

Jessica Kelln

Untersuchungen zu Änderungen und Einflussgrößen des mittleren Meeresspiegels in der südwestlichen Ostsee

Jessica Kelln

Untersuchungen zu Änderungen und Einflussgrößen des mittleren Meeresspiegels in der südwestlichen Ostsee

Erscheinungsort: Siegen

Erscheinungsjahr: 2019

D 467

**Mitteilungen des Forschungsinstituts Wasser und Umwelt der Universität Siegen
Heft 11 | 2019**

Herausgeber:

Forschungsinstitut Wasser und Umwelt (fwu)

der Universität Siegen

Paul-Bonatz-Str. 9-11

57076 Siegen

Druck:

UniPrint, Universität Siegen

ISSN 1868-6613

Vorwort

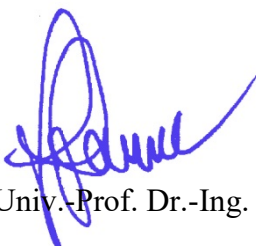
Mit der ersten Promotion am Forschungsinstitut Wasser und Umwelt (fwu) im Jahr 2009 wurde eine eigene fwu-Schriftenreihe etabliert. Neben Promotionen werden in dieser Schriftenreihe Forschungsergebnisse und Berichte zu Institutsveranstaltungen im Kontext des fwu veröffentlicht.

In dem vorliegenden Heft 11 (2019) wird die Promotion von Frau Jessica Kelln mit dem Titel „Untersuchungen zu Änderungen und Einflussgrößen des mittleren Meeresspiegels in der südwestlichen Ostsee“ in Papierform veröffentlicht; die digitale Veröffentlichung erfolgte im Oktober 2019 über die Universitätsbibliothek Siegen. Frau Kelln hat die Dissertation als Monografie in deutscher Sprache verfasst. Inhalte der Dissertationsschrift wurden parallel auch in begutachteten Beiträgen in internationalen Fachzeitschriften veröffentlicht.

Der globale Meeresspiegelanstieg als Folge des Klimawandels erfolgt weder räumlich noch zeitlich gleichmäßig, da regionale oder lokale Prozesse zu erheblichen Abweichungen vom globalen Mittel führen können. Mithilfe von lokalen bzw. regionalen Wasserstandszeitreihen und deren Analysen kann die Meeresspiegelentwicklung erfasst und die einzelnen Komponenten, die den Meeresspiegel beeinflussen, können separiert werden. Im Rahmen der Dissertation wurden qualitativ hochwertige und lange Meeresspiegelzeitreihen für viele Pegelstandorte entlang der südwestlichen Ostseeküste zusammengestellt und analysiert. Als ein wesentliches Ergebnis konnte für die Pegelzeitreihen in der südwestlichen Ostsee über das 20. Jahrhundert ein linearer Trend, unter Berücksichtigung postglaziale Anpassungsprozesse von $1,2 \pm 0,1$ mm/a ermittelt werden; dieser Trend ist kleiner als der lineare Trend für die gesamte Ostsee mit $1,7 \pm 0,1$ mm/a. Die interannuelle Meeresspiegelvariabilität in der südwestlichen Ostsee wird hauptsächlich durch Wind, interne Sterik, externen Masseneintrag und Luftdruck bestimmt. Auf längeren Zeitskalen hingegen verhält sich die gesamte Ostsee sehr ähnlich, da der Antrieb hierfür vorwiegend extern durch dynamische Prozesse im Nordatlantik erfolgt. Der globale Meeresspiegelanstieg wird in der Ostsee reflektiert und durch lokale Effekte überlagert. Die Dissertation von Frau Kelln liefert einen wertvollen Beitrag zum Verständnis der Meeresspiegelentwicklung in der südwestlichen Ostsee und stellt damit auch eine wichtige Grundlage für den Küstenschutz dar.

Für die Mitwirkung im Promotionsverfahren möchte ich mich bei Herrn Prof. Dr. Hans Burchard vom Leibniz-Institut für Ostseeforschung Warnemünde und Herrn Prof. Dr.-Ing. habil. Torsten Schlurmann vom Ludwig-Franzius-Institut für Wasserbau, Ästuar- und Küsteningenieurwesen der Leibniz-Universität Hannover sowie bei Herrn Prof. Dr. Paolo Reggiani, Ph.D. vom Department Bauingenieurwesen der Universität Siegen herzlich bedanken.

Siegen im Oktober 2019



Univ.-Prof. Dr.-Ing. Jürgen Jensen

Untersuchungen zu Änderungen und Einflussgrößen des mittleren Meeresspiegels in der südwestlichen Ostsee

Vom Department Bauingenieurwesen der Naturwissenschaftlich-Technischen Fakultät der Universität Siegen angenommene

Dissertation

zur Erlangung des akademischen Grades

Doktor der Ingenieurwissenschaften (Dr.-Ing.)

von

Dipl.-Ing. Jessica Kelln (geb. Schmidt)

Referent: **Univ.-Prof. Dr.-Ing. Jürgen Jensen**
Universität Siegen

Koreferent: **Prof. Dr. Hans Burchard**
Leibniz-Institut für Ostseeforschung Warnemünde (IOW)

Prüfer: **Prof. Dr.-Ing. habil. Torsten Schlurmann**
Leibniz Universität Hannover

Vorsitzender: **Univ.-Prof. Paolo Reggiani, Ph.D.**
Universität Siegen

Tag der Einreichung: 05.07.2019

Tag der mündlichen Prüfung: 27.09.2019

Zum Titelbild:

Das Titelbild zeigt den Blick von oben auf die Kreidefelsen und die Ostsee an der Viktoria-Sicht der Insel Rügen und wurde von Vitalij Kelln im Juni 2018 aufgenommen. Der etwas ungewöhnliche Blickwinkel des Titelbildes kann in Anlehnung an meine Dissertation auf zwei unterschiedliche Weisen interpretiert werden. Zum einen zeigt das Bild den „Blick“ des Pegels auf den Meeresspiegel. Denn die Pegelmessungen des Meeresspiegels erfolgen relativ zum Land. Sowohl die Kreidefelsen der Insel Rügen als auch der Meeresspiegel der Ostsee und der gesamte Lebensraum Küste sind jedoch ständigen Änderungen durch die verschiedensten Prozesse unterworfen. Daher muss nicht nur die Höhe des Meeresspiegels relativ zum Betrachtungspunkt auf den Kreidefelsen, sondern auch die Änderungen des Küstengebietes an sich untersucht werden. Zum anderen soll der Aufnahmewinkel des Titelbildes verdeutlichen, wie wichtig es insbesondere als Wasserbauingenieur ist, den Blickwinkel zu verändern und über den Tellerrand der eigenen Disziplin hinauszublicken, um ein möglichst ganzheitliches Bild zu erhalten. Der Besuch interdisziplinärer Summer Schools, die Teilnahme an nationalen und internationalen Konferenzen und die Zusammenarbeit mit Kollegen unterschiedlichster Fachrichtungen waren hierbei eine große Bereicherung, haben mir neue Blickwinkel aufgezeigt und nach und nach die Puzzleteilchen zu dieser Arbeit ergänzt.

Kontakt: Jessica Kelln | jessica.kelln@vodafoneemail.de

Kurzfassung

Der globale Meeresspiegelanstieg als Folge des Klimawandels erfolgt weder räumlich noch zeitlich gleichmäßig, da regionale oder lokale Prozesse zu Abweichungen vom globalen Mittel führen. Die Entwicklung angepasster Küstenschutzstrategien stellt die Gesellschaft somit weltweit vor besondere Herausforderungen. Mithilfe lokaler und regionaler Meeresspiegelstudien können die Meeresspiegelentwicklung erfasst und die einzelnen Komponenten, die den Meeresspiegel beeinflussen, separiert werden. Hierfür sind Pegelzeitreihen des mittleren Meeresspiegels (MSL) von größter Bedeutung. In dieser Dissertation lag daher ein Hauptfokus auf der Erstellung und Analyse von qualitativ hochwertigen und langzeitlichen MSL-Zeitreihen für möglichst viele Pegelstandorte entlang der südwestlichen Ostseeküste. Als Ergebnis konnte für die Pegelzeitreihen (korrigiert um postglaziale Anpassungsprozesse) in der südwestlichen Ostsee über das 20. Jahrhundert ein linearer Trend von $1,2 \pm 0,1$ mm/a ermittelt werden. Aufgrund der vorwiegenden Westwindlagen sowie der Temperatur- und Salzgehaltsgradienten ist dieser Trend kleiner als der lineare Trend der gesamten Ostsee mit $1,7 \pm 0,1$ mm/a. Die interannuelle Meeresspiegelvariabilität in der südwestlichen Ostsee wird hauptsächlich durch die gegenseitige (teilweise) Kompensation der Haupteinflussfaktoren Wind, Dynamik (interne Sterik und externer Masseneintrag) und Luftdruck bestimmt. Auf dekadischen Zeitskalen hingegen bewegt sich die gesamte Ostsee annähernd als ein gemeinsames Becken, da der Antrieb hierfür vorwiegend extern durch dynamische Prozesse im Nordatlantik (vor allem Variationen der Sterik im tiefen Ozean) generiert ist. Der globale Meeresspiegelanstieg wird somit in der Ostsee reflektiert und durch lokale Effekte überlagert. Diese Arbeit liefert einen Beitrag zum Verständnis der vergangenen und gegenwärtigen Meeresspiegelentwicklung in der südwestlichen Ostsee und damit wichtige Erkenntnisse für die Entwicklung geeigneter Küstenschutzmaßnahmen.

Abstract

Climate change induced global mean sea level rise is neither spatially nor temporally uniform, since regional or local processes lead to deviations from the global mean. The development of adapting coastal protection strategies thus poses special challenges for society worldwide. Based on local and regional sea level studies, sea level development can be determined and the individual contributing factors can be separated. For this purpose, mean sea level (MSL) time series are of major importance. This thesis focuses on the compilation and analysis of high quality and long-term MSL time series for the southwestern Baltic Sea coast, considering all available tide gauge records. For the southwestern Baltic Sea a linear trend of 1.2 ± 0.1 mm/a (corrected for glacial isostatic adjustment) is calculated over the 20th century. Due to the predominant westerly wind conditions as well as the temperature and salinity gradients this trend is smaller than in the entire Baltic Sea with 1.7 ± 0.1 mm/a. The interannual sea level variability in the southwestern Baltic Sea is dominated by the compensation of the main influencing factors wind, dynamics (internal steric and external mass input), and sea level pressure. On decadal time scales, on the other hand, sea level variability of the entire Baltic Sea is connected to the North Sea, since the driving force is mainly generated externally by dynamic processes in the North Atlantic (especially variations in steric in the deep ocean). Global sea-level rise is thus also reflected in Baltic Sea MSL change, but superimposed by local effects. This work contributes to the understanding of past and present sea level changes in the southwestern Baltic Sea and thus provides important knowledge for the assessment of the hydrodynamic load on coastal defences.

Inhaltsverzeichnis

Kurzfassung	V
Abstract	VI
Inhaltsverzeichnis	VII
Abbildungsverzeichnis	IX
Tabellenverzeichnis	XV
Abkürzungsverzeichnis	XVI
Symbolverzeichnis	XVIII
1 Einleitung	1
1.1 Hintergrund und Veranlassung	1
1.2 Forschungsfragen und Zielsetzung	4
1.3 Aufbau der Arbeit	6
2 Stand der Wissenschaft	8
2.1 Einflussprozesse auf Meeresspiegeländerungen	8
2.2 Beobachtete Meeresspiegeländerungen	10
2.3 Großskalige Hydrodynamik der Ostsee	12
2.4 Variabilität der Wasserstände in der Ostsee	14
2.4.1 Kurzzeitige Variationen	15
2.4.2 Langzeitige Variationen	16
2.4.3 Saisonaler Zyklus	18
2.4.4 Luftdruck induzierte Wasserumverteilungen	21
3 Datengrundlage und Methoden	24
3.1 Historie der Pegelaufzeichnungen und Bereitstellung	24
3.2 Pegelzeitreihen	26
3.3 Berücksichtigung von vertikalen Landbewegungen	29
3.4 Ermittlung synthetischer Pegelzeitreihen	34
3.5 Satellitenaltimeterdaten	35
3.6 3D Hydrodynamisch-numerisches Modell des IOW	37
3.7 Atmosphärenreanalysedaten	40
4 Entwicklung eines neuen MSL-Datensatzes für die Ostsee	41
4.1 Generierung von MSL-Zeitreihen auf Basis hochaufgelöster Pegeldaten	41
4.2 Generierung von MSL-Zeitreihen auf Basis von Einzelterminwerten	41
4.2.1 Historie der Gezeitenkorrektur	43
4.2.2 Sensitivitätsstudie 1: Bias in MSL-Monatswerten aus Einzelterminwerten	47
4.2.3 Sensitivitätsstudie 2: Bruchpunkte in zusammengesetzten Zeitreihen	51
4.2.4 Methodik der Gezeitenkorrektur	52
4.3 RMSL-Monatszeitreihen für die einzelnen Pegelstandorte	54
4.4 Zusammenfassung und kritische Bewertung	58
5 Langzeitentwicklung des MSL	60
5.1 Allgemeines	60
5.2 Lineare Trends des relativen Meeresspiegels	61
5.3 Lineare Trends des GIA korrigierten Meeresspiegels	63
5.4 Einflussfaktoren auf die Trends des absoluten Meeresspiegels	68

5.5	Zusammenfassung und kritische Bewertung	70
6	Einfluss des saisonalen Zyklus auf die Meeresspiegelvariabilität	72
6.1	Allgemeines	72
6.2	Räumliche Charakteristika	72
6.3	Zeitliche Variabilität	77
6.4	Einflussfaktoren	78
6.5	Zusammenfassung und kritische Bewertung	80
7	Intra-annuelle, interannuelle und dekadische Variabilität	82
7.1	Allgemeines	82
7.2	Einflussfaktoren auf unterschiedlichen Zeitskalen	82
7.3	Meeresspiegeländerungen aufgrund von Luftdruckschwankungen	92
7.4	Zusammenfassung und kritische Bewertung	94
8	Einordnung der lokalen Entwicklung in den regionalen und globalen Kontext	98
8.1	Allgemeines	98
8.2	Synthetische Pegelzeitreihen	98
8.3	Regionale Langzeitentwicklung	102
8.4	Detektion von nichtlinearen Trends und Beschleunigungen	104
8.5	Zusammenfassung und kritische Bewertung	107
9	Fazit	109
9.1	Zielerfüllung und Antworten auf die Forschungsfragen	109
9.2	Offene Fragen und weiterer Forschungsbedarf	112
10	Zusammenfassung	117
11	Schriftenverzeichnis	121
	Danksagung	134
Anhang		136
A.1	RMSL-Änderungsraten aufgrund von GIA nach NKG2016LU	136
A.2	RMSL-Pegelzeitreihen für die gesamte Ostsee	140
A.3	Lineare Trends für die gesamte Ostsee	145
A.4	Amplituden und Phasen des saisonalen Zyklus	155
A.5	Übersichtskarten Lineare Trends	158

Abbildungsverzeichnis

Abbildung 1:	Messungen des RMSL durch Pegel und des AMSL durch Satellitenaltimetrie. Nachgebildet und ergänzt nach TAMISIEA et al. (2014).	3
Abbildung 2:	Deformation der Erdoberfläche und Meeresspiegeländerungen auf Zeitskalen bis 100 Jahre aufgrund (a) der Massen von Eisschild und Ozean und (b) der Massenumverteilung durch die Eisschildschmelze. Nachgebildet und ergänzt nach WHITEHOUSE (2018).	9
Abbildung 3:	Haupteinflussfaktoren auf Meeresspiegeländerungen. Nachgebildet und ergänzt nach CAZENAVE und LE COZANNET (2013).	10
Abbildung 4:	Prozesse zur Änderung des Meeresspiegels in der Ostsee: a) Externe Prozesse, die Änderungen der Gesamtwassermenge in der Ostsee hervorrufen, b) interne Prozesse, die zu Wasserumverteilungen innerhalb der Ostsee führen, c) Zeitskalen, auf denen die dargestellten Prozesse auf die Meeresspiegeländerungen wirken (dabei bezeichnen Wind und Luftdruck die durch Wind induzierten internen Wasserumverteilungen und die durch Luftdruck induzierten internen Variationen) und d) Größenordnung an der südwestlichen Ostseeküste. a) und b) nachgebildet und ergänzt nach JOHANSSON (2014).	15
Abbildung 5:	Standorte der über PSMSL verfügbaren Pegelzeitreihen in der gesamten Ostsee (oben) sowie Pegelstandorte aller zusammengetragenen Pegelzeitreihen im Untersuchungsgebiet (unten) mit Darstellung der Bathymetrie nach SEIFERT et al. (2001) bis zu einer Tiefe von 200 m. Die Nummern entsprechen den laufenden Nummern in Tabelle 6 in Abschnitt A.2. Grau eingefärbt sind die Pegelstandorte mit einer Zeitreihenlänge von weniger als 19 Jahren.	27
Abbildung 6:	Verfügbare Zeitreihenlängen und -auflösungen der Pegelstandorte mit einer Gesamtzeitreihenlänge > 19 Jahre. Grau hinterlegt ist die verfügbare Zeitperiode der Satellitenaltimeterdaten von 1993 bis 2015 (s. a. Abschnitt 3.5).	28
Abbildung 7:	Vergleich der Änderungen des RMSL aufgrund von GIA relativ zum Geoid aus dem ICE-5G-Modell nach PELTIER (2004) (links), aus dem ICE-6G-Modell nach PELTIER et al. (2015) (Mitte) und dem NKG2016LU-Modell nach VESTØL et al. (2016) (rechts). Die Nulllinie ist durch eine breite schwarze Linie gekennzeichnet. Negative Werte kennzeichnen eine Landhebung, positive eine Landsenkung.	31
Abbildung 8:	Vergleich der Änderungen des RMSL im Untersuchungsgebiet aufgrund von GIA relativ zum Geoid aus dem ICE-5G-Modell nach PELTIER (2004) (oben), aus dem ICE-6G-Modell nach PELTIER et al. (2015) (Mitte) und dem NKG2016LU-Modell nach VESTØL et al. (2016) (unten). Die Nulllinie ist durch eine breite schwarze Linie gekennzeichnet. Negative Werte kennzeichnen eine Landhebung, positive eine Landsenkung.	32
Abbildung 9:	Vergleich der linearen Trends der um den saisonalen Zyklus sowie die VLM aus GIA nach ICE-5G, ICE-6G und NKG2016LU	

	bereinigten MSL-Zeitreihen für die Zeitperiode 1900 bis 2015 (mind. 75 % Datenverfügbarkeit). In grau ist die Nulllinie dargestellt.	33
Abbildung 10:	Unsicherheiten nach STEFFEN et al. (2016) der RMSL-Änderungsraten aufgrund von GIA relativ zum Geoid aus dem NKG2016LU-Modell nach VESTØL et al. (2016).	34
Abbildung 11:	Vergleich der Standardabweichungen (oben) und Korrelationskoeffizienten (unten; Nr. 16 bis 64 entsprechen den deutschen und polnischen Pegelstandorten) der MSL-Monatszeitreihen für die Zeitperiode 1993 bis 2015 aus Pegeldaten (farbige Punkte) und aus Satellitenaltimeterdaten (räumlich farbliche Darstellung) (AVISO oben links; ESA oben rechts).	37
Abbildung 12:	Taylor-Diagramm nach TAYLOR (2001) mit Darstellung der Korrelationskoeffizienten und der normalisierten Standardabweichung zwischen 13 Pegelzeitreihen (um den linearen Trend bereinigt) und dem baroklinen Modell (links). Standorte und Namen der 13 betrachteten Pegel (rechts).	39
Abbildung 13:	(a) Mittlerer Tagesgang und (b) mittlerer monatlicher Tagesgang des Meeresspiegels am Pegel Kiel-Holtenau ermittelt aus stündlichen Pegeldaten für die Zeitperiode 1957 bis 2015. (c) Spektralanalyse mit Kennzeichnung der wichtigsten täglichen und halbtäglichen Gezeiten. Die Spektrumsfensterlänge wurde zu $N = 8766$ h festgelegt (astronomisches Jahr).	42
Abbildung 14:	Differenzen der Monatsmittelwerte aus stündlichen Ablesungen und den Monatsmittelwerten aus Ablesungen einmal täglich um 12 Uhr am Pegel Warnemünde (oben). Mittelwerte der Differenzen zwischen Monatsmittelwerten aus stündlichen Ablesungen und den Monatsmittelwerten für Messungen einer jeweils anderen Stunde des Tages (unten).	46
Abbildung 15:	(a) RMSL-Zeitreihen am Pegelstandort Kiel-Holtenau berechnet aus Stundendaten (schwarz), aus einer Terminwertablesung pro Tag (3 Uhr) (blau), aus zwei Terminwertablesungen pro Tag (3 und 15 Uhr) (rot) und aus vier Terminwertablesungen pro Tag (3, 9, 15 und 21 Uhr) (gelb). (b) Differenzen zwischen der RMSL-Zeitreihe aus Stundendaten und aus einer, zwei und vier Terminwertablesungen pro Tag.	48
Abbildung 16:	RMSE (a) und Korrelationskoeffizienten (b) zwischen den RMSL-Monatszeitreihen berechnet aus Stundenwerten und aus 1, 2, 3, 4, 6, 8, und 12 äquidistanten Messungen pro Tag für die Zeitperiode 1964 bis 2015 an fünf Pegelstandorten entlang der deutschen Ostseeküste.	49
Abbildung 17:	Absoluter maximaler Mittelwert (a) & (b) und Standardabweichungen (c) & (d) der Differenzen zwischen $MSL_{1/d}$ und $MSL_{24/d}$ (links) sowie zwischen $MSL_{4/d}$ und $MSL_{24/d}$ (rechts). In (e) & (f) ist die jeweilige Stunde dargestellt zu der die maximalen mittleren Differenzen auftreten. (f) zeigt nur den ersten der vier Stundenwerte.	50
Abbildung 18:	(a) Vergleich der zusammengesetzten MSL-Monatszeitreihen des Pegels Kiel-Holtenau mit der MSL-Monatszeitreihe aus stündlichen Aufzeichnungen $MSL_{24/d}$ in schwarz. (b) Differenzen zwischen	

	MSL _{1&1/d} (3, 9) und MSL _{24/d} (grau). Die linearen Trends der Residuen (schwarz), werden durch einen detektierten Bruchpunkt getrennt. Die Wahrscheinlichkeit, dass zum gekennzeichneten Zeitpunkt ein Bruchpunkt vorliegt ist rot gekennzeichnet. (c) Lineare Trends aller MSL _{1&24/d} -Zeitreihen. Die schwarze horizontale Linie und der graue Bereich zeigen den linearen Trend und das 68 % Konfidenzintervall für MSL _{24/d} . In gelb und blau sind die minimalen und maximalen Trends der in (a) gezeigten Zeitreihen dargestellt.	52
Abbildung 19:	Vergleich der Differenzen, Standardabweichungen σ und Mittelwerte \bar{x} zwischen den MSL-Zeitreihen aus Stundendaten und aus den mithilfe der Gezeitenkorrekturmethode T1, T2 und T3 korrigierten Einzeltermwertablesungen für fünf Pegelstandorte.	53
Abbildung 20:	Alle zusammengetragenen Pegelstandorte in der gesamten Ostsee (oben links) sowie im Untersuchungsgebiet (unten) mit einer (zusammengefügt) Zeitreihenlänge von mindestens 19 Jahren mit farbiger Kennzeichnung der Zeitreihenlänge in Jahren. Anzahl der verfügbaren Pegelzeitreihen für jedes Jahr in der Zeitperiode 1777 bis 2015 (oben rechts).	55
Abbildung 21:	RMSL-Monatszeitreihen (grau) und Jahreszeitreihen (schwarz) (+ Offset) entlang der deutschen und polnischen Ostseeküste. Die Sortierung der Zeitreihen erfolgt von unten nach oben und beginnt mit dem nordwestlichsten Pegel Flensburg, folgt dann der Schleswig-Holsteinischen und der Mecklenburg-Vorpommerschen Küste bis zu den polnischen Pegeln.	56
Abbildung 22:	Vergleich von 13 RMSL (links) und RMSL _{korrrGIA} (bereinigt um GIA nach NKG2016LU) Monatszeitreihen (rechts) (+ Offset) räumlich verteilt in der gesamten Ostsee. Schwarz dargestellt sind die Jahreszeitreihen. Die Farben der Pegelnamen sind identisch mit der Darstellung der Pegelstandorte in Abbildung 12 rechts.	57
Abbildung 23:	Vergleich der linearen Trends aller RMSL-Zeitreihen (links) und RMSL _{korrrGIA} -Zeitreihen (rechts) (> 19 Jahre) in der Ostsee (bereinigt um saisonalen Zyklus) für die jeweilige verfügbare gesamte Zeitperiode.	62
Abbildung 24:	Vergleich der linearen Trends sowie des 1- σ Standardfehlers (68 % Konfidenzintervall) der RMSL _{korrrGIA} -Zeitreihen (bereinigt um saisonalen Zyklus und GIA) für vier gemeinsame Zeitperioden (mind. 75 % Datenverfügbarkeit).	66
Abbildung 25:	Vergleich der linearen Trends der RMSL _{korrrGIA} -Zeitreihen (bereinigt um saisonalen Zyklus und GIA) sowie der Modellzeitreihen aus dem baroklinen Lauf mit und ohne Lücken für die Zeitperiode 1949 bis 2014 anhand von 61 Pegelstandorten in der gesamten Ostsee (mind. 75 % Datenverfügbarkeit) (links) und 49 Pegelstandorten entlang der deutschen und polnischen Ostseeküste (rechts) (jeweils verfügbare Zeitperioden). Aus Gründen der Lesbarkeit und der Vergleichbarkeit mit der linken Teilabbildung wurde die x-Achse in der rechten Teilabbildung auf den Wertebereich 0 bis 5 mm/a beschränkt, wodurch einzelnen Werte und Unsicherheitsbereiche nur unvollständig dargestellt werden.	67
Abbildung 26:	Lineare Trends der Wasserstände in der Ostsee aufgrund von Luftdruck, Wind, Dynamik und Flusswassereintrag für die	

	Zeitperiode 1949 bis 2014 ermittelt anhand der barotropen und des baroklinen Modelllaufs. Nachgebildet und ergänzt nach (GRÄWE et al. 2019).	69
Abbildung 27:	Vergleich der linearen Trends der Pegelzeitreihen $RMSL_{\text{korrigiert}}$ im Untersuchungsgebiet zu den linearen Trends der Wasserstände aus dem baroklinen Modelllauf und aufgrund von Wind, Dynamik, Luftdruck und Flusswassereintrag für die Zeitperiode 1949 bis 2014 (links). Linearer Trend der Residuen ermittelt aus der Differenz zwischen den Pegelzeitreihen $RMSL_{\text{korrigiert}}$ und dem baroklinen Modelllauf (rechts).	70
Abbildung 28:	Amplituden und Phasen der jährlichen (Sa) und halbjährlichen (Ssa) Komponenten des saisonalen Zyklus der RMSL-Zeitreihen im Untersuchungsgebiet.	73
Abbildung 29:	Vergleich der Amplituden und Phasen der jährlichen (Sa) und halbjährlichen (Ssa) Komponenten des saisonalen Zyklus ermittelt mithilfe der harmonischen Tideanalyse aus dem AVISO Satellitenaltimetrie Datensatz (farbige Fläche) und den RMSL-Zeitreihen aus Pegeldaten (farbige Punkte) für eine Zeitperiode von 1993 bis 2015 in der gesamten Ostsee.	74
Abbildung 30:	Mittlerer saisonaler Verlauf der jährlichen (Sa) und halbjährlichen (Ssa) Komponente des saisonalen Zyklus sowie der Kombination aus beiden (oben) am Pegel Warnemünde ermittelt aus Satellitenaltimeterdaten (oben links) und Pegeldaten (oben rechts) von 1993 bis 2015. MSL-Monatszeitreihen (lin. Trend entfernt) aus Pegeldaten sowie aus Satellitenaltimeterdaten (unten).	75
Abbildung 31:	Erklärte Variabilität an der Gesamtvarianz des MSL im Untersuchungsgebiet auf Basis der analysierten Pegeldaten (jeweilige gesamte Zeitperiode).	76
Abbildung 32:	Erklärte Variabilität an der Gesamtvarianz des MSL in der Ostsee auf Basis der AVISO-Daten (farbige Fläche) sowie der Pegelzeitreihen (farbige Punkte) von 1993 bis 2015.	76
Abbildung 33:	Zeitliche Entwicklung der Amplituden und Phasen der jährlichen und halbjährlichen Komponenten des saisonalen Zyklus über ein gleitendes Fenster von fünf Jahren für den Pegel Warnemünde. Die schattierten Flächen kennzeichnen die 95 % Unsicherheitsbänder.	77
Abbildung 34:	Zeitliche Variabilität des saisonalen Zyklus der Pegelzeitreihen Marienleuchte, Warnemünde und Kolobrzeg. Monate in denen der Minimalwert/Maximalwert auftritt sind mit einem weißen Kreis/schwarzen Kreuz gekennzeichnet.	78
Abbildung 35:	Saisonaler Zyklus sowie erklärte Variabilität an der Gesamtvarianz der MSL-Zeitreihen aus Pegeldaten, dem baroklinen Modelllauf, des Wasserstandes aufgrund von Wind, Dynamik, Luftdruck und Flusseintrag an den Standorten Marienleuchte und Warnemünde.	79
Abbildung 36:	Standardabweichungen der um den linearen Trend sowie um den saisonalen Zyklus bereinigten RMSL-Monatszeitreihen (> 19 Jahre) für die jeweilige gesamte Zeitperiode in der gesamten Ostsee (oben) mit einer vergrößerten Darstellung der südwestlichen Ostsee (unten).	83
Abbildung 37:	Vergleich der um den linearen Trend bereinigten RMSL-Monatszeitreihe an den Pegelstandorten Kronstadt und Kiel-Holtenau über eine Zeitperiode von zwei Jahren mit den	

	Wasserständen aus dem baroklinen HN-Modelllauf, aufgrund von Windeffekten, durch Dynamik und durch Luftdruckschwankungen mit Angabe der signifikanten Korrelationskoeffizienten auf dem 95 % Konfidenzintervall ($p < 0,05$) ermittelt über die Zeitperiode 1949 bis 2014.	84
Abbildung 38:	Vergleich der um den linearen Trend bereinigten Wasserstände aus Pegel­daten, dem baroklinen Modelllauf, aufgrund von Windeffekten, Dynamik und Luftdruckschwankungen im März 1990 (oben) sowie im Dezember 1981 (unten).	86
Abbildung 39:	Luftdruckanomalie sowie Windstärke und –richtung im März 1990 (links) sowie im Dezember 1981 (rechts) über der Ostsee. Die Luftdruckanomalie wurde berechnet aus der Differenz zwischen dem Luftdruckmuster über der Ostsee (Monatsmittel des jeweiligen betrachteten Monats) und dem langjährigen mittleren Luftdruck an dem jeweiligen Gitterpunkt über die Zeitperiode 1949 bis 2014.	86
Abbildung 40:	Erklärte Varianz der Einzelkomponenten (Wasserstand aufgrund von Luftdruck, Dynamik, Wind und Flusswassereintrag) sowie des baroklinen Modell­laufs (weiße Kreise) mit (links) und ohne (rechts) saisonalem Zyklus.	88
Abbildung 41:	Spektraldichtefunktion der Pegelzeitreihen Marienleuchte und Warnemünde sowie der Einzelkomponenten Wind, Dynamik, Luftdruck und Flusswassereintrag an den beiden Pegelstandorten von 1949 bis 2014.	89
Abbildung 42:	Wavelet Kohärenz (Farben) und Phasenbeziehung (Pfeile) zwischen den Pegelzeitreihen Marienleuchte (links) und Warnemünde (rechts) mit den Einzelkomponenten Luftdruck (a & b), Dynamik (c & d), Wind (e & f) und Flusswassereintrag (g & h). Die dicken schwarzen Linien kennzeichnen das 95 % Signifikanzlevel. Die heller dargestellten und durch eine dünne schwarze Linie abgetrennten Bereiche können durch Rande­effekte beeinflusst sein.	90
Abbildung 43:	Vergleich des 48-monatigen gleitenden Mittels der 13 MSL-Zeit­reihen (schwarz) mit den um die atmosphärische Komponente bereinigten Zeitreihen (rot) (links). Korrelationskoeffizienten zwischen der gemittelten dekadischen Ostsee-Zeitreihe (korrigiert um saisonalen Zyklus) mit den AVISO-Daten (korrigiert um DAC und saisonalen Zyklus) für die gemeinsame Zeitperiode 1993 bis 2014 (rechts oben). Vergleich einer mittleren Ostseezeitreihe (48-monatiges gleitendes Mittel) mit zwei Zeitreihen aus der Nordsee an den Pegelstandorten Brest und Ijmuiden (rechts unten).	92
Abbildung 44:	Vergleich der isostatischen η_{IBE} (blau) und der totalen Meeresspiegeländerungen aufgrund von Luftdruckschwankungen η_{P} (rot) an 13 Pegelstandorten. Die Korrelationskoeffizienten sind alle nicht signifikant auf dem 95 % Konfidenzintervall ($p > 0,05$).	93
Abbildung 45:	Korrelationskoeffizienten zwischen dem trendbereinigten Gesamtwasserstand aus Pegel­daten η (MSL-Monatszeitreihen) mit dem IBE η_{IBE} (links), dem Wasserstand aus den nichtisostatischen Effekten η_{d} (Mitte) und dem totalen Wasserstand aus Luftdruckänderungen η_{P} (rechts). Es wurden nur signifikante Korrelationskoeffizienten auf dem 95 % Konfidenzintervall dargestellt ($p < 0,05$).	94

Abbildung 46:	Korrelationsmatrix der Pegelzeitreihen im Untersuchungsgebiet. Weiße Punkte kennzeichnen nicht signifikante Zusammenhänge. Die strichpunktierte/gestrichelte Linie kennzeichnet die Pegelzeitreihen, die mit in die Berechnung der synthetischen Zeitreihen VS-SH/VS-MVP eingeflossen sind. Alle grün gefärbten Linien kennzeichnen die Pegelzeitreihen, die mit in die Berechnung der synthetische Zeitreihe VS-SWO geflossen sind.	99
Abbildung 47:	Vergleich der synthetischen $RMSL_{\text{korGIA}}$ -Jahreszeitreihen VS-SH m. T., VS-SH und VS-MVP. Der RMSE bezieht sich auf VS-SH und VS-MVP sowie VS-SH m. T. und VS-MVP. Darunter sind die beiden synthetischen Zeitreihen VS-SH und VS-MVP sowie in hellerer Farbgebung dahinter die jeweiligen Einzelzeitreihen aus denen die synthetischen Zeitreihen berechnet wurden, dargestellt.	101
Abbildung 48:	Jahreswerte der synthetischen $RMSL_{\text{korGIA}}$ -Zeitreihen VS-SH, VS-MVP, VS-SWO und VS-OS.	103
Abbildung 49:	Vergleich der synthetischen Zeitreihe VS-OS mit den Rekonstruktionen RS-OS, RS-NS, RS-NOA und RS-Global nach DANGENDORF et al. (2019).	104
Abbildung 50:	Nichtlineare Trends der synthetischen Pegelzeitreihen VS-SH, VS-MVP und VS-MVP (kurz) ermittelt über eine SSA mit $D = 30$. Rechts sind die MSL-Trendraten aus der SSA dargestellt.	106
Abbildung 51:	Nichtlineare Trends der synthetischen Pegelzeitreihen RS-Global, RS-NOA, RS-NS, VS-SWO und VS-OS. Rechts sind die MSL-Trendraten aus der SSA dargestellt.	107

Tabellenverzeichnis

Tabelle 1:	Gezeitenkorrekturwerte für Monatsmittelwerte aus 12 Uhr Einzelterminwertablesungen für fünf Pegelstandorte an der deutschen Ostseeküste.	54
Tabelle 2:	Lineare Trends der neun längsten RMSL-Zeitreihen (Jahreswerte) im Untersuchungsgebiet für die jeweilige gesamte Zeitperiode sowie gemeinsame Zeitperioden.	63
Tabelle 3:	Lineare Trends der neun längsten $RMSL_{\text{korrrGIA}}$ -Zeitreihen (Jahreswerte) im Untersuchungsgebiet für die jeweilige gesamte Zeitperiode sowie gemeinsame Zeitperioden mit Angabe der Korrelationskoeffizienten zwischen den $RMSL_{\text{korrrGIA}}$ -Zeitreihen an den Einzelpegeln und den synthetischen Pegelzeitreihen VS-SH und VS-MVP in Klammern. Dunkelgrau bzw. hellgrau hinterlegt sind die Pegelzeitreihen, die mit in Ermittlung von VS-SH bzw. VS-MVP eingeflossen sind.	65
Tabelle 4:	Auflistung der synthetischen Pegelnamen und Zuordnung der Pegelzeitreihen, aus denen die synthetischen Pegelzeitreihen erzeugt wurden.	100
Tabelle 5:	RMSL-Änderungsraten und Unsicherheiten aufgrund von GIA nach dem NKG2016LU-Modell an 139 Pegelstandorten in der Ostsee	136
Tabelle 6:	Laufende Nummer, Pegelnamen, Quellen und zeitliche Auflösung der Originaldaten, Koordinaten, Zeitperiode der Datenverfügbarkeit und Höhenbezugssystem der ermittelten RMSL-Zeitreihen in der gesamten Ostsee.	140
Tabelle 7:	Lineare Trends aller RMSL-Monatszeitreihen.	145
Tabelle 8:	Lineare Trends aller $RMSL_{\text{korrrGIA}}$ -Monatszeitreihen.	150
Tabelle 9:	Amplituden (A_{Sa} , A_{Ssa}) und Phasen (ϕ_{Sa} , ϕ_{Ssa}) der Sa und Ssa für 49 Pegel (> 19 Jahre) mit Angabe des 95 % Konfidenzintervalls und der erklärten Varianzen durch den saisonalen Zyklus (Var1), durch den jährlichen Zyklus (Var2) und den halbjährlichen Zyklus (Var3).	155

Abkürzungsverzeichnis

ALES	<i>Engl. Adaptive Leading Edge Subwaveform</i>
AMO	<i>Engl. Atlantic Multidecadal Oscillation</i>
AMOC	<i>Engl. Atlantic Meridional Overturning Circulation</i>
AMSL	Absoluter mittlerer Meeresspiegel (<i>engl. absolute mean sea level</i>)
AR1	Autoregressiver Prozess erster Ordnung
AVISO	<i>Engl. Archiving, Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic data</i>
BK	Barokliner Modelllauf
BSH	Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie
BT	Barotroper Modelllauf
cpd / cpy	Zyklen pro Tag / Jahr (<i>engl. cycle per day / year</i>)
DAC	Dynamische atmosphärische Korrektur (<i>engl. dynamic atmospheric correction</i>)
DMI	<i>Engl. Danish Meteorological Institute</i>
DWT	Diskrete Wavelet-Transformation (<i>engl. discrete wavelet analysis</i>)
EEA	<i>Engl. Estonian Environment Agency</i>
EMD	Empirische Bandzerlegung (<i>engl. empirical mode decomposition</i>)
EOF	Empirische Orthogonalfunktionen (<i>engl. empirical orthogonal functions</i>)
ESA	<i>Engl. European Space Agency</i>
GECCO2	<i>Engl. German contribution of the Estimating the Circulation and Climate of the Ocean project</i>
GESLA	<i>Engl. Global Extreme Sea Level Analysis</i>
GIA	Postglaziale Anpassungsprozesse (<i>engl. global isostatic adjustment</i>)
GIP	Geodätisches Institute Potsdam
GMSL	Globaler mittlerer Meeresspiegel (<i>engl. global mean sea level</i>)
GNSS	Globales Navigationssatellitensystem (<i>engl. global navigate satellite system</i>)
GRACE	<i>Engl. Gravity Recovery And Climate Experiment</i>
HN-Modell	Hydrodynamisch-numerisches Modell
IMK	Internes Messnetz Küste des Staatlichen Amt für Umwelt und Natur Rostock
IOW	Leibnitz-Institut für Ostseeforschung Warnemünde
IBE	Inverser Barometereffekt
K ₁	Tägliche lunare-solare Gezeit
LVGMC	<i>Engl. Latvian Environment, Geology and Meteorology Centre</i>
MBI	Haupteinströmereignis in die Ostsee (<i>engl. major baltic inflow</i>)
MSL	Mittlerer Meeresspiegel (<i>engl. mean sea level</i>)
MSL _{1/d}	Monatswert des mittleren Meeresspiegels berechnet aus einer Einzelterminwertablesung pro Tag
MSL _{2/d}	Monatswert des mittleren Meeresspiegels berechnet aus zwei äquidistanten Einzelterminwertablesungen pro Tag
MSL _{4/d}	Monatswert des mittleren Meeresspiegels berechnet aus vier äquidistanten Einzelterminwertablesungen pro Tag
MSL _{24/d}	Monatswert des mittleren Meeresspiegels berechnet aus 24 Stundenwerten pro Tag

MTL	Mittlere Tidewasserstände (<i>engl. mean tide level</i>)
M ₂	Halbtägliche lunare Gezeit
NAO	Nordatlantische Oszillation (<i>engl. north atlantic oscillation</i>)
NCEP/ NCAR	<i>Engl. National Center for Environmental Prediction and the National Center for Atmospheric Research</i>
NKG	Nordisch Geodätische Kommission (<i>engl. Nordic Geodetic Commission</i>)
NSBS	Hydrodynamisch-numerisches Modell des Nordeuropäischen Schelfs (Nordsee und Ostsee) des IOW
nm	Nautische Meile (1 nm = 1,852 km)
O ₁	Tägliche lunare Gezeit
PANGAEA	<i>Engl. Data Publisher for Earth and Environmental Science</i>
PSMSL	<i>Engl. Permanent Service for Mean Sea Level</i>
P ₁	Tägliche solare Gezeit (gravitationsbasiert) (Partialtidensystem nach Doodson)
RMSE	Wurzel mittl. quadratische Abweichung (<i>engl. root mean square error</i>)
RMSL	Relativer mittlerer Meeresspiegel (<i>engl. relative mean sea level</i>)
RMSL _{korrrGIA}	Relativer mittlerer Meeresspiegel korrigiert um VLM und Geoidänderungen aufgrund von GIA
RS-Global	Rekonstruierte synthetische Zeitreihe für den globalen Ozean
RS-NOA	Rekonstruierte synthetische Zeitreihe für den Nordostatlantik
RS-NS	Rekonstruierte synthetische Zeitreihe für die Nordsee
RS-OS	Rekonstruierte synthetische Zeitreihe für die Ostsee
Sa	Saisonale jährliche Fluktuation (<i>engl. seasonal annual</i>)
SHD	Seehydrographischer Dienst
SLA	Wasserstands anomalie (<i>engl. sea level anomalie</i>)
SLP	Luftdruck (<i>engl. sea level pressure</i>)
SMHI	<i>Engl. Swedish Meteorological and Hydrological Institute</i>
SONEL	Überwachungssystem für den Küstenwasserstand (<i>franz. Système d'Observation du Niveau des Eaux Littorales</i>)
SSA	Singuläre Systemanalyse (<i>engl. singular system analysis</i>)
Ssa	Saisonale halbjährliche Fluktuation (<i>engl. seasonal semiannual</i>)
S ₁	Tägliche durch die Sonne erzeugte Tide (strahlungs-basiert)
S ₂	Halbtägliche solare Gezeit
Var1	Erklärte Varianz durch den saisonalen Zyklus
Var2	Erklärte Varianz durch den jährlichen Zyklus
Var3	Erklärte Varianz durch den halbjährlichen Zyklus
VLM	Vertikale Landbewegungen (<i>engl. vertical land motions</i>)
VS-MVP	Virtuelle Station/ Synthetische Pegelzeitreihe für die Mecklenburg-Vorpommersche und polnische Ostseeküste
VS-OS	Virtuelle Station/Synthetische Pegelzeitreihe für die Ostsee
VS-SH	Virtuelle Station/Synthetische Pegelzeitreihe für die Schleswig-Holsteinische Ostseeküste
VS-SWO	Virtuelle Station/Synthetische Pegelzeitreihe für die Südwestliche Ostsee (deutsche und polnische Ostseeküste)
WSA, (plural: WSÄ)	Wasser- und Schifffahrtsamt des Bundes (Wasser- und Schifffahrtsämter des Bundes)

Symbolverzeichnis

A_{Sa}, A_{Ssa}	Amplitude jährlicher und halbjährlicher Zyklus	[mm]
D	Einbettungsdimension	[a]
Kov	Kovarianz	[-]
N	Spektrumsfensterlänge	[h]
r	Korrelationskoeffizient	[-]
t	Zeit	[mon, a]
$X(t)$	Variable bzw. hier mittlerer Wasserstand	[mm]
$X_T(t)$	Trendanteil	[mm]
$X_P(t)$	Periodischer Anteil	[mm]
$X_R(t)$	Stochastischer Anteil = deterministischer Anteil + Zufallsanteil	[mm]
\bar{x}	Arithmetischer Mittelwert	[mm]
ϕ_{Sa}, ϕ_{Ssa}	Phase (zeitliches Auftreten des Maximums) des jährlichen und des halbjährlichen Zyklus in Grad ($0^\circ = 1.$ Januar)	[°]
η_d	Nichtisostatische/dynamische Wasserstandsänderung aufgrund von Luftdruckschwankungen	[mm]
η_F	Wasserstandsänderung aufgrund von Flusswasser	[mm]
η_{IBE}	Isostatische Wasserstandsänderung aufgrund von Luftdruckschwankungen	[mm]
η_P	Gesamte Wasserstandsänderung aufgrund von Luftdruckschwankungen	[mm]
η_S	Wasserstandsänderung aufgrund von Dynamik (interne Sterik und Masseneintrag von extern)	[mm]
η_W	Wasserstandsänderung aufgrund von barotropen Windeffekte	[mm]
η_{W+P}	Wasserstandsänderung aufgrund von atmosphärischen Prozessen (barotrope Windeffekte und Luftdruckschwankungen)	[mm]
σ	Standardabweichung	[mm]
σ_n	Normalisierte Standardabweichung	[mm]
σ_o	Standardabweichung einer Beobachtungszeitreihe (<i>engl. observation</i>)	[mm]
σ_p	Standardabweichung einer Modellzeitreihe (<i>engl. prediction</i>)	[mm]

„Sea-level research may at a first cursory glance be considered a rather unitary and well-limited field of scientific studies. [...] Nothing could be more erroneous than such an interpretation. [...] students of sea level and its variations are forced to consider in their work a considerable number of different elements, factors and phenomena which form a substantial part of many very different sciences.“

(Eugenie Lisitzin 1974, Sea-Level Changes, S.1)

1 Einleitung

1.1 Hintergrund und Veranlassung

Als Konsequenz der natürlichen und anthropogen bedingten Klimaänderungen steigt der globale mittlere Meeresspiegel (GMSL). Über das 20. Jahrhundert konnte ein Anstieg von etwa 1,3 bis 2 mm/a beobachtet werden (s. a. JENSEN 1984; CHURCH und WHITE 2006; HAY et al. 2015; DANGENDORF et al. 2017). Die Erhöhung des Meeresspiegels, bezogen auf das Volumen des globalen Ozeans wird im Wesentlichen durch zwei Faktoren beeinflusst: Zum einen kann sich Meerwasser aufgrund von Temperatur- und Salzgehaltsschwankungen ausdehnen und kontrahieren (Thermo- und Halosterik), zum anderen kann dem Ozean Masse hinzugefügt oder entzogen werden. Der Anstieg des GMSL wurde über das 20. Jahrhundert im Wesentlichen durch das vermehrte Abschmelzen der Gletscher (Zunahme der Masse im Ozean) (erklärt 42 % des GMSL-Anstiegs nach SLANGEN et al. 2017) und durch die Erwärmung des Ozeans (resultierende Ausdehnung durch verringerte Dichte) (erklärt 46 % des GMSL-Anstiegs nach SLANGEN et al. 2017) verursacht (DANGENDORF et al. 2017; CHEN et al. 2017; WCRP GLOBAL SEA LEVEL BUDGET GROUP 2018). In den vergangenen zwei bis drei Dekaden kommt erschwerend hinzu, dass die beiden Eisschilde in Grönland und der Antarktis immer schneller abschmelzen und damit signifikant zu einer beobachteten Beschleunigung im GMSL beitragen (CHEN et al. 2017; NEREM et al. 2018). Es wird weiterhin erwartet, dass sich die derzeitige Anstiegsrate des GMSL von 3,2 mm/a (CHURCH et al. 2014) im 21. Jahrhundert weiter beschleunigt (JEVREJEVA et al. 2010; GRINSTED et al. 2010; CHURCH et al. 2014; DANGENDORF et al. 2017; NEREM et al. 2018). Der Anstieg des Meeresspiegels verläuft dabei allerdings weder zeitlich noch räumlich gleichmäßig, sondern unterliegt komplexen durch unterschiedliche Prozesse verursachten Mustern (CHURCH et al. 2014). Mit lokalen/regionalen Meeresspiegelstudien können die einzelnen Einflussfaktoren, die am Meeresspiegelanstieg in den betrachteten Küstenregionen beteiligt sind, separiert werden.

Kenntnisse über den lokalen/regionalen Meeresspiegelanstieg sowie eine mögliche Beschleunigung sind in Bezug auf die Bedrohung der Küstenregionen durch Extremereignisse von höchster Wichtigkeit. Denn ein erhöhter mittlerer Meeresspiegel (MSL) wirkt sich als Basiswasserstand direkt auf den bei einem Hochwasser (Sturmflut/Sturmhochwasser) an der Küste auflaufenden Extremwasserstand aus (WAKE 2016). Der mithilfe von (Tide-)pegeln messbare Extremwasserstand (*engl. Total/Extreme water level*) setzt sich zusammen aus dem MSL, der Wasserstandsänderung aufgrund von Gezeiten (*engl. Tide*), der Wasserstandsänderung aufgrund von meteorologischen Antriebsfaktoren (Windstau, besteht aus dem Windschub und der Reaktion auf Luftdruckänderungen) (*engl. Surge*), der Windwellenhöhe sowie der (nichtlinearen) Interaktion zwischen diesen Komponenten (ARNS 2014). Durch den Meeresspiegelanstieg sowie eine mögliche zukünftige Beschleunigung nimmt folglich auch das Überflutungsrisiko von Küstenregionen zu. Um eine langfristige Nutzung und Entwicklung des Lebensraums Küste zu ermöglichen, müssen somit nachhaltige und vorausschauende Küstenschutzstrategien entwickelt werden. Küstenschutzmaßnahmen umfassen meist technisch aufwändige und

mit hohen Investitionen verbundene Bauprojekte, die weder kurzfristig noch kostengünstig angepasst werden können. Dennoch sollen die Kosten bei gleichzeitiger Einhaltung eines optimalen Schutzniveaus klein gehalten werden (Kosten-Nutzen-Analyse). Da Küstenschutzmaßnahmen den Schutz der Menschen, Bauwerke und ganzer Regionen über eine lange Zeitperiode (meist über 100 Jahre) gewährleisten müssen, beruht ihre Bemessung auf möglichen Zukunftsprojektionen des Meeresspiegelanstiegs. Die Ableitung dieser Projektionen wird erst durch das Verständnis der (insbesondere durch Pegelmessungen) beobachteten Entwicklungen des Meeresspiegels ermöglicht. Die Ursachen der lokalen/regionalen Meeresspiegelvariabilität wirken sich auf unterschiedlichen räumlichen und zeitlichen Skalen auf die beobachteten Meeresspiegeländerungen aus. Mithilfe eines erweiterten Prozessverständnisses kann die Parametrisierung von Modellen zur Ableitung zukünftiger Meeresspiegelprojektionen verbessert werden. Dies erfordert qualitativ hochwertige und möglichst langzeitliche Beobachtungszeitreihen des MSL.

Für die deutsche Nordseeküste konnte innerhalb des Forschungsprojektes AMSeL (03KIS068) ein qualitativ hochwertiger MSL-Monatsdatensatz basierend auf Messreihen von (Tide-)pegeln, welche den Meeresspiegel relativ zum umliegenden Land messen (daher relativer mittlerer Meeresspiegel (RMSL)) (s. a. Abbildung 1), generiert werden (JENSEN et al. 2011). Auf Grundlage dieses Datensatzes sind zahlreiche Arbeiten entstanden, die Erkenntnisse über die Meeresspiegelentwicklung in der Nordsee und somit einen fundamentalen Beitrag zur Planung von Küstenschutzmaßnahmen und nachhaltiger Küstenschutzstrategien geliefert haben (z. B. WAHL 2012; ARNS 2014; DANGENDORF 2014). In der Ostsee hingegen ist zwar die Verfügbarkeit der Beobachtungsdaten mit einigen der längsten Pegelzeitreihen weltweit als hervorragend zu bewerten, allerdings sind insbesondere im Untersuchungsgebiet dieser Arbeit, der südwestlichen Ostsee entlang der deutschen und polnischen Ostseeküste, bisher nur an vereinzelten Pegelstandorten MSL-Zeitreihen zur Verfügung gestellt (z. B. Permanent Service of Mean Sea Level (PSMSL)) und untersucht worden. Dies liegt vor allem daran, dass bislang nur für wenige Pegelstandorte langzeitliche digitalisierte Wasserstände zur Verfügung standen. In der vorliegenden Arbeit ist es nun, aufgrund der erstmals digital verfügbaren (hoch aufgelösten) Pegelzeitreihen (zusammengetragen und/oder digitalisiert im Rahmen des Forschungsprojektes AMSeL_Ostsee; s. a. PATZKE und FRÖHLE 2019 sowie KELLN et al. 2019b) für eine größere Anzahl an Pegeln in der Ostsee möglich, eine detaillierte Analyse der Änderungen des MSL durchzuführen. Die Ostsee ist heute eines der meistbefahrenen Gewässer der Erde und bildet mit ihren zahlreichen Anrainerstaaten einen wichtigen Nutzungsraum für Wirtschaft, Tourismus und Naturschutz. Die weiter zunehmende Besiedelung der Küstenbereiche der Ostsee erfordert eine erhöhte Vorsorge vor einem steigenden Meeresspiegel.

In den letzten Jahren wurden diverse Arbeiten zum MSL der Ostsee angefertigt, die auf Messreihen von den bisher verfügbaren (Tide-)pegeln beruhen (EKMAN und MÄKINEN 1996; ANDERSSON 2002; OMSTEDT et al. 2004; CHEN und OMSTEDT 2005; JEVREJEVA et al. 2006; HÜNICKE und ZORITA 2006; HÜNICKE 2008; EKMAN 2009; DONNER et al. 2012; KARABIL 2017). Je nach Datenherkunft und -verarbeitung weisen die Studien jedoch methodische und qualitative Unterschiede auf. Interannuelle und dekadische Va-

riationen im MSL sind von besonderem Interesse, da die Variabilität langzeitliche anthropogen verursachte Veränderungen maskiert (s. a. DANGENDORF et al. 2015). Auf interannuellen und dekadischen Zeitskalen konnten dominante Westwindlagen, Luftdruckvariationen, lokale Temperaturschwankungen des Wasserkörpers und Niederschlag als maßgebliche Einflussfaktoren detektiert werden (HÜNICKE 2008). HÜNICKE (2008) stellt jedoch auch fest, dass auf interannuellen und längeren Zeitskalen die Wasserspiegelvariationen der Ostsee noch nicht vollständig verstanden sind und weiterer Untersuchungen bedürfen, um die bisherigen Wissenslücken zu schließen. Weiterhin werden die Langzeittrends des RMSL in der Ostsee maßgeblich von Landsenkungen und –hebungen als Folge der letzten Eiszeit dominiert, was sich in einem breiten Spektrum der linearen Trends des RMSL von der südwestlichen hin zur nordöstlichen Ostsee widerspiegelt (RICHTER et al. 2012). Die Unsicherheiten der bisherigen Schätzwerte für den Anteil der vertikalen Landbewegungen (VLM) an den Langzeittrends übersteigen entlang der deutschen Ostseeküste, die im Übergangsbereich zwischen Landhebungen und Landsenkungen liegt, die eigentlichen Trendschätzer und weisen somit einen weiteren Forschungsbedarf auf. Neuere Untersuchungen zum Wasserstand der Ostsee beziehen zusätzlich zu Pegeldata auch durch Satellitenaltimetrie gemessene Wasserstände - die im Gegensatz zu Pegelmessungen unbeeinflusst durch VLM sind - mit in die Untersuchungen ein (z. B. STRAMSKA und CHUDZIAK 2013). MADSEN (2009) detektierten anhand von Satellitenaltimeterdaten höhere MSL-Trends in der Ostsee als in der Nordsee sowie im Vergleich zum GMSL. Durch Altimeterdaten werden Nachteile die Pegelmessungen haben, wie z. B. die unzureichende räumliche Verfügbarkeit sowie die ausschließliche Informationsbereitstellung an den Küsten, ausgeglichen. Der größte Nachteil der Altimeterdaten ist allerdings die begrenzte zeitliche Verfügbarkeit über eine Zeitperiode von 1993 bis heute, die keine Langzeitanalysen zulässt. Des Weiteren messen Altimeter, wie in Abbildung 1 dargestellt, die Meeresspiegeländerungen relativ zum Geoid und daher den absoluten mittlere Meeresspiegel (AMSL), was bei Vergleichen beider Datenkollektive berücksichtigt werden muss.

