenigen Befragten wird die Möglichkeit in Erwägung gezogen, dass eine Sturmflut mit einem Schadensausmaß wie 1962 wieder passieren kann.

Welche große Bedeutung der Deich für die Befragten hat, wurde zudem in den Aussagen mit Hinblick auf

1 Alle nachfolgenden Zitate sind aus den leitfadengestützten Interviews in Büsum entnommen.

die für das Jahr 2013 geplanten Deichverstärkung² in Büsum deutlich.

*„Ja, und es wird noch besser. Vor der Sturmflut hatten wir eine Höhe von fünf Meter und jetzt haben wir eine Höhe von sieben Metern. Er soll ja jetzt wieder erhöht werden, denn das Watt schlickt ja auch auf (...).“
 „(...) die Deicherhöhung. Das ist ja unser einziger Schutz und deshalb muss der Deich ja auch gepflegt werden.“*

Die Möglichkeit, erneut von einer Sturmflut betroffen zu sein, können sich nur die wenigsten der Befragten vorstellen. Sie begründen dies damit, dass es keine hundertprozentige Sicherheit gibt und es an der Küste immer möglich sei, dass etwas passieren kann.

„Ja, wir beherrschen die Natur nicht, das tun wir nicht. Wir können uns versuchen zu schützen, auf jeden Fall, aber sicher sind wir nicht davor. Gut, wir haben jetzt 62 und dann war nach der Erhöhung 76 – was haben wir jetzt – 30 Jahre später. Aber möglich ist das immer noch. Und davor kann sich auch keiner schützen. Vor allen Dingen nicht hier in der Marsch.“

Die meisten Befragten scheinen hingegen keine klare Vorstellung davon zu haben, wie sie betroffen sein könnten. Teilweise wurde von ihnen offen zugegeben, dass sie den Gedanken an eine persönliche Betroffenheit bewusst verdrängen.

„Nee – Wenn ich mir vorstelle, dass das Wasser hier über ’n Deich kommt, meinen Sie oder wie? Ja, dann sag ich mal, ich würde auf den Boden kriechen erst mal. Und wenn das nichts nützt...also in meinem Alter hat man sowieso schon mal so ’n paar Abschiedsgedanken. Ich weiß es nicht, wie ich betroffen wäre. Will ich mir auch gar nicht vorstellen.“

Bei der Frage nach privaten Vorsorgemaßnahmen für den Notfall betonten fast alle Befragten erneut ihre Sorglosigkeit. Bis auf eine Befragte, die unter anderem Kerzen, Batterien, Wasser- und Essensvorräte im Haus hat, treffen alle anderen Befragten keine eigenen Vorkehrungen. Deutlich wurde auch in diesem Zusammenhang, dass sie nicht wissen, wie sie sich schützen sollen. In ihren Augen gibt es keine Möglichkeit, wie man sich gegen schadenbringende Sturmflutereignisse schützen kann. Da die Befragten 60 Jahre und älter waren, wurde von ihnen zudem erwähnt, dass sie im Falle einer persönlichen Betroffenheit den größten Teil ihres Lebens bereits erlebt hätten.

„Nee, wie? Wo wollen sie ihr Haus denn.....? – Untern Himmel hängen? Geht nicht!“

Einer der Befragten gab hingegen an, dass er sich kurz nach der Sturmflut 1962 über private Vorkehrungen Gedanken gemacht hat, diese im Laufe der Zeit allerdings wieder verworfen hätte.

„(...) nach 62 hat man gedacht, Junge, nimm Dir mal ein Floß oben auf’s Dach, ins Dachgeschoss, falls denn das ganze Haus weggeht, dass Du dann noch mit dem Boot weiter kannst. Aber diese Gedanken habe ich heute gar nicht mehr.“

Das verbesserte Frühwarnsystem seit 1962 wird als weiterer Grund genannt, weshalb einige der Befragten auf eine persönliche Vorsorge verzichten. Bemerkenswert in diesem Zusammenhang ist ebenfalls, dass sich viele Befragte in ihrem Nicht-Handeln bestätigt sehen, da sie der festen Überzeugung sind, dass außer ihnen auch sonst niemand in Büsum privaten Vorsorgemaßnahmen gegen Sturmfluten treffen würde.

Sturmfluten stellen für keinen der Befragten einen Grund dar, Büsum zu verlassen. Sie begründeten diese Einstellung neben ihrem Vertrauen in den Deich mit ihrer starken Heimatverbundenheit sowie mit ihrer Gewöhnung an Sturmfluten und das Meer, da viele der Befragten seit ihrer Kindheit an der Küste leben und den „Blanken Hans“ direkt vor der Haustür haben.

„Ich fühl mich hier nicht unsicher, in dem Sinne nicht. Eher könnt uns von oben mehr auf den Kopf fallen, als das vom Wasser was kommt.“

Der tägliche Umgang mit dem Wasser hat zu einer Mentalität geführt, bei der sich „(...) die betroffene Bevölkerung (...) mit einer übertriebenen Sorge um so ein zufälliges Ereignis nicht selbst die Ruhe nehmen [will]“ (Sönnichsen & Staritz 1987).

„Das wär kein Grund. Denn die Menschen leben ja nun seit paar Jahrhunderten hier am Wasser... wenn die Sturmflut kommt, dann ist man natürlich...aber vorausängstigen, nein, überhaupt nicht.“

Diese Aussagen verdeutlichen, dass Sturmfluten für den größten Teil der Befragten als wenig bedrohlich angesehen werden und durch den Bau des Deiches erneut eine Trennlinie zwischen der bedrohlichen Natur des Meeres und dem Lebensraum Mensch entstanden ist. Dieses „trügerisches Gefühl der Sicherheit“ (Plapp 2003), lässt sich auch in Bezug auf zukünftige Sturmfluten erkennen.

² Die Befragten haben in den Interviews von einer Deicherhöhung gesprochen. Bei den geplanten Baumaßnahmen handelt es sich jedoch um eine Deichverstärkung.

In Bezug auf die Prognose zukünftig extremer auftretender Sturmfluten sind die Befragten geteilter Meinung. Die meisten sind diesbezüglich unsicher und begründen ihre Zweifel unter anderem mit dem langen Ausbleiben einer schweren Sturmflut.

„Ich glaub, die werden in einem gleichen Maße bleiben. Ich seh' das in meinen Jahren wo ich hier war, 60 Jahre bin ich jetzt hinterm Deich und habe in der Zeit zwei Sturmfluten erlebt, das ist doch relativ wenig für ein Leben.“

Sie vergleichen die Vergangenheit mit der Zukunft (Green et al. 1991), was bei den Befragten zu der Annahme führt, dass aufgrund der 50jährigen Pause, Sturmfluten auch in Zukunft nicht häufiger auftreten werden. Die wenigsten von ihnen gehen hingegen davon aus, dass Sturmfluten zukünftig häufiger auftreten werden. Ihrer Meinung nach haben die „*extremen Wetterlagen*“ zugenommen, bei denen es viel früher und öfter, als noch in den Jahren zuvor, zu starken Stürmen und Extremwasserständen kommt. Das Gefühl der Sicherheit hinter den Deichen ist auch hinsichtlich zukünftiger Sturmfluten beim Großteil der Befragten vorhanden. Ausreichend Maßnahmen sind ihrer Meinung nach durch die aktuelle Deichhöhe und durch die geplante Deicherhöhung getroffen,

„Der Sinn ist, dass der Deich höher kommt, dass wir geschützter leben können.“

Regelmäßige Kontrollen des Deiches durch den Küstenschutz unterstützen weiterhin das Vertrauen der Bewohner in die Küstenschutzanlagen. Dieses Vertrauen der Bevölkerung in den Küstenschutz spiegelt sich auch in den Aussagen der Experten wieder. Die nachfolgenden Ausführungen geben die Sicht von 11 Gesprächspartner aus der Politik, des Küstenschutzes und der Wissenschaft wieder.

Sicht der Experten

Wie die bisherigen Ausführungen zeigen, war die Sturmflut im Februar 1962 für die Menschen an der schleswig-holsteinischen Nordseeküste zum einen ein einschneidendes Erlebnis und zum anderen zugleich Auslöser für tiefgreifende bauliche Veränderungen im staatlich organisierten Küstenschutz. Die Bewohner an der schleswig-holsteinischen Nordseeküste sind nach Ansicht der befragten Experten stolz auf den hohen Standard, den der Küstenschutz mit den Maßnahmen nach der Sturmflut 1962 erreicht hat. Neben der niederländischen Küste gibt es wohl kaum eine andere Küstenregion auf der Welt, in der der Standard der Schutzmaßnahmen so hoch ist. Dessen sind sich die Bewohner – laut Expertenmeinung – bewusst.

„Den Sicherheitsstandard, der (...) an der Küste geschaffen wurde, möchten die Menschen hinter den Deichen nicht verringert sehen. Dies ist eigentlich auch klar zu verstehen.“³

Noch immer gelten die historischen Leitsprüche: „Wer nicht will deichen, muss weichen.“ und „Gott schuf das Meer, die Friesen die Küste.“ – sie manifestieren den Deich als Sinnbild des Küstenschutzes und sind nach Ansicht der befragten Experten in den Köpfen der Menschen tief verankert. Das Verständnis über den „Sieg über das Meer“ bestimmt seit hunderten von Jahren das Denken der Küstenbewohner. Vor allem die ländliche Bevölkerung ist sich auch heutzutage noch sehr bewusst, dass ihre Ländereien von den vorherigen Generationen dem Meer abgerungen wurden.

„Der Deich als Küstenschutz ist heute ganz klar in den Köpfen der Leute verankert.“

„Ein großer Teil der Bevölkerung scheint das Meer immer noch als Feind in sich zu tragen.“

In den Gesprächen mit den Experten zeichnete sich die Einschätzung ab, dass die Bewohner an der schleswig-holsteinischen Nordseeküste den bestehenden und zukünftigen Küstenschutz zumeist als Aufgabe des Bundes und des Landes Schleswig-Holstein sehen.

„Und die Bevölkerung setzt auf die Kompetenz des Landes und verlässt sich darauf, dass die zuständigen Behörden schon alles richten werden.“ „Es gibt ein großes Vertrauen, dass das irgendwie alles klappen wird – dass der Staat vorsorgt und die Deiche hoch genug sind.“

Diese Erwartungshaltung der Bevölkerung ist, wie aus den vorherigen Ausführungen ersichtlich wurde, durchaus nachvollziehbar und auch historisch begründet. Die befragten Experten sind sich zudem in der Einschätzung einig, dass sich die Menschen, die hinter den Deichen leben, generell nur selten aktiv mit aktuellen Fragen und Anliegen des Küstenschutzes und der Deichpflege beschäftigen und auseinandersetzen. Pläne und Planungsunterlagen liegen in den Behörden aus, doch nur wenige Bewohner sehen diese ein. Die traditionellen jährlichen Deichschauen sind heute zumeist nur noch ein Relikt aus früheren Tagen, an denen oftmals nur ein paar interessierte Bürger des jeweiligen Deichabschnitts teilnehmen. Der ernsthafte

³ Alle nachfolgenden Zitate sind aus den leitfadengestützten Experteninterviews entnommen.

Hintergrund des Vorgangs vermittelt sich den Bewohnern hinter den Deichen oftmals nicht, beziehungsweise wird ihnen nicht vermittelt.

Nach Ansicht der Experten spiegelt das Meinungsbild in der Bevölkerung ganz klar wider, dass der bestehende Küstenschutz so erhalten bleiben soll, wie er derzeit ist. Die Grundhaltung ist: Weiter machen wie bisher. Für neuartige Maßnahmenkonzepte sind die Bewohner weitestgehend nicht bereit. Deiche, die aufgrund ihrer Konstruktion Overwash zulassen würden – das heißt, dass das Wasser bei schweren Sturmfluten den Deich überspülen kann – sind nicht erwünscht. Diesbezüglich ist die Angst der Küstenbewohner, dass etwas passieren könnte, doch zu groß. Ein Umdenken in diesem Kontext anzuregen wäre ein langwieriger Prozess. Nach Einschätzung der befragten Experten wünschen sich die Menschen, die an der schleswig-holsteinischen Nordseeküste leben, immer noch mehr Schutz, indem die Deiche verstärkt und höher gebaut werden.

„Die Menschen gehen d'accord mit dem Küstenschutz.“

„Die Grundeinstellung zu den Deichen ist sicherlich positiv.“

„An der deutschen Nordseeküste ist der Deich in seiner Unverrückbarkeit nicht in Frage gestellt.“

„Ich habe von den Küstenbewohnern – egal ob Zugereiste oder Einheimische – noch nie mit jemanden gesprochen, der oder die sich vorstellen könnte, dass die klassische Form des Küstenschutzes nicht mehr funktioniert.“

„Die Bewohner setzen auf die Karten Deichverstärkung, Deicherhöhung und stärkere Entwässerung. Es gibt keine, beziehungsweise wenig Bereitschaft, sich über andere Optionen Gedanken zu machen.“

Hinsichtlich der Wahrnehmung von Sturmfluten schätzen die meisten befragten Experten ein, dass den Bewohnern an der schleswig-holsteinischen Nordseeküste im Allgemeinen die Gefahr des „Blanken Hans“ bewusst ist, denn Sturmflutereignisse hat es – wenn auch mit zeitlichen Abständen – an der Nordseeküste immer gegeben. Im alltäglichen Leben spielt, nach Ansicht der Experten, das mögliche Ereignis einer Sturmflut aber so gut wie keine Rolle. Vielmehr schätzen die Gesprächspartner, dass ein latentes Grundbewusstsein hinsichtlich der Gefahr vorherrscht.

„Im Alltäglichen ist das Bewusstsein der Bevölkerung nicht da, weil es keine Bedrohung gibt, von der jetzt erzählt wird. Das ist nicht so Thema. Aus Sicht der Bevölkerung gibt es keine reale, konkrete Bedrohung.“

„Es gibt so ein latentes Grundbewusstsein.“

„Die Menschen sind nicht gleichgültig – ein latentes Grundbewusstsein gibt es sicherlich.“

Es wäre nach Meinung der befragten Experten auch zu viel verlangt, dass Sturmfluten im alltäglichen Leben eine Rolle spielen: Denn zum einen ist es *„grundsätzlich (...) auch menschlich, die Gefahr zu verdrängen.“* Zum anderen sind Sturmfluten an der schleswig-holsteinischen Nordseeküste keine Ereignisse, die in zeitlich kurzen Abständen vorkommen. Die letzte schwere Sturmflut ereignete sich, wie bereits dargelegt, im Jahr 1976. Mit der Zeit, in der sich keine starke Sturmflut ereignete, hat sich die Furcht relativiert. Zudem bestimmt, nach Ansicht der Experten, das Vertrauen in den bestehenden Küstenschutz die Wahrnehmung von Sturmfluten. Das Vertrauen in die Deiche ist immens – *„(...) das Basisgefühl sozusagen ist diese Sicherheit hinter den Deichen.“* Das heißt, nach Ansicht der Experten wird die bestehende Gefahr einer Sturmflut auch deshalb nicht wahrgenommen, da der Küstenschutz als sehr sicher angesehen wird.

„Unsere Behörden und der Küstenschutz sind so gut organisiert, dass es [die Gefährdung durch Sturmfluten] aus den Köpfen raus ist.“

Die Experten äußern zugleich ihre Bedenken, dass die meisten Menschen, die hinter den Deichen der schleswig-holsteinischen Nordseeküste leben, nicht auf ein Sturmflutereignis vorbereitet sind und das persönliche Vorsorgeverhalten gering ausgeprägt ist. Verschiedene Äußerungen in den geführten Interviews bringen die Bedenken klar hervor:

„Alle reden immer davon. Aber ich glaube nicht, dass Leute, die in einem Koog hier leben, tatsächlich Vorräte haben oder dass sie persönlich wissen, was sie machen, wenn der Deich bricht.“

„(...) dass die ihnen einen genauen Handlungsablauf nennen können, was sie machen, wenn eine Sturmflut eintritt, das glaube ich nicht.“

„Da werden keine Koffer vorher gepackt zur Evakuierung, was sicherlich vor 40-50 Jahren noch der Fall war.“

„Ich sehe noch nicht, dass man sich in der Bevölkerung wirklich darauf eingestellt hat, dass die Deiche mal nicht mehr funktionieren könnten.“

„Grundsätzlich ist in Deutschland von der Philosophie her sehr stark das Paradigma der hundertprozentigen Sicherheit verankert.“

„Die Personen, die wir bei der Forschung kennengelernt haben, die gehen doch sehr sehr stark von dem Prinzip ‚Der Deich schützt uns‘ aus:“

Die befragten Experten gaben an, dass vor allem die Bevölkerung auf dem Festland die potentielle Gefahr von Sturmfluten nicht mehr als reale Gefahr wahrnimmt. Vielmehr sind starke Stürme und die von ihnen hervorgerufenen auflaufenden Fluten ein Naturschauspiel und Event, die von einer sicheren Warte aus beobachtet werden können. Die Menschen fahren zum Deich und sehen sich das Spektakel an – mit der festen Überzeugung, dass nichts passieren wird. Die Einschätzung der Experten ist, dass vor allem jüngere Generationen, die selbst keine schwere Sturmflut miterlebt haben sowie zugezogene Bewohner, ein niedrigeres Gefahrenbewusstsein haben beziehungsweise die Gefährdung durch Sturmfluten als nicht real ansehen.

Schlussbetrachtung

Die Ausführungen zeigen, dass die Wahrnehmung der Bevölkerung von den Experten aus Politik, Wissenschaft und Küstenschutz relativ treffend eingeschätzt wird. Die Bevölkerung sieht sich selbst kaum in der Verantwortung für die sie schützenden Deiche. Das anhaltende Vertrauen in die Schutzmaßnahme Deich und das geringe Gefahrenbewusstsein geht nach Aussagen der Bevölkerung und der Experten auch auf den Umstand zurück, dass das letzte schadensbringende Sturmflutereignis 50 Jahre zurückliegt und sich der technische Sturmflutschutz in dieser Zeit als sicher erwiesen hat.

Dieses Vertrauen in die Deiche führt dazu, dass Gedanken an mögliche private Vorsorgemaßnahmen in den Hintergrund geraten, beziehungsweise nicht als wichtig angesehen werden. Auch diesbezüglich deckt sich die Selbsteinschätzung der Bevölkerung mit den Aussagen der Experten. Das heißt, die meisten Bewohner an der schleswig-holsteinischen Nordseeküste haben keine Wasserflaschen, Kerzen und andere Vorräte zu Hause und treffen keine Vorkehrungen für den Notfall – das könnte gefährlich werden.

Beide Aspekte, das geringe Gefahrenbewusstsein sowie das wenig ausgeprägte Vorsorgeverhalten werden von den Experten kritisch gesehen. Die Aussagen der Experten legen aber zugleich auch dar, dass sowohl eine aktivere Partizipation und inhaltliche Auseinandersetzung der Bevölkerung zu Fragen des Küstenschutzes als auch ein stärkeres Vorsorgeverhalten durchaus erwünscht ist. Die Haltung der Bevölkerung ist insofern jedoch nicht verwunderlich, da von Seiten der staatlichen Institutionen alles für die Sicherheit der Bevölkerung getan wird und eine Partizipation von Seiten der Bevölkerung in der derzeitigen Strukturierung nicht vorgesehen ist.

Für eine zukünftige Änderung des Bewusstseins und des Umgangs mit der Naturgefahr Sturmflut in der Bevölkerung bedarf es einer stärkeren Kommunikation zwischen Experten und Bevölkerung. Allein aufgrund der Tatsache, dass es keine hundertprozentige Sicherheit gibt und geben wird, sollte das Wissen der Bevölkerung über mögliche Gefahren gestärkt sowie deren Bewusstsein in Bezug auf persönliche Vorsorgemaßnahmen geschärft werden. Mit den klimatischen Änderungen werden zudem neue Herausforderungen auf den Küstenschutz zukommen. Der traditionelle linienhafte Küstenschutz könnte möglicherweise nicht mehr ausreichen, wodurch den privaten Vorsorgemaßnahmen eine wesentlich größere Bedeutung zukommen wird. Welche Anpassungsstrategie in Zukunft auch verfolgt wird, für die erfolgreiche Realisierung sollte die Bevölkerung vorbereitet sein und ein offener Dialog zwischen Experten und der Bevölkerung geführt werden.

Literatur

- Allemeyer, M.L. (2006): „Kein Land ohne Deich ...!“ Lebenswelten einer Küstengesellschaft in der Frühen Neuzeit. Göttingen.
- Bostrom, A., M.G. Morgan, B. Fischhoff & D. Read (1994): What people know about Global Climate Change. In: Risk Analysis 14 (16): 959 – 970.
- Büsumer Nachrichten (15.02.1963): Unbekannter Autor: Vor einem Jahr tobte die Sturmflut.
- Deich- und Hauptsielverband Südwesthörn-Bongsiel: (http://www.deichbauamt.de/index.php?option=com_content&view=article&id=7:geschichtliche-entwicklung&catid=9:historie&Itemid=7) (letzter Zugriff: 26.01.2012).
- Diekmann, A. (2010): Empirische Sozialforschung. Grundlagen, Methoden, Anwendungen, Reinbek bei Hamburg.
- Felgentreff, C. & W.R. Dombrowsky (2008): Hazard-, Risiko- und Katastrophenforschung. In: Felgentreff, C. & T. Glade (Hrsg.): Naturrisiken und Sozialkatastrophen. Berlin: 13-29.
- Flick, U., E. von Kardorff & I. Steinke (Hrsg.) (2007): Qualitative Forschung: Ein Handbuch. Reinbek b. Hamburg.
- Geipel, R. (1992): Naturrisiken. Katastrophenbewältigung im sozialen Umfeld. Darmstadt.

- Green, C.H., S.M. Turnstall & M. Fordham (1991): The risk from flooding: Which risk and whose perception. Enfield.
- IPCC (2007): Zusammenfassung für politische Entscheidungsträger. In: Klimaänderung 2007: Wissenschaftliche Grundlagen. Beitrag der Arbeitsgruppe I zum Vierten Sachstandsbericht des Zwischenstaatlichen Ausschusses für Klimaänderung (IPCC), Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor & H.L. Miller, Eds., Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom und New York, NY, USA. Deutsche Übersetzung durch ProClim-, österreichisches Umweltbundesamt, deutsche IPCC Koordinationsstelle, Bern/Wien/Berlin, 2007. (<http://www.bmbf.de/pub/IPCC2007.pdf>) (letzter Zugriff: 21.05.2009).
- Mayring, P. (2002): Einführung in die qualitative Sozialforschung. Weinheim und Basel.
- Meurer, R. (2000): Wasserbau und Wasserwirtschaft in Deutschland. Vergangenheit und Gegenwart. Berlin.
- Ministerium für Ländliche Räume, Landesplanung, Landwirtschaft und Tourismus des Landes Schleswig-Holstein (2001): Generalplan – Integriertes Küstenmanagement in Schleswig-Holstein. Kiel.
- Ministerium für Landwirtschaft, Umwelt und ländliche Räume des Landes Schleswig-Holstein (2009): Klimawandel und Konsequenzen für den Küstenschutz in Schleswig-Holstein (http://www.schleswig-holstein.de/Umwelt-Landwirtschaft/DE/WasserMeer/09_KuestenschutzHaefen/05_KlimawandelKonsequenzenSH/ein_node.html) (letzter Zugriff: 24.02.2012).
- Newig, J. & H. Theede (Hrsg.) (2000): Sturmflut. Gefährdetes Land an der Nordseeküste. Hamburg.
- Petersen, M. & H. Rohde (1991): Sturmflut – Die großen Fluten an den Küsten Schleswig-Holsteins und in der Elbe. Neumünster.
- Plapp, T. (2003): Der Deich bricht?! Risikowahrnehmung und das Pfingsthochwasser 1999 in Neustadt a. d. Donau. (<http://imkhp2.physik.unikarlsruhe.de/~kunz/HW99/sozialwiss.html>) (letzter Zugriff: 10.12.2003).
- Ratter, B.M.W., M. Lange & C. Sobiech (2009): Heimat, Umwelt und Risiko an der deutschen Nordseeküste. Die Küstenregion aus Sicht der Bevölkerung. GKSS-Bericht 10/2009). Geesthacht.
- Reuber, P. & C. Pfaffenbach (2005): Methoden der empirischen Humangeographie: Beobachtung und Befragung. Braunschweig.
- Schnell, R., P.B. Hill, & E. Esser (2005): Methoden der empirischen Sozialforschung. München.
- Sönnichsen, U. & H.W. Staritz (1987): Trutz, blanke Hans – Bilddokumentation der Flutkatastrophen 1962 und 1976 in Schleswig-Holstein und Hamburg. Husum.
- Sönnichsen, U. & J. Moseberg (1997): Wenn die Deiche brechen. Husum.
- Umweltbundesamt (Hrsg.) (2008): Themenblatt: Anpassung an Klimaänderungen in Deutschland. Dessau-Roßlau. (<http://www.umweltdaten.de/klimaschutz/kuestenschutz.pdf>) (letzter Zugriff: 21.05.2009).
- Von Storch, H., J. Doerffer & I. Meinke (2009): Die deutsche Nordseeküste und der Klimawandel. In: Ratter, B.M.W. (Hrsg.): Küste und Klima. Institut für Geographie der Universität Hamburg (Hamburger Symposium Geographie) 1. Hamburg: 9-22.
- Weisse, R., H. von Storch, H. D. Niemeier & H. Knaack (2011): Changing North Sea storm surge climate: An increasing hazard? In: Ocean & Coastal Management, doi: 10.1016/j.ocecoaman.2011.09.005.
- Woth, K. (2005): North Sea storm surge statistics based on projections in a warmer climate: how important are the driving GCM and the chosen scenario? In: Geophysical Research Letters, 32, L22708, doi: 10.1029/2005GL023762.

