



Journal für Forschung und Praxis
im Küsteningenieurwesen an Nord- und Ostsee

DIE KÜSTE

Journal of Coastal Engineering Research
and Practice at the North and Baltic Sea



**Journal für Forschung und Praxis
im Küsteningenieurwesen an Nord- und Ostsee**

DIE KÜSTE

**Journal of Coastal Engineering Research
and Practice at the North and Baltic Sea**

Publisher:

Federal Waterways Engineering Research Institute (BAW)

Kußmaulstraße 17, 76187 Karlsruhe

P.O. Box 21 02 53, 76152 Karlsruhe

Phone: 0721 9726-3380

Fax: 0721 9726-5320

izw@baw.de, www.baw.de

Printed by: BSH Druckerei Rostock

Legal notice

Editor:

German Coastal Engineering Research Council (KFKI)

Wedeler Landstraße 157, 22559 Hamburg, Germany
Phone: +49 (0) 40 81908 392, Fax: +49 (0)40 81908 373
kfkf@baw.de, www.kfkf.de

Chief Editor: Prof. Dr. Jürgen Jensen, German Coastal Engineering Research Council (KFKI),
Wedeler Landstraße 157, 22559 Hamburg

Chairperson: Dr. Tanja Dörre, German Federal Ministry of Education and Research (BMBF),
Heinemannstr. 2, 53175 Bonn

Managing Director: Dr. Ingrid Holzwarth, German Coastal Engineering Research Council (KFKI),
c/o Federal Waterways Engineering and Research Institute (BAW), Wedeler Landstraße 157, 22559 Hamburg

Head of Coastal Research: Prof. Frank Thorenz, Lower Saxony Water Management,
Coastal Protection and Nature Conversation Agency (NLWKN), Jahnstraße 1, 26506 Norden

ISSN (Print): 0452-7739

ISSN (Online): 2944-5590

ISBN: 978-3-939230-85-4

Hamburg, 2023, volume 93



The authors are responsible for the content of the articles.
Images are protected by the Creative Commons License BY 4.0 NC ND (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/deed.en>), unless indicated otherwise. If any other copyright notice applies, further use (translation, reprinting or other reproduction) is only permitted with the consent of the author.

Inhaltsverzeichnis

<i>Vanessa Sobrt, Sebastian S. V. Hein, Edgar Neblsen, Thomas Strotmann and Peter Fröble</i>	1
RefTide: The Reflection and Resonance Behaviour of Tide Dominated Estuaries	
<i>Christiane Kreyenschulte, Mariana Vélez Pérez und Holger Schüttrumpf</i>	35
Einfluss von Sandfangzaunkonfigurationen auf das Wachstum des Dünenfußes	
<i>Christina Carstensen and Ingrid Holzwarth</i>	63
Flow and Turbulence over an Estuarine Dune – Large-Scale Flume Experiments	
<i>Ina Teutsch und Nikolaus Groll</i>	81
Seegangsbetrachtung zum Untergang der MS “MELANIE SCHULTE” im Jahr 1952	
<i>Sebastian Niehüser, Arne Arns und Jürgen Jensen</i>	99
Analysen zur Interaktion von Meeresspiegelanstieg, Sturmfluten und Morphologie im nordfriesischen Wattenmeer	

RefTide: The Reflection and Resonance Behaviour of Tide Dominated Estuaries

Vanessa Sobrt¹, Sebastian S. V. Hein², Edgar Neblsen³, Thomas Strotmann⁴ and Peter Fröhle³

¹ *Technische Universität Hamburg, Institut für Wasserbau, vanessa.sobrt@tubh.de*

² *Hamburg Port Authority, Abteilung Hydrologie, sebastian.hein@hpa.hamburg.de*

³ *Technische Universität Hamburg, Institut für Wasserbau*

⁴ *Hamburg Port Authority, Abteilung Hydrologie*

Summary

Tidal waves entering estuaries are amplified or attenuated due to processes resulting from cross-sectional convergence, friction, reflection and resonance. While there is a basic understanding of the processes of reflection and resonance of tidal waves, there is a knowledge gap in the quantification of the processes for tidal waves in estuaries and especially of the effects of multiple reflections and re-reflections. Within the BMBF-funded KFKI-research project RefTide these gaps have been addressed with the aim to improve the system and process understanding of reflection and resonance in tide dominated estuaries. The Elbe estuary was chosen as the study area. In RefTide a comprehensive analysis of the tidal dynamics of the Elbe estuary (and the influence of different factors on the tide generated oscillations) is carried out by combining advanced analytical and numerical models with empirical studies based on available time series of water level and flow data. In addition, in RefTide methods for resonance analysis were (further) developed and applied to the Elbe estuary.

The reflection behaviour of tidal waves was investigated model-based using a self-developed analytical model as well as on a large number of model tests with different hydrodynamic numerical models (principal models, Elbe estuary model).

The results of the investigations improve the knowledge on the formation of the tide generated oscillatory system and clarify the importance of reflection, resonance and dissipation of tidal waves in estuaries. In addition, the effects of various influencing factors on the oscillatory system were determined and described. Resonance is a consequence of reflection and represents the formation of a standing oscillatory system in which, as a result of a maximum possible constructive superposition at the reflector, the largest possible amplitudes related to the amplitudes at the entrance to the system of a wave occurs. This condition has not been reached in the Elbe estuary so far. However, there are signs that the resonance case is being approached.

The following contribution presents selected key parts of the research results from the RefTide project. A detailed version of the final report (Hamburg Port Authority and Technische Universität Hamburg 2022) is available from the Leibniz Information Centre for Science and Technology University Library.



Keywords

Elbe, eigenfrequency, eigenperiod, estuary, partial tide, tidal constituents, reflector, reflection, re-reflection, resonance, standing wave, tidal range, tide

Zusammenfassung

Tidewellen, die in Ästuare einlaufen, werden als Folge der Querschnittskonvergenz oder als Folge von Prozessen wie Reibung und Reflexion verstärkt oder abgeschwächt. Während es ein grundlegendes Verständnis zum Ablauf der Prozesse Reflexion und Resonanz von Tidewellen gibt, bestehen weiterhin Wissenslücken bei der Quantifizierung der Prozesse für Tidewellen in Ästuaren und insbesondere bei der Quantifizierung der Wirkung von mehreren Reflexionen in Kombination mit Re-Reflexionen. Im Rahmen des vom BMBF geförderten KFKI-Forschungsvorhabens RefTide wurden diese Lücken angegangen mit dem Ziel, das System- und Prozessverständnis von Reflexion und Resonanz in tidedominierten Ästuaren insgesamt zu verbessern. Als Untersuchungsgebiet wurde das Elbeästuar gewählt. In RefTide wird eine umfassende Analyse der Tidedynamik des Elbeästuars (und des Einflusses verschiedener Faktoren auf die tidebedingten Schwingungen) auf der Grundlage analytischer und numerischer Modelle sowie empirischer Untersuchungen auf der Grundlage verfügbarer Wasserstands- und Strömungsdaten durchgeführt. Darüber hinaus wurden in RefTide Methoden zur Resonanzanalyse (weiter-)entwickelt und auf das Elbeästuar angewendet.

Die Detailanalyse der Einflüsse auf das Reflexionsverhalten von Tidewellen in Ästuaren wurde mit einem weiterentwickelten analytischen Modell sowie mittels einer Vielzahl von Modelluntersuchungen mit verschiedenen hydrodynamisch-numerischen Modellen (Prinzipmodelle, Elbeästuarmodell) durchgeführt.

Die Ergebnisse der Untersuchungen verbessern die Kenntnisse über die Entstehung des tidegenerierten Schwingungssystems und verdeutlichen die Bedeutung der Reflexion, Resonanz und Dissipation von Tidewellen in Ästuaren. Darüber hinaus wurden die Auswirkungen verschiedener Einflussfaktoren auf das Schwingungssystem erfasst und beschrieben. Resonanz ist eine Folge der Reflexion und stellt die Ausbildung eines stehenden Schwingungssystems dar, in dem durch eine maximal mögliche konstruktive Überlagerung am Reflektor die größtmöglichen Amplituden bezogen auf die Amplituden am Eingang des Systems einer Welle auftreten. Diese Bedingung ist im Elbeästuar bisher nicht erreicht worden. Es gibt jedoch Anzeichen für eine Annäherung an den Resonanzfall.

Der folgende Beitrag stellt ausgewählte Kernbestandteile der Forschungsergebnisse aus dem RefTide-Projekt vor. Eine ausführliche Fassung des Abschlussberichts (Hamburg Port Authority and Technische Universität Hamburg 2022) ist in der Universitätsbibliothek des Leibniz-Informationszentrums für Technik und Naturwissenschaft erhältlich.

Schlagwörter

Ästuar, Eigenfrequenz, Eigenperiode, Elbe, Gezeiten, Partialtiden, Reflektor, Reflexion, Re-Reflexion, Resonanz, stehende Welle, Tidehub, Tide

1 Introduction

Tidal waves are altered as they pass along an estuary. They may be amplified or attenuated due to processes such as cross-sectional convergence, dissipation, wave-wave interactions and reflection. Standing tidal waves may occur in an estuary due to the reflection of tidal

waves at reflectors such as abrupt changes of width and/or depth. In some estuaries the run-up length of the tides is limited by a weir where the tidal waves are fully reflected back into the estuary. Resonance may occur in a reflecting tidal regime if the system length, i.e., the distance from the river mouth to a (total) reflector, is one quarter of the length of the incoming tidal wave.

There is a basic understanding of the processes of reflection and resonance of tidal waves in estuaries. However, there are knowledge gaps in the quantification of these processes especially in the interaction of reflections at multiple reflectors and re-reflectors in complex estuary systems. This is where the BMBF (Federal Ministry of Education and Research)-funded KFKI (German Coastal Engineering Research Council)-research project RefTide started. RefTide aimed to improve the system and process understanding of reflection and resonance in tide influenced estuaries using the Elbe estuary as an example. The Elbe estuary was chosen as study area because of the high data availability: For the analyses, 25 gauges were considered, which have been providing continuous digital measurement series with a temporal resolution of one minute since November 1999. The spatial resolution is on average one gauge every 7 km over a total length of 170 km from the mouth to the weir.

Within the research project RefTide, a comprehensive analysis of the tidal dynamics of the Elbe estuary was carried out by combining advanced analytical and numerical models in combination with an extensive analysis of the tides and partial tides (also known as tidal constituents) that finally form the measured water levels and the corresponding flow conditions (in detail described in chapter 3.3). The tide-generated oscillations as well as the influence of different factors (e.g.: tidal range, mean water level, river discharge, water volume of the Elbe estuary, bottom roughness) on the oscillation system were investigated by empirical studies using measured water level and flow data. Methods for resonance analysis were developed and applied to the Elbe estuary. The reflection behaviour of tidal waves was investigated model-based using a self-developed analytical model as well as a large number of hydrodynamic-numerical model tests with different models such as several principal models and a comprehensive Elbe estuary model.

Existing analytical models are mainly based on the method of damped co-oscillating tides and have been developed e.g., by Hunt (1964), Ippen and Harleman (1966), Marche and Partenscky (1972) or Hartwig (2016). They include the basic interrelations but are system-inherently based on strong simplifications in the geometry, the physical processes taken into account or the limited (only one) number of reflectors. These general analytical models were improved by including multiple reflectors, Elbe-specific system parameters and their variations.

There is only limited research on the analysis of reflection and resonance in estuaries. In Hensen (1941) the process of reflection of a tidal wave was described: It illustrates that the reflected wave propagates in the opposite direction of the incoming wave. The proportion of the reflected wave in the total signal decreases with increasing distance from the reflector as a result of dissipation. Hensen (1941) also describes the reflection effect on the currents (for more details, see also chapter 2.2). Quantifications of the reflection coefficient, the effect of several reflectors as well as re-reflections are not dealt with. Díez-Minguito et al. (2012) were probably the first to conduct reflection studies on a closure of a head dam in the Guadalquivir estuary. For the analysis, a gauge method further developed by Baquerizo (1995) was used, which is based on a least square fitting technique. As a result,

a reflection coefficient of 0.4 was determined for the M_2 partial tide at the expected total reflector (head dam) instead of a reflection coefficient of 1. The deviation is probably due to the non-accounted re-reflections and the neglected dissipation in the gauge method. Eichweber and Lange (1996) wrote about the importance of reflection of higher harmonics for sediment management in the Elbe estuary. For this purpose, a spectral analysis of flow measurement data was carried out and the location of the flow minima (oscillation nodes) was compared with the location of the sites where most dredging takes place. However, quantitative statements on the reflection coefficient of the partial reflectors are missing. Hartwig (2016) investigated the oscillation behaviour of the tidal wave in the Elbe. The investigations are based on the one hand on an analytical model (one reflector, linear dissipation term) and on the other hand on a numerical model (“Vector-Ocean Model Shallow Water 2-dimensional”). By experimentally estimating the damping ratios and wavelengths to approximate the equations of the analytical model to the measured data, a reflection coefficient of 18 % was determined for river kilometre 617 (location of the maximum tidal range). Resonance investigations were carried out with the numerical model. It was found that since 1970 the natural period of the Tidal Elbe has been reduced from 25.55 hours to 20.50 hours and that with a further approach of the excitation period by 8 hours, the Elbe estuary system is in resonance. The results allow a good comparison to the methods developed further in this publication. In detail, the project, consisting of two sub-projects, RefTide A and B, includes:

- The RefTide subproject *A: Reflection* mainly focussed on the model based analysis of the process reflection and dissipation of tidal waves in estuaries. For this purpose, different methods of varying complexity were used, ranging from an improved analytical model to hydrodynamic numerical models.
- The RefTide Subproject *B: Resonance* concentrated on the extension of system concepts for the development of resonance in tide-dominated estuaries. The technical focus was on data processing of water level data and in the field of tool development on the harmonic analysis of partial tides using a self-developed implementation of the HAMELS method (Harmonic Analysis Method of Least Squares).

The results of the investigations explain the formation of the oscillatory system and clarify the importance of reflection and dissipation of tidal waves in estuaries and the relation between reflection and resonance.

An improved understanding of the tidal system and the governing processes is an important basis for the assessment of future developments including possible effects of climate change or adaptive management of the estuary. The project findings can already be incorporated into optimised management of the Elbe estuary, both in terms of nature conservation and fairway maintenance.

The aims of this contributions are

- i) to give an insight into the research results of the project RefTide and
- ii) to provide a better understanding of the reflection and resonance processes of tidal waves in estuaries, and thereby
- iii) to contribute to an improved understanding of tides in estuaries, with a spatial focus on the Elbe estuary.

In chapter 2 of this paper, the theoretical basics of a) tidal waves, which are dominant in the Elbe estuary, b) the reflection of tidal waves and c) tidal resonance are presented. Chapter 3 presents materials and methods. Chapter 4 contains the results from the reflection analyses, the evaluations and analyses of the measurement and simulation data showing the tidal oscillation system and the results from the resonance analyses. Chapter 5 summarises the conclusions that can be drawn from the research.

Obviously, not all research results from the research project RefTide can be included in such kind of overview-contribution. A detailed final RefTide-report (Hamburg Port Authority and Technische Universität Hamburg 2022) is available from the Leibniz Information Centre for Science and Technology University Library. Additionally, parts of the results have already been published in Sohrt et al. (2021) and Hein et al. (2021).

2 Theoretical background

2.1 Tidal waves

Tidal waves are gravitational waves that result from the effects of the sun and moon. The changing gravitational effects of the moon and the sun, which change relative to the rotating earth, cause a periodic movement of the sea surface (Lamb 1932, Parker 2007).

The wave periods of the principal tidal waves are larger than 12 h and, consequently, the wave lengths of tidal waves are several hundred kilometres. Tidal waves have small water level gradients so that the linear relation between the harmonic wave signals and the nonlinear influences can be neglected. Therefore, tidal waves can be superimposed from several oscillatory tidal wave components, which themselves are described by the linear wave theory as shallow water waves. Thus, the wavelengths of tidal waves are depth- and dissipation-influenced.

The equations describing the motion of tidal waves and the wave energy can be found in common coastal engineering literature, including Ippen and Harleman (1966), Dean and Dalrymple (1991), Coastal Engineering Research Center (1984) or in the recommendations of the Committee of Coastal Protection Works of HTG and DGGT (EAK) (2002).

The tides observed at a certain location can be described as a result of a superposition of hundreds of independent or bounded (interrelated) partial tides. According to linear wave theory, each partial tide is a harmonic wave with its own amplitude and frequency. Partial tides can be grouped based on two criteria: First, partial tides are classified according to the cause of the force into i) lunar and ii) solar main partial tides, and iii) shallow water partial tides, which describe the deformation of the tidal wave due to nonlinear shallow water mechanisms (detailed explanation in chapters 2.3.2 and 7.6 of Parker (2007)). Second, partial tides are grouped based on their frequency into long-period (e.g., MSf), diurnal (e.g., O_1), semidiurnal (e.g., M_2), and 1/x-diurnal partial tides (e.g., M_4). For a detailed description of the composition of the partial tides, see Schureman (1958) and Parker (2007).

2.2 Reflection of tidal waves

When a wave encounters an obstacle, the wave energy is partially or totally reflected. A measure of the reflectance of an incoming wave at an obstacle is given by the reflection coefficient C_r (inter alia Eagleson 1966, Coastal Engineering Research Center 1984, Goda

2000). The reflection coefficient relates the size of the reflected wave (for example, by wave height H_r or wave amplitude a_r) to the size of the incoming wave (wave height H_i or wave amplitude a_i) which results for sinusoidal waves in:

$$C_r = \frac{H_r}{H_i} = \frac{a_r}{a_i} \quad (1)$$

A reflection coefficient $C_r = 0$ means that no reflection occurs. If the reflection coefficient is $C_r = 1$, a total reflection occurs, i.e., 100 % of the wave energy is reflected at the obstacle. If the reflection coefficient is $0 < C_r < 1$, only parts of the incoming wave energy are reflected and other parts of the wave energy are transmitted. The transmission coefficient is defined as the ratio of the size of the transmitted wave to the incoming wave.

For tidal waves, reflectors are not only hydraulic structures such as weirs, which are frontally encountered by the tidal wave, but also abrupt changes in cross-section that may occur due to changes in water depth or width, for example, at islands or harbour basins. The derivation of the reflection coefficient for long-period waves via the balance of wave energies under the assumption of continuity of the pressure and water surface can be found in Sohrt et al. (2021). The reflection coefficient C_r is:

$$C_r = \frac{1 - \frac{b_2 \sqrt{h_2}}{b_1 \sqrt{h_1}}}{1 + \frac{b_2 \sqrt{h_2}}{b_1 \sqrt{h_1}}} \quad (2)$$

where h are the water depths and b are the widths at locations 1 (downstream of the partial reflector) and 2 (upstream of the partial reflector). The transmission coefficient C_t is:

$$C_t = \frac{2}{1 + \frac{b_2 \sqrt{h_2}}{b_1 \sqrt{h_1}}} \quad (3)$$

Where Eq. (3) is only valid for $a_i \cdot C_t < h_2$ (wave height has to be smaller than water depth).

Waves do not only reflect at cross-sectional constrictions (i.e., $b_1 > b_2$ or $b_1 > b_2$), but also at cross-sectional expansions (i.e. $b_1 < b_2$ or $b_1 < b_2$). In this case, however, a partial reflection with a phase shift of 180° occurs. Figure 1 visualises the partial reflection process for a cross-section narrowing and a cross-section widening at an abrupt bathymetric change (bottom step) over the location. Along the location, the incoming (black), reflected (red) and transmitted (violet) wave signals are shown at different time steps. In Figure 1 b), for example, it can be seen at the time step $t = t_1$ that a destructive superposition with a minimum amplitude of the resulting signal (blue) is formed when the incoming and reflected waves are 180° out of phase. The transmitted wave has a larger amplitude due to the cross-sectional constriction (left) than due to a cross-sectional expansion (right). In Figure 1 e) the phases approach nearly phase equality; in which case the maximum amplitude of the resulting signal occurs (constructive superposition). The above quantities for the reflection and transmission coefficients derived from conservation of energy are consistent with the analytical equations from Lamb (1932) and Dean and Dalrymple (1991), who calculated the reflection and transmission coefficients of long period waves at abrupt bathymetric changes via a continuity of mass fluxes.

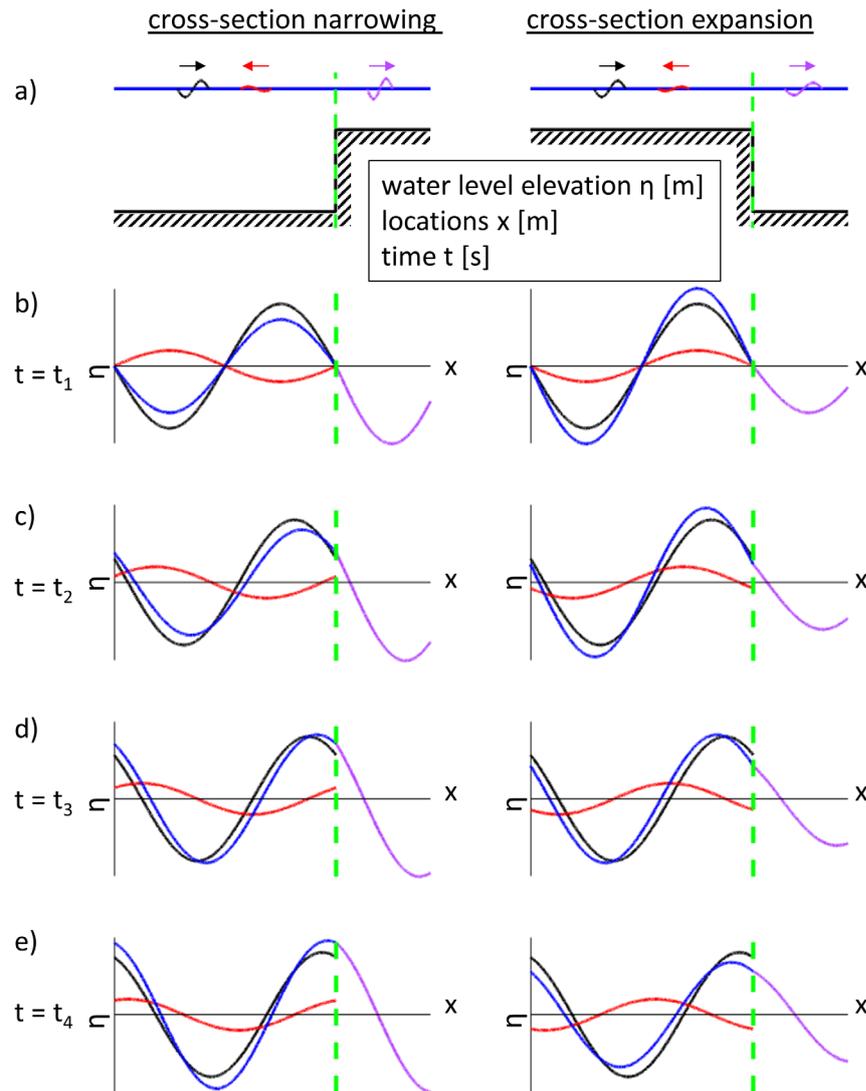


Figure 1: Illustration of the partial reflection process for an abrupt bathymetric change (bottom step) (a) along the location x at different time steps t (b-e). The resulting wave (blue) is composed of the incoming (black) and reflected (red) wave. On the other side of the reflector, the wave is transmitted (violet).

Figure 2 illustrates the process of a partial reflection (temporal representation at different locations). In Figure 2 a) the incoming, reflected and transmitted wave is shown along the longitudinal section with an abrupt bathymetric change (partial reflector). In sections b) and c) the hydrographs (water level elevations and velocities) are shown at different locations 1 to 4, which are marked in panel d) and e). When comparing the extreme values of the comprehensive signal (blue) with the positions of the slack water points (green), it becomes visible, especially in the case of locations that are out of phase with each other (see location 2), that the positions of the slack water points are shifted by the partial reflection from the maxima of the water level elevations. If the incoming signal is in phase (or 180° out of phase) with the reflected signal (e.g., location 3), the positions of the slack water points are at the extremes of the comprehensive signal. In sections d) and e) the maxima of the water level elevations and velocities of the resulting signal are shown (partially standing wave). The partially standing wave of the flow velocities are opposed to that of the water level elevation (oscillation node (amplitude minima) and antinode (amplitude maxima))

positions reversed). Thus, the lowest maximum flow velocities occur in the area of the oscillating antinodes of the water level elevation. According to investigations by Eichweber, Lange and Rolinski (Eichweber and Lange 1996, 1998, Rolinski and Eichweber 2000), these areas of low maximum flow velocities correspond to the dredging volume maxima. In areas of antinodes of the water level elevation and thus nodes of the flow velocities, the lower flow velocities can lead to sediment accumulation and therefore necessary dredging. The maximum flow velocities inside the system increases with the maximum water level.

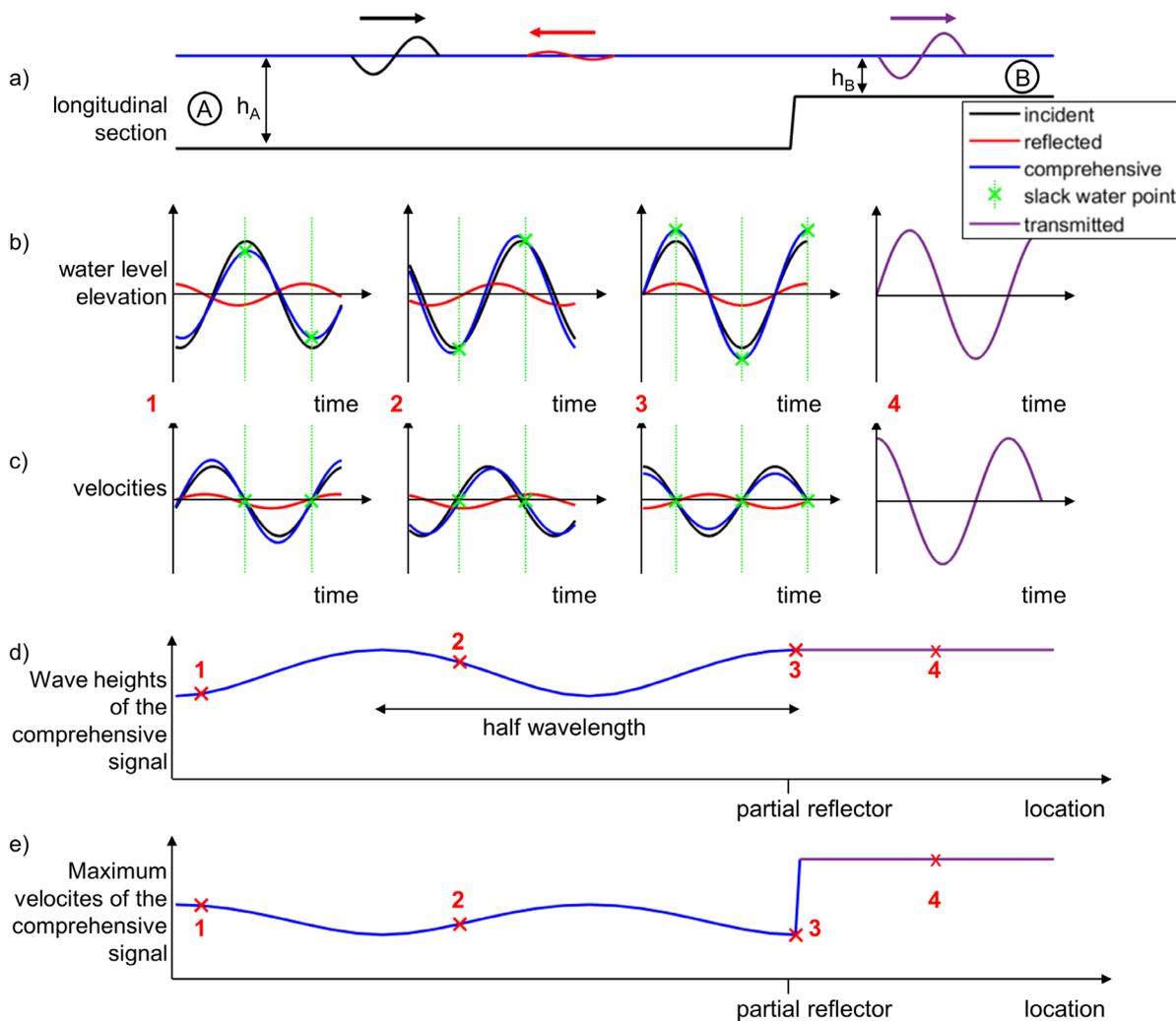


Figure 2: Simplified illustration of the reflection and transmission of a tidal wave at an abrupt bathymetric change (partial reflector). In (a) the incoming, reflected and transmitted waves at a partial reflector are shown, in (b) the water level elevations, in (c) the velocities at three different locations downstream of the abrupt bathymetric change (area A) and one location upstream of the abrupt bathymetric change (area B) are visualised. In (d) the wave heights of the comprehensive signal (partial standing wave) are shown. In (e) the maxima of the flow velocities along the longitudinal section are illustrated.

If a system contains not only one partial reflector, but several partial reflectors (e.g., R1 and R2) in combination with a total reflector (R3), a complex oscillation system is established (Figure 3): The incoming wave is reflected at the seaward reflector (reflector R1) and transmitted into the estuary. The transmitted wave encounters the next reflector (R2), where the transmitted wave is reflected and transmitted again. The part transmitted at reflector R2 is totally reflected at reflector R3 (and again reflection/transmission at R2 takes place). The

transmitted (R1) and afterwards reflected (R2) wave can again reflect at the seaward reflector (R1). From there, the reflected part of the wave remains between reflectors R1 and R2, and the other part is transmitted seaward. The thought experiment can be continued for an infinite number of reflectors as well as for an infinite number of waves that periodically enter the system again and again. Depending on whether the wave encounters a cross-sectional constriction or widening, no phase shift or a 180° phase shift of the reflected wave occurs.

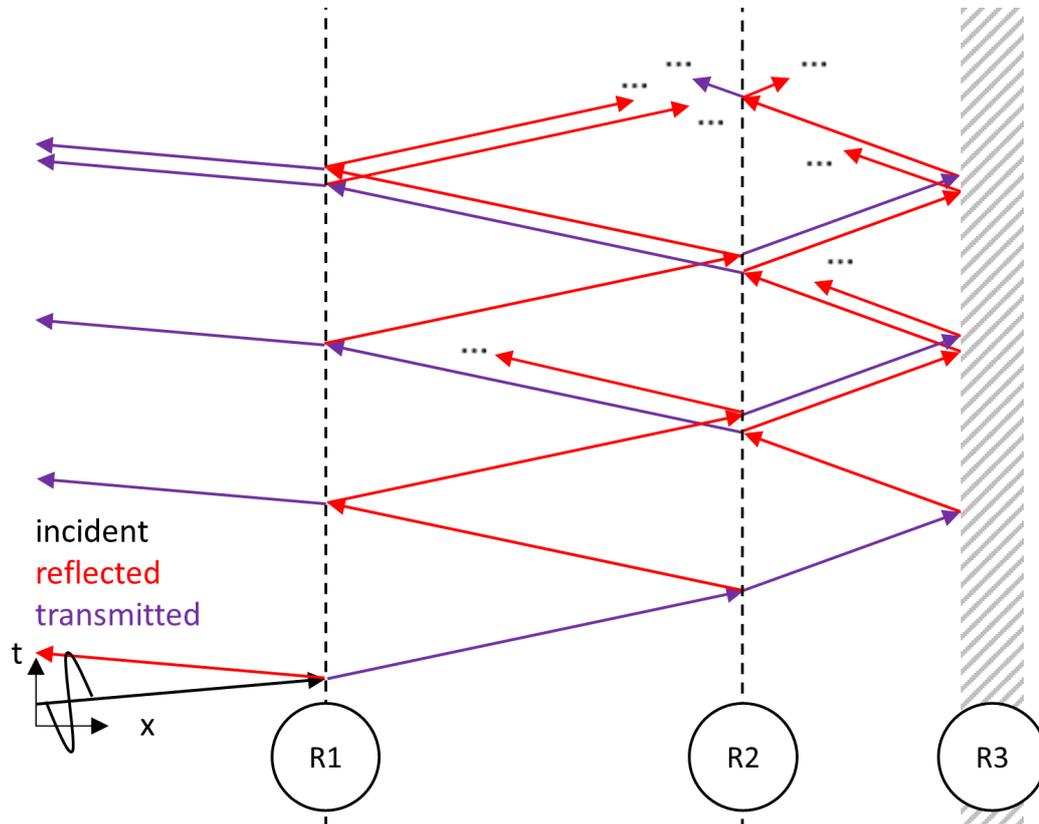


Figure 3: Overview of the incoming, reflected and transmitted wave components at two partial reflectors (R1 and R2) and one total reflector (R3).

2.3 Tidal resonance

Tidal resonance refers to a maximum constructive superposition of incoming and (re)-reflected tidal waves in an oscillatory system. Tidal resonance forms as a result of reflection for a certain system length/wavelength ratio and can be the cause of extreme tidal ranges in estuaries (as well as in bays and marginal seas). In physics, resonance is generally understood as the amplified co-oscillation of an oscillatory system in response to an excitation with the exciter period T_e equal to the eigenperiod T_s of the system (or an odd harmonic of this eigenperiod). The eigenperiod (also known as natural or resonance period) of a simplified undamped unilaterally closed basin/channel of constant width and depth with a total reflector at its closed end depends on its length l and the wave speed c (Harris 1894). In shallow waters c is equal to the square root of the product of the gravitational acceleration g and the water depth h :

$$T_s = \frac{4l}{\sqrt{g \cdot h}} \quad (4)$$

The period T_e of a wave acting as an exciter with a wavelength L can be calculated as follows (e.g. Harris 1894):

$$T_e = \frac{L}{\sqrt{g \cdot h}} \quad (5)$$

In the case of tidal waves, however, the period is astronomically determined, so only the tidal wavelength can vary with depth. From the formulae (4) and (5) it can be seen that the exciter period and eigenperiod are equal and resonance occurs if the length of the basin is a quarter of the tidal wavelength, which is also known as the quarter-wavelength criterion (further explained in, e.g., Proudman (1953)). In the case of free-end reflection, the nodes of oscillation of a resulting standing wave are located at a distance $n/4$; $n \in 2\mathbb{N} + 1$ of the wavelength away from the reflector. Consequently, if the quarter wavelength criterion is fulfilled the wave has travelled half a wavelength after half the wave period when it reaches the mouth after reflection at the closed end, which corresponds to the distance between the wave trough and the wave crest. Thus, the wave trough of the incoming tidal wave and the wave crest of the already reflected wave meet simultaneously at the mouth and destructively superimpose to zero, which is called an oscillation node. The eigenoscillation of the system and the forced exciter oscillation are synchronous in the resonance case. The eigenoscillation and the exciter oscillation thus act simultaneously in the same direction on the water level elevation at the reflector and constructively superimpose on each other, increasing the amplitude. Thus, due to resonance, the absolute amplitude in the oscillation system is increased and the amplification within the estuary, i.e., the ratio of the amplitude at the closed end relative to the amplitude at the open end, approaches infinity, as the amplitude in the oscillation node at the river mouth approaches zero (Figure 4). This applies not only to the ratio of the wavelength to the system length of $1/4$, but also to odd multiples of this ratio, whereby the exciter period corresponds to an odd harmonic of the eigenperiod.

Furthermore, the oscillation system does not behave in a binary manner, i.e., there are not only the states of fully established resonance with maximum constructive superposition and no resonance. Rather, the amplitude in the oscillation antinode at the closed end and the amplification inside the system increases smoothly as the quarter-wavelength criterion is approached. In this context, shortening and deepening the estuary increases the eigenfrequency, with the shortening having the greater effect. The state of such amplified but not yet maximally constructive superposition shall be called “latent resonance”, after Backhaus (2015), who defined the term for the resonance case that is not fully developed but potential, so that the tidal oscillation is already elevated. If friction occurs in the system, not a pure standing wave but a partial standing wave arises, i.e., the superposition of a standing wave and a progressive wave, whose proportion of standing wave decreases with increasing friction and distance to the reflector. The amplitude in the “quasinode” is then non-zero, but only minimal due to maximum destructive superposition of incoming and (re-)reflected waves, which can be additionally changed by the presence of further reflectors. Since friction also modifies the wave speed and thus the wavelength due to the astronomically fixed period, the tidal wavelength shortens with increasing friction and the oscillation node moves towards the closed end, also affecting the system length to wavelength ratio.

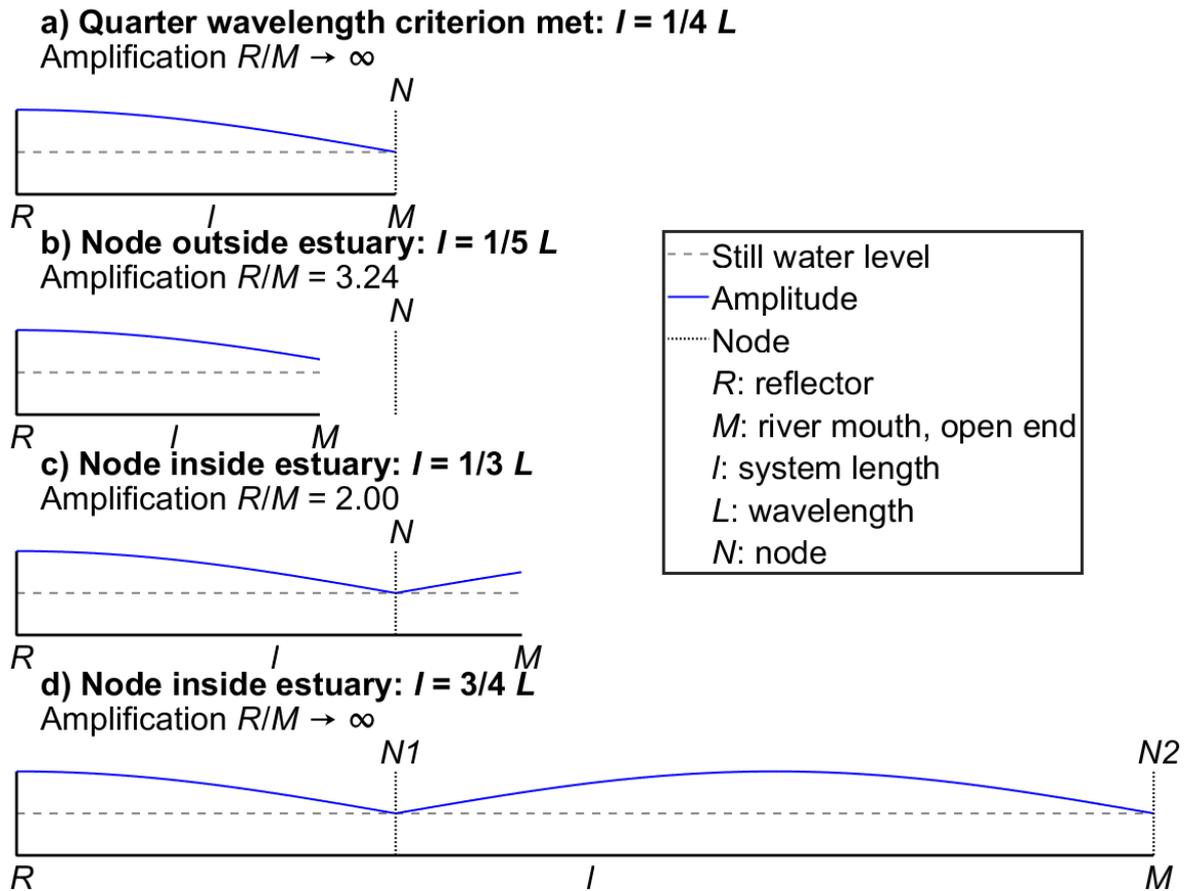


Figure 4: Schematic representation of the quarter-wavelength criterion with formation of the typical standing waves at different ratios of the system length l to the tidal wavelength L , including the tidal wave amplification between the reflector at the closed end R and the river mouth (open end) M .

3 Material and methods

3.1 Study site

The Elbe estuary has already been adequately described in the literature, e.g., in Boehlich and Strotmann (2008), Hein et al. (2021) or in Wasserstraßen- und Schifffahrtsverwaltung des Bundes (2022), to which we refer. Figure 5 shows the bathymetry of the Elbe estuary including the gauge stations in the Elbe and the river kilometres. The smaller figure in the lower left corner represents a longitudinal cross section through the bathymetry data along the Elbe estuary navigation channel. The location of the partial reflectors around the Elbe-km 710 at the mouth of the estuary and around Elbe-km 620 in the harbour area of Hamburg can be identified. Since the partial reflectors have a certain length, these are indicated by the red dotted areas. At Elbe-km 586 is the weir in Geesthacht, built in the 1960s, which represents the tidal limit and the total reflector.

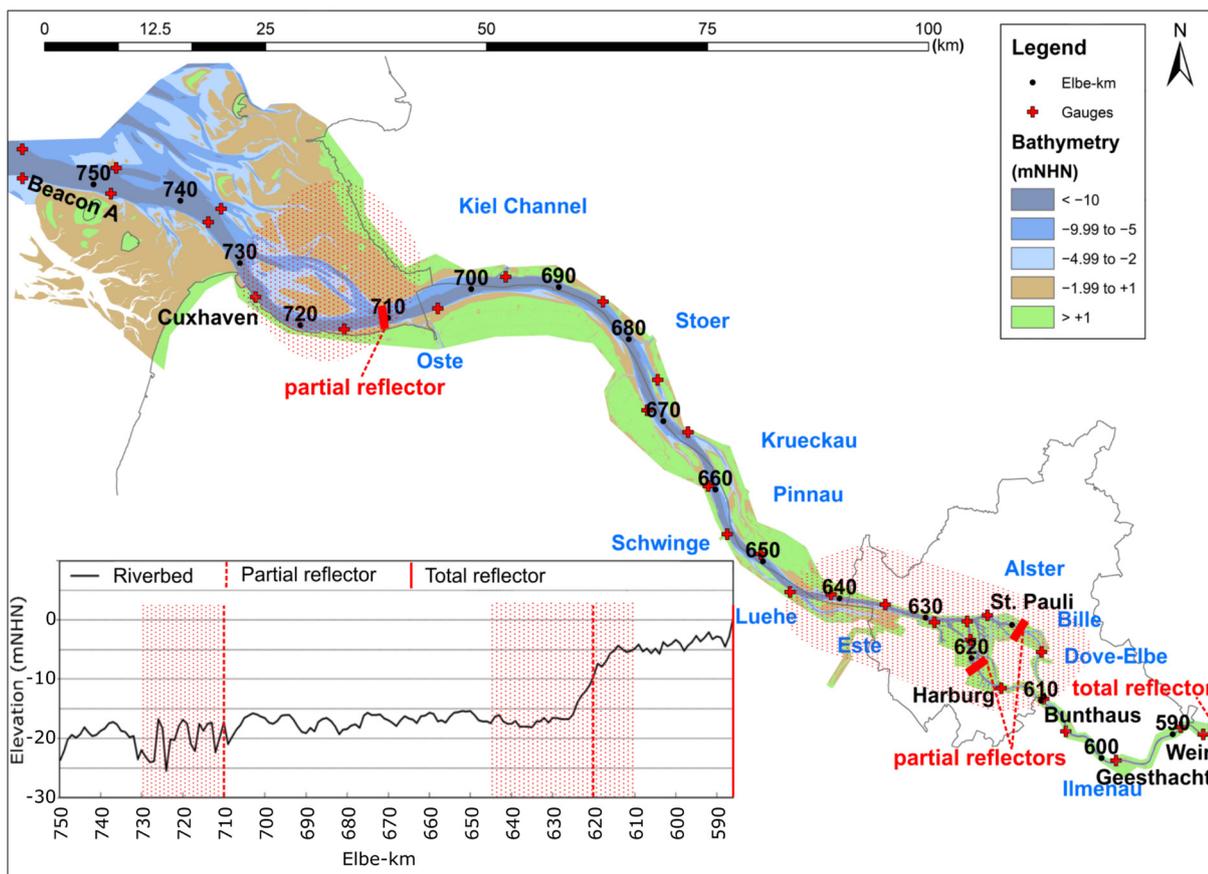


Figure 5: Overview of the Elbe estuary. Bathymetry data after the digital terrain model of the water course DGM-W-2016 with the location of the reflectors (red dotted areas). Additionally shown is the fairway bathymetry averaged over 1 km representative for the investigation period. Modified after Hein et al. (2021).

3.2 Data

The water level data from the tide gauges in the Elbe estuary and from the island of Helgoland in the German Bight are available on the ZDM website of the Federal Waterways and Shipping Administration (WSV) at www.kuestendaten.de. The temporal resolution of the hydrographs is 1 min. The tide gauge data were checked for plausibility by the Hamburg Port Authority (HPA). In the process, shorter data gaps (up to 120 min) were supplemented by means of polynomial splines and longer data gaps by means of a three-gauges correlation with the hydrographs of available neighbouring gauges shifted by the respective travel time. Spikes are corrected by low-pass filtering (cut-off frequency: 1/30 min) in the frequency spectrum of the time series. Digital time series are available for the gauges on the Elbe estuary starting with the hydrographical year 1998, with the exception of the gauges in the administrative area of the WSA Lauenburg (Elbe estuary upstream Hamburg) starting one year later. A longer data gap of almost two years (2012–13), which could not be closed, exists at the Otterndorf gauge.

For the analyses of the flow velocities, data from the HPA's permanent measuring station Nienstedten/Teufelsbrück (Elbe-km 630.8) and the permanent flow measuring stations D1 (Elbe-km 643.0), D2 (Elbe-km 651.32), D3 (Elbe-km 664.67) and D4 (Elbe-km 676.46) of the WSV were taken into account. The WSV flow measuring stations deliver

near-surface flow data every five minutes. The HPA measuring station measures the mean flow over a horizontal cross profile at a height of -4.6 m NHN every minute.

The mean daily river discharge into the Elbe estuary is measured at the gauge Neu Darchau at Elbe-km 536.4, which is operated by the Waterways and Shipping Office Elbe. The discharges measured here reach the Hamburg port area about one day later, whereby larger river discharges arrive with a shorter delay. No significant inflows into the Elbe occur between Neu Darchau and the Elbe estuary.

The bathymetric data (digital terrain elevation models of the watercourse, German abbreviation: DGM-W from the years 2010 and 2016) originate from the Coastal Data Portal of the WSV, accessed via www.kuestendaten.de. In addition, the WSV made fairway and total riverbed sounding data available to the project partners.

3.3 Methods

3.3.1 Analytical model

The analytical model (RT-A: RefTide-Analytical) developed in the RefTide project and more described in the final RefTide-report is used for the parameterized calculation of the oscillation system of the tide in estuaries; in addition, it is able to quantify the reflection coefficient of tidal waves at partial reflectors as a result of, for example, abrupt cross-sectional changes (see Eq. (2)) and is therefore more advanced than existing analytical models (such as Marche and Partensky (1972) or Ippen and Harleman (1966)). The analytical model RT-A for calculating the propagation of tidal waves in an estuary considers and quantifies additional reflectors and the partial reflection of several tidal waves. The basis of the analytical model RT-A is the linear wave theory in combination with Green's law to account for the convergence of the cross section, a dissipation approach for waves, and a system of equations that accounts for multiple partial reflections and total reflection. For simplicity, the cross section of the estuary is approximated to be rectangular. According to the aforementioned assumptions, the deformation of the tidal wave in the estuary as a result of nonlinearities is not considered. Furthermore, the model (like most other analytical solutions) is limited to the main component of the semidiurnal lunar tide (M_2), which is the dominating tide in the Elbe estuary. Despite the simplifications, the analytical model provides a basis for the discussion of selected aspects on the reflection and resonance behaviour of the astronomical linear tidal wave in the Elbe estuary (see chapter 4.2). For the process of reflection, the abrupt bathymetrical changes along the longitudinal section are decisive. Therefore, the analytical model is a valuable and fast calculating model for understanding the process of reflection and resonance.

3.3.2 Hydrodynamic numerical models

A hydrodynamic numerical (HN) principal model is used to investigate and evaluate the fundamental influence of different conditions on the reflection behaviour of tidal waves. For the hydrodynamic numerical simulation of flow processes the model system TELEMAC-2D is used. The computational basis of the model are the Reynolds-averaged shallow water equations (Hervouet 2000). The discretization of the space is done by the

finite element method. A computational mesh is generated for the study area and water depth and depth-averaged velocity components are computed at each node of the mesh.

The HN principal model offers the advantage that individual system parameters can be varied with otherwise constant boundary conditions and therefore statements about individual influencing factors can be derived. Furthermore, more complex geometries can be calculated with the model than with the analytical solution.

For the investigations of the reflection behaviour, a basic model (straight and unbranched channel with rectangular cross-sections) is built up (a more detailed description of the model parameters can be found in Sohrt et al. (2021)). From this basic model further submodels are derived, in which different conditions and reflectors (for example abrupt geometrical changes, islands and others) are integrated. In this model series, single or several consecutive waves of a tidal component (essentially M_2) are simulated, depending on the respective problem. Reflection and transmission coefficients are determined from the simulation results. The model results provide the basis for the results from the reflection investigations in chapter 4.1 and for the description of the influences on tidal oscillation in estuaries and the Elbe estuary in chapter 4.2.

3.3.3 Harmonic analyses

Classical harmonic analysis refers to Fourier analysis, which is also used in the form of the Fast Fourier Transform (Cooley and Tukey 1965) in the project RefTide in connection with the numerical model results (not shown here) and to determine significant partial tides for the harmonic analysis method of least squares (HAMELS). In practise of harmonic analysis of measured water levels in estuaries, the FFT is sometimes unfeasible or not purposeful, because of incomplete time series or non-constant conditions. Hence, a self-programmed HAMELS was used for the extensive spectral analyses of the tides. Non-linear analysis methods were assessed as not primarily purposeful for the project objectives and were not applied.

The developed HAMELS bears some advantages over the Fourier Transformation: Unlike the Fourier Transform, the HAMELS does not require continuous data series with equidistant time points, but can have large gaps that can be randomly distributed over the period under investigation. As the HAMELS uses multiple linear regression, the harmonic components (phases and amplitudes) of the considered partial tides are approximated to the available data. This results in the significant advantage that the data can be analysed selectively, so that phases of predefined framework conditions (river discharge, mean tidal water levels, etc.) can be selected. The self-developed further enhancements of our HAMELS offer additional advantages: The exact angular positions of all considered partial tides including their nodal corrections are calculated for each measurement time point and directly considered in the multiple linear regression. This approach increases the accuracy of the calculated amplitudes and phases, allows shorter time periods to be compared without neglecting the influence of different nodal modulations, and allows for the distinction between main and shallow water partial tides on common frequencies.

A description of the method, including the multiple linear regression and the calculation of partial tides and nodal modulations, can be found in Hein et al. (2021), chapter 4.1 of the final RefTide-report (Hamburg Port Authority and Technische Universität Hamburg 2022) and further literature, such as Schureman (1958) or Boon III and Kiley (1978).

3.3.4 Resonance analyses

For the resonance analyses, the already described quarter wavelength criterion (chapter 2.3) was applied to the Elbe estuary. Furthermore, a method was developed to determine the eigenfrequency of the oscillating system using three-parameter Lorentz curve fitting (hereafter LCF). An LCF can be used generally to determine the shape of a resonance curve (Mikhailov 2018). In freely oscillating systems, the amplification increases with the approximation between the exciter frequency and the system-specific eigenfrequency. As amplification values, the ratio of the amplitudes at the gauge Harburg at the partial reflector in the Hamburg harbour to the offshore gauge Helgoland in the German Bight is used. Accordingly, an LCF is applied over the amplification values of the partial tides to determine the eigenfrequency corresponding to the abscissa of the maximum of the fitting curve. The mathematical methodology is e.g., described in Hein et al. (2021) or more generally in Mikhailov (2018) and Betzler (2003). The considered partial tides' amplitudes were determined by applying the HAMELS to hydrographs of a full nodal cycle of 18.613 years, starting on 01.01.2000 12:00:00 UTC. No fairway adjustments took place during this period.

Furthermore, two approaches to test for the temporal development of latent resonance in the Elbe estuary were conducted. In the first approach the method of eigenfrequency estimation was used under consideration of shorter time intervals of 1616 days with a temporal offset of 3 months. The total analysis period starts with 01.01.2000 12:00 UTC and ends with 30.10.2021 23:59 UTC. In the second approach, the spatial positions of the oscillation node are considered. The oscillation node (minimum of the amplitude) of the (partially) standing wave in a one-sided open oscillation system is located at the open end (the reference point of amplification) in the case of a fully developed resonance. Therefore, the spatially positions of the hydrological years' node are used to analyse whether the oscillatory system is approaching a resonant state. To determine the oscillatory node position, a fourth-degree Fourier series curve fit was used over the annual mean tidal ranges and M_2 amplitudes of the gauges between the outer river mouth at beacon A (Elbe-km 755.6) and the oscillatory antinode at the main reflector (Elbe-km 620). In the Fourier series, a_0 is the intercept, a_i and b_i are the amplitudes of the cosine and sine functions, x is the position and ω is the fundamental frequency of the signal:

$$y = a_0 + \sum_{i=1}^4 a_i \cos(i\omega x) + b_i \sin(i\omega x) \quad (6)$$

The slope of the regression line through the river kilometre positions plotted over the hydrological years gives the mean migration rate of the node.

The methods of determining the resonance frequency by means of the three-parameter Lorentz function as well as the nodal migration as an indicator for increasing resonance are also published in Hein et al. (2021).

4 Results and discussion

Chapter 4.1 focuses on the processes of reflection and resonance as well as their model-technical calculation. Chapter 4.2 explains the formation and the influences of the tidal oscillation system in estuaries in detail using the example of the Elbe estuary. In chapter 4.3, the resonance tests are applied to the Elbe estuary investigating the eigenfrequency of the oscillation system and the development of latent resonance.

4.1 Results from the model-based reflection analyses

Using the models and methods presented in chapter 3.3.1 and 3.3.2, reflection investigations were carried out and statements on the reflection coefficients of various reflectors were derived.

4.1.1 Reflection analyses with the analytical model RT-A

The analytical model described in chapter 3.3.1 is used to calculate the oscillation system of tidal waves under idealized conditions. It is possible to calculate the tidal waves, which are influenced by cross-sectional convergence and dissipation and are superimposed by multiple reflected signals (more information on the implementation of the model can be found in chapter 5.3 in the final RefTide-report). As an example, this publication shows the formation of the tidal oscillation system for different distances of a partial reflector to a total reflector, neglecting dissipation. The aim of this investigation is to reproduce the so-called resonance case as well as other possible oscillation conditions. In Figure 6 the violet arrows indicate the different distances from the partial reflector (green line) to the total reflector (red line). If the two reflectors are in a distance of a quarter (or an odd multiple thereof) wavelength of the exciting tidal wave, the maximum constructive superposition of the tidal waves, the so-called resonance, occurs. If the reflectors are in a distance of an even multiple of the quarter wavelength, a destructive superposition of the waves occurs (along with lower wave heights at the total reflector).

The formation of an oscillatory system is thus characterized by the ratio of the wavelength to the distance between two reflectors (Figure 6, left). In the analytical model, the cross-section ratios $b_1/b_2 = 1,5 \rightarrow C_r = 20\%$ (freely selected) are taken into account. The maximum possible overall amplitude for different distances of the partial reflector to the total reflector in relation to the wavelength are shown in Figure 6 (right) at the total reflector. In Figure 6 (right) at the violet crosses it can be seen that at a distance of a quarter of the wavelength (or an odd multiple thereof), the maximum possible constructive superposition (resonance case) is reached and it has the value $a_{ges}/a_t = 1,2 \text{ m} \cdot 2 \cdot \sum_{n=0}^{\infty} 0,2^n / 1,2 \text{ m} = 2,5$ where a_t is the transmitted wave amplitude at the partial reflector and a_{ges} is the total superimposed wave amplitude. The equation is a geometric series composed of the superposition of the individual amplitudes of the transmitted and (re-)reflected wave components. The maximum destructive (subtractive) superposition of the waves occurs at half wavelength distance and is $a_{ges}/a_t = 1,2 \text{ m} \cdot 2 \cdot \sum_{n=0}^{\infty} (-1)^n \cdot 0,2^n / 1,2 \text{ m} = 1,66$. In this case, the first and all subsequent odd re-reflected waves destructively superimpose on the incoming wave and even re-reflected waves at the reflector. The amplitude values are each reproduced in an whole-numbered half of the wavelength. Backhaus (2015) defined the term “latent resonance” for the resonance case that is not fully developed but potential. The development towards the resonance case can be attributed to a change in dissipation if the quarter-wavelength criterion is fulfilled, and to the development of the system towards the quarter-wavelength criterion if dissipation is neglected (orange arrows).

In summary, the reflection investigations in the analytical model indicate: Even in the full resonance case, there is no infinite amplitude at the total reflector. This is due to the

asymptotic approach to zero of the amplitudes of the multiple re-reflected waves. The infinite amplification measure occurs – as also described in chapter 2.3 – through the choice of the reference point in the oscillation nodes of the standing wave. The results from the analytical model can also be confirmed by results from an HN principal model with one partial reflector and one total reflector in a distance of a quarter wavelength and excited with several tidal waves. In real estuaries (and thus also in the Elbe estuary) the tidal oscillatory system is also influenced by damping and with increased amplitude the damping also increases, which limits both the maximum amplitudes and the degree of amplification in the system.

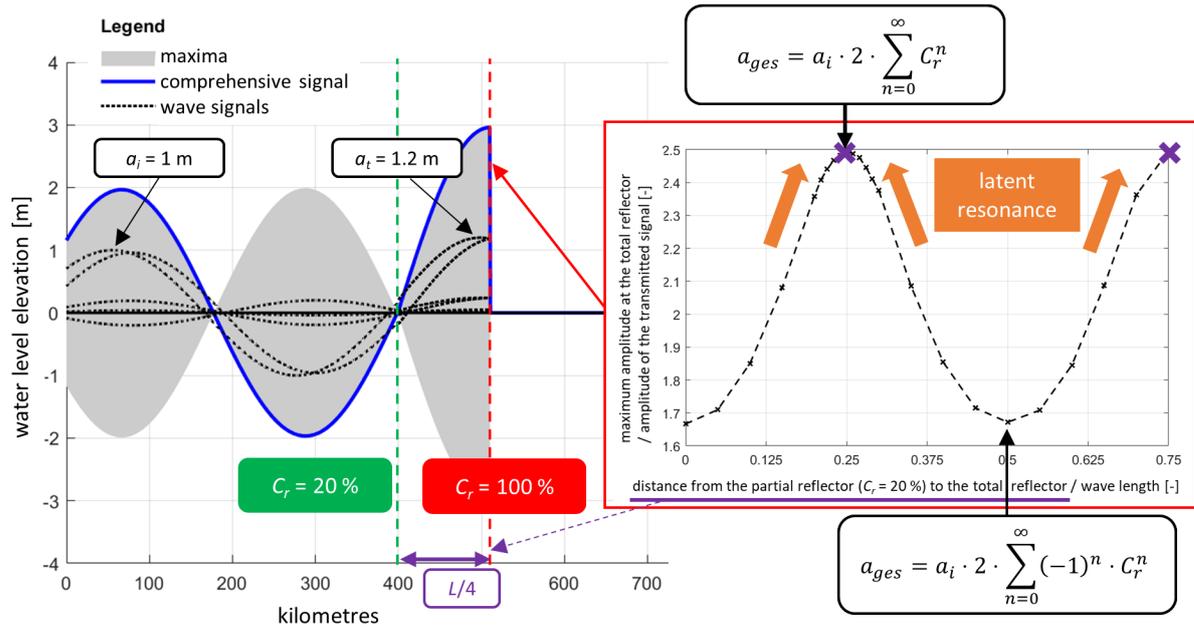


Figure 6: Results from the analytical model – variation of the distance between the partial reflector ($C_r = 20\%$, green) and a total reflector (red) without dissipation. Left: temporal representation of the superimposed incoming and multiple reflected components for the resonance case at the total reflector, right: variation of the maximum amplitude with different distances from the partial to the total reflector in relation to the wavelength.