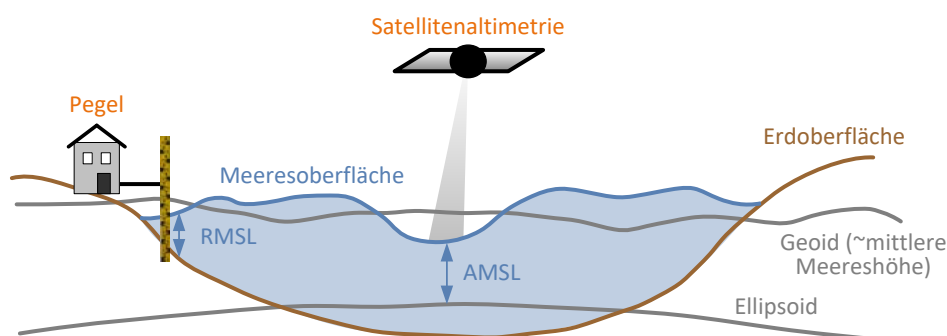


Abbildung 1: Messungen des RMSL durch Pegel und des AMSL durch Satellitenaltimetrie. Nachgebildet und ergänzt nach TAMISIEA et al. (2014).

Unterschiedliche Ergebnisse in Bezug auf eine mögliche Beschleunigung des Meeresspiegelanstiegs in der Ostsee (z. B. SUURSAAR et al. 2006; ZORITA und HÜNICKE 2010), zeigen die Bedeutung einer einheitlichen Auswertung aller verfügbaren Beobachtungsdaten sowie einer zur Nordsee methodisch vergleichbaren Analyse, um die Ergebnisse in den übergeordneten Kontext einzubetten. Des Weiteren ist die Betrachtung der Ostsee als Ganzes (z. B. JEVREJEVA et al. 2014) für die Ermittlung von regionalen/lokalen

Meeresspiegelrends und -projektionen aufgrund der regional/lokal unterschiedlich wirkenden Einflussfaktoren unzureichend. Aus diesem Grund wird in dieser Arbeit ein Fokus auf die Separierung und Quantifizierung der in der südwestlichen Ostsee auf unterschiedlichen Zeitskalen wirkenden Einflussfaktoren gelegt.

1.2 Forschungsfragen und Zielsetzung

Die vorangegangenen Ausführungen zeigen, dass Untersuchungen von regionalen/lokalen Meeresspiegeländerungen unerlässlich für die Entwicklung und Optimierung von Küstenschutzkonzepten im Zuge des natürlichen und anthropogenen Klimawandels sind. Diese Arbeit soll einen Beitrag dazu leisten, die vergangenen und gegenwärtigen Meeresspiegelentwicklungen in der Ostsee zu analysieren, das Verständnis der dazu beitragenden Prozesse zu vertiefen und somit eine Grundlage für verbesserte Meeresspiegelprojektionen in der Ostsee zu schaffen. Die übergeordnete Forschungsfrage dieser Arbeit lautet daher:

- Wie hat sich der Meeresspiegel in der südwestlichen Ostsee über das 20. Jahrhundert bis 2015 entwickelt und welche Einflussfaktoren sind hierfür relevant?

Zur Beantwortung dieser übergeordneten Forschungsfrage muss zunächst das folgende Forschungsziel erreicht werden:

- Erstellung von qualitativ hochwertigen und möglichst langzeitlichen MSL-Monatszeitreihen an einer möglichst großen Anzahl von Pegelstandorten in der südwestlichen Ostsee.

Anhand dieses neu ermittelten MSL-Monatsdatensatzes sowie der Verknüpfung mit weiteren Daten werden zusätzliche Detailfragen beantwortet:

- Wie groß sind die relativen Meeresspiegeländerungen und welchen Anteil daran haben vertikale Landbewegungen?
- Auf welche weiteren Ursachen sind die Meeresspiegeländerungen zurückzuführen?
- Wie ist die Langzeitentwicklung des Meeresspiegels in der südwestlichen Ostsee im Vergleich zu räumlich übergeordneten Gewässern sowie des GMSL einzuordnen?

Das Ziel dieser Arbeit ist damit die Erstellung und Analyse von qualitativ hochwertigen MSL-Monatszeitreihen aus möglichst hochaufgelösten Pegeldaten sowie die Verknüpfung mit altimetrischen Auswertungen und Ergebnissen numerischer Modellierungen, zur Beantwortung der übergeordneten Forschungsfrage. Die Langzeitentwicklung des MSL wird durch die Ermittlung linearer und nichtlinearer Trends über verschiedene Zeitperioden beschrieben. Um die Meeresspiegeländerungen besser einzuordnen, wird die interannuelle bis dekadische Variabilität der MSL-Monatszeitreihen in der südwestlichen Ostsee analysiert und die wesentlichen Einflüsse auf die beobachteten relativen Wasserstandsänderungen ermittelt.

Die Analyse der MSL-Zeitreihen beruht in dieser Arbeit auf der Idee der Separierung der Zeitreihe in deterministische Komponenten und einen verbleibenden größtenteils

stochastischen Rest sowie die Beschreibung und Quantifizierung der einzelnen Einflussfaktoren der deterministischen Komponenten. Dies basiert auf der Darstellung einer MSL-Zeitreihe anhand des Zeitreihenmodells nach z. B. STORCH und ZWIERS (1999):

$$X_t = D_t + N_t \quad (1)$$

Mit

X_t Zeitreihe

D_t Deterministische Komponenten = Zyklische Komponenten + restliche deterministische Komponenten

N_t Stochastische Komponente

Dabei unterliegt die Beschreibung der deterministischen Komponente der Annahme, dass diese unabhängig von der stochastischen Komponente ist bzw. nicht durch diese beeinflusst wird. Die deterministischen Komponenten werden unterteilt in zyklische bzw. periodische Komponenten (z. B. Gezeiten, saisonaler Zyklus) und die restlichen deterministischen Komponenten, die nicht regelmäßige Schwankungen darstellen. Die Zeitreihe kann wiederum durch Trends beeinflusst sein, die mittels linearer oder nichtlinearer Trendmodelle beschrieben werden können. Eine MSL-Zeitreihe kann daher auch folgendermaßen zusammengesetzt werden (s. a. SCHLITGEN und STREITBERG 1999):

$$X_t = m_t + s_t + k_t + N_t \quad (2)$$

Mit

m_t Trendkomponenten (deterministisch)

s_t zyklische Komponenten (deterministisch)

k_t restliche deterministische Komponenten

N_t Stochastische Komponente

Die einzelnen Komponenten können wiederum unterschiedliche Ursachen haben und durch verschiedene Modellansätze spezifiziert werden. Die Trendkomponenten beruhen in den RMSL-Monatszeitreihen beispielsweise einerseits auf vertikalen Landbewegungen (die hier durch den Modellansatz eines linearen Trendmodells beschrieben werden; s. a. Abschnitt 3.3) und andererseits auf natürlichen sowie anthropogenen klimatischen Einflüssen (die hier durch die Modellansätze linearer und nicht-linearer Trendmodelle beschrieben werden; s. a. Abschnitt 5 und 8.4). Die zyklischen Komponenten beruhen z. B. auf Gezeiten und dem saisonalen Zyklus (s. a. Abschnitt 6), der entsprechend durch unterschiedliche Einflussfaktoren bzw. Prozesse hervorgerufen wird (s. a. Abschnitt 6.4). Durch die Ermittlung und Entfernung möglichst vieler deterministischer Komponenten aus der um den Trend sowie die zyklischen Komponenten bereinigte MSL-Zeitreihe, wird ein verbleibender restlicher Zeitreihenanteil ermittelt, dessen Variabilität möglichst klein sein soll. In dieser Arbeit liegt daher die Zielsetzung darauf, möglichst viele Komponenten der RMSL-Monatszeitreihen zu erklären und den einzelnen Komponenten zuzuweisen.

1.3 Aufbau der Arbeit

Der Fokus der Arbeit liegt auf der Analyse der Meeresspiegeländerungen in der südwestlichen Ostsee. Das betrachtete Untersuchungsgebiet beschränkt sich im Wesentlichen auf die südwestliche Ostsee, genauer auf die deutsche und polnische Ostseeküste (s. a. Abbildung 5), wobei für ein besseres System-/Prozessverständnis sowie für weitergehende räumliche Untersuchungen auch Daten aus der gesamten Ostsee sowie der benachbarten Nordsee und dem Nordatlantik integriert wurden.

Nachdem hier in Abschnitt 1 zunächst das Thema der Arbeit und die zu beantwortenden Forschungsfragen vorgestellt wurden, fasst Abschnitt 2 den Stand der Wissenschaft zur Meeresspiegelentwicklung in der Ostsee zusammen. Die zur Beantwortung der Forschungsfragen verwendeten Daten und Methoden werden in Abschnitt 3 vorgestellt. Hierzu wird ein Überblick über die Historie der Pegelaufzeichnungen in der südwestlichen Ostsee gegeben, da dies insbesondere für die spätere Erstellung des MSL-Monatsdatensatzes von Bedeutung ist. Die Erstellung der qualitativ hochwertigen und möglichst langzeitlichen MSL-Monatszeitreihen ist in Abschnitt 4 erläutert. Die MSL-Monatszeitreihen wurden auf Basis von Pegeldaten unterschiedlichster zeitlicher Auflösungen berechnet und diese in bestehende MSL-Datensätze (z. B. PSMSL) integriert bzw. die bestehenden Zeitreihen verlängert. In diesem Abschnitt wird zudem auf die Besonderheit der Generierung von MSL-Monatswerten aus Zeitreihen mit inhomogenen zeitlichen Auflösungen (Einzelterminwerte) eingegangen und die Historie der Gezeitenkorrektur vorgestellt. Anhand einer Sensitivitätsstudie wird der Einfluss der Nutzung von Einzelterminwerten auf die MSL Berechnung in der gesamten Ostsee quantifiziert. Zusätzlich wird der Einfluss von zusammengesetzten MSL-Zeitreihen (berechnet aus Einzelterminwerten und hochaufgelösten Pegeldaten) auf Langzeittrends analysiert. Es wird eine geeignete Gezeitenkorrekturmethode ermittelt und diese an die genutzten Zeitreihen angebracht. Schließlich werden die ermittelten qualitativ hochwertigen und möglichst langzeitlichen RMSL-Zeitreihen abgebildet.

Ab Abschnitt 5 erfolgt die eigentliche Analyse des erstellten MSL-Monatsdatensatzes. Es wird zunächst die Langzeitentwicklung der RMSL-Zeitreihen anhand von linearen Trendanalysen unterschiedlicher Zeitperioden untersucht. Neben den Untersuchungen zur langfristigen Entwicklung des RMSL wurden zusätzlich die RMSL-Änderungsraten aufgrund von GIA quantifiziert, welche von den gegenwärtigen anthropogenen (vom Menschen beeinflussten) klimatischen Änderungen unabhängig sind. Mithilfe hydrodynamisch-numerischer (HN) Modellläufe des Leibniz-Instituts für Ostseeforschung Warnemünde (IOW) können die Einflussfaktoren auf die Langzeitentwicklung des absoluten Meeresspiegels in der Ostsee für die Zeitperiode 1949 bis 2014 separiert und quantifiziert werden und insbesondere räumliche Unterschiede detektiert werden. Da sich die Variabilität der MSL-Monatszeitreihen auf die Langzeitentwicklung auswirkt, wird in Abschnitt 6 zunächst die Beeinflussung der Meeresspiegelvariabilität durch den saisonalen Zyklus sowohl räumlich als auch zeitlich untersucht. Der Einfluss verschiedener Einzelkomponenten auf die detektierten Variabilitätsmuster des saisonalen Zyklus wurde durch die Einbeziehung der HN-Modellläufe ermittelt. Um auch räumliche Muster in der gesamten Ostsee sowie den Einfluss auf das Untersuchungsgebiet zu untersuchen, wurden zusätzlich Satellitenaltimeterdaten hinzugezogen. In Abschnitt 7 werden

die Untersuchungen der interannuellen und dekadischen Variabilität dargestellt und der Einfluss unterschiedlicher Prozesse auf diesen Zeitskalen detektiert und quantifiziert. Zudem wird ein besonderer Fokus auf die Meeresspiegeländerungen aufgrund von Luftdruckschwankungen gelegt und die Unterschiede der tatsächlichen Meeresspiegeländerungen zum theoretischen inversen Barometereffekt (IBE) aufgezeigt. In Abschnitt 8 wird die lokale Entwicklung des Meeresspiegels der Ostsee in den regionalen und globalen Kontext eingeordnet, indem Vergleichsanalysen der linearen Trends anhand von synthetischen Zeitreihen durchgeführt werden. Weiterhin wird festgestellt, ob sich Beschleunigungsmuster detektieren lassen, die sich auch in den übergeordneten Gebieten wiederfinden. Die Arbeit schließt mit einem Fazit in Abschnitt 9 sowie einer Zusammenfassung in Abschnitt 10.

In diese Dissertation sind die Ergebnisse des von mir vom 01.08.2015 bis 31.07.2018 bearbeiteten Forschungsprojektes „AMSeL_Ostsee A“ (FKZ: 03KIS0114) mit eingeflossen. Einzelne Abschnitte können sich daher mit Teilen des fachlichen Projektabschlussberichtes nach KELLN et al. (2019b) überschneiden. Zudem befindet sich derzeit eine Veröffentlichung für „Die Küste“ in Begutachtung (KELLN et al., in Begutachtung).

2 Stand der Wissenschaft

2.1 Einflussprozesse auf Meeresspiegeländerungen

Über das 20. Jahrhundert wurde anhand von Pegeldata ein linearer GMSL-Anstieg von 1,3 bis $2 \pm 0,3$ mm/a ermittelt (CHURCH und WHITE 2006; HAY et al. 2015; DANGENDORF et al. 2017). Änderungen des GMSL resultieren aus Prozessen, die entweder das Volumen des Wassers im Ozean oder die Kapazität der Ozeanbecken ändern und können in drei wesentliche Prozesse unterteilt werden. Der erste Prozess ist die Massenumverteilung des Wassers zwischen Land und Ozean, welcher zum einen auf dem Schmelzen von landgebundenen Eismassen (Gletscher, Eisschilde) und zum anderen auf terrestrischen Austauschprozessen (z. B. Grundwasserförderung, Wasserspeicherung hinter Staudämmen) beruht. Der zweite Prozess der Änderungen des GMSL hervorruft, sind vertikale Bewegungen der Erdkruste aufgrund von postglazialen Anpassungsprozessen (GIA). Volumenänderungen hervorgerufen aufgrund von Dichteänderungen durch Salz- und Temperaturschwankungen (Halo- und Thermosterik) sind der dritte den GMSL beeinflussende Prozess und werden auch als Sterik bezeichnet (SLANGEN 2012).

Jede Massenänderung, egal ob durch Landeisschmelze oder terrestrische Austauschprozesse, hat auch einen Einfluss auf regionale Meeresspiegeländerungen, da das hinzugefügte oder entzogene Wasser gravitative Effekte nach sich zieht (Masse zieht Masse an), die ungleichmäßige Meeresspiegeländerungen bewirken. Das Schmelzen eines Gletschers oder Eisschildes initiiert beispielsweise mindestens drei unterschiedliche Prozesse. Zum einen erhöht sich die Masse und damit der Meeresspiegel des gesamten Ozeans. Zum anderen werden aber auch Krustenbewegungen und gravitative Änderungen zwischen Gletscher/Eisschild und Ozean ausgelöst. Der Gravitationseffekt ist vergleichbar mit dem Einfluss der Sonne und des Mondes auf die täglichen Gezeiten. Ein Eisschild zieht in seiner gegenwärtigen Ausdehnung durch seine Masse den Ozean um sich herum an (s. a. Abbildung 2 a). Schmilzt das Eisschild, verringern sich seine Masse und damit der gravitative Einfluss auf den Ozean (s. a. Abbildung 2 b). Ein Großteil des hinzugefügten Schmelzwassers wird daher ins Fernfeld transportiert (z. B. CONRAD 2013; WHITEHOUSE 2018). Effektiv sinkt dadurch der Meeresspiegel um das Eisschild herum (im Radius von ~ 2000 km) und steigt im übrigen Ozean (MITROVICA et al. 2011). Gleichzeitig hebt sich das Land unter dem Eisschild, wodurch großräumige Landbewegungen ausgelöst werden (z. B. CONRAD 2013; WHITEHOUSE 2018). Neben den gravitativen wirken sich somit auch isostatischen Prozesse aufgrund von GIA auf den regionalen Meeresspiegel aus. Dies zeigt sich besonders in oder nahe Gebieten, die einst durch Eisschilde überdeckt waren, wie beispielsweise Skandinavien. Beobachtungen des relativen Meeresspiegels durch (Tide-)pegel sind sowohl sensitiv gegenüber absoluten Änderungen der Wasserstände, als auch gegenüber lokalen Landhebungs- und Landsenkungseffekten an der Messstelle (CONRAD 2013).

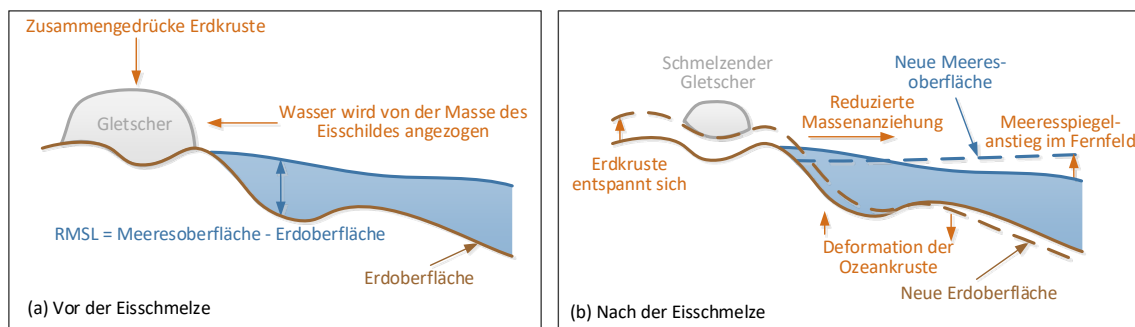


Abbildung 2: Deformation der Erdoberfläche und Meeresspiegeländerungen auf Zeitskalen bis 100 Jahre aufgrund (a) der Massen von Eisschild und Ozean und (b) der Massenumverteilung durch die Eisschildschmelze. Nachgebildet und ergänzt nach WHITEHOUSE (2018).

Auf unterschiedlichen Zeitskalen spielen zudem auch Gezeiten unterschiedlicher Wiederkehrperioden eine Rolle für regionale Meeresspiegeländerungen. Weiterhin wirken Sterikänderungen nicht nur global, sondern beeinflussen ebenfalls regionale Meeresspiegeländerungen. In einem zukünftigen wärmeren Klima, wird sich auch der Ozean erwärmen (Thermosterik). Dies führt zu einer Verminderung der Dichte, die wiederum eine Vergrößerung des Volumens und somit einen Meeresspiegelanstieg bewirkt. Dieser Effekt ist in Ozeanregionen mit einer größeren Tiefe deutlich messbarer, da mehr erwärmte Masse und somit eine weitreichendere Volumenvergrößerung erfolgt. Salinitätsänderungen (Halosterik) hingegen bewirken den gegenteiligen Effekt: eine höhere Salinität führt zu einer größeren Dichte und somit zu einer Meeresspiegelabnahme; eine verringerte Salinität hingegen bewirkt eine geringere Dichte und somit einen Meeresspiegelanstieg. Salinitätsänderungen können beispielsweise durch den Eintrag von Frischwasser sehr lokal erfolgen. Aber auch großräumige Ozeanzirkulationen können durch Massentransport zu großräumigen Sterikänderungen führen. Die antreibende Kraft hierfür sind meist sich verändernde Oberflächenwinde über dem Ozean (JENSEN et al. 2014). Atmosphärische Effekte, wie Wind- und Luftdruckänderungen beeinflussen die regionale Ausprägung mittlerer Wasserstände durch Wassermassenumverteilung. Winde rufen beispielweise das sogenannte Ekman-Pumping (senkrechte Strömung zur Richtung des Windschubs aufgrund der Corioliskraft) (EKMAN 1905), Up- und Downwelling (Auf- und Abtriebsströmungen zum Ausgleich der durch Ekman-Pumping umverteilten Wassermassen) sowie planetarische Wellen (wie z. B. Kelvinwellen) hervor (s. a. Untersuchungen nach FENNEL und SEIFERT 1994 für die Ostsee). Vorwiegend wirkt der Wind barotrop auf den Wasserkörper, Ekman-Pumping und Up- und Downwelling zählen jedoch zu den baroklinen Effekten, die auch die thermohaline Struktur des Wasserkörpers beeinflussen. Durch Luftdruckänderungen wiederum können durch den inversen barometrischen Effekt (IBE) isostatische Anpassungsprozesse aber auch dynamische bzw. nichtisostatische Reaktionen erfolgen (s. a. Abschnitt 2.4.4). Änderungen der Luftdruckschwankungen sind einer der Prozesse, die global nur einen kleinen Einfluss auf Meeresspiegeländerungen haben, regional jedoch einen signifikanten Anteil zu Meeresspiegeländerungen betragen können, weshalb Luftdruckeffekte in regionalen Meeresspiegelstudien mitberücksichtigt werden müssen (SLANGEN et al. 2014). Auch weitere Interaktionen von Ozean und Atmosphäre, wie Niederschlag und Verdunstung, wirken sich auf die Wassermasse aus. In Abbildung 3 sind die Einflussfaktoren, die sich auf den globalen und regionalen Meeresspiegel auswirken, zusammenfassend dargestellt. Eine

Beschreibung der einzelnen Prozesse findet sich z. B. auch in CHURCH et al. (2014) und JENSEN et al. (2014).

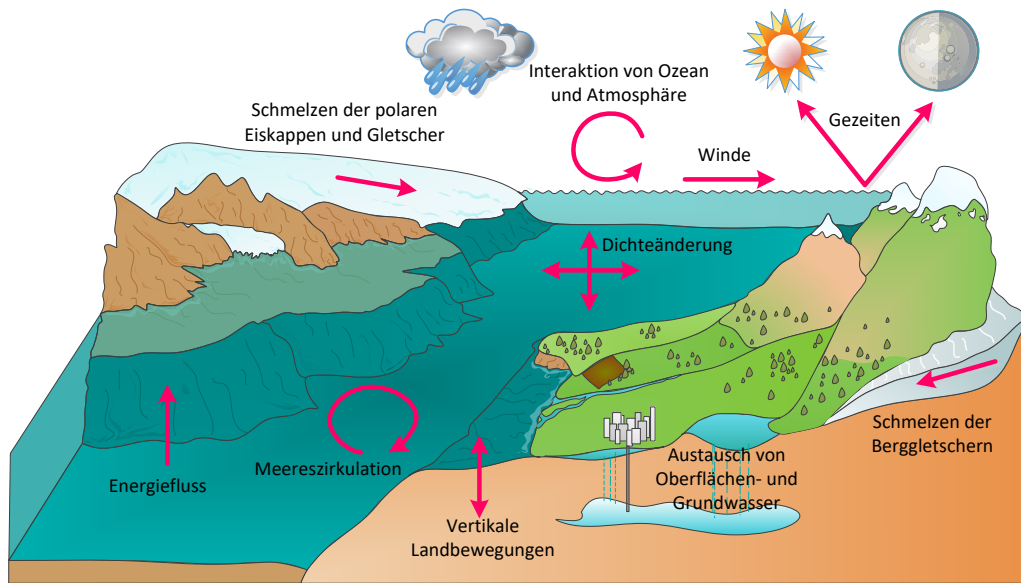


Abbildung 3: Haupteinflussfaktoren auf Meeresspiegeländerungen. Nachgebildet und ergänzt nach CAZENAVE und LE COZANNET (2013).

2.2 Beobachtete Meeresspiegeländerungen

Im Nordostatlantik zeigt sich mit $1,5 \pm 0,1$ mm/a (korrigiert um GIA) (DANGENDORF et al. 2019) über das 20. Jahrhundert ein ähnlicher linearer Trend wie der des GMSL (s. a. FREDERIKSE et al. 2018). Über dem Nordeuropäischen Schelf können die Trends des relativen Meeresspiegels zum Großteil durch eine Kombination aus Masse, Sterik und Deformation der Erdoberfläche erklärt werden (FREDERIKSE et al. 2016). Entlang der Küste Großbritanniens liegt der lineare AMSL-Trend über das 20. Jahrhundert bei $1,4 \pm 0,2$ mm/a (WOODWORTH et al. 2009). WAHL et al. (2013) beobachteten in der Nordsee in der Zeitperiode 1900 bis 2011 einen linearen Trend von $1,5 \pm 0,1$ mm/a (korrigiert um GIA) und wiesen auf räumliche Unterschiede des linearen Trends entlang der Küstenlinie hin. Aufgrund der Nähe der Nordsee zum Grönländischen Eisschild ist der Einfluss der schmelzenden Eisschild auf den MSL in der Nordsee kleiner als im globalen Mittel. Die zusätzlichen Beiträge aus der Erwärmung des benachbarten Nordatlantiks und lokale VLM führen dazu, dass der lineare Trend des RMSL für die Nordsee trotzdem nah an den Trendschätzern für den GMSL liegt (FREDERIKSE et al. 2016). Dabei sind die Langzeittrends von einer erheblichen intra-annuellen bis mehrdekadischen Variabilität überlagert (z. B. WAHL et al. 2013). Die unterschiedlichen linearen Trends für verschiedene betrachtete Zeitperioden zeigen die ausgeprägte zeitliche Variabilität des MSL, die auf unterschiedlichen Zeitskalen durch verschiedene Prozesse beeinflusst wird und sich maßgeblich auf die Langzeitentwicklung auswirkt (WAHL et al. 2013). In höheren Breitengraden, entlang breiter Schelfregionen, wie dem Nordeuropäischen Schelf und halbgeschlossenen Randmeeren erklären barotrope Prozesse, hervorgerufen durch atmosphärische Antriebe, einen Großteil dieser Variabilität. Über dem

flachen Schelfbereich der Nordsee ist der Einfluss des Windes auf MSL-Monatszeitreihen besonders ausgeprägt (PIECUCH et al. 2019). DANGENDORF et al. (2013a) zeigen, dass ein Großteil der intra- und interannuellen Variabilität des MSL in der Nordsee durch atmosphärische Antriebe erklärt werden kann. Auf dekadischen Zeitskalen hingegen dominieren sterische Effekte (DANGENDORF et al. 2013a).

Regionale Studien zu Änderungen des MSL in der Ostsee wurden von einigen Autoren vorgenommen und sind in HÜNICKE et al. (2015) detailliert aufgelistet, aufgeteilt nach Studien, die Wasserstände (i) entlang der Küsten der einzelnen Anrainerstaaten der Ostsee, (ii) in der gesamten Ostsee und (iii) im Nordatlantik inkl. Ostsee untersuchen. Meeresspiegeländerungen in der Ostsee wurden schon seit der Wikingerzeit (etwa 793 bis 1066 n. Chr.) beobachtet, da insbesondere das Absinken des Meeresspiegels im Bottischen Meerbusen aufgrund der vertikalen Landhebungen durch GIA zu Problemen mit Hafenzufahrten führte (SEIBOLD und SEIBOLD 2012). Erste Aufzeichnungen zum Meeresspiegelabsinken erfolgten 1491 in schwedischen Quellen und 1621 in einem finnischen Gebetsbuch (SEIBOLD und SEIBOLD 2012). Auch Anders Celsius befasste sich 1743 mit dem Absinken des Meeresspiegels in fennoskandischen Häfen und ermittelte einen Betrag von 13,7 mm/a (CELSIUS 1743, zitiert in EKMAN (1991) sowie SEIBOLD und SEIBOLD 2012). Ausführliche historische Darstellungen zu den Untersuchungen von VLM und Meeresspiegeländerungen in der Ostsee finden sich auch in WEGMANN (1969) und in EKMAN (1991). Statistische Auswertungen von Pegelzeitreihen der gesamten Ostsee sind u. a. in OMSTEDT und NYBERG (1991), LIEBSCH (1997), JANSSEN (2002), MEIER et al. (2004), NOVOTNY et al. (2006b), FEISTEL et al. (2008) und BARBOSA (2008) zu finden. MADSEN (2009) vergleicht die linearen AMSL-Trends global ($3,23 \pm 0,04$ mm/a), im Nordatlantik ($3,3 \pm 0,1$ mm/a) sowie für die Ostsee ($5,8$ mm/a $\pm 1,4$ bis $1,6$ mm/a) aufgrund von Satellitenaltimeterdaten für die Zeitperiode 1992 bis 2008. Dabei konnten für die Ostsee, aufgrund der größeren natürlichen Variabilität, weit größere Unsicherheiten für den regionalen Trend festgestellt werden. Die Änderungen des MSL in der Ostsee sind die Summe aus globalen, regionalen und lokalen Effekten (HÜNICKE et al. 2015). Nach MEIER et al. (2004) sowie JOHANSSON et al. (2003) sind die Haupteinflussfaktoren für den langfristigen MSL der Ostsee (1) Landhebungen, (2) der von außen eingetragene Meeresspiegel aus dem benachbarten Nordatlantik und der Nordsee und (3) der Wasserhaushalt der Ostsee. In großen Teilen der Ostsee wird der Anstieg des MSL derzeit immer noch durch relative Meeresspiegeländerungen in Folge von GIA-Prozessen an die Eisschmelze des fennoskandischen Eisschildes seit Ende der Würm- oder Weichselkaltzeit vor ca. 10.000 Jahren ausgeglichen oder sogar übertroffen (JANSSEN 2002) (s. a. Abbildung 7).

Einige der ersten Untersuchungen anhand von Pegelbeobachtungen zu Meeresspiegeländerungen entlang der südwestlichen Ostseeküste wurden durch HAGEN (1878), SEIBT (1881), PASCHEN (1882) und WESTPHAL (1900) durchgeführt. Es folgten Untersuchungen der Pegelzeitreihen entlang der deutschen Ostseeküste durch KÜHNEN (1916), HAHN und RIETSCHEL (1938) und GAYE (1951). Umfangreiche neuere Analysen der gemessenen Pegelwasserstände in der südwestlichen Ostsee und deutschen Ostseeküste wurden bisher von JENSEN und TÖPPE (1986), LIEBSCH (1997), LIEBSCH et al. (2000), JENSEN und MUDERSBACH (2004), LAMPE et al. (2010), RICHTER et al. (2006), RICHTER et al. (2012) und DONNER et al. (2012) durchgeführt. Allerdings beschränkten

sich diese neueren Analysen auf maximal 9 Pegelstandorte (Marienleuchte, Travemünde, Wismar, Warnemünde, Barth, Sassnitz, Koserow, Greifswald, Swinoujście, Kolobrzeg). Beispielsweise RICHTER et al. (2012) detektierten lineare Trends in den RMSL-Jahreszeitreihen über die Zeitperiode 1908 bis 2007 von 0,63 mm/a (Sassnitz) bis 1,50 mm/a (Travemünde).

Für die Untersuchungen zum GMSL werden langzeitliche Pegelzeitreihen benötigt. Obwohl die Pegelaufzeichnungen in der Ostsee zu den längsten und qualitativ hochwertigsten Aufzeichnungen weltweit zählen, wurden sie in einigen Studien, wie z. B. JEVREJEVA et al. (2006) und JEVREJEVA et al. (2014), zur Ermittlung des GMSL ausgeschlossen. JEVREJEVA et al. (2014) begründeten dies damit, dass die Ostsee durch den limitierten Wasseraustausch mit dem Ozean und die große Beeinflussung durch Frischwassereinträge ein eher isoliertes Gebiet ist und somit als nicht repräsentativ für die globale Meeresspiegelvariabilität angesehen werden kann. JEVREJEVA et al. (2014) betrachteten die Ostsee jedoch als einzelnes Gebiet und detektierten in der Zeitperiode 1900 bis 1999 einen Trend von $0,3 \pm 0,2$ mm/a (mit GIA-Korrektur nach ICE-5G) und 2 mm/a (mit GIA Korrektur nach NEUR5G). Der ermittelte Meeresspiegelanstieg in der Ostsee ist somit hochgradig abhängig von der gewählten GIA-Korrektur. Weiterhin zeigte die generierte MSL-Zeitreihe für die Ostsee, im Vergleich zu allen anderen Gebieten weltweit, die höchste Variabilität (JEVREJEVA et al. 2014). Dies verdeutlicht, dass sich lokale Effekte in der Ostsee auf die Meeresspiegelvariabilität auswirken und somit auch einen Einfluss auf die Langzeitentwicklung nehmen. Variabilitätsanalysen in der Ostsee sind somit von entscheidender Bedeutung, um die säkularen Meeresspiegeländerungen einzuordnen und in die Zukunft zu projizieren.

2.3 Großskalige Hydrodynamik der Ostsee

Die Ostsee ist aufgrund ihrer mittleren Tiefe von ca. 52 m und der großen Horizontalausdehnung über eine Fläche von 415.266 km² ein typisches Flachgewässer (HUPFER et al. 2003). Mit ihrem Volumen von ca. 22.000 km³ bildet die Ostsee ein kleines, interkontinentales Nebenmeer des Atlantischen Ozeans und ist eines der größten Brackwassereere der Welt (HUPFER et al. 2003; HÜNICKE 2008). Die Ostsee ist über die Nordsee mit dem Nordostatlantik verbunden und liegt auf dem Nordeuropäischen Schelf. Somit werden Prozesse, die auf dem Nordeuropäischen Schelf und im Nordostatlantik generiert werden, auch in die Ostsee eingetragen. Der Ostseeraum beginnt mit dem bis zu 700 m tiefen Skagerrak (s. a. Abbildung 5). Das anschließende Kattegat ist mit einer durchschnittlichen Tiefe von 80 m hingegen sehr flach und behindert gemeinsam mit der Meerenge von Öresund (Sund) und dem Beltmeer (Belte) den Wasseraustausch zwischen der Ostsee und der mit dem Nordostatlantik verbundenen Nordsee (s. a. Abbildung 5). Der drosselnde Effekt des engen und flachen Einlaufbereichs in die Ostsee ist nach EKMAN (2009) Hauptgrund dafür, dass es in der Ostsee nur sehr gering ausgeprägte Gezeitensignale gibt.

Die westliche Ostsee ist eine flache Übergangszone, die durch den Wasseraustausch zwischen Nord- und Ostsee charakterisiert wird. Die dynamischen Prozesse in diesem Gebiet werden insbesondere durch Meeresspiegeldifferenzen zwischen Nord- und Ostsee, lokale Winde und Frischwassereintrag angetrieben. Die Reaktion des Meeresspiegels

hingegen wird modifiziert durch die Erdrotation, die Bathymetrie und die Ausrichtung der Küsten (SIEGEL et al. 1994). Limitierende Querschnitte für den Wasseraustausch zwischen Nord- und Ostsee sind die Darßer Schwelle (zwischen Darß und Falster) in der Beltsee und die Drogden Schwelle (zwischen Kopenhagen und Malmö) im Sund mit Schwelltiefen von 19 und 8 m. Der Durchfluss durch diese Kanäle wird durch barotrope (Linien gleicher Dichte und gleichen Druckes sind parallel) und barokline Druckgradienten (Linien gleicher Dichte und gleichen Druckes schneiden sich – horizontale Druckgradienten) im Übergangsbereich zwischen Nord- und Ostsee gesteuert. Daher werden diese Ereignisse auch in barotrope und barokline Einströmereignisse unterschieden. Barokline Einströmereignisse werden im Wesentlichen durch den Salinitätsgradienten zwischen Nord- und Ostsee gesteuert und treten vornehmlich unter ruhigen Sommerbedingungen auf. Während des restlichen Jahres übersteigt der barotrope den baroklinen Antrieb erheblich. Wind- und Luftdruckschwankungen führen zu Meeresspiegeländerungen zwischen dem Kattegat und der westlichen Ostsee, was zu barotropen Einströmereignissen führt. Um einen signifikanten Einfluss auf das Tiefenwasser der Ostsee zu nehmen, muss es zu einem sehr großen Eintrag an salz- und sauerstoffhaltigem Wasser in der westlichen Ostsee kommen, damit das tiefliegende salzhaltigere Wasser über die Darßer Schwelle in die Hauptbecken der Ostsee einfließt. Solche Situationen werden als große Einströmereignisse (*engl. Major Baltic Inflows* - MBI) bezeichnet (MOHRHOLZ 2018). MBI treten etwa alle 2 bis 4 Jahre auf und führen während der Einströmphase (im Mittel 20 Tage) zu einem kurzzeitigen Anstieg des Meeresspiegels in der Ostsee von im Mittel 59 cm (MATTHÄUS und FRANCK 1992). Aufgrund der sehr hohen Verweilzeiten in der Ostsee (22 Jahre) haben starke Einströmereignisse gravierende Auswirkungen auf den Salzgehalt in der zentralen Ostsee für die nächsten 10 bis 20 Jahre (JANSSEN 2002). Der permanente Dichteunterschied in der Ostsee zwischen der nördlichen und südlichen Ostsee von etwas weniger als 10 kg/m^3 resultiert in einem höheren Wasserstand in der nördlichen (geringerer Salzgehalt und geringere Dichte) als in der südlichen Ostsee (höherer Salzgehalt und größere Dichte). Im Mittel sinkt der Meeresspiegel um 35 bis 40 cm vom Bottnischen Meerbusen in der nördlichen Ostsee bis zum Skagerrak (LEPPÄRANTA und MYRBERG 2009).

Die Verbindungen zwischen den restlichen Hauptbecken der Ostsee sind im Vergleich zur Dänischen Meerenge breit und tief, wodurch sie einen viel schnelleren Wasseraustausch ermöglichen (WINSOR et al. 2001). Das Wasseraustauschmuster der Ostsee ist typisch für eine Ästuarzirkulation, weshalb die Ostsee oft auch als ein großes Ästuar bezeichnet wird (LEPPÄRANTA und MYRBERG 2009). Das Ostseewasser fließt als Ostseeströmung durch das Kattegat in den Skagerrak und fließt von dort aus nach Westen als Norwegische Küstenströmung (LEPPÄRANTA und MYRBERG 2009). Die einfließenden salzhaltigeren Wassermassen aus der Nordsee sinken aufgrund der höheren Dichte in der Ostsee ab und füllen die Tiefwasserpools der Ostsee. Dadurch ist die vertikale Struktur des Ostseewasserkörpers permanent durch eine 10 bis 20 m dicke Halokline in zwei Schichten unterteilt. Die obere Schicht ist homohalin (d. h. sie ist gut durchmischt, so dass kein Temperaturunterschied zwischen dem oberen und unteren Teil der Schicht besteht und sich in der gesamten Schicht ein homogener Salzgehalt einstellt) und wird durch Wind und Konvektionsmischung beeinflusst, während die untere Schicht permanent geschichtet ist (LEPPÄRANTA und MYRBERG 2009). Die Wassermassen von unterschiedlicher Dichtestruktur in der Ostsee führen zu einer horizontalen Schichtung.

Schweres dichteres Wasser mit einem höheren Salzgehalt findet sich in den unteren Schichten, während leichtes und salzärmeres Wasser darüber liegt. Aufgrund des permanenten Zustromes von Frischwasser aus den Flüssen sowie die sporadischen Salzwassereinträge aus der Nordsee erfolgt eine stetige dichtegetriebene Zirkulation (HUPFER et al. 2003).

2.4 Variabilität der Wasserstände in der Ostsee

HELA (1944) untersuchte die Beziehung zwischen meteorologischen und ozeanografischen Vorgängen in der Ostsee und betrachtete insbesondere die Dänische Meerenge. Dabei detektierte HELA (1944) zwei unterschiedliche Gruppen von Faktoren, die sich auf die Meeresspiegelvariabilität in der Ostsee auswirken: interne und externe Faktoren. Wobei nur Salz und Temperatur zu den internen Faktoren und Luftdruck, Wind, Beckenschwingungen, Niederschlag, Verdunstung, Flusseintrag und der Wassertransport durch die Dänische Meerenge zu den externen Faktoren zählten. DIETRICH (1954) hingegen teilte die Einflussfaktoren auf den Meeresspiegel in drei unterschiedliche Systeme ein. Das erste System beschreibt den Einfluss der Himmelskörper auf die Ozeane, das zweite System charakterisiert den Zusammenhang zwischen Ozean und Erdkruste und das dritte System befasst sich mit den Interaktionen zwischen Ozean und Atmosphäre. Nach LEPPÄRANTA und MYRBERG (2009) gibt es in der Ostsee vier Mechanismen, die Strömungen und somit Meeresspiegeländerungen innerhalb der Ostsee verursachen: Windeinfluss an der Meeresoberfläche, Neigung der Wasseroberfläche, thermohaliner horizontaler Dichtegradient und Gezeitenkräfte. Dabei wird die Neigung der Wasseroberfläche hauptsächlich durch Wind und den baroklinen Druckgradienten erzeugt. Die Strömungen werden durch die Coriolisbeschleunigung, Bathymetrie und Reibung hervorgerufen (SIEGEL et al. 1994; LEPPÄRANTA und MYRBERG 2009). Wasserstandsänderungen in flachen Schelfmeeren, wie der Ostsee, sind auf regionaler Skala vor allem von Änderungen im Windfeld abhängig (JANSSEN 2002). Außerdem wird der Meeresspiegel durch hydrologische (Flusswassereintrag, Gletscherschmelzwasser) und ozeanografische Prozesse (Ozeanzirkulation, Wellen) beeinflusst (BARBOSA et al. 2007). In Abbildung 4 sind die Mechanismen, die zu Änderungen des Meeresspiegels in der Ostsee führen, zusammenfassend dargestellt. Es wird unterschieden zwischen externen Prozessen, die Änderungen der Gesamtwassermenge in der Ostsee hervorrufen (a) und internen Prozessen, die zu Wasserumverteilungen innerhalb der Ostsee führen (b) (s. a. JOHANSSON 2014). Weiterhin werden die einzelnen Prozesse den Zeitskalen zugeordnet, auf denen sie die Meeresspiegeländerungen beeinflussen (c). Einige der in (d) angegebenen Größenordnungen in der südwestlichen Ostsee beruhen auf GRÄWE et al. (2019) und beziehen sich auf Analysen der Zeitperiode 1949 bis 2014 (weitere Analysen und Erläuterungen hierzu sind Abschnitt 5 zu entnehmen). Die Größenordnung der astronomischen Gezeiten wurde anhand einer Partialtidenanalyse von stündlichen Pegelaufzeichnungen mithilfe des MATLAB Werkzeugs U-Tide nach CODIGA (2011) ermittelt.

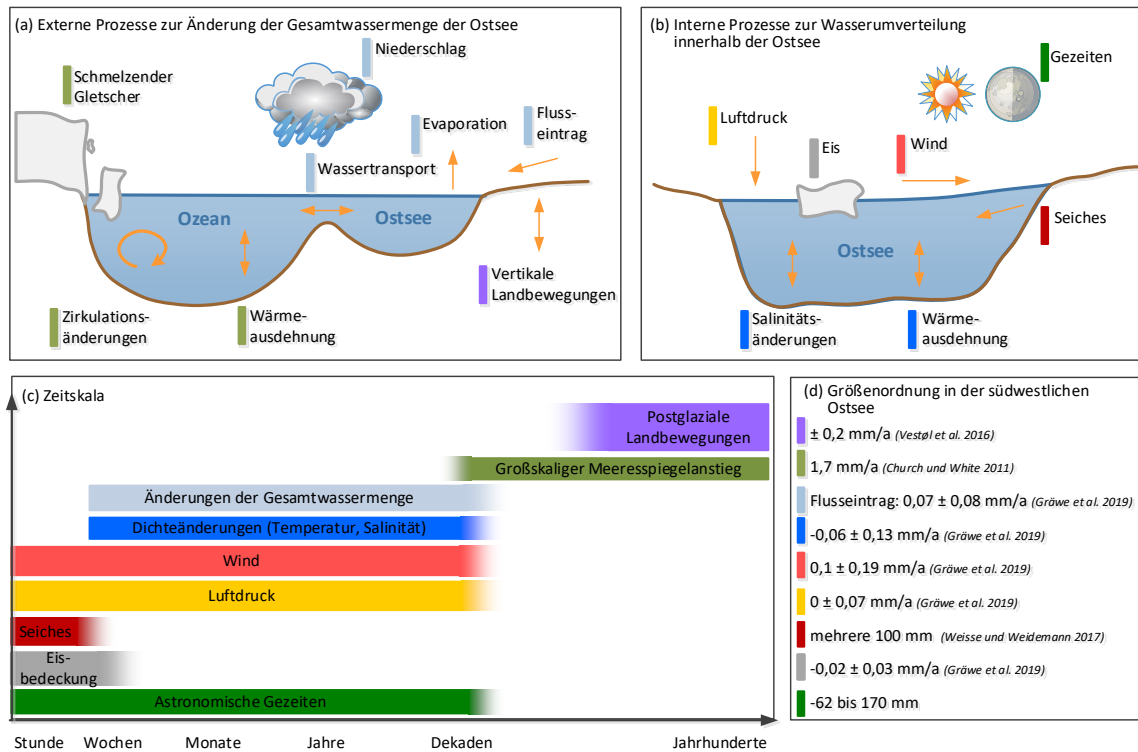


Abbildung 4: Prozesse zur Änderung des Meeresspiegels in der Ostsee: a) Externe Prozesse, die Änderungen der Gesamtwassermenge in der Ostsee hervorrufen, b) interne Prozesse, die zu Wasserumverteilungen innerhalb der Ostsee führen, c) Zeitskalen, auf denen die dargestellten Prozesse auf die Meeresspiegeländerungen wirken (dabei bezeichnen Wind und Luftdruck die durch Wind induzierten internen Wasserumverteilungen und die durch Luftdruck induzierten internen Variationen) und d) Größenordnung an der südwestlichen Ostseeküste. a) und b) nachgebildet und ergänzt nach JOHANSSON (2014).

In den nachfolgenden Unterkapiteln soll die Meeresspiegelvariabilität in der Ostsee und die darauf einwirkenden Prozesse nach der Zeitskala in kurzzeitige und langzeitige Variationen unterteilt werden (Abschnitt 2.4.1 und 2.4.2). Zusätzlich wird ein Fokus auf den saisonalen Zyklus gelegt (Abschnitt 2.4.3), der zwar eine langzeitige Variation darstellt, aber aufgrund der erweiterten Zusammenstellung des Standes der Wissenschaft eines eigenen Unterkapitels bedarf. Ähnliches gilt für die Luftdruck induzierten Wasserumverteilungen in der Ostsee (Abschnitt 2.4.4), die zwar nur einen eher kleinen Beitrag zur Meeresspiegelvariabilität der Ostsee liefern (insbesondere im Vergleich zu Wind), diese aber sowohl auf kurzen als auch auf langen Zeitskalen beeinflussen. Zudem zeigt sich in der Ostsee die Besonderheit, dass die tatsächliche Reaktion des Meeresspiegels auch auf Zeitskalen größer eines Monats aufgrund der großen dynamischen Komponenten nicht dem IBE entspricht.

2.4.1 Kurzzeitige Variationen

Für Zeitskalen kleiner eines Monats verhält sich die Ostsee wie ein geschlossenes Becken mit Schwingungsbäuchen im äußersten Norden und Süden sowie einem Schwingungsknoten im Gebiet östlich von Stockholm (LEPPÄRANTA und MYRBERG 2009). Grundsätzlich beeinflussen Gezeiten sowie meteorologische und klimatologische Prozesse die Meeresspiegelvariationen (JOHANSSON et al. 2001). Da die Gezeiten in der Ostsee nur

sehr klein sind, wird die Meeresspiegelvariabilität auf Zeitskalen kleiner als ein Monat hauptsächlich durch meteorologische und klimatologische Prozesse angetrieben (JOHANSSON et al. 2001). HUPFER et al. (2003) erklären den größten Beitrag zur Variabilität der Ostseezirkulation mit der Atmosphärendynamik durch Wind und Luftdruck. Dabei wirkt der atmosphärische Antrieb auf zwei unterschiedliche Weisen. Zum einen wird das Wasser der Oberflächenschichten verschoben und zum anderen wird bei Stau ein Druck auf die Wassersäule erzeugt, der bis zum Boden reicht (HUPFER et al. 2003). Nach JANSSEN (2002) ist der Wind über der Nordsee der dominierende Faktor der Wasserstandsschwankungen in der zentralen Ostsee und verändert durch den Wasserstandsgradienten zwischen Kattegat und Ostsee den mittleren Wasserstand in der Ostsee. Der lokale Wind über der Ostsee wirkt hingegen stark auf die Randbereiche der Ostsee durch lokalen Stau und die Anregung von Eigenschwingungen (JANSSEN 2002). Wind und Luftdruckvariationen führen somit zu einem Meeresspiegelgefälle. Beim Nachlassen des Windes stellt sich eine Rückstellkraft ein, die die gesamte Wassersäule in Bewegung setzt. Die daraus folgende Wellenbewegung kann sich in die gesamte Ostsee fortsetzen und somit zu Eigenschwingungen bzw. Seiches führen, die durch Refraktion (Brechung) und Reflexion aufgrund der Topografie beeinflusst werden und sich gegenseitig überlagern (WITTING 1911; LISITZIN 1959, 1974; WÜBBER und KRAUSS 1979; JÖNSSON et al. 2008). Die Wasserstandsschwankungen in der Ostsee auf diesen kurzen Zeitskalen sind somit mehr auf Verschiebungen des Wassers durch Windschub zurückzuführen. Aufgrund der lokalen Windvariabilität werden die Meeresspiegeländerungen in der westlichen Ostsee hauptsächlich durch Anpassungsprozesse bestimmt und nicht durch permanente Strömungen (SIEGEL et al. 1994). Im Vergleich dazu ist auf kurzen Zeitskalen der Einfluss des Ein- und Ausstroms in die Ostsee durch die Nordsee auf die Wasserstände der Ostsee wesentlich geringer und durch Flusseintrag bedeutungslos (HUPFER et al. 2003).

2.4.2 Langzeitige Variationen

Erst bei der Betrachtung längerer Zeitskalen verhält sich die Ostsee wie eine offene Bucht mit Schwingungsknoten am Eingang und zunehmenden Amplituden im Inneren (JANSSEN 2002). Nach SAMUELSSON und STIGEBRANDT (1996) werden 50-80 % der Meeresspiegelvariabilität der Ostsee auf Zeitskalen größer als ein Monat aufgrund von externen Einflüssen angetrieben. In Regionen, in denen Tideamplituden nur sehr klein sind, ist insbesondere der saisonale Zyklus, der durch meteorologische und klimatologische Prozesse beeinflusst wird, für einen großen Teil der intra-annuellen Meeresspiegelvariabilität verantwortlich (TORRES und TSIMPLIS 2012). Dies gilt auch für die Ostsee (s. a. Abschnitt 2.4.3). Im Gegensatz zur Nordsee, in der die saisonale jährliche Fluktuation (S_a) vorherrscht und die saisonale halbjährliche Fluktuation (S_{sa}) nur schwach ausgeprägt ist, sind in der Ostsee die saisonalen Fluktuationen sowohl durch die S_a als auch die S_{sa} signifikant beeinflusst (MEDVEDEV 2014). Bei der Betrachtung der jährlichen Schwankungen des Meeresspiegels reagieren die Nord- und Ostsee auf die Außenwirkung als ein einziges Becken, wobei die Dänische Meerenge fast keinen Einfluss auf diese Schwankungen hat (MEDVEDEV 2014). WRÓBLEWSKI (1998) kommt zu dem Schluss, dass die Nordsee den Wasserstand der Ostsee für Perioden größer als 2,8 Monate beeinflusst und gemeinsam mit der zonalen Zirkulation der Atmosphäre über Bel-

ten und Sund der Haupteinflussfaktor ist. Dennoch ist nach JANSSEN (2002) die Beeinflussung der Wasserstandsschwankungen der Ostsee durch die Nordsee bisher noch nicht vollständig erklärt. Schon KÜHNEN (1916) erwähnte, dass „*der Wasserstand in Nord- und Ostsee „...“ ein Spiegelbild des Wasserstands im Atlantischen Ozean sein*“ muss (KÜHNEN 1916, S. 166). KÜHNEN (1916) führte diese Aussage insbesondere auf den schnellen Wasserstandsausgleich zwischen Nord- und Ostsee zurück, weshalb die Schwankungen im Mittelwasser der beiden Meere parallel verlaufen müssten. GAYE (1951) stellte durch die Untersuchung von geglätteten Monatszeitreihen (gemittelt über ein Zeitfenster von 19 Jahren) zahlreicher Pegel in Nord- und Ostsee fest, dass sich Nord- und Ostseepiegel auf diesen langen Zeitskalen grundsätzlich in ihrem Gang gleichen. Auch JENSEN und TÖPPE (1986) formulierten eine ähnliche These, indem sie die Ostsee als gedämpften Nordseepiegel, im Hinblick auf die Dämpfung der Gezeiten durch die Dänische Meerenge, bezeichneten (s. a. FÜHRBÖTER und JENSEN 1985). Als Nachweis zeigten FÜHRBÖTER und JENSEN (1985), dass sich für Jahre mit hohen mittleren Tidewasserständen am Pegel Husum in der Nordsee ebenfalls hohe mittlere Wasserstände am Pegel Travemünde einstellten.

Als halbgeschlossenes, mit dem Nordatlantik verbundenes Meer ist die Ostsee stark durch die Atmosphäre im nordatlantisch-europäischen Bereich geprägt (HÜNICKE 2008). Dabei beeinflusst insbesondere der Luftdruck (SLP - *engl. sea level pressure*) über dem Nordatlantik den Wasserhaushalt der Ostsee (HEYEN et al. 1996). Im Winter dominiert über Nordeuropa die Nordatlantische Oszillation (NAO), welche ein Index für die Schwankungen des Luftdrucks zwischen dem Azorenhoch im Süden und dem Islandtief im Norden des Nordatlantiks ist (MEIER et al. 2004). Interannuelle bis mehrdekadische Variationen in den Ostseewasserständen sind signifikant mit der NAO korreliert, vor allem in den Wintermonaten, wobei diese Korrelation vor allem durch die an die NAO gekoppelten Westwinde und Luftdruckmuster verursacht werden (HÜNICKE 2008; HÜNICKE et al. 2015). Dekadische Variationen in Wind und Luftdruck bestimmen zudem den Wassermassenaustausch mit dem angrenzenden Nordatlantik (u. a. ANDERSSON 2002; JEVREJEVA et al. 2005; EKMAN 2009; DAILIDIENÉ et al. 2011). Obwohl die NAO das dominierende großskalige Luftdruckmuster über der Ostsee ist, erklärt die NAO nur etwa 32 % der Meeresspiegelvariabilität (KAUKER und MEIER 2003; MEIER et al. 2004). Der Einfluss des atmosphärischen Antriebs auf die dekadische Meeresspiegelvariabilität ist in der Ostsee geografisch zudem sehr heterogen (HÜNICKE 2008). HÜNICKE (2008) zeigt z. B. dass die Korrelation, welche ein Maß für die lineare Abhängigkeit zweier Variablen ist, zwischen NAO-Index und Meeresspiegel im Winter in den letzten Jahrzehnten im Bottnischen Meerbusen bei $r = 0,8$ und in Warnemünde in der südwestlichen Ostsee jedoch nur bei $r = 0,3$ lag. Da diese Korrelation auch über die Zeit hinweg nicht homogen ist, schließt HÜNICKE (2008), dass für eine vollständige Beschreibung der Meeresspiegelvariationen der Ostsee auch andere Einflussfaktoren als die NAO, speziell auch auf mehrjährigen und dekadischen Zeitskalen, berücksichtigt werden müssen. Auch JEVREJEVA et al. (2005) zeigen, dass der Einfluss der atmosphärischen Indizes NAO und Arktische Oszillation (AO) in der südlichen Ostsee nur sehr schwach ausgeprägt ist. Dies wurde durch KAUKER und MEIER (2003) mit einem starken meridionalen Gradienten des Luftdruckmusters über der Ostsee erklärt, welches starke zonale geostrophische Winde erzeugt, die nur den Meeresspiegel entlang der östlichen Ostsee

beeinflussen. Eine Analyse der Beziehung zwischen monatlichen geostrophischen Winden und dem Meeresspiegel über der Ostsee zeigte, dass insbesondere der Wind über der südwestlichen Ostsee einen großen Anteil der Meeresspiegelvariabilität in der gesamten restlichen Ostsee erklärt (JOHANSSON und KAHMA 2016). Zusammenfassend lässt sich feststellen, dass auf interannuellen und längeren Zeitskalen die Wasserspiegelvariationen der Ostsee noch nicht vollständig verstanden sind und weiteren Untersuchungen bedürfen, um die bisherigen Wissenslücken zu schließen (HÜNICKE 2008). Interannuelle und dekadische Variationen im MSL sind jedoch von besonderem Interesse, da die Variabilität langzeitliche anthropogen verursachte Veränderungen häufig maskiert (s. a. DANGENDORF et al. 2015).