Adressen:

Dipl.-Geogr. Daniela Siedschlag
 Helmholtz-Zentrum Geesthacht
 Zentrum für Material und Küstenforschung
 Sozioökonomie des Küstenraumes
 Max-Planck-Str. 1
 21502 Geesthacht
 E-Mail: daniela.siedschlag@hzg.de

Dipl.-Geogr. Nicole Kruse
 Institut für Geographie
 Universität Hamburg
 Bundesstraße 55
 D-20146 Hamburg
 E-Mail: kruse@geowiss.uni-hamburg.de

29. Jahrestagung des Arbeitskreises „Geographie der Meere und Küsten“

Ein dynamisches Simulationsmodell als Werkzeug für den Umgang mit dem demografischen Wandel in einer Küstenregion

Nico Stelljes

1 Einleitung

Wie entwickeln sich Küstenräume unter dem demografischen Wandel? Mögliche Entwicklungslinien zeichnen sich zwar ab, jedoch bleiben diese Zukunftsprojektionen mit Unsicherheit behaftet. Eine Aufgabe wissenschaftlicher Arbeit ist, einen geeigneten Umgang mit dieser Unsicherheit zu finden. Dieser Beitrag beschreibt ein Simulationsmodell, das den Umgang mit der Unsicherheit in Bezug auf den demografischen Wandel verbessern soll. Hierfür wird zunächst das Phänomen des demografischen Wandels erläutert (Kapitel 2). Im speziellen wird dabei auf periphere Küstenräume eingegangen. Im dritten Kapitel wird beschrieben, warum der demografische Wandel als postnormale Situation verstanden werden kann. In diesem Kapitel wird deutlich, dass unter postnormalen Situationen neue wissenschaftliche Arbeiten mit transdisziplinärem Ansatz nötig werden. Dass ein dynamisches Simulationsmodell als ein neuer Ansatz der transdisziplinären Forschung verstanden werden kann, veranschaulicht Kapitel 4. Das Kapitel 5 stellt dann exemplarisch eine Entwicklung eines solchen Simulationsmodells für die Beispielregion Nordfriesland dar.

2 Demografischer Wandel

2.1 Was ist der demografische Wandel?

Der Begriff des demografischen Wandels beschreibt eine gesellschaftliche Veränderung, die, ausgelöst durch Veränderungen im Bereich der Mortalität, Fertilität und Migration, auf alle gesellschaftlichen Bereiche Auswirkungen hat. Mortalität wird verstanden als die Sterblichkeitsziffer einer Gesellschaft. Fertilität ist die Fruchtbarkeit einer Gesellschaft und Migration beschreibt die Wanderungsbewegungen sowohl auf nationaler als auch auf internationaler Ebene. Der Begriff Wandel weist bereits darauf hin, dass sich aufgrund von Veränderungen in den drei Ausgangsvariablen ein *Wandel* im demografischen Gefüge offenbart.

Die Gründe für den Wandel liegen, knapp zusammengefasst, darin, dass sich die Sterblichkeitsrate verändert, da Menschen in unserer Gesellschaft eine immer höhere Lebenserwartung haben und sich die Fertilitätsrate auf einem relativ niedrigen Level eingependelt hat (Birg 2005). Das führt zu einer *Schrumpfung und Alterung* der Gesellschaft. Ausgeglichen wird dies zumindest auf nationaler Ebene durch Wanderungsüberschüsse, es wandern also mehr Menschen nach Deutschland ein als aus.

Die Konsequenzen, die sich aus der demografischen Entwicklung ergeben, sind vielfältiger Natur und „operieren in der Umwelt von allen gesellschaftlichen Teilsystemen“ (Kaufmann 2005: 100). Oftmals sind die Ursache-Wirkungs-Zusammenhänge nicht kausal erklärbar, sondern nur über indirekte Effekte, emergente Ereignisse oder Rückkopplungseffekte nachvollziehbar. Zusätzlich dazu lassen sich auch andere Erklärungen für bestimmte Auswirkungen finden, „die Effekte demographischer Veränderungen ‚verstecken sich‘ sozusagen hinter kurzfristigeren Wirkungsketten“ (Kaufmann 2005: 99). Direkte Auswirkungen sind jedoch die Alterung der Bevölkerung, da künftig „absolut und relativ mehr ältere Menschen in Deutschland leben“ werden (Tesch-Römer & Motel-Klingebiel 2004: 562), und der allgemeine Rückgang der Bevöl-

kerungszahlen, was zur Veränderung der Bevölkerungsstruktur führen wird (Klose & Osterwold 2008: 4). Die ‚schrumpfende Gesellschaft‘ ist mit Kaufmanns (2005: 20) Worten ein „Gegenstand von grundsätzlich unabsehbarer Komplexität [...], der sich nur in grob vereinfachender Weise denken läßt.“ Jedoch erscheinen Kaufmann (ebd.:113) die möglichen Konsequenzen „als tendenziell problem erzeugend, und es muß damit gerechnet werden, daß sich mehrere dieser Veränderungen gegenseitig verstärken.“ Walla et al. (2006: 23) kommen in Bezug zu den Bevölkerungsvorausberechnungen des Statistischen Bundesamtes zu dem Schluss, dass allein „das Ausmaß, nicht jedoch die Richtung des demographischen Wandels strittig zu sein“ scheine. Tenor des Diskurses ist also, dass sich die Entwicklungen, die sich aus dem Wandel ergeben, generell als problem erzeugend oder -verstärkend zu werten sind.

2.2 Demografischer Wandel und ländlicher Raum

Im Folgenden liegt das Hauptaugenmerk der Arbeit auf den Auswirkungen des demografischen Wandels in ländlichen Räumen. Ländliche Räume sind in Abgrenzung von den urbanen Räumen im Allgemeinen geprägt durch eine geringere Bevölkerungs- und Bebauungsdichte und können eine deutliche Strukturschwäche aufweisen, die sich beispielsweise in hohen Arbeitslosenquoten, Abwanderungstendenzen und einem hohen Anteil älterer Bevölkerungsschichten äußern kann. Historisch wurde dieser Raum maßgeblich durch die Landwirtschaft geprägt.

Damit ländliche Räume nicht benachteiligt werden, findet sich im Raumordnungsgesetz (ROG) und im Grundgesetz (GG, Art. 72 Abs. 2) das verankerte Ziel der ‚Schaffung gleichwertiger Lebensbedingungen‘. Der Begriff der Gleichwertigkeit in den Gesetzestexten ist jedoch nicht gleichbedeutend mit Gleichheit oder Gleichförmigkeit (vgl. Barlösius 2006). Für die Erreichung der Gleichwertigkeit wurden auf der politischen Ebene unterschiedliche Programme entwickelt und Projekte gefördert. Wertmaßstab ist dabei in vielen Fällen die Nachhaltigkeit. So ist auch das Leitbild der Raumordnung die ‚nachhaltige Raumentwicklung‘ (ebd.). Implizit lässt sich daraus ableiten, dass auch Programme, die für den Umgang mit dem demografischen Wandel im ländlichen Raum hilfreich sein sollen, dem Leitgedanken der Nachhaltig untergeordnet sein sollten.

Der demografische Wandel wird in ländlichen Räumen als einer der größten Herausforderungen betrachtet, da die daraus folgenden Konsequenzen die bereits bestehenden Strukturschwächen noch verstärken können. Die Wanderungen junger, gut ausgebildeter Menschen aus ländliche in urbane Räume verstärkt die Alterung. Gerade im Bereich der öffentlichen Daseinsvorsorge operieren viele Einrichtungen bereits an der unteren Grenze der Tragfähigkeit und die Konsequenzen aus dem Wandel könnten die Aufrechterhaltung dieser Einrichtungen weiter gefährden (Küpper 2010). Für Küpper (ebd.: 170) besteht im Allgemeinen „die Befürchtung einer Abwärtsspirale aus Bevölkerungsrückgang und Alterung, Verschlechterung der Infrastrukturausstattung und der Erwerbsmöglichkeiten sowie weiterer Abwanderung.“ Gerade kleinere Verwaltungseinheiten bekommen durch diese Entwicklung Probleme, ihre Aufgaben zu lösen.

Der ländliche Raum ist jedoch keine Klassifizierung für einen homogenen Raum, sondern ländliche Räume unterscheiden sich auch untereinander. So stellen ländliche Küstengebiete eine Besonderheit bei der Betrachtung von ländlichen Räumen dar. Die Küstelinie bildet einen wichtigen Aspekt in Abgrenzung zu anderen ländlichen Räumen. Raumplanerisch ist der Küstenschutz ein wesentliches Unterscheidungsmerkmal gegenüber anderen ländlichen Räumen. Aus ökonomischer Sicht sind der Tourismus oder die Hafenwirtschaft als Besonderheiten zu nennen. Ebenso sind in Bezug auf den demografischen Wandel unterschiedliche Entwicklungslinien denkbar, wie sich der ländliche Raum an der Küste entwickeln wird.

Im Folgenden wird auf den Kreis Nordfriesland als Beispielregion eines ländlichen Raumes näher eingegangen. Hierbei findet der Aspekt der Küste eine besondere Betrachtung bei der möglichen Entwicklung des Kreises. Nordfriesland ist der nördlichste Landkreis¹ Deutschlands. Er zählt zum Siedlungsstrukturtyp IX „Ländliche Kreise, geringer Dichte“ (Marcinczyk et al. 2009: 9). Regionale Besonderheit sind fünf Inseln, zehn Halligen und Teile des Wattenmeers als UNESCO-Weltnaturerbe. Die Gesamtfläche des Kreises beträgt 2.048,5 km². Davon entfallen 1.752,2 km² auf das Festland und die übrigen km² auf die Inseln und Halligen. Die Größe des Wattenmeers von Nordfriesland wird mit circa 1.750 km² angegeben. In Bezug auf die zukünftige Entwicklung des Kreises sind beispielhaft unterschiedliche Entwicklungslinien denkbar:

- Nordfriesland als ländlicher Raum,
- Nordfriesland als Industriestandort,
- Nordfriesland als Erholungsraum.

¹ Im Allgemeinen werden in Deutschland diese Art von Gemeindeverbänden als Landkreise bezeichnet. Schleswig- Holstein bildet hier eine Ausnahme, da die Landkreise in diesem Bundesland als Kreise bezeichnet werden.

Wird der Kreis als ländlicher Raum betrachtet, so sollten hier Schrumpfungprozesse aufgrund der Strukturschwäche in Verbindung mit dem demografischen Wandel zu erwarten sein. Alterung und Schrumpfung der Bevölkerung stellt die Raumplanung dabei vor eine große Herausforderung. Ein starker Ausbau der Wind- und Wasserkraft in Nordfriesland könnte zu einer Entwicklung als Industriestandort führen, was wiederum Arbeitsmigration und damit eine Milderung der Schrumpfungprozesse nach sich ziehen könnte. Die Entwicklung Nordfrieslands als Erholungsraum kann auch unter dem Gesichtspunkt des demografischen Wandels betrachtet werden. Zum Beispiel könnte die Alterung der Bevölkerung positive Auswirkungen auf die Tourismusbranche in Nordfriesland bedeuten, wenn das wirtschaftliche Potenzial der Gruppe der *jungen Alten* verstärkt genutzt wird. Das könnte einen Zugewinn an Arbeitsplätze für die Region bedeuten. Gleichzeitig könnte aber auch die Zahl der Personen steigen, die ihren Lebensabend an der Küste verbringen möchten und die so zu einer zusätzlichen Veränderung der Altersstruktur im Kreis beitragen.

Eine weitere Besonderheit des ländlichen Küstenraumes ist der Zusammenhang zwischen den (möglichen) klimatischen Veränderungen und dem Küstenraum. Ein prognostizierter Meeresspiegelanstieg und eine mögliche Zunahme der Anzahl von Hochwasserereignissen (Ministerium für ländliche Räume, Landesplanung, Landwirtschaft und Tourismus 2001: 16) könnten Auswirkungen auf Siedlungsentscheidungen bei den Bewohnern von küstennahen Siedlungen nach sich ziehen. Es wären auch negative wirtschaftliche Auswirkungen denkbar, wie rückläufige Tourismuszahlen aufgrund von drohenden Naturkatastrophen oder die Versalzung von landwirtschaftlichen Nutzflächen aufgrund von Überflutungen. Gleichzeitig sind aber auch positive Entwicklungen denkbar, welche die Region als *Klimagewinner* dastehen lassen könnten. Beispielsweise könnten wärmere Temperaturen sich positiv auf die Tourismusbranche oder auf die landwirtschaftlichen Erträge auswirken.

Unabhängig davon, wie sich der Kreis tatsächlich in Zukunft entwickeln wird, sind alle Szenarien prinzipiell denkbar. Vorausschauende Regionalplanung hat die Aufgabe, diese möglichen Entwicklungslinien zu analysieren und einen adäquaten Umgang mit den möglichen Zukünften zu finden. Wahrscheinlich ist dabei, dass sich die Entwicklungslinien überschneiden und gegenseitig beeinflussen, sodass von einem sehr dynamischen System ausgegangen werden kann.

So ist der demografische Wandel eine Situation, die sehr schwer prognostizierbare Entwicklungen nach sich ziehen wird und gleichzeitig stehen Entscheidungsträger schon heute vor Entscheidungen mit weit reichenden Konsequenzen. Das sind Kennzeichen von Situationen, die von den Autoren Funtowicz und Ravetz (1991; 1993) als post normale Situation beschrieben werden. Auf diesen Wissenschaftsansatz der ‚post-normal Science‘ wird im Folgenden näher eingegangen.

3 Demografischer Wandel als postnormale Situation

Als Kritik an der traditionellen Wissenschaft entwickelten Funtowicz und Ravetz einen Wissenschaftsansatz, den sie selbst als ‚post-normal Science‘ bezeichnen (Funtowicz & Ravetz 1991; 1992 und 1993). Ihrer Meinung nach sind die bisherigen wissenschaftlichen Arbeitsweisen aufgrund der sich abzeichnenden Unsicherheiten und der steigenden Komplexität nicht mehr angebracht. Die Situationen, in denen „facts [...] uncertain, values in dispute, stakes high and decisions urgent“ sind, werden von Funtowicz und Ravetz (1993: 744) als postnormale Situationen bezeichnet. Neu an dem Konzept der postnormalen Wissenschaft ist für Weingart (1999: 53), der sich kritisch mit dem Verhältnis von alter und neuer Wissenschaft auseinandersetzt, die „Kopplung von wissenschaftlicher Erkenntnisproduktion und politischer Entscheidungsfindung.“ Als zweiter Aspekt ist die sogenannte Transdisziplinarität von entscheidender Bedeutung für die Bearbeitung von postnormalen Situationen.

Zunächst soll aber exemplifiziert werden, warum der demografische Wandel als eine postnormale Situation verstanden werden kann und welche Schlüsse sich aus dieser Erkenntnis für die zukünftige Bearbeitung des Themenfeldes ableiten lassen. Hierdurch kann überprüft werden, inwieweit die Kriterien, die von Funtowicz und Ravetz für die Beschreibung von postnormalen Situationen aufgestellt wurden, auf den demografischen Wandel zutreffen.

Das erste von den Autoren aufgestellte Kriterium sind die Ungewissheit und Unklarheit der Fakten im Diskurs. Für den demografischen Wandel sind zwar die Ausgangsvariablen relativ deutlich beschreibbar und auch die zukünftige Entwicklung ist absehbar. So ist die Bestimmung der Gruppe der 50-Jährigen im Jahr 2050 ziemlich exakt zu errechnen aus der Gruppe der 10-Jährigen im Jahr 2010. In diesem Sinne lassen sich die demografischen Fakten relativ klar beschreiben. Unklar jedoch sind die Konsequenzen, die sich aus einer solchen Veränderung der demografischen Struktur ergeben.

Aufgrund der Unklarheit der Konsequenzen werden unterschiedliche gesellschaftliche Werte adressiert, die in diesem Zusammenhang zur Diskussion stehen. Das offensichtlichste Beispiel ist die Diskussion um die Sozialkassen. Die erwartete demografische Entwicklung mit der Alterung der Gesellschaft stellt die Gesellschaft vor die Herausforderung, die Sozialkassen trotz der ungünstigen demografischen Entwicklung finanzieren zu müssen. Durch die Anpassungen in der Pflegeversicherung zeigen sich schon heute die Auswirkungen der Diskussion um den demografischen Wandel. Andere Werte, die zur Diskussion gestellt werden, sind zum Beispiel die Veränderungen der Generationsbeziehungen oder die Forderung nach neuer Wertschätzung für reproduktive Tätigkeiten.

Da wesentliche Teile des gesellschaftlichen Lebens zur Diskussion stehen, ist es nicht verwunderlich, dass im Diskurs dringend Handlungen empfohlen werden, wie mit dieser Entwicklung umgegangen werden sollte. Für Birg (2005: 150) beispielsweise ist es bereits „dreißig Jahre nach Zwölf.“ Und für Sinn (2003: 88) sind Handlungen „dringend geboten, um den Schaden, der aus einer Vergreisung des Landes zu entstehen droht, zu begrenzen.“ Somit zeichnet sich ein Diskursfeld ab, „das im Wesentlichen“ die Position einnimmt, dass der Wandel Dringlichkeit in politischen und gesellschaftlichen Aktionen vermittelt. Somit sind die vier von Funtowicz und Ravetz (1993) aufgestellten Kriterien einer postnormalen Situation auf den demografischen Wandel übertragbar – zumindest aus der nationalen Perspektive. Zu konstatieren ist an dieser Stelle, dass es sich bei der Einordnung der Kriterien hauptsächlich um die Wahrnehmung der am hegemonialen Diskurs beteiligten Akteure handelt. Unter dem hegemonialen Diskurs ist der Diskursstrang zu verstehen, der prägend ein bestimmtes Thema auf die politische, wissenschaftliche und öffentliche Agenden setzt. Neben den Wissenschaftlern sind es auch die Medien- und Politikakteure, die durch ihr diskursives Handeln das Thema *demografischer Wandel* zu einem Thema von hoher gesellschaftlicher Relevanz werden lassen. Ein sich etablierender Gegendiskurs kann ebenfalls als Element einer postnormalen Situation verstanden werden, da er nur dann zu erwarten ist, wenn Situationen den Charakter aufweisen, die mit den vier Kriterien einer postnormalen Situation beschrieben werden können. Der Gegendiskurs im demografischen Wandel ist der Ausdruck unterschiedlicher Interpretationsansätze der gesellschaftlichen Entwicklung. Er bewirkt einen diskursiven *Machtkampf* um die vorherrschenden Deutungen.

Das von Funtowicz und Ravetz vorgestellte Konzept beschreibt aber nicht nur postnormale Situationen, sondern auch einen Wissenschaftsansatz, der in besonderer Weise auf dieses Problem reagiert oder reagieren sollte. Wesentliche Aspekte dabei sind die Kopplung von Wissenschaft und Politik und die Einbeziehung von Laien in den Wissenschaftsprozess beziehungsweise die Transdisziplinarität. Im Diskurs findet eine starke Verschränkung unterschiedlicher Diskursformationen statt, sodass die Kopplung von Wissenschaft, Politik und Medien als Kennzeichen des Diskurses bezeichnet werden kann. Aspekte von Transdisziplinarität sind erkennbar, auch wenn hier die Initiative eher vonseiten der Administration ausgeht, die mit unterschiedlichen Projekten verschiedene Akteure in den Gestaltungsprozess einbeziehen möchte. Ein interessantes Beispiel ist das Modellvorhaben ‚Demografischer Wandel – Region schafft Zukunft‘ des Bundesministeriums für Verkehr, Bau und Stadtentwicklung (BMVBS 2010). In vier Modellregionen wird mithilfe eines ‚Masterplans‘ versucht, sich den Herausforderungen des demografischen Wandels auf regionaler Ebene zu stellen. In Einzelprojekten engagieren sich laut BMVBS gemeinsam Bund, Länder, Kommunen, Projektträger und Bürgerinnen und Bürger in einem Modellvorhaben. Zur Unterstützung wurde die Fachhochschule Neubrandenburg als ‚Forschungsassistenz‘ im Modellprojekt beauftragt. Es zeigt sich also, auch ohne explizit die postnormale Wissenschaft als Referenz anzugeben, eine Ausrichtung, die in Ansätzen den Ansprüchen einer postnormalen Wissenschaft genügt.

Zusammenfassend weisen die Arbeiten von Funtowicz und Ravetz (1991; 1993) nach, dass die traditionelle wissenschaftliche Arbeit zwar weiterhin notwendig, jedoch in einer postnormalen Situation nicht ausreichend ist. Es müssen darüber hinaus Dialoge und Diskussionen initiiert werden, die den Wandel gesamtgesellschaftlich betrachten, um einen für alle Seiten annehmbaren Problemumgang herzuleiten. Die Wissenschaft kann dabei die Rolle der Diskussionsinitiierung übernehmen, wenn es gelingt, geeignete Werkzeuge zur Kommunikation bereitzustellen. Das ist eine Aufgabe der transdisziplinären Wissenschaft: Raum für Diskussionen zu schaffen. Eine Möglichkeit unter vielen, den Themenkomplex des demografischen Wandels in transdisziplinärer Art zu bearbeiten, ist die Nutzung eines dynamischen Simulationsmodells, das die Auswirkungen möglicher Entscheidungen anwenderbezogen durchspielt. Dieses Modell als transdisziplinäres Werkzeug wird im folgenden Kapitel diskutiert.

4 Ein Simulationsmodell

Grundlegender Zweck des Modells ist es, als Entscheidungshilfe in Planungsprozessen zu fungieren. Unabhängig vom Thema demografischer Wandel soll ein solches Modell die Möglichkeit bieten, Wissenschaftler, Entscheidungsträger und andere Interessenvertreter in einen Planungs- oder Entscheidungsprozess zu integrieren beziehungsweise zu involvieren. Mit dem Modell können unterschiedliche *Was-wäre-wenn*-Szenarien simuliert werden, die mögliche Auswirkungen der im Szenario getroffenen Entscheidungen reflektieren. Die unterschiedlichen Ergebnisse der Szenarien können in der Runde der Modellanwender diskutiert werden. Das Ziel der Modellierung ist nicht nur die Prognose einer wahrscheinlichen Zukunft unter den gegebenen realen Ausgangsparametern, „sondern die Veranschaulichung möglicher Ergebnisse, die sich als Produkt unterschiedlicher Entscheidungen des Anwenders ergeben würden“ (Stelljes 2010: 86).