4.1.2 Reflection analyses with a hydrodynamic numerical (HN) principal model

With the method described in chapter 3.3.2 it is possible to determine the main reflectors as well as their reflection coefficients. Abrupt bathymetric changes in the hydrodynamic numerical (HN) principal model were investigated as reflectors. It was found that the reflection and transmission coefficients were in good agreement with the analytical solution (Eqs. (2) and (3)) and deviations were mainly due to the model approximation of the 13.7 km long bathymetric change (bottom step) (see also Sohrt et al. (2021)). To investigate the influence of the length over which the abrupt bathymetric change extends (bottom step length), convergence tests were performed for three water depth combinations: a) $h_1 = 17$ m and $h_2 = 6$ m, b) $h_1 = 9.3$ m and $h_2 = 4.3$ m, and c) $h_1 = 6$ m and $h_2 = 3$ m – each with depth change lengths of 1 km, 5 km, 10 km, 20 km, 50 km, 100 km, 500 km, and 1000 km.

The decisive influence of the ratio value of the bottom step length to the wavelength of the partial tide as well as the good approximation of the analytical solution of the reflection

coefficient for abrupt bathymetric changes becomes clear: Figure 7 shows the ratio of the reflection coefficients from the HN simulation results and the reflection coefficients from the analytical approach against the wavelength-bottom step length ratio for the different depth combinations. The reflection coefficient depends clearly on the ratio of the wavelength of the partial tide to the length of the abrupt bathymetric change. The larger this ratio (i.e., the more “abrupt” the change), the larger the reflection coefficient becomes, approaching the analytical solution from the wave-energy-based approach (Eqs. (2) and (3)). From a ratio of the wavelength to the bottom step length of 10, all ratios of the reflection coefficients from the HN simulations to the analytical results are above 90 %. For a water depth of 17 m (water depth in the fairway downstream of Hamburg), this would be a bottom change length of over nearly 58 km. For a water depth of 9.3 m (flow cross-section-averaged effective water depth of the cross-sections in the middle Elbe estuary), the “non-abrupt” bottom change length would be over 43 km. Since the bottom change lengths in the Elbe (in the mouth area as well as in the Hamburg harbour area) are shorter than 43 km, it can be assumed that the analytical reflection coefficient is a good approximation for the abrupt bathymetric changes in the Elbe.

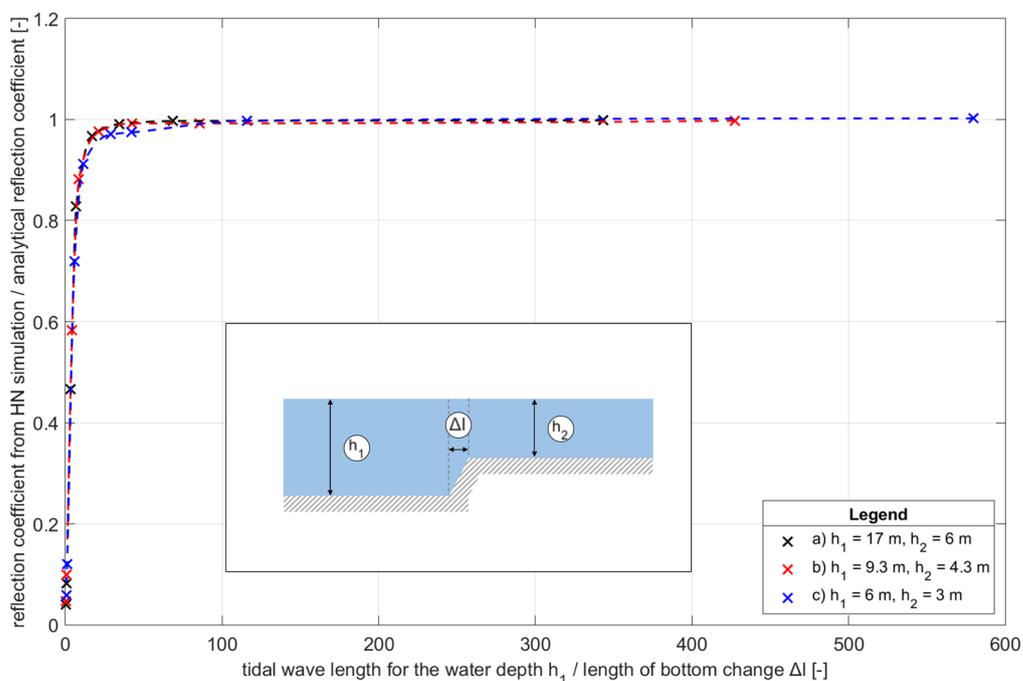


Figure 7: Ratio of reflection coefficients from simulation results and reflection coefficient from analytical approach against wavelength-bottom length ratios for various water depth combinations.

Furthermore, several abrupt changes can occur in a row, so that the cross-section is narrowed or widened over certain lengths. In this case the length over which the cross-section changes occur is important for the formation of the reflection. For this study, the cross section was constricted for a length of 500 km (Figure 8, bottom) and a tidal wave was inserted into the model (Figure 8, top, black line, $x = 0 \text{ km}$). From the results shown in the top of Figure 8, it is visible that there are three clearly separable signals at $x = 1500 \text{ km}$ (red) generated during the simulation: First the incoming wave and second/third the reflected signals. The first signal arises from the propagation of the tidal wave along the model. The second signal comes from the reflection at the cross-section constriction (number 1, highlighted in orange) at the beginning of the island. The third signal arises from the

reflection at the cross-section widening (number 2, highlighted in blue) at the end of the island with a phase shift of 180° . The reflected signals have an amplitude of 0.33 m and 0.3 m (shown in Figure 8, top). The first reflected signal comes from the reflection at the first width narrowing by half with a reflection coefficient of 33 % ($a_r = a_i \cdot C_{r,1} = 0.33$ m). The second reflected signal comes from the transmission at the width narrowing $C_{t,1} = 1.33$, reflection at the width widening $C_{r,2} = -0.33$ and subsequent transmission at the cross-section widening at edge 1 $C_{t,1} = 0.67$ ($a_r = a_i \cdot C_{t,1} \cdot C_{r,2} \cdot C_{t,1} = 0.296$ m). The first transmitted signal (number 1, blue line, $x = 2500$ km, highlighted in orange) is the signal transmitted at the first cross-sectional constriction ($C_{t,1} = 1.33$) and transmitted at the second cross-sectional widening ($C_{t,2} = 0.67$). The amplitude of the signal is found to be $a_{t,1} = a_i \cdot C_{t,1} \cdot C_{t,2} = 0.1 \text{ m} \cdot 1.33 \cdot 0.67 = 0.089$ m, which can also be obtained from the HN simulation data. The second transmitted signal (highlighted in blue) results from transmission at the cross-sectional constriction ($C_{t,1} = 1.33$), reflection at the second cross-sectional expansion ($C_{r,2} = -0.33$), reflection again at the first cross-sectional expansion ($C_{r,1} = -0.33$), and subsequent transmission at the second cross-sectional expansion ($C_{t,2} = 0.67$). The amplitude of the signal results equivalent to 0.0097 m, which agrees with the simulation data.

If a tidal wave encounters a cross-sectional constriction and a cross-sectional widening that are located in a short distance (e.g., 10 km) behind each other, the reflected signal is superimposed in such a way that hardly any change in the water levels is formed (see Figure 72 in the final RefTide-report).

For the different factors like meanderings along the river axis, wind and river discharge no reflections of the tidal wave could be detected. However, some factors have an effect on the dissipation. For further information please refer to the chapters 5.4.2 and 5.4.3 in the final RefTide-report.

In addition to a partial reflection of a single wave, several waves can also be inserted into the model. The evaluations of an oscillation system consisting of a partial and a total reflector in the HN principal model as well as its harmonic evaluation can be read in the publication from Sohrt et al. (2021).

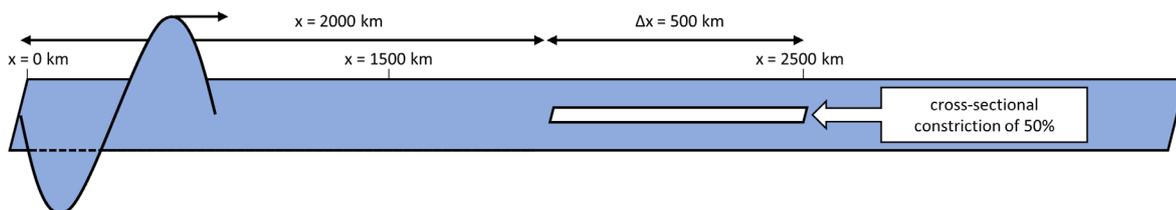
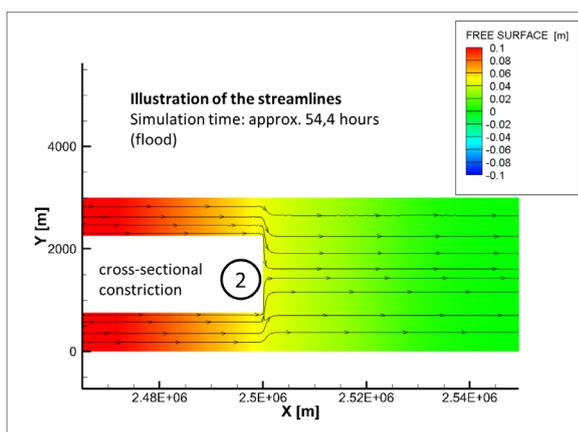
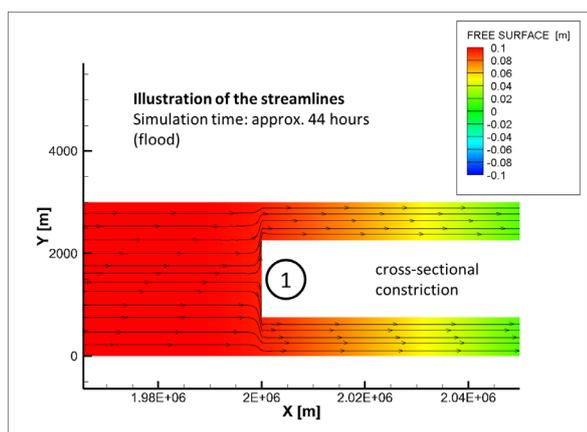
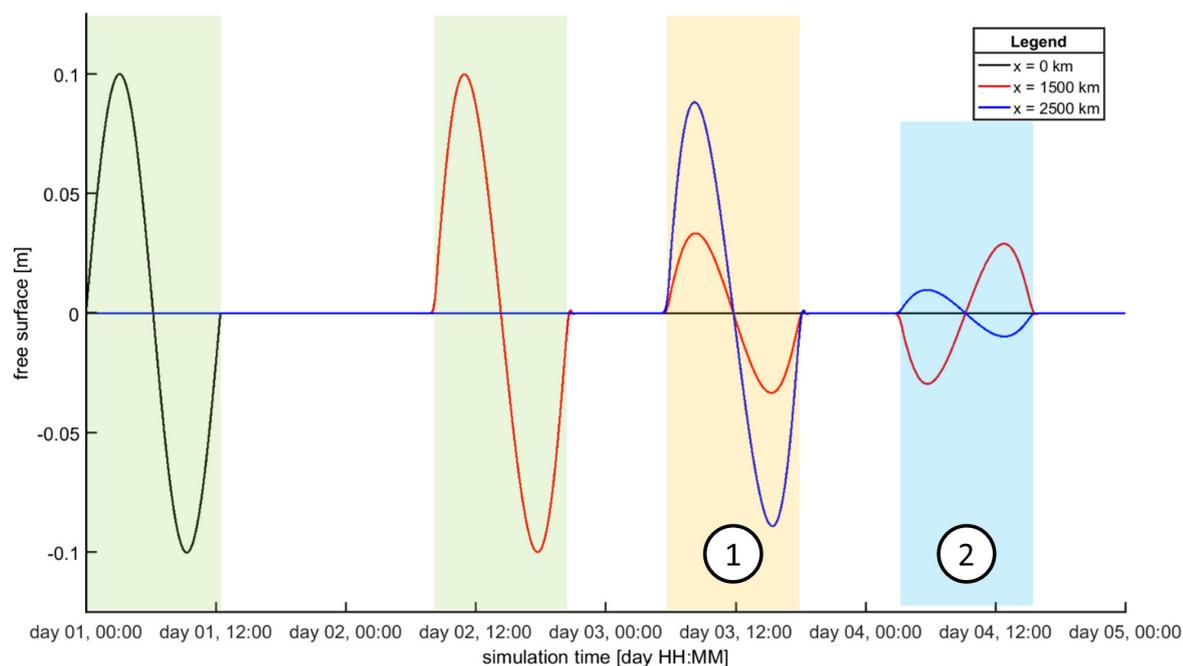


Figure 8: Representation of the HN simulation data with a 500 km long island as obstacle. Top: temporal representation of the simulation results (green background: incoming signal, yellow background: signal reflected and transmitted at cross-section constriction, blue background: signal reflected and multiply reflected and transmitted at cross-section widening). Middle: Representation of streamlines and flow around the island in the HN model. Bottom: Schematic representation of the scenario investigated.

4.1.3 Investigations with a hydrodynamic numerical (HN) Elbe model

Not only individual reflectors were investigated, but also an Elbe model calibrated and validated for mean tidal conditions (see final RefTide-report chapter 5.4.4.1) was extended downstream and upstream by one channel of constant depth each. The water depth in the

extended channels is constant 9.3 m downstream of the Elbe estuary and constant 4.3 m upstream, following the flow cross-section-averaged effective water depths of the cross-sections in the middle and upper Elbe estuary. There is no bottom friction in the model in the areas of the mesh extensions. The lower water level boundary condition is used to insert the tidal wave of an M_2 partial tide. No river discharge, wind or salinity is considered in the model for the reflection analysis.

The aim of the study is to determine the reflection coefficients of the reflectors in the Elbe estuary. Figure 9 c) gives an overview of the model used for the reflection analysis of the tidal wave. The Elbe estuary model (green box) is extended by downstream (ReflA) and downstream and upstream (ReflB) 1000 km long channels with constant width and depth each. A wave of the M_2 partial tide (green dashed wave) is inserted into these models. To be able to analyse a water level signal uninfluenced by the boundary conditions, the simulated water levels are evaluated at a distance of 900 km from the lower boundary condition (red cross in Figure 9 c). Figure 9 a) shows the total signal superimposed from the HN model at the station $x = 900$ km (black), which is composed of the incoming wave signal as well as several reflected and multiple re-reflected waves. Figure 9 b) shows the position of the reflectors. Reflector 1R is the partial reflector in the mouth of the Elbe estuary. Reflector 2R is the partial reflector in the Hamburg harbour area. Reflector 3R is the total reflector at the weir in Geesthacht. In Figure 9 a), the wave components from the inserted M_2 partial tide wave are assigned to the individual reflectors. The difference between the results of the simulation with the model domain ReflA (total reflector at weir Geesthacht) and the simulation with the model domain ReflB (no total reflector at weir Geesthacht) can be used to determine the time at which the signal is totally reflected at the weir (blue line in Figure 9, a, indicated with 3rd reflected wave (3R)). The water level elevations that occur from this point on are due to multiple reflections in the system of the Elbe estuary. Figure 9 a) shows both the incoming and the reflected signal into and out of the Elbe estuary model. Several wave components can be identified in the reflected signal and these can be quantified via the best fit of the harmonic wave signals to the reflected signal shown. Here, there is a possibility that there is another reflector at the Pagensander Nebenelbe in addition to the reflectors identified in the Elbe estuary (mouth of the estuary (1R), Hamburg harbour area (2R) and weir in Geesthacht (3R)). However, the reflection investigations in the HN principal model showed that with comparatively short islands in the longitudinal axis, the reflected waves are superimposed in such a way that only water level signals with a small elevation are reflected. Therefore, the reflected signal is assumed to consist of signals reflected back at only three reflectors. The deviations from the main partial tide M_2 to the simulated data result from the higher-harmonic wave components (so-called shallow water partial tides) generated during the propagation along the model. If the higher harmonics M_4 and M_6 are taken into account via the equations in chapter 7.6.2 in Parker (2007), a good agreement (RMSE: 0.005 m with an amplitude of the input signal of 0.1 m) of the wave signals with the simulation data can be achieved.

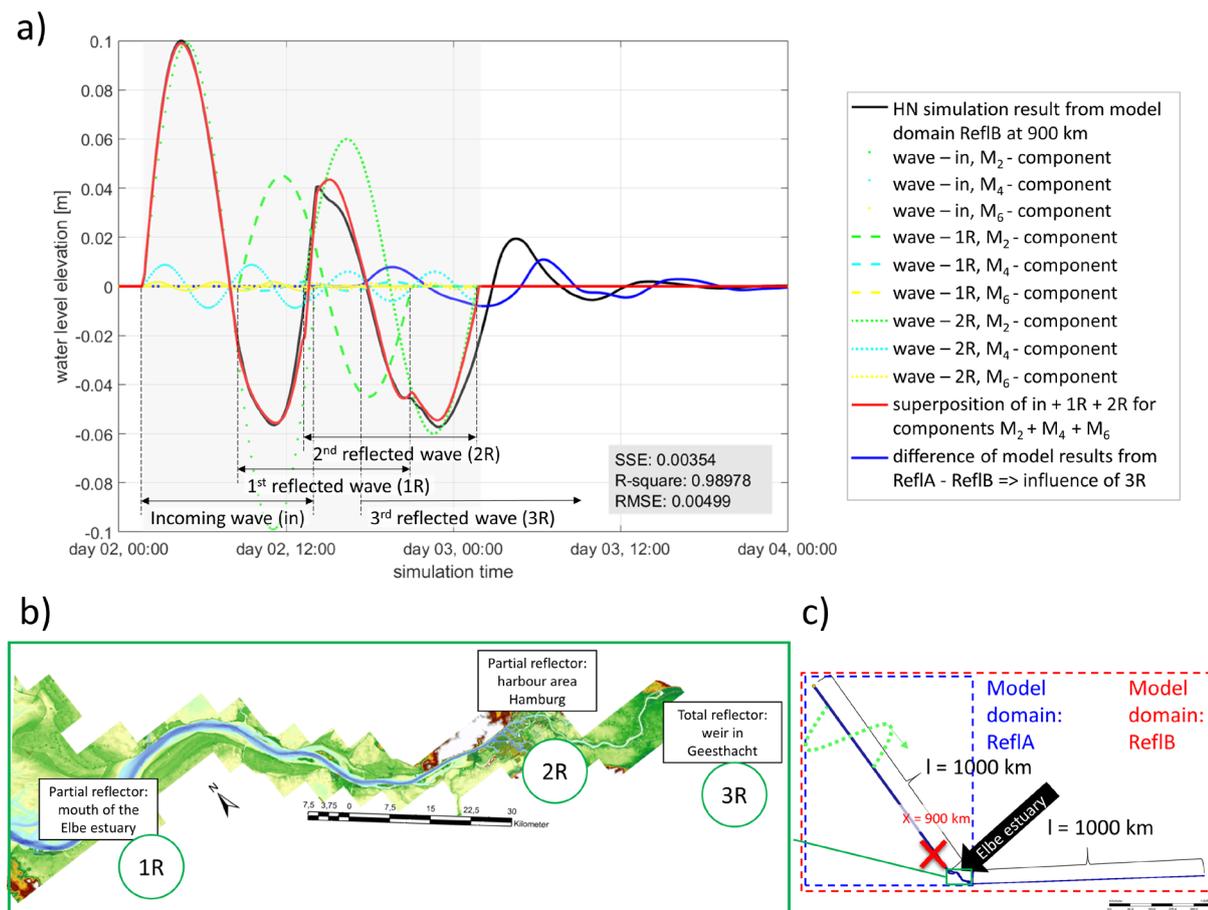


Figure 9: Results of the HN simulation for the study of tidal wave reflection behaviour in the Elbe estuary. a) Temporal representation of HN simulation result (black) compared to wave components (incoming and reflected) for different partial tide components (M_2 , and its higher harmonics M_4 and M_6) at location $x = 900$ km (for the location see c) as well as their superposition (red), b) plan view of the Elbe estuary with the location of the reflectors (1R–3R) and c) Overview of the model domains, location of the Elbe estuary in the model and the evaluation station (X).

From the reflection analysis of the HN simulation results with the Elbe estuary model, the characteristic values listed in Table 1 for the reflectors can be derived in summary:

Table 1: Overview of reflection analysis results from the HN Elbe estuary model.

Reflector	Location of the reflector	Reflection coefficient
Mouth of the Elbe estuary	Elbe-km 710.5	~ 45 %
Bathymetric change in the Hamburg harbour area	Elbe-km 631.5	> 75 %
Weir in Geesthacht	Elbe-km 586	100 %

The reflection coefficient of the mouth in the Elbe estuary is about 45 % in the HN Elbe model. The determination of the reflectance in the Hamburg harbour area is much more complex: The signal is not analysed directly at the reflector and the reflected signal is consequently affected by influencing factors such as cross-sectional convergence, friction, the choice of input amplitude, missing river discharges and others. Therefore, no specific statement from the HN model on the reflection coefficient of the tidal wave is possible via the analysis of the reflected signal. However, if a transmission coefficient of 1.45 at the mouth

and a reversible cross-sectional convergence is assumed, the signal reflected back by 60 % relative to the incoming wave can be explained from a reflected signal with a reflection coefficient of more than 75 % (friction not considered). This reflection coefficient cannot be equated with a so-called standing wave ratio (i.e., the ratio of the height of the oscillation anti-node to the oscillation node) of the Elbe, as the oscillation system in the Elbe is influenced by multiple reflected waves and various factors as well as their complex interactions with each other.

The models serve to improve the system understanding of reflection and resonance of tidal waves. From the analysis with the simplified models, it is already possible to derive essential findings for the system of the Elbe estuary, which are summarised in chapter 5. The anthropogenic changes of the system in the past (expansion of the port of Hamburg, construction of storm surge measures, such as the weir in Geesthacht) as well as the natural morphology of the system (mouth of the Elbe estuary) determine the reflection behaviour of the tidal waves in the system. Further natural or anthropogenic changes of the system can change the reflection coefficients and thus the oscillation system of the tidal waves.

4.2 Influences on tidal oscillations in estuaries

In tide dominated estuaries, the tidal oscillation is the central factor influencing the estuarine system. Reflections are the reason for the formation of a (partially) standing oscillation system. Thus, in some estuaries or marginal seas, a tidal wave oscillatory system is evident in which an antinode and a node of oscillation can be clearly identified: Bay of Fundy in Nova Scotia, Canada (Ippen 1966, Desplanque and Mossman 2001), Gulf of California, USA (Godin 1993), Investigator Strait, South Australia (Bowers and Lennon 1990), Delaware, USA (Ippen 1966), St. Lawrence, North America (Farquharson 1962, Partensky and Marche 1973) and many more. The Elbe also shows this characteristic tidal oscillation system. In the research project RefTide the Elbe estuary was chosen as the study area because of the high data availability and good data quality. The oscillation system in estuaries is formed due to the reflection processes described at the end of the chapter 2.2 and is additionally influenced by other factors (such as friction, river discharge, height of the mean water level, etc.) as analysed in chapters 4.3 and 6.2.1 of the final RefTide-report.

The tidal oscillation system in the Elbe estuary can be identified by harmonic analysis of the measured data. For this purpose, the further developed HAMELS described in chapter 3.3.3 was applied to the measured data and thus the tidal oscillation system was identified by the determination of the amplitudes and phases of the partial tides: The investigated diurnal, semidiurnal, quarter-diurnal and sixth-diurnal partial tides show shared frequency-group specific partial standing waves. Significantly different amplification measures can occur within the groups, for example due to shallow water partial tides. For illustrations and more detailed explanations of the identified oscillation system, see Hein et al. (2021) or the final RefTide-report (Hamburg Port Authority and Technische Universität Hamburg 2022). The same oscillation system of the M_2 partial tide could be reproduced with the HN Elbe model as well as with the analytical model (Figure 10).

In Figure 10, the M_2 partial tide components in the measured data for a river discharge class of $750 \text{ m}^3/\text{s}$ are shown as red crosses. The results of the analytical model for the M_2 amplitude for $750 \text{ m}^3/\text{s}$ are shown as a black line. Since the input values to the analytical

model (essentially the period of the exciting tide, cross-section values in the different sections of the lower, middle, and upper Elbe estuary, and the dissipation rates) were calibrated to these measured data, they agree very well with the oscillation system of the measured data. With the HN Elbe model (blue curve), the partial tidal components of the measured data that were derived from different time periods with the same discharge conditions cannot be reproduced exactly. This is in particular due to the choice of boundary conditions (synthetic signal from the 10 largest partial tides in the Elbe estuary, identified at the Cuxhaven station for a nodal cycle as well as a stationary river discharge of $700 \text{ m}^3/\text{s}$, with neglect of salinity in this synthetic scenario). It is nevertheless clear that in both models, as well as from the measured data, a tidal oscillation system is clearly evident, in which the position of the nodes and anti-nodes coincide.

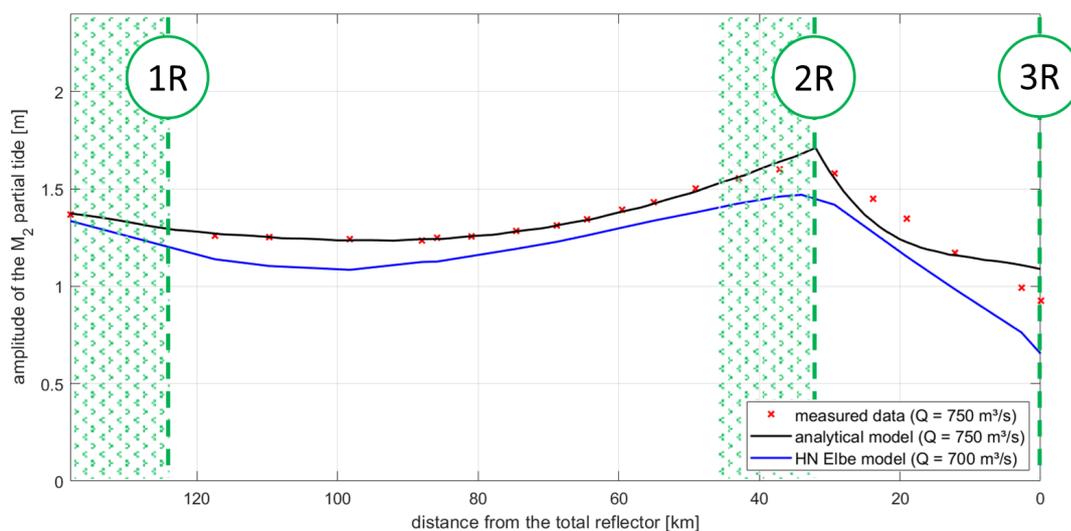


Figure 10: Comparison of the M_2 partial tide component in the analytical and numerical model results with the M_2 partial tide component in the measured data around $700 \text{ m}^3/\text{s}$ in the Elbe estuary. In reality (measured data) and in the HN model, the reflectors have a length. The areas with a green background indicate the location of the reflectors (1R: mouth of the Elbe estuary, 2R: Hamburg harbour area, 3R: weir in Geesthacht). The green dashed lines show the location of the reflectors in the analytical model.

From a series of investigations carried out with the HN principal model, it was possible to create a data basis for determining an empirical exponential function. The degree of dissipation in the empirical exponential function is dependent on different water depths, friction coefficients, specific discharges and input amplitudes. This degree of dissipation was also implemented in the analytical model and thus it was possible to make statements about a change in dissipation for different input amplitudes, water depths, roughness coefficients and specific discharges.

For the case of the Elbe this means: The area between the partial reflector in Hamburg and the total reflector at the weir in Geesthacht shows a higher degree of dissipation due to the lower water depth than downstream of Hamburg. The amplitudes of the semidiurnal partial tides are thus not doubled (or more than that due to multiple re-reflections) at the weir in Geesthacht, as it would be the case if the dissipation were neglected, but actually decrease in the direction of the total reflector. This effect can additionally be attributed to the countercurrent of the specific river discharge: the higher the countercurrent, the greater the dissipation. At high discharge classes, a decrease in the amplitudes of the semidiurnal partial tides can also be identified in the measured data. The higher-harmonic partial tides

(nonlinearities) generated as a result of shallow-water effects are not implemented in the analytical model. However, the evolution of the so-called shallow water partial tides can also be identified in the HN Elbe model: The quarter-diurnal shallow water partial tides are amplified in the area between the partial and total reflector, instead of dissipated, conforming the empirical data analyses results (presented in chapter 4.2.1 of the final RefTide-report and in Figure 3 in Hein et al. (2021)). The amplification of the quarter-diurnal shallow water partial tides is due to increased frictional influences in the upper Elbe estuary because of the stronger influence of the river discharge in combination with the shallower water depth.

4.3 Resonance analyses in the Elbe Estuary

Resonance occurs in an oscillating system when the exciter frequency is equal to the eigenfrequency (or one of its odd harmonics) of the system excited to oscillate. According to the quarter-wavelength criterion, this is the case when the system length is equal to a quarter (or an odd multiple of a quarter) of the exciter wavelength (see chapter 2.3). In addition to the quarter-wavelength criterion test, two additional approaches to test for tidal resonance were developed and applied to the Elbe estuary.

4.3.1 Quarter-wavelength criterion test

The quarter-wavelength criterion is based on simplifications (unattenuated one-sided closed channel of constant width and depth with only one total reflector at the closed end) that do not apply to any estuary. Therefore, to test for tidal resonance in oscillating systems, the quarter wavelength criterion is used as a first approach. The test for resonance is further supported by the additional approaches in the subsequent chapters.

The tidal wavelengths and system lengths of the estuary required for verification of the criterion cannot usually be determined precisely, among other things due to spatially and temporally varying conditions or the presence of multiple partial reflectors. The length of the oscillation system Elbe estuary is around 130 km (e.g. Backhaus (2015)) ± 40 km, depending on chosen borders. The semidiurnal tidal wavelength in the Elbe estuary calculated using several approaches, including different effective water depths, calculated phase velocities, observed travel times and hydrodynamic numerical modelling, ranges between 300 km and 430 km (chapter 2.3.3 in the final RefTide-report). Considering the possible variation in system lengths and exciter wavelengths, the quarter-wavelength criterion can be both rejected and confirmed for the Elbe estuary. Previously published studies differ in their statement if the quarter wavelength criterion is fulfilled for the Elbe estuary: Eichweber and Lange (1998) and Rolinski and Eichweber (2000) stated that the quarter wavelength criterion is fulfilled for the Elbe estuary. Backhaus (2015) and Hartwig (2016), on the other hand, found that no full resonance is established in the Elbe estuary, but that a latent resonance occurs, which contributes to the increased tidal ranges in the port of Hamburg. However, the conducted investigations show that the node of the partial standing wave of the tidal range between 2000 and 2021 was located within the Elbe estuary between Elbe-km 685 and 699 and the node of the semidiurnal partial tide M_2 was located between Elbe-km 674 and 696 and thus not at the open end. Consequently, the quarter-wavelength criterion in the Elbe estuary is not fulfilled and no full resonance is established for the semidiurnal tides.

4.3.2 Determination of the eigenfrequency of the tidal oscillating system

Since the test of the quarter-wavelength criterion showed that the Elbe estuary is not in full resonance, i.e., the eigenfrequency is not equal to the exciter frequency of the dominant M_2 partial tide, there is a need to determine the eigenfrequency. For this purpose, the method of eigenfrequency determination via three-parameter Lorentz curve fitting (LCF) was developed. The fact that the oscillation nodes of the dominant semidiurnal partial tides are located inside the Elbe estuary indicates that the oscillation system is longer than $\frac{1}{4}$ of the dominant tidal wavelength. Consequently, it can be assumed that the eigenfrequency of the system is lower than the semidiurnal exciter frequencies. The LCF over the amplification factors (ratio of the amplitudes at the gauge Harburg at the partial reflector in the Hamburg harbour to the offshore gauge Helgoland) of the investigated diurnal and semidiurnal partial tides yields the eigenfrequency of the Elbe estuary oscillatory system of 1.5615 cycles per day (cpd) (Figure 11, left). This eigenfrequency corresponds to an eigenperiod T_s of 15.37 h. Due to the astronomically given partial tidal frequencies, there is a gap of partial tides between the diurnal and semidiurnal tides. Therefore, for further validation, an additional LCF was applied to the eighth-diurnal partial tides (Figure 11, right), in whose frequency range an odd harmonic of the eigenfrequency is located. Calculated back, this harmonic yields an eigenfrequency of 1.5424 cpd, which lies in the 95 % confidence interval [1.4961 cpd, 1.6268 cpd] of the eigenfrequency determined for the diurnal and semidiurnal partial tides.

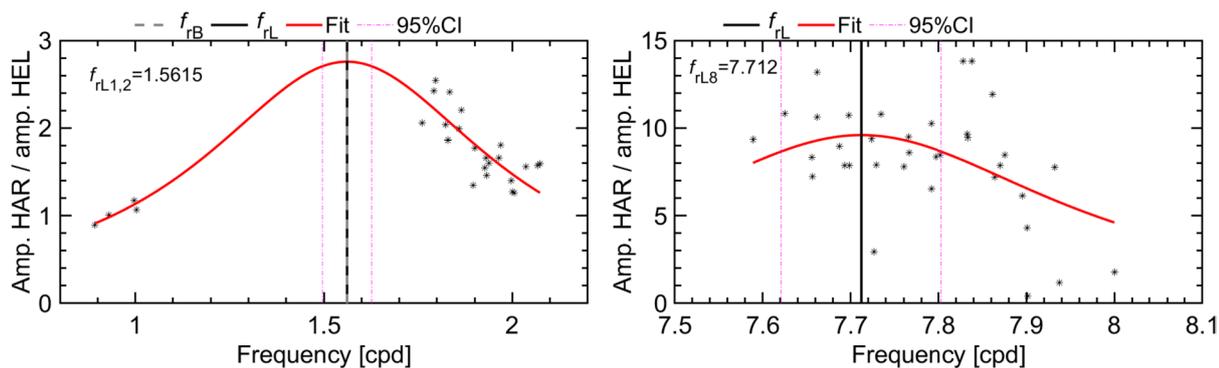


Figure 11: Determination of the eigenfrequency of the Elbe estuary via a three-parameter Lorentzian function-fit (red line). Each asterisk-marker represents the amplitude ratio for a partial tide at the respective frequency between gauge Helgoland in the German Bight and gauge Harburg at the reflector in the Southern Elbe, where maximal tidal ranges are measured. The left diagram shows the diurnal and semidiurnal partial tides. The right diagram shows the eighth-diurnal partial tides. The maximum of the fitting-functions shows the calculated resonance frequency f_{rL} . Additionally shown is the resonance frequency after Backhaus (2015) f_{rB} in the left diagram. Modified after Hein et al. (2021).

Investigations with the analytical model also showed that for the Elbe estuary certain frequencies produce a maximum amplification in the system. For the partial reflector in the port of Hamburg, the maximum amplification relative to the river mouth (factor 1.52) is reached at a frequency of 1.33 cpd, and for the total reflector at the Geesthacht at a frequency of 1.59 cpd (factor of 1.01). It should be noted that the variation of the amplification as a function of frequency decreases with proximity to the maximum and is relatively low between 1.26 cpd and 1.66 cpd. In synthesis, both the empirical data analyses and the analytical model investigations for determining the eigenperiod show that the Elbe estuary

oscillation system is not in resonance, but that the eigenperiod lies in the gap between diurnal and semidiurnal partial tides. Yet the eighth-diurnal partial tides are susceptible to resonance in the Elbe estuary but have low amplitudes in the single-digit centimetre range.

For more details and visualisations, please refer to chapter 4.4.2 in the final RefTide-report and Hein et al. (2021).

4.3.3 Indicators of increasing latent resonance

Although the investigations showed that the Elbe estuary is not in full resonance, the question arises as to whether this state is stable or whether the oscillation system changes over time. For this purpose, the development of the eigenfrequency and the oscillation node position were considered. According to equation (4), the eigenfrequency varies if the length of the estuary or its depth changes. An approach to the quarter-wavelength criterion, i.e., an approach of the eigenfrequency of the system to the astronomically determined exciter frequencies of the dominant semidiurnal partial tides, means an increase in the latent resonance and thus an approach to the fully established resonance case.

Figure 12 shows the temporal development of the eigenfrequencies determined over 1616-day intervals with a 3-month offset from 01.01.2000 to 31.10.2021. There is a decrease in eigenfrequency from the beginning of the investigation period to June 2005, which then remained constant until 2010 and then continued to decrease until 2012 to a minimum of 1.5247 cpd. This is followed by a relatively rapid increase in eigenfrequency up to 1.626 cpd by 2015 with an equally rapid subsequent decrease to a level close to the mean eigenfrequency of 1.5615 cpd. The Theil-Sen line, which does not require a normal distribution and is less influenced by outliers than a normal linear regression, shows a simplifying overall tendency for the latent resonance to increase over the study period.

The analysis of the node positions shows a seaward migration for the tidal range and for the dominant M_2 partial tide (Figure 13), which indicates an approach to a fulfilled quarter-wavelength criterion and thus increasing latent resonance. The fact, that the nodes of the tidal range are generally about 5 km to 10 km more seaward, is because the tidal range represents the envelope of all partial tides with their different node positions.

Admittedly, the development of the eigenfrequency exhibits fluctuations that entail certain uncertainties and do not speak for a constant linear development. With regard to node migration, the distances between the gauges downstream of Elbe-km 674 are, at approx. 10 km to 12 km, twice as large as in the upper part and the node positions differ between successive years, sometimes by more than 4 km. Quantitative statements about the increase in latent resonance, or node migration, must therefore be treated with caution, but the trends are clear.

As a partial cause for the increasing latent resonance, an increase of the water depths in the Elbe estuary derived from the tidal mean water rise and the water volume increase was identified. However, these cannot fully explain the increase in latent resonance. The low river discharge since 2013/14 and reduced friction (derived from the observation from Weilbeer et al. (2021)) in the Elbe estuary suggest additional causes, but their influences on the increasing latent resonance could not be clearly proven within the framework of the project.

For a more comprehensive result and discussion with additional illustrations, please refer to chapter 4.4.3, 6.2.2 and 7.2 in the final RefTide-report (Hamburg Port Authority and Technische Universität Hamburg 2022).

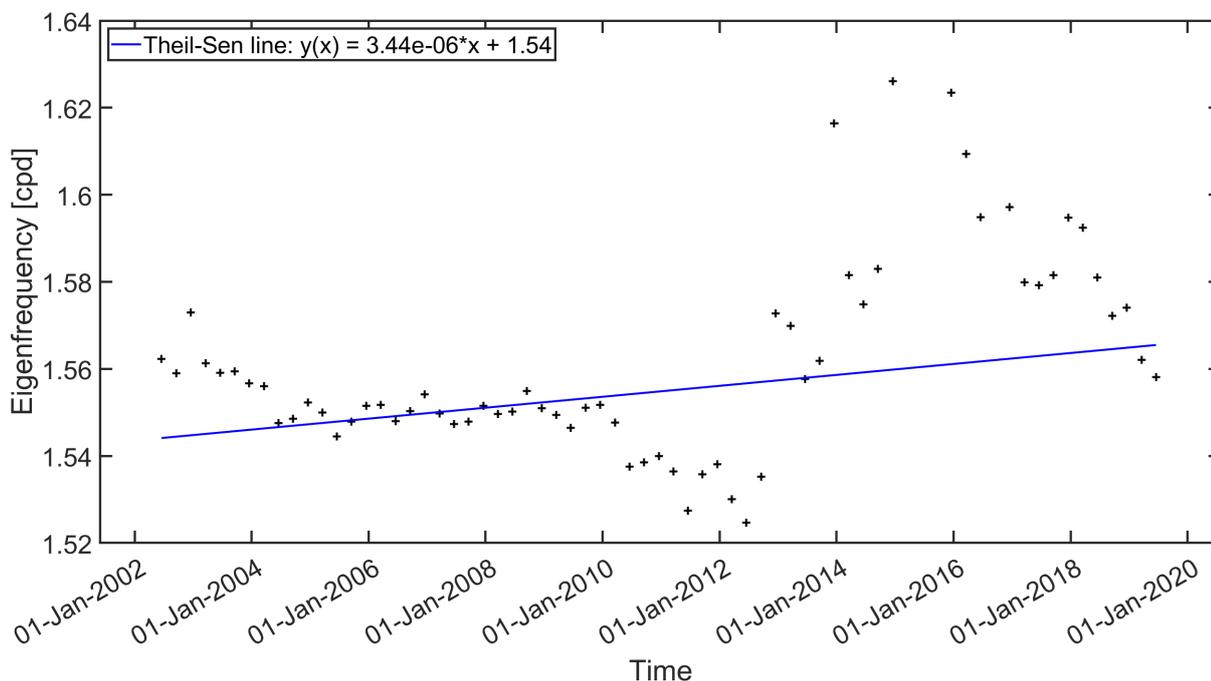


Figure 12: Eigenfrequencies of the Elbe estuary determined by Lorentz curve fitting over 1616-day intervals with a 3-month offset from 01.01.2000 to 31.10.2021. Shown in blue is the Theil-Sen line for determining the simplifying linear trend, which is robust against outliers. The function shows x in days since 01.01.2000.

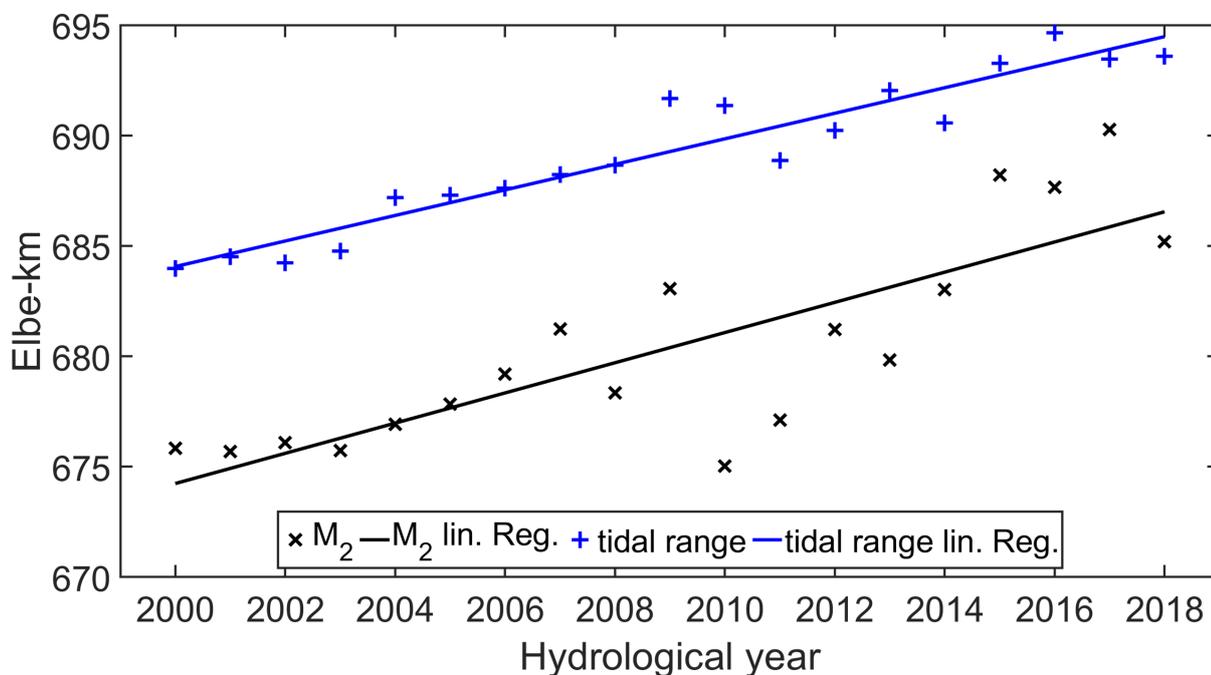


Figure 13: Oscillation node position of the M_2 (black) and the tidal range (blue) along the Elbe kilometres of the hydrological years 2000 to 2018 with corresponding linear regression lines.

5 Summary and Conclusions

The understanding of the reflection and resonance behaviour of tidal waves in estuaries in general and in particular for the Elbe estuary has been considerably improved:

- The main reflectors and their reflection coefficients for tidal waves have been determined. These include abrupt bathymetric changes (cross-sectional constrictions and cross-sectional expansions) and the total reflector at an artificial tidal boundary
 - For the Elbe estuary, these are the mouth of the Elbe estuary ($C_r \approx 45\%$), the Hamburg harbour area ($C_r > 75\%$) and the weir in Geesthacht ($C_r = 100\%$) (see chapter 4.1.3).
- In the case of two reflectors, the formation of the oscillation system depends on the distance between the reflectors to each other (chapter 4.1.1).
 - Even in the full resonance case, there is no infinite amplitude at the total reflector, but a maximum amplitude is established in the oscillation system.
 - The infinite amplification occurs due to the choice of the reference point at the open end of the system, where the oscillation node of the standing wave is located in the resonance case.
 - In real estuaries (and thus also in the Elbe estuary) the tidal oscillatory system is influenced by damping, which reduces both the maximum amplitude and the degree of amplification of the overall oscillation system.
- The reflection coefficient depends on the ratio of the wavelength of the partial tide to the length of the abrupt bathymetric change. The larger this ratio (i.e., the more “abrupt” the change), the larger the reflection coefficient becomes, approaching the analytical solution from the wave-energy-based approach (chapter 4.1.2).
- To test for tidal resonance in semi-closed oscillatory systems, new approaches have been developed. These include i) the determination of the eigenfrequency using the three-parameter Lorentzian function and ii) the detection of oscillation node migration to monitor the temporal evolution of latent resonance. These new methods were applied together with existing conventional tests to the Elbe estuary:
 - The quarter-wavelength criterion is not fulfilled, indicating that the tidal exciter frequency is not equal to the eigenfrequency of the oscillation system.
 - The eigenfrequency of the Elbe estuary was determined by the three-parameter Lorentzian function to be 1.5615 cpd (95 % CI [1.4961, 1.6268]) and thus lies in an astronomically conditioned gap between the diurnal and semidiurnal partial tides.
 - A harmonic of the eigenfrequency lies in the frequency range of the eighth-diurnal partial tides, which are thus sensitive to resonance (but their amplitudes are merely in the single-digit cm range).
 - The investigations show that the Elbe estuary is not in full resonance, but the latent resonance has increased over the investigation period, indicated by a tententially increasing eigenfrequency and a seaward migration of the oscillation node towards the river mouth. The increase in latent resonance has contributed to the increasing tidal range in the Elbe estuary.

Further results have already been published in Sohrt et al. (2021), Hein et al. (2021) as well as in the final RefTide-report (Hamburg Port Authority and Technische Universität Hamburg 2022) and will also be presented in future publications.

The model investigations carried out show that the resonance of the tidal waves in estuaries is not linked to an infinite amplitude of the tidal oscillation – contrary to the view frequently published in the literature. If the general conditions (mean water level, river discharge, estuary geometry and roughness elements such as bed structures or the tributaries) remain the same, a stable oscillation system is established within a few tidal cycles. If the general conditions change, the oscillation system adapts to the changed conditions. Consequently, a dynamic equilibrium of the tidal oscillation system is established in the estuaries, adapted to the prevailing conditions.

The investigations of the factors influencing the oscillation system show that the general conditions were not constant during the period of investigation after the fairway adjustment in 1999, despite the absence of major river engineering measures. On the one hand, this shows that the Elbe estuary is subject to dynamic variations in the general conditions, which, in addition to anthropogenic interventions such as river engineering measures, have a significant influence on the oscillation system. On the other hand, this indicates that abrupt changes in the oscillation system can lead to persistent changes in the morphology and oscillation system even after completion. For example, a newly established oscillation system brings with it altered induced flow velocities and thus also altered sedimentary erosion and accumulation zones. In addition, such a deepening of the oscillatory system with an accompanying approach to the resonance case can set in motion an erosive process due to the increased induced flow velocities, which further deepens the system and consequently increases the latent resonance until the resonance case is fulfilled (Bakker 1998). An increasing latent resonance in the Elbe estuary can be observed over the study period. This is accompanied by increased tidal pumping. Tidal pumping describes the effect that the “asymmetry of the tide [...] causes the suspended sediment flux to be greater on the flood tide than on the ebb tide” (Dyer 1997, p. 159). With stronger flood tide the suspended sediment is pumped towards the head of the estuary and can lead to a transport of fine sediments from the mouth into the estuary (e.g. shortly explained in Brenon and Le Hir (1999)). This in turn leads to siltation of the harbour basins and the formation of fluid mud layers, which overprint the riffle and dune structures and thus reduce bed friction (discussed in Weilbeer et al. (2021)). This must be responded to by relieving the sediment balance, by exporting fine sediments from the system, while at the same time retaining the sand fraction in the system to stabilise transport bodies and consequently the entire bed. This is also necessary so that the bed roughness can be restored through the formation of new transport bodies after fairway adjustments have been carried out with the accompanying smoothing of the bed. In this context, the constantly low level of river discharge since 2014 should also be viewed critically. This leads to the fact that the fine sediment is no longer sufficiently transported out of the system and instead accumulates in the Elbe estuary. In this respect, a transnational water withdrawal management of the Elbe should be strived for, which takes into account not only regional needs but also the needs of downstream Elbe states and public interests.

The improved understanding of systems and processes is an important basis for decision-makers to estimate the effects of future developments inside the system as well as at the outer system boundaries – foreseeable also due to the consequences of climate change – and to incorporate them into adaptive action at an inter-territorial scale. Forecasts of the future development of the tidal regime in estuaries based on the knowledge gained could give new orientation to the objectives of management and development plans for nature

conservation as well as urban and port planning and coastal protection. An obvious utilisation option exists above all in the optimisation of sediment management to secure water depths in harbour entrances.

Finally, it should be emphasised that impact forecasts for future measures must also take into account possible developments over longer-term time horizons and more complex system interrelationships when planning interventions in the oscillation system such as river engineering measures. Subsequent to the measures, long-term monitoring is necessary.

6 References

- Backhaus, J. O.: Latent resonance in tidal rivers, with applications to River Elbe. *Journal of Marine Systems*, 151, 71–78, doi:10.1016/j.jmarsys.2015.06.005, 2015.
- Bakker, W. T.: Effect Resonance on Morphology of Tidal Channels. *Coastal Engineering Proceedings*. doi:<https://doi.org/10.9753/icce.v26.%p>, 1998.
- Baquerizo, A.: Wave reflection on beaches: Methods of assessment and forecasting. Ph. D. Thesis, University of Cantabria. In Spanish, 1995.
- Betzler, K.: Fitting in Matlab, Fachbereich Physik der Universität Osnabrück, 2003.
- Boehlich, M. J.; Strotmann, T.: The Elbe Estuary. *Die Küste*, 74, 288–306, 2008.
- Boon III, J. D.; Kiley, K. P.: *Harmonic Analysis and Tidal Prediction by the Method of Least Squares: A User's Manual*, 1978.
- Bowers, D.; Lennon, G.: Tidal progression in a near-resonant system. A case study from South Australia. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 30(1), 17–34, 1990.
- Brenon, I.; Le Hir, P.: Modelling the turbidity maximum in the Seine estuary (France): identification of formation processes. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 49(4), 525–544, 1999.
- Coastal Engineering Research Center: *Shore protection manual* (4. ed.). U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station Coastal Engineering Research Center, Washington, D.C., 1984.
- Committee of Coastal Protection Works of HTG and DGGT (EAK): *Die Küste. EAK 2002. Empfehlungen für die Ausführung von Küstenschutzwerken durch den Ausschuss für Küstenschutzwerke der Deutschen Gesellschaft für Geotechnik e.V. und der Hafenbautechnischen Gesellschaft e.V.*, 2002.
- Cooley, J. W.; Tukey, J. W.: An algorithm for the machine calculation of complex Fourier series. *Mathematics of computation*, 19(90), 297–301, 1965.
- Dean, R. G.; Dalrymple, R. A.: *Water wave mechanics for engineers and scientists* (Repr ed.). World Scientific, Singapore, 1991.
- Desplanque, C.; Mossman, D. J.: Bay of Fundy tides. *Geoscience Canada*, 28(1), 1-11, 2001.
- Díez-Minguito, M.; Baquerizo, A.; Ortega-Sánchez, M.; Ruiz, I.; Losada, M. A.: Tidal Wave Reflection from the Closure Dam in the Guadalquivir Estuary (Sw Spain). *Coastal Engineering Proceedings*, 1(33), 58, 2012.

- Dyer, K. R.: *Estuaries: A Physical Introduction* (2nd ed.). Wiley, Chichester, 1997.
- Eagleson, P.: Small amplitude wave theory. In: A. T. Ippen (Ed.), *Estuary and coastline hydrodynamics* 493–545, McGraw-Hill, New York, 1966.
- Eichweber, G.; Lange, D.: Über die Bedeutung der Reflexion von Obertiden für die Unterhaltungsaufwendungen in der Tideelbe. *Die Küste*, 58, 179–198, 1996.
- Eichweber, G.; Lange, D.: Tidal Subharmonics and Sediment Dynamics in the Elbe Estuary. Vortrag, 3rd International Conference on Hydro-Science and -Engineering: Brandenburg University of Technology at Cottbus, Cottbus/Berlin, 1998.
- Farquharson, W.: Tides, tidal streams and currents in the Gulf of St. Lawrence. Canadian Hydrographic Service, Surveys and Mapping Branch, Department of Mines and Technical Surveys, Ottawa, 1962.
- Goda, Y.: *Random seas and design of maritime structures* (2nd ed.). World Scientific Publishing Company, Singapore & New Jersey, 2000.
- Godin, G.: On tidal resonance. *Continental Shelf Research*, 13(1), 89–107, 1993.
- Hamburg Port Authority and Technische Universität Hamburg (Hg.): Abschlussbericht RefTide: Das Reflexions- und Resonanzverhalten Tide-dominierter Ästuarie (RefTide). Eine Analyse des Antwortverhaltens der Tideelbe auf die Gezeitenanregung, Teilprojekte: Reflexion und Resonanz, Fachlicher Schlussbericht, Hamburg Port Authority, Technische Universität Hamburg, 2022.
- Harris, R. A.: Seiches in lakes, bays, etc. In: *Manual of tides* 2, 467–482, US Government Printing Office, 1894.
- Hartwig, F.: Das Schwingungsverhalten der Tideelbe hinsichtlich Resonanz. *Die Küste*, 84, 193–212, 2016.
- Hein, S. S.; Sohrt, V.; Nehlsen, E.; Strotmann, T.; Fröhle, P.: Tidal Oscillation and Resonance in Semi-Closed Estuaries. Empirical Analyses from the Elbe Estuary, North Sea. *Water*, 13(6), 848, 2021.
- Hensen, W.: Die Entwicklung der Fahrwasserverhältnisse in der Außenelbe. In: *Jahrbuch der Hafenbautechnischen Gesellschaft* 91–165, Springer, Berlin, Heidelberg, doi:10.1007/978-3-642-90884-2_10, 1941.
- Hervouet, J.-M.: TELEMAC modelling system: an overview. *Hydrological Processes*, 14(13), 2209–2210, doi:10.1002/1099-1085(200009)14:13<2209::Aid-hyp23>3.0.Co;2-6, 2000.
- Hunt, J.: Tidal oscillations in estuaries. *Geophysical Journal International*, 8(4), 440–455, 1964.
- Ippen, A. T. (Ed.) *Estuary and coastline hydrodynamics*. New York: McGraw-Hill, 1966.
- Ippen, A. T.; Harleman, D. R. F.: Tidal Dynamics in Estuaries. In: A. T. Ippen (Ed.), *Estuary and coastline hydrodynamics* 493–545, McGraw-Hill, New York, 1966.
- Lamb, H.: *Hydrodynamics* (6. ed.). Univ. Pr, Cambridge, 1932.

Marche, C.; Partenscky, H.-W.: Deformation of Tidal Waves in Shallow Estuaries. *Coastal Engineering Proceedings*(13), 134–134, 1972.

Mikhailov, E. E.: Fitting and data reduction. In: *Programming with MATLAB for scientists: A beginner's introduction*, CRC Press, 2018.

Parker, B. B.: *Tidal analysis and prediction*. US Department of Commerce, Silver Spring, doi:10.25607/obp-191, 2007.

Partenscky, H.-W.; Marche, C.: Verformung von Tidewellen im Flachwasserbereich. *Die Küste*(24), 83–92, 1973.

Proudman, J.: *Dynamical Oceanography*. Methuen & Co., London, 1953.

Rolinski, S.; Eichweber, G.: Deformations of the tidal wave in the Elbe estuary and their effect on suspended particulate matter dynamics. *Physics and Chemistry of the Earth, Part B: Hydrology, Oceans and Atmosphere*, 25(4), 355–358, doi:10.1016/s1464-1909(00)00025-3, 2000.

Schureman, P.: *Manual of harmonic analysis and prediction of tides* (Vol. Special Publication No. 98). US Department of Commerce, Washington D.C., 1958.

Sohrt, V.; Hein, S. S. V.; Nehlsen, E.; Strotmann, T.; Fröhle, P.: Model Based Assessment of the Reflection Behavior of Tidal Waves at Bathymetric Changes in Estuaries. *Water*, 13(4), 489, 2021.

Wasserstraßen- und Schifffahrtsverwaltung des Bundes: Tideelbe – Fahrinnenanpassung 1999 – Untersuchungsrahmen. Stand 08.07.2022: <https://www.kuestendaten.de/Tideelbe/DE/Projekte/FRA1999/Planfeststellungsverfahren/Antragsunterlagen/UVU/Textband/04-00-00-html.html>, 2022.

Weilbeer, H.; Winterscheid, A.; Strotmann, T.; Entelmann, I.; Shaikh, S.; Vaessen, B.: *Analyse der Hydrologischen und Morphologischen Entwicklungen in der Tideelbe für den Zeitraum 2013–2018*, 2021.