2.4.3 Saisonaler Zyklus

Der saisonale Zyklus des Meeresspiegels repräsentiert an den meisten Standorten weltweit den Hauptanteil der nicht gezeitendominierten Meeresspiegelvarianz (VINOGRADOV und PONTE 2010). Saisonale Änderungen des Meeresspiegels werden vorrangig durch Änderungen des Wärmegehalts der oberen Ozeanschichten, Änderungen des Luftdrucks und Windfeldes sowie durch Dichteänderungen durch die Saisonalität der Ozeanzirkulation sowie glaziologische und hydrologische Beiträge hervorgerufen, wobei die Beiträge der Komponenten regional stark variieren können (GILL und NILLER 1973; GOMIS et al. 2012; WOODWORTH et al. 2015). Eine untergeordnete Rolle spielt das astronomische Potenzial aufgrund der über das Jahr variierenden Distanzen zwischen Erde und Sonne (Tidepotenzial des saisonalen Zyklus < 1 cm) (TORRES und TSIMPLIS 2012). Um den saisonalen Zyklus zu analysieren und durch seine Amplituden und Phasen zu beschreiben, wird die harmonische Analyse angewendet (PLAG und TSIMPLIS 1999). Der mittlere jährliche und der mittlere halbjährliche Zyklus werden dabei durch die Anpassung folgender Formel z. B. nach MARCOS und TSIMPLIS (2007) an eine MSL-Monatszeitreihe bestimmt:

$$M_i = A_a \cos\left(\frac{2\pi}{12}(t - \phi_a)\right) + A_{sa} \cos\left(\frac{2\pi}{6}(t - \phi_{sa})\right) \quad (3)$$

Mit

A_a, A_{sa}	Amplitude des jährlichen und des halbjährlichen Zyklus
ϕ_a, ϕ_{sa}	Phase (zeitliches Auftreten des Maximums) des jährlichen und des halbjährlichen Zyklus in Grad ($0-360^\circ = 1.$ Januar – 31. Dezember)
t	Zeitvektor in Grad

Dabei ist die Amplitude als die Hälfte der Differenz zwischen dem Maximum und dem Minimum der Monatswerte einer betrachteten zeitlichen Periode definiert. Vor der Anpassung der Funktion wird der lineare Langzeittrend aus den Daten entfernt. Somit liegt der Fokus ausschließlich auf der saisonalen Variabilität. Bei der harmonischen Tideanalyse muss allerdings beachtet werden, dass die Stationarität sowie die Sinusform des saisonalen Zyklus vorausgesetzt werden (BARBOSA und DONNER 2016).

Es wird erwartet, dass die klimainduzierte Variabilität nicht nur den MSL, sondern auch die Amplitude und Phase des saisonalen Zyklus beeinflussen wird (PLAG und TSIMPLIS 1999; BARBOSA et al. 2007). Untersuchungen zu Änderungen oder Trends in der zeitlichen Variabilität des saisonalen Zyklus sind somit von besonderem Interesse. Der saisonale Zyklus des MSL ist kein stationärer Prozess, sondern eine komplexe nicht-lineare Reaktion des Ozeans auf die jährliche Sonneneinstrahlung (PEZZULLI et al. 2005; DANGENDORF et al. 2013b). Der saisonale Zyklus des MSL enthält somit Informationen über die natürlichen Einflussfaktoren, das astronomische Potenzial und die Interaktion zwischen Ozean und Atmosphäre, die den MSL beeinflussen. Änderungen des saisonalen Zyklus (Amplitude und Phase) treten aus unterschiedlichen Gründen auf. Jedoch sind diese Änderungen meist dominiert durch Interaktionen des Ozeans mit der Atmosphäre (AMIRUDDIN et al. 2015). Der saisonale Zyklus des Meeresspiegels wird somit wiederum durch verschiedene ozeanografische und atmosphärische Prozesse beeinflusst. Die jährliche Komponente ist vorrangig durch sterische Effekte und Massenvariationen beeinflusst und ist somit eine der stärksten periodischen Schwankungen des Meeresspiegels (PASSARO et al. 2015). Die Phase des saisonalen Zyklus kann Extremereignisse beeinflussen, wenn Sturmfluten gemeinsam mit den Gezeiten und einem erhöhten mittleren Meeresspiegel auftreten (PASSARO et al. 2015).

In allen MSL-Zeitreihen weltweit ist der saisonale Zyklus ein bedeutsames Merkmal. An einigen Pegelstandorten, wie vor allem in flachen Schelfmeeren, ergeben sich sogar Amplituden des saisonalen Zyklus die mit den Hauptpartialtiden der Gezeiten vergleichbar sind (AMIRUDDIN et al. 2015). Die langzeitliche Meeresspiegelvariabilität in der Ostsee wird hauptsächlich durch die jährlichen und halbjährlichen saisonalen Fluktuationen beeinflusst (MEDVEDEV 2014). Schon HAGEN (1878) registrierte anhand von Pegelmessungen in der südwestlichen Ostsee über eine Zeitperiode von 30 Jahren eine „*regelmäßige periodische Änderung des Wasserstandes, die im Laufe eines Jahres eintritt, und die, wenn sie auch nur sehr geringe bleibt, doch auf allen Stationen sich zu erkennen giebt*“ (HAGEN 1878, S. 9). Als mögliche Erklärung für den jährlichen Zyklus führte er die Dichteänderungen aufgrund von Temperatur und Frischwassereintrag an. Er wies jedoch auch darauf hin, dass die Dichteänderungen zu baroklinen Druckgradienten führen, die wiederum von der Richtung und Stärke des Windes abhängige Ausgleichsströmungen in Belte und Sund hervorbringen (HAGEN 1878). Auf regionaler Ebene wurde die zeitliche Variabilität des saisonalen Zyklus aufgrund von Pegelzeitreihen entlang der Ostseeküste beispielsweise von PLAG und TSIMPLIS (1999) sowie HÜNICKE und ZORITA (2008) untersucht. EKMAN und STIGEBRANDT (1990) analysierten die Änderungen in den jährlichen und halbjährlichen Amplituden am Pegelstandort Stockholm mithilfe einer Fourieranalyse für zwei verschiedene zeitliche Perioden und entdeckten einen Anstieg der saisonalen Amplitude von 8 auf 11 cm. EKMAN (1998) zeigte, dass der Anstieg der saisonalen Amplitude hauptsächlich auf Änderungen der Windgeschwindigkeiten während der Wintersaison zurückgeht, mit einem Anstieg der südwestlichen Winde in den frühen Wintermonaten und einem Abfall der südwestlichen Winde in den späten Wintermonaten. PLAG und TSIMPLIS (1999) nutzten eine harmonische Analyse über ein 19-jährliches gleitendes Fenster um die räumliche und zeitliche Variabilität des saisonalen Zyklus anhand von Pegelzeitreihen in der Nord- und Ostsee zu untersuchen. Im Ergebnis wurde eine regional ähnliche zeitliche Variabilität des jährlichen und halbjährlichen Zyklus sowie ein durch die atmosphärische Zirkulation verursachter - jedoch nicht signifikanter - Anstieg

der Amplituden in den letzten Dekaden des 20. Jahrhunderts detektiert. Signifikante Trends in den Amplituden wurden durch HÜNICKE und ZORITA (2008) festgestellt. Unter der Annahme einer konstanten Form des saisonalen Zyklus (Sinusschwingung) wurden lineare Trends der Differenzen zwischen dem mittleren Meeresspiegel in den Wintermonaten und dem vorherigen Frühjahr berechnet. Obwohl nur wenige Standorte in der südwestlichen Ostsee untersucht wurden, wurde angenommen, dass die hundertjährigen Trends in den Amplituden des jährlichen Zyklus in der gesamten Ostsee vorhanden sind. Diese Ergebnisse wurden später von MEDVEDEV (2014) mit einer klassischen harmonischen Analyse für 74 Pegel in der Ostsee bestätigt. BARBOSA und DONNER (2016) analysierten die Änderungen des jährlichen Zyklus anhand von MSL-Zeitreihen an neun Pegelstandorten sowie zugehörigen meteorologischen Variablen für die Zeitperiode 1900 bis 2012 mithilfe von nichtlinearen Methoden (z. B. *discrete wavelet analysis* (DWT), *singular spectrum analysis* (SSA), *auto-regressive decomposition* und *empirical mode decomposition* (EMD)), die eine flexible und detaillierte Beschreibung der Änderungen in der Saisonalität ermöglichen. Im Gegensatz zu den vorangehenden Studien konnte eine hohe zeitliche Variabilität, jedoch kein systematischer Trend in den Amplituden detektiert werden.

Die beschriebenen Studien weisen Limitationen in der räumlichen Auflösung der genutzten Daten, Datenlücken in analysierten Zeitreihen sowie in der genutzten Methodik zur Ermittlung langfristiger Änderungen der Saisonalität auf. Zudem wurden in allen genannten Studien nur Pegelzeitreihen genutzt und somit nur der küstennahe saisonale Zyklus untersucht. Um Probleme, die mit der Nutzung von Pegeldaten einhergehen zu vermeiden, wie z. B. VLM, können auch konsistente globale und regionale MSL-Zeitreihen aus Satellitenaltimeterdaten verwendet werden (STRAMSKA et al. 2013). Satellitenaltimeterdaten haben eine hohe räumliche Abdeckung und ermöglichen es Meeresspiegelvariationen im offenen Ozean zu analysieren (VINOGRADOV und PONTE 2010). In der Ostsee wurden Satellitenaltimeterdaten bisher auch in einigen Studien genutzt, wie z. B. in LIEBSCH et al. (2002), NOVOTNY et al. (2006a), MADSEN et al. (2007), STRAMSKA (2013), STRAMSKA et al. (2013) und PASSARO et al. (2015). MADSEN et al. (2007) verwendeten nur Satellitenaltimeterdaten in einem Abstand von 10 km zur Küste. STRAMSKA (2013) untersuchte die Meeresspiegelvariabilität in der offenen Ostsee mithilfe des AVISO-Datensatzes und verglich die Ergebnisse mit der MSL-Zeitreihe des Pegels Stockholm. Nach STRAMSKA (2013) können AVISO-Daten zur Beschreibung der Meeresspiegelvariabilität nur in den Regionen genutzt werden, die nicht durch Eisbedeckung beeinflusst sind. Zudem konnte ein hoher Zusammenhang zwischen der Meeresspiegelvariabilität in der Ostsee und in der Nordsee auf Grundlage einer Spektralanalyse ermittelt werden. Die Untersuchungen zum saisonalen Zyklus in der Ostsee zeigen, dass die asymmetrische Form des saisonalen Zyklus in der offenen Ostsee nicht so ausgeprägt ist, wie am Pegelstandort Stockholm (STRAMSKA et al. 2013). VINOGRADOV und PONTE (2010) entdeckten, dass die Amplitude des jährlichen Zyklus, die aufgrund von Pegelzeitreihen ermittelt wurde, meist stärker ausfällt, als die aufgrund von Satellitenaltimetrie detektierte Amplitude. Durch einen Vergleich von Pegeldaten und Satellitenaltimetrie ermittelten VINOGRADOV und PONTE (2010) eine beachtliche räumliche Variabilität des jährlichen Zyklus in tiefen und flachen Ozeanen sowie in Küstenregionen. Daher betonen sie die Bedeutung beider Datensätze für die Beschreibung der Variabilität. STRAMSKA et al. (2013) schloss daraus, dass die Diskrepanzen zwischen dem jährlichen

Zyklus im offenen Ozean und an Küstenstandorten in Abhängigkeit der zu beantwortenden Forschungsfrage berücksichtigt werden müssen.

2.4.4 Luftdruck induzierte Wasserumverteilungen

Die Meeresspiegeländerung aufgrund von Luftdruckschwankungen η_P kann unterteilt werden in den isostatischen Beitrag η_{IBE} und den dynamischen Anteil (oder auch nicht-isostatischen barometrischen Effekt) η_d . Der dynamische Anteil η_d ist die Komponente des Meeresspiegels, die effektive horizontale Druckgradienten im Ozean darstellt (GILL 1982).

$$\eta_P = \eta_{IBE} + \eta_d \quad (4)$$

Der isostatische Beitrag η_{IBE} folgt der Theorie des IBE, nach der theoretisch eine lokale Erhöhung des Luftdruckes von 1 hPa (= 1 mbar) durch Massenumverteilung einen um 1 cm niedrigeren Wasserstand verursacht (theoretische Approximation des IBE) (ROSS 1854). Der IBE ist die hydrostatische Reaktion des Ozeans auf lokale Luftdruckschwankungen und kann nach PONTE (2006) mit der folgenden Formel ermittelt werden:

$$\eta_{IBE} = -9,948 \cdot (SLP - 1013,3) \quad (5)$$

wobei SLP dem Luftdruck auf Meeresspiegelhöhe in hPa entspricht und η_{IBE} in mm berechnet wird. Die ersten Grundlagen für die Beschreibungen des IBE legte Nils Gissler im Jahr 1747, indem er die entsprechenden Schlussfolgerungen aus Luftdruck und Wasserstandsmessungen der Ostsee am Standort Härnösand im Bottnischen Meerbusen zog (GISSLER 1747 zitiert in RODEN und ROSSBY 1999). Auch HAGEN (1878) führte an, dass der Luftdruck einen Einfluss auf den Wasserstand an den Pegelstandorten in der südwestlichen Ostsee hat. Jedoch führte er besonders starke Meeresspiegeländerungen auf Windeinwirkungen zurück, weshalb der Luftdruck eher eine untergeordnete Rolle spielt. Die Arbeiten von Nils Gissler wurden durch DOODSON (1924) weitergeführt und durch ihn der Begriff „Inverser Barometereffekt“ eingeführt, der heutzutage gebräuchlich ist (RODEN 1966; WUNSCH und STAMMER 1997).

Die Meeresspiegelreaktion aufgrund von Luftdruckschwankungen ist vorrangig von Interesse, um meteorologische Effekte aus den Pegelzeitreihen entfernen zu können, verbesserte Trendberechnungen mit kleineren Unsicherheiten durchzuführen und Gezeitenprognosen zu verbessern (WUNSCH und STAMMER 1997). Der Luftdruck hat in einigen Gebieten des globalen Ozeans einen signifikanten Einfluss auf die beobachtete Wasserstandsvariabilität (vor allem in höheren Breiten außerhalb der Tropen). Vereinzelt können bis zu 80 % der monatlichen Variationen an einzelnen Pegeln hierüber erklärt werden (PONTE 2006). Meeresspiegeländerungen aufgrund von Luftdruckschwankungen können somit einen entscheidenden Beitrag zur Meeresspiegelvariabilität von Pegelzeitreihen leisten (PONTE 2006). Daher werden die zugehörigen Schwankungen meist getrennt von den langzeitlichen MSL-Veränderungen betrachtet und durch eine IBE-Korrektur (nach Formel (5)) vor allen weiteren Analysen aus den Daten herausgefiltert. Die Korrektur der Zeitreihen nur um den IBE beruht auf der Annahme, dass der

dynamische Anteil η_d generell auf länger werdenden Zeitskalen abnimmt und daher vernachlässigt werden kann. Durch die Entfernung des IBE-Signals aus Pegelzeitreihen werden hydrostatische Anteile aus den Meeresspiegelmessungen herausgenommen, es bleibt dennoch jedes relevante dynamische Signal (beispielsweise durch Ozeanzirkulation und Wind) in den Zeitreihen erhalten, wodurch der Beitrag anderer Mechanismen welche ebenfalls auf atmosphärischen Antrieben beruhen auf das Meeresspiegelsignal bestimmt werden kann (WOODWORTH 1987; PONTE 2006; CALAFAT et al. 2013).

Die Gültigkeit und somit die Nutzung der IBE-Approximation zur Korrektur der Pegelzeitreihen um Meeresspiegeländerungen aufgrund von Luftdruckschwankungen hängt allerdings von der zeitlichen und räumlichen betrachteten Skala ab. Im offenen Ozean kann die Reaktion des Meeresspiegels auf Luftdruckschwankungen auf Zeitskalen größer eines Monats meist hinreichend genau mit dem IBE approximiert werden (GASPAR und PONTE 1997). Die Reaktion des Meeresspiegels auf Luftdruckänderungen unterscheidet sich allerdings generell vom IBE auf Zeitskalen von weniger als drei Tagen und auf hohen Breitengraden (CARRÈRE und LYARD 2003). CALAFAT et al. (2013) stellten fest, dass die klassische IBE-Approximation auf kurzen Zeitskalen für halbgeschlossene Systeme, wie den Arktischen Ozean, nicht gilt. Nach HAMON (1966) treten in Schelfregionen auch auf Zeitskalen größer eines Monats vermehrt nichtisostatische Reaktionen aufgrund von Luftdruckschwankungen η_d auf. In halbgeschlossenen Meeren, wie der Ostsee, ist die Reaktion auf Luftdruckschwankungen sehr komplex und die IBE-Approximation ist aufgrund des großen dynamischen Anteils η_d (auch auf Zeitskalen größer eines Monats) nicht anwendbar, um diese vollständig zu beschreiben (DUCET et al. 1999; KULIKOV und MEDVEDEV 2013). Dennoch wurde die IBE-Approximation zur Korrektur von MSL-Zeitreihen in der Ostsee um Luftdruckeffekte in einigen Studien angewendet, wie z. B. in GRINSTED (2015) und KARABIL et al. (2017). TRUPIN und WAHR (1990) analysierten MSL-Zeitreihen des PSMSL-Datensatzes der Ostsee und kamen zu dem Schluss, dass die Reaktion des Meeresspiegels auf Luftdruckschwankungen nicht dem IBE entspricht. Auch schon Nils Gissler beschrieb 1747 dieses Phänomen indem er feststellte, dass unter bestimmten Wetterkonditionen größere oder kleinere Wasserstände im Bottnischen Meerbusen auftreten, als es theoretisch aufgrund des IBE der Fall sein sollte (GISSLER 1747 zitiert in RODEN und ROSSBY 1999).

Für die nichtisostatischen barometrischen Reaktionen in der Ostsee gibt es verschiedenste mögliche Ursachen, wie windinduzierte Interaktionen zwischen der horizontalen Verschiebung der Wassersäule und der Topografie, die von Seiches bzw. Beckenschwingungen bis zu beckenweiten topografischen Wellen reichen (RODEN und ROSSBY 1999). Dabei stellen angeregte Resonanzschwingungen in Bezug auf die nichtisostatische Reaktion des Meeresspiegels auf Luftdruckschwankungen einen bedeutenden Faktor dar (LUTHER 1982; PONTE 1993; WUNSCH und STAMMER 1997). Wind- und Luftdruckschwankungen führen zu Meeresspiegelgradienten, die wiederum Hin- und Herschwingungen (Seiches) zwischen den einzelnen Teilbecken der Ostsee induzieren (LISITZIN 1958, 1974). Seiches spielen eine wichtige Rolle in der Meeresspiegeldynamik der Ostsee und können durch die Kopplung mit windinduzierten Meeresspiegelvariationen zu sehr hohen Wasserständen führen (LEPPÄRANTA und MYRBERG 2009). Eine weitere Begründung der nichtisostatische Reaktion liegt in der den Wasseraustausch li-

mitierenden Dänischen Meerenge, da der enge und flache Zulaufbereich schnelle Ausgleichströmungen der Wassermassen aufgrund eines höheren/niedrigeren Luftdruckes behindert (PONTE 1993; KULIKOV und MEDVEDEV 2013). Eine Separierung der beiden Effekte der internen Wasserumverteilung und des Wassertransports durch die Dänische Meerenge aufgrund von Luftdruckschwankungen ist schwierig, da beide Effekte in verschiedenen Regionen der Ostsee auch unterschiedlich reagieren. So führt der Wassertransport von der Nordsee durch die Dänische Meerenge zu einem Anstieg des Meeresspiegels in der südwestlichen Ostsee, gleichzeitig führen die vorwiegenden Westwinde jedoch zu einer internen Umverteilung des Wassers, die zu niedrigeren (höheren) Wasserständen in der südwestlichen (nordöstlichen) Ostsee führen (JOHANSSON 2014). Eine erweiterte Modellstudie könnte zusätzliche Einblicke in die unterschiedlichen Einflüsse des Wassertransports und der internen Umverteilung ermöglichen.

Aufgrund der komplexen physikalischen Zusammenhänge und der unterschiedlichen möglichen Ursachen, lässt sich die dynamische Komponente η_d daher nur mithilfe eines HN-Modells untersuchen, welches sowohl die komplexe Bathymetrie der Ostsee als auch die Interaktion mit dem angrenzenden Nordatlantik erfasst (CANDELA und LOZANO 1995; DUCET et al. 1999). CARRÈRE und LYARD (2003) zeigen, dass für hohe Breitengrade, kontinentale Schelfmeere und flache Meere eine Korrektur der Pegeldata mit einem barotropen Modell (angetrieben mit Wind- und Luftdruckdaten) sehr gute bzw. bessere Ergebnisse erzielt, als eine IBE-Korrektur, da der IBE in diesen Gebieten nur zu einem kleinen Teil die Reaktion des Meeresspiegels auf atmosphärische Einflüsse erklärt. TSIMPLIS und SHAW (2008) nutzten hingegen ein lineares Regressionsmodell, um lokale Luftdruckeffekte an Pegelstandorten in ganz Europa zu entfernen. Ein Vergleich der Methodik mit den Ergebnissen eines HN-Modells steht jedoch aus und könnte Hinweise auf die Eignung eines statistischen Verfahrens geben. In den nachfolgenden Analysen erfolgt somit keine Korrektur der generierten MSL-Zeitreihen in der Ostsee um den IBE. Stattdessen ermöglichen die Modellläufe des 3D HN-Modells des IOW (s. a. Abschnitt 3.6) nun erstmals eine genauere Untersuchung des Luftdruckeinflusses auf den RMSL in der Ostsee und der Abweichungen zum IBE, durch die Quantifizierung des dynamischen Anteils (s. a. Abschnitt 7.3).

Nach RODEN und ROSSBY (1999) ist die Thematik von Luftdruckeffekten in flachen, geschichteten, halbgeschlossenen Meeren unter teilweise saisonaler Eisbedeckung immer noch eine herausfordernde Forschungsfrage. Studien zu Luftdruckeffekten in flachen kontinentalen Schelfmeeren sind limitiert und es bestehen in diesem Zusammenhang noch einige Wissenslücken. Insbesondere auch für zukünftige Projektionen des Meeresspiegels ist eine Beschreibung der Wirkung von Luftdruckschwankungen auf den Meeresspiegel in der Ostsee von besonderer Bedeutung. Der Luftdruck wird durch den CO_2 -Gehalt in der Atmosphäre beeinflusst. Da der CO_2 -Gehalt aufgrund des Klimawandels steigt, wird es auch zu Änderungen des regionalen Luftdruckes kommen. Es wird derzeit prognostiziert, dass sich der Luftdruck über den Subtropen und mittleren Breitengraden erhöhen wird (kleinere Wasserstände aufgrund des IBE) und über höheren Breitengraden verkleinern wird (höhere Wasserstände aufgrund des IBE) (CHURCH et al. 2014). Daher ist es ratsam Untersuchungen zu den Auswirkungen von möglichen zukünftigen Änderungen des Luftdrucks auf den Meeresspiegel durchzuführen (z. B. STAMMER und HÜTTEMANN 2008).

3 Datengrundlage und Methoden

Die Beobachtungs- und Modelldaten wurden mithilfe statistischer Methoden ausgewertet. Dabei erfolgten die numerischen Berechnungen ausschließlich mit der Software MATLAB von MathWorks®.

3.1 Historie der Pegelaufzeichnungen und Bereitstellung

Die ersten Pegelmessungen in der Ostsee wurden an der russischen Küste schon im Jahr 1703 in St. Petersburg und 1707 auf der Insel Kotlin (hier wurde später der Pegel Kronstadt errichtet) durchgeführt. Allerdings erfolgte gerade in den frühen Jahren keine kontinuierliche Erfassung der Messwerte, weshalb es für die historischen Zeitperioden heute keine nutzbaren Daten mehr gibt (LEPPÄRANTA und MYRBERG 2009). Die regulären Pegelaufzeichnungen hingegen, die auch heute noch zur Auswertung verfügbar sind, begannen in der Ostsee im Jahr 1774 am Pegel Stockholm in Schweden (EKMAN 1988) und 1777 am Pegel Kronstadt nahe St. Petersburg (BOGDANOV et al. 2000). Seitdem wurde ein großes Netzwerk an Pegelstationen verteilt über die gesamte Ostsee aufgebaut. Entlang der südwestlichen Ostseeküste gehören die an der ehemals deutschen Küste (heute Polen) gelegenen Pegel Stettin (1771), Pillau (1802) und Swinemünde (1810) zu den ältesten Pegeln (SEIBT 1881; MATTHÄUS 1972). Die einheitliche Durchführung von Wasserstandsbeobachtungen an den wichtigsten Pegeln der deutschen Ostseeküste wurde in „*Pegelinstruction – Wie der Pegel auf den Strömen und Gewässern gesetzt, der Wasserstand beobachtet und die Nachrichten eingezogen und überreicht werden sollen*“ von Johann Albert Eytelwein vom 13. Februar 1810 geregelt (HAHN und RIETSCHEL 1938). Die massenhaften Pegelaufzeichnungen in der gesamten Ostsee starteten etwa in der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts. Die Pegelinstallationen dienten insbesondere in Schweden vorrangig der Abschätzung der VLM (SAMUELSSON und STIGEBRANDT 1996). Entlang der deutschen Ostseeküste wurde beispielsweise der Pegel Travemünde im Zuge von Baumaßnahmen am Hafen aufgestellt. Er diente somit in erster Linie der Schifffahrt und dem Hafenbetrieb. Die ältesten Lattenpegelablesungen des Pegel Travemünde liegen seit 1826 vor (JENSEN und TÖPPE 1986). Weitere Erläuterungen über die Einführung von regelmäßigen Pegelaufzeichnungen bzw. Pegelinstallationen finden sich in MATTHÄUS (1972), JENSEN und TÖPPE (1986) und JENSEN und TÖPPE (1990).

Digitalisierte hochaufgelöste und zeitlich äquidistante Aufzeichnungen liegen allerdings noch nicht sehr lange vor. Dies ist begründet in der Historie der Pegelablesungen. An der deutschen Ostseeküste wurde an den ersten installierten Pegeln ab 1810 zunächst nur der tägliche Höchstwert durch die jeweilige zuständige Gemeinde abgelesen. Ab 1845 wurde ein Dekret erlassen, nachdem Wasserstände einheitlich um 12 Uhr mittags erfasst werden sollten (HAGEN 1878). Der erste analoge Schreibpegel, der den Wasserstand mithilfe eines Stifts als Linie auf einen Pegelbogen aufzeichnet, wurde 1870 in Swinemünde (heute Swinoujście in Polen) installiert (SEIBT 1881). Danach übernahm das Geodätische Institut Potsdam (GIP) die Verantwortung für die Messung und Analyse der Wasserstandsaufzeichnungen und installierte weitere Mareographen entlang der deutschen Ostseeküste, wie 1890 in Travemünde sowie 1894 in Wismar und

Warnemünde (HAHN und RIETSCHEL 1938; LIEBSCH 1997). Die Pegelbogenaufzeichnungen wurden manuell digitalisiert, um den Wasserstand für bestimmte Zeiten (ein bis vier äquidistante Aufzeichnungen pro Tag) zur Verfügung zu stellen. In der Vergangenheit wurden meist nur ein bis vier äquidistante Aufzeichnungen pro Tag manuell digitalisiert, da angenommen wurde, dass dies ausreiche, um die mittleren täglichen Bedingungen wiederzugeben. Einige der historischen Pegelbögen für Pegelstandorte entlang der deutschen und polnischen Küsten werden heute noch in Archiven aufbewahrt. Aufgrund des hohen Zeit- und Kostenaufwandes wurden diese historischen Pegelbögen jedoch noch nicht nachdigitalisiert, weshalb für diese Zeitperioden meist nur (höchstens) ein bis vier digitalisierte Aufzeichnungen pro Tag zur Verfügung stehen. Die analogen Schreibpegel wurden ab etwa 1975 durch moderne elektronische Datensammler ersetzt, welche die digital aufgezeichneten Wasserstände direkt an die zuständigen Wasser- und Schifffahrtsämter (WSÄ) senden (HUPFER et al. 2003). Jedes WSA ist verantwortlich für den Betrieb der Pegelstation, die Qualitätssicherung der Daten und die Bereitstellung der Messdaten in einem einheitlichen Höhenbezugssystem. Für diese Arbeit standen erstmals durch die WSÄ nachdigitalisierte stündliche Aufzeichnungen des Wasserstands für eine größere Anzahl an Pegelstandorten an der deutschen Ostseeküste ab ca. 1950 digital zur Verfügung. Kontinuierliche Aufzeichnungen auf Pegelbögen vor 1950 sind noch nicht durch die WSÄ digitalisiert und für wissenschaftliche Zwecke aufbereitet worden.

Das Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie (BSH), als übergeordnete Behörde der WSÄ, sammelt historische MSL-Zeitreihen und berechnet MSL-Zeitreihen aus hochaufgelösten Wasserstandsdaten der WSÄ seit 1993. Die MSL-Monatszeitreihen für sechs Pegelstandorte werden durch das BSH öffentlich zur Verfügung gestellt, indem diese dem PSMSL übergeben und zumeist jährlich mit den neuesten Daten verlängert werden (HOLGATE et al. 2013; PSMSL 2016). Obwohl das PSMSL global lange MSL-Zeitreihen sammelt, veröffentlicht und analysiert, ist nicht das PSMSL für die Qualität der bereitgestellten Daten verantwortlich, sondern die jeweils zuständigen mit dem PSMSL kooperierenden Behörden. Die in PSMSL enthaltenen Pegelzeitreihen entlang der deutschen Ostseeküste wurden erst seit 1993 durch das BSH bereitgestellt. Vorher waren unterschiedliche Institutionen für die Berechnung und Bereitstellung der MSL-Zeitreihen entlang der deutschen Küsten an PSMSL verantwortlich (z. B. WSA, Technische Universität Dresden). Diese älteren MSL-Monatsdaten vor 1993 wurden nicht durch das BSH verifiziert, sondern einfach mit den neuen Daten ab 1993 zusammengefügt, um eine möglichst lange zusammengefügte Zeitreihe zu generieren und jede verfügbare Information zu nutzen. Allerdings kann die Zusammenführung von historischen Messungen mit nur wenigen oder zeitlich nicht äquidistanten Messungen und kontinuierlichen hochaufgelösten Beobachtungen durch moderne Messstationen zu einem Fehler sowohl in der interannuellen Variabilität als auch im Langzeittrend der MSL-Zeitreihe führen (s. a. Abschnitt 4.2.1). Ein Beispiel eines solchen Fehlers stellte kürzlich auch WOODWORTH (2017) vor, indem er einen globalen Datensatz von MSL-Zeitreihen und Zeitreihen des mittleren Tidewasserstands (MTL) analysierte. Obwohl der MSL eindeutig definiert ist, als das langzeitliche Mittel kontinuierlicher stündlicher Wasserstandsaufzeichnungen, wurden viele Lücken in historischen MSL-Zeitreihen mit MTL-Werten aufgefüllt, die jedoch nur aus Tidehoch und Tideniedrigwasser ermittelt werden. In flachen Schelfmeeren, in denen das Gezeitensignal stark verformt wird, unterscheiden sich

MSL und MTL stark voneinander. WAHL et al. (2011) detektierten beispielsweise Unterschiede von mehreren Dezimetern für Pegelstandorte in der Deutschen Bucht, die wiederum zu ungewöhnlich hohen Trends in den zusammengeführten in PSMSL verfügbaren MSL-Zeitreihen führten (DANGENDORF 2014). Diese Fehler wurden erst kürzlich durch die globalen Untersuchungen von WOODWORTH (2017) vorgestellt.

3.2 Pegelzeitreihen

Über die Internetseite des PSMSL werden frei verfügbare MSL-Monatszeitreihen bereitgestellt (PSMSL 2016; HOLGATE et al. 2013). Der PSMSL-Datensatz enthält insgesamt 98 Pegelzeitreihen in der gesamten Ostsee (s. a. Abbildung 5 oben). Davon liegen nur 12 Pegelzeitreihen in der südwestlichen Ostsee. Jeweils sechs Pegelzeitreihen liegen an der deutschen und an der polnischen Ostseeküste. Die Datenverfügbarkeit konnte innerhalb des Teilprojektes AMSeL_Ostsee B grundlegend erweitert werden (PATZKE und FRÖHLE 2019). Es liegen nun Daten an insgesamt 72 Pegelstandorten im Untersuchungsgebiet der südwestlichen Ostsee vor (s. a. Abbildung 5 unten). Davon liegen 66 Pegelstandorte an der deutschen Ostseeküste. Die Standortanzahl an der polnischen Küste konnten gegenüber dem PSMSL-Datensatz zwar nicht erweitert werden, es wurden aber zusätzliche ergänzende Datensätze für die vorhandenen Standorte zusammengetragen. Aus der in Abbildung 5 dargestellten Bathymetrie ist zudem ersichtlich, dass unser Untersuchungsgebiet eine sehr flache Bathymetrie mit Tiefen von 0 bis ca. 30 m entlang der gesamten Küste aufweist. Einzig der südöstliche Teil des Untersuchungsgebietes in der Danziger Bucht weist Tiefen bis ca. 120 m auf.

Im Teilprojekt AMSeL_Ostsee B wurden Datensätze mit unterschiedlichen zeitlichen Auflösungen zusammengetragen. Darunter sind zeitlich äquidistante Datensätze aus Monats-, Tages-, Stunden-, 10-Minuten und Minutenwerten, sowie zeitlich inhomogene Datensätze mit Einzelterminwerten zu unterschiedlichen Uhrzeiten. Um qualitativ hochwertige und möglichst langzeitliche MSL-Monatszeitreihen zu generieren, wurde an jedem Pegelstandort sorgfältig ausgewählt, welche an dem jeweiligen Standort verfügbaren Datensätze genutzt werden. Um möglichst das gesamte Untersuchungsgebiet abzudecken, wurden zunächst für alle verfügbaren Pegelstandorte MSL-Monatszeitreihen aus den verfügbaren Daten berechnet. MSL-Monatszeitreihen aus mehreren Datensätzen an einem Pegelstandort wurden zu einer qualitativ hochwertigen möglichst langzeitlichen MSL-Monatszeitreihe zusammengefügt. Einige der insgesamt generierten 72 MSL-Zeitreihen entlang der südwestlichen Ostseeküste (66 für die deutsche und 6 für die polnische Ostseeküste) weisen nur Daten für eine Gesamtlänge von weniger als der Periode eines Nodalzyklus von 18,61 Jahren auf (s. a. Abbildung 5 unten in grau). Weitergehende Analysen, insbesondere zu Langzeittrends wurden jedoch nur an Pegeln durchgeführt, die eine Zeitreihenlänge von mehr als 19 Jahren ($>$ Nodalzyklus 18,6 Jahre) aufweisen (s. a. JENSEN und SCHÖNFELD 1990; JENSEN et al. 1992). Die Nodaltide ist eine langperiodische astronomische Gezeit mit einer Periode von 18,61 Jahren. Im Vergleich zu anderen Prozessen auf dekadischen Zeitskalen, hat die Nodaltide nur eine sehr kleine Amplitude, die nur schwer detektiert werden kann, weshalb die Entfernung des Nodal-tidesignals aus MSL-Zeitreihen eine Herausforderung darstellt (WOODWORTH et al. 2015).

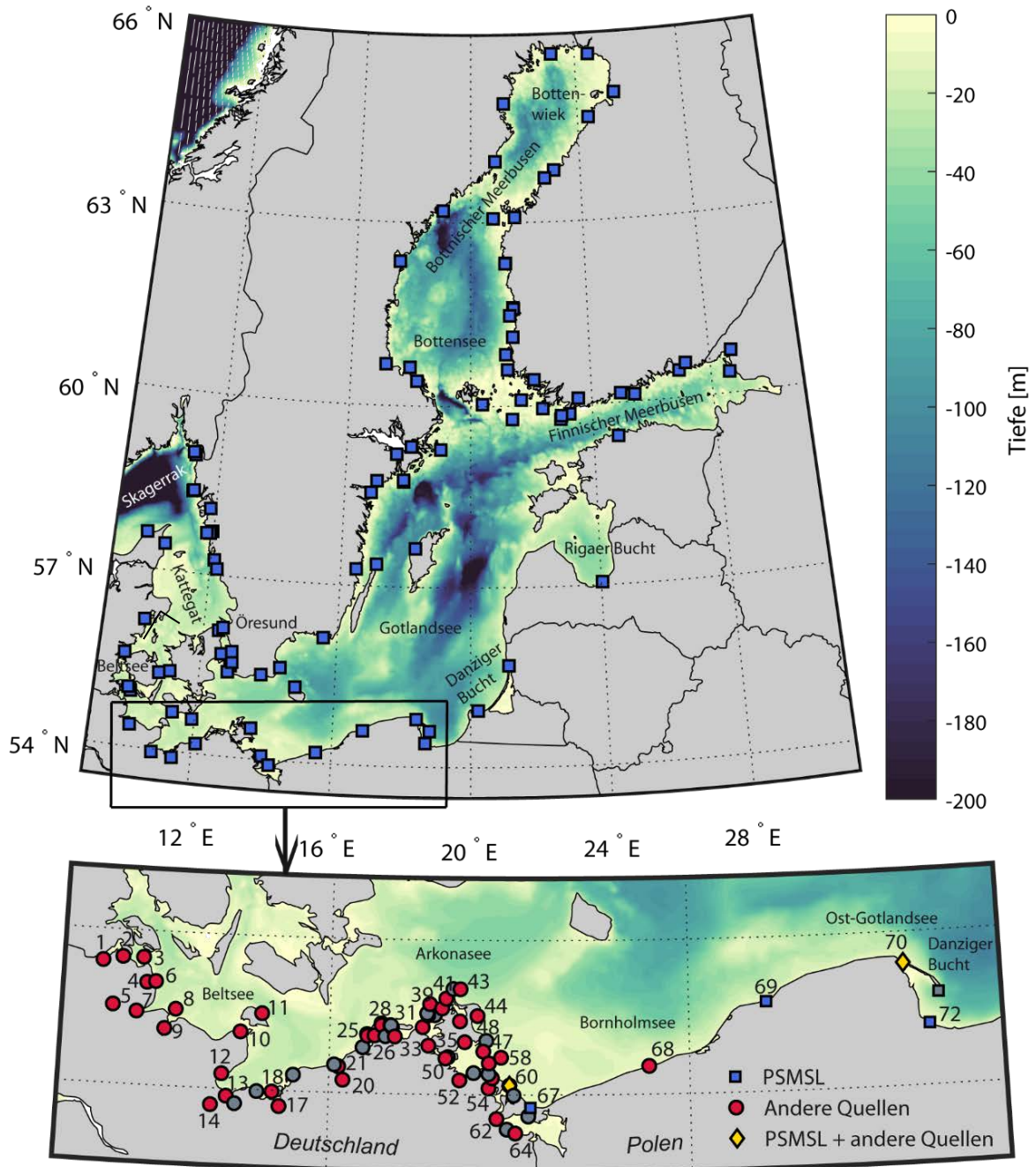


Abbildung 5: Standorte der über PSMSL verfügbaren Pegelzeitreihen in der gesamten Ostsee (oben) sowie Pegelstandorte aller zusammengetragenen Pegelzeitreihen im Untersuchungsgebiet (unten) mit Darstellung der Bathymetrie nach SEIFERT et al. (2001) bis zu einer Tiefe von 200 m. Die Nummern entsprechen den laufenden Nummern in Tabelle 6 in Abschnitt A.2. Grau eingefärbt sind die Pegelstandorte mit einer Zeitreihenlänge von weniger als 19 Jahren.

Im Untersuchungsgebiet liegen 49 Pegelstandorte mit einer jeweiligen Gesamtzeitreihenlänge von mehr als 19 Jahren vor. Die nachfolgenden Analysen wurden vorrangig anhand dieser 49 MSL-Monatszeitreihen durchgeführt. Zusätzlich waren zum Prozessverständnis auch Analysen in der gesamten Ostsee notwendig, weshalb insgesamt an 179 Pegelstandorten (139 Pegelstandorte > 19 Jahre) MSL-Monatszeitreihen für die gesamte Ostsee berechnet wurden (s. a. Tabelle 6 in Abschnitt A.2). Die innerhalb dieser Arbeit

entlang der deutschen Ostseeküste ermittelten MSL-Zeitreihen wurden auf der Internetseite des vom Alfred-Wegener-Instituts (AWI) betriebenen PANGAEA Datenarchivs (<https://www.pangaea.de/>) veröffentlicht (s. a. KELLN et al. 2019c).

In Abbildung 6 sind die Zeitreihenlängen sowie die zeitlichen Auflösungen der genutzten Originalzeitreihen für die 49 Pegelstandorte (mit einer Gesamtzeitreihenlänge > 19 Jahre) an der deutschen und polnischen Ostseeküste dargestellt. Die meisten Zeitreihen beginnen ab etwa 1950. Sieben MSL-Monatszeitreihen reichen bis in das 19. Jahrhundert zurück. Die längsten Pegelzeitreihen sind Travemünde (185 Jahre), Swinoujscie (180 Jahre), Kolobrzeg (170 Jahre), Wismar (163 Jahre), Warnemünde (159 Jahre) und Marienleuchte (123 Jahre). Die Darstellung enthält nicht alle für den jeweiligen Standort verfügbaren Datensätze, sondern nur, die tatsächlich verwendeten Daten, um langzeitliche qualitativ hochwertige MSL-Zeitreihen zu erzeugen. Hierbei wird unterschieden zwischen hochaufgelösten Daten (mind. stündliche Aufzeichnungen), Einzelterminwerten (ein bis drei Ablesungen pro Tag), Einzelterminwerten mit angebrachter Gezeitenkorrektur (an manchen Pegelstandorten kann die Gezeit zu einer systematischen Verfälschung der Monatsmittel im Vergleich zu hochaufgelösten Daten führen, s. a. Abschnitt 4.2) sowie bereits vorliegenden MSL-Monatszeitreihen aus älteren Quellen (z. B. BSH, JENSEN und TÖPPE 1986, LIEBSCH 1997, RICHTER et al. 2006).

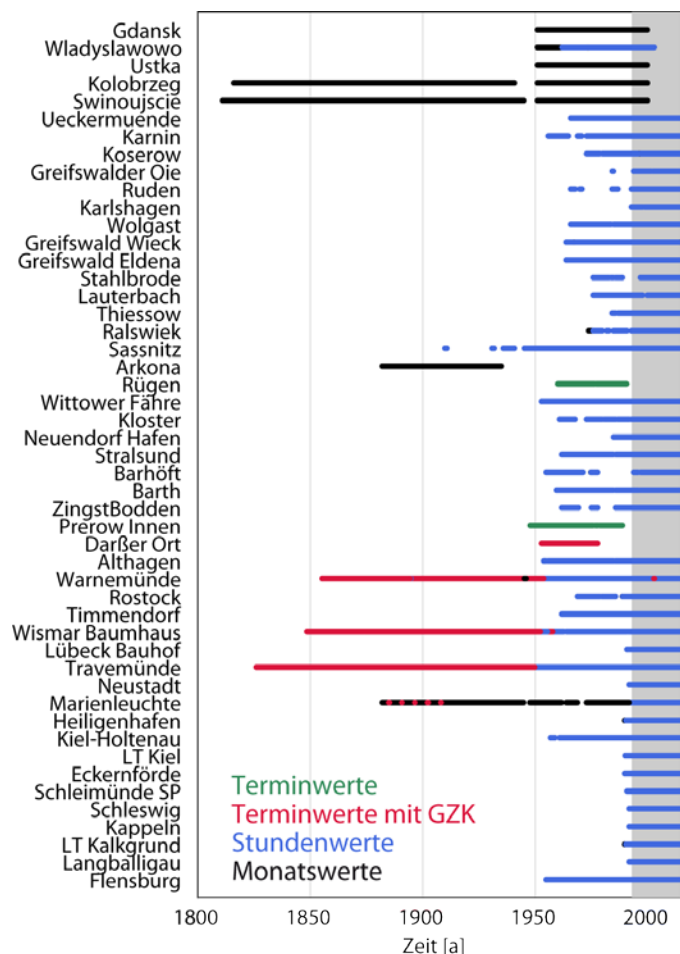


Abbildung 6: Verfügbare Zeitreihenlängen und -auflösungen der Pegelstandorte mit einer Gesamtzeitreihenlänge > 19 Jahre. Grau hinterlegt ist die verfügbare Zeitperiode der Satellitenaltimeterdaten von 1993 bis 2015 (s. a. Abschnitt 3.5).

Für die zur Verfügung gestellten Zeitreihen aus Monatsdaten wurde zunächst anhand von zusätzlichem Dokumentationsmaterial (soweit vorhanden) überprüft, aus welchen Originaldaten (zeitliche Auflösung) diese Zeitreihen berechnet wurden. Wenn dies aufgrund von fehlender Dokumentation nicht nachgeprüft werden konnte, musste die Zeitreihe genauer überprüft werden. An einigen Pegelstandorten konnte ein indirekter Nachweis erbracht werden, indem sich zeitlich überschneidende Zeitperioden des Monatsdatensatzes mit MSL-Zeitreihen aufgrund von hochaufgelösten Daten verglichen wurden. MSL-Monatszeitreihen, die einzig aufgrund von Einzelterminwerten berechnet wurden (siehe Wiek Rügen und Prerow Innen in Abbildung 6) sind in sich konsistent und können für die weitere Auswertung (Trend- und Variabilitätsanalysen) an den einzelnen Standorten verwendet werden. Diese Zeitreihen dürfen jedoch nicht mit MSL-Monatswerten aus hochaufgelösten Daten zusammengefügt werden, da sonst einerseits die Variabilität der Zeitreihe beeinflusst wird und andererseits vertikale Offsets entstehen können, die wiederum zu einer Verfälschung der Analysen langzeitlicher Trends führen könnten (s. a. Abschnitt 4.2.3). PSMSL hält für jeden Pegel datensatz zusätzlich eine Dokumentation vor, in der Datenquellen, sowie Hinweise zu Originaldaten aufgeführt werden. Auch für die genutzten PSMSL-Zeitreihen in der Ostsee steht in einigen zu den Pegeln zugehörigen Dokumentationen, dass diese teilweise aus Einzelterminwerten berechnet wurden. In manchen Dokumentationen ist genau angegeben, zu welchen Uhrzeiten die Einzelterminwerte abgelesen wurden, in anderen wiederum fehlen diese Angaben. Wenn für den jeweiligen Datensatz auch ein hochaufgelöster Datensatz in der zusammengetragenen Datenbank vorhanden ist, so wurde ein Gezeitenkorrekturfaktor berechnet (siehe Abschnitt 4.2.4), mit dem der Teil der PSMSL-Zeitreihe aus Einzelterminwerten korrigiert werden konnte. Falls es jedoch keinen hochaufgelösten Datensatz für den Pegelstandort und auch keinen weiteren MSL-Datensatz für die angegebene Zeitperiode gibt, mit dem die entsprechende Zeitperiode ersetzt werden könnte, so wurde die PSMSL-Zeitreihe um die entsprechende Zeitperiode aus Einzelterminwerten gekürzt bzw. die Daten aus Einzelterminwerten wurden nicht genutzt, um eine qualitativ hochwertige MSL-Monatszeitreihe zu ermitteln. Beispiele für gekürzte Zeitreihen aus dem PSMSL-Datensatz sind Swinoujście, Helsinki und Oulu Uleaborg.

3.3 Berücksichtigung von vertikalen Landbewegungen

Da Pegel auf der Erdoberfläche stationiert sind, messen sie lokale Variationen des relativen Meeresspiegels (EKMAN 1988). Pegelmessungen geben somit zum einen klimainduzierte Änderungen im Meeresspiegel wieder, die in Verbindung mit der Ozeanerwärmung, der Landeisschmelze oder der Wasserumverteilung stehen (HÜNICKE et al. 2017). Zum anderen messen Pegel jedoch auch Bewegungen der Erdkruste. Diese VLM beruhen auf geodynamischen Prozessen (z. B. GIA, gegenwärtige Eisschmelze, Erdbeben, Vulkane, Erdrutsche) oder auf lokalen/regionalen Effekten (z. B. Grundwasser- oder Gasentnahmen) (WOODWORTH 2006). Grundsätzlich können VLM in lineare und nicht-lineare Anteile unterteilt werden. VLM aufgrund von GIA sind auf langen Zeitskalen (> 1000 Jahre) zwar nichtlinear, können aber an den meisten Standorten auf Zeitskalen < 1000 Jahre als lineare Prozesse angenommen werden. In der Ostsee dominieren VLM aufgrund von GIA, die durch das Abschmelzen des fennoskandischen Eisschildes seit Ende der Würm- oder Weichselkaltzeit vor ca. 10.000 Jahren hervorgerufen wurden

(JANSSEN 2002). VLM infolge von beispielsweise Erdbeben oder gegenwärtiger Eisschmelze sind hingegen hochgradig nichtlinear und daher nicht extrapolierbar. Werden Pegelmessungen um VLM bereinigt, können Trends des absoluten Meeresspiegels berechnet und der klimatisch induzierten Meeresspiegelanstieg quantifiziert werden. Die Meeresspiegelbeobachtung der Pegel kann durch folgende Formel nach z. B. SANTAMARÍA-GÓMEZ et al. (2017) beschrieben werden, wobei eine positive VLM eine Landhebung und eine negative VLM eine Landsenkung beschreibt:

$$RMSL = AMSL - VLM \quad (6)$$

Eine direkte und präzise Messung aller VLM ist prinzipiell über Globale Navigationssatellitensystem (GNSS) Messstationen an Pegelstandorten möglich. Allerdings liegen nur an wenigen Pegelstandorten auch GNSS-Messstationen vor (HAMLINGTON et al. 2016). Das Internetportal SONEl bietet global einen guten Überblick über verfügbare GNSS Stationen an oder in der Nähe von Pegelstandorten. Per GNSS gemessene VLM schließen sowohl GIA als auch lokale Effekte mit ein (WÖPPELMANN und MARCOS 2016). Zusätzlich zu GNSS-Stationen ermöglicht auch die Satellitenaltimetrie eine Bestimmung der VLM, wobei Satelliten nicht direkt VLM messen, sondern nur eine Berechnung der VLM aus der Differenz zwischen Satellitenaltimetrie und Pegelmessungen ermöglichen (z. B. KUO et al. 2004). GNSS-Messungen oder Satellitenaltimetrie zeigen somit die VLM erst seit frühestens dem Jahr 1993 (Summe der linearen und nichtlinearen Anteile). Eine mögliche Extrapolation der gemessenen VLM als lineare Landbewegungsrate über das letzte Jahrhundert ist somit nicht repräsentativ für die tatsächlichen VLM (RIVA et al. 2017). Da es nicht an jedem Pegelstandort GNSS-Messungen gibt, sowohl die verfügbaren GNSS als auch Satellitenaltimeterdaten zeitlich begrenzt sind und aufgrund des nichtlinearen Charakters der VLM eine Extrapolation über das letzte Jahrhundert nicht möglich ist, werden diese Beobachtungsdaten in den meisten Studien zu langzeitlichen Meeresspiegeländerungen nicht genutzt (WÖPPELMANN und MARCOS 2016). Auch für die deutsche Ostseeküste liegen nur an sehr wenigen Standorten GNSS-Messungen vor (früheste Aufzeichnungen seit 2002 am Pegel Sassnitz). Die nichtlinearen VLM (z. B. aus der Beschleunigung der Eisschmelze des Landeises) sind derzeit Gegenstand der Forschung (z. B. KLEINHERENBRINK et al. 2018), weshalb es hier noch keinen beschreibenden Datensatz gibt. Aus den oben genannten Gründen wurden daher in diesem Projekt auf verfügbare großflächige Datenbasen (s. u. GIA-Modelle) zurückgegriffen, die derzeit nur für die Komponenten des GIA vorliegen.

Mithilfe von GIA-Modellen können die VLM aufgrund von GIA global modelliert werden und die mittleren Landsenkungs- bzw. Landhebungsrate für die Gegenwart an jedem beliebigen Standort extrahiert werden (z. B. ICE-5G (VM2 L90) nach PELTIER 2004; ICE-6G (VM5a) nach ARGUS et al. 2014 und PELTIER et al. 2015). Mithilfe der mittleren Landbewegungsraten für die Gegenwart (inkl. Geoidänderungen) können Pegelzeitreihen zumindest um die RMSL-Änderung aus GIA korrigiert werden. RMSL-Änderungsraten aus GIA setzen sich zusammen aus den VLM und Geoidänderungen aufgrund von GIA. Auch in bisherigen Studien zu globalen Meeresspiegeländerungen, die auf der Auswertung von Tidepegeln beruhen, wurden lokale VLM, welche nicht auf GIA beruhen, vernachlässigt (CHURCH und WHITE 2011; JEVREJEVA et al. 2014; HAY et al. 2015). Die Höhe des Fehlers orientiert sich dabei an der Lage des Pegels sowie den

lokalen Gegebenheiten. Für die RMSL-Änderungsraten aus GIA wurden zwei globale und ein regionaler Datensatz miteinander verglichen: ICE-5G (VM2 L90) nach PELTIER (2004); ICE-6G (VM5a) nach ARGUS et al. (2014) und PELTIER et al. (2015) und NKG2016LU nach VESTØL et al. (2016). Das VLM-Modell NKG2016LU der Nordisch Geodätischen Kommission (NKG) wurde von der schwedischen Vermessungsbehörde Lantmäteriet bereitgestellt (VESTØL et al. 2016). Das NKG2016LU-Modell ist ein semi-empirisches Landbewegungsmodell, welches in einer Nordisch-Baltischen Kooperation in der NKG Arbeitsgruppe *Group of Geoid and Height Systems* erarbeitet wurde. Im Gegensatz zu den globalen GIA-Modellen ICE-5G und ICE-6G wurde das NKG2016LU-Modell als offizielles Landbewegungsmodell der Nordischen Länder speziell für Fennoskandien angefertigt. Das NKG2016LU-Modell basiert sowohl auf einem empirischen Landbewegungsmodell von Olav Vestøl von der norwegischen Vermessungsbehörde Kartverket, das sowohl auf geodätischen Beobachtungen (GNSS-Messungen und Nivellements der NKG), als auch auf einem geophysikalischen GIA-Modell NKG2016GIA_prel0306 nach STEFFEN et al. (2016) beruht. Die geodätischen Beobachtungen werden dabei durch das GIA Modell von STEFFEN et al. (2016) geglättet und Lücken in den Beobachtungsdaten (Ostsee, die großen Seen in Schweden und Finnland, einige Bereiche im Nordosten Fennoskandiens, Russland) durch das GIA-Modell gefüllt. Neben GIA sind daher weitere VLM im NKG2016LU Modell enthalten, z. B. sind Teile der norwegischen Küste zusätzlich tektonisch beeinflusst. Die VLM im Untersuchungsgebiet dieser Studie können jedoch auf GIA zurückgeführt werden. In Abbildung 7 sind die mithilfe der Modelle ICE-5G, ICE-6G und NKG2016LU prognostizierten Änderungen des RMSL aufgrund von GIA räumlich über der Ostsee vergleichend gegenübergestellt.

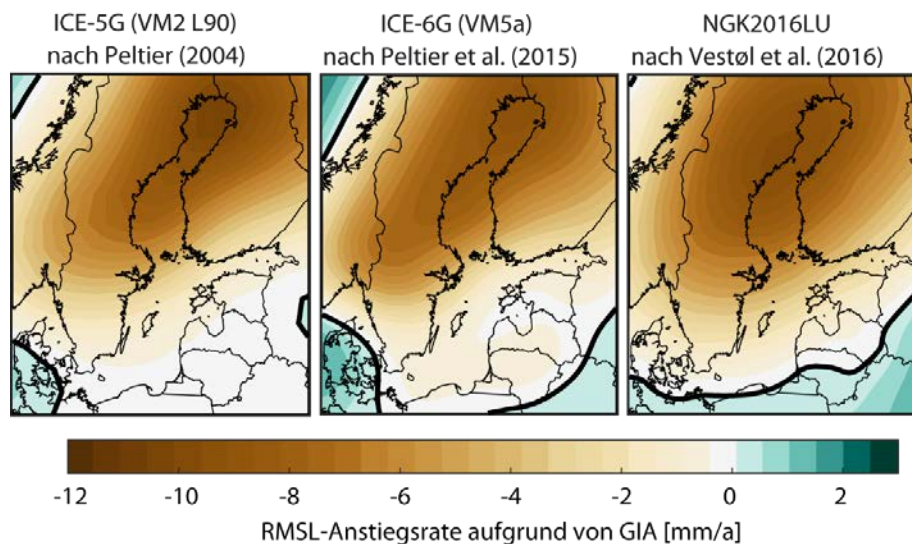


Abbildung 7: Vergleich der Änderungen des RMSL aufgrund von GIA relativ zum Geoid aus dem ICE-5G-Modell nach PELTIER (2004) (links), aus dem ICE-6G-Modell nach PELTIER et al. (2015) (Mitte) und dem NKG2016LU-Modell nach VESTØL et al. (2016) (rechts). Die Nulllinie ist durch eine breite schwarze Linie gekennzeichnet. Negative Werte kennzeichnen eine Landhebung, positive eine Landsenkung.