Für das, was Barreateau (2003: o.S.) „collective decision-making“ nennt, ist ein diskursiver und iterativer Entscheidungsprozess erforderlich. Die Idee dieses Modells liegt darin, den in den Entscheidungsprozess involvierten Akteuren (nicht allein den Entscheidungsträgern, sondern auch den Akteuren, die von der Entscheidung potenziell betroffen sein könnten) ein einfach zu handhabendes Werkzeug, mit dem der Entscheidungsprozess vorbereitet werden kann, zur Verfügung zu stellen. Dafür ist es nötig, dass das Modell intuitiv und einfach zu bedienen ist und die Funktionsweise nicht als *Blackbox* verstanden wird. Hierzu sollten alle Annahmen und Rechenschritte transparent und verständlich dargelegt werden. Eine einfache Handhabbarkeit des Modells baut darüber hinaus Hemmschwellen bei den Anwendern ab. Das Programm STELLA bietet hierfür die Möglichkeit, eine benutzerfreundliche Anwenderoberfläche zu gestalten, die mit Informationsboxen Erklärungen zu den jeweiligen Arbeitsschritten bietet. Gleichzeitig kann aber jederzeit in der Modellanwendung auf die Ebene der eigentlichen Modellkonstruktion gewechselt werden, um die einzelnen Rechenschritte nachvollziehen zu können. Ist das Grundverständnis der Arbeitsweise mit STELLA den Anwendern nähergebracht, können innerhalb von Minuten unterschiedliche Szenarien erstellt und miteinander verglichen werden. Die Ergebnisse können mit dem Programm leicht verständlich aufbereitet und damit auch fachfremden Interessierten leicht zugänglich gemacht werden. So umgesetzt, entspricht das Modell den Anforderungen eines iterativen Entscheidungsprozesses, da angenommene Entscheidungen im Modell relativ schnell simuliert, anschließend diskutiert und gegebenenfalls auch revidiert werden können.

Die Ideen von Funtowicz und Ravetz (1991; 1992 und 1993) machen deutlich, dass in sogenannten postnormalen Situationen neue Formen der Wissensproduktion nötig sind. Im Fokus stehen hierbei kommunikative Aushandlungsprozesse über nötige Entscheidungen. Dabei besteht die neue Aufgabe der Wissenschaft darin, einen Rahmen für die Aushandlungsprozesse zu konstruieren. Ein dynamisches Simulationsmodell kann einen solchen Rahmen setzen, wenn es eine interaktive Arbeit zwischen den verschiedenen Beteiligten ermöglicht.

Als transdisziplinäre Modellierung werden in diesem Kontext die Modellkonzeption und/oder Modellanwendung in einer Gruppe von Wissenschaftlern und anderen involvierten Akteursgruppen verstanden. Der Grund für die Betonung der Transdisziplinarität liegt in der Überzeugung, dass die Partizipation in den Planungs- und Entscheidungsprozessen ein wesentliches Element für die Akzeptanz dieser Prozesse bei den Partizipierenden ist. Durch partizipatorische Prozesse entstehen Lernprozesse bei allen Beteiligten und so kann die Akzeptanz von Planungen und Entscheidungen bei den Beteiligten verbessert werden. Im Modell können Informationsflüsse generiert werden. Informationen können durch die Nutzung des Modells an fachfremde Akteure gelangen. Nach Meadows (2010) können mit neuen Informationsflüssen Veränderungen im System bewirkt werden.

Da Modelle immer nur Teilaspekte der Realität abbilden können, weisen sie zwingend bestimmte Limitierungen auf. So kann nicht das gesamte gesellschaftliche System abgebildet werden, sondern es müssen für die Modellkonstruktion Systemgrenzen gezogen werden. Diese Grenzen dürfen nicht willkürlich sein. Vielmehr müssen sie so gezogen werden, dass sie argumentativ erklärbar und nachvollziehbar sind. Sie müssen dabei jedoch nicht unbedingt den Grenzen entsprechen, die andere Anwender dem System zuweisen würden. Entscheidende Aspekte hierbei sind die Transparenz und Nachvollziehbarkeit, mit der die Grenzziehung vorgenommen wird. Durch einen offenen Umgang mit den Limitierungen des Modells und wenn Möglichkeiten für den Umgang mit den Limitierungen aufgezeigt werden, kann Akzeptanz bei den Anwendern gewonnen werden. Für die Nutzung eines solchen Modells ist ein konkreter Raumbezug notwendig. Im vorliegenden Modell ist dies der Kreis Nordfriesland. Diese administrative Größe ist die kleinste Ebene, auf der zuverlässige Daten der Statistikämter zur Verfügung stehen. Außerdem erlaubt diese Größe die Anerkennung der regionalen Besonderheiten. Eine solche Besonderheit stellt die Küstenlinie Nordfrieslands

dar. Nicht nur geografisch ist der Landkreis mit seinen Halligen und Inseln eine Besonderheit, sondern die Küstenlage wirkt auch auf die gesellschaftlichen Aspekte.

Die Ausführungen zu dem Modellvorhaben ‚Demografischer Wandel –Region schafft Zukunft‘ verdeutlichen, dass das Phänomen des demografischen Wandels auf der regionalen Ebene be- und anerkannt ist. Gleichzeitig wurde deutlich gemacht, dass der demografische Wandel als *eine* postnormale Situation zu verstehen ist und dass die traditionelle wissenschaftliche Arbeit zwar weiterhin notwendig, jedoch in postnormalen Situationen nicht ausreichend ist. Es sollten daher Dialoge und Diskussionen initiiert werden, die den Wandel gesamtgesellschaftlich betrachten, um einen für alle Akteure annehmbaren Problemumgang herzuleiten. Die Wissenschaft kann dabei die Rolle der Diskussionsinitiierung übernehmen. Dafür sollten geeignete Werkzeuge zur Kommunikation bereitgestellt werden.

Die angesprochene transdisziplinäre Modellierung bietet *eine* Möglichkeit, ein solches Werkzeug zu kreieren. Konkret wurde in dieser Arbeit das Modell ‚Demografischer Wandel und Nachhaltigkeit im Küstenraum‘ (*DeWaNaKü*) mit dem Ziel entwickelt, die postulierte Verbindung zwischen demografischem Wandel und Nachhaltigkeit mithilfe des Modells herauszustellen. In der Beispielregion Nordfriesland kann das Modell Entscheidungsträgern auf der lokalen und regionalen Ebene als Instrument zur Entscheidungsunterstützung dienen. Nutzer aus verschiedensten Bereichen können mögliche Auswirkungen ihrer im Modell getroffenen Entscheidungen, die im Zusammenhang mit dem demografischen Wandel und der Nachhaltigkeit stehen, anhand von Szenarien testen. Zum Beispiel könnten politische Entscheidungen durchgespielt werden, wie sich Veränderungen von Arbeitsplatzangeboten auf die Bevölkerungsstruktur auswirken. Potenzielle Anwender sind Akteure aus Politik und Administration (zum Beispiel Mitarbeiter auf Kreis-, Ämter- und Gemeindeebene), Akteure aus der Wirtschaft (zum Beispiel Mitarbeiter aus Wirtschaftsförderungsgemeinschaften, Mitarbeiter aus den AktivRegionen oder dem Tourismussektor), Planer (zum Beispiel Stadtplaner oder Landschaftsplaner), aber auch Interessenvertreter von NGOs oder Umweltverbänden. Die Ergebnisse der unterschiedlichen Anwender können dazu dienen, mit anderen Nutzern einen fachübergreifenden Diskussionsprozess zu starten, der die verschiedenen Entscheidungswege und Konsequenzen beleuchtet und so zu einer diskursiven und qualitativen Entscheidungsfindung beiträgt.

5 DeWaNaKü

Das folgende Kapitel beschreibt die Modellierungsarbeiten für das Modell ‚Demografischer Wandel und Nachhaltigkeit im Küstenraum‘ (*DeWaNaKü*). Dieses soll die Aspekte des demografischen Wandels und die Auswirkungen dieser Entwicklungen auf die Nachhaltigkeitsaspekte im Kreis Nordfriesland simulieren. Ziel ist dabei nicht allein eine Prognose der zukünftigen Entwicklung, sondern im Vordergrund steht die Konzeption eines Werkzeugs, mit dem unterschiedliche Szenarien von unterschiedlichen Anwendern zum Thema demografischer Wandel untersucht werden können. Um dieses Ziel erreichen zu können, ist ein zuverlässig funktionierendes Modell notwendig, das valide Ergebnisse liefert. Daher wird in der Validierung nicht nur geprüft, ob das Modell als Diskussionsgrundlage dienen kann, sondern auch, ob es verlässliche Ergebnisse liefert. Grundlage der Modellierung sind dabei Indikatoren, die aus aktuellen Daten der offiziellen Statistiken bestehen. Diese Daten werden in die Zukunft fortgeschrieben und bilden so die Ergebnisse der Modellierung.

5.1 Modellkonzept

Der Aufbau des Modellkonzepts ist in Submodelle gegliedert. Diese orientieren sich an den Systemkategorien des demografischen Wandels. Jedes Submodell kann dabei als eigenes autarkes Modell verstanden werden, das zwar mit den anderen Submodellen verbunden ist, aber gleichzeitig so konzipiert ist, dass andere Submodelle auch ohne den Input des betreffenden Modells funktionieren würden. So können mit relativ wenig Aufwand einzelne Submodelle im Detail betrachtet oder das gesamte Modell durch weitere Submodelle erweitert werden. Es ist somit gewährleistet, dass neue Interessensfelder oder neue Daten in das Modell eingearbeitet werden können. Die Submodelle basieren dabei auf Indikatoren. Die Indikatoren wurden mit Hilfe einer Literaturstudie ausgewählt und Datengrundlage sind in den meisten Fällen offizielle Daten aus den Statistikämtern. Mithilfe der ausgewählten Indikatoren kann ein ausreichend realitätsnahes Abbild der Region generiert werden.

Zur Einschränkung sei erwähnt, dass nur bestimmte Aspekte aus dem in Abbildung 1 dargestellten Konzept modelliert werden. Ziel ist es, ein funktionierendes Modell zu entwickeln, das sich geschlossen und valide ist. So wird nicht das gesamte Gesellschaftssystem abgedeckt, wohl aber wesentliche Funktionsweisen

untersucht. In diesem Aufsatz soll dabei das Augenmerk auf das Submodell der Bevölkerungsentwicklung gelegt werden.

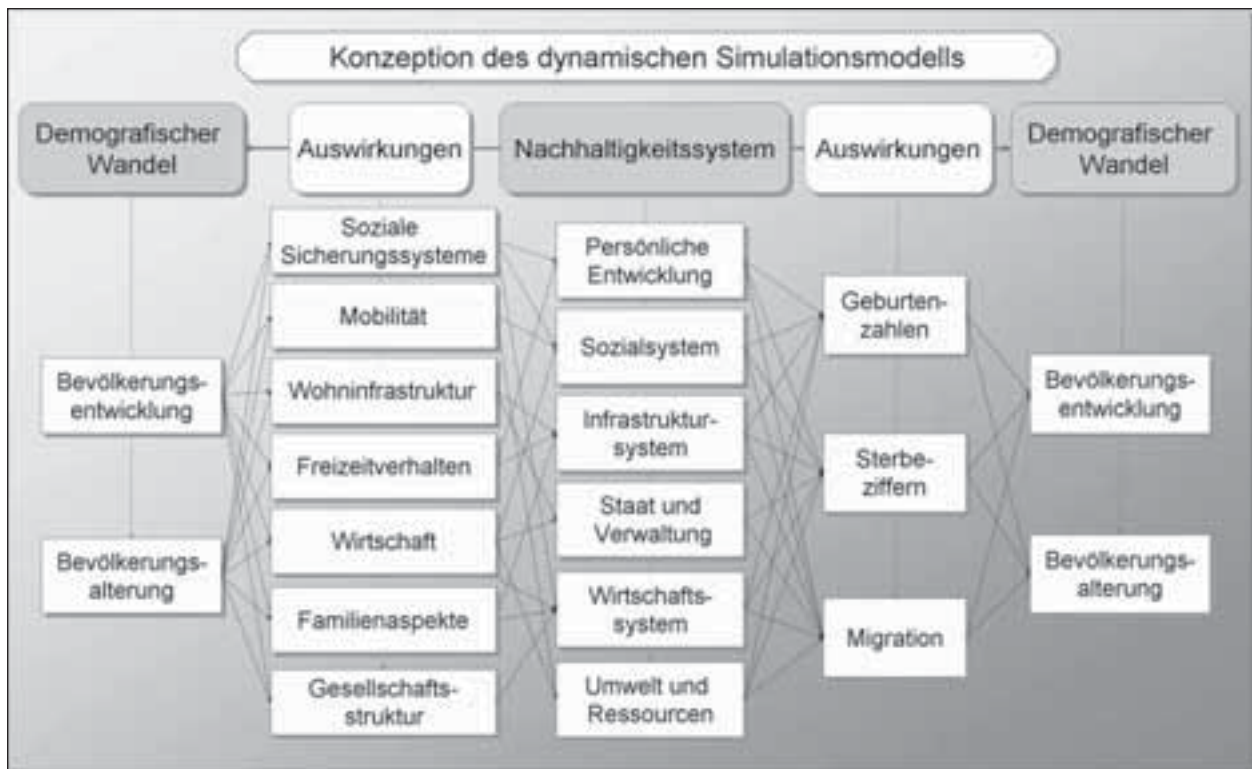


Abb. 1: Modellkonzept

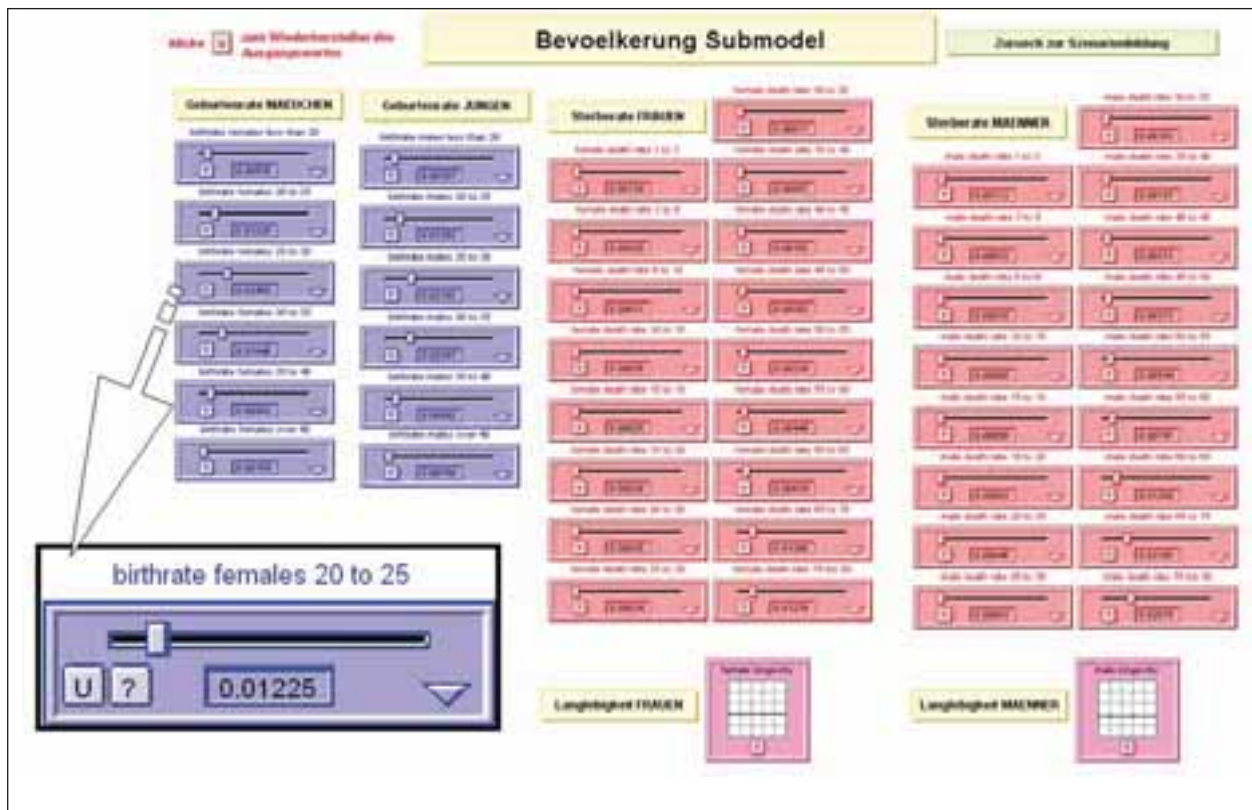


Abb. 2: Submodell Bevölkerung

5.2 Szenario

Das Submodell *Bevölkerung* zeichnet die Gesellschaftsstrukturen nach Altersklassen und Geschlecht in Nordfriesland nach. Die Unterteilung nach Geschlecht erfolgt durch zwei Submodelle, in denen zwischen den Geschlechtern unterschieden wird, deren Funktionsweisen ansonsten aber identisch sind. Die Auswahl der Altersklassen basiert auf der Einteilung der Statistikämter in 16 Altersklassen. Die Treiber des Submodells sind die drei demografischen Variablen: Geburtenrate, Sterberate und Migration. Die „Abbildung 2“ bildet einen Ausschnitt aus Modell ab, während der Kasten links unten eine Vergrößerung einer zu veränderbaren Altersklasse darstellt.

5.3 Ergebnisse

Im Folgenden werden die Ergebnisse des sogenannten Baseline-Szenarios vorgestellt. Als Baseline-Szenario wird ein Modelllauf verstanden, indem keine Änderungen an den Vorannahmen vorgenommen wurden. Die Vorannahmen basieren dabei auf den verfügbaren Daten der Statistikämter der letzten Jahre. Der ablesbare Trend aus diesen Jahren wird in die Zukunft projiziert. Somit entwickelt sich ein Bild von einem Teilsystem der Gesellschaft.

Für den Bereich der Bevölkerung berechnet das Baseline-Szenario für Nordfriesland für die kommenden 10 Jahre zunächst einen leichten Anstieg, bevor danach die Bevölkerungszahl stärker fällt. In Abbildung 3 wird die berechnete Bevölkerungsentwicklung dargestellt. Hierbei offenbart sich eine Schwäche des Simulationsprogramms STELLA: es kann kein Einfluss auf die Koordinatenkreuzbeschriftung genommen werden. Daher mag die Kurve auf den ersten Blick dramatischer wirken, als sie es in der Realität ist, denn der Unterschied zwischen dem maximalen und minimalen Wert der Kurve beträgt rund 1.000 Personen. Dies entspricht einer Veränderung von rund 0,6 %.

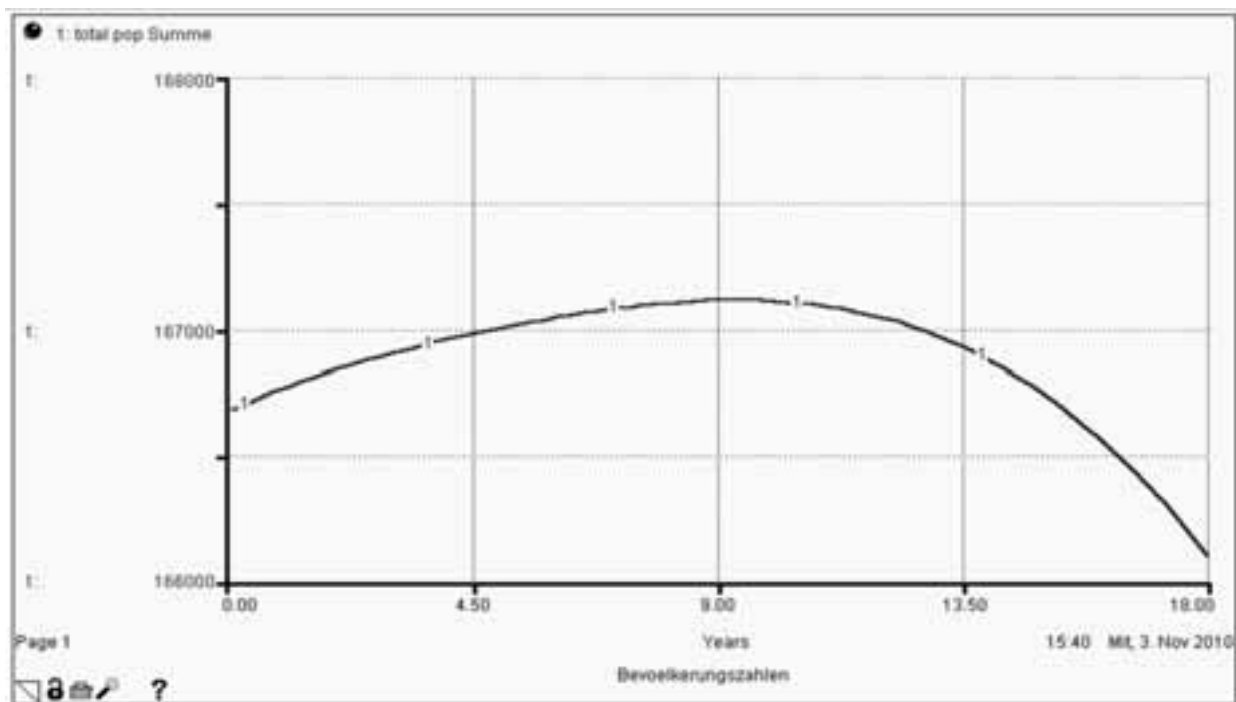


Abb. 3: Ergebnisse Bevölkerung

Ein weiteres, in Abbildung 4 dargestelltes Ergebnis ist die Entwicklung der natürlichen Wanderungsbewegung und des Wanderungssaldos. Die natürliche Bevölkerungsbewegung ist eine Bezeichnung für die Differenz zwischen den Neugeborenen und den Verstorbenen. Ein Geburtenüberschuss ergibt sich dann, wenn eine höhere Anzahl an Kindern geboren wird, als Menschen versterben. Ein Geburtendefizit tritt dann auf, wenn die Zahl der Verstorbenen höher ist als die Zahl der Geburten. Im Ergebnis zeigen sich Geburtenüberschuss und -defizit durch positive beziehungsweise negative Werte. Zu Beginn der Simulation ist dieser Wert bereits negativ und liegt bei rund -650. Das bedeutet, es sterben in Nordfriesland 650 Menschen mehr,

als geboren werden. Am Ende der Simulation beträgt dieser Wert -1.450. Der Wert des Wanderungssaldos bleibt dagegen während der Simulation positiv. Zu Beginn beträgt er 760, am Ende 1.210 Personen. An diesen beiden Zahlen lässt sich grundsätzlich ablesen, ob eine betrachtete Bevölkerung wächst oder schrumpft. Ergeben beide Zahlen in der Summe eine positive Zahl, wächst die Bevölkerung, ergibt sich eine negative Zahl, schrumpft die Bevölkerung. Für Nordfriesland zeigt sich, dass Wanderungsüberschüsse die *natürliche* Schrumpfung noch knapp zehn Jahre verzögern, sie jedoch nicht aufhalten können.

