

Deutsche Bucht mit Tideelbe und Lübecker Bucht

*Birgit Klein, Rita Seiffert, Ulf Gräwe, Holger Klein, Peter Loewe, Jens Möller,
Sylvin Müller-Navarra, Jürgen Holfort, Christian Schlamkow*

- 4.1 Deutsche Bucht – 56**
 - 4.1.1 Beobachtete Klimaänderungen bis 2014 – 57
 - 4.1.2 Zukünftige Klimaänderungen bis 2100 – 62
 - 4.1.3 Zusammenfassung – 68
- 4.2 Tideelbe – 69**
 - 4.2.1 Beobachtete Klimaänderungen bis 2014 – 69
 - 4.2.2 Zukünftige Klimaänderungen bis 2100 – 73
 - 4.2.3 Zusammenfassung – 75
- 4.3 Lübecker Bucht – 75**
 - 4.3.1 Beobachtete Klimaänderungen bis 2014 – 76
 - 4.3.2 Zukünftige Klimaänderungen bis 2100 – 79
 - 4.3.3 Zusammenfassung – 82
- Literatur – 82**

Verantwortliche, vom Lenkungsausschuss berufene Leitautoren: Birgit Klein, Rita Seiffert, Ulf Gräwe
Von den Leitautoren hinzugezogene Autoren: Holger Klein, Peter Loewe, Jens Möller, Sylvin Müller-Navarra,
Jürgen Holfort, Christian Schlamkow

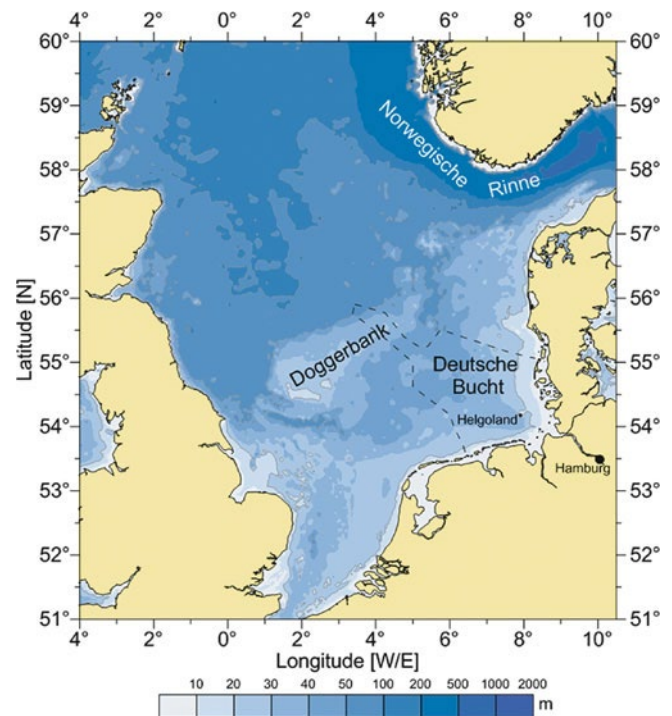
4.1 Deutsche Bucht

In diesem Kapitel werden die aktuellen Erkenntnisse bzgl. der vergangenen, derzeitigen und künftigen klimatischen Bedingungen in der Deutschen Bucht zusammengefasst und die Erkenntnisse des 1. Hamburger Klimaberichtes (kurz 1. HKB, von Storch und Claussen 2011) aktualisiert. Das Klima der Metropolregion Hamburg (MRH) wird maßgeblich von den ozeanographischen und meteorologischen Verhältnissen in und über der Nordsee beeinflusst, insbesondere aber von den Verhältnissen in der Deutschen Bucht. Diese grenzt direkt an die Metropolregion und ist auch die seewärtige Begrenzung der Tideelbe (■ Abb. 4.1).

Vor den Küsten der Deutschen Bucht liegen die friesischen Wattengebiete mit den vorgelagerten küstennahen Inseln. Seewärts der Inseln nehmen die Wassertiefen zu und erreichen südwestlich der Insel Helgoland im Helgoländer Loch eine Tiefe von 56 m. Die im Langzeitmittel zyklonale, d. h. gegen den Uhrzeigersinn gerichtete Zirkulation der Nordsee und der Deutschen Bucht enthält gezeiten-, wind- und dichteinduzierte Anteile. Sie ist charakterisiert durch den Einstrom atlantischen Wassers am nordwestlichen Rand der Nordsee und einen entsprechenden Ausstrom über der Norwegischen Rinne. Im Mittel kommt es durch den Englischen Kanal zu einem zusätzlichen, volumenmäßig aber deutlich geringeren Einstrom. In der Deutschen Bucht treten wetterlagenbedingt Abweichungen vom großräumigen Zirkulationsmuster auf. Dies führt sowohl zu einer zwischenjährlichen Variabilität der Muster als auch zu einer Umverteilung der Zirkulationsmuster von Saison zu Saison innerhalb eines bestimmten Jahres (Persistenz, d. h. die Andauer der beobachteten großräumigen Strömungsmuster, beträgt in der Regel nur wenige Tage, nur für das zyklonale Muster wurde eine Persistenz von mehr als 10 Tagen beobachtet: BSH 2009).

Die Wassertemperatur und insbesondere die Meeresoberflächentemperatur („sea surface temperature“, SST) und der Salzgehalt werden durch die großräumige atmosphärische und ozeanographische Zirkulation und den Energieaustausch mit der Atmosphäre sowie durch die Süßwassereinträge von Weser und Elbe bestimmt (Loewe et al. 2003). Die kältesten Temperaturen treten im Februar auf. Die sommerliche Erwärmung beginnt im Mai, und die Oberflächentemperaturen erreichen ihr Maximum im August. Auf Basis räumlicher Mitteltemperaturen für die Deutsche Bucht finden Schmelzer et al. (2015) für den Zeitraum 1968–2015 Extremwerte von 3,5 °C im Februar und 17,8 °C im August. Das entspricht einer mittleren Amplitude von 14,3 K¹, wobei die jährlichen Differenzen zwischen Maximum und Minimum zwischen 10 und 20 K variieren.

Zu Beginn eines Jahres ist die Deutsche Bucht vertikal durchmischelt. Zwischen Ende März und Anfang Mai bildet sich infolge zunehmender Einstrahlung und Erwärmung der oberflächennahen Schichten in der nordwestlichen Deutschen Bucht bei Wassertiefen über 25–30 m eine thermische Schichtung aus. Bei ausgeprägter Schichtung werden in der Temperatursprungschicht (Thermokline) vertikale Gradienten von bis zu 3 K/m gemessen,



■ Abb. 4.1 Lage des Meeresgebietes Deutsche Bucht in der Nordsee (BSH)

der Temperaturunterschied zwischen Oberflächen- und Bodenschicht kann bis zu 10 K betragen (Loewe et al. 2013). Flachere Gebiete sind in der Regel infolge der turbulenten Gezeitenströme und windinduzierter Turbulenz auch im Sommer durchmischelt. Ab etwa Ende September herrschen mit Einsetzen der ersten Herbststürme in der gesamten Deutschen Bucht wieder vertikal homotherme Verhältnisse vor.

Der Salzgehalt der Nordsee ist abhängig vom Einstrom salzreichen atlantischen Wassers mit Salzgehalten von > 35 psu² über den nördlichen Rand und durch den Englischen Kanal sowie vom salzarmen baltischen Ausstrom im Skagerrak und über der Norwegischen Rinne. Der Süßwassereintrag durch Niederschlag über der Nordsee wird weitgehend durch Verdunstung kompensiert. Im Gegensatz zur Temperatur hat der Salzgehalt keinen deutlich ausgeprägten Jahresgang. Ausgeprägte Salzgehaltsschichtungen treten in der Nordsee in den Mündungsgebieten der großen Flüsse und in den vom Brackwassereintrag des baltischen Ausstroms beeinflussten Bereichen auf. Dabei vermischt sich der Abfluss der großen Flüsse innerhalb der Mündungsgebiete mit dem Küstenwasser aufgrund der gezeitenbedingten Turbulenz bei geringen Wassertiefen, schichtet sich aber bei größeren Tiefen in der Deutschen Bucht über das Nordseewasser. Generell weisen die Flusseinträge einen Jahresgang mit z. T. erheblicher zwischenjährlicher Variabilität auf, z. B. durch hohe Schmelzwasserabflüsse im Frühjahr nach starken Schneewintern. So sind z. B. die Salzgehalte bei Helgoland Reede negativ mit den Abflussvolumina der Elbe korreliert. Diese Frischwassereinträge bedingen die deutlich reduzierten oberflächennahen Salzgehalte

1 Temperaturunterschiede werden in Kelvin (K) angegeben. Die Differenz von 1 K entspricht der Differenz von 1 °C. Unter Amplitude wird hier die Differenz zwischen den saisonalen Extrema des Jahresgangs verstanden.

2 Der Salzgehalt ist eine dimensionslose Größe und hat daher keine Einheit. Zur besseren Lesbarkeit wird im gesamten Text psu („practical salinity units“) in Verbindung mit Salzgehaltswerten verwendet.

in Küstennähe (Loewe et al. 2013), wobei die Elbe mit einem Abfluss von 21,9 km³/Jahr den stärksten Einfluss bzgl. des Salzgehaltes in der Deutschen Bucht hat.

Der vom Elbeabfluss beeinflusste Wasserkörper in der Deutschen Bucht, die sog. Elbfahne, wird durch Fronten mit starken horizontalen Temperatur-, Salzgehalt-, Gelbstoff- und Schwebstoffgradienten vom Küstenwasser der Deutschen Bucht abgegrenzt. Diese Fronten haben auch eine große Auswirkung auf die lokale Bewegungsdynamik des Wassers sowie auf die Biologie und Ökologie. Im Bereich der 30-m-Tiefenlinie finden sich während der Zeit der saisonalen Schichtung (etwa von Ende März bis September) die Tidal-Mixing-Fronten, die den Übergangsbereich zwischen dem thermisch geschichteten tiefen Wasser der offenen Nordsee und dem flacheren vertikal durchmischten Bereich markieren. Optische Fernerkundungsdaten zeigen, dass SST-Fronten ganzjährig in der Deutschen Bucht auftreten, wobei die Stärke des räumlichen Gradienten in der Regel zur Küste hin zunimmt (Kirches et al. 2013a, 2013b, 2013c).

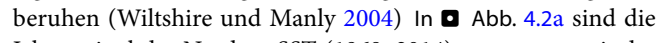
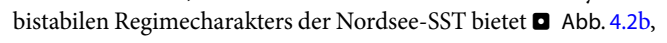
Der Seegang in der Nordsee entsteht durch die Überlagerung von Windsee (Wellen, die vom lokalen Wind erzeugt werden) und Dünung (Seegang, der nicht mehr dem unmittelbaren Wind einfluss unterliegt). Die Wellenhöhe der Windsee hängt von der Stärke des lokalen Windes, seiner Wirkdauer und -länge³ sowie von der Wassertiefe ab. Für den Küstenschutz sind vor allem die Seegangsverhältnisse bei Sturmlagen entscheidend, da sie für die größeren Küstenabbrüche verantwortlich sind und der Wellenaufschlag am Deich eine wichtige Belastungsgröße darstellt (Generalplan Küstenschutz für Schleswig-Holstein 2013). In der Deutschen Bucht liegen die jährlichen Mittelwerte des 50. Perzentils der signifikanten Wellenhöhe⁴ in der Größenordnung von 1,0–1,3 m (Grabemann und Weisse 2008). Die höchsten Werte werden im Nordwesten der Deutschen Bucht beobachtet, nach Südosten und in Richtung Küste nehmen die Werte ab. Dieses Verteilungsmuster gilt auch für das 99. Perzentil der Wellenhöhe (das ist der Wert dar, der lediglich in 1 % der betrachteten Fälle überschritten wird) mit Wellenhöhen von 5–6 m in der nordwestlichen Deutschen Bucht (Weisse und Günther 2007). Die Wellenhöhen weisen einen klimatologischen Jahresgang auf, der eng an die Windgeschwindigkeiten gekoppelt ist (BSH 2009). Stürme mit Windstärken von ≥ 8 Beaufort und Wellenhöhen von ≥ 4 m weisen ein deutliches Maximum im November auf. Der Frühsommer (Mai bis Juni) hingegen ist durch Schwachwindsituationen geprägt (≤ 2 Beaufort), und der Seegang weist entsprechend häufig Wellenhöhen von weniger als 1,5 m auf (Korevaar 1990).

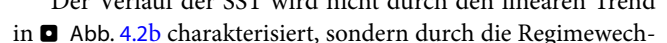
Der Wasserstand⁵ in der Deutschen Bucht setzt sich aus der astronomischen Gezeit (Tide) und einem meteorologischen

Anteil zusammen. Die Nordseetide besteht im Wesentlichen aus halbtägigen astronomischen Signalen, von denen die halbtägige Hauptmondtide (M2) und die halbtägige Hauptsonnentide (S2) die bedeutendsten sind. In der Deutschen Bucht reichen die Amplituden der M2-Gezeit von ungefähr 1 m bis zu 1,5 m und mehr an der Küste (Seiss und Plüß 2003). Zu diesen zyklischen Wasserstandsschwankungen addiert sich der langfristige Anstieg des mittleren Meeresspiegels. Um langjährige Änderungen des Meeresspiegels zu detektieren, müssen zunächst geeignete Parameter und repräsentative Zeiträume definiert werden. Zu diesen Größen gehören der mittlere Meeresspiegel („mean sea level“, MSL) als arithmetisches Mittel von zeitlich hochaufgelösten Wasserständen, das mittlere Tidehochwasser (MThw), das mittlere Tideniedrigwasser (MTnw) sowie das mittlere Tidehalbwasser (MT1/2w), das nicht mit dem MSL identisch ist. Während aus numerischen Modellen nur absolute MSL-Änderungen (ohne Berücksichtigung der Landbewegung) geliefert werden, erhält man aus Pegelzeitreihen relative MSL-Änderungen (im Folgenden mit rMSL bezeichnet), die noch den Einfluss von Landhebungen oder -senkungen auf die Pegelmessung beinhalten. Im Bereich der deutschen Nordseeküste senkt sich das Land mit regional unterschiedlichen Raten um 0,5–1,0 mm/Jahr. In den Flussmündungen findet man sogar deutlich stärkere lokale Absenkungen (Leonhard 1987; Weiß und Sudau 2013).

4.1.1 Beobachtete Klimaänderungen bis 2014

4.1.1.1 Temperatur und Salzgehalt

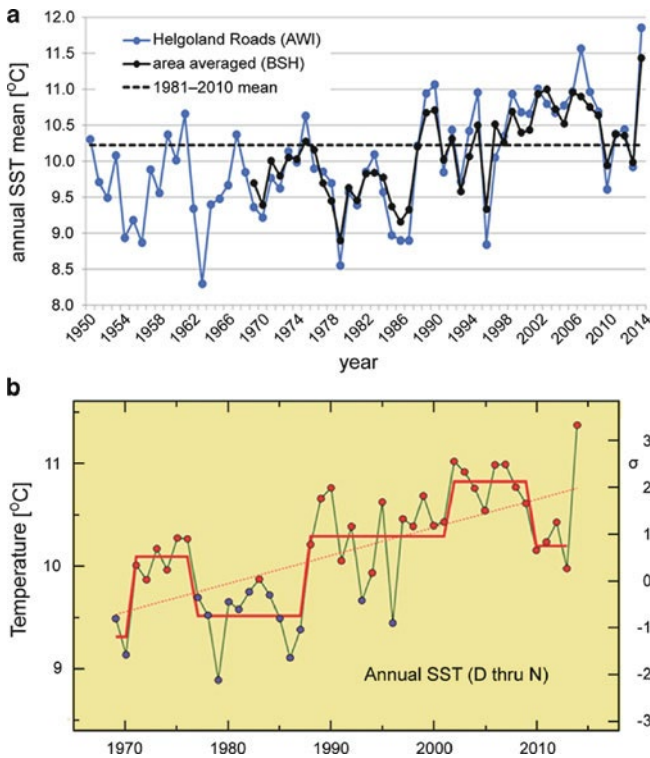
Temperatur und Salzgehalt sind die wichtigsten Variablen zur Charakterisierung einer Wassermasse und zur Beschreibung und Bewertung des physikalischen Meereszustands. Von besonderer Bedeutung ist die Meeresoberflächentemperatur, die durch solare Einstrahlung und den unmittelbaren Kontakt zur Atmosphäre auch einen starken Tagesgang aufweisen kann. Für die Bestimmung langfristiger Trends in der Deutschen Bucht sind aufgrund ihres zeitlichen Umfangs zwei Zeitserien von Bedeutung: die Zeitserie der räumlichen Mitteltemperatur der gesamten Nordsee (abgeleitet aus den seit September 1968 vom BSH wöchentlich herausgegebenen Analysen der Oberflächentemperaturverteilung in der Nordsee) sowie die Zeitserie der Oberflächentemperatur bei Helgoland Reede, die auf 1873 begonnenen werktäglichen Beobachtungen der Biologischen Anstalt Helgoland beruhen (Wiltshire und Manly 2004). In  Abb. 4.2a sind die Jahresmittel der Nordsee-SST (1968–2014) zusammen mit der lokalen SST bei Helgoland Reede ab 1950 zu entnehmen. Beide Reihen zeigen eine zeitlich kohärente Entwicklung und einen abrupten Temperatursprung, mit dem das rezente Warmregime Ende der 1980er-Jahre einsetzte. Eine differenzierte Analyse des bistabilen Regimecharakters der Nordsee-SST bietet  Abb. 4.2b, in der sprunghafte Regimewechsel zwischen trendfreien Kalt- und Warmepisoden dargestellt sind (Loewe et al. 2009; Klein et al. 2015).

Der Verlauf der SST wird nicht durch den linearen Trend in  Abb. 4.2b charakterisiert, sondern durch die Regimewechsel zwischen wärmeren und kälteren Phasen (s. hierzu auch Abb. 3-28 in Loewe et al. 2005). Das extreme Warmregime der

3 So ist z. B. die Wirklänge in der Deutschen Bucht bei Ost- und Südwinden deutlich kleiner als bei Nord- und Westwinden.

4 Die signifikante Wellenhöhe wird oft auch als kennzeichnende Wellenhöhe bezeichnet und ist definiert als der Mittelwert der Einzelwellen des oberen Drittels der Wellenhöhenverteilung innerhalb eines gewissen Zeitintervalls, typischerweise etwa 20 min. Die signifikante Wellenhöhe entspricht in etwa der Wellenhöhe, die ein erfahrener Beobachter auf See per Auge als vorherrschende Wellenhöhe ermitteln würde.

5 Der Wasserstand ist eine zeitlich variable Größe und schwankt in der Deutschen Bucht etwa zweimal täglich zwischen Tidehochwasser (Thw) und Tideniedrigwasser (Tnw).

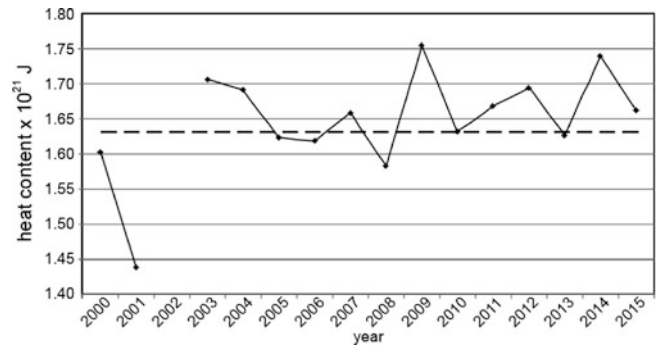


■ **Abb. 4.2** a) Jahresmittelwerte der SST bei Helgoland Reede 1950–2014 (AWI) und für die gesamte Nordsee 1968–2014 (BSH). b) Zeitserie der jährlichen (Dez. bis Nov.) Nordsee-SST mit linearem Trend sowie Regimes. Jahreswerte in *blau*, falls < 9,86 °C (Mittelwert der Basisperiode 1971–1993), sonst *rot*. Rechte Achse: standardisierte Abweichungen ($\sigma = 0,46$ K). (Nach Klein et al. 2016)

ersten Dekade des neuen Jahrtausends, bei dem die Jahresmittel der Nordsee-SST um ein mittleres Niveau von 10,8 °C fluktuierten, endete mit dem kalten Winter 2010. Seitdem schwankten die Jahrestemperaturen um ein moderateres Niveau von 10,2 °C. Der extreme Temperatursprung des Jahresmittels der Nordsee-SST von 10,0 °C im Jahr 2013 auf 11,4 °C im Jahr 2014 ist in der 46 Jahre umspannenden Zeitserie ohne Beispiel.

Emeis et al. (2014) berichten ebenfalls über diese Regime-shifts. Nach ihrer Analyse des HadSST-Datensatzes für den Zeitraum 1870–2013 waren die Oberflächentemperaturen bis ungefähr 1975 auf einem stabilen Niveau und wiesen mit einer Steigung von 0,03 K/Dekade nur einen geringen Aufwärtstrend auf, der zudem von dekadischen Variationen mit Amplituden von 0,5 K überlagert war. Um 1980 herum setzte dann eine stufenweise Erhöhung der Temperatur ein, die zum Ende des 20. Jahrhunderts zu mittleren Nordseetemperaturen führt, die $\approx 1,2$ K höher liegen als im langjährigen Mittel vor 1980.

In den tieferen saisonal geschichteten Regionen der Deutschen Bucht ist auch die Advektion von Atlantikwasser über den offenen nördlichen Rand der Nordsee und durch den Englischen Kanal für die Temperaturentwicklung in der Wassersäule von Bedeutung. Je nach vorherrschender Zirkulation kann sich der atlantische Einstrom bis in die Deutsche Bucht auswirken (Loewe et al. 2013). Dies hat zur Folge, dass die zwischenjährlichen Temperaturänderungen in der saisonalen Deckschicht und in der Bodenschicht unterschiedlich verlaufen können. Ein besserer Parameter ist deshalb der Gesamtwärmeinhalt der Nordsee, da



■ **Abb. 4.3** Gesamtwärmeinhalt der Nordsee im Sommer in 10^{21} J von 2000 bis 2015 (ohne 2002). *Gestrichelte Linie*: Mittelwert der Referenzperiode 2000–2010 ($1,631 \pm 0,086 \times 10^{21}$ J), basierend auf den Daten der BSH-Sommernaufnahmen. (Klein et al. 2015)

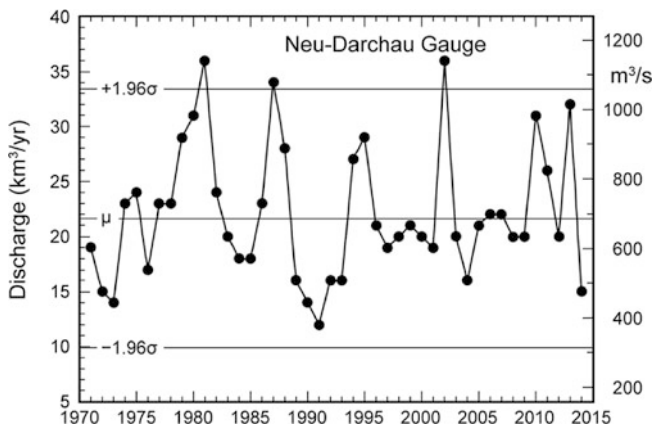
dieser den Wärmegehalt angibt, der nach der vertikalen Durchmischung im Herbst für den Energieaustausch mit der Atmosphäre zur Verfügung steht. Basierend auf den jährlichen BSH-Sommernaufnahmen wurde der Gesamtwärmeinhalt der Nordsee berechnet (■ Abb. 4.3). Dieser zeigt eine deutliche zwischenjährliche Variabilität mit relativen Maxima in den Jahren 2003, 2009 und 2014. Auffällig ist, dass aufgrund des kalten Bodenwassers der Gesamtwärmeinhalt 2006 unter dem 10-Jahres-Mittel lag, obwohl in diesem Jahr die Oberflächentemperaturen mit Anomalien von bis zu 2,4 K Rekordhöhen erreichten.

Dieser Befund zeigt die Bedeutung der saisonalen Schichtung, die bei einer starken Ausprägung der Thermokline das Wasser der Deckschicht von der Bodenschicht trennt. Die relativ hohen Wärmeinhalte zum Ende der Beobachtungsperiode stehen in Übereinstimmung mit Beobachtungen aus dem Ostatlantik (Rockall-Graben), wo Holliday et al. (2015) in den späten 2000er-Jahren deutlich erhöhte Temperaturen und Salzgehalte in den oberen 800 m (atlantisches Oberflächenwasser) beobachtet haben. Die Temperatur- und Salzgehaltsveränderungen dieses atlantischen Oberflächenwassers beeinflussen über eine Reihe von Austauschprozessen auch die hydrographischen Verhältnisse in der Deutschen Bucht. Das Minimum des Gesamtwärmeinhalts in 2001 (■ Abb. 4.3) ist Folge einer unter dem langjährigen Mittel liegenden Globalstrahlung und einer geringen Deckschichttiefe.

In der Deutschen Bucht wird der Salzgehalt insbesondere durch die jährlich stark variierenden Abflussmengen der Festlandabflüsse geprägt. Insbesondere schneereiche Winter im Einzugsbereich der großen Flüsse führen im März/April zu großen Abflussmengen, die den Salzgehalt des Küstenwassers verringern.

■ **Abb. 4.4** zeigt die jährlichen Abflussraten der Elbe, gemessen am Pegel Neu Darchau. Hier ist bis 2014 kein signifikanter Trend feststellbar.

Salzgehaltsmessungen an festen Orten, z. B. bei Helgoland Reede, werden durch die variablen Festlandsabflüsse und durch die Lage der Flussfahrenfronten beeinflusst (z. B. durch die Elbfahne), da sich die Positionen dieser Fronten in Abhängigkeit von den vorherrschenden Windlagen verändern. Aber auch der Einfluss des Nordatlantiks wirkt sich bis in die Deutsche Bucht aus. Atlantisches Wasser (> 35 psu) kann im Winter sowohl von Norden als auch vom Englischen Kanal bis zur jütländischen Küste vordringen (BSH 2016). Das von Jahr zu Jahr unterschiedliche



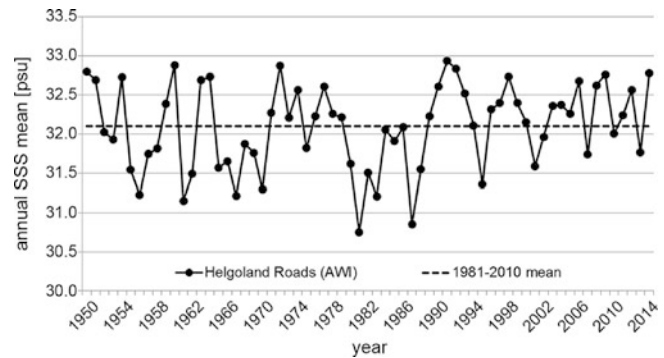
■ **Abb. 4.4** Jahresabflussraten der Elbe am Pegel Neu Darchau von 1970 bis 2014 mit Langzeitmittel (1970–2000) und 95 %-Grenzen. (Klein et al. 2015)

Vordringen des atlantischen Wassers ist einer der Hauptfaktoren für die Variabilität des Gesamtsalzinhalt der Nordsee (Loewe et al. 2013).

Für die Deutsche Bucht stehen seit 1873 die Salzgehaltsmessungen von Helgoland Reede zur Verfügung, seit etwa 1980 Daten an den Positionen der ehemaligen Feuerschiffe, die später zumindest teilweise durch automatisierte Messsysteme ersetzt wurden. Die Verlagerungen von Feuerschiffpositionen und methodische Probleme, auch bei den Messungen bei Helgoland, führten zu Brüchen und Unsicherheiten in den langen Zeiterien und erschwerten belastbare Trendabschätzungen (Heyen und Dippner 1998). ■ **Abb. 4.5** zeigt die jährlichen Mittel des Oberflächensalzgehaltes bei Helgoland für die Jahre 1950–2014. Wie schon in ■ **Abb. 4.4** für die Abflussraten zeichnet sich auch im Salzgehalt bei Helgoland Reede kein langfristiger Trend ab.

4.1.1.2 Zirkulation

Die Wissensgrundlage für Änderungen in der Oberflächenzirkulation in der Deutschen Bucht hat sich seit dem 1. HKB (Weisse 2011) nicht wesentlich verändert. Generell ist die Beobachtungsdatenlage zur Zirkulation in der Nordsee auf wenige Positionen beschränkt, die in der Mehrzahl am Schelfrand zu finden sind (Huthnance et al. 2009; Albrechtsen et al. 2012). Die im 1. HKB zitierten Arbeiten von Becker und Pauly (1996) sowie Leterme et al. (2008) deuten eine starke Abhängigkeit der Zirkulation vom NAO-Zustand⁶ an. In der Modellrekonstruktion der Oberflächenzirkulation von Leterme et al. (2008) für den Zeitraum 1958–2003 wurde zusätzlich noch eine langfristige Abnahme des Einstroms durch den Englischen Kanal identifiziert, deren physikalische Ursachen aber unklar bleiben. Hjøllo et al. (2009) fanden in ihrer Modellstudie für die südliche Nordsee separate Zirkulationsmuster und eine wesentlich abgeschwächte Abhängigkeit vom NAO in diesem Gebiet. Durch die Installation



■ **Abb. 4.5** Jährliche Mittel des Oberflächensalzgehaltes bei Helgoland Reede. (AWI/Biologische Anstalt Helgoland) von 1950 bis 2014

eines HF-Radar-Systems im Rahmen des COSYNA-Projektes⁷ gibt es aber in Zukunft zum ersten Mal die Möglichkeit, flächendeckende und direkte Strömungsmessungen in der Deutschen Bucht auszuwerten (Stanev und Schulz-Stellenfleth 2014; Stanev et al. 2015).