Der Vergleich zeigt grundsätzlich ähnliche räumliche Muster der RMSL-Änderungsraten mit einem RMSL-Abfall in der nördlichen und RMSL-Anhebungen in der südlichen Ostsee. Jedoch zeigen sich auch deutliche Unterschiede sowohl in den Amplituden

als auch in der räumlichen Ausprägung. Während sich die maximalen RMSL-Änderungsraten für ICE-5G noch in der nordöstlichen Bottenwiek (s. a. Abbildung 5 oben) befinden, so verschieben diese sich in ICE-6G zur nördlichen Bottenwiek und für NKG2016LU zur südwestlichen Bottenwiek. Es zeigen sich auch erhöhte RMSL-Änderungsraten von ≥ 6 mm für NKG2016LU im gesamten Bottnischen Meerbusen, für ICE-6G und ICE-5G hingegen nur bis etwa zur Mitte der Bottensee. Interessant ist die Lage der Null-Linie (dicke schwarze Konturlinie in Deutschland und Dänemark, siehe Abbildung 7 und Abbildung 8), für die sich größere Differenzen ergeben. Die deutsche Ostseeküste liegt laut ICE-5G und ICE-6G-Modell genau im Übergang zwischen RMSL-Anstieg bzw. -Abfall (westlicher Bereich/östlicher Bereich) (s. a. Abbildung 8). Die Nulllinie verläuft hier in etwa senkrecht bei Warnemünde über die offene Ostsee. Die polnische Ostseeküste befindet sich im RMSL-Anstiegsbereich (0 bis max. 2 mm/a). Nach NKG2016LU hingegen folgt die Nulllinie in etwa der deutschen und polnischen Küstenlinie. Der Vergleich und die identifizierten Unterschiede der drei Modelle zeigen die großen Unsicherheiten der Modellierung (JEVREJEVA et al. 2014). Um zu entscheiden, welches Modell für die Korrektur der Pegelzeitreihen im Untersuchungsgebiet am besten geeignet ist, wurden die RMSL-Zeitreihen mit folgender Formel um die RMSL-Änderungsraten aus GIA aus allen drei Modellen korrigiert und vergleichende Analysen der um den GIA korrigierten Zeitreihen ($RMSL_{\text{korrigGIA}}$) vorgenommen.

$$RMSL_{\text{korrigGIA}} = RMSL - GIA \quad (7)$$

Mit der Korrektur um die RMSL-Änderungsraten eines GIA-Modells kann nicht der AMSL ermittelt werden, da andere VLM hier unberücksichtigt bleiben. Dies ist insbesondere beim Vergleich der um den GIA korrigierten RMSL-Zeitreihen mit Satellitenaltimeterdaten, die den AMSL messen, zu berücksichtigen.

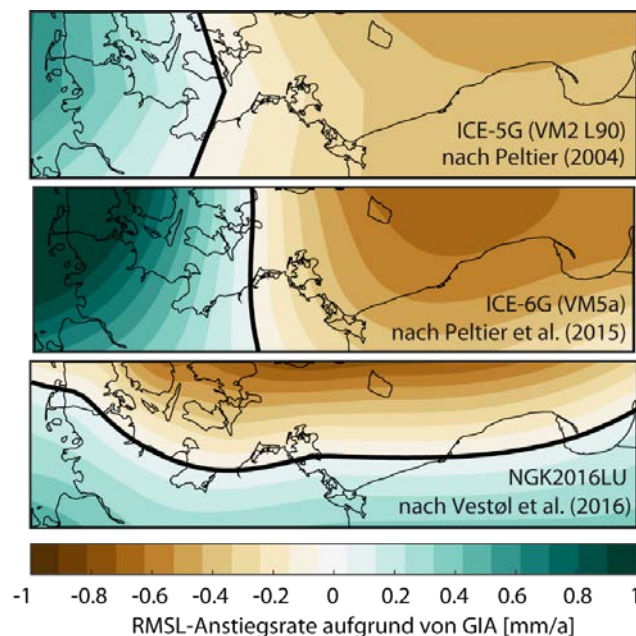


Abbildung 8: Vergleich der Änderungen des RMSL im Untersuchungsgebiet aufgrund von GIA relativ zum Geoid aus dem ICE-5G-Modell nach PELTIER (2004) (oben), aus dem ICE-6G-Modell nach PELTIER et al. (2015) (Mitte) und dem NKG2016LU-Modell nach VESTØL et al. (2016) (unten). Die Nulllinie ist durch eine breite schwarze Linie gekennzeichnet. Negative Werte kennzeichnen eine Landhebung, positive eine Landsenkung.

Werden die über die Zeitperiode 1900 bis 2015 verfügbaren RMSL-Zeitreihen der gesamten Ostsee um die jeweiligen RMSL-Änderungsraten aufgrund von GIA nach ICE-5G, ICE-6G und NKG2016LU sowie um den saisonalen Zyklus bereinigt, so verbleiben die in Abbildung 9 dargestellten linearen Trends. Die Korrektur um die RMSL-Änderungsraten aufgrund von GIA nach ICE-5G und ICE-6G liefern an benachbarten Standorten einige Ausreißer und deutlich unterschiedliche Beträge in den verschiedenen Regionen der Ostsee. Zudem zeigen sich an einigen Pegelstandorten immer noch negative lineare Trends. Dies ist für die Meeresspiegeltrends in der Ostsee als nicht realistisch einzuordnen, da die Ostsee durch den globalen Meeresspiegelanstieg, lokale Temperaturerhöhungen (Meerwasserausdehnungen) sowie erhöhte Frischwasserzuflüsse beeinflusst wird. Daher wird hier von einer Nutzung der ICE-5G und ICE-6G-Datensätze in der Ostsee Abstand genommen. Nach Korrektur um die RMSL-Änderungsraten aufgrund von GIA nach NKG2016LU hingegen homogenisieren sich die linearen Trends deutlich und weisen insbesondere an benachbarten Pegelstandorten ähnliche Werte auf. Zudem weisen alle $RMSL_{\text{korrigGIA}}$ -Zeitreihen einen positiven Trend auf.

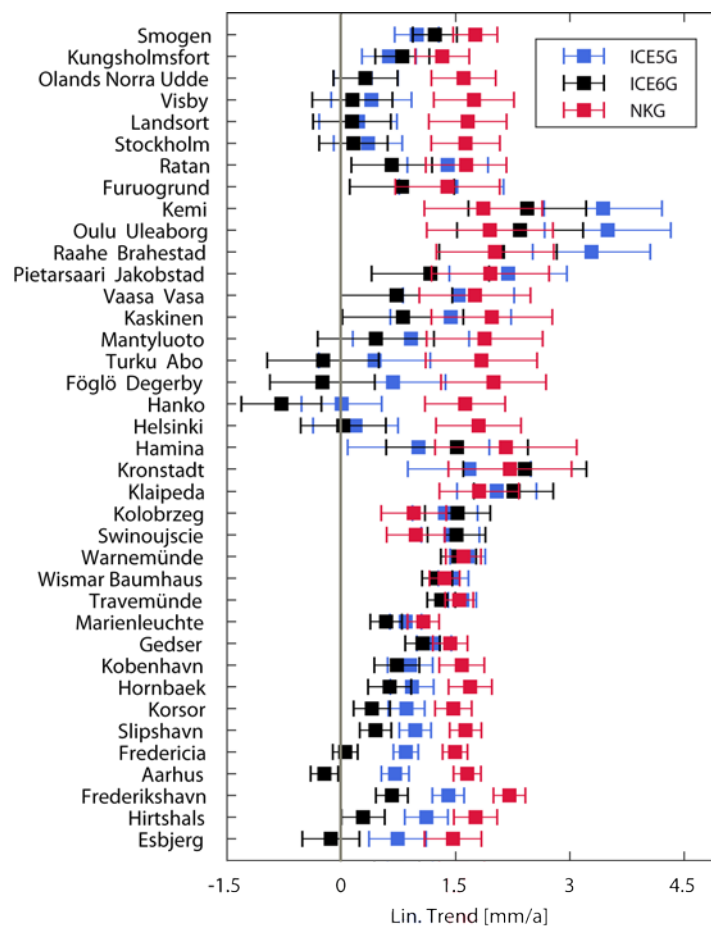


Abbildung 9: Vergleich der linearen Trends der um den saisonalen Zyklus sowie die VLM aus GIA nach ICE-5G, ICE-6G und NKG2016LU bereinigten MSL-Zeitreihen für die Zeitperiode 1900 bis 2015 (mind. 75 % Datenverfügbarkeit). In grau ist die Nulllinie dargestellt.

Die Homogenisierung der Langzeitentwicklung durch die GIA-Korrektur zeigt, dass GIA einen dominanten Faktor in der Ostsee darstellt. Es kann somit an allen Pegeln ein langfristiger Meeresspiegelanstieg beobachtet werden, der in den RMSL-Zeitreihen von den VLM sowie Geoidänderungen aufgrund von GIA überdeckt bzw. maskiert wird.

Selbst nach der Korrektur um die RMSL-Änderungsraten aufgrund von GIA nach NKG2016LU bestehen jedoch noch Unterschiede in den linearen Trends. Diese können auf verschiedene mögliche Ursachen zurückgeführt werden, wie nicht berücksichtigte lokale VLM, Datenlücken und Unsicherheiten in der GIA-Modellierung (s. a. Abschnitt 5.1). Für das NKG2016LU-Modell geben STEFFEN et al. (2016) die in Abbildung 10 dargestellten Unsicherheiten für die RMSL-Änderungsraten an. An den Pegelstandorten im Untersuchungsgebiet ergeben sich Unsicherheiten zwischen 0,18 mm/a (Sassnitz) und 0,37 mm/a (Wladyslawowo). Die Unsicherheiten des NKG2016LU-Modells sind somit größer als die eigentlichen RMSL-Änderungsraten in der südwestlichen Ostsee von $-0,22$ mm/a (Arkona) bis $0,23$ mm/a (Ueckermünde). Dies bestätigt erneut die großen Unsicherheiten der GIA-Modellierung, insbesondere im Übergangsbereich der südwestlichen Ostsee.

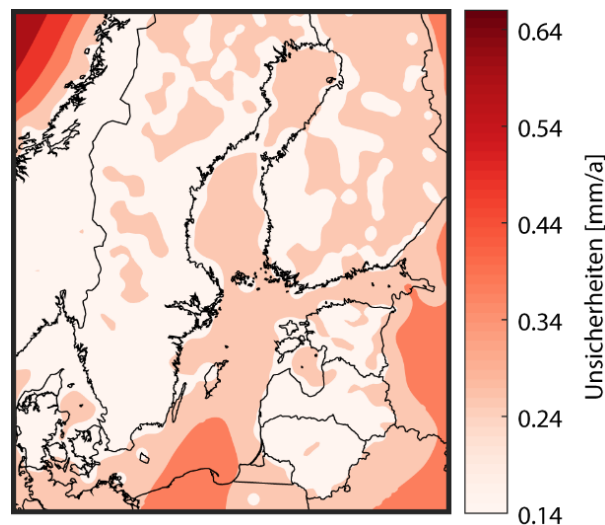


Abbildung 10: Unsicherheiten nach STEFFEN et al. (2016) der RMSL-Änderungsraten aufgrund von GIA relativ zum Geoid aus dem NKG2016LU-Modell nach VESTØL et al. (2016).

3.4 Ermittlung synthetischer Pegelzeitreihen

Zusätzlich zur Analyse der einzelnen Pegelzeitreihen wurden zur übergeordneten Charakterisierung von Küstenabschnitten sogenannte synthetische (oder virtuelle) Pegelzeitreihen erzeugt, die als Proxy zur Beschreibung von Teilgebieten der Ostsee herangezogen werden können. Hierzu wird eine Zeitreihe aus einer bestimmten Anzahl von Einzelzeitreihen konstruiert, wodurch der Einfluss lokaler Effekte verringert wird. Verschiedene Ansätze zur Generierung von synthetischen Zeitreihen finden sich in der in JENSEN et al. (2011) zusammengestellten Literatur. Diese Verfahren beruhen entweder auf der EOF-Analyse (empirische Orthogonalfunktionen) oder auf Mittelungsverfahren. Hier wurde das Mittelungsverfahren *virtual station method* nach WAHL (2012) genutzt, um eine methodische Vergleichbarkeit zu früheren Arbeiten für Pegelzeitreihen in der Nordsee zu gewährleisten.

Zuerst werden die Pegelzeitreihen bestimmt, die bei der Konstruktion der jeweiligen synthetischen Zeitreihe berücksichtigt werden sollen. Dabei wird folgendes Kriterium angewendet: Die Pegelzeitreihen sollen ein gemeinsames Ozeanbecken oder eine ge-

meinsame Küstenlinie sowie untereinander einen möglichst hohen Korrelationskoeffizienten aufweisen. Für die Konstruktion der synthetischen Zeitreihen erfolgt zunächst eine Korrektur der Einzelzeitreihen um die RMSL-Änderungsraten aufgrund von GIA aus dem NKG2016LU-Modell. Danach werden die für die Konstruktion einer synthetischen Pegelzeitreihe ausgewählten Einzelzeitreihen differenziert, um die Anstiegsraten zwischen zwei benachbarten Jahren zu ermitteln. Ein unter Umständen unterschiedlicher Höhenbezug der einzelnen Zeitreihen hat somit keinen Einfluss auf das Ergebnis. Daraufhin wird aus allen Anstiegsraten der Pegel eine mittlere Anstiegsrate erzeugt. Diese mittleren Anstiegsraten werden zur abschließenden Ermittlung der synthetischen Zeitreihe, die für eine Region als repräsentativ angenommen werden kann, aufsummiert. Die Anzahl der Pegel erhöht sich sukzessive (JENSEN et al. 2011).

3.5 Satellitenaltimeterdaten

Neben Tidepegeln liefern Satelliten seit 1992 Messungen der Meeresoberfläche. Der Vorteil der Satellitendaten liegt vor allem in ihrer guten räumlichen Abdeckung. In den vorliegenden Untersuchungen wurden Messungen aus unterschiedlichen Satellitenmissionen verwendet, die als räumlich und zeitlich konsistente Datenprodukte über die Periode 1993 bis 2015 vorliegen. Während Satellitendaten den Vorteil haben, dass sie auch für den offenen Ozean verfügbar sind, haben sie in Richtung der Küsten einige Einschränkungen. So können die Messungen im Küstennahbereich zum Beispiel durch hydrologische Signale etc. (z. B. Reflektionen zwischen Land und Wasser) kontaminiert sein (PASSARO et al. 2015). Verbesserte Aufbereitungen der Satellitenaltimeterdaten für die Küstengebiete bieten beispielsweise neuere Reprozessierungsalgorithmen, wie z. B. ALES (s. a. PASSARO et al. 2015). Trotzdem liefern die Satellitendaten eine enorm wichtige Datenquelle mit Informationen über den mittleren Meeresspiegel über die vergangenen zwei Dekaden. Zudem sind Satellitenaltimeterdaten nicht wie Pegelmessungen durch VLM und andere Küstenprozesse beeinflusst, da Satelliten den Meeresspiegel absolut auf Höhe der Meeresoberfläche relativ zu einem geozentrischen Referenzwert messen (Referenz Ellipsoid) (s. a. Abbildung 1) (STRAMSKA und CHUDZIAK 2013). Die aus Pegeldaten generierten RMSL-Zeitreihen sind somit nicht direkt mit den aus Satellitenaltimeterdaten generierten AMSL-Zeitreihen vergleichbar.

Es wurden zwei unterschiedliche Satellitenaltimetrieprodukte von AVISO und ESA miteinander verglichen und nur das für die Ostsee geeignetere Produkt für weitere Analysen verwendet. Der AVISO Altimeterdatensatz beinhaltet die *Sea Level Anomaly* (SLA) Daten aus dem *delayed time multi-mission global gridded data product* (AVISO 2016). Die täglichen Daten sind auf einem Mercatornetz mit einer räumlichen Auflösung von $1/4^\circ$ verfügbar und wurden hier über die zeitliche Periode vom 01.01.1993 bis 31.12.2015 verwendet. Die SLA-Daten wurden einer dynamischen atmosphärischen Korrektur unterzogen (DAC - engl. *dynamic atmospheric correction*) (CARRÈRE und LYARD 2003). Da Tidepegel dynamisch atmosphärische Prozesse jedoch gleichermaßen wie Altimeter messen, wurde die DAC nachträglich wieder zu den Satellitendaten hinzugerechnet (BONADUCE et al. 2016). Die DAC-Korrektur besteht aus der IBE-Korrektur für Zeitskalen von mehr als 20 Tagen berechnet nach der klassischen IBE-Approximation (s. a. Abschnitt 2.4.4) und der Korrektur um die dynamische Komponente aufgrund von atmosphärischen

Einflüssen (Luftdruck und Wind) auf Zeitskalen von weniger als 20 Tagen berechnet mithilfe eines barotropen HN-Modells (CARRÈRE und LYARD 2003). Der zweite Satellitenaltimeterdatensatz wurde von der ESA Sea Level Climate Change Initiative (SL_cci) in der Version v2.0 von ftp.esa-sealevel-cci.org heruntergeladen (ESA SEA LEVEL CCI PROJECT TEAM 2017). Auch der ESA-Datensatz ist mit einer räumlichen Auflösung von $1/4^\circ$ über eine zeitliche Periode vom 01.01.1993 bis 31.12.2015 verfügbar.

Um die Nutzbarkeit der Satellitendaten zur Beschreibung des Wasserstands in der Ostsee zu überprüfen, wurden aus den Gitterdaten die SLA-Zeitreihen im Umkreis von 1° um die Koordinaten des Pegelstandortes extrahiert. Die SLA-Zeitreihe, die den größten Korrelationskoeffizienten zu der entsprechenden Pegelzeitreihe aufweist, wurde für weitere Vergleichsanalysen genutzt. Diese Methodik ergab die besten Übereinstimmungen, weshalb andere Methoden, wie z. B. die Nutzung der SLA-Zeitreihe am zum Pegelstandort nächstgelegenen Gitterpunkt (z. B. BONADUCE et al. 2016) oder die Interpolation zwischen vier Gitterpunkten auf den Pegelstandort verworfen wurden. Zur Überprüfung, wie gut die Satellitenaltimeterdaten die Variabilität des MSL in der Ostsee abbilden, wurden zunächst Vergleichsanalysen zur Standardabweichungen des monatlichen MSL mit den entsprechenden Pegeldaten durchgeführt (Abbildung 11). In Abbildung 11 zeigt sich eine sehr gute Übereinstimmung der Standardabweichungen der Pegeldaten mit der Standardabweichung der beiden Satellitenaltimeterprodukte. So zeigen alle Datenprodukte einen kontinuierlichen Variabilitätsgradienten von West (kleine Standardabweichungen) nach Ost (große Standardabweichungen). Größere Differenzen zwischen Pegel- und Satellitenaltimeterdaten ergeben sich im Bottnischen und Finnischen Meerbusen. Es wird davon ausgegangen, dass diese auf die temporäre Eisbedeckung in diesen Bereichen zurückzuführen sind, die eine Messung des Wasserstands mithilfe der Satellitenaltimetrie erschwert. Die temporäre Eisbedeckung ist auch mit ein Grund für die Lücken in den Satellitenaltimeterdatensätzen in der Bottenwiek sowie im östlichen Teil des Finnischen Meerbusens (NOVOTNY 2006). Bis auf einige Pegelstandorte an der Schleswig-Holsteinischen Küste (Flensburg Nr. 16 bis Marienleuchte Nr. 26) zeigen beide Datensätze durchgängig sehr hohe Korrelationskoeffizienten mit $r \geq 0,9$. Die geringeren Korrelationen an der Schleswig-Holsteinischen Küste können wahrscheinlich auf die komplexe Küstentopografie zurückgeführt werden, die eine Übertragung der Satellitenmessungen an die Küste heran verkomplizieren. Die Vergleichsanalysen zwischen SLA-Zeitreihen und Pegelzeitreihen zeigen insbesondere für das Untersuchungsgebiet die höheren Korrelationen zwischen den Pegelzeitreihen und dem AVISO-Datensatz. Aus diesem Grund wurden in den Folgeanalysen lediglich die AVISO-Daten verwendet.

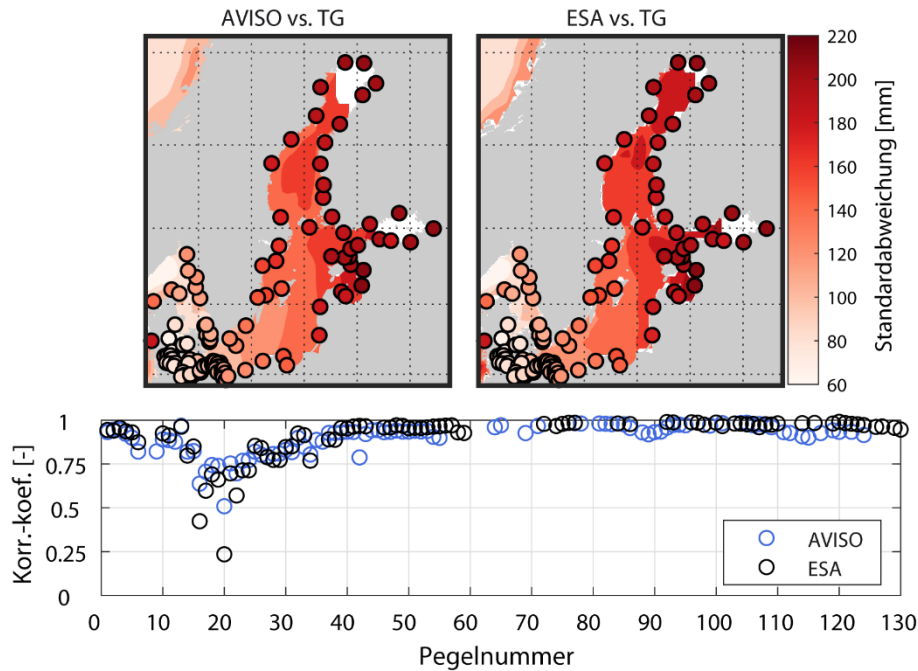


Abbildung 11: Vergleich der Standardabweichungen (oben) und Korrelationskoeffizienten (unten; Nr. 16 bis 64 entsprechen den deutschen und polnischen Pegelstandorten) der MSL-Monatszeitreihen für die Zeitperiode 1993 bis 2015 aus Pegeldaten (farbige Punkte) und aus Satellitaltimeterdaten (räumlich farbliche Darstellung) (AVISO oben links; ESA oben rechts).

3.6 3D Hydrodynamisch-numerisches Modell des IOW

Das IOW betreibt ein 3D HN-Modell der Ostsee mit insgesamt 50 Schichten. Die Ostsee liegt vollständig in einer räumlichen Auflösung von 1 nm (Nautische Meile) vor. Am offenen Rand des Modells im Kattegat werden 6-stündliche Salz- und Temperaturdaten, 20-minütige Wasserstandsauslenkungen und tiefengemittelte Strömungen aus einem HN-Modell des Nordeuropäischen Schelfs (NSBS) (räumliche Auflösung von 2 nm) nach GRÄWE et al. (2015) als Eingangsparameter eingesteuert. An den Rändern des NSBS-Modells im Ärmelkanal und über dem nordwestlichen Schelf werden monatliche mittlere Salz- und Temperaturprofile sowie das großskalige baroklin erzeugte Meeresspiegelauslenkungssignal aus dem Globalmodell GECCO2 (*engl. German contribution of the Estimating the Circulation and Climate of the Ocean project*) vorgeschrieben (KÖHL 2015). Da GECCO2 Volumen aber keine Masse konserviert und daher keine globalen thermosterischen Meeresspiegeländerungen simulieren kann, wurde zusätzlich ein linearer Trend zur Meeresspiegelauslenkung hinzugerechnet, der aus den GIA bereinigten Pegeldaten an den Standorten Brest (Bretagne, Frankreich) und Lerwick (Shetland-Inseln, Schottland) ermittelt wurde (PELTIER 2004). Als atmosphärischer Antrieb (10 m Wind, 2 m Lufttemperatur, Luftfeuchte, Wolkenbedeckung und Luftdruck) dienen die stündlichen CoastDat Reanalysedaten nach GEYER (2014). Weitere Beschreibungen des Ostsee-Modells sind GRÄWE et al. (2019) und GRÄWE et al. (2015) zu entnehmen.

Für die Analysen wurden die Wasserstände in der gesamten Ostsee mit einer Gitterauflösung von 1 nm mit einer zeitlichen Auflösung von einem Monat für eine Zeitperiode vom 01.01.1949 bis 30.09.2014 aus einem vollen baroklinen Modelllauf (BK) sowie drei barotropen Modellläufen (Antriebsfaktoren: Wind und Luftdruck (BT1),

Wind und Konstanter Luftdruck (BT2), Klimatologischer Flusseintrag (BT3)) durch das IOW (in Person von Ulf Gräwe) bereitgestellt. Um zu überprüfen, wie gut die simulierten Wasserstandsdaten des baroklinen Modelllaufs mit den beobachteten Pegelständen übereinstimmen, wurden die Korrelationskoeffizienten zwischen den Pegelzeitreihen und den simulierten Wasserstandsdaten (MSL-Monatszeitreihen) an den Koordinaten aller Pegel in der gesamten Ostsee bestimmt und zusammen mit der normalisierten Standardabweichung der Modellzeitreihen in einem Taylor-Diagramm aufgetragen (TAYLOR 2001). Die normalisierte Standardabweichung σ_n beschreibt das Verhältnis zwischen der Standardabweichung der beobachteten Pegelstände (σ_o , *engl. observation*) und der Modellstände (σ_p , *engl. prediction*).

$$\sigma_n = \frac{\sigma_o}{\sigma_p} \quad (8)$$

Abbildung 12 zeigt beispielhaft den Vergleich der um den linearen Trend bereinigten monatlichen Beobachtungs- und Modelldaten anhand von 13 ausgewählten Pegelstationen aus dem gesamten Ostseegebiet. Diese 13 Pegelstandorte (s. a. Abbildung 12 rechts) wurden so ausgewählt, dass die verfügbaren Zeitreihen möglichst die gesamte Zeitperiode 1949 bis 2014 abdecken und möglichst alle Teilgebiete der Ostsee erfasst werden. Die Korrelationskoeffizienten reichen von 0,79 (Kiel-Holtenau) bis 0,95 (Pärnu) und beschreiben somit einen starken positiven linearen Zusammenhang sowie eine sehr gute Abbildung der Variabilität. Die kleinsten Korrelationskoeffizienten liegen mit $r = 0,79$ (Kiel) und $r = 0,83$ (Gedser) zwar genau im Untersuchungsgebiet, weisen jedoch auch immer noch eine sehr gute Abbildung der Variabilität nach. Ein Grund für die Abweichungen in der südwestlichen Ostsee könnte die Topografie bzw. die komplexe Küstenstruktur sein, die aufgrund der räumlichen Modellauflösung nicht genau genug abgebildet wird. Die normalisierten Standardabweichungen zeigen, dass die Variabilität an den nördlichen Pegeln Oulu, Ratan, Spikarna, Helsinki und Kronstadt um bis zu $\sim 5\%$ (Oulu) überschätzt wird. Dies könnte durch die möglicherweise zu ungenaue Berücksichtigung des Meereises durch das Modell erklärt werden. An den südlichen Pegeln hingegen wird die Variabilität um bis zu $\sim 13\%$ (Kiel) unterschätzt. Als weiteres Kriterium wurde die Wurzel der mittleren quadratischen Abweichung (*engl. Root Mean Squared Error*, RMSE) berechnet. Der mittlere RMSE für die 13 Pegelstandorte liegt bei $\text{RMSE} = 64$ mm. Die höchsten RMSE-Werte liegen mit $\text{RMSE} = 83$ mm in Kronstadt und die niedrigsten mit $\text{RMSE} = 48$ mm in Ringhals vor. Die hohen Korrelationskoeffizienten, die geringen RMSE und die normalisierten Standardabweichungen nahe 1 weisen auf eine sehr gute Übereinstimmung hin. Das 3D HN-Modell des IOW ist somit hinreichend geeignet, die Wasserstände in der Ostsee zu beschreiben.

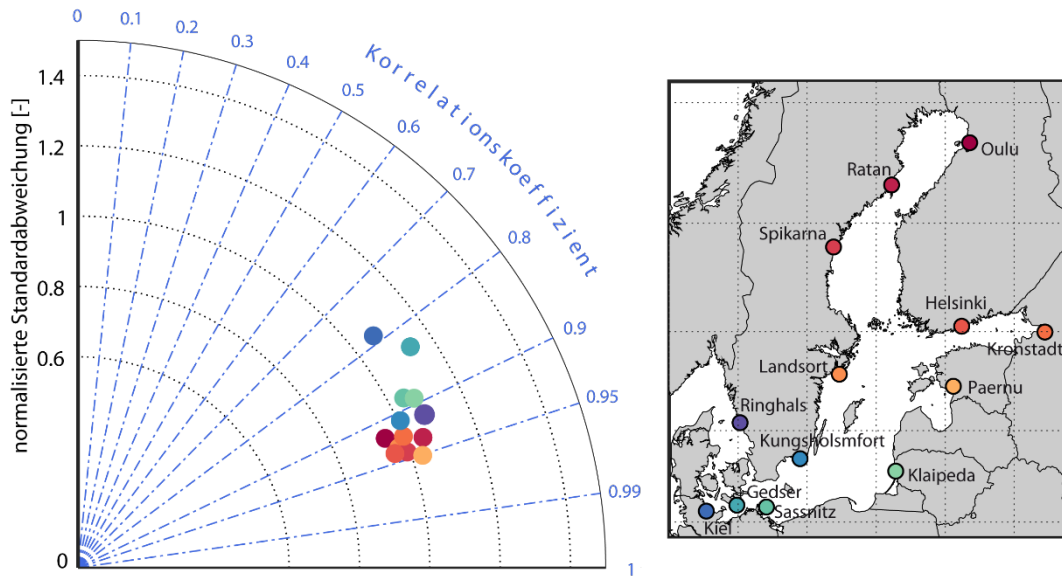


Abbildung 12: Taylor-Diagramm nach TAYLOR (2001) mit Darstellung der Korrelationskoeffizienten und der normalisierten Standardabweichung zwischen 13 Pegelzeitreihen (um den linearen Trend bereinigt) und dem baroklinen Modell (links). Standorte und Namen der 13 betrachteten Pegel (rechts).

Mithilfe der vier Modellläufe von 1949 bis 2014 konnten die Einflüsse der Einzelkomponenten Wind, Luftdruck, Dynamik und Flusswassereintrag auf die Meeresspiegelvariabilität sowie den Trend untersucht werden (siehe Abschnitt 7). Der Dynamikanteil η_S beschreibt hier die dynamische Komponente aus lokaler Sterik und dem externen Massenteil (bereinigt um barotrope Wind- und Luftdruckprozesse, s. u.) aus der Nordsee (Variabilität ist durch den Modellaufbau vollständig von dynamischen Ozeaninternen Prozessen bestimmt, während im Langzeittrend durch die Assimilierung der Pegelraten in Brest und Lerwick (s. o.) auch säkulare Änderungen aus z. B. Eisschmelze enthalten sind). Dieser wurde aus der Differenz zwischen dem baroklinen Modelllauf und dem barotropen Modelllauf mit Wind und Luftdruck sowie dem barotropen Modelllauf mit Flusswassereintrag gebildet.

$$\eta_S = BK - BT1 - \eta_F = BK - BT1 - (BT1 - BT3) \quad (9)$$

Aufgrund der geringen Tiefe der Ostsee ist das intern generierte Steriksignal verhältnismäßig klein und die dynamische Komponente wird daher vor allem durch den externen Masseneintrag aus der Nordsee dominiert, welcher seinen Ursprung zum Großteil im Nordostatlantik hat (DANGENDORF et al. 2014a; FREDERIKSE et al. 2016). Der barotrope Wasserstand generiert aus Wind η_W kann direkt aus dem barotropen Lauf mit konstantem Luftdruck abgeleitet werden.

$$\eta_W = BT2 \quad (10)$$

Es ist wichtig darauf hinzuweisen, dass hier der Einfluss des Windes auf den Wasserstand rein barotrop modelliert wurde. Grundsätzlich ist der Einfluss des Windes auf den Wasserstand nicht rein barotrop, sondern der Wind kann auch die thermohaline Struktur des Wasserkörpers z. B. durch Upwelling/Downwelling und Ekman Pumping beeinflussen. In der flachen Ostsee sind diese Effekte allerdings gering bzw. saisonale beschränkt,

weshalb eine zusätzliche Separierung dieses Anteils von der Dynamikkomponente vernachlässigt werden kann (z. B. MYRBERG und ANDREJEV 2003). Der Anteil des Wasserstands aus Luftdruckänderungen η_P wurde aus der Differenz zwischen den beiden barotropen Modellläufen mit Wind und Luftdruck sowie mit konstantem Luftdruck ermittelt.

$$\eta_P = BT1 - BT2 \quad (11)$$

Welchen Anteil der Flusswassereintrag an den Wasserstandsänderungen der Ostsee aufweist, wurde aus der Differenz zwischen den beiden barotropen Modellläufen mit Wind und Luftdruck und mit Flusswassereintrag ($\eta_F = BT1 - BT3$) ermittelt.

$$\eta_F = BT1 - BT3 \quad (12)$$

Der RMSL kann somit aus den betrachteten Einzelkomponenten, den VLM und einer Residualkomponente beschrieben werden zu:

$$RMSL = VLM + \eta_P + \eta_S + \eta_W + \eta_F + \eta_{res} \quad (13)$$

Der Anteil der erklärten Varianz der Einzelkomponenten Wind η_W , Luftdruck η_P , Dynamik η_S und Flusswassereintrag η_F am Gesamtwasserstand wurde mithilfe folgender Formel nach CALAFAT et al. (2012) ermittelt:

$$\%varianz = 100 \cdot \left(1 - \frac{var(RMSL - \eta_P - \eta_S - \eta_W - \eta_F)}{var(RMSL)} \right) \quad (14)$$

Während die Varianz, welche durch die jeweilige Einzelkomponente erklärt wird, mit folgender Formel bestimmt wird:

$$\%varianz = 100 \cdot \left(1 - \frac{var(MSL - \eta_i)}{var(MSL)} \right) \quad (15)$$

3.7 Atmosphärenreanalysedaten

Nach CHEPURIN et al. (2014) sind Ozean- und/oder Atmosphärenreanalysedaten dazu geeignet die meteorologisch begründete Variabilität aus der interannuellen und multidekadischen Variabilität der Wasserstandszeitreihen zu isolieren. Um den IBE mithilfe der theoretischen Approximation anhand von Luftdruckdaten zu berechnen (s. a. Abschnitt 2.4.4 und 7.3), wurden die Luftdruckdaten eines Ozeanreanalysedatensatzes hinzugezogen. Weiterhin wurde das Luftdruckmuster sowie die Windrichtung während sehr hohen MSL-Monatswerten genauer betrachtet (s. a. Abschnitt 7.2). Hierzu wurden monatliche Mittelwerte des Luftdrucks sowie monatliche Windvektoren (Windgeschwindigkeit und -richtung) aus dem *National Center for Environmental Prediction and the National Center for Atmospheric Research* (NCEP/NCAR) globalen Reanalysedaten nach KALNAY et al. (1996) unter <http://www.esrl.noaa.gov/psd/> heruntergeladen. Der NCEP/NCAR-Datensatz liegt mit einer räumlichen Auflösung von $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ über die Zeitperiode 1948 bis heute vor und wurde genutzt, da die CoastDat Antriebsdaten des 3D HN-Modells des IOW auch aus NCEP/NCAR Daten generiert wurden (s. a. GEYER 2014).

4 Entwicklung eines neuen MSL-Datensatzes für die Ostsee

4.1 Generierung von MSL-Zeitreihen auf Basis hochaufgelöster Pegeldaten

Für insgesamt 179 Pegelstandorte in der Ostsee wurden möglichst lange und hochwertige MSL-Zeitreihen generiert. Der MSL kann, als Schwerelinie der Tidekurve, ausschließlich auf Basis hochaufgelöster Daten ermittelt werden. Die einfachste Methode zur Berechnung des MSL aus hochaufgelösten Datensätzen (Stundenwerte oder noch höher aufgelöst) ist die Bildung des arithmetischen Mittels aller aufgezeichneten Werte über eine bestimmte Zeitperiode (IOC 1985). Beim Umgang mit Datenlücken wurden die Definitionen des PSMSL berücksichtigt (JENSEN et al. 2011). Somit müssen für die Ermittlung eines MSL-Monatswertes Wasserstandswerte für mindestens 15 Tage des betrachteten Monats vorliegen. Entsprechend müssen für die Ermittlung eines MSL-Jahreswertes 11 bzw. 12 Monatswerte für das betreffende Jahr vorhanden sein.

„RMSL-Zeitreihen die aus Minutenwerten, stündlichen- oder halbstündlichen Werten generiert wurden [können] ohne weitere Korrektur miteinander verbunden und analysiert werden“ (JENSEN et al. 2011, S. 19). Die Unterschiede in der zeitlichen Auflösung zwischen Minutenwerten und stündlichen Werten haben nur einen sehr geringen und zu vernachlässigenden Einfluss auf die MSL-Jahreswerte (JENSEN et al. 2011). Für die Generierung langzeitlicher MSL-Monatszeitreihen wurden grundsätzlich Datensätze mit höherer zeitlicher Auflösung bevorzugt. Vor der Zusammensetzung der MSL-Monatswerte aus unterschiedlichen Datensätzen zu einer langzeitlichen Zeitreihe wurde zunächst überprüft, ob die Zeitreihen hierfür geeignet sind. Wenn sich überschneidende Zeitperioden vorlagen, so wurden die Differenzen dieser Zeitabschnitte gebildet und die Korrelationskoeffizienten ermittelt. Bei nur sehr geringen Differenzen oder nur vereinzelt Ausreißern und einem Korrelationskoeffizienten $r \geq 0,9$ konnte somit direkt entschieden werden, dass die Zeitreihen problemlos aneinandergefügt werden können.

4.2 Generierung von MSL-Zeitreihen auf Basis von Einzelterminwerten

Aufgrund der Historie der Pegelaufzeichnungen (s. a. Abschnitt 3.1) liegen vorwiegend für historische Zeitperioden nur Datensätze mit einer inhomogenen zeitlichen Auflösung (Einzelterminwerte) vor. Des Weiteren ist in der Dokumentation einiger PSMSL-Zeitreihen angegeben, dass diese MSL-Monatszeitreihen zeitweise aus Einzelterminwerten berechnet wurden und es sich somit um eine zusammengesetzte Zeitreihe aus Einzelterminwerten und hochaufgelösten Daten handelt (z. B. Pegel Helsinki, PSMSL 2016). In manchen Dokumentationen findet sich auch der Hinweis, dass MSL-Monatswerte aus Einzelterminwerten einer Gezeitenkorrektur unterzogen wurden (z. B. Pegel Warnemünde 2, PSMSL 2016).

In Randmeeren, wie der Ostsee, die nur durch eine enge Straße mit dem offenen Ozean verbunden sind, haben Gezeiten nur einen sehr kleinen Anteil an der Gesamtvariabilität des Meeresspiegels. Obwohl die Gezeiten innerhalb der Ostsee nur sehr gering

ausgeprägt sind, können sie dennoch im Spektrum der Pegelzeitreihen nachgewiesen werden (s. a. Abbildung 13 c) (z. B. RABINOVICH und MEDVEDEV 2015). Diese kleinen Gezeitschwingungen sind zudem in der Lage einen signifikanten Tagesgang zu produzieren, der in Abbildung 13 a beispielhaft für den Pegel Kiel-Holtenau basierend auf 59 Jahren stündlicher Pegelaufzeichnungen dargestellt ist. Die kurzzeitlichen Meeresspiegeländerungen sind auf tägliche und halbtägliche Gezeiten zurückzuführen. Die wichtigsten täglichen und halbtäglichen Gezeiten in der Ostsee sind die Mond- und Sonnegezeiten M_2 (halbtägliche lunare Gezeit), S_2 (halbtägliche solare Gezeit), K_1 (tägliche lunare-solare Gezeit) und O_1 (tägliche lunare Gezeit) (s. a. Spektralanalyse in Abbildung 13 c). Wird der mittlere Tagesgang für jeden Monat einzeln ermittelt (Abbildung 13 b), so zeigen sich sogar noch weitaus größere Differenzen (für Kiel-Holtenau im Mittel bis zu ca. 150 mm), aufgrund des zugehörigen jährlichen Zyklus der Wasserkreislaufkomponenten und der thermalen Expansion des Wasserkörpers (HUPFER et al. 2003). Hier wird nur der mittlere Tagesgang betrachtet, die tatsächlichen maximalen Differenzen sind noch um einiges größer.

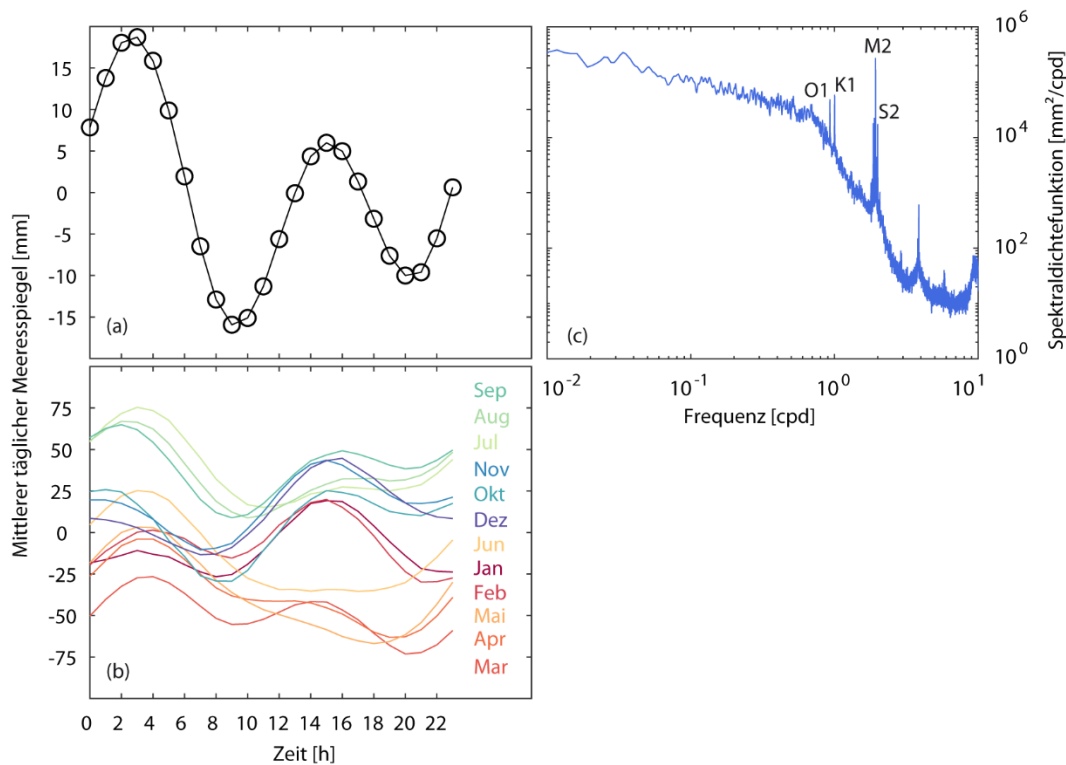


Abbildung 13: (a) Mittlerer Tagesgang und (b) mittlerer monatlicher Tagesgang des Meeresspiegels am Pegel Kiel-Holtenau ermittelt aus stündlichen Pegeldata für die Zeitperiode 1957 bis 2015. (c) Spektralanalyse mit Kennzeichnung der wichtigsten täglichen und halbtäglichen Gezeiten. Die Spektrumsfensterlänge wurde zu $N = 8766$ h festgelegt (astronomisches Jahr).

Aus dem mittleren Tagesgang ist ersichtlich, dass die Uhrzeit der täglichen Wasserstandsablesung einen Einfluss auf die zu berechnende MSL-Monatszeitreihe hat und insbesondere in zusammengesetzten Zeitreihen zu Fehlern im Trend sowie der interannuellen und dekadischen Variabilität führen kann (LIEBSCH et al. 2000). Für die Generierung langer historischer MSL-Zeitreihen, die auf Pegelmessungen unterschiedlicher zeitlicher Auflösung basieren, ist es daher unerlässlich, die MSL-Monatswerte, die aus

Einzelterminwerten generiert wurden, anzupassen bzw. einer Gezeitenkorrektur zu unterziehen (s. a. KELLN et al. 2018). In diesem Abschnitt liegt der Fokus auf den folgenden drei Hauptaufgaben:

- Beurteilung des Einflusses der täglichen Gezeiten auf die Berechnung von MSL-Monatswerten aufgrund von Einzelterminwerten im Vergleich zu Stundenwerten.
- Einführung einer aktualisierten Gezeitenkorrektur für MSL-Zeitreihen generiert aus Einzelterminwerten.
- Quantifizierung des potenziellen Fehlers, der sich aus der Vernachlässigung der Gezeitenkorrektur auf die MSL-Variabilität und den Trends in einer zusammengesetzten MSL-Monatszeitreihe ergibt.

4.2.1 Historie der Gezeitenkorrektur

Schon im späten 19. sowie frühen 20. Jahrhundert beschäftigten sich einige Autoren, wie SEIBT (1890) und WESTPHAL (1900), mit der Ermittlung von MSL-Zeitreihen an der deutschen Ostseeküste aus den verfügbaren Wasserstandaufzeichnungen und wiesen auf die Problematik der MSL Ermittlung aus Einzelterminwerten bzw. die damit verbundene notwendige Gezeitenkorrektur hin. WESTPHAL (1900) erwähnte zudem, dass seine ermittelte Gezeitenkorrektur in der Zukunft angepasst werden müsste, wenn genügend hochaufgelöste Wasserstandsdaten zur Bestimmung des Einflusses der Sonnenflut vorliegen. Die Sonnenflut bezeichnet dabei die durch die Sonne erzeugte Tide und besteht aus der täglichen S_1 -Gezeit sowie der halbtäglichen S_2 -Gezeit. Die Periode der S_1 -Gezeit ist durch die Zeitspanne zweier Durchgänge der Sonne durch den Meridian gekennzeichnet (MALCHEREK 2010). PASCHEN (1856) berichtete schon im Jahr 1856 über die Wahrnehmbarkeit von Ebbe und Flut in der Ostsee. Insbesondere in einem Nachtrag zu dieser Veröffentlichung wiesen die Autoren darauf hin, dass die Ablesung der Ostseepegel nur einmal täglich um 12 Uhr mittags nicht ausreicht, um den mittleren Meeresspiegel der Ostsee zu beschreiben, sondern, dass diese einmalige Ablesung aufgrund der täglichen Sonnenflut zu einer Unter- bzw. Überschätzung des mittleren Wasserstandes führt. PASCHEN (1856) schlug daher eine Ablesung der Wasserstände zweimal täglich mit einem zeitlichen Abstand von sechs Stunden vor.

SEIBT (1881) führte aus, dass in den Sommermonaten in der Ostsee ein höherer Wasserstand zu beobachten ist, als in den Wintermonaten, dessen Ursache nicht allein in der Erwärmung und der damit verbundene Ausdehnung des Wassers zu finden ist. Des Weiteren haben die Wasserstandskurven einen periodischen Charakter, weshalb nur ganzjährige Beobachtungen verwendet werden dürfen, um das Mittelwasser bei Swinemünde zu beschreiben (SEIBT 1881). Zudem untersuchte SEIBT (1881) den Einfluss von Ebbe und Flut auf die Berechnung des Mittelwassers am Pegel Swinemünde. SEIBT (1881) lag eine 44-jährige Zeitreihe von Einzelterminwerten um 12 Uhr vor. Er beschrieb, dass diese Beobachtungen einer Sonnenflut-Korrektur unterzogen werden müssen, um den Mittelwasserstand zu ermitteln. SEIBT (1881) ermittelte jedoch nicht direkt die Sonnenflut, sondern die Mondflut und zog Rückschlüsse über die Größe der Sonnenflut. Dabei erhielt er das Ergebnis, dass die Wasserstandsbeobachtungen konstant im Mittel um

2 mm durch die Sonnenflut beeinflusst werden, weshalb er daraus schloss, dass der Einfluss der Sonnenflut bei der Berechnung des Mittelwassers der Ostsee bei Swinemünde unberücksichtigt bleiben darf. PASCHEN (1882) bezog sich auf SEIBT (1881) und hielt daher auch für die Pegel Wismar und Warnemünde den Einfluss der Nutzung nur eines Terminwertes pro Tag für die Ermittlung des mittleren Monatswasserstandes für hinreichend klein.

Erst in seiner zweiten Arbeit zum Pegel Swinemünde befasste sich SEIBT (1890) erneut mit der Korrektur der Pegelaufzeichnungen und kam diesmal zu dem Ergebnis, dass eine Gezeitenkorrektur der Einzelterminwerte für eine genaue Bestimmung des MSL unerlässlich ist. SEIBT (1890) berechnete hierzu die Monatsmittelwerte des Pegels Swinemünde für die Einzelterminwerte zu jeder Uhrzeit für die Jahre 1883, 1886 und 1887. Dadurch erlangte er Erkenntnisse über die tägliche Periode der mittleren Wasserstände. SEIBT (1890) zeigte am Pegel Swinemünde, dass eine Korrektur der mittleren Wasserstände vom Einfluss der täglichen Periode notwendig ist. Da SEIBT (1890) über Monatssummen des Registrierpegels sowie Monatssummen der 12 Uhr Werte verfügte, bildete er aus beiden Werten die Differenz, um so die Korrektur vorzunehmen. SEIBT (1890) bemerkte jedoch auch, dass grundsätzlich, wenn keine Monatssummen vorhanden wären, die Reduktion sehr genau über die Bestimmung der Abweichung des zu einer bestimmten Uhrzeit ermittelten Monatsmittels zu dem tatsächlichen Monatsmittel eines Stundenwertdatensatzes ermittelt werden kann.

Auch WESTPHAL (1900) stellte fest, dass Terminwerte um den Einfluss der Sonnenflut (S_1 - und S_2 -Gezeit) bereinigt werden müssen, um Tagesmittelwerte zu erhalten und führte eine Korrektur des Einflusses der täglichen Sonnenflut durch. Hierfür ermittelte WESTPHAL (1900) zunächst die Sonnenflutkurve für sechs von ihm untersuchte Pegelstandorte (Travemünde, Marienleuchte, Wismar, Warnemünde, Arkona, Swinemünde). Er bemerkte jedoch auch, dass zur Ermittlung der Sonnenflutkurve eine lange Zeitreihe mit mindestens stündlichen Werten notwendig ist. WESTPHAL (1900) lagen nur stündliche Aufzeichnungen weniger Jahre vor (Marienleuchte: sieben Jahre von 188 bis 1888, Arkona: neun Jahre von 1884 bis 1892, Travemünde: drei Jahre von 1889 bis 1891), daher führte er an, dass seine Korrekturwerte in der Zukunft, wenn genügend stündliche Werte vorhanden sind, nochmal zu korrigieren sind. Für die Stationen Wismar, Warnemünde und Swinemünde lagen WESTPHAL (1900) keine längeren Zeitreihen von Stundenwerten vor. WESTPHAL (1900) brachte z. B. für Monatsmittelwerte aus 12 Uhr Terminwerten am Pegel Travemünde Korrekturwerte von 1,9 mm (Februar) bis 41 mm (Juli) an. Eine Korrektur der Gezeitenkorrekturfaktoren nach WESTPHAL (1900) ist nach eingehender Prüfung der Literatur bisher nicht erfolgt.

LOHRBERG (1956) führte an, dass die Abweichungen zwischen Tagesmittelwerten und 12 Uhr Einzelterminwerten für jeden Pegel an der deutschen Ostseeküste unterschiedlich sind und das seinerzeit nur der Einfluss der Sonnenflut am Pegel Travemünde von ca. 16 mm bekannt war. Auch MONTAG (1964) erwähnt, dass der Einfluss der Gezeiten, insbesondere der Sontentiden mit Perioden von annähernd 12 bzw. 24 Stunden, den Grund für die Differenz zwischen Monatsmitteln aus Tagesablesungen und aus Tagesmittelwerten darstellt. MONTAG (1964) zeigte zudem, dass die von WESTPHAL (1900)

und SEIBT (1890) vorgenommenen Gezeitenkorrekturen anhand einer empirischen Methodik sowie die Annahme, dass sich die Differenz über die Zeit nicht bzw. kaum ändert, hinreichend genau ist.

LIEBSCH (1997) erklärte den Einfluss der täglichen Gezeiten in der Ostsee auf den Monatsmittelwert aus der Perspektive der Signalverarbeitungstheorie, in der dieses Phänomen in der Spektralanalyse als Aliasing-Effekt bekannt ist. Durch die Mittelwertbildung werden einige Tiden mehr, einige weniger gedämpft. Gerade die Tiden P_1 (tägliche solare Tide nach dem Partialtidensystem nach Doodson (s. a. DOODSON 1921) und K_1 (tägliche lunare-solare Tide) sind ungedämpft, weshalb diese Tiden Aussagen über den saisonalen Zyklus verfälschen können, wenn nur ein Wert pro Tag für die Berechnung von Monatsmittelwerten genutzt wird (LIEBSCH 1997). Der Aliasing-Effekt bezeichnet somit diese Frequenzmissdeutung. LIEBSCH (1997) beschreibt zudem, dass neben dem saisonalen Zyklus auch der Trend einer Zeitreihe verfälscht wird. Um den Aliasing-Effekt zu verhindern, muss die Zeitreihe zwischen dem Messpunktabstand Δt und der größten in der Zeitreihe auftretenden Frequenz f die Beziehung $\Delta t \leq 1/2f$ (Nyquist-Shannon Abtasttheorem) aufweisen (LIEBSCH 1997; MUDELSEE 2014). Aus diesem Grund sind zur Vermeidung des Aliasing-Effektes aufgrund der halbtäglichen Gezeit auch vier äquidistante Beobachtungen pro Tag notwendig.

LIEBSCH et al. (2000) stellen eine genaue Auflistung für die Pegel Wismar und Warnemünde dar, für welche Zeitperioden welche Ablesungen (Tageslesungen, mehrmals täglich, stündliche Werte) an den beiden Pegeln durchgeführt wurden, die wiederum in die Berechnung der Monatsmittelwerte eingegangen sind. Zudem führen LIEBSCH et al. (2000) Differenzuntersuchungen am Pegel Warnemünde durch, um die Auswirkungen unterschiedlicher Aufzeichnungsraten zu untersuchen. Die Gezeiten als Ursache für die systematischen Abweichungen werden durch LIEBSCH et al. (2000) bestätigt. LIEBSCH et al. (2000) führen daher an, dass Gezeitenkorrekturen für die Monatsmittelwerte, welche nicht aus mindestens vier äquidistanten Beobachtungen pro Tag ermittelt wurden, berechnet werden müssen.

Auch HUPFER et al. (2003) zeigen auf, dass sich aus den Gezeiten in der Ostsee die Forderung nach einer hohen Abtastfrequenz der Pegeldaten ergibt. Als Beispiel führen sie an, dass die M_2 -Gezeit jeden Tag in einer anderen Phasenlage auftritt (erst nach ~ 17 Tagen wieder dieselbe Phasenlage) und daher bei nur einer täglichen Terminwertablesung sich ein Datensatz mit einer ca. halbmonatigen Scheinperiode mit einer ähnlichen Amplitude wie die M_2 ergeben würde.