Einfluss von Sandfangzaunkonfigurationen auf das Wachstum des Dünenfußes

Christiane Kreyenschulte, Mariana Vélez Pérez und Holger Schüttrumpf

RWTH Aachen University, Institut für Wasserbau und Wasserwirtschaft,

christiane.kreyenschulte@web.de ORCID ID 0000-0002-4005-1975

mariana.velez@rwth-aachen.de ORCID ID 0009-0006-7751-3236

schuettrumpf@ivw.rwth-aachen.de ORCID ID 0000-0002-0104-0499

Zusammenfassung

Sandfangzäune aus lokal verfügbarem Buschmaterial stellen eine naturnahe Küstenschutzmaßnahme dar, die das Wachstum des Dünenfußes unterstützen können. Durch die Installation von Sandfangzäunen in der Nähe des seeseitigen Dünenfußes wird die Geschwindigkeit des auflandigen Windes verringert, so dass sich die äolisch transportierten Sedimente an den einzelnen Buschreihen eines Sandfangzauns ansammeln können. Dadurch wird ein zusätzlicher Sedimentpuffer geschaffen, der die Energie von einlaufenden Wellen dämpfen oder lokale Defizite des Sedimentbudgets ausgleichen kann. Gegenwärtig beruht der Bau von Sandfangzäunen größtenteils auf Erfahrungswerten, da nur wenige wissenschaftliche Studien ihre Effektivität, ihr optimales Design, die Anordnung der einzelnen Reisisglinien sowie ihre relative Position im Strandprofil zur Sedimentakkumulation untersucht haben. Jedoch sind für die Wiederherstellung und die Instandhaltung von Stranddünen systemen detaillierte Kenntnisse über die Wechselwirkung zwischen dem Stranddünen system und den Sandfangzäunen erforderlich, um effektive Sandfangzäune entlang ausgedehnter Küstenabschnitte zu gewährleisten.

Daher wurden Langzeituntersuchungen zum Dünenfußwachstums an Abschnitten mit und ohne Sandfangzäunen auf den ostfriesischen Inseln Langeoog und Norderney durchgeführt. Die untersuchten Sandfangzäune bestanden aus lokal vorhandenem Reisisgmaterial und unterschieden sich in ihrem Alter seit Installation, ihrer Porosität und ihrer Anordnung von parallel und orthogonal zu den Küstendünen ausgerichteten Buschreihen. Mithilfe von wiederholten unbemannten Drohnenflügen von März 2020 bis Mai 2021 konnten aus den Drohnenaufnahmen via digitaler Photogrammetrie digitale Höhenmodelle erstellt werden. So konnten die Volumenänderungen um verschiedene Sandfangzaunkonfigurationen über die Zeit ausgewertet werden. Es zeigte sich, dass die vorherrschenden Randbedingungen wie die vorhandene Topographie, die Sedimentzufuhr, die Porosität des Zauns, die Höhe der herausragenden Äste und die Anordnung der Reisisglinien die Effektivität Sediment zu akkumulieren, maßgeblich beeinflussten. Die Wachstumsrate des Dünenfußes war unmittelbar nach dem Bau eines neuen Sandfangzauns signifikant und nahm mit der Zeit ab. Sandfangzäune mit geringerer Porosität begünstigten ein lokales Wachstum direkt an den Buschreihen, während Zäune mit höherer Porosität eine Sedimentakkumulation weiter windabwärts begünstigten.

Schlagwörter

Sandfangzäune, Nature-based Solutions, Wachstum des Dünenfußes, Äolischer Sedimenttransport

Summary

Sand trapping fences made of locally available brushwood are a widely used nature-based solution to initiate and facilitate the establishment of the dune toe. By installing sand trapping fences close to the seaward dune toe, the incoming onshore wind velocity is reduced so that windblown sediment can accumulate at the individual brushwood lines downwind. Thereby, an additional sediment buffer is created and the developed sediment buffer can attenuate incoming wave energy or rebalance local deficits in sediment budgets. At present, the construction of sand trapping fences is mainly based on empirical knowledge since only a few scientific studies investigate their efficiency, optimal design, arrangement of individual brushwood lines, and relative position in the beach-dune profile. However, the restoration and maintenance of beach-dune systems along the coast requires detailed knowledge of the interaction between the beach-dune system and the sand trapping fences to ensure effective sand trapping fences. In order to investigate the dune toe growth around different sand trapping fences' configurations, long-term field campaigns were conducted at coastal sections without and in the vicinity of sand trapping fences on the East Frisian islands Langeoog and Norderney. In the course of these campaigns, sand trapping fences made of locally available brushwood differing in their installation age, porosity, and arrangement parallel or orthogonal to the coastal dunes were monitored by repeated surveys with unmanned aerial vehicles. Digital elevation models achieved by digital photogrammetry were used for analyzing the dune toe volume changes with time. It was found that prevailing boundary conditions such as topography, sediment supply, porosity, protruding branch height, and arrangement significantly influenced the efficiency to accumulate sediment. The dune toe growth rate was significant immediately after constructing a new sand trapping fence and decreased over time. Sand trapping fences with lower porosity caused localized coastal dune toe growth directly at their brushwood lines, whereas fences with higher porosity led to sediment deposition further downwind.

Keywords

Sand trapping Fences, Nature-based solutions, Dune Toe Growth, Aeolian Sediment Transport

1 Einleitung

Küstendünen nehmen zahlreiche unterschiedliche Funktionen ein: sie sind Habitat für Flora und Fauna, haben eine hohe touristische und sozioökonomische Bedeutung und sind zudem ein integraler Bestandteil von Küstenschutzmaßnahmen. Sie schützen das tiefer liegende Hinterland bei Sturmfluten gegen Hochwasser. Der Großteil der sandigen Küstengebiete erfährt Erosion durch energetische Prozesse von Wellen, Wind und Strömungen (Hesp 2011). Es wird angenommen, dass diese Erosion aufgrund des Klimawandels und des damit verbundenen Anstiegs des Meeresspiegels sowie der Intensität und Häufigkeit von Sturmfluten weiter zunehmen wird (Harff et al. 2011, Keijsers et al. 2015, Hesp 2011). In Anbetracht der Tatsache, dass etwa 33 % der Weltbevölkerung in einem Abstand von 100 Kilometern zur Küstenlinie leben (NASA 2020), wird deutlich, wie wichtig die Wiederherstellung und die Instandhaltung von Küstendünen sind (NLWKN 2007). Aufgrund

des wachsenden Umweltbewusstseins der Bevölkerung haben Küstendünen ein vermehrtes Interesse an einem nachhaltigen Küstenschutz erfahren, insbesondere im Zusammenhang mit nature-based Solutions. So können Sandfangzäune aus lokal verfügbarem Buschmaterial eine umweltfreundliche und effektive Küstenschutzmaßnahme zur Wiederherstellung und zum Erhalt von Stranddünenystemen darstellen (Morris et al. 2018).

Durch die Installation von Sandfangzäunen in der Nähe des seeseitigen Dünenfußes wird die Geschwindigkeit des auflandigen Windes verringert, so dass sich die äolisch transportierten Sedimente an den einzelnen Buschreihen eines Sandfangzauns ansammeln können. Dadurch wird ein zusätzlicher Sedimentpuffer geschaffen, der die Energie von einlaufenden Wellen dämpft oder ein lokales Sedimentdefizit ausgleichen kann (Eichmanns et al. 2021), siehe Abbildung 1.

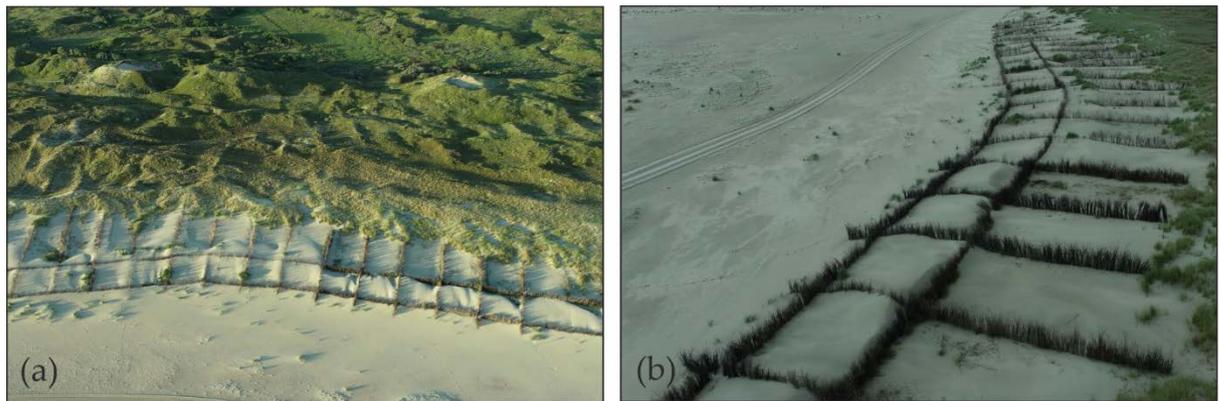


Abbildung 1: (a) Drohnenaufnahme sowie (b) Nahaufnahme vom Sandfangzaun auf Norderney vom 25.08.2020.

Der Bau von Sandfangzäunen beruht derzeit auf empirisch gewonnenen Erkenntnissen, da nur wenige wissenschaftliche Studien die Effektivität in Abhängigkeit der optimalen Gestaltung (Zaunhöhe und Zaunporosität), Anordnung der einzelnen Buschreihen sowie der relativen Position im Strandprofil untersuchen (Ruz und Anthony 2008, Anthony et al. 2007, Eichmanns und Schüttrumpf 2020, 2021, Itzkin et al. 2020). Für Küstenmanagerinnen und Küstenmanager, die Sandfangzäune zur Wiederherstellung und Erhaltung von Stranddünenystemen installieren, ist das Wissen über die Wechselwirkung zwischen äolischem Sedimenttransport, Sandfangzäunen und Stranddünenystem jedoch entscheidend, um effektive Sandfangzäune zu gewährleisten. Um diese Wissenslücken zu schließen und die Wirksamkeit von Sandfangzäunen, die sich in der Zaunporosität, der Zaunhöhe und der Anordnung der einzelnen Reihelinien unterscheiden, quantitativ bewerten zu können, wurden im Rahmen des BMBF-Forschungsprojekts ProDune (FKZ: 03KIS125) sowohl Kurzzeit- als auch Langzeit-Messkampagnen in-situ als auch physikalische Modellversuche in der wasserbaulichen Versuchshalle des IWW durchgeführt, vgl. Abbildung 2.



Abbildung 2: Aufbau des Projekts ProDune seitens IWW.

Zunächst müssen die Unterschiede zwischen dem durch Sandfangzäune beeinflussten äolischen Sedimenttransport und den natürlichen Bedingungen an der Küste verstanden werden (in-situ Untersuchung I). Dazu wurde ein Kurzzeit-Feldexperiment auf der ostfriesischen Insel Langeoog durchgeführt, bei dem Windgeschwindigkeit, Windrichtung, vertikale Sedimentprofile, äolische Sedimenttransportraten und Feuchtigkeitsgehalte am Strand, Dünenfuß, Dünenkrone und Sandfangzaun gemessen wurden. Weiter wurde am Strand, Dünenfuß und am Sandfangzaun untersucht, inwieweit empirische Modelle zur Vorhersage der äolischen Sedimenttransportraten herangezogen werden können, siehe Eichmanns und Schüttrumpf (2020).

Zur Untersuchung des Dünenfußwachstums im Bereich unterschiedlicher Sandfangzaunkonfigurationen wurden auf den ostfriesischen Inseln Langeoog und Norderney auch Langzeitmessungen mithilfe von wiederholten unbemannten Drohnenflügen durchgeführt (in-situ Untersuchung II). Die installierten Sandfangzäune unterschieden sich in ihrem Alter seit Installation, ihrer Porosität und ihrer Anordnung parallel oder orthogonal zu den Küstendünen. Weiter wurde die Trendentwicklung des Dünenfußes grob anhand von potentiellen Sedimenttransportraten, die über die stündlichen meteorologischen Daten integriert wurden, abgeschätzt, siehe Eichmanns und Schüttrumpf (2021).

Im Anschluss an die Feldkampagnen wurden Windkanaluntersuchungen durchgeführt, um die Sedimentakkumulation um einen Sandfangzaun unter Berücksichtigung der wichtigsten Einflussfaktoren, Zaunhöhe und Zaunporosität, zu untersuchen. Im Vergleich zu den Feldexperimenten boten die Windkanaluntersuchungen die Möglichkeit, den Einfluss spezifischer Zauneigenschaften unter konstanten Randbedingungen zu untersuchen, siehe Eichmanns und Schüttrumpf (2022).

Das Ziel des vorliegenden Küste-Teilbeitrags ist es, einen Teil der Ergebnisse der Untersuchungen des Dünenfußwachstums im Bereich unterschiedlicher Sandfangzaunkonfigurationen auf Langeoog und Norderney (in-situ Untersuchungen II) zusammenfassend darzustellen, siehe auch Eichmanns und Schüttrumpf (2021).

Ein Großteil der dargestellten Ergebnisse wurde bereits in Eichmanns et al. (2021), Eichmanns und Schüttrumpf (2020, 2021, 2022) und Eichmanns (2022) veröffentlicht. Die entsprechenden Ergebnisse wurden unter den Allgemeinen Geschäftsbedingungen der Creative Commons Lizenz veröffentlicht (CC BY) (<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>).

2 Untersuchungsgebiete Langeoog und Norderney

Die in-situ Untersuchungen fanden auf den ostfriesischen Inseln Langeoog und Norderney von Mai 2020 bis März 2021 statt, siehe Abbildung 3. Diese erstrecken sich über eine Gesamtlänge von ca. 90 km. Dabei sind die Inseln durch sechs Gezeitenbuchten voneinander getrennt. Zwischen den Barriereinseln und dem Festland (Entfernung ~3–20 km) liegen ausgedehnte Wattflächen (NLWKN 2010).

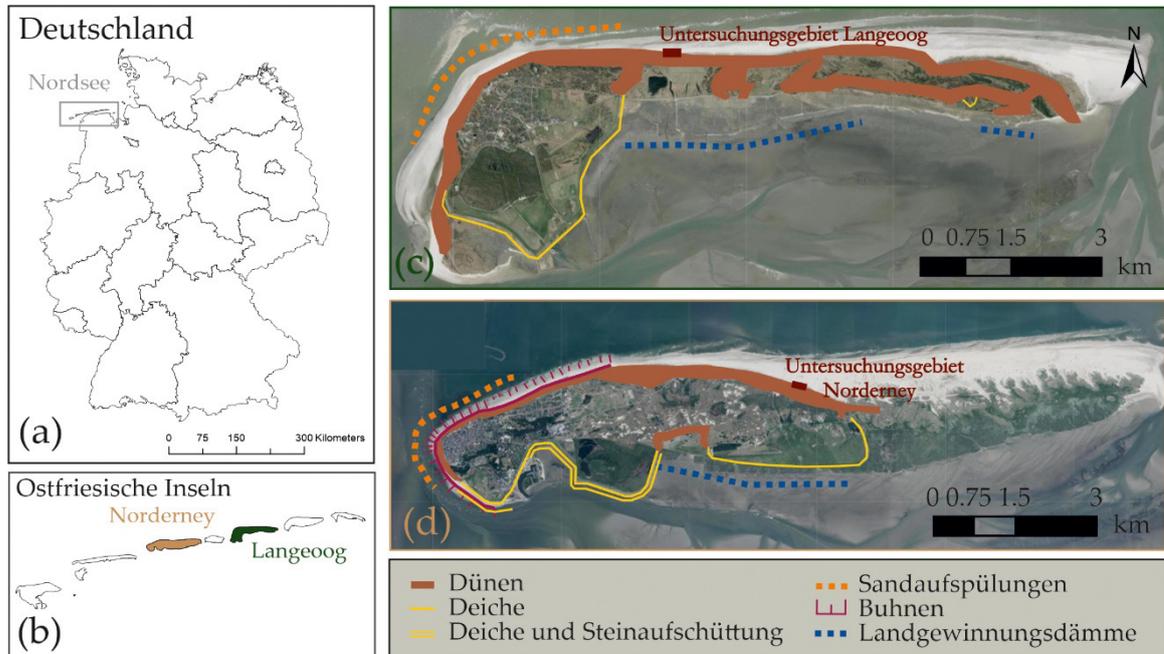


Abbildung 3: (a) Lage der Ostfriesischen Inseln entlang der deutschen Nordseeküste, (b) Darstellung der Ostfriesischen Inseln, (c) Untersuchungsgebiet Langeoog und (d) Norderney. Veröfentlichtung mit Genehmigung von © GeoBasis-DE/ BKG, 2021 (BKG), Daten basierend auf NLWKN (2010), Eichmanns und Schüttrumpf (2021). Diese Abbildung ist eine open-access Abbildung veröffentlicht unter den Allgemeinen Geschäftsbedingungen der Creative Commons Attribution Lizenz (CC BY) (<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>).

Die ostfriesische Insel Langeoog ist $\sim 20 \text{ km}^2$ groß, und ihre Morphologie besteht im Allgemeinen aus einem natürlichen Sandstrand, gefolgt von Dünenlandschaften. Die Dünen sind teilweise mit dem Europäischen Strandhafer (*Ammophila arenaria*) bewachsen (Eichmanns und Schüttrumpf 2020, NLWKN 2010). Die Insel verfügt über eine 5,5 km lange Deichlinie (gelbe Linie) im Südwesten und eine 0,3 km lange Deichlinie (gelbe Linie) im Südosten, während Küstendünen (braune Bereiche) auf einer Länge von $\sim 20,3 \text{ km}$ die Küstenlinie von der Südwestseite der Insel nach Norden und Osten schützen. Im Nordwesten der Insel werden bei Bedarf Sandaufspülungen durchgeführt (orange gestrichelte Linie). Das Untersuchungsgebiet Langeoog befindet sich nördlich der Insel in unmittelbarer Nähe des Dünenfußes. Der entsprechende Strandabschnitt besteht aus Quarzsand mit einer mittleren Korngröße von $d_{50} = 218 \mu\text{m}$ und besitzt eine relativ starke Neigung von $m \sim 1:50$ (Eichmanns und Schüttrumpf 2020). Die Strandbreite W [m], angegeben als der Abstand zwischen einem definierten Wasserstand (Mittelwert des Hochwasserpegels MHW oder Mittelwert des Niedrigwasserpegels MNW) und dem Dünenfuß ($\xi = +3 \text{ mNHN}$ (Ladage 2002)), schwankte während des Untersuchungszeitraums zwischen $\sim 300 \text{ m}$ bei $\text{MNW} = -1,3 \text{ mNHN}$ und $\sim 70 \text{ m}$ bei $\text{MHW} = +1,4 \text{ mNHN}$ (BSH

2019, 2020). Während des Untersuchungszeitraums war die trockene Strandbreite immer $W > 50$ m. Im Juli 2020 wurden im Pirolatal auf der Insel Langeoog, 1,5 km westlich des Untersuchungsgebietes, Sandaufspülungen mit einem Sandvolumen von $V = 700.000$ m³ durchgeführt.

Norderney ist mit einer Fläche von ~ 26 km² die zweitgrößte ostfriesische Insel. Sie besitzt Küstendünen (braune Flächen), die sich über $\sim 12,1$ km von der Südwestseite der Insel nach Norden zur Inselmitte hin erstrecken. Die Küstendünen sind teilweise auch mit *Ammophila arenaria* bewachsen. Die Strandneigung auf Norderney ist mit $m \sim 1:200$ deutlich flacher als auf Langeoog. Die Küstenlinie ist im Süden auf über ~ 10 km durch Küstendeiche (gelbe Linie) geschützt. Zusätzlich wird die Deichlinie teilweise durch Deckwerke (gelbe Doppellinie) und massive Buhnen (lila Linie) geschützt. Im Nordwesten der Insel werden bei Bedarf Sandaufspülungen vorgenommen (orange gestrichelte Linie) (NLWKN 2010). Das Untersuchungsgebiet Norderney liegt ebenfalls im Norden der Insel am Dünenfuß und wies über den Untersuchungszeitraum eine trockene Strandbreite von $W \sim 320$ m auf (MHW = +1,2 mNHN (BSH 2019, 2020). Bei Niedrigwasser (MNW = -1,3 mNHN) stieg die Strandbreite bis auf $W \sim 550$ m an. In der Vergangenheit errichtete Sandfangzäune umgeben das Untersuchungsgebiet (NLWKN 2010).

Der Anstieg des Meeresspiegels im Holozän, das reichliche Vorhandensein von Sedimenten, großflächige Aufschüttungen und Sturmfluten haben wesentlich zur Entwicklung und Form dieser Barriereinseln beigetragen (Reise 2005, Oost et al. 2012). Bisher hat der in unregelmäßigen Zeiträumen von Jahrzehnten stattfindende Küstenlängstransport der intertidalen Sandbänke im Küstenvorland von West nach Ost durch Gezeiten, Strömungen, Wellenbelastungen und Sturmfluten den Sedimenthaushalt der Ostfriesischen Inseln erheblich verändert und zu einem zeitweiligen Sandangebot oder -defizit für diese Inseln geführt (EAK 2020, NLWKN 2010, Oost 2012).

Die Ostfriesischen Inseln können als mesotidiale Barriereinseln mit halbtägigen Gezeiten und einem Tidenhub von etwa $TR \sim 2,5$ m (Norderney, Riffgat) bis zu $TR \sim 2,7$ m (Langeoog, Hafeneinfahrt) eingestuft werden (BSH 2020, Hayes 1979, Thorenz 2008). Bei ansteigender Tide füllen sich die Tidebecken, bei abnehmender Tide werden sie wieder geleert (Niemeyer 1995). Die einlaufenden Wellen kommen überwiegend aus den Richtungen Nordwest und Südwest wobei die nordwestliche Komponente der Wellen auf die Untersuchungsgebiete Langeoog und Norderney trifft (BAW et al. 2020).

Während der gesamten Messkampagne von Mai 2020 bis März 2021 wurde von dem Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie (BSH 2021) keine Sturmflut gemessen, die den Dünenfuß erreichte. Dies deutet darauf hin, dass die Veränderung des Dünenvolumens maßgeblich durch äolische Prozesse und Sandfang verursacht wurde.

Für die vorherrschenden Windbedingungen auf den beiden Inseln Langeoog und Norderney werden die Messdaten des Deutschen Wetterdienstes von den Wetterstationen Norderney und Spiekeroog (DWD 2019) herangezogen. Abbildung 4 (a) zeigt die stündlich gemittelten Winddaten an der Wetterstation Norderney in einer Höhe von 11 m über dem Boden und (b) Spiekeroog in einer Höhe von 14 m über dem Boden. Die Winddaten vom 01. Mai 2020 bis 31. März 2021 sind als Windrosen dargestellt. Während des gemessenen Zeitraums wurde eine signifikante Südwestkomponente des Windes mit Windgeschwindigkeiten von bis zu ~ 20 m/s und hauptsächlich schräg ablandigen Windverhältnissen in Bezug auf die Küstenlinie aufgezeichnet. Der schräg auflandige Wind trat weniger häufig auf, erreichte aber im Durchschnitt höhere Windgeschwindigkeiten (DWD 2019). Die starken

Südwestwinde haben an beiden Untersuchungsstandorten nur geringe Auswirkungen auf den lokalen Wasserstand, während die selteneren, aber starken Nordwestwinde eine längere Fetchlänge haben und lokal zu höheren Wasserständen führen können.

Beide Wetterstationen liefern ähnliche Ergebnisse, wobei auf Spiekeroog tendenziell immer höhere Windgeschwindigkeiten gemessen werden als auf Norderney. Dies ist darauf zurückzuführen, dass das nahe gelegene Stadtgebiet die Windgeschwindigkeiten der Wetterstation auf Norderney dämpft.

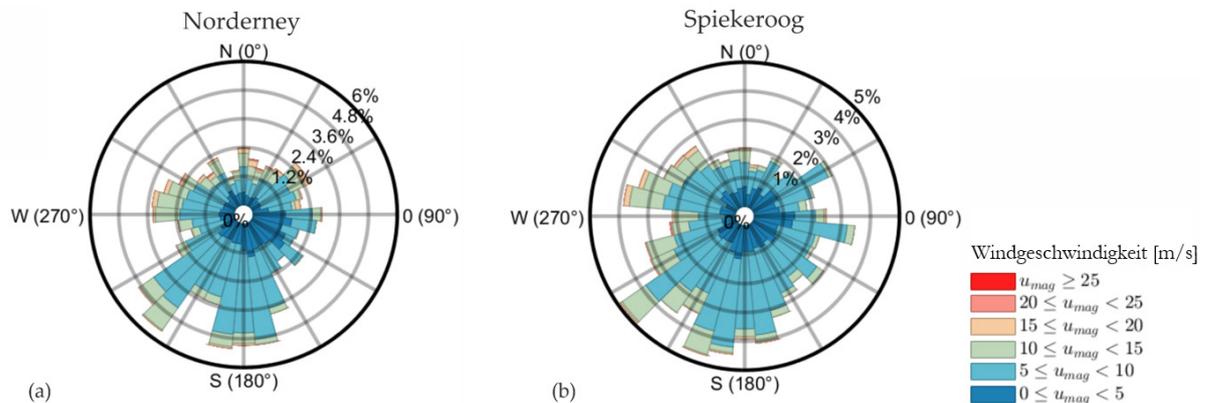


Abbildung 4. Stündlich gemittelte Windgeschwindigkeiten und Windrichtungen an den Wetterstationen (a) Norderney und (b) Spiekeroog vom 01. Mai 2020 bis 31. März 2021 (Winddaten aus (DWD 2019)). Diese Abbildung ist ein open-access Abbildung veröffentlicht unter den Allgemeinen Geschäftsbedingungen der Creative Commons Attribution Lizenz (CC BY) (<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>).

2.1 Sandfangzäune

Sandfangzäune auf den Ostfriesischen Inseln werden in der Regel nach Ende der Sturmflutsaison und vor Beginn der touristischen Hauptsaison durch den Niedersächsischen Landesbetrieb für Wasserwirtschaft, Küsten- und Naturschutz (NLWKN) errichtet. Die Sandfangzäune auf Norderney und Langeoog wurden im Juli 2019 bzw. Mai 2020 in der Nähe des Dünenfußes installiert. Viele Teilnehmende beteiligten sich am Bau des Sandfangzäuns auf Norderney. Daher ist der auf Norderney installierte Sandfangzäun weniger homogen als der Sandfangzäun auf Langeoog, der von wenigen aber erfahrenen Mitarbeitenden des NLWKN (2020) errichtet worden ist. Die Sandfangzäune bestehen aus lokal verfügbaren Reisigbündeln, welche parallel und orthogonal zu den Dünen ca. 0,5 m in den Sand eingegraben wurden. Die Äste ragten anschließend ca. 1,8 m aus dem Boden heraus.

2.1.1 Langeoog

Abbildung 5 zeigt eine Drohnenaufnahme des untersuchten Sandfangzäuns auf Langeoog, welcher im Mai 2020 errichtet wurde. Der Sandfangzäun erstreckt sich über eine Länge von etwa 120 m und weist vier verschiedene Konfigurationen auf. Die Konfigurationen 1–4 unterscheiden sich durch die Anordnung der parallelen und orthogonalen Buschreihen zu den Küstendünen und die Anzahl an Buschreihen pro laufendem Meter n [bb/m].

Die roten Polygone grenzen die einzelnen Felder 1–12, West und Ost ein. Ein grünes Polygon zeigt das Referenzfeld (~ 40 m östlich von Feld 12), in dem die Sedimentablagerung nicht durch den Sandfangzaun beeinflusst wurden. Das Referenzfeld wurde so gewählt, dass annähernd die gleichen Windbedingungen, Position im Strandprofil, Topographie sowie Vegetationsbedeckung vorlagen. Wichtig war es, dass die kritische Fetchlänge bei östlicher Windlage überschritten wurde, aber dennoch nahezu gleiche Bedingungen wie in den Sandfangzäunen vorlagen. Somit wird nachfolgend angenommen, dass das Referenzfeld belastbare Rückschlüsse auf die Sedimentakkumulationen ohne Sandfangzaun im Vergleich zu den Feldern mit Sandfangzaun liefern. In den einzelnen Feldern (Konfig. 1–4) des Sandfangzäuns waren stellenweise *Ammophila arenaria* mit unterschiedlichen Höhen (mittleren Höhe von etwa 0,5 m) und Unregelmäßigkeiten in der Topographie zu finden. Die Vegetation bedeckte maximal 3,0 % des Untersuchungsgebiets.

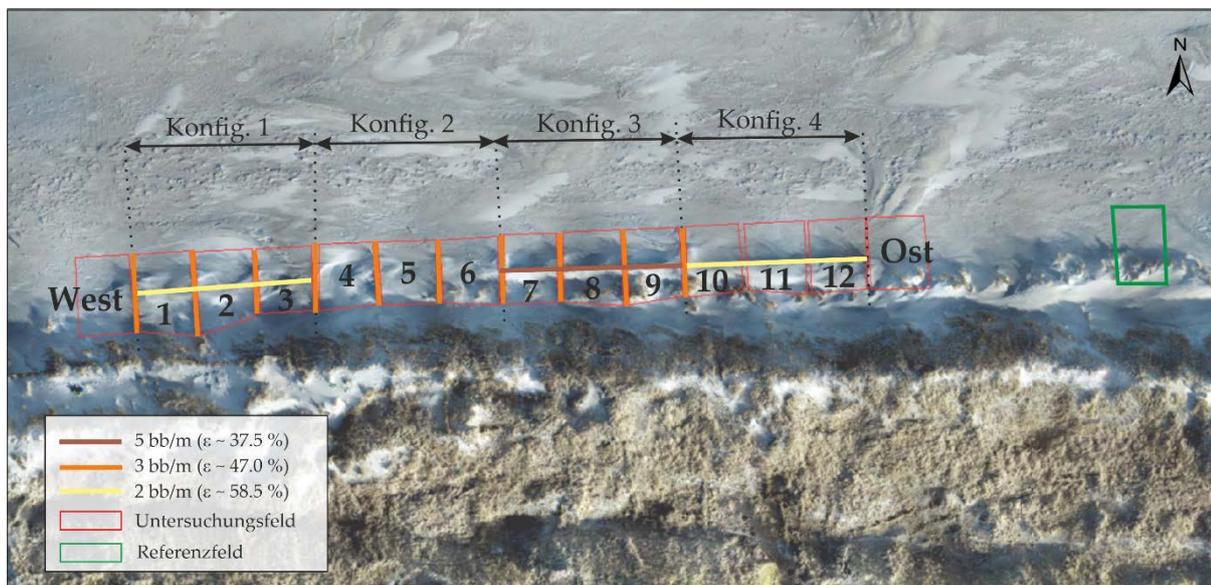


Abbildung 5: Luftaufnahme des Sandfangzäuns auf Langeoog mit vier verschiedenen Konfigurationen, die sich durch die Anordnung der Buschreihen parallel und orthogonal zu der Küstendüne sowie durch die Anzahl der Reisigbündel pro laufendem Meter n [bb/m] bzw. ihre Porosität ε [%] unterscheiden. Die roten Polygone begrenzen die Felder West, Ost, 1–12 und ein grünes Polygon das Referenzfeld (verändert nach Eichmanns und Schüttrumpf (2021)). Diese Abbildung ist eine open-access Abbildung veröffentlicht unter den Allgemeinen Geschäftsbedingungen der Creative Commons Attribution Lizenz (CC BY) (<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>).

2.1.2 Norderney

Abbildung 6 zeigt eine Drohnenaufnahme des Sandfangzäuns auf Norderney, welcher bereits im Juli 2019 errichtet worden ist. Die roten Polygone grenzen die einzelnen Felder 1–22, West und Ost ab. Ein Referenzfeld, das sich ~ 75 m östlich von Feld 22 befindet, ist in grün dargestellt. Die gewonnen Daten aus dem Referenzfeld werden ebenfalls als repräsentativ für die natürliche Sedimentakkumulation ohne Sandfangzaun angenommen.

Der Sandfangzaun erstreckt sich über insgesamt ~ 240 m. Die Konfigurationen 1*, 2*, 3* und 4* entsprechen im Allgemeinen den Konfigurationen auf Langeoog, besitzen jedoch unterschiedliche Feldgrößen. Darüber hinaus ist die Anordnung der Konfigurationen unterschiedlich: Konfiguration 3*, Konfiguration 1*, Konfiguration 4* und Konfiguration 2* folgen aufeinander (von West nach Ost). Bei Winden aus West oder Ost haben die

äußeren Felder ein potentiell höheres Sedimentangebot, da der Sedimenttransport in den inneren Feldern durch die Reisigbündel abgeschwächt wird, was zu einem potentiell geringeren Sedimentangebot führt. Zwischen den einzelnen Reisigbündeln wurden nur kleine Bereiche mit *Ammophila arenaria*, hauptsächlich in Konfig. 4* und Konfig 2*, identifiziert. Die Gesamtbedeckung der Fläche mit Vegetation betrug an diesem Untersuchungsgebiet maximal 3,5 %.

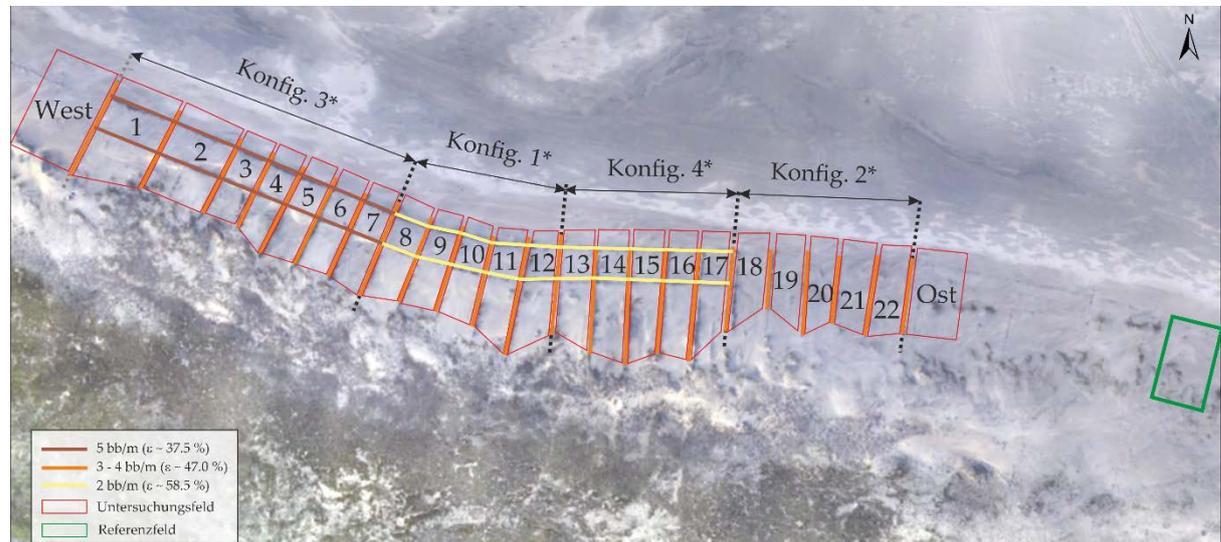


Abbildung 6: Luftaufnahme des Sandfangzauns auf Norderney mit vier verschiedenen Konfigurationen, die sich durch die Anordnung der Buschreihen parallel und orthogonal zu der Küstendüne sowie durch die Anzahl der Reisigbündel pro laufendem Meter n [bb/m] bzw. ihre Porosität ε [%] unterscheiden. Die roten Polygone begrenzen die Felder West, Ost, 1–22 und ein grünes Polygon das Referenzfeld (verändert nach Eichmanns und Schüttrumpf (2021)). Diese Abbildung ist eine open-access Abbildung veröffentlicht unter den Allgemeinen Geschäftsbedingungen der Creative Commons Attribution Lizenz (CC BY) (<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>).

2.2 Porosität der Sandfangzäune

In diesem Abschnitt werden neben der Anzahl der verwendeten Reisigbündel pro laufendem Meter n [bb/m] die Porosität der installierten Sandfangzäune dokumentiert. Die Methodik zur Ermittlung der Porosität wird beschrieben und die ermittelten Werte in Tabelle 1 gegeben.

Die Ermittlung der unterschiedlichen Porositäten ist für die Vergleichbarkeit der Ergebnisse notwendig, da der Einbau der Sandfangzäune unterschiedlich ausgeführt wurde und zudem unterschiedliches Reisigmaterial verwendet wurde, siehe Kapitel 2.1.1 und Kapitel 2.1.2. In Abbildung 7 sind Ausschnitte mit einer Abmessung von 45 cm x 45 cm des Sandfangzauns auf Norderney mit (a) einer niedrigen Porosität mit 5 bb/m, (b) einer mittleren Porosität mit 3–4 bb/m und (c) einer hohen Porosität mit 2 bb/m dargestellt.



Abbildung 7: (a) Ausschnitt des Sandfangzauns auf Norderney mit 5 bb/m, (b) 3–4 bb/m und (c) 2 bb/m (verändert nach Eichmanns und Schüttrumpf (2021)). Diese Abbildung ist eine open-access Abbildung veröffentlicht unter den Allgemeinen Geschäftsbedingungen der Creative Commons Attribution Lizenz (CC BY) (<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>).

Die zweidimensionale Porosität der Sandfangzäune wurde als Verhältnis von offener zu gesamter Oberfläche bestimmt. Dazu wurden die Fotos mit der MATLAB 2018 (R2018b, version 9.510.944444) Color Thresholder Application verarbeitet. Die von den Reisigmaterial überdeckten Bereiche wurden identifiziert und mit einem gewählten Grenzwert schwarz eingefärbt. Der Kontrast zum Hintergrund wurde erhöht und weiß eingefärbt, um das Buschmaterial von dem Hintergrund eindeutig abzugrenzen. Die Porosität der verschiedenen Sandfangzaunkonfigurationen variierte aufgrund der ungleichmäßigen Beschaffenheit der Äste leicht über die Höhe. Die Reisigbündel unterscheiden sich in den Merkmalen der Äste, wie beispielsweise dem Astdurchmesser ($d \sim 5\text{--}40\text{ mm}$). Derzeit ist den Autoren nicht bekannt, dass der Astdurchmesser einen signifikanten Einfluss auf die Sedimentablagerung um den Sandfangzaun hat. Die Porosität des Zauns wurde in der wissenschaftlichen Forschung als signifikanter Einfluss für die Sedimentablagerung identifiziert (z. B. Miri et al. 2019, Arens et al. 2001, Li und Sherman 2015, Yu et al. 2020, Zhang et al. 2010).

In Tabelle 1 sind die Eigenschaften der untersuchten Sandfangzäune zusammengefasst, bestehend aus dem Datum der Errichtung des Sandfangzauns, den Konfigurationstypen, der Anzahl der zu den Dünen parallelen Buschreihen k [-], der Gesamtlänge der parallel L_1 [m] und orthogonal L_2 [m] angeordneten Buschreihen, der Anzahl der verwendeten Reisigbündel für die parallel n [bb/m] und orthogonal i [bb/m] zu den Küstendünen angeordneten Buschreihen, der Abschnitt des Sandfangzauns (unterer oder oberer Teil), der durchschnittlichen Porositäten für die parallel ε_n [%] und orthogonal ε_i [%] angeordneten Buschreihen und der durchschnittlichen Porositäten für jede Konfiguration $\bar{\varepsilon}$ [%].

Es ist zu beachten, dass die Fotoaufnahmen zu unterschiedlichen Zeitpunkten aufgenommen wurden. Mit der Zeit konnte sich immer mehr Sand an den Buschreihen anlagern. Daher zeigen die später aufgenommenen Fotoaufnahmen mehr vom oberen Teil des Sandfangzauns, wo die Porosität höher war, als die früher aufgenommenen Fotos, die mehr vom unteren Teil des Sandfangzauns zeigen, wo die Porosität geringer war.

Grundsätzlich ist ersichtlich, dass mit zunehmender Anzahl von Reisigbündeln pro laufenden Meter die Porosität abnimmt. Auffällig ist der Unterschied zwischen den ermittelten Porositäten des Sandfangzauns auf Langeoog und Norderney bei gleicher Konfiguration. Eine Ursache könnte sein, dass die Sandfangzäune von unterschiedlichen Personen installiert wurden, wie in Kapitel 2 beschrieben. Außerdem wurden unterschiedliche Arten von

Reisigbündeln verwendet. Die Vielfalt der Reisigbündel macht es schwierig, Sandfangzäune mit nahezu identischen Eigenschaften zu errichten. Dies verdeutlicht die Relevanz der Bestimmung der Porosität der Sandfangzäune als Maß für die Durchlässigkeit zu verwenden, anstatt der Reisigbündel pro laufenden Meter, um ihre Effektivität einheitlich zu interpretieren.

Tabelle 1: Zusammenfassung der Merkmale der Sandfangzäune auf Langeoog und Norderney (verändert nach Eichmanns und Schüttrumpf (2021)).

Untersuchungsstandort	Konfig.-typ	k [-]	$L_1 + L_2$ [m]	n [bb/m]	i [bb/m]	Datum des Fotos und Ausschnitt	ϵ_n [%]	ϵ_i [%]	$\bar{\epsilon}$ [%]		
Langeoog, Mai 2020	1	1	30+24	~2	~3	26.05.2020* unten	33	24	29		
	4		30+15	~2	~3	26.05.2020* unten	33	24	30		
	2		0+24	~3	~3	14.03.2020 oben	-	24	24		
	3		30+24	~5	~3	26.05.2020* unten	12	24	17		
Norderney, Juli 2020	1*	2	100+96	~2	~3-4	10.03.2021 oben	61	51			
						01.08.2019* unten	49	43	51		
							Durchschnitt	55	47		
	4*		100+81	~2	~3-4	10.03.2021 oben	74	51			
						01.08.2019* unten	50	43	55		
							Durschnitt	62	47		
	2*		0+93	~3-4	~3-4	10.03.2021 oben		51			
						01.08.2019* unten	-	43	47		
						Durchschnitt		47			
3*	180+12 8	~5	~3-4	10.03.2021 oben	42	51					
				01.08.2019* unten	33	43	41				
						Durschnitt	37,5	47			

* Fotos vom Projektpartner NLKWN

3 Materialien und Methoden

3.1 Versuchsaufbau sowie Datenverarbeitung

Ein unbemanntes Fluggerät (UAV, Hersteller DJI Phantom 4 mit Echtzeit-Kinematik Funktion) wurde verwendet, um digitale Höhenmodelle (DGM) der untersuchten Sandfangzäune auf Langeoog und Norderney zu erhalten. Die UAV-Drohnenbefliegungen wurden auf Langeoog vom 20. Mai 2020 bis 12. März 2021 und auf Norderney vom 24. August 2020 bis 09. März 2021 durchgeführt. Die Wetterbedingungen waren unterschiedlich, von sonnig und windstill bis stürmisch und bewölkt. Zwei Flugpläne auf Norderney und vier

Flugpläne auf Langeoog mit unterschiedlichen Flughöhen zwischen 20 m und 100 m (Abstand über den Küstendünen) wurden mit der DJI Pilot App durchgeführt. Die Kamera nahm Fotoaufnahmen mit 70 bis 80 % Überlappung auf. Die Fluggeschwindigkeit wurde niedrig gehalten und variierte um eine Durchschnittsgeschwindigkeit von ~ 4 m/s. Die UAV-Aufnahmen wurden mit Agisoft LLC (2018) (Version 1.6.5; 64 bit) und der Structure from Motion Technik bearbeitet, um digitale Höhenmodelle zu erhalten. Das genaue Vorgehen kann Eichmanns und Schüttrumpf (2021) entnommen werden.

Die von der Drohne aufgenommenen Fotoaufnahmen mit Positionsbestimmung durch RTK erreichten eine Genauigkeit von $1 \text{ cm} + 1$ parts-per-million (ppm) für den Abstand zwischen Rover und Basis in horizontaler Richtung und $1,5 \text{ cm} + 1$ ppm für den Abstand zwischen Rover und Basis in vertikaler Richtung (DJI Phantom 4 RTK). Die genauen Positionen von vier Referenzpunkten wurden zusätzlich mit einem globalen Navigationssatellitensystem JAVAD GNSS Receiver SigmaD mit der gleichen Genauigkeit wie die der Drohne horizontal und vertikal erfasst (Javad 2020). Die Differenz in x -, y - und z -Richtung zwischen den Markern im DGM und den eingemessenen Referenzpunkten ergab für den Untersuchungsstandort Langeoog mittlere Abstände von $\Delta x = 0,023 \text{ m}$, $\Delta y = 0,032 \text{ m}$ und $\Delta z = 0,059 \text{ m}$. Auf Norderney flog das UAV in größeren Höhen, was zu mittleren Abständen von $\Delta x = 0,051 \text{ m}$, $\Delta y = 0,047 \text{ m}$ und $\Delta z = 0,085 \text{ m}$ führte.

3.2 Auswertung des Dünenfußwachstums

Das Dünensystem kann in fünf horizontale Bereiche unterteilt werden: (1) Boden, (2) Vorland, (3) Gezeitenzone, (4) Trockener Strand und (5) Dünen mit (6) Sandfangzaun, siehe Abbildung 8. Der Dünenfuß trennt den trockenen Strand (4) von den Dünen (5). Der Dünenfuß auf den Ostfriesischen Inseln ist bei $z = +3 \text{ mNHN}$ definiert (Ladage 2002). Im Folgenden wurde das Dünenvolumen (7) als das Sandvolumen oberhalb einer festen horizontalen Ebene in z -Richtung und einer vertikalen Grenze in x -Richtung (etwa $\sim 3 \text{ m}$ seeseitig von den orthogonalen Abweisern des Sandfangzauns) definiert. Außerdem wurde die horizontale z -Ebene so gewählt, dass sie sich mindestens auf Höhe des Dünenfußes und gleichzeitig $\sim 3 \text{ m}$ seeseitig von den Abweisern des Sandfangzauns befindet. Dadurch wurde sichergestellt, dass die Sandfangzäune das Untersuchungsgebiet am Dünenfuß direkt beeinflussten. Nachfolgend wird das Dünenvolumen in Abhängigkeit von den gewählten Begrenzungsebenen definiert und repräsentiert nicht das gesamte Küstendünenvolumen.

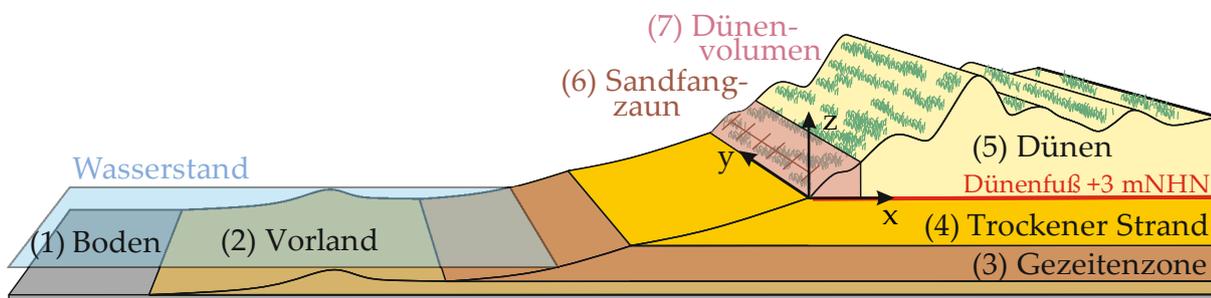


Abbildung 8: Schematische Darstellung des Stranddünensystems mit Definition des Dünenvolumens (verändert nach Eichmanns und Schüttrumpf (2021), Strypsteen (2019)). Diese Abbildung ist eine open-access Abbildung veröffentlicht unter den Allgemeinen Geschäftsbedingungen der Creative Commons Attribution Lizenz (CC BY) (<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>).

Neben der Berechnung des Dünenvolumens um den Sandfangzaun wurde auch das Dünenvolumen zwischen den orthogonal angeordneten Buschreihen für jedes Feld einzeln ermittelt. Dadurch ist ein Vergleich der verschiedenen Konfigurationen untereinander möglich, siehe auch Abbildung 5 und Abbildung 6. Die Dünenvolumina zu verschiedenen Zeitpunkten wurden mit ESRI ArcGIS Desktop (2017) (Version 10.5.1; 64 bit) berechnet. Das genaue Vorgehen kann Eichmanns und Schüttrumpf (2021) entnommen werden.

4 Ergebnisse und Diskussion

Die Fläche mit *Ammophila arenaria* zur Gesamtfläche des Untersuchungsgebiet wurde mithilfe von ESRI ArcGIS Desktop (2017) bestimmt. Anhand der Orthofotos konnte die Vegetation identifiziert und ihr Flächenanteil bestimmt werden. Während des Untersuchungszeitraums schwankte die Vegetationsbedeckung zwischen 0,8 % und 3,0 % (Langeoog) bzw. zwischen 1,2 % und 3,5 % (Norderney). Wie in der Literatur allgemein bekannt, hat die Vegetation einen erheblichen Einfluss auf die Sedimentakkumulation in Küstengebieten, indem sie die Oberflächenrauigkeit erhöht, was die Sedimentablagerung und die beginnende Dünenbildung fördert (Adriani und Terwindt 1974, Hacker et al. 2012, Keijsers et al. 2015). Da die Vegetationsfläche an beiden Untersuchungsstandorten lokal begrenzt war, nehmen die Autoren an, dass der Einfluss durch Vegetation im Vergleich zu dem Einfluss durch den Sandfangzauns auf die Sedimentakkumulation nur gering ist.

Eine weitere Unsicherheit bei der Diskussion der Ergebnisse ist die natürliche Dünenentwicklung von Küstendünen, die die Sedimentakkumulation aufgrund des installierten Sandfangzauns überlagern kann (Houser et al. 2015).

4.1 Auswertung der digitalen Höhenmodelle

Nachfolgend werden die digitalen Oberflächenmodelle über den Untersuchungszeitraum ausgewertet. Hierzu ist in Abbildung 9 der Unterschied der Sedimentakkumulationen im Vorher-Nachhervergleich vom 20. Mai 2020 zum 12. März 2021 um den Sandfangzaun auf Langeoog dargestellt. Erosionsgebiete sind in blauer Farbe dargestellt, während Sedimentationsgebiete in roter Farbe gezeigt werden. Die Bereiche, in denen die Höhenänderung kleiner als die Messunsicherheit (~ 10 cm) ist, sind in weiß dargestellt. Im Anhang können die digitalen Geländemodelle für Langeoog für Höhen von 3 mNHN bis 8 mNHN am 20. Mai 2020, 15. Juni 2020, 27. August 2020, 26. Oktober 2020, 14. Dezember 2020 und 12. März 2021 eingesehen werden.

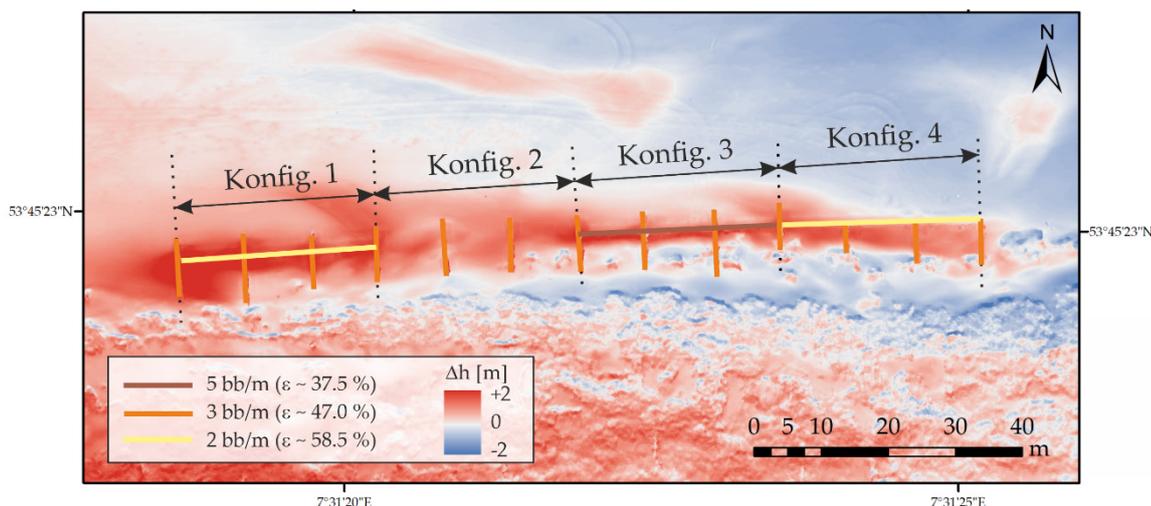


Abbildung 9: Aus dem DGM des Untersuchungsgebiets Langeoog abgeleitete Höhenunterschiede zwischen dem 20. Mai 2020 und dem 12. März 2021 (verändert nach Eichmanns und Schütterpf (2021)). Diese Abbildung ist eine open-access Abbildung veröffentlicht unter den Allgemeinen Geschäftsbedingungen der Creative Commons Attribution Lizenz (CC BY) (<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>).

Es ist deutlich zu erkennen, dass sich an den einzelnen Reisigzweigen des Sandfangzauns besonders viel Sediment angesammelt hat. Große Bereiche des Strandes bzw. in der Nähe des Dünenfußes sind im Laufe der Zeit gewachsen. Während des Untersuchungszeitraums haben sich Sedimentakkumulationen bis zu $\Delta h_{max} = +1,75$ m und Erosionsbereiche am Strand und zwischen dem Sandfangzaun und den Dünen ($\Delta h_{min} = -1,25$ m) ergeben. Die verschiedenen Konfigurationen haben jeweils unterschiedliche Wachstumsraten erfahren:

- Konfiguration 1: In den ersten drei westlich gelegenen Feldern hat sich über den gesamten Zeitraum eine durchschnittliche Sedimentmenge von $\Delta V / A_{konfig.1} \sim +0,71 \text{ m}^3/\text{m}^2$ angesammelt. Die Menge des angesammelten Sediments ist im Vergleich zum Mittelwert aller Konfigurationen ($\Delta V / A_{konfig.1-4} \sim +0,63 \text{ m}^3/\text{m}^2$) um 13 % höher. Das erste, nach Westen ausgerichtete Feld hat mit $\Delta V / A_{Feld1} \sim +0,80 \text{ m}^3/\text{m}^2$ ($\Delta h_{Feld1} = +1,75$ m) die größte Sedimentmenge angelagert. Im Laufe der Zeit hat sich das Sediment sowohl an den parallelen und orthogonalen Buschreihen als auch küstennah an den Abweisern des Sandfangzauns angesammelt. Somit hat sich der Dünenfuß in Richtung Norden verschoben.
- Bei Konfiguration 2 kam es nur zu einer mäßigen Anhäufung von Sediment ($\Delta h_{konfig.2} = +1,39$ m), die zwischen den orthogonal angeordneten Buschreihen und nördlich des Sandfangzauns auftrat. Über den Untersuchungszeitraum hat sich eine durchschnittliche Sedimentmenge von $\Delta V / A_{konfig.2} = +0,60 \text{ m}^3/\text{m}^2$ angesammelt.
- Konfiguration 3: Überwiegend hat sich das Sediment an den parallelen Buschreihen und an den landseitigen Abweisern angesammelt. Südlich der parallelen Buschreihen in Richtung der Dünen gab es kaum Ablagerungen. Hier gibt es Bereiche der Erosion. Diese Konfiguration verzeichnete über den gesamten Untersuchungszeitraum den geringsten Zuwachs mit einem Sandvolumen von $\Delta V / A_{konfig.3} = +0,56 \text{ m}^3/\text{m}^2$ und einer Höhe von bis zu $\Delta h_{konfig.3} = +1,42$ m.
- Für Konfiguration 4 konnte ein umfangreiches Wachstum der Felder an den orthogonal angeordneten Buschreihen festgestellt werden, mit Höhen bis zu $\Delta h_{konfig.4} = +1,25$ m.

Das Sandvolumen auf der Leeseite wuchs stärker als das Dünenvolumen auf der Luvseite. Die Konfiguration hat die zweitgrößte Wachstumsrate mit einem kumulierten Sandvolumen von $\Delta V/A_{\text{Konfig.4}} = +0,66 \text{ m}^3/\text{m}^2$ erfahren. Es gibt ausgedehnte Erosionsbereiche am Strand und der Dünenfuß hat sich nicht wesentlich verschoben.

- Referenzfeld: Im Vergleich zu den Sedimentakkumulationen um die Konfigurationen hat sich im Referenzfeld lediglich $\Delta V/A_{\text{Referenz}} = +0,2 \text{ m}^3/\text{m}^2$ Sediment angesammelt. Dies könnte auf die natürliche Dünenentwicklung zurückzuführen sein.

Generell ist festzustellen, dass die Sandfangzäune einen positiven Einfluss auf das Dünenfußwachstum haben. Das Niveau des Dünenfußes verschob sich mindestens um +0,3 m und maximal um +3,9 m in Richtung Norden. Die Konfigurationen haben unter den gegebenen Randbedingungen unterschiedlich Sediment akkumuliert.

Abbildung 10 zeigt entsprechend die Sedimentations- und Erosionsbereiche auf Norderney im Vergleich vom 24. August 2020 zum 09. März 2021. Der Untersuchungszeitraum beginnt somit etwa ein Jahr nach Errichtung des Sandfangzauns, sodass sich bereits Sediment um den Zaun angelagert hatte. Das Niveau des Dünenfußes verschob sich in Richtung Norden, mindestens um +0,2 m und maximal um +2,9 m. Im Anhang können die digitalen Geländemodelle für Norderney für Höhen von 3 mNHN bis 8 mNHN am 24. August 2020, 12. Dezember 2020 und 9. März 2021 eingesehen werden.

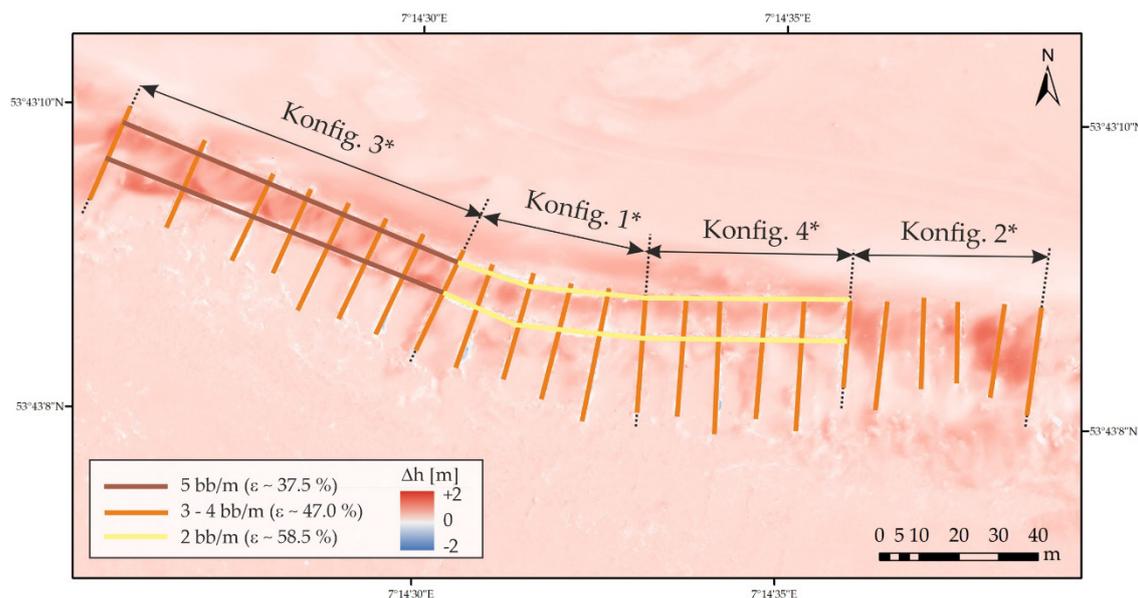


Abbildung 10: Aus dem DGM des Untersuchungsgebiets Norderney abgeleitete Höhenunterschiede zwischen dem 24. August 2020 und dem 09. März 2021 (verändert nach Eichmanns und Schüttrumpf (2021)). Diese Abbildung ist eine open-access Abbildung veröffentlicht unter den Allgemeinen Geschäftsbedingungen der Creative Commons Attribution Lizenz (CC BY) (<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>).