4.1.1.3 Wasserstand Mittlerer Meeresspiegel

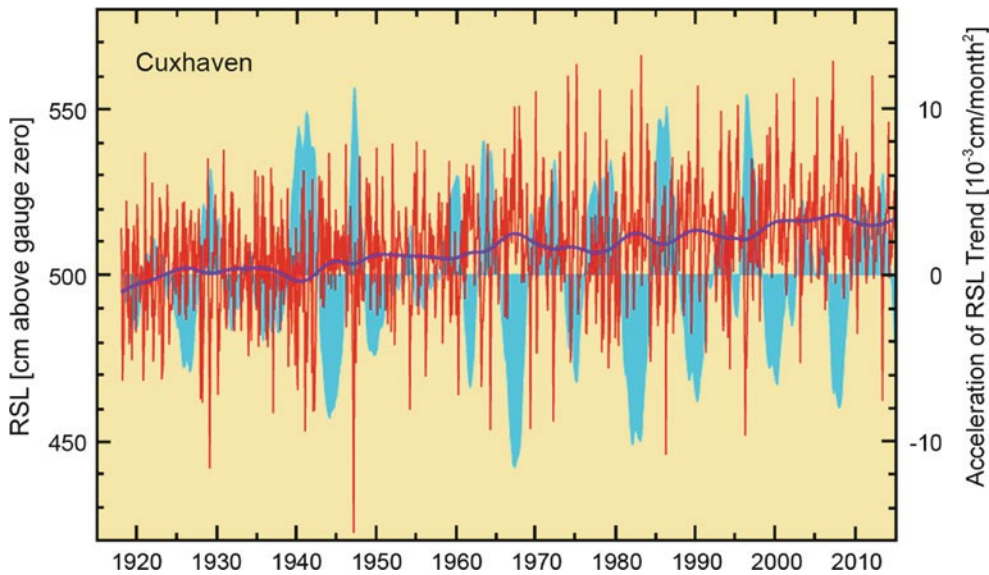
Die zeitliche Entwicklung des Wasserstandes an der Nordseeküste lässt sich aus langjährigen Pegelbeobachtungen ableiten. Da sich das Land aber im zeitlichen Verlauf heben und senken kann, spricht man vom relativen Meeresspiegel (rMSL). Es sollte beachtet werden, dass in diesen Zeitreihen in der Regel auch Effekte aus wasserbaulichen Maßnahmen und meteorologischen Veränderungen (Windstau) mit enthalten sind. Auf die Größenordnung der meteorologischen Beiträge wird im Abschn. 4.1.1.3.2 noch genauer eingegangen. Im Falle des Pegels Cuxhaven Steubenhöft umfasst die Zeitreihe stündlicher Wasserstände fast 100 Jahre. Bildet man aus den Stundenwerten monatliche Mittelwerte, ergeben sich im betrachteten Zeitraum Jan. 1918 bis Okt. 2015 Werte zwischen 4,23 m (Feb. 1947) und 5,66 m (Jan. 1983), was einer Schwankungsbreite von 1,43 m entspricht (■ **Abb. 4.6**).

Die tiefpassgefilterte Reihe der Monatswerte lässt den bekannten Anstieg des rMSL deutlich erkennen⁸. Die blaue Linie zeigt, dass immer wieder Phasen eines ansteigenden rMSL von Zeiten des Absinkens abgelöst werden. Das wird auch durch die zugehörige Kurve der Beschleunigung des Anstiegs verdeutlicht (■ **Abb. 4.6**, rechte Ordinate), die ausgeprägten dekadischen Wechseln unterliegt. Für die letzten drei Dekaden konnte keine signifikante Abweichung von früheren Beschleunigungsmustern des Meeresspiegelanstiegs beobachtet werden. Allerdings könnte selbst eine starke Beschleunigung des relativen mittleren Mee-

⁷ HZG COSYNA Plattform.

⁸ Um potenzielle Beeinflussungen durch variable Monatslängen zu vermeiden, gewichtet der Tiefpassfilter (s. Müller-Navarra 2009b: S.383 mit $\lambda = 1600$) Monate unterschiedlicher Länge mit Skalierungsfaktoren. Demnach werden Monate mit 31, 30 und 28 Tagen mit Wichtungsfaktoren von 1,02, 0,984 und 0,924 multipliziert. Wegen der sehr stark schwankenden Werte in den Herbst- und Wintermonaten werden 12 vorhergesagte Monatswerte, die im Grunde trendbehafte saisonale Werte darstellen, am Ende der Zeitreihe angehängt.

⁶ Der NAO-Index beschreibt die Differenz standardisierter Luftdruckanomalien zwischen den atmosphärischen Aktionszentren Azorenhoch und Islandtief. Ein positiver Index steht für einen anomal starken, südwärts gerichteten Druckgradienten und entsprechend anomal starke geostrophische Westwinde. Ein stark negativer Index kann eine Umpolung dieses Druckgradienten mit Ostströmung bedeuten. Eine detaillierte Beschreibung findet sich bei Loewe et al. (2003:15 ff).



■ **Abb. 4.6** Monatsmittelwerte (rot) des relativen Meeresspiegels am Pegel Cuxhaven von 1918 bis 2015 (s. Webseiten des BSH) mit geglätteter Kurve (dunkelblau) sowie Beschleunigung des Anstiegs (hellblau, rechte Ordinate) (Siehe hierzu Webseite der Universität Siegen zum AMSEL Projekt)

resspiegelanstiegs (z. B. bei einem Anstieg um 2 m bis 2100) in der Deutschen Bucht voraussichtlich nicht vor den 2020er-Jahren eindeutig detektiert werden (Dangendorf et al. 2014c). Der Lineartrend über die gesamte Analyseperiode von 1918 bis heute beläuft sich auf rund 2,0 mm/Jahr und unterscheidet sich nicht signifikant vom globalen Meeresspiegelanstieg. Bemerkenswert ist auch, dass die gefilterte Kurve mit ihren dekadischen Schwankungen zum Ende hin immer noch weit innerhalb der monatlichen Schwankungen zu Beginn des 20. Jahrhunderts liegt. Für den leicht unterschiedlichen Zeitraum von 1924 bis 2008 haben Albrecht et al. (2011) einen Trend des rMSL von 1,93 mm/Jahr für Cuxhaven ermittelt. Dieser Wert unterscheidet sich von dem auf 15 Pegeln basierenden Mittel für die gesamte Deutsche Bucht, das je nach Methode einen Anstieg des rMSL zwischen 1,64 und 1,74 mm/Jahr ergibt.

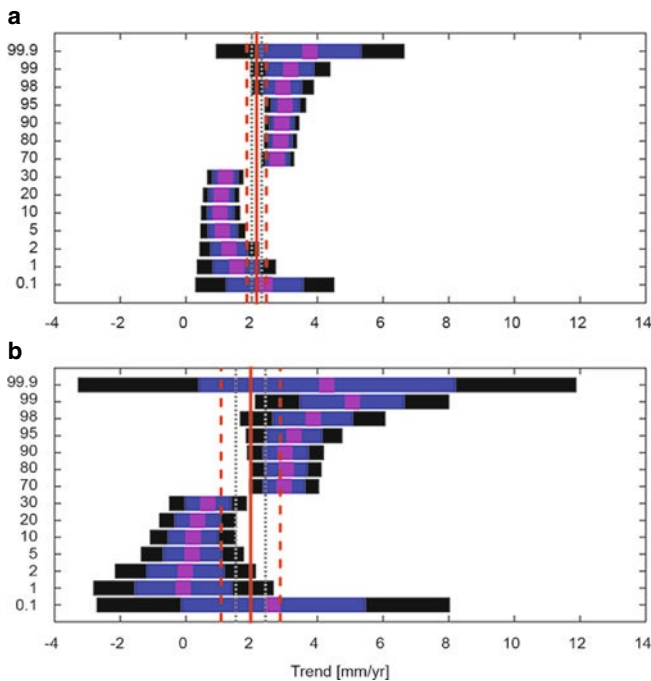
In den Generalplänen Küstenschutz der Länder Schleswig-Holstein (2013), Niedersachsen und Bremen (2007) finden sich auch Angaben zu den langfristigen Änderungen im mittleren Tidehoch- (MThw) oder Tideniedrigwasser (MTnw), die aufgrund der Existenz langfristiger Trends im mittleren Tidehub (MThb) nicht mit dem Verlauf des mittleren Meeresspiegels (MSL) verwechselt werden sollten (Jensen et al. 2012). Im aktualisierten Generalplan Küstenschutz für Schleswig-Holstein (2013) wird als Mittelwert aus sieben Nordseeküstenpegeln ein starker positiver Trend für das relative MThw von 3,8 mm/Jahr für den Zeitraum 1940–2007 abgeleitet. Im Generalplan Küstenschutz der Länder Niedersachsen und Bremen (2007) wird dagegen anhand des Einzelpegels Norderney-Riffgat ein geringerer säkularer Anstieg für das relative MThw von 2,5 mm/Jahr diagnostiziert. Die Diskrepanz beruht darauf, dass Werte an den einzelnen Pegeln erheblich vom Mittelwert abweichen können (vgl. z. B. Wahl et al. 2011, 2013; Albrecht et al. 2011) und die abgeleiteten Trends zudem von der Beobachtungsperiode abhängen.

Für das relative MTnw werden an den sieben Nordseeküstenpegeln (List, Hörnum, Wittdün, Dagebüll, Husum, Büsum und Helgoland), die die Datengrundlage für den aktuellen General-

plan Küstenschutz für Schleswig-Holstein (2013) bilden, derzeit keine signifikanten Änderungen beobachtet. Laut Generalplan Küstenschutz Schleswig-Holstein 2013 lag der Trend über den Zeitraum 1940–2007 für das mittlere relative Tidehalbwassers basierend auf diesen Pegeln bei 1,8 mm/Jahr.

Schon die Studie von Albrecht et al. (2011) hatte gezeigt, dass die lange Zeitreihe bei Cuxhaven nicht repräsentativ für die gesamte Deutsche Bucht ist und Trends des rMSL dieser Pegelzeitreihe nicht unerheblich (bis zu 17 %) vom Mittel über 15 Pegel im Untersuchungsgebiet abweicht. Albrecht et al. (2011) machten wasserbauliche Veränderungen für die Diskrepanzen verantwortlich. Die erhebliche regionale Variabilität in den Trends des mittleren relativen Meeresspiegels in der Deutschen Bucht im Zeitraum 1951–2008 zeigt sich auch in der Arbeit von Wahl et al. (2011). Die Trends des relativen Meeresspiegelanstiegs über diesen Zeitraum variieren zwischen 1,4 mm/Jahr bei Bremerhaven und bis zu 2,8 mm/Jahr bei Norderney. Das räumliche Muster aller 13 analysierten Pegel zeigt generell höhere Raten des relativen Meeresspiegelanstiegs entlang der Küste Schleswig-Holsteins (östliche Deutsche Bucht) und niedrigere entlang der Küste Niedersachsens (südliche Deutsche Bucht). Da die Pegelmessungen relativ zur Landoberfläche stattfinden, machen Wahl et al. (2011) unterschiedliche vertikale Landbewegungen für die Unterschiede in den Trends verantwortlich.

Jensen et al. (2012) sowie Mudersbach et al. (2013) untersuchten an Pegeln in der Deutschen Bucht, ob extrem hohe und niedrige Wasserstände die gleichen Langzeittrends wie der mittlere relative Meeresspiegel (rMSL) aufweisen (■ Abb. 4.7). Von 1900 bis 1950 sind die Trends noch synchron, Ende der 1950er- und mit Beginn der 1960er-Jahre laufen die Trends des rMSL und der Extremwerte (Perzentile) aber auseinander. Während für hohe Wasserstände signifikant größere positive Trends als für den mittleren Meeresspiegel (rMSL) gefunden werden, sind die Trends für die niedrigen Wasserstände signifikant negativ. Potenzielle Einflussfaktoren für die beobachteten Veränderungen können sowohl das lokale oder regionale Sturmklimate als auch das lokale und regionale Tideregime sein. Die Auswertung der



■ **Abb. 4.7** Perzentilzeitreihen für Cuxhaven: **a** für den Zeitraum 1953–2008, **b** für 1937–2008 aus Jensen et al. (2012). Die pinkfarbenen Punkte kennzeichnen die Lineartrends, wobei die blauen und schwarzen Balken die Unsicherheiten des Trends (1σ und 2σ) angeben. Die rote Linie kennzeichnet den für die jeweilige Periode gemessenen Trend des relativen Meeresspiegels mit den entsprechenden Unsicherheiten (grau und rot gestrichelte Linie)

Wasserstände bei Sturmflagen (repräsentiert über Effektivwinde⁹) konnte aber keine klare Erklärung für die divergente Entwicklung in den Wasserständen liefern (Jensen et al. 2012) und bestätigt damit frühere Arbeiten (von Storch und Reichart 1997; Gönner 1999), die ebenfalls kein Indiz für eine systematische Veränderung der meteorologisch induzierten Wasserstandsanteile feststellen konnten. Dangendorf et al. (2014a) weisen ebenfalls auf die Variabilität in den Sturmflutwasserständen hin und kommen zu der Schlussfolgerung, dass es trotz der erheblichen Variationen in den Wasserständen zwischen den Perioden höherer Sturmflutaktivität sowohl im späten 19. als auch im 20. Jahrhundert keinen signifikanten langfristigen Trend gibt.

Windstau (meteorologisch bedingter Anteil des Meeresspiegelanstiegs)

Wie schon im 1. HKB (Weisse 2011) angeführt, wiesen erste Untersuchungen von Langenberg et al. (1999) für die Wintermonate (November bis März) auf eine meteorologisch bedingte Erhöhung der Hochwasserstände um 1–2 mm/Jahr hin. Weisse und Plüß (2006) betonen aber, dass die Aussagen sensitiv hinsichtlich der betrachteten Periode sind und die Trends über den längeren Zeitraum 1958–2002 rückläufig sind. Auch in der Zusammenfassung bisheriger Arbeiten durch von Storch und Woth (2008) wird ein Anstieg wetterbasierter Hochwasserstände entlang der

südlichen und östlichen Nordseeküste diagnostiziert, der seit 1960 Nettoeffekte von bis zu 15 cm ausmacht, der aber mit der Intensivierung der Nordatlantischen Oszillation in diesem Zeitraum in Verbindung gebracht wird.

Die Verlaufscharakteristik von Windstauereignissen in der Deutschen Bucht in den letzten etwa 100 Jahren zeigt nach der Analyse von Gönner (2004) heutzutage ein langsames Absinken nach dem Hochwasserstand und damit eine längere Andauer hoher Wasserstände, wobei die Änderungen aber noch im Rahmen der natürlichen Schwankungen liegen.

Gönner und Gerkenmeier (2015) führten die Arbeiten des KFKI¹⁰-Projekts MUSE (MUSE 2005) fort und nutzten im Rahmen des XtremRisk-Projekts einen multimethodischen Ansatz, um extreme Sturmfluten für die Adaptationsplanung zu ermitteln. Dabei dienen alle verfügbaren beobachteten Extremereignisse als Basis, um die entsprechenden Extrembedingungen im Klimawandel abzuleiten.

Da die Berechnung der Extremwerte methodenspezifisch zu unterschiedlichen Ergebnissen führt, werden in dieser Arbeit verschiedene Methoden unter Berücksichtigung nichtlinearer Effekte kombiniert, um den Wert für die höchstmögliche Sturmflut zu ermitteln. Gönner und Sossidi (2011) hatten gezeigt, dass eine auf der Superposition extremer Einzelkomponenten (Sturmflut, Gezeit und Fernwelle) entstehende höchstmögliche Sturmflut physikalisch sinnvoll ist, obwohl sie bislang noch nicht aufgetreten ist. Als Ergebnis der Analyse ergeben sich Werte von 6,1 m über NHN¹¹ bei Cuxhaven und 5,13 m über NHN bei Hörnum. Im Dezember 2013 ereignete sich als Folge des Sturms Xaver eine außergewöhnlich starke Sturmflut und führte zu den höchsten bislang beobachteten Wasserständen an der ostfriesischen Küste (Thw von 9,91 m über PN entsprechend 4,92 über NHN bei Norderney am 06.12.2013). Als Folge dieses Extremereignisses berechneten Dangendorf et al. (2016) eine Erhöhung der Wasserstände für eine als Bemessungsgrenze benutzte Wiederkehrperiode von 1 in 200 Jahren um 40 cm. Nach ihrer Analyse stellen diese Extremwasserstände aber noch nicht das Maximum einer höchstmöglichen Sturmflut dar, da weder Windstau, Gezeit noch mittlerer Meeresspiegel auf dem Maximum der beobachteten Werte waren.

Langzeitliche Veränderungen des Windstaus in der Deutschen Bucht wurden von Jensen et al. (2013) analysiert. Basierend auf den Daten des Pegels Cuxhaven wurden für die Periode 1918–2008 unterschiedliche Sturmwindizes berechnet, von denen keiner einen signifikanten Langzeittrend aufweist. Dies bestätigt frühere Ergebnisse aus den Analysen des geostrophischen Windes im Gebiet der Deutschen Bucht (Schmidt und von Storch 1993; Weisse und von Storch 2009; Rosenhagen und Schatzmann 2011 [im 1. HKB]). Jedoch deuten alle Indizes auf eine ausgeprägte multidekadische Variabilität hin, mit einer Phase verminderter Sturmhäufigkeit in den 1930er- und 1940er-Jahren und einer Phase erhöhter Intensität zwischen 1960 und ca. 1995. Im letzten Jahrzehnt der Zeitreihe (1998–2008) dagegen zeigen die Beobachtungen in der Tendenz eine rückläufige Entwicklung.

⁹ Im Flächenmittel über die Deutsche Bucht ist der Effektivwind ein Maß dafür, wie stark sich das Wasser durch den Wind an der Küste der Deutschen Bucht aufstaut. Er wird definiert aus dem 10-m-Wind aus Richtung 295°.

¹⁰ Kuratorium für Forschung im Küsteningenieurwesen.

¹¹ Normalhöhennull.

Gezeiten

Neben den bereits diskutierten Änderungen im Wasserstand werden in der Nordsee ebenfalls langfristige Schwankungen und Trends der astronomisch bedingten Wasserstandsanteile beobachtet. Diese sind im Wesentlichen bisher nicht ausreichend verstanden (Müller et al. 2011). Wie schon im 1. HKB (Weisse 2011) angeführt, kommen als mögliche Ursachen für Gezeitenänderungen in der Nordsee Änderungen der Beckengeometrie, Änderungen im atlantischen Gezeitenregime und langfristige periodische Änderungen infrage.

Langfristige Änderungen im mittleren Tidehub werden für unterschiedliche Gebiete der Nordsee beschrieben. Jensen und Mudersbach (2004) berichten von zunächst relativ geringen Anstiegen des Tidehubs im Bereich der Deutschen Bucht bis etwa 1955 und danach von einer deutlichen Zunahme der langfristigen Trends. Hollebrandse (2005) beschreibt ähnliche Ergebnisse für die niederländische Küste. Auffallend ist jedoch, dass einzelne Pegel zwischen ca. 1940 und 1980 mehr oder weniger stark ausgeprägte Inhomogenitäten aufweisen, die Folge wasserbaulicher Maßnahmen, Änderungen an der Station oder anderer lokaler Einflüsse sein könnten. Das über mehrere Pegel gemittelte Signal könnte daher einen realen Effekt oder eine Überlagerung lokaler, zeitlich aufeinander folgender Inhomogenitäten darstellen. Es ist allerdings davon auszugehen, dass zumindest ein Teil der beobachteten Änderungen großskaliger Natur ist, wie in der globalen Analyse von Müller et al. (2011) zu erkennen ist.

Auch neuere Arbeiten (Jensen et al. 2012) zeigen signifikante Trends in den Amplituden und Phasen der Hauptpartialtiden¹², vor allem in der M2-Tide. Jensen et al. (2012) kommen daher zu der Schlussfolgerung, dass die umfangreichen anthropogenen Eingriffe im Nordseebereich die Ursache für diese Veränderungen darstellen, und stützen damit die Hypothese von Woodworth et al. (1991). Die räumliche Kohärenz der Änderungen wird auf zeitgleich ausgeführte Arbeiten an verschiedenen Orten zurückgeführt.

Seegang

Für den Seegang gibt es nur wenige Beobachtungsdaten, vor allem fehlen lange und konsistente Zeitreihen. Hier gibt es seit dem 1. HKB (Weisse 2011) keine zusätzlichen Erkenntnisse. Die meisten der zeitlich weit zurückreichenden Datenreihen stammen aus visuellen Beobachtungen des Seegangs, d. h., die Seegangshöhen wurden von Seeleuten an Bord der Schiffe geschätzt und variieren daher je nach Beobachter und Schiff. Bei fast allen Studien, die sich mit der beobachteten Entwicklung der Seegangshöhe in der Deutschen Bucht beschäftigen, besteht daher eine Unsicherheit, die auf der Art der Messung bzw. Beobachtung beruht. Für die Quantifizierung des Seegangs wird meist die signifikante Wellenhöhe (Hs), das Mittel über das höchste Drittel aller Wellen, verwendet. Als Beispiel sei hier die Arbeit von Gulev und Griegorieva (2004) genannt, die weltweite Schiffsbeobachtungen für die Zeiträume 1900–2002 bzw. 1950–2002 ausgewertet haben. Sie konnten keinen einheitlichen Trend für

die Nordsee nachweisen, wiesen aber eine hohe Korrelation der Seegangshöhen mit der NAO nach.

Wegen der unzureichenden Beobachtungslage wurde vielfach auf Modellstudien (Hindcasts¹³) zurückgegriffen, um Aussagen über Änderungen der Wellenhöhe bis in die Gegenwart abzuleiten. Während frühe Publikationen wie z. B. die Studie der WASA-Gruppe (WASA-Group 1998) im Wesentlichen auf eine Zunahme der extremen Wellenhöhen in der südlichen Nordsee und der Deutschen Bucht verweisen (weitere Literatur s. 1. HKB), wird in späteren Arbeiten wie z. B. Weisse und Plüß (2006) die erhebliche dekadische Variabilität in den Zeitreihen hervorgehoben, die mit der Sturmaktivität verbunden ist. Weisse et al. (2006) berichten daher von einem positiven Trend in Hs von 1960 bis etwa 1990 und danach wieder abnehmenden Werten.

4.1.1.4 Eis

Umfang und Dauer der Eisbedeckung in der Deutschen Bucht hängen von der Anzahl, Stärke und Länge der Kälteperioden ab. Abgesehen von den meteorologischen Faktoren spielen auch die Gezeiten, die Wassertiefe und die morphologische Großgliederung der Deutschen Bucht in offene See, Wattenmeere und Zuflüsse eine große Rolle bei der Entwicklung der Eisverhältnisse. Während in den ufernahen Wattengebieten etwa 30 % aller Winter eisfrei bleiben, bildet sich im Seegebiet vor den nord- und ostfriesischen Inseln nur in starken bis extrem starken Eiswintern Eis. In mäßigen Eiswintern beschränkt sich die Eisbildung auf die Wattenbereiche und auf die inneren Bereiche von Ems, Unterweser und Unterelbe. Der offene Teil der Deutschen Bucht bleibt in den meisten Wintern eisfrei (Schmelzer et al. 2015).

Hinsichtlich langfristiger Veränderungen der Eisverhältnisse in der Deutschen Bucht liegen nur sehr wenige Arbeiten vor. Das BSH hat 2015 einen klimatologischen Eisatlas für die Deutsche Bucht und angrenzende Gebiete (einschließlich Limfjord) herausgegeben (Schmelzer et al. 2015), der auf Daten der Jahre 1961–2010 basiert. Zusätzlich wurde dieser Zeitraum auch noch in drei 30-jährige Zeiträume¹⁴ aufgeteilt, um zeitliche Änderungen aufzuzeigen. In den analysierten 50 Jahren von 1961 bis 2010 gab es in der Nordsee 26 (52 %) sehr schwache bis schwache, 16 (32 %) mäßige, 4 (8 %) starke und 4 (8 %) sehr starke bis extrem starke Eiswinter. Im Vergleich zu einer 114-jährigen Periode ab 1897 ist eine Abnahme der extrem starken und sehr starken Eiswinter bei gleichzeitiger Zunahme der schwachen Eiswinter und Winter ohne Eisvorkommen festzustellen. Diese Tatsache spiegelt sich auch im Rückgang der Häufigkeit des Eisauftretens in drei 30-jährigen Perioden 1961–1990, 1971–2000 und 1981–2010 wider.

4.1.2 Zukünftige Klimaänderungen bis 2100

Während bei Erscheinen des 1. HKB noch sehr wenige Arbeiten publiziert waren, die sich mit zukünftigen Klimaänderungen in

12 Eine Partialtide ist das Resultat einer harmonischen Analyse, bei der einem Cosinusterm der Form $a \cdot \cos(\omega t - \varphi)$ mit astronomisch begründeter Winkelgeschwindigkeit eine Amplitude a und eine Phase φ zugeordnet wird.

13 Ein Hindcast (Nachhersage) bezeichnet eine Modellstudie, in der die Vergangenheit simuliert wird, indem das Modell mit beobachteten Werten angetrieben wird.

14 Die 30-jährigen Perioden sind wegen der Kürze der Zeitreihe überlappend.

der Nordsee und dem Bereich der Deutschen Bucht befassten, sind in den vergangenen Jahren etliche neue regionale Klimasimulationen für die Nordsee hinzugekommen. Der aktuelle Wissensstand ist im NOSCCA-Bericht (North Sea Region Climate Change Assessment) von Quante et al. (2016) zusammengefasst. Die Frage, wie sich das globale Klima durch den weiteren Anstieg der anthropogenen Emissionen von Treibhausgasen entwickelt, ist von ökonomischen, sozialen und politischen Entwicklungen abhängig, die im Grundsatz nicht vorhersagbar sind. Daher werden in der Klimaforschung sog. Emissionsszenarien genutzt, die ein möglichst breites Spektrum von Annahmen über die künftige Entwicklung der Menschheit darstellen sollen. Die Simulationen sollen statistische Durchschnittswerte über größere Zeitabschnitte liefern, die sich in der Zukunft unter den vorgegebenen Entwicklungen ergeben könnten. Die meisten verfügbaren Ergebnisse beziehen sich auf die sog. SRES-Szenarien¹⁵, die in der Vergangenheit für die Assessment Reports des IPCC festgelegt wurden. Diese SRES-Szenarien unterteilen sich in vier Haupttypen A1, B1, A2 und B2, die jeweils für eine mögliche klimatische Entwicklung in der Zukunft stehen und nicht mit Vorhersagen verwechselt werden sollten. Für den aktuellen IPCC-Bericht wurden in den Simulationen statt der SRES-Szenarien RCPs¹⁶ verwendet, zurzeit sind aber noch kaum Ergebnisse für die Nordsee verfügbar. Die atmosphärischen Änderungen werden im ► Abschn. 2.4 behandelt.

4.1.2.1 Meeresoberflächentemperaturen

Der NOSCCA-Bericht (Quante et al. 2016) kommt zu dem Schluss, dass trotz erheblicher Unterschiede in den Modellsimulationen (Setup, Antrieb aus Global Climate Model [GCM], Biaskorrektur, Zeithorizont) die Projektionen der zukünftigen SST-Änderungen ein konsistentes Bild zeigen. Im Jahresmittel ergibt sich auf der Basis aller verfügbaren Studien ein Anstieg der SST in der Nordsee zum Ende des 21. Jahrhunderts zwischen 1 und 3 K. Basierend auf Multimodellstudien sind die Unsicherheiten in den projizierten Änderungen im Wesentlichen dem unterschiedlichen Antrieb aus den globalen Klimamodellen zuzuschreiben (Wakelin et al. 2012; Holt et al. 2010, 2012, 2014). Im Vergleich dazu sind bei gleichem Globalmodellantrieb in verschiedenen Regionalmodellen nur geringe Unterschiede (< 1/10 K) in den simulierten SST-Änderungen zu erkennen (Wakelin et al. 2012; Holt et al. 2014; Mathis 2013; Gröger et al. 2013; Bülow et al. 2014).

Während die Mehrzahl der veröffentlichten Studien auf ungekoppelten ozeanischen Regionalmodellstudien beruht, steht aus dem KLIWAS-Projekt das einzige Ensemble mit gekoppelten Ozean-Atmosphärenmodell-Projektionen zur Verfügung. Rückkopplungsmechanismen verbessern vor allem in den Wintermonaten die modellierten Meeresoberflächentemperaturen (Gröger

et al. 2015) und durch die verbesserten Land-See-Gradienten der Temperatur auch die küstennahen Niederschläge (Wang et al. 2015; Attema und Lenderink 2014). Die drei gekoppelten Modelle des KLIWAS-Ensembles (MPIOM-REMO, Elizalde et al. 2014; HAMSOM-REMO, Su et al. 2014 und RCA-NEMO, Dieterich et al. 2014) zeigen für die Differenz der Zeiträume (2070–2099) und (1970–1999) in den Jahresmitteln einen Temperaturanstieg zwischen 1,7 und 3,0 K (Bülow et al. 2014). Allerdings sind die Unterschiede zwischen den gekoppelten Simulationen geringfügig größer als in den ungekoppelten Simulationen. Die vorhandenen regionalen und saisonalen Unterschiede zwischen den drei KLIWAS-Modellen weisen darauf hin, dass die Temperaturentwicklung stark von den verwendeten Parametrisierungen in den Regionalmodellen abhängt (z. B. Deckschichttiefe, Parametrisierungen der Oberflächenflüsse und lokale Wechselwirkungen).

4.1.2.2 Meeresoberflächensalzgehalte

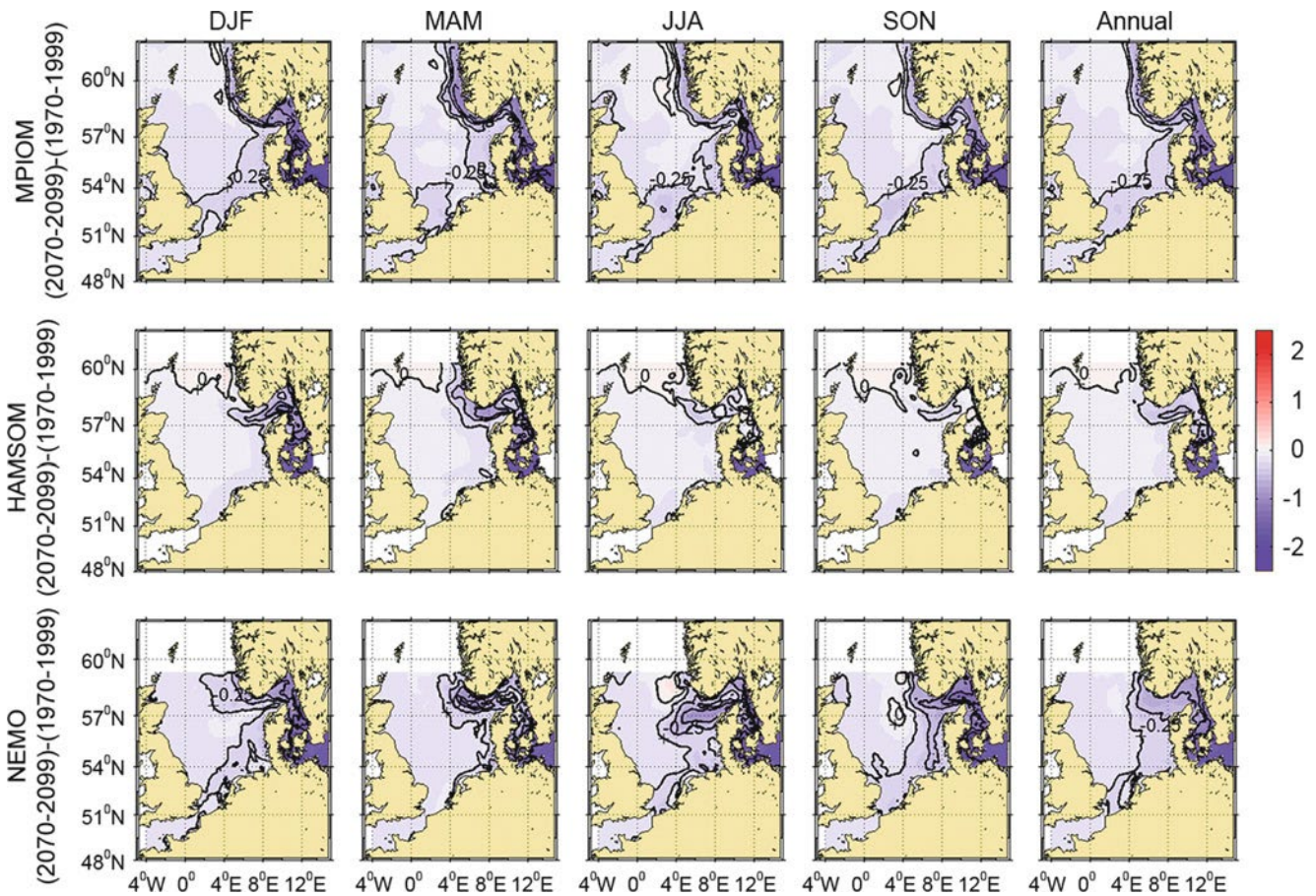
Bei Erstellung des 1. HKB gab es ebenfalls nur wenige Arbeiten, die sich mit möglichen Änderungen des Salzgehaltes in der Deutschen Bucht befassten. Die damaligen Ergebnisse waren insgesamt nur wenig konsistent und die Belastbarkeit entsprechend gering. Neuere Studien prognostizieren eine Abnahme des Oberflächensalzgehaltes in der Nordsee (Gröger et al. 2013; Mathis und Pohlmann 2014; Bülow et al. 2014; Holt et al. 2010, 2012; Wakelin et al. 2012; Friocourt et al. 2012). Dies widerspricht den Studien aus dem 1. HKB (Weisse 2011), die, wie in der Studie von Kauker (1999), eine Erhöhung der Salzgehalte in der Deutschen Bucht infolge eines verringerten Elbeabflusses um etwa 0,5 psu simuliert hatten. Eine mögliche Erhöhung der Salzgehalte in der Deutschen Bucht könnte auch aus einer Verstärkung der Westwinde resultieren. Dies war in den Sensitivitätsexperimenten von Schrum (2001) unter Annahme einer Verstärkung der Westwinde zwischen 52 und 62° N abgeleitet worden. Eine derartige signifikante Änderung der Windgeschwindigkeiten konnte in neueren Studien aber nicht bestätigt werden (s. ► Abschn. 2.2.1 Meteorologie). Auch wurden mögliche Änderungen des Salzgehaltes im Nordatlantik nicht berücksichtigt.