WESTPHAL (1900) ermittelte den Einfluss der Gezeiten aus dem Vergleich von Monatsmittelwertzeitreihen aus Tageslesungen und Monatsmittelwerten aus höher aufgelösten Aufzeichnungen für dieselben Zeitperioden. Wobei WESTPHAL (1900) nur für drei Jahre höher aufgelöste Aufzeichnungen zur Verfügung standen, weshalb er eine spätere Verbesserung der Gezeitenkorrektur nicht ausschloss. LIEBSCH (1997) hingegen berechnete aus Stundendaten (Zeitperiode 1978 bis 1989) der Pegel Wismar und Warnemünde die Amplituden und Phasen von 68 Partialtiden für jedes Jahr um die Gezeiten zu präzisieren und den mittleren Einfluss der Gezeiten zu einer bestimmten Uhrzeit für jeden Monat zu bestimmen. Die jährlichen Partialtiden wurden gemittelt und die Gezeiten in stündlichen Abständen für die Zeitperioden vorherbestimmt, für die nur

einzelne Tagesablesungen zur Verfügung standen. Voraussetzung war hierbei die Annahme, dass die Gezeitenparameter zeitlich konstant sind. Es wurden sowohl die stündlichen Gezeiten als auch die Gezeiten nur zum Zeitpunkt der Einzelterminablesung über einen Monat gemittelt. Die Differenz der beiden Monatsmittelwerte ergab dann die Gezeitenkorrektur. Die Nutzung unterschiedlicher Ansätze für eine Gezeitenkorrektur wird in Abschnitt 4.2.4 miteinander verglichen und die am besten geeignete Methodik ermittelt.

LIEBSCH et al. (2000) zeigte in seiner Arbeit in Abbildung 6 Analysen der stündlichen Zeitreihe von 1986 bis 1992 am Pegel Warnemünde. Da nun in dieser Arbeit für den Pegel Warnemünde eine stündliche Zeitreihe von 1953 bis 2016 vorliegt, konnten die Untersuchungen anhand dieser längeren Zeitreihe erneut durchgeführt und die Ergebnisse miteinander verglichen werden. Hierzu wurden die Monatsmittelwertzeitreihen aus Einzelterminwerten $MSL_{1/d}$ für Messungen einer jeweils anderen Stunde des Tages weiter untersucht. Für jede der 24 Zeitreihen wurde die Differenzzeitreihe zu den Monatsmittelwerten aus stündlichen Aufzeichnungen gebildet und der Mittelwert der Differenzen gebildet. Die Mittelwerte wurden über der entsprechenden Stunde aufgetragen (s. a. Abbildung 14 unten). Im Gegensatz zu den Untersuchungen von LIEBSCH (1997) ergibt sich hier jedoch eine mittlere Differenz zwischen den Monatsmittelwerten aus 12 Uhr Werten und den Monatsmittelwerten aus stündlichen Ablesungen von 9,83 mm, statt die in LIEBSCH (1997) angegebenen 8 mm (s. a. Abbildung 14 oben). Diese Unterschiede bestätigen wiederum die Aussage nach WESTPHAL (1900), nach der eine ausreichend lange stündliche Zeitreihe für die Generierung der Gezeitenkorrektur vorliegen muss. Es wird die Nutzung einer stündlichen Zeitreihe mit einer Mindestlänge von 19 Jahren empfohlen, um den Nodalzyklus mit zu erfassen.

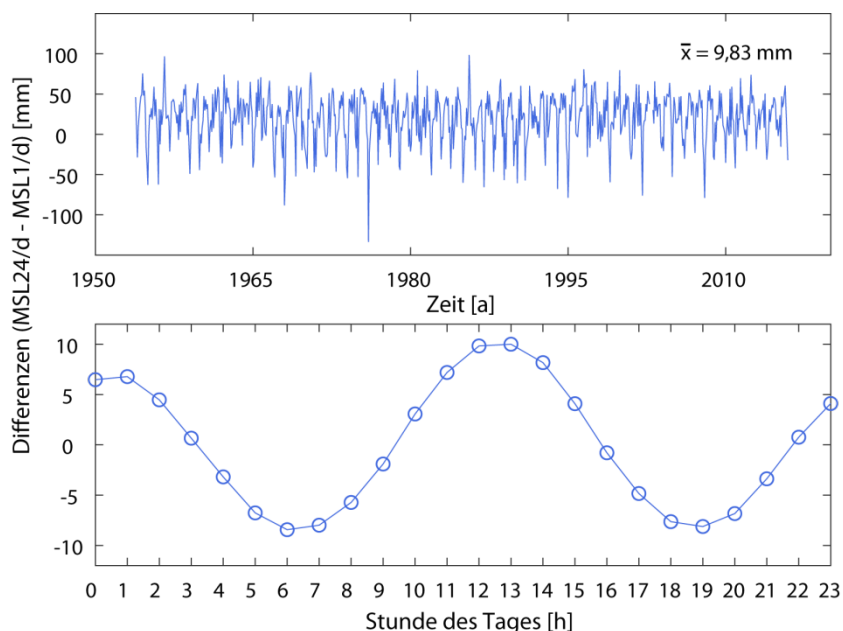


Abbildung 14: Differenzen der Monatsmittelwerte aus stündlichen Ablesungen und den Monatsmittelwerten aus Ablesungen einmal täglich um 12 Uhr am Pegel Warnemünde (oben). Mittelwerte der Differenzen zwischen Monatsmittelwerten aus stündlichen Ablesungen und den Monatsmittelwerten für Messungen einer jeweils anderen Stunde des Tages (unten).

4.2.2 Sensitivitätsstudie 1: Bias in MSL-Monatswerten aus Einzelterminwerten

In der Literatur finden sich unterschiedliche Aussagen bzgl. der Anzahl der notwendigen Pegelablesungen zur Generierung eines adäquaten Tagesmittelwertes. EKMAN (2009) führt beispielsweise an, dass am Pegel Stockholm wöchentliche Werte ausreichen würden, um eine verlässliche MSL-Zeitreihe zu generieren und begründet dies mit den speziellen ozeanografischen Bedingungen im zentralen Gebiet der Ostsee mit ausschließlich langzeitlichen Wasserstandsvariationen. LIEBSCH (1997) hingegen bemerkt, dass für die Bestimmung von Monatsmittelwerten in der Ostsee vier äquidistante Werte pro Tag benötigt werden, da nur so die halbtägigen Gezeiten in der Ostsee mit erfasst werden. Aufgrund der unterschiedlichen Angaben, sowie der verschiedenen Untersuchungsgebiete innerhalb der Ostsee, für welche diese Aussagen getroffen wurden, wurde innerhalb einer Sensitivitätsstudie ermittelt, inwieweit sich die Nutzung von Einzelterminwertablesungen anstelle von Tagesmittelwerten (aus Stundenablesungen) auf eine MSL-Monatszeitreihe auswirkt und wie viele Werte pro Tag tatsächlich notwendig sind.

Um die RMSL-Zeitreihen aus Originaldaten mit unterschiedlichen zeitlichen Auflösungen zu vergleichen, wurden die Differenzen zwischen einer RMSL-Zeitreihe aus Stundendaten und aus Einzelterminwerten berechnet ($MSL_{24/d} - MSL_{1/d}$; $MSL_{24/d} - MSL_{2/d}$; $MSL_{24/d} - MSL_{4/d}$). Dabei zeigten sich die höchsten Differenzen am Pegel Kiel-Holtenau. Um eine Abschätzung des maximal möglichen Fehlers zu erhalten, werden hier daher die Ergebnisse beispielhaft für den Pegel Kiel-Holtenau dargestellt. Abbildung 15 zeigt die RMSL-Zeitreihen am Pegelstandort Kiel-Holtenau berechnet aus Stundendaten ($MSL_{24/d}$), Einzelterminwertablesungen um 3 Uhr ($MSL_{1/d}(3)$), um 3 und 15 Uhr ($MSL_{2/d}(3, 15)$) und um 3, 9, 15 und 21 Uhr ($MSL_{4/d}(3, 9, 15, 21)$) sowie die resultierenden Differenzen. Die Uhrzeiten wurden so gewählt, dass sich für den Pegel Kiel-Holtenau die maximalen Differenzen zwischen der RMSL-Zeitreihe aus Stundendaten und aus Einzelterminwerten ergeben. Es zeigt sich in allen drei Zeitreihen ein Höhengsprung in den Differenzen. Die größten Differenzen mit einem Maximum von 66 mm (Mittelwert: 19 mm) treten auf, wenn nur eine Terminwertablesung pro Tag verwendet wird ($MSL_{1/d}(3)$). Bei der Verwendung von zwei äquidistanten Messungen pro Tag ($MSL_{2/d}(3, 15)$) ergeben sich maximale Differenzen von 29 mm und im Mittel von 12 mm. Wenn nur eine Terminwertablesung um 3 Uhr oder zwei Terminwertablesungen um 3 und 15 Uhr verwendet werden, so wird der MSL überschätzt (die blaue und die rote Zeitreihe liegen oberhalb der schwarzen Zeitreihe) und es wird ein falsches Variabilitätssignal in die Zeitreihen eingeführt. Werden hingegen vier äquidistante Messungen um 3, 9, 15 und 21 Uhr verwendet ($MSL_{4/d}(3, 9, 15, 21)$), so sind die Differenzen zwischen der gelben und der schwarzen Zeitreihe nur schwer zu erkennen und es ergeben sich maximal Differenzen von 6 mm und im Mittel sogar nur 2 mm.

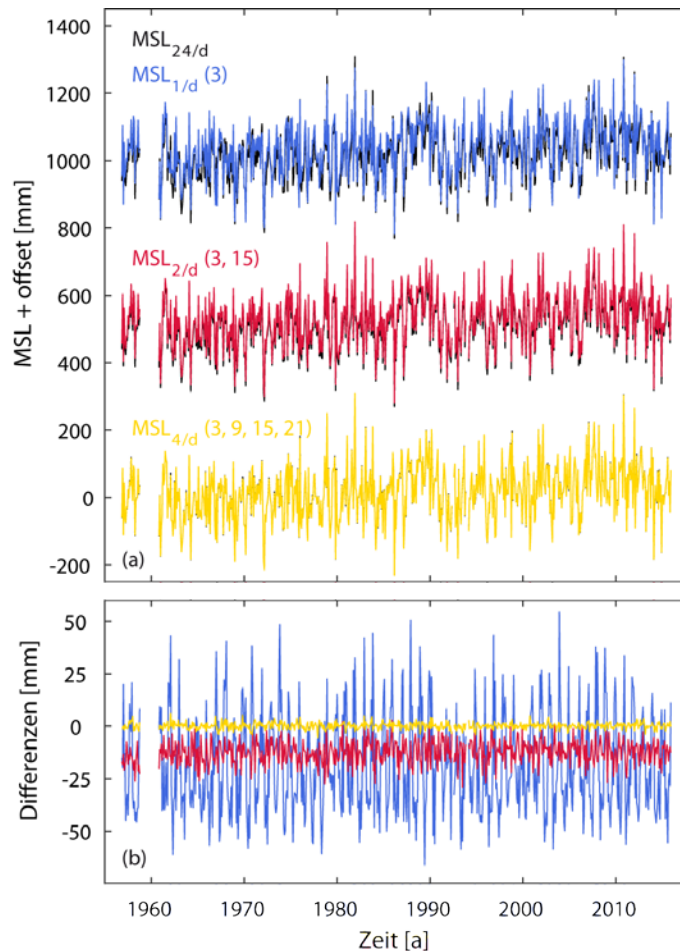


Abbildung 15: (a) RMSL-Zeitreihen am Pegelstandort Kiel-Holtenau berechnet aus Stundendaten (schwarz), aus einer Terminwertablesung pro Tag (3 Uhr) (blau), aus zwei Terminwertablesungen pro Tag (3 und 15 Uhr) (rot) und aus vier Terminwertablesungen pro Tag (3, 9, 15 und 21 Uhr) (gelb). (b) Differenzen zwischen der RMSL-Zeitreihe aus Stundendaten und aus einer, zwei und vier Terminwertablesungen pro Tag.

Abbildung 16 zeigt den RMSE und die Korrelationskoeffizienten zwischen den RMSL-Monatszeitreihen an fünf Pegelstandorten an der deutschen Ostseeküste berechnet aus Stundendaten und aus 1, 2, 3, 4, 6, 8 und 12 äquidistanten Einzelterminwertablesungen pro Tag. Der RMSE und die Korrelationskoeffizienten stagnieren für die Nutzung von vier äquidistanten Messungen pro Tag. Die weiter östlich gelegenen Pegel werden durch die gewählte Anzahl an Messungen etwas weniger beeinflusst. Die höchsten RMSE-Werte finden sich mit bis zu 30 mm am westlichsten Pegelstandort Kiel-Holtenau, wenn nur Einzelterminwertablesungen um 3 Uhr für die Berechnung der RMSL-Monatszeitreihe verwendet werden. Im Gegensatz dazu führt die Nutzung von nur einer Terminwertablesung pro Tag am östlichsten Standort Sassnitz nur zu einem RMSE von 14 mm. Ein bis drei Einzelterminwertablesungen pro Tag führen somit zu nicht mehr tolerierbaren RMSE-Werten. Erst durch die Nutzung von vier äquidistanten Messungen pro Tag ergeben sich RMSE-Werte zwischen minimal 1 mm am Standort Warnemünde und maximal 2 mm am Standort Wismar Baumhaus.

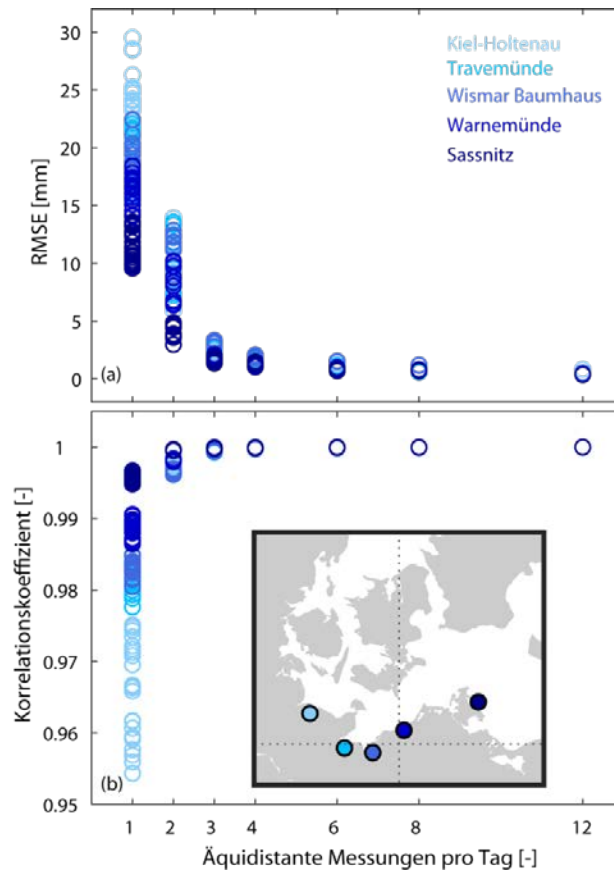


Abbildung 16: RMSE (a) und Korrelationskoeffizienten (b) zwischen den RMSL-Monatszeitreihen berechnet aus Stundenwerten und aus 1, 2, 3, 4, 6, 8, und 12 äquidistanten Messungen pro Tag für die Zeitperiode 1964 bis 2015 an fünf Pegelstandorten entlang der deutschen Ostseeküste.

Die Überprüfung der Gültigkeit der für die südwestliche Ostseeküste ermittelten Ergebnisse für die gesamte Ostsee erfolgte anhand von 90 Pegelstandorten in der gesamten Ostsee, an denen Zeitreihen mit stündlicher Auflösung zur Verfügung stehen. Anhand dieser Pegelzeitreihen wurde der Einfluss der Nutzung von Einzelterminwerten statt Stundenwerten bestimmt. So konnten für jeden Standort MSL-Zeitreihen aus Einzelterminwertablesungen $MSL_{1/d}$, aus vier äquidistanten Terminwerten pro Tag $MSL_{4/d}$ und aus 24 Stundenwerten $MSL_{24/d}$ erzeugt werden. Zum Vergleich der MSL-Monatszeitreihen aus Einzelterminwertablesungen und aus Stundenwerten (bzw. entspricht Tagesmittelwerten) wurden die Differenzen gebildet und untersucht. Es wurde zunächst überprüft, wie hoch die maximalen Differenzen zwischen einer MSL-Monatszeitreihe aus Stundendaten und einer MSL-Monatszeitreihe aus Einzelterminwerten (eine und vier Ablesungen pro Tag) an den jeweiligen Pegeln sind. Zusätzlich ermittelt wurden die zu den maximalen Differenzen zugehörigen Uhrzeiten, zu denen die Ablesung der Einzelterminwerte erfolgte. Hierzu wurden für 90 Pegelstandorte die Differenzen zwischen den MSL-Zeitreihen aus Stundendaten ($MSL_{24/d}$) und 24 MSL-Zeitreihen aus Einzelterminwerten (0 bis 23 Uhr) ($MSL_{1/d}$) sowie sechs MSL-Zeitreihen aus vier Einzelterminwerten (0, 6, 12 und 18 Uhr; 1, 7, 13 und 19 Uhr; 2, 8, 14 und 20 Uhr; 3, 9, 15 und 21 Uhr; 4, 10, 16 und 22 Uhr; 5, 11, 17 und 23 Uhr) ($MSL_{4/d}$) berechnet und die Uhrzeit mit den maximalen Differenzen ermittelt. Abbildung 17 zeigt die räumliche Darstellung der absoluten maximalen Mittelwerte (a & b) und der Standardabweichung (c & d) der

Differenzen zwischen der $MSL_{1/d}$ und $MSL_{24/d}$ (links) sowie der jeweiligen Differenzen zwischen $MSL_{4/d}$ und $MSL_{24/d}$ (rechts) für jeden der untersuchten 90 Pegelstandorte. Die jeweils zugehörige Stunde, zu der die Einzelterminwertablesung vorgenommen wurde, welche die maximale Differenz verursacht, ist in (e & f) dargestellt. Die größten maximalen Mittelwerte der Differenzen zwischen $MSL_{1/d}$ und $MSL_{24/d}$ treten mit etwa 10 bis 18 mm in der südwestlichen Ostsee, in der Dänischen Meerenge, sowie an der deutschen Ostseeküste auf. An der polnischen Ostseeküste verkleinern sich die Mittelwerte und in der Gotlandsee und dem Finnischen Meerbusen schwanken die Mittelwerte im Bereich von 5 bis 10 mm. Die kleinsten Werte liegen mit ca. 1 bis 4 mm im Bottnischen Meerbusen vor. Die größten Standardabweichungen zeigen sich mit bis zu 25 mm an der deutschen Ostseeküste aber auch im Finnischen Meerbusen.

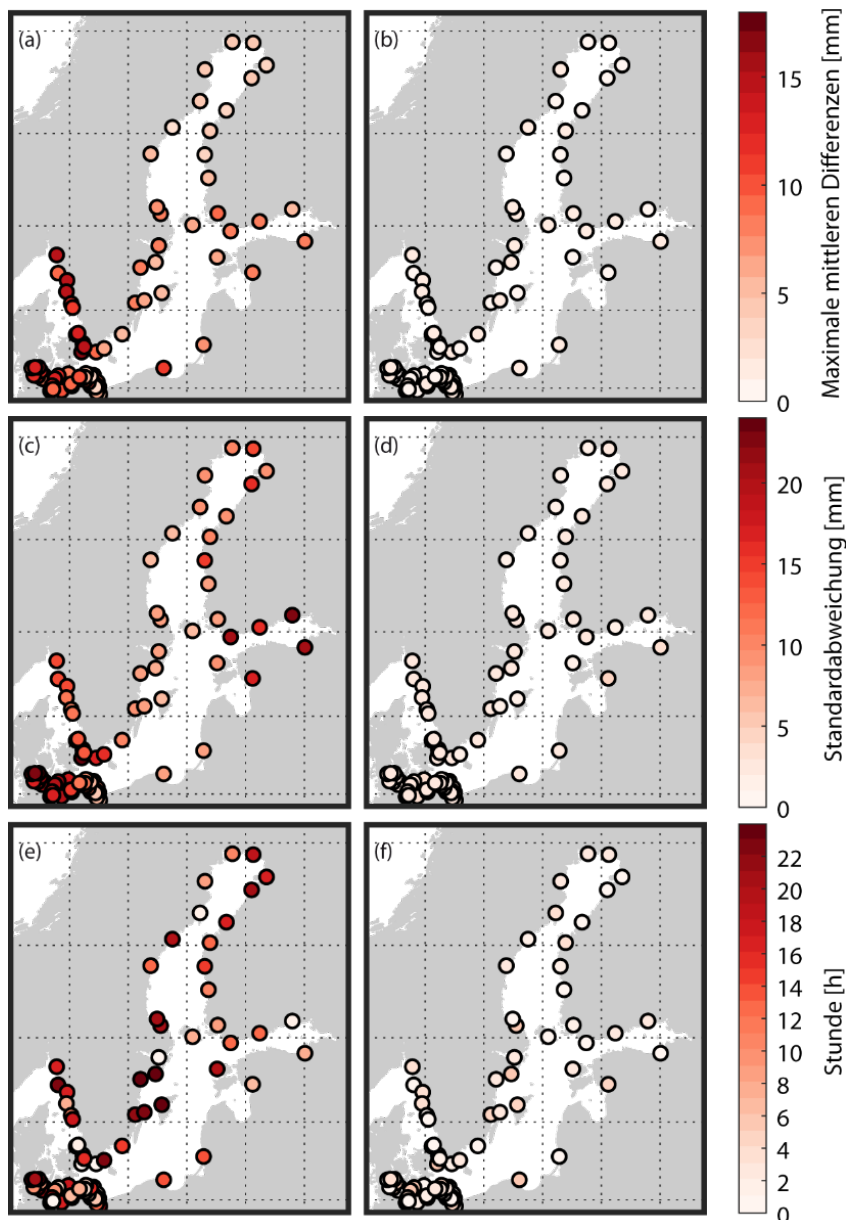


Abbildung 17: Absoluter maximaler Mittelwert (a) & (b) und Standardabweichungen (c) & (d) der Differenzen zwischen $MSL_{1/d}$ und $MSL_{24/d}$ (links) sowie zwischen $MSL_{4/d}$ und $MSL_{24/d}$ (rechts). In (e) & (f) ist die jeweilige Stunde dargestellt zu der die maximalen mittleren Differenzen auftreten. (f) zeigt nur den ersten der vier Stundenwerte.

Für die Stunden, zu denen die maximalen mittleren Differenzen auftreten, ist kein eindeutiges räumliches Muster zu erkennen. Für die maximalen mittleren Differenzen zwischen $MSL_{4/d}$ und $MSL_{24/d}$ zeigen sich an allen 90 Pegelstandorten nur sehr geringe Werte von 0 bis 1 mm. Auch die Standardabweichungen liegen homogen im Bereich von ca. 2 mm. Zusammenfassend sprechen die deutlich kleineren Mittelwerte und Standardabweichungen der Differenzen für die Aussage nach LIEBSCH (1997), nach der vier Tagesablesungen in der Ostsee ausreichen um den MSL-Monatswert hinreichend genau zu bestimmen. Die Annahme von EKMAN (2009) für den Pegel Stockholm wird hingegen widerlegt.

4.2.3 Sensitivitätsstudie 2: Bruchpunkte in zusammengesetzten Zeitreihen

Die Auswirkungen der Nutzung von Originaldaten mit unterschiedlichen zeitlichen Auflösungen (Stundenwerte und Einzelterminwerte) auf eine MSL-Monatszeitreihe, wurden anhand der nachfolgend beschriebenen Sensitivitätsstudie untersucht. Es wurde überprüft, ob die Vernachlässigung der Gezeitenkorrektur beim Zusammenführen langzeitlicher MSL-Zeitreihen an einzelnen Pegeln zu signifikanten Verfälschungen im Langzeitverhalten führen kann. Hierfür wurden auf Basis hochaufgelöster Stundenwertzeitreihen für jeden Pegelstandort 24 langzeitliche MSL-Zeitreihen gebildet, die in der ersten Hälfte aus Einzelterminwerten (eine Ablesung pro Tag) und in der zweiten Hälfte aus Stundenwerten erzeugt wurden ($MSL_{1\&24/d}$). Anhand dieser zusammengesetzten MSL-Zeitreihen wurden die jeweiligen linearen Trends ermittelt. Abbildung 18 (a) zeigt die beiden zusammengesetzten Zeitreihen am Pegel Kiel-Holtenau, mit denen der niedrigste und höchste linearen Trend ermittelt werden konnte (3 Uhr mit Stundendaten und 9 Uhr mit Stundendaten). Hier werden wieder die Ergebnisse für den Pegel Kiel-Holtenau gezeigt, da sich an diesem Pegel die größten Abweichungen zum eigentlichen linearen Trend ergeben und somit eine Abschätzung der maximal möglichen Auswirkungen auf Langzeitanalysen durchgeführt werden kann. Die linearen Trends variieren zwischen $0,71 \pm 0,18$ mm/a und $1,66 \pm 0,18$ mm/a um den anhand der MSL-Monatszeitreihe aus Stundendaten ermittelten linearen Trend von $1,21 \pm 0,18$ mm/a. Durch die Nutzung von Einzelterminwerten und Stundendaten am Pegel Kiel-Holtenau kann somit ein Trendfehler von $-0,50$ bis $0,45$ mm/a eingeführt werden.

Die Ergebnisse in Abbildung 18 (b) zeigen, dass zusammengesetzte Zeitreihen zu detektierbaren Bruchpunkten in den Zeitreihen führen. Die Bruchpunkte wurden anhand der Differenzen aus der zusammengesetzten Zeitreihe $MSL_{1\&24/d}$ und der MSL-Zeitreihe aus Stundendaten $MSL_{24/d}$ mit einer Bayesfilter-Bruchpunktanalyse nach RUGGIERI (2013) detektiert. Diese Methode ermöglicht es, die Position und die Wahrscheinlichkeit eines Bruchpunktes zu ermitteln. Dadurch können Fehlerabschätzungen für die Nutzung von zusammengesetzten Zeitreihen aus inhomogenen Originaldaten abgeleitet werden. Die ermittelte Wahrscheinlichkeit des Vorliegens eines Bruchpunktes liegt zwar nur bei ca. 0,25, was allerdings insbesondere an der großen Menge der Stichprobe bzw. der Anzahl an Monatswerten liegt. Zudem zeigt Abbildung 18 (b), dass der Bruchpunkt einen deutlichen Einfluss auf den ermittelten linearen Trend der Zeitreihe

haben kann. Dieses Ergebnis bestätigt die Theorie, dass Einzelterminwerte einer Gezeitenkorrektur unterzogen werden müssen, um sie mit MSL-Monatswerten aus Stunden-daten zu einer MSL-Zeitreihe zusammenzuführen.

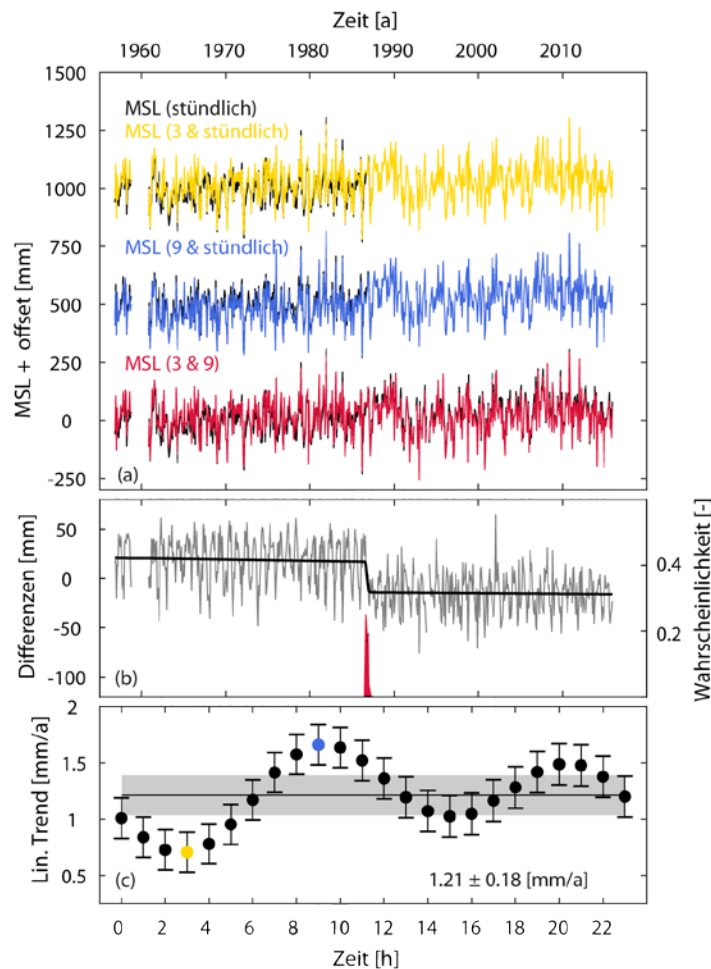


Abbildung 18: (a) Vergleich der zusammengesetzten MSL-Monatszeitreihen des Pegels Kiel-Holtenau mit der MSL-Monatszeitreihe aus stündlichen Aufzeichnungen $MSL_{24/d}$ in schwarz. (b) Differenzen zwischen $MSL_{1\&1/d}$ (3, 9) und $MSL_{24/d}$ (grau). Die linearen Trends der Residuen (schwarz), werden durch einen detektierten Bruchpunkt getrennt. Die Wahrscheinlichkeit, dass zum gekennzeichneten Zeitpunkt ein Bruchpunkt vorliegt ist rot gekennzeichnet. (c) Lineare Trends aller $MSL_{1\&24/d}$ -Zeitreihen. Die schwarze horizontale Linie und der graue Bereich zeigen den linearen Trend und das 68 % Konfidenzintervall für $MSL_{24/d}$. In gelb und blau sind die minimalen und maximalen Trends der in (a) gezeigten Zeitreihen dargestellt.

4.2.4 Methodik der Gezeitenkorrektur

Um die Datensätze aus Terminwerten, die nicht mindestens vier Werte pro Tag aufweisen, dennoch zu nutzen, gibt es die Möglichkeit der Gezeitenkorrektur (PASCHEN 1856; SEIBT 1890; WESTPHAL 1900; MONTAG 1964; LIEBSCH 1997). Da auch in den historischen Analysen drei unterschiedliche Methoden genutzt wurden, um eine Gezeitenkorrektur vorzunehmen, wurden hier diese drei Methoden verwendet und miteinander verglichen, um eine optimale Gezeitenkorrekturmethode zu identifizieren. Hierzu wurden, wie in Sensitivitätsstudie 1 auch, 90 Pegelzeitreihen mit einer stündlichen Auflösung in der gesamten Ostsee verwendet.

Für die beiden Gezeitenkorrekturmethoden T1 und T2 wurde der mittlere Tagesgang der trendbereinigten Stundenwertzeitreihe berechnet. T1 beruht auf der Methodik nach SEIBT (1885) und ist mit dem geringsten rechnerischen Aufwand verbunden. Um die 24 Gezeitenkorrekturfaktoren für jede Uhrzeit zu ermitteln, wird die Differenz zwischen dem Mittelwert des mittleren Tagesganges und dem jeweiligen Uhrzeitwert des mittleren Tagesganges gebildet. Der jeweilige Gezeitenkorrekturfaktor wird dann wiederum auf die zugehörigen Tagesablesungen addiert, um somit eine korrigierte Tagesablesungszeitreihe zu erhalten. Für T2 hingegen wurde der Ansatz nach SEIBT (1890) und WESTPHAL (1900) verwendet und der mittlere Tagesgang der trendbereinigten Stundenwertzeitreihe für jeden Monat berechnet. Die Gezeitenkorrekturfaktoren wurden wie in T1 berechnet. Somit ergeben sich in T2 jeweils 24 Gezeitenkorrekturfaktoren für jeden Monat. Die dritte Gezeitenkorrekturmethode (T3) orientiert sich an der Methodik nach LIEBSCH (1997). Mithilfe des MATLAB Werkzeugs U-Tide (CODIGA 2011) wurde anhand des umfangreichen Stundendatensatzes eine Partialtidenanalyse mit 68 Partialtiden vorgenommen. Durch die monatsgenaue Berechnung des Tidesignals konnten somit Gezeitenkorrekturfaktoren für jeden einzelnen Monat jedes Jahres je nach Stundenwert berechnet werden. Um die Vorgehensweise nach LIEBSCH (1997) nachzubilden, wurde der mittlere Einfluss der Gezeiten zu einer bestimmten Uhrzeit (z. B. 12 Uhr Wert) für jeden Monat berechnet einzelnen, indem der Mittelwert der Einzelterminwertablesungen (z. B. 12 Uhr Werte) berechnet und dieser vom Mittelwert der Gezeiten abgezogen wurde. In Abbildung 19 sind beispielhaft für fünf Pegelstandorte an der deutschen Ostseeküste die Histogramme der Differenzen zwischen den MSL-Zeitreihen generiert aus Stundendaten und generiert aus den mithilfe der Gezeitenkorrekturmethode T1, T2 und T3 korrigierten Einzelterminwertablesungen dargestellt.

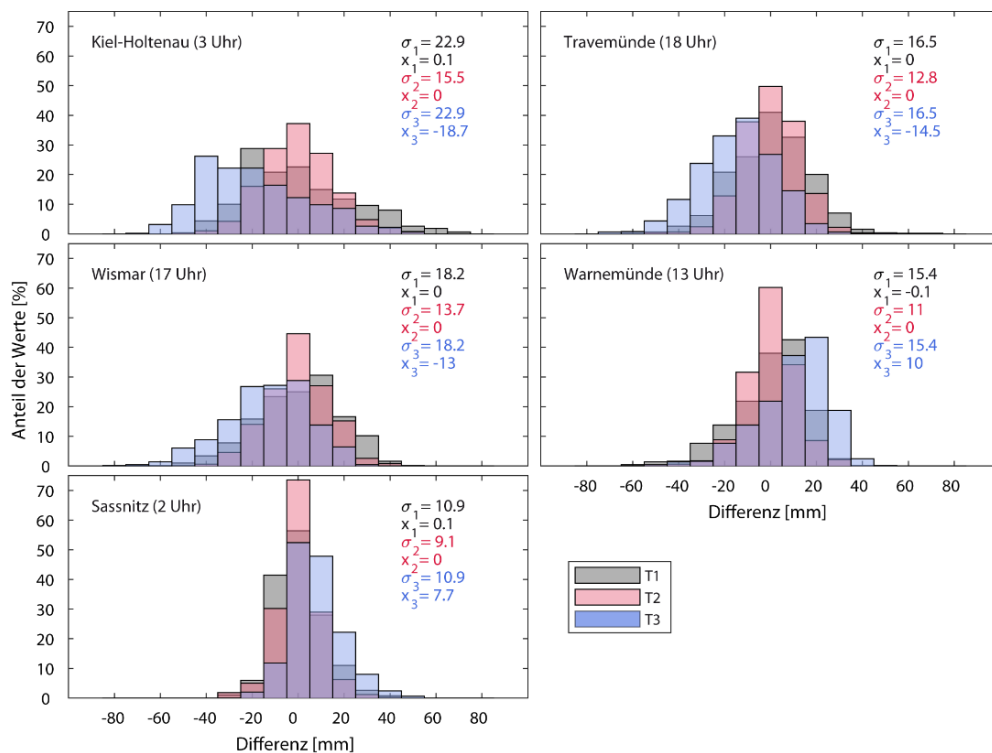


Abbildung 19: Vergleich der Differenzen, Standardabweichungen σ und Mittelwerte \bar{x} zwischen den MSL-Zeitreihen aus Stundendaten und aus den mithilfe der Gezeitenkorrekturmethode T1, T2 und T3 korrigierten Einzelterminwertablesungen für fünf Pegelstandorte.

T2 zeigt den kleinsten Mittelwert \bar{x} sowie die kleinste Standardabweichung σ der Differenzen. T3 hingegen weist den größten Mittelwert sowie die größte Standardabweichung auf. Auf Grundlage dieser Ergebnisse wurde für die Gezeitenkorrektur von Einzelterminwerten die Methodik T2 angewendet. Beispielhaft sind in Tabelle 1 die Gezeitenkorrekturwerte für Monatsmittelwerte aus 12 Uhr Einzelterminablesungen für die fünf Pegelstandorte an der deutschen Ostseeküste aufgeführt. Es ergeben sich Korrekturwerte von bis zu 26,6 mm (Travemünde).

Tabelle 1: Gezeitenkorrekturwerte für Monatsmittelwerte aus 12 Uhr Einzelterminwertablesungen für fünf Pegelstandorte an der deutschen Ostseeküste.

Gezeitenkorrekturwerte für Monatsmittelwerte aus 12 Uhr Einzelterminwertablesungen in [mm]					
Monat	Kiel-Holtenau	Travemünde	Wismar	Warnemünde	Sassnitz
Januar	-9,0	-5,9	-6,8	-8,4	-13,9
Februar	-10,5	1,6	-1,9	-3,1	-7,9
März	-1,1	14,6	12,9	8,7	-1,8
April	5,2	19,3	13,9	11,7	2,3
Mai	13,2	21,0	16,6	15,1	5,3
Juni	21,0	25,3	21,9	19,2	3,9
Juli	21,9	26,2	21,7	20,8	1,1
August	20,7	26,6	22,2	22,7	-0,1
September	13,2	21,4	19,1	17,7	-4,1
Oktober	6,0	15,0	14,4	14,4	-7,3
November	-7,3	4,7	3,2	3,3	-8,5
Dezember	-6,8	-1,8	-2,1	-4,0	-14,4

4.3 RMSL-Monatszeitreihen für die einzelnen Pegelstandorte

Die MSL-Zeitreihen aus hochaufgelösten Daten sowie die mit einer Gezeitenkorrektur versehenen MSL-Zeitreihen auf Basis von Einzelterminwerten konnten zu einem neuen qualitativ hochwertigen und möglichst langzeitlichen MSL-Datensatz für die gesamte Ostsee zusammengefügt werden. In Abbildung 20 links ist die Lage aller zusammengetragenen 179 Pegelstandorte in der Ostsee dargestellt. Grau dargestellt sind Pegelstandorte mit einer Zeitreihenlänge kleiner 19 Jahren. Farbiger sind die 139 Pegelstandorte, für die qualitativ hochwertige MSL-Monatszeitreihe mit einer jeweiligen Zeitreihenlänge von mindestens 19 Jahren erzeugt werden konnten. Die räumliche Abdeckung der verfügbaren Pegelzeitreihen ist in der Ostsee als sehr gut zu bewerten. 28 Zeitreihen weisen eine Zeitreihenlänge von mehr als 100 Jahren auf. Die längsten Zeitreihen sind Travemünde (187 Jahre), Stockholm (185 Jahre), Swinoujcie (183 Jahre), Kolobrzeg (170 Jahre), Kronstadt (168 Jahre), Wismar (164 Jahre) und Warnemünde (160 Jahre). Die höchste räumliche Abdeckung einzelner Länder liegt mit 43 Pegelzeitreihen (> 19 Jahre) an der deutschen Ostseeküste vor. Abbildung 20 rechts zeigt die zeitliche Entwicklung der Anzahl verfügbarer Pegelmessungen von 1777 bis 2015. Im Untersuchungsgebiet (Deutschland und Polen) wurden insgesamt 49 MSL-Monatszeitreihen mit einer Zeitreihenlänge von mehr als 19 Jahren ermittelt (s. a. Abbildung 20 unten). In

Tabelle 6 im Anhang A.2 sind die Pegelnamen mit ihren Standorteigenschaften, wie Koordinaten und Höhenbezugssystem für die Pegelstandorte im Untersuchungsgebiet tabellarisch aufgelistet. Aus Tabelle 6 ist zudem ersichtlich aus welchen Datenquellen und Originaldaten die jeweilige MSL-Monatszeitreihe berechnet wurde und über welche Zeitperiode diese nun verfügbar ist.

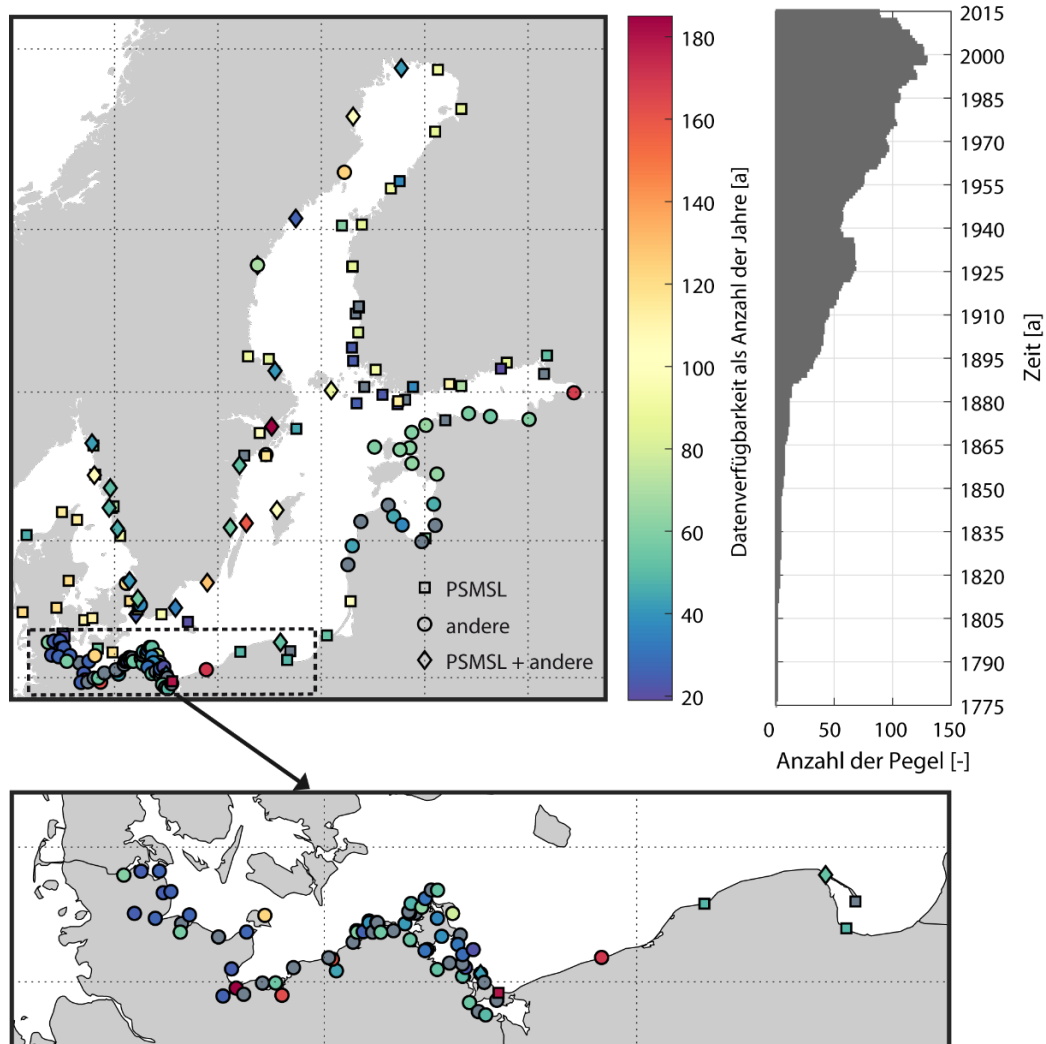


Abbildung 20: Alle zusammengetragenen Pegelstandorte in der gesamten Ostsee (oben links) sowie im Untersuchungsgebiet (unten) mit einer (zusammengeführten) Zeitreihenlänge von mindestens 19 Jahren mit farbiger Kennzeichnung der Zeitreihenlänge in Jahren. Anzahl der verfügbaren Pegelzeitreihen für jedes Jahr in der Zeitperiode 1777 bis 2015 (oben rechts).

In Abbildung 21 sind die erzeugten MSL-Monats- und Jahreszeitreihen für die 49 Pegelstandorte entlang der deutschen und polnischen Ostseeküste mit einer Zeitreihenlänge von mindestens 19 Jahren dargestellt. Es zeigt sich, dass in dem gesamten Untersuchungsgebiet nur sechs Zeitreihen sowohl das 20. als auch das 19. Jahrhundert abdecken. Die meisten anderen Zeitreihen beginnen erst ab etwa Mitte des 20. Jahrhunderts. Weiterhin sind auch in einigen Zeitreihen Datenlücken zu erkennen. Hier besteht ein großer Bedarf an der Nachdigitalisierung zeitlich hochaufgelöster Wasserstandsdaten, sofern diese vorhanden sind. Die langen Zeitreihen weisen einen geringfügigen positiven Trend auf. Zudem ist ersichtlich, dass sowohl die intra- als auch die interannuelle Varia-

bilität von der deutschen zur polnischen Ostseeküste hin bzw. von West nach Ost zunimmt. Dies deutet auch auf einen Ost-West-Gradienten der Standardabweichung hin (s. a. Abbildung 36).

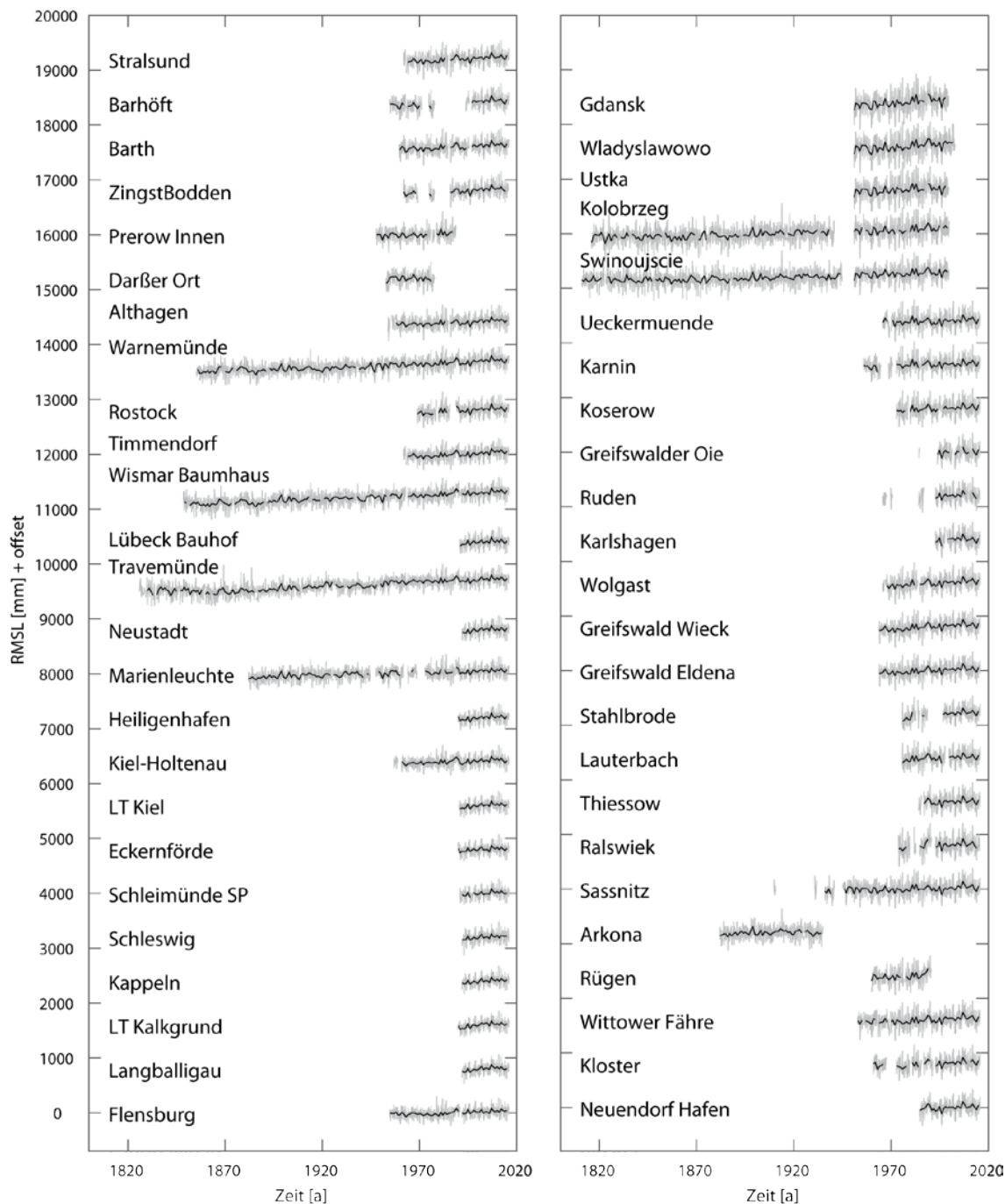


Abbildung 21: RMSL-Monatszeitreihen (grau) und Jahreszeitreihen (schwarz) (+ Offset) entlang der deutschen und polnischen Ostseeküste. Die Sortierung der Zeitreihen erfolgt von unten nach oben und beginnt mit dem nordwestlichsten Pegel Flensburg, folgt dann der Schleswig-Holsteinischen und der Mecklenburg-Vorpommerschen Küste bis zu den polnischen Pegeln.

In Abbildung 22 sind 13 ausgewählte RMSL-Zeitreihen mit (rechts) und ohne (links) GIA-Korrektur aus der gesamten Ostsee dargestellt (hier wurden wieder die 13 Pegelstandorte ausgewählt, die schon für die Vergleichsanalysen mit dem 3D HN-Modell des IOW ausgewählt wurden (s. a. Abschnitt 3.6), da diese 13 Standorte die Ostsee räumlich

gut abdecken). Die einzelnen Pegel weisen sowohl im Trend als auch in der Variabilität signifikante räumliche Differenzen auf. Während die Pegel in der südwestlichen Ostsee geringfügig positive Trends aufweisen, sind die Pegel in der nordöstlichen Ostsee durch negative Trends von $-1,9 \pm 0,9$ mm/a (Helsinki) bis zu $-8,0 \pm 0,2$ mm/a (Ratan) gekennzeichnet. Zudem ist eine Zunahme sowohl der intra- als auch der interannuellen Variabilität von der deutschen über die polnische Küste hin zum östlichen Baltikum und dem Finnischen sowie Bottnischen Meerbusen zu erkennen. Bei Betrachtung der Pegelzeitreihen fällt zunächst auf, dass die räumliche Homogenität der zeitlichen Variabilität stark von der Zeitskala abhängt. Während die Varianz der Monatswerte von Pegel zu Pegel variiert und Minima/Maxima im Westen/Osten der Ostsee aufweist, zeigen die Jahreswerte deutlich kleinere Differenzen in den Amplituden und pegelübergreifend einheitliche Hoch- und Tiefpunkte. In den Jahreswerten sind somit interannuelle Schwankungen erkennbar, die durch beckenweite Prozesse hervorgerufen werden. Auf kurzen Zeitskalen (Monatswerte) hingegen dominieren hochfrequente intra-annuelle Schwankungen, die auf eher lokalen Prozessen beruhen und daher zu lokalen Unterschieden in der Variabilität der Monatswerte führen. Anhand der RMSL-Zeitreihen (Abbildung 22 links) ist zudem der dominante Einfluss der VLM aus GIA in der Ostsee sichtbar. Weisen die Pegel an der dänischen, der deutschen und der polnischen Ostseeküste noch einen leichten positiven Trend im RMSL auf, so zeigen die Pegel im Bottnischen und Finnischen Meerbusen sowie entlang der schwedischen Küste deutlich negative Trends. Diese stark negativen Trends sind vor allem auf GIA-Prozesse zurückzuführen, die den klimatisch induzierten Meeresspiegelanstieg maskieren, der zum Beispiel in der Nordsee und dem Nordostatlantik detektiert wurde (WAHL et al. 2013) (s. a. Abschnitt 3.3).

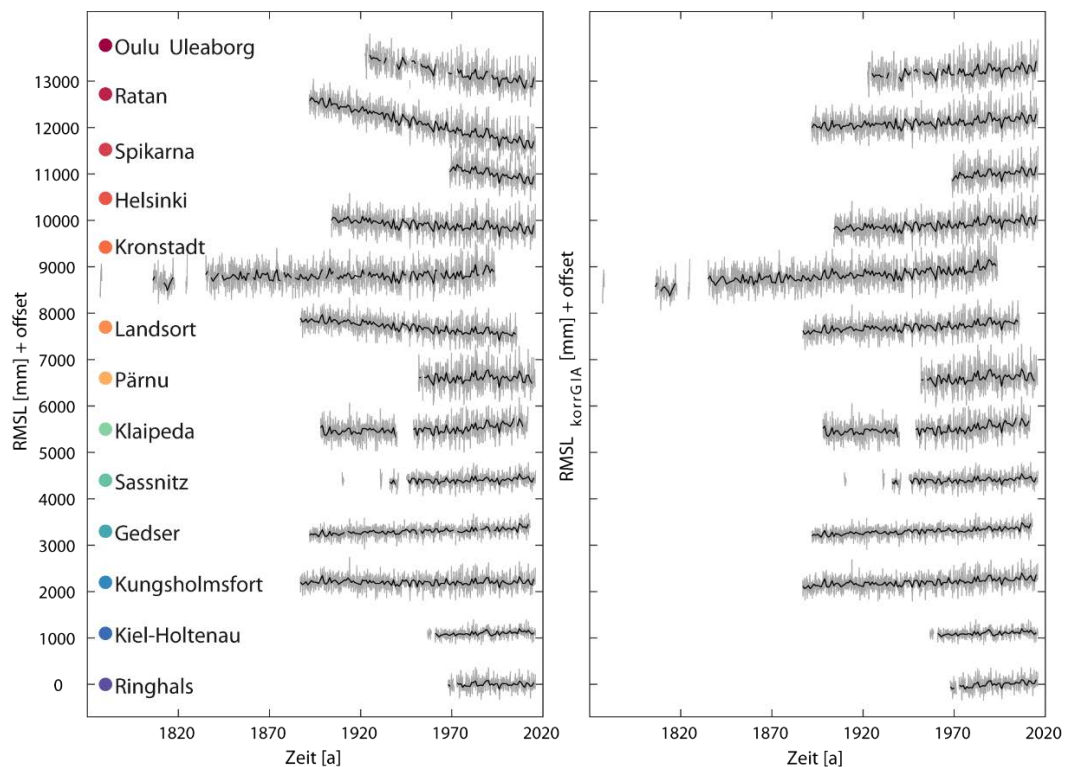


Abbildung 22: Vergleich von 13 RMSL (links) und $\text{RMSL}_{\text{korrGIA}}$ (bereinigt um GIA nach NKG2016LU) Monatszeitreihen (rechts) (+ Offset) räumlich verteilt in der gesamten Ostsee. Schwarz dargestellt sind die Jahreszeitreihen. Die Farben der Pegelnamen sind identisch mit der Darstellung der Pegelstandorte in Abbildung 12 rechts.

4.4 Zusammenfassung und kritische Bewertung

Zusammenfassend konnte durch die umfassende Sammlung und Aufbereitung von hochaufgelösten Pegelzeitreihen sowie der Verbesserung der Gezeitenkorrektur für MSL-Zeitreihen aufgrund von Einzelterminwerten ein möglichst langer und qualitativ hochwertiger neuer MSL-Datensatz für insgesamt 179 Pegelstandorte in der gesamten Ostsee erzeugt werden. Dies ist nach derzeitigem Kenntnisstand der umfassendste MSL-Datensatz für die Ostsee der bislang zusammengetragen wurde. Für die Berechnung einer MSL-Monatszeitreihe in der Ostsee (vor allem im Bereich der südwestlichen Ostsee, wo Gezeiten noch eine etwas größere Amplitude aufweisen) müssen mindestens vier äquidistant aufgezeichnete Werte pro Tag vorliegen. Datensätze mit weniger als vier Messungen pro Tag können jedoch einer Gezeitenkorrektur unterzogen werden, wenn ein weiterer Datensatz für diesen Pegel in stündlicher Auflösung oder als Tagesmitteldatensatz zur Verfügung steht. Mithilfe des langzeitlichen Stundendatensatzes an 90 Pegelstandorten in der gesamten Ostsee konnten die Gezeitenkorrekturfaktoren berechnet und verbessert werden. Wenn an einem Pegelstandort kein hochaufgelöster Stundendatensatz zur Verfügung steht, kann keine Gezeitenkorrektur für einen Einzelterminwertdatensatz ermittelt werden. Aus dem Einzelterminwertdatensatz kann zwar trotzdem eine MSL-Zeitreihe erstellt werden, da diese in sich konsistent ist. Allerdings muss bei diesen Zeitreihen zusätzlich mitangegeben werden, dass es sich um eine MSL-Zeitreihe aus Einzelterminwerten und nicht aus Mittelwerten handelt. MSL-Monatswerte aus Einzelterminwerten ohne Gezeitenkorrektur dürfen nicht achtlos mit MSL-Monatswerten aus hochaufgelösten Daten zusammengefügt werden, da sich ansonsten Bruchpunkte in der Zeitreihe ergeben können, die wiederum die Variabilität sowie den linearen Trend der Zeitreihe verfälschen.