Während des Untersuchungszeitraums stieg die Geländehöhe um etwa $\Delta h_{\text{max}} = +1,20 \text{ m}$. Nur kleine Bereiche direkt entlang der Reisigzweige an der Küste zeigen Erosionsbereiche. Die verschiedenen Konfigurationen haben die folgenden Tendenzen gezeigt:

- Konfiguration 3*: Die Fläche nördlich des Sandfangzauns sowie zwischen den beiden parallelen Buschreihen ist deutlich in die Höhe gewachsen. Der nach Westen exponierte

Bereich wies eine erhöhte Sedimentakkumulation auf. Der Zuwachs für Konfiguration 3* war im Allgemeinen sehr homogen mit Sedimentakkumulationen bis zu $\Delta h_{\text{konfig.3}^*} = +1,16$ m. Über den Untersuchungszeitraum hat sich ein Sedimentvolumen von $\Delta V/A_{\text{konfig.3}^*} = +0,18$ m³/m² angesammelt.

- Konfiguration 1* verzeichnete mit $\Delta V/A_{\text{konfig.1}^*} = +0,04$ m³/m² die geringste Sedimentvolumenänderung auf. Sowohl die land- als auch seeseitigen Felder haben sich im Laufe der Zeit sehr ähnlich entwickelt. Der Dünenfuß hat sich deutlich verstärkt.
- Konfiguration 4*: Über den gesamten Untersuchungszeitraum hat sich eine Sandmenge von $\Delta V/A_{\text{konfig.4}^*} = +0,09$ m³/m² angesammelt. Die Entwicklung der Felder entspricht weitgehend der Entwicklung der Konfiguration 1*, während der Dünenfuß weniger stark gewachsen ist.
- In Konfiguration 2* hat sich über den Messzeitraum eine Sedimentmenge von $\Delta V/A_{\text{konfig.2}^*} = +0,27$ m³/m² angesammelt. Der Dünenfuß ist nur geringfügig gewachsen. Die Felder zwischen den orthogonalen Buschreihen haben gleichmäßig Sediment akkumuliert, wobei die nach Osten exponierten Felder mit $\Delta h_{\text{konfig.3}^*} = +1,20$ m die stärkste Sedimentzunahme verzeichneten.
- Referenzfeld: Im Referenzfeld hat sich $\Delta V/A_{\text{Referenz}^*} = +0,03$ m³/m² Sediment angesammelt.

Generell haben sich auf Norderney die Konfigurationen 1*, 2* und 4* ähnlich entwickelt, wobei Konfiguration 3* (westlich exponiert) am meisten Sediment akkumuliert hat.

Zusammenfassend lässt sich für Norderney feststellen, dass die parallelen Buschreihen mit geringer Porosität lokal vermehrt Sediment angelagert haben, wohingegen die durchlässigeren Buschreihen weiter windabwärts Sediment angelagert haben, dafür geringer in Höhe.

4.2 Auswertung der Querprofile

Abbildung 11 stellt die Veränderungen der Querprofile am Dünenfuß auf Langeoog über den Untersuchungszeitraum dar. Je nach Konfigurationen ergeben sich unterschiedliche durchschnittliche Porositäten, vgl. Kapitel 2.2. Für jede Konfiguration ist ein repräsentatives Querprofil in der Mitte eines Feldes dargestellt. Die Höhen sowie Längen sind über ihre Maximalwerte normiert. Für die Konfigurationen 1, 2, 3 sind die parallel zur Küste verlaufenden Buschreihen bei etwa der Hälfte des Abstands zu erkennen. Bei Konfiguration 2 gibt es keine orthogonalen Buschreihen und bei Konfiguration 4 keine Abweiser.

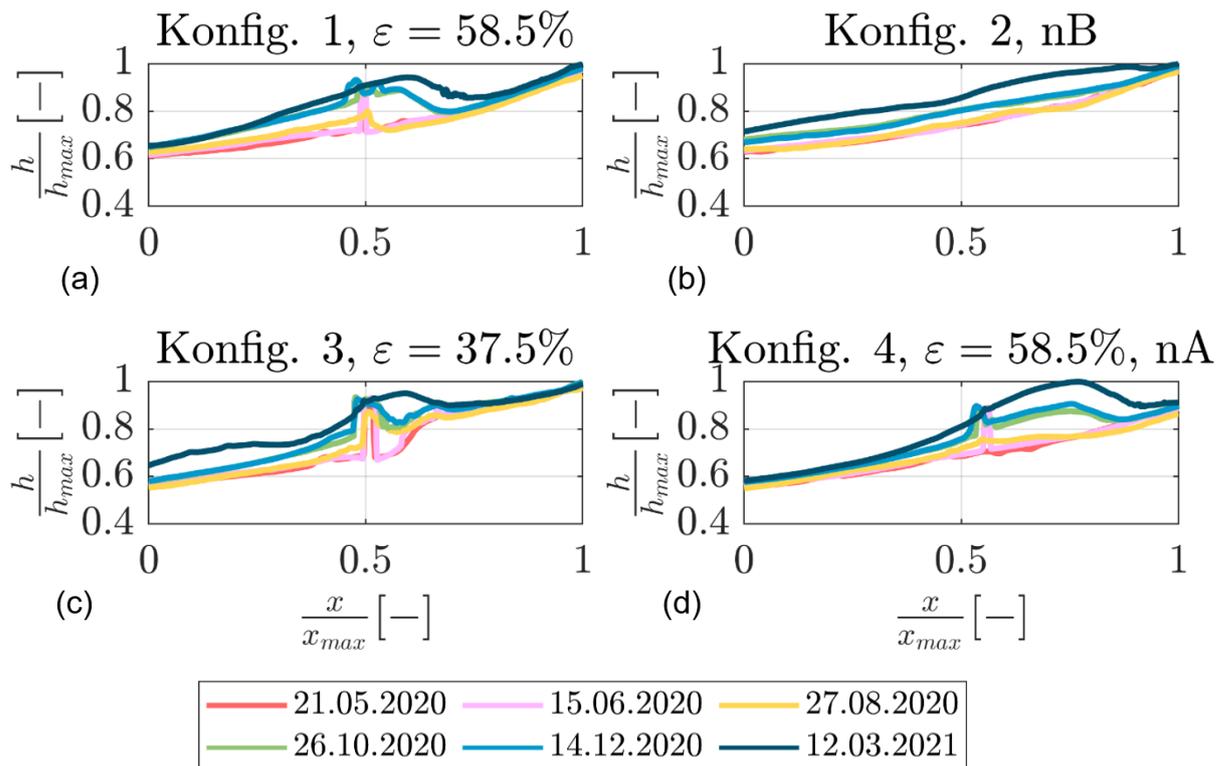


Abbildung 11: Querprofile in der Nähe des Dünenfußes in Abhängigkeit der Konfigurationen: (a) Konfiguration 1, (b) Konfiguration 2, (c) Konfiguration 3 und (d) Konfiguration 4 am Untersuchungsstandort Langeoog über den Messzeitraum vom 21.05.2020 bis zum 12.03.2021 (nB = keine orthogonale Buschreihe; nA = keine Abweiser) (verändert nach Eichmanns und Schüttrumpf (2021)).

Konfiguration 2 (ohne parallele Buschreihe) zeigte ein relativ kontinuierliches Höhenwachstum im Querprofil. Die Konfigurationen 1 und 3 zeigten ein sehr ähnliches Wachstum, wobei die Konfiguration 1 im Vergleich zur Konfiguration 3 eine vermehrte Sedimentakkumulation im Lee aufwies. Konfiguration 4 zeigte vor allem ein Wachstum in Richtung der Dünen.

In Abbildung 12 sind die Querprofile in der Nähe des Dünenfußes entsprechend für den Untersuchungsstandort Norderney dargestellt.

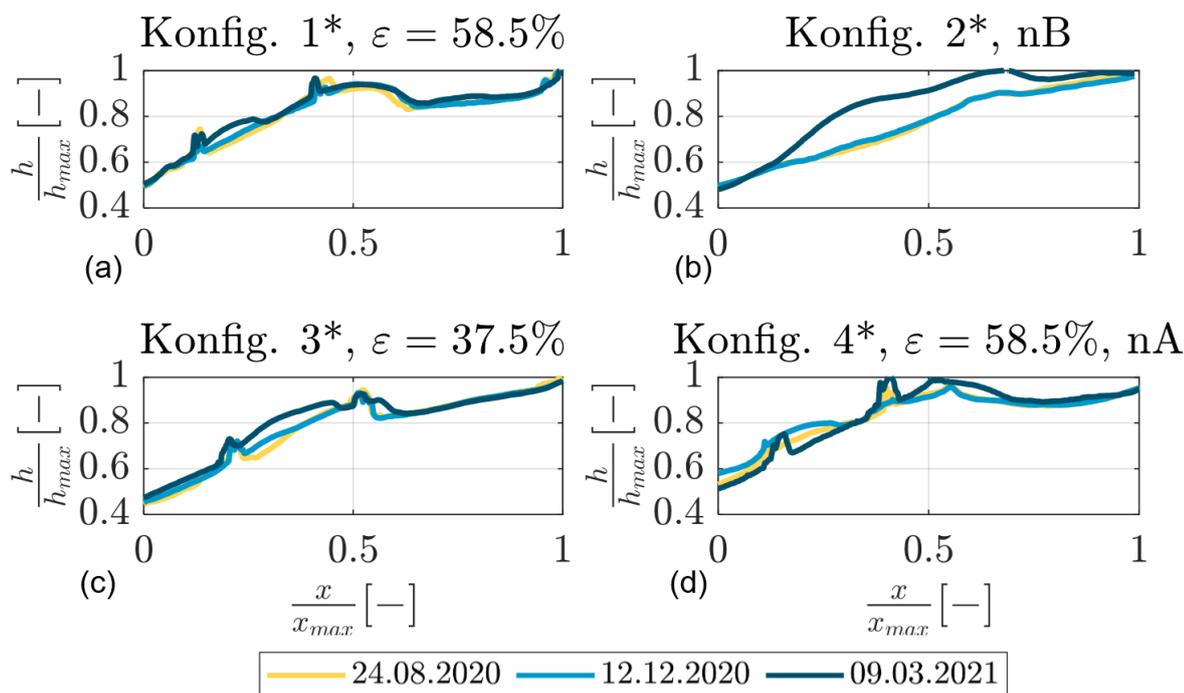


Abbildung 12: Querprofile in der Nähe des Dünenfußes in Abhängigkeit der Konfigurationen: (a) Konfiguration 1*, (b) Konfiguration 2*, (c) Konfiguration 3* und (d) Konfiguration 4* am Untersuchungsstandort Norderney über den Messzeitraum vom 24.08.2020 bis zum 09.03.2021 (nB = keine orthogonale Buschreihe; nA = keine Abweiser) (verändert nach Eichmanns und Schüttrumpf (2021)).

Bei der Konfiguration 2* (ohne parallele Buschreihen) erfolgte das Wachstum ähnlich der natürlichen Dünenform. Die Konfigurationen 1*, 3* und 4* zeigten ein sehr ähnliches Dünenwachstum. Zunächst wurden die zum Strand ausgerichteten Felder mit Sand gefüllt, bevor sich das Sedimentpolster zu den Dünen ausweitete. Die Konfiguration 4*, ohne orthogonal angeordnete Abweiser am Dünenfuß, zeigt im Vergleich zu den anderen Konfigurationen einen geringeren Anstieg des Volumens am Dünenfuß.

Auch hier lässt sich zusammenfassend sagen, dass die Buschreihen mit geringeren Porositäten ein lokales Wachstum direkt an den Buschreihen begünstigten, während Buschreihen mit höherer Porosität eine Sedimentakkumulation weiter windabwärts begünstigten. Zudem haben die orthogonalen Abweiser das Wachstum des Dünenfußes begünstigt

4.3 Auswertung der Volumenänderungen

In Abbildung 13 sind die Volumina der Sedimentakkumulationen pro Quadratmeter $\Delta V/A$ [m³/m²] über 197 Tage auf Langeoog (dunkle Farben) und Norderney (helle Farben) dargestellt. Die Ergebnisse beziehen sich auf den gleichen Untersuchungszeitraum von August 2020 bis März 2021 (197 Tage). Auf der x -Achse in Abbildung 13 (a) sind die durchschnittlichen Porositäten $\bar{\epsilon}$ [%] von parallelen und orthogonalen Buschreihen dargestellt, während in Abbildung 13 (b) die x -Achse die Konfiguration zeigt. Die nach außen exponierten Felder wiesen eine besonders große Sedimentakkumulation auf, was höchstwahrscheinlich auf die erhöhte Zufuhr von Sediment im Vergleich zu den anderen Feldern zurückzuführen ist, vgl. hierzu auch Abbildung 4.

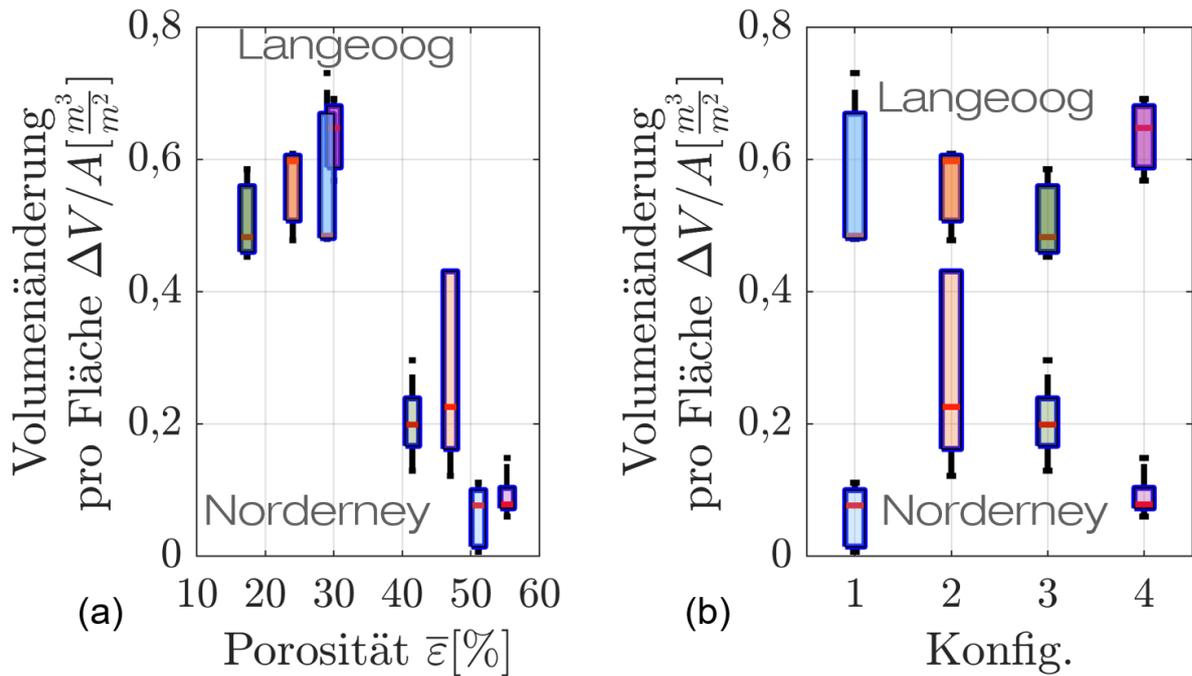


Abbildung 13: Veränderungen des Sedimentvolumens pro Quadratmeter von August 2020 bis März 2021 (197 Tage) bei verschiedenen Sandfangkonfigurationen auf Langeoog (dunklere Farben) und Norderney (hellere Farben) in Abhängigkeit der (a) durchschnittlichen Porosität $\bar{\epsilon}$ [%] und der (b) Konfiguration 1 (blau), Konfiguration 2 (orange), Konfiguration 3 (grün) und Konfiguration 4 (lila) (verändert nach Eichmanns und Schüttrumpf (2021)).

Es ist deutlich zu erkennen, dass die Konfigurationen 1–4 ein größeres Dünenwachstum als die Konfigurationen 1*–4* erfahren haben. Norderney zeigt deutlich geringere Veränderungen des Sedimentvolumens im Vergleich zu Langeoog. Es liegt nahe, dass das Wachstum unmittelbar nach der Fertigstellung eines neuen Sandfangzauns, wie auf Langeoog, besonders hoch war. Hier ragten die Äste hoch aus dem Sand heraus und in Bodennähe lag eine geringe Porosität vor. Mit der Zeit hatte sich bereits mehr Sand an den Reisigbündeln angesammelt, so dass nur noch der obere Teil des Sandfangzauns mit einer höheren Porosität herausragte. Dadurch verlangsamte sich die Wachstumsrate.

In Abbildung 13 (b), sind die Veränderungen des Sandvolumens über die verschiedenen Konfigurationen aufgetragen, was zeigt, dass eine ähnliche Konfiguration auf Langeoog zu einem anderen Ergebnis auf Norderney führte. Dies deutet darauf hin, dass die vorherrschenden Randbedingungen wie Sedimentzufuhr oder das Alter des installierten Sandfangzauns (Höhe und Porosität der verbleibenden Äste) einen starken Einfluss auf die Wirksamkeit der verschiedenen Konfigurationen haben.

Bei der Auswertung der Sedimentvolumenänderungen der verschiedenen Konfigurationen auf Norderney und Langeoog müssen die unterschiedlichen Anfangs- und Randbedingungen berücksichtigt werden. Daher sind die Ergebnisse der beiden Untersuchungsstandorte nicht direkt miteinander vergleichbar. Die Konfigurationen sind je nach Untersuchungsgebiet unterschiedlich zueinander angeordnet und die Küstenlinien sind unterschiedlich nach Norden ausgerichtet, was zu unterschiedlichen auflandigen und ablandigen Windbedingungen führen kann (vgl. Abbildung 5 und Abbildung 6). Darüber hinaus unterschieden sich die Dünenprofile signifikant voneinander (vgl. Abbildung 11 und Abbildung 12) sowie die dazugehörigen Strandabschnitte in Neigung als auch Breite, vgl.

Kapitel 2. Weiter sind die untersuchten Sandfangzäune auf Norderney von älteren Sandfangzäunen umgeben, während auf Langeoog der nächste Sandfangzaun mehrere hundert Meter entfernt ist. Wie bereits erwähnt, wurde der Sandfangzaun auf Norderney bereits im Juli 2019 errichtet, wohingegen der Sandfangzaun auf Langeoog erst im Mai 2020 installiert worden ist, sodass das starke Dünenwachstum zu Beginn auf Norderney nicht in den Messergebnissen enthalten ist. Dies erklärt die geringere Wachstumsrate auf Norderney im Untersuchungszeitraum.

Außerdem konnten die verschiedenen Konfigurationen der Sandfangzäune nicht getrennt voneinander untersucht werden. Jede Konfiguration beeinflusste die andere Konfiguration. Da die Hauptwindrichtung während der Feldkampagne West war und somit der Küstenlängstransport dominierte, hatten die westlich exponierten Felder die größte Sedimentzufuhr und ein positiver Lee-Effekt für die weiteren Felder wird angenommen. Unter idealen Versuchsbedingungen wäre es daher sinnvoll, jede Konfiguration separat mit einem Mindestabstand, der größer ist als die kritische Fetch-Länge, zu untersuchen. Somit würde sichergestellt werden, dass die spezifischen Unterschiede durch die jeweilige Konfiguration selbst verursacht wird und für alle Zaunkonfigurationen eine exponierte Westwindlage mit nahezu gleicher Sedimentzufuhr gewährleistet wird. Diese Versuchsanordnung der Sandfangzäune war jedoch nicht durchführbar, da die Sandfangzäune nicht nur für die durchgeführten Versuche, sondern auch für die Instandhaltung des Strand-Dünen-Systems installiert wurden und die Ausdehnung des Gebiets für die Installation von Sandfangzäunen begrenzt war.

Außerdem wird die Wirksamkeit des Sandfangzauns durch unabhängige morphologische Ereignisse wie bspw. die natürliche Wanderung von Dünenrücken beeinflusst. Anhand der DGM auf Langeoog ist bspw. zu erkennen, dass ebenfalls Erosion am Strand stattfand. Dies kann zu potentiell geringeren Sedimentveränderungen in der Nähe des Erosionsbereichs des Strands geführt haben, vgl. Abbildung 9.

Strandaufspülungen vergrößern in der Regel die Strandbreite und damit auch die Fetchlänge zudem wird die vorherrschende Kornzusammensetzung verändert. Die äolische Sedimenttransportrate hängt u. a. von der Korngröße und der Menge der Muschelfragmente ab (van der Wal 1998). Dies bedeutet, dass z. B. gröbere Körner zu einer potenziell niedrigeren Sedimenttransportrate führen können. Allerdings dürfte der Einfluss von den Sandaufspülungen gering sein, da die Fetchlänge während des Messzeitraums immer größer war als die kritische Fetchlänge.

5 Zusammenfassung und Ausblick

Zur Untersuchung des Dünenfußwachstums im Bereich unterschiedlicher Sandfangzaunkonfigurationen wurden auf den ostfriesischen Inseln Langeoog und Norderney Langzeitmessungen durchgeführt. Dabei wurden Sandfangzäune aus lokal verfügbarem Reisig, die sich in ihrem Alter seit Installation, ihrer Porosität und ihrer Anordnung parallel oder orthogonal zu den Küstendünen unterschieden, mithilfe von wiederholten unbemannten Drohnenflügen untersucht. Digitale Höhenmodelle, die mithilfe der digitalen Photogrammetrie erstellt wurden, ermöglichten die Analyse der Veränderungen des Dünenvolumens im Laufe der Zeit. Es zeigte sich, dass die vorherrschenden Randbedingungen wie Alter, Topographie, Sedimentzufuhr, Porosität, Höhe der herausragenden Äste und die Anordnung der Reisiglinien die Effektivität Sediment zu akkumulieren, maßgeblich beeinflussten.

Das Wachstum des Dünenfußes war unmittelbar nach dem Bau eines neuen Sandfangzauns signifikant und nahm mit der Zeit ab. Sandfangzäune mit geringerer Porosität begünstigten ein lokales Wachstum direkt an den Buschreihen, während Zäune mit höherer Porosität eine Sedimentakkumulation weiter windabwärts begünstigten.

Die Ergebnisse sind für Empfehlungen zur Gestaltung und Anordnung der Sandfangzäunen von großer Bedeutung. Es fehlt jedoch noch ein umfangreicher Datensatz über langfristige in-situ Messungen von Veränderungen der Topographie, der Strandneigung, der nassen und trockenen Strandbreite, des Tidenhubs, der Windrichtung, der Windgeschwindigkeit in Kombination mit den Eigenschaften der Sandfangzäune (Höhe, Porosität, Anordnung, Position im Strandprofil) entlang ausgedehnter Küstenabschnitte.

6 Danksagung

Die Autorinnen und Autoren bedanken sich für die finanzielle Förderung des Forschungsvorhabens ProDune (FKZ: 03KIS125) des Bundesministeriums für Bildung und Forschung (BMBF) durch den Projektträger Jülich (PTJ), für die fachliche Begleitung durch das Kuratorium für Forschung im Küsteningenieurwesen (KFKI) und für die gute Zusammenarbeit mit dem Projektpartner Niedersächsischer Landesbetrieb für Wasserwirtschaft, Küsten- und Naturschutz (NLWKN).

Anhang

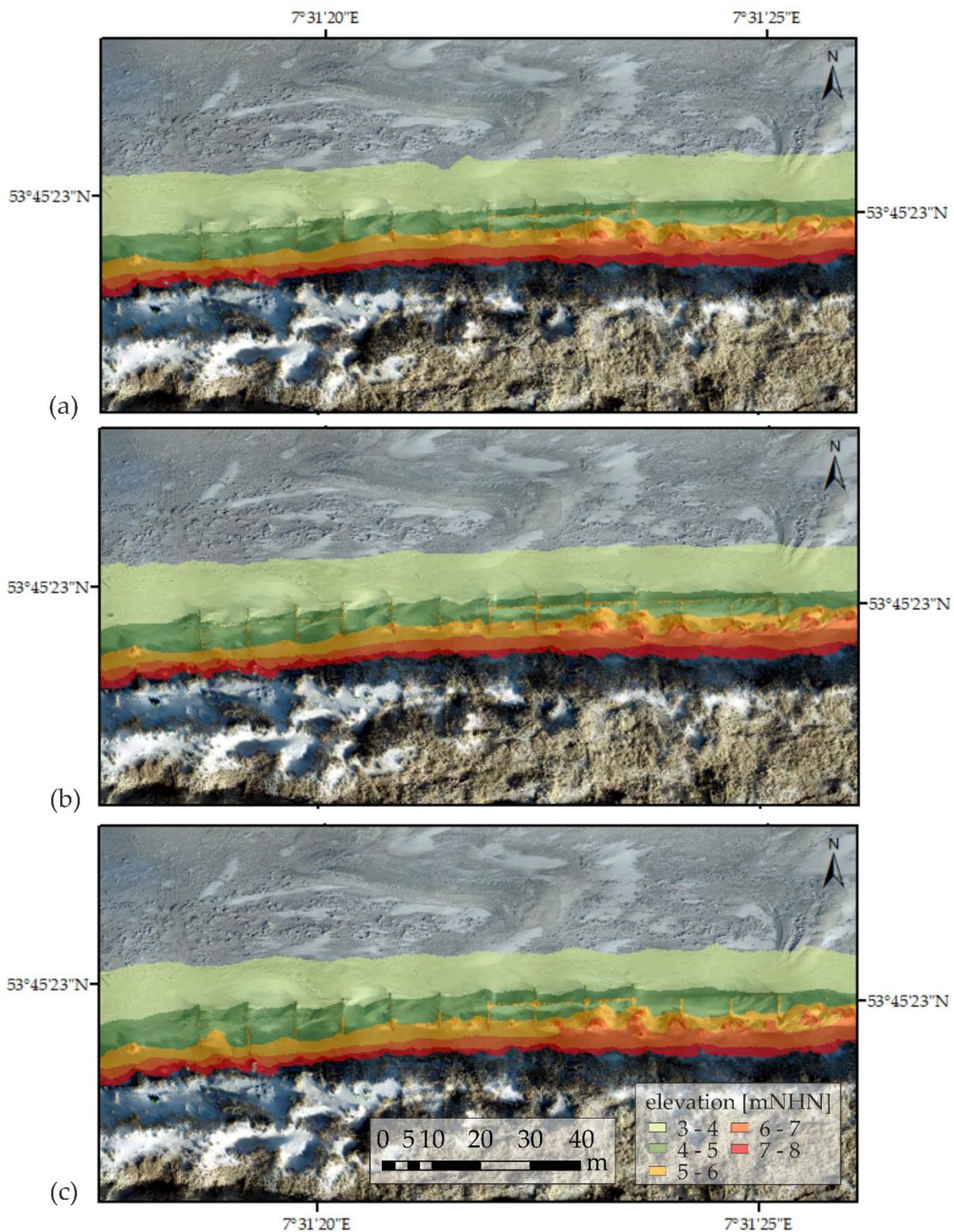


Abbildung 14: Orthophoto mit digitalen Geländehöhen von 3 bis 8 mNHN auf Langeoog am (a) 20. Mai 2020, (b) 15. Juni 2020 und (c) 27. August 2020. Diese Abbildung ist eine open-access Abbildung von Eichmanns und Schüttrumpf (2021) veröffentlicht unter den Allgemeinen Geschäftsbedingungen der Creative Commons Attribution Lizenz (CC BY) (<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>).

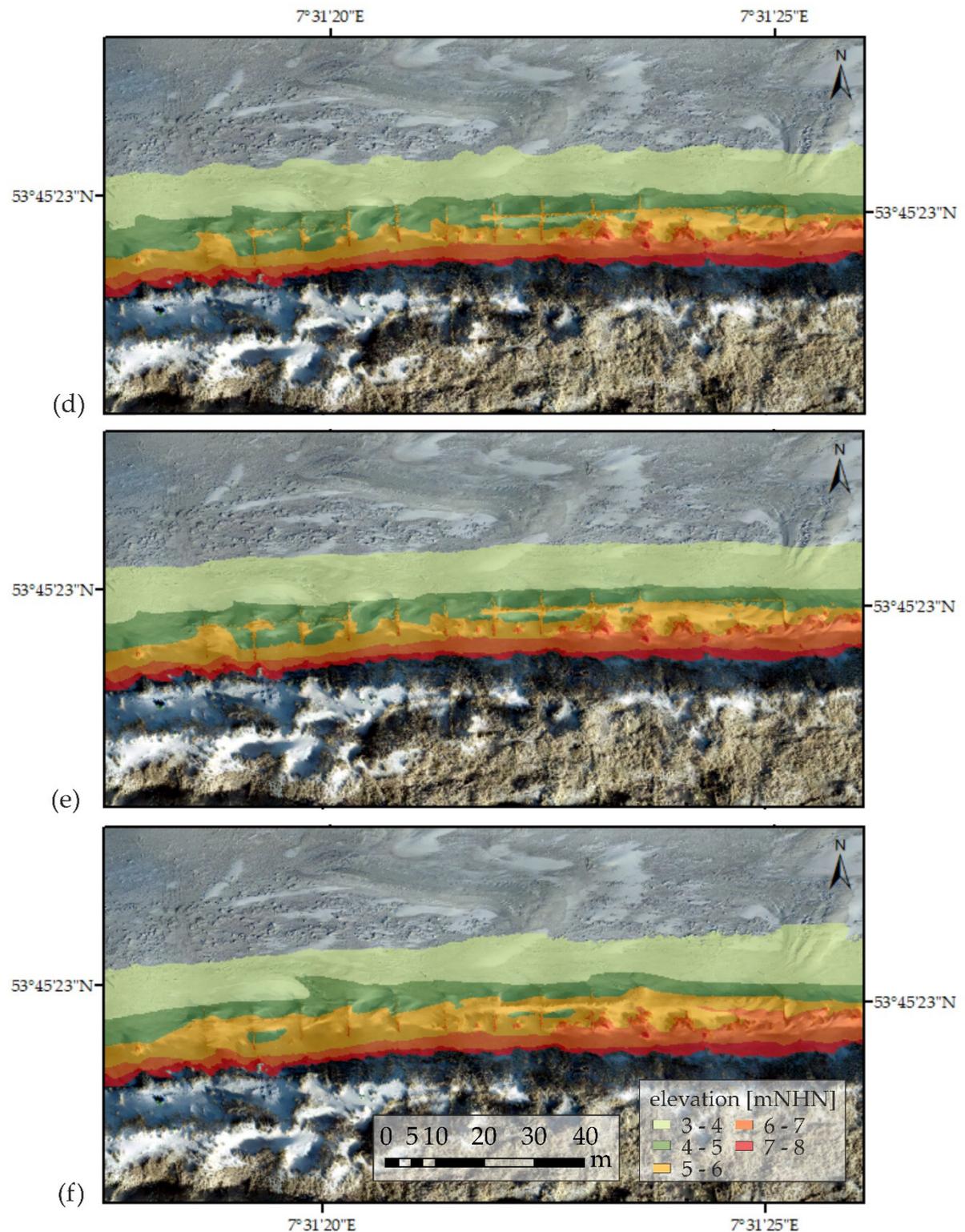


Abbildung 15: Orthophoto mit digitalen Geländehöhen von 3 bis 8 mNHN auf Langeoog am (d) 26. Oktober 2020, (e) 14. Dezember 2020 und (f) 12. März 2021. Diese Abbildung ist eine open-access Abbildung von Eichmanns und Schüttrumpf (2021) veröffentlicht unter den Allgemeinen Geschäftsbedingungen der Creative Commons Attribution Lizenz (CC BY) (<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>).

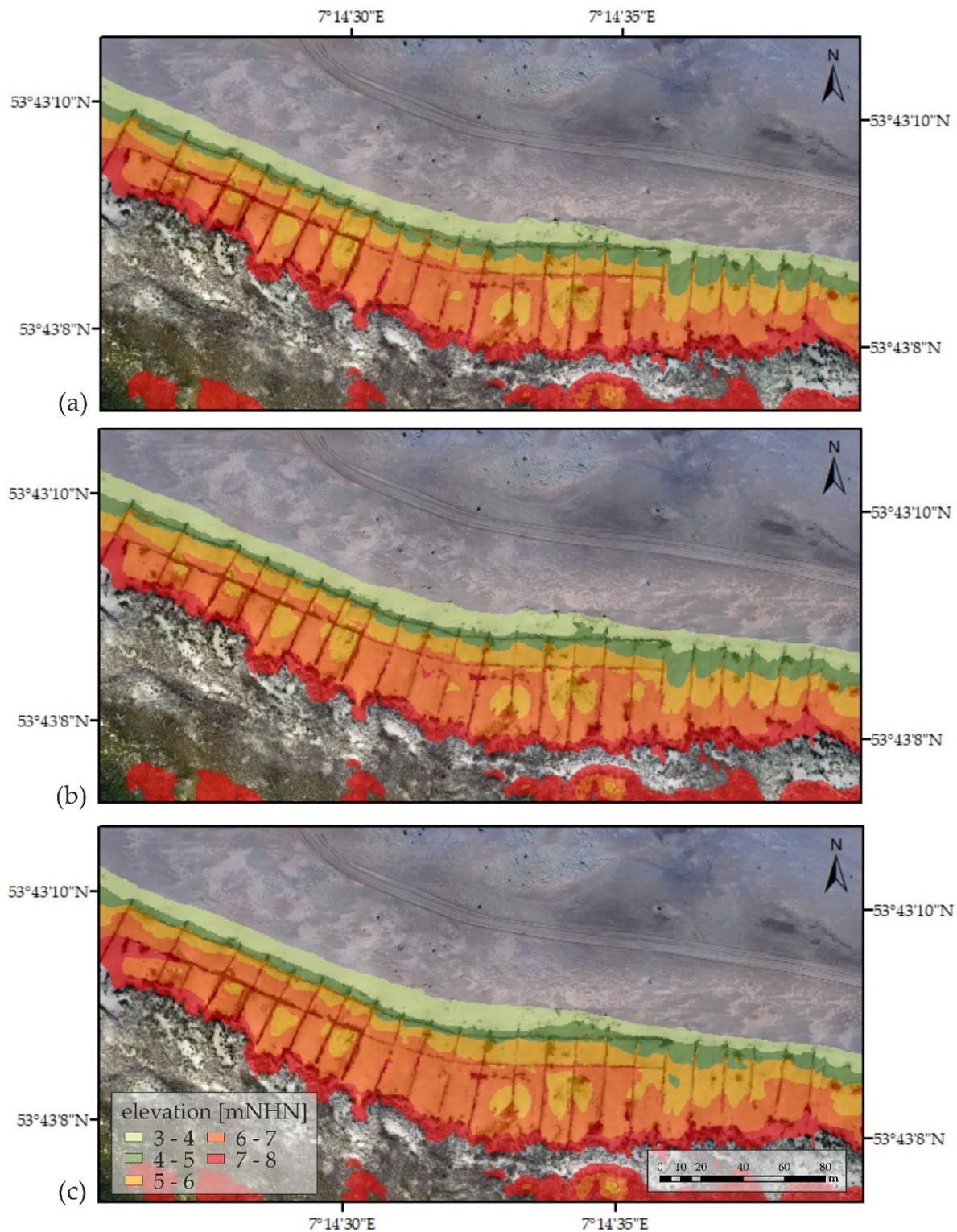


Abbildung 16: Orthophoto mit digitalen Geländehöhen von 3 bis 8 mNHN auf Norderney am (a) 24. August 2020, (b) 12. Dezember 2020 und (c) 9 März 2021. Diese Abbildung ist eine open-access Abbildung von Eichmanns und Schüttrumpf (2021) veröffentlicht unter den Allgemeinen Geschäftsbedingungen der Creative Commons Attribution Lizenz (CC BY) (<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>).

7 Literaturverzeichnis

Adriani, M. J.; Terwindt, J. H. J.: Sand stabilization and dune building. Gov. Publ. Off; Government Publ. Office, GBV Gemeinsamer Bibliotheksverbund, The Hague. In: Rijks-waterstaat Communications (ISBN: 9012004985), 68, 1974.

Agisoft LLC: Agisoft PhotoScan User Manual. Professional Edition, Version 1.4, 2018.

Anthony, E. J.; Vanhee, S.; Ruz, M.-H.: An assessment of the impact of experimental brushwood fences on foredune sand accumulation based on digital elevation models. In: Ecological Engineering, 31, 1, 41–46, <https://doi.org/10.1016/j.ecoleng.2007.05.005>, 2007.

Arens, S. M.; Baas, A. C. W.; Van Boxel, J. H.; Kalkman, C.: Influence of reed stem density on foredune development. In: Earth Surf. Process. Landforms, 26, 11, 1161–1176, <https://doi.org/10.1002/esp.257>, 2001.

BAW (Hg.); Hagen, R.; Freund, J.; Plüß, A.; Ihde, R.: Validierungsdokument EasyGSH-DB Nordseemodell. Teil: UnTRIM2 – SediMorph – UnK. Bundesanstalt für Wasserbau (BAW), https://doi.org/10.18451/k2_easygsh_1, 2020.

BKG: Geodaten der deutschen Landesvermessung. Bundesamt für Kartographie und Geodäsie. Leipzig, Germany, 2021. http://sg.geodatenzentrum.de/web_public/nutzungsbedingungen.pdf, zuletzt geprüft am 29.03.2021.

BSH: Gezeitenkalender 2020. Hoch- und Niedrigwasserzeiten für die Deutsche Bucht und deren Flussgebiete. Bundesamt für Schifffahrt und Hydrographie (BSH). Hamburg/Rostock, Germany, 2019.

BSH: Gezeitenkalender 2021. Hoch- und Niedrigwasserzeiten für die Deutsche Bucht und deren Flussgebiete. Bundesamt für Schifffahrt und Hydrographie (BSH). Hamburg/Rostock, Germany, 2020.

Bundesamt für Schifffahrt und Hydrographie. Berichte zu Sturmfluten und Extremen Wasserständen: Nordsee; Bundesamt für Schifffahrt und Hydrographie: Hamburg, Germany, 2021.

de Vries, S.; Stive, M.; van Rijn, L. C.; Ranasinghe, R.: A new conceptual model for aeolian transport rates on beaches. In: Int. Conf. Coastal. Eng., 1, 33, 1–39, <https://doi.org/10.9753/icce.v33.sediment.39>, 2012.

DJI Phantom 4 RTK: Product Specifications.

DWD: Climate Data Center. Wind, Perception and Temperature. Deutscher Wetterdienst (DWD), 2020. ftp://opendata.dwd.de/climate_environment/CDC/, zuletzt geprüft am 25.11.2020.

DWD: Climate Data Center. Wind, Perception and Temperature. Deutscher Wetterdienst (DWD), 2021. <https://cdc.dwd.de/portal/>, zuletzt geprüft am 01.04.2021.

EAK: Empfehlungen für die Ausführung von Küstenschutzwerken durch den Ausschuss für Küstenschutzwerke der Deutschen Gesellschaft für Geotechnik e.V. und der Hafentechnischen Gesellschaft e.V.: Westholsteinische Verlagsanstalt Boyens & Co. Heide i. Holstein, 65, ISBN: 978-3-8042-1056-1, 2007.

Eichmanns, Ch.; Lechthaler, S.; Zander, W.; Pérez, M. V.; Blum, H.; Thorenz, F.; Schüttrumpf, H.: Sand trapping fences as a Nature-Based Solution for Coastal Protection: An International Review with a Focus on Installations in Germany. In: *Environments*, 8, 12, 135, <https://doi.org/10.3390/environments8120135>, 2021.

Eichmanns, Ch.; Schüttrumpf, H.: Investigating Changes in Aeolian Sediment Transport at Coastal Dunes and Sand Trapping Fences: A Field Study on the German Coast. In: *JMSE*, 8, 12, 1012, <https://doi.org/10.3390/jmse8121012>, 2020.

Eichmanns, Ch.; Schüttrumpf, H.: Influence of Sand Trapping Fences on Dune Toe Growth and Its Relation with Potential Aeolian Sediment Transport. In: *JMSE*, 9, 8, 850, <https://doi.org/10.3390/jmse9080850>, 2021.

Eichmanns, Ch.; Schüttrumpf, H.: A Nature-based Solution for Coastal Protection - Wind Tunnel Investigations on the Influence of Sand Trapping Fences on Sediment Accretion. In: *Frontiers in Built Environment*, <https://doi.org/10.3389/fbuil.2022.878197>, 2022.

Eichmanns, Ch.: Investigating the Influence of Sand Trapping Fences on Aeolian Sediment Transport and Sediment Accretion in Coastal Areas. Dissertation. Fakultät für Bauingenieurwesen an der RWTH Aachen University, <https://doi.org/10.18154/RWTH-2022-08482>, 2022.

ESRI ArcGIS Desktop: Version 10.5.1, 64 bit, 2017. <https://support.esri.com/en/products/desktop/arcgis-desktop/arcmap/10-5>, zuletzt geprüft am 31.03.2021.

Hacker, S. D.; Zarnetske, Ph.; Seabloom, E.; Ruggiero, P.; Mull, J.; Gerrity, S.; Jones, C.: Subtle differences in two non-native congeneric beach grasses significantly affect their colonization, spread, and impact. In: *Oikos*, 121, 1, 138–148, <https://doi.org/10.1111/j.1600-0706.2011.18887.x>, 2012.

Harff, J.; Björck, S.; Hoth, P.: *The Baltic Sea basin*. Berlin: Springer (Central and Eastern European development studies), 2011. <https://www.loc.gov/catdir/enhancements/fy1616/2011921542-b.html>.

Hayes, M. O.: Barrier Island Morphology as a Function of Tidal and Wave regime. In: *Barrier Islands from the Gulf of St. Lawrence to the Gulf of Mexico*. New York, 1–27, 1979.

Hesp, P. A.: Dune Coasts. In: *Earth Systems and Environmental Sciences*, 3, 193–221, <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-374711-2.00310-7>, 2011.

Houser, C.; Wernette, P.; Rentschlar, E.; Jones, H.; Hammond, B.; Trimble, S.: Post-storm beach and dune recovery: Implications for barrier island resilience. In: *Geomorphology*, 234, 54–63, <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.12.044>, 2015.

Itzkin, M.; Moore, L. J.; Ruggiero, P.; Hacker, S. D.: The effect of sand fencing on the morphology of natural dune systems. In: *Geomorphology*, 352, 106995, <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2019.106995>, 2020.

Jackson, N. L.; Nordstrom, K. F.: Aeolian sediment transport and landforms in managed coastal systems: A review. In: *Aeolian Research*, 3, 2, 181–196, <https://doi.org/10.1016/j.aeolia.2011.03.011>, 2011.

Javad: Data Sheet GNSS Receiver Sigma-3, 2020. http://download.javad.com/manuals/hardware/Sigma_Operators_Manual.pdf, zuletzt geprüft am 25.11.2020.

Keijsers, J. G. S.; Groot, A. V. de; Riksen, M. J. P. M.: Vegetation and sedimentation on coastal foredunes. In: *Geomorphology*, 228, 723–734, <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.10.027>, 2015.

Ladage, F.: Vorarbeiten zu Schutzkonzepten für die Ostfriesischen Inseln – Morphologische Entwicklung um Langeoog im Hinblick auf die verstärkten Dünenabbrüche vor dem Pirolatal. Hg. v. Niedersächsisches Landesamt für Ökologie. Forschungsstelle Küste. Norderney, Germany, 2002.

Li, B.; Sherman, D. J.: Aerodynamics and morphodynamics of sand fences: A review. In: *Aeolian Research*, 17, 33–48, <https://doi.org/10.1016/j.aeolia.2014.11.005>, 2015.

MATLAB: Version 9.510.944444 (R2018b). Natick, Massachusetts: The MathWorks Inc., 2018. https://de.mathworks.com/products/new_products/release2018b.html, zuletzt geprüft am 31.03.2021.

Miri, A.; Dragovich, D.; Dong, Z.: Wind-borne sand mass flux in vegetated surfaces – Wind tunnel experiments with live plants. In: *CATENA*, 172, 421–434, <https://doi.org/10.1016/j.catena.2018.09.006>, 2019.

Morris, R. L.; Konlechner, T. M.; Ghisalberti, M.; Swearer, St. E.: From grey to green: Efficacy of eco-engineering solutions for nature-based coastal defence. In: *Global change biology*, 24, 5, 1827–1842, <https://doi.org/10.1111/gcb.14063>, 2018.

NASA: Living Ocean. Online verfügbar unter <https://science.nasa.gov/earth-science/oceanography/living-ocean>, 2020.

Niemeyer, H. D.: Long Term Morphodynamical Development of the East Frisian Island and Coast. Proceedings of the 24th International Conference on Coastal Engineering, Kobe, Japan, 23–28 October 1994, <https://doi.org/10.9753/icce.v24.%25p>, 1995.

NLWKN: Generalplan Küstenschutz Niedersachsen, Band 1. Festland. Niedersächsischer Landesbetrieb für Wasserwirtschaft, Küsten- und Naturschutz (NLWKN), 2007.

NLWKN: Generalplan Küstenschutz Niedersachsen: Ostfriesische Inseln, Küstenschutz Band 2. Ostfriesische Inseln. Niedersächsischer Landesbetrieb für Wasserwirtschaft, Küsten- und Naturschutz (NLWKN), Lower Saxony, Germany Band 2, 2010.

NLWKN: Documentation of the configuration of the installed sand trapping fence on Langeoog and Norderney. Niedersächsischer Landesbetrieb für Wasserwirtschaft, Küsten- und Naturschutz (NLWKN), Coastal Defence and Nature Conservation Agency. Lower Saxony, Germany, 2020.

Oost, A. P.; Hoekstra, P.; Wiersma, A.; Flemming, B.; Lammerts, E. J.; Pejrup, M.; Hofstede, J.; van der Valk, B.; Kiden, P.; Bartholdy, J.; van der Berg, M. W.; Vos, P. C.; Vries, S. de; Wang, Z. B.: Barrier island management: Lessons from the past and directions for the future. In: *Ocean and Coastal Manag.*, 68, 18–38, <https://doi.org/10.1016/j.ocecoaman.2012.07.010>, 2012.

Reise, K.: Coast of change: habitat loss and transformations in the Wadden Sea. In: *Helgol. Mar. Res.*, 59, 9–21, <https://doi.org/10.1007/s10152-004-0202-6>, 2005.

Ruz, M.-H.; Anthony, E. J.: Sand trapping by brushwood fences on a beach-foredune contact: the primacy of the local sediment budget. In: *Zeit fur Geo Supp*, 52, 3, 179–194, <https://doi.org/10.1127/0372-8854/2008/0052S3-0179>, 2008.

Staudt, F.; Gijsman, R.; Ganal, C.; Mielck, F.; Wolbring, J.; Hass, H. C. et al.: The sustainability of beach nourishments: A review of nourishment and environmental monitoring practice – Review Article, 2021.

Strypsteen, G.: Monitoring and Modelling Aeolian Sand Transport at the Belgian Coast. Dissertation. KU Leuven, Faculty of Engineering Technology; Leuven, Belgium., 1–226, <https://doi.org/10.13140/RG.2.2.19781.88806>, 2019.

Thorenz, F.: Coastal Flood Defence and Coastal Protection along the North Sea Coast of Niedersachsen. In: Kuratorium für Forschung im Küsteningenieurwesen (German Coastal Engineering Research Council). In: *Die Küste*, EAK. 74, 158–169, 2008. <https://hdl.handle.net/20.500.11970/101601>, zuletzt geprüft am 25.11.2022.

van der Wal, D.: Effects of fetch and surface texture on aeolian sand transport on two nourished beaches. In: *Journal of Arid Environments*, 39, 3, 533–547, <https://doi.org/10.1006/jare.1997.0364>, 1998.

Yu, Y.; Zhang, K.; An, Z.; Wang, T.; Hu, F.: The blocking effect of the sand fences quantified using wind tunnel simulations. In: *J. Mt. Sci.*, 17, 10, 2485–2496, <https://doi.org/10.1007/s11629-020-6095-2>, 2020.

Zhang, N.; Kang, J.-H.; Lee, S.-J.: Wind tunnel observation on the effect of a porous wind fence on shelter of saltating sand particles. In: *Geomorphology*, 120, 3-4, 224–232, <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2010.03.032>, 2010.

Flow and Turbulence over an Estuarine Dune – Large-Scale Flume Experiments

Christina Carstensen¹ and Ingrid Holzwarth²

¹ Federal Waterways Engineering and Research Institute, christina.carstensen@baw.de

² Federal Waterways Engineering and Research Institute

Summary

Bedforms, such as dunes, are found in large parts of estuaries and coastal areas. Dunes influence hydrodynamics and sediment transport in the flowing water by causing flow resistance, whereby flow energy is dissipated. The characteristics of flow over dunes are complex and vary depending on the dune shape. They have rarely been studied for estuarine dunes in particular, although a precise knowledge of the hydrodynamic processes is important, e.g. for a correct representation or parameterization in mathematical hydrodynamic models. Therefore, we conducted the first flume experiments over a typical estuarine dune. The experimental setup allowed for studying flow over a dune on a large scale and in a high level of detail. High-frequency measurements using Acoustic Doppler Velocimetry (ADV) were carried out on a 1:10 scaled experimental setup with a fixed model dune in a closed-circuit flume. Results show that over the steep portion of the dune lee side, a flow separation zone with a recirculating flow cell and a turbulent wake develop. Compared to values reported for triangular and river dunes, a longer flow separation zone (6.5 times the height of steep portion) and a downward oriented, shorter wake (5.5 times the height of the steep portion) were found. The high-quality experimental dataset including the flow velocity timeseries is freely available at <https://doi.org/10.48437/02.2021.K.9900.0001> (Bundesanstalt für Wasserbau 2021) and can be used for further studies, e.g. on the dissipative effect of dunes, or as validation data for laboratory experiments and mathematical models. Overall, we give indication for the need to study hydrodynamic processes related to estuarine dunes in more detail and we provide a full description of the experimental setup and the complete collected dataset to support and facilitate the needed further research.

Keywords

estuarine dune, flume experiments, ADV, turbulent kinetic energy, validation data

Zusammenfassung

In Ästuaren und Küstenbereichen sind Bodenformen wie Dünen weit verbreitet. Dünen verursachen einen Fließwiderstand, infolgedessen Energie dissipiert wird. Auf diese Weise beeinflussen Dünen die hydrodynamischen Prozesse wie auch den Sedimenttransport im Gewässer. Die Prozesse bei der Überströmung sind komplex und variieren in Abhängigkeit der Dünenmorphologie. Insbesondere Dünenformen, wie sie in Ästuaren auftreten, wurden bisher kaum betrachtet, obwohl für großräumige Untersuchungen von Ästuaren



mit numerischen Modellen eine genaue Kenntnis der hydrodynamischen Vorgänge wichtig ist. Um diese Lücke zu schließen, wurden erstmalig physikalische Modellversuche mit einer ästuarinen Düne durchgeführt. Der Versuchsaufbau ermöglichte die großmaßstäbliche Untersuchung der Strömungsprozesse über der Düne in einem hohen Detailgrad. Hochfrequente Strömungsmessungen mit ADV (Acoustic Doppler Velocimetry) wurden an einem 1:10 skalierten Versuchsaufbau mit einem fixierten Dünenmodell durchgeführt. Die Ergebnisse zeigen, dass über dem steileren Abschnitt der Dünenleeseite eine Strömungsablösung mit einem Strömungswirbel sowie eine turbulente Nachlaufströmung auftreten. Im Vergleich zu dreieckförmigen Dünen und Flussdünen wurden ein längerer Strömungswirbel (6,5-fache Höhe des steilen Böschungsabschnitts) und eine nach unten gerichtete, kürzere turbulente Nachlaufströmung beobachtet (5,5-fache Höhe des steilen Böschungsabschnitts). Der umfangreiche Datensatz mit den gemessenen Zeitreihen der Strömungsgeschwindigkeiten ist frei verfügbar unter <https://doi.org/10.48437/02.2021.K.9900.0001> (Bundesanstalt für Wasserbau 2021) und kann für weitere Studien z. B. zur Rauheitswirkung von Dünen oder zur Validierung physikalischer oder numerischer Modelle verwendet werden. Insgesamt zeigen wir auf, dass hydrodynamische Prozesse über ästuarinen Dünen zukünftig detailliert untersucht werden sollten und liefern hierfür als Grundlage eine ausführliche Beschreibung des Versuchsaufbaus und den vollständigen experimentellen Datensatz, um die erforderliche weitere Forschung zu unterstützen.

Schlagwörter

Ästuarine Düne, Rinnenversuche, ADV, Turbulente kinetische Energie, Validierungsdaten

1 Introduction

Bedforms are observed over wide areas in natural free-flowing waters like rivers and estuaries. They are found in various geometries and sizes and are often classified as ripples or dunes. Ripples are small-scale bedforms with lengths of less than 0.6 m, while dunes are large-scale bedforms with lengths of more than 0.6 m up to more than 100 m (e.g. Ashley 1990). Whereas the height of current ripples is independent of the water depth and described as less than 0.03 m, the height of dunes is reported to scale with water depth (Bennett and Best 1995, Venditti 2013). Bedform existence, size and shape depend on flow and sedimentary conditions. At the same time, bedforms influence the flow by acting as roughness elements that dissipate flow energy not only by friction of the single sediment grain but also by form friction when the water flows over the bedform. This means that there is a complex interaction between bedforms, hydrodynamic processes and sediment transport.

For estuarine and coastal processes, especially dunes are relevant due to their size and related form friction (e.g. Dalrymple and Rhodes 1995, Winter et al. 2016, Lefebvre et al. 2021). However, a precise and quantitative knowledge of their dissipative effect is still not available, although this is an important aspect e.g. for a correct parameterization in mathematical hydrodynamic models (Herrling et al. 2021). The difficulty to precisely describe the dissipative form friction effect is caused by the complex small-scale hydrodynamics of the overlying flow that varies depending on the geometry of the dune and especially of the dune lee side.

At dunes with lee sides with an angle-of-repose ($\sim 30^\circ$), a flow separation zone with a recirculating flow and a turbulent wake develops, leading to enhanced dissipation of flow

energy (e.g. Best 2005, Venditti 2013). These processes are in particular observed over two-dimensional dunes with a steep-slope angle and a triangular shape, as they occur in small rivers or in laboratory flumes with unidirectional currents.

In larger rivers, dunes often have slopes with angles smaller than angle-of-repose (Kostaschuk and Villard 1996, Cisneros et al. 2020). Unlike angle-of-repose dunes, flow separation and recirculation over low-angle dunes is absent or intermittent, as previous research showed. Based on numerical simulations, Lefebvre and Winter (2016) suggested that below a lee side angle between 11° and 18° no flow separation and reverse flow are present. Laboratory experiments conducted by Best and Kostaschuk (2002) demonstrated, that on lee side angles of 14° the flow recirculation is intermittent. Laboratory dunes studied by Kwohl et al. (2016) showed intermittent flow recirculation at lee side angles of 10° and 20° .

Furthermore, natural dunes usually have an asymmetrical shape, variations in curvature and low angle slopes often composed of brink points and portions with different angles (Kostaschuk and Villard 1996, Parsons et al. 2005, Lefebvre et al. 2016). For complex dune geometries, it was found that the steepest part of the lee side controls the occurrence of flow separation (Lefebvre et al. 2016). Lefebvre (2019) suggested that flow separation and increased turbulence are present for slope portions steeper than 15° .

For river dunes, the steepest part of the dune slope was found to be in the lower half of the lee side close to the trough (Lefebvre et al. 2016, Cisneros et al. 2020). On the contrary, for estuarine dunes the steepest part is reported near the crest in the upper half of the slope (Dalrymple and Rhodes 1995, Lefebvre et al. 2021). Until now, experimental and numerical studies have mainly focused on bedforms of simple geometry and only few studies have been conducted on investigating flow characteristics over dunes with segmented lee sides (Paarlberg et al. 2007, Kwohl et al. 2016, Lefebvre et al. 2016). These dunes, however, resembled river dunes with the steepest part near the trough. To our knowledge, flow properties over dunes with a steep portion near the crest, thus resembling estuarine dunes, have not been extensively studied so far.

Laboratory methods allow for detailed measurements of flow and turbulence characteristics over dunes in a controlled parameter space. In the past, detailed measurements were limited, e.g. due to difficulties performing near-bottom measurements in the field (Best and Kostaschuk 2002, Kostaschuk and Best 2005, Parsons et al. 2005) or due to the dimensions of the facility and thus small-scale experiments with dune heights in the range of 2–3 cm (Nelson et al. 1993, Best and Kostaschuk 2002, Kwohl et al. 2016). As these aspects may limit the identification of flow separation at the dune lee side, the aim of our study is to investigate the flow properties over a typical estuarine dune on a large scale and to build a setup with the capability of studying dunes based on detailed measurements.

Here, we study flow over a single, large-scale two-dimensional estuarine model dune in a laboratory flume to estimate the occurrence and size of the flow separation zone and the turbulent wake. The dune is shaped with a steep portion near the dune crest on the lee side with an angle of more than 15° , here referred to as the “steep face”. To isolate the effect of the dune shape and the steep face angle on the flow structure, experiments were carried out with a fixed model dune and constant hydraulic parameters (i.e. unidirectional flow, constant flow velocity and water level). High-frequency measurements were conducted to characterise the flow field and the turbulent kinetic energy (TKE).

2 Methods

2.1 Flume Setup

Experiments were conducted in the 1.5 m wide closed-circuit flume at the Federal Waterways Engineering and Research Institute (BAW) in Hamburg. The flume has two straight sections connected at their respective ends by semi-circular sections forming a closed-circuit flume with a total length of 220 m. The rectangular test section is about 70 m long and 1.5 m wide. The flow is generated by a bow thruster located in an underground pipeline on the opposite side of the test section. A photograph and a schematic drawing of the closed-circuit flume are shown in Figure 1.