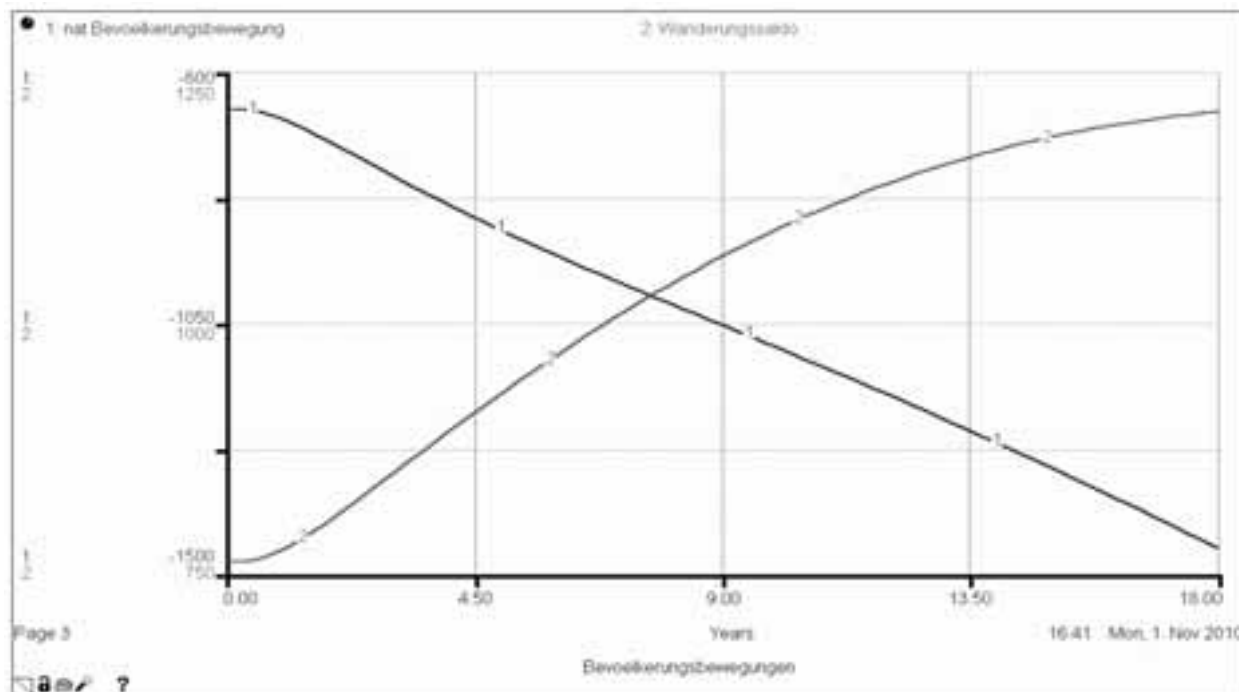


Abb. 4: natürliche Wanderungsbewegung

5.4 Validierung

Die Prüfung der Gültigkeit des Modells ist ein entscheidender Aspekt der Qualitätsprüfung. Für diesen Arbeitsschritt hat Bossel (2004: 61) vier Aspekte zur Prüfung der Modellgültigkeit entwickelt: „Verhaltensgültigkeit, Strukturgültigkeit, empirische Gültigkeit, Anwendungsgültigkeit.“ Im Folgenden wird das Modell *DeWaNaKü* nach diesen Kriterien überprüft.

Verhaltensgültigkeit

Bossel (2004) stellt die Frage, ob die Ausgangsdaten dazu führen, dass sich das Modell wie erwartet verhält. Für die Wahl der Ausgangsdaten werden bestimmte Prämissen aufgestellt, die eine hohe Qualität des Modells sichern sollten. Eine Maxime dabei ist es, das Modell so zu konzipieren, dass es problemlos auf andere Ebenen und Regionen übertragbar ist. Daher werden allein öffentlich zugängliche Daten verwendet, die hauptsächlich aus Statistikämtern stammen. Des Weiteren werden nach Möglichkeit solche Daten verwendet, die für die Kreisebene gültig sind. Nur wenn diese nicht verfügbar und keine Alternativen erkennbar sind, wird auf solche Daten zurückgegriffen, die für Landes- oder Bundesebene erhoben werden. Wichtig dabei ist, dass diese Daten valide bleiben, auch wenn sie auf Kreisebene angewendet werden. Eine weitere Prämisse ist, dass nicht Datensätze aus einzelnen Jahren verwendet werden, sondern immer Datensätze über mehrere Jahre zusammengetragen werden, um daraus einen Mittelwert zu bilden. Damit wird verhindert, dass Extremsituationen in einzelnen Jahren als eine Grundannahme für das Modell verwendet werden.

Je nach der Verfügbarkeit der Daten wird ein Zeitraum von drei bis fünf Jahren gewählt. Im Zusammenhang damit steht die Prämisse der Aktualität der Daten. Wenn für die gewünschten Indikatoren keine Daten in den letzten fünf bis zehn Jahren erhoben wurden, wird versucht, mit alternativen Datensätzen zu arbeiten, die eine gewisse Aktualität bieten. Die letzte Prämisse, die im engen Zusammenhang mit der Anwendungsgültigkeit steht, ist die Nachvollziehbarkeit der Datenauswahl. Im Modell ist in den Informationstexten immer

die Datenquelle angegeben und in bestimmten Fällen werden der Rechenweg erklärt oder Vergleichswerte angegeben.

Strukturgültigkeit

Da es unmöglich ist, alle gesellschaftlichen Aspekte Nordfrieslands in einem Modell zu simulieren, muss eine Auswahl an Submodellen getroffen werden, die für bestimmte Aspekte des gesellschaftlichen Lebens aussagekräftig sind. Innerhalb der Submodelle werden nur bestimmte Parameter betrachtet, die den oben genannten Kriterien genügen. Wichtiger struktureller Aspekt der einzelnen Submodelle ist die Verknüpfung mit dem Bevölkerungsmodell.

Bei der Frage, ob die Auswahl der Submodelle und dort die Auswahl der Indikatoren als sinnvoll zu erachten sind, stehen neben der Kohärenz innerhalb der Submodelle auch die Verknüpfungsmöglichkeiten zum Demografiemodell auf dem Prüfstand. Das Herausarbeiten der Art der Verknüpfung ist ein wesentlicher Aspekt der gesamten Modellierungsarbeit, da hierüber die Dynamik des Modells gesteuert wird. Plausibel ist die Verknüpfung der Altersklasse der 6 bis 10-Jährigen im Demografiemodell und der Zahlen für die Grundschulen. Als komplizierter erweisen sich die Verbindung zwischen der Bevölkerung und dem Wasserverbrauch und die Frage, wie sich der Wasserverbrauch verändert, wenn es zu einer Änderung der Bevölkerungszahl kommt. Eine Besonderheit in diesem Modell ist die Möglichkeit der Szenarienerstellung, bei der genau diese Verknüpfungen geprüft und verändert werden können. Daher ist es die wesentliche Aufgabe des Modellierers, die möglichen Beziehungen und Verknüpfungen zwischen den Indikatoren und Submodellen zu erkennen und herzustellen. Sind zwei Indikatoren im Modell miteinander verknüpft, kann die Berechnung der Verknüpfung immer wieder justiert werden. Das entbindet den Modellierer jedoch nicht von der Aufgabe, in einem ersten Baseline-Szenario eine plausible Art der Verknüpfung herzustellen und begründen zu können. Im Modell wird nicht mit Beschränkungen bei den Indikatoren gearbeitet. In der Szenarioerstellung können bei veränderbaren Indikatoren grundsätzlich alle denkbaren Datengrößen eingegeben werden, solange sie formal richtig sind. So kann beispielsweise die Geburtenrate unverhältnismäßig hoch angesetzt werden, einen negativen Wert kann ihr jedoch nicht zugeschrieben werden. Jedoch gibt das Szenario Korridore vor, innerhalb derer Veränderungen vorgenommen werden können. So kann die Geburtenrate im Szenario nur in festen Grenzen verändert werden, jedoch besteht die Möglichkeit, die Rate über diesen Wert hinaus manuell einzugeben. Das birgt allerdings das Risiko einer Manipulation, wenn über die Annahmen nicht in ausreichendem Maße Rechenschaft abgelegt wird. Gleichzeitig bietet diese Funktionsweise aber die Chance, dass *unrealistische* Szenarien durchgespielt werden können, um dadurch mehr über das System zu erfahren und zu lernen.

Empirische Gültigkeit

Bei diesem Arbeitsschritt soll überprüft werden, ob die Modellergebnisse mit den empirischen Ergebnissen der ‚Wirklichkeit‘ übereinstimmen (vgl. Bossel 2004). Die Ausgangswerte aus dem Modell können mit den Werten aus dem realen System verglichen werden. So können der berechnete Wert für die gesamte Bevölkerung mit der aktuellen Einwohnerzahl Nordfrieslands verglichen werden. Da aber der Sinn des Modells nicht nur darin besteht, die aktuellen Zustände zu simulieren, sondern auch die zukünftigen Entwicklungen zu veranschaulichen, kann hier kein Vergleich mit dem Realsystem vollzogen werden. Dafür können jedoch andere Berechnungen herangezogen werden, die zu vergleichbaren Themen Aussagen treffen und deren Aussagen im Allgemeinen als akzeptiert gelten. Für den Bereich der Demografie können die Modellergebnisse mit den Bevölkerungsvorausberechnungen verglichen werden.

Anhand von zwei Vergleichen kann das Modellergebnis mit Ergebnissen anderer Berechnungen erfolgen. Das Statistikamt Nord hat im Jahr 2007 eine Vorausberechnung der Bevölkerungsentwicklung bis zum Jahr 2025 veröffentlicht (Statistisches Amt für Hamburg und Schleswig-Holstein 2007). Die Bevölkerungsentwicklung in den Jahren 2006, 2015 und 2025 der Vorausberechnung für den Kreis Nordfriesland kann mit den Werten des Modells verglichen werden (vgl. Tab. 1). Die Ausgangsergebnisse des Modells zeigen ein großes Maß an Übereinstimmung mit den berechneten Werten des Statistikamtes. Im Laufe der Simulation weist der Vergleich jedoch Differenzen auf. Während laut den Berechnungen des Statistikamtes in 2015 bereits weniger Menschen in Nordfriesland als in 2006 leben, prognostiziert das Modell für 2015 noch ein leichtes Bevölkerungswachstum. Auch für 2025 liegen die Daten aus dem Modell für die gesamte Bevölkerung über denen des Statistikamtes. Eine starke Differenz zwischen Modell und Vorausberechnung zeigt sich bei den Altersgruppen der unter Dreijährigen und der Gruppe der 21 bis unter 60-Jährigen. Bei den Kleinkindern liegen die Vorausberechnungen deutlich über dem Modell und bei der Gruppe der Erwachsenen

liegt das Modell deutlich über den Berechnungen. Da jedoch der Einblick in die Berechnungen des Statistisches fehlt, kann an dieser Stelle nicht nachvollzogen werden, warum genau diese Unterschiede zustande gekommen sind. Alle Werte haben im Ausgangsjahr keine höhere Abweichung als 2,5 % und im Endjahr, abgesehen von der Gruppe der unter Dreijährigen, keine höhere Abweichung als 8 %. Diese Abweichungen sind tolerierbar, da auch die Tendenzen eine vergleichbare Entwicklung zeigen, sodass für die Modellzwecke die Bevölkerungssimulation akkurat genug ist.

Tab.1: Validierung: Bevölkerungsvorausberechnung

VALIDIERUNG	Vorausberechnung			Modell (nach X Jahren)		
	2006	2015	2025	0	8	18
Bevölkerung insgesamt	166.783	166.000	161.600	166.684	167.104	166.100
unter 3	4.232	3.800	3.740	4.150	2.611	2.400
3 bis unter 6	4.888	3.960	3.900	4.770	4.231	3.749
6 bis unter 10	7.363	5.640	5.300	7.246	6.334	5.314
10 bis unter 15	9.706	8.100	6.760	9.687	8.790	7.327
15 bis unter 21	12.067	11.600	8.730	11.939	10.631	9.007
21 bis unter 60	84.023	82.430	73.880	84.102	84.638	79.166
60 bis unter 65	9.463	10.750	14.020	9.585	12.073	14.885
65 unter älter	35.041	39.700	45.250	35.205	37.798	44.252

Quelle der Vorausberechnung: Statistisches Amt für Hamburg und Schleswig-Holstein (2007: 5)

Einen Hinweis, warum es zu leichten Unterschieden zwischen Modell und Vorausberechnung kommen kann, liefert die Tabelle 2, in der die natürliche Bevölkerungsbewegung und die Wanderungssalden miteinander verglichen werden. Hier zeigen sich deutlichere Unterschiede, auch wenn sich die Zahlen in der Summe wieder angleichen. Da sich in der oberen Tabelle für die Gruppe der 65-Jährigen keine großen Differenzen zeigen, ist davon auszugehen, dass auch die Sterbefälle zwischen Modell und Berechnung einigermaßen vergleichbar sind. Daher ist der Unterschied bei der natürlichen Bevölkerungsbewegung in Tabelle 2 durch die unterschiedliche Anzahl an Geburten zu erklären. Dabei wird bei den Berechnungen offensichtlich von einer höheren Geburtenrate als im Modell ausgegangen, was sich wiederum in der oberen Tabelle durch die größere Zahl der unter Dreijährigen zeigt. Fraglich ist daher, wie in den Kalkulationen des Statistischen Amtes die Geburtenrate berechnet wird..

Tab.2: Validierung: Natürliche Bevölkerungsbewegungen

	Vorausberechnung			Modell (nach X Jahren)		
	2006	2015	2025	0	8	18
Natürliche Bevölkerungsbewegung (Geburten minus Sterbefälle)	-410	-680	-900	-666	-1.017	-1.447
Wanderungssalden (Zuzüge minus Fortzüge)	480	400	330	763	1.048	1.225
Summe	70	-280	-570	97	31	-222

Quelle der Vorausberechnung: Statistisches Amt für Hamburg und Schleswig-Holstein (2007: 5)

Der relativ große Unterschied zwischen den Wanderungssalden ist aus den Daten nicht ableitbar. Hier wird im Modell von einem stetigen Zuwachs an Migranten ausgegangen, während in den Berechnungen ein Rückgang der Migrationszahlen angenommen wird. Jedoch gilt auch hier, dass für die Modellzwecke diese Abweichung toleriert werden kann, da die Annahmen im Szenario justiert werden können. Zusammenfassend verdeutlicht die technische Validierung, dass die Verhaltensgültigkeit, Strukturgültigkeit und die empirische Gültigkeit des Modells für den Modellzweck gegeben sind.

Anwendungsgültigkeit

Bei der Prüfung der Anwendungsgültigkeit soll nach Bossel (2004: 62) analysiert werden, ob das Modell dem Modellzweck und den Anforderungen der Anwender gerecht wird. Hierzu wurden Interviews mit potenziellen Anwendern geführt. Im Gegensatz zu gängigen (Experten-) Interviews zielten die durchgeführten Interviews jedoch nicht auf die „Rekonstruktion vom Befragten explizierbarer Wissensbestände“ (Pfadenhauer 2009: 99), sondern sie sollten eine Experteneinschätzung hinsichtlich der Modellanwendbarkeit liefern. Die Experteninterviews wurden mit potenziellen Anwendern mit Bezug zu Nordfriesland geführt.

Es wurde an 10 Terminen mit 18 verschiedenen Personen Interviews geführt. Dabei handelte es sich sowohl um Einzelinterviews als auch um Gruppeninterviews mit bis zu fünf Interviewpartnern. Bei den Experten handelte es sich zum einen um Interviewpartner aus der privatwirtschaftlichen Planungsbranche, die im Modellvorhaben ‚Region schafft Zukunft‘ mit unterschiedlichen Tätigkeiten beauftragt waren und über spezielles Wissen bezüglich Nordfriesland verfügen. Zum anderen waren die Interviewpartner Experten aus der Region, dabei handelte es sich um Mitarbeiter aus dem Kreis Nordfriesland, um Mitarbeiter auf der Amtsebene, um verschiedene Bürgermeister aus den Gemeinden und Städten des Kreises sowie um Personen aus der Wirtschaftsförderungsgesellschaft und der AktivRegion. Die Auswahl der Interviewpartner wurde mithilfe des Kriteriums der potenziellen Nutzer getroffen, dabei wurde für die Interviews in Nordfriesland darauf geachtet, dass die Partner aus unterschiedlichen Gemeinden und Städten kamen. So wurden Interviews in Husum, Garding, Niebüll und Bredstedt geführt. Vornehmliches Ziel der Interviews war es jedoch, Einschätzungen seitens der potenziellen Anwender hinsichtlich der Möglichkeiten eines solchen Modells als transdisziplinäres Werkzeug zu generieren. In der Erklärung zu dem Modell während des Interviews wurde dargelegt, dass das Ziel des Modells sein soll, eine Grundlage für Diskussionen zu schaffen.

Als großer Vorteil des Modells wurde die relativ einfache und schnelle Handhabung genannt, die es ermöglicht, innerhalb eines Arbeitskreises Szenarien zu erstellen, diese zu diskutieren und schnell auch ein zweites Szenario zu entwickeln und beide miteinander vergleichen zu können. Die einfache Bedienbarkeit kann Hemmschwellen abbauen, die bei Nutzung langwieriger Simulationsrechnungen bestehen können. Ebenfalls positiv wird die Interaktivität bewertet, dass Anwender ihre Handlungsmöglichkeiten direkt in das Modell einpflegen können und nicht auf Dritte angewiesen sind. Es wurden aber auch kritische Töne hinsichtlich der Eignung des Modells als transdisziplinäres Werkzeug geäußert. So wurde befürchtet, dass potenzielle Anwender mit der Szenarienerstellung und der Ergebnisinterpretation überfordert sein könnten. Da die ehrenamtlichen Bürgermeister in den Kommunen eine gewisse Altersstruktur aufweisen, wird bezweifelt, ob sie über das nötige Wissen verfügen, mit solch einem Computerprogramm umgehen zu können. Zur Interpretation der Ergebnisse ist ein gewisses Verständnis für die Zahlen vonnöten. Es wird bezweifelt, ob alle Anwender über dieses Verständnis verfügen und die Ergebnisse interpretieren können. Hierzu wäre eine noch einfachere Handhabung hilfreich, da die Anwendung nicht zu kompliziert sein darf. Als Probleme werden des Weiteren fehlende Handlungsfelder der Entscheidungsträger betrachtet. Zwar sei es spannend, sich mit diesen Entwicklungen auseinanderzusetzen, jedoch fehlten den möglichen Anwendern faktisch die Möglichkeiten, in viele der Themen handelnd einzugreifen. Die Frage ist daher, mit welcher Zielsetzung wird ein solches Modell konzipiert, damit ein Mehrwert für die Anwender generiert wird. Eine Möglichkeit zum Umgang mit diesem Problem wird darin gesehen, dass vor der eigentlichen Modellkonstruktion in Gesprächen mit den Anwendern herausgefunden wird, wo die Probleme und Handlungsfelder liegen, die in dem Modell bearbeitet werden sollen. Hierfür ist es wichtig, dass den Anwendern klar gezeigt wird, wo die Grenzen des Modells liegen und was mit einem solchen Ansatz überhaupt leistbar ist. Dazu gehört es auch, die möglichen Daten, die einzelne Fachplanungen anbieten können, in das Modell zu integrieren. Das Modell kann dazu beitragen, die politische Diskussion um den demografischen Wandel zu versachlichen. Fraglich bleibt jedoch, so eine weitere Meinung, ob die Politiker dann den sachlichen Informationen tatsächlich folgen. Für die Nutzung und Akzeptanz eines solchen Modells ist es ein entscheidender Faktor, wie das Modell vermittelt wird. Vereinfacht wird die Anwendbarkeit dadurch, dass die Anwendung des Modells innerhalb eines Workshops geplant ist und ein Modellexperte begleitend dabei ist, um bei Verständnis- und/oder Anwendungsproblemen direkt eingreifen zu können. Wenn mit dem Modell in einer Art Workshop gearbeitet wird, wäre es wünschenswert, wenn am Ende der Sitzung Ergebnisse an die Hand gegeben werden könnten. In einer Art Ergebnisbericht könnten die wichtigsten Ergebnisse zusammengefasst werden. Werden die Ergebnisse nicht ergebnis- und anwenderorientiert aufbereitet, besteht die Gefahr, das Interesse der Anwender zu verlieren.

Wurden die Interviewten gefragt, ob eine persönliche Nutzung des Modells vorstellbar wäre beziehungsweise für Entscheidungsprozesse behilflich sein könnte, waren die Antworten verhaltender. Obwohl zwar vorab eine eher positive Einschätzung des Modells vorgenommen wurde, wurde die persönliche Nutzung eher skeptisch gesehen, da hierfür zunächst Fragen, wie die Anwendbarkeit auf der jeweiligen Ebene (Amt, Gemeinde/Stadt), beantwortet oder der Wunsch nach weiteren (besseren) Indikatoren erfüllt werden müssten. Gleichzeitig wurde aber auch festgestellt, dass eigene Berechnungen sinnvoll sind, da die Prognosen aus den zuständigen Behörden nicht in allen Fällen als sinnvoll erachtet werden. Ebenso waren die Antworten verhalten, als die Frage gestellt wurde, ob das Modell als Entscheidungshilfe fungieren kann. Zwar kann sich vorgestellt werden, dass es für Strategieentwicklungen in Bezug auf die Bevölkerung eine Grundlage

sein kann und dass mit dem Modell bestimmte Entscheidungen gegenüber der Politik zu begründen sein könnten. Andere Stimmen bezweifeln aber, dass bei den Bürgermeistern dadurch ein Entscheidungsprozess initiiert wird. Demgegenüber wurden aber auch Erwartungen an das Modell von den Interviewten direkt oder indirekt formuliert. Es wurde zum Beispiel gefragt, ob mit den Ergebnissen Empfehlungen abgegeben werden können, was gemacht werden könnte oder sollte. Wünschenswert wäre eine Aussage, die Handlungsbedarf anhand von konkreten Zahlen aufzeigt. Implizit wird damit der Wunsch nach einem Werkzeug geäußert, das verlässliche Aussagen über die Zukunft trifft und mit dessen Hilfe Entscheidungen getroffen werden können.

Zusammenfassend belegen die Interviews, dass das vorgestellte Modellkonzept generell die Möglichkeit bietet, als Diskussionsgrundlage zu dienen. Als eher skeptisch kann die Meinung eingestuft werden, ob das Modell in der präsentierten Form als Entscheidungshilfe fungieren kann. Grundsätzlich zeigen sich keine überraschenden Unterschiede zwischen den unterschiedlichen Gruppen der Interviewten. Bei den Planern standen jedoch vor allem die Funktionen des Modells und die möglichen Verbesserungen im Zentrum der Diskussion, während auf der administrativen Ebene eher die möglichen Anwendungen und damit die zusammenhängenden Probleme in den Vordergrund rückten. In Bezug auf die Zielerreichung des Modells nennen die Interviewpartner drei wesentliche Parameter, die erfüllt sein sollten. Zunächst sollte die Funktionsweise leicht verständlich und nachvollziehbar sein. Ein zweiter Punkt, dem besonderer Wichtigkeit eingeräumt wird, ist die Anwendbarkeit des Modells auf den unterschiedlichen Ebenen. Zum einen sollten die Aussagen auf die Ebene bezogen sein, auf welcher der Anwender agiert. Werden demnach unterschiedliche administrative Ebenen involviert, wie in diesem Fall Kreis-, Amts- und Gemeindeebene, sollte sichergestellt sein, dass alle Anwender Bezug zu dem Modell nehmen können. Zum zweiten sollten die im Modell aufgezeigten Handlungsfelder tatsächlich durch die Anwender beeinflussbar sein. Für die Erreichung dieser beiden Punkte ist es unerlässlich, schon während der Modellkonstruktion Kontakt mit den potenziellen Anwendern aufzunehmen, um hier die Bedürfnisse und Erwartungen zu eruieren und darauf eingehen zu können. Als dritter wichtiger Punkt kann die verständliche Ergebnisaufbereitung genannt werden. Hierzu ist es wichtig, die Ergebnisse so aufzubereiten, dass auch Laien die Bedeutung der Ergebnisse klar wird.

Zusammenführung

Abschließend ist zu prüfen, ob die technische Validierung und die Prüfung der Anwendungsgültigkeit die Frage beantworten können, ob das Ziel der Modellierung erreicht ist. Da die Richtigkeit des Modells nicht geprüft werden kann, spricht Bossel (2004: 61) von der „Gültigkeit für den Modellzweck“, die überprüft werden kann. Der Zweck des Modells liegt darin, eine Diskussionsgrundlage zu schaffen, um so einen positiven Einfluss auf die Entscheidungsfindungen auszuüben. Im engeren Sinne bräuchte es für diesen Zweck keine Prüfung der technischen Gültigkeit. Jedoch ist diese Prüfung essentiell für die Glaubwürdigkeit des Modells. Die potenzielle Nutzung des Modells hängt davon ab, ob der Anwender den Ergebnissen des Modells vertraut. Hierfür muss dem Anwender verdeutlicht werden, dass die grundsätzlichen Funktionen valide sind, ansonsten kann der Sinn der Modellierung angezweifelt werden. Es wurde in den Gesprächen auf die technische Validität hingewiesen und auch nach der Glaubwürdigkeit gefragt, die sich auch auf die technische Seite des Modells bezog. Die Antworten waren generell positiv. Die Darlegung der Validität der Funktionsweise ist daher eine vertrauensbildende Maßnahme. Daher sollte die technische Validität nicht nur vom Verantwortlichen geprüft werden, sondern die erfolgreiche Validierung sollte auch nach außen hin kommuniziert werden. Die Prüfung der Anwendungsgültigkeit – oder der „Social validation“ (Perry 2009: 342) – durch Experteninterviews mit potenziellen Anwendern kann als erfolgreich bezeichnet werden. Die Interviews haben nachgewiesen, dass ein solches Modellkonzept durchaus als transdisziplinäres Werkzeug fungieren könnte. Trotz der Kritik und der Bitte um Verbesserungsmöglichkeiten wurde in den Interviews deutlich, dass das Modell als Diskussionsgrundlage dienen kann und durchaus ein Bedarf an transdisziplinären Werkzeugen besteht.