Als am besten geeignete Gezeitenkorrekturmethode hat sich der Ansatz nach SEIBT (1890) und WESTPHAL (1900) herausgestellt, bei dem der mittlere Tagesgang der trendbereinigten Stundenwertzeitreihe für jeden Monat berechnet wird. Die größten Unsicherheiten in der derzeit gewählten Gezeitenkorrekturmethode liegen in der Annahme, dass sich die Differenzen zwischen Monatsmitteln aus Tagesablesungen und aus Tagesmittelwerten über die Zeit nicht bzw. kaum ändert. Diese Annahme ist im Hinblick auf sich verändernde Gezeiten (z. B. JENSEN 1984; JENSEN und MUDERSBACH 2007; MAWDSLEY et al. 2015; HAIGH et al. in Begutachtung) fraglich und sollte anhand von zukünftigen weiteren hochaufgelösten Daten sowie historischen nachdigitalisierten Daten überprüft werden. Eine bessere Möglichkeit wäre allerdings die nachträgliche Digitalisierung von historischen zeitlich hochaufgelösten Wasserstandsmessungen, um direkt qualitativ hochwertige MSL-Monatswerte daraus zu berechnen.

Insbesondere die MSL-Zeitreihen in der PSMSL-Datenbank sollten durch die jeweiligen lokalen Behörden der Ostsee-Anrainerstaaten überprüft werden, ob einzelne MSL-Monatswerte aus weniger als vier äquidistanten Messungen pro Tag berechnet wurden. Hier sollte durch die zuständigen Behörden eine umfassende Dokumentation für die jeweiligen Pegel vorgehalten werden, aus welchen Messungen (Uhrzeit der Ablesungen) die einzelnen MSL-Monatswerte berechnet wurden, damit die Datengenerierung nachvollzogen werden kann. Zusammengefügte MSL-Zeitreihen aus Einzelterminwerten

und aus hochaufgelösten Daten sollten in PSMSL entweder getrennt als zwei verschiedene MSL- Zeitreihen dargestellt werden, oder es muss vor der Zusammenfügung durch die lokalen Behörden eine Gezeitenkorrektur an die MSL-Monatswerte aus Einzelterminwerten angebracht werden. Zusätzlich sollten in PSMSL und/oder durch die lokalen Behörden dann allerdings auch die Gezeitenkorrekturfaktoren vorgehalten werden, damit die Gezeitenkorrektur nachvollzogen und überprüft werden kann. Zudem sollte ein Hinweis durch PSMSL erfolgen, dass Untersuchungen zur Langzeitentwicklung anhand von zusammenfügten MSL-Zeitreihen aus unkorrigierten Einzelterminwerten (< 4 äquidistante Messungen pro Tag) und Stundendaten (insbesondere lineare Trends) zu Fehlern in den detektierten Trends führen können. Hier ist zudem die Frage berechtigt, ob schon frühere bereits veröffentlichte Meeresspiegelstudien, die auf dem PSMSL-Datensatz beruhen, beeinflusst sind. Aufgrund der relativ kleinen Differenzen ist es allerdings unwahrscheinlich, dass sich MSL-Monatswerte aus Einzelterminwerten an Ostseepegeln auf Studien zum GMSL oder auf regionale Meeresspiegelstudien ausgewirkt haben. Im Gegensatz dazu können lokale Meeresspiegelstudien an einzelnen Pegelstandorten insbesondere entlang der deutschen Ostseeküste durch die PSMSL-Zeitreihen geringfügig beeinflusst worden sein. Der Fehler dürfte jedoch auch hier nur gering sein, da die Zeitabschnitte mit MSL-Monatswerten aufgrund von Einzelterminwerten gegenüber den Zeitabschnitten mit MSL-Monatswerten aus hochaufgelösten Daten in der Regel sehr kurz sind. Für den Pegelstandort Warnemünde wurde beispielsweise die Zeitperiode 1855 bis 1895 aus Einzelterminwerten generiert. Durch die angebrachte Gezeitenkorrektur für diese Zeitperiode ist der nun ermittelte lineare Trend um $0,16 \text{ mm/a}$ geringer als bisher anhand der unkorrigierten Zeitreihe angenommen. Dies entspricht in etwa einem Standardfehler von $1-\sigma$ des linearen Trends und liegt damit im Rahmen der Unsicherheiten.

5 Langzeitentwicklung des MSL

5.1 Allgemeines

Zur Quantifizierung der Langzeitentwicklung des RMSL sowie des $\text{RMSL}_{\text{korrGIA}}$ im Untersuchungsgebiet werden die Zeitreihen zunächst mittels linearer Trendanalysen untersucht. Dabei wurde die Methode der kleinsten Quadrate angewandt und die Konfidenzintervalle durch die Standardabweichung der Regressionsresiduen beschrieben. Es wird angenommen, dass die Regressionresiduen nach einem autoregressiven Prozess erster Ordnung (AR1-Prozess) seriell korreliert sind. Lineare Trends sind häufig durch natürliche Oszillationen/Rauschen (natürliche Wasserstandsvariabilität) bzw. zyklische, deterministische und den stochastische Zeitreihenkomponenten (s. a. Formel (2) in Abschnitt 1.2) beeinflusst. So ist es möglich, dass Phasen besonders hoher/niedriger natürlicher Variabilität an den Zeitreihenenden die an die Zeitreihe angepassten Langzeittrends entsprechend nach oben oder unten verzerren (z. B. GONZÁLEZ et al. 2013; s. a. intensive Diskussion für Nordseepegel in DANGENDORF et al. 2015). Daher werden die Zeitreihen vor der Analyse der linearen Trends um den saisonalen Zyklus (zyklische Zeitreihenkomponente) bereinigt (s. a. Abschnitt 6.1). Des Weiteren ist der Einfluss natürlicher Meeresspiegelschwankungen stark von der Zeitreihenlänge abhängig und nimmt exponentiell zur Zeitreihenlänge ab (JEVREJEVA et al. 2006). Lineare Trends, die z. B. über Zeitperioden von weniger als 30 Jahren berechnet werden, weisen generell größere Amplituden auf und spiegeln daher vornehmlich interne Ozeandynamik und Klimavariabilität wieder (HAMLINGTON und THOMPSON 2015). Zur Ermittlung linearer Trends wurden daher verschiedene Zeitabschnitte betrachtet. Die Wahl der verwendeten Zeitabschnitte orientiert sich hierbei an der Datenverfügbarkeit der Pegelzeitreihen sowie an anderen Datensätzen (z. B. Satellitenaltimetrie), die vergleichend betrachtet werden. Zudem werden – sofern nicht die gesamte verfügbare Zeitperiode eines Pegels betrachtet wird – Zeitperioden analysiert, die ein Vielfaches von 18,6 Jahren (Periode der Nodal-tide) umfassen. Für die Trendanalysen wurden somit folgende Zeitabschnitte betrachtet:

- Gesamte Zeitperiode 1811 bis 2015 (bzw. jeweilige gesamte Zeitperiode)
- 1900 bis 2015 (insb. für Vergleiche mit GMSL-Trends über das 20. Jahrhundert)
- 1960 bis 2015 (3-facher Nodalzyklus)
- 1979 bis 2015 (2-facher Nodalzyklus)
- 1993 bis 2015 (Zeitperiode Satellitenaltimetrie)

Da der Nodalzyklus einen Einfluss auf den ermittelten Trend haben kann, müssen die Ergebnisse über die jeweilige Zeitperiode und die Zeitperiode der Satellitenaltimetrie (1993 bis 2015) mit großer Vorsicht interpretiert werden (WOODWORTH 2012). WRÓBLEWSKI (2001) konnte für den Pegel Stockholm beispielsweise eine Amplitude der Nodal-tide von 7,2 mm und eine Phase von 144° ermitteln. BAART et al. (2012) detektieren für die Nordsee anhand von Satellitenaltimeterdaten einen Trendunterschied des absoluten Meeresspiegelanstiegs von 0,16 mm/a, wenn die Nodal-tide aus den Daten ent-

fernt wird. Lineare Trends wurden nur berechnet, wenn mindestens 75 % der Monatswerte für die entsprechende Zeitperiode an dem jeweiligen betrachteten Pegel zur Verfügung stehen (HAIGH et al. 2009). Mithilfe der nachfolgenden Analysen werden u. a. folgende Detailfragen beantwortet:

- Welche linearen Trends des relativen Meeresspiegels zeigen sich in der südwestlichen Ostsee über das 20. Jahrhundert und welchen Anteil daran haben VLM?
- Wie groß ist der Einfluss von Datenlücken auf die ermittelten linearen Trends?
- Kann eine Clusterung der linearen Trends (Häufung ähnlicher Trendwerte) entlang der Schleswig-Holsteinischen sowie der Mecklenburg-Vorpommerschen Küste detektiert werden?
- Welche Einflussfaktoren induzieren die absoluten Trends und wie groß ist der jeweilige Anteil daran?

5.2 Lineare Trends des relativen Meeresspiegels

Wie in Abbildung 22 dargestellt, zeigt sich in der nördlichen Ostsee im Bottnischen Meerbusen eine negative Langzeitentwicklung des Meeresspiegels. Der MSL fällt somit relativ gesehen zu den Pegelreferenzpunkten. Die Langzeitentwicklung des relativen Meeresspiegels ist insbesondere für Küstenschutzmaßnahmen sowie lokale Baumaßnahmen und den Betrieb von Hafenanlagen von höchster Wichtigkeit. In Abbildung 23 links sind die linearen Trends der 139 RMSL-Zeitreihen (> 19 Jahre) in der gesamten Ostsee dargestellt (s. a. KELLN et al. 2019d). Die linearen Trends wurden jeweils über die an jedem Pegel verfügbare gesamte Zeitperiode ermittelt. Es zeigt sich ein deutliches Süd-Nord-Gefälle in den ermittelten linearen Trends mit positiven Trendwerten in der südlichen und negativen Trendwerten in der nördlichen Ostsee. In Tabelle 7 in Abschnitt A.3 sind die linearen Trends der RMSL-Monatszeitreihen für alle 139 Pegelstandorte in der gesamten Ostsee zusammengefasst. Werden die linearen Trends der RMSL-Zeitreihen mit dem räumlichen Muster der RMSL-Änderungen aufgrund von GIA verglichen (s. a. Abbildung 7), so lassen sich deutliche Ähnlichkeiten feststellen. Daraus kann geschlossen werden, dass ein Großteil des RMSL-Langzeittrends in der Ostsee auf VLM sowie Geoidänderungen aufgrund von GIA zurückzuführen ist. Weitere Einflussfaktoren auf die Langzeitentwicklung der $\text{RMSL}_{\text{korrigGIA}}$ -Zeitreihen werden in Abschnitt 5.4 behandelt. Werden die RMSL-Zeitreihen um die RMSL-Änderungsraten aufgrund von GIA nach dem NKG2016LU-Modell bereinigt, so ergeben sich die in Abbildung 23 rechts dargestellten linearen Trends. Es zeigen sich für die $\text{RMSL}_{\text{korrigGIA}}$ -Zeitreihen wie erwartet nur noch positive lineare Trends. Aufgrund der unterschiedlichen verfügbaren Zeitreihenlängen sind die Trends jedoch nicht direkt miteinander vergleichbar. Da im Übergangsbereich zwischen Landhebungen und Landsenkungen in der südwestlichen Ostsee nur sehr kleine RMSL-Änderungsraten aufgrund von GIA vorliegen, ändern sich auch die linearen Trends an den Pegelstandorten in der südwestlichen Ostsee nur sehr geringfügig. Die VLM sowie Geoidänderungen aufgrund von GIA haben in diesem Gebiet somit nur einen sehr kleinen Einfluss auf die Langzeitentwicklung des RMSL.

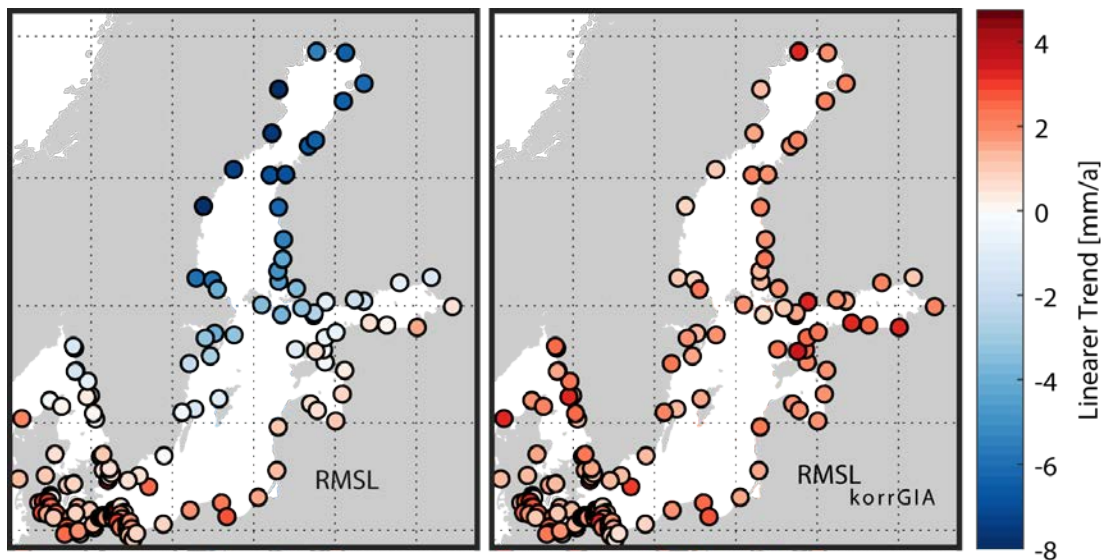


Abbildung 23: Vergleich der linearen Trends aller RMSL-Zeitserien (links) und RMSL_{korrGIA}-Zeitserien (rechts) (> 19 Jahre) in der Ostsee (bereinigt um saisonalen Zyklus) für die jeweilige verfügbare gesamte Zeitperiode.

Anhand der RMSL-Zeitserien für die Pegelstandorte in der südwestlichen Ostsee ergeben sich über die jeweiligen gesamten Zeitperioden fast ausschließlich positive (bis auf Darßer Ort mit $-0,18 \pm 0,99$ mm/a, was zum Teil auch an der relativ kurzen Zeitserienlänge von 25 Jahren liegt) lineare Trend des relativen Meeresspiegels von $0,66 \pm 0,3$ mm/a (Arkona) bis $3,25 \pm 0,56$ mm/a (LT Kalkgrund) (s. a. Tabelle 7 im Anhang). Diese großen Unterschiede beruhen jedoch in erster Linie auf den unterschiedlichen Zeitserienlängen. In Tabelle 2 sind die Ergebnisse der linearen Trenduntersuchungen der RMSL-Jahreszeitserien (bereinigt um saisonalen Zyklus) mit Angabe des $1-\sigma$ Standardfehlers (68 % Konfidenzintervall, zur Berücksichtigung der oben genannten Unsicherheit aus natürlicher Klimavariabilität unter Annahme eines autoregressiven Prozesses erster Ordnung) für die neun längsten Einzelzeitserien aufgelistet. Für die längste untersuchte gemeinsame Zeitperiode 1900 bis 2015 nähern sich die linearen Trends für die sechs Pegelstandorte in der südwestlichen Ostsee, die über diese Zeitperiode verfügbar sind, deutlich an und es ergeben sich lineare Trends von $0,93 \pm 0,11$ mm/a (Marienleuchte) bis $1,67 \pm 0,12$ mm/a (Travemünde). Die größten Unterschiede ergeben sich somit an den beiden benachbarten Pegelstandorten Marienleuchte und Travemünde. Dies verdeutlicht die Bedeutung der lokal wirkenden Effekte. Für lokale Küstenschutzmaßnahmen ist somit der lokale Pegel maßgeblich.

Für die Zeitperiode von 1960 bis 2015 können schon an 19 Pegelstandorten lineare Trends der MSL-Monatszeitserien von $0,9 \pm 0,26$ mm/a (Marienleuchte) bis $3,19 \pm 0,75$ mm/a (Wladyslawowo) berechnet werden (s. a. Tabelle 7 im Anhang). Die RMSL-Monatszeitserien von insgesamt 25 Pegelstandorten verfügen in der Zeitperiode 1979 bis 2015 über mind. 75 % der Monatswerte. Anhand dieser Zeitserien konnten lineare Trends von $0,66 \pm 0,61$ mm/a (Karnin) bis $2,43 \pm 0,65$ mm/a (Zingst) ermittelt werden. Für die kürzeste betrachtete Zeitperiode von 1993 bis 2015 zeigen sich an insgesamt 40 Pegelstandorten lineare Trends von $1,09 \pm 1,24$ mm/a (Barhöft) bis $3,32 \pm 0,86$ mm/a (Timmendorf). Diese Trends können allerdings geringfügig durch die Nodaltide beeinflusst sein, da hier eine Zeitperiode von 23 Jahren betrachtet wird. In

Abschnitt A.5 sind auf zwei Übersichtskarten die linearen Trends anhand der Pegel entlang der deutschen Ostseeküste für die RMSL sowie die $RMSL_{\text{korrigGIA}}$ -Zeitreihen für die Zeitperiode 1960 bis 2015 und für die jeweiligen gesamten Zeitperioden übersichtlich dargestellt (s. a. KELLN et al. 2019a). Die Karten zeigen, dass die linearen Trends entlang der Schleswig-Holsteinischen Küste etwas geringer sind als entlang der Mecklenburg-Vorpommerschen Küste. Die Begründung hierfür liegt in der lokalen Ausprägung der jeweiligen Einflussfaktoren, die in Abschnitt 5.4 näher erläutert werden.

Tabelle 2: Lineare Trends der neun längsten RMSL-Zeitreihen (Jahreswerte) im Untersuchungsgebiet für die jeweilige gesamte Zeitperiode sowie gemeinsame Zeitperioden.

PEGELNAME	JAHRE	ZEIT-PERIODE	LIN. TREND RMSL [mm/a]				
			Gesamte Zeitperiode	1900 - 2015	1960 - 2015	1979 - 2015	1993 - 2015
Flensburg	59	1954 - 2015	1.22 ± 0.21	-	1.45 ± 0.22	1.67 ± 0.37	1.77 ± 0.59
Kiel-Holtenau	56	1956 - 2015	1.24 ± 0.29	-	1.29 ± 0.30	1.07 ± 0.64	1.79 ± 0.92
Marienleuchte	122	1882 - 2015	0.98 ± 0.09	0.93 ± 0.11	1.13 ± 0.34	1.04 ± 0.48	1.85 ± 0.66
Travemünde	185	1826 - 2015	1.47 ± 0.08	1.67 ± 0.12	1.18 ± 0.23	1.28 ± 0.48	2.33 ± 0.85
Wismar Baumhaus	163	1848 - 2015	1.42 ± 0.07	1.47 ± 0.09	1.81 ± 0.22	1.56 ± 0.44	2.58 ± 0.74
Warnemünde	160	1855 - 2015	1.33 ± 0.08	1.60 ± 0.10	1.83 ± 0.28	1.80 ± 0.56	2.72 ± 1.08
Sassnitz	74	1909 - 2015	0.87 ± 0.22	-	1.23 ± 0.35	1.05 ± 0.73	3.13 ± 1.58
Swinoujscie	181	1811 - 1999	0.83 ± 0.07	1.15 ± 0.14	-	-	-
Kolobrzeg	173	1816 - 1999	0.94 ± 0.07	1.01 ± 0.15	-	-	-

5.3 Lineare Trends des GIA korrigierten Meeresspiegels

Während die linearen Trends der RMSL-Zeitreihen für den Küstenschutz von besonderer Bedeutung sind, ist die Ermittlung der Meeresspiegeltrends anhand der um die RMSL-Änderungsraten aufgrund von GIA bereinigten $RMSL_{\text{korrigGIA}}$ -Zeitreihen wichtig für die Einordnung der absoluten Meeresspiegeländerungen. Wie in Abschnitt 5.2 dargestellt, können lineare Trends des RMSL durch VLM beeinflusst sein und somit die absoluten Trends der Meeresspiegeländerungen, die vorwiegend klimatisch induziert sind, überdecken. Eine Bereinigung um die RMSL-Änderungsraten aufgrund von GIA ermöglicht eine genauere Einordnung der klimatisch induzierten Trends, jedoch keine genaue Berechnung. Um die tatsächlichen klimatisch induzierten Trends zu berechnen bedarf es MSL-Zeitreihen des absoluten Meeresspiegels (AMSL), die nicht durch VLM (lokale VLM und VLM aus GIA) beeinflusst sind. Die hier betrachteten $RMSL_{\text{korrigGIA}}$ -Zeitreihen können jedoch noch durch lokale VLM beeinflusst sein, die nichtlineare Trends in den Zeitreihen induzieren (s. a. Abschnitt 3.3). In Tabelle 3 sind die Ergebnisse der linearen Trenduntersuchungen der $RMSL_{\text{korrigGIA}}$ -Zeitreihen (bereinigt um den saisonalen Zyklus und GIA) mit Angabe des 1- σ Standardfehlers sowohl für die neun längsten Einzelzeitreihen, als auch für vier synthetische Zeitreihen (Beschreibung der synthetischen Zeitreihen siehe Abschnitt 3.4 und Abschnitt 8.1) für unterschiedliche Zeitperioden zusammenfassend dargestellt. In Klammern sind für alle Pegel und die unterschiedlichen Zeitperioden die Korrelationskoeffizienten r abgebildet, die sich zwischen dem jeweiligen Pegel und der zugehörigen synthetischen Zeitreihe bzw. virtuellen

Station für die Schleswig-Holsteinische Küste (VS-SH) oder für die Mecklenburg-Vorpommersche und die polnische Küste (VS-MVP) ergeben haben. In Tabelle 8 in Abschnitt A.3 sind zusätzlich die linearen Trends der $RMSL_{\text{korrigGIA}}$ -Zeitreihen für alle Pegelstandorte im Untersuchungsgebiet tabellarisch zusammengefasst. Der Vergleich der linearen Trends für die jeweiligen gesamten Zeitperioden der $RMSL$ -Zeitreihen aus Tabelle 2 und der $RMSL_{\text{korrigGIA}}$ -Zeitreihen aus Tabelle 3 zeigt für alle Pegelstandorte bis auf Marienleuchte und Sassnitz geringfügig kleinere oder gleiche lineare Trends für die $RMSL_{\text{korrigGIA}}$ -Zeitreihen. Die Trendänderungen zeigen sich für die gesamten Zeitperioden bis in die erste Nachkommastelle im Bereich zwischen $-0,14$ mm/a (Marienleuchte) und $0,17$ mm/a (Swinoujście). Dies deutet den eher geringen Einfluss der VLM sowie Geoidänderungen aus GIA in der südwestlichen Ostsee an, da diese genau im Übergangsbereich zwischen Landhebungen und Landsenkungen liegt (s. a. Abbildung 8 unten). Für die längste betrachtete gemeinsame Zeitperiode 1900 bis 2015 können für sechs Pegelstandorte $RMSL_{\text{korrigGIA}}$ -Trends ermittelt werden. Die kleinsten Trends ergeben sich dabei mit $1,07 \pm 0,11$ mm/a in Marienleuchte und mit $0,94 \pm 0,15$ mm/a in Kolobrzeg sowie $0,97 \pm 0,14$ mm/a in Swinoujście, wobei hier zu beachten ist, dass die beiden polnischen Pegel nur die Zeitperiode bis 1999 abdecken (mind. 75 % Datenverfügbarkeit) und damit einen leichten Bias hin zu kleineren Trends aufweisen. Für die Zeitperiode 1960 bis 2015 können lineare Trends der $RMSL_{\text{korrigGIA}}$ -Zeitreihen für die sieben in Tabelle 3 dargestellten Pegel entlang der deutschen Ostseeküste angegeben werden. Es ergeben sich Trends zwischen $1,06 \pm 0,23$ mm/a (Travemünde) und $1,83 \pm 0,28$ mm/a (Warnemünde). An der Schleswig-Holsteinischen Küste sind die Trends an den meisten Standorten ab Mitte des 20. Jahrhunderts etwas kleiner als entlang der Mecklenburg-Vorpommerschen Küste. Für die kürzeste Periode von 1993 bis 2015 ergeben sich mit $1,75 \pm 0,92$ mm/a (Kiel-Holtenau) bis $3,22 \pm 1,58$ mm/a (Sassnitz) die größten Trends mit ebenfalls den größten Standardfehlern.

Tabelle 3: Lineare Trends der neun längsten $RMSL_{\text{korrigGIA}}$ -Zeitreihen (Jahreswerte) im Untersuchungsgebiet für die jeweilige gesamte Zeitperiode sowie gemeinsame Zeitperioden mit Angabe der Korrelationskoeffizienten zwischen den $RMSL_{\text{korrigGIA}}$ -Zeitreihen an den Einzelpegeln und den synthetischen Pegelzeitreihen VS-SH und VS-MVP in Klammern. Dunkelgrau bzw. hellgrau hinterlegt sind die Pegelzeitreihen, die mit in Ermittlung von VS-SH bzw. VS-MVP eingeflossen sind.

PEGELNAME	JAHRE	ZEITPERIODE	LIN. TREND $RMSL_{\text{KORRGIA}}$ [mm/a]				
			Gesamte Zeitperiode	1900 - 2015	1960 - 2015	1979 - 2015	1993 - 2015
Flensburg	59	1954 - 2015	1.22 ± 0.21 (0.93)	-	1.45 ± 0.22 (0.96)	1.68 ± 0.37 (0.95)	1.78 ± 0.59 (0.93)
Kiel-Holtenau	56	1956 - 2015	1.2 ± 0.29 (0.93)	-	1.25 ± 0.3 (0.94)	1.04 ± 0.64 (0.94)	1.75 ± 0.92 (0.97)
Marienleuchte	122	1882 - 2015	1.12 ± 0.09 (0.92)	1.07 ± 0.11 (0.95)	1.27 ± 0.34 (0.95)	1.19 ± 0.48 (0.95)	2 ± 0.66 (0.95)
Travemünde	185	1826 - 2015	1.35 ± 0.08 (0.92)	1.55 ± 0.12 (0.97)	1.06 ± 0.23 (0.96)	1.15 ± 0.48 (0.96)	2.24 ± 0.85 (0.97)
Wismar Baumhaus	163	1848 - 2015	1.3 ± 0.07 (0.81)	1.35 ± 0.09 (0.93)	1.69 ± 0.22 (0.95)	1.44 ± 0.44 (0.95)	2.46 ± 0.74 (0.95)
Warnemünde	160	1855 - 2015	1.33 ± 0.08 (0.82)	1.6 ± 0.1 (0.93)	1.83 ± 0.28 (0.95)	1.81 ± 0.56 (0.96)	2.72 ± 1.08 (0.95)
Sassnitz	74	1909 - 2015	0.96 ± 0.22 (0.77)	-	1.32 ± 0.35 (0.83)	1.14 ± 0.73 (0.79)	3.22 ± 1.58 (0.85)
Swinoujscie	181	1811 - 1999	0.66 ± 0.07 (0.79)	0.97 ± 0.14 (0.84)	-	-	-
Kolobrzeg	173	1816 - 1999	0.88 ± 0.07 (0.76)	0.94 ± 0.15 (0.81)	-	-	-
VS-SH	133	1883 - 2015	1.22 ± 0.08	1.22 ± 0.1	1.67 ± 0.24	1.86 ± 0.46	2.34 ± 0.7
VS-MVP	191	1825 - 2015	0.84 ± 0.06	1.05 ± 0.12	2.01 ± 0.3	1.57 ± 0.57	2.34 ± 1.03
VS-SWO	191	1825 - 2015	0.93 ± 0.06	1.23 ± 0.11	2.08 ± 0.27	1.76 ± 0.5	2.25 ± 0.83
VS-OS	191	1825 - 2015	1.36 ± 0.07	1.66 ± 0.14	2.37 ± 0.39	2.04 ± 0.79	3.03 ± 1.4

In Abbildung 24 sind die linearen Trends sowie die $1-\sigma$ Standardfehler für die vier gemeinsamen Zeitperioden anhand aller über die jeweilige Zeitperiode verfügbaren Pegelstandorte im Untersuchungsgebiet dargestellt. Auch hier zeigt sich wie erwartet deutlich die Zunahme des Standardfehlers je kürzer die betrachtete Zeitperiode und je weiter Richtung Osten der betrachtete Pegelstandort liegt. Letzteres ist im Einklang mit den Untersuchungen zur Variabilität, deren Amplitude vor allem auf interannuellen Zeitskalen von West nach Ost zunimmt (s. a. Abbildung 36 in Abschnitt 7.2). Obwohl dieselben zeitlichen Perioden analysiert wurden, variieren die Amplituden der linearen Trends zwischen einzelnen Stationen zum Teil erheblich (z. B. 1960 bis 2015: $0,8 \pm 0,46$ mm/a in Ueckermünde und $3,34 \pm 0,75$ mm/a in Wladyslawowo). Gründe für diese verbleibenden Trenddifferenzen über dieselbe Analyseperiode zwischen einzelnen Stationen sind unterschiedliche Zeitreihenlängen aufgrund von verbliebenen Datenlücken (s. u.), lokale Sterik-, Wind- und Luftdruckeffekte, Unsicherheiten in den GIA-Modellen, sowie lokale VLM, die nicht mit GIA in Verbindung stehen. Anhand der beiden Analyseperioden 1960 bis 2015 und 1979 bis 2015 kann dennoch eine leichte Clusterung mit ansteigenden

Trends von West (Schleswig-Holsteinische Küste) nach Ost (Mecklenburg-Vorpommersche Küste) festgestellt werden. In den Standardfehlern ist diese Clusterung sogar für alle vier Zeitperioden sichtbar.

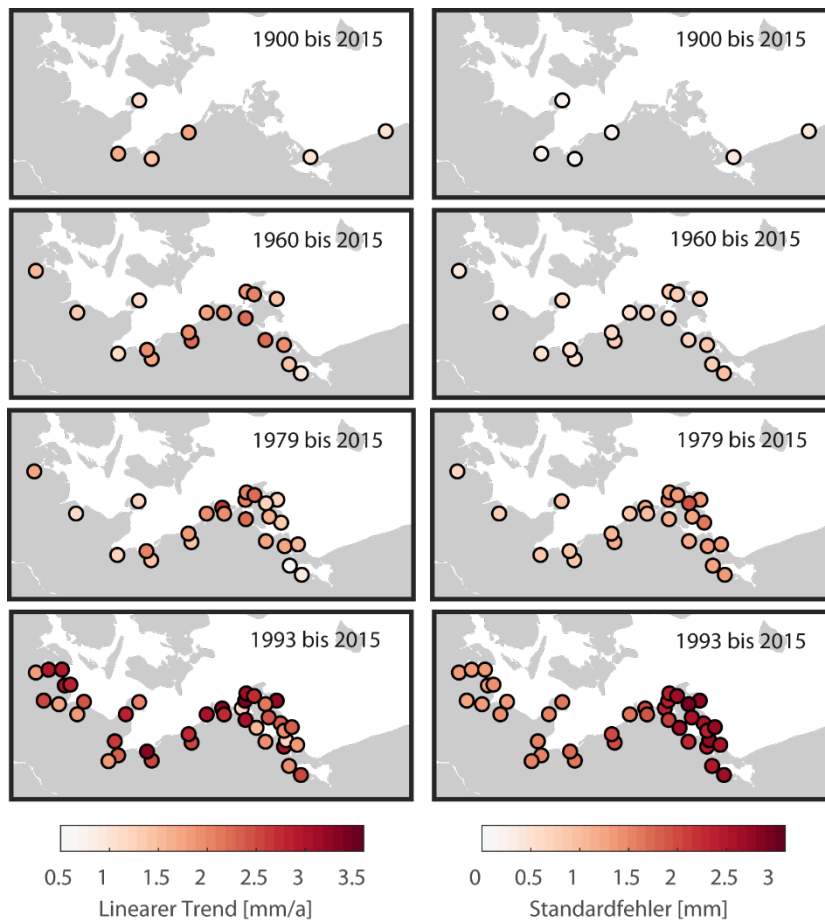


Abbildung 24: Vergleich der linearen Trends sowie des $1-\sigma$ Standardfehlers (68 % Konfidenzintervall) der $RMSL_{\text{korrGIA}}$ -Zeitreihen (bereinigt um saisonalen Zyklus und GIA) für vier gemeinsame Zeitperioden (mind. 75 % Datenverfügbarkeit).

Der Einfluss der in den Pegelzeitreihen vorhandenen Datenlücken auf die linearen Trends konnte mithilfe des baroklinen Laufs des 3D HN-Modells des IOW (s. a. Abschnitt 3.6) genauer untersucht werden. Hierfür wurden Trends der Modellzeitreihen mit und ohne Lücken in den Messdaten berechnet. Der in Abbildung 25 links dargestellte Vergleich zwischen den linearen Trends der lückenbehafteten Zeitreihen sowie der vollständigen Zeitreihen aus dem baroklinen Modelllauf für die Zeitperiode 1949 bis 2014 zeigt, dass ein substantieller Teil der beobachteten Unterschiede, insbesondere an benachbarten Pegelstandorten, auf ebendiese Datenlücken zurückzuführen sind. Selbst geringe Lücken von $< 25\%$ der Gesamtlänge können somit dennoch signifikante Trendunterschiede hervorrufen. Dies erklärt z. B. einen Teil der großen Trenddifferenz zwischen Karnin und Wladyslawowo, denn die Zeitreihen ohne Lücken zeigen im Gegensatz nur einen geringen Trendunterschied. Für vollständige Zeitreihen aus dem baroklinen Modelllauf über die gesamte Zeitperiode 1949 bis 2014 weisen die linearen Trends ein deutlich homogeneres Bild auf. Jedoch zeigt sich auch, dass die linearen Trends über alle betrachteten Perioden von West nach Ost ansteigen.

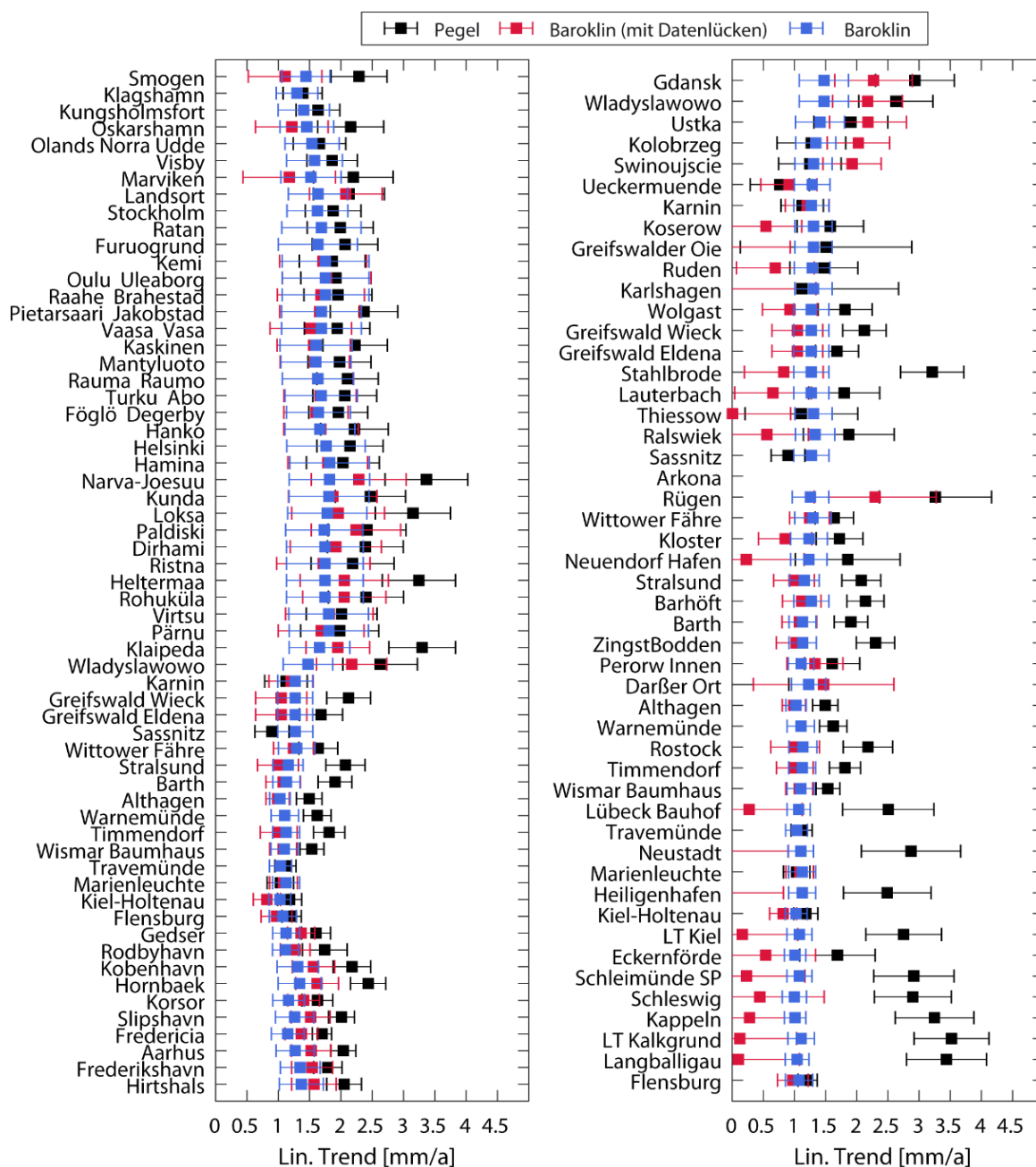


Abbildung 25: Vergleich der linearen Trends der $RMSL_{korrGIA}$ -Zeitreihen (bereinigt um saisonalen Zyklus und GIA) sowie der Modellzeitreihen aus dem baroklinen Lauf mit und ohne Lücken für die Zeitperiode 1949 bis 2014 anhand von 61 Pegelstandorten in der gesamten Ostsee (mind. 75 % Datenverfügbarkeit) (links) und 49 Pegelstandorten entlang der deutschen und polnischen Ostseeküste (rechts) (jeweils verfügbare Zeitperioden). Aus Gründen der Lesbarkeit und der Vergleichbarkeit mit der linken Teilabbildung wurde die x-Achse in der rechten Teilabbildung auf den Wertebereich 0 bis 5 mm/a beschränkt, wodurch einzelnen Werte und Unsicherheitsbereiche nur unvollständig dargestellt werden.

Die Differenzen zwischen den linearen Trends anhand der Pegelzeitreihen und aus dem baroklinen Lauf (mit künstlich angebrachten Datenlücken, wie sie in den Pegelzeitreihen zu finden sind) können zurückgeführt werden auf Unsicherheiten im baroklinen Modelllauf, Unsicherheiten in den GIA-Modellen, sowie lokale VLM. Werden die Unsicherheiten des baroklinen Modelllaufs sowie des GIA-Modells quantifiziert, so könnte das Residuum einen Hinweis auf lokale VLM geben. In Abbildung 25 rechts sind die

linearen Trends für alle 49 Pegelstandorte entlang der deutschen und polnischen Küsten dargestellt. Dabei wurde die jeweils verfügbare Zeitreihenlänge der Pegeldata jedes einzelnen Pegels innerhalb der Zeitperiode 1949 bis 2014 betrachtet (für den Pegel Arkona liegen beispielsweise keine Daten in dieser Zeitperiode vor). Werden die linearen Trends anhand der vollständigen Zeitreihen aus dem baroklinen Lauf betrachtet, so ist eine leichte Erhöhung der Trends von West nach Ost erkennbar und die höchsten Trends finden sich entlang der polnischen Küste.

5.4 Einflussfaktoren auf die Trends des absoluten Meeresspiegels

Um zu analysieren, auf welchen physikalischen Prozessen der grundsätzliche identifizierte Trendgradient in der gesamten Ostsee beruht, wurde das HN-Modell des IOW genutzt (s. a. Abschnitt 3.6). In Abbildung 26 sind die linearen Trends der Wasserstände in der Ostsee aufgrund von Luftdruck, Wind, Dynamik (interne Sterik und externer Masseneintrag) und Flusswassereintrag für die Zeitperiode 1949 bis 2014 räumlich dargestellt. Das extern über die Nordsee eingetragene Meeresspiegelanstiegssignal im Kattegat betrug dabei $1,60 \pm 0,45$ mm/a und wurde zur Darstellung der Einzelanteile entfernt, so dass vor allem die lokalen ostseespezifischen Muster sichtbar werden. Den größten Beitrag zu räumlich unterschiedlichen Meeresspiegelanstiegstrends in der Ostsee leisten die atmosphärischen Komponenten Wind (von $-0,20$ mm/a in der südwestlichen Ostsee bis $0,27$ mm/a in der Rigaer Bucht) und Luftdruck (von $-0,08$ mm/a in der südwestlichen Ostsee bis $0,15$ mm/a im Bottnischen Meerbusen). Die räumlichen Muster dieser Komponenten liefern zudem die Erklärung für die etwas geringeren Trends in der südwestlichen Ostsee ($1,40 \pm 0,17$ mm/a) als in der gesamten Ostsee ($1,64 \pm 0,27$ mm/a). Die vorgenannten Trends für die Regionen südwestliche Ostsee und gesamte Ostsee wurden anhand der Modellzeitreihen an den Pegelstandorten berechnet, für die auch die schon die linearen Trends VS-SWO und VS-OS in Tabelle 3 ermittelt wurden (s. a. Abschnitt 3.4 und 8.2). Somit ergeben sich sowohl in der südwestlichen Ostsee etwas geringere und in der gesamten Ostsee leicht höhere bzw. ähnliche Trends, als der von außen durch das Kattegat eingetragene Trend von $1,60 \pm 0,45$ mm/a. Bei Berücksichtigung der Unsicherheiten liegen die ermittelten Trends sogar noch innerhalb der Unsicherheiten des von außen eingetragenen Trends. Dieser leicht erhöhte Meeresspiegelanstiegstrend in der Ostsee sowie die West-Ost-Intensivierung sind auf Änderungen im Windfeld (eine Erhöhung der Anzahl der Tage mit Westwinden konnte nachgewiesen werden (GRÄWE et al. 2019)) sowie negative Trends im Luftdruck über den östlichen Teilen der Ostsee (s. a. LEHMANN et al. 2011) zurückzuführen. Auch die Dynamik führt zu verringerten Trends in der südwestlichen Ostsee (bis zu $-0,2$ mm/a), die durch den größeren Frischwassereintrag (Halosterik) aufgrund von höheren Niederschlägen (VAN DEN BESSELAAR et al. 2013) über dem gesamten Ostseeraum erklärt werden können. Der vergrößerte Anteil an Süßwasser verursacht einen baroklinen Druckgradienten, welcher wiederum einen zunehmenden Salzwassereintrag durch die Dänische Meerenge bedingt (GRÄWE et al. 2019). Diese Salzwassereinträge mittlerer Größe beeinflussen, aufgrund der begrenzenden unterseeischen Schwellen der Ostsee (z. B. Darßer Schwelle), hauptsächlich die südwestliche Ostsee, weshalb hier der Meeresspiegel bedingt durch eine vergrößerte Dichte sinkt. Erhöhte positive Trends auf-

grund von Dynamik finden sich insbesondere im Bereich des tiefen östlichen Gotlandbeckens sowie im Finnischen Meerbusen. Diese Gebiete stimmen gut mit den Bereichen der Ostsee überein, die in der Zeitperiode 1982 bis 2013 die größten Erwärmungstrends in der Oberflächentemperatur zeigen (STRAMSKA und BIAŁOGRODZKA 2015). Änderungen in der Eisbedeckung sowie des Flusswassereintrags in die Ostsee können zwar Änderungen der regionalen Hydrodynamik hervorrufen, haben aber nur einen kleinen Einfluss auf den Meeresspiegelanstieg (GRÄWE et al. 2019).

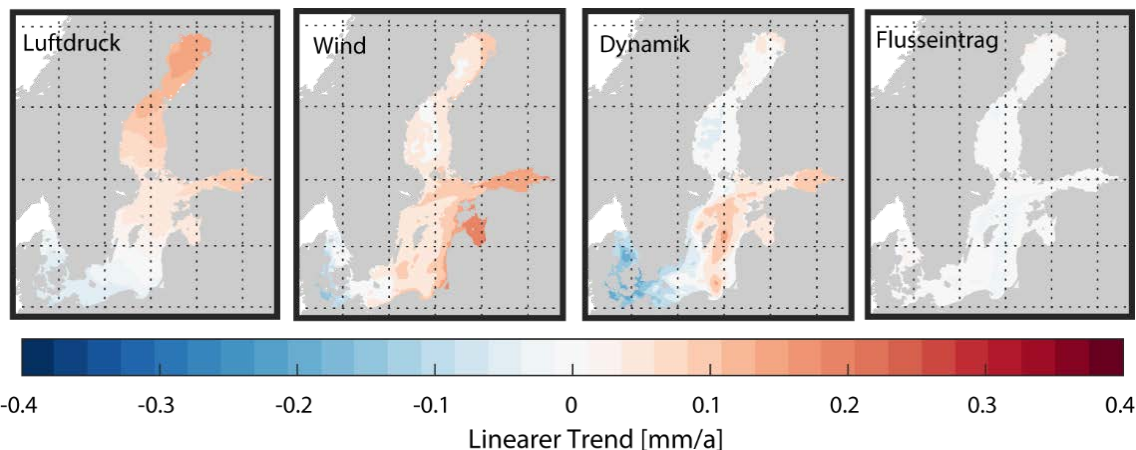


Abbildung 26: Lineare Trends der Wasserstände in der Ostsee aufgrund von Luftdruck, Wind, Dynamik und Flusswassereintrag für die Zeitperiode 1949 bis 2014 ermittelt anhand der barotropen und des baroklinen Modelllaufs. Nachgebildet und ergänzt nach (GRÄWE et al. 2019).

Mithilfe des HN-Modells können die intern hervorgerufenen Trendanteile an den Pegelstandorten im Untersuchungsgebiet beziffert und den einzelnen Einflüssen Wind, Dynamik, Luftdruck und Flusseintrag zugeordnet werden (Budgetierung). In Abbildung 27 sind die linearen Trends sowie die Trendanteile anhand der für die Zeitperiode 1949 bis 2014 verfügbaren Pegelstandorte (mind. 75 % Datenverfügbarkeit) sowie der lineare Trend der Residualkomponente zwischen den Pegelzeitreihen und dem baroklinen Lauf dargestellt. Zu beachten ist, dass das barokline Modell nicht nur die Einzelanteile der betrachteten Komponenten, sondern auch den extern eingesteuerten Trendanteil aus dem Kattegat von $1,60 \pm 0,45$ mm/a enthält. Der Unterschied zwischen den linearen Trends aus dem baroklinen Modelllauf und den GIA korrigierten Pegeldata kann zu einem kleinen Teil auch durch die in den Pegelzeitreihen enthaltenen Datenlücken erklärt werden. Die Trenddifferenz aufgrund von Datenlücken konnte durch die Differenz zwischen dem baroklinen Modelllauf mit und ohne Datenlücken quantifiziert werden zu $-0,7$ mm/a (Wladyslawowo) bis $0,2$ mm/a (Greifswald Wieck). Abbildung 27 zeigt, dass an den meisten Pegelstandorten im Untersuchungsgebiet der Wind den größten Einfluss auf die Trenddifferenzen zwischen einzelnen Pegeln hat. Wind, Luftdruck, Dynamik und Flusseintrag verursachen alle einen negativen lokalen Trend, der den externen Trend aus dem Kattegat von $1,60 \pm 0,45$ mm/a abschwächt. Beim Vergleich der linearen Trends anhand von Pegelzeitreihen und anhand des baroklinen Modells verbleibt eine Residualkomponente, die durch die Beiträge der Einzelkomponenten und die extern eingetragene Masse nicht vollständig erklärt werden können. Dies ist insbesondere auf Unsicherheiten in den Schätzern für die VLM und Geoidänderungen aus GIA sowie die nicht berücksichtigten lokalen VLM, aber auch Unsicherheiten im Modell, die in der westlichen Ostsee zu $\pm 0,3$ mm/a beziffert wurden (GRÄWE et al. 2019), zurückzuführen.

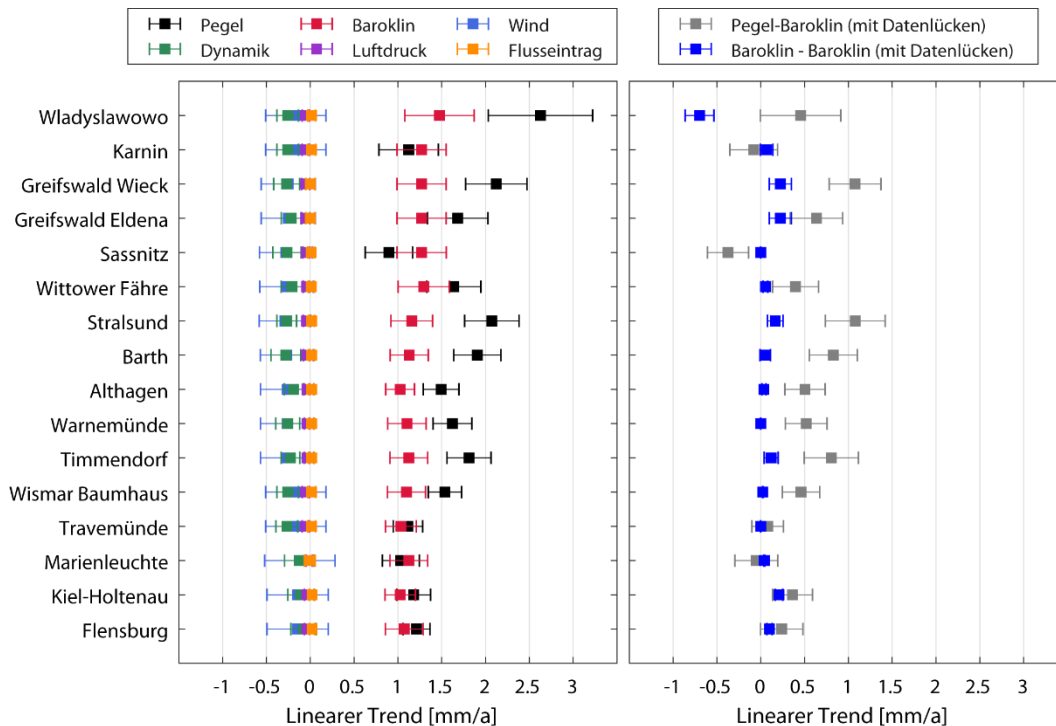


Abbildung 27: Vergleich der linearen Trends der Pegelzeitreihen $RMSL_{korrGIA}$ im Untersuchungsgebiet zu den linearen Trends der Wasserstände aus dem baroklinen Modelllauf und aufgrund von Wind, Dynamik, Luftdruck und Flusswassereintrag für die Zeitperiode 1949 bis 2014 (links). Linearer Trend der Residuen ermittelt aus der Differenz zwischen den Pegelzeitreihen $RMSL_{korrGIA}$ und dem baroklinen Modelllauf (rechts).

5.5 Zusammenfassung und kritische Bewertung

Mithilfe linearer Trendanalysen konnten positive Trends sowohl in den RMSL als auch den $RMSL_{korrGIA}$ -Zeitreihen der südwestlichen Ostseeküste ermittelt werden. Da sich das Untersuchungsgebiet genau im Übergangsbereich zwischen Landhebungen und Landsenkungen aufgrund von GIA befindet, ergeben sich nach einer GIA-Korrektur an den einzelnen Pegelstandorten nur geringfügige Änderungen der Trendwerte des $RMSL_{korrGIA}$ gegenüber dem RMSL. Aufgrund der hohen zeitlichen Variabilität der Zeitreihen zeigen sich unterschiedliche Trendwerte für die verschiedenen betrachteten Zeitperioden mit den höchsten Werten für die kürzeste Zeitperiode von 1993 bis 2015, die allerdings durch die Nodaltide beeinflusst ist. Für die längste untersuchte gemeinsame Zeitperiode 1900 bis 2015 konnten lineare Trends des relativen Meeresspiegels von $0,93 \pm 0,08$ mm/a (Marienleuchte) bis $1,67 \pm 0,07$ mm/a (Travemünde) detektiert werden. Vor allem wichtig für Küstenschutzbelange ist, dass sich die lineare Trendentwicklung der RMSL-Zeitreihen für die Zeitperiode ab etwa Mitte des 20. Jahrhunderts entlang der Schleswig-Holsteinischen Küste leicht von den linearen Trends entlang der Mecklenburg-Vorpommerschen Küste unterscheidet. So weisen die meisten Pegel entlang der Schleswig-Holsteinischen Küste ab etwa Mitte des 20. Jahrhunderts etwas geringere Trends auf (für VS-SH $1,67 \pm 0,24$ mm/a), als entlang der Mecklenburg-Vorpommerschen Küste (für VS-MVP $2,01 \pm 0,3$ mm/a) (s. a. Übersichtskarten in Abschnitt A.4). Dieses Bild zeigt sich jedoch nicht für alle betrachteten Zeitperioden und

insbesondere nicht im Langzeittrend von 1900 bis 2015. Hier sollten daher weitere Analysen erfolgen, um dies besser einschätzen zu können.

In der Zeitperiode 1949 bis 2014 wirken die lokalen Effekte Wind, Luftdruck, Dynamik (interne Sterik und externer Masseneintrag) und Flusseintrag dem von außen eingetragenen globalen Meeresspiegelanstieg von $1,60 \pm 0,45$ mm/a in der südwestlichen Ostsee entgegen, weshalb sich hier mit $1,40 \pm 0,17$ mm/a die kleinsten linearen Trends des AMSL in der gesamten Ostsee zeigen. Die atmosphärischen Komponenten Wind und Luftdruck leisten den größten Beitrag zu den räumlich unterschiedlichen Meeresspiegelanstiegstrends in der Ostsee aufgrund einer Erhöhung der Anzahl der Westwindtage und einer Abnahme des Luftdruckes (negative Trends) über der östlichen Ostsee. An der Schleswig-Holsteinischen Küste ist diese Wirkung am größten. Die negativen Trends aufgrund von Dynamik sind zurückzuführen auf die erhöhten Frischwassereinträge durch vermehrte Niederschläge über der Ostsee und den daraus folgenden vermehrten Salzwassereintrag in die südwestliche Ostsee. Diese ersten Verknüpfungen der Ergebnisse aus den Modellläufen mit physikalischen Prozessen erfordern weitere Untersuchungen. Mithilfe von Salz- und Temperaturdaten könnte z. B. eine Unterteilung der Dynamik in intern erzeugte Signale und von außen eingetragene Meeresspiegeländerungen erfolgen.

Mithilfe des Vergleichs von drei GIA-Modellen konnte gezeigt werden, dass die beiden Modelle ICE-5G (VM2 L90) nach PELTIER (2004) und ICE-6G (VM5a) nach ARGUS et al. (2014) und PELTIER et al. (2015) für die Korrektur der Pegelzeitreihen in der südwestlichen Ostsee ungeeignet sind, da sich nach der Korrektur negative lineare Meeresspiegelrends und Unterschiede zwischen benachbarten Standorten ergeben, die für diese Region als unplausibel einzuschätzen sind. Das NKG2016LU-Modell eignet sich diesbezüglich wesentlich besser, jedoch ergeben sich auch hier immer noch Unterschiede zwischen benachbarten Standorten, die zu einem Teil auch auf der Ungenauigkeit der GIA-Modellierung beruhen, die zu $0,18$ mm/a (Sassnitz) bis $0,37$ mm/a (Wladyslawowo) beziffert wurde. Problematisch in der Nutzung von Pegelzeitreihen für die Verifizierung bleibt jedoch, dass Pegelzeitreihen oft lückenbehaftet sind und auch durch lokale VLM beeinflusst sein können. Diese Effekte wirken sich zusätzlich auf die Trendberechnung aus. Der Einfluss der Datenlücken auf die berechneten Meeresspiegelrends konnte anhand der vollständigen Modellzeitreihen quantifiziert werden zu $-0,7$ mm/a (Wladyslawowo) bis $0,2$ mm/a (Greifswald Wieck). Selbst bei mindestens 75 % vollständigen Zeitreihen können Datenlücken somit ein Problem für die Trendermittlung darstellen. Dies unterstreicht die Bedeutung einer umfassenden Digitalisierung noch vorhandener Pegelschriebe. Die Modellzeitreihen des baroklinen Laufs stellen eine wichtige Datengrundlage dar, um lineare Trends anhand von lückenlosen und durch VLM unbeeinflussten Zeitreihen zu berechnen. Eine zeitliche Erweiterung der Modellläufe sollte daher angestrebt werden, um auch Trends über das gesamte 20. Jahrhundert berechnen zu können. Die Residuen zwischen den linearen Trends aus Pegelzeitreihen und aus dem baroklinen Modelllauf sind somit zusammenfassend auf die Datenlücken in den Pegelzeitreihen ($-0,7$ bis $0,2$ mm/a), Unsicherheiten in der GIA-Modellierung ($0,18$ bis $0,37$ mm/a), nicht berücksichtigte lokale VLM und Unsicherheiten in dem baroklinen Modelllauf ($\pm 0,3$ mm/a) zurückzuführen.