Eine zukünftige Abnahme des Salzgehaltes im Bereich der Nordsee wäre hingegen konsistent mit der Verstärkung des hydrologischen Kreislaufs in den Zukunftssimulationen und der damit verbundenen generellen Abnahme der Salzgehalte im Nordatlantik in den Globalmodellen. Allerdings variieren die Ergebnisse zwischen den regionalen Simulationen für die Nordsee stark bzgl. der Größenordnung der vorhergesagten Salzgehaltabnahme und dem zeitlichen Verlauf im 21. Jahrhundert. Der NOSCCA-Bericht (Quante et al. 2016) kommt daher zu der Schlussfolgerung, dass die Vorhersagekapazität der Regionalmodelle für Änderungen des Salzgehaltes weiterhin gering ist und in nichtquantifizierbarem Maß von methodischen Ansätzen für die atmosphärischen Frischwasserflüsse, Randbedingungen für den atlantischen Einstrom und den baltischen Ausstrom sowie weiteren modellspezifischen Ansätzen abhängt.

Dies liegt auch daran, dass in den meisten Modellsimulationen keine konsistenten Ansätze für die verschiedenen Komponenten der Frischwasserflüsse gewählt wurden. Dagegen wurden alle notwendigen Komponenten im KLIWAS-Ensemble

15 Für weitere Informationen zur Definition der Szenarien s. die Webseiten des IPCC.

16 Für den 5. Sachstandsbericht des IPCC (2013) wurden die SRES-Szenarien durch sog. repräsentative Konzentrationspfade („representative concentration pathways“, RCPs) ersetzt. Bei diesen Szenarien bilden die Treibhausgaskonzentration und der Strahlungsantrieb den Ausgangspunkt und nicht, wie bei den traditionellen SRES-Szenarien, die Entwicklung von sozioökonomischen Faktoren.



■ **Abb. 4.8** Änderung des Oberflächenalzgehaltes in der Nordsee in der ferneren Zukunft für das A1B-Szenario in drei gekoppelten Modellsimulationen aus dem KLIWAS-Projekt. Abgebildet sind Differenzen für das Jahresmittel und Jahreszeiten für den Zeitraum zwischen den Perioden (1970–1999) und (2070–2099). Obere Reihe MPIOM-Lauf 215, mittlere Reihe HAMSOM-Lauf 202 und untere Reihe NEMO-Nordic-Lauf 470. (Aus Bülow et al. 2014)

explizit modelliert (Bülow et al. 2014). In dem Ensemble liegt die Abnahme des Salzgehaltes zum Ende des 21. Jahrhunderts bei 0,2 psu, es zeigen sich aber bei den drei Modellen auch signifikante Abweichungen in den räumlichen Mustern (■ Abb. 4.8). Beide Regionalmodelle des Ensembles zeigen große Differenzen in der zeitlichen Entwicklung der Salzgehalte im baltischen Ausstrom und im Einstrom über die nördliche Berandung der Nordsee zum Atlantik.

Bezogen auf das Mittel über die gesamte Nordsee fanden Mathis und Pohlmann (2014) in einem ungekoppelten HAMSOM-Lauf mit Antrieb aus einer globalen MPIOM/ECHAM-Simulation eine deutliche höhere Salzgehaltabnahme von 0,6 psu bis zum Ende des 21. Jahrhunderts. Gröger et al. (2013) simulierten ebenfalls eine deutlichere Salzgehaltabnahme von 0,75 psu in der Nordsee mit einem Modellsetup, das durch die geringere Modellauflösung vom MPIOM-Modell in dem KLIWAS-Ensemble abweicht. Dies legt nach den Ergebnissen des NOSCCA-Berichtes (Quante et al. 2016) die Schlussfolgerung nahe, dass die Ergebnisse auch von der gewählten Modellauflösung abhängen.

4.1.2.3 Zirkulation

Zu möglichen Änderungen der Zirkulation in der Zukunft gibt es weiterhin wenige veröffentlichte Untersuchungen, die Aussagen bzgl. der Deutschen Bucht machen. In dem im ► Abschn. 4.1.2.2

zitierten Sensitivitätsexperiment von Schrum (2001) führte eine verstärkte Westwindzirkulation zu einer Verstärkung der mittleren zyklonalen Zirkulation in der Nordsee. Zu ähnlichen Schlussfolgerungen kommen Mathis (2013) sowie Mathis und Pohlmann (2014) in ihren Untersuchungen. Zum Ende des 21. Jahrhunderts verstärkt sich nach diesen Analysen der Einstrom über den nördlichen Rand im Frühjahr, konsistent mit den verstärkten westlichen Winden aus dem antreibenden Globalmodell. In den anderen Jahreszeiten schwächt sich die Zirkulation dagegen leicht ab. Weiterhin wird eine deutliche Abnahme der Transporte über die Straße von Dover diagnostiziert (Mathis 2013; Mathis und Pohlmann 2014).

4.1.2.4 Wasserstand

Komponenten des Meeresspiegelanstiegs

Global ändert sich der Meeresspiegel durch Änderungen des Volumens der Wassermassen im Ozean infolge von Temperatur- und Salzgehaltsänderung und durch Eintrag von Masse aufgrund des Abschmelzens von Landeismassen. Räumlich kann es zu ausgeprägten Variationen in den Meeresspiegeländerungen kommen, da die Zirkulation im Ozean zur regionalen Umverteilung der Wassermassen führen kann. Für die Projektionen zukünftiger Meeresspiegeländerungen ist man auf globale Klimamodelle angewiesen, wobei aber gegenwärtig existierende Klimamodelle

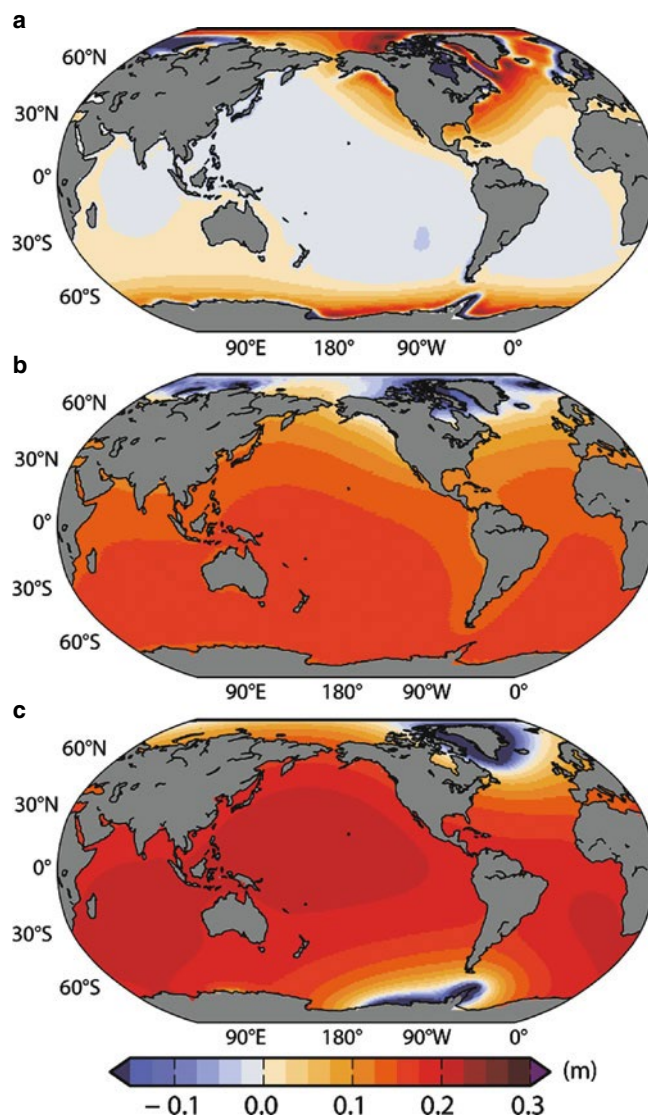
nur die Veränderungen des mittleren Wasserstandes aufgrund der Volumenänderungen beschreiben. Effekte, die durch das Abschmelzen von Gletschern und Landeis auftreten, müssen separat modelliert werden (Details s. Church et al. 2013). Nachträglich müssen dann die regionalen Beiträge der postglazialen Ausgleichsbewegungen, der Abschmelzung von Gletschern und der Änderung der Eismassen zu den Ergebnissen der Klima-projektionen addiert werden (■ Abb. 4.9).

Für die Nutzung der Projektionen auf lokaler Ebene (z. B. in der Deutschen Bucht) müssen ggf. weitere lokale vertikale Landbewegungen berücksichtigt werden, da viele geologische Prozesse zu vertikalen Landbewegungen führen können, z. B. Sedimentkompaktierung, Entnahme von Grundwasser oder Gas und tektonische Prozesse. Für die niederländische Küste haben Kooi et al. (1998) eine Aufteilung der derzeitigen Land-senkungsrate von etwa 0,7–1,1 mm/Jahr in ihre unterschiedlichen Anteile geliefert. Vertikalbewegungen an den Pegelstationen im Bereich der Deutschen Bucht und Norddeutschlands wurden von Weiß und Sudau (2011, 2013) mit einer Kombination von GNSS und Nivellements untersucht und zeigen lokale variierende Absenkungen zwischen 0,5 und 2,5 mm/Jahr. In einer aktuellen Arbeit schlagen Wöppelmann et al. (2014) die Nutzung des GPS (Global Positioning System) für die Korrekturen der vertikalen Landbewegungen vor. Nach ihrer Einschätzung ergibt sich durch die zusätzliche Korrektur der lokalen Vertikalbewegungen vor der GIA-Korrektur¹⁷ ein kohärenteres räumliches Muster in den Meeresspiegelanstiegen und damit auch eine Verbesserung der globalen Rekonstruktionen der langfristigen (dekadischen bis säkularen) Meeresspiegeländerungen mittels der Gezeitenpegel.

Mittlerer Meeresspiegel

Im Vergleich zum 4. Sachstandsbericht des IPCC (IPCC 2007), der einen wahrscheinlichen Bereich¹⁸ von 18 bis 59 cm für den globalen Meeresspiegelanstieg (MSL, Summe aller Komponenten) im Zeitraum 2090–2099 gegenüber dem Ende des vorigen Jahrhunderts angibt (Meehl et al. 2007), sind im 5. Sachstandsbericht (IPCC 2013) etwas größere Spannbreiten angegeben. Je nach Szenario wird der wahrscheinliche Anstieg zwischen den Klimaperioden 1986–2005 und 2081–2100 im Bereich¹⁹ von 26 bis 82 cm liegen (Church et al. 2013). Die Werte beider Berichte sind aber nicht direkt vergleichbar, da unterschiedliche Kriterien und Methoden zur Abschätzung herangezogen wurden. Gegenüber dem 4. Sachstandsbericht sind allerdings in vielen Bereichen der Meeresspiegelmodellierung substanzielle Fortschritte erzielt worden und die Verlässlichkeit der Abschätzungen ist gestiegen.

Die Einschätzung der möglichen regionalen Änderungen des Meeresspiegelanstiegs in der Deutschen Bucht hat sich gegenüber den im 1. HKB (Weisse 2011) zitierten Werten ebenfalls nicht stark verändert. In einer aktuellen Studie mit dem regionalen Schelfmodell HAMSOM erhielten Mathis et al. (2013) und Ma-



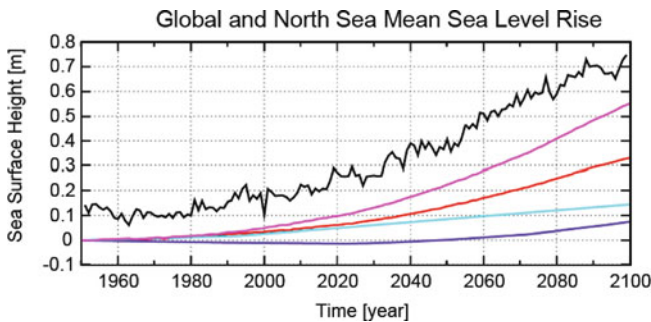
■ **Abb. 4.9** Mittlere Abschätzungen der regionalen Beiträge zum Meeresspiegel aus a den postglazialen Ausgleichsbewegungen, b der Abschmelzung von Gletschern und c der Änderung der Eismasse des Grönländischen und Antarktischen Eisschildes für das RCP4.5-Szenario (IPCC 2013). Alle Änderungen beziehen sich auf die Unterschiede zwischen den Perioden 1996–2000 und 2081–2100

this (2013) einen Anstieg des Meeresspiegels von 60 cm zum Ende des 21. Jahrhunderts und liegen damit im Bereich der 40–80 cm, die Katsman et al. (2008) in ihren Szenarien ermittelt hatten. Wie in der Studie von Katsman et al. (2008) war es notwendig, Komponenten aus den Masseänderungen durch Abschmelzen der Gletscher und Eisdynamik basierend auf Angaben aus der Literatur (Solomon et al. 2007; Jungclaus et al. 2006) nachträglich zu addieren (■ Abb. 4.10). Wie schon in der Studie von Landerer et al. (2007) fällt der Meeresspiegelanstieg in der Nordsee höher aus als im globalen Mittel. Mathis et al. (2013) führen die zusätzlichen 10–20 cm auf Salzgehaltänderungen im Ostseeausstrom (halosterische Effekte) und atmosphärisch bedingte Änderungen im Windstau in der südlichen und östlichen Nordsee zurück. In ihrem Modelllauf war die Salzgehaltänderung sehr groß und betrug im volumetrischen Mittel über die Nordsee 0,6 psu. Landerer

¹⁷ GIA steht für „glacial isostatic adjustment“ und beschreibt die postglazialen Vertikalbewegungen infolge der Eiszeiten.

¹⁸ Angegeben sind Minimum und Maximum des 5- bis 95 %-Bereichs für alle ausgewerteten Szenarien B1, B2, A1B, A1T, A2 und A1F1.

¹⁹ Angegeben sind Minimum und Maximum des 5- bis 95 %-Bereichs für die Szenarien RCP 2.6, 4.5, 6.0 und 8.5 (Tabelle 13.5 in Church et al. 2013).



■ **Abb. 4.10** Komponenten des globalen Meeresspiegelanstiegs und resultierende Meeresspiegelentwicklung in der Nordsee simuliert durch das Schelfmodell HAMMOM (*schwarz*) für das A1B-Szenario. Globaler thermostischer und halosterischer Meeresspiegelanstieg (*rot*), globale Abschätzungen der Gletscherschmelze (*türkis*), Balance der Eisschilde (*blau*) und globales Gesamtbudget (*magenta*) als Summe der drei Terme. (Mathis et al. 2013)

et al. (2007) hatten auf Massenumverteilungen vom tiefen angrenzenden Ozean auf den Schelf aufmerksam gemacht.

In den gekoppelten Simulationen des KLIWAS-Ensembles (Bülow et al. 2014) ergaben sich zum Ende des Jahrhunderts thermo²⁰- und halosterische²¹ Meeresspiegeländerungen von 24–28 cm in der Nordsee, die etwas geringer ausfallen als die Werte aus dem Schelfmodell von Mathis et al. (2013). Regional fielen die Abweichungen vom Nordseemittel mit 1–2 cm gering aus und betreffen vor allem die Bereiche mit verstärktem Süßwassereinstrom in die Nordsee.

Zusätzlich zu dem im 5. Sachstandsbericht (IPCC 2013) angegebenen wahrscheinlichen Bereich für den Meeresspiegelanstieg sind aber auch extremere Szenarien möglich, die aus verstärkter Eisdynamik in den Eisschilden (Instabilitätsprozesse) resultieren könnten. Der UK-Sachstandsbericht (Lowe et al. 2009b) kommt zu dem Schluss, dass für die Adaptationsmaßnahmen auch extreme Meeresspiegelanstiege von etwa 2 m nicht ausgeschlossen werden können. Er betont aber, dass selbst unter den hohen Emissionsszenarien Meeresspiegelanstiege unter 1 m weitaus wahrscheinlicher sind.

Windstau (meteorologisch bedingter Anteil des Meeresspiegelanstiegs)

Albrecht und Weisse (2014) untersuchten den Effekt großräumiger Luftdruckänderungen auf die regionalen Meeresspiegeländerungen in der Deutschen Bucht mit einem statistischen Modell. Basierend auf der Analyse von insgesamt 78 Simulationen des Luftdrucks aus globalen Klimamodellen wurde ein mittlerer Beitrag des Luftdrucks zu Meeresspiegeländerungen in der Deutschen Bucht von 1,4 cm pro Jahrhundert ermittelt. Dies ist gering im Vergleich zu den sterischen und dynamischen Anteilen und daher von untergeordneter Bedeutung. Dangendorf et al. (2014b) benutzten ebenfalls einen atmosphärischen Proxy²², um den at-

mosphärischen Anteil am mittleren Meeresspiegelanstieg in acht verschiedenen Globalmodellergebnissen für das A1B-Szenario zu untersuchen. Auch in dieser Arbeit ergibt sich zum Ende des 21. Jahrhunderts nur ein leichter Anstieg des atmosphärischen Anteils, der in der Deutschen Bucht am größten ist. Für das stärkste Szenario A2 ergeben sich 5–6 cm und für das A1B- und B1-Szenario ca. 3 cm pro Jahrhundert.

Neben den langfristigen mittleren Änderungen sind für den aktuellen Küstenschutz aber auch die kurzfristigen, extremen Wasserstandsänderungen (Sturmfluten) von Bedeutung. Bei Sturmfluten überlagern sich Windstau und Gezeit in Zeiträumen von wenigen Stunden. Änderungen in der Häufigkeit und Intensität von Sturmfluten beruhen entweder auf Änderungen des mittleren Meeresspiegels oder auf Änderungen in den atmosphärischen Bedingungen. Nach den globalen Analysen von Menendez und Woodworth (2010) gilt bislang der Anstieg des mittleren Meeresspiegels als Hauptgrund für die Änderungen der Sturmflutniveaus. Auch für den Englischen Kanal konnte dies in der Studie von Haigh et al. (2010) bestätigt werden. Bislang gehen viele Studien davon aus, dass sich Meeresspiegelanstieg und Änderung des Windklimas linear addieren und separat studiert werden können (Howard et al. 2010; Haigh et al. 2010). Die Belastbarkeit einer solchen linearen Addition von Prozessen erwies sich in der Arbeit von Howard et al. (2010) selbst für einen extremen Meeresspiegelanstieg von 5 m (was einem totalen Kollaps des Antarktischen Eisschildes entsprechen würde) als gegeben.

Die zukünftige Entwicklung der Sturmflutwasserstände hängt maßgeblich von der zukünftigen Entwicklung des Windklimas ab. Modellstudien, die seit dem 4. Sachstandsbericht durchgeführt wurden, zeigen, dass bzgl. des Windes noch große Unsicherheiten existieren. In der Arbeit von Weisse et al. (2012) zeigt sich, dass neben Unsicherheiten in den Projektionen, die das Emissionsszenario und Modellunterschiede betreffen, auch die natürliche Klimavariabilität zu einer großen Spannweite von Änderungen der Sturmflutwasserstände führt. Auf der Basis von 17 Realisationen des A1B-Szenarios reicht die Spannweite der Änderungen der Sturmflutwasserstände zum Ende des 21. Jahrhunderts von ungefähr +18 bis –8 cm (Weisse et al. 2012). Nach den übereinstimmenden Untersuchungen von Lowe et al. (2009a) und Sterl et al. (2009) kommt es im Bereich der Nordsee im 21. Jahrhundert zu keinen signifikanten Änderungen der Sturmflutwasserstände. Dies widerspricht älteren Studien (Woth 2005; Woth et al. 2006), die z. T. nur auf Basis von kürzeren Zeitscheiben erstellt wurden. Aufgrund der fehlenden kontinuierlichen Simulationen bestand bei diesen Zeitscheiben die Problematik, dass langfristige (multidekadische) natürliche Schwankungen Klimatrends vortäuschen können.

Diese Einschätzung deckt sich auch mit den Ergebnissen von Gaslikova et al. (2013) und Befort et al. (2014, 2015), die in ihren Arbeiten auf die Größenordnung der natürlichen multidekadischen Variabilität im Vergleich zu den langfristigen Trends hinweisen. Für die extremen Sturmfluten (99. Perzentil) finden

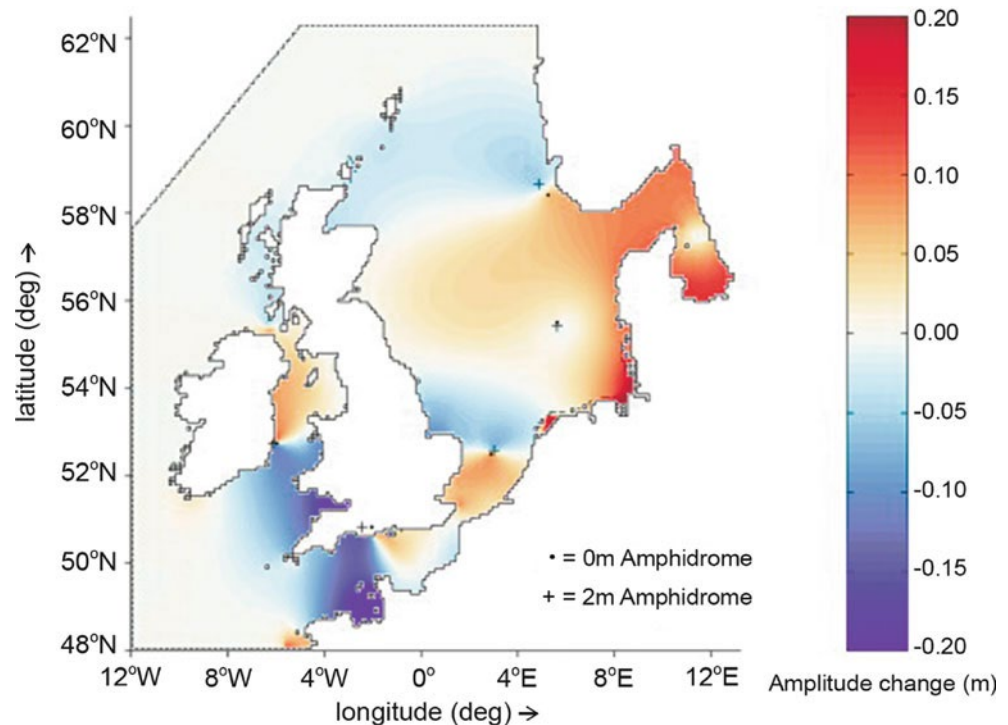
20 Thermosterisch weist auf Ausdehnung der Wassersäule mit steigenden Temperaturen hin.

21 Halosterische Meeresspiegeländerungen beruhen auf Änderungen des Meeresspiegels durch den Salzgehalt, dabei steigt der Meeresspiegel mit abnehmendem Salzgehalt.

22 Zur Konstruktion des Proxys wurden zwei Zeitreihen des atmosphärischen Drucks auf Meeresspiegelniveau benutzt, die atmosphärische Aktionszentren über

Skandinavien (14–22 °E, 60–66 °N) und der Iberischen Halbinsel (10–0 °W, 40–44 °N) beschreiben. Die Druckdifferenz zwischen den beiden Zentren ist ein Maß für die Stärke der Westwinde und damit des Windstaus.

■ **Abb. 4.11** Anstieg (rot) und Abnahme (blau) der Amplitude der halbtägigen Gezeit bei einem Meeresspiegelanstieg von 2 m. Punkte und Kreuze geben die Lage der amphidromischen Punkte unter aktuellen Meeresspiegelbedingungen (0 m, Kreis) und bei zukünftigem Meeresspiegel (2 m, Kreuz) an. Der amphidromische Punkt im Englischen Kanal bei Dorset ist geschätzt. (Pickering et al. 2012)



Gaslikova et al. (2013) bis zum Ende des 21. Jahrhunderts für eines der Szenarien einen Anstieg in der südöstlichen Nordsee mit Maximalwerten von 15 cm in der Deutschen Bucht und 6–8 cm im Ensemble-Mittel. Nach Interpretation der Autoren könnte dies jedoch auf eine vermehrte Sturmhäufigkeit hindeuten und nicht auf eine Verstärkung der Sturmintensität. Innerhalb der vier simulierten Szenarien sind die Unterschiede in den projizierten Sturmflutwasserständen für weite Teile der Nordsee klein (± 3 cm); lediglich ein Lauf des B1-Szenarios zeigt höhere Änderungssignale mit positiven Abweichungen von 4–6 cm. Bafort et al. (2014) finden in den Analysen dreier A1B-Läufe des Klimamodells ECHAM5/OM einen Anstieg der Sturmflutereignisse von ca. 21 % zum Ende des 21. Jahrhunderts, allerdings im Rahmen der erwähnten großen multidekadischen Schwankungen und bei starken Unterschieden in den drei Läufen. Räumlich sind die Gebiete mit signifikantem Anstieg auf die Deutsche Bucht und die südliche Nordsee begrenzt.

Alle neueren Ergebnisse weisen darauf hin, dass es keinen signifikanten, sondern – wenn überhaupt – nur einen geringen Anstieg des Windstaus bei Sturmfluten in der Nordsee geben wird. Räumlich sind die Gebiete mit signifikantem Anstieg auf die Deutsche Bucht und die südliche Nordsee begrenzt. Untersuchungen von Hunter (2012) und Hunter et al. (2013) haben für die Deutsche Bucht ergeben, dass die Erhöhungen der Schutzbauwerke den Bereich der zu erwartenden Änderungen in den Extremereignissen abdecken und sich somit die Wiederkehrhäufigkeiten von Überflutungen nicht ändert.

Gezeiten

Ein ansteigender mittlerer Meeresspiegel führt automatisch zur Änderung der Beckengeometrie der Nordsee und könnte dadurch Auswirkungen auf die gezeitenbedingten Wasserstände haben. Zum Zeitpunkt des 1. HKB gab es nur wenige Arbeiten, die sich

mit diesen Effekten beschäftigten und die im Wesentlichen auf eine Erhöhung der Gezeitenamplituden in der Deutschen Bucht in der Größenordnung von 2–4 cm bei steigendem Meeresspiegel hinwiesen (Kauker 1999; Plüß 2004). Als Ursache für die Zunahme der Gezeitenamplitude wurde eine schnellere Propagation der Gezeitenwelle infolge des erhöhten Wasserstandes identifiziert.

Neuere Arbeiten weisen aber auf methodische Probleme bei der Implementierung des Meeresspiegelanstiegs in den Modellen hin, die zu sehr unterschiedlichen Einschätzungen der räumlichen Muster und Änderungen in den Gezeitenamplituden führen. So finden Pickering et al. (2012) bei einem Meeresspiegelanstieg von 2 m eine große Zunahme der halbtägigen Gezeitenamplitude (■ Abb. 4.11) für das Wattenmeer im Bereich der holländischen Küste und der Deutschen Bucht (Springtidenänderungen von +35 cm). Dabei ähneln die räumlichen Muster den Ergebnissen der idealisierten Modellstudie von Roos et al. (2012). Diese zeigen bei Cuxhaven eine Erhöhung der Amplituden von 6 cm bei einem Meeresspiegelanstieg von 1 m.

Zu völlig entgegengesetzten Ergebnissen kommen aber Ward et al. (2012), die in zwei Szenarien (2 und 5 m Meeresspiegelanstieg) jeweils die größte Abnahme der M2-Amplitude in der Deutschen Bucht finden. Im 5-m-Szenario halbiert sich die Amplitude der M2-Gezeit sogar, die Amphidromie²³ verschiebt sich in beiden Szenarien ostwärts.

Die Unterschiede ihrer Ergebnisse für die Deutsche Bucht im Vergleich zu anderen Studien (Pickering et al. 2012) werden von Ward et al. (2012) in der Behandlung des Küstenstreifens bei steigendem Meeresspiegel vermutet. Während in der Studie von Ward et al. (2012) die niedriger liegenden Gebiete überflutet

23 Eine Amphidromie ist eine Drehwelle. In der Nordsee überlagern sich zwei Kelvinwellen, die in entgegengesetzter Richtung fortschreiten und drei amphidromische (hubfreie) Punkte bilden.

werden können, wird in der Studie von Pickering et al. (2012) an der ursprünglichen Küstenlinie als laterale Randbedingung eine vertikale Wand mit entsprechender Höhe vorausgesetzt.

Die Studien von Pelling et al. (2013) sowie Pelling und Green (2014) griffen diese Thematik auf und führten erste methodische Untersuchungen durch. Sie zeigen, dass die zusätzliche Gezeiten-dissipation in den neu dazugekommenen gefluteten Gebieten wichtig ist und zu einer Verlagerung der Amphidromien in Richtung der neuen Küste führt. Anders als in der Studie von Pelling et al. (2013) kommt aber die Studie von Pelling und Green (2014) zu der Schlussfolgerung, dass für die Deutsche Bucht ein Anstieg der halbtägigen Gezeitenamplituden zu erwarten ist.