6 Zusammenfassung

Ein Ziel des Dissertationsprojektes war es, Lösungsansätze für postnormale Situationen zu entwickeln. Auch wenn sich Funtowicz und Ravetz in ihren Arbeiten eher auf die Mensch-Natur-Interaktionen beziehen, können auch soziale Phänomene als postnormal bezeichnet werden. So erfüllt der demografische Wandel die Kriterien der Autoren für postnormale Situationen. Der Wandel kann zwar in seiner Ausgangslage (Veränderungen von Migration, Fertilität und Mortalität) detailliert beschrieben werden, ungewiss sind jedoch

die zukünftigen Auswirkungen dieser heute zu beobachtenden Veränderungen. Aufgrund der Ungewissheit in Bezug auf die Konsequenzen stehen unterschiedliche gesellschaftliche Normen zur Debatte. Der Diskurs um den demografischen Wandel erhält dadurch eine stark normative Konnotation. Ein Zeichen für die hohe gesellschaftliche Relevanz des Themas ist die große mediale und politische Aufmerksamkeit, die diesem Thema immer wieder geschenkt wird. Für viele Akteure aus dem Diskursfeld ist es daher auch unstrittig, dass Handlungen dringend notwendig sind, um die möglichen Konsequenzen des Wandels abzuwenden oder zu mildern. Gleichzeitig stellt der demografische Wandel auch eine wesentliche raumplanerische Herausforderung dar. Raumplanerische Strukturen, wie Schulen, ÖPNV oder die Wasserversorgung, werden durch den Wandel stark beeinflusst. In Bezug auf postnormale Situationen ist für raumplanerisch bedeutsame Probleme ein gesonderter Umgang erforderlich. So sollten neben der interessierten Bevölkerung vor allem Akteure aus der Administration, Politik und den Planungsbüros stärker in den gesamten Planungsprozess integriert werden, denn nach Knieling (2003) sind die Transparenz und Partizipation notwendige Charakteristika in Planungsprozessen. In den Experteninterviews wurde deutlich, dass das vorgestellte Modell Potential als Werkzeug im Sinne der postnormalen Wissenschaft bietet. Zwar fehlen zur erfolgreichen Umsetzung noch die Integration entscheidender Parameter in das Modell, diese Integration kann aber als zukünftiger Forschungsauftrag verstanden werden.

7 Literatur

- Barlösius, E. (2007): Die Demographisierung des Gesellschaftlichen. Zur Bedeutung der Repräsentationspraxis. In: Barlösius, Eva & Schiek, Daniel (Hrsg.): Demographisierung des Gesellschaftlichen. Analysen und Debatten zur demographischen Zukunft Deutschlands, S. 9–34.
- Barreteau, O. (2003): Our Companion Modelling Approach. In: *Jornal of Artificial Societies and Social Simulations* 1: o.S.
- Birg, H. (2005): Die ausgefallene Generation. Was die Demographie über unsere Zukunft sagt. Beck, München, 157 S.
- Bossel, H. (2004): Systeme, Dynamik, Simulation. Modellbildung, Analyse und Simulation komplexer Systeme. Books on Demand, Norderstedt, 400 S.
- Bundesministerium für Verkehr, Bau- und Stadtentwicklung (BMVBS) (Hrsg.) (2010): Regionale Daseinsvorsorgeplanung. Ein Leitfaden zur Anpassung der öffentlichen Daseinsvorsorge an den demographischen Wandel ; ein Projekt des Forschungsprogramms "Modellvorhaben der Raumordnung (MORO)" des Bundesministeriums für Verkehr, Bau und Stadtentwicklung (BMVBS), betreut vom Bundesinstitut für Bau-, Stadt- und Raumforschung (BBSR) im Bundesamt für Bauwesen und Raumordnung (BBR). (Werkstatt: Praxis, Bd. 64). Bonn.
- Funtowicz, S. O. & J. R. Ravetz (1991): A new Scientific Methodology for Global Environmental Issues. In: Costanza, Robert (Hrsg.): Ecological economics. The science and management of sustainability: 137–152.
- Funtowicz, S. O. & J. R. Ravetz (1992): The good, the true and the post-modern. In: *Futures* 24: 963–976.
- Funtowicz, S. O. & J. R. Ravetz (1993): Science for the Post-Normal Age. In: *Futures* 25: 739–755.
- Grundgesetz (GG): "Grundgesetz für die Bundesrepublik Deutschland in der im Bundesgesetzblatt Teil III, Gliederungsnummer 100-1, veröffentlichten bereinigten Fassung, das zuletzt durch Artikel 1 des Gesetzes vom 21. Juli 2010 (BGBl. I S. 944) geändert worden ist"
- Kaufmann, F.-X. (2005): Schrumpfende Gesellschaft. Vom Bevölkerungsrückgang und seinen Folgen. Bundeszentrale für politische Bildung, Bonn, 269 S.
- Klose, D. & K. Osterwold (2008): Schleswig-Holstein 2025. Demographie-Report regional. Kiel, 43 S.
- Knieling, J. (2003): Kooperative Regionalplanung und Regional Governance: Praxisbeispiele, Theoriebezüge und Perspektiven. In: *Informationen zur Raumentwicklung*, 8/9: 463–478.
- Küpper, P. (2010): Regionale Reaktionen auf den demographischen Wandel in dünn besiedelten, peripheren Räumen: Ergebnisse einer deutschlandweiten Befragung. In: *Raumforschung und Raumordnung*, H. 68: 169–180.
- Marcinczyk, A., Dosch, A. & B. Stephan (2009): Kreis Nordfriesland - Gemeinsam den Wandel gestalten. 3. aktualisierte Auflage. Husum, 112 S.
- Meadows, D. H. (2010): Die Grenzen des Denkens. Wie wir sie mit System erkennen und überwinden können. oekom-Verlag, München, 238 S.
- Ministerium für ländliche Räume, Landesplanung, Landwirtschaft und Tourismus des Landes Schleswig-Holstein (2001): Generalplan Küstenschutz - Integriertes Küstenschutzmanagement in Schleswig-Holstein 2001. Kiel, 70 S.
- Perry, G. L. (2009): Modelling and Simulation. In: Castree, N. (Hrsg.): *A companion to environmental geography*, S. 335–356.

- Pfadenhauer, M. (2009): Auf gleicher Augenhöhe. Das Experteninterview - ein Gespräch zwischen Experte und Quasi-Experte. In: Bogner, A., Littig, B. & W. Menz (Hrsg.): Experteninterviews. Theorien, Methoden, Anwendungsfelder, S. 99–116.
- Raumordnungsgesetz (ROG): „Raumordnungsgesetz vom 22. Dezember 2008 (BGBl. I S. 2986), das zuletzt durch Artikel 9 des Gesetzes vom 31. Juli 2009 (BGBl. I S. 2585) geändert worden ist“
- Sinn, H.-W. (2003): Das demographische Defizit. Die Fakten, die Folgen, die Ursachen und die Politikimplikationen. In: Leipert, C. (Hrsg.): Demographie und Wohlstand. Neuer Stellenwert für Familie in Wirtschaft und Gesellschaft, S. 57–88.
- Statistisches Amt für Hamburg und Schleswig-Holstein (Hrsg.) (2007): Bevölkerungsentwicklung in den Kreisen und Kreisfreien Städten Schleswig-Holsteins bis 2025. (Statistische Berichte). 7 S.
- Stelljes, N. (2010): Ein dynamisches Simulationsmodell als Beitrag zur post-normal Science. In: Kannen, Andreas et al. (Hrsg.): Forschung für ein Integriertes Küstenzonenmanagement. Fallbeispiele Odermündungsregion und Offshore-Windkraft in der Nordsee, S. 85–96.
- Tesch-Römer, C. & A. Motel-Klingebiel (2004): Gesellschaftliche Herausforderungen des demographischen Wandels. In: Kruse, A. & M. Martin (Hrsg.): Enzyklopädie der Gerontologie. S. 561–575.
- Walla, W., Eggen, B. & H. Lipinski (2006): Der demographische Wandel. Herausforderung für Politik und Wirtschaft. Kohlhammer, Stuttgart, 261 S.
- Weingart, P. (1999): Neue Formen der Wissensproduktion: Fakt, Fiktion und Mode. In: TA-Datenbank-Nachrichten, 8: 48–57.

Danksagung

Die Ausarbeitung des Vortrages basiert im Wesentlichen auf dem Dissertationsvorhaben am Fachbereich Geowissenschaften der Universität Hamburg. Die Arbeiten waren Teil des BMBF Verbundprojektes Zukunft Küste – Coastal Futures und wurden durch das Helmholtz-Zentrum Geesthacht unterstützt.

Adresse

Nico Stelljes
Ecologic Institute
Pfalzburger Strasse 43/44
10717 Berlin
Nico.Stelljes@ecologic.eu

29. Jahrestagung des Arbeitskreises „Geographie der Meere und Küsten“

MDI-DE - Marine Dateninfrastruktur Deutschland: Die Komponenten des Netzwerks am Beispiel des Infrastrukturknotens Schleswig-Holstein

Christoph Wosniok¹, Franziska Helbing², Jörn Kohlus² & Rainer Lehfeldt¹

Abstract

The requirements for interdisciplinary data evaluation are increasing constantly. Reasons lie in the growing complexity of recent questions concerning anthropogenic changes in marine ecosystems, global climate change and its resulting requirements on coastal and environmental protection. This development is driven by accruing legal demands for reporting, as for example the Marine Strategy Framework Directive. In parallel, the technical developments of the internet enable the establishment of complex data infrastructures. The Federal Ministry for Education and Research funds the development of the Marine Data Infrastructure in Germany (MDI-DE) as an approach to publish data from the marine domain and to meet these reporting requirements. Eleven authorities handling marine data are part of a distributed network, where each infrastructure node allocates its data and metadata via standardized web services. A central MDI-DE web portal enables searching, viewing and downloading of the available data. The joint infrastructure node of both project partners from the federal state of Schleswig Holstein serves as an example to demonstrate the characteristics, features and technical interfaces of such a node.

1 Motivation

Die Küstengebiete sind in der Regel weltweit und in Europa die am dichtesten besiedelten Räume, in denen ein großer Teil der Wirtschaftskraft angesiedelt ist. Dies gilt in den letzten Jahrzehnten nur eingeschränkt für die deutschen Küsten, die zu großen Teilen vor allem landwirtschaftlich und touristisch genutzt werden und an denen weite Gebiete als Naturressource unter Schutz stehen. Die wenigen wirtschaftlichen Schwerpunkte bilden räumlich begrenzte Hafenstandorte an den Unterläufen der Flüsse sowie einige Seehäfen.

Mit diesen intensiv genutzten Wirtschaftsräumen gehen Risiken und Belastungen einher: Schiffsunfälle einschließlich eines möglichen Tankerunfalls mit einer weiträumigen Ölverschmutzung, ein hoher Anteil der Luftverschmutzung durch die Schifffahrt in Hafenstädten, eine hohe Verkehrsbelastung des nahen Binnenraumes durch An- und Abtransport der Waren, immer neue Anforderungen zur Vertiefung der Fahrwasser – um nur einige zu nennen.

Aus dem Energiesektor ist vor allem die Ölgewinnung im Bereich der Mittelplate im schleswig-holsteinischen Wattenmeer bekannt. Weniger wahrgenommen wird das Risiko katastrophaler Einträge bei Unfällen auf den zahlreichen Gas- und Ölplattformen der Nordsee. Die Nebenwirkungen der großmaßstäbigen Produktion von Strom aus Windenergie im küstennahen Binnenland und zukünftig vor allem offshore sind noch schwer bestimmbar; Vogelschlag und Lärmbelastung werden untersucht, aber zu dieser neuen Industrie gehören auch Energieleitungen und Versorgungswirtschaft.

Auf der anderen Seite wird der größte Teil der Küste wirtschaftlich relevant vor allem durch den Tourismus genutzt, eine Wirtschaftsform die einerseits von den Risiken und Auswirkungen der zentralen Wirtschaftsräume belastet wird, andererseits hier ihr Marktpotential schöpft. Der Tourismus wiederum nutzt den ländlichen Raum und die Naturgebiete für sein Angebot. Das angrenzende küstennahe Meer steht zu großen Teilen als Nationalpark unter Schutz und an der Nordsee Weltnaturerbe. Dort gilt es ein erdweit einmaliges

¹ Bundesanstalt für Wasserbau, Hamburg

² Landesbetrieb für Küstenschutz, Nationalpark und Meeresschutz Schleswig-Holstein, Tönning

Naturgebiet zu schützen, den Erhalt der Arten und Lebensräume zu sichern und auch den Naturkräften Raum zu geben. Schutzgebiete entsprechend den Anforderungen von NATURA2000 reichen bis in die ausschließliche Wirtschaftszone (AWZ).

Nicht zuletzt haben Küstenschutz und Wasserwirtschaft unter der Kondition klimatischer Veränderungen für den Schutz von Investitionen und Menschen zu wirken. Die Intensität der Raumnutzung hat sich in den letzten fünfzehn Jahren in keiner größeren Region stärker verändert und entwickelt als entlang der Küste im Meeres- und Küstengebiet. Aus den neu gewachsenen Nutzungsansprüchen ergeben sich weitergehende Ansprüche an eine Raumplanung auch im Küsten- und Meeresbereich. Somit haben sich für Planungs- und Prüfverfahren viele neue Konfliktpotentiale ergeben. Auf europäischer Ebene wurde diese Problematik früh erkannt und zur Einführung eines Integrierten Küstenzonen Managements (IKZM / engl. ICZM) in den Mitgliedsstaaten aufgefordert (EU 2002). In Deutschland beispielsweise haben - nach Schwierigkeiten der Koordination beim Unglück des von einer italienischen Reederei betriebenen Frachters Pallas - Bund und Länder für den Fall von Schiffs- und Ölunfällen das gemeinsame Havariekommando gegründet.

In Deutschland sind die Aufgaben zur Bereitstellung von Informationen als Handlungsgrundlage fachlich weit gestreut und über die föderalen Einrichtungen verteilt. So werden Daten über den Schiffsverkehr von Bundesbehörden zusammengetragen. Für die Umweltdaten jenseits der ausschließlichen Wirtschaftszone (AWZ) sind vor allem die Bundesländer zuständig, in der AWZ wirkt eine Behörde des Bundesumweltministers. Der Ausbau von Häfen und Fahrrinnen ist sowohl Thema für Wasserbau- wie auch für Umweltbehörden in Bund und Ländern.

Mit dem Ziel zumindest einen zentralen Einstieg bei der Suche nach Daten mit Meeresbezug anzubieten startete 2000 das Metadatenetzwerk NOKIS (Nord- und Ostsee Küsteninformationssystem) (Kohlus & Heidmann 2004). Parallel zur Entwicklung des Metadatenstandards ISO 19115 wurden ein Küstendatenprofil für Metadaten (Lehfeldt et al. 2008) und ein Editor entwickelt, der die Nutzerbelange bei den datenhaltenden Einrichtungen berücksichtigte (Lehfeldt et al. 2006). Seitdem sind Metadaten zu Küstendaten über eine zentrale Anlaufstelle erreichbar. Erste Möglichkeiten ausgehend von den Metadaten auch auf Daten zuzugreifen sowie die Definition von Diensten wurden implementiert.

Es sind nicht nur die Raumnutzungskonflikte sondern auch die Anforderungen des europäischen Umweltberichtswesens, die die Entwicklung von Netzwerken zur intersektoralen Bereitstellung von Geoinformation forcieren (Kohlus et al. 2009). Getrieben von INSPIRE (Infrastructure for Spatial Information in Europe) und den Anforderungen für das europäische Umweltberichtswesen werden in ganz Europa Geodateninfrastrukturen aufgebaut. Mit der Verabschiedung der Meeresstrategie-Rahmenrichtlinie (MSRL 2008) im Jahr 2008 durch die europäische Union und ihre sukzessive Umsetzung in den Mitgliedsstaaten (z. B. BMU 2011) wird die Nutzung der dienstebasierten Architektur von INSPIRE weiter im Berichtswesen festgeschrieben (MSRL 2008).

Das Hauptziel der Richtlinie ist es, einen Rahmen zu schaffen, innerhalb dessen die Mitgliedstaaten die notwendigen Maßnahmen ergreifen, um bis spätestens 2020 einen guten Zustand der Meeresumwelt zu erreichen oder zu erhalten. Vorgesehen sind dabei sechs Schritte der Umsetzung:

- Anfangsbewertung zur Erfassung des aktuellen Umweltzustands
- Beschreibung eines guten Umweltzustands
- Festlegung von Umweltzielen und dazu gehörenden Indikatoren
- Erstellung und Durchführung eines Überwachungsprogramms für die laufende Bewertung und regelmäßige Aktualisierung der Ziele der Richtlinie
- Erstellung eines Maßnahmenprogramms zur Erreichung oder Aufrechterhaltung eines guten Umweltzustands
- Praktische Umsetzung des Maßnahmenprogramms

Geeignete Verfahren und die Definitionen von Qualitätszielen sind noch in der Diskussion, während die Anfangsbewertung bereits 2012 zu liefern ist. Eine geeignete digitale Infrastruktur für das Berichtswesen aufzubauen ist Teil des geforderten Überwachungsprogrammes und muss nach dem Terminplan der MSRL bis zum 15. Juli 2014 als produktives System verfügbar sein. Auf diese Anforderung reagieren zu können wurde eine zentrale Motivation für die Entwicklung der Marinen Dateninfrastruktur Deutschland (MDI-DE).

Die Anforderungen aus der MSRL können als exemplarisch für die Abstimmung in einer übergreifenden technischen Infrastruktur, für semantische Probleme und organisatorische Maßnahmen angesehen werden. Begleitet von der Universität Rostock werden Szenarien aus dem Anhang 1 der MSRL als Aufgaben abgeleitet, anhand derer das Zusammenwirken im Netzwerk der MDI-DE erprobt und geprüft wird.

Entscheidende Aufgaben dabei sind die gemeinsame Nutzbarkeit von Datendiensten technisch aber auch inhaltlich sicher zu stellen, den Aufbau organisatorischer Strukturen anzugehen und die dauerhafte Bereitstellung von Ressourcen für die Infrastruktur einzuleiten. Am Beginn steht die Schaffung eines gemeinsamen technischen Rahmens basierend auf Standards und Konventionen. Entscheidend ist es, dass den kooperierenden Einrichtungen eine komfortable, finanzierbare und adaptierbare Möglichkeit zur Beteiligung an dem Netzwerk gegeben wird. Der Erfolg und der Bestand der Infrastruktur werden nicht zuletzt auch davon abhängen, ob sie von Einrichtungen akzeptiert und genutzt wird, die nicht am Projekt beteiligt sind.

2 Rahmenbedingungen

Das BMBF fördert von 2010 bis 2013 den Aufbau einer Marinen Dateninfrastruktur für Deutschland (MDI-DE). Insgesamt sind 11 Bundes- und Landesbehörden beteiligt, die für das Küsteningenieurwesen, den Küstengewässerschutz, den Meeresumweltschutz und den Meeresnaturschutz zuständig sind. Diese breite Verankerung bedeutet, dass die Infrastruktur nicht unabhängig von den beteiligten Einrichtungen realisiert werden kann. Das Projekt musste von Beginn an in Einklang mit bestehenden Strukturen gebracht werden, um die lokalen Bedingungen und Verpflichtungen zu berücksichtigen.

Eine ähnliche Situation bestand auch für das Vorhaben NOKIS an dem bereits die meisten Partner der MDI-DE beteiligt waren. Zur Adaption der lokalen Umgebung an die NOKIS Infrastrukturen und zur Zusammenarbeit in einem verteilten Datenbestand wurde ein Konzept für kaskadierbare Infrastrukturknoten entwickelt (Kohlus et al. 2008). Das Vorhaben Marine Dateninfrastruktur verbindet die bei einigen Partnern weiter entwickelten Infrastrukturknoten von NOKIS mit einer Architektur der Dienste, wie sie bei der Geodateninfrastruktur des Bundesamtes für Seeschifffahrt und Hydrographie (BSH) realisiert wurde. Die Geodateninfrastruktur des BSH (Melles & Soetje 2007) wird dabei vorwiegend für zentrale Dienste und zur Unterstützung des gemeinsamen Portals der Partner der MDI-DE Eingang haben.

Fast alle Partner der MDI-DE haben Verpflichtungen im Rahmen der europäischen Umweltberichtserstattung bzw. den zugeordneten nationalen Strukturen. Während die MDI-DE auf die Abbildung der föderativen Gliederung verzichtet und eine durchgängige Struktur für die deutsche Küstenzone entwickelt, bilden die entsprechend der Umweltrichtlinie INSPIRE von der Landesvermessung aufgebauten Geodateninfrastrukturen die föderale Struktur ab. Analog dazu obliegt es den beteiligten Bundesbehörden BSH, Bundesanstalt für Wasserbau (BAW) und dem Bundesamt für Naturschutz (BfN) die für INSPIRE zu liefernden Themen direkt für die Geodateninfrastruktur Deutschland (GDI-DE) bereitzustellen. Die Landesbehörden hingegen haben Metadaten und Dienste auch innerhalb der Geodateninfrastrukturen des jeweiligen Bundeslandes zur Verfügung zu stellen.

Die Rolle der zentralen Instanz der MDI-DE ist, neben dem Angebot eines Portals zu den Daten aller Partner, die Datenbereitstellung entsprechend der Vorgaben nach INSPIRE. Zielsysteme sind damit die GDI-DE mit dem Geoportal.Bund sowie das zentrale Portal für Umweltinformationen und für den Nachweis von Daten nach dem Umweltinformationsgesetz das behördliche Umweltinformationssystem PortalU. Die Infrastrukturknoten der Landesbehörden stellen ihre Daten dem Portal für diese Aufgaben zur Verfügung. Die Infrastrukturknoten ermöglichen es den Partnern darüber hinaus weitere Verpflichtungen und Aufgaben jenseits der MDI-DE wahr zu nehmen, von der Datenbereitstellung im Rahmen von Informationspflichten und Projekten, als Dienstleistung bis zur öffentlichen Information (Kohlus et al. 2011). Damit können die Knoten in die bestehenden Arbeitsprozesse eingebunden werden.

Die marinen Daten der Partner werden im Rahmen anderer Berichts- und Informationspflichten über die MDI-DE gebündelt und bereitgehalten. Hiermit nimmt die MDI-DE Aufgaben zur Datenbereitstellung aus dem Bereich des Bund/Länder-Messprogramms (BLMP) wahr. Datenlieferungen z. B. im Rahmen der Verpflichtungen für OSPAR (Oslo and Paris Convention), an den ICES (International Council for the Exploration of the Sea) oder HELCOM (Helsinki Commission) erfolgen über komplizierte Datenflüsse und auch noch nicht nach modernen Verfahren wie sie INSPIRE definiert. Die Zulieferung im Rahmen der Berichtspflichten für die Wasserrahmenrichtlinie (WRRL 2000) und Hochwasserrahmenrichtlinie (HWRL 2007) erfolgt an das System WISE (Water Information System for Europe). Hierfür sind die Daten nach vorgegebenen Schemata über die deutsche Kopfstelle WasserBLiCk abzugeben. Auch bei der Bereitstellung von Daten für die MSRL soll der WasserBLiCk eingebunden werden (Lehfeldt & Melles 2011).

Letztlich bilden auch der Entwicklungsgrad und die Akzeptanz von technischen Standards eine Rahmenbedingung für das Vorhaben, denn Standardisierung ist eine zentrale Grundlage für die Verknüpfung der Systeme der Partner in einer Infrastruktur. Einige Verfahren sind von der International Organization

for Standardization (ISO) normiert, andere sind akzeptierte Einigungen im Rahmen des Open Geospatial Consortium (OGC) und werden im Rahmen von INSPIRE erfolgreich genutzt. Andere benötigte Verfahren sind nicht vollständig standardisiert oder ihre Implementierung ist noch unzuverlässig, mit der Folge von Inkompatibilitäten und eingeschränkter Funktionalität. Einige Komponenten benötigen Anpassung an die Verwendung im marinen Raum, wie z. B. beim Gazetteer-Service (Kohlus 2009) oder dem Metadatenprofil für Küstendaten.