6 Einfluss des saisonalen Zyklus auf die Meeresspiegelvariabilität

6.1 Allgemeines

Die detektierten Langzeittrends (s. a. Abschnitt 5) werden durch eine ausgeprägte Variabilität (zyklische, deterministische und stochastische Zeitreihenkomponenten) überlagert und beeinflusst. Die dominierenden hochfrequenten intra-annualen Schwankungen in den MSL-Monatszeitreihen (s. a. Abbildung 21 und Abbildung 22) werfen die Frage auf, welche Ursachen für diese Variationen verantwortlich sind und durch welche Prozesse lokale Unterschiede zwischen einzelnen Standorten zu erklären sind. Mithilfe des neuen umfassenden RMSL-Datensatzes für die gesamte Ostsee kann die zeitliche und räumliche Variabilität des saisonalen Zyklus analysiert werden (s. a. SCHMIDT et al. 2017). Saisonale Schwankungen werden in dieser Arbeit anhand der harmonischen Analyse als zyklischer Zeitreihenanteil (s. a. Formel (2) in Abschnitt 1.2) beschrieben. Um auch die räumliche Ausprägung des saisonalen Zyklus in der offenen Ostsee zu erfassen, wurden Satellitenaltimeterdaten mit in die Auswertungen einbezogen. Die zeitliche Variabilität des saisonalen Zyklus wurde anhand einer gleitenden harmonischen Analyse für ein 5-jähriges Zeitfenster untersucht. Anhand der barotropen HN-Modellläufe können zudem die Haupteinflussfaktoren auf den saisonalen Zyklus genauer charakterisiert und quantifiziert werden. In diesem Abschnitt sollen folgende Forschungsfragen beantwortet werden:

- Welche räumlichen Charakteristika des saisonalen Zyklus zeigen sich in der Ostsee?
- Wie gut sind Satellitenaltimeterdaten geeignet den saisonalen Zyklus in der Ostsee wiederzugeben?
- Können signifikante Trends in der zeitlichen Variabilität des saisonalen Zyklus detektiert werden?
- Welchen Einfluss haben Wind, Dynamik (interne Sterik und externer Masseneintrag), Luftdruck und Flusseintrag auf den saisonalen Zyklus in der südwestlichen Ostsee?

6.2 Räumliche Charakteristika

Die Amplituden und Phasen des jährlichen (S_a) und halbjährlichen (S_{sa}) saisonalen Zyklus (berechnet nach Formel (3) in Abschnitt 2.4.3) sind in Abbildung 28 für die Pegelstandorte im Untersuchungsgebiet dargestellt. Tabelle 9 in Abschnitt A.4 listet die entsprechenden Amplituden, Phasen und erklärten Varianzen für alle betrachteten Pegelstandorte in der gesamten Ostsee auf. Entlang der deutschen und polnischen Ostseeküste ist von West nach Ost ein Anstieg der Amplitude der jährlichen und halbjährlichen Komponenten zu erkennen (Abbildung 28 a & b). Liegt sie im Bereich der Schleswig-Holsteinischen Küste noch bei etwa 30 bis 40 mm, so steigt die jährliche Amplitude über die Mecklenburg-Vorpommersche Küste auf etwa 50 bis 70 mm und entlang der

polnischen Küste auf etwa 90 mm an. Der MSL entlang der südwestlichen Ostseeküste kann somit innerhalb eines einzelnen Jahres allein aufgrund des jährlichen Zyklus um 60 bis 180 mm schwanken. Die Phase der jährlichen Komponente variiert entlang der Schleswig-Holsteinischen Küste zwischen 230° (Ende August) bis 260° (Ende September) und entlang der Mecklenburg-Vorpommerschen Küste sowie der polnischen Küste zwischen 250° (September) und 300° (November) (Abbildung 28 c). Die maximale Amplitude der halbjährlichen Komponente liegt mit ca. 42 mm am Pegelstandort Ralswiek vor. Die geringsten halbjährlichen Amplituden finden sich entlang der Schleswig-Holsteinischen Küste mit ca. 10 bis 20 mm. Die Phase der halbjährlichen Komponente ist entlang der Schleswig-Holsteinischen Küste am größten und wird zur polnischen Küste hin kleiner mit Werten ab etwa 100° (April) bis 30° (Ende Januar) (Abbildung 28 d).

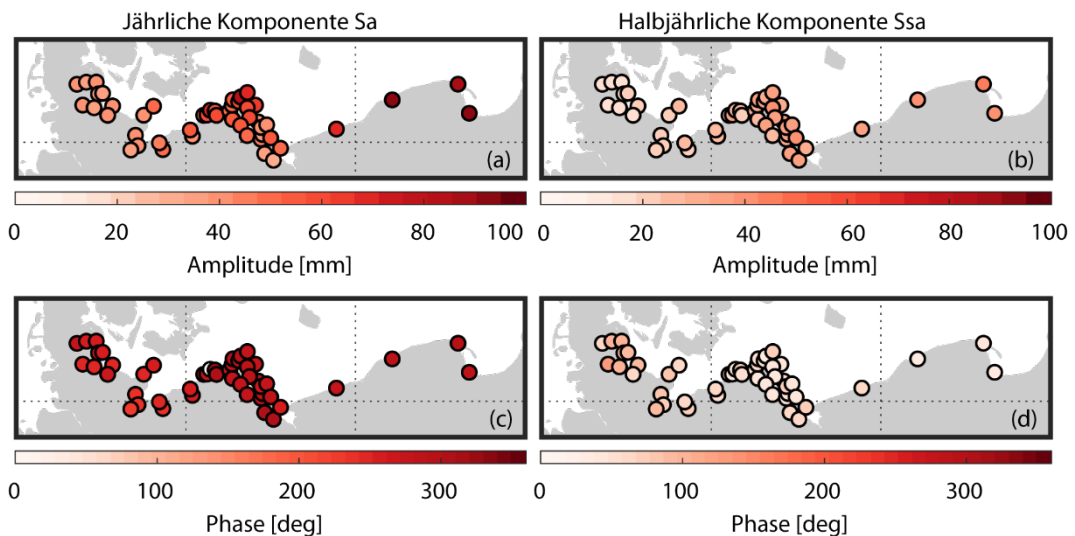


Abbildung 28: Amplituden und Phasen der jährlichen (Sa) und halbjährlichen (Ssa) Komponenten des saisonalen Zyklus der RMSL-Zeitreihen im Untersuchungsgebiet.

Anhand der ermittelten Amplituden und Phasen an den Pegelstandorten können jedoch keine Aussagen über die Amplituden und Phasen auf dem offenen Meer der Ostsee getroffen werden. Aus diesem Grund wurden die mittleren Amplituden und Phasen des jährlichen und halbjährlichen Zyklus zusätzlich mithilfe von Satellitenaltimeterdaten des AVISO-Datensatzes über die verfügbare Periode von 1993 bis 2015 berechnet. Abbildung 29 stellt die mittleren Amplituden und Phasen des jährlichen und halbjährlichen Zyklus, die mithilfe von Satellitenaltimeterdaten des AVISO-Datensatzes über die Periode 1993 bis 2015 ermittelt wurden, räumlich über der gesamten Ostsee dar. Zum Vergleich sind auch die Amplituden und Phasen ermittelt aus Pegeldaten über die Zeitperiode 1993 bis 2015 abgebildet. Der jährliche Zyklus in der offenen Ostsee weist mittlere Amplituden von ~ 75 mm auf (Abbildung 29 a). Der MSL in der Ostsee kann somit innerhalb eines einzelnen Jahres allein aufgrund des jährlichen Zyklus im Mittel um 150 mm schwanken. Die kleinsten Amplituden liegen in der südwestlichen Ostsee vor, während Amplituden in der nördlichen und östlichen Ostsee die größten Werte aufzeigen. Die Werte ermittelt aus Pegeldaten in der gesamten Ostsee zeigen deutlich einen Gradienten der Amplitude der jährlichen Komponente. Liegt sie im Bereich der deutschen Ostseeküste noch bei ca. 40 mm, so steigt die jährliche Amplitude im Bottnischen

sowie im Finnischen Meerbusen bis auf ca. 140 mm an. Die Phase der jährlichen Komponente variiert im Kattegat zwischen 270° (Anfang Oktober) bis 280° (Mitte Oktober), im zentralen Bereich der Ostsee sowie im Finnischen Meerbusen zwischen 270° (Anfang Oktober) und 280° (Mitte Oktober) und bis zu 311° (Mitte November) im Bottnischen Meerbusen (Abbildung 29 c). Die maximalen Amplituden der halbjährlichen Komponente sind mit ca. 68 mm in der Bottensee (Salgrund) sowie mit ca. 50 mm im zentralen flachen Bereich der Aland Inseln zu finden (Abbildung 29 b). Im Bottnischen und im Finnischen Meerbusen erreichen die halbjährlichen Amplituden Werte bis ca. 45 mm. Am geringsten ist die halbjährliche Amplitude mit 10 bis 20 mm im Kattegat. Die Phase der halbjährlichen Komponente variiert im Bereich von ca. 20° (Januar) bis 60° (März) (Abbildung 29 d). Die Ergebnisse aus Satellitenaltimeterdaten weichen insbesondere im nördlichen Bottnischen sowie im östlichen Finnischen Meerbusen von den Ergebnissen anhand von Pegelstandorten ab. AVISO unterschätzt die jährlichen Amplituden von 38 der insgesamt verfügbaren 91 Pegelstandorte um 0,1 bis 52,6 mm (Mittel: 6,2 mm) über die Zeitperiode 1993 bis 2015. An 50 Pegelstandorten werden die jährlichen Amplituden um 0,1 bis 27,6 mm (Mittel: 5,2 mm) signifikant überschätzt. Im Untersuchungsgebiet werden die jährlichen Amplituden durch Satellitenaltimeterdaten leicht überschätzt. Die höchsten Unterschätzungen wurden im Bottnischen und im Finnischen Meerbusen detektiert. Da diese Gebiete einen Großteil des Jahres mit Eis bedeckt sind, wird angenommen, dass die Satellitenaltimeterdaten in diesen Gebieten zu ungenau sind (s. a. NOVOTNY 2006).

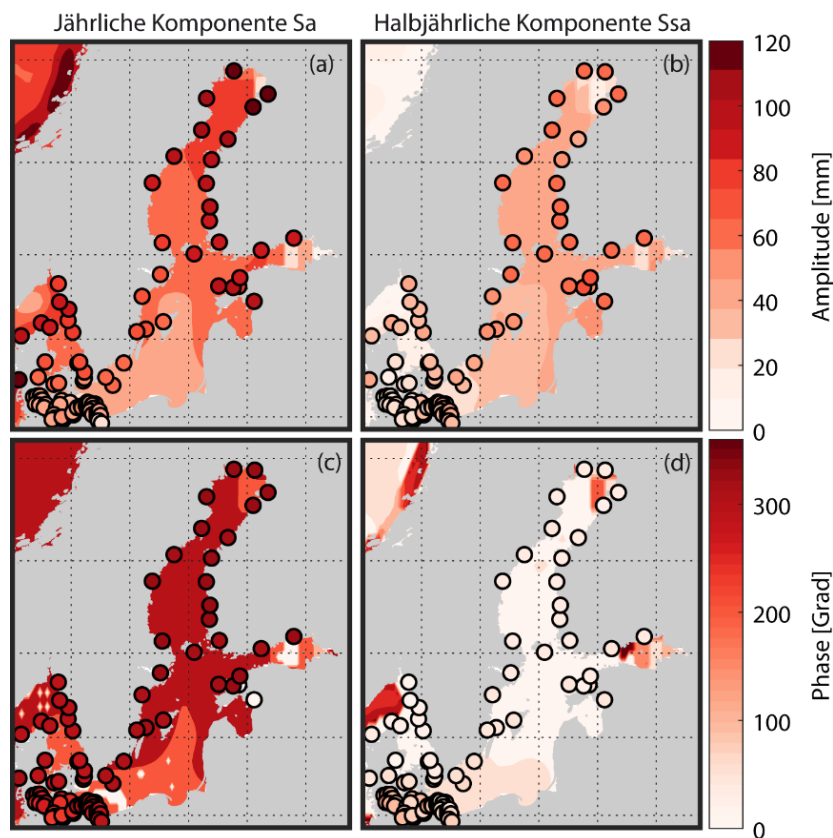


Abbildung 29: Vergleich der Amplituden und Phasen der jährlichen (Sa) und halbjährlichen (Ssa) Komponenten des saisonalen Zyklus ermittelt mithilfe der harmonischen Tideanalyse aus dem AVISO Satellitenaltimetrie Datensatz (farbige Fläche) und den RMSL-Zeitreihen aus Pegelstandorten (farbige Punkte) für eine Zeitperiode von 1993 bis 2015 in der gesamten Ostsee.

In Abbildung 30 ist der mittlere jährliche und halbjährliche Zyklus sowie die Kombination aus beiden exemplarisch für den Pegel Warnemünde ermittelt aus Pegel­daten sowie aus Satellitenaltimetrie für die Zeitperiode 1933 bis 2015 vergleichend gegenüber­gestellt. Der saisonale Zyklus ist leicht asymmetrisch mit jährlicher und halbjährlicher Variabilität. Die Maxima des jährlichen Zyklus treten zwischen September bis Oktober auf. Die Amplituden des halbjährlichen Zyklus sind etwas kleiner und erreichen ihr Maximum sowohl im Sommer (Juli/August) als auch im Winter (Oktober/November), wodurch die Wasserstände in diesen Monaten weiter erhöht werden. Der Vergleich des saisonalen Zyklus sowie der MSL-Monatszeitreihen (RMSE = 40 mm) ermittelt aus Pegel­daten und aus Satellitenaltimeterdaten für die Zeitperiode 1993 bis 2015 zeigt grundsätzlich eine sehr gute Übereinstimmung und unterstreicht die Robustheit der Analysen.

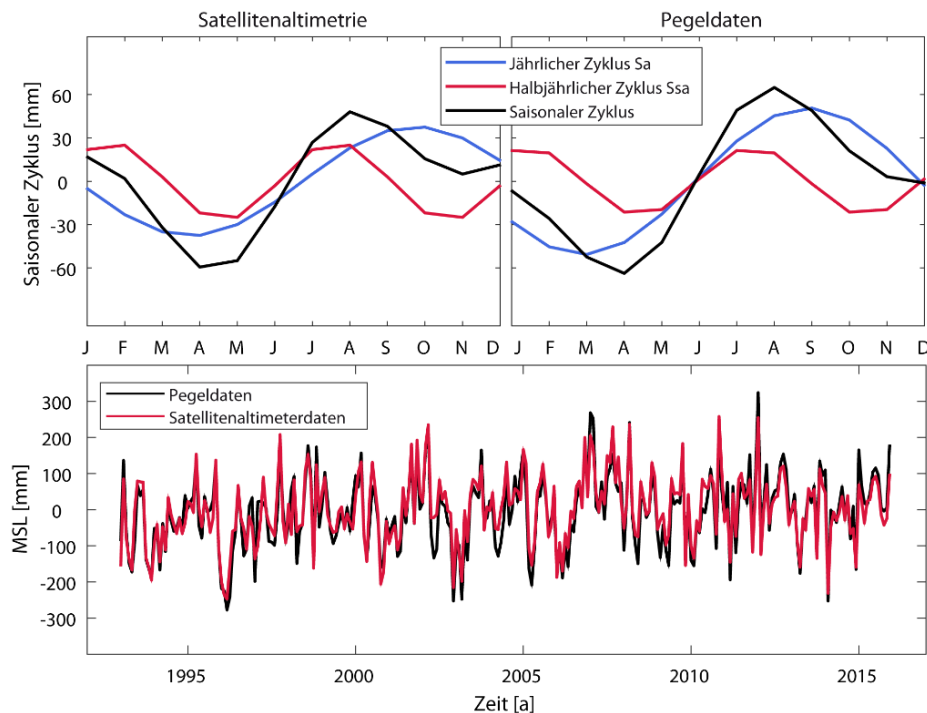


Abbildung 30: Mittlerer saisonaler Verlauf der jährlichen (Sa) und halbjährlichen (Ssa) Komponente des saisonalen Zyklus sowie der Kombination aus beiden (oben) am Pegel Warnemünde ermittelt aus Satellitenaltimeterdaten (oben links) und Pegel­daten (oben rechts) von 1993 bis 2015. MSL-Monatszeitreihen (lin. Trend entfernt) aus Pegel­daten sowie aus Satellitenaltimeter­daten (unten).

Der Anteil des saisonalen Zyklus an der Gesamtvarianz des MSL im Untersuchungsgebiet sowie innerhalb der gesamten Ostsee ist in Abbildung 31 und Abbildung 32 dargestellt. Die erklärte Variabilität des gesamten saisonalen Zyklus sowie seiner jährlichen und halbjährlichen Komponenten an der Gesamtvariabilität des MSL wurde anhand der um den linearen Trend sowie den jeweiligen Mittelwert bereinigten MSL-Zeit­reihen berechnet. Der gesamte saisonale Zyklus (Summe der beiden jährlichen und halbjährlichen Komponente) erklärt im Untersuchungsgebiet im Mittel 15 % und variiert zwischen 7 bis maximal 27 % der gesamten beobachteten Varianz in den monatlichen MSL-Zeit­reihen. Erwartungsgemäß wird der Großteil durch den jährlichen Zyklus erklärt, der im Mittel 12 % der Varianz erklärt. Der halbjährliche Zyklus erklärt nur einen sehr geringen Anteil von im Mittel 3 %.

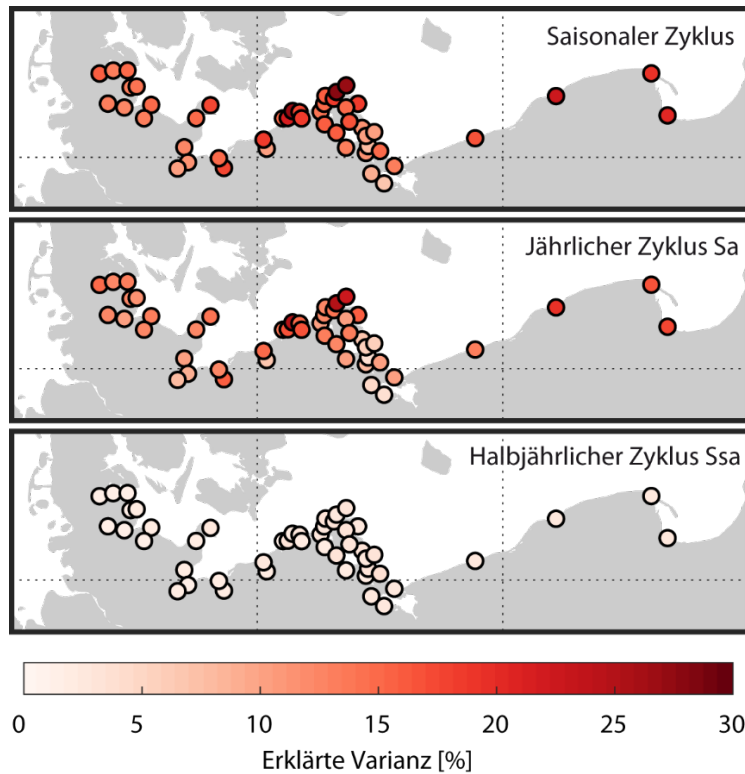


Abbildung 31: Erklärte Variabilität an der Gesamtvarianz des MSL im Untersuchungsgebiet auf Basis der analysierten Pegelraten (jeweilige gesamte Zeitperiode).

Wird vergleichend zur südwestlichen die gesamte Ostsee betrachtet (Abbildung 32), so zeigen sich die kleinsten Werte der erklärten Varianz entlang der deutschen Ostseeküste. Die größten Werte sind mit bis zu 50 % in Skagerrak und Kattegat zu finden. Im Bottnischen und Finnischen Meerbusen ergeben sich Werte bis etwa 35 %. Der gesamte saisonale Zyklus erklärt in der Ostsee im Mittel 21 % und variiert zwischen 10 bis 50 %. Der jährliche Zyklus erklärt im Mittel 18 % der Varianz, der halbjährliche Zyklus nur einen sehr geringen Anteil von 3 %. Abbildung 32 zeigt die erklärte Variabilität ermittelt anhand von Satellitenaltimeter- und Pegelraten von 1993 bis 2015.

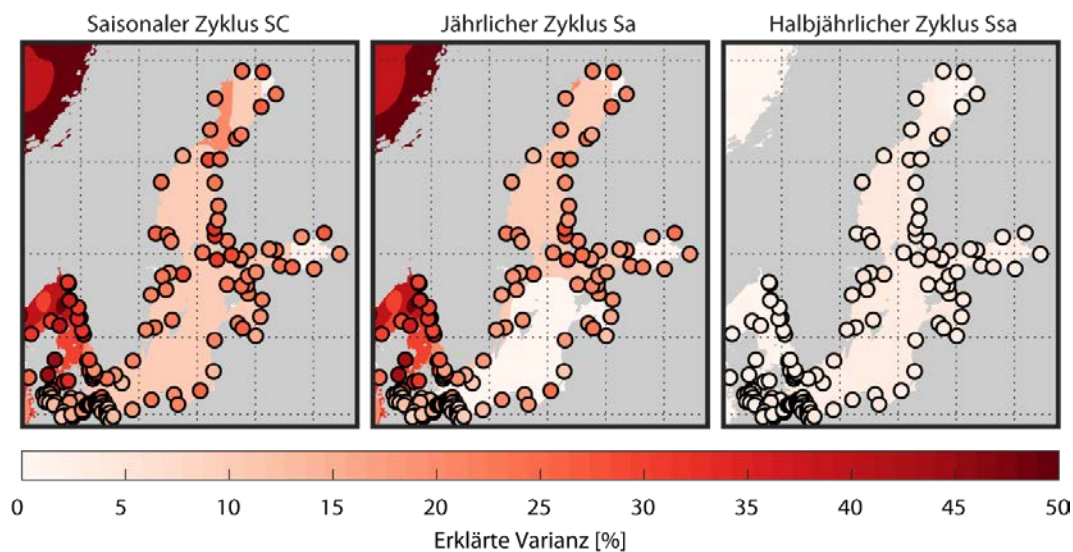


Abbildung 32: Erklärte Variabilität an der Gesamtvarianz des MSL in der Ostsee auf Basis der AVISO-Daten (farbige Fläche) sowie der Pegelzeitreihen (farbige Punkte) von 1993 bis 2015.

6.3 Zeitliche Variabilität

Um zusätzlich die zeitliche Änderung des saisonalen Zyklus zu untersuchen (z. B. dekadische Schwankungen in den Amplituden oder Verschiebungen in den Phasen), wurde die harmonische Tideanalyse für gleitende Zeitfenster mit einer Länge von jeweils fünf Jahren (60 Monate, langlebiger Chronist, s. a. FÜHRBÖTER 1979) untersucht (WAHL et al. 2014). Diese Fensterlänge soll die große Variabilität des jährlichen und halbjährlichen Zyklus einzelner Jahre minimieren (TORRES und TSIMPLIS 2012; FENG et al. 2015). In Abbildung 33 sind die zeitlichen Änderungen in den Amplituden und Phasen für den Pegel Warnemünde dargestellt. Die Amplituden der jährlichen Komponenten variieren zwischen 7,6 mm und 105,2 mm, wobei der Mittelwert bei 53,9 mm liegt. Die Amplituden der halbjährlichen Komponente wiederum variieren zwischen 1,7 mm und 59,9 mm, während der Mittelwert bei 31,2 mm liegt. Die detektierten interannuellen Schwankungen sind verhältnismäßig hoch, jedoch sind die ermittelten linearen Trends an allen Pegelstandorten mit einer Verfügbarkeit von mind. 75 % für die Zeitperiode 1900 bis 2015 nicht statistisch signifikant (z. B. Warnemünde $-0,13 \pm 0,15$ mm/a). Dies steht im Widerspruch zu den Ergebnissen nach EKMAN und STIGEBRANDT (1990) sowie HÜNICKE und ZORITA (2008), die einen positiven Trend in der Amplitude der jährlichen Komponente detektieren konnten. Dabei wurden die Trends in den vorigen genannten Studien alle für kürzere Zeitreihen ermittelt, die Ende der 1990er oder Anfang der 2000er Jahre in einer Phase besonders großer Variabilität endeten. Da die Variabilität in den Folgejahren wieder abgenommen hat, lässt dies den Rückschluss zu, dass es sich somit eher um das Resultat dekadischer Variabilität als einen extern verursachten Langzeittrend in den Amplituden des saisonalen Zyklus handelt. Auch PLAG und TSIMPLIS (1999) wiesen schon auf eine Beeinflussung der Trends durch hohe/niedrige Anfangs- und Endwerte in der Zeitreihe hin. Die Ergebnisse sind im Einklang mit BARBOSA und DONNER (2016), die ebenfalls keinen Trend in den Amplituden, jedoch eine hohe zeitliche Variabilität detektieren konnten.

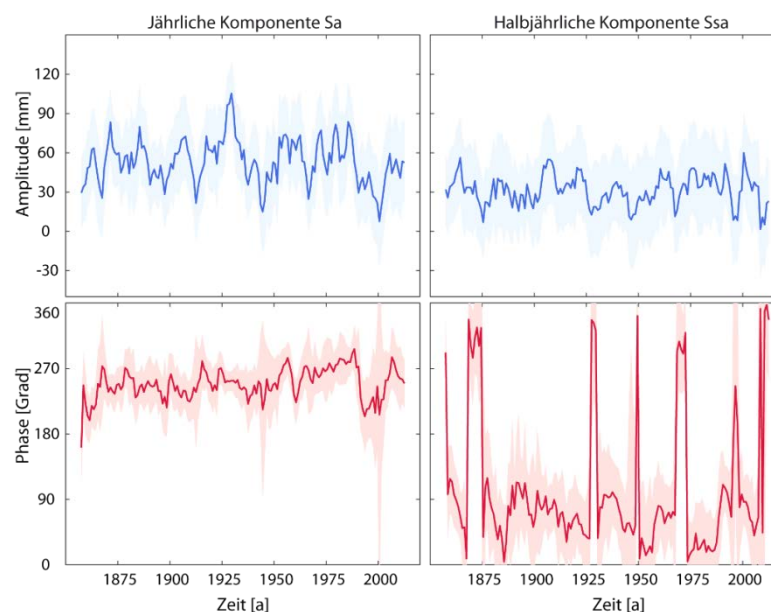


Abbildung 33: Zeitliche Entwicklung der Amplituden und Phasen der jährlichen und halbjährlichen Komponenten des saisonalen Zyklus über ein gleitendes Fenster von fünf Jahren für den Pegel Warnemünde. Die schattierten Flächen kennzeichnen die 95 % Unsicherheitsbänder.

Auch bei der Betrachtung des Auftretens der jährlichen Maxima und Minima (Abbildung 34) ist zwar die zeitliche Variabilität, jedoch keine dauerhafte Verschiebung oder Intensivierung zu erkennen. Ab etwa 1980 bis 1995 zeigt sich an den betrachteten Standorten in einigen Jahren eine Verschiebung der Maxima von den Sommermonaten hin zu den Wintermonaten, die wiederum auf die hohe dekadische Variabilität in den 1990er Jahren zurückzuführen ist.

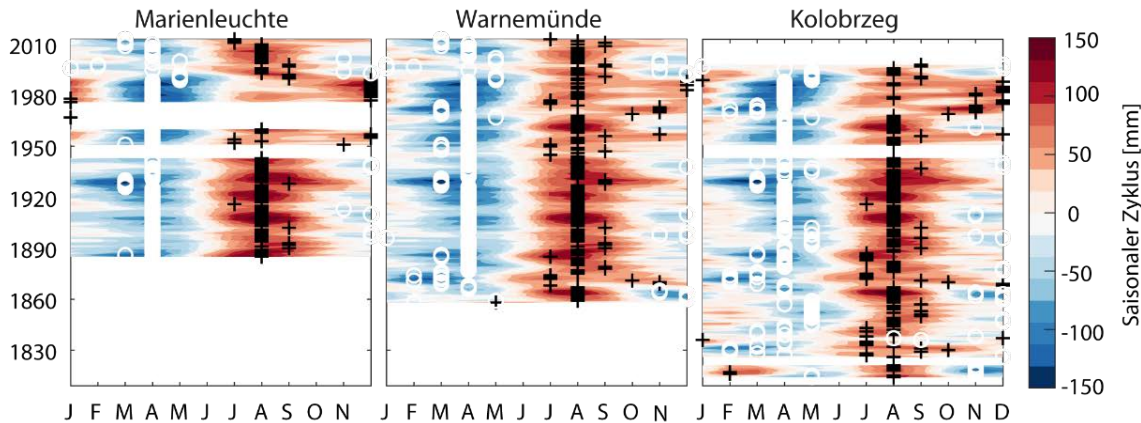


Abbildung 34: Zeitliche Variabilität des saisonalen Zyklus der Pegelzeitreihen Marienleuchte, Warnemünde und Kolobrzeg. Monate in denen der Minimalwert/Maximalwert auftritt sind mit einem weißen Kreis/schwarzen Kreuz gekennzeichnet.

6.4 Einflussfaktoren

Um die Anteile verschiedener physikalischer Prozesse am saisonalen Zyklus zu quantifizieren, konnten der barokline sowie die barotropen Modellläufe des 3D HN-Modells des IOW genutzt werden (s. a. Abschnitt 3.6). Die beiden Pegelstandorte Marienleuchte und Warnemünde zählen zu den längsten Pegelzeitreihen für die Schleswig-Holsteinische und die Mecklenburg-Vorpommersche Küste und können gut als repräsentative Pegel für die beiden Küsten verwendet werden. Daher werden im nachfolgenden die Ergebnisse beispielhaft anhand dieser beiden Pegelstandorte dargestellt. Der Vergleich des saisonalen Zyklus aus Beobachtungen und Modellierung an den Pegelstandorten Marienleuchte und Warnemünde weist grundsätzlich eine gute Übereinstimmung mit kleineren Abweichungen auf (s. a. Abbildung 35). Am Standort Marienleuchte zeigt sich das Minimum von $-60,9$ mm (Beobachtung) bzw. $-71,7$ mm (Modellierung) im April und das Maximum von $41,7$ mm im August bzw. $45,5$ mm im Oktober (s. a. Abbildung 35). In Warnemünde liegt das Minimum mit $-67,5$ mm bzw. $-70,8$ mm ebenfalls im April und das Maximum von $41,9$ mm bzw. $46,6$ mm im September. Der saisonale Zyklus des baroklinen Modelllaufs erklärt einen etwa 10 % größeren Anteil der Gesamtvariabilität als der aus Pegeldaten generierte saisonale Zyklus. Dies kann dadurch erklärt werden, dass der barokline Lauf grundsätzlich die Variabilität des Wasserstandes in der südwestlichen Ostsee geringfügig unterschätzt (s. a. Abschnitt 3.6). Dennoch können die HN-Modellläufe genutzt werden, um den saisonalen Zyklus aufgrund von Wind, Dynamik (interne Sterik und externer Masseneintrag), Luftdruck und Flusswassereintrag zu separieren. Die größten Amplituden, die sogar die Amplituden des saisonalen Zyklus aus Pegeldaten übersteigen, zeigt der saisonale Zyklus aufgrund von barotropen Windeffekten, wobei das Maximum zum saisonalen Zyklus aus Pegeldaten um etwa drei Monate

verschoben ist. Dennoch besteht zwischen beiden Anteilen ein positiver Zusammenhang. Der saisonale Zyklus aufgrund der Dynamik hat die zweithöchsten Amplituden und verläuft antikorreliert zum saisonalen Zyklus aus Windeffekten sowie zum saisonalen Zyklus aus Pegeldaten. Dies führt zu einer Dämpfung des Gesamtwasserstandes bei Überlagerung der beiden Effekte. Die Dämpfung bzw. der negative Zusammenhang zwischen Wind und Dynamik ist ein Hinweis auf die Ausgleichsbewegungen des Wasserstandes, die insbesondere in der südwestlichen Ostsee durch die Dänische Meerenge stattfinden. Fällt der Wasserstand entlang der südwestlichen Ostsee aufgrund von Westwinden, so entsteht gleichzeitig ein barokliner Druckgradient, der zu einströmendem Wasser aus der Nordsee führt. Das vermehrt einströmende Wasser führt wiederum zu einer Wasserstandserhöhung. Dies erklärt die festgestellten entgegengerichteten Signale aus Dynamik und Wind. Die Amplituden des saisonalen Zyklus sowohl aus Luftdruck als auch aufgrund von Frischwasserzuflüssen sind vernachlässigbar gering (< 10 mm). Dennoch kann zwischen dem saisonalen Zyklus aus Luftdruck und dem saisonalen Zyklus aus Pegeldaten ein negativer Zusammenhang festgestellt werden. Auch mit dem saisonalen Zyklus aus Wind ist der saisonale Zyklus aus Luftdruck antikorreliert. Der saisonale Zyklus aus Luftdruck folgt jedoch dem saisonalen Zyklus aus Dynamik mit einem positiven Zusammenhang. Die Ergebnisse sind in Übereinstimmung mit WRÓBLEWSKI (1996), wonach gerade in halbgeschlossenen Meeren der Einfluss des Windes auf den saisonalen Zyklus den des Luftdruckes übersteigen kann. Somit verbleiben der Wind und die Dynamik als Hauptantriebsfaktoren des saisonalen Zyklus in der südwestlichen Ostsee.

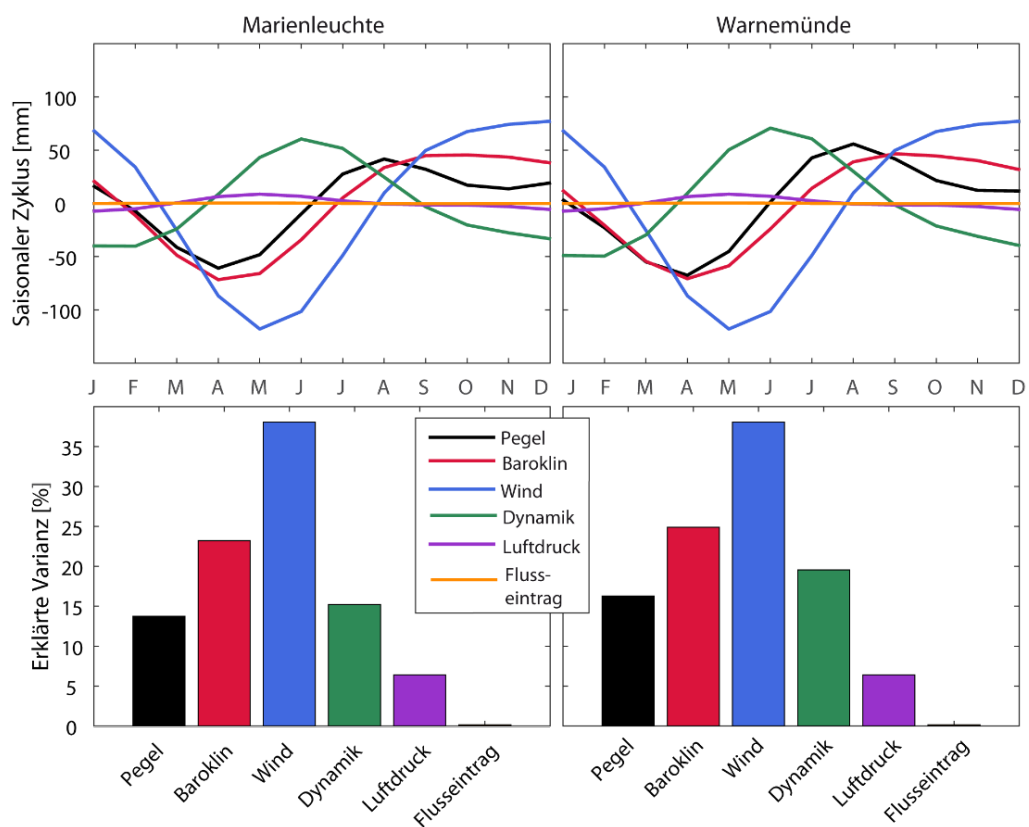


Abbildung 35: Saisonaler Zyklus sowie erklärte Variabilität an der Gesamtvarianz der MSL-Zeitreihen aus Pegeldaten, dem baroklinen Modelllauf, des Wasserstandes aufgrund von Wind, Dynamik, Luftdruck und Flusseintrag an den Standorten Marienleuchte und Warnemünde.

6.5 Zusammenfassung und kritische Bewertung

In der flachen Ostsee sind die Gezeitenamplituden nur sehr klein und der saisonale Zyklus ist hauptverantwortlich für einen großen Teil der Meeresspiegelvariabilität. Um die räumliche und zeitliche Charakteristik des saisonalen Zyklus zu untersuchen, wurden 139 MSL-Zeitreihen in der gesamten Ostsee, Satellitenaltimeterdaten sowie HN-Modellläufe genutzt. Entlang der gesamten Ostseeküste ist der saisonale Zyklus des MSL für bis zu 50 % der beobachteten monatlichen Variabilität verantwortlich. In der südwestlichen Ostsee ist die erklärte Variabilität mit 7 bis 27 % am kleinsten. Dabei wird der Großteil von im Mittel 12 % durch die jährliche Komponente S_a erklärt. Der mittlere saisonale Zyklus entlang der Küste hat sein Maximum an den einzelnen Pegelstandorten von August bis Januar und ein Minimum an den meisten der analysierten Pegelstandorte im April. Die mittlere jährliche Amplitude steigt von der Schleswig-Holsteinischen Küste über Mecklenburg-Vorpommern bis zur polnischen Küste von ca. 30 auf 90 mm an. Innerhalb eines einzelnen Jahres kann der MSL entlang der südwestlichen Ostseeküste somit allein aufgrund des jährlichen Zyklus um 60 bis 180 mm schwanken. Zudem liegt ein Nord-Süd-Gradient der jährlichen Amplituden in der gesamten Ostsee vor, wobei die kleinsten Werte in der südwestlichen Ostsee auftreten. Die Ergebnisse anhand von Satellitenaltimeterdaten zeigen eine große Ähnlichkeit (an 38/50 Pegelstandorte werden die jährlichen Amplituden im Mittel um 6,2 mm/5,2 mm unterschätzt/überschätzt) und sind somit nicht nur geeignet den saisonalen Zyklus in der offenen Ostsee, sondern auch entlang der Küste zu beschreiben. Allerdings ist für Analysen der zeitlichen Variabilität sowie möglicher Trends in den Amplituden eine möglichst lange Zeitreihe notwendig, die derzeit für Satellitenaltimeterdaten noch nicht zur Verfügung steht. Der saisonale Zyklus anhand von langzeitlichen Pegeldaten weist von Jahr zu Jahr eine signifikante Variabilität auf. Es konnte jedoch kein signifikanter Trend detektiert werden. Diese Ergebnisse sind im Einklang mit BARBOSA und DONNER (2016), stehen jedoch im Widerspruch zu den Ergebnissen nach EKMAN und STIGEBRANDT (1990) sowie HÜNICKE und ZORITA (2008), was auf die Beeinflussung der Trendanalysen durch die hohe dekadische Variabilität des saisonalen Zyklus hindeutet. Letztere Studien endeten mit ihren Untersuchungen in Phasen besonders hoher saisonaler Variabilität, die in den Folgejahren jedoch wieder abnahm. Obwohl in dieser Arbeit keine signifikanten Trends in der zeitlichen Variabilität der Amplituden des saisonalen Zyklus detektiert werden konnten, sollte dies weiter untersucht werden. Hier könnte auch die genutzte Methode des 5-jährigen gleitenden Mittels hinterfragt und die Nutzung einer anderen weitergehenden Methode, die zudem Unsicherheiten mitberücksichtigt, in Betracht gezogen werden.

Der Hauptanteil des saisonalen Zyklus wird in der südwestlichen Ostsee durch barotrope Windeffekte und die Dynamik (interne Sterik und externer Masseneintrag) erklärt. Die beiden Einflussfaktoren wirken in der südwestliche Ostsee teilweise kompensierend aufeinander. Dieser Dämpfungseffekt liegt insbesondere in den aus der Nordsee in die südwestliche Ostsee nachlaufenden Wassermassen begründet, die somit die Wirkung der vorwiegenden Westwindlagen in der südwestlichen Ostsee abschwächen. Fällt der Wasserstand entlang der südwestlichen Ostsee aufgrund von Westwinden, so entsteht gleichzeitig ein barokliner Druckgradient, der zu einströmendem Wasser aus der Nordsee führt. Das vermehrt einströmende Wasser führt wiederum zu einer Wasserstandserhöhung. Dies erklärt die festgestellten entgegengerichteten Signale aus Dynamik

und Wind. Eine offene Forschungsfrage bleibt allerdings der zeitliche Einfluss der lokalen atmosphärischen Bedingungen auf die Variabilität der Saisonalität des Meeresspiegels und auf vermehrte Salzwassereinträge in die südwestliche Ostsee. Ein erhöhter MSL wird zu einer größeren mittleren Salinität in der Ostsee führen, da die Salzwassereinträge häufiger und stärker auftreten werden (HORDOIR et al. 2015). Der Nord-Süd-Gradient im mittleren Salzgehalt könnte hierdurch abnehmen oder durch die vermehrten Frischwasserzuflüsse (VAN DEN BESSELAAR et al. 2013) ähnlich beibehalten werden, weshalb Untersuchungen zu den möglichen Auswirkungen auf den MSL erfolgen sollten. Mit der Separierung der Einflussfaktoren auf den saisonalen Zyklus in der südwestlichen Ostsee wurde zudem nur ein erster Schritt getan. Eine genauere Untersuchung der zeitlichen Veränderlichkeit der erklärten Variabilität durch den saisonalen Zyklus aufgrund von den einzelnen betrachteten Einflussfaktoren müsste in einem nächsten Schritt erfolgen. Hier sollten insbesondere Jahre mit Phasenverschiebungen, wie z. B. in den 1990er Jahren, betrachtet werden, um die Einflussfaktoren der Phasenverschiebungen genauer zu erarbeiten und Aussagen zu möglichen zukünftigen klimatischen Änderungen abzuleiten. Außerdem sollten die einzelnen Einflussfaktoren durch die Hinzunahme ozeanographischer (Salz- und Temperaturmessungen) und meteorologischer Daten (Windgeschwindigkeiten, Luftdruckmessungen) genauer untersucht und separiert werden. Es gibt derzeit schon Hinweise auf Änderungen der Einflussfaktoren (z. B. Zunahme der Anzahl der Tage mit Westwinden, s. a. GRÄWE et al. 2019), weshalb auch Auswirkungen auf den saisonalen Zyklus nicht ausgeschlossen werden können.

7 Intra-annuelle, interannuelle und dekadische Variabilität

7.1 Allgemeines

Die Untersuchungen zum saisonalen Zyklus in Abschnitt 6 und 6.4 zeigen schon, dass sich die betrachteten Einflussfaktoren auf saisonalen Zeitskalen regional unterschiedlich auf die Meeresspiegelvariabilität auswirken. Doch nicht nur der saisonale Zyklus bzw. zyklische Komponenten beeinflussen die Meeresspiegelvariabilität, sondern auch nicht zyklische deterministische Komponenten (s. a. Formel (2) in Abschnitt 1.2). Bei der Betrachtung der um den saisonalen Zyklus und GIA bereinigten MSL-Monatszeitreihen (s. a. Abbildung 22) wird anhand der hohen intra-annuellen Variabilität ebenfalls angenommen, dass sich lokale Effekte auf eben diese auswirken. Die MSL-Jahreszeitreihen zeigen hingegen in der gesamten Ostsee eine hohe Ähnlichkeit und weisen daher auf extern eingetragene Signale hin, die auf interannuellen und dekadischen Zeitskalen die Meeresspiegelvariabilität beeinflussen. Um dies zu überprüfen sowie die maßgeblichen Einflussfaktoren zu detektieren, wurden in den nachfolgenden Abschnitten weitergehende Analysen zur intra-annuellen, interannuellen und dekadischen Variabilität vorgenommen, dabei lag ein Hauptfokus auf den folgenden Detailforschungsfragen:

- Welche Prozesse tragen zur intra-annuellen Meeresspiegelvariabilität bei und wie groß ist der jeweilige Beitrag?
- Wie verändert sich der Beitrag der Einflussfaktoren auf verschiedenen Zeitskalen und über die Zeit?
- Wird die dekadische Meeresspiegelvariabilität durch ein extern generiertes Signal beeinflusst?
- Wie unterscheidet sich die Reaktion des Meeresspiegels in der südwestlichen Ostsee auf den atmosphärischen Luftdruck vom theoretischen IBE und warum?

7.2 Einflussfaktoren auf unterschiedlichen Zeitskalen

Bei der Betrachtung der 13 exemplarisch ausgewählten Pegel in Abbildung 22 wurde ebenso wie im saisonalen Zyklus ein Variabilitätsgradient von der südwestlichen hin zur nordöstlichen Ostsee festgestellt. Dies zeigt sich etwas deutlicher in den Standardabweichungen der um den linearen Trend bereinigten RMSL-Monatszeitreihen aller Pegel in der gesamten Ostsee (Abbildung 36). Die Variabilität nimmt mit Standardabweichungen von 17 mm (Mommarm) in der Dänischen Meerenge bis zu maximalen Werten von 151 mm (Kronstadt) im Finnischen Meerbusen zu. Die Vermutung liegt nahe, dass dies in der exponierten Lage der östlichen Pegel gegenüber den dominanten Westwindlagen zu begründen ist. Einerseits wirken Westwindlagen in der südwestlichen Ostsee genau entgegengesetzt als im Bottnischen und Finnischen Meerbusen. Andererseits führen die Westwindlagen aber auch zu nachlaufenden Wassermassen aus der Nordsee.

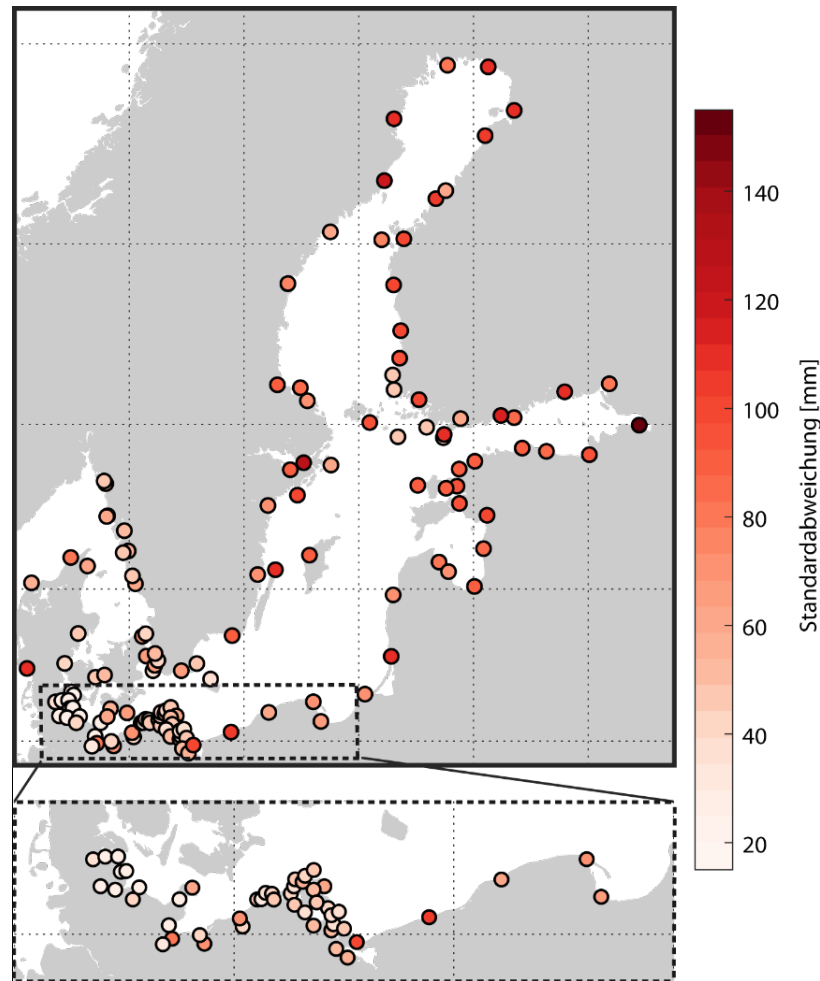


Abbildung 36: Standardabweichungen der um den linearen Trend sowie um den saisonalen Zyklus bereinigten RMSL-Monatszeitreihen (> 19 Jahre) für die jeweilige gesamte Zeitperiode in der gesamten Ostsee (oben) mit einer vergrößerten Darstellung der südwestlichen Ostsee (unten).

Um die Hypothese der dominanten Westwindlagen gegenüber der exponierten Lage der östlichen Pegel näher zu beleuchten, wurden die HN-Modellläufe hinzugezogen und der Beitrag der Einzelkomponenten an dem Variabilitätsgradienten betrachtet. Mithilfe der barotropen sowie des baroklinen Modelllaufs aus dem HN-Modell des IOW (s. a. Abschnitt 3.6) konnte der Einfluss der Einzelkomponenten Wind, Luftdruck, Dynamik (interne Sterik und externer Masseneintrag) und Flusswassereintrag auf die intra-annuelle Wasserstandsvariabilität für die Zeitperiode 1949 bis 2014 näher untersucht werden. In Abbildung 37 sind beispielhaft die RMSL-Monatszeitreihen der Pegel Kronstadt (nord-östliche Ostsee) und Kiel-Holtenau (südwestliche Ostsee) den Wasserständen aus dem baroklinen Modelllauf sowie aufgrund von Wind, Dynamik und Luftdruck vergleichend gegenübergestellt. Die Zeitreihen wurden über eine Zeitperiode von jeweils zwei Jahren dargestellt, in denen in einem Monat erhöhte Wasserstände an den Pegeln detektiert wurden. Mithilfe von Korrelationsanalysen zwischen den Einzelkomponenten und den RMSL-Zeitreihen an allen Pegelstandorten mit mindestens 75 % Datenverfügbarkeit für die Zeitperiode 1949 bis 2014 konnten in der südwestlichen Ostsee signifikante Antikorrelationen ($p < 0,05$) zwischen dem Gesamtwasserstand und dem Wasserstand aus Luftdruckänderungen zwischen $r = -0,61$ (Stralsund) und $r = -0,33$ (Wladyslawowo) (s. a.

$r = -0,53$ für Kiel-Holtenau in Abbildung 37) quantifiziert werden. Dies bedeutet also, dass wenn sich ausschließlich aufgrund von Luftdruckschwankungen ein niedriger Wasserstand einstellen würde, ergäbe sich aber bei Betrachtung des Gesamtwasserstandes abweichend hierzu ein erhöhter Wasserstand. Die erwartete isostatische Reaktion wird somit durch andere Effekte (insb. Wind) überlagert. Im Gegensatz dazu findet sich ein positiver Zusammenhang zwischen dem Gesamtwasserstand und dem Wasserstand aus Luftdruckschwankungen in der gesamten restlichen Ostsee (s. a. $r = 0,25$ für Kronstadt in Abbildung 37). Weitergehende Analysen zu den Meeresspiegeländerungen in der Ostsee aufgrund von Luftdruckschwankungen und den Unterschieden zum IBE finden sich in Abschnitt 7.3. Der Gesamtwasserstand und der Wasserstand aus Windeffekten zeigen in der südwestlichen Ostsee hingegen signifikante positive Korrelationen ($p < 0,05$) zwischen $r = 0,40$ (Wismar Baumhaus) und $r = 0,66$ (Barth) sowie auch in der gesamten Ostsee positive Korrelationskoeffizienten ($r = 0,52$ für Kronstadt in Abbildung 37). Die ebenfalls positiven Korrelationen zwischen dem Gesamtwasserstand und dem gemeinsamen Wasserstand aus Wind- und Luftdruckeffekten η_{W+P} zeigen, dass die Wirkung des Windes den des Luftdruckes überwiegt und insbesondere in der südwestlichen Ostsee überlagert. Der Luftdruck schwächt allerdings die Wirkung des Windes in der südwestlichen Ostsee ab. In der restlichen Ostsee hingegen erhöht der Luftdruck den Korrelationskoeffizienten (s. a. $r = 0,25$ für Kronstadt in Abbildung 37), was in diesen Regionen für eine positive Wirkung des Luftdrucks spricht.

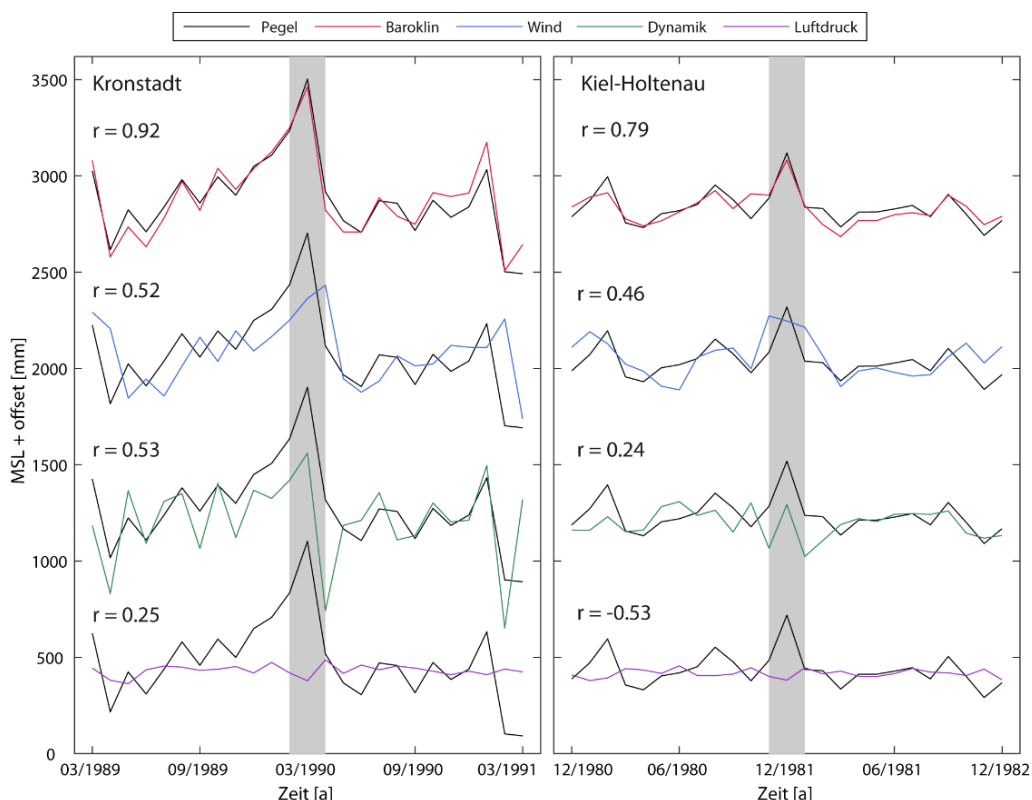


Abbildung 37: Vergleich der um den linearen Trend bereinigten RMSL-Monatszeitreihe an den Pegelstandorten Kronstadt und Kiel-Holtenau über eine Zeitperiode von zwei Jahren mit den Wasserständen aus dem baroklinen HN-Modelllauf, aufgrund von Windeffekten, durch Dynamik und durch Luftdruckschwankungen mit Angabe der signifikanten Korrelationskoeffizienten auf dem 95 % Konfidenzintervall ($p < 0,05$) ermittelt über die Zeitperiode 1949 bis 2014.