4.1.2.5 Seegang

Aussagen zu potenziellen Änderungen des Seegangsklimas basieren auf Seegangmodellen, die mit Wind- und Luftdruckdaten aus globalen Klimaszenarien angetrieben werden. Während in den frühen Studien noch Zeitscheibenexperimente (z. B. für 1970–2000 und 2070–2100) durchgeführt wurden, sind jetzt durchgängige Berechnungen möglich, die auch die dekadische Variabilität abbilden. Für den Nordostatlantik und die Nordsee führten Debernard und Røed (2008) sowie Grabemann und Weisse (2008) erste Ensemblerechnungen mit verschiedenen Modellen und Szenarien durch. Debernard und Røed (2008) benutzten eine Kombination aus den A1-, B2- und A1B-Szenarien mit drei globalen Klimamodellen (GCM). Grabemann und Weisse (2008) analysierten ein Ensemble aus zwei GCMs und den A2- und B2-Szenarien. Beide Studien verglichen das Wellenklima der Zeitscheiben 1961–1990 und 2071–2100 und kamen zu ähnlichen Ergebnissen, welche die größten Zunahmen der Seegangshöhen entlang der östlichen Nordseeküste (also auch in der Deutschen Bucht) und im Skagerrak verorteten, während die Änderungen in der westlichen und nördlichen Nordsee kleiner oder sogar negativ waren. In beiden Studien zeigte sich, dass die Unsicherheiten aus der Wahl des Modells größer sind als diejenigen aus der Szenarienwahl. Zu vergleichbaren Ergebnissen kamen auch die Ensemblestudien von Groll et al. (2014a, 2014b) mit durchgängigen Projektionen von 1961 bis 2100.

Groll et al. (2014b) analysierten zusätzlich das Auftreten von Wetterfenstern, d. h. von Zeiträumen, in denen die signifikante Wellenhöhe unter einem definierten Schwellenwert bleibt. Eine eventuelle zukünftige Änderung der Häufigkeit dieser Wetterfenster ist u. a. für die Offshore-Industrie von Interesse, die auf einer Mindestandauer günstiger Wetterfenster für die Arbeiten auf See angewiesen ist. Dabei wurde eine starke dekadische Variabilität im jährlichen Auftreten dieser Wetterfenster, aber kein signifikanter Trend festgestellt. Zusätzlich wurde mit den simulierten signifikanten Wellenhöhen eine Extremwertanalyse durchgeführt, um das Auftreten von sehr hohen Wellen mit einer Wiederkehrperiode von 1 bis zu 100 Jahren zu untersuchen. Auch hier zeigte sich – wie für die mittleren und hohen Wellen (99. Perzentil) – eine signifikante Zunahme in der östlichen und eine leichte Abnahme in der westlichen Nordsee, wobei die Trends aber die des 99. Perzentils nicht übersteigen.

De Winter et al. (2012) führten für die niederländische Küste eine Ensemblestudie durch, bestehend aus einem GCM, dem Szenario A1B und 17 verschiedenen Anfangsbedingungen. Auch

sie verglichen die Zeitscheiben 1961–1990 und 2071–2100. Hier blieben mittlere Wellenhöhe, Wellenperiode und Wiederkehrperioden unverändert, während sich das jährliche Maximum leicht abschwächte. Ferner nahm, in Übereinstimmung mit den zukünftig häufigeren Westwinden im Modell, die Wellenausbreitung in östliche Richtungen zu.

4.1.2.6 Eis

Es sind in der Literatur keine Arbeiten zu zukünftigen Änderungen der Eisbedeckung in der Nordsee zu finden. Wie in ► Abschn. 4.1.3 dargestellt, tritt schon unter aktuellen Bedingungen seewärts der Inseln aufgrund der starken Gezeitenströme sowie der relativ hohen Temperaturen und Salzgehalte kaum Eisbildung in der Deutschen Bucht auf. Die simulierte Temperaturerhöhung zum Ende des 21. Jahrhunderts würde daher auf eine weitere Abnahme der Eisbedeckung und eine Zunahme milder Eiswinter hindeuten.

4.1.3 Zusammenfassung

Ozeanographische Zustandsgrößen in der Deutschen Bucht unterliegen einer ausgeprägten natürlichen Variabilität mit Zeitskalen von intraannuell bis multidekadisch. Die Qualität der Datengrundlage zur Abschätzung und Bewertung solcher Änderungen ist dabei je nach betrachtetem Parameter höchst unterschiedlich. Relativ verlässliche Daten liegen für die Bewertung langfristiger Oberflächentemperaturänderungen in der Deutschen Bucht vor. Demnach hat sich die Meeresoberflächentemperatur bei Helgoland im Zeitraum 1873–1995 um etwa 0,6–0,8 K erwärmt, mit einem verstärkten Anstieg seit den 1980er-Jahren. Die Oberflächentemperaturen haben sich nach 1995 auf einem hohen Niveau stabilisiert, und in 2014 wurde ein Maximum des Jahresmittels von 11,9 °C beobachtet. Für das Ende des 21. Jahrhunderts liegt die Bandbreite der projizierten Temperaturerhöhungen zwischen 1 und 3 K. Parallel zu dem beobachteten Anstieg der SST in der Deutschen Bucht nehmen die starken Eiswinter in den Beobachtungen ab. Für den Oberflächensalzgehalt ist in der jetzigen Beobachtungszeitreihe kein signifikanter Trend zu erkennen, die Zeitreihe wird vielmehr von ausgeprägter dekadischer Variabilität geprägt. Obwohl eine Vielzahl der Modellprojektionen für den Salzgehalt zum Ende des 21. Jahrhunderts auf eine Abnahme des Salzgehaltes in der Nordsee um 0,2 bis 0,6 psu hinweist, ist die Größenordnung der Abnahme nicht ausreichend konsistent und hängt von modell-spezifischen Ansätzen für die Frischwasserflüsse ab.

Der Meeresspiegel ist laut dem letzten IPCC-Bericht im globalen Mittel in den letzten ca. 100 Jahren um etwa 1,7 mm/Jahr gestiegen. Die Ergebnisse für den Trend des mittleren Meeresspiegels für den Bereich der Deutschen Bucht schwanken regional in den unterschiedlichen Studien zwischen 1,4 und 2,8 mm/Jahr. Diese Trends beinhalten aber auch durch wasserbauliche Maßnahmen hervorgerufene Änderungen. Aufgrund unterschiedlicher Analysezeiträume und -methoden sind diese Studien zudem oft nicht direkt vergleichbar. Eine systematische Beschleunigung des Meeresspiegelanstiegs lässt sich aus Pegelmessungen derzeit weder für die niederländische noch für die

deutsche Nordseeküste ableiten. Modellprojektionen für den Meeresspiegelanstieg in der Deutschen Bucht zum Ende des 21. Jahrhunderts zeigen weiterhin eine wahrscheinliche Bandbreite von 40–80 cm.

Wie stark sich Sturmflutwasserstände an der deutschen Nordseeküste ändern werden, hängt in erster Linie vom Meeresspiegelanstieg und von Änderungen des Windklimas in der Deutschen Bucht ab. Die Windverhältnisse in den letzten ca. 100 Jahren sind von starker natürlicher Variabilität geprägt und haben sich in diesem Zeitraum nicht systematisch verändert. Dementsprechend ist anzunehmen, dass bis zum gegenwärtigen Zeitpunkt Sturmfluten nur aufgrund des Meeresspiegelanstiegs höher auflaufen. Die Modellprojektionen weisen nach wie vor große Unsicherheiten bzgl. der Winde auf, sodass eine Zunahme der Sturmaktivität in der Deutschen Bucht innerhalb der vorhandenen Unsicherheitsbereiche nicht statistisch signifikant belegbar ist.

Für das zukünftige Seegangsklima lässt sich zusammenfassend festhalten, dass die neueren Studien übereinstimmend eine Zunahme des 99. Perzentils der signifikanten Wellenhöhe H_s für die östliche Nordsee und das Skagerrak zeigen, während die Abnahme der H_s in der westlichen Nordsee in den Studien unterschiedlich stark ausfällt bzw. dort teilweise kein signifikanter Trend festzustellen ist.

Für die Gezeitenamplitude zeigen die bisherigen Untersuchungen der Pegelzeitreihen geringe Änderungen vor 1955 und Änderungen von mehr als 0,4 mm/Jahr für den Zeitraum danach, die mit Änderungen des Gezeitenregimes aufgrund wasserbaulicher Maßnahmen in Verbindung gebracht werden. Projektionen zukünftiger Änderungen des Gezeitenregimes zum Ende des 21. Jahrhunderts sind noch wenig konsistent und weisen auf methodische Unterschiede in den Modellsimulationen hin.

4.2 Tideelbe

Die Tideelbe umfasst den tidebeeinflussten Teil der Elbe (■ Abb. 4.12). Sie ist etwa 140 km lang und reicht von der Nordseemündung bis zum Wehr Geesthacht. Die Tideelbe unterliegt vielen anthropogenen Einflussfaktoren. Der anthropogene Klimawandel stellt nur einen dieser Einflussfaktoren dar. Im Rahmen dieses Berichtes soll der Fokus auf Änderungen des Systems Tideelbe liegen, die durch den Klimawandel bedingt sind. Zur besseren Einordnung der Änderungen wird aber auch auf Änderungen eingegangen, die nicht durch den Klimawandel bedingt sind. Eine ausführliche Beschreibung des Systems Tideelbe findet sich im 1. HKB (Winkel 2011). Im Folgenden werden kurz einige Eigenschaften zusammengefasst.

Die Hydrodynamik der Tideelbe wird durch die Wechselwirkung der aus der Nordsee einschwingenden Tidewelle mit der Topographie und dem Oberwasserzufluss bestimmt. Die Tidewelle bewegt sich von der Mündung stromauf bis zur Tidegrenze am Wehr Geesthacht. Im Mündungsbereich ist die Welle nahezu symmetrisch. Je weiter die Tidewelle stromauf wandert, umso mehr wird sie verformt. Der Flutast²⁴ wird steiler und

der Ebbeast²⁵ flacher. Diese Asymmetrie der Tidekurve führt in Abhängigkeit vom Oberwasserzufluss häufig dazu, dass die Flutstromgeschwindigkeiten in vielen Bereichen höher sind als die Ebbestromgeschwindigkeiten. Das System ist dort flutstromdominant. Aus diesem Grund ist der stromaufgerichtete Sedimenttransport im Mittel größer als der stromabgerichtete Sedimenttransport. Zur Erhaltung der erforderlichen Wassertiefen für die Schifffahrt muss in der Fahrrinne der Tideelbe regelmäßig gebaggert werden.

Der Salzgehalt in der Tideelbe variiert zwischen etwa 30 psu im Mündungsbereich und Werten nahe null (Süßwasser) im oberen Bereich. Die Mischzone, in der sich das salzige Meerwasser und das süße Oberwasser vermischen, wird als Brackwasserzone bezeichnet. Die Lage der Brackwasserzone variiert mit jeder Tide. Sie hängt zudem maßgeblich von der Menge des Oberwasserzuflusses und vom mittleren Wasserstand in der Nordsee ab.

Die Wassertemperatur der Tideelbe hängt von der Lufttemperatur ab und unterliegt einem Jahresgang. Im Mündungsbereich wird sie von der Wassertemperatur der Nordsee dominiert. Hier folgt sie dem Jahresgang der Lufttemperatur mit einer deutlichen Zeitverzögerung (Deutscher Wetterdienst 1996). Weiter stromaufwärts wird die Elbe schmaler, und der maritime Einfluss lässt nach. In einigen Bereichen der Tideelbe erhöhen Kühlwassereinleitungen die Wassertemperatur.

4.2.1 Beobachtete Klimaänderungen bis 2014

4.2.1.1 Topographie

Die Topographie, d. h. das Relief der Erdoberfläche von der Gewässersohle bis zum Deich, ist eine entscheidende Randbedingung für die Hydrodynamik. In der Vergangenheit hat sich die Topographie der Elbe stark gewandelt. Ein wesentlicher Grund ist anthropogenen Ursprungs. Zum Beispiel wurde an beiden Ufern eine durchgängige Deichlinie errichtet, Buhnen und Lahnungen wurden angelegt, tidebeeinflusste Nebenarme abgetrennt und das Wehr bei Geesthacht gebaut. Zur Verbesserung der Schifffbarkeit wurde die Fahrrinne in mehreren Stufen vertieft (1. HKB, Winkel 2011). Aber auch natürliche morphodynamische Prozesse führen zu Veränderungen in der Topographie (Weilbeer 2014).

Li et al. (2014) beschreiben anhand eines Vergleichs historischer Seekarten von 1927 bis 2006 die Dynamik der Topographie im Elbmündungsgebiet. Priele verlagern sich, Inseln/Sände verschwinden und entstehen neu und Watten verändern sich. Im nördlichen Teil des Elbmündungsgebietes sind die Wattflächen aufgewachsen. Dieser Trend ist auch großräumig zu beobachten. Die im Rahmen eines funktionalen Bodenmodells aggregierten bathymetrischen Vermessungsdaten deuten darauf hin, dass die Watten im Zeitraum 2002–2012 in der Deutschen Bucht im Mittel 7,4 mm/Jahr aufgewachsen sind (Milbradt et al. 2015).

Der Mündungsbereich der Elbe (■ Abb. 4.13) ist morphologisch sehr dynamisch. ■ Abb. 4.14 aus Milbradt (2011) zeigt deutliche morphologische Änderungen zwischen 1995 und 2011 im Bereich der Medemrinne. Die Medemrinne verlagert sich nach Norden. Es entsteht ein Durchbruch zum Klotzenloch. Diese

24 Abschnitt der Tidekurve vom Tideniedrigwasser zum Tidehochwasser

25 Abschnitt der Tidekurve vom Tidehochwasser zum Tideniedrigwasser

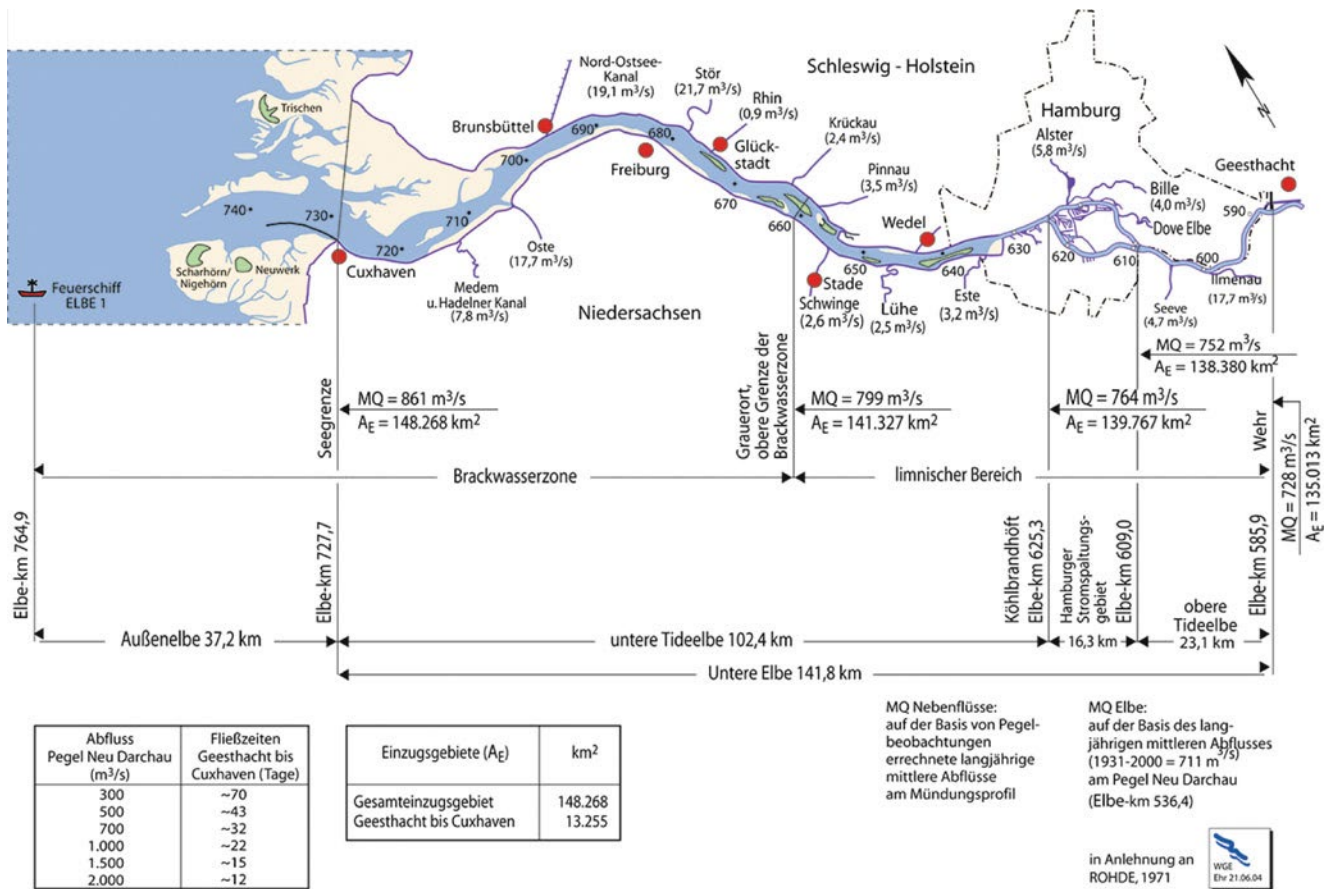


Abb. 4.12 Karte der Tideelbe. (IKSE 2005)

morphologische Entwicklung ist nicht außergewöhnlich. Die Topographie im Elbmündungsgebiet hat sich in den letzten Jahrhunderten in einer zyklischen Weise verändert (1. HKB, Winkel 2011). Zyklische morphologische Veränderungen sind auch auf kleineren Raum- und Zeitskalen beobachtbar (Albers 2012).

4.2.1.2 Wasserstand und Strömung

Die Zeitreihen von Wasserstand und Strömung sind durch eine hohe Variabilität auf verschiedenen Zeitskalen gekennzeichnet. Generell ist es daher schwierig, Änderungen der Hydrodynamik, die durch Klimaänderungen hervorgerufen wurden, herauszufiltern. Einige Zeitreihen zeigen deutliche Trends, die aber nicht auf den anthropogenen Klimawandel zurückzuführen sind.

Der gemessene mittlere Wasserstand am Pegel Cuxhaven steigt an. Je nach betrachtetem Zeitraum unterscheiden sich die Zahlen. Im Zeitraum 1918–2015 stieg er im Mittel um 2,0 mm/Jahr (Abschn. 4.1.1). Für den Zeitraum 1843–2008 geben Jensen et al. (2011) einen Anstieg von 2,3 mm/Jahr an. Die Veränderung des mittleren Wasserstandes am Pegel Cuxhaven spiegelt den Anstieg des relativen mittleren Meeresspiegels in der Deutschen Bucht wider (Abschn. 4.1.1). Eine Beschleunigung des relativen mittleren Meeresspiegelanstiegs in den letzten Jahrzehnten, die sich eindeutig von Beschleunigungen früherer Zeitspannen unterscheidet, ist nicht erkennbar (Jensen et al. 2011; Müller-Navarra et al. 2013).

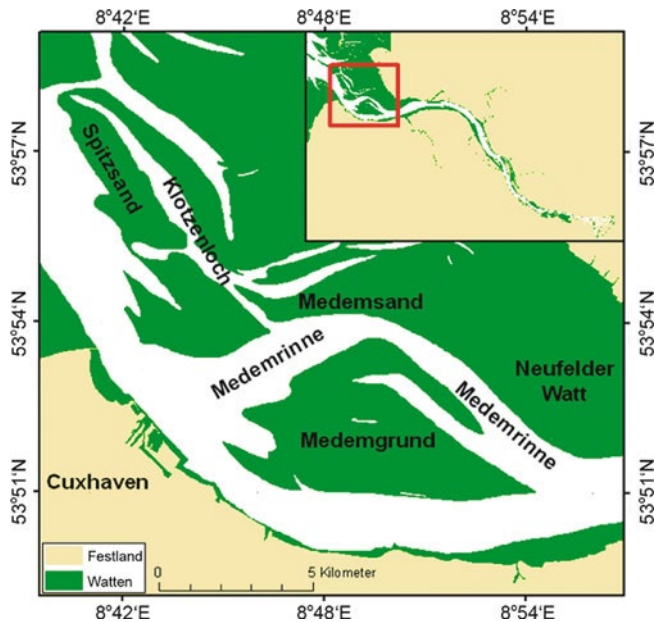
Die Aussagen zur langfristigen Entwicklung des mittleren Tideniedrigwassers (MTnw), des mittleren Tidehochwassers

(MT_{hw}) und des mittleren Tidehubs (MT_{hb}) an den Pegeln Cuxhaven und St. Pauli bleiben im Vergleich zum 1. HKB (Winkel 2011) grundsätzlich unverändert. Am Pegel St. Pauli ändern sich die Tidekennwerte deutlich. Während das MT_{nw} abnimmt, steigt das MT_{hw}. Der MT_{hb} erhöht sich von 2,40 m (1950) auf 3,80 m (2013) (Büscher und Rudolph 2014). Die Erhöhung des Tidehubs am Pegel St. Pauli²⁶ ist auch in Abb. 4.15 sichtbar.

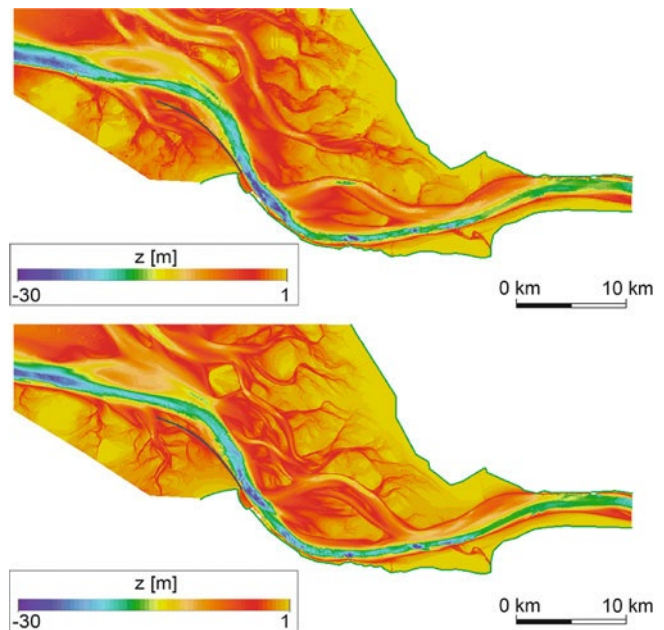
Abb. 4.15 macht deutlich, dass Anfang des 20. Jahrhunderts der Tidehub stromaufwärts entlang der Tideelbe stetig abnahm. Seit den 1970er-Jahren nimmt der Tidehub ab km 680 bis nach Hamburg zu (Winterwerp et al. 2013). Diese Entwicklung ist zum großen Teil auf Veränderungen der Topographie zurückzuführen, die durch anthropogene Eingriffe (Ausbauten der Elbe-Fahrrinne, Zuschütten von Hafenecken, Abtrennen von Nebenarmen, Eindeichung etc.) verursacht wurden. Aber auch großräumige natürliche Sedimentumlagerungen können einen deutlichen Einfluss auf die Tidedynamik haben (Boehlich und Strotmann 2008).

Am Pegel Cuxhaven haben sich die Tidekennwerte im Vergleich zum Pegel St. Pauli nur wenig geändert (Büscher und Rudolph 2014). Aber auch hier steigt das MT_{hw} an, und der MT_{hb} nimmt zu (Jensen et al. 2014). Ein Grund könnte der steigende Meeresspiegel sein. Aber auch natürliche morphologische Änderungen im Elbmündungsbereich sowie die zahlreichen

26 St. Pauli liegt bei km 623.



■ **Abb. 4.13** Übersicht über die Wattgebiete im Mündungsbereich der Tideelbe. (Heyer und Schrottko 2013)



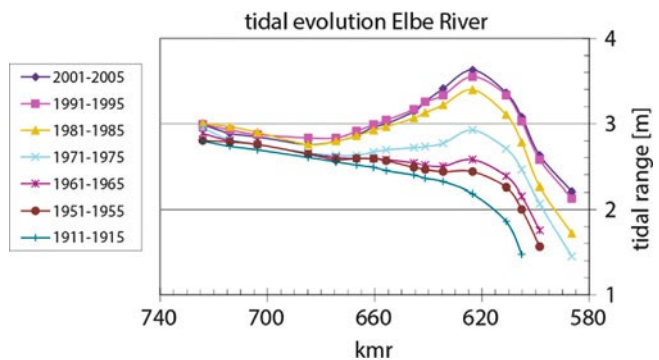
■ **Abb. 4.14** Digitales Geländemodell des Mündungsbereichs der Tideelbe zum 01.07.1995 (oben) und zum 01.07.2011 (unten). (Milbradt 2011)

Baumaßnahmen können in ihrer Summe zu einer veränderten Tidedynamik im Außenbereich führen.

Die Differenz des Tidemittelwassers zwischen Cuxhaven und St. Pauli ist ein Maß für das Gefälle des Ruhewasserspiegels. Zwischen 1952 und 2008 hat sie von 50 auf 25 cm abgenommen (Fickert und Strotmann 2009). Die genauen Ursachen sind unbekannt. Eine deutliche Abnahme Mitte der 1970er-Jahre ordnen Fickert und Strotmann (2009) dem Ausbau der Fahrrinne auf eine Tiefe von 13,5 m zu. Die Fahrinnenanpassung 1999/2000 ist dagegen in den Auswertungen nicht erkennbar. Auch der Meeresspiegelanstieg trägt zu einer Abnahme der Differenz des Tidemittelwassers zwischen Cuxhaven und St. Pauli bei.

Die Aussagen zur mittleren Flutdauer (mittlere Dauer zwischen Tideniedrigwasser und Tidehochwasser) und zur mittleren Ebbedauer (mittlere Dauer zwischen Tidehochwasser und Tideniedrigwasser) bleiben im Vergleich zum 1. HKB (Winkel 2011) unverändert. Während sich die mittlere Flutdauer in der Tideelbe verlängert hat, hat sich die mittlere Ebbedauer entsprechend verkürzt. Eine verlängerte Flutphase steht scheinbar den beobachteten höheren Anstiegsraten des Wasserstandes an einem Pegel entgegen. Die gleichzeitige Zunahme des Tidehubs überwiegt aber gegenüber der längeren Flutdauer (Fickert und Strotmann 2007).

Zur vergangenen Entwicklung der Strömungsgeschwindigkeiten gibt es wenig Literatur. Im Rahmen der Beweissicherung der 1999 durchgeführten Fahrinnenanpassung wurden Strömungsmessungen aus dem Zeitraum 1998–2010 ausgewertet (Wasser- und Schifffahrtsamt Hamburg 2012). In dem aus klimatologischer Sicht kurzen Zeitraum treten sowohl Zunahmen als auch Abnahmen auf. Im Allgemeinen hängen die Strömungsverhältnisse an einem Messpunkt stark von der lokalen Topographie ab. Die beobachteten Zu- und Abnahmen werden daher primär auf die natürliche Sedimentdynamik im Mündungstrichter und lokale morphologische Veränderungen zurückgeführt.

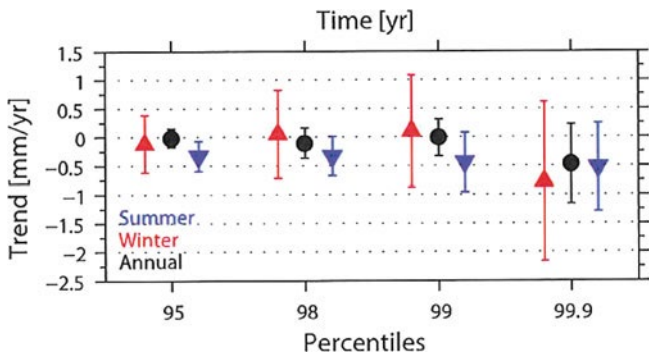


■ **Abb. 4.15** Entwicklung des Tidehubs („tidal range“) entlang eines Längsprofils in der Tideelbe (Winterwerp et al. 2013). Auf der x-Achse sind die Flusskilometer (kmr) aufgetragen

Im Rahmen einer Masterarbeit vergleicht Gérard (2013) Strömungsmessungen seit Anfang der 1960er-Jahre mit aktuellen Messungen (2001–2011). Der Vergleich ist mit vielen Unsicherheiten behaftet (z. B. aufgrund wechselnder Messmethoden und Messorte). An den vier betrachteten Messprofilen zwischen Elbekm 643 und 676,5 deuten die Analysen auf einen Anstieg der Strömungsgeschwindigkeiten hin. Als Ursachen benennt Gérard (2013) verschiedene wasserbauliche Maßnahmen.

4.2.1.3 Sturmfluten

Bei Sturmfluten sind die Wasserstände aufgrund starker Winde aus nordwestlichen Richtungen erhöht. Die Sturmaktivität in der Nordseeregion ist durch eine hohe Variabilität geprägt und weist keinen langfristigen Trend auf (► Abschn. 2.3.2). Daher unterliegen auch die Häufigkeit und Intensität von Sturmfluten deutlichen zeitlichen Schwankungen (Jensen et al. 2011; Weisse et al. 2012). Am Pegel Cuxhaven gibt es laut 1. HKB (Weisse 2011) keine systematische Veränderung der meteorologisch bedingten Wasserstandsanteile. Diese Aussage bleibt bestehen. Extreme



■ **Abb. 4.16** Lineare Trends für vier Perzentile der Windstauzeitreihen am Pegel Cuxhaven im Zeitraum 1843–2012. (Dangendorf et al. 2014c)

Wasserstände haben sich im Zeitraum zwischen 1843 und 2006 zwar erhöht, dies ist aber auf den Anstieg des relativen mittleren Meeresspiegels zurückzuführen und nicht auf veränderte meteorologische Einflüsse (Weisse et al. 2012). Auch die Analysen von Dangendorf et al. (2014c) stützen diese Aussage. Dangendorf et al. (2014c) analysieren die Windstauzeitreihe am Pegel Cuxhaven zwischen 1843 und 2012. Die Windstauzeitreihe ergibt sich, indem von der beobachteten Wasserstandszeitreihe die astronomische Tide subtrahiert wird. Die Zeitreihen der 95., 98., 99. und 99,9. Perzentilen weisen keinen signifikanten Langzeitrend auf (■ **Abb. 4.16**).

Für den Pegel Hamburg St. Pauli beschreibt Winkel (2011) im 1. HKB eine Zunahme der Häufigkeit von Sturmflutereignissen und eine Erhöhung der Sturmflutscheitelwasserstände, die über den Anstieg des relativen mittleren Meeresspiegels hinausgeht. Die Sturmflutscheitelwasserstände haben insbesondere seit den 1970er-Jahren zugenommen. In ■ **Tab. 4.1** sind die zehn höchsten gemessenen Sturmflutscheitelwasserstände am Pegel St. Pauli aufgelistet. Die meisten Ereignisse traten innerhalb der letzten 40 Jahre auf. Diese unterschiedliche Entwicklung zwischen den Pegeln Cuxhaven und Hamburg St. Pauli spiegelt sich in der Zunahme der Differenz der Scheitelwasserstände zwischen den beiden Pegeln wider (1. HKB, Winkel 2011). Die Zunahme der Differenz ist nicht auf veränderte meteorologische Einflüsse zurückzuführen und nicht dem anthropogenen Klimawandel geschuldet (von Storch et al. 2008). Der Scheitelwasserstand am Pegel St. Pauli hängt stark von der Topographie des Elbeästuars und den Deichhöhen ab. Beide wurden im letzten Jahrhundert durch den Menschen verändert. Die Erhöhung der Sturmflutscheitelwasserstände in St. Pauli wird auf den verbesserten Sturmflutschutz durch höhere Deiche²⁷ und weitere Strombaumaßnahmen wie z. B. Fahrrinnenvertiefungen und veränderte Hafengebäude zurückgeführt (von Storch et al. 2008; Müller-Navarra 2009a).