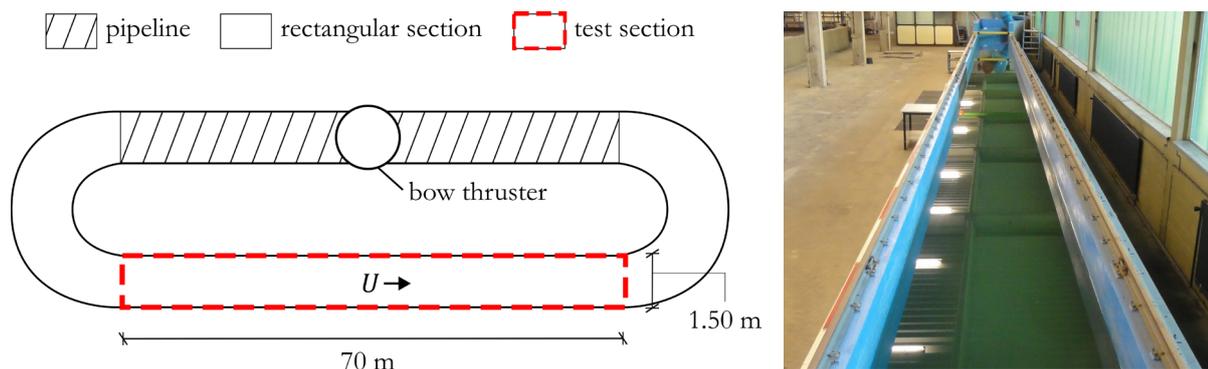


Figure 1: 1.5 m wide closed-circuit flume: Schematic drawing (not to scale, left) and photograph of the test section (right).

Prior to the dune experiments, detailed investigations were carried out on the occurrence of secondary flows in the test section. These secondary flows can be induced, for example, by the geometry of the inlet area, or by the propeller motion of the bow thruster. Measurements showed that in the rear part of the flume influences of a secondary flow are neglectable and the flow is only controlled by local boundary conditions. Therefore, the experiments were carried out in the flume's rear section at a distance of about 50 m from the inlet area (see also Figure 3).

2.2 Dune Design and Hydrodynamic Conditions

The model dune dimensions and shape were based on results of an investigation of the dune morphology and characteristics in the Weser Estuary by Lefebvre et al. (2020). Asymmetrical, ebb-oriented dunes with a steeper portion on the lee side (ebb steep face) were frequently found, so this dune type was used as a prototype for the scaled model dune. Heights H of the ebb-oriented dune in the Weser River were found in a range of 1.2 m to 1.8 m, lengths L from about 30 m up to 60 m, mean slope angles of 5° to 8° on the steeper lee side and 2° to 5° on the lower stoss side. The range of dimensions and slope angles of the ebb-oriented dune with an ebb steep face in the field are summarized in Table 1, a schematic drawing is given in Figure 2.

Table 1: Representative dimensions and slope angles of the ebb-oriented dune with an ebb steep face from Weser Estuary, according to Lefebvre et al. (2020).

Length L	30 - 60 m
Height H	1.2 - 1.8 m
Aspect Ratio H/L	0.02 - 0.05
Mean lee side angle	$5^\circ - 8^\circ$
Mean stoss side angle	$2^\circ - 5^\circ$

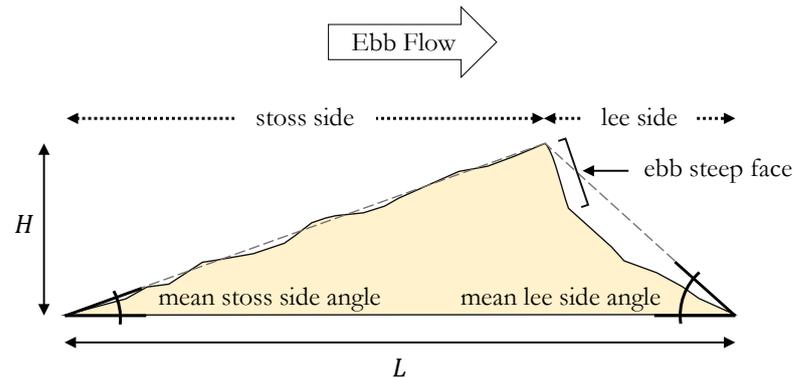


Figure 2: Schematic drawing of an ebb-oriented dune with an ebb steep face.

The dimensions of the model dune were selected from this range of values and are considered representative of the observed dune type. The model dune was scaled by a factor N_L of 10 according to Froude's Law (Table 2). It was built asymmetrical with a length of 3 m and a height of 0.15 m. The stoss side angle was 4° . The leeward side consisted of two portions, a steep face of 25° and 0.24 m length starting at the crest and a lower and longer portion (4° and 0.80 m length) towards the trough. The height of the steep face H_{SF} was 0.10 m. Compared to naturally occurring ebb-oriented dunes in the Weser river, a relatively steep and long steep face was chosen in order to produce a fully developed, permanent flow separation which forms at slope angles steeper than 24° (Lefebvre and Winter 2016). A schematic drawing of the model dune is shown in Figure 3. The model dune was made from a thick metal sheet, which was bent into shape (Figure 3, right) and attached to the flume bottom.

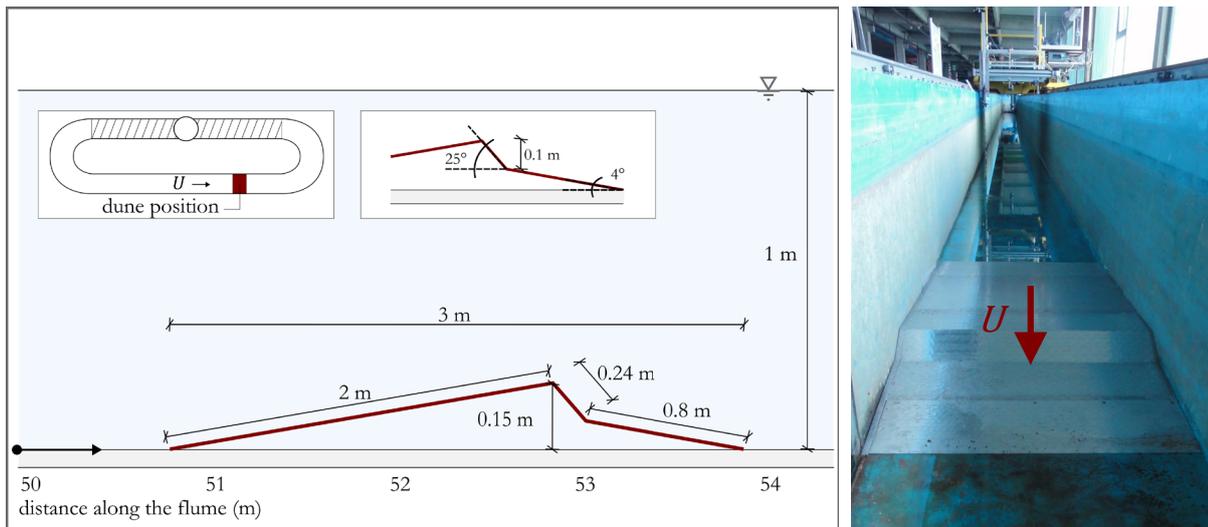


Figure 3: Schematic drawing of the model dune dimensions (not to scale) and position in the flume (left) and view of the model dune in the flume (right).

For the hydrodynamic model parameters, water level data of a local measuring station in combination with a digital terrain model (DTM) from 2012 were used (WSV 2020, inphoris GmbH and smile consult GmbH 2014). For the assessment of realistic flow velocities, data from flow measurements using an Acoustic Doppler Current Profiler (ADCP) from 2009 to 2011 (Bundesanstalt für Wasserbau 2016) were considered. The measurements were taken in the area of Weser-km 47 (Rechtenfleth), where ebb-oriented dunes with an ebb steep face are found according to Lefebvre et al. (2020). Influenced by tides, flow direction and flow velocities in the Weser Estuary change from one tidal phase to the next. For the experiments, these dynamics were not represented and a steady, unidirectional flow was considered for simplification. In the area in which ebb-oriented dunes with an ebb steep face were found, maximum flow velocities during ebb were about 0.9 m/s to 1 m/s (Bundesanstalt für Wasserbau 2016), the mean flow depth was about 14 m.

It was not intended to represent field hydrodynamics exactly, but to find realistic parameters that represent a typical order of magnitude of the field values. Thus, a constant depth-averaged flow velocity U of 0.3 m/s in model scale representing velocities of approximately 1 m/s during the ebb phase was chosen for the experiments. The observed average flow depth of 14 m in the field corresponds to a water depth of 1.4 m in model scale, which cannot be realised in the laboratory flume (maximum filling level: 1.3 m). However, preparatory tests showed that the relevant flow processes over the dune in the flume setup take place within a water depth of less than 1 m and are not influenced by slight changes in water level. Thus, a water depth d of 1 m at model scale was selected for the laboratory tests (corresponding to a field water depth of 10 m). The considered field dimensions and hydrodynamic parameters as well as the representative model parameters in 1:10 scale are summarised in Table 2.

Table 2: Flow and dune characteristics in field and model scale.

Scale $N_L = 10$	Scale Factor	Field	Model
Length L	N_L	30 m	3.0 m
Height H	N_L	1.50 m	0.15 m
Height of steep face H_{SF}	N_L	1 m	0.10 m
Aspect ratio H/L	-	0.05	
Average lee side angle	-	8°	
Stoss side angle	-	4°	
Steep face angle	-	25°	
Water depth d	N_L	10 m	1 m
Depth-averaged flow velocity U	$\sqrt{N_L}$	1 m/s	0.3 m/s
Froude Number	-	0.1	0.1
Reynolds Number	-	-	$3 \cdot 10^4$

2.3 Data Collection

Measurements were carried out with a Nortek Vectrino (ADV). The instrument used was a down-looking type, where the emitter and receiver arms are oriented downwards. Thus, the sampling volume is located below the probe head and measurements can be taken close to the dune slopes and the flume bottom.

A total of approximately 1600 measurements of flow velocity time series were collected over the model dune in each of two test repetitions, distributed across 46 length positions along the centre axis of the flume (Figure 4). Over the stoss side, the horizontal distance between two sampling locations was 20 cm and the vertical distance was 2–3 cm. For a sufficient detection of the turbulent flow at the dune lee side, the horizontal distance was reduced to 10 cm near the dune crest and to 5 cm behind the crest. In the lower part of the water column near the slopes, the vertical distance was condensed to 1 cm. In the area behind the dune, the horizontal distance was again increased to 10 cm. A motor-controlled motion unit ensured a precise positioning of the instrument. The reproducibility of the recorded data was verified by a first measurement and a repeat measurement at each sampling position.

Velocity time series were recorded at a high-frequency sampling rate SR of 100 Hz for 4 min in the turbulent areas near the slopes at the dune lee side and for 2 min at the remaining positions. For each sampling position, the instantaneous velocities in the direction of flow, in the cross-stream direction and in the vertical direction, u_i , v_i and w_i , respectively, were recorded over the selected measurement duration. Index i indicates the sample at the time $1/SR \cdot i$.

The instrument was collecting flow velocity components in a cylindrical sampling volume of 4 mm height and 6 mm diameter. The blanking distance between the probe head and the sampling volume was generally set to 5 cm, as this is referred to as the sweet spot of the instrument, where best quality data can be measured (Nortek 2018). Only in few cases a different blanking distance was used when the measurement positions could only be reached by adjusting this value (e.g. near the water surface).

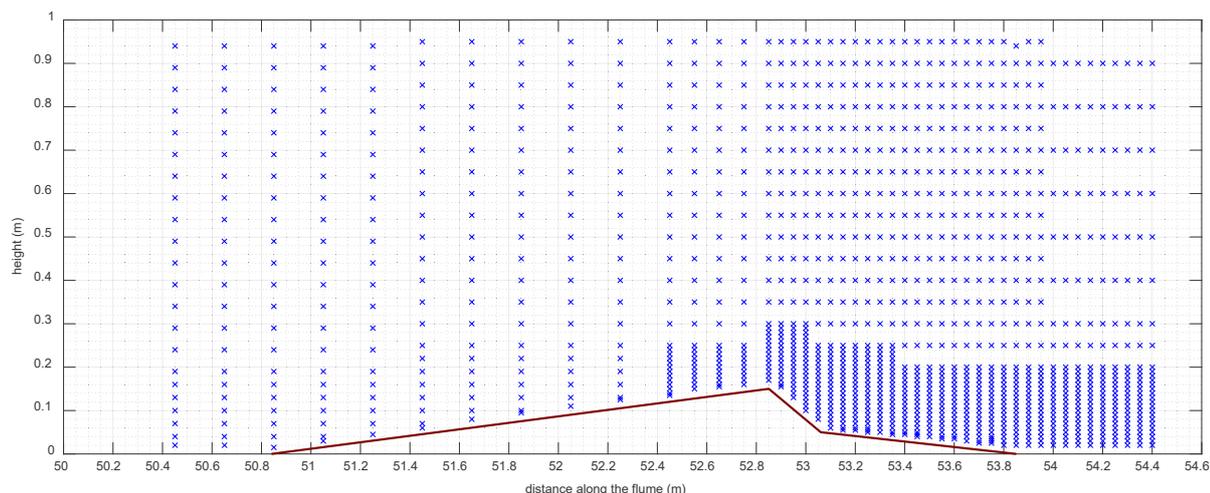


Figure 4: Sampling positions for flow velocity measurements over the model dune.

The probe’s settings were chosen in order to achieve the highest possible data quality. A good data quality was assessed especially on the basis of the values for signal-to-noise ratio (SNR) and correlation. Overall, the experimental conditions required only minor adjustments to the once selected configurations, as the SNR values recommended for reliable data acquisition in the range of about 30 dB and a correlation above 90 % could be attained. Because of the naturally occurring suspended sediment in the water used for the experiments, no additional seeding material had to be added to ensure sufficient reflections of the acoustic signal of the ADV.

The measurements were processed by converting the raw data into a Matlab-file and using custom codes for import and error filtering, which included despiking the data, i.e. the identification and removal of outliers in the velocity time series. Several approaches are available for despiking ADV data, of which the Phase-Space Thresholding Method after Goring and Nikora (2002) was used. An additional filtering of the data according to SNR and correlation threshold values was not performed, since by applying the Phase-Space Thresholding Method data with low correlation and SNR were already removed from the timeseries.

3 Mean and Turbulent Flow Field

3.1 Flow Field

The extensive measurements allowed a detailed characterisation of the mean flow field above the dune. The magnitude of the flow velocity and the flow direction over the dune were analysed in order to investigate the flow separation and recirculation. After processing and error filtering the collected data, mean flow velocities were calculated for each velocity component time series as

$$\bar{u} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N u_i \tag{1}$$

and \bar{v} , \bar{w} accordingly, where \bar{u} , \bar{v} , \bar{w} are the time-averaged streamwise, crosswise, vertical velocity components, respectively, and N is the total number of measurements at each location. Since a two-dimensional dune was investigated, the overlying flow field was also

analysed two-dimensionally. Velocity vectors $(\bar{u}, \bar{w})^T$, considering the mean of the horizontal, streamwise velocity component in flow direction \bar{u} and the mean of the vertical velocity component \bar{w} , are presented in the following figures of this section. The mean of the horizontal, crosswise velocity component \bar{v} is not included in these two-dimensional visualisations of the flow field. The mean value of \bar{v} of all measurements is 0.0092 m/s. Accordingly, either a small crosswise flow velocity component existed or the ADV probe was not perfectly aligned with the main flow direction. Since \bar{v} is only 3 % of the depth-averaged flow velocity ($U = 0.3$ m/s) and therefore hardly deviates from the expected value of $\bar{v} = 0$ m/s for an ideal two-dimensional flow, \bar{v} can be neglected here.

Regarding the repeatability of the measurements, a very good agreement could be obtained for the recorded flow velocities from the first and the repeat measurement. A high level of agreement for the flow velocity vectors, i.e. corresponding in magnitude and direction, between the first and the repeat measurement are found throughout the recorded flow field. In particular, a very good agreement can be observed in the area of the dune lee (Figure 5), which is the crucial part of the flow processes. Overall, 93 % of the magnitude deviations of the calculated velocity vectors are less than 0.015 m/s, which corresponds to less than 5 % of the generated depth-averaged flow velocity of $U = 0.3$ m/s. Only in 12 out of a total of 3312 measurements, magnitude deviations of more than 0.03 m/s (10 % of U) were detected.

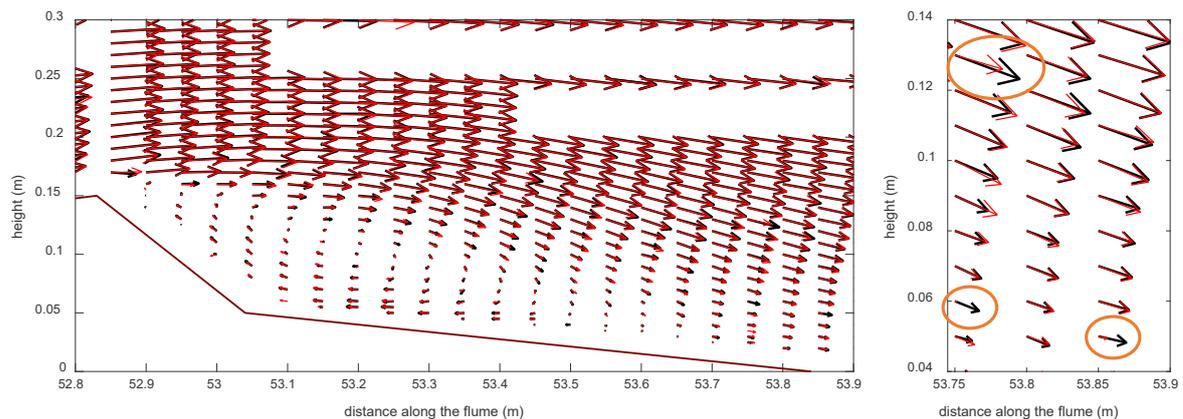


Figure 5: Measurement's repeatability: Flow velocity vectors $(\bar{u}, \bar{w})^T$ of first (black) and repeat measurement (red). Overall good repeatability at dune's lee (left figure), outliers at the rear of the slope (right figure).

Of these, 3 measurements can be identified as outliers with deviations between 0.06 m/s and 0.08 m/s at distances of 53.75 m and 53.85 m along the flume (Figure 5, right). At these length positions, a lower SNR performance was found for the bottom measurement positions. For measurements of good data quality, SNR values were observed in a constant value range along the entire vertical profile. However, at length positions 53.75 m and 53.85 m, the average SNR value for the bottom measurement positions containing the outliers (up to 0.15 m above ground) was about 5 dB lower than the average SNR value for measurements in the upper part of the water column. This is probably related to interferences with the nearby bed surface (i.e. the dune slope), described as weak spots of the instrument. At weak spots, the measurement principle of the ADV probe is disturbed and the data quality reduced, leading to measurement inaccuracies (Nortek 2018). Nevertheless, a good repeatability of the measurement and therefore reproducible data was observed

because of the low number of outliers. Thus, only the first repetition of the measurements is referred to in the following analysis.

Figure 6 shows the velocity vectors $(\bar{u}, \bar{w})^T$ over the entire model dune. The flow velocity magnitude is colour coded and also qualitatively represented by the length of the vectors. The distribution of the mean flow velocities over depth follows a logarithmic profile in vertical direction which is typical for turbulent flows. Due to boundary layer friction, velocities decrease towards the bottom. The highest velocities are found in a height of 0.55 m to 0.80 m above ground with values of 0.36 m/s to 0.41 m/s.

Topographic forcing causes flow acceleration above the stoss side and flow deceleration above the lee side of the dune. As shown enlarged in Figure 7, a flow separation zone can be detected in the dune lee with a recirculating flow cell. The flow separation zone begins shortly behind the dune crest and extends downstream. The reattachment point to the undisturbed flow is located shortly before the model dune slope ends. The length of the flow separation zone L_{FSZ} , which is defined by horizontal length of the area where a backward flow could be detected, is approximately 0.65 m in model scale (cf. Figure 7), corresponding to $4.3 \cdot H$ and $6.5 \cdot H_{SF}$.

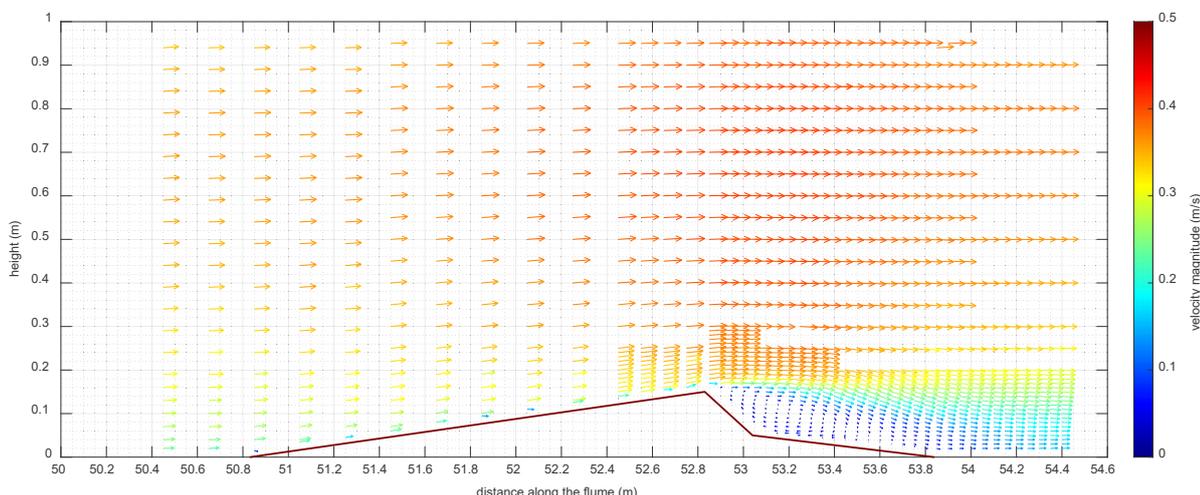


Figure 6: Mean flow velocity vectors $(\bar{u}, \bar{w})^T$ above the model dune.

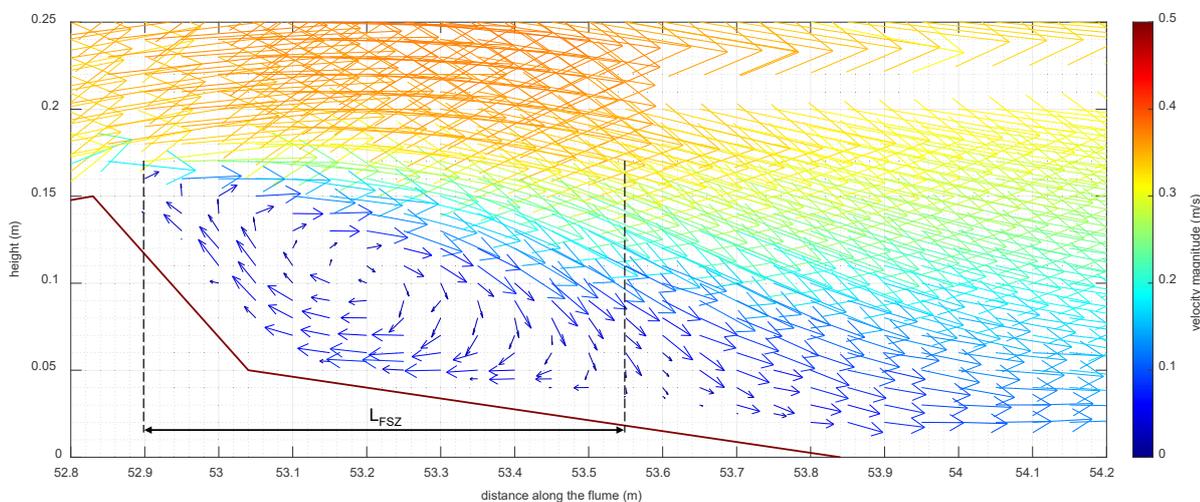


Figure 7: Flow separation zone with recirculating flow cell at the dune lee side.

3.2 Turbulent Kinetic Energy

The turbulent kinetic energy (TKE) was calculated from the collected data in order to identify the turbulent wake and estimate the turbulence intensity over the dune. The TKE contained in the turbulent eddies of the flow was determined from the variances of the measured velocity components as

$$TKE = \frac{1}{2} \cdot (\overline{u'u'} + \overline{v'v'} + \overline{w'w'}), \quad (2)$$

where

$$\overline{u'u'} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (u'_i)^2 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (u_i - \bar{u})^2, \quad (3)$$

and $\overline{v'v'}$, $\overline{w'w'}$ accordingly. u' , v' and w' are the streamwise, crosswise and vertical fluctuations around the mean value of the velocity components, where

$$u'_i = u_i - \bar{u}, \quad (4)$$

and v'_i , w'_i accordingly.

As Figure 8 shows, higher TKE values can be observed in the dune lee, forming a turbulent wake. The zone with higher TKE values begins shortly behind the dune crest and extends downstream along the lee slope in a downward direction. TKE is highest in the middle of the wake zone above the lower, gentle sloping part of the leeside ($TKE_{\max} = 0.01 \text{ m}^2/\text{s}^2$, Figure 9).

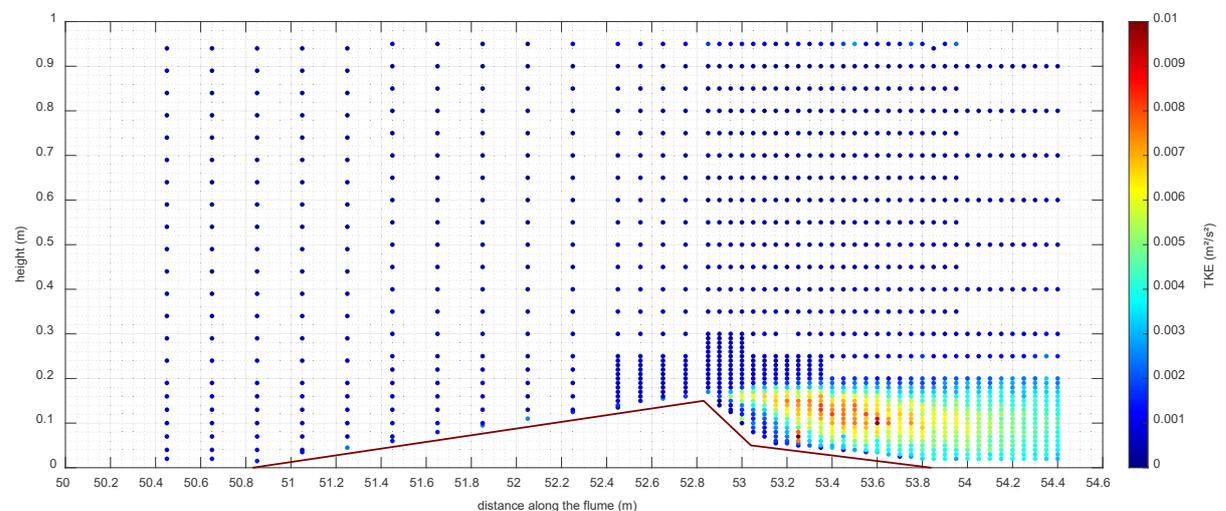


Figure 8: Overview of TKE values and their distribution over the model dune.

Outside the turbulent wake, few positions near the dune slope were found to also have a higher TKE (cf. Figure 9, at distance along the flume of 53.25 m). Analyses of the measured time series at these locations revealed that correlation values and SNR of the data were comparably low and increased, respectively. This indicates disturbances during data recording, likely due to increased return signal levels from reflections at the nearby dune surface impairing the ADV measurement method and data quality. Thus, these data points are to be interpreted as outliers due to sampling inaccuracies.

Defining the turbulent wake by the area in which the TKE is at least 70 % of the maximum measured TKE value (TKE_{70}) and excluding the outliers, the horizontal length of

the turbulent wake L_W is 0.55 m (cf. Figure 9). This length definition of the turbulent wake will be discussed in Section 4.

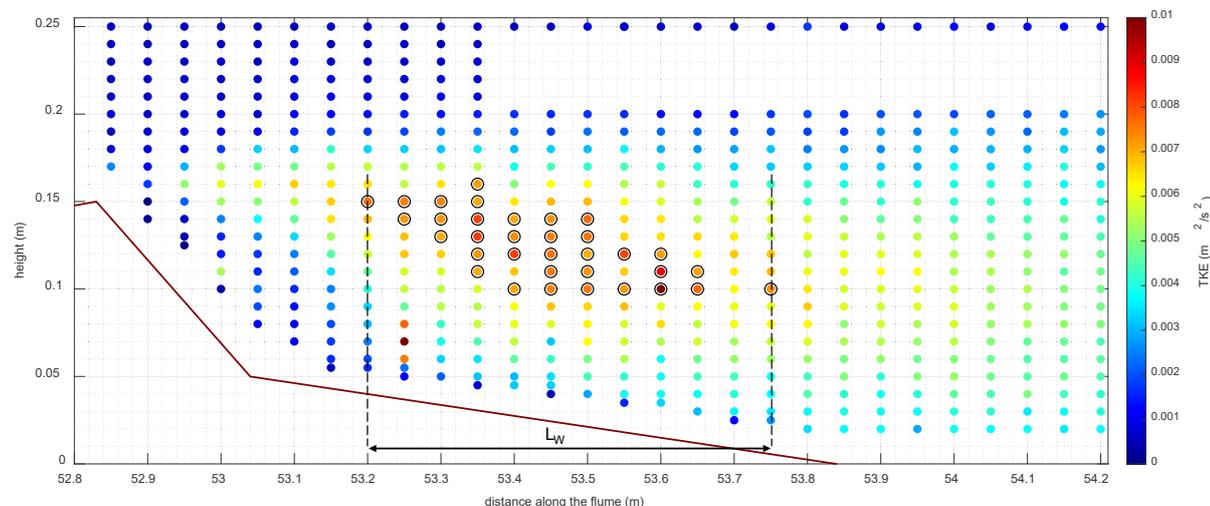


Figure 9: Turbulent wake over the dune lee, 70 % highest TKE values marked (without outliers).

4 Discussion

4.1 Model settings

The large-scale experimental setup allowed for measurements over the model dune with closely distributed sampling positions. By using a fixed model dune, measurements could be carried out over a long period of time and at many different measuring positions without changing the shape and position of the dune. Since a constant flow velocity and water level were set based on the maximum ebb current velocity and a water level found in the Weser River, the experiments were performed under controllable, realistic hydrodynamic conditions. From various dune lengths, heights, slope angles, steep face characteristics and shapes occurring in natural estuaries, typical dimensions and a frequently found dune shape from the Weser River were chosen here to exemplify the range of different morphologies.

While sediment transport and the effect of dune migration or reshaping under full tidal dynamics were not investigated in this experiment, the flow field above the estuarine-type dune could be represented in an unprecedented large-scale setup. Due to the large model dimensions, measurements could be carried out at 46 horizontal positions covering an approximately 4 m long section above the dune with a varying resolution that was highest in the lee of the dune with a vertical resolution of 1 cm. In the past, laboratory measurements at a similar level of detail have been conducted over dunes on a much smaller scale. Best and Kostaschuk (2002) performed measurements with a high vertical resolution of 1–2 mm over a fixed low-angle dune. However, the model dune was scaled 1:58, corresponding to a model height of 3.1 cm and model length of 66 cm. Measurements by Kwohl et al. (2016) over a segmented model dune were also closely distributed with a vertical and horizontal resolution of 5 mm near the dune slope and 10 mm outside the lee region, respectively, but again the dune was only 3 cm high and 90 cm long. Kwohl et al. (2016) noted that regions of weaker flow separation decrease in size with lower lee angle and therefore, the detection of flow separation strongly depends on where the observations were made. The large scale

of the dune used here is therefore an advantage regarding the positioning accuracy and, in combination with the high number and high spatial resolution of the measurement positions, is thus beneficial for the identification of flow separation over the dune lee side.

4.2 Flow separation zone

In accordance with observations from previous studies on dunes, behind the model dune steep face of 25° (which exceeds the thresholds range for flow separation of 10° – 20° mentioned in the literature, cf. Section 1) a flow separation with a flow recirculation cell is present and a turbulent wake develops. For triangular dunes with a simple lee slope, the length of the flow separation zone is often cited as 4–6 times the dune height (Engel 1981, Fernandez et al. 2006). Studies of dunes with segmented lee sides and lee sides containing a steeper portion showed that the length of the flow separation zone is especially related to the properties of the steep face (Lefebvre et al. 2016, Lefebvre 2019). For dunes with a steep face near the dune trough, as typical of river dunes, it was found that the length of the flow separation zone is about 4–6 times (Paarlberg 2007), 5 times (Lefebvre 2019) the height of the steepest part of the slope or even smaller with 3.6 times the steep face height (Lefebvre et al. 2016). For the estuarine model dune investigated here, the length of the flow separation zone L_{FSZ} is about 0.65 m, which corresponds to $6.5 \cdot H_{SF}$ and is thus longer than the values given in the literature. The reason for this is that the flow separation at the estuarine dune shape begins at the dune crest where the steep face is located, and thus appears to expand over a greater distance further downstream along the gently sloping lower lee side. In contrast, at dunes with their steep face located near the trough, as typical for river dunes, the rising slope of the next dune is directly neighbouring the flow separation zone and leads to a shortening of the flow recirculation cell.

4.3 Turbulent wake

The turbulent wake over the model dune, which is characterised by a zone with higher TKE, originates at the dune crest and extends downstream in a slightly downward direction. Compared to observations from other studies, this is different from a wake over a triangular bedform, where the wake appears to expand upwards (cf. Fernandez et al. 2006, Lefebvre et al. 2014b) as it is pushed up by the topographic forcing of the following dune stoss side. The maximum TKE values measured over the model dune are about $0.008 \text{ m}^2/\text{s}^2$ to $0.01 \text{ m}^2/\text{s}^2$ and are comparable to values in the literature: For example, experiments on laboratory dunes by Kwoil et al. (2016) carried out with a higher mean flow velocity of 0.62 m/s and at a shallower water depth of 0.2 m and thus a higher Reynolds number of $1.24 \cdot 10^5$, showed a maximum TKE value of $0.011 \text{ m}^2/\text{s}^2$ over a dune with the same relative height ($H/d = 0.15$) and a 20° lee side angle. This value is slightly higher than for the present results, but corresponds to the order of magnitude of the values found in this study.

Regarding the length of the turbulent wake, different definitions are found in the literature. In Lefebvre et al. (2014a) and Lefebvre et al. (2014b), the wake length is defined as the horizontal length of the area in which the TKE is at least 70 % of the maximum measured TKE value (TKE_{70}). Lefebvre (2019) proposed a different definition for the wake length, which is the horizontal length of the area where the TKE is larger than the TKE 98th percentile (TKE_{98}). However, this publication also highlights that a standard definition

of the turbulent wake over bedforms is still not agreed on. For our measurements, both the calculations according to TKE_{70} and TKE_{98} result in a length of the turbulent wake L_W of 0.55 m. In Figure 9 in Section 3, we illustrated TKE_{70} because this measure is simple to apply and delivers valid results also for small datasets (as long as the wake and the maximum TKE are sufficiently captured).

The length of the turbulent wake over the estuarine dune found in this study corresponds to 5.5 times the height of the steep face ($L_W = 5.5 \cdot H_{SF}$). For numerically modelled 3D river dunes with a steep face, Lefebvre (2019) proposed the relation between the steep face height and the wake length to be $L_W = 13 \cdot H_{SF}$. Thus, the relation found from our experiments indicates shorter wake lengths occurring over an estuarine dune. However, in a prior study on angle-of-repose dunes of Lefebvre et al. (2014b), shorter turbulent wake lengths in the laboratory compared to numerical experiments were also found. There, it was assumed that the wake was shortened due to friction from the laboratory flume walls, while full slip conditions were used in the numerical model. Therefore, also in our study wall friction might be one of the reasons for the smaller wake length found in comparison to results from numerical simulation of Lefebvre (2019).

Nevertheless, due to the large extend of the flow separation cell and the downward extending wake observed here behind the estuarine dune shape, a greater potential for the mobilization of bottom sediments compared to triangular dune and river dune shapes, where an upward extending wake develops, might be possible.

4.4 Limitations

However, some limitations to these findings are given due to the simplifications that were made with regard to the dune design and the modelled, hydrodynamic conditions. One simplification of this setup is that only a single bedform was installed in the flume. Thus, the model dune slope at the lee side is followed by the horizontal flume bottom. The neighbouring shapes of leading and following dunes are likely to influence the flow structure. This may have an effect on the length of the flow separation zone as well as on the downward or upward orientation of the wake. However, for the recirculating flow observed here, this is not necessarily to be expected, since the observed recirculation cell does not extend over the entire lower lee side and ends before a next dune stoss side would begin. Another simplification is the two-dimensional dune design with straight slopes and without superimposed ripples, as found in the field. Since the dune was made of metal plates without a sand coating, the natural surface roughness of dunes in the field was also not reproduced. The flow and turbulence processes identified in the experiment therefore are a simplified representation of the natural processes occurring over a dune field in estuaries and, due to the missing grain and ripple roughness, energy dissipation might be underestimated. Nevertheless, the dataset is a consistent report of the effect of a so far uninvestigated bedform shape to unidirectional flow, ready for use in evaluation studies of numerical models.

5 Data Availability

The consistent and comprehensive dataset of the flow measurements over the model dune is available for download at <https://doi.org/10.48437/02.2021.K.9900.0001> (Bundesanstalt für Wasserbau 2021). The provided dataset contains the raw data from the first and repeat

measurement for each sampling position. In addition to the flow velocities time series in all three spatial directions, the files contain all recorded, probe-specific parameters including SNR and correlation values as important parameters for assessing the data quality.

6 Conclusions

A laboratory setup to study flow over a single model dune in a closed-circuit flume was designed, built and successfully operated. Flow velocity data, sampled at high-frequency with an ADV, were obtained by closely distributed measurement positions even close to the dune slopes and bottom on an unprecedented large-scale model. In contrast to other studies, the investigated model dune resembled a shape typical for estuarine dunes with a steep slope face in the upper half of the lee side near the dune crest.

Results give indication that different hydrodynamic characteristics are observed over estuarine dunes in comparison to river or triangular dunes. In particular, a greater length of the flow separation zone and a downward orientation of the turbulent wake are identified. Here, further research is needed to confirm the observed characteristics and to consider the possible influence of different forcing conditions, estuarine dune shapes, neighbouring dunes and a realistic surface roughness.

Nevertheless, the scale of the experimental setup proved suitable for the generation of high-quality data that allow a detailed assessment of the flow processes and the distribution of turbulence intensity over a model dune.

The extensive dataset is provided with full accessibility, in order to provide an opportunity to validate experimental and numerical models. Furthermore, the data can be used as reference data for further studies and analyses of flow over dunes. Therefore, the here presented work is a profound basis for ongoing experimental and numerical work to build up a quantitative knowledge about the dissipative effect of estuarine dunes.

7 Acknowledgements

We thank: Frank Kösters, who initiated the project; the BAW Hamburg laboratory team and especially Bernhard Kondziella and Lars Tretau for providing technical support during the experimental setup and procedure; Katja Schulz for her contributions to the extensive flow measurements. This work was funded as part of the Federal Waterways Engineering and Research Institute (BAW) departmental research and development program. The dataset is available for download through the BAW-Datenrepository (<https://doi.org/10.48437/02.2021.K.9900.0001>).

8 References

Ashley, G. M.: Classification of Large-Scale Subaqueous Bedforms: A New Look at an Old Problem-SEPM Bedforms and Bedding Structures. In: *Journal of Sedimentary Research* 60 (1), 160–172, <https://10.2110/jsr.60.160>, 1990.

Bennett, S. J.; Best, J. L.: Mean flow and turbulence structure over fixed, two-dimensional dunes: implications for sediment transport and bedform stability. In: *Sedimentology* 42, 491–513, checked on 5/10/2019, 1995.

Best, J.: The fluid dynamics of river dunes. A review and some future research directions. In: *J. Geophys. Res.* 110 (F4), <https://10.1029/2004JF000218>, 2005.

Best, J.; Kostaschuk, R.: An experimental study of turbulent flow over a low-angle dune. In: *J. Geophys. Res.* 107 (C9), 318, <https://10.1029/2000JC000294>, 2002.

Bundesanstalt für Wasserbau: Das Schwebstoffmessprogramm an Weser, Elbe und Ems 2009-2011. Messbericht, Internal report, unpublished, 2016.

Bundesanstalt für Wasserbau: Laborversuche in einer Strömungsrinne mit skaliertem Modelldüne (EbbSF) [Data set], <https://doi.org/10.48437/02.2021.K.9900.0001>, 2021.

Cisneros, J.; Best, J.; van Dijk, T.; Almeida, R. P. de; Amsler, M.; Boldt, J. et al.: Dunes in the world's big rivers are characterized by low-angle lee-side slopes and a complex shape. In: *Nat. Geosci.* 13 (2), 156–162, <https://10.1038/s41561-019-0511-7>, 2020.

Dalrymple, R. W.; Rhodes, R. N.: Estuarine Dunes and Bars. In: G.M.E. Perillo (Ed.): *Developments in Sedimentology. Geomorphology and Sedimentology of Estuaries*, 53, 359–422, 1995.

Engel, P.: Length of flow separation over dunes. In: *Journal of the Hydraulics Division, ASCE* 107, 1133–1143, 1981.

Fernandez, R.; Best, J. L.; López, F.: Mean flow, turbulence structure, and bed form superimposition across the ripple-dune transition. In: *Water Resour. Res.* 42 (5), 169, <https://10.1029/2005WR004330>, 2006.

Goring, D. G.; Nikora, V. I.: Despiking Acoustic Doppler Velocimeter Data. In: *J. Hydraul. Eng.* 128 (1), 117–126, [https://10.1061/\(ASCE\)0733-9429\(2002\)128:1\(117\)](https://10.1061/(ASCE)0733-9429(2002)128:1(117)), 2002.

Herrling, G.; Becker, M.; Lefebvre, A.; Zorndt, A.; Krämer, K.; Winter, C.: The effect of asymmetric dune roughness on tidal asymmetry in the Weser estuary. In: *Earth Surf. Process. Landforms* 46 (11), 2211–2228, <https://10.1002/esp.5170>, 2021.

inphoris GmbH; smile consult GmbH: Airborne Laser-Scanner-Befliegungen der Unter- und Außenweser 2012 bis 2015, Abschlussbericht Bearbeitungsjahr 2012, 2014.

Kostaschuk, R.; Best, J.: Response of sand dunes to variations in tidal flow. Fraser Estuary, Canada. In: *J. Geophys. Res.* 110 (F4), <https://10.1029/2004JF000176>, 2005.

Kostaschuk, R.; Villard, P.: Flow and sediment transport over large subaqueous dunes. Fraser River, Canada. In: *Sedimentology* 43 (5), 849–863, <https://10.1111/j.1365-3091.1996.tb01506.x>, 1996.

Kwoll, E.; Venditti, J. G.; Bradley, R. W.; Winter, C.: Flow structure and resistance over subaqueous high- and low-angle dunes. In: *J. Geophys. Res. Earth Surf.* 121 (3), 545–564, <https://10.1002/2015JF003637>, 2016.

Lefebvre, A.: Three-Dimensional Flow Above River Bedforms. Insights From Numerical Modeling of a Natural Dune Field (Río Paraná, Argentina). In: *J. Geophys. Res. Earth Surf.* 124 (8), 2241–2264, <https://10.1029/2018JF004928>, 2019.

Lefebvre, A.; Herrling, G.; Becker, M.; Zorndt, A.; Krämer, K.; Winter, C.: Morphology of estuarine bedforms, Weser Estuary, Germany. In: *Earth Surf. Process. Landforms* 47 (1), 242–256, <https://10.1002/esp.5243>, 2021.

Lefebvre, A.; Herrling, G.; Zorndt, A.; Krämer, K.; Becker, M.; Winter, C.: Tidal bedforms dynamics, Weser River, Germany. EGU General Assembly 2020, Online, 4–8 May 2020, EGU2020-13499, <https://10.5194/egusphere-egu2020-13499>, 2020.

Lefebvre, A.; Paarlberg, A. J.; Ernstsen, V. B.; Winter, C.: Flow separation and roughness lengths over large bedforms in a tidal environment: A numerical investigation. In: *Continental Shelf Research* 91, 57–69, <https://10.1016/j.csr.2014.09.001>, 2014a.

Lefebvre, A.; Paarlberg, A. J.; Winter, C.: Flow separation and shear stress over angle-of-repose bed forms. A numerical investigation. In: *Water Resour. Res.* 50 (2), 986–1005, <https://10.1002/2013WR014587>, 2014b.

Lefebvre, A.; Paarlberg, A. J.; Winter, C.: Characterising natural bedform morphology and its influence on flow. In: *Geo-Mar Lett* 36 (5), 379–393, <https://10.1007/s00367-016-0455-5>, 2016.

Lefebvre, A.; Winter, C.: Predicting bed form roughness. The influence of lee side angle. In: *Geo-Mar Lett* 36 (2), 121–133, <https://10.1007/s00367-016-0436-8>, 2016.

Nelson, J. M.; McLean, S. R.; Wolfe, S. R.: Mean Flow and Turbulence Fields Over Two-Dimensional Bed Forms. In: *Water Resour. Res.* 29 (12), 3935–3953, 1993.

Nortek: The Comprehensive Manual for Velocimeters. Vector, Vectrino, Vectrino Profiler, <https://support.nortekgroup.com/hc/en-us/articles/360029839351-The-Comprehensive-Manual-Velocimeters>, 2018.

Paarlberg, A. J.; Dohmen-Janssen, C. M.; Hulscher, S. J. M. H.; Termes, P.: A parameterization of flow separation over subaqueous dunes. In: *Water Resour. Res.* 43 (12), 161, <https://10.1029/2006WR005425>, 2007.

Parsons, D. R.; Best, J. L.; Orfeo, O.; Hardy, R. J.; Kostaschuk, R. A.; Lane, S. N.: Morphology and flow fields of three-dimensional dunes, Rio Paraná, Argentina. Results from simultaneous multibeam echo sounding and acoustic Doppler current profiling. In: *J. Geophys. Res.* 110 (F4), <https://10.1029/2004JF000231>, 2005.

Venditti, J. G.: Bedforms in Sand-Bedded Rivers. In: John F. Shroder (Ed.): *Treatise on geomorphology*. London, Waltham, MA: Academic Press, 137–162, <https://10.1016/B978-0-12-374739-6.00235-9>, 2013.

Winter, C.; Lefebvre, A.; Becker, M.; Ferret, Y.; Ernstsen, V. B.; Bartholdy, J. et al.: Properties of active tidal bedforms. In: Thierry Garlan (Ed.): *Marine and River Dune Dynamics*. North Wales, UK, 2016.

WSV: Gewässerkundliches Informationssystem der Wasserstraßen- und Schifffahrtsverwaltung des Bundes, <http://www.pegelonline.wsv.de/gast/stammdaten?pegelnr=4970030>, 2020.

Seegangsbetrachtung zum Untergang der MS "MELANIE SCHULTE" im Jahr 1952

Ina Teutsch^{1,2} und Nikolaus Groll¹

¹ Helmholtz-Zentrum Hereon, Abteilung Küstenklima und Regionale Meeresspiegelveränderungen

² Bundesanstalt für Wasserbau, Referat Küsteningenieurwesen

Zusammenfassung

Der Mehrzweckfrachter MELANIE SCHULTE ist im Dezember 1952 gesunken. Die Ursache für den Unfall ist noch immer ungeklärt. Wir untersuchen, ob außergewöhnliche Seegangsbedingungen als Grund für den Unfall in Frage kommen. Zur Klärung dieser Frage wird zunächst das Seegangsfeld im Zeitraum des Unfalls mit Hilfe des Wellenmodells WAM bestimmt und mit einem Gutachten des Seewetteramtes von 1953 verglichen, das die Wetter- und Seegangsverhältnisse zur Zeit des Unfalls beschreibt. Weiterhin wird mit Hilfe der Seegangsstatistik analysiert, auf welche Wellenhöhen die MELANIE SCHULTE im Extremfall getroffen sein könnte. Die Analyse zeigt, dass die Seegangsbedingungen zur Zeit des Unfalls zwar schwer, jedoch für die Jahreszeit nicht ungewöhnlich waren. Allerdings könnten extreme Einzelwellen, ungünstige Wellenlängen oder resonantes Rollen zu einer Beschädigung, zum Kentern oder gar zum Auseinanderbrechen des Schiffes geführt haben.

Schlagwörter

Seegang, Statistik, Wetterlagenuntersuchung, Seefahrt, historisches Ereignis

Summary

The multi-purpose freighter MELANIE SCHULTE sank in December 1952. The cause of the accident is still unclear. We are investigating whether unusual sea conditions could have been a reason for the accident. To clarify this question, the sea state at the time of the accident is determined using the WAM wave model and compared with a report from the maritime weather office from 1953, which describes the weather and sea state conditions at the time of the accident. Sea state statistics are also used to analyze the height of the waves which could have been hit the MELANIE SCHULTE in an extreme case. The analysis shows that sea conditions at the time of the accident, although severe, were not unusual for the time of year. However, extreme individual waves or unfavorable wavelengths could have resulted in damage or even breakup of the ship.

Keywords

sea state, statistics, weather situation, seafaring, historical event



1 Einleitung

Schiffsunglücke gehören seit Beginn der Seefahrt zu den tragischen, aber schwer vermeidbaren Vorfällen. Während in der zivilen Schifffahrt in den letzten Jahrhunderten durch bessere Navigation, stabilere Materialien und höhere technische Standards das Risiko von Seeunfällen verringert werden konnte, bleibt die Möglichkeit technischen oder menschlichen Versagens oder einer Kombination aus beiden stets erhalten, was schließlich zum Sinken eines Schiffes beitragen und den Verlust der Besatzung nach sich ziehen kann. Neben der persönlichen Tragödie der Angehörigen stellt sich nach einem Schiffsunfall die Frage nach der Ursache. Diese wird in der Regel von Sachverständigen in einem Untersuchungsbericht zusammengestellt und vor Gericht wird gegebenenfalls die Schuldfrage geklärt (John 2012). Doch oft bleiben offene Fragen zurück, besonders bei Unfällen, die länger zurückliegen bzw. bei denen keine oder nur wenige Wrackteile gefunden wurden. Ein solches Ereignis stellt der Unfall der MELANIE SCHULTE im Dezember 1952 dar. „Der Spiegel“ berichtete im Jahr 1953 über den Vorfall (Spiegel 1953). Demnach befand sich der nur wenige Wochen zuvor in Dienst gestellte Mehrzweckfrachter MELANIE SCHULTE auf der Überfahrt von Narvik (Norwegen) nach Mobile (Alabama, USA), als am 21.12.1952 der letzte Funkspruch empfangen wurde. Das Schiff mit 6367 BRT (Bruttoregistertonnen), einer Länge von 136 m und einer Breite von 17,76 m war mit 9300 Tonnen Erz beladen. Die letzte bekannte Position des Schiffes lag bei 58°22'N, 9°33'W westlich der Äußeren Hebriden (Schottland, UK) (Abbildung 1). Einen Monat später wurden nur wenige Wrackteile an den Küsten der Äußeren Hebriden gefunden. An Bord befand sich eine 35 Mann starke Besatzung. Im folgenden Jahr erklärte das Seeamt Hamburg nach eintägiger mündlicher Verhandlung, dass die Analyse der Wrackteile auf ein Auseinanderbrechen des Schiffes hindeute. Im Rahmen der Untersuchung wurden einige Vermutungen bezüglich der Unfallursache geäußert, wie falsche Beladung, Konstruktionsfehler, Fehler beim Bau (schon beim Stapellauf traten Probleme auf) oder ungewöhnliche Wetterlage bzw. Seegang. Allerdings konnte keine eindeutige Ursache für ein strukturelles Versagen festgestellt werden.

Während im Rahmen der hier vorliegenden Studie zu den erstgenannten Vermutungen keine Aussage getroffen werden kann, soll versucht werden, eine Einschätzung zu geben, ob im Zeitraum und am Ort des Unglücks eine ungewöhnliche Wetterlage und außergewöhnlicher Seegang (Wellenhöhe, Richtung und Periode) zu erwarten waren bzw. vorherrschten. Zu diesem Zweck werden mit dem Seegangmodell WAM (WAMDI-Group 1988, Komen et al. 1996) simulierte Wellendaten analysiert und in Bezug zur regionalen Klimatologie des Seegangs gesetzt. Die hier verwendete lange Simulation (1949–2020) wird mit reanalysierten historischen Windfeldern angetrieben und erzeugt einen konsistenten Datensatz, der eine Einordnung von extremen Ereignissen und einen Vergleich mit der Klimatologie zulässt (Weisse et al. 2014, Weisse et al. 2015).

Des Weiteren soll eine Abschätzung der Höhe statistisch möglicher Einzelwellen gegeben werden, auf die die MELANIE SCHULTE getroffen sein kann. Diese Berechnung erfolgt mit Hilfe der linearen Wellentheorie. Außerdem werden die vorherrschenden Wellenlängen im Zeitraum und Gebiet des Unfalls berechnet und in Bezug zur Schiffsgeometrie gesetzt. So soll überprüft werden, ob ungünstige Wellenlängen zu besonders hohen Biegemomenten im Schiffsrumpf geführt haben könnten, welche wiederum ein Auseinanderbrechen des Schiffes wahrscheinlich machen würden.

Die Untersuchung fand im Rahmen der Sonderausstellung „Melanie Schulte – Schiff, Unglück, Mythos“ im Ostfriesischen Landesmuseum Emden statt.

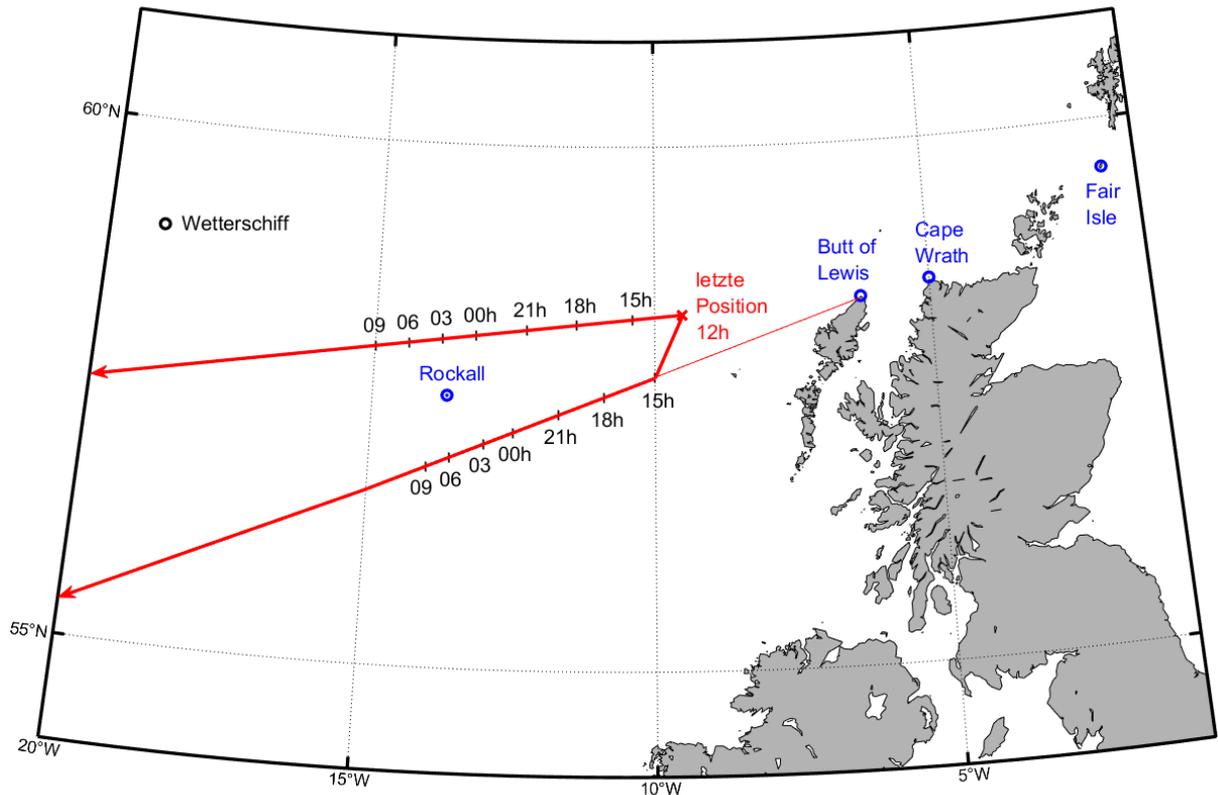


Abbildung 1: Die Karte zeigt Schottland und die Äußerer Hebriden, sowie die Lage der Felsinsel Rockall. Verzeichnet ist die letzte bekannte Position der MELANIE SCHULTE, von der um 12:00 Uhr MEZ des 21.12.1952 die letzte Meldung erfolgte. Weiterhin sind die beiden möglichen Routen skizziert, die das Schiff auf seiner Fahrt von Narvik, Norwegen nach Mobile, Alabama, USA, gewählt haben kann (nach: Deutscher Wetterdienst (1953)).

2 Seegangsbedingungen zur Zeit des Unfalls

Die letzte Meldung der MELANIE SCHULTE erfolgte am 21.12.1952 um 12:00 Uhr MEZ von der Position 58°22'N, 9°33'W vor den Äußerer Hebriden unter der Angabe einer „hohen Westdünung“ (Deutscher Wetterdienst 1953). Das Gutachten vom 07.03.1953 kommt auf der Grundlage von Berechnungen des Seewetteramtes zu dem Schluss, dass die Seegangsbedingungen erst nach dieser letzten Meldung schwierig wurden und sich im Laufe der darauffolgenden Stunden weiter verschlechterten.

Die hier präsentierte Studie analysiert den Seegang an der letzten bekannten Position der MELANIE SCHULTE im Zeitraum des Unfalls anhand einer Seegangssimulation mit dem Wellenmodell WAM, Version 4.5 (WAMDI-Group 1988, Komen et al. 1996). Als Antrieb für das Wellenmodell werden ein regionaler Hindcast der Atmosphäre mit dem Modell COSMO-CLM (Rockel et al. 2008) sowie die beobachtete Meereisbedeckung verwendet. Die räumliche Auflösung des Modells beträgt in etwa 20 km x 20 km. Die Modellwerte stehen alle 3 Stunden zur Verfügung.

Abbildung 2 zeigt die Bathymetrie im Gebiet der Modellsimulation. Farblich markiert ist die Position, von der aus sich die MELANIE SCHULTE zuletzt gemeldet hat. Zu diesem

Zeitpunkt befand sie sich über einer Wassertiefe von etwa 1500 m, wobei die Wassertiefe etwas weiter östlich noch 200 m, etwas weiter westlich bereits 2000 m betrug. In dem untersuchten Seegebiet sind die Wellen häufig hoch und regelmäßig, bedingt durch den Einfluss von Dünung aus dem Nordatlantik (Cox 2023). Nach der linearen Wellentheorie wirkt sich die Änderung der Bathymetrie in den dargestellten Wassertiefen nicht signifikant auf Oberflächenwellen aus, da es sich jeweils um Tiefwasserwellen handelt. Tiefwasserwellen sind Wellen, bei denen die Kreisbewegung der Teilchen an der Wasseroberfläche nicht vom Meeresboden beeinflusst wird. Dies gilt typischerweise für Wellen, die kürzer sind als die zweifache Wassertiefe (Holthuijsen 2007).