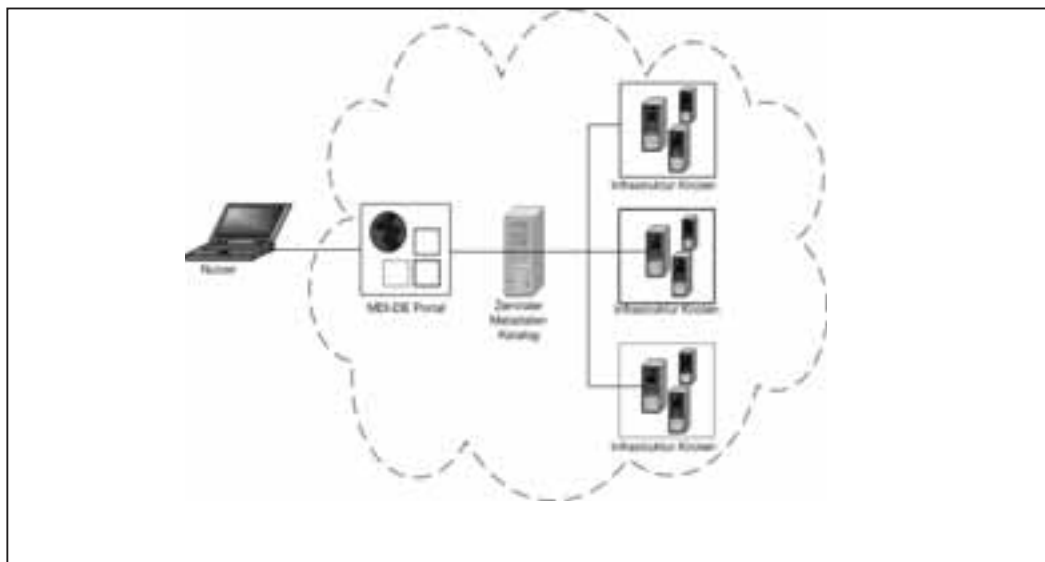


Abb. 1: Schematische Ansicht der MDI-DE Architektur (Lehfeldt et al. 2011, verändert).

3 Aufbau und Elemente der Dateninfrastruktur

Die MDI-DE wird durch ein Netzwerk aus den Datenknoten der Partner, den sogenannten Infrastrukturknoten, gebildet. Dabei orientiert sich das Netzwerk an dem klassischen Aufbau einer Geodateninfrastruktur (Rajabifard & Williamson 2001): Die Datenbestände in den Infrastrukturknoten werden standardisiert in Form von Webdiensten bereitgestellt und in einem zentralen Portal der MDI-DE präsentiert. Metadaten beschreiben die Daten und Dienste, weisen ihre Herkunft und Qualität nach und machen sie recherchierbar, auch können sie für die Verknüpfung von beiden genutzt werden. Das MDI-DE Portal wird so der gemeinsame Einstiegspunkt zu den verteilten Daten und Informationen der deutschen Küstenzone und der angrenzenden Meeresgebiete.

Abb. 1 zeigt schematisch den Aufbau der MDI-DE. Als verteilte Datenstruktur werden die Fachdaten an den einzelnen Infrastrukturknoten gehalten und nicht an zentraler Stelle gespeichert. Die angeschlossenen Partner bereiten ihre Datenbestände vor Ort für die Veröffentlichung auf. Hierbei wird individuell auf die unterschiedlichen Voraussetzungen der Partner eingegangen. Prinzipiell heißt dies, dass die vorliegenden Daten einem Webserver übergeben werden, welcher diese dann als Webdienste bereitstellt. In der Regel werden hierfür die Daten in eine Datenbank transferiert, auf welche der Webserver dann zugreift. Der Webserver muss in der Lage sein, diese Datenbank zu lesen und die Daten als standardisierte Webdienste weiterzugeben. Die Wahl der Softwareprodukte ist dabei den Partneereinrichtungen überlassen, es existieren beispielsweise Lösungen auf Open Source Basis mit einer PostgreSQL Datenbank und einem GeoServer, aber auch kommerzielle Produkte wie disy Cadenza oder der ArcGIS Server werden in Verbindung mit verschiedenen Datenbanken verwendet.

Voraussetzung für diese Wahlfreiheit der Software bildet die Einhaltung von Standards in der Kommunikation der Dateninfrastruktur. Standardisierte OGC Webdienste bilden die Verbindungen zwischen den verteilten Fachdatenbeständen und dem Portal. Die wichtigsten sind hierbei der Web Map Service (WMS), der Karten als georeferenzierte Bilder liefert, der Web Feature Service (WFS), der inhaltlich weiter auswertbare Daten zum Downloaden liefert sowie der Catalogue Web Service (CS-W) als Katalogservice zum Bereitstellen von Metadaten.

Eine weitere Aufgabe des Projekts ist die Zusammenführung der bereits bestehenden Systeme NOKIS und GDI-BSH. In der GDI-BSH werden Daten des BSH organisiert und zum Teil als Webdienste bereitgestellt. Damit wird ein großer Teil der topographischen und hydrographischen Bundesdaten aus dem Küstenbereich

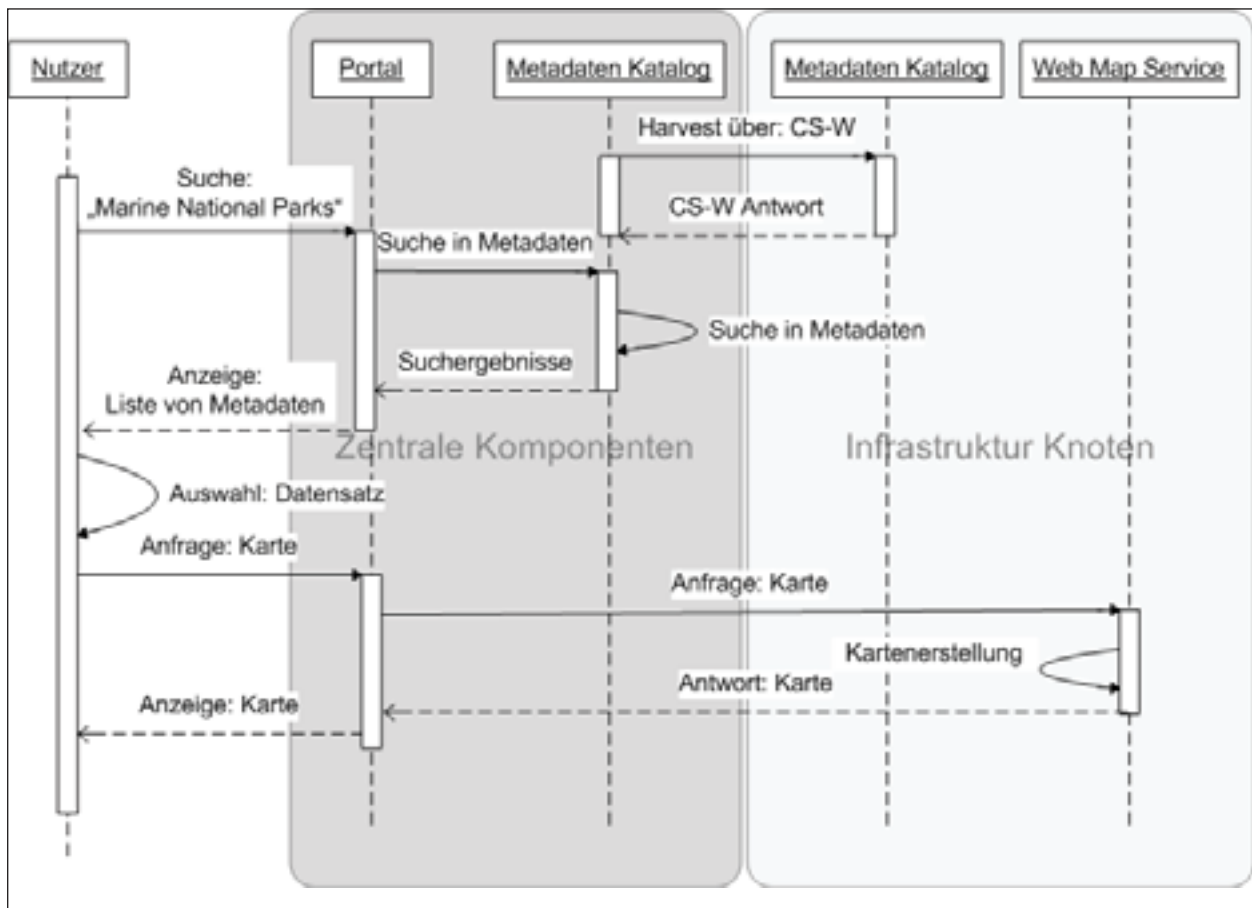


Abb. 2: Beispielhafter Datenfluss (Lehfeldt et al. 2011, verändert).

im Rahmen der MDI-DE integrierbar. Mit NOKIS verfügte die MDI-DE beim Start über einen Datengrundstock von etwa 8000 Metadatensätzen aus dem Gesamtspektrum biologischer, chemischer, hydrographischer, legislativer und z. T. auch sozioökonomischer Daten, die seit 2001 eingepflegt wurden. Diese Daten stammen von Projektpartnern, die auch jetzt wieder Teil des MDI-DE Projekts sind.

Interoperabilität, also das reibungslose Zusammenspiel zwischen verschiedenen Einheiten in der MDI-DE, ist auf mehreren Ebenen relevant für die Gesamtinfrastruktur. Neben dem Einsatz der genannten standardisierten Webdienste, gibt es ein gemeinsames Metadatenprofil aus dem Projekt für das Metadatenetzwerk NOKIS. Auf Basis des ISO 19115 „Geographic Information - Metadata“ wurde ein Metadatenprofil für die Küstenzone entwickelt (Lehfeldt et al 2008). Deutsche Bundes- und Landesbehörden mit dem Auftrag zum Schutz und zur Erhaltung der Küsten haben die relevanten Elemente identifiziert und so die Basis für eine umfassende Dokumentation von marinen Daten gelegt. Das Profil erweitert den ISO 19115 „recommended core“, also das von der ISO empfohlene Kernprofil, mit Elementen aus dem FGDC Küstenzonen Profil (Federal Geographic Data Committee, die Geodatenbehörde der USA) sowie eigenen Elementen. Dabei werden die Bedingungen für nationale und internationale Informationssysteme und Berichtspflichten erfüllt.

Die Datenbestände der Projektpartner werden so einem größeren Nutzerkreis zugänglich gemacht. Ein weiteres Element der Interoperabilität ist die Harmonisierung von Darstellungen. Bei der Zusammenführung von Daten unterschiedlicher Institutionen zum Beispiel im MDI-DE Portal ist also darauf zu achten, dass gleiche Parameter auf die gleiche Art und Weise in einer Karte dargestellt werden können. Schwieriger ist die Harmonisierung, wenn Messungen von Parametern regional abweichend vorgenommen werden und die Resultate nicht ohne Interpretation verknüpft werden können.

Die Dokumentation der Daten erfolgt zu einem großen Teil in dem ebenfalls in den NOKIS Projekten entwickelten NOKIS Metadatenprofil mit dem NOKIS Metadateneditor als Werkzeug. Ein zentraler Metadatenkatalog wirkt als Sammelpunkt für die Metadatenkataloge der Datenknoten. Der zentrale Katalog fragt über die CS-W Schnittstelle in regelmäßigen Abständen den Stand der Metadaten bei den angeschlossenen Katalogen ab und aktualisiert den eigenen Bestand durch Hinzufügen, Updaten oder Löschen von einzelnen Metadatensätzen. Durch diesen sogenannten Harvestingprozess sind die Daten bei täglicher Durchführung tagesaktuell, was für die in der MDI-DE zurzeit vorgehaltenen Daten ausreichend ist. Das Harvestingintervall

kann zudem für jeden angeschlossenen Metadatenkatalog spezifisch eingerichtet und so optimal eingestellt werden. Wenn ein Nutzer eine Metadatenuche durchführt, hat dieses Vorgehen insbesondere Performanzvorteile gegenüber einem augenblicklichen Durchsuchen der angeschlossenen Kataloge.

Aus Nutzersicht soll sich der Zugang zu Daten möglichst einfach gestalten. An zentraler Stelle wird es zunächst eine Themensammlung von aktuell relevanten und oft gesuchten Inhalten geben. Daneben kann wie bei Internetsuchmaschinen üblich in einem Suchfeld ein beliebiger Text eingegeben werden. Die Suche kann eingegrenzt werden über die Angabe von einem Zeitraum und der Auswahl einer Bounding Box oder eines Polygons auf einer Karte. Ein Thesaurus und ein Gazetteerdienst unterstützen den Nutzer in der Auswahl von passenden Schlüsselwörtern zur Suche sowie in der Auswahl von Ortsnamen. Mit den angegebenen Kriterien werden daraufhin die Metadaten im zentralen Katalog durchsucht. Die Ergebnismetadaten verfügen über einen Link zu dem Dienst, oder auch mehreren Diensten, über die die angeforderten Daten bereitgestellt werden. In einer Kartenansicht des MDI-DE Portals können die ausgewählten Ergebnisse dann dargestellt werden oder auch in das eigene Desktop- oder Web- GIS integriert werden. Abb. 2 zeigt beispielhaft den Datenfluss.

4 Beispiel für einen lokalen Knoten – LKN und LLUR

Als Beispiel für einen lokale Datenknoten wird der von der Nationalparkverwaltung im LKN (Landesbetrieb für Küstenschutz, Nationalpark und Meeresschutz) und dem Dezernat Küstengewässer im LLUR (Landesamt für Landwirtschaft, Umwelt und ländliche Räume) gemeinsam betriebene Schleswig-Holstein Knoten entwickelt. Bereits im Projekt NOKIS wurde bei der Nationalparkverwaltung ein Knoten konzipiert. Dieser stellt neben Metadaten und Werkzeugen zu deren Erzeugung und Verwaltung, auch einen Präsentationsbereich für viele Informationen des Monitorings in bereits aufbereiteter Form mittels der Berichtssoftware Cadenza (im Folgenden nur als „Präsentationsbereich“ bezeichnet) bereit. Im Rahmen der MDI-DE wird das System nun weiterentwickelt und ausgebaut.

Eine zentrale Frage beim Aufbau eines gemeinsam von zwei Partnern genutzten Systems ist die Zusammenführung der zunächst getrennt voneinander vorliegenden Datenbestände. Dies betrifft sowohl die Metadaten als auch die Fachdaten. Zudem ist es erforderlich, Abfragen auf die lokalen Fachdatenbanken beider Einrichtungen zu transferieren, zusammenzuführen und Möglichkeiten für eine gemeinsame übergreifende Nutzung der Datenbestände zu implementieren. Bestehende Komponenten des gemeinsamen Knotens müssen hierfür angepasst und weiterentwickelt werden.

Die hier bereitgestellten Informationen dienen verschiedenen Zielen: sie sind nicht nur über die Infrastruktur der MDI-DE zu erschließen, sondern müssen ebenso für die Geodateninfrastruktur Schleswig-Holstein verfügbar sein. Das Netzwerk des trilateralen Monitorings (TMAP) der Nordseeanrainerstaaten ist zu bedienen und nicht zuletzt wird die Präsenz des Nationalparks Wattenmeer aus diesem System beliefert. Mithilfe standardisierter Dienste wird es möglich, die vorliegenden Fach- und Metadaten in den unterschiedlichen Systemen zu nutzen und mit weiteren Informationen zu verschneiden, sodass die Kombination der dargestellten Informationen der jeweiligen Fragestellung optimal angepasst werden kann.

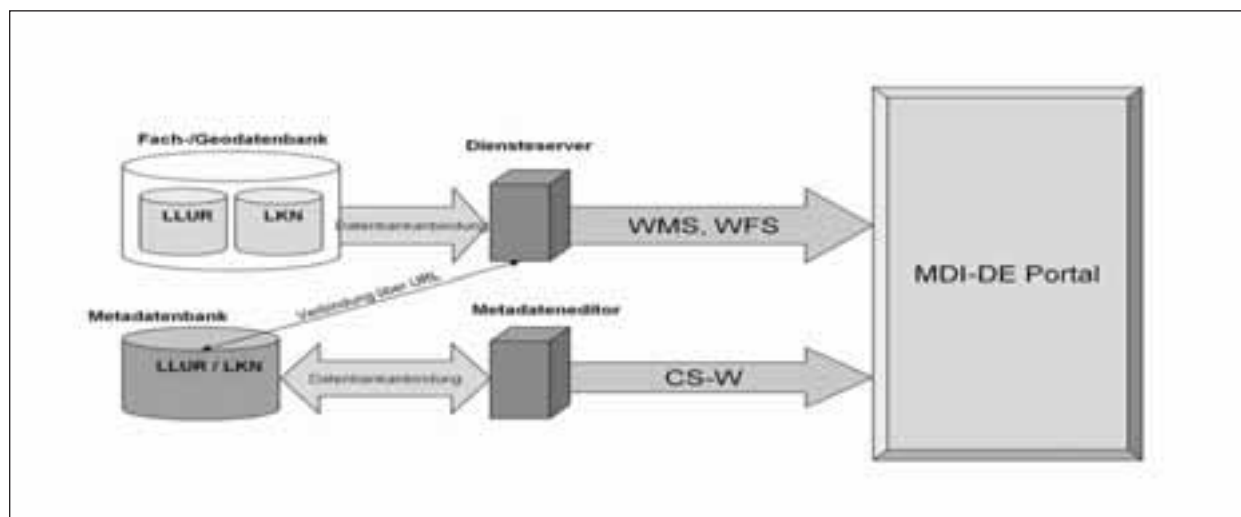


Abb. 3: Schematische Darstellung des schleswig-holsteinischen Infrastrukturknotens aus Sicht der MDI-DE.

Die Meta- sowie Geodatenbereitstellung für die MDI-DE gestaltet sich für das schleswig-holsteinische System wie folgt (siehe Abb. 3): In einer Geodatenbank sind die Schemata beider beteiligter Projektpartner LKN und LLUR vorhanden. Diese Datenbank ist über eine Schnittstelle mit einem Diensteserver verbunden, welcher die Daten aus der Datenbank abgreift und sie wiederum über eine standardisierte Schnittstelle (zunächst WMS und WFS) an das Portal der MDI-DE liefert. In einer Metadatenbank werden die Metadaten beider Projektpartner gehalten. Diese ist an einen Metadateneditor angebinden, welcher sowohl recherchierende wie auch schreibende Komponente ist. Die Weitergabe der Metadaten an das MDI-DE Portal geschieht per standardisierter CS-W Schnittstelle. Um nach einer Metadatenrecherche an die zugehörigen Fachdaten zu gelangen, bietet das NOKIS Metadatenprofil die Möglichkeit, eine URL zu den betroffenen Diensten zu hinterlegen. Der Aufbau der Dienste für die einzelnen Fachdaten wird sukzessive betrieben und die zugehörigen URLs werden, sobald diese bereitstehen, in den entsprechenden Metadaten hinterlegt.

Mit dem schleswig-holsteinischen Infrastrukturknoten sollen auch die anderen Zielsysteme wie das schleswig-holsteinische Metainformationssystem SH-MIS, der eigene Präsentationsbereich des Infrastrukturknotens oder TMAP bedient werden. Daher gibt es noch weitere Komponenten und Verbindungen, welche für das schleswig-holsteinische System eine wichtige Rolle spielen. Über das Internet ist es jedem Anwender möglich, auf das Berichtssystem des schleswig-holsteinischen Infrastrukturknotens zuzugreifen. Technisch betrachtet, greift diese Oberfläche jedoch nicht per Webservices auf die eigene Datenbank zu, sondern besitzt eine direkte Anbindung an diese. Zusätzlich können auch Daten per Webservice in die Oberfläche integriert werden; eigene Dienste wie auch solche anderer Anbieter, welche die entsprechenden Standards erfüllen (siehe Abb. 4).

Der schleswig-holsteinische Infrastrukturknoten arbeitet sowohl mit kommerzieller Software wie auch mit Open Source Produkten. Die Geodaten werden in einer Oracle Datenbank vorgehalten, auf die mittels des GeoServers als Diensteserver zugegriffen wird. Die Metadaten liegen in einer PostgreSQL Datenbank, die aus dem Metadatenprofil generiert wird und in der mittels des NOKIS Metadateneditors nach Datenbeständen recherchiert werden kann. Der Präsentationsbereich wurde mit Cadenza umgesetzt. Zusätzlich gibt es eine PostGIS Datenbank, die für die Entwicklung des Küstengazetteers genutzt wird (s.u.).

Um den Anforderungen der harmonisierten Darstellung und der Zusammenführung der Daten im MDI-Portal gerecht zu werden, müssen die per Webdienst bereitgestellten Daten in einer vereinbarten Struktur übermittelt werden. Die Umformung nach im Projekt erarbeiteten Konventionen geschieht bereits in der Datenbank. Spaltennamen und -inhalte werden so formatiert, dass sie mit den Daten anderer Institutionen kombiniert und zusammengeführt werden können. Die erste Umsetzung einer Datenharmonisierung geschah

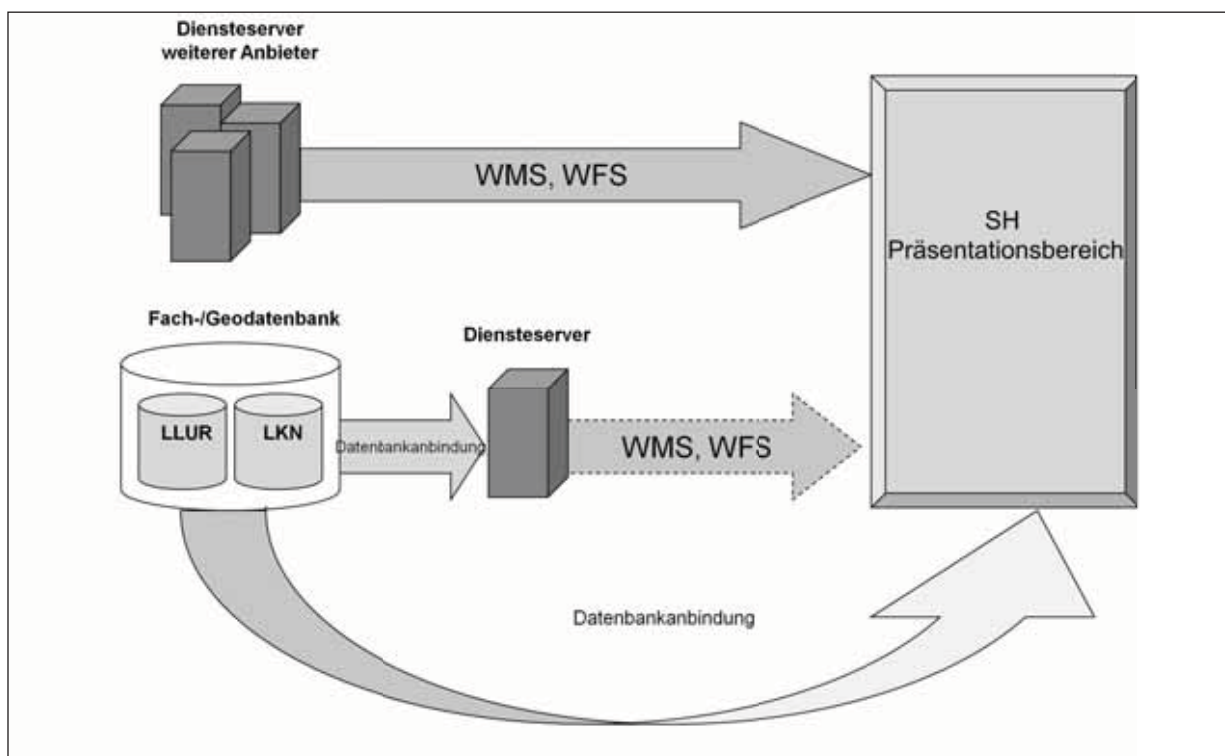


Abb. 4: Fachdatenlieferung an den schleswig-holsteinischen Präsentationsbereich.

bisher anhand des Deskriptors 5 (Eutrophierung) der MSRL (Anhang 1). Nachdem betroffene Daten identifiziert waren, wurden die Datenspezifikationen für alle Beteiligten von der Arbeitsgruppe MSRL erarbeitet. Hierbei zeigte sich, dass eine übergreifende Datenharmonisierung ein langwieriger Prozess ist, bei dem es zahlreiche Faktoren zu beachten gilt.