4.2.1.4 Salzgehalt

Die Lage der Brackwasserzone hängt in erster Linie vom Oberwasserzufluss und von Vermischungsprozessen aufgrund der Tidedynamik ab. Wind und Fernwellen aus dem Nordatlantik

27 Der gemessene Sturmflutscheitelwasserstand kann maximal so hoch wie der Deich sein. Der Wasserstand kann nicht weiter steigen, da der Deich dann überströmt wird.

■ **Tab. 4.1** Zehn höchste Sturmflutscheitelwasserstände (HThw) am Pegel St. Pauli, bezogen auf den Pegelnullpunkt (PN), PN = NHN – 5,00 m. (Persönliche Kommunikation mit Hamburg Port Authority 2014)

Rang	Datum	HThw* [cm]
1	03.01.1976	1145
2	06.12.2013	1108
3	10.01.1995	1102
4	28.01.1994	1102
5	03.12.1999	1095
6	24.11.1981	1081
7	23.01.1993	1076
8	28.02.1990	1075
9	05.02.1999	1074
10	17.02.1962	1070

* HThw ist der höchste Wert des Tidehochwassers (Thw) eines bestimmten Zeitraums.

können die Lage der Brackwasserzone je nach Stärke bzw. Größe ebenfalls beeinflussen.

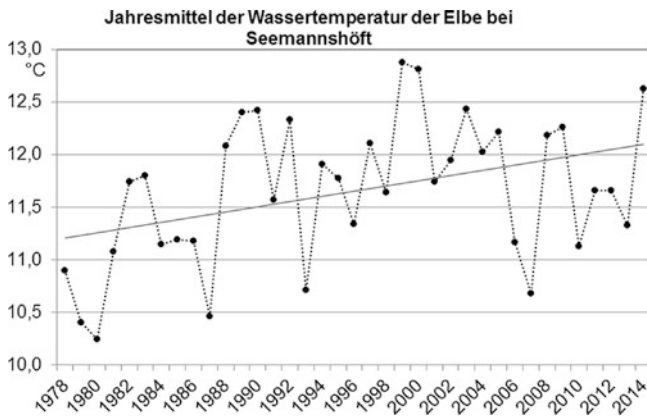
Der Oberwasserzufluss der Tideelbe (gemessen bei Neu Darchau²⁸) ist durch eine hohe Variabilität auf verschiedenen Zeitskalen bis hin zu dekadischer Variabilität geprägt (Ionita et al. 2011). Trendauswertungen der Abflussmessungen bei Neu Darchau zeigen für den Zeitraum 1944–2011 keine signifikanten Änderungen (Kohn et al. 2014). Die Tidedynamik hat sich dagegen verändert (s. o.). Diese Veränderung spiegelt sich in einer Verlagerung der Brackwassergrenze bei niedrigem Oberwasserzufluss wider. Bergemann (2004) zeigt, dass sich die Brackwassergrenze bei niedrigem Oberwasserzufluss zwischen 1953 und 2003 nach stromauf verlagert hat. Für hohe und mittlere Oberwasserzuflüsse kann keine statistisch abgesicherte Verschiebung der Lage der Brackwasserzone ermittelt werden (Bergemann 1995).

4.2.1.5 Wassertemperatur und Eis

Im Rahmen der Literaturrecherche konnten keine Studien gefunden werden, die explizit die langfristige Entwicklung der Wassertemperatur in der Tideelbe analysieren. Aufgrund der Zunahme der Lufttemperatur (► Abschn. 2.3.3) liegt die Vermutung nahe, dass auch die Wassertemperatur zunimmt. Eine Zeitreihe der Jahresmittel der gemessenen Wassertemperatur bei Seemannshöft scheint diese These zu stützen (■ **Abb. 4.17**). Für eine fundierte Aussage zur Entwicklung der Wassertemperatur sind tieferegehende Analysen notwendig.

Die Eissituation an den deutschen Küsten einschließlich der Tideelbe wird regelmäßig in Eisberichten des Bundesamts für Seeschifffahrt und Hydrographie beschrieben (Schmelzer und Holfort 2009; Schmelzer et al. 2014). Die Eiswinter werden anhand der flächenbezogenen Eisvolumensumme an den deutschen Küsten in fünf Klassen (schwach, mäßig,

28 Neu Darchau befindet sich etwa 47 km stromauf von Geesthacht.



■ Abb. 4.17 Wassertemperatur bei Seemannshöft. (Persönliche Kommunikation mit Bergemann 2015, Daten Fachinformationssystem der FFG Elbe, verfügbar auf dem Elbe-Datenportal)

stark, sehr stark, extrem stark) eingeteilt. In den letzten Jahren gab es überwiegend mäßige und schwache Eiswinter (s. auch ► Abschn. 4.1.1).

4.2.2 Zukünftige Klimaänderungen bis 2100

4.2.2.1 Methoden und Unsicherheiten

Für lokale Systeme wie die Tideelbe ist es schwer, konkrete Aussagen über zukünftige klimabedingte Änderungen zu treffen. Für das System Tideelbe kann mithilfe einer Kette von Modellen (ausgehend von globalen Klimamodellen über regionale Klimamodelle, hydrologische Modelle und hydrodynamische Modelle) das globale Klimaänderungssignal Schritt für Schritt auf immer kleinere räumliche Skalen übertragen werden. Auf diesem Weg vom globalen Signal zu lokalen Auswirkungen nehmen aber die Unsicherheiten und damit die Bandbreiten der möglichen Ergebnisse bei jedem Schritt zu. Wenn alle Unsicherheiten konsequent berücksichtigt werden, ist die Unsicherheitsspanne für lokale Auswirkungen sehr groß (Wilby und Dessai 2010; Carter et al. 2007). Oft ist auch das Zusammenspiel verschiedener klimarelevanter Prozesse in Systemen wie der Tideelbe noch nicht ausreichend verstanden. Aus diesem Grund wurden verstärkt Systemstudien durchgeführt.

In Systemstudien werden die Haupteinflussfaktoren des Systems einzeln und in Kombination im Rahmen der erwarteten Bandbreite variiert. Auf diese Weise erhält man ein vertieftes Prozessverständnis im Zusammenhang mit zukünftigen Klimaänderungen. Zudem können Punkte, an denen das System einen kritischen Zustand erreichen würde, erkannt werden (Kwadijk et al. 2010). Der Nachteil von Systemstudien ist, dass sie keine konsistenten Projektionen liefern und häufig nicht alle Feedbackprozesse berücksichtigt werden. Dafür bieten sie die Möglichkeit, klare Wenn-dann-Aussagen zu treffen.

4.2.2.2 Topographie

Eine der größten Herausforderungen bei der Abschätzung der zukünftigen Entwicklung der Tideelbe besteht darin, Aussagen zur morphologischen Entwicklung der Tideelbe zu treffen. Prognosen zur mittel- bis langfristigen Veränderung der Morpho-

dynamik sind mit großen Unsicherheiten behaftet (Heyer und Schrottko 2013). Zum einen ist es schwer, natürliche morphologische Entwicklungen, die sich über längere Zeiträume z. B. im Zusammenhang mit einem beschleunigten Meeresspiegelanstieg entwickeln, korrekt zu simulieren. Zum anderen lassen sich anthropogene Eingriffe (Unterhaltungsbaggerungen und wasserbauliche Maßnahmen) schwer vorhersagen. Für die Tideelbe gibt es aus diesem Grund keine konkreten Aussagen zur zukünftigen Entwicklung der Topographie.

Systemstudien mit einem Meeresspiegelanstieg von 80 cm deuten aber auf einen verstärkten stromaufgerichteten Netto-Schwebstofftransport hin (Weilbeer und Paesler 2012; Seiffert et al. 2014). Weilbeer und Paesler (2012) beschreiben Modellsimulationen, in denen die Topographie der Tideelbe zusammen mit dem Meeresspiegel variiert wird. Sie zeigen, wie wichtig die Wattgebiete im Elbmündungsbereich für die gesamte Tideelbe sind. Ein Verlust der Wattgebiete würde zu einer verstärkten Flutstromdominanz und einem erhöhten stromaufgerichteten Netto-Schwebstofftransport führen. Mit gezielten anthropogenen Eingriffen besteht die Möglichkeit, die Topographie nach bestimmten Kriterien zu beeinflussen. Auf diese Weise könnte z. B. das Wachsen der Watten unterstützt und der stromaufgerichtete Netto-Schwebstofftransport vermindert werden (Weilbeer und Paesler 2012).

4.2.2.3 Wasserstand und Strömung

Aufgrund des Klimawandels wird im 21. Jahrhundert ein beschleunigter Anstieg des mittleren Meeresspiegels in der Nordsee erwartet (► Abschn. 4.1.2). Ein Anstieg des mittleren Meeresspiegels hat einen direkten Einfluss auf die Tidedynamik in der Tideelbe. Simulationen mit einem hochaufgelösten 3D-hydrodynamisch-numerischen Modell (Büscher und Rudolph 2014; Seiffert et al. 2014) zeigen, dass sich bei einem Meeresspiegelanstieg nicht nur die Wasserstände, sondern auch die Strömungsgeschwindigkeiten verändern (■ Abb. 4.18). Bei Brunsbüttel nehmen die Flutstromgeschwindigkeiten stärker zu als die Ebbestromgeschwindigkeiten. Die Tidedynamikanalyse dieser Simulationsergebnisse entlang des Längsprofils der Tideelbe (■ Abb. 4.19) bestätigt die Ergebnisse von Plüß (2004). Durch den Meeresspiegelanstieg wird das mittlere Tidehochwasser stärker angehoben als das mittlere Tideniedrigwasser. Der mittlere Tidehub nimmt dadurch zu. Ähnliche Ergebnisse für Tideniedrigwasser, Tidehochwasser und Tidehub beschreiben auch Hein et al. (2014b). ■ Abb. 4.20 zeigt, dass das Verhältnis von maximaler Flutstromgeschwindigkeit zu maximaler Ebbestromgeschwindigkeit in den meisten Bereichen aufgrund des Meeresspiegelanstiegs zunimmt. Durch die verstärkte Flutstromdominanz erhöht sich der stromaufgerichtete Sedimenttransport (Weilbeer und Paesler 2012; Seiffert et al. 2014).

Es ist zu beachten, dass zukünftige morphodynamische Änderungen der Topographie in den Studien nicht berücksichtigt werden. Die Aussagen gelten daher nur für die heutige Topographie der Tideelbe. Die Topographie wird sich aber insbesondere über lange Zeiträume ändern. Neben anthropogenen Eingriffen wird auch die aufgrund des Meeresspiegelanstiegs veränderte Tidedynamik morphologische Änderungen herbeiführen. Eine veränderte Topographie hat wiederum Einfluss auf die Tidedy-

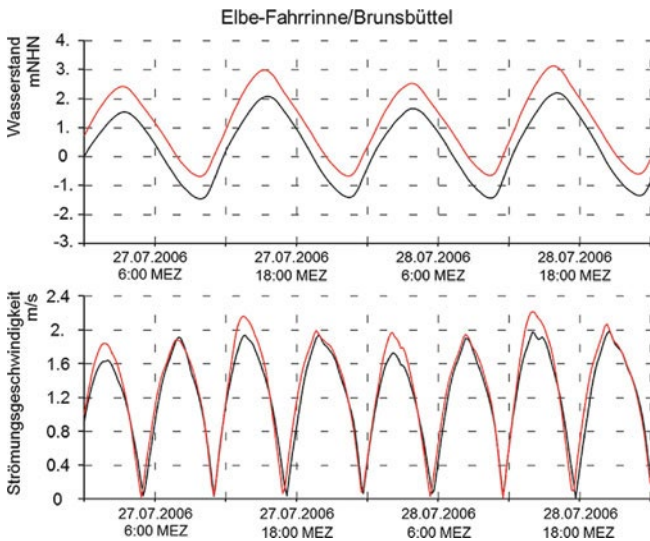


Abb. 4.18 Zeitreihen des Wasserstandes und des Betrags der Strömungsgeschwindigkeit bei Brunsbüttel, schwarz: ohne Meeresspiegelanstieg, rot: mit einem Meeresspiegelanstieg von 80 cm. (Bundesanstalt für Wasserbau 2015)

namik. Um konkrete Aussagen zur zukünftigen Entwicklung der Hydrodynamik zu treffen, sind langfristige morphodynamische Simulationen notwendig. Die Unsicherheiten langfristiger morphodynamischer Simulationen sind aber noch groß (Heyer und Schrottko 2013).

4.2.2.4 Sturmfluten

Ob sich die Intensität von sturmfluterzeugenden Stürmen in Zukunft verändert, ist nach aktuellem Stand nicht eindeutig. Insgesamt deuten aktuelle Studien aber auf keinen oder nur einen geringen Anstieg der Intensität der Stürme (► Abschn. 2.4.2 und ► Abschn. 4.1.2). Neben der Intensität der Stürme beeinflusst auch der Meeresspiegelanstieg die Sturmflutscheitelwasserstände. Abhängig von den topographischen Verhältnissen können Sturmflutwasserstände nichtlinear mit dem Meeresspiegel zunehmen (Arns et al. 2015). In der Tideelbe deuten Simulationen mit einem hochaufgelösten 3D-hydrodynamisch-numerischen Modell auf eine weitestgehend lineare Abhängigkeit zwischen Meeresspiegelanstieg und Sturmflutscheitelwasserständen (► Abb. 4.21) hin. Die Sturmflutscheitelwasserstände entlang des Längsprofils bis nach Hamburg nehmen etwa um den im Mündungsbereich angenommenen Meeresspiegelanstieg zu. Abhängig von Sturmflutzzenario und Ort kann die Zunahme aber ± 10 cm über oder unter dem angenommenen Meeresspiegelanstieg liegen (Rudolph 2014). Wenn der Meeresspiegelanstieg bei St. Pauli wie bei Grossmann et al. (2006) als additive Komponente betrachtet wird, ist daher mit einer zusätzlichen Unsicherheit zu rechnen.

4.2.2.5 Salzgehalt

Verschiedene Studien zeigen, dass sich der Oberwasserzufluss der Tideelbe durch den Klimawandel verändern wird. Ergebnisse eines Ensembles aus 18 Abflusssimulationen deuten z. B. bei mittlerem Sommerabfluss und bei Niedrigwasserabflüssen auf abnehmende Werte des Oberwasserzuflusses zum Ende des

21. Jahrhunderts hin (Nilson et al. 2014). Phasen mit dauerhaft niedrigem Oberwasserzufluss können häufiger auftreten (Winterscheid et al. 2014). Eine Folge niedriger Oberwasserzuflüsse ist eine Verschiebung der Brackwasserzone nach stromauf. Bei mittleren Winterabflüssen und bei Hochwasserabflüssen sind dagegen keine klaren Änderungen sichtbar (Nilson et al. 2014).

Aber auch die aufgrund eines Meeresspiegelanstiegs veränderte Tidedynamik (s. o.) hat einen Einfluss auf die Lage der Brackwasserzone. Die Brackwasserzone verschiebt sich stromauf (Seiffert et al. 2014). Ein Vergleich der Wirkung eines Meeresspiegelanstiegs von 80 cm und eines sehr lang andauernden geringen Oberwasserzuflusses von $304 \text{ m}^3/\text{s}$ ²⁹ zeigt, dass die Wirkung des Meeresspiegelanstiegs im Vergleich zu diesem niedrigen Oberwasserzufluss deutlich geringer ist (Seiffert et al. 2012). Die Zeitskalen, auf denen Änderungen des Meeresspiegels und des Oberwasserzuflusses auf die Brackwasserzone wirken, sind unterschiedlich. Da der Meeresspiegel stetig steigt, ist die Wirkung auf den Salzgehalt stetig und dauerhaft. Die Oberwasserhältnisse variieren dagegen stark und führen im Vergleich zum Meeresspiegelanstieg zu kurzfristigen Verschiebungen der Brackwasserzone.

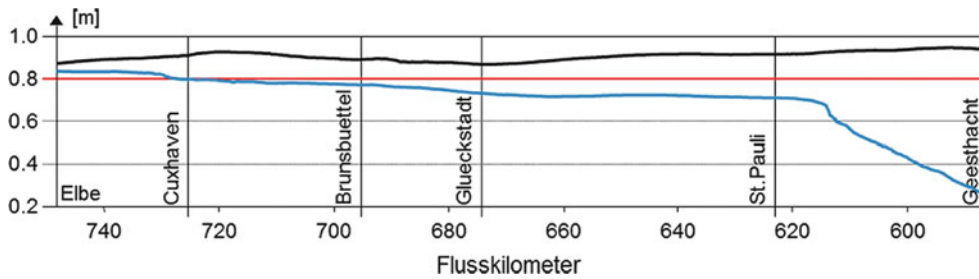
4.2.2.6 Wassertemperatur und Eis

Zur zukünftigen Entwicklung der Wassertemperatur in der Tideelbe gibt es kaum Studien. Hein et al. (2014a) untersuchen den Sauerstoffhaushalt der Tideelbe und simulieren dabei auch die Wassertemperatur. Im Rahmen von Sensitivitätsuntersuchungen variieren sie die Lufttemperatur und den Oberwasserzufluss systematisch in vorgegebenen Bandbreiten. Wie zu erwarten, führt eine Zunahme der Lufttemperatur zu einer Zunahme der Wassertemperatur. In die Antwortflächen der Sensitivitätsstudien ordnen sie projizierte Änderungen der Lufttemperatur und des Oberwasserzuflusses aus 13 Simulationen des A1B-Szenarios ein. Die Ergebnisse deuten darauf hin, dass sich der Saisonmittelwert (April bis Oktober) der Wassertemperatur in der Tideelbe³⁰ um $0,3\text{--}1,4$ K für die nahe Zukunft (2021–2050) und um $1,4\text{--}3,0$ K für die ferne Zukunft (2071–2100) erhöht (Hein et al. 2014a). Im Mündungsbereich ist die Wassertemperatur der Tideelbe auch von der Wassertemperatur in der Nordsee abhängig, die ebenfalls zunehmen wird (► Abschn. 4.1.2).

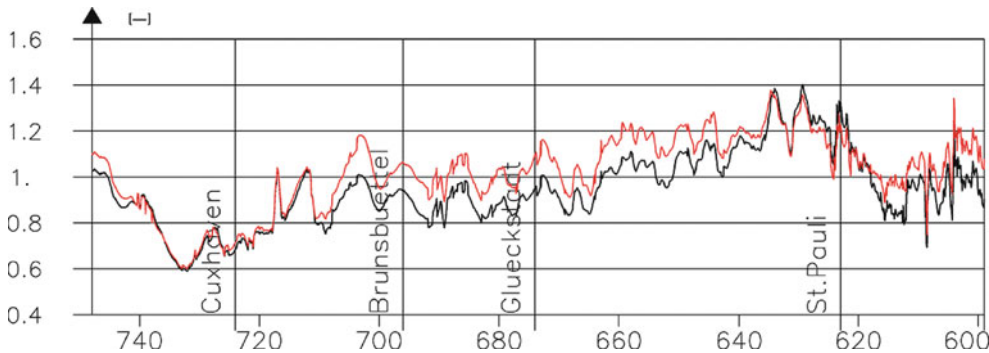
Für die Tideelbe selbst konnten keine Studien zur zukünftigen Eisentwicklung gefunden werden. Es gibt jedoch eine Studie zur Eisbildung im Binnenbereich der Elbe und anderer deutscher Flüsse (Hatz und Maurer 2014). Der Fokus der Studie liegt auf den Einschränkungen für die Schifffahrt, die durch Eisbildung entstehen, und wie sich diese in Zukunft verändern. Wie zu erwarten, nehmen aufgrund des Klimawandels die Winterkältesummen (Summe der negativen Tagesmitteltemperatur der Luft) und damit die Anzahl der Winter mit eisbedingten Sperrungen im Binnenbereich ab.

²⁹ Entspricht dem langjährigen Mittel der niedrigsten Oberwasserzuflüsse im Sommer.

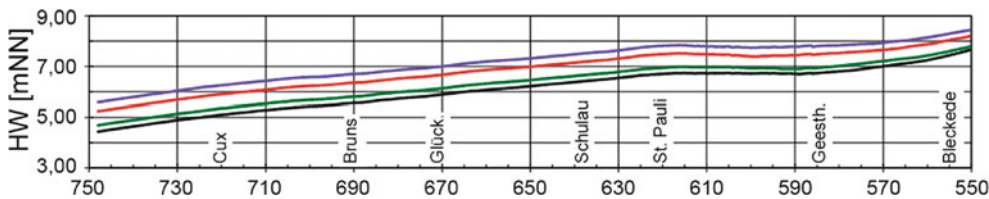
³⁰ Betrachtet wurde der Bereich von Elbe-km 609–660.



■ **Abb. 4.19** Differenz des mittleren Tidehochwassers (*schwarz*) und des mittleren Tideniedrigwassers (*blau*) zwischen einer Simulation mit Meeresspiegelanstieg minus einer Simulation ohne Meeresspiegelanstieg. Die *rote Linie* markiert den am Nordseerand vorgegebenen Meeresspiegelanstieg von 80 cm. (Seiffert et al. 2014)



■ **Abb. 4.20** Verhältnis der maximalen Flutstromgeschwindigkeit zur maximalen Ebbestromgeschwindigkeit (gemittelt über einen Spring-Nipp-Zyklus); *schwarz*: ohne Meeresspiegelanstieg, *rot*: mit einem Meeresspiegelanstieg von 80 cm. (Bundesanstalt für Wasserbau 2015)



■ **Abb. 4.21** Sturmflutscheitelwasserstände entlang der Tideelbe für verschiedene Meeresspiegelanstiege im Mündungsbereich (25 cm [*grün*], 80 cm [*rot*], 115 cm [*blau*]) für ein Sturmflutszenario basierend auf der Sturmflut vom 03.01.1976. (Rudolph 2014)

4.2.3 Zusammenfassung

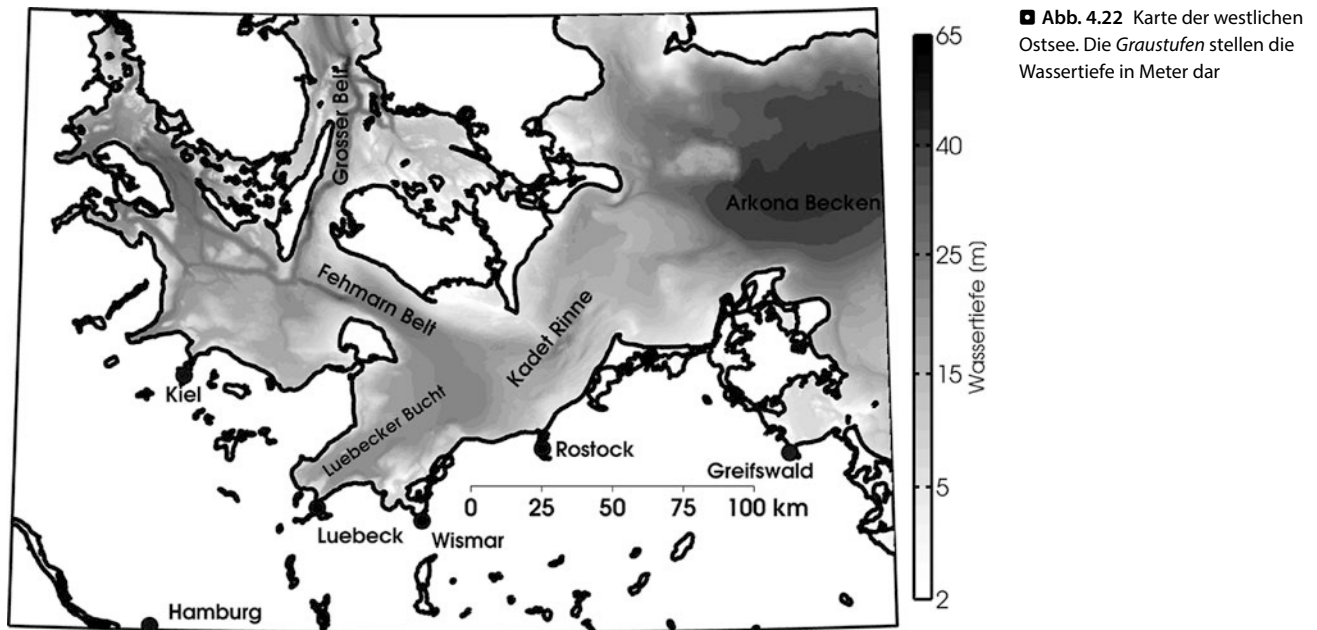
Änderungen aufgrund des anthropogenen Klimawandels sind im System Tideelbe kaum sichtbar. Ein Grund ist die natürliche Dynamik und die damit verbundene Variabilität. Außerdem wurde die Tideelbe in der Vergangenheit stark durch den Menschen verändert. Insbesondere die Topographie wurde durch zahlreiche wasserbauliche Maßnahmen modifiziert. Aufgrund der anthropogenen und natürlichen Änderungen der Topographie hat sich die Tidedynamik der Tideelbe verändert. Die veränderte Tidedynamik führt bei niedrigen Oberwasserzuflüssen zu einer Verschiebung der Brackwasserzone nach stromauf. Obwohl sich die Sturmaktivität in der Vergangenheit langfristig gesehen nicht signifikant verändert hat, haben die Sturmflutscheitelwasserstände in St. Pauli zugenommen. Auch diese Entwicklung ist auf wasserbauliche Maßnahmen zurückzuführen.

Aussagen zur zukünftigen Entwicklung des Systems Tideelbe im 21. Jahrhundert sind mit großen Unsicherheiten behaftet. Die größten Unsicherheitsfaktoren stellen die zukünftigen Entwicklungen wichtiger Randbedingungen dar. Insbesondere die

morphologische Entwicklung der Topographie und die Höhe des Meeresspiegelanstiegs sind entscheidend. Aufgrund des Meeresspiegelanstiegs werden sich die Hydrodynamik und die Lage der Brackwasserzone verändern. Abhängig von der Entwicklung der Topographie könnte der Meeresspiegelanstieg zu einer weiter verstärkten Flutstromdominanz führen. Die Brackwasserzone wird sowohl durch den Meeresspiegelanstieg als auch durch lang anhaltend niedrige Oberwasserzuflüsse nach stromauf verschoben. Die Sturmflutscheitelwasserstände werden durch den Meeresspiegelanstieg in der gesamten Tideelbe angehoben.

4.3 Lübecker Bucht

Die Lübecker Bucht ist der südwestliche Teil der Mecklenburger Bucht (■ **Abb. 4.22**), der größten Bucht in der südwestlichen Ostsee. Sie wird begrenzt durch eine gedachte Linie von der Ostspitze der Insel Fehmarn in Schleswig-Holstein bis zur Nordspitze der Halbinsel Darß (Darßer Ort) in Mecklenburg-Vorpommern.



Bisher gibt es relativ wenige wissenschaftliche Studien, die sich mit der Physik der Lübecker Bucht befassen. Der Großteil dieser Studien beschäftigt sich mit der großskaligen Zirkulation und dem Wasseraustausch in der Ostsee, der über den Großen Belt, den Fehmarnbelt, die Kadetrinne und das Arkonabecken erfolgt. In diesem Prozess spielt die Lübecker Bucht nur eine untergeordnete Rolle. Ihre Physik wird weitgehend durch ihre Bathymetrie und den Küstenverlauf bestimmt, die moderate Wassertiefe von 20 m ermöglicht aber eine thermische und/oder haline Schichtung. Infolge ihrer geringen Ausdehnung im Verhältnis zur Gesamtausdehnung der Ostsee wird die Lübecker Bucht in vielen Ostseemodellen nur unzureichend aufgelöst (Meier et al. 2004; Burchard et al. 2009; Gräwe et al. 2013). Daher ist die Datenlage gering, und es ist schwierig, belastbare Ergebnisse zu generieren. Im Folgenden werden wir uns nur auf eine Zusammenfassung des bisherigen Wissens für die Lübecker Bucht konzentrieren. Für einen Überblick über die ostseeweiten Veränderungen empfehlen wir die Zusammenfassungen in den beiden BACC-Büchern (The BACC Author Team 2008, 2015).

4.3.1 Beobachtete Klimaänderungen bis 2014

4.3.1.1 Temperatur- und Salzgehalt

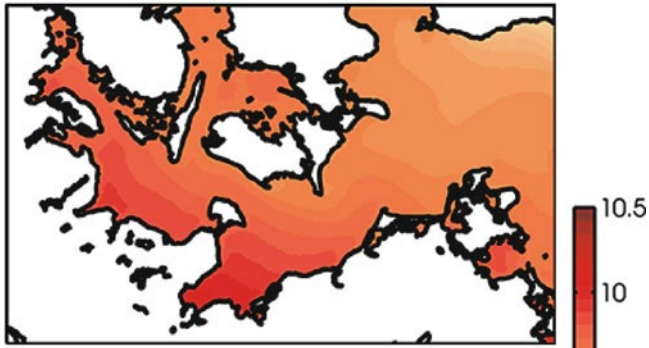
■ **Abb. 4.23** zeigt die mittleren Oberflächen- (SST) und Bodentemperaturen (basierend auf Computersimulationen) der westlichen Ostsee für den Zeitraum 1971–2000 (Gräwe et al. 2013). Die mittleren Temperaturen an der deutschen Küste (Lübeck und Kiel) zeigen Maximalwerte von ca. 10,5 °C. Die SST vor der schwedischen Küste ist mit ca. 9 °C etwas niedriger (■ **Abb. 4.23**). Dieser räumliche Temperaturgradient ist eine Folge des Auftriebs von kaltem Bodenwasser entlang der südschwedischen Küste und in der Bodenschicht nicht zu beobachten (■ **Abb. 4.23**; Lehmann und Myrberg 2008). Die mittlere Bodentemperatur beträgt in der westlichen Ostsee ca. 9,0–9,5 °C. Die Bodentemperatur liegt im Mittel etwa 1–2 K unter der SST, sodass große Teile der Lübecker

Bucht und des Fehmarnbells eine saisonale thermische Schichtung aufweisen. Auch die seit 1982 verfügbaren Satellitendaten zeigen für die westliche Ostsee eine Jahresmitteltemperatur der SST von 10 °C (Siegel et al. 2006; Stramska und Białogrodzka 2015). Diese Daten belegen außerdem eine langsame Erwärmung der westlichen Ostsee mit einem Anstieg der mittleren Jahrestemperatur um etwa 0,6 K/Dekade seit 1982 (Stramska und Białogrodzka 2015). Dieser Trend ist aber nicht gleichmäßig über das Jahr verteilt. Die stärkste Erwärmung mit 0,8 K/Dekade findet im Sommer statt, während die Wintertemperaturen nur um 0,2 K/Dekade ansteigen.