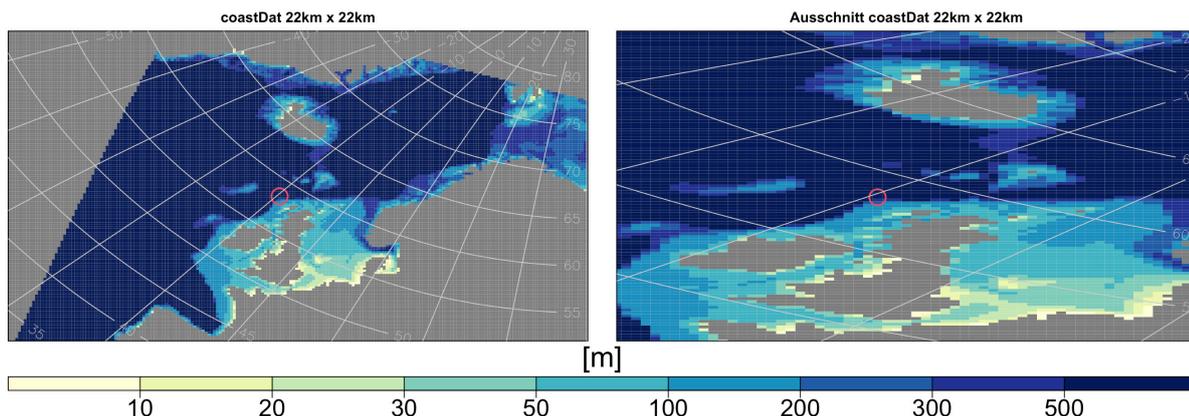


Abbildung 2: Modellgebiet der Simulation coastDat-WAM (grobes Gitter). Farblich dargestellt ist die Wassertiefe in Metern. Links: gesamte Modellregion, rechts: Nahansicht. Das Gebiet des Unfalls ist in beiden Ansichten eingekreist.

Die für die vorliegende Studie verwendete Modellsimulation deckt den östlichen Nordatlantik ab, mit dem westlichen Rand von Grönland bis zur iberischen Halbinsel und dem östlichen Rand in der Barentssee. Nördlich wird sie durch das Polarmeer bzw. die saisonale Meereiskante begrenzt, im Süden durch das europäische Festland (Abbildung 2). Im Rahmen von coastDat (www.coastdat.de) dient diese Simulation dazu, Randwerte für höher aufgelöste Modellsimulationen der Nordsee zu generieren. Die hier untersuchte Region (Abbildung 2, links) liegt daher näher am Modellrand, als bei einer eigens für diesen Untersuchungszweck durchgeführten Simulation. Dadurch wird möglicherweise eine Dünung aus westlicher Richtung unterschätzt, da sie im Modell nicht ausreichend Raum hat, um sich auszubilden. Dies kann dazu führen, dass das resultierende Wellenfeld geringere Wellenhöhen liefert als tatsächlich vorhanden.

Aus dem Modellauf wurden die Seewetterbedingungen in dem Zeitraum ausgelesen, in dem die MELANIE SCHULTE verunglückt sein muss. Im Folgenden werden die drei Ausgabeparameter *Windgeschwindigkeit*, *signifikante Wellenhöhe* und *Wellenperiode* betrachtet.

Die *Windgeschwindigkeit* v wird in einer Höhe von 10 m oberhalb der Wasseroberfläche ausgelesen. Die *signifikante Wellenhöhe* H_s wird aus dem Wellenspektrum bestimmt als

$$H_s = H_{m0} = 4\sqrt{m_0} \tag{1}$$

mit dem nullten Moment m_0 des Varianzspektrums bzw. der Varianz der Wasserspiegelauslenkung. Bezogen auf eine Zeitreihe ist die signifikante Wellenhöhe vergleichbar mit der mittleren Wellenhöhe des höchsten Drittels der Wellen innerhalb einer Zeitspanne von 60 min, wobei die Wellenhöhe von Wellenberg zu Wellental gemessen wird (Abbildung 3).

In Beobachtungen wird die *Wellenperiode* T von einem positiven Nulldurchgang der Wasserspiegelauslenkung bis zum nächsten gemessen (Abbildung 3). Im Seegangmodell wird die entsprechende Wellenperiode T_{m2} aus dem Wellenspektrum als

$$T_{m2} = \sqrt{\frac{m_2}{m_0}} \quad (2)$$

bestimmt. m_0 und m_2 beschreiben hierbei Momente des Varianzspektrums.

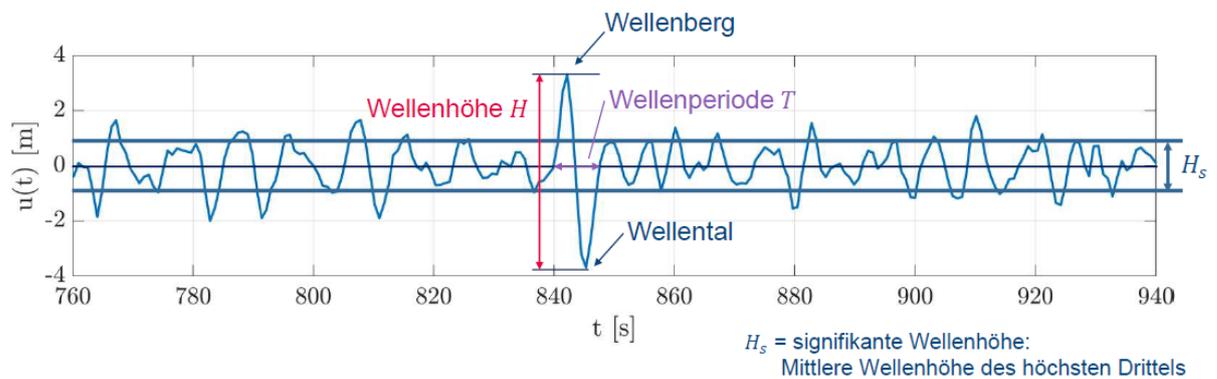


Abbildung 3: Definitionen der untersuchten Wellenparameter am Beispiel einer Zeitreihe der Wasserspiegelauslenkung.

Laut Modell nahmen ab dem 21.12.1952 um 12:00 Uhr MEZ, der letzten Meldung der MELANIE SCHULTE, Windgeschwindigkeit und signifikante Wellenhöhe zunächst ab (Abbildung 4). Am folgenden Abend stieg die Windgeschwindigkeit wieder an und mit etwas Verzögerung am nächsten Tag auch die Wellenhöhe. Dabei drehte der Wind zuerst auf Süden und im weiteren Verlauf auf südwestliche Richtung, gefolgt von der Wellenrichtung. Spätestens ab dem 23. Dezember herrschte starker Wind mit hohen und langen Wellen in dem Seegebiet vor, in dem sich das Schiff befand. Die Wellenlänge ist für die Biegebelastung des Schiffes von besonderer Relevanz.

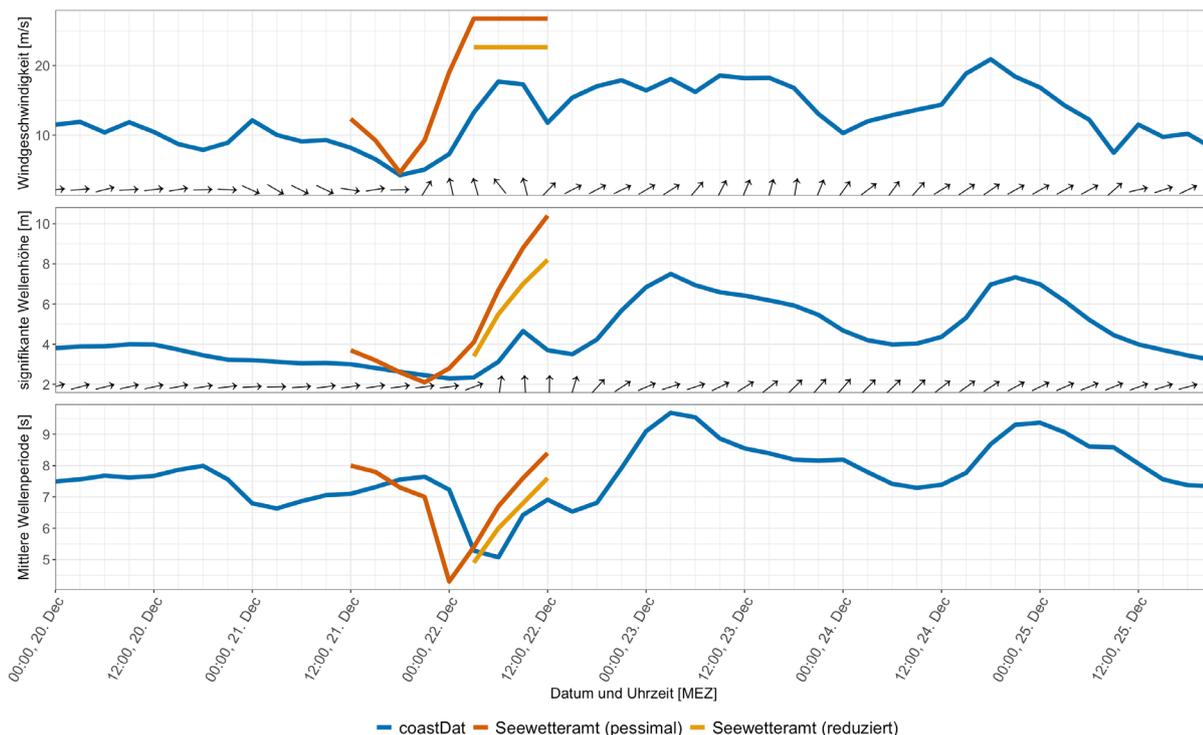


Abbildung 4: Vergleich der drei untersuchten Parameter *Windgeschwindigkeit*, *signifikante Wellenhöhe* und *mittlere Wellenperiode* aus der Simulation coastDat-WAM (blaue Kurven) mit den Abschätzungen des Seewetteramtes (Deutscher Wetterdienst 1953). Die rote Kurve zeigt dabei jeweils die pessimalen Bedingungen, berechnet aus den Höchstwerten für das in der Region gegebene Druckgefälle. Die gelbe Kurve zeigt reduzierte Werte, die sich aus wahrscheinlicheren Bedingungen ergeben. Die Pfeile geben die Windrichtung bzw. Wellenrichtung zum jeweiligen Zeitpunkt an. Die Parameter sind dargestellt für den Zeitraum, der auf die letzte Meldung der MELANIE SCHULTE folgt.

Um zu bestimmen, ob die signifikante Wellenhöhe im Dezember 1952 im Langzeitvergleich besonders hoch war, wurden sogenannte Kalenderplots erstellt und ausgewertet (Abbildung 5 und 6). Als Vergleichswert dient der Median des Tagesmaximums für den Monat Dezember, welcher aus den Dezemberwerten der Jahre 1949 bis 2020 zu 3,7 m berechnet wurde. Nach Abbildung 5 lag das Tagesmaximum der signifikanten Wellenhöhe am 21.12.1952 mit 3,2 m unterhalb des Langzeit-Medians von 3,7 m und ist folglich für die signifikante Wellenhöhe im Dezember durchaus zu erwarten. Vom 22.12.1952 bis zum 25.12.1952 lag das Tagesmaximum der signifikanten Wellenhöhe oberhalb des Langzeit-Medians für den Monat Dezember (Werte fett gedruckt in Abbildung 5). Besonders am 23.12.1952 waren die Wellen auffallend hoch und erreichten mit 7,50 m den höchsten Wert seit der letzten Meldung der MELANIE SCHULTE.

Veranschaulicht werden diese Ergebnisse in Abbildung 6. Während die Wellenhöhe am 21.12.1952 im Vergleich zum Langzeit-Median noch als „normal“ (grün) eingestuft werden kann, steigt die Wellenhöhe am 22.12.1952 auf „hoch“ (gelb) und in den folgenden drei Tagen auf „sehr hoch“ (rot) an. Laut Modell dürfte die MELANIE SCHULTE also ab dem 22.12.1952 auf erschwerte Wellenbedingungen getroffen sein.

In Übereinstimmung mit dem Gutachten des Seewetteramtes vom 07.03.1953 (Deutscher Wetterdienst 1953) zeigt das Modell also, dass die Wetter- und Seegangsbedingungen zum Zeitpunkt des letzten Funkkontaktes nicht auffällig waren, in den nächsten Tagen jedoch schwer wurden.

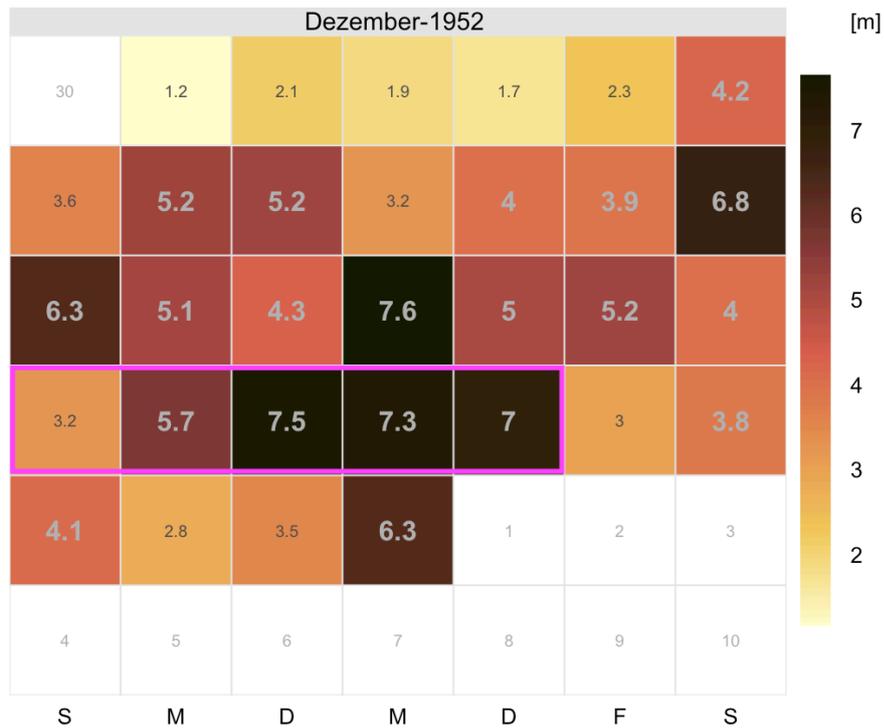


Abbildung 5: Kalenderplot: Dargestellt sind alle Tage des Monats Dezember 1952 (Wochentage auf der x-Achse). Farblich codiert ist das Maximum der signifikanten Wellenhöhe des jeweiligen Tages. Fett gedruckte Werte liegen über dem langjährigen (1949–2020) Median des täglichen Maximums von 3,7 m für den Monat Dezember. Das lila Rechteck kennzeichnet die Tage vom 21.12 bis zum 25.12.

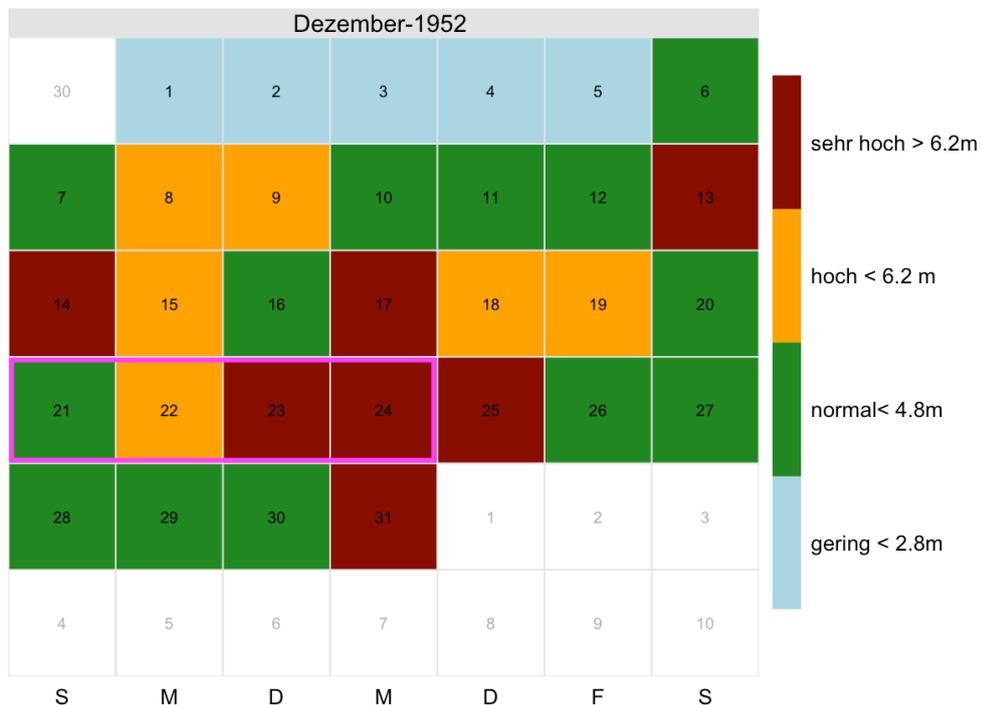


Abbildung 6: Kalenderplot: Abgebildet sind alle Tage des Monats Dezember 1952 (Wochentage auf der x-Achse, in jedem Kästchen steht der jeweilige Dezembertag). Die farbliche Einteilung zeigt an, ob die maximale signifikante Wellenhöhe eines Tages gering, normal, hoch oder sehr hoch war. Dabei entspricht blau weniger als 25 % des langjährigen Medians des täglichen Maximums im Dezember, grün zwischen 25 % und 75 %, gelb zwischen 75 % und 90 % und rot mehr als 90 % des langjährigen mittleren Maximums der signifikanten Wellenhöhe im Dezember. Das lila Rechteck kennzeichnet die Tage vom 21.12 bis zum 25.12.

Die Kalenderplots in Abbildung 5 und Abbildung 6 stellen eine qualitative Einschätzung der signifikanten Wellenhöhe im Vergleich mit typischen Dezemberwerten dar. Eine darüber hinausgehende quantitative Einordnung der Wellenhöhen am Ort des Unfalls im Dezember 1952 erfolgt mit Hilfe des Wiederkehrwertes (Abbildung 7). Hier kann mit Hilfe einer Extremwertstatistik (generalized extreme value (GEV) nach Coles (2001), basierend auf 72 Jahren Dezembermaxima, abgelesen werden, wie häufig eine bestimmte Wellenhöhe im Dezember zu erwarten ist. Die signifikante Wellenhöhe von 7,50 m, welche den Maximalwert im Dezember 1952 westlich der Äußeren Hebriden darstellt, ist demnach etwa alle 0,7 Jahre (1,5 mal pro Jahr) zu erwarten (Abbildung 7, rote Kurve). Obwohl die signifikante Wellenhöhe von 7,50 m den Langzeit-Median für Dezember überschreitet (Abbildung 5) und als sehr hoch eingestuft wird (Abbildung 6), ist sie nicht unerwartet und kann jeden Dezember auftreten. Wellenhöhen von 3 bis 4 m, wie zum Zeitpunkt der letzten Meldung der MELANIE SCHULTE, sind im Dezember häufig zu erwarten (Abbildung 7).

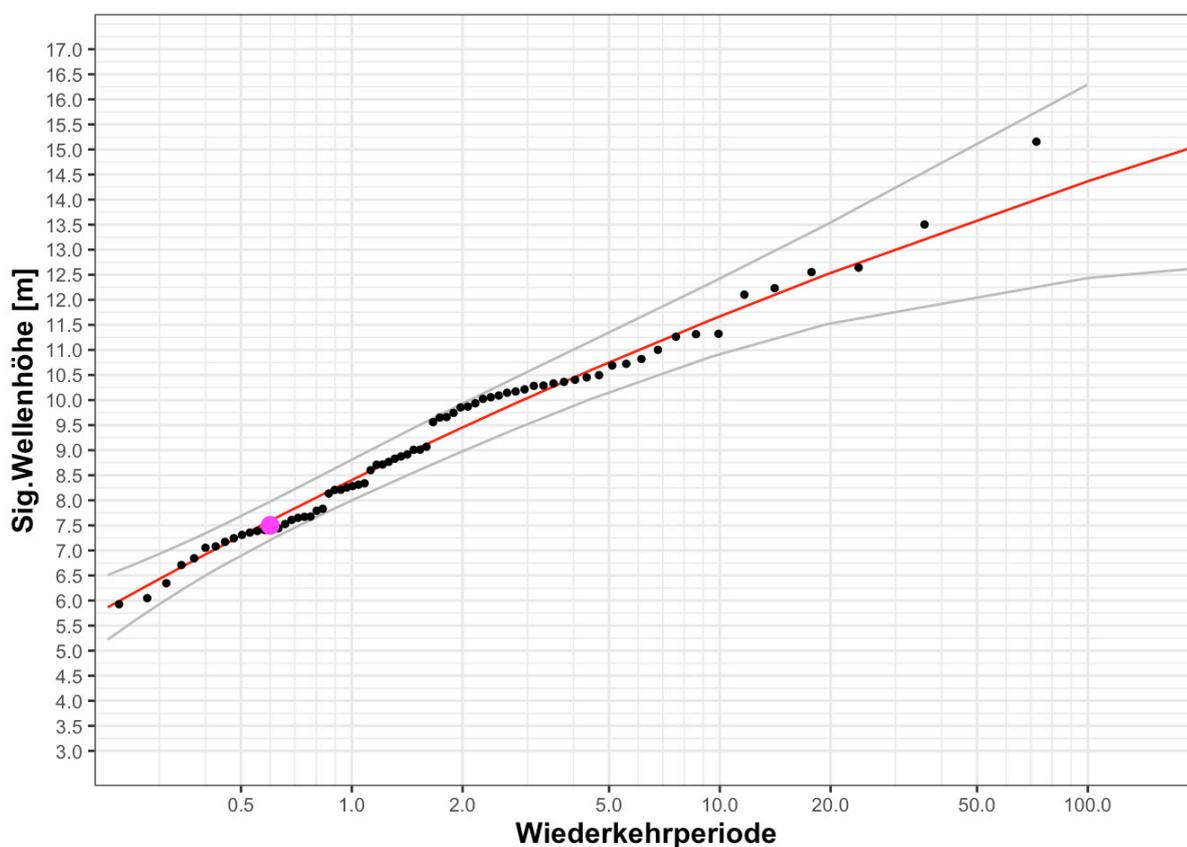


Abbildung 7: Wiederkehrwert der signifikanten Wellenhöhe am ungefähren Unfallort der MELANIE SCHULTE, basierend auf den Dezemberwerten der Modellsimulationen aus 72 Jahren. Schwarze Punkte: empirische Daten aus der Modellsimulation; rote Kurve: theoretischer Wiederkehrwert; graue Kurven: 95 % Konfidenzintervall; lila Punkt: Maximale signifikante Wellenhöhe am Tag des Unfalls.

3 Einordnung der Modellergebnisse

Im Folgenden werden die beschriebenen Modellergebnisse für Windstärke, Seegang, Wind- und Wellenrichtung mit den Berechnungen aus dem Gutachten des Seewetteramtes verglichen (Abbildung 4). Die Grundlage für Abbildung 4 bilden „steife bis stürmische böige

Westwinde“, die in der Nacht vom 20.12.1952 auf den 21.12.1952 für hohen Seegang gesorgt hatten (Deutscher Wetterdienst 1953). Auch in der Seegangssimulation wird Wind aus westlicher Richtung berechnet (Abbildung 4, oben, Pfeile). Dem Gutachten zufolge fuhr die MELANIE SCHULTE nach ihrer letzten Meldung zunächst in ein Hochdruckgebiet hinein, das mit guten Wetter- und Seegangsbedingungen einherging. Dies wird sowohl in der Seegangssimulation als auch in der Berechnung des Seewetteramtes in der Form von abnehmender Windgeschwindigkeit und Wellenhöhe abgebildet (Abbildung 4). Die roten Kurven beschreiben hierbei die schlechtesten Bedingungen, die bei dem gegebenen Druckgefälle möglich sind. Das Druckgefälle beruht auf Meldungen aus dem Seegebiet. Ab dem 21.12. um 21:00 Uhr MEZ drehte der Wind gemäß der Seegangssimulation auf Süd (Abbildung 4, oben, Pfeile). Das Gutachten beschreibt, dass in einer Kombination aus Wind, Wetter und Sicht die Bedingungen für die MELANIE SCHULTE am 22.12.1952 um etwa 03:00 Uhr MEZ durch Regen und stürmischen Südwind am schlechtesten gewesen sein müssen. Nach der Seegangssimulation ist dies auch etwa die Zeit, ab der der Seegang in Folge des Südwindes aus südlicher Richtung kam (Abbildung 4, Mitte, Pfeile). Das Gutachten des Seewetteramtes geht davon aus, dass der Seegang kurzzeitig direkt aus Süden kam und im weiteren Verlauf wieder auf Südsüdwest drehte. Die Seegangssimulation zeigt einen ähnlichen Verlauf. Die Berechnung des Seewetteramtes zeigt maximale Windgeschwindigkeiten ab 03:00 Uhr MEZ (Abbildung 4, oben, rote Kurve) und in der Folge einen starken Anstieg der Wellenhöhe (Abbildung 4, Mitte, rote Kurve). Das Gutachten geht jedoch aufgrund der Meldung eines Wetterschiffs in der Region davon aus, dass die pessimalen Bedingungen nicht eingetreten sind, und somit die Maximalwerte für Wind und Seegang nicht erreicht wurden. Reduzierte Werte führen zu den gelben Kurven in Abbildung 4.

Das WAM-Modell bildet die beschriebenen Entwicklungen qualitativ ab, jedoch werden für den 22.12.1952 geringere Windstärken und Wellenhöhen bestimmt als die im Gutachten berechneten. Dies kann an einer Unterschätzung der Dünung aus West bis Süd des Modells liegen.

Am 21.12.1952 um 12:00 Uhr MEZ, dem Zeitpunkt des letzten Funkkontaktes, bei dem die MELANIE SCHULTE eine signifikante Wellenhöhe von 3,7 m angegeben hat, liefert das Wellenmodell eine signifikante Wellenhöhe von 3,0 m. Die signifikante Wellenhöhe nimmt zunächst leicht ab und steigt dann zum 22.12. um 09:00 Uhr MEZ an. Nach einer kurzen Phase der Abschwächung nehmen Wind und Seegang laut Wellenmodell ab dem 22.12.1952 gegen 15:00 Uhr MEZ wieder zu. Das Maximum der signifikanten Wellenhöhe wird demnach erst am 23.12. um 03:00 Uhr MEZ erreicht. Auch ein westlich der Region bei 59°N, 19°W liegendes Wetterschiff meldete das Maximum der signifikanten Wellenhöhe erst später als die Berechnung des Seewetteramtes. Dasselbe Wetterschiff meldete zwischen dem 22.12.1952 um 05:00 MEZ und dem 23.12.1952 um 04:00 Uhr MEZ schweren bis orkanartigen Sturm der Stärke 10 bis 11. Dies stimmt mit den Ergebnissen des WAM-Modells für die Windgeschwindigkeit überein. Das Gutachten des Seewetteramtes weist jedoch darauf hin, dass die MELANIE SCHULTE wahrscheinlich etwas weiter von diesem Sturmgebiet entfernt und diese Bedingungen womöglich nicht ausgesetzt war.

4 Extreme Einzelwellen

Das zur Auswertung genutzte Wellenmodell beruht auf Wellenspektren. Es stellt daher Durchschnittswerte der Wellenhöhen und -perioden zur Verfügung und enthält keine Informationen über die Höhe oder Periode von Einzelwellen. Im Folgenden sollen nun die maximalen Einzelwellenhöhen ermittelt werden, denen die MELANIE SCHULTE in dem betrachteten Zeitraum begegnet sein könnte.

Um die maximal erwartbare Wellenhöhe zu bestimmen, wird hier die Gültigkeit der linearen Wellentheorie angenommen (Holthuijsen 2007). Diese besagt, dass ein zufälliges Seegangsfeld aus sinusförmigen Wellen mit zufälliger Phasenverteilung zusammengesetzt ist. Ist die Wasserspiegelauslenkung normalverteilt, kann gezeigt werden, dass die Wellenhöhen in diesem Seegangsfeld einer Rayleigh-Verteilung folgen (Abbildung 8) (Longuet-Higgins 1952). Diese ist eine Exponentialfunktion mit der Gleichung

$$F(x) = \exp\left[-\left(\frac{x}{1/\sqrt{2}}\right)^2\right]. \tag{3}$$

$F(x)$ beschreibt dabei die Wahrscheinlichkeit, dass eine bestimmte relative Wellenhöhe $x = H/H_s$ überschritten wird.

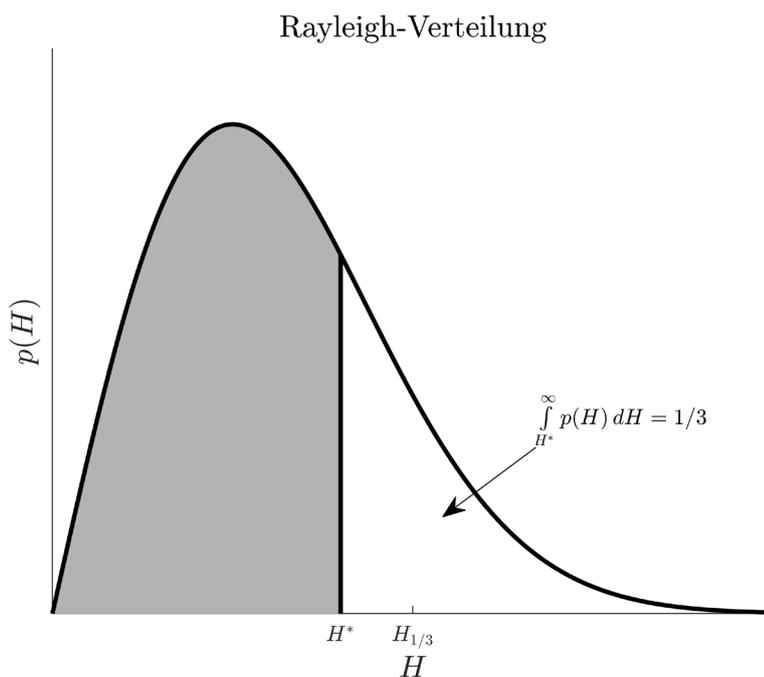


Abbildung 8: Überschreitungswahrscheinlichkeit von Wellenhöhen H nach der Rayleigh-Verteilung nach Holthuijsen (2007). Der weiße Bereich rechts des Wertes H^* zeigt das höchste Drittel der Wellen im betrachteten Seegangsfeld. Der Durchschnittswert des höchsten Drittels ist mit $H_{1/3}$ angegeben. Dies ist die signifikante Wellenhöhe nach der Zeitreihen-Definition.

Besonders auffällig sind sogenannte Extremwellen („Freak Waves“ oder „Monsterwellen“). Ihre Wellenhöhe H ist mindestens doppelt so hoch wie die signifikante Wellenhöhe H_s (Haver und Andersen 2000):

$$x = \frac{H}{H_s} \geq 2.0. \tag{4}$$

Für eine solche Extremwelle mit $x=2$ ergibt Gleichung 2

$$F(2) = 0,000335 \approx 1/3000.$$

Demnach wird eine Extremwelle durchschnittlich etwa einmal in 3000 Wellen erwartet.

Nach Forristall (1978) überschätzt die Rayleigh-Verteilung jedoch große Wellenhöhen: In gemessenen Wellendaten traten diese seltener auf als zuvor berechnet. Gleichung 2 kann daher mit empirischen Parametern angepasst werden zu (Forristall 1978):

$$F(x) = \exp \left[- \left(\frac{x}{0,7218} \right)^{2,126} \right]. \quad (5)$$

Das Einsetzen einer Extremwelle mit $x = 2$ ergibt nun

$$F(2) = 0,000162 \approx 1/6000.$$

Nach Gleichung 4 werden Extremwellen nun nur noch halb so oft vorhergesagt, d. h. etwa einmal in 6000 Wellen. Der Unterschied entsteht dadurch, dass Wellen nicht, wie in der Theorie, komplett linear sind. Im realen Ozean sind Wellen nicht sinusförmig, sondern leicht asymmetrisch (Holthuijsen 2007). Gleichung 5 konnte für viele Seegebiete bestätigt werden (Forristall 2005, Waseda et al. 2011, Teutsch et al. 2020).

Im Folgenden werden extreme Einzelwellen im Seegebiet und zum Zeitpunkt des Unfalls der MELANIE SCHULTE abgeschätzt. Laut Seewetteramt (1953) betrug die signifikante Wellenhöhe beim letzten Funkkontakt der MELANIE SCHULTE um 12:00 Uhr MEZ an der von ihrer gemeldeten Position $H_s = 3,7$ m. Die Wellen wiesen demnach eine durchschnittliche Periode von $T = 8$ s auf. Drei Stunden später, um 15:00 Uhr MEZ, hätte die Wellenhöhe nach den Berechnungen des Seewetteramtes bereits auf $H_s = 3,2$ m abgenommen haben müssen.

Da zwischen 12:00 Uhr MEZ und 15:00 Uhr MEZ keine Werte zur Verfügung stehen, wird angenommen, dass die signifikante Wellenhöhe drei Stunden lang $H_s = 3,7$ m betrug.

Bei einer Wellenperiode von $T = 8$ s treten innerhalb von drei Stunden

$$n = \frac{3h * 60min * 60s}{8s} = 1350$$

Wellen auf. Aus der Forristall-Verteilung (Gleichung 5) ist bekannt, dass eine Extremwelle, in diesem Fall mit $H \geq 2 * H_s = 2 * 3,7m = 7,4m$, einmal in 6000 Wellen auftritt. Diese Einzelwellenhöhe ist daher innerhalb dieser drei Stunden bzw. 1350 Wellen unwahrscheinlich. Die maximale Welle, die innerhalb von drei Stunden (oder 1350 Wellen) einmal auftritt, ist nach Gleichung 4 mit $F(x) = 1/1350$ eine Welle mit $x = H/H_s = 1,828$. Bei einer signifikanten Wellenhöhe von $H_s = 3,7$ m ist dies eine Welle mit der individuellen Höhe von $H = 1,828 * H_s \approx 6,76$ m. Diese sollte für ein Schiff mit den Maßen der MELANIE SCHULTE (Seitenhöhe bis zum Hauptdeck: 8,66 m) nicht gefährlich sein.

Im Folgenden wird der weitere Verlauf betrachtet. Aus dem Gutachten des Seewetteramtes geht hervor, dass unter pessimalen Windbedingungen auf der Nordroute am 22.12.1952 um 12:00 Uhr MEZ Wellenhöhen von bis zu $H_s = 10,4$ m bei einer Wellenperiode von $T = 8,4$ s möglich gewesen sein können.

Es wird angenommen, dass die signifikante Wellenhöhe von $H_s = 10,4$ m drei Stunden lang vorgehalten hat. Bei einer Periode von $T = 8,4$ s traten innerhalb dieser Zeit $n = 1285$ Wellen auf. Aus der Forristall-Verteilung (Gleichung 5) ergeben sich die Wahrscheinlichkeiten in Tabelle 1. Zum Vergleich sind außerdem die Wahrscheinlichkeiten der

Wellenhöhen unter den reduzierten Annahmen des Seewetteramtes sowie unter den maximalen Bedingungen aus den Simulationen mit dem WAM-Modell angegeben.

Tabelle 1: Häufigkeit, mit der Wellen an der Position der MELANIE SCHULTE bei einer signifikanten Wellenhöhe von $H_s = 10,4$ m bzw. 8,2 m und einer Wellenperiode von $T = 8,4$ s bzw. 7,6 s am 22.12.1952 zwischen 12:00 Uhr MEZ und 15:00 Uhr MEZ zu erwarten waren. Zum Vergleich: Wahrscheinlichkeit, mit der diese Wellen unter der Annahme der maximalen Seegangbedingungen aus dem WAM-Modell auftraten.

Wellenhöhe	Seewetteramt (pessimal)	Seewetteramt (reduziert)	WAM-Modell
10 m	ca. 205 mal	ca. 67 mal	ca. 28 mal
15 m	ca. 16 mal	ca. 1 mal	ca. 0,2 mal
18 m	ca. 2 mal	ca. 0 mal	ca. 0 mal
20 m	ca. 0,4 mal	ca. 0 mal	ca. 0 mal
maximal	18,7 m	14,8 m	13,4 m

Die Tabelle zeigt, wie stark die prognostizierte Häufigkeit des Auftretens einer Welle mit deren Höhe abnimmt. Eine 20 m hohe Welle wird unter Maximalbedingungen innerhalb der drei Stunden nur mit einer Wahrscheinlichkeit von 40 %, also möglicherweise nicht, aufgetreten sein, eine 18 m hohe Welle hingegen wahrscheinlich schon, eventuell sogar mehrfach. Die maximal zu erwartende Wellenhöhe unter Pessimalbedingungen war nach der Verteilung in Gleichung 4 etwa $H = 18,7$ m. Wellen dieser Höhe bergen einige Gefahren für die Besatzung eines Schiffes mit einer Deckshöhe von 8,66 m. Auch Wellen der Höhe von $H = 15$ m dürften mehrfach aufgetreten sein (Tabelle 1).

Zu bedenken ist weiterhin, dass die Wellenhöhe von Wellenkamm zu Wellental gemessen wird (Abbildung 3). Ein Schiff muss also bei einer 18 m hohen Welle einen Wellenkamm von etwa 9 m bewältigen, um im Anschluss in ein etwa 9 m tiefes Wellental zu stürzen. Grünes Wasser an Deck erschwert die Situation zusätzlich.

Die in diesem Kapitel geschilderten Erkenntnisse basieren auf der Theorie, dass sich Wellen linear überlagern. Es gibt jedoch weitere, nichtlineare Effekte, die für die Entstehung zusätzlicher, unerwartet hoher Extremwellen sorgen können (Haver 2000).

5 Die Bedeutung der Wellenrichtung

Bei der Auswirkung von Seegang auf ein Schiff ist nicht nur die Höhe der Wellen von Bedeutung, sondern auch deren Ausbreitungsrichtung. Dabei entscheidet der Winkel zwischen der Wellenrichtung und der Fahrtrichtung des Schiffes über die dynamische Antwort des Schiffes auf den Seegang. Dieser Winkel wird im Folgenden für die beiden möglichen Routen der MELANIE SCHULTE näher beleuchtet. Grundlage für die Wellenausbreitungsrichtung ist dabei das Ergebnis der Seegangssimulation.

Hätte sich die MELANIE SCHULTE für die Nordroute entschieden, d. h. für einen direkten Kurs nach Westen, sollten die Wellen zunächst frontal auf das Schiff getroffen sein (Abbildung 9, rote Kurve bzw. Pfeile). Am 22.12. ab etwa 03:00 Uhr MEZ, als der Seegang gemäß Simulation schnell auf aus südlicher Richtung kommend drehte, könnten die Wellen dann über einen längeren Zeitraum steil von Backbord auf das Schiff getroffen

sein. Bei einer Wahl der Südroute wären die Wellen zunächst schräg von Steuerbord gekommen, später mit dem Auffrischen des Windes von vorne und bei wachsendem Seegang am Abend des 22.12. wieder schräg von Steuerbord (Abbildung 9, gelbe Kurve bzw. Pfeile). Somit kann es bei beiden Routen zu Seegang von der Seite gekommen sein.

In seitlich auftreffendem Seegang wird ein Schiff zu Rollbewegungen angeregt (Nayfeh und Khdeir 1986, Themelis und Spyrou 2008, Liang und Lin 2015, Wawrzyński und Krata 2016). Passen die Perioden der vorherrschenden Wellen zur natürlichen Rollperiode des Schiffes, kann es zu Resonanzen kommen (U+S Ausschuss der See-BG 2003). Durch die periodische Zufuhr von Energie aus den Wellen ist dann die Dämpfung des Schiffes aufgehoben und die Rollbewegung schaukelt sich auf (Baumann 1961). Der Stabilitätsverlust durch angeregte Rollbewegungen kann so groß sein, dass Schiffe kentern (Taylan 2000). Resonantes Rollen kann unter Umständen auch bei frontal auftreffendem Seegang entstehen.

Da nicht ausgeschlossen werden kann, dass die MELANIE SCHULTE seitlichem Seegang ausgesetzt war, kann eine resonante Rollbewegung eine mögliche Ursache für das Sinken des Schiffes sein. Sie bietet jedoch keine Erklärung für das Auseinanderbrechen des Schiffes.

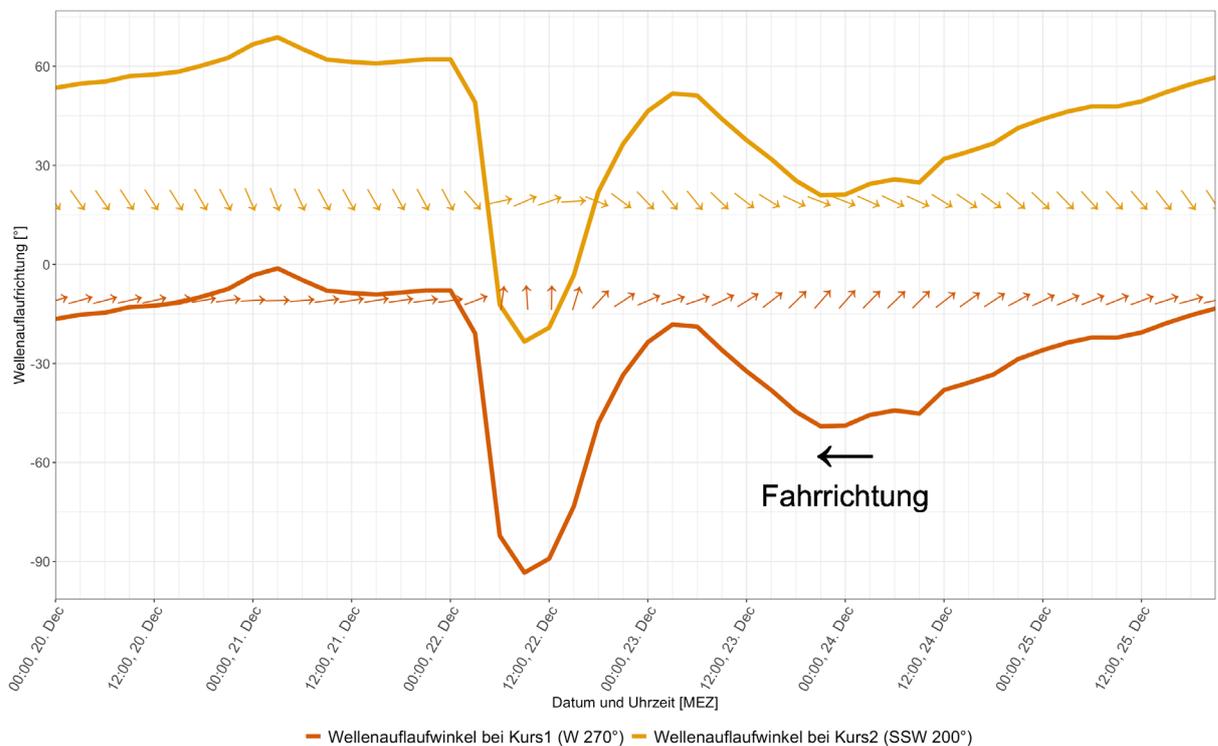


Abbildung 9: Möglicher Winkel zwischen der Fahrtrichtung des Schiffes und der Ausbreitungsrichtung des Seegangs für die beiden angenommenen Kurse. Rot: Kurs 1, „Nordroute“, bei der das Schiff einen Kurs nach Westen annimmt. Gelb: Kurs 2, „Südroute“, bei der das Schiff nach Südsüdwest fährt. Ein Wert von 0° bedeutet für das Schiff Seegang von vorne, -90° entspricht Seegang von Backbord. Um dies zu verdeutlichen, ist die Wellenaufwärtswinkel relativ zur Fahrtrichtung des Schiffes für beide Routen als Pfeile dargestellt.

6 Die Bedeutung der Wellenlänge

Nach den Erkenntnissen der Seeamtsverhandlung im Jahr 1953 in Hamburg ist die MELANIE SCHULTE mit großer Wahrscheinlichkeit auseinandergebrochen (Spiegel 1953). Dies wurde aus der Begutachtung der angespülten Wrackteile geschlossen. Das Auseinanderbrechen eines Schiffes kann die Folge einer Überlastung durch erhöhte Biegemomente sein, wie im Folgenden ausgeführt wird.

Zunächst wird dafür theoretisch ein Schiff ohne den Einfluss von Seegang, d. h. in unbewegtem Wasser, betrachtet. Gewicht und Auftriebskraft des schwimmenden Schiffes sind insgesamt ausgeglichen. In den einzelnen Sektionen variieren jedoch die Kräfte, entweder dominiert die Gewichtskraft oder der Auftrieb die Resultierende. Das Gewicht des Schiffes ist über die Länge ungleich verteilt, was sowohl seiner eigenen Struktur als auch der Ladungsverteilung geschuldet ist. Im speziellen Fall der MELANIE SCHULTE ist bekannt, dass die Erzladung ungewöhnlich verteilt und ein Laderaum leer war (Spiegel 1953). Wie die Gewichtskräfte eines Schiffes variieren auch die Auftriebskräfte über die Länge, da der Unterwasserquerschnitt über die Schiffslänge nicht konstant ist. Die resultierenden Auf- und Abwärtskräfte werden vertikale Scherkräfte genannt. Als Reaktion auf die unterschiedliche vertikale Belastung in den unterschiedlichen Sektionen biegt sich das Schiff: Die oberen Decks erfahren Zug, der Kiel erfährt Druck (Eyres 2001). Der dargestellte Belastungsfall wird „Hogging“ genannt. Auch der gegenteilige Belastungsfall, bei dem das obere Deck Druck, der Kiel aber Zug erfährt, ist möglich und wird „Sagging“ genannt. Die hier beschriebenen Kräfte sind statische Kräfte.

Liegt das theoretisch betrachtete Schiff nun nicht in glattem Wasser, sondern ist Seegang ausgesetzt, werden die Auftriebskräfte durch Wellenberge und -täler verändert. Das Biegemoment und die vertikalen Scherkräfte werden üblicherweise verstärkt. Dies gilt besonders, wenn sich das Schiff in Wellen befindet, deren Länge mit der Schiffslänge übereinstimmt: Wenn sich an beiden Enden eines Schiffes ein Wellenberg befindet, mittschiffs jedoch ein Wellental, ist die Auftriebskraft an den Schiffsenden deutlich höher als mittschiffs und ein Sagging-Fall entsteht. Der umgekehrte Hogging-Fall entsteht in dem Moment, in dem sich ein Wellenberg in der Mitte des Schiffes befindet, an den vorderen und hinteren Enden jedoch jeweils ein Wellental (Eyres 2001). Da der Seegang dynamisch ist, wechseln sich Hogging- und Saggingfälle ab und das Schiff erfährt abwechselnd extreme Belastungen in jeweils entgegengesetzter Richtung (Fonseca et al. 2006). Es handelt sich daher um dynamische Kräfte. Diese können zu einer Überbelastung und beim Versagen der Struktur sogar zum Auseinanderbrechen eines Schiffes führen, wie im Fall der MOL Comfort nachgewiesen (Jiang 2015).

Um zu untersuchen, ob die beschriebenen Biegebelastungen im Fall der MELANIE SCHULTE eine Rolle gespielt haben könnten, müssen die möglichen Wellenlängen im Seegebiet westlich der Äußeren Hebriden bestimmt werden. Diese können mit Hilfe der Dispersionsrelation aus den Wellenperioden in Absatz 2 berechnet werden. In tiefem Wasser beträgt die Wellenlänge (Holthuijsen 2007)

$$\lambda = \frac{g}{2\pi} T^2 \quad (6)$$

Für die maximale Wellenperiode aus dem Wellenmodell $T = 9,7$ s ergibt sich eine durchschnittliche Wellenlänge von $\lambda \approx 147$ m. Für den ebenfalls wahrscheinlichen Fall von $T = 8$ s (Abbildung 4) beträgt die durchschnittliche Wellenlänge $\lambda \approx 100$ m. Für die

MELANIE SCHULTE sind diese Wellenlängen relevant, da sie nahe der Schiffslänge von 136 m liegen. Dies gilt besonders, falls die MELANIE SCHULTE ihre Reise wie geplant auf der Nordroute fortgesetzt hätte und frontal in die Westdünen gefahren wäre. Eine Überbelastung durch Hogging und Sagging ist daher ein mögliches Szenario, welches als Unfallursache in Betracht gezogen werden kann.

7 Schlussfolgerung

Der Mehrzweckfrachter MELANIE SCHULTE ist am 21.12.1952 westlich der Äußeren Hebriden verschwunden. Wetterbericht und Wellenmodell ergeben, dass die Wetter- und Seegangsbedingungen an diesem Tag nicht außergewöhnlich waren. Am darauffolgenden Tag frischte der Wind auf. Obwohl die dann erreichten Wellen nach dem Langzeitmittel für Dezember nicht unerwartet sind, kann der Seegang ab dem 22.12.1952 für mehrere Tage als sehr schwer eingestuft werden. Nach der linearen Wellentheorie könnte die MELANIE SCHULTE Einzelwellen mit einer maximalen Höhe von bis zu 18,7 m begegnet sein. Da der Seegang vermutlich für einige Zeit seitlich auf das Schiff getroffen ist, kann ein Kentern als Ergebnis starker Rollbewegungen nicht ausgeschlossen werden. Die durchschnittlichen Wellen nach dem Auffrischen des Sturmes könnten in dem Schiff hohe Biegemomente ausgelöst haben. Ein Auseinanderbrechen des Schiffes aufgrund von Hogging und Sagging kann als Unfallursache in Betracht gezogen werden.

8 Danksagung

Das Ostfriesische Landesmuseum Emden stellte die MELANIE SCHULTE in einer Sonderausstellung vom 22.12.2022 bis zum 07.04.2024 vor. In diesem Artikel wurden ihre Vorgeschichte sowie die Beladung und die Umstände ihrer letzten Reise beschrieben.

Die Autoren bedanken sich bei Jasmin Alley, Direktorin des Ostfriesischen Landesmuseums Emden, für detaillierte Einblicke in die Geschichte der MELANIE SCHULTE und für die Idee, mit wissenschaftlichen Hilfsmitteln mehr über die Umstände des Unglücks herauszufinden.

9 Literaturverzeichnis

Baumann, H. H. E.: Rollresonanzen in seitlicher Dünen. In: Schiffstechnik, 267–281, 1961.

Coles, S. G.: An Introduction to Statistical Modelling of Extreme Values. London: Springer, 2001.

Cox, A.: Outer Hebrides SMR. Stand 05.07.2023. <https://marine.gov.scot/sma/region/outer-hebrides-smr#Location%20and%20basic%20information>, 2023.

Deutscher Wetterdienst, Seewetteramt: MS „Melanie Schulte, 1953.

Eyres, D. J.: Ship Construction. 5. Woburn, MA: Butterworth-Heinemann, 2001.

Fonseca, N.; Guedes Soares, C.; Pascoal, R.: Structural loads induced in a containership by abnormal wave conditions. In: J Mar Sci Technol, 11, 245–259, 2006.

Forristall, G. Z.: On the Statistical Distribution of Wave Heights in a Storm. In: *Journal of Geophysical Research* 83 (C5), 2353–2358, 1978.

Forristall, G. Z.: Understanding rogue waves: Are new physics really necessary? In: *Rogue Waves: Proc. 'Aha Huliko'a Hawaiian Winter Workshop*. Honolulu, HI: University of Hawai'i at Manoa. 29–35, <http://www.soest.hawaii.edu/PubServices/2005pdfs/Forristall.pdf>, 2005.

Haver, S.: Evidences of the existence of freak waves. In: *Proc. Rogue Waves*. Brest, France: IFREMER, 2000.

Haver, S.; Andersen, O. J.: Freak waves: rare realizations of a typical population or typical realizations of a rare population? In: *The Tenth International Offshore and Polar Engineering Conference*. Seattle, USA: International Society of Offshore and Polar Engineers, 2000.

Holthuijsen, L. H.: *Waves in Oceanic and Coastal Waters*. ISBN 978-0-52-112995-4. Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/cbo9780511618536>, 2007.

Jiang, X.: What happened to MOL Comfort?. SWZ/MARITIME. 13-16. https://www.researchgate.net/publication/271850189_What_happened_to_MOL_Comfort, 2015.

John, F. (Hg.): *Das Seesicherheits-Untersuchungs-Gesetz (SUG)*; [vom 16. Juni 2002, zuletzt geändert durch Art. 1 des Gesetzes vom 22. November 2011]; aktualisierte Textausgabe 2012 und europäische Rahmenvorschriften. Hamburg, 2012.

Komen, G.; Cavaleri, L.; Hasselmann, H.; Hasselmann, S.; Janssen, P.: *Dynamics and Modelling of Ocean Waves*. Cambridge University Press, 1996.

Liang, J.; Lin, Z.: Ship Roll Behaviour in Large Amplitude Beam Waves. *Proceedings of the ASME 2015 34th International Conference on Ocean, Offshore and Arctic Engineering*. St. John's, Newfoundland, Canada, 2015.

Longuet-Higgins, M. S.: On the statistical distribution of the heights of sea waves. In: *Journal of Marine Research* 11, 3, 245–266, 1952.

Nayfeh, A. H.; Khdeir, A. A.: Nonlinear Rolling of Ships in Regular Beam Seas. 01, 40–49, 1986.

Rockel, B.; Will, A.; Hense, A.: The Regional Climate Model COSMO-CLM (CCLM). *Meteorol. Z.*, 347–348, 2008.

Spiegel, Der: Vom Atlantik zerquetscht. In: *Der Spiegel* (47 https://www.spiegel.de/wissenschaft/vom-atlantik-zerquetscht-a-1966c34b-0002-0001-0000-000025657986?sara_ref=re-xx-cp-sh), 1953.

Taylan, M.: The effect of nonlinear damping and restoring in ship rolling. In: *Ocean Engineering*, 921–932, 2000.

Teutsch, I.; Weisse, R.; Moeller, J.; Krueger, O.: A statistical analysis of rogue waves in the southern North Sea. In: *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 20, 2665–2680, [doi:10.5194/nhess-20-2665-2020](https://doi.org/10.5194/nhess-20-2665-2020), 2020.

Themelis, N.; Spyrou, K. J.: Probabilistic Assessment of Ship Stability Based on the Concept of Critical Wave Groups. In: Proceedings of the 10th International Ship Stability Workshop, doi:10.13140/2.1.3049.3440, 2008.

U+S Ausschuss der See-BG: Richtlinien für die Überwachung der Schiffsstabilität, 2003.

WAMDI-Group: The WAM model – a third generation ocean wave prediction model. In: J. Phys. Oceanogr., 1776–1810, 1988.

Waseda, T.; Hallerstig, M.; Ozaki, K.; Tomita, H.: Enhanced freak wave occurrence with narrow directional spectrum in the North Sea. In: Geophys. Res. Lett. 38, doi:10.1029/2011GL047779, 2011.

Wawrzyński, W.; Krata, P.: On ship roll resonance frequency. In: Ocean Engineering, 92–114, doi:10.1016/j.oceaneng.2016.08.026, 2016.

Weisse, R.; Gaslikova, L.; Geyer, B.; Groll, N.; Meyer, E. M. I.: CoastDat – Model Data for Science and Industry. In: Die Küste, 5–18, 2014.

Weisse, R.; Bisling, P.; Gaslikova, L.; Geyer, B.; Groll, N.; Hortamani, M.; Matthias, V. et al.: Climate services for marine applications in Europe. In: Earth Perspectives doi:10.1186/s40322-015-0029-0, 2015.

Analysen zur Interaktion von Meeresspiegelanstieg, Sturmfluten und Morphologie im nordfriesischen Wattenmeer

Sebastian Niebüser¹, Arne Arns² und Jürgen Jensen³

¹ *hochschule 21 Buxtehude; Professur für Konstruktiven Wasserbau*

² *Hochschule Rhein Main Wiesbaden; Professur für Wasserbau, Wasserwirtschaft und Hydrologie*

³ *Universität Siegen, Forschungsinstitut Wasser und Umwelt (fwu)*

Zusammenfassung

Deckwerke, See- und Ästuardeiche an der deutschen Küste werden entsprechend der geltenden Anforderungen für einen sicheren und nachhaltigen Sturmflutschutz geplant, bemessen und gebaut. Bislang schwierig ist dabei jedoch die Abschätzung der zukünftig erforderlichen Bemessungsgrößen, insbesondere durch den Einfluss von Meeresspiegeländerungen und die damit einhergehenden Veränderungen in hydro- und morphodynamischen Prozessen. Durch eine Kombination von numerischen und statistischen Analysen sollen im vorliegenden Artikel die wissenschaftlich-technischen Grundlagen für zukunftsfähige Küstenschutzstrukturen an der Nord- und Ostseeküste gelegt werden.

Den Stand der Technik zur Abschätzung von zukünftigen Bemessungswerten und Auswirkungen des Meeresspiegelanstiegs auf Wasserstände bilden hydrodynamisch-numerische Modelle. Die modelltechnische Berücksichtigung der Morphodynamik wird jedoch aufgrund fehlender Datengrundlagen und limitierter Rechenkapazitäten häufig vernachlässigt. Für die vorliegenden Analysen wurden die Simulationsergebnisse eines hydro-morphodynamischen Modells des nordfriesischen Wattenmeeres ausgewertet. Es wurde zum einen der Einfluss der Bathymetrie (statisch, jährlich-variiert und morphodynamisch) auf die resultierenden Wasserstandssimulationen quantifiziert und zum anderen der Frage nachgegangen, ob der Anstieg des mittleren Meeresspiegels auf Extremwasserstände durch die Berücksichtigung der Morphodynamik kompensiert werden kann.

Anhand der durchgeführten Modellkonfigurationen konnte gezeigt werden, dass die Berücksichtigung bathymetrischer Änderungen innerhalb eines hydrodynamisch-numerischen Modells einen signifikanten Einfluss auf die Trends und die Variabilität von Wasserständen im nordfriesischen Wattenmeer hat. Darüber hinaus lassen die anschließenden extremwertstatistischen Analysen der Szenarienläufe zum Anstieg des mittleren Meeresspiegels teilweise den Schluss zu, dass in einzelnen Tidebecken bzw. in den sub- und intertidalen Bereichen die Morphodynamik, d. h. das Anwachsen oder Abnehmen von Wattflächen, in der Lage ist, den Einfluss des Meeresspiegelanstiegs auf Extremwasserstände (Wiederkehrintervalle > 100 Jahre) abzumildern. Es zeigen sich jedoch sowohl zusätzliche Zu- als auch Abnahmen der Extremwasserstände gegenüber dem Meeresspiegelanstieg. Eine weitere Erkenntnis ist, dass mit höheren Meeresspiegelanstiegsszenarien, der Einfluss auf die Extremwasserstände abnimmt. Die Schlussfolgerung lautet entsprechend, dass die Morphodynamik in hydrodynamisch-numerischen Modellen zukünftig berücksichtigt werden sollte. Insbesondere in hochdynamischen Systemen wie dem nordfriesischen Wattenmeer



resultiert hieraus ein signifikanter Mehrwert für zukünftige Planungsaufgaben des Küstenhochwasserschutzes.