Mit dem SH-Portal bietet der schleswig-holsteinische Infrastrukturknoten seinen Nutzern einen direkten Zugriff auf seine Datenbank. Je nach Nutzerrechten (eingeloggt / nicht eingeloggt; öffentlicher Nutzer / Behörde) haben sie Zugriff auf die entsprechenden Datenbestände und Werkzeuge. Mittels der nutzerfreundlichen Oberfläche sind Datenbankabfragen ohne Programmierkenntnisse möglich und können über einfache Auswahlmenüs umgesetzt werden.

Einige Fachdaten wurden bereits aufbereitet und sind in Form von Kartenmaterial abrufbar (siehe Abb. 5). Hierbei findet im Hintergrund eine vordefinierte Abfrage auf die Datenbank statt, welche mittels zuvor festgelegter Darstellungsregeln („Styles“) dann auf eine Kartenansicht übertragen wird. Ebenfalls ist es möglich, eingebundenen Webdiensten anderer Anbieter eine Darstellungsregel zuzuordnen und die Daten so in der gewünschten Art und Weise zu veranschaulichen. Die Metadaten zu den im Präsentationsbereich dargestellten Fachdaten kann sich der Nutzer wiederum per Klick auf einen Infobutton anzeigen lassen (siehe Abb. 6). Allerdings basiert diese Funktionalität derzeit auf einer proprietären Lösung, welche Eingriffe in die im Hintergrund stehenden Steuerungsdateien erfordert. Eine automatisierte Verknüpfung ist aufgrund fehlender Tools noch nicht möglich und bedarf einer Weiterentwicklung des Systems.

Neben den Komponenten zur Fach- und Metadatenhaltung, Dienstbereitstellung und Darstellung wird am schleswig-holsteinischen Infrastrukturknoten ein Gazetteer für den Küstenraum entwickelt, mit welchem zum Beispiel auch die Suche nach Informationen im Metadatenystem mittels Ortsnamen unterstützt wird (Kohlus 2009). Das bereits im NOKIS Projekt entworfene Datenmodell und die innerhalb verschiedener Testgebiete aufgenommenen Daten wurden weiter modifiziert, um eine optimale Anpassung an die Ansprüche des hochdynamischen Küstenbereichs zu erreichen. Neben der erwähnten PostGIS Datenbank wird für das System ebenfalls der GeoServer zur Bereitstellung der Daten als Dienst genutzt. Zusätzlich wird auf dem Knoten eine Weboberfläche angeboten, mit welcher der Dienst angefragt werden kann.

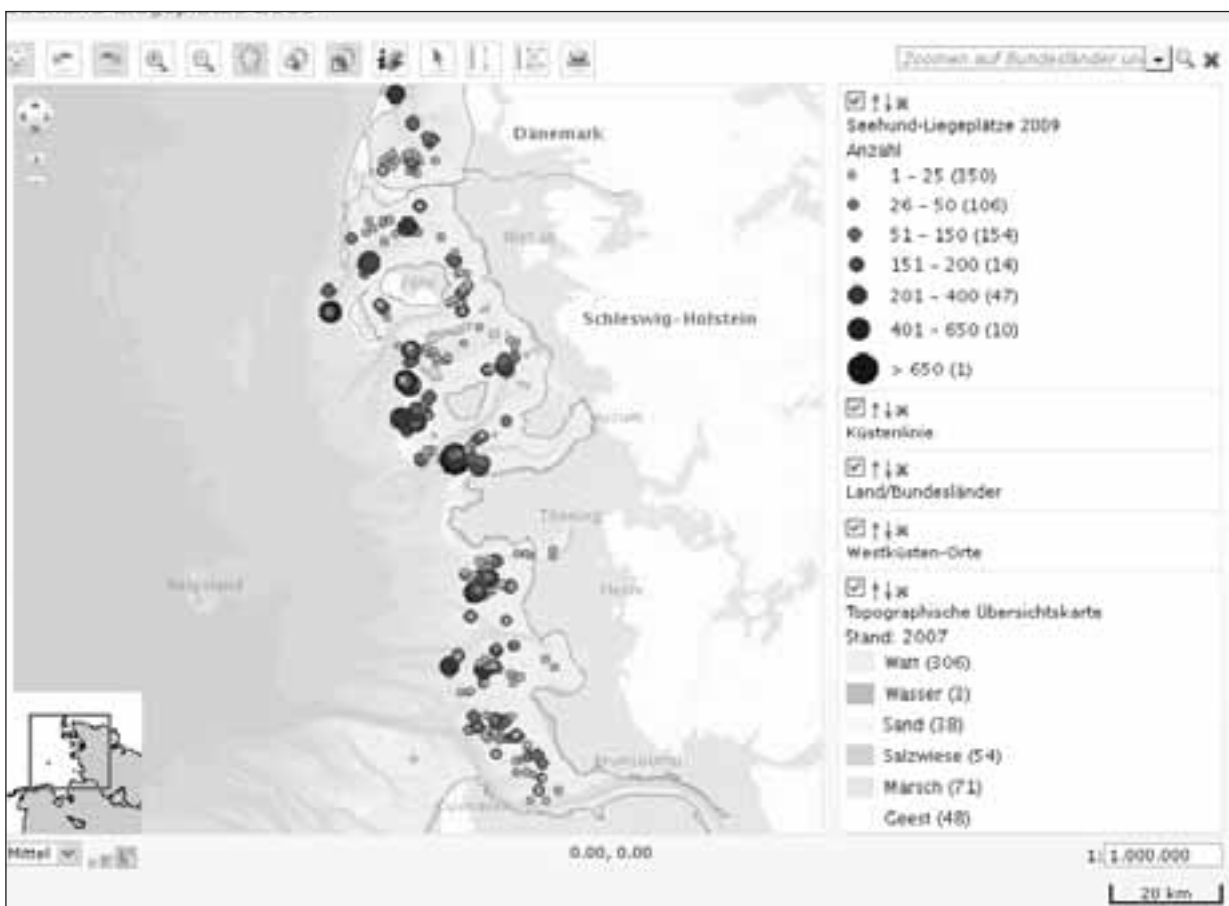


Abb. 5: Aufbereitete Datenbankinhalte im schleswig-holsteinischen Präsentationsbereich.

Die Zusammenführung der Datenbestände stellt die Behörden nicht nur vor eine technische Herausforderung, sondern es müssen auch administrative Grenzen überwunden werden. Die beiden beteiligten schleswig-holsteinischen Behörden sind dem Ministerium für Landwirtschaft, Umwelt und ländliche Räume (MLUR) untergeordnet, welches personell im Lenkungsgremium des Projekts MDI-DE vertreten ist. Das Lenkungsgremium kann koordinierend eingreifen und die Weichen für ein gemeinsames Vorgehen stellen.

Eine weitere Herausforderung, die sich vor allem im Rahmen der INSPIRE Richtlinie stellt, ist die Gewährleistung gewisser Performanzansprüche. So fordert INSPIRE eine Antwort auf Suchanfragen nach höchstens 3 Sekunden (INSPIRE 2009). Diese können von dem bestehenden System noch nicht bewältigt werden. Ob jeder Infrastrukturknoten der MDI-DE tatsächlich diesen Performanzansprüchen gerecht werden muss oder ob hierfür andere Lösungsstrategien (wie im Fall der Metadaten z.B. ein Harvestingprozess) genutzt werden, gilt es im Rahmen des Projektes ebenfalls zu untersuchen.

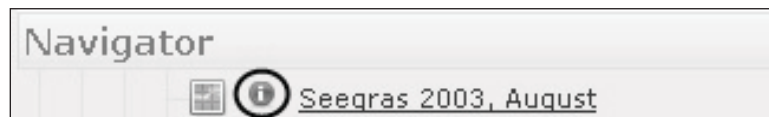


Abb. 6: Verweis zu den Metadaten.

5 Zukünftige Aufgaben und Erweiterbarkeit

Die steigenden Anforderungen an themenübergreifende Datenauswertungen fordern von den beteiligten Akteuren effiziente Datenhaltung und unkomplizierte Wege zum Datenaustausch. Vorangetrieben von den technischen Entwicklungen im Geoinformationssektor bieten sich den Akteuren im Rahmen von verteilten Systemen, welche über standardisierte Schnittstellen miteinander kommunizieren können, vielversprechende Möglichkeiten. Wichtig ist es hierbei, auf nachhaltige Lösungen zu bauen, welche eine möglichst hohe Kompatibilität mit anderen Systemen und die Möglichkeit der Weiterentwicklung bieten. Mit dem Einhalten international anerkannter Standards versucht die MDI-DE diesem Anspruch technisch gerecht zu werden. Durch die Verwendung von Webservices, die es dem Anwender ermöglichen, auf die Daten der Anbieter zuzugreifen, ist dem inhaltlichen Ausbau keine Grenze gesetzt. So sollen über das MDI-DE Portal nicht nur die Daten der im Küstenraum aktiven Behörden zu finden sein es sind bereits im Rahmen der Beantragung Forschungseinrichtungen und weitere Einrichtungen angesprochen und benannt worden, denen die Möglichkeit und Unterstützung zur Beteiligung an der MDI-DE zu geben ist. Die Fähigkeit zur Kooperation und die Einbindung von potentiellen Partnern aus dem Küstenraum wird die Relevanz der MDI-DE zukünftig mitbestimmen.

6 Literatur- und Quellenverzeichnis

- BMU; Bundesministerium für Umwelt, Naturschutz und Reaktorsicherheit (2011): Bekanntmachung zur Beteiligung der Öffentlichkeit im Rahmen der Meeresstrategie-Rahmenrichtlinie vor der Berichterstattung an die Europäische Kommission vom 14. Oktober 2011. In: Bundesanzeiger, Okt. 2011.
- EU; Europäisches Parlament und der Rat der Europäischen Gemeinschaft (Hrsg.) (2002): Empfehlung 2002/413/EG des Europäischen Parlaments und des Rates vom 30. Mai 2002 zur Umsetzung einer Strategie für ein Integriertes Management der Küstengebiete in Europa, Abl. EG , L 148/24.
- HWRL (2007): Richtlinie 2007/60/EG des Europäischen Parlaments und des Rates vom 23. Oktober 2007 über die Bewertung und das Management von Hochwasserrisiken.
- INSPIRE (2009): Verordnung (EG) Nr. 976/2009 der Kommission vom 19. Oktober 2009 zur Durchführung der Richtlinie 2007/2/EG des Europäischen Parlaments und des Rates hinsichtlich der Netzdienste.
- Kohlus, J. (2009): Ein Gazetteer für die deutsche Küste. Marburger Geographische Schriften, Heft 145, S. 50-65.
- Kohlus, J., H.-C. Reimers & B. Diederichs (2011): Überlegungen zu einem prototypischen Knoten der Marinen Dateninfrastruktur Deutschland. In: Traub, K.-P., Kohlus, J. & T. Lüllwitz (Hrsg.): Geoinformationen für die Küstenzone. Band 3. Norden, Halmstad, S. 117-126.

- Kohlus, J., B. Diederichs, W. Kazakos & C. Heidmann (2009): Von den Metadaten zum Bericht. In: Traub, K.-P., J. Kohlus & T. Lüllwitz (Hrsg.): Geoinformationen für die Küstenzone - Band 2. Beiträge des 2. Hamburger Symposiums zur Küstenzone und Beiträge des 7. Strategie-Workshops zur Nutzung der Fernerkundung im Bereich der BfG/Wasser- und Schifffahrtsverwaltung; S.137 - 152, Norden, Halmstad.
- Kohlus, J., B. Diederichs & K. Eskildsen (2008): Aufbau einer Dateninfrastruktur für Monitoring und Berichtswesen am Nationalparkamt. Beitrag zum Workshop 2007 der GI-Fachgruppe 4.6.1 Informatik im Umweltschutz der Gesellschaft für Informatik e.V.. UBA Schriftenreihe 07/2008, 12 Seiten.
- Kohlus, J. & C. Heidmann (2004): NOKIS Nord- und Ostsee Informationssystem. In: Schernewski, G. & Doch, T. (Hrsg.): Geographie der Meere und Küsten. Coastline Report 1(2004), ISSN 0928-2734, S. 239-248.
- Lehfeldt, R. & J. Melles (2011): Die Marine Dateninfrastruktur Deutschland- MDI-DE. In: Traub, K.-P., Kohlus, J. & T. Lüllwitz (Hrsg.): Geoinformationen für die Küstenzone. Band 3. Norden, Halmstad, S. 107-116.
- Lehfeldt, R., Melles, J., Bauer, M. (2011): Concept and Implementation of the German Marine Data Infrastructure. In: Proceedings of CoastGIS 2011, Oostende, NL. (in Druck)
- Lehfeldt, R., Reimers, H.-C., Kohlus, J., Sellerhoff, F. (2008): A Network of Metadata and Web Services for Integrated Coastal Zone Management, COPEDEC VII, Dubai, Cyberproceedings, paper 207. 11 Seiten.
- Lehfeldt, R., C. Heidmann, H-C. Reimers, J. Kohlus & M. von Weber (2006): NOKIS - Nord- und Ostsee Küsteninformationssystem - Netzwerk der Metadaten. In: Traub, K.-P. & J. Kohlus (Hrsg.): GIS im Küstenzonenmanagement. S. 150 - 160.
- Melles, J. & K. C. Soetje (2007): Die GDI-BSH und das Nautisch-Hydrographische Informationssystem (NAUTHIS). In: Traub, K.-P. & J. Kohlus (Hrsg.): Geoinformationen für die Küstenzone - Beiträge des 1. Hamburger Symposiums zur Küstenzone; Heidelberg, S. 118 - 124.
- MSRL (2008): Richtlinie 2008/56/EG des Europäischen Parlaments und des Rates vom 15. Juli 2008 zur Schaffung eines Ordnungsrahmens für Maßnahmen der Gemeinschaft im Bereich der Meeresumwelt (Meeresstrategie-Rahmenrichtlinie). Amtsblatt der Europäischen Union, L 164/19-40.
- Rajabifard, A. & I. P. Williamson (2001): Spatial Data Infrastructures: Concept, SDI Hierarchy, and Future Directions. In: Suitability of Internet Technologies for Access, Transmission and Updating Digital Cadastral Databases on the Web. Proceedings of AURISA 97.
- WRR (2000): Richtlinie 2000/60/EG des Europäischen Parlaments und des Rates vom 23. Oktober 2000 zur Schaffung eines Ordnungsrahmens für Maßnahmen der Gemeinschaft im Bereich Wasserpolitik.

Adresse

Christoph Wosniok
Bundesanstalt für Wasserbau, Dienststelle Hamburg
Wedeler Landstraße 157
22559 Hamburg
Christoph.Wosniok@baw.de

29. Jahrestagung des Arbeitskreises „Geographie der Meere und Küsten“

Coastal climate change and tourism – A project-based approach to work with regional stakeholders and discuss sector-relevant climate impacts and adaptive strategies

Susanne Schumacher¹, Inga Haller¹ & Nardine Stybel¹

Abstract

Coastal tourism is one of the most important economic sectors at the German Baltic coast. Due to its dependence on climate and natural resources it will be directly affected by climate change impacts. In the framework of three climate change adaptation projects, EUCC - The Coastal Union Germany works towards sensitising regional tourism stakeholders for climate change adaptation, initiating and strengthening corresponding networks, and developing adequate adaptation strategies and measures. The article offers an insight into the methodical approach of a six-stepped project-based stakeholder process and reflects an assortment of first experiences.

1 Introduction

At the German Baltic coast, tourism is one of the main industries with more than 7 million arrivals and more than 32 million overnight stays in 2010 (fig. 1). Though 2009 was the first year that could not continue the record of overnight stays, a positive trend during the last five years can still be detected. The number of arrivals constantly rose or at least maintained in 2010. Gross sales constitute 7.2 billion euro (3.7 billion in Mecklenburg-Western Pomerania and 3.5 billion in Schleswig-Holstein). The number of jobs tourism directly and indirectly offers also demonstrates the added value of this sector: 130.000 employees in Mecklenburg-Western Pomerania and 170.000 in Schleswig-Holstein.

One of the pillars coastal tourism relies on is the coastal ecosystem. Looking at the sector's socio-economic importance, it is obvious that intensive touristic activities also use natural resources such as freshwater or sand and stones as building material. By doing so, tourism sometimes even alters the coastal landscape. Due to the dependence on natural parameters, the direct (and indirect) sector-relevant impacts of climate change will be one of the challenges the sector will have to face in the future (tab. 1). To prepare and develop adaptation strategies in time, initiating a sustainable stakeholder process will be advantageous. This article gives an overview on the corresponding activities in relevant ongoing thematic projects that were conducted for or together with stakeholders to discuss climate impacts and initiate a dialogue as well as a movement towards adaptation approaches.

2 Method

2.1 The stakeholder work – a six-stepped process

Climate change adaptation projects such as BaltCICA (EU Baltic Sea Region Programme, 2009-2012), RADOST (BMBF, 2009-2014) and BaltADAPT (EU Baltic Sea Region Programme, 2010-2013) address regional stakeholders in the two German coastal federal states Schleswig-Holstein and Mecklenburg-Western Pomerania. Coastal tourism is one of the sectors the project work focuses on. Stakeholder activities aim at

¹ EUCC – The Coastal Union Germany

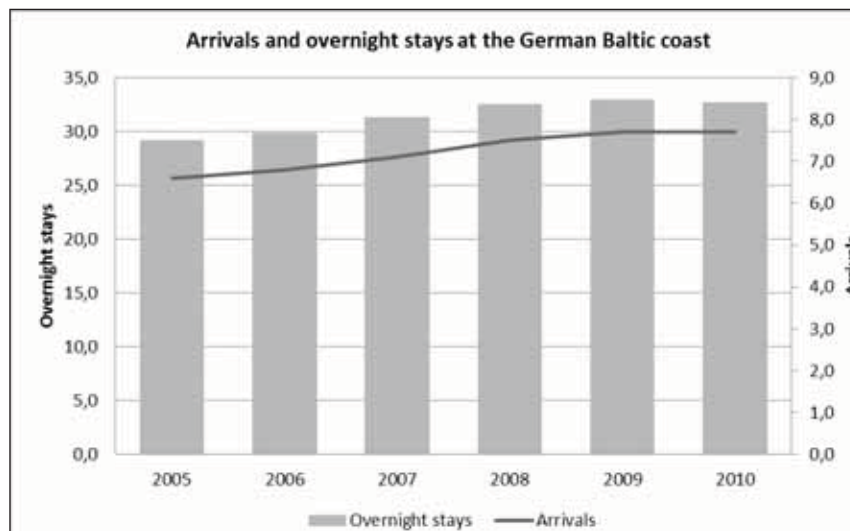


Figure 1: Tourism arrivals and overnight stays at the German Baltic coast (after Stat. LÄ 2011)

sensitizing relevant players and at developing sustainable adaptation approaches. For coastal tourism this refers to aspects such as coastal tourism development, beach management or water quality. ‘EUCC – The Coastal Union Germany’ is a non-profit organisation that contributes in these projects. The NGO is generally committed to further the sustainable development of the coastal zone and the sea and focuses on an exchange of information among stakeholders by bridging the gap between science and practice.

Beside a preceding general awareness for climate impacts on the German Baltic coast, adequate adaptation measures should be worked out conjointly with tourism stakeholders on a regional level. To direct project works towards this ambitious aim, a set of six process steps was developed (fig. 2).

At first, key stakeholders were identified and the organisational structure of the tourism sector along the German Baltic coast was analysed (step 1). For the following three steps, regional workshops seemed to be an adequate tool. The first workshop focused on problem recognition and vulnerability assessment (step 2). The second workshop dealt with adaptation ability appraisal (step 3). The third workshop aimed at cognising and discussing adaptation options (step 4). For the fifth process step, adaptation strategies and the implementation of adequate exemplary measures will be discussed conjointly (5). As a last step, implemented measures as well as the stakeholder process itself will be evaluated and if needed, platforms for further discussion will be provided (6).

2.2 Identification of stakeholders

To initiate the stakeholder process, stakeholders for the subsequent work steps were chosen from the coastal tourism sector based on the described socio-economic and ecological importance in the region (step 1). Inter-

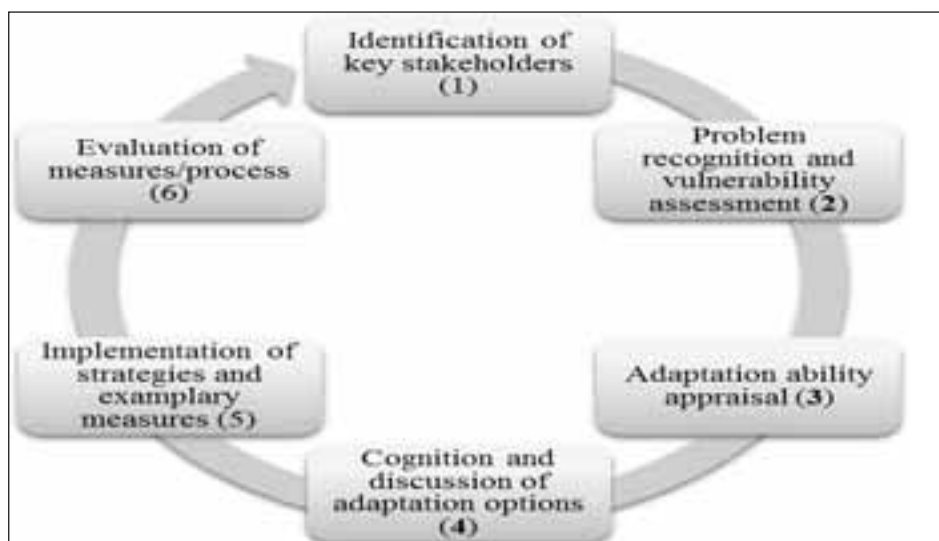


Figure 2: Iterative process steps of stakeholder involvement for the development of adaptation measures

views with key stakeholders were conducted, on the one hand to analyse the structure of coastal tourism (key players, relevant official documents) and on the other hand to gather information whether a perception of climate change or a need of climate change adaptation already existed. Furthermore, the survey should illustrate which communication channels could be used to inject information and measures for climate change adaptation into the sector. Results by Schumacher et al. (2010) showed a wide network of tourism players, connected via memberships and branch meetings, and linked with politics and media.

Impacts	Risks	Opportunities
Increase in air temperature	<ul style="list-style-type: none"> • heat stress • infectious diseases • costs for cooling systems • problems with traffic systems 	<ul style="list-style-type: none"> • extension of the tourist season • increasing number of tourist arrivals and overnight stays
Increase in coastal water temperature	<ul style="list-style-type: none"> • decline in water quality (harmful algae/virus/bacteria) • increased water turbidity • jellyfish frequency • increased beach wrack 	<ul style="list-style-type: none"> • extension of the bathing season
Change in precipitation patterns	<ul style="list-style-type: none"> • less availability of drinking water in peak season • risk of flooding in low season (infrastructure damages) • risk of forest fires in high season (loss of coastal protection function) 	<ul style="list-style-type: none"> • better outdoor weather conditions in peak season
Increase in storms & flooding	<ul style="list-style-type: none"> • coastal erosion (sand losses) • floods (infrastructure damages) • rising costs for insurances or loss of insurability • costs due to down periods 	<ul style="list-style-type: none"> • new innovative offers for low season (e.g. storm watching)
Sea level rise	<ul style="list-style-type: none"> • loss of beach area • salt water intrusions • threat for coastal protection forests 	
Change in coastal biodiversity	<ul style="list-style-type: none"> • threat for characteristic nature (loss of native species and coastal habitats, advance of invasive species) 	

Table 1: Positive and negative climate change impacts for the German Baltic coastal tourism (after Schumacher & Stybel 2009).