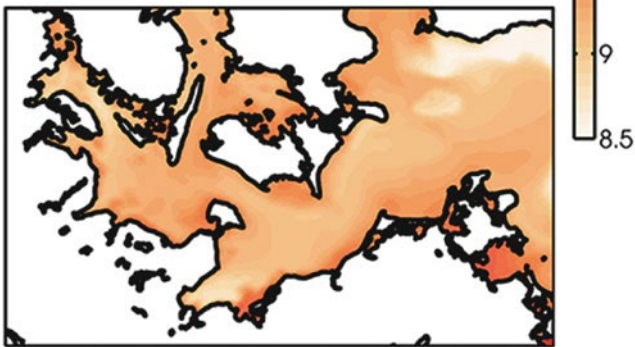
Siegel et al. (2006) zeigen, dass der Anstieg der mittleren SST in der Periode von 1990–2004 mit 0,2 K/Dekade um einen Faktor 3 kleiner war als in den Ergebnissen von Stramska und Białogrodzka (2015). Dieser Unterschied beruht auf den heißen Sommern der letzten 10 Jahre (2005–2015), die zu einer Beschleunigung der Erwärmung geführt haben. Hierzu gibt es aber noch keine wissenschaftlichen Studien. Der Anstieg der Wassertemperatur der westlichen Ostsee – und somit auch der Lübecker Bucht – beruht vor allem auf einem Anstieg der Lufttemperatur (The BACC Author Team 2008; Rutgersson et al. 2014). Großskalige Veränderungen in den Strömungsmustern und im Wasseraustausch können ausgeschlossen werden.

■ **Abb. 4.24** zeigt die mittlere Verteilung des Salzgehaltes mit einem deutlichen oberflächennahen Salzgradienten zwischen dem Arkonabecken und dem Großen Belt, beruhend auf dem extrem salzarmen Wasser der nördlichen Ostsee (0–2 psu) und dem salzreichen Nordseewasser (um 34 psu). Dieser Gradient verschwindet im Bodenwasser (■ **Abb. 4.24**), da hier das salzreiche Nordseewasser bis in die Lübecker Bucht und die Kadetrinne vordringen kann und den Salzgehalt auf 18–20 psu anhebt. Während großer Salzwassereintrüche kann der Bodensalzgehalt bis auf 24 psu in der Kadetrinne und im Arkonabecken ansteigen (Franck et al. 1987; Matthäus und Franck 1992; Mohrholz et al. 2015). Somit weist die westliche Ostsee neben der saisonalen thermischen Schichtung eine nahezu ganzjährige Salzsichtung auf.

a Oberflächentemperatur 1971–2000 (°C)

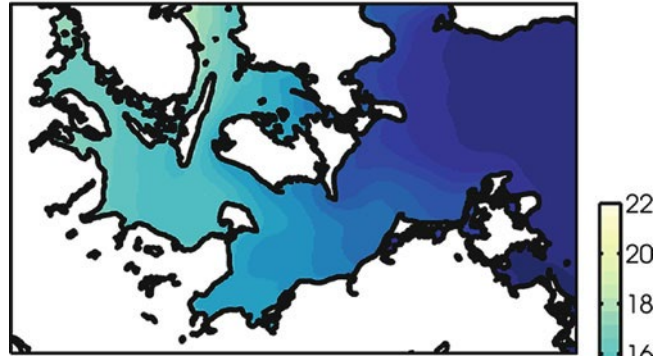


b Bodentemperatur 1971–2000 (°C)

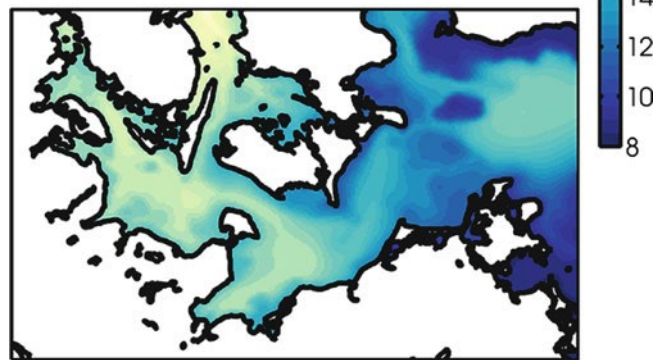


■ **Abb. 4.23** Jahresmittel der Bodentemperatur und der Oberflächentemperatur der westlichen Ostsee für den Zeitraum 1971–2000, basierend auf Computersimulationen. (Gräwe et al. 2013)

a Oberflächensalzgehalt 1971–2000 (psu)



b Bodensalzgehalt 1971–2000 (psu)



■ **Abb. 4.24** Jahresmittel des Bodensalzgehaltes und des Oberflächensalzgehaltes der westlichen Ostsee für den Zeitraum 1971–2000, basierend auf Computersimulationen. (Gräwe et al. 2013)

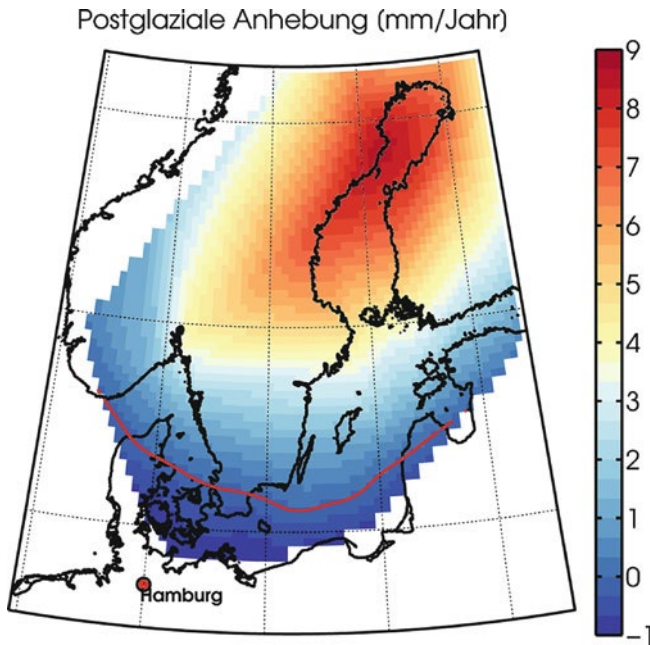
In den letzten 25 Jahren war ein Absinken des mittleren Salzgehaltes der Ostsee von 0,4 psu/Dekade zu beobachten (Meier et al. 2006; The BACC Author Team 2008). Solche Variationen wurden aber auch schon zu früheren Zeiten festgestellt und können mit der natürlichen Variabilität erklärt werden. Es wird vermutet, dass die Verringerung des Salzgehaltes mit dem Ausbleiben der großen Salzwassereinträge zu tun hat. Seit den 1990er-Jahren lässt sich eine Verringerung der großen Salzwassereinträge beobachten. Während bis Anfang der 1990er-Jahre diese Ereignisse alle 3–4 Jahre auftraten, hat sich die Dauer zwischen den Einstromereignissen mehr als verdoppelt. Die letzten großen Salzwassereinträge fanden 1993, 2003 und 2014 statt (Feistel et al. 2008; The BACC II Author Team 2015). Die genauen Ursachen sind allerdings noch unklar (The BACC II Author Team 2015). Lass und Matthäus (1996) konnten eine negative Korrelation zwischen der Anzahl der Einstrome und der mittleren Stärke der Westwinde nachweisen. Somit führen stärkere Westwinde zu einer Abnahme der Einstromaktivität. Schimanke et al. (2014) konnte durch die Analyse von Luftdruckfeldern die Einstromaktivität reproduzieren. Somit scheint eine großskalige Veränderung der Luftdruckfelder einen Teil der Variabilität zu erklären. Neuere Untersuchungen lassen außerdem vermuten, dass durch Veränderungen der Messmethoden die Anzahl der kleineren und mittleren Salzwassereinträge in den letzten 25 Jahren unterschätzt wurde (Mohrholz et al. 2015). Die Änderung der Statistik der Salzwassereinträge hat aber nur mittelbar Auswirkungen auf den Wasseraustausch in der west-

lichen Ostsee und der Lübecker Bucht. Vor allem die kleineren und mittleren Salzwassereinträge, die ein- bis dreimal pro Jahr auftreten (Matthäus und Franck 1992), sorgen für einen nahezu kompletten Wasseraustausch in der Lübecker und Mecklenburger Bucht. Bei diesen Ereignissen konnte bisher noch keine Änderung festgestellt werden (Feistel et al. 2008).

4.3.1.2 Wasserstand

Die wichtigsten Faktoren, die den Wasserstand beeinflussen, sind bereits in ► Abschn. 4.1.1.3 über die Deutsche Bucht aufgeführt. Für die Ostsee sind die isostatische (postglaziale) Landhebung (Fennoskandische Landhebung) und die Wasserstandsänderungen der Weltmeere, insbesondere der Nordsee, von Bedeutung. Für die Ostsee sind vor allem die isostatischen Prozesse gut verstanden, und die jährlichen Veränderungen können sehr gut abgeschätzt werden (Ekman 1988; Johansson et al. 2004; Hünicke et al. 2015). Während sich große Teile von Skandinavien immer noch heben, verzeichnet die gesamte deutsche Ostseeküste ein Absinken (■ Abb. 4.25). Für die Lübecker Bucht beträgt die Absinkrate ca. 1 mm/Jahr, d. h., dass die deutsche Ostseeküste um 10 cm je 100 Jahre absinkt und es auch weiterhin tun wird.

Zum mittleren Anstieg des Meeresspiegels entlang der deutschen Ostseeküste gibt es nur wenige Studien. Aus der Analyse von Pegelwasserständen in der westlichen Ostsee (1848–2005) konnte Barbosa (2008) für den Pegel Wismar einen relativen mittleren Meeresspiegelanstieg von $1,21 \pm 0,3$ bis $1,35 \pm 0,07$ mm/Jahr ableiten. An der Nordspitze von Dänemark (Hirtshals)



■ **Abb. 4.25** Karte des mittleren Anstiegs/Absenkens der Landmassen infolge der letzten Eiszeit. Positive Werte stellen eine Landhebung dar, negative Werte eine Landsenkung. Die Landhebung ist in mm/Jahr dargestellt. Die rote Linie kennzeichnet die „Null“-Linie, Orte, an denen die postglaziale Landhebung keinen Effekt hat. (Adaptiert nach Ekman 1996)

konnten Wahl et al. (2013) für den Zeitraum 1993–2011 einen relativen mittleren Meeresspiegelanstieg von $1,9 \pm 1,8$ mm/Jahr bestimmen. Da die Studie von Wahl et al. (2013) ein kürzeres, aber auch viel aktuelleres Zeitfenster abdeckt, sind beide Werte nicht direkt miteinander vergleichbar. Unter der Annahme, dass der mittlere Meeresspiegel der Ostsee den Veränderungen in der Deutschen Bucht folgt, können die Studien von Albrecht et al. (2011) oder Wahl et al. (2011) ähnliche Werte für den mittleren relativen Meeresspiegeltrend liefern: $1,95 \pm 0,4$ für den Zeitraum 1936–2008 (Albrecht et al. 2011) bzw. $2,00 \pm 0,3$ mm/Jahr für den Zeitraum 1937–2008 (Wahl et al. 2011). Für den Übergangsbereich zur Ostsee findet man in der Arbeit von Wahl et al. (2011) auch noch eine Angabe für die östliche Deutsche Bucht, die mit $2 \pm 0,4$ mm/Jahr sogar noch etwas höher liegt. Aber auch in diesen Studien ergeben sich Werte, die etwas höher sind als die Beobachtungen für die Ostsee. Dies kann aber auf die Landabsenkung zurückzuführen sein, die in den genannten Studien nicht korrigiert wurde. Eine weitere Erklärung wäre die stärkere Erwärmung, die, verbunden mit der Abnahme des Salzgehaltes, zu einem Anstieg des mittleren relativen Meeresspiegels führt. Diese Hypothesen wurden aber noch nicht untersucht.

Hünicke und Zorita (2007) sowie Hünicke et al. (2008) zeigen, dass die mittleren Wasserstände im Winter generell höher sind als die Wasserstände im Sommer. Dies ist vor allem durch die Winterstürme und eine damit verbundene höhere Westwindkomponente zu erklären. Diese führt zu einem höheren Füllstand und somit zu einem Anstieg des mittleren Wasserstandes in der Ostsee. Ein kleiner Teil der Variation der mittleren Wasserstände kann außerdem durch die höheren Niederschläge im Winter erklärt werden (Hünicke et al. 2008). Für Warnemünde beträgt diese Differenz zwischen dem mittleren Wasserstand im

Winter und im Sommer in etwa 50 cm im Mittel über die letzten 50 Jahre. In den letzten Jahren vergrößert sich diese Differenz in der gesamten Ostsee. Die Untersuchungen von Hünicke und Zorita (2007) belegen, dass die Winter-Sommer-Differenz der Wasserstände mit etwa 0,2–0,4 mm/Jahr langsam zunimmt. Dieser Wert ist zwar in Anbetracht der großen jährlichen Variationen klein, aber statistisch belastbar.

Jevrejeva et al. (2005) diskutieren, dass die NAO³¹ einen starken Einfluss auf die Wintervariabilität des Meeresspiegels hat, der nach Hünicke et al. (2006) im nördlichen Teil der Ostsee am größten ist. Auch wenn für die westliche Ostsee nur ein schwacher statistischer Zusammenhang abgeleitet werden kann, hat die NAO einen direkten Einfluss auf den Wasserstand der Lübecker Bucht, da die großräumige atmosphärische Zirkulation und Luftdruckunterschiede den Wasserstand in der Ostsee mit bestimmen (Omstedt et al. 2004; Lehmann et al. 2011). Diese Abhängigkeit ist wichtig, um die Auswirkungen von Sturmfluten in der westlichen Ostsee besser abschätzen zu können.

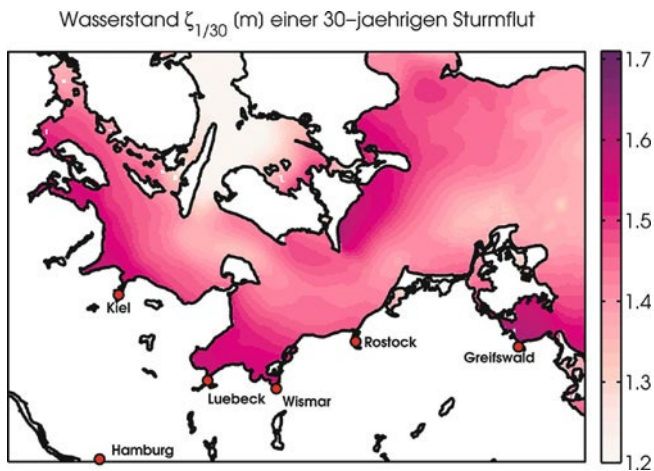
4.3.1.3 Sturmfluten

In ■ **Abb. 4.26** ist der Wasserstand einer Sturmflut³² dargestellt (Gräwe und Burchard 2012), der statistisch alle 30 Jahre auftritt³³. Vergleichbare Sturmfluten traten seit Beginn der Pegelaufzeichnungen drei- bis viermal auf. Die höchsten Pegelstände von über 1,7 m werden in Kiel, Lübeck und Greifswald erreicht. Die Darstellung zeigt deutlich, dass die höchsten Wasserstände vor allem an südwestlichen Küsten auftreten. In der Nordsee dagegen treten die höchsten Sturmfluten an östlichen und südöstlichen Küstenabschnitten auf. Typische Westwindwetterlagen, die an der Nordseeküste für Sturmfluten sorgen, führen an der deutschen Ostseeküste zu Niedrigwasserständen. Das Wasser wird bei Westwindstürmen entlang der Küste des Baltikums und im Finnischen Meerbusen aufgestaut. In der Ostsee werden dann die höchsten Pegel in St. Petersburg erreicht (Alenius et al. 1998; Meier et al. 2004; Wolski et al. 2014). Für Extremwasserstände an der deutschen Ostseeküste sind vor allem Wetterlagen mit Winden von Nordost bedeutend. Bei Nordostwind hat der Wind mit gut 1000 km die längste Wirklänge, von Finnland bis nach Rügen. Bis jetzt gibt es keine wissenschaftlichen Studien, die sich mit der Veränderung der Häufigkeit oder der Intensität von Ostwindwetterlagen der letzten Jahrzehnte beschäftigen. Die Rekonstruktionen der Wasserstände der Ostsee mithilfe von Computersimulationen (Meier et al. 2004) ergab aber keine statistisch belastbaren Veränderungen der Sturmfluthäufigkeit

31 Siehe Fußnote 6.

32 In der Ostsee wird anstelle der „Sturmflut“ sehr häufig der Begriff „Sturmhochwasser“ benutzt. Um aber konsistent mit den vorherigen Kapiteln zu bleiben, werden wir weiterhin den Begriff „Sturmflut“ verwenden.

33 In den Kapiteln über die Deutsche Bucht und die Elbe werden für Extremwasserstände Perzentile benutzt. Obwohl sie relativ einfach zu berechnen sind, sind sie für den Küstenschutz nicht ausreichend. Für die Bemessung von Deichen werden z. B. Sturmflutwasserstände angenommen, die einmal alle 100 Jahre auftreten. Um diese Sturmflutwasserstände zu berechnen, wird die Mathematik der Extremwertstatistik herangezogen. Obwohl diese sehr fundiert ist, müssen einige Annahmen getätigt werden, welche die Statistik beeinflussen können. Somit sind auch diese Maße mit Unsicherheiten behaftet. Sie sind aber wichtig, um Küstenschutzingenieuren Entscheidungshilfen zu liefern.



■ **Abb. 4.26** Wasserstand einer Sturmflut, die etwa alle 30 Jahre auftritt. (Adaptiert nach Gräwe und Burchard 2012)

oder -intensität. Durch die Analyse von Pegelständen für den Zeitraum 1916–2005 konnten Ribeiro et al. (2014) aber einen statistisch signifikanten Anstieg der Sturmflutwasserstände von $0,4 \pm 0,22$ mm/Jahr in der westlichen Ostsee nachweisen. Über eine mögliche Veränderung der Intensität oder Häufigkeit wurden keine Aussagen getroffen.

Wie auch schon in Hünicke et al. (2015) diskutiert, gibt es eine Diskrepanz zwischen dem Anstieg der Sturmflutwasserstände und dem mittleren Meeresspiegelanstieg. Die Analysen von Pegelständen deuten darauf hin, dass die Extremereignisse schneller steigen als der mittlere Wasserstand (Barbosa 2008). Hierfür gibt es aber noch keine abschließende Erklärung.

4.3.1.4 Seegang

In den vergangenen Jahren wurden mehrere Modelluntersuchungen zu den Seegangsverhältnissen in der Ostsee durchgeführt. Bezüglich der Veränderungen in der Lübecker Bucht gibt es jedoch aufgrund mangelnder Auflösung oder Gebietswahl nur wenige belastbare Untersuchungen. So werden z. B. von Räämet und Soomere (2010) die Verhältnisse in der nordöstlichen Ostsee mit Modellauflösungen von drei Seemeilen untersucht. Bei Kelpšaitė et al. (2011) endet das Modellgebiet, das sich um Litauen konzentriert, etwa auf Usedom. Auf der Grundlage der von Soomere und Räämet (2011) beschriebenen Seegangmodellierung könnten auch Aussagen über die Lübecker Bucht getroffen werden, die Autoren hatten sich jedoch auf großräumige Veränderungen konzentriert und nicht die Daten für die Lübecker Bucht analysiert. Dies gilt in gleicher Weise für die von Soomere et al. (2012) beschriebenen Untersuchungen. Das von Soomere und Räämet (2011) beschriebene Modell weist ebenfalls eine zu grobe Auflösung zur Beschreibung der Verhältnisse in der Lübecker Bucht auf. Obwohl sich die meisten Untersuchungen auf das Baltikum oder die zentrale Ostsee konzentrieren, können wir dennoch einige Schlüsse für die westliche Ostsee ziehen. Die Arbeiten von Soomere et al. (2012) legen nahe, dass die signifikante Wellenhöhe in der Kadetrinne mit 0,8 cm in den letzten Jahrzehnten relativ konstant war und keine signifikanten Trends aufwies. Ähnliches lässt sich für die Lübecker Bucht vermuten. Genauso wie die Kadetrinne ist die

Lübecker Bucht durch ihre nach Westen geschützte Lage nur dem lokalen Wellenfeld ausgesetzt. Dünung aus der zentralen Ostsee wird durch die geringen Wassertiefen ausgedämpft. Für die Untersuchung möglicher Trends in Extremwellen fehlt zurzeit die Datenbasis. Aus der Analyse von Beobachtungen in der Kadetrinne konnten Soomere et al. (2012) erste Schlüsse über solche Extremwerte ziehen. Wellen mit einer Höhe von über 2 m treten in etwa an 100 h im Jahr auf. Die größte verlässlich gemessene Einzelwelle in der Kadetrinne hatte eine Höhe von 4,46 m (3. November 1995). Solche hohen Wellen werden – wie auch starke Sturmfluten – vor allem durch Nordoststürme erzeugt. Da diese Wetterlagen in der Ostsee aber äußerst selten sind, kann bisher keine statistisch belastbare Aussage über Veränderungen von Extremwellen getroffen werden. Dies wird auch durch Ergebnisse aus dem RADOST-Projekt bestätigt (RADOST-Verbund 2011, 2012, 2014).

4.3.2 Zukünftige Klimaänderungen bis 2100

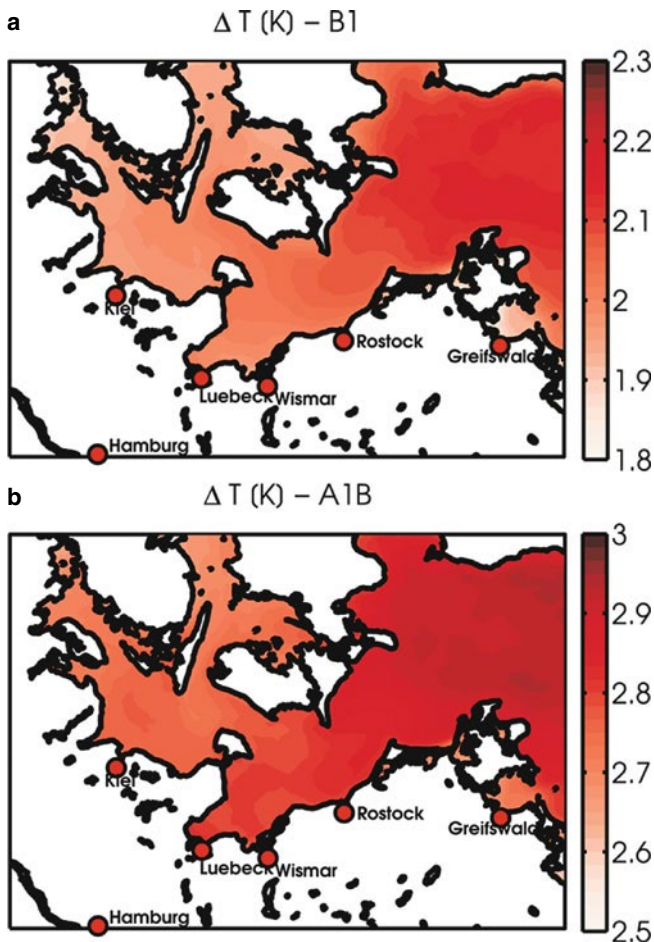
4.3.2.1 Temperatur- und Salzgehalt

Die Änderungen der potenziellen Temperatur und des Salzgehaltes in der Lübecker Bucht sind auf Veränderungen in der Nordsee und in der zentralen Ostsee zurückzuführen. Letztere wurden insbesondere von Meier (2006), Neumann (2010) oder Meier et al. (2012) untersucht. Unter den A1B- oder A2-Szenarien des IPCC (Solomon et al. 2007) zeigt die SST der zentralen Ostsee eine mittlere Erwärmung von 3–4 K für die nächsten 100 Jahre. Die stärkste Erwärmung ist aber im nördlichen Teil der Ostsee zu erwarten. Hier spielt der Rückgang der Eisbedeckung eine entscheidende Rolle (Meier et al. 2011a). Meier et al. (2012) konnten zeigen, dass die Erwärmung einen robusten Trend zeigt und dass der Trend größer ist als die Unsicherheit durch die verschiedenen Modellsysteme oder antreibenden Globalmodelle.

Die projizierten Änderungen der SST in der westlichen Ostsee und der Lübecker Bucht folgen der Veränderung in der zentralen Ostsee (Gräwe et al. 2013). Die mittlere Erwärmung der SST ist in ■ **Abb. 4.27** dargestellt. Hier wird die stärkste Erwärmung im Arkonabecken erwartet. Für die A1B-Szenarien zeigt aber auch die Lübecker Bucht einen stärkeren Anstieg der Wassertemperatur als die restliche deutsche Ostseeküste. Generell folgt die Erwärmung der SST den Veränderungen in der Atmosphäre, sodass in den nächsten 100 Jahren eine Erwärmung der westlichen Ostsee von 2–3 K zu erwarten ist (Meier 2006; Meier et al. 2012; Gräwe et al. 2013). Gräwe et al. (2013) konnten außerdem zeigen, dass die Schichtungsverhältnisse im Arkonabecken nahezu konstant bleiben; d. h., dass sich die Temperaturprofile über die gesamte Wassersäule linear verschieben.

Den Untersuchungen von Neumann et al. (2012) zufolge wird sich die Wahrscheinlichkeit, dass die SST in der Mecklenburger Bucht in den nächsten 100 Jahren im Sommer über 18 °C steigt, nahezu verdoppeln. Mit der SST-Erhöhung ist aber auch eine Verringerung der Sauerstofflöslichkeit im Wasser verbunden, sodass sich die Sauerstoffarmut (Hypoxie) in der gesamten Ostsee ausbreiten wird (Meier et al. 2011b; Bendtsen und Hansen 2013).

Für den Salzgehalt der Ostsee ist bis zum Ende des Jahrhunderts eine Verringerung zu erwarten (Meier 2006; Neumann



■ **Abb. 4.27** Veränderung der mittleren Oberflächentemperatur für 2071–2100 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1971–2000: **a** für die Szenarien B1 und **b** für die Szenarien A1B. (Gräwe et al. 2013)

2010; Meier et al. 2012; Gräwe et al. 2013). Die Abnahme des Salzgehaltes der Ostsee um 1,5–2,0 psu ist durch die zu erwartende Erhöhung der Niederschläge über der gesamten Ostsee und in den Flusseinzugsgebieten bedingt. Dies führt zu einer Erhöhung der Flusseinträge und somit zu einem Absinken des Salzgehaltes. Schimanke et al. (2014) konnten zeigen, dass es unter fast allen IPCC-Szenarien zu einer Verringerung der großen Salzwassereinbrüche kommen kann, was zu einer weiteren Verringerung des Salzgehaltes führt. Gräwe et al. (2013) vermuteten, dass unter dem A1B-Szenario eine Verringerung der Salzwassereinbrüche um bis zu 50 % möglich ist. Die Arbeit von Hordoir et al. (2015) zeigt aber, dass durch den Anstieg des Meeresspiegels die Intensität der Salzwassereinbrüche zunehmen kann. Da sich die Querschnittsfläche der dänischen Straßen (z. B. des Großen Belts) erhöht, kann während eines einzelnen Salzwassereinbruchs mehr Salz transportiert werden. Die zu erwartende Abnahme der Salzwassereinbrüche wird aber mit einer Veränderung der Windverhältnisse erklärt (Gräwe et al. 2013; Schimanke et al. 2014). Wie schon Lass und Matthäus (1996) zeigen konnten, führt eine Verstärkung von Westwinden zu einem höheren Füllstand der Ostsee und somit zu einer geringeren Wahrscheinlichkeit für große Salzwassereinbrüche. Die genauen Ursachen werden aber noch diskutiert (Schimanke et al. 2014).

4.3.2.2 Wasserstand

Wie schon in ► Abschn. 4.3.1 beschrieben, wird sich die deutsche Ostseeküste durch die postglaziale Landhebung weiter absenken. Dieses Absenken wird auch noch die nächsten Hunderte von Jahren anhalten und weiterhin bei ≈ 1 mm/Jahr liegen.

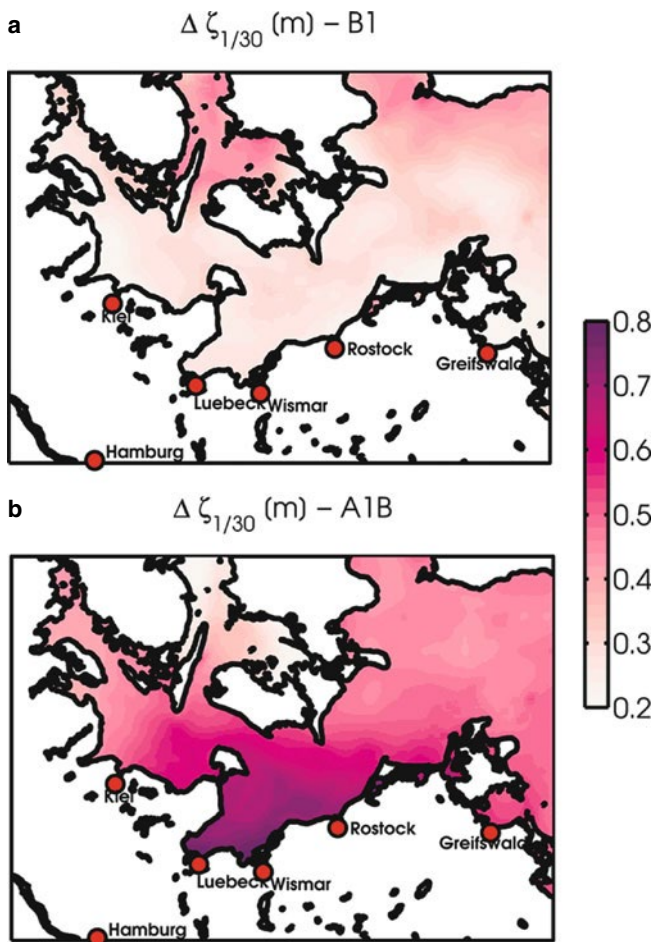
Überlagert wird die Landabsenkung aber vom globalen Anstieg des Meeresspiegels. Wie schon in ► Abschn. 4.1.1 diskutiert, gibt der aktuelle IPCC-Bericht global eine wahrscheinliche Bandbreite von +26 cm bis zu +82 cm an (Church et al. 2013). Dieser globale Wert muss aber noch um regionale Effekte korrigiert werden (Solomon et al. 2007; Stocker et al. 2013). Nach Landerer et al. (2007) ist für die Nord- und Ostseeregion mit einem zusätzlichen Anstieg von +10 cm zu rechnen (s. auch z. B. Gregory et al. 2001). Diese globale Umverteilung beruht vor allem auf Veränderungen von Niederschlagsmustern und thermischen Effekten (Bryan 1996).

Albrecht und Weisse (2012) untersuchten, inwieweit Luftdruckeffekte infolge großskaliger Veränderungen des atmosphärischen Zirkulationsmusters einen Einfluss auf den Meeresspiegelanstieg in der Nordsee haben, und zeigten, dass dieser Effekt zwar gering (+1,4 cm), aber mit großen Unsicherheiten behaftet ist. Hünicke (2010) konnte zeigen, dass in der nördlichen Ostsee die jährliche Variabilität des mittleren Meeresspiegels zunimmt. Durch Veränderungen des regionalen Luftdrucks ist ein Anstieg des mittleren Winterwasserstandes von 1 mm/Jahr möglich. Für die südliche Ostsee wies Hünicke (2010) nach, dass der Anstieg des mittleren Wasserstandes im Winter vor allem auf Veränderungen der Niederschlagsmuster beruht, diese Veränderungen aber mit +0,4 mm/Jahr gering sind.