Schlagwörter

Meeresspiegelanstieg, Sturmfluten, Morphodynamik, Extremwertstatistik

Summary

Coastal protection measures in Germany are designed, dimensioned and built in accordance with the applicable requirements for safe and sustainable storm surge protection. However, a major challenge is to estimate the design parameters required in the future, in particular due to the influence of sea level changes and the associated changes in hydrodynamic and morphodynamic responses. The present article aims at evolving the scientific-technical foundation for sustainable coastal protection structures at the North Sea and Baltic Sea coasts by a combination of numerical as well as statistical analyses.

The state of the art for the estimation of the effect of sea level rise on future design water levels are hydrodynamic-numerical models. The consideration of morphodynamics in those is often neglected due to lack of data and limited computational capacities. In order to estimate the influence of morphodynamics, a hydro-morphodynamic model of the North Frisian Wadden Sea was evaluated in the present analyses. On the one hand, the influence of the bathymetry (static, annual-variable and morphodynamic) on the resulting water level simulations was quantified, and on the other hand, we investigated whether the effect of a rising mean sea level on extreme water levels could be compensated by the hydro-morphological response.

Based on the performed model configurations it could be shown that the consideration of bathymetric changes within a hydrodynamic-numerical model has a significant influence on the trends and variability of water levels in the North Frisian Wadden Sea. Furthermore, the subsequent extreme value analyses of the scenario runs on mean sea level rise partly suggest that in individual tidal basins morphodynamics, i.e. the increase or decrease of tidal flat areas, is able to mitigate the influence of sea level rise on extreme water levels (return intervals > 100 years). Also, the influence on extreme water levels decreases the higher the sea level rise scenario. Accordingly, the conclusion is that it is imperative to consider the hydro-morphodynamic response to sea level rise in future hydro-morphodynamic numerical models. Especially in highly dynamic systems like the North Frisian Wadden Sea, this results in a significant benefit for future coastal protection strategies.

Keywords

sea level rise, storm surges, morphology, extreme value statistics

1 Einleitung

Der Küstenschutz in Deutschland wird gemäß geltenden Anforderungen in den Generalplänen Küstenschutz der Länder für einen sicheren und nachhaltigen Küsten- und Sturmflutschutz geplant, bemessen, gebaut und unterhalten. Grundlegend wird in Deutschland in der Auslegung von Küstenschutzwerken bereits ein Anstieg des Meeresspiegels um 50 cm bis zum Ende des Jahrhunderts berücksichtigt (aktuell wurde das Vorsorgemaß auf

100 cm verdoppelt¹). Einige Szenarien projizieren jedoch bereits heute einen deutlich höheren Anstieg, allerdings mit unscharfer konkreter Ausprägung in Gestalt von Entwicklungsszenarien (RCPs). Aktuelle Untersuchungen (z. B. Arns et al. 2017) stellen die Auswirkungen und impliziten Wechselwirkungen des Meeresspiegelanstiegs (MSL-Anstieg) auf Tide, Windstau und Wellen in der Deutschen Bucht mit einem Fokus auf die Küsten Schleswig-Holsteins heraus. Eine Kernaussage ist, dass es im küstennahen Flachwasserbereich zu nichtlinearen Wechselwirkungen der durch den MSL-Anstieg beeinflussten Einwirkungen kommt. Daraus resultierend vergrößern sich die Sturmflutwasserstände und Wellen (und in der Konsequenz die Bemessungshöhen) nicht nur um den zu erwartenden MSL-Anstieg, sondern um einen weiteren Faktor aus nichtlinearen Interaktionen, der an einigen Standorten um mehr als 50 % des zu Grunde liegenden MSL-Anstieg erreichen kann. Aktuell werden die Auswirkungen des MSL-Anstiegs im Flachwasserbereich demnach unterschätzt. Unklar ist bislang jedoch, wie sich morphologische Änderungen des Küstenvorfeldes auf diese (bislang beobachtete) Nichtlinearität hydrodynamischer Einflussgrößen unter Bezugnahme einer nicht veränderlichen Morphologie (d. h. Morphostatik) auswirkt.

Für die deutsche Nordseeküste existiert eine Vielzahl von Studien, die sich mit der Analyse der Variabilität und/oder von langfristigen Veränderungen extremer Wasserstände beschäftigt (z. B. Dangendorf et al. 2014). Das Hauptaugenmerk solcher Studien liegt sowohl allgemein auf der Beschreibung vergangener und gegenwärtig ablaufender (Weisse und Plüß 2006) oder möglicher zukünftiger (Gaslikova et al. 2013) Variabilität und/oder Veränderung als auch auf der Analyse möglicher zugrunde liegender Antriebsmechanismen (Woodworth et al. 2007). Dabei wurden sowohl Untersuchungen basierend auf Beobachtungen (Butler et al. 2007) als auch anhand von numerischen (Woth et al. 2006) oder statistischen Modellen (Mudersbach et al. 2013) durchgeführt. Die Mehrzahl der Studien richtet die Aufmerksamkeit dabei auf die Analyse einzelner Faktoren oder den Gesamtwasserstand, wogegen Wechselwirkungseffekte für die deutschen Küsten weniger umfassend erforscht sind.

Die Mehrheit der heute existierenden Untersuchungen kommt dabei zu dem Schluss, dass sich die Extremwasserstände entlang der deutschen Nordseeküste über die letzten ca. 100 Jahre erhöht haben (z. B. Jensen und Mudersbach 2006). Hauptursache dieses Anstiegs ist der über diesen Zeitraum erfolgte Anstieg des mittleren Meeresspiegels. Veränderungen im Windklima verursachen Schwankungen der extremen Wasserstände auf inter-annualen und dekadischen Zeitskalen, aber bisher keinen längerfristigen Trend (Weisse et al. 2012). Veränderungen in der Tidedynamik und im Gezeitenregime haben ebenfalls einen Einfluss (Arns et al. 2015, Arns et al. 2017, Haigh et al. 2019) und stehen im direkten Zusammenhang mit der morphodynamischen bzw. bathymetrischen Entwicklung (z. B. Friedrichs und Aubrey 1988, Wachler et al. 2020). Für die Zukunft sehen die meisten gegenwärtigen Studien einen weiteren Anstieg extremer Wasserstände hauptsächlich in Folge eines weiter ansteigenden mittleren Meeresspiegels. Diese vereinfachende Annahme konnte weltweit an den meisten Standorten zumindest für die Vergangenheit anhand von langjährigen Pegelbeobachtungen verifiziert werden (z. B. Woodworth und Blackman 2004, Menéndez und Woodworth 2010, Haigh et al. 2010, Woodworth et al. 2011). Und auch für die Zukunft kann an diesen Standorten von einem ähnlichen Verhalten ausgegangen werden. In der

¹ https://www.nlwkn.niedersachsen.de/jb2021/Niedersaechsischer_Klimadeich/klimawandel-und-kustenschutz-ein-entscheidender-meter-mehr-niedersaechsischer-klimadeich-und-verdopplung-des-vorsorgemasses-201169.html

Deutschen Bucht weisen wissenschaftliche Analysen von langjährigen Pegelbeobachtungen dagegen auf eine immer stärker werdende Diskrepanz zwischen mittleren und extremen Wasserständen hin (z. B. Jensen 1984, Mudersbach et al. 2013, Dangendorf et al. 2014, Arns et al. 2015).

Im Rahmen des Projektes M-Lab (Arns et al. 2023) wurde die Interaktion zwischen Morpho- und Hydrodynamik aus statistischen sowie numerischen Sensitivitätsstudien analysiert. Es wurde der Frage nachgegangen, inwiefern die beschriebenen nichtlinearen Anstiege in den Extremwasserständen, zumindest teilweise, kompensiert werden könnten. Zur Beantwortung dieser Fragestellung wird eine Modellkette erarbeitet, die im Gegensatz zu vorliegenden Untersuchungen von bereits bestehenden Studien und Erkenntnissen kürzlich erschienener Publikationen in diesem Forschungsbereich (z. B. Arns et al. 2017, Wachler et al. 2020, Hagen et al. 2022) die morphodynamische Komponente vollständig integriert. Die dabei gewonnenen Erkenntnisse liefern direkte Aussagen für Planungsaufgaben (z. B. Sedimentmanagement und zukünftig erforderliche Deichhöhen im Nordfriesischen Wattenmeer) und erweitern den aktuellen Kenntnisstand der Sturmflutdynamik in der Deutschen Bucht. In diesem Artikel wird ein Teilaspekt des Vorhabens „Statistische Analysen zur Interaktion von Meeresspiegelanstieg, Sturmfluten und Morphologie im Wattenmeer (StAMSie)“ aus dem Verbundvorhaben „Modelluntersuchungen zum Einfluss eines MSL-Anstiegs auf die Bemessung von Küstenschutzbauwerken (M-Lab)“ vorgestellt.

2 Zielstellung/Motivation

Sturmtiden und Sturmfluten stellen eine wesentliche Gefährdung für niedrig gelegene Küsten dar. Eindrucksvolle Beispiele sind hierzu die beiden Nordseesturmfluten 1953 und 1962, die jeweils große Landstriche überfluteten und über tausend Todesopfer forderten. Seit diesen beiden Ereignissen wurde der Küstenschutz in den niedrig gelegenen Küstenbereichen beträchtlich verbessert. In jüngster Zeit wurden entlang der deutschen Nordseeküste Sturmfluten beobachtet, die zum Teil erheblich höher als die beiden oben erwähnten Ereignisse ausfielen. So verursachte beispielsweise die Allerheiligenflut im November 2006 an Teilen der deutschen Nordseeküste neue Rekordwasserstände. Im Dezember 2013 führte der Sturm Xaver zu neuerlichen Rekordwasserständen auf Norderney und zu außergewöhnlich hohen Wasserständen entlang der gesamten niedersächsischen Nordseeküste. Aufgrund des verstärkten und verbesserten Küstenschutzes verursachten diese Sturmfluten im Gegensatz zu den verheerenden Ereignissen 1953 und 1962 jedoch keine wesentlichen Schäden. Gleichzeitig ist angesichts des kontinuierlich erhöhten Schutzniveaus die öffentliche Wahrnehmung von Sturmflutrisiken und Gefahren in den letzten Jahren gesunken. Die Risiken sind jedoch nach wie vor existent und können sich im Zuge des anthropogenen Klimawandels weiter verschärfen. Als wesentliche Konsequenz gilt dabei der beschleunigte Anstieg des mittleren Meeresspiegels sowie der damit verbundene Anstieg extremer Wasserstände (d. h. Sturmfluten). Im Rahmen des Verbundprojekts „Modelluntersuchungen zum Einfluss eines MSL-Anstiegs auf die Bemessung von Küstenschutzbauwerken (M-Lab)“ wird das maßgebende Ziel verfolgt, potenziell zukünftigen Veränderungen in Sturmflutwasserständen robuster abschätzen zu können.

Die Abschätzung zukünftiger Extremwasserstände basiert in der Regel auf wissenschaftlich fundierten Projektionen des mittleren Meeresspiegels, welche den gegenwärtigen

Sturmfluthöhen additiv hinzugefügt werden (siehe z. B. Smith et al. 2010). Diese vereinfachende Annahme konnte an den meisten Standorten global zumindest für die Vergangenheit anhand von langjährigen Wasserstandsbeobachtungen verifiziert werden (siehe z. B. Woodworth und Blackman 2004, Menéndez und Woodworth 2010, Haigh et al. 2010, Woodworth et al. 2011). Und auch für die Zukunft kann an diesen Standorten von einem ähnlichen Verhalten ausgegangen werden. In der Deutschen Bucht weisen wissenschaftliche Analysen von langjährigen Pegelbeobachtungen dagegen auf eine immer stärker werdende Diskrepanz zwischen mittleren und extremen Wasserständen hin, welche vor allem durch nichtlineare Änderungen in der Tidekomponente des Wasserstandes und weniger durch Änderungen des Sturmklimas erklärt werden kann (siehe z. B. Jensen 1984, Mudersbach et al. 2013, Dangendorf et al. 2014, Arns et al. 2015). Diese nichtlinearen Effekte werden primär durch die Interaktion zwischen Tidewelle und der bathymetrischen Beschaffenheit des Küstenvorfeldes verursacht (sog. Flachwasser- und Reibungseffekte) (siehe hierzu z. B. Arns et al. 2015, 2017, 2020, Haigh et al. 2019). Unklar ist dabei bislang, wie sich morphologische Änderungen des Küstenvorfeldes auf die Nichtlinearität potenziell zukünftiger Extremwasserstände auswirkt. Die Interaktion zwischen der Sediment- und Sturmflutdynamik muss daher in zukünftigen Untersuchungen bzw. Planungsaufgaben dringend berücksichtigt werden, da das erforderliche Schutzniveau ansonsten deutlich unterschätzt werden könnte. Im Rahmen des Verbundvorhabens M-Lab soll hierzu in enger Kooperation zwischen dem Leibniz-Institut für Ostseeforschung Warnemünde (IOW) und der Universität Rostock eine realistische Abschätzung des Sturmflutrisikos entlang der gesamten Deutschen Bucht unter Berücksichtigung des MSL-Anstiegs durchgeführt werden. Der Schwerpunkt liegt im vorliegenden Artikel auf der Entwicklung und Anwendung einer konsistenten Methodik zur statistischen Abschätzung extremer Wasserstände.

3 Untersuchungsgebiet

Bei der Nordsee handelt sich um ein flaches Randmeer an der östlichen Grenze des Nordatlantiks auf dem nordwestlichen europäischen Schelf zwischen den mittleren Breiten von 51°N und 61°N (vergleiche Lee 1980). Die direkten Anrainerstaaten sind Norwegen, Dänemark, Deutschland, die Niederlande, Belgien, Frankreich und Großbritannien (Huthnance 1991). Die Verbindung zum Nordatlantik besteht im Norden durch die Norwegische See und im Südwesten durch den Ärmelkanal. Darüber hinaus ist die Nordsee unmittelbar mit der Ostsee über das Kattegat und Skagerrak verbunden (Klein und Frohse 2008). Insgesamt erstreckt sich die Nordsee über eine Fläche von etwa 750.000 km^2 , was zu einem Volumen von 94.000 km^3 führt (OSPAR 2000). Die mittlere Tiefe beträgt ungefähr 94 m (Kossinna 1921); die maximale Tiefe der Nordsee von ungefähr 700 m findet sich ausschließlich in der Norwegischen Rinne, die zwischen 20 und 30 Kilometern breit ist (Huthnance 1991). Bezogen auf die bathymetrischen Gegebenheiten lässt sich die Nordsee in einen nördlichen Teil mit Tiefen bis zu 200 m und einen südlichen, flachen Bereich mit Tiefen bis zu 50 m unterteilen (vergleiche Abbildung 1, Sündermann und Pohlmann 2011).

In der südöstlichen Nordsee befindet sich die Deutsche Bucht (siehe Abbildung 1), die insbesondere aus hydrodynamischer Sicht eine Besonderheit darstellt. Die Fläche der Deutschen Bucht beträgt etwa 77.000 km^2 . Das gesamte Gebiet der Deutschen Bucht reicht von den Westfriesischen Inseln über die Ostfriesischen und die Nordfriesischen Inseln bis vor Jütland in Dänemark. In der zentralen Deutschen Bucht liegt die Insel Helgoland. In der

Helgoländer Bucht findet sich mit 56 m Wassertiefe gleichzeitig der tiefste Punkt der Deutschen Bucht.

Der Fokus wird in diesem Artikel auf das Schleswig-Holsteinische Wattenmeer gelegt. Insgesamt umfasst das Wattenmeer eine Fläche von etwa 30.000 km², die während Tideniedrigwasser (Tnw) regelmäßig trockenfällt. Inmitten des Schleswig-Holsteinischen Wattenmeeres befinden sich die Halligen, die seit 2009 zum UNESCO Weltnaturerbe zählen. Aus hydrodynamischer Perspektive ist einer der relevantesten Aspekte die starke Veränderung der Bathymetrie von über 200 m Wassertiefe in der nördlichen Nordsee bis zu weniger als 20 m in der Deutschen Bucht. Daraus resultieren starke Verformungen der Wasserstände, sowohl der Gezeiten als auch des Windstaus (z. B. Sündermann und Pohlmann 2011). Verantwortlich dafür sind z. B. Flachwasser- und Reibungseffekte sowie die komplexe Gestaltung der Küstenlinie und die ständigen morphologischen Veränderungen, die verstärkt in den Wattgebieten auftreten, weshalb diese detaillierter betrachtet werden. Es werden sowohl pegelscharfe Analysen als auch flächige Betrachtungen durchgeführt (s. Kapitel 4).



Abbildung 1: Übersicht Untersuchungsgebiet.

4 Datengrundlage

In Arns et al. (2017) wurden Analysen zu den Auswirkungen eines Meeresspiegelanstiegs mit Hilfe hydrodynamischer Modellierung und multivariater Statistik durchgeführt. Es konnte gezeigt werden, dass flache Küstengebiete sensitiv auf nichtlineare Wechselwirkungen zwischen den einzelnen Komponenten Gezeiten, Sturmfluten, Wellen und dem relativen

Meeresspiegelanstieg reagieren. Gleichzeitig basieren die modellgestützten Untersuchungen von Arns et al. (2017) jedoch auf der Annahme, dass im Bereich der Wattflächen keine morphologischen Veränderungen im Untersuchungszeitraum zwischen 1970 und 2013 berücksichtigt wurden, d. h. Annahme einer statischen Bathymetrie (bzw. Morphostatik), da insbesondere die zukünftige Entwicklung der Wattflächen bislang schwer abschätzbar ist. Aktuelle Untersuchungen (Hofstede et al. 2016, Becherer et al. 2017) zeigen jedoch, dass auch in der Morphodynamik des Küstenvorfeldes mit einer inhomogenen Entwicklung zu rechnen ist, welche in einigen Bereichen zu anwachsenden Wattflächen und in anderen Bereichen zu eher stagnierenden bzw. abnehmenden Wattflächen führen könnte. Um dieser Frage nachzugehen, werden anhand der im Folgenden erläuterten statistischen Auswertungen beobachtete und simulierte Wasserstandszeitreihen im Zeitraum von 1979 bis 2018 analysiert.

4.1 Beobachtung

Die beobachteten Wasserstandszeitreihen zwischen 1979 und 2018, die für die folgenden Untersuchungen herangezogen werden, wurden an den Pegelstandorten Cuxhaven, Dagebüll, Hörnum, Husum, List und Wittdün aufgezeichnet. Die Lage der Pegelstandorte ist in Abbildung 1 dargestellt. Da der Einfluss des Meeresspiegelanstiegs auf die Veränderungen extremer Wasserstände (d. h. Sturmfluten) betrachtet werden soll, dienen die beobachteten Tidehochwasser (Thw) im Rahmen des Verbundprojekts M-Lab als wesentliche Datengrundlage für die Modellkalibrierung und -validierung.

4.2 Modelldaten

Die simulierten Wasserstandszeitreihen für den Zeitraum von 1979 bis 2018 entstammen aus einer Modellkette, die am Leibniz-Institut für Ostseeforschung Warnemünde (IOW) mit der Software GETM (engl.: *General Estuarine Transport Model*) aufgebaut und durchgeführt wurde. Konkret werden die simulierten Zeitreihen aus dem Vorhaben „Modelluntersuchungen zur Interaktion von Meeresspiegelanstieg, Sturmfluten und Morphologie im Wattenmeer (MoMSie)“ zur weiteren Analyse herangezogen. Die Modellkette setzt sich aus einem übergeordneten Nordseemodell mit einer horizontalen Auflösung von 1 nm, einem Modell der Deutschen Bucht mit einer horizontalen Auflösung von 600 m sowie einem Detailmodell des nordfriesischen Wattenmeers mit einer horizontalen Auflösung von 200 m zusammen. Die Modellauflösung ist im Rahmen von Sensitivitätsstudien (vgl. Arns et al. 2023) auf eine für die Zielstellung ausreichende Modellqualität überprüft worden. Limitierend sind an dieser Stelle sowohl die räumliche Auflösung der Bathymetrie als auch die Rechenkapazität zu erwähnen. Die flächige Ausdehnung des Detailmodells des nordfriesischen Wattenmeeres ist durch den schwarzen Rahmen in Abbildung 1 dargestellt und wird im Rahmen der Analysen extremwertstatistisch betrachtet. Um die Unsicherheiten im Modellsystem und den atmosphärischen Antrieben zu quantifizieren, wurden die Modellläufe zudem mit verschiedenen atmosphärischen Reanalyse-Daten gerechnet. Für die folgenden Betrachtungen werden zwei unterschiedliche Modellkonfigurationen verwendet:

- Wasserstands-Hindcast für den Zeitraum von 1979 bis 2018
- Szenarielläufe zur Berücksichtigung des Meeresspiegelanstiegs (MSL-Anstieg)

Der Wasserstandshindcast dient in erster Linie der Modellkalibrierung (vgl. Kapitel 4.3) anhand beobachteter Wasserstände und liefert außerdem die Datengrundlage zur Quantifizierung des Einflusses der Morphodynamik auf Extremwasserstände basierend auf den extremwertstatistischen Auswertungen in Kapitel 5.1. Dafür liegen drei unterschiedliche Simulationsläufe vor: (i) statische Bathymetrie des Jahres 1979, d. h., es wird eine unveränderliche Bathymetrie für den gesamten Hindcast zugrunde gelegt, wie es bspw. in Arns et al. (2017) erfolgt ist; (ii) jährlich-variierte Bathymetrie, d. h., es wird für jedes Jahr eine gesonderte Bathymetrie als Modellrandbedingung verwendet, die auf dem „Funktionalen Bodenmodell“ (Milbradt et al. 2015) basieren; (iii) morphodynamisch-veränderliche Bathymetrie, d. h., es werden innerhalb der Simulationsläufe, die sich einstellenden morphodynamischen Veränderungen ausgehend vom Zustand 1979 beschrieben.

Die Simulationsläufe mit den morphodynamisch-veränderlichen Bathymetrie bilden schließlich die Grundlage für die Szenarienläufe zur Berücksichtigung des Meeresspiegelanstiegs. Die simulierten Wasserstände der Meeresspiegelszenarien für das Detailmodell des nordfriesischen Wattenmeers werden für die Anstiege +20, +40, +60, +80, +100, +125, und +150 cm/Jahrhundert extremwertstatistisch ausgewertet. Die Berücksichtigung des Meeresspiegelanstiegs erfolgt im Modell linear, d. h., am 01.01.1979 liegen für alle Szenarienläufe identische Randbedingungen vor. Die lineare Berücksichtigung des Meeresspiegelanstiegs, die sich auf den Säkularanstieg beziehen (150 cm in 100 Jahren entspricht 60 cm in der betrachteten Periode von 1979 bis 2018) ist im Gegensatz zu bisherigen Herangehensweisen (z. B. Arns et al. 2017, Wachler et al. 2020) notwendig, um die morphodynamische Veränderung im nordfriesischen Wattenmeer abbilden zu können. Auf Basis der Szenarienläufe kann unter Berücksichtigung des Meeresspiegelanstiegs beantwortet werden, wie sich die Morphodynamik im Referenzzeitraum von 1979 bis 2018 verändert hätte, wenn die unterschiedlichen Anstiege stattgefunden hätten. Die Anstiegsszenarien werden im übergeordneten Nordseemodell als Randbedingung verwendet und über das Nesting in das Modell der Deutschen Bucht und letztlich in das Detailmodell des nordfriesischen Wattenmeers eingesteuert. Für weitere Details zum Modellaufbau und der Konfigurationen hinsichtlich der morphodynamischen Randbedingungen wird auf Arns et al. (2023) verwiesen.

4.3 Modellvalidierung

Das Modell aus Arns et al. (2023) wird durch den Vergleich aller simulierten und beobachteten Thw zwischen 1979 und 2018 validiert. Zur Beurteilung der Modellgüte werden die im Kontext hydrologischer Modellierungen gängigen Effizienzkriterien verwendet (siehe Krause et al. 2005). Konkret werden das Bestimmtheitsmaß R^2 (Perfekte Anpassung: 1) und der Root-Mean-Square Error (RMSE; Perfekte Anpassung: 0) verwendet. Das Bestimmtheitsmaß R^2 wird beschrieben durch das Quadrat der Pearson-Korrelation R :

$$R^2 = \left(\frac{C(x,y)}{\sqrt{C(x,x) \cdot C(y,y)}} \right)^2 \quad (1)$$

C stellt dabei die Kovarianz zweier Zufallsvariablen x und y dar:

$$C(x, y) = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (x_i - \mu_x) \cdot (y_i - \mu_y) \quad (2)$$

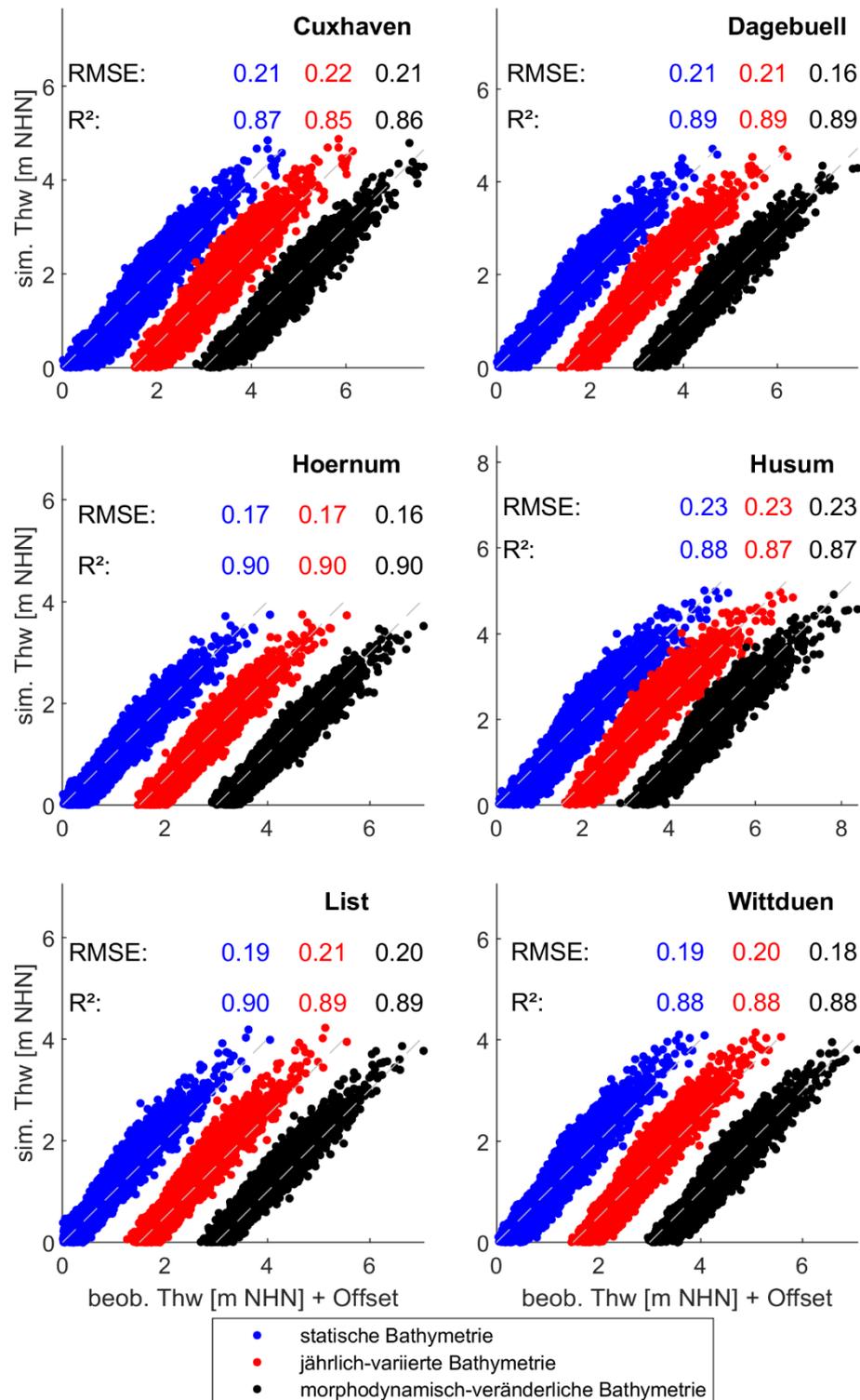


Abbildung 2: Modellvalidierung anhand RMSE und R² für die sechs betrachteten Pegelstandorte Cuxhaven, Dagebuell, Hörnum, Husum, List und Wittdün. Blau: statische Bathymetrie; Rot: jährlich-variierte Bathymetrie; Schwarz: morphodynamisch-veränderliche Bathymetrie.

Darin beschreibt n die Länge und μ den Mittelwert der Zeitreihen x und y . Daraus folgt, dass R² sich zwischen -1 und 1 bewegt und die erklärte Variabilität der Zeitreihe y anhand der Zeitreihe x beschreibt. Das Bestimmtheitsmaß R² gibt jedoch keine Auskunft darüber, wie groß die absoluten Abweichungen zwischen den Zeitreihen x und y ausgeprägt sind

(Willmott 1984). Deshalb wird zusätzlich der RMSE verwendet, worüber die mittlere Abweichung der beiden Zeitreihen x und y quantifiziert wird:

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (x_i - y_i)^2}{n}} \quad (3)$$

In Abbildung 2 sind die Ergebnisse der Modellvalidierung anhand RMSE und R^2 für die sechs betrachteten Pegelstandorte Cuxhaven, Dagebüll, Hörnum, Husum, List und Witt-dün dargestellt. Die ermittelten RMSE- und R^2 -Werte variieren an allen sechs Pegelstandorten in einer ähnlichen Größenordnung (RMSE zwischen 0,16 und 0,23 m; R^2 zwischen 0,85 und 0,90). Die Modellgüte kann an dieser Stelle als ausreichend bewertet werden, da es im Wesentlichen darum geht, die unterschiedlichen Simulationsläufe (Hindcast als auch Szenarienläufe) miteinander zu vergleichen und den Einfluss der Randbedingungen auf Extremwasserstände zu untersuchen. Außerdem zeigt der Vergleich der Thw in Abbildung 2 keine Tendenz, dass das Modell systematische Über- oder Unterschätzungen vornimmt, was ebenfalls für eine geeignete Modellkonfiguration spricht.

5 Entwicklung und Anwendung einer konsistenten Methodik zur statistischen Ermittlung extremer Wasserstände

Das Ziel liegt in der Identifizierung potenzieller Veränderungen in hydrodynamischen Belastungsgrößen für die vergangenen Dekaden sowie unter Berücksichtigung der in Abschnitt 4.2 vorgestellten Entwicklungen des MSL bis Ende des Jahrhunderts. Es soll beurteilt werden, wie sich Belastungen von Küstenschutzelementen durch Sturmfluten zukünftig verändern und welcher Anteil der Morphodynamik zugeschrieben werden kann. Übergeordnetes Ziel ist dabei die Identifizierung potenzieller Veränderungen in hydrodynamischen Belastungsgrößen mit sehr geringen Eintrittswahrscheinlichkeiten ($P_{\bar{U}} \leq 0,01$ [1/a]) in Abhängigkeit der morphologischen Entwicklung sowie auf Basis der genannten MSL-Szenarien. In diesem Schritt werden ebenfalls Implikationen für den Küstenschutz abgeleitet und in Form von Empfehlungen für die relevanten Küstenschutzbehörden weitergegeben. Der Schwerpunkt liegt entsprechend auf der Entwicklung und Anwendung einer konsistenten Methodik zur statistischen Abschätzung extremer Wasserstände im Hinblick auf den angedachten Anwendungsfall und unter Berücksichtigung der enthaltenen (Modell-)Unsicherheiten.

5.1 Methodik

5.1.1 Referenzsimulation

Es wird eine Methodik benötigt, die es erlaubt, die Simulationen auf Basis des Wasserstands-Hindcast für den Zeitraum von 1979 bis 2018 sowie der Szenarienläufe zur Berücksichtigung des Meeresspiegelanstiegs vergleichend extremwertstatistisch auszuwerten und den Einfluss der jeweiligen Randbedingungen zu quantifizieren. Wie in Kapitel 4.3 erläutert, ist das numerische Modell per Definition nicht in der Lage, die Beobachtungsdaten exakt zu reproduzieren. Es wird an dieser Stelle auf eine Korrektur der Modelldaten mit den zur Verfügung stehenden Beobachtungsdaten (Bias-Korrektur) verzichtet, da das Ziel

ist, die Simulationen untereinander zu vergleichen, um die jeweiligen Veränderungen infolge der unterschiedlichen Berücksichtigung der Bathymetrie und der MSL-Szenarien quantifizieren zu können. Eine Korrektur der Simulationsdaten auf Basis der Beobachtungszeitreihen würde zwangsläufig Einfluss auf enthaltene Trends und Variabilität nehmen und die Aussagen maskieren. Daher wird sowohl für die Analyse des Hindcast als auch für die MSL-Szenarienläufe eine Referenzsimulation benötigt.

Im Fall des Hindcasts wird als Referenzsimulation die Simulation unter Verwendung der statischen Bathymetrie aus dem Jahr 1979 verwendet. Für die MSL-Szenarien stellt schließlich der Modelllauf unter Berücksichtigung der morphodynamisch-veränderlichen Bathymetrien, d. h. ohne MSL-Anstieg (MSL_0), die Grundlage dar. Es werden entsprechend die Differenzen der extremwertstatistischen Auswertungen aus den zu vergleichenden Simulationsläufen und den jeweilig o. g. Referenzsimulationen gebildet. Damit kann der gewünschte Einfluss der Morphodynamik respektive des Meeresspiegelanstiegs auf die extremwertstatistischen Auswertungen quantifiziert werden.

5.1.2 Extremwertstatistische Auswertungen

Für die extremwertstatistischen Auswertungen wird eine transparente, objektive und erprobte Methodik benötigt, die zudem für den vorliegenden Anwendungsfall, d. h. den Vergleich unterschiedlicher Modellkonfigurationen, geeignet ist.

In den letzten Dekaden wurden hierfür mehrere EVA-Methoden zur Abschätzung der Wahrscheinlichkeiten von extremen Wasserständen entwickelt (siehe bspw. Haigh et al. 2010). Bei der klassischen extremwertstatistischen Analyse werden beobachtete Wasserstandsaufzeichnungen unmittelbar zur Ableitung von zugeordneten Wahrscheinlichkeiten oder Jährlichkeiten (Kehrwert vom Wiederkehrintervall) verwendet. Diese Methoden werden gewöhnlich als direkte Methoden bezeichnet. Im Küsteningenieurwesen werden zwei dieser direkten Methoden am häufigsten angewandt, nämlich die sogenannte *Blockmaxima*-Methode (BM) und die sogenannte *Peaks over Threshold*-Methode (POT) Methode. Eine durchgeführte Bewertung und ein Vergleich hinsichtlich der allgemeinen Anwendbarkeit dieser beiden Methoden und ihrer Anwendbarkeit auf Wasserstandsaufzeichnungen in der Deutschen Bucht wurde von Arns et al. (2013) durchgeführt. Die Ergebnisse dieser Studie zeigen unter anderem, dass die POT-Methode im Allgemeinen bessere Ergebnisse liefert als die BM-Methode, wenn der Modellaufbau sorgfältig gewählt wird. Die POT-Methode basiert auf der Annahme, dass die Stichprobe (d. h. alle Werte oberhalb eines Schwellenwerts) durch die Verallgemeinerte Pareto-Verteilung (GPD) charakterisiert ist. Die GPD ist wie folgt definiert:

$$P_{\ddot{U}}(x) = 1 - \left(1 + \frac{\tau \cdot x}{\sigma + \tau(u - \mu)}\right)^{-\frac{1}{\tau}} \quad (4)$$

Dabei entspricht μ dem Lageparameter, σ dem Streuungsparameter, τ dem Krümmungsparameter und u dem Grenzwert der POT-Stichprobe (Coles 2001).

Die POT-Stichprobe wird durch Auswahl aller Werte eines Datensatzes gebildet, die einen vordefinierten Schwellenwert überschreiten. Die Auswahl der Schwellenwerte ist in der Regel subjektiv, was zu unterschiedlichen Ergebnissen führen kann, insbesondere wenn die Ergebnisse vieler Standorte entlang einer Küstenlinie verglichen werden. Bei der Analyse verschiedener Kriterien für die Auswahl von Schwellenwerten haben Arns et al. (2013)

gezeigt, dass das 99,7-Perzentil zu stabilen und konsistenten Ergebnissen in der Deutschen Bucht führt. Arns et al. (2013) empfehlen einen Ansatz für Extremwertanalysen von Wasserständen in der Deutschen Bucht mit minimaler Subjektivität, der aus den folgenden wesentlichen Schritten besteht und daher auf die unterschiedlichen Simulationsläufe vergleichend angewendet wird:

- Datengrundlage: Thw-Werte (s. Kapitel 4)
- Erstellung einer stationären Datengrundlage unter Verwendung eines 1-jährlichen gleitenden Mittelwertes
- Trendkorrektur der Thw-Werte auf Basis des 1-jährlichen gleitenden Mittelwertes
- Grenzwertermittlung (POT) über das 99,7er Perzentil der trendkorrigierten Thw-Werte
- Stichprobenbildung über die Auswahl der Thw-Werte $>$ Grenzwert
- Gewährleistung der Unabhängigkeit der Ereignisse über den Extremalindex
- Parameterschätzung der GPD anhand der Stichprobe (die Parameterschätzung der POT-Stichprobe erfolgt auf Basis der sogenannten Maximum-Likelihood-Schätzung (MLE; siehe z. B. Smith 1986; Hosking und Wallis 1987)
- Anpassen der GPD-Verteilungsfunktion an die Stichprobe
- Ableitung der Extremwasserstände für die gewünschten Jährlichkeiten (Anmerkung: Es werden Wiederkehrintervalle bis zum 10.000-jährlichen Ereignis ($P_{\bar{u}} = 10^{-4}/a$) dargestellt und verglichen. Die Beobachtungszeitspanne von 40 Jahren resultierend aus den Modellläufen zwischen 1979 und 2018 ist somit deutlich kleiner als die geschätzten Wiederkehrintervalle. Die weit im Extrapolationsbereich befindlichen Wiederkehrintervalle sind methodisch bedingt mit erhöhten Unsicherheiten behaftet.)

Im Rahmen der vorliegenden Untersuchungen war der erste Ansatz für die Stichprobenauswahl mit dem POT-Verfahren, die beobachteten Thw als Referenz an den jeweiligen Pegelstandorten heranzuziehen. Das hat den Hintergrund, dass so gewährleistet werden kann, dass es sich zum einen bei den Stichproben um tatsächlich aufgetretene Extremereignisse handelt und zum anderen keine unterschiedlichen Ereignisse simulationsübergreifend betrachtet und verglichen werden. Es werden entsprechend der o. g. Vorgehensweise die POT-Stichproben an den jeweiligen Pegelstandorten abgeleitet und die Zeitstempel auf die jeweiligen Simulationsläufe übertragen. Allerdings hat sich dabei herausgestellt, dass die Parameterschätzung keine robusten Ergebnisse liefert. Bei der Parameterschätzung für die GPD-Verteilungsfunktion ist der Grenzwert entscheidend. Der Grenzwert muss eindeutig die Stichprobe definieren. Ist das nicht der Fall, nimmt die Variabilität der Stichprobe zu und die Parameterschätzung verfälscht das Ergebnis. Aus diesem Grund werden die Modellläufe als unabhängige Realisationen betrachtet. Jeder Modelllauf wird individuell ausgewertet und analysiert. In der Konsequenz führt das dazu, dass innerhalb der POT-Stichproben nicht alle Ereignisse über dem Grenzwert simulationsübergreifend hinsichtlich ihres Zeitstempels identisch sind. Auf der anderen Seite wird hierüber der signifikante Einfluss der bathymetrischen Eigenschaften auf die Simulationen verdeutlicht und betont somit die Relevanz der vorliegenden Projektidee.

5.2 Extremwertstatistische Analysen an den Pegelstandorten für den Wasserstands-Hindcast im Zeitraum von 1979 bis 2018

Das Ziel des vorliegenden Kapitels ist die extremwertstatistische Analyse an den sechs Pegelstandorten für den Wasserstands-Hindcast im Zeitraum von 1979 bis 2018 zur Quantifizierung des bathymetrischen Einfluss in den Modellrandbedingungen auf die Simulationsergebnisse.

In Abbildung 3 sind dazu die Differenzen der Simulationsläufe zur Referenzsimulation am Beispiel des Pegelstandortes Cuxhaven für den Hindcast dargestellt. In der linken Darstellung finden sich die Wasserstandsdifferenzen der Thw-Werte der Hindcast-Simulationen (ii-i bzw. iii-i) für den Zeitraum von 1979 bis 2018. Anhand der roten Zeitreihe (Differenz zwischen jährlich-variiertes – statischer Bathymetrie) sieht man den Einfluss der jährlichen Bathymetrien und den sprunghaften Anstieg in den 1990er Jahren, was auf die Qualität bzw. eine abrupte Änderung der bathymetrischen Datengrundlage im hochdynamischen nordfriesischen Wattenmeer zurückgeführt werden kann. Sowohl die zeitliche als auch räumliche Datengrundlage zur Erzeugung der Bathymetrie ist bis zur Mitte der 1990er Jahre äußerst inhomogen (vgl. Heyer und Schrottke 2013, Plüß et al. 2020). Diese Form der Unsicherheit muss bei der Auswertung der Simulationsdaten berücksichtigt werden. Bei dem Vergleich der Referenzsimulation mit der morphodynamisch-veränderlichen Bathymetrie (in schwarz dargestellt) fällt hingegen eine deutliche Zunahme der Variabilität der Thw-Werte auf. Außerdem zeigt sich, dass die Differenzen der Thw aus (iii)-(i) im Mittel immer im negativen Bereich zwischen -5 cm bis -10 cm liegen. Das bedeutet, im Mittel sind die Thw für die Simulation mit morphodynamisch-veränderlicher Bathymetrie (iii) geringer als für die Simulation mit statischer (i) Bathymetrie. Die Maximalwerte der Differenzen erreichen jedoch für beide Vergleiche (iii-i) und (ii-i) eine Größenordnung von $+15$ cm bis $+20$ cm. Die genauen Ursachen (z. B. modellbasierte Reibungseffekte) können an dieser Stelle nicht weiter evaluiert werden und sind Bestandteil zukünftiger Analysen. Es wird jedoch verdeutlicht, dass der morphodynamische Einfluss in der hydrodynamisch-numerischen Simulation von Wasserständen zu berücksichtigen ist.

Im rechten Teil der Abbildung 3 bei der Gegenüberstellung aller Thw-Werte fällt zudem auf, dass neben der Variabilität, insbesondere die höheren Perzentile der Thw-Werte durch die Berücksichtigung der morphodynamischen Komponente beeinflusst werden (was ebenfalls die enthaltenen Trends der Thw-Werte beeinflusst). Es ist eine signifikante Abnahme der extremeren Wasserstände (höhere Perzentile) bei der Simulation mit der morphodynamisch-veränderlichen Bathymetrie im Vergleich zur Referenzsimulation zu beobachten. Das stellt eine wichtige Erkenntnis für die vorliegenden Untersuchungen dar, da der Einfluss der Morphodynamik auf extreme Wasserstände analysiert werden soll. Bereits hier zeigt sich die Notwendigkeit, bei zukünftigen hydrodynamisch-numerischen Modellen der Deutschen Bucht respektive des nordfriesischen Wattenmeers, die morphodynamische Komponente einzubeziehen. Die in Abbildung 3 dargestellten Erkenntnisse im Hinblick auf Variabilität und Trends lassen sich an allen sechs betrachteten Pegelstandorten feststellen.

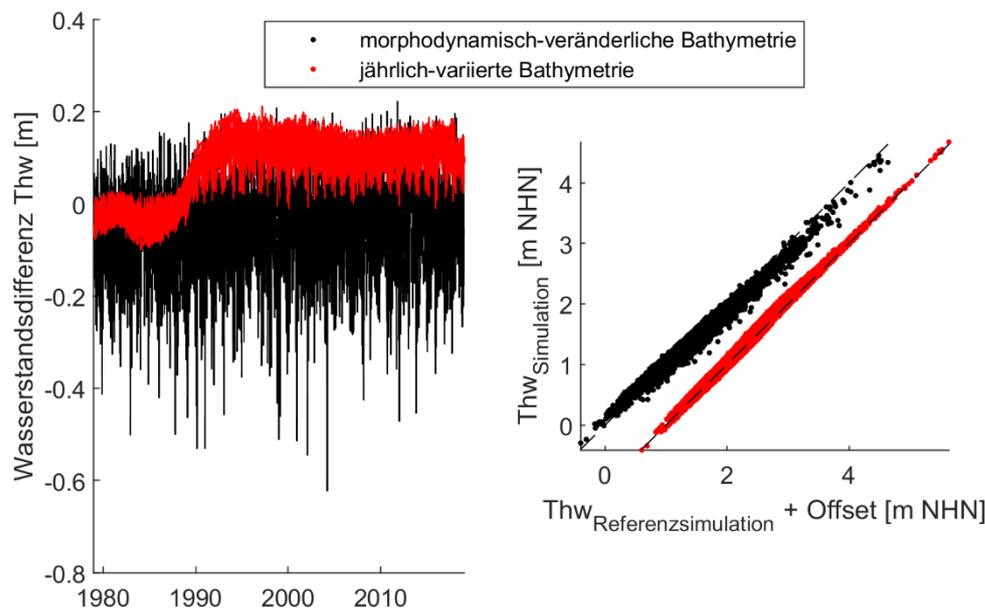


Abbildung 3: Differenzen der Simulationsläufe zur Referenzsimulation am Beispiel des Pegelstandortes Cuxhaven. Links: Differenzen des Wasserstands-Hindcast für den Zeitraum von 1979 bis 2018 zwischen den unterschiedlichen Simulationsläufen aller Thw -Werte; rechts: Gegenüberstellung aller Thw -Werte.

Exemplarisch für den Pegelstandort Cuxhaven ist in Abbildung 4 der Verlauf der theoretischen Verteilungsfunktionen auf Basis der GPD dargestellt. Die aufgeführten Wasserstände auf der Ordinate beziehen sich auf ein „Modellnull“ und sind nicht unmittelbar auf Normalhöhennull (NHN) oder den Pegelnullpunkt (PNP) zu übertragen. Für die vorliegende Fragestellung wird im Wesentlichen eine vergleichende Gegenüberstellung der Modellläufe angestrebt. Der Vergleich der drei Simulationen mit unterschiedlichen bathymetrischen Randbedingungen in Abbildung 4 zeigt am Beispiel des Pegels Cuxhaven, dass sich die Verläufe maßgeblich durch unterschiedlich geschätzte Krümmungsparameter ergeben. Somit variieren die Differenzen zwischen den Verteilungsfunktionen bezogen auf die zugrundeliegenden Wiederkehrintervalle. Für den Pegelstandort Cuxhaven zeigt der Vergleich der morphodynamischen Simulation mit der statischen Simulation die maximalen Differenzen in den niedrigen Wiederkehrintervallen. Die Differenzen nehmen mit Zunahme der Jährlichkeit kontinuierlich ab, bis das Ereignis mit der Eintrittswahrscheinlichkeit von $P_{\bar{U}} = 10^{-4}/a$ nahezu identisch ausfällt. Eine gegensätzliche Schlussfolgerung trifft auf den Vergleich der jährlich-variierten mit der statischen Berücksichtigung der Bathymetrien zu. Hier ist die geringste Diskrepanz zwischen den Verteilungsfunktionen in den kleineren Wiederkehrintervallen zu finden und nimmt mit größer werdenden Jährlichkeiten zu. Das wird ebenfalls in Abbildung 5 (oben links) verdeutlicht. Die Differenzen umfassen über alle Wiederkehrintervalle hinweg wenige Zentimeter bis hin zu zwei Dezimetern. Es kann zudem geschlussfolgert werden, dass die extremwertstatistisch abgeleiteten Wasserstände der Simulation unter Berücksichtigung der statischen Bathymetrie, die der jährlich-variierten und morphodynamischen Bathymetrie überschätzen. Eine mögliche Erklärung liegt in den veränderten Flachwasser- und Reibungseffekten in der Referenzsimulation aufgrund der im Vergleich zur Referenzbathymetrie von 1979 deutlich weniger aufgewachsenen Wattflächen.

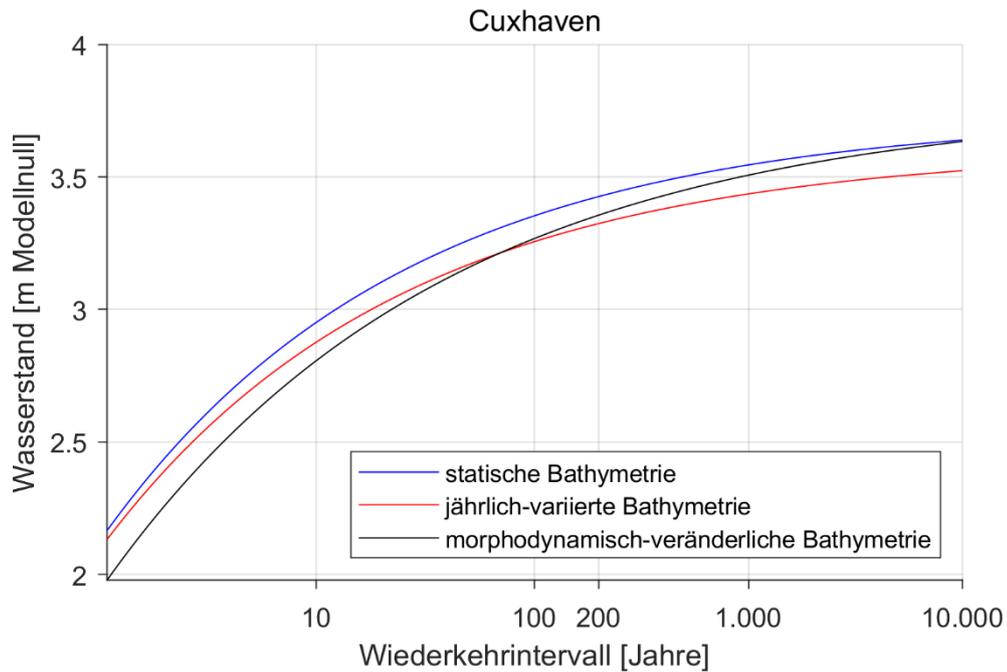


Abbildung 4: Ergebnisse der extremwertstatistischen Auswertung am Beispiel des Pegels Cuxhaven für den Wasserstands-Hindcast im Zeitraum von 1979 bis 2018.

Abbildung 5 zeigt die Differenzen der Verteilungsfunktionen an den sechs betrachteten Pegelstandorten im nordfriesischen Wattenmeer für die unterschiedlichen bathymetrischen Randbedingungen. Es fällt auf, dass die anhand Abbildung 4 genannten Schlussfolgerung nicht analog für die anderen Pegelstandorte zutreffend sind. Es zeigt sich erwartungsgemäß ein heterogenes Bild. Jedoch ist die Spanne der Wasserstandsdifferenzen über die unterschiedlichen Jährlichkeiten mit wenigen Zentimetern bis hin zu zwei bis drei Dezimetern identisch. Die Ausnahme bildet hier der Pegelstandort List, an dem die maximale Differenz von etwa 0,8 m in den höheren Wiederkehrintervallen aus dem Vergleich des morphodynamischen mit dem statischen Modelllauf resultiert. Hieraus lässt sich auf eine erhöhte morphodynamische Entwicklung im Bereich des Pegelstandortes schließen. Weitere Analysen dazu werden in Abschnitt 5.3.2 im Rahmen der flächigen Auswertungen vorgenommen. Auch die Vorzeichen der Differenzen zur Beurteilung der Veränderungen in den Extremwasserständen variieren zwischen den Pegelstandorten und lassen daher keine allgemeingültige Aussage zu.

Zusammenfassend ist es nicht möglich zu beurteilen, woher genau die Diskrepanzen resultieren, da die Anfangsbedingungen im Modell und die Lage im nordfriesischen Wattenmeer (Flachwasserbereiche) einen großen Einfluss auf die Simulationsergebnisse haben. Es kann jedoch festgehalten werden, dass die Unterschiede zwischen der statischen und der jährlich-variierten Simulation mit wenigen Zentimetern so gering ausfallen, dass hierdurch kein Mehrwert, auch nicht in Hinblick auf die zu berücksichtigenden Modellunsicherheiten, resultiert. Anders verhält es sich bei der pegelübergreifenden Betrachtung des Einflusses der Morphodynamik und der daraus resultierenden Veränderung der Extremwasserstände. Die Größenordnung von mehreren Dezimetern lässt die Aussage zu, dass eine Vernachlässigung der morphodynamischen Komponente zu einer Verfälschung von entsprechenden Analysen führen kann. In diesem Kapitel wird somit der signifikante Einfluss der Morphodynamik auf die hydrodynamisch-numerische Simulation verdeutlicht. Für die Analysen im folgenden Abschnitt 5.3 dient entsprechend der morphodynamische

Simulationslauf als Referenzsimulation und es werden die MSL-Szenarienläufe vergleichend gegenübergestellt.

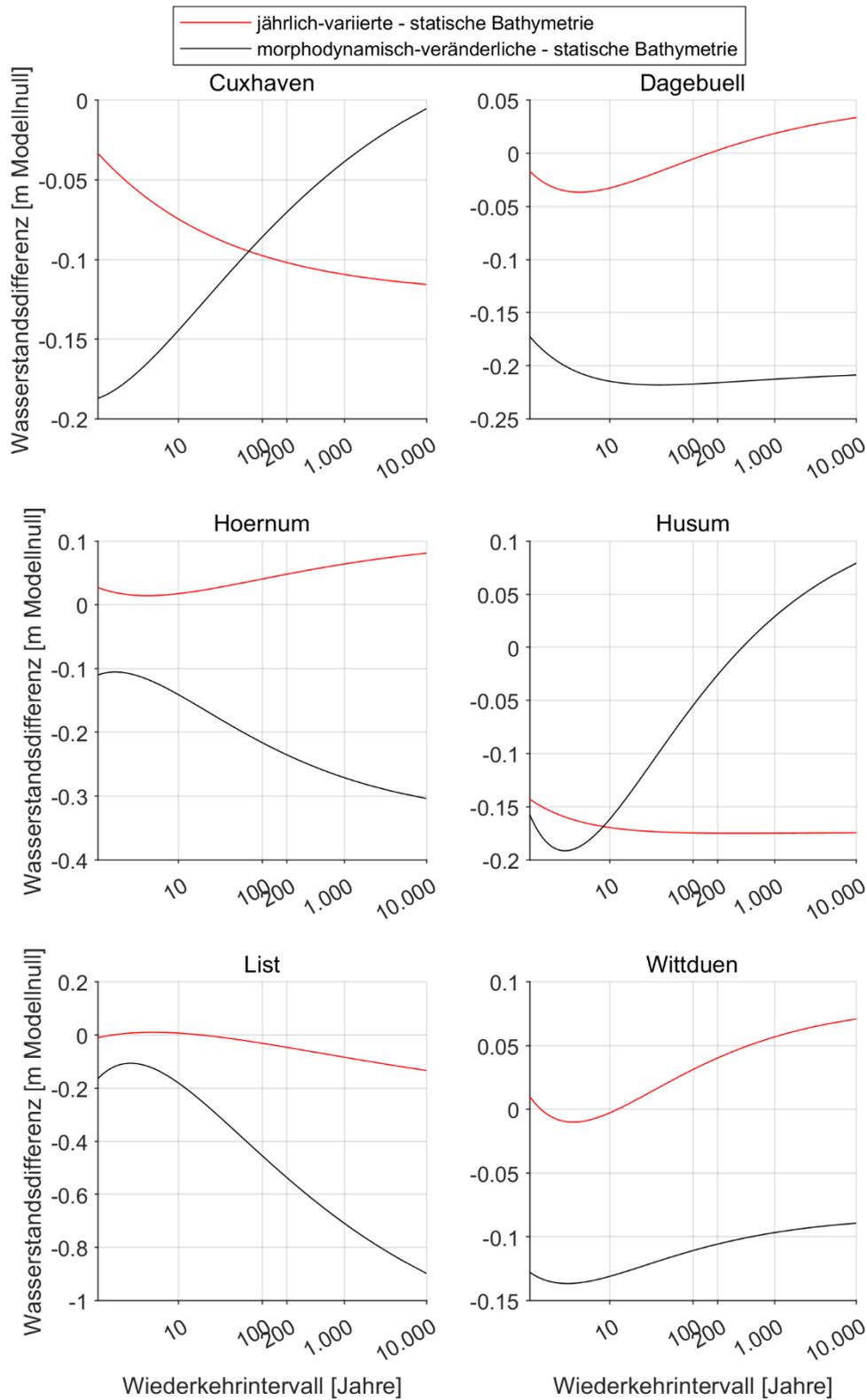


Abbildung 5: Ergebnisse des Vergleichs der extremwertstatistischen Auswertungen an den sechs betrachteten Pegelstandorten.

5.3 Extremwertstatistische Auswertung der Szenarienläufe zur Berücksichtigung des Meeresspiegelanstiegs

Ziel dieses Kapitel ist es, den Einfluss des Meeresspiegelanstiegs über die acht erläuterten Szenarienläufe zu analysieren. Es besteht weiterhin die Annahme, dass alle Modellläufe unabhängige Realisationen abbilden. Entsprechend wird jede Zeitreihe individuell anhand der in Kapitel 5.1.2 beschriebenen Methodik ausgewertet. Den extremwertstatistischen Auswertungen liegt also die Annahme zugrunde, dass analysiert werden kann, wie sich Bemessungs- respektive Extremwasserstände verändern, wenn im Zeitraum zwischen 1979 und 2018 unterschiedliche und die Beobachtungen überschreitende MSL-Szenarien beobachtet worden wären. Auf diese Weise können Rückschlüsse auf die zukünftige Entwicklung gezogen werden. Die wesentliche Neuerung und damit der Unterschied zu bisherigen Analysen stellt die Berücksichtigung der Morphodynamik dar. Deren Einfluss soll an dieser Stelle anhand der Simulationsläufe quantifiziert werden.

Im Gegensatz zu den Ausführungen in Kapitel 5.2 werden, neben den pegelscharfen Auswertungen an den sechs Pegelstandorten im nordfriesischen Wattenmeer, auch die flächigen Modellergebnisse ausgewertet. Hierüber kann der heterogenen und standortabhängigen Veränderung von Extremwasserständen Rechnung getragen werden. Außerdem können Korrelationsbetrachtungen zwischen der Veränderung von Extremwasserständen und der morphodynamischen Entwicklung durchgeführt werden, was in Bezug auf physikalisch kausale Ergebnisbewertungen einen erheblichen Mehrwert darstellt.