3 Results

3.1 Initial survey (step 1)

The outcome of the initial survey gave a first insight into the current knowledge basis within the sector. Climate change was perceived as potential threat, though sector specific impacts still seemed to be hard to imagine. Climate change was mostly associated with the reduction of CO₂ emissions. As a consequence, mainly mitigation activities had been communicated within the sector (Schumacher et al. 2010). Through a literature research, additional data about climate change impacts as well as arising risks and opportunities and already existing and on-going adaptation processes were gathered (see tab. 1 and Schumacher & Stybel 2009).

At first sight, for the tourism sector climate change impacts seem to appear rather positive: better weather conditions due to temperature increases and less summer precipitation, more summer tourists due to an increase of air and water temperature, and thus a resulting extension of the season. Still, closer analyses

showed also various risks for coastal tourism such as coastal erosion, potential shortages of fresh water or a decline of bathing water quality (tab. 1).

Within the stakeholder workshops, results of this analysis based on corresponding scientific project activities were presented and discussed (see also 3.2). Depending on the subsector and climate scenarios looked at, it became imaginable that some risks might outweigh the chances for future tourism, and that this prospect might require adaptive strategies.

3.2 Workshops as discussion platforms (steps 2-4)

For steps 2-4, a series of workshops for key stakeholders of coastal tourism associations, relevant ministries, regional planning associations, municipalities, non-profit organisations, and other relevant stakeholder was conducted. Scientific project partners of the above named projects contributed modelling results of parameter projections for water temperature, nutrients and water transparency. In addition, representatives of terminated climate change projects participated in the workshops and presented their experiences with stakeholder processes as well as their approaches for tools and measures regarding adaptation.

Workshop I:

Baltic tourism in times of climate change – consequences and adaptation strategies

In October 2009, a first workshop was embedded in the two-day conference „Coastal management & climate change: status quo” in Rostock-Warnemünde, Germany. Aimed at problem recognition and vulnerability assessment, scientific lectures as well as best-practice examples (e. g. topic tours, public bike rental system, beach wrack) were presented as state of knowledge. Further, risks and chances of regional climate impacts as well as the initial conclusions for German coastal tourism were given. The final discussion showed an existing perception of climate change although a lack of distinction between mitigation and adaptation was evident. All in all, the stakeholders were interested in further information about concrete regional climate impacts and adaptation possibilities. The workshop contributed to the exchange of information and the build-up of a network.

Workshop II:

Tourism and beach management

In March 2010, a second workshop took place within the first RADOST annual project conference in Schwerin. EUCC-D acts as responsible partner for the focus topic ‘tourism’ within this national climate change adaptation project. To induce adaptation ability appraisal, relevant aspects of the first workshop regarding potential regional climate change adaptation strategies were presented by practitioners. Current developments of sustainable mobility with bikes and e-bikes as well as possibilities for beach concepts on a municipality level were discussed. Especially the question on how to handle and dispose beach wrack (sea grass and macro algae washed ashore) was subject of a controversial discussion based on the presentation of possible concepts and technical test runs. The workshop again served as platform for an exchange of knowledge between science and praxis upon relevant aspects and questions for the regional sector.

Workshop III:

Coastal areas and climate change - a future conflict between tourism, coastal protection and nature conservation?

In March 2011, a third workshop took place in Hamburg within the conference „Regional Conference on Climate Adaptation in Coastal Areas“. The workshop was organised interdisciplinary by project partners of different subjects such as natural science, socio-economy, coastal protection, nature conservation and renewable energies. Potential scenarios for these subjects were presented in a sector-relevant approach. At the beginning of the workshop, the participant’s vision for German coastal tourism in 2050 was requested as a basis for later discussion. First adaptation options were cognised and discussed. Recommended procedures were: a cross-sectoral conflict communication of aims and interests as well as a cross-sectoral coordination of measures. Additional information and dissemination about climate change knowledge was as much required as financing options for adaptation, and the parallel involvement of mitigation measures. A questionnaire retrieved the participants’ prioritisation of proposed adaptation options. As concluding element, existing picture postcards with climate change motives had to be written from the perspective of 2050 to capture the participants’ altered visions of a tourist destination 2050.

4 Experiences

4.1 Stakeholders' perception

At the beginning of the process, stakeholders of the tourism sector, even though showing interest in the subject and using climate protection (mitigation) as a marketing instrument, overall co-operated moderately. Interviews showed that other future challenges such as demographic change, day-to-day business competition, and the available income seemed to be considered more important. Even though this perception changed over time, climate change has still various competitors within the field of future challenges (fig. 3).

Yet, in the course of the stakeholder process it could be achieved that the necessity to also adapt to potential impacts of climate change is now perceived as part of the collective future challenges to be faced. This can be seen as a crucial element for the development of adaptation strategies and exemplary measures. To further illustrate the projected impacts and become more practical in terms of possible adaptation measures, workshop III used a questionnaire with given adaptation options under various future scenarios for the German Baltic tourism in 2050. The multiple-choice approach offered several exemplary measures in relation to a given possible future impact scenario. Besides being illustrative, the intention of this scenario instrument was to find out about the individual prioritisation and appraisal of possible adaptation measures. The results (see figure 4.1 - 4.5) reflected a perceived need and prioritisation for information dissemination and sustainable developments and will be used as input for the design of future stakeholder workshops and questionnaires.

To collect more sector relevant information and to optimise and tailor further workshops to stakeholder demands, two further surveys were conducted: a questionnaire addressed regional beach tourists and aimed at finding out about their perception of regional coastal areas in times of climate change. Expert interviews with tourism professionals assessed the sector's perception of the significance of climate adaptation and its current relevance for strategic planning. Detailed results for both surveys are to be found in the web journal Coastline WEB, issued by EUCC Germany.

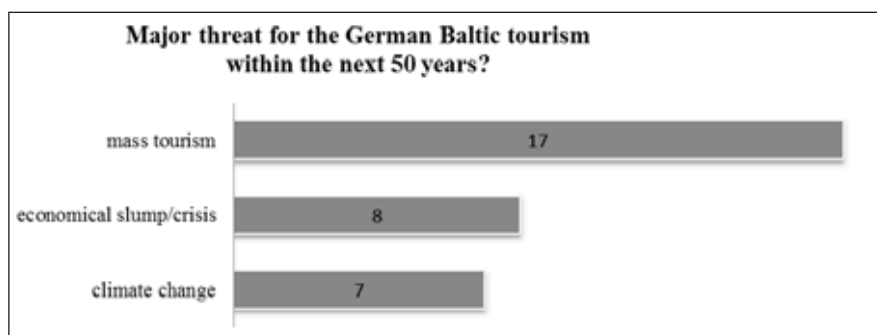


Figure 3: Perception of major threats for the German Baltic tourism (participant's opinion in workshop III).

4.2 Limiting factors

As for limiting factors for climate change adaptation within the tourism sector, a major fact is that the tourism sector for the most part plans short term in time frames of maximum 10 years. This is contradictory to the long term planning demands of climate change adaptation. The sector's focus is on profitable revenue within the day-to-day business. A possible approach to make climate change adaptation more attractive for stakeholder participation and implementation could be putting the topic in the context of new market offers that strengthen the attractiveness of destinations. Examples might include offers for season extensions or alternative beach management concepts.

4.3 Information dissemination

With short articles in scientific magazines (Coastal & Marine Magazine, Coastline Reports), newsletters (Coastal & Marine News, Küsten Newsletter) and the German popular science magazine Meer & Küste, latest climate change information relevant for coastal areas has been permanently disseminated and adapted to a format that has been attractive for different stakeholder groups. A climate change movie (EUCC-D, 2011) shows the results of an international summer school dealing with regional climate change in various sectors like coastal tourism, fisheries, coastal protection, and conservation. Additionally, an e-learning module about

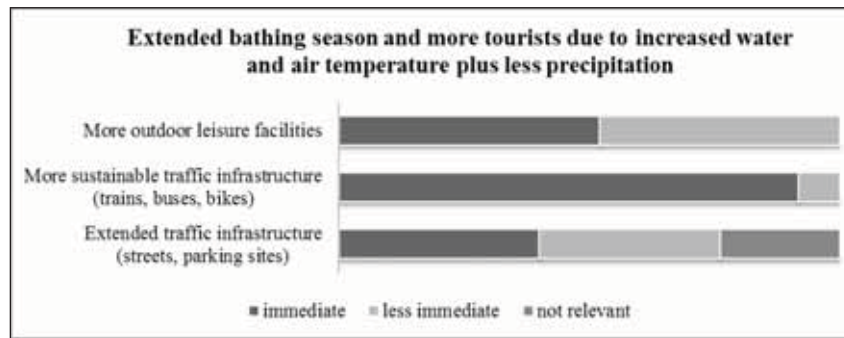


Figure 4-1: Priority of adaptation options in case of extended bathing season and more tourists.

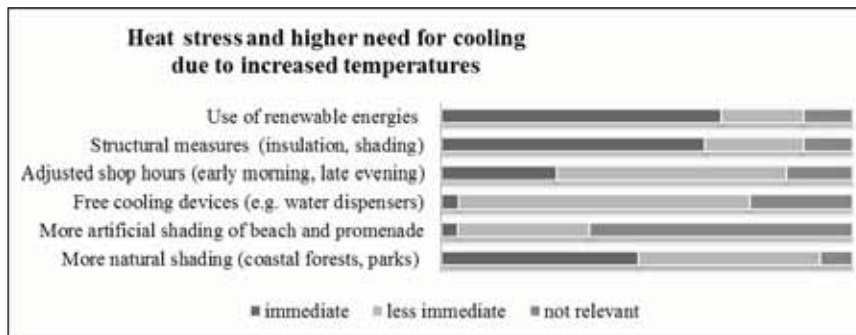


Figure 4-2: Priority of adaptation options in case of heat stress and increased need for cooling.

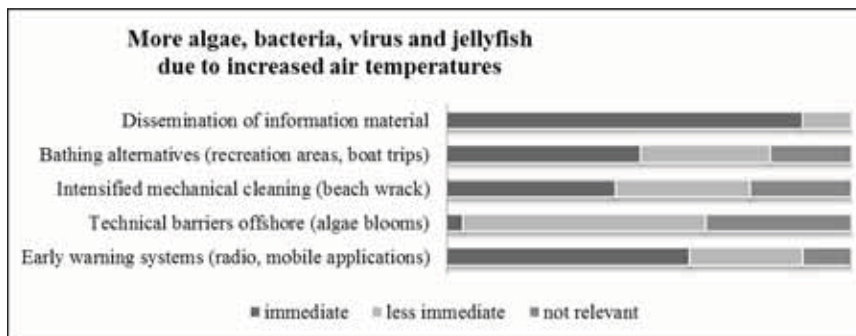


Figure 4-3: Priority of adaptation options in case of algae blooms and decreased water quality.

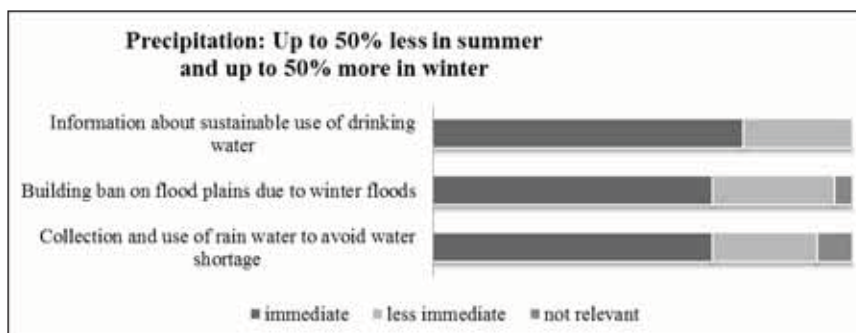


Figure 4-4: Priority of adaptation options in case of changes in precipitation patterns.

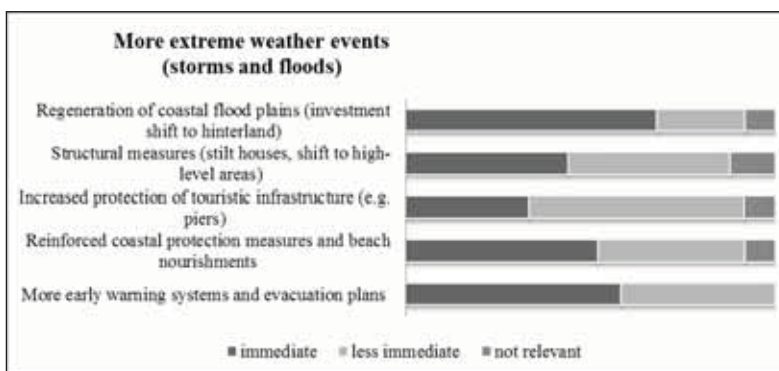


Figure 4-5: Priority of adaptation options in case of increased extreme weather events.

climate change and coastal tourism will be compiled, supplying tourism students and trainees with selected information about the current state of the art regarding climate change and tourism in the Baltic Sea Region.

5 Evaluation

5.1 Technical experiences of stakeholder involvement and lessons learned

As described in chapter 2.1, evaluation of the stakeholder process can take place within the course of and after the workshop set and the overall process. Next to content and messages, also the technical set-up of workshops can be evaluated. Referring to the latter, table 2 summarizes a first impression of experiences and conclusions in terms of organisation and realisation of successful workshops for tourism stakeholders. One of the main deficits of the workshop series is illustrated in figure 6: The majority of participants can either be assigned to internal or external project partners of thematically related projects or were individuals simply being interested in the topic. Stakeholders from the tourism sector who were addressed in preference only appeared to a limited number.

This imbalance of participant structure referring to tourism stakeholders has also been experienced by similar projects in European regions (e.g. IMCORE, 2010). Technically, this could be ascribed to workshop announcements or programs not being attractive enough for the core stakeholder group or technical deficits in the process of invitations (late dispatch of invitations, missing friendly reminder by phone, thorough scheduling to exclude competing events). In addition, individuals of the tourism stakeholder group who attended a workshop frequently changed over time. This fact hindered the initial idea of an on-going and continuous knowledge transfer or exchange, to be built on a mutual basis of knowledge resulting from previous meetings. As a result, the process of steps 2 to 4 could not be holistically implemented as envisaged.

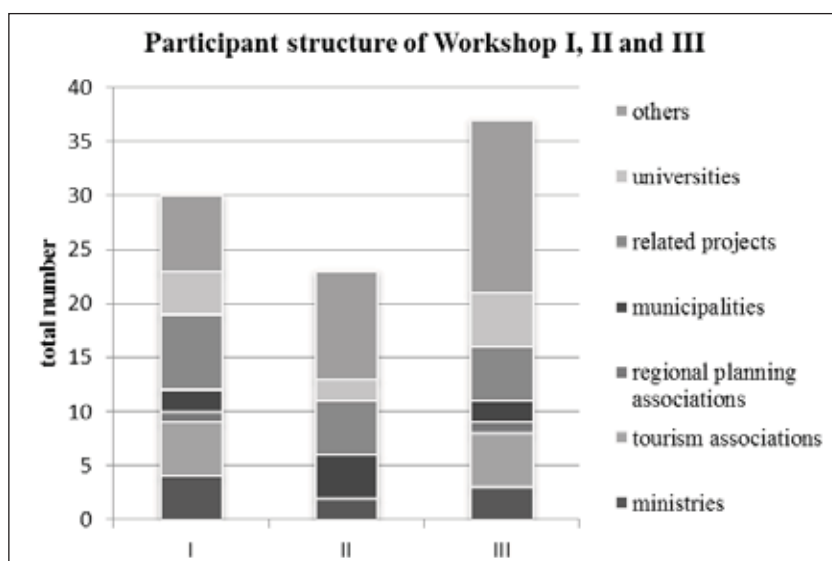


Figure 5: Structure of the overall 90 participants of the first three stakeholder workshops.

Preparation and organisation	<ul style="list-style-type: none"> • Venue should be conveniently accessible for all stakeholders • Attractive social programme for conferences (sophisticated stakeholder group) • Strict time management for lecturers to allow enough time for discussions • Less front lectures but more discussion elements and working sessions • Stakeholders should be able to look at each other during the discussion (arrangement of tables/chairs in the seminar room) • If questionnaires are distributed, they should be filled and returned within or right after the workshop (not via fax/mail after the event)
Content	<ul style="list-style-type: none"> • Purpose and objectives of the workshop must be attractively shaped and clearly stated to arise interest and point out benefits for tourism stakeholders • Differentiation of the aspects mitigation and adaptation is essential and should be further clarified (in terms of consequences and actions) • No overuse of the terms “climate change” and “climate adaptation”, rephrases such as “future challenges” or “possible futures” help to keep stakeholders interested • Within the course of the workshop series: lectures and discussions should develop from sketchy to deepened
Post processing	<ul style="list-style-type: none"> • Workshop materials such as minutes, results and further proceeding should be sent and/or communicated to the stakeholders to keep in contact • Workshops should be consequently evaluated to allow amelioration

Tab. 2: *Lessons learned in coastal tourism stakeholder workshops.*

For workshop I and II, a second factor refers to the discussion part of the workshops. Due to a strong focus on front lectures combined with exceeded time limits of speeches, planned discussion parts contracted to a minimum. As a result, it was difficult to analyse whether a change of awareness of tourism stakeholders regarding adaptation had already taken place within the stakeholder process. Also, the discussion of concrete adaptation options could not be fully achieved. As a consequence, workshop III was conducted with a professional moderator and contained more elements for interaction and lively discussion. For the future, more thematic discussions regarding adaptation options and information about the current status of climate change knowledge are required by the tourism stakeholders (outcome workshop III).

5.2 Trends and regional adaptation approaches

For the corresponding geographic scale, the sector still seems to lack institutional concepts or strategies. Looking at existing regional adaptation approaches, the follow-up of the tourism concept of Mecklenburg-Western Pomerania should be highlighted as one that could be of help for the process. It was published in June 2010, and states climate change adaptation as one of nine guidelines for future tourism development of the state (MfWAT MV 2010). Further federal states and coastal regions might follow this example and include the need for adaptation into their tourism concepts or other relevant framework documents. Stakeholder dialogues could be continued based on those official decision-making framework documents.

Up to now, tourism in the Baltic Sea Region is still fragmented and marked by competition (Born, 2010). The implementation of adaptation in coastal tourism concepts in the nearer future could induce a competitive advantage within climate-conscious customer segments and could be brought to market as unique features (e.g. the region's first offer of shadowing for beach promenades). Market advantages and new guest demands might lead to an increased willingness of tourism stakeholders to be engaged in corresponding networks and an overall climate adaptation process.

6 Outlook

Various partners of the three adaptation projects together with partners of related projects work actively to maintain a sustainable network. Workshop III initiated step 4 of the process: cognising and discussing adaptation options. The previous stakeholder process steps showed a persisting interest of tourism stakeholders to receive information about regional climate change impacts as well as the need to discuss more thematic adaptation options for the sector. Further platforms for an information exchange between science and practice are required and will be provided, also by EUCC-D. Based on the previous workshops described in

chapter 4, more workshops integrating touristic focal points and specific views will take place. Parallel to the development of adaptation strategies and the implementation of adequate exemplary measures (step 5), the stakeholder process will be evaluated in more detail by both stakeholders and project partners (via work sessions, interviews). Analysis should focus on questions such as:

- Did the on-going process lead to an enhanced sensitisation about climate change adaptation within the coastal tourism sector?
- Did the process help to initiate and develop adequate adaptation options for regional coastal tourism and to prepare its implementation?
- Did the process provide practitioners with adequate climate change information using the right channels in a sufficient dimension?
- How could stakeholder work be optimised addressing climate change issues?

Further planned documents and activities:

- Coastal & Marine Magazine issues on coastal climate change: First issue on protecting and adapting maritime regions (12/2011; available under www.eucc.net/coastalandmarine/index.htm)
- German illustrated magazine Meer & Küste: The third issue will highlight regional challenges and first approaches regarding climate change adaptation (6/2012)
- Building thematic co-operative relationships with regional tourism stakeholders (2012)
- Climate impact assessment for regional coastal tourism as basis for illustrative future scenarios

References

- Born, W. (2010): First Annual Forum of the EU Strategy for the Baltic Sea Region, Tallin (Online http://www.baltic-sea-strategy-tourism.eu/cms2/BSST_prod/BSST/en/_Downloads/Presentations/index.jsp, 2011/5/30)
- EUCC-D (2011): Climate Change in the Baltic Sea – Take your role. Available under: <http://www.youtube.com/watch?v=QxNfK65n8zc>
- IMCORE (2010): Report of the Workshop 'How dynamic is Belgium's coastal tourism in times of climate change?'. Available under: http://imcore.files.wordpress.com/2009/10/report_workshop_14-10-10.pdf
- Ministerium für Wirtschaft, Arbeit und Tourismus Mecklenburg-Vorpommern (2010): Fortschreibung der Landestourismuskonzeption Mecklenburg-Vorpommern 2010, Schwerin.
- Schumacher, S., L. Wever, N. Stybel & I. Haller (2010): Klimawandel an der deutschen Ostseeküste – ein Thema für den regionalen Tourismussektor? IKZM-Oder Berichte (68). EUCC – Die Küsten Union Deutschland e.V., Rostock.
- Schumacher, S. & N. Stybel, (2009): Auswirkungen des Klimawandels auf den Ostseetourismus - Beispiele internationaler und nationaler Anpassungsstrategien. In: EUCC - Die Küsten Union Deutschland e.V.. International approaches of coastal research in theory and practice. Coastline Reports (13), pp. 23-46. EUCC-The Coastal & Marine Union, Leiden, 2009.

Acknowledgement

This report was realised within the frame of the projects BaltCICA - Climate Change: Impacts, Costs and Adaptation in the Baltic Sea Region (Part-financed by the Baltic Sea Region Programme of the European Union 2007-2013), RADOST - Regional Adaptation Strategies for the German Baltic Sea Coast (BMBF KLIMZUG, Grant Number 01LR0807K) and baltadapt - Baltic Sea Region Climate Change Adaptation Strategy (Part-financed by the Baltic Sea Region Programme of the European Union 2007-2013).

Address

Susanne Schumacher
 Seestr. 15
 18119 Rostock-Warnemünde, Germany
eucc@eucc-d.de

Bremer Beiträge zur Geographie und Raumplanung

- Heft 36 **J.-F. Venzke (Hrsg.) (2000):**
Beiträge der 17. Jahrestagung des Arbeitskreises „Geographie der Meere und Küsten“, 13. und 14. Mai 1999 in Bremen.
- Heft 37 **J.-F. Venzke und K. Steinecke (Hrsg.) (2001):**
Quo Vadis, Borealis? Kolloquiumsbeiträge zum Zustand und zur Zukunft der borealen Landschaftszone.
- Heft 38 **A. Uhlenwinkel (2001):**
Freiarbeit im Geographieunterricht. Programm, Praxis, Perspektiven (Beilage CD-ROM „Lernbuffet McDonald’s“).
- Heft 39 **R. Hartmann (2003):**
Studien zur standortgerechten Kompostanwendung auf drei pedologisch unterschiedlichen, landwirtschaftlich genutzten Flächen der Wildeshauser Geest, Niedersachsen.
- Heft 40 **I. B. Hausherr (2003):**
Die Entwicklung der chinesischen Geographie im 20. Jahrhundert. Ein disziplingeschichtlicher Überblick.
- Heft 41 **S. Kunde (2004):**
Sukzession von Grünlandbrachen in Nordfinnland. Vegetations- und bodenkundliche Untersuchungen zur Sukzession von Grünlandbrachen auf drainierten Mooren in Salla, Finnisch-Lappland, unter Berücksichtigung von Naturschutz- und Nutzungsaspekten.
- Heft 42 **B. Zolitschka (Hrsg.) (2006):**
Buten un binnen – wagen un winnen. In Bremen Geographie erleben. Tagungsband zum 30. Deutschen Schulgeographentag in Bremen.
- Heft 43 **M. Pries (Hrsg.) (2006):**
Buten un binnen – wagen un winnen. Geographie erleben in Bremen und umzu. Exkursionsführer zum 30. Deutschen Schulgeographentag in Bremen.
- Heft 44 **A. Vött und J.-F. Venzke (Hrsg.) (2012):**
Beiträge der 29. Jahrestagung des Arbeitskreises „Geographie der Meere und Küsten“, 28. bis 30. April 2011 in Bremen.