4.3.2.3 Sturmflutwasserstände

Bis zum Ende des Jahrhunderts ist mit einer Zunahme der Sturmflutwasserstände zu rechnen. Gräwe und Burchard (2012) zeigen, dass die Zunahme der Sturmflutwasserstände nahezu linear dem mittleren Anstieg des Meeresspiegels folgt. Somit führt ein Meeresspiegelanstieg von 50 cm zu 50 cm höheren Sturmpegeln. Eine hypothetische Erhöhung der Windgeschwindigkeit von 5 % führt in der Lübecker Bucht zu einer Erhöhung der Sturmpegel von 10 %. Durch den Fjordcharakter kann für Kiel oder Flensburg eine Zunahme von bis zu 20 % erwartet werden (Gräwe und Burchard 2012).

In ■ Abb. 4.28 sind die erwarteten Veränderungen der Pegelstände für eine Sturmflut mit 30jähriger Wiederkehrwahrscheinlichkeit dargestellt. Für das B1-Szenario ergibt sich für die Lübecker Bucht eine Erhöhung der absoluten Sturmflutwasserstände von etwa 20–25 cm/pro 100 Jahre. ■ Abb. 4.28a zeigt aber auch, dass die Veränderungen in der westlichen Ostsee relativ gleichmäßig sind. Dies ändert sich, wenn man das A1B-Szenario betrachtet (■ Abb. 4.28). Die Mecklenburger Bucht weist die größte Zunahme auf, die Ursachen sind aber noch nicht geklärt. Die zukünftigen Sturmflutwasserstände werden, hauptsächlich durch den mittleren Meeresspiegelanstieg bedingt, etwa 80 cm über den heutigen Wasserständen liegen. Die Ensemble-Simulationen von Meier (2006) zeigen ähnliche Ergebnisse. Aus den Analysen für die beiden Szenarien (B1 und A1B) ist somit für die westliche Ostsee mit einer Zunahme der Sturmflutwasserstände von 20–80 cm zu rechnen. Wenn man



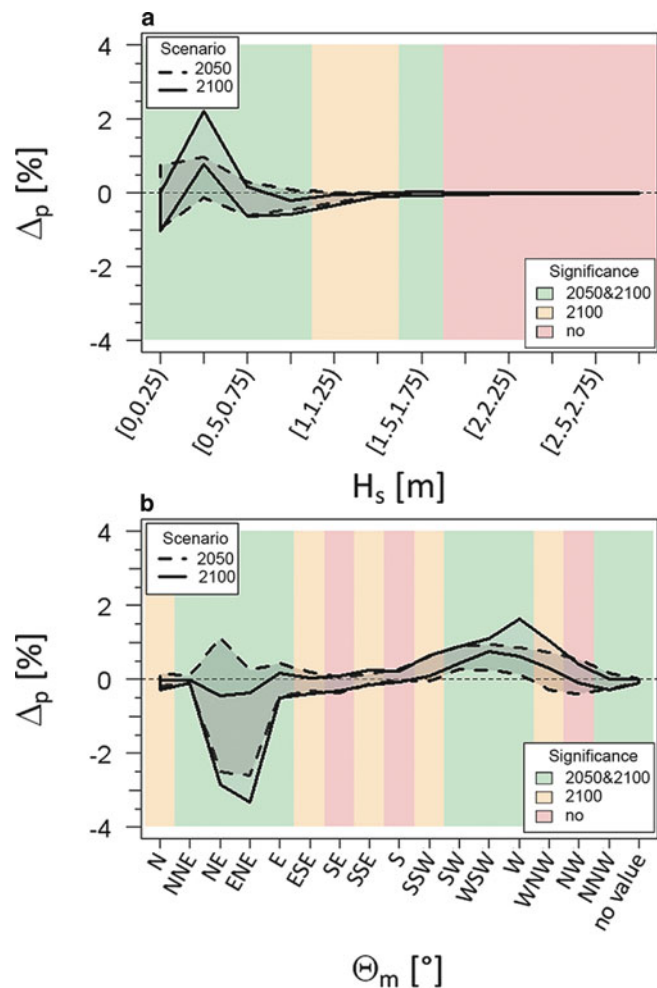
■ **Abb. 4.28** Veränderungen der Sturmflutwasserstände (für eine 30-jährige Wiederkehrzeit) zum Ende des 21. Jahrhunderts für die Szenarien: a. B1 und b. A1B. (Gräwe und Burchard 2012)

die postglaziale Landhebung (Ekman 1996) und regionale Effekte (Gregory et al. 2001; Landerer et al. 2007) berücksichtigt, kann eine weitere Zunahme der Sturmflutwasserstände (die mehr oder weniger unabhängig vom Szenario ist) um 20 cm erwartet werden.

4.3.2.4 Seegang

Der aus dem veränderten Windklima resultierende Seegang zeigt in fast allen Gebieten der Ostsee konsistent eine Zunahme der signifikanten Wellenhöhe³⁴. Besonders stark ist diese Zunahme im Bereich der östlichen Ostsee und im Finnischen Meerbusen ausgeprägt, während die projizierten Änderungen in der südwestlichen Ostsee innerhalb der untersuchten Simulationen nicht signifikant sind (RADOST-Verbund 2012). Selbst eine Aussage über eine mögliche Zu- oder Abnahme der signifikanten Wellenhöhe war nicht möglich, da die Bandbreite der zu erwartenden Änderungen zu groß war (Dreier et al. 2011).

Für Travemünde wurden die relativen Häufigkeiten der Wellenhöhen bzw. Wellenanaufrichtungen zwischen dem Referenzzeitraum (1971–2000) sowie den Szenarien 2050 (2021–2050)



■ **Abb. 4.29** a Änderung der Häufigkeiten der Wellenhöhen der Szenarienläufe A1B und B1 für das Szenario 2050 und 2100 im Vergleich zum Referenzlauf C20 (1971–2000) an der Station Travemünde. b Änderung der Häufigkeiten der Wellenanaufrichtungen der Szenarienläufe A1B und B1 für das Szenario 2050 und 2100 im Vergleich zum Referenzlauf C20 (1971–2000) an der Station Travemünde. (Beide aus RADOST-Verbund 2014)

und 2100 (2071–2100) für alle verwendeten Klimaszenarien miteinander verglichen (■ Abb. 4.29). Anschließend wurde die Bandbreite der Veränderung der Häufigkeiten (Abstand zwischen minimaler und maximaler Änderung) für die beiden Szenarien dargestellt. Anhand der Bandbreite kann die Variabilität des Änderungssignals beurteilt werden. Statistische Signifikanztests bestätigten, dass die beobachtete Veränderung der Häufigkeiten mit einer Wahrscheinlichkeit von 95 % nicht zufällig ist (RADOST-Verbund 2014).

Die Signifikanz der Veränderungen ist in ■ Abb. 4.29 durch farbige Hinterlegungen der Kurven dargestellt. Die Veränderungen unterscheiden sich je nach Ausrichtung der betrachteten Küstenlinie. Während für westwindexponierte Positionen insbesondere zum Ende des 21. Jahrhunderts eine signifikante Verschiebung der Häufigkeitsverteilung hin zu höheren Wellenhöhen festgestellt wurde (hier nicht gezeigt), verschieben sich die Häufigkeiten für ostwindexponierte Lagen, wie z. B. bei Travemünde üblich, zu geringeren Wellenhöhen hin. Die mittleren Wellenhöhen können an dieser Position um bis zu 3 % ab-

34 Die signifikante Wellenhöhe ist definiert als das Mittel über das höchste Drittel aller Wellen. Siehe auch Fußnote 4.

nehmen. Die dargestellten Veränderungen lassen sich weniger durch eine absolute Veränderung der mittleren Windgeschwindigkeiten als durch eine Verschiebung der Windrichtungen und damit auch der Wellenanlaufrichtung erklären. So kommt es an den westwindexponierten Stationen insbesondere zum Ende des 21. Jahrhunderts zu einer signifikanten Zunahme von Ereignissen aus westlichen bis nordwestlichen Richtungen. Die ostwindexponierten Positionen (z. B. Travemünde) hingegen zeigen eine signifikante Abnahme von Ereignissen aus nordöstlichen Richtungen und eine leichte Zunahme von Ereignissen aus westlichen Richtungen (■ Abb. 4.29b). Die mittlere Anlaufrichtung kann sich an der Position Travemünde um bis zu 4 Grad in östliche Richtungen verschieben.

Für die maximalen Wellenhöhen können keine belastbaren Aussagen zu Veränderungen gemacht werden, da die Unterschiede in den Häufigkeitsverteilungen nur sehr gering sind. Die Bandbreite in den Projektionen³⁵ ist für extreme Wellenhöhen vergleichsweise groß, ein eindeutiges Signal/Muster für die Veränderung der extremen Wellenhöhen ist nicht erkennbar. Für Travemünde zeigen zwei der ausgewerteten Zeitreihen eine Erhöhung der extremen Wellenhöhen um bis zu 13 % an, zwei andere Zeitreihen zeigen keine signifikante Veränderung (RADOST-Verbund 2012).

4.3.3 Zusammenfassung

In der Lübecker Bucht sind seit einigen Jahrzehnten Anzeichen eines sich verändernden Klimas erkennbar. Seit den 1980er-Jahren erhöht sich die mittlere Wassertemperatur mit 0,6 K/Dekade. Diese Erwärmung ist im Sommer stärker als im Winter ausgeprägt und ist vor allem durch die heißen Sommer der letzten Jahre bedingt. Obwohl seit den 1990er-Jahren ein langsames Absinken des mittleren Salzgehaltes zu beobachten ist, kann diese Veränderung mit langfristigen Schwankungen erklärt werden.

Für die nächsten Jahrzehnte ist mit einem weiteren Anstieg der Wassertemperatur zu rechnen, der dem Anstieg der Lufttemperatur linear folgt. Es ist außerdem zu erwarten, dass sich die Anzahl der Tage mit Wassertemperaturen von über 18 °C in den nächsten 60 Jahren nahezu verdoppelt. Die höheren Temperaturen werden wahrscheinlich zu vermehrten Algenblüten führen. Für den Salzgehalt ist ein Absinken zwischen 1,5 und 2,0 psu zu erwarten. Dies wird durch erhöhte Niederschläge vor allem in der nördlichen Ostsee und eine zusätzliche Verringerung der großen Salzwassereinträge bedingt.

Seit der letzten Eiszeit weist die deutsche Ostseeküste ein Absinken von 1 cm/Dekade³⁶ auf; dieser Prozess wird sich fortsetzen. Zusätzlich wird ein Ansteigen des Meeresspiegels um 1,35 cm/Dekade beobachtet. Für die nächsten Jahrzehnte ist mit einem weiteren Anstieg des mittleren Meeresspiegels zu rechnen. In den sich verändernden Sturmflutwasserständen machen sich vor allem der Trend des mittleren Meeresspiegels und in geringerem Ausmaß Änderungen im Windstau bemerkbar.

Literatur

- Albers T (2012) Messung und Analyse morphologischer Änderungen von Ästuarwatten. Untersuchungen im Neufelder Watt in der Elbmündung. Dissertation. Technische Universität Hamburg-Harburg, Institut für Wasserbau, Hamburg
- Albrecht F, Weisse R (2012) Pressure effects on past regional sea level trends and variability in the German Bight. *Ocean Dynam* 62(8):1169–1186
- Albrecht F, Weisse R (2014) Pressure effects on regional mean sea level trends in the German Bight in the twenty-first century. *Ocean Dynam* 64(5):633–642
- Albrecht F, Wahl T, Jensen J, Weisse R (2011) Determining sea level change in the German Bight. *Ocean Dynam* 61(12):2037–2050
- Albretsen J, Aure J, Sætre R, Danielsen DS (2012) Climatic variability in the Skagerrak and coastal waters of Norway. *ICES J Mar Sci* 69:758–763
- Alenius P, Myrberg K, Nekrasov A (1998) The physical oceanography of the Gulf of Finland: a review. *Boreal Environ Res* 3(2):97–125
- 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. *Coast Eng* 96:118–131
- Attema JJ, Lenderink G (2014) The influence of the North Sea on coastal precipitation in the Netherlands in the present-day and future climate. *Clim Dynam* 42(1–2):505–519
- Author Team TBACC (2008) Assessment of climate change for the Baltic sea basin. 1. A. regional climate studies. Springer, Berlin, Heidelberg
- Barbosa SM (2008) Quantile trends in Baltic sea level. *Geophys Res Lett* 35(22):L22704
- Becker GA, Pauly M (1996) Sea surface temperature changes in the North Sea their causes. *ICES J Mar Sc* 53:887–898
- Befort DJ, Leckebusch GC, Ulbrich U, Rosenhagen G, Heinrich H, Ganske A (2014) Potentielle Auswirkungen des anthropogenen Klimawandels auf das Sturmflutrisiko an der deutschen Nordseeküste. KLIWAS Schriftenreihe KLIWAS-62/2014. KLIWAS, Koblenz (Webseiten von KLIWAS)
- Befort DJ, Fischer M, Leckebusch GC, Ulbrich U, Ganske A, Rosenhagen G, Heinrich H (2015) Identification of storm surge events over the German Bight from atmospheric reanalysis and climate model data. *Nat Hazards Earth Sys Sci* 15(6):1437–1447
- Bendtsen J, Hansen JLS (2013) Effects of global warming on hypoxia in the Baltic Sea–North Sea transition zone. *Ecol Modell* 264:17–26
- Bergemann M (1995) Die Lage der oberen Brackwassergrenze im Elbeästuar. *Dtsch Gewässerkundliche Mitteilungen* 39(4/5):34–137 (Webseiten der Flussgebietsgemeinschaft Elbe (FGG Elbe))
- Bergemann M (2004) Die Trübungszone in der Tideelbe - Beschreibung der räumlichen und zeitlichen Entwicklung. Wassergütestelle Elbe. Fachbericht. Wassergütestelle Elbe, Hamburg (Webseiten der Flussgebietsgemeinschaft Elbe (FGG Elbe))
- Boehlich MJ, Strotmann T (2008) The Elbe-Estuary. *Küste* 74:288–306 (Webseiten des Kuratoriums für Forschung im Küsteningenieurwesen (KFKI))
- Bryan K (1996) The steric component of sea level rise associated with enhanced greenhouse warming: a model study. *Clim Dynam* 12(8):545–555
- BSH (2009) Umweltbericht zum Raumordnungsplan für die deutsche ausschließliche Wirtschaftszone (AWZ) Teil Nordsee. BSH, Hamburg (Webseite des BSH)
- BSH (2016) Nordseezustand 2008 – 2011. Berichte des Bundesamtes für Seeschifffahrt und Hydrographie 54. BSH, Hamburg Rostock
- Bülow K, Dieterich C, Elizalde A, Gröger M, Heinrich H, Hüttl-Kabus S, Klein B, Mayer B, Meier HEM, Mikolajewicz U, Narayan N, Pohlmann T, Rosenhagen G, Schimanke S, Sein D, Su J (2014) Comparison of three regional coupled ocean atmosphere models for the North Sea under today's and future climate conditions. KLIWAS Schriftenreihe KLIWAS-27/2014. KLIWAS, Koblenz Bundesanstalt für Wasserbau (2015) Bildatlas zu den Sensitivitätsstudien zum Bildatlas zu den Sensitivitätsstudien zum Meeresspiegelanstieg in den Ästuaren Elbe, Jade-Weser und Ems. Ergebnisse aus den Forschungsprogrammen KLIWAS und KLIMZUG-NORD (Webseiten der Bundesanstalt für Wasserbau (BAW))
- Burchard H, Janssen F, Bolding K, Umlauf L, Rennau H (2009) Model simulations of dense bottom currents in the Western Baltic Sea. *Cont Shelf Res* 29(1):205–220

35 Definiert als Differenz zwischen maximaler und minimaler Veränderung.

36 1 cm/Dekade entspricht wertmäßig 1 mm/Jahr.

Literatur

- Büscher A, Rudolph E (2014) Einfluss möglicher Klimaänderungen auf mittlere Tide- und Sturmflutverhältnisse. In: Schlünzen KH, Linde M (Hrsg) Wilhelmshurg im Klimawandel. Ist-Situation und mögliche Veränderungen. Berichte aus den KLIMZUG-NORD Modellgebieten, Bd. 4. TuTech, Hamburg, S 50–55 (Webseiten des BMBF-Forschungsprojekts KLIMZUG-NORD – Strategische Anpassungsansätze zum Klimawandel in der Metropolregion Hamburg)
- Carter TR, Jones RN, Lu X, Bhadwal C, Conde C, Mearns LO et al (2007) New assessment methods and the characterization of future conditions. In: Parry ML, Canziani OF, Palutikof JP, van der Linden PF, Hanson CE (Hrsg) Climate change 2007: impacts, adaptation and vulnerability. Contribution of working group II to the fourth assessment report of the intergovernmental panel on climate change. Cambridge University Press, Cambridge New York, S 133–171
- Church JA, Clark PU, Cazenave A, Gregory JM, Jevrejeva S, Levermann A, Merrifield MA, Milne GA, Nerem RS, Nunn PD, Payne AJ, Pfeffer WT, Stammer D, Unnikrishnan AS (2013) Sea level change. In: Stocker TF, Qin D, Plattner GK, Tignor M, Allen SK, Boschung J, Nauels A, Xia Y, Bex V, Midgley PM (Hrsg) Climate change 2013: the physical science basis. Contribution of working group I to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change. Cambridge University Press, Cambridge, New York, S 1137–1216
- Dangendorf S, Müller-Navarra S, Jensen J, Schenk F, Wahl T, Weisse R (2014a) North Sea Storminess from a novel storm surge record since AD 1843. *J Clim* 27:3582–3595
- Dangendorf S, Wahl T, Nilson E, Klein B, Jensen J (2014b) A new atmospheric proxy for sea level variability in the southeastern North Sea: observations and future ensemble projections. *Clim Dynam* 438(1):447–467
- Dangendorf S, Calafat FM, Arns A, Wahl T, Haigh ID, Jensen J (2014c) Mean sea level variability in the North Sea: processes and implications. *J Geophys Res Oceans* 119(10):6820–6841
- Dangendorf S, Arns A, Pinto JG, Ludwig P, Jensen J (2016) The exceptional influence of storm 'Xaver' on design water levels in the German Bight. *Environ Res Lett* 11:054001
- Debernard JB, Røed LP (2008) Future wind, wave and storm surge climate in the Northern Seas: a revisit. *Tellus* 60A:427–438
- De Winter RC, Sterl A, de Vries JW, Weber SL, Ruessink G (2012) The effect of climate change on extreme waves in front of the Dutch coast. *Ocean Dyn* 62:1139–1152
- Deutscher Wetterdienst (1996) UVU zur Anpassung der Fahrinne der Unter- und Außenelbe an die Containerschiffahrt. Materialband VIII Klima. Umweltverträglichkeitsuntersuchung (UVU). Antragsunterlagen zur Fahrinnenanpassung 1999/2000. Wasser- und Schifffahrtsamt Hamburg und Wirtschaftsbehörde Strom- und Hafenaufbau der Freien und Hansestadt Hamburg, Hamburg (Webseiten Portal Tideelbe)
- Dieterich C, Wang S, Schimanke S, Gröger M, Klein B, Hordoir R, Samuelsson P, Liu Y, Axell L, Höglund A, Meier HEM, Döscher R (2014) Surface heat budget over the North Sea in climate change simulations. In: International Baltic Earth Secretariat Publication No. 3 3rd International Lund Regional-Scale Climate Modelling Workshop, Lund, 06.2014.
- Dreier N, Schlankow C, Fröhle P (2011) Assessment of future wave climate on basis of wind-wave-correlations and climate change scenarios. *J Coast Res Spec Issue* 64:210–214
- Ekman M (1988) The world's longest continued series of sea level observations. *Pure Appl Geophys* 127(1):73–77
- Ekman M (1996) A consistent map of the postglacial uplift of Fennoscandia. *Terra Nova* 8(2):158–165
- Elizalde A, Gröger M, Mathis M, Mikolajewicz U, Bülow K, Hüttl-Kabus S, Klein B, Ganske A (2014) MPIOM-REMO. A coupled regional model for the North Sea. KLIWAS Schriftenreihe KLIWAS-58/2014. KLIWAS, Koblenz
- Emeis KC, van Beusekom J, Callies U, Ebinghaus R, Kannen A, Kraus G, Kröncke I, Lenhart H, Lorkowski I, Matthias V, Möllmann C, Pätsch J, Scharfe M, Thomas H, Weisse R, Zorita E (2014) The North Sea – a shelf sea in the Anthropocene. *J Mar Sys* 141:18–33
- Feistel R, Nausch G, Wasmund N (Hrsg) (2008) State and evolution of the Baltic Sea, 1952-2005: a detailed 50-year survey of meteorology and climate, physics, chemistry, biology and marine environment. Wiley, Hoboken
- Fickert M, Strotmann T (2007) Hydrodynamische Entwicklung der Tideelbe. In: Gönner G, Pflüger B, Bremer JA (Hrsg) Von der Geoarchäologie über die Küstendynamik zum Küstenzonenmanagement. *Coastline Reports* 9:59–68
- Fickert M, Strotmann T (2009) Zur Entwicklung der Tideverhältnisse in der Elbe und dem Einfluss steigender Meeresspiegel auf die Tidedynamik in Ästuaren. In: Hafentechnische Gesellschaft (Hrsg) Tagungsband zum HTG-Kongress 2009 HTG-Kongress, Lübeck, 9.–12. September. In., S 92–199
- Franck H, Matthäus W, Sammler R (1987) Major inflows of saline water into the Baltic Sea during the present century. *Gerlands Beitr Geophys* 96(6):517–531
- Friocourt YF, Skogen M, Stolte W, Albreten J (2012) Marine downscaling of a future climate scenario in the North Sea and possible effects on dinoflagellate harmful algal blooms. *Food Addit Contam A* 29(10):1630–1646
- Gaslikova L, Grabemann I, Groll N (2013) Changes in North Sea storm surge conditions for four transient future climate realizations. *Nat Hazards* 66(3):1501–1518
- Generalplan Küstenschutz des Landes Schleswig-Holstein (2013) (Fortschreibung 2012), Ministerium für Energiewende, Landwirtschaft, Umwelt und ländliche Räume des Landes Schleswig-Holstein
- Gérard M (2013) Strömungs- und Durchflussmessungen im Bereich der Tideelbe seit Anfang der 1960er Jahre. Ergebnisse aus Untersuchungen der Wasser- und Schifffahrtsverwaltung im Bereich Elbe-k 638,9 und 689,1. Masterarbeit, Ostfalia Hochschule für angewandte Wissenschaften, Wolfenbüttel. Webseiten Portalsystem Küstendaten
- Gönner G (1999) The analysis of storm surge climate change along the German Coast during the 20th century. *Quatern Int* 56:115–121
- Gönner G (2004) Sturmfluten und Windstau in der Deutschen Bucht. Charakter, Veränderungen und Maximalwerte im 20. Jahrhundert. *Küste* 67:185–365
- Gönner G, Gerkensmeier B (2015) A multi-method approach to develop extreme storm surge events to strengthen the resilience of highly vulnerable coastal areas. *Coast Eng J* 57(1)
- Gönner G, Sossidi K (2011) A new approach to calculate extreme storm surges: analyzing the interaction of storm surge components. In: Brebbia CA, Benassai G, Rodriguez GR (Hrsg) Coastal Processes II. WIT Press, Southampton, Boston, S 139–150
- Grabemann I, Weisse R (2008) Climate change impact on extreme wave conditions in the North Sea: an ensemble study. *Ocean Dynam* 58:199–212
- Gräwe U, Burchard H (2012) Storm surges in the Western Baltic Sea: The present and a possible future. *Clim Dynam* 39(1-2):165–183
- Gräwe U, Friedland R, Burchard H (2013) The future of the western Baltic Sea: two possible scenarios. *Ocean Dynam* 63(8):901–921
- Gregory JM, Church JA, Boer GJ, Dixon KW, Flato GM, Jaccett DR, Lowe JA, O'Farrell SP, Roeckner E, Russell GL, Stouffer RJ, Winton M (2001) Comparison of results from several AOGCMs for global and regional sea-level change 1900–2100. *Clim Dynam* 18(3):225–240
- Gröger M, Maier-Reimer E, Mikolajewicz U, Moll A, Sein D (2013) NW European shelf under climate warming: Implications for open ocean - shelf exchange, primary production, and carbon absorption. *Biogeosciences* 10(6):3767–3792
- Gröger M, Dieterich C, Meier MHE, Schimanke S (2015) Thermal air-sea coupling in hindcast simulations for the North Sea and Baltic Sea on the NW European shelf. *Tellus A* 67:26911
- Groll N, Grabemann I, Gaslikova L (2014a) North Sea wave conditions: an analysis of four transient future climate realizations. *Ocean Dynam* 64(1):1–12
- Groll N, Weisse R, Behrens A, Günter H, Möller J (2014b) Berechnung von Seegangsszenarien für die Nordsee. KLIWAS-Schriftenreihe KLIWAS-64/2014. KLIWAS, Koblenz
- Grossmann I, Woth K, von Storch H (2006) Localization of global climate change: storm surge scenarios for Hamburg in 2030 and 2085. *Küste* 71:169–182 (Webseiten des Kuratoriums für Forschung im Küsteningenieurwesen (KFKI))
- Gulev SK, Grigorieva V (2004) Last century changes in ocean wind wave height from global visual wave data. *Geophys Res Lett* 31:L24302
- Haigh I, Nicholls R, Wells N (2010) Assessing changes in extreme sea levels: application to the English Channel 1900-2006. *Cont Shelf Res* 30(9):1042–1055
- Hatz M, Maurer T (2014) Prozessstudien über die Eisbildung auf Wasserstraßen und mögliche klimabedingte Änderungen. Schlussbericht KLIWAS-

- Projekt 4.05. KLIWAS Schriftenreihe KLIWAS-47/2014. KLIWAS, Koblenz (Webseiten des BMVBS-Forschungsprogramms KLIWAS (Auswirkungen des Klimawandels auf Wasserstraßen und Schifffahrt - Entwicklung von Anpassungsoptionen))
- Hein B, Wyrwa J, Viergutz C, Schöl A (2014a) Projektionen für den Sauerstoffhaushalt des Elbe-Ästuars – Folgen für die Sedimentbewirtschaftung und das ökologische Potenzial. KLIWAS Schriftenreihe KLIWAS-42/2014. KLIWAS, Koblenz (Webseiten des BMVBS-Forschungsprogramms KLIWAS (Auswirkungen des Klimawandels auf Wasserstraßen und Schifffahrt - Entwicklung von Anpassungsoptionen))
- Hein H, Mai S, Barjenbruch U (2014b) Klimabedingt veränderte Tidekenwerte und Seegangstatistik in den Küstengewässern. Schlussbericht KLIWAS-Projekt 2.03. KLIWAS Schriftenreihe KLIWAS-33/2014, Koblenz. Webseiten des BMVBS, Forschungsprogramms KLIWAS (Auswirkungen des Klimawandels auf Wasserstraßen und Schifffahrt - Entwicklung von Anpassungsoptionen)
- Heyen H, Dippner JW (1998) Salinity variability in the German Bight in relation to climate variability. *Tellus* 50A:545–556
- Heyer H, Schrottke K (2013) Aufbau von integrierten Modellsystemen zur Analyse der langfristigen Morphodynamik in der Deutschen Bucht (AufMod). Gemeinsamer Abschlussbericht mit Beiträgen aus allen 7 Teilprojekten (Webseiten des Kuratoriums für Forschung im Küsteningenieurwesen (KFKI))
- Hjøllo SS, Skogen MD, Svendsen E (2009) Exploring currents and heat within the North Sea using a numerical model. *J Mar Sys* 78:180–192
- Hollebrandse FAP (2005) Temporal development of the tidal range in the Southern North Sea. Dissertation. Delft University of Technology, The Netherlands
- Holliday NP, Cunnigham S, Johnson C, Gary S, Griffiths C, Read JF, Sherwin T (2015) Multidecadal variability of potential temperature, salinity and transport in the eastern sub-polar Atlantic. *J Geophys Res Oceans* 120:5945–5967
- Holt J, Wakelin S, Lowe J, Tinker J (2010) The potential impacts of climate change on the hydrography of the northwest European Continental shelf. *Prog Oceanogr* 86:361–379
- Holt J, Butenschön M, Wakelin SL, Artioli Y, Allen JI (2012) Oceanic controls on the primary production of the northwest European continental shelf: model experiments under recent past conditions and a potential future scenario. *Biogeosciences* 9:97–117
- Holt J, Schrum C, Cannaby H, Daewel U, Allen I, Artioli Y, Bopp L, Butenschön M, Fach BA, Harle J, Pushpadas D, Salihoglu B, Wakelin S (2014) Physical processes mediating climate change impacts on regional sea ecosystems. *Biogeosciences Discuss* 11:1909–1975
- Hordoir R, Axell L, Löptien U, Dietze H, Kuznetsov I (2015) Influence of sea level rise on the dynamics of salt inflows in the Baltic Sea. *J Geophys Res* 120(10):6653–6668
- Howard T, Lowe J, Horsburgh K (2010) Interpreting century-scale changes in southern North Sea storm surge climate derived from coupled model simulations. *J Clim* 23(23):6234–6247
- Hünicke B (2010) Contribution of regional climate drivers to future winter sea-level changes in the Baltic Sea estimated by statistical methods and simulations of climate models. *Int J Earth Sci* 99(8):1721–1730
- Hünicke B, Zorita E (2007) Trends in the amplitude of Baltic Sea level annual cycle. *Tellus A* 60(1):154–164
- Hünicke B, Zorita E, Munksgaard B (2006) Influence of temperature and precipitation on decadal Baltic Sea level variations in the 20th century. *Tellus* 58(1):141–153
- Hünicke B, Luterbacher J, Pauling A, Zorita E (2008) Regional differences in winter sea level variations in the Baltic Sea for the past 200 yr. *Tellus A* 60(2):384–393
- Hünicke B, Zorita E, Soomere T, Madsen K, Johansson M, Suursaar Ü (2015) Recent change – sea level and wind waves. In: The BACC II author team. Second assessment of climate change for the Baltic sea basin. Regional climate studies. Springer, Cham, S 155–185
- Hunter J (2012) A simple technique for estimating an allowance for uncertain sea-level rise. *Clim Change* 113:239–252
- Hunter JR, Church JA, White NJ, Zhang X (2013) Towards a global regionally varying allowance for sea level rise. *Ocean Eng* 71:17–27
- Huthnance JM, Holt JT, Wakelin SL (2009) Deep ocean exchange with west-European shelf seas. *Ocean Sci* 5:621–634
- IKSE (2005) Die Elbe und ihr Einzugsgebiet - ein geographisch-hydrologischer und wasserwirtschaftlicher Überblick. Internationale Kommission zum Schutz der Elbe, Magdeburg (Webseiten der Internationalen Kommission zum Schutz der Elbe (IKSE))
- Ionita M, Rimbu N, Lohmann G (2011) Decadal variability of the Elbe River streamflow. *Int J Climatol* 31:22–30
- IPCC (2007) The physical science basis: working group I contribution to the fourth assessment report of the IPCC. Cambridge University Press, Cambridge, New York
- IPCC (2013) Climate change. In: Stocker TF, Qin D, Plattner GK, Tignor M, Allen SK, Boschung J, Nauels A, Xia Y, Bex V, Midgley PM (Hrsg) The physical science basis. Contribution of working group I to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change. Cambridge University Press, Cambridge, New York
- Jensen J, Mundersbach C (2004) Zeitliche Änderungen der Wasserstandszeitreihen an den Deutschen Küsten. In: Gönner G, Grassl H, Kelletat D, Kunz H, Probst B, von Storch H, Sündermann J (Hrsg) Klimaänderung und Küstenschutz, Proceedings. Universität Hamburg, Hamburg, S 115–128
- Jensen J, Frank T, Wahl T (2011) Analyse von hochaufgelösten Tidewasserständen und Ermittlung des MSL an der deutschen Nordseeküste (AMSeL). Küste 78:59–163 (Webseiten des Kuratoriums für Forschung im Küsteningenieurwesen (KFKI))
- Jensen J, Mundersbach C, Dangendorf S (2012) Untersuchungen zum Einfluss eines veränderten Meeresspiegels auf die Extremwasserstände an der Deutschen Nordseeküste. 2. Sachstandsbericht. KLIWAS interner Bericht. KLIWAS, Koblenz
- Jensen J, Mundersbach C, Dangendorf S (2013) Untersuchungen zum Einfluss der Astronomie und des lokalen Windes auf sich verändernde Extremwasserstände in der Deutschen Bucht. KLIWAS Schriftenreihe KLIWAS-25/2013. KLIWAS, Koblenz
- Jensen J, Dangendorf S, Wahl T, Steffen H (2014) Meeresspiegeländerungen in der Nordsee: Vergangene Entwicklungen und zukünftige Herausforderungen mit einem Fokus auf die Deutsche Bucht. *Hydrol Wasserbewirtsch* 58(6):304–323
- Jevrejeva S, Moore JC, Woodworth PL, Grinsted A (2005) Influence of large-scale atmospheric circulation on European sea level: results based on the wavelet transform method. *Tellus A* 57:183–193
- Johansson JM, Davis JL, Scherneck HG, Milne GA, Vermeer M, Mitrovica JX, Bennett RA, Jonsson B, Elgered G, El'osegui P, Koivula H, Poutanen M, Rönnäng BO, Shapiro II (2004) Continuous GPS measurements of postglacial adjustment in Fennoscandia: 2. Modeling results. *J Geophys Res* 107(B8):2157
- Jungclauss JH, Haak H, Esch M, Roeckner E, Marotzke J (2006) Will Greenland melting halt the thermohaline circulation? *Geophys Res Lett* 33:L17708
- Katsman CA, Hazeleger W, Drijfhout SS, van Oldenborgh GJ, Burgers G (2008) Climate scenarios of sea level rise for the northeast Atlantic Ocean: a study including the effects of ocean dynamics and gravity changes induced by ice melt. *Clim Change* 91:351–374
- Kauker F (1999) Regionalization of climate model results for the North Sea. Dissertation. GKSS Report 99/E/6. Dissertation, Universität Hamburg
- Kelpäite L, Dailidiene I, Soomere T (2011) Changes in wave dynamics at the south-eastern coast of the Baltic Proper during 1993–2008. *Boreal Environ Res* 16(Suppl A):220–232
- Kirches G, Paperin M, Klein H, Brockmann C, Stelzer K (2013a) The KLIWAS climatology for sea surface temperature and ocean colour fronts in the North Sea. Part A: methods, data, and algorithms. KLIWAS Schriftenreihe. KLIWAS-23A/2013. KLIWAS, Koblenz
- Kirches G, Paperin M, Klein H, Brockmann C, Stelzer K (2013b) The KLIWAS climatology for sea surface temperature and ocean colour fronts in the North Sea. Part B: SST products. KLIWAS Schriftenreihe KLIWAS-23B/2013. KLIWAS, Koblenz
- Kirches G, Paperin M, Klein H, Brockmann C, Stelzer K (2013c) The KLIWAS climatology for sea surface temperature and ocean colour fronts in the North Sea. Part C: ocean colour products. KLIWAS Schriftenreihe KLIWAS-23C/2013. KLIWAS, Koblenz
- Klein H, Frohse A, Loewe P, Schulz A (2015) Oceanographic status report North Sea 2014. In: ICES 2016 Report of the Working Group on Oceanic Hydrogra-