Um eine Vergleichbarkeit der MSL-Szenarien gewährleisten zu können, werden alle Simulationsläufe (Thw-Werte) vor den extremwertstatistischen Analysen um den an den Randbedingungen eingesteuerten linearen MSL-Trend reduziert. Die in den Kapiteln 5.3.1 und 5.3.2 vorgestellten Ergebnisse stellen dementsprechend die Veränderung infolge eines veränderten Basiswasserstandes durch den MSL-Anstieg dar. Um an dieser Stelle Fehlinterpretationen zu vermeiden, sind in Tabelle 1 die im Folgenden verwendeten Bezeichnungen der Meeresspiegelanstiegsszenarien zusammengefasst. An dieser Stelle ist wichtig zu erwähnen, dass beispielsweise im Szenario MSL_{80} der absolute Anstieg des Basiswasserstandes von 80 cm zum Ende des Jahrhunderts von 1979 bis 2079 berücksichtigt wird. In den Modellbetrachtungen von 1979 bis 2018 wird analog lediglich ein absoluter Anstieg von $80 \text{ cm}/100\text{a} \equiv 32 \text{ cm}/40\text{a}$ erreicht. Entsprechend werden die (prozentualen) Veränderungen bezogen auf die zweite Zeile in Tabelle 1 (betrachtete Periode 1979–2018) angegeben.

Tabelle 1: Bezeichnung der Meeresspiegelanstiegsszenarien.

Absoluter Anstieg [cm]	Bezeichnung des Meeresspiegelanstiegsszenarios						
	MSL_{20}	MSL_{40}	MSL_{60}	MSL_{80}	MSL_{100}	MSL_{125}	MSL_{150}
Jahrhundert 1979-2079	20	40	60	80	100	125	150
betrachtete Periode 1979-2018	8	16	24	32	40	50	60

5.3.1 Pegelstandorte

Im oberen Teil der Abbildung 6 sind analog zu Abschnitt 5.2 die Differenzen der Thw-Werte für den Zeitraum zwischen 1979 und 2018 für die Szenarienkäufe zur Berücksichtigung des Meeresspiegelanstiegs dargestellt. Anhand von Abbildung 6 ist deutlich zu erkennen, dass die Variabilität der Thw-Werte über die Zeit, unabhängig von dem zugrundeliegenden MSL-Szenario deutlich zunimmt. Wie bereits im vorigen Absatz festgestellt, hat die Berücksichtigung der morphodynamischen Komponente einen signifikanten Einfluss auf die Simulationsergebnisse. Werden die unterschiedlichen MSL-Szenarien direkt miteinander verglichen, so fällt auch hier eine Zunahme der Variabilität mit steigendem MSL-Szenario auf. Diese Zunahme nimmt über die Zeit zu, da der MSL-Anstieg als linear an den Randbedingungen des Modells berücksichtigt wird. Je größer das MSL-Szenario, desto stärker nimmt die Variabilität zu.

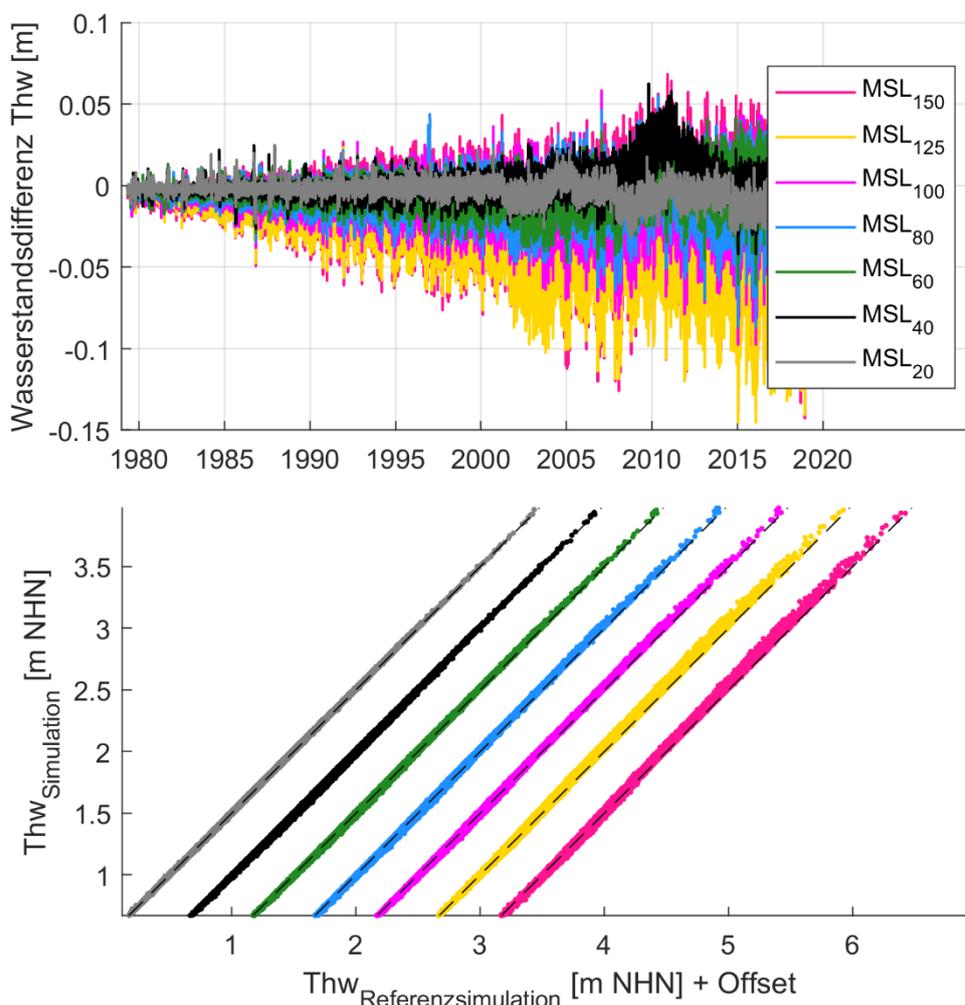


Abbildung 6: Differenzen der MSL-Szenarienkäufe zur Referenzsimulation (morphodynamischer Lauf) am Beispiel des Pegelstandortes Cuxhaven. Oben: Differenzen des Wasserstands-Hindcast für den Zeitraum von 1979 bis 2018 zwischen den unterschiedlichen MSL-Szenarienkäufen aller Thw-Werte; unten: Gegenüberstellung aller Thw-Werte.

Der untere Teil von Abbildung 6 zeigt die direkte Gegenüberstellung der Thw-Werte. Es zeigt sich, dass mit Zunahme des MSL-Anstiegs, auch die höheren Perzentile der Thw höher auflaufen. Durch die Erhöhung des Basiswasserstandes ist diese Entwicklung zu erwarten

und bestätigt die Modellergebnisse für die vorliegenden Untersuchungen. Auch hier ist die Erhöhung der Thw höher, je höher der MSL in den Randbedingungen berücksichtigt wird.

Die wesentlichen Ergebnisse der extremwertstatistischen Vergleiche für MSL-Szenarien an den Pegelstandorten sind exemplarisch für den Pegelstandort Cuxhaven in Abbildung 7 und als Übersicht aller sechs Pegel in Abbildung 8 dargestellt.

Der Einfluss der MSL-Szenarien auf die Verteilungsfunktionen am Pegelstandort Cuxhaven bewegt sich im Bereich weniger Zentimeter und resultiert im Wesentlichen aus einem veränderlichen Krümmungsparameter (vgl. Abbildung 7). Insgesamt betrachtet weisen die einzelnen Verteilungsfunktionen plausible Verläufe auf. Bis etwa zum 100-jährlichen Ereignis zeigen sich keine signifikanten Veränderungen der den Wiederkehrintervallen entsprechenden Wasserstände. Erst ab dem 200-jährlichen Ereignis zeigen sich wesentliche Unterschiede in den Extremwasserständen, die eine Spanne von +4 cm (Zunahme der Extremwasserstände) bis -6 cm (Abnahme der Extremwasserstände) aufweisen (vgl. Abbildung 8, oben links). Spezifisch für den Pegel Cuxhaven kann geschlussfolgert werden, dass in den ersten sechs MSL-Szenarien (20, 40, 60, 80, 100, 125 cm/100a) tendenziell eine Reduzierung respektive eine Stagnation relativ zum MSL-Anstieg festzustellen ist. Erst ab dem höchsten MSL-Szenario (150 cm/100a) ist eine Erhöhung der Extremwasserstände relativ zum MSL festzustellen (entspricht etwa 7 % des MSL-Anstiegs im Simulationszeitraum von 1979 bis 2018 für das Ereignis mit einer Eintrittswahrscheinlichkeit von $P_{\bar{U}} = 10^{-4}/a$: 150 cm/100a \equiv 60 cm/40a).

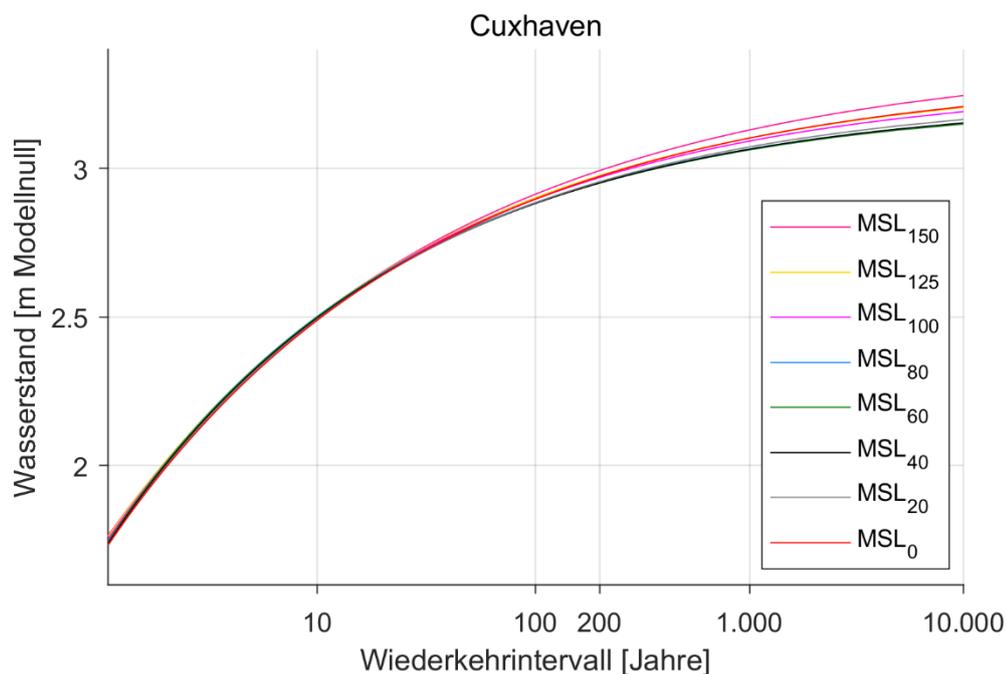


Abbildung 7: GPD-Verteilungsfunktionen am Pegelstandort Cuxhaven für die MSL-Szenarien.

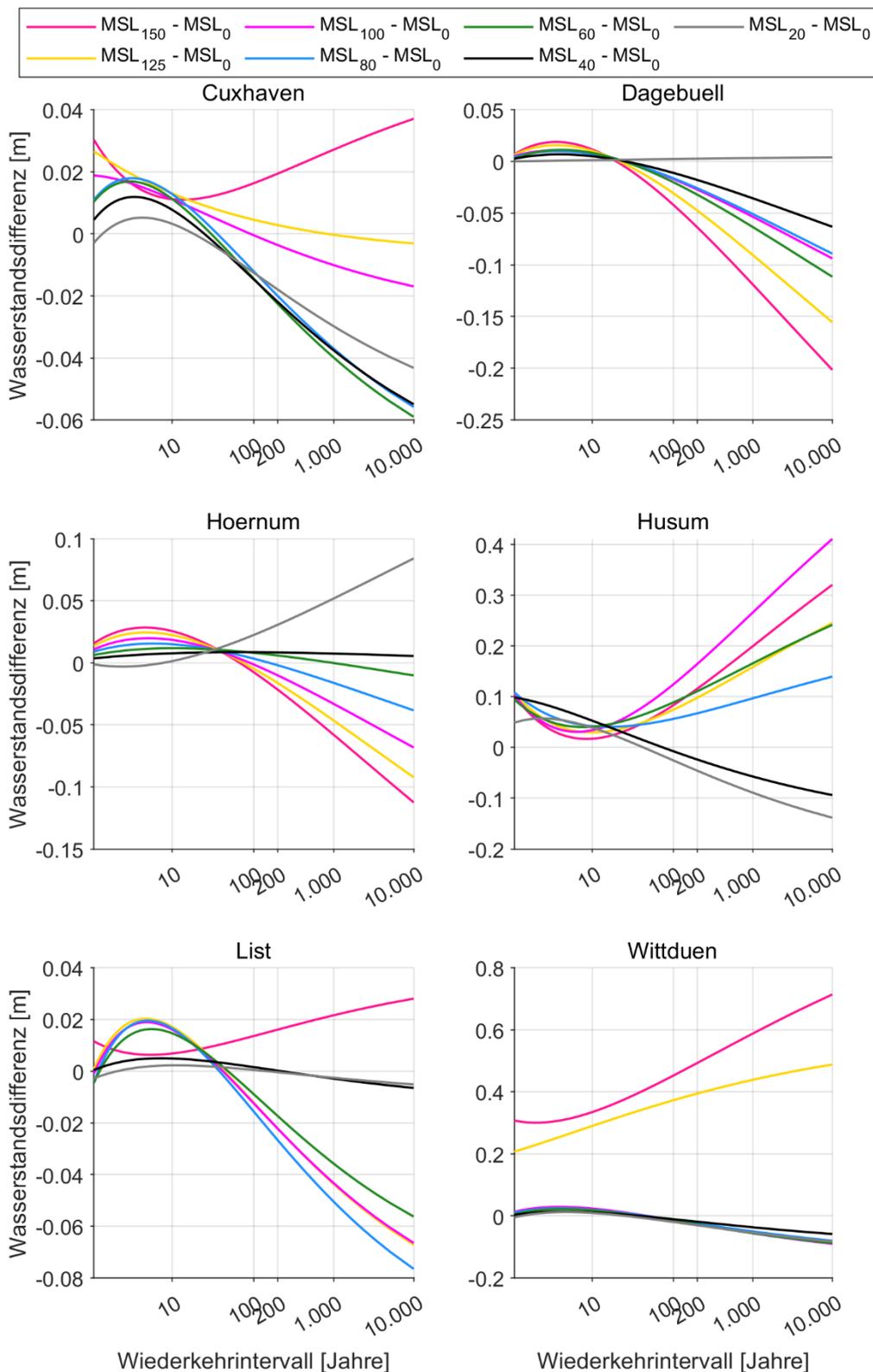


Abbildung 8: Differenzen der EVA-Verteilungsfunktionen an den sechs Pegelstandorten für die MSL-Szenarien.

Anhand von Abbildung 8 kann allerdings gezeigt werden, dass auch hier die Schlussfolgerung, wie exemplarisch für den Pegel Cuxhaven vorgenommen, stark hinsichtlich der Lage

des Pegels variieren. Einzig am Pegel List kann ein vergleichbares Verhalten der Extremwasserstände festgestellt werden. Am Pegel Dagebüll und Hörnum (Abbildung 8, oben rechts und Mitte links) nehmen die Wasserstände in den höheren Wiederkehrintervallen (> 200 Jahre) mit steigendem MSL-Szenario sukzessive relativ zum MSL ab. Hier scheint eine Kompensation durch nichtlineare Wechselwirkungen zwischen der Morphodynamik und dem steigenden Meeresspiegel stattzufinden (zwischen 11 und 33 % in Dagebüll bzw. Hörnum bezogen auf das höchste MSL-Szenario). Gegensätzlich verhalten sich beispielsweise die Extremwasserstände am Pegel Husum. Mit steigendem MSL-Szenario nehmen die Wasserstände der Wiederkehrintervalle > 200 Jahre relativ zum MSL zu. Im Gegensatz zum Pegel Cuxhaven zeigt sich die Tendenz bereits ab dem dritten MSL-Szenario und liegt in einer Größenordnung von etwa 50 % bezogen auf das höchste MSL-Szenario. Die stärkste relative Erhöhung des Ereignisses mit einer Eintrittswahrscheinlichkeit von $P_{\bar{v}} = 10^{-4}/a$ kann am Pegel Husum für das MSL-Szenario von 100 cm/100a festgestellt werden (ca. 100 %). Für den Pegel Wittdün ist festzustellen, dass aufgrund dessen Lage im Modellgebiet keine signifikanten Unterschiede in den Verteilungsfunktionen der ersten fünf MSL-Szenarien ableitbar sind. Ausschließlich die beiden höchsten MSL-Szenarioläufe weisen Erhöhungen der Extremwasserstände von bis zu 50 respektive 70 cm relativ zum MSL auf (entspricht in beiden Fällen einer Verdopplung des MSL-Anstiegs).

Zusammenfassend kann geschlussfolgert werden, dass die erzielten Erkenntnisse durch den Vergleich der extremwertstatistischen Auswertungen auf Basis unterschiedlicher MSL-Szenarien ähnlich heterogene Ergebnisse bezogen auf die sechs Pegelstandorte liefern, wie bereits in Abschnitt 5.2 festgestellt. Wie zu erwarten, lässt die Komplexität der ablaufenden hydrodynamischen und morphodynamischen Prozesse im nordfriesischen Wattenmeer keine allgemeingültigen Aussagen hinsichtlich der Auswirkungen von unterschiedlichen MSL-Szenarien zu. Für weitere Ausführungen zu möglichen Gründen wird an dieser Stelle auf Kapitel 6 verwiesen.

5.3.2 Flächige Auswertung

Um die stark eingeschränkte und räumlich limitierte Aussage von pegelscharfen Analysen zu umgehen, soll in diesem Kapitel auf einen der enormen Vorteile von hydrodynamisch-numerischen Modellen, nämlich die Möglichkeit von flächigen Analysen, zurückgegriffen werden. Dafür ist der bathymetrische Ausgangszustand der morphodynamischen Simulationen in Abbildung 9 dargestellt. Hierüber sollen zum einen die flachen Bereiche im Modellgebiet des nordfriesischen Wattenmeers hervorgehoben und zum anderen eine Referenz für die Beurteilung und Zuordnung der extremwertstatistischen Auswertungen hinsichtlich der Abhängigkeit zu den bathymetrischen Verhältnissen geschaffen werden.

Dieses Kapitel zielt dementsprechend darauf ab, den Einfluss des Meeresspiegelanstiegs über die acht erläuterten Szenarioläufe und dessen Einfluss im Modellgebiet des nordfriesischen Wattenmeers zu analysieren. Es besteht auch hier die Annahme, dass alle Modellläufe unabhängige Realisationen abbilden, weshalb jede Zeitreihe individuell anhand der in Kapitel 5.1.2 beschriebenen Methodik ausgewertet wird.

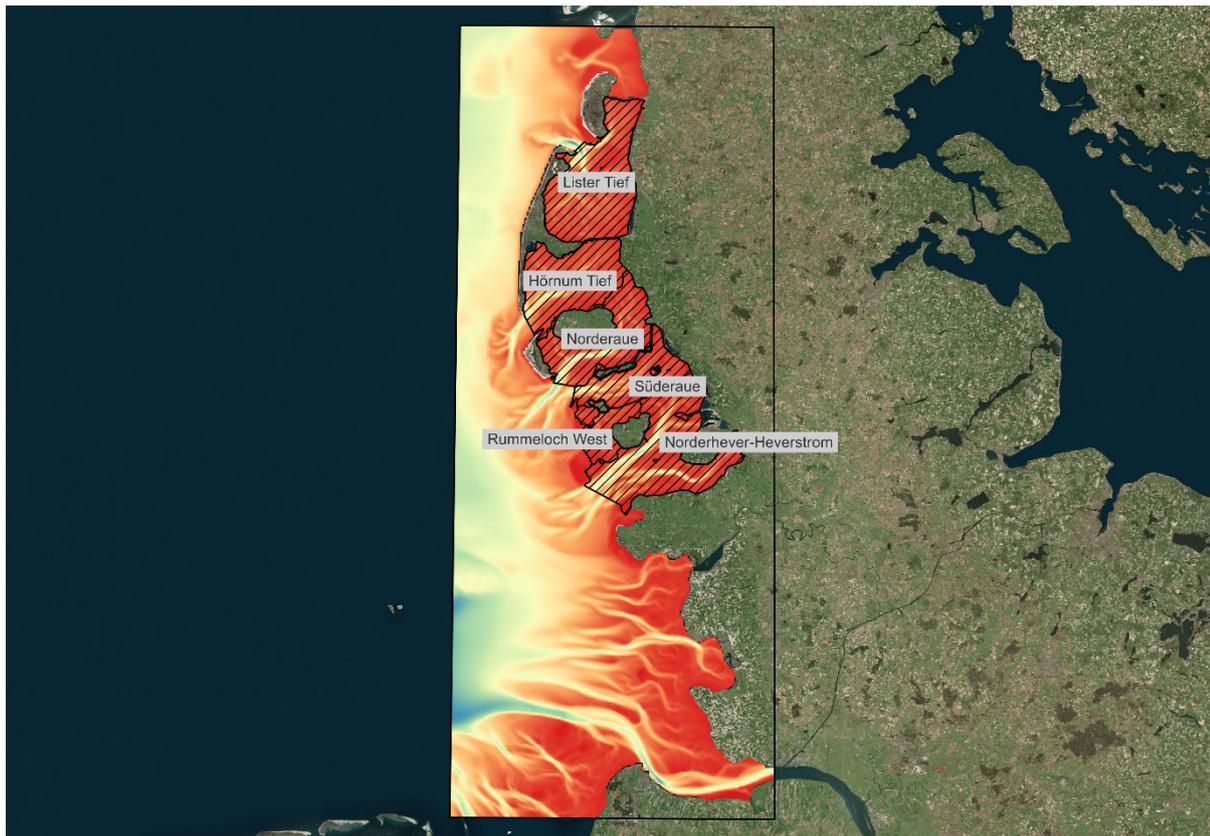


Abbildung 9: Bathymetrischer Ausgangszustand für den morphodynamischen Lauf (Hintergrund) und Tidebecken im nordfriesischen Wattenmeer nach Benninghoff und Winter (2019) (Polygone).

Im Rahmen der pegelscharfen Auswertungen in Abschnitt 5.3.1 ist deutlich geworden, dass sich maßgebliche Veränderungen in den Extremwasserständen infolge eines Meeresspiegelanstiegs erst in den höheren Wiederkehrintervallen widerspiegeln. Aufgrund der Vielzahl an Datenreihen muss bei den flächigen Auswertungen auf den direkten Vergleich der theoretischen Verteilungsfunktionen verzichtet werden. Daher werden bei den flächigen Auswertungen die Veränderungen der HW_{200} -Wasserstände (s. Abbildung 10) und als maximales Beispiel die $HW_{10.000}$ -Wasserstände (s. Abbildung 11) analysiert und dargestellt. Die Wahl der Darstellung der HW_{200} -Wasserstände erfolgte u. a. deshalb, weil dieser den Bemessungswasserstand in Schleswig-Holstein repräsentiert (z. B. MELUND 2022).

In der Abbildung 10 und Abbildung 11 sind jeweils oben links die HW_{200} - bzw. die $HW_{10.000}$ -Wasserstände für die Referenzsimulation (morphodynamischer Modelllauf ohne Berücksichtigung eines MSL-Anstiegs) dargestellt. Die Wasserstände beziehen sich erneut auf ein „Modellnull“ und sind daher nicht unmittelbar auf Normalhöhennull (NHN) oder den Pegelnullpunkt (PNP) zu übertragen. Im Rahmen der angestrebten Fragestellung wird im Wesentlichen angestrebt, die Modellläufe in einem Vergleich gegenüberzustellen. Zur direkten Vergleichbarkeit werden die Differenzen zwischen den MSL-Szenarien und der Referenzsimulation in den sieben Subplots abgebildet. Die Farbgebung ist so gewählt, dass Bereiche ohne Veränderung der jeweiligen Extremwasserstände in Weiß dargestellt sind. Reduzieren sich die Extremwasserstände gegenüber der Referenzsimulation, sind diese in Blau und bei einer Erhöhung der Extremwasserstände gegenüber der Referenzsimulation sind diese in Rot hervorgehoben. Alle Differenzen sind bereits um das jeweilige MSL-Szenario reduziert; d. h., die dargestellten Veränderungen der Extremwasserstände sind als relativ

zum MSL zu betrachten und resultieren aus der nichtlinearen Interaktion von Wasserstand, Meeresspiegelanstieg und Morphologie im nordfriesischen Wattenmeer.

Die beiden Darstellungen in Abbildung 10 und Abbildung 11 haben gemeinsam, dass sich (geringe) Erhöhungen der Extremwasserstände sowohl für die HW_{200} -Wasserstände (bis zu 5 cm) als auch für die $HW_{10.000}$ -Wasserstände (bis zu 10 cm) relativ zum MSL-Anstieg im Vorfeld des nordfriesischen Wattenmeeres einstellen. Im tieferen Wattvorfeld laufen die Thw mit Zunahme des MSL höher auf, was durch die Ergebnisse der extremwertstatistischen Auswertung bestätigt wird. Die Erhöhung der Extremwasserstände ist zudem umso höher, je höher der MSL in den Randbedingungen berücksichtigt wird. Allerdings liegt auch der Fokus des numerischen Modells auf dem nordfriesischen Wattenmeer, weshalb die Ergebnisse hier detaillierter erläutert werden. Als Referenz zur flächigen Zuordnung wird auf die dargestellten Tidebecken in Abbildung 9 verwiesen.

Aus Abbildung 10 geht generell hervor, dass sich die Veränderungen der HW_{200} -Wasserstände in einer mittleren Spanne von ca. ± 5 cm bewegen, was in Relation zu den MSL-Szenarien prozentualen Veränderungen von $\pm 63\%$, $\pm 31\%$, $\pm 21\%$, $\pm 16\%$, $\pm 13\%$, $\pm 10\%$ sowie $\pm 8\%$ (MSL-Szenarien (20, 40, 60, 80, 100, 125, 150 cm/100a)) entspricht (vgl. Tabelle 5-1). Für die beiden MSL-Szenarien 20 und 40 cm/100a zeigen sich in den meisten Bereichen des nordfriesischen Wattenmeers nur geringe Veränderungen der HW_{200} -Wasserstände, die sich durch leichte Erhöhungen relativ zum Meeresspiegelanstieg ausdrücken. Auffällig ist beispielsweise das Tidebecken im Bereich von Heverstrom und Norderhever. Hier zeigt sich für alle MSL-Szenarien eine Reduzierung der HW_{200} -Wasserstände. Nach Benninghoff und Winter (2019) weisen die meisten Tidebecken im nordfriesischen Wattenmeer ein Anwachsen der intertidalen Bereiche und eine Vertiefung der subtidalen Bereiche, genauer der Tideströme auf. Es wird geschlussfolgert, dass sich die intertidalen Bereiche ausdehnen, während die Tideströme schmaler und tiefer werden, was zu einer Reduzierung des subtidalen Volumens führt (vgl. Hagen et al. 2022).

Ein nahezu identisches Verhalten wie für das Tidebecken im Bereich von Heverstrom und Norderhever zeigt der Bereich um die Halligen nördlich von Pellworm (Tidebecken: Rummelloch West (zwischen der Hallig Hooge und Pellworm), Süderau und Norderaue). Auch hier reduzieren sich die Extremwasserstände infolge der MSL-Szenarien und es findet eine Kompensation statt. Die beschriebenen Auswirkungen auf die HW_{200} -Wasserstände sind umso stärker ausgeprägt, je höher das zugehörige MSL-Szenario.

An das Tidebecken der Norderaue schließt nördlich das Tidebecken des Hörnumertiefs an. Das letzte betrachtete Tidebecken stellt nördlich vom Hörnumertief das Lister Tief dar. Für die beiden Tidebecken im Rückbereich der Insel Sylt lässt sich keine allgemeingültige Aussage wie für die vorangegangenen Tidebecken ableiten. Es fällt auf, dass die HW_{200} -Wasserstände relativ zu den MSL-Szenarien tendenziell zunehmen, sich also konträr zu den bisher betrachteten Tidebecken verhalten. Zudem bildet sich im Hörnumertief mit zunehmendem MSL-Szenario im östlichen Bereich des Tidebeckens ein Bereich aus, in dem die HW_{200} -Wasserstände relativ zum MSL abnehmen. Die gleiche Schlussfolgerung lässt sich für das Lister Tief treffen. Hier finden eine Umkehr, nämlich eine Reduzierung der HW_{200} -Wasserstände relativ zum MSL im südwestlichen Bereich des Tidebeckens statt und beginnt etwa ab dem MSL-Szenario von 40 bzw. 60 cm/100a. Für weitere Analysen zur modelltechnischen Auswertung der Morphodynamik wird auf Arns et al. (2023) verwiesen.

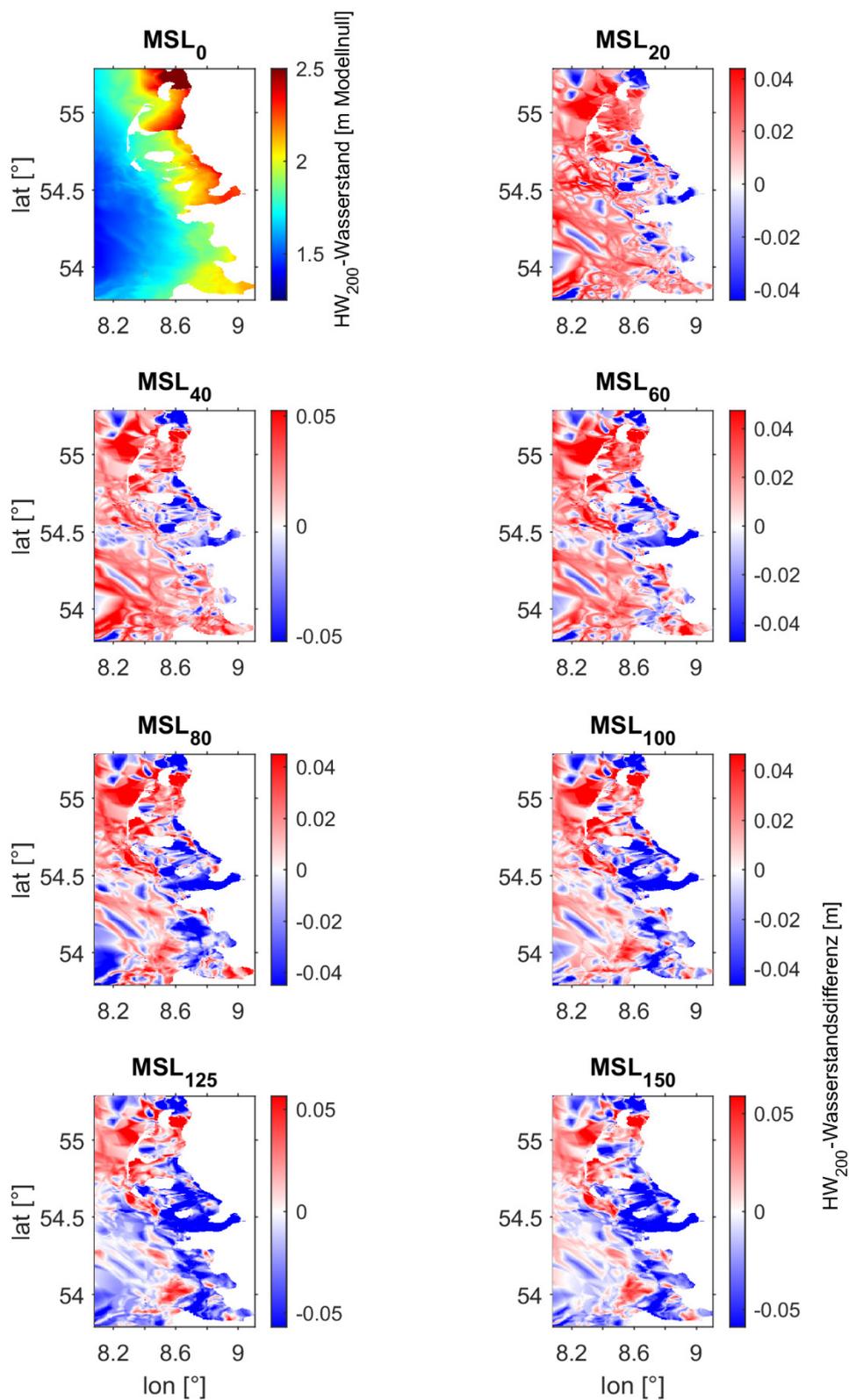


Abbildung 10: HW₂₀₀-Wasserstandsdifferenzen über das gesamte Modellgebiet für die MSL-Szenarien.

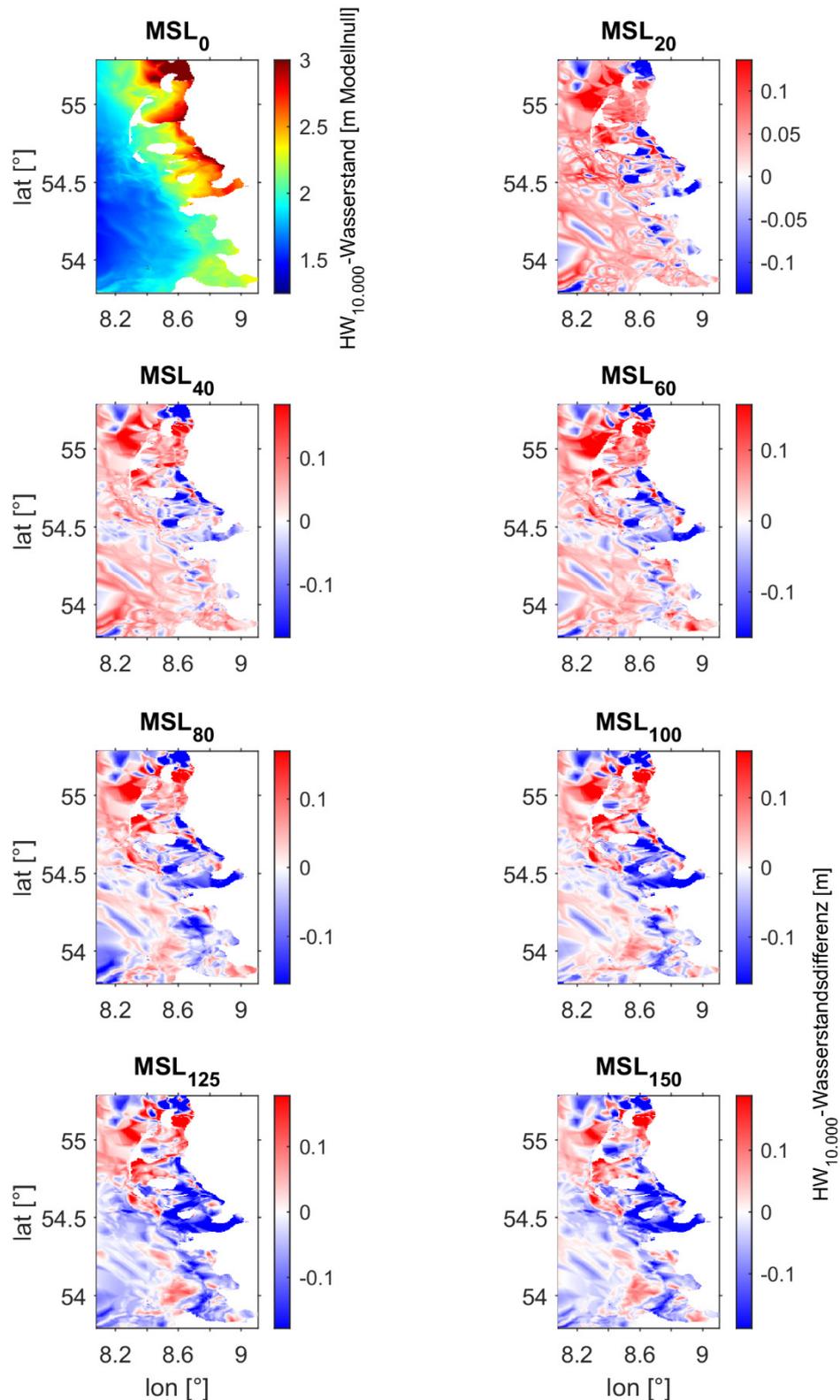


Abbildung 11: $HW_{10.000}$ -Wasserstandsdifferenzen über das gesamte Modellgebiet für die MSL-Szenarien.

Anhand von Abbildung 11 lassen sich prinzipiell identische Erkenntnisse für die $HW_{10.000}$ -Wasserstände ableiten, wie für die HW_{200} -Wasserstände detailliert beschrieben. Der wesentliche Unterschied ist die festzustellende Bandbreite der Wasserstandsveränderungen

relativ zum MSL. Für das gesamte Modellgebiet kann hierzu festgestellt werden, dass sich die Veränderungen der $HW_{10.000}$ -Wasserstände in einer mittleren Bandbreite von etwa ± 15 cm bewegen, was in Relation zu den MSL-Szenarien prozentualen Veränderungen von $\pm 188\%$, $\pm 94\%$, $\pm 63\%$, $\pm 47\%$, $\pm 38\%$, $\pm 30\%$ sowie $\pm 25\%$ (MSL-Szenarien (20, 40, 60, 80, 100, 125 cm/100a)) entspricht. Die Bereiche bzw. Tidebecken, in denen eine Reduzierung oder Erhöhung der $HW_{10.000}$ -Wasserstände relativ zum MSL festzustellen ist, sind identisch zu den HW_{200} -Wasserständen.

6 Diskussion und Fazit

Statische Bathymetrien stellen bei der hydrodynamisch-numerischen Modellierung den Stand der Technik dar (z. B. Arns et al. 2017, Wachler et al. 2020). In morphodynamisch hochsensitiven Systemen wie der Deutschen Bucht respektive dem nordfriesischen Wattenmeer wird mit der Morphodynamik eine wesentliche physikalische Komponente vernachlässigt, was bisher auf eine fehlende Datengrundlage (Sedimentdargebot, -quellen etc.) und limitierte Rechenkapazitäten zurückzuführen ist. Abhilfe können hier interpolierte Datensätze auf jährlicher Basis schaffen (z. B. Heyer und Schrottko 2013, Milbrandt et al. 2015, Hagen et al. 2022). Allerdings wird auch hier der Morphodynamik aufgrund der zeitlichen Auflösung und der räumlich inhomogen verteilten Bathymetriedaten nur unzureichend Rechnung getragen (z. B. Einfluss saisonaler Veränderungen oder einzelner Sturmflutereignisse). Die Leistungsfähigkeit aktueller Computer sowie der Zugriff auf sogenannte Rechencluster erlauben mittlerweile, morphodynamische Prozesse in die hydrodynamisch-numerische Modellierung einzubeziehen und damit ein wesentliches Defizit zu beheben.

Die Ausgangssituation und die Entwicklung der vorliegenden Forschungsidee basiert auf der Veröffentlichung von Arns et al. (2017), in der hydrodynamische Veränderungen im Bereich des nordfriesischen Wattenmeers infolge unterschiedlicher Meeresspiegelentwicklungen aufgezeigt wurden. Aus o. g. Limitationen wurde die morphodynamische Komponente in den zugrundeliegenden Simulationen vernachlässigt. In diesem Artikel kann durch den Vergleich unterschiedlicher Modellkonfigurationen gezeigt werden, dass die hydro-morphodynamische Wechselwirkung einen signifikanten Einfluss auf die Simulation von Wasserständen hat und somit auch der Einfluss von MSL-Szenarien auf die resultierenden Extremwasserstände skizziert werden. Die Modellkette sollte jedoch zukünftig auf Basis robusterer Daten der Bathymetrie ausgeweitet werden. Anhand von Hagen et al. (2022) kann der aktuelle Stand von hochauflösenden und konsistenten Bathymetriedaten und deren Potential zur Beschreibung des komplexen Wattenmeers der deutschen Nordsee verdeutlicht werden. Diese Datengrundlage deckt allerdings nur den Zeitraum zwischen 1996 und 2016 ab, was für die hier gesetzte Zielstellung nicht ausreichend gewesen wäre. Es sollte allerdings geprüft werden, ob die hier erzielten Ergebnisse bestätigt werden können.

Die zugrundeliegenden Modellergebnisse respektive Modelle aus Arns et al. (2017) und Arns et al. (2023) sind nicht unmittelbar miteinander vergleichbar. An dieser Stelle sollen und können nicht alle Unterschiede der Modellketten diskutiert werden (Modellgebiet, Randbedingungen, Meteorologie, Bathymetrie etc.), vielmehr soll der Fokus auf die Berücksichtigung der MSL-Szenarien gelegt werden. Während in Arns et al. (2017) aufgrund

der Verwendung statischer Bathymetrien die Veränderung des Meeresspiegels als konstanter Offset erfolgen konnte, muss der Meeresspiegel für die vorliegenden Modellkonfigurationen linear an den Randbedingungen eingesteuert werden.

Die Begründung liegt in der Robustheit und Stabilität der Simulationen, die nur gewährleistet werden kann, wenn die Morphodynamik sich durch kontinuierliche Veränderungen ausbilden kann. Eine abrupte Änderung oder Erhöhung der Meeresspiegelverhältnisse (wie z. B. in Arns et al. (2017)) wäre im zugrundeliegenden Modellsystem entsprechend nicht zielführend gewesen. Das bedeutet hinsichtlich der Vergleichbarkeit der beiden Studien, dass durch die lineare Veränderung des MSL, nicht jeder Wasserstand in den Simulationen gleichermaßen beeinflusst wird wie z. B. in Arns et al. (2017). Zu Beginn des Betrachtungszeitraums von 1979 bis 2018 sind die Wasserstände, unabhängig vom MSL-Szenario, geringer beeinflusst als zum Ende. Demzufolge beträgt der Meeresspiegelanstieg zu Beginn der Simulationsläufe 0 cm und erreicht erst im hypothetischen Endjahr, d. h. $1979 + 100a = 2079$, den anvisierten Anstieg. Im tatsächlichen Betrachtungsjahr, d. h. 2018, beträgt der Meeresspiegelanstieg innerhalb des Modells dagegen lediglich $40a/100a = 40\%$ des Endwertes (vgl. Tabelle 1). Dies kann am Beispiel des hier maximalen MSL-Szenarios von 150 cm/100a verdeutlicht werden. Nach Ablauf des Simulationszeitraums von 1979 bis 2018 (entspricht 40 Jahren), hat sich der MSL absolut um 40 % von 150 cm = 60 cm erhöht. Das MSL-Szenario fällt entsprechend geringer aus als das höchste Szenario mit 174 cm in Arns et al. (2017). Um hier auf identische absolute MSL-Anstiege zu kommen, hätten folglich deutlich längere Simulationen über 100 Jahre durchgeführt werden müssen, wofür im Wesentlichen die bathymetrischen und meteorologischen Randbedingungen nicht zur Verfügung stehen. Außerdem stellt die Rechenkapazität nach wie vor eine Limitation dar. In zukünftigen Modellläufen sollten diese Überlegungen jedoch berücksichtigt werden.

Eine wesentliche Erweiterung gegenüber Arns et al. (2017) stellt hier die flächige Betrachtung des nordfriesischen Wattenmeers gegenüber der Küstenlinie dar. Dadurch lassen sich die komplexen und räumlich heterogen ablaufenden Prozesse analysieren. Hierüber lassen sich die Wattflächen differenzierter betrachten und Bereiche identifizieren, in welchen die Extremwasserstände auf Basis extremwertstatistischer Auswertungen relativ zum Anstieg des MSL abnehmen. Die hier vorliegenden pegelbasierten Analysen haben sich jedoch als nicht zielführend herausgestellt, während die Aussagekraft der flächigen Betrachtung deutlich ausgeprägter ist. Außerdem ist es in hydrodynamisch-numerischen Modellen nur unzureichend möglich, die exakte Lage eines Pegelstandortes abzubilden (z. B. Husum). Daher stützen sich die Hauptaussagen auf die flächigen Auswertungen. Die hinter dem Projekt stehende Vermutung, dass eine Kompensation durch morphodynamische Umlagerungsprozesse möglich ist, kann auf Basis der flächigen Analysen zumindest teilweise bestätigt werden, wenngleich diese sowohl zusätzliche Zu- als auch Abnahmen der Extremwasserstände zeigen. Die vorliegenden Untersuchungen erweitern die Ausführungen aus Arns et al. (2017) dahingehend, dass die modellierte Morphodynamik somit in einzelnen Bereichen das Potential hat, nichtlineare Wasserstandserhöhungen zu kompensieren. Unmittelbar bestätigen lassen sich hingegen die Erkenntnisse aus Arns et al. (2017), dass die nichtlinearen Effekte auf die Wasserstände mit zunehmendem MSL-Anstieg prozentual abnehmen.

Eine Einschränkung hinsichtlich der physikalischen Beschreibung der vorgestellten Erkenntnisse resultiert aus der gemeinsamen Berücksichtigung der Morphodynamik und der

MSL-Szenarien in der Modellkette. Die beiden Effekte und deren Einfluss auf die Wasserstandssimulationen sind entsprechend nicht separat zu analysieren, da diese wechselseitig interagieren. Somit können keine unmittelbaren Aussagen zum Einfluss von Reibungs- oder Flachwassereffekten auf die Extremwasserstände vorgenommen werden. Auch die Anwendung extremwertstatistischer Verfahren bringt Limitationen und Unsicherheiten mit sich, auch wenn durch eine transparente und erprobte Methodik der Anteil an subjektiven Einflüssen minimiert wurde. Allerdings ist beispielsweise die Beobachtungszeitspanne von 40 Jahren ungeeignet, um hierüber robust auf Wasserstände mit Wiederkehrintervallen $\gg 100$ Jahren zu schließen. Diese Unsicherheiten können an dieser Stelle aus o. g. Gründen nicht weiter reduziert werden.

Zusammenfassend kann geschlussfolgert werden, dass die morphodynamische Komponente robust in der hydrodynamisch-numerischen Modellierung des nordfriesischen Wattenmeers integriert werden konnte. Auch die darauf aufbauenden extremwertstatistischen Analysen zeigen zufriedenstellende und vor allem plausible Ergebnisse. Das primäre Ziel, potenziell zukünftige Veränderungen in Sturmflutwasserständen robuster abschätzen zu können, wurde insbesondere durch die flächigen Analysen erreicht. Mit dem Verbundprojekt „Modelluntersuchungen zum Einfluss eines MSL-Anstiegs auf die Bemessung von Küstenschutzbauwerken (M-Lab)“ wurde eine Grundlage geschaffen, um die Morphodynamik in hydrodynamisch-numerischen Modellen als Standardverfahren zu etablieren. Die aktuellen Defizite sind in der Rechenkapazität und in der Datengrundlage (insbesondere morphodynamische Randbedingungen) zu sehen. Nach wie vor stellen hydrodynamisch-numerische Modelle die beste verfügbare Möglichkeit dar, den Einfluss des Meeresspiegelanstiegs auf Küstengebiete abzuschätzen. Aus diesem Grund ist es elementar, diese Modelle stetig weiterzuentwickeln und um bekannte einflussnehmende physikalische Effekte zu ergänzen, wie es im vorliegenden Fall für das nordfriesische Wattenmeer und der Morphodynamik erfolgt ist. In einem nächsten Schritt sollten vergleichbare Modellanalysen um den Einfluss der Morphodynamik auf den Seegang ausgeweitet werden, um ein ganzheitliches Bild der zukünftigen Bemessung von Küstenschutzbauwerken zu generieren.

7 Danksagung

Das Verbundprojekt M-Lab wurde vom 01. Oktober 2019 bis zum 31. Dezember 2022 mit Mitteln des Bundesministeriums für Bildung und Forschung (BMBF) im Rahmen der Fördermaßnahme „MARE:N – Küstenforschung“ gefördert (KFKI-Förderkennzeichen: 03KIS131 und 03KIS132). Der Projektkoordinator, die Teilprojektleitenden und Mitarbeitenden bedanken sich für die intensive Betreuung durch den Projektträger Jülich und die fruchtbare Zusammenarbeit mit den Küstenschutzbehörden sowie der projektbegleitenden Gruppe.

8 Literaturverzeichnis

Arns, A.; Dangendorf, S.; Jensen, J.; Talke, S.; Bender, J.; Pattiaratchi, C. (2017): Sea-level rise induced amplification of coastal protection design heights, *Scientific Reports*, 7, 40171.

Arns, A.; Wahl, T.; Dangendorf, S.; Jensen, J. (2015): The impact of sea level rise on storm surge water levels in the northern part of the German Bight, *Coastal Engineering*, 96, 118–131.

Arns, A.; Wahl, T.; Wolff, C.; Vafeidis, A. T.; Haigh, I. D.; Woodworth, P.; Niehüser, S.; Jensen, J. (2020): Non-linear interaction modulates global extreme sea levels, coastal flood exposure, and impacts. In: *Nature Communications* 11 (1), 1918, <https://doi.org/10.1038/s41467-020-15752-5>.

Arns, A.; Niehüser, S.; Gräwe, U. (2023): Modelluntersuchungen zum Einfluss eines MSL-Anstiegs auf die Bemessung von Küstenschutzbauwerken (M-Lab); gemeinsamer Abschlussbericht für das Verbundprojekt mit Beiträgen aus beiden Teilvorhaben (KFKI-Förderkennzeichen: 03KIS131 und 03KIS132).

Arns, A.; Wahl, T.; Haigh, I. D.; Jensen, J.; Pattiaratchi, Ch. B. (2013): Estimating extreme water level probabilities: A comparison of the direct methods and recommendations for best practise. *Coastal Engineering* 81, 51–66, <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2013.07.003>.

Becherer, J.; Hofstede, J.; Gräwe, U.; Purkiani, K.; Schulz, E.; Burchard, H. (2017): The Wadden Sea in transition - consequences of sea level rise, *Ocean Dynamics*, in press, <https://doi.org/10.1007/s10236-017-1117-5>.

Benninghoff, M.; Winter, C. (2019): Recent morphologic evolution of the German Wadden Sea. In: *Scientific reports* 9 (1), 9293, <https://doi.org/10.1038/s41598-019-45683-1>.

Butler et al. (2007): Trend estimation in extremes of synthetic North Sea surges. *J. R. Stat. Soc. Ser. C Appl. Stat.*, 56, <https://doi.org/10.1111/j.1467-9876.2007.00583.x>.

Coles, S. (2001): *An Introduction to Statistical Modeling of Extreme Values*. Springer-Verlag: New-York.

Dangendorf, S.; Müller-Navarra, S.; Jensen, J.; Schenk, F.; Wahl, T.; Weisse, R. (2014): North Sea storminess from a novel storm surge record since AD 1843, *Journal of Climate*, 27, 3582–3595.

Friedrichs, C. T.; Aubrey, D. G. (1988): Non-linear tidal distortion in shallow well-mixed estuaries: a synthesis, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 27 (5), 521–545, [https://doi.org/10.1016/0272-7714\(88\)90082-0](https://doi.org/10.1016/0272-7714(88)90082-0).

Gaslikova, L.; Grabemann, I.; Groll, N. (2013): Changes in North Sea storm surge conditions for four transient future climate realizations. *Nat. Hazards*, 66, <https://doi.org/10.1007/s11069-012-0279-1>.

Hagen, R.; Winter, C.; Kösters, F. (2022): Changes in tidal asymmetry in the German Wadden Sea. *Ocean Dynamics* 72, 325–340, <https://doi.org/10.1007/s10236-022-01509-9>.

Haigh, I. D.; Nicholls, R. J.; Wells, N. (2010): A comparison of the main methods for estimating probabilities of extreme still water levels, *Coastal Engineering*, 57, 838–849.

Haigh, I. D.; Pickering, M. D.; Green, J. M.; Arbic, B. K.; Arns, A.; Dangendorf, S.; Hill, D.; Horsburgh, K.; Howard, T.; Idier, D.; Jay, D. A.; Jänicke, L.; Lee, S. B.; Müller, M.; Schindelegger, M.; Talke, S. A.; Wilmes, S. B.; Woodworth, P. L. (2019): The Tides They Are a Changin': A comprehensive review of past and future non astronomical changes in

tides, their driving mechanisms and future implications. In: *Rev. Geophys.* <https://doi.org/10.1029/2018RG000636>.

Heyer, H.; Schrottke, K. (2013): Aufbau von integrierten Modellsystemen zur Analyse der langfristigen Morphodynamik in der Deutschen Bucht: AufMod; gemeinsamer Abschlussbericht für das Gesamtprojekt mit Beiträgen aus allen 7 Teilprojekten. Unter Mitarbeit von TIB – Technische Informationsbibliothek Universitätsbibliothek Hannover und Technische Informationsbibliothek (TIB).

Hofstede, J. L. A.; Becherer, J.; Burchard, H. (2016): Are Wadden Sea tidal systems with a higher tidal range more resilient against sea level rise? *Journal of Coastal Conservation.* <https://doi.org/10.1007/s11852-016-0469-1>.

Hosking, J. R. M.; Wallis, J. R. (1987): Parameter and quantile estimation for the generalized Pareto distribution. *Technometrics* 29, 339–349.

Huthnance, J. M. (1991): Physical oceanography of the North Sea. In: *Ocean and Shoreline Management* 16 (3-4), 199–231. [https://doi.org/10.1016/0951-8312\(91\)90005-M](https://doi.org/10.1016/0951-8312(91)90005-M).

Jensen, J. (1984): Änderungen der mittleren Tidewasserstände an der Nordseeküste, Mitteilungen des Leichtweiß-Instituts der TU Braunschweig, Heft 88.

Jensen, J., Mudersbach, C. (2006): Untersuchungen zu extremen Sturmflutereignissen an der Deutschen Nordseeküste. In: Disse, M. (Hg.): Risikomanagement extremer hydrologischer Ereignisse. Beiträge zum Tag der Hydrologie 2006, 22./23. März 2006 an der Universität der Bundeswehr München, Bd. 1. Munich, Germany. Hefen: DWA, Dt. Vereinigung für Wasserwirtschaft, Abwasser und Abfall (Forum für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung, 15.06).

Klein, H.; Frohse, A. (2008): Oceanographic Processes in the German Bight. In: *Die Küste*, 74, 60–76.

Kossinna, E. (1921): Die Tiefen des Weltmeeres. Geographisch-naturwissenschaftliche Reihe. In: *Veröffentlichungen des Instituts für Meereskunde*, 9, 1–70.

Krause, P.; Boyle, D. P.; Bäse, F. (2005): Comparison of different efficiency criteria for hydrological model assessment. In: *Adv. Geosci.* 5, 89–97, <https://doi.org/10.5194/adgeo-5-89-2005>.

Lee, A. J. (1980): Chapter 14 North Sea: Physical Oceanography. In: *The North-West European Shelf Seas: The Sea Bed and the Sea in Motion II. Physical and Chemical Oceanography, and Physical Resources*, Bd. 24: Elsevier (Elsevier Oceanography Series), 467–493.

Menendez, M.; Woodworth, P. L. (2010): Changes in extreme high water levels based on a quasi-global tide-gauge dataset, *Journal of Geophysical Research*, 115, C10011.

Milbradt, P.; Valerius, J.; Zeiler, M. (2015): Das Funktionale Bodenmodell: Aufbereitung einer konsistenten Datenbasis für die Morphologie und Sedimentologie. In: *Die Küste AufMod*, 83, <https://hdl.handle.net/20.500.11970/101736>.

Ministerium für Energiewende, Landwirtschaft, Umwelt, Natur und Digitalisierung des Landes Schleswig-Holstein (MELUND) (2022): Generalplan Küstenschutz des Landes Schleswig-Holstein – Fortschreibung 2022. Letzte Aktualisierung: 30.05.2022.

- Mudersbach, C.; Wahl, T.; Haigh, I. D.; Jensen, J. (2013): Trends in extreme high sea levels along the German North Sea coastline compared to regional MSL changes, *Continental Shelf Research*, 65, 111–120.
- OSPAR (2000): Quality Status Report 2000: Region II – Greater North Sea. In: OPSAR: Commission for the protection of the Marine Environment of the North-East Atlantic.
- Plüß, A.; Hagen, R.; Ihde, R.; Freund, J.; Kösters, F.; Milbradt, P.; Sievers, J.; Nehlsen, E.; Schrage, N.; Dreier, N.; Fröhle, P.; Ahlhorn, F.; Meyerdirks, J. (2020): Wissenschaftlicher Abschlussbericht zum mFUND-Projekt: EasyGSH-DB. <https://doi.org/10.2314/KXP:1744505187>.
- Smith, J. M.; Cialone, M. A.; Wamsley, T. V.; McAlpin, T. O. (2010): Potential impact of sea level rise on coastal surges in southeast Louisiana, *Ocean Engineering*, 37, 37–47.
- Smith, R. L. (1986): Extreme value theory based on the r largest annual events. *Journal of Hydrology* 86, 27–43.
- Sündermann, J.; Pohlmann, T. (2011): A brief analysis of North Sea physics. In: *Oceanologia* 53, 3, 663–689, <https://doi.org/10.5697/oc.53-3.663>.
- Wachler, B.; Seiffert, R.; Rasquin, C.; Kösters, F. (2020): Tidal response to sea level rise and bathymetric changes in the German Wadden Sea. *Ocean Dynamics* 70, 1033–1052, <https://doi.org/10.1007/s10236-020-01383-3>.
- Weisse, R.; Plüß, A. (2006): Storm-related sea level variations along the North Sea coast as simulated by a high-resolution model 1958–2002. *Ocean Dyn.*, 57, <https://doi.org/10.1007/s10236-005-0037-y>.
- Weisse, R. et al. (2012): Changing North Sea storm surge climate: An increasing hazard? *Ocean Coast. Manage.*, 68, <https://doi.org/10.1016/j.ocecoaman.2011.09.005>.
- Willmott, C. J. (1984): On the Evaluation of Model Performance in Physical Geography. In: Gaile, G. L.; Willmott, C. J. (Hg.): *Spatial Statistics and Models*. Dordrecht, s.l.: Springer Netherlands (Theory and Decision Library, An International Series in the Philosophy and Methodology of the Social and Behavioral Sciences, 40, 443–460.
- Woodworth et al. (2007): The dependence of UK extreme sea levels and storm surges on the North Atlantic Oscillation, *Cont. Shelf Res.*, 27, <https://doi.org/10.1016/j.csr.2006.12.007>
- Woodworth, P. L.; Blackman, D. L. (2004): Evidence for systematic changes in extreme high waters since the mid-1970s, *Journal of Climate*, 17, 6, 1190–1197.
- Woodworth, P. L.; Menendez, M.; Gehrels, R. (2011): Evidence for century-timescale acceleration in mean sea levels and for recent changes in extreme sea levels, *Surveys in Geophysics*, 32, 603–618.
- Woth et al. (2006): Climate change and North Sea storm surge extremes: an ensemble study of storm surge extremes expected in a changed climate projected by four different regional climate models. *Ocean Dyn.*, 56, <https://doi.org/10.1007/s10236-005-0024-3>.