Literatur

- phy (WGOH) San Sebastian, 24–26 March 2015. ICES CM 2014/SSGEF:10, S 76–90
- Klein H, Loewe P, Schmelzer N, Frohse A, Schulz A (2016) Temperatur. In: Nordseezustand 2008–2011. Berichte des BSH 54. BSH, Hamburg, Rostock
- Kohn I, Freudiger D, Rosin K, Stahl K, Weiler M, Belz JU (2014) Das hydrologische Extremjahr 2011: Dokumentation, Einordnung, Ursachen und Zusammenhänge. In: Mitteilungen der Bundesanstalt für Gewässerkunde Nr. 29 (Webseiten der Bundesanstalt für Gewässerkunde)
- Kooi H, Johnston P, Lambeck K, Smither C, Molendijk R (1998) Geological causes of recent (~100 yr) vertical land movement in the Netherlands. *Tectonophysics* 299:297–316
- Korevaar CG (1990) North Sea climate based on observations from ships and lightvessels. Kluwer, Dordrecht
- Kwadijk JCJ, Haasnoot M, Mulder JPM, Hoogvliet MMC, Jeuken ABM, van der Krogt RAA, van Oostrom NGC, Schelfhout HA, van Velzen EH, van Waveren H, de Wit MJM (2010) Using adaptation tipping points to prepare for climate change and sea level rise: a case study in the Netherlands. *WIREs Clim Chang* 1(5):729–740
- Landerer FW, Jungclaus JH, Marotzke J (2007) Regional dynamic and steric sea level change in response to the IPCC-A1B scenario. *J Phys Oceanogr* 37:296–312
- Langenberg H, Pfizenmayer A, von Storch H, Sündermann J (1999) Storm related sea level variations along the North Sea coast: natural variability and anthropogenic change. *Cont Shelf Res* 19:821–842
- Lass HU, Matthäus W (1996) On temporal wind variations forcing salt water inflows into the Baltic Sea. *Tellus A* 9:663–671
- Lehmann A, Myrberg K (2008) Upwelling in the Baltic Sea – a review. *J Marine Syst* 74(1):3–12
- Lehmann A, Getzlaff K, Harlaß J (2011) Detailed assessment of climate variability in the Baltic Sea area for the period 1958 to 2009. *Clim Res* 46:185–196
- Leonhard T (1987) Zur Berechnung von Höhenänderungen in Norddeutschland – Modelldiskussion, Lösbarkeitsanalyse und numerische Ergebnisse. Hannover, Universität Hannover, Fachrichtung Vermessungswesen, Dissertation, 1987.
- Leterme SC, Pingree RD, Skogen MD, Seuront L, Reid PC, Attrill MJ (2008) Decadal fluctuations in North Atlantic water inflow in the North Sea between 1958 and 2003: impacts on temperature and phytoplankton populations. *Oceanologia* 50:59–72
- Li M, Ge J, Kappenberg J, Much D, Nino O, Chen Z (2014) Morphodynamic processes of the Elbe River estuary, Germany: the Coriolis effect, tidal asymmetry and human dredging. *Front Earth Sci* 8(2):181–189
- Loewe P, Becker G, Brockmann U, Frohse A, Herklotz K, Klein H, Schulz A (2003) Nordsee und Deutsche Bucht 2002 – Ozeanographischer Zustandsbericht. Berichte des BSH 33. BSH, Hamburg, Rostock
- Loewe P (Hrsg) (2005) Nordseezustand 2003. Berichte des Bundesamtes für Seeschifffahrt und Hydrographie 38. BSH, Hamburg, Rostock
- Loewe P (Hrsg) (2009) System Nordsee – Zustand 2005 im Kontext langzeitlicher Entwicklungen. Berichte des Bundesamtes für Seeschifffahrt und Hydrographie 44. BSH, Hamburg und Rostock
- Loewe P, Klein H, Frohse A, Schulz A, Schmelzer N (2013) Temperatur. In: Loewe P, Klein H, Weigelt S (Hrsg) System Nordsee – 2006 & 2007: Zustand und Entwicklungen. Berichte des Bundesamtes für Seeschifffahrt und Hydrographie 49. BSH, Hamburg, Rostock, S 142–155
- Lowe JA, Woodworth PL, Knutson T, McDonald RE, McInnes K, Woth K, von Storch H, Wolf J, Swail V, Bernier N, Gulev S, Horsburgh K, Unnikrishnan AS, Hunter J, Weisse R (2009a) Past and future changes in extreme sea levels and waves. In: Church JA, Woodworth PL, Aarup T, Wilson S (Hrsg) Understanding sea-level rise and variability. Wiley-Blackwell, London, S 326–370
- Lowe JA, Howard TP, Pardaens A, Tinker J, Holt J, Wakelin S, Milne G, Leake J, Wolf J, Horsburgh K, Reeder T, Jenkins G, Ridley J, Dye S, Bradley S (2009b) UK climate projections science report: marine and coastal projections. Met Office Hadley Centre, Exeter (UK)
- Mathis M (2013) Projected Forecast of Hydrodynamic Conditions in the North Sea for the 21st Century. Dissertation. Department of Geosciences Hamburg University
- Mathis M, Pohlmann T (2014) Projection of physical conditions in the north sea for the 21st century. *Clim Res* 61:1–17
- Mathis M, Mayer B, Pohlmann T (2013) An uncoupled dynamical downscaling for the North Sea: method and evaluation. *Ocean Model* 72:153–166
- Matthäus W, Franck H (1992) Characteristics of major Baltic inflows - a statistical analysis. *Cont Shelf Res* 12(12):1375–1400
- Meehl GA, Stocker TF, Collins WD, Friedlingstein P, Gaye AT, Gregory JM, Kitoh A, Knutti R, Murphy JM, Noda A, Raper SCB, Watterson IG, Weaver AJ, Zhao ZC (2007) Global climate projections. In: Solomon S, Qin D, Manning M, Chen Z, Marquis M, Averyt KB, Tignor M, Miller HL (Hrsg) Climate change 2007: the physical science basis, contribution of working group I to the fourth assessment report of the intergovernmental panel on climate change. Cambridge University Press, Cambridge, New York, S 747–845
- Meier HEM (2006) Baltic Sea climate in the late twenty-first century: a dynamical downscaling approach using two global models and two emission scenarios. *Clim Dynam* 27(1):39–68
- Meier HEM, Broman B, Kjellström E (2004) Simulated sea level in past and future climates of the Baltic Sea. *Clim Res* 27(1):59–75
- Meier HEM, Kjellström E, Graham LP (2006) Estimating uncertainties of projected Baltic Sea salinity in the late 21st century. *Geophys Res Lett* 33:L15705
- Meier HEM, Eilola K, Almroth E (2011a) Climate-related changes in marine ecosystems simulated with a 3-dimensional coupled physical biogeochemical model of the Baltic Sea. *Clim Res* 48(1):31–55
- Meier HEM, Andersson HC, Eilola K, Gustafsson BG, Kuznetsov I, Müller-Karulis B, Neumann T, Savchuk OP (2011b) Hypoxia in future climates: A model ensemble study for the Baltic Sea. *Geophys Res Lett* 38(24):L24608
- Meier HEM, Hordoir R, Andersson HC, Dieterich C, Eilola K, Gustafsson BG, Höglund A, Schimanke S (2012) Modeling the combined impact of changing climate and changing nutrient loads on the Baltic Sea environment in an ensemble of transient simulations for 1961–2099. *Clim Dynam* 39(9–10):2421–2441
- Menendez M, Woodworth PL (2010) Changes in extreme high water levels based on a quasi-global tide-gauge data set. *J Geophys Res-oceans* 115:C1001
- Milbradt P (2011) Analyse morphodynamischer Veränderungen auf Basis zeitvarianter digitaler Bathymetriem. *Küste* 78:33–57 (Webseiten des Kuratoriums für Forschung im Küsteningenieurwesen (KFKI))
- Milbradt P, Valerius J, Zeiler M (2015) Das Funktionale Bodenmodell: Aufbereitung einer konsistenten Datenbasis für die Morphologie und Sedimentologie. *Küste* 83:19–38 (Webseiten des Kuratoriums für Forschung im Küsteningenieurwesen (KFKI))
- Mohrholz V, Naumann M, Nausch G, Krüger S, Gräwe U (2015) Fresh oxygen for the Baltic Sea - An exceptional saline inflow after a decade of stagnation. *J Marine Syst* 148:152–166
- Mudersbach C, Wahl T, Haigh ID, Jensen J (2013) Trends in high sea levels along the German North Sea coastline compared to regional mean sea level changes. *Cont Shelf Res* 65:111–120
- Müller M, Arbic BK, Mitrovica JX (2011) Secular trends in ocean tides: observations and model results. *J Geophys Res* 116:C05013
- Müller-Navarra SH (2009a) Sturmfluten in der Elbe und deren Vorhersage im Wandel der Zeiten. In: Ohlig C (Hrsg) Hamburg - die Elbe und das Wasser sowie weitere wasserhistorische Beiträge. Schriften der Deutschen Wasserhistorischen Gesellschaft e. V., Bd. 13. Deutsche Wasserhistorische Gesellschaft e. V., Siegburg, S 77–95
- Müller-Navarra SH (2009b) Über neuere Verfahren der Wasserstands und Sturmflutvorhersage für die deutsche Nordseeküste. *Küste* 76:193–198
- Müller-Navarra SH, Jensen J, Rosenhagen G, Dangendorf S (2013) Rekonstruktion von Gezeiten und Windstau am Pegel Cuxhaven 1843 bis 2013. *Ann Meteorol* 46:50–56
- MUSE (2005) Modellgestützte Untersuchungen zu Sturmfluten mit sehr geringen Eintrittswahrscheinlichkeiten an der deutschen Nordseeküste. Abschlussbericht des KFKI-Forschungsvorhabens 03KIS039. Universität Siegen, Forschungsinstitut Wasser und Umwelt, Siegen
- Neumann T (2010) Climate-change effects on the Baltic Sea ecosystem: a model study. *J Marine Syst* 81(3):213–224
- Neumann T, Eilola K, Gustafsson B, Müller-Karulis B, Kuznetsov I, Meier MHE, Savchuk OP, Müller-Karulis B (2012) Extremes of temperature, oxygen and blooms in the Baltic sea in a changing climate. *Ambio* 41(6):574–585

- Niedersächsischer Landesbetrieb für Wasserwirtschaft, Küsten- und Naturschutz und Senator für Bau, Umwelt und Verkehr Bremen (2007) Generalplan Küstenschutz Niedersachsen/Bremen - Festland
- Nilson E, Krahe P, Klein B, Lingemann I, Horsten T, Carambia M (2014) Auswirkungen des Klimawandels auf das Abflussgeschehen und die Binnenschifffahrt in Deutschland. Schlussbericht KLIWAS-Projekt 4.01. KLIWAS Schriftenreihe KLIWAS-43/2014. KLIWAS, Koblenz (Webseiten des BMVBS-Forschungsprogramms KLIWAS (Auswirkungen des Klimawandels auf Wasserstraßen und Schifffahrt - Entwicklung von Anpassungsoptionen))
- Omstedt A, Pettersen C, Rodhe J, Winsor P (2004) Baltic Sea climate: 200 yr of data on air temperature, sea level variation, ice cover, and atmospheric circulation. *Clim Res* 25(3):205–216
- Pelling HE, Green JAM (2014) Impact of flood defences and sea-level rise on the European Shelf tidal regime. *Cont Shelf Res* 85:96–105
- Pelling HE, Green JAM, Ward SL (2013) Modelling tides and sea-level rise: to flood or not to flood. *Ocean Model* 63:21–29
- Pickering MD, Wells NC, Horsburgh KJ, Green JAM (2012) The impact of future sea-level rise on the European Shelf tides. *Cont Shelf Res* 35:1–15
- Plüß A (2004) Nichtlineare Wechselwirkung der Tide auf Änderungen des Meeresspiegels im Übergangsbereich Küste/Ästuar am Beispiel der Elbe. In: Gönnert G, Graßl H, Kelletat D, Kunz H, Probst B, von Storch H, Sündermann J (Hrsg) Klimaänderung und Küstenschutz. Proceedings. 21. HDT-Tagung „Klimaänderung und Küstenschutz“. Universität Hamburg 29.-30. Nov. 2004. Hafenbautechnische Gesellschaft (HTG) 21:129–138
- Quante M, Colijn F, the NOSCCA Author Team (2016) North Sea region climate change assessment. Regional climate studies. Springer, Berlin, Heidelberg
- Räämet A, Soomere T (2010) The wave climate and its seasonal variability in the northeastern Baltic Sea. *Est J Earth Sci* 59(1):100–113
- RADOST-Verbund (2011) 2. RADOST Jahresbericht. RADOST-Berichtsreihe Bericht 3. Tech rep. Ecologic Institute, Berlin
- RADOST-Verbund (2012) 3. RADOST Jahresbericht. RADOST-Berichtsreihe Bericht 14. Tech rep. Ecologic Institute, Berlin
- RADOST-Verbund (2014) RADOST-Abschlussbericht. RADOST-Berichtsreihe Bericht 27. Tech rep. Ecologic Institute, Berlin
- Ribeiro A, Barbosa SM, Scotto MG, Donner RV (2014) Changes in extreme sea-levels in the Baltic Sea. *Geophys Res Lett* 66:20921
- Roos PC, Velema JJ, Hulscher SJMH, Stolk A (2012) An idealized model of tidal dynamics in the North Sea: resonance properties and response to large-scale changes. *Ocean Dynam* 61(12):2019–2035
- Rosenhagen G, Schatzmann M (2011) Das Klima der Metropolregion auf Grundlage meteorologischer Messungen und Beobachtungen. In: von Storch H, Claussen M (Hrsg) Klimabericht für die Metropolregion Hamburg. Springer, Berlin, Heidelberg, S 19–59
- Rudolph E (2014) Storm Surges in the Elbe, Jade-Weser and Ems Estuaries. *Küste* 81:291–300 (Webseiten des Kuratoriums für Forschung im Küsteningenieurwesen (KFKI))
- Rutgersson A, Jaagus J, Schenk F, Stendel M (2014) Observed changes and variability of atmospheric parameters in the Baltic Sea region during the last 200 years. *Clim Res* 61(2):177–190
- Schimanke S, Dieterich C, Meier HEM (2014) An algorithm based on sea level pressure fluctuations to identify major Baltic inflow events. *Tellus* 16:58–64
- Schmelzer N, Holfort J (2009) Eiswinter 2004/2005 bis 2008/2009 an den deutschen Nord- und Ostseeküsten. Berichte des Bundesamtes für Seeschifffahrt und Hydrographie 46. BSH, Hamburg, Rostock (Webseiten des Bundesamts für Seeschifffahrt und Hydrographie (BSH))
- Schmelzer N, Holfort J, Tegmeier J, Düskau T (2014) Eiswinter 2009/2010 bis 2013/2014 an den deutschen Nord- und Ostseeküsten. Berichte des Bundesamtes für Seeschifffahrt und Hydrographie 53. BSH, Hamburg, Rostock (Webseiten des Bundesamts für Seeschifffahrt und Hydrographie (BSH))
- Schmelzer N, Holfort J, Loewe P (2015) Klimatologischer Eisatlas für die Deutsche Bucht (mit Limfjord). Berichte des Bundesamtes für Seeschifffahrt und Hydrographie. BSH, Hamburg, Rostock
- Schmidt H, von Storch H (1993) German Bight storms analyzed. *Nature* 365:791
- Schrum C (2001) Regionalization of climate change for the North Sea and Baltic Sea. *Clim Res* 18:31–37
- Seiffert R, Hesser FB, Schulte-Rentrop A, Seiß G (2012) Potential effects of climate change on the brackish water zone in German estuaries. In: Hinkelmann RP, Liang Y, Savic D, Naseri Moaddeli MH, Daemrich KF, Fröhle P, Jacob D (Hrsg) Hydroinformatics 2012. Understanding changing climate and environment and finding solutions Proceedings of the 10th International Conference on Hydroinformatics, 14.-18. July 2012. TuTech Verlag, Hamburg
- Seiffert R, Hesser F, Büscher A, Fricke B, Holzwarth I, Rudolph E (2014) Auswirkungen des Klimawandels auf die deutsche Küste und die Ästuar. Mögliche Betroffenheiten der Seeschifffahrtsstraßen und Anpassungsoptionen hinsichtlich der veränderten Hydrodynamik und des Salz- und Schwebstofftransports. Schlussbericht KLIWAS-Projekt 2.04/3.02. KLIWAS Schriftenreihe KLIWAS-36/2014. KLIWAS, Koblenz (Webseiten des BMVBS-Forschungsprogramms KLIWAS (Auswirkungen des Klimawandels auf Wasserstraßen und Schifffahrt - Entwicklung von Anpassungsoptionen))
- Seiss G, Plüß A (2003) Tideverhältnisse in der Deutschen Bucht. *Mitteilungsbl Bundesanst Wasserbau* 86(10):61–64
- Siegel H, Gerth M, Tschersich G (2006) Sea surface temperature development of the Baltic Sea in the period 1990–2004. *Oceanologia* 48:119–131
- Solomon S, Qin D, Manning M, Chen Z, Marquis M, Averyt KB, Tignor M, Miller HL (Hrsg) (2007) Contribution of working group I to the fourth assessment report of the intergovernmental panel on climate change. Cambridge University Press, Cambridge, New York
- Soomere T, Räämet A (2011) Long-term spatial variations in the Baltic Sea wave fields. *Ocean Sci* 7(1):141–150
- Soomere T, Weisse R, Behrens A (2012) Wave climate in the Arkona Basin, the Baltic Sea. *Ocean Sci* 8(2):287–300
- Stanev E, Schulz-Stellenfleth J (2014) Methods of data assimilation. *Küste* 81:133–151
- Stanev E, Ziemer F, Schulz-Stellenfleth J, Seemann J, Staneva J (2015) Blending surface currents from HF radar observations and numerical modeling: tidal hindcasts and forecasts. *J Atmos Ocean Tech* 32:256–281
- Sterl A, den Brink H, Vries H, Haarsma R, Meijgaard E (2009) An ensemble study of extreme storm surge related water levels in the North Sea in a changing climate. *Ocean Sci* 5(3):369–378
- Stocker T, Qin D, Plattner GK, Tignor M, Allen S, Boschung J, Nauels A, Xia Y, Bex V, Midgley P (2013) IPCC 2013 climate change 2013: the physical science basis. Contribution of working group I to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change IPCC AR5:1535
- von Storch H, Claussen M (Hrsg) (2011) Klimabericht für die Metropolregion Hamburg. Springer, Heidelberg
- von Storch H, Reichart H (1997) A scenario of storm surge statistics for the German Bight at the expected time of doubled atmospheric carbon dioxide concentration. *J Clim* 10:2653–2662
- von Storch H, Woth K (2008) Storm surges, perspectives and options. *Sustain Sci* 3:33–44
- von Storch H, Gönnert G, Meine M (2008) Storm surges – An option for Hamburg, Germany, to mitigate expected future aggravation of risk. *Environ Sci Policy* 11(8):735–742
- Stramska M, Bialogrodzka J (2015) Spatial and temporal variability of sea surface temperature in the Baltic Sea based on 32-years (1982–2013) of satellite data. *Oceanologia* 57(3):223–235
- Su J, Yang H, Pohlmann T, Ganske A, Klein B, Klein H, Narayan N (2014) A regional coupled atmosphere-ocean model system REMO/HAMSOM for the North Sea. KLIWAS Schriftenreihe KLIWAS 60/2014. KLIWAS, Koblenz
- The BACC II Author Team (2015) Second assessment of climate change for the baltic sea basin. 1. A. regional climate studies. Springer, Berlin, Heidelberg
- Wahl T, Jensen J, Frank T, Haigh ID (2011) Improved estimates of mean sea level changes in the German Bight over the last 166 years. *Ocean Dyn* 61(5):701–715
- Wahl T, Haigh ID, Woodworth PL, Albrecht F, Dillingh D, Jensen J, Nicholls RJ, Weisse R, Wöppelmann G (2013) Observed mean sea level changes around the North Sea coastline from 1800 to present. *Earth Sci Rev* 124:51–67
- Wakelin S, Daewel U, Schrum C, Holt J, Butenschön M, Artioli Y, Beecham J, Lynam C, Mackinson S (2012) MEECE deliverable D3.4: synthesis report for climate simulations part 3: NE Atlantic/North Sea. Plymouth, MEECE Project/Plymouth Marine Laboratory. Zugriffen: 19. März 2017 (Webseite von NERC Open Research Archive Nora.)
- Wang S, Dieterich C, Döscher R, Hoglund A, Hordoir R (2015) Development and evaluation of a new regional coupled atmosphere-ocean model in the North Sea and Baltic Sea. *Tellus A* 67:24284

Literatur

- Ward SL, Green JAM, Pelling HE (2012) Tides, sea-level rise and tidal power extraction on the European shelf. *Ocean Dyn* 62:1153–1167
- WASA-Group (1998) Changing waves and storms in the Northeast Atlantic? *Bull Am Meteor Soc* 79:741–760
- Wasser- und Schifffahrtsamt Hamburg (2012) Anpassung der Fahrrinne der Unter- und Außenelbe an die Containerschifffahrt Bericht 2011 (Abschlussbericht). Bericht zur Beweissicherung 2000 bis 2010. Wasser- und Schifffahrtsamt Hamburg und Hamburg Port Authority, Hamburg (Webseiten Portal Tideelbe)
- Weilbeer H (2014) Sediment transport and sediment management in the Elbe estuary. *Küste* 81:409–426 (Webseiten des Kuratoriums für Forschung im Küsteningenieurwesen (KFKI))
- Weilbeer H, Paesler A (2012) Systemanalysen für hypothetische zukünftige morphologische Zustände der Tideelbe. In: Bundesanstalt für Gewässerkunde (Hrsg) *Dynamik des Sedimenthaushaltes von Wasserstraßen 14. Geomorphologisches Kolloquium, Koblenz, 09.–10. November 2011, S 20–30* (Webseiten der Bundesanstalt für Gewässerkunde)
- Weiß R, Sudau A (2011) Satellitengestützte Überwachung der Pegelnullpunkthöhe in der Deutschen Bucht. *Küste* 78:1–32
- Weiß R, Sudau A (2013) GNSS@tidegauge in der Deutschen Bucht. Auswertung und Ergebnisse im Referenzsystem IGS05/IGS08. *KLIWAS Schriftenreihe KLIWAS-11/2013*. KLIWAS, Koblenz
- Weisse R (2011) Klima der Region und mögliche Änderungen in der Deutschen Bucht. In: von Storch H, Claussen M (Hrsg) *Klimabericht für die Metropolregion Hamburg*. Springer, Berlin, Heidelberg, S 91–119
- Weisse R, Günther H (2007) Wave climate and long-term changes for the Southern North Sea obtained from a high-resolution hindcast 1958–2002. *Ocean Dyn* 57:161–172
- 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* 56:16–25
- Weisse R, von Storch H (2009) *Marine climate and climate change: storms, wind waves, and storm surges*. Springer, Heidelberg
- Weisse R, von Storch H, Günther H, Feser F, Plüß A (2006) A multi-decadal medium-resolution wind, wave and storm surge hindcast suitable for coastal applications. *Third Chinese-German Joint Symposium on Coastal and Ocean Engineering, National Cheng Kung University, Tainan, 8.–16. November 2006*
- Weisse R, von Storch H, Niemeier HD, Knaack H (2012) Changing North Sea storm surge climate: an increasing hazard? *Ocean Coast Manage* 68:58–68
- Wilby RL, Dessai S (2010) Robust adaptation to climate change. *Weather* 65(7):180–185
- Wiltshire KH, Manley BFJ (2004) The warming trend at Helgoland Roads, North Sea: phytoplankton response. *Hel Mar Res* 58:269–273
- Winkel N (2011) Das Klima der Region und mögliche Änderungen in der Tideelbe. In: von Storch H, Claussen M (Hrsg) *Klimabericht für die Metropolregion Hamburg*. Springer, Berlin, Heidelberg, S 121–140
- Winterscheid A, Gehres N, Cron N (2014) Einfluss von klimabedingten Änderungen auf den Sedimenthaushalt der Nordsee-Ästuare. *Schlussbericht KLIWAS-Projekt 3.03. KLIWAS Schriftenreihe KLIWAS-37/2014*. KLIWAS, Koblenz (Webseiten des BMVBS-Forschungsprogramms KLIWAS (Auswirkungen des Klimawandels auf Wasserstraßen und Schifffahrt - Entwicklung von Anpassungsoptionen))
- Winterwerp JC, Wang ZB, van Braeckel A, van Holland G, Kösters F (2013) Man-induced regime shifts in small estuaries - II: a comparison of rivers. *Ocean Dyn* 63:1293–1306
- Wolski T, Wisniewski B, Giza A, Kowalewska-Kalkowska H, Boman H, Grabbi-Kaiv S, Hammarklint T, Holfort J, Lydeikaite Z (2014) Extreme sea levels at selected stations on the Baltic Sea coast. *Oceanologia* 56(2):259–290
- Woodworth PL, Shaw SM, Blackman DL (1991) Secular trends in mean tidal range around the British Isles and along the adjacent European coastline. *Geophysical J Int* 104(3):593–609
- Wöppelmann G, Marcos M, Santamaría-Gómez A, Martín-Míguez B, Bouin MN, Gravelle M (2014) Evidence for a differential sea level rise between hemispheres over the twentieth century. *Geophys Res Lett* 41:1639–1643
- Woth K (2005) North Sea storm surge statistics based on projections in a warmer climate: How important are the driving GCM and the chosen emission scenario? *Geophys Res Lett* 32:L22708
- Woth K, Weisse R, von Storch H (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 Dynam* 56:3–15

Open Access Dieses Kapitel wird unter der Creative Commons Namensnennung - Nicht kommerziell 4.0 International Lizenz (<http://creativecommons.org/licenses/by-nc/4.0/deed.de>) veröffentlicht, welche die nicht-kommerzielle Nutzung, Vervielfältigung, Bearbeitung, Verbreitung und Wiedergabe in jeglichem Medium und Format erlaubt, sofern Sie den/die ursprünglichen Autor(en) und die Quelle ordnungsgemäß nennen, einen Link zur Creative Commons Lizenz beifügen und angeben, ob Änderungen vorgenommen wurden.

Die in diesem Kapitel enthaltenen Bilder und sonstiges Drittmaterial unterliegen ebenfalls der genannten Creative Commons Lizenz, sofern sich aus der Abbildungslegende nichts anderes ergibt. Sofern das betreffende Material nicht unter der genannten Creative Commons Lizenz steht und die betreffende Handlung nicht nach gesetzlichen Vorschriften erlaubt ist, ist auch für die oben aufgeführten nicht-kommerziellen Weiterverwendungen des Materials die Einwilligung des jeweiligen Rechteinhabers einzuholen.