Zur weiteren Analyse werden die Wasserstandssituationen räumlich über der gesamten Ostsee zu den beiden Zeitpunkten betrachtet, an denen zum einen ein erhöhter MSL am Pegel Kronstadt (s. a. Abbildung 38 oben) und zum anderen ein erhöhter MSL am Pegel Kiel-Holtenau (s. a. Abbildung 38 unten) herrschen (s. a. grauer Bereich in Abbildung 37). In Abbildung 39 sind zusätzlich die Luftdruckanomalien über der Ostsee sowie die Windstärke und -richtung für die beiden betrachteten Monate März 1990 (links) sowie Dezember 1981 (rechts) dargestellt. Für den erhöhten MSL am Pegelstandort Kronstadt zeigt sich, dass insbesondere die vorwiegenden Westwinde (s. a. Abbildung 39 links) in der Ostsee dazu führen, dass vermehrt Wasser von der südwestlichen Ostsee in die nordöstliche Ostsee verteilt wird (s. a. Abbildung 38 b). Dieser Vorgang ist jedoch auch wieder Auslöser für eine Ausgleichsströmung im Kattegat, da Wasser aus der Nordsee in die südwestliche Ostsee nachläuft. Aufgrund der limitierenden Dänischen Meerenge verläuft diese Ausgleichsströmung allerdings etwas langsamer als die windverursachte Strömung (s. a. MOHRHOLZ et al. 2015). Die Wirkung des Windes auf den Meeresspiegel wird somit in der südwestlichen Ostsee durch die nachlaufenden Wassermassen kompensiert. Der Wasserstand aus Luftdruck dämpft im März 1990 den Gesamtwasserstand (s. a. Abbildung 38 c), dies ist auch in Abbildung 37 deutlich zu sehen. Dennoch ist der Korrelationskoeffizient zwischen dem Wasserstand aus Luftdruck und dem Gesamtwasserstand über die gesamte Zeitreihe positiv. Der Wasserstand aufgrund von Dynamik führt in der Ostsee zu einem erhöhten Wasserstand mit einem deutlichen Ost-West-Gradienten (s. a. Abbildung 38 d). In der Dänischen Meerenge sind negative MSL-Werte zu erkennen. Der Ost-West-Gradient erklärt sich aus den Salzgehalts- und Temperaturunterschieden zwischen Nordsee und Ostsee. Das durch den Wind angetriebene (barotroper Druckgradient) nachlaufende Wasser aus der Nordsee führt zusätzlich zu einem baroklinen Druckgradienten in der südwestlichen Ostsee. Die größten Wasserstände im Finnischen Meerbusen weisen auch auf den Einfluss des größten Zuflusstromes in die Ostsee, der Newa hin, die zu einem erhöhten Frischwasseranteil und somit einer geringeren Dichte und höheren Wasserständen in diesem Gebiet führt. Zur Bestätigung dieser Theorie für die betrachtete Zeitperiode müssten jedoch zusätzliche Abflussdaten betrachtet werden. Wird im Gegensatz zu einem erhöhten MSL-Ereignis in der nordöstlichen Ostsee ein erhöhtes MSL-Ereignis in der südwestlichen Ostsee am Pegel Kiel-Holtenau betrachtet (s. a. Abbildung 38 unten), so zeigt sich kein eindeutiger Wasserstandsgradient, sondern leicht erhöhte MSL-Werte in der gesamten Ostsee (s. a. Abbildung 38 e). Der Wasserstand aufgrund von Windeffekte ähnelt dem Gesamtwasserstand sehr, weist jedoch etwas höhere Werte insbesondere im Bottnischen und Finnischen Meerbusen auf (s. a. Abbildung 38 f). Die Darstellung der Windrichtung im Dezember 1981 zeigt vermehrt Wind aus nördlicher Richtung (s. a. Abbildung 39 rechts). Für eine Abschwächung bzw. Dämpfung der Windwirkung sorgen in der gesamten Ostsee der Luftdruck sowie die Dynamik in der nordöstlichen Ostsee (s. a. Abbildung 38 g & h). In der südwestlichen Ostsee führt die Dynamik hingegen zu einem erhöhten MSL. Gründe für dieses Verhalten könnten z. B. in einer möglichen Eisbedeckung liegen, bedürfen jedoch weiterer Untersuchungen anhand von zusätzlichen Datensätzen sowie einer zeitlichen Einordnung.

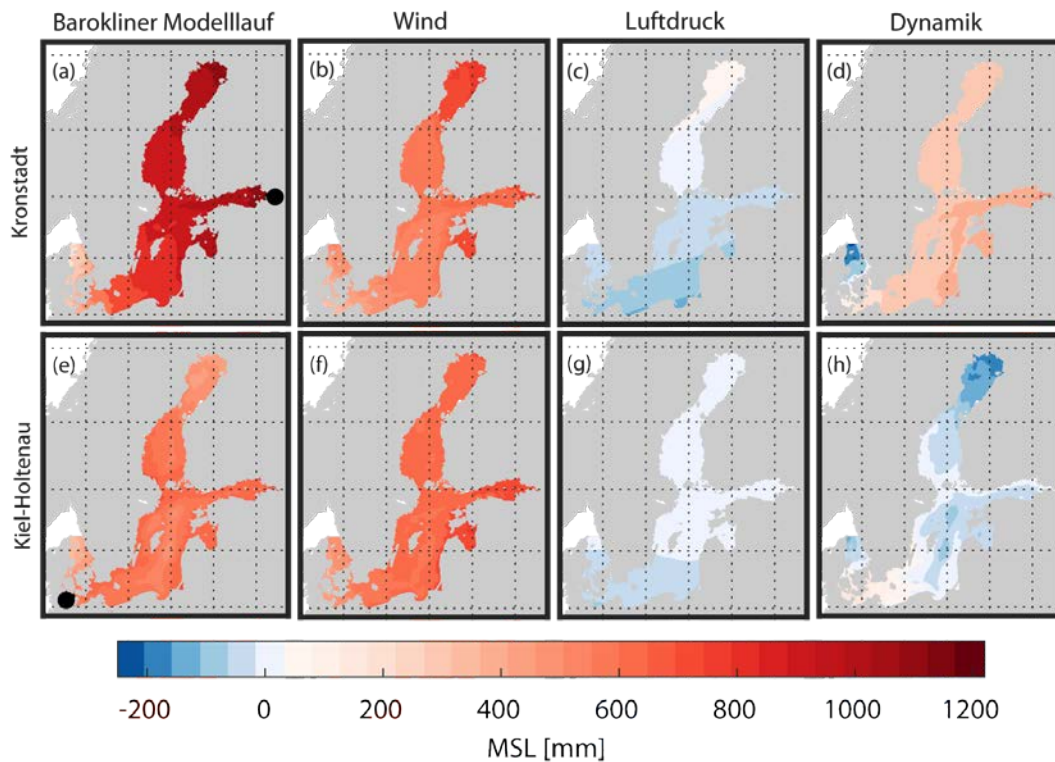


Abbildung 38: Vergleich der um den linearen Trend bereinigten Wasserstände aus Pegel­daten, dem baroklinen Modelllauf, aufgrund von Windeffekten, Dynamik und Luftdruckschwankungen im März 1990 (oben) sowie im Dezember 1981 (unten).

Der Vergleich der Luftdruckanomalien in Abbildung 39 mit den Wasserständen aufgrund von Luftdruckschwankungen in Abbildung 38 (c) und (g) zeigt, dass sich in der Ostsee auf interannuellen Zeitskalen kein isostatischer IBE einstellt (s. a. Abschnitt 7.3).

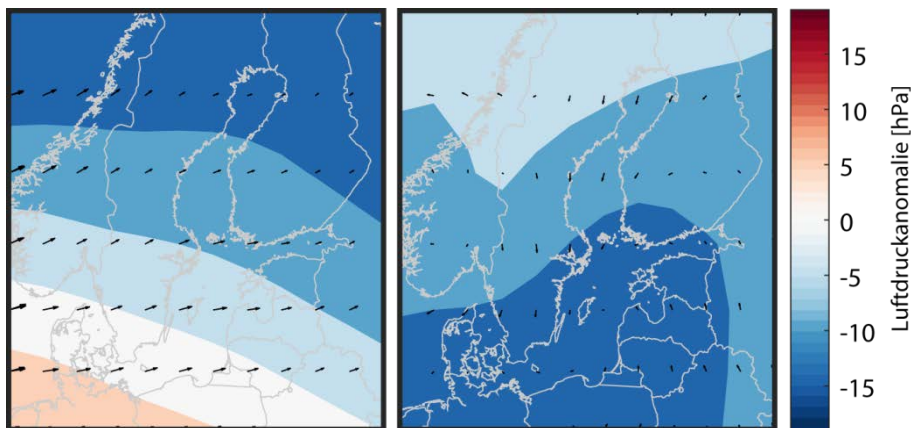


Abbildung 39: Luftdruckanomalie sowie Windstärke und –richtung im März 1990 (links) sowie im Dezember 1981 (rechts) über der Ostsee. Die Luftdruckanomalie wurde berechnet aus der Differenz zwischen dem Luftdruckmuster über der Ostsee (Monatsmittel des jeweiligen betrachteten Monats) und dem langjährigen mittleren Luftdruck an dem jeweiligen Gitterpunkt über die Zeitperiode 1949 bis 2014.

Zur genaueren Quantifizierung der Beiträge der Einzelkomponenten an der Meeresspiegelvariabilität sind in Abbildung 40 die berechneten erklärten Varianzen der Einzelkomponenten (mit und ohne SC) (berechnet nach Formel (15) aus Abschnitt 3.6) und des rekonstruierten RMSL (Summe der Einzelkomponenten) (berechnet nach Formel

(14) aus Abschnitt 3.6) für alle Pegelstandorte mit mindestens 75 % Datenverfügbarkeit für die Zeitperiode 1949 bis 2014 dargestellt. Mithilfe des RMSL mit saisonalem Zyklus aus dem baroklinen Modelllauf können bis zu 90 % der MSL-Variabilität in der Ostsee erklärt werden. Im Untersuchungsgebiet ist der erklärte Anteil etwas kleiner und beträgt etwa 41 bis 80 % (40 bis 75 % ohne SC). Die Summe der erklärten Variabilität der Einzelkomponenten ist kleiner als die tatsächliche erklärte Varianz des baroklinen Modelllaufs, was durch die negative Kovarianz der Einzelkomponenten untereinander erklärt wird. Die Kovarianzen sowie die Korrelationskoeffizienten zwischen dem Wasserstand aus Wind und aus Dynamik sind in der gesamten Ostsee negativ ($r = -0,6$ bis $-0,3$; $p < 0,05$ signifikant). Die Kovarianzen sowie die Korrelationskoeffizienten zwischen dem Wasserstand aus Luftdruck und Wind sind in der südwestlichen Ostsee negativ (Minimum: $r = -0,7$; $p < 0,05$ signifikant) und in der nordöstlichen Ostsee positiv (Maximum: $r = 0,3$; $p < 0,05$ signifikant). Die Kovarianzen sowie die Korrelationskoeffizienten zwischen dem Wasserstand aus Luftdruck und Dynamik sind hingegen in der südwestlichen Ostsee positiv (Maximum: $r = 0,3$; $p < 0,05$ signifikant) und in der nordöstlichen Ostsee negativ (Minimum: $r = -0,2$; $p < 0,05$ signifikant). Die Kovarianzen zwischen dem Wasserstand aus Wind, Dynamik und Luftdruck zeigt in der südwestlichen Ostsee negative Werte (Minimum: $\text{Kov} = -0,002$) und in der nordöstlichen Ostsee positive Werte (Maximum: $\text{Kov} = 0,002$). Sowohl für negative Kovarianzen, als auch für die sehr kleinen positiven Kovarianzen in der nordöstlichen Ostsee, ergeben sich für die erklärte Varianz kleinere Werte als für die Summe der erklärten Variabilität der Einzelkomponenten.

Beispielsweise erklärt die Dynamik mit -45% (-37% ohne SC) am Pegel Warnemünde den Hauptanteil der beobachteten Variabilität. Der Wind ist für -29% (-4% ohne SC) und der Luftdruck für -26% (-29% ohne SC) der intra-annuellen Variabilität verantwortlich. Die betragsmäßig kleineren Zahlen ohne saisonalen Zyklus bestätigen, dass Wind sowie Dynamik die Hauptantriebsfaktoren in der Ostsee für den saisonalen Zyklus sind (s. a. Abbildung 35). Die negativen Zahlen kennzeichnen, dass sich die Variabilität der RMSL-Zeitreihen durch Abzug der Einzelkomponenten erhöht. Die Varianz des Wasserstandes aus einer Einzelkomponente ist also höher, als die Varianz des Gesamtwasserstandes. Physikalisch erklärbar ist dieses Phänomen dadurch, dass sich somit die Einzelkomponenten gegenseitig beeinflussen und abschwächen bzw. teilweise kompensieren, also antikorreliert sind (s. a. saisonaler Zyklus der Einzelkomponenten in Abschnitt 6.4). Wenn also beispielsweise nur der barotrope Wind einen Einfluss auf den Wasserstand hätte, so würde sich eine viel höhere intra-annuelle Variabilität des Meeresspiegels in der südwestlichen Ostsee einstellen. Da jedoch der Wasserstand aus Windeffekte sowohl mit dem Wasserstand aus Luftdruckschwankungen, als auch mit dem Wasserstand aus Dynamik in der südwestlichen Ostsee antikorreliert ist, kompensieren sich die Einflussfaktoren gegenseitig teilweise und führen insgesamt zu einer kleineren Gesamtvarianz des RMSL. In der nordöstlichen Ostsee hingegen ist nur der Wasserstand aus Wind mit dem Wasserstand aus Dynamik antikorreliert. Des Weiteren erklärt der Wasserstand aus Dynamik einen in Vergleich zur südwestlichen Ostsee viel kleineren Anteil der Variabilität. Der Flusswasseranteil erklärt (wie auch sonst in der gesamten Ostsee) nur einen verschwindend geringen Anteil von $0,9\%$ ($1,1\%$ ohne SC). Kombiniert erklären die Einzelkomponenten 70% (67% ohne SC) der beobachteten intra-annuellen RMSL Variabilität am Pegel Warnemünde.

Die Dynamik erklärt in der südwestlichen Ostsee einen viel größeren Anteil als in allen anderen Gebieten der Ostsee. Dies hängt insbesondere mit der Darßer sowie der Drogden Schwelle zusammen, die eine Behinderung für das salzhaltigere und tiefliegende Nordseewasser darstellt. Mittlere Salzwassereinträge aus der Nordsee sinken in der südwestlichen Ostsee aufgrund der horizontalen Dichteschichtung auf den Grund ab. Das tiefliegende salzhaltigere Wasser kann die Darßer Schwelle bei mittleren Salzwassereinträgen nicht passieren. Dies ist nur möglich bei großen Salzwassereinträgen (Major Baltic Inflows – MBI), die nur alle 2-4 Jahre auftreten (MATTHÄUS und FRANCK 1992). Somit verbleibt im Regelfall das salzhaltigere Wasser in der südwestlichen Ostsee (s. a. Abnahme der mittleren Salinität in der Ostsee von Südwest nach Nordost z. B. in LEPPÄRANTA und MYRBERG 2009 S. 62) und verursacht dort durch die Erhöhung der mittleren Dichte (im Vergleich zur restlichen Ostsee) einen geringeren Wasserstand. Die eingetragenen Wassermassen aus der Nordsee wirken sich somit deutlich vermehrt in der südwestlichen Ostsee auf den Wasserstand aufgrund von Dynamik aus.

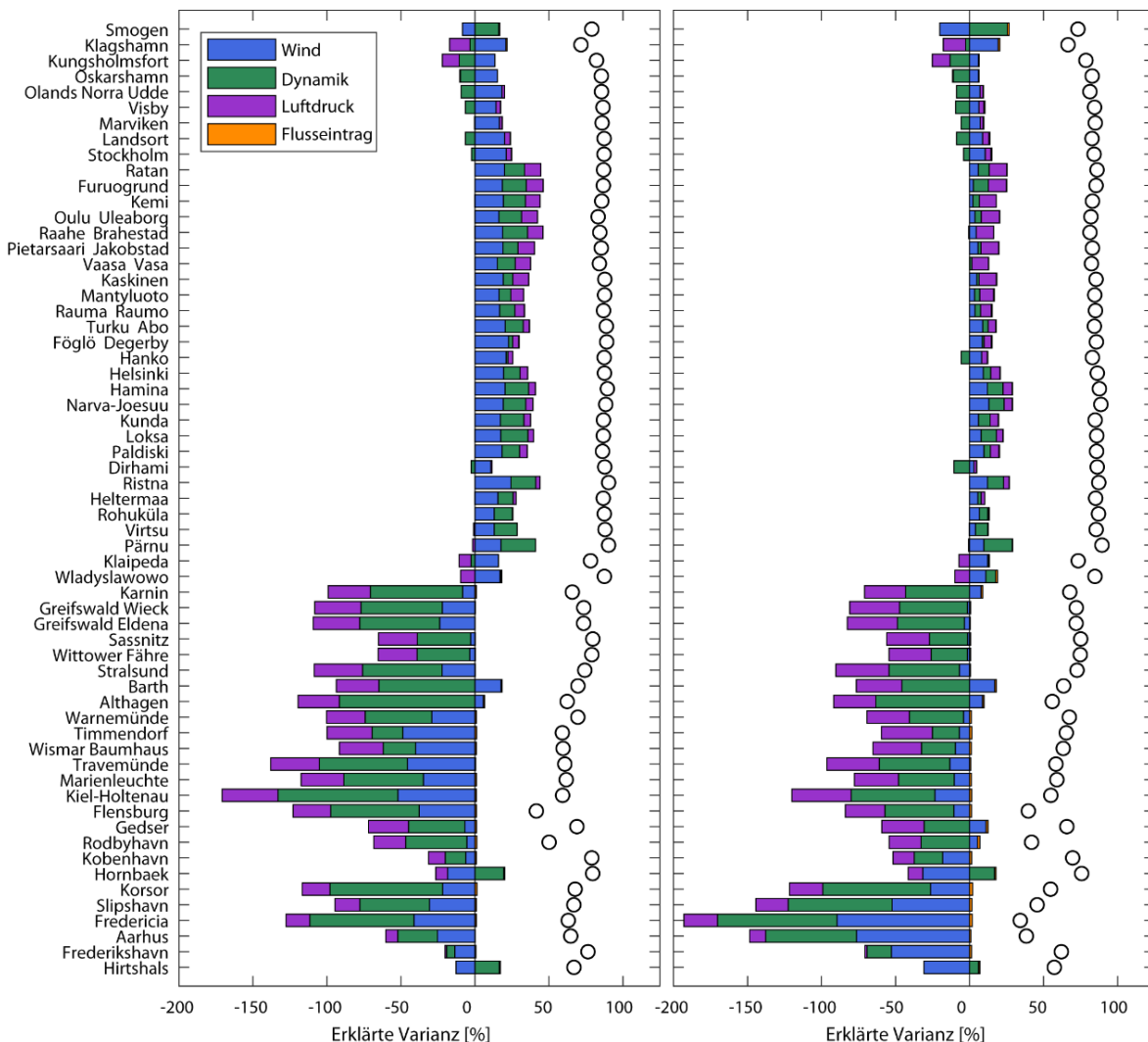


Abbildung 40: Erklärte Varianz der Einzelkomponenten (Wasserstand aufgrund von Luftdruck, Dynamik, Wind und Flusswassereintrag) sowie des baroklinen Modelllaufs (weiße Kreise) mit (links) und ohne (rechts) saisonalem Zyklus.

In den vorangegangenen Analysen wurden die Einflussfaktoren auf intra-annuellen sowie auf saisonalen Zeitskalen quantifiziert. Die verschiedenen Varianzen der Monatszeitreihen im Vergleich zu den Jahreszeitreihen in Abbildung 22 lassen jedoch vermuten, dass auf unterschiedlichen Zeitskalen verschiedene Einflussfaktoren dominieren. Die zeitliche Variabilität des beobachteten RMSL und der Einzelkomponenten wurde mithilfe der Spektralanalyse anhand der beiden Standorte Marienleuchte und Warnemünde untersucht (Abbildung 41). Auf intra-annuellen Zeitskalen dominiert zunächst die Dynamik, deren spektrale Leistungsdichte jedoch mit steigenden Zeitskalen abnimmt. Auf vierteljährlichen sowie saisonalen Zeitskalen spielen dann die Windeffekte die vorherrschende Rolle (s. a. Abschnitt 6.4). Auch auf interannuellen sowie dekadischen Zeitskalen bleiben Windeffekte der dominierende Anteil. Der Anteil aus Luftdruck bleibt konstant kleiner als aus Wind und Dynamik. Der Dynamikanteil zeigt einen leichten Abfall des Spektrums. Im Spektrum der Anteile aus Luftdruck, Wind und Dynamik ist der saisonale Höchstwert erkennbar. Der Anteil aus Flusswasser ist konstant am kleinsten, zeigt jedoch insbesondere auf interannuellen Zeitskalen einen Anstieg des Spektrums. Auf dekadischen Zeitskalen hat der Flusswassereintrag einen ähnlichen Einfluss auf die Meeresspiegelvariabilität wie der Luftdruck.

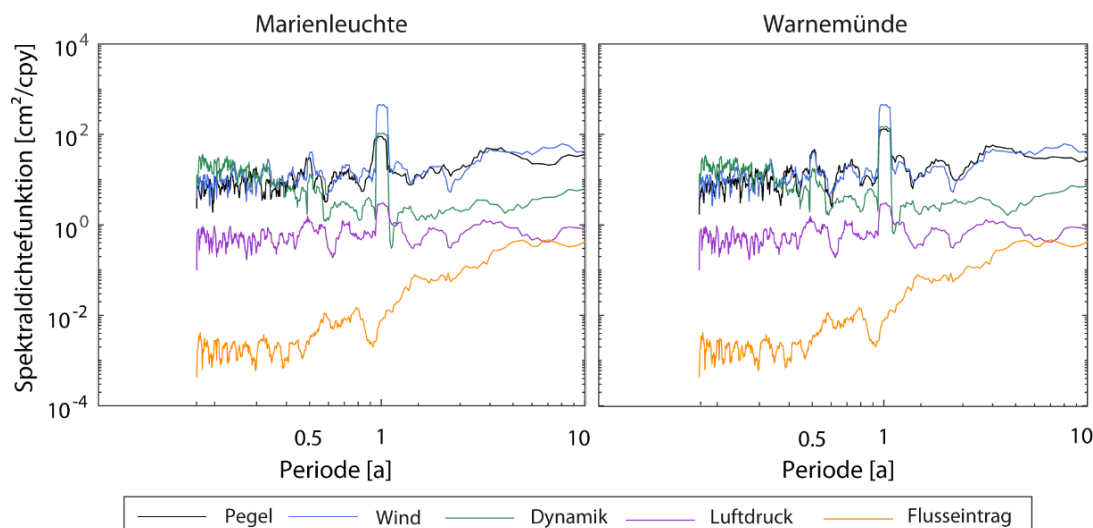


Abbildung 41: Spektraldichtefunktion der Pegelzeitreihen Marienleuchte und Warnemünde sowie der Einzelkomponenten Wind, Dynamik, Luftdruck und Flusswassereintrag an den beiden Pegelstandorten von 1949 bis 2014.

Um den Einfluss und die zeitliche Variabilität des Einflusses der Einzelkomponenten auf die MSL-Variabilität auf unterschiedlichen Zeitskalen genauer zu analysieren, wurde die Wavelet Kohärenz Methode angewendet (GRINSTED et al. 2004; JEVREJEVA et al. 2006). Mithilfe dieser Methode können die Korrelationen zwischen den RMSL-Zeitreihen und den Einzelkomponenten für unterschiedliche Zeitintervalle untersucht werden (TORRENCE und COMPO 1998; GRINSTED et al. 2004; JEVREJEVA et al. 2006). Zudem zeigen die Analysen, wie sich die Beziehungen zwischen den Einzelkomponenten und der Gesamtvariabilität über die betrachtete Zeitperiode verändern. Abbildung 42 zeigt die Korrelationskoeffizienten zwischen dem Wasserstand aus Luftdruck, Dynamik, Wind und Flusswassereintrag mit den RMSL-Zeitreihen für die Standorte Marienleuchte und Warnemünde. Die Vektorpfeile stellen die relative Phasenbeziehung dar (In-Phase – zeigt nach rechts; Anti-Phase – zeigt nach links).

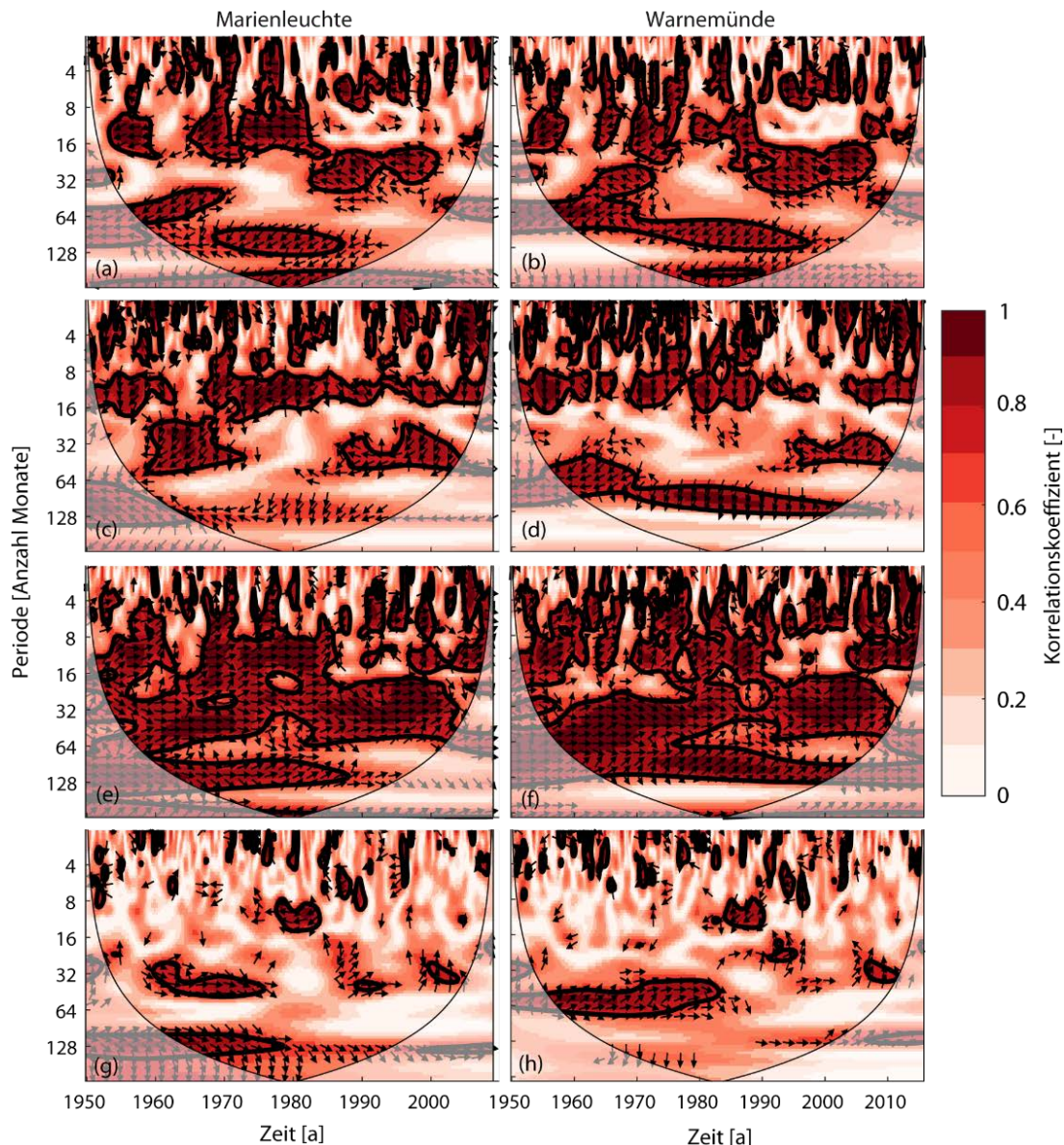


Abbildung 42: Wavelet Kohärenz (Farben) und Phasenbeziehung (Pfeile) zwischen den Pegelzeitreihen Marienleuchte (links) und Warnemünde (rechts) mit den Einzelkomponenten Luftdruck (a & b), Dynamik (c & d), Wind (e & f) und Flusswassereintrag (g & h). Die dicken schwarzen Linien kennzeichnen das 95 % Signifikanzlevel. Die heller dargestellten und durch eine dünne schwarze Linie abgetrennten Bereiche können durch Randeffecte beeinflusst sein.

Der Wasserstand generiert aus Windeffekten weist über alle Zeitskalen hinweg signifikante hohe Korrelationen auf (Abbildung 42 e & f). Der signifikante Zusammenhang am Pegelstandort Marienleuchte ist für die gesamte Zeitperiode am deutlichsten auf Perioden von 16 bis 32 Monaten zu erkennen. Ein signifikanter Zusammenhang schlägt sich aber auch auf Perioden zwischen 8 und 16 Monaten über die Zeitperiode 1960 bis 1965 und 1970 bis 1985, sowie auf Perioden zwischen 64 und 128 Monaten über die Zeitperiode 1960 bis 1985 nieder. Zudem zeigen die Vektorpfeile für einige Zeitperioden auf subsaisonalen, interannuellen und für Warnemünde auch auf dekadischen Zeitskalen nach rechts, was auf eine positive Korrelation hinweist. Die Ergebnisse für den Wasserstand aufgrund von Dynamik deuten auf hohe Korrelationen auf interannuellen und dekadischen Zeitskalen hin, wobei auf dekadischen Zeitskalen nur die Korrelationen mit

Warnemünde signifikant sind (Abbildung 42 c & d). Die Korrelationen mit dem Wasserstand aus Flusswassereintrag hingegen sind erst auf dekadischen Zeitskalen und nur bis etwa 1985 signifikant (Abbildung 42 g & h). Zusammenfassend verdeutlichen die Waveletanalysen eine hohe zeitliche Variabilität des Zusammenhangs zwischen den betrachteten Einzelkomponenten und der Meeresspiegelvariabilität auf allen Zeitskalen. Zudem weisen die Ergebnisse an beiden Pegelstandorten Unterschiede auf, welche die Bedeutung der lokalen Effekte hervorhebt.

Die aus den vorherigen Analysen ermittelten Ergebnisse zeigen, dass auf dekadischen Zeitskalen lokale barotrope Windeffekte die Meeresspiegelvariabilität dominieren. Allerdings hat insbesondere in der südwestlichen Ostsee auch die Dynamik eine hohe Relevanz. Daher soll in weitergehenden Analysen geprüft werden, ob der Wasserstand aus Dynamik in der Ostsee von extern aus dem Nordatlantik eingetragen wird. In Abbildung 43 sind die 48-monatigen mittleren Zeitreihen (unkorrigiert und korrigiert um die atmosphärische Komponente BT1) an 13 Pegelstandorten in der Ostsee (Lage der Pegel s. a. Abbildung 12), einer gemittelten Ostsee-Zeitreihe und zweier Pegelstandorte in der Nordsee dargestellt. Durch die Bereinigung der dekadischen Komponente an 13 Pegelstandorten um die atmosphärische Komponente gleichen sich die Zeitreihen sichtbar an. Dies deutet darauf hin, dass sich die gesamte Ostsee auf diesen Zeitskalen als ein gemeinsames Becken bewegt, was wiederum vermuten lässt, dass der Antrieb hierfür extern generiert ist. Unter der Hinzunahme von Pegeln aus Nordsee und Nordatlantik konnten hierzu weiter Untersuchungen erfolgen. Auch der Vergleich zwischen der dekadischen Komponente an den 13 Pegelstandorten (stellvertretend für die einzelnen Gebiete der Ostsee, s. a. Abschnitt 3.6 und Abbildung 12) sowie einer aus den 13 Zeitreihen gemittelten Ostsee-Zeitreihe mit den dekadischen Komponenten an zwei Pegelstandorten in der Nordsee (Brest und Ijmuiden) zeigt eine deutliche Angleichung der Zeitreihen durch die Korrektur. Beispielsweise erhöht sich der Korrelationskoeffizient zwischen Brest und der gemittelten Ostsee-Zeitreihe von $r = -0,07$ ($p > 0,05$; nicht signifikant) auf $r = 0,44$ ($p < 0,05$; nicht signifikant). Dies lässt einen gewissen Zusammenhang zwischen der Meeresspiegelvariabilität in der Ostsee, der Nordsee sowie dem Nordatlantik vermuten, der auch durch die räumlichen Korrelationsmuster zwischen dem Beckenmittel der Ostsee und den umliegenden Gridpunkten der Satellitenaltimeterdaten im Nordatlantik in Abbildung 43 bestätigt wird. DANGENDORF et al. (2014a) und FREDERIKSE et al. (2016) detektierten schon einen klaren Zusammenhang zwischen der Meeresspiegelvariabilität in der Nordsee und der Meeresspiegelvariabilität aufgrund von Sterikänderungen im offenen Ozean in der Bucht von Biskaya und westlich von Portugal. Dieses Muster zeigt sich nun auch für die Meeresspiegelvariabilität in der Ostsee mit signifikanten Korrelationen mit den Satellitenaltimeterdaten (um DAC und saisonalen Zyklus korrigiert) vor allem entlang des Kontinentalhangs des nordeuropäischen Schelfs bis hoch in die Arktis. Diese Feststellung weist darauf hin, dass ein Teil der dekadischen Variabilität in der Ostsee aufgrund von Dynamik insbesondere durch Sterikvariationen im tiefen Ozean außerhalb der Ostsee generiert und dann als Massensignal in der Ostsee sichtbar wird.

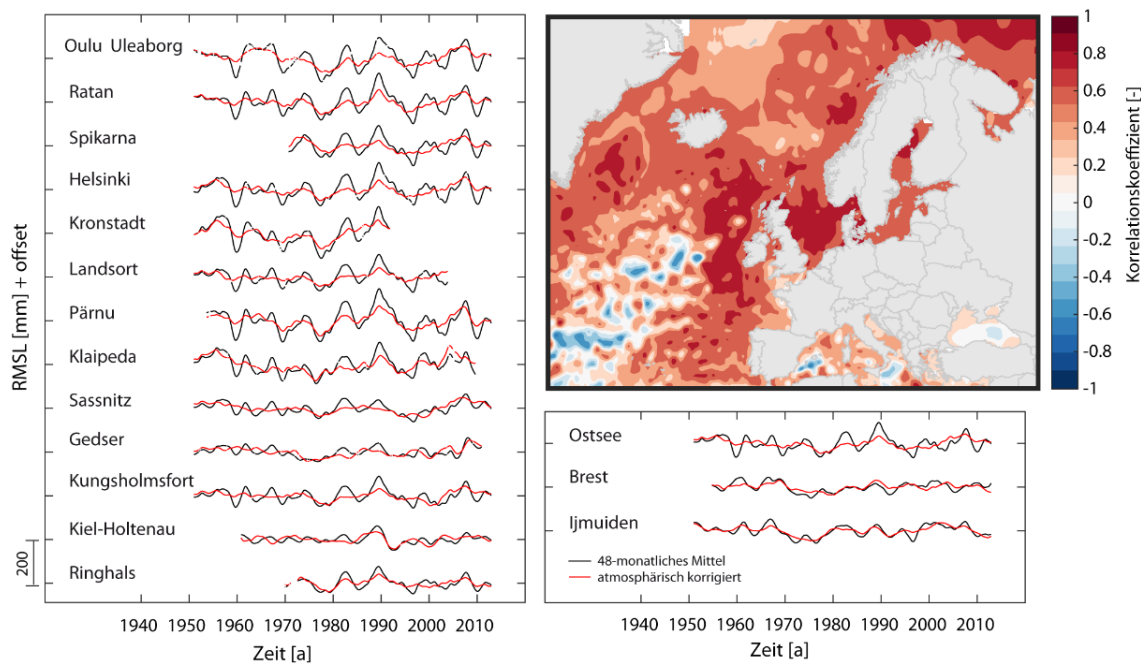


Abbildung 43: Vergleich des 48-monatigen gleitenden Mittels der 13 MSL-Zeitreihen (schwarz) mit den um die atmosphärische Komponente bereinigten Zeitreihen (rot) (links). Korrelationskoeffizienten zwischen der gemittelten dekadischen Ostsee-Zeitreihe (korrigiert um saisonalen Zyklus) mit den AVISO-Daten (korrigiert um DAC und saisonalen Zyklus) für die gemeinsame Zeitperiode 1993 bis 2014 (rechts oben). Vergleich einer mittleren Ostseezeitreihe (48-monatiges gleitendes Mittel) mit zwei Zeitreihen aus der Nordsee an den Pegelstandorten Brest und Ijmuiden (rechts unten).

7.3 Meeresspiegeländerungen aufgrund von Luftdruckschwankungen

Wie schon in Abschnitt 7.2 dargestellt, kann zur Beschreibung der Meeresspiegeländerungen aufgrund von Luftdruckschwankungen in der südwestlichen Ostsee nicht die theoretische IBE-Approximation (s. a. Abschnitt 2.4.4) verwendet werden, da sich der Wasserstand entgegengesetzt zu der erwarteten isostatischen Reaktion verhält. In einigen bisherigen Studien, wie z. B. KARABIL et al. (2017), wurde die Änderung des Meeresspiegels aufgrund von Luftdruckschwankungen in der Ostsee dennoch mithilfe der theoretischen Approximation nach PONTE (1994) ermittelt. Es ist jedoch bekannt, dass diese Approximation für flache Schelfmeere, wie die Ostsee, nicht gültig ist. Auch PONTE (1993) wiesen darauf hin, dass die Wechselwirkungen zwischen Wind und Luftdruck und flachen kontinentalen Schelfmeeren untersucht werden sollte, um die vollständige Komplexität der Meeresspiegelvariabilität zu verstehen.

Wird die Meeresspiegeländerung aufgrund von Luftdruck (aus dem barotropen Modelllauf) mit der theoretischen isostatischen Reaktion (berechnet mithilfe der klassischen Approximation nach Formel (5) aus Abschnitt 2.4.4 und den Luftdruckdaten aus der NCEP/NCAR-Reanalyse) an 13 stellvertretenden Pegelstandorten in der gesamten Ostsee verglichen (Abbildung 44), so zeigen sich deutliche Unterschiede sowie nichtsignifikante Korrelationskoeffizienten von $r = -0,07$ (Klaipeda) bis $r = 0,17$ (Oulu). Insbesondere in der südwestlichen Ostsee sind die Meeresspiegeländerungen aufgrund von Luftdruck η_P kleiner, als der theoretische IBE η_{IBE} . Die theoretische IBE-Approximation

überschätzt somit die Meeresspiegeländerungen aufgrund von Luftdruckschwankungen in der südwestlichen Ostsee. Dies liegt vor allem an einem sehr großen dynamischen Signal η_d , welches antikorreliert zum IBE wirkt und diesen somit abschwächt. Während die klassische IBE-Korrektur im offenen Ozean Meeresspiegelsignale glättet und die Varianz der Zeitreihe reduziert, zeigt sich in der südwestlichen Ostsee der gegenteilige Effekt durch ein hinzugefügtes Rauschen und eine erhöhte Variabilität (s. a. Abbildung 40). Da der RMSL in der südwestlichen Ostsee keine ausschließliche isostatische Reaktion aufgrund des Luftdruckes aufweist bzw. die nichtisostatische Reaktion oder auch dynamische Komponente größer ist und die isostatische Reaktion überlagert, wird durch die klassische IBE-Approximation das Variabilitätssignal nicht reduziert. Der Meeresspiegel ist somit abhängiger vom Wind sowie von horizontalen Anpassungs- und Überlagerungsbewegungen (Ein- und Ausströme durch Kattegat, Seiches, interne topografische Wellen) als vom Luftdruck.

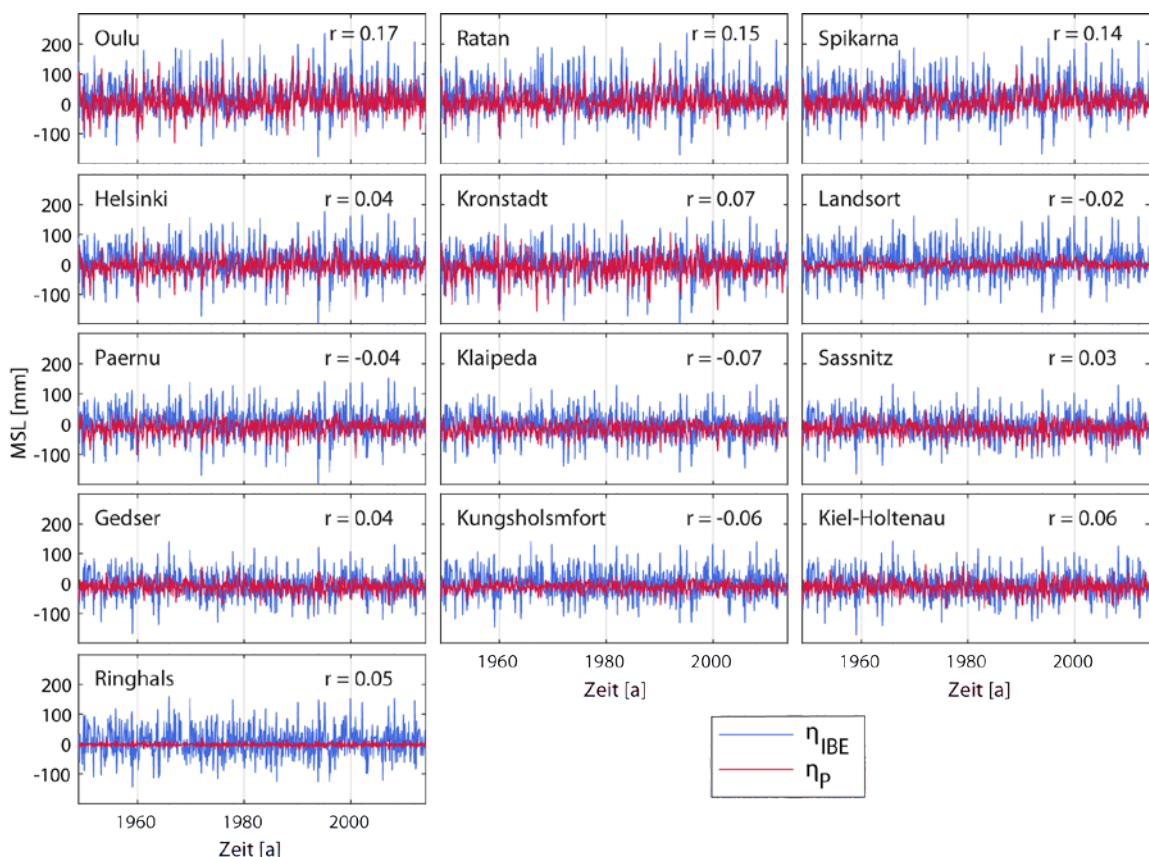


Abbildung 44: Vergleich der isostatischen η_{IBE} (blau) und der totalen Meeresspiegeländerungen aufgrund von Luftdruckschwankungen η_P (rot) an 13 Pegelstandorten. Die Korrelationskoeffizienten sind alle nicht signifikant auf dem 95 % Konfidenzintervall ($p > 0,05$).

Die Korrelationskoeffizienten zwischen den RMSL-Monatszeitreihen aus Pegeldaten und dem IBE zeigen in der gesamten Ostsee positive Werte mit den kleinsten Werten von $r = 0,04$ (Travemünde) in der südwestlichen Ostsee und den größten Werten von $r = 0,76$ (Kalix) in der Bottenwiek (s. a. Abbildung 45). Die isostatische Reaktion des Meeresspiegels erklärt somit einen Großteil der Variabilität in der nordöstlichen Ostsee. Die nichtisostatische Reaktion des Meeresspiegels bzw. die dynamische Komponente η_d (berechnet mithilfe von Formel (4) in Abschnitt 2.4.4) hingegen führt in der gesamten

Ostsee zu negativen Korrelationskoeffizienten zwischen $r = -0,19$ (Schleswig) und $r = -0,61$ (Stenungsund). Durch die Überlagerung der isostatischen und nichtisostatischen Effekte kommt es zu der Gesamtreaktion des Wasserstands aufgrund von Luftdruckschwankungen η_p , die positive Korrelationskoeffizienten bis zu $r = 0,46$ (Spikarna) in der nordöstlichen Ostsee und negative Werte bis zu $r = -0,64$ (Zingst) in der südwestlichen Ostsee aufweist. Der dynamische Anteil führt somit dazu, dass sich der MSL in der südwestlichen Ostsee aufgrund von Luftdruckänderungen genau entgegengesetzt zum isostatischen Effekt verhält. In der nordöstlichen Ostsee führt der dynamische Anteil nur zu einer Abschwächung der isostatischen Reaktion. Auf intra-annuellen Zeitskalen nimmt somit der dynamische Anteil in der gesamten Ostsee eine entscheidende Rolle bei der Reaktion des Meeresspiegels auf Luftdruckschwankungen ein. Auf längeren Zeitskalen hingegen korrelieren der IBE und der Wasserstand aus Luftdruck jedoch miteinander. Dies weist darauf hin, dass die Begründung des nichtisostatischen Anteils in kurzzeitigen Prozessen zu finden ist, wie Beckenschwingungen und interne Wellen, aber auch in der Dämpfungsfunktion der Dänischen Meerenge, die den Wassermassenaustausch mit der Nordsee und somit die Reaktion auf Luftdruckänderungen limitiert.

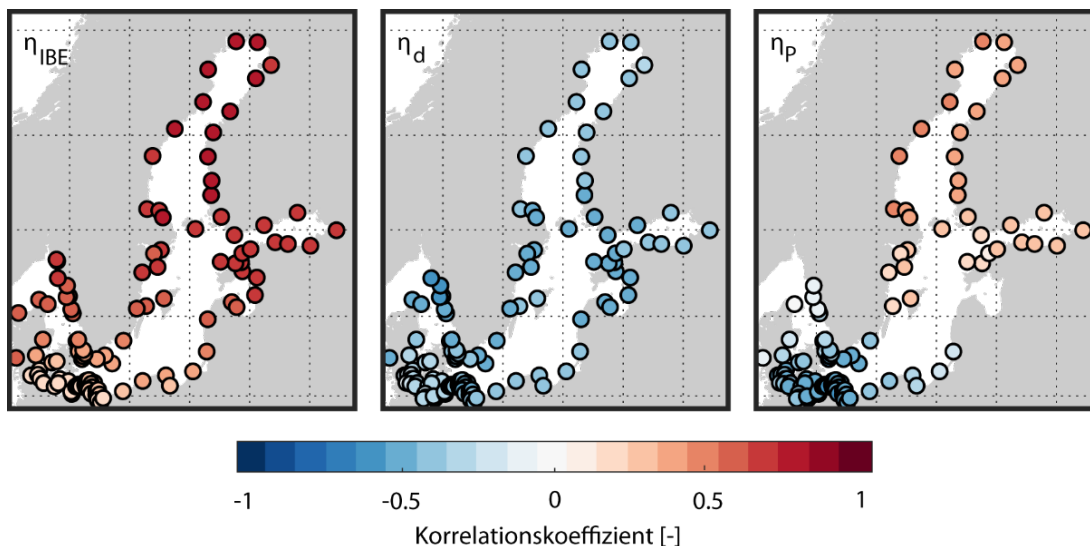


Abbildung 45: Korrelationskoeffizienten zwischen dem trendbereinigten Gesamtwasserstand aus Pegeldaten η (MSL-Monatszeitreihen) mit dem IBE η_{IBE} (links), dem Wasserstand aus den nichtisostatischen Effekten η_d (Mitte) und dem totalen Wasserstand aus Luftdruckänderungen η_p (rechts). Es wurden nur signifikante Korrelationskoeffizienten auf dem 95 % Konfidenzintervall dargestellt ($p < 0,05$).

7.4 Zusammenfassung und kritische Bewertung

Mithilfe des 3D HN-Modells konnte die Wasserstandsvariabilität bzw. deren Komponenten aufgrund von unterschiedlichen Einflussfaktoren separiert und auf unterschiedlichen Zeitskalen analysiert werden. Der Großteil der intra-annuellen Meeresspiegelvariabilität in der südwestlichen Ostsee kann durch Wind, Dynamik (interne Sterik und externer Masseneintrag) und Luftdruck erklärt werden. Die intra-annuelle Meeresspiegelvariabilität wird vor allem infolge von Dämpfungseffekten durch die Überlagerung der Meeresspiegelreaktionen aufgrund der einzelnen Einflussfaktoren beeinflusst. Dabei wird die intra-annuelle Meeresspiegelvariabilität in der südwestlichen Ostsee vorwiegend

durch Dynamik und Windeffekte erklärt, wobei der Wind hauptsächlich für den saisonalen Zyklus verantwortlich ist. Werden die Zeitreihen um den saisonalen Zyklus bereinigt, so ist die Dynamik die Hauptantriebskomponente für die intra-annuelle Variabilität in der südwestlichen Ostsee. Der Anteil der erklärten Variabilität durch Dynamik ist in der südwestlichen Ostsee am größten. Dies liegt insbesondere in den unterseeischen Schwellen (z. B. Darßer Schwelle) begründet, durch die mittlere Salzwasserzuflüsse aus der Nordsee hauptsächlich in der südwestlichen Ostsee verbleiben und den mittleren Salzgehalt im Gegensatz zur restlichen Ostsee deutlich erhöhen. Des Weiteren kompensieren sich Wind, Dynamik und Luftdruckeffekte gegenseitig teilweise und schwächen die jeweiligen einzelnen Reaktionen ab. Im Gegensatz zur südwestlichen Ostsee ist der Wasserstand, der durch Luftdruckschwankungen hervorgerufen wird, mit dem tatsächlichen Gesamtwasserstand in der nordöstlichen Ostsee korreliert. Während auf intra-annuellen Zeitskalen zunächst die Dynamik die Hauptantriebskomponente für die Meeresspiegelvariabilität ist, dominieren ab etwa vierteljährlichen Zeitskalen sowie auf inter-annuellen und dekadischen Zeitskalen Windeffekte die Meeresspiegelvariabilität in der südwestlichen Ostsee. Die Luftdruckeffekte sind auf allen Zeitskalen eher gering und der Flusseintrag ist kaum relevant. Mithilfe von Waveletanalysen konnte eine hohe zeitliche Variabilität des Zusammenhangs zwischen den betrachteten Einzelkomponenten und der Meeresspiegelvariabilität sowie große Unterschiede zwischen den einzelnen Pegelstandorten detektiert werden. Auf dekadischen Zeitskalen wurde ein übergeordnetes externes Dynamiksignal (externer Masseneintrag) aus dem Nordatlantik detektiert, welches auf diesen langen Zeitskalen für die Meeresspiegelvariabilität in der gesamten Ostsee verantwortlich ist. Diese Ergebnisse stehen im Einklang mit Analysen für die benachbarte Nordsee (DANGENDORF 2014; FREDERIKSE et al. 2016), die darauf hindeuten, dass das gesamte nordeuropäische Schelf auf dekadischen Zeitskalen mit dem Nordatlantik mitschwingt. Weitere Untersuchungen zur Wind- und Luftdruckinteraktion u. a. mithilfe von Wind- und Luftdruckbeobachtungen bzw. Reanalysedatensätzen könnten Aufschluss über die genaueren Zusammenhänge und Hinweise auf die vorherrschenden Konstellationen bei hohen und niedrigen MSL-Monatswerten geben. Auch die Integration von Salz- und Temperaturmessungen könnte eine weitere Klärung über die Dynamikeffekte ermöglichen und eine Trennung der halosterischen sowie der thermosterischen Effekte aber auch eine weitere Zuordnung und Unterteilung der von außen eingetragenen Masseneffekte und der intern generierten Sterik ermöglichen. Aufgrund der geringen Tiefe der Ostsee wird die lokal generierte Sterik eher klein sein (LANDERER et al. 2007). Daher zeigt die Dynamikkomponente, wie sehr insbesondere die südwestliche Ostsee durch die Nordsee sowie den Nordostatlantik beeinflusst wird.

Auch WEIDEMANN (2014) nutzte ein barotropes HN-Modell, um die Meeresspiegelvariabilität in der Ostsee zu beschreiben. Im Gegensatz zu dem HN-Modell von WEIDEMANN (2014) konnte hier ein HN-Modell mit einer höheren räumlichen Auflösung genutzt werden. Zudem wurde der Einfluss von Meereis mitberücksichtigt. Eine Nichtberücksichtigung von Meereis kann zu einer Überschätzung des Windeinflusses führen, da sich Eis dämpfend auf den Windeinfluss auswirkt. Weiterhin konnte hier gezeigt werden, dass die Dynamik (die in WEIDEMANN 2014 nicht untersucht wurde) auf unterschiedlichen Zeitskalen eine ebenfalls wichtige Rolle für die Meeresspiegelvariabilität einnimmt. Neben dem Wind erklärt die Dynamik beispielsweise einen großen Anteil der

Variabilität des saisonalen Zyklus. Außerdem führt das im Nordostatlantik generierte Dynamiksignal dazu, dass sich die gesamte Ostsee auf dekadischen Zeitskalen ähnlich verhält. Für die Beschreibung der Meeresspiegelvariabilität in der Ostsee ist somit die Nutzung eines 3D HN-Modells, wie es das IOW betreibt, notwendig. Durch die etwas geringeren Korrelationskoeffizienten in der südwestlichen Ostsee wird allerdings auch deutlich, dass je nach Fragestellung die räumliche Auflösung für lokale Studien insbesondere in topografisch komplexen Gebieten noch vergrößert werden sollte sowie Methoden des statistischen Downscalings (s. a. ARNS 2014) angewandt und verbessert werden müssen.

Obwohl die Wasserstandsänderungen aufgrund von Luftdruckschwankungen gegenüber denen aus Windeffekten und Dynamik nur eine untergeordnete Rolle für die Meeresspiegelvariabilität auf allen Zeitskalen einnehmen, führt die Wasserstandsänderung aus Luftdruck dennoch in der südwestlichen Ostsee zu einer Abschwächung der Windeffekte. Der Einfluss der Luftdruckschwankungen auf den Meeresspiegel in der Ostsee ist sowohl räumlich wie zeitlich instationär. Die Vergleichsuntersuchungen zwischen dem mithilfe des NCAR/NCEP-Reanalysedatensatzes berechneten IBE η_{IBE} und den tatsächlichen Meeresspiegeländerungen aufgrund von Luftdruckschwankungen η_{P} ermöglichen ein vertieftes Verständnis für die Wirkung des Luftdruckes auf den MSL in der Ostsee. In der Ostsee werden durch Luftdruckschwankungen vorwiegend nichtisostatische Reaktionen η_{a} hervorgerufen. Mithilfe der HN-Modellläufe war es möglich die tatsächlichen Meeresspiegeländerungen aufgrund von Luftdruckschwankungen an den einzelnen Pegelstandorten zu separieren und die isostatische sowie die nichtisostatische Reaktion des Meeresspiegels genauer zu analysieren. Die nichtisostatische Reaktion in der südwestlichen Ostsee ist vor allem auf die limitierende Funktion der Dänischen Meerenge, die den Wasseraustausch (und damit auch die Reaktion auf Luftdruckschwankungen) auf hohen zeitlichen Frequenzen behindert, sowie auf Beckenschwingungen, die durch die Topografie beeinflusst werden (z. B. durch Refraktion und Reflexion), zurückzuführen. Eine genaue Unterteilung der Anteile dieser Effekte ist in den bisherigen Analysen noch nicht erfolgt. Außerdem sollte auch die zeitliche Variabilität der Korrelationskoeffizienten zwischen dem Gesamtwasserstand und den Wasserstandsänderungen aus Luftdruckschwankungen genauer analysiert werden. Hier könnten zusätzlich Luftdruckdaten betrachtet werden, um zeitliche Änderungen des Luftdruckes (Amplituden) zu detektieren und hieraus auf die Auswirkungen auf den Wasserstand zu schließen.

Bislang wurde grundsätzlich eine IBE-Korrektur von Pegelzeitreihen empfohlen, da die räumliche Varianz in hundertjährigen Trends, die Standardfehler der Trends und die zeitliche Varianz der um den linearen Trend bereinigten Zeitreihen reduziert werden (PIECUCH et al. 2016). Auch z. B. KARABIL et al. (2017) haben für die Ostsee eine isostatische Reaktion aufgrund der Luftdruckschwankungen angenommen, um einen Teil der Meeresspiegelvariabilität auf interannuellen Zeitskalen zu erklären. In den RMSL-Projektionen nach GRINSTED et al. (2015) für Nordeuropa wurde der IBE nicht berücksichtigt, da angenommen wird, dass der zukünftige IBE nur einen kleinen Einfluss auf den Meeresspiegelanstieg in der Ostsee haben wird. Da Klimamodelle bislang noch keinen Konsens in Bezug auf eine zukünftige erhebliche Verschiebung in der atmosphärischen

Zirkulation aufweisen, ist es fraglich, ob insbesondere für lokale Meeresspiegelprojektionen Meeresspiegeländerungen aufgrund von Luftdruckschwankungen berücksichtigt werden müssen. SLANGEN et al. (2014) führen wiederum aus, wie wichtig die Berücksichtigung der Meeresspiegeländerungen aufgrund von Luftdruckschwankungen für regionale Meeresspiegelprojektionen ist. Allerdings nutzten auch sie für ihre Projektionen die klassische IBE-Approximation nach STAMMER und HÜTTEMANN (2008). Problematisch ist zudem, dass die Ostsee oft als Ganzes betrachtet wird. Die Ostsee verhält sich jedoch regional und lokal unterschiedlich, weshalb für lokale Studien zu empfehlen ist, keine pauschalen Aussagen zur Ostsee zu tätigen, sondern die einzelnen Regionen getrennt voneinander zu betrachten. Außerdem ist eine Korrektur mithilfe der klassischen IBE-Approximation in der Ostsee nicht sinnvoll, da der Meeresspiegel auf Luftdruckeinwirkungen sowohl räumlich wie zeitlich unterschiedlich reagiert (nichtisostatische Reaktion). Diese Erkenntnis ist insbesondere relevant für alle Meeresspiegelstudien, in denen MSL-Zeitreihen einer theoretischen IBE-Korrektur unterzogen werden. Je nachdem welche Region betrachtet wird, könnte durch die IBE-Korrektur ein größeres/kleineres Variabilitätssignal aus den Zeitreihen entnommen werden, als faktisch durch die tatsächliche Reaktion auf Luftdruckschwankungen erklärt werden kann. Hierdurch können falsche Rückschlüsse bei der Betrachtung anderer Prozesse, wie Windeinflüsse, gezogen werden.

Die klassische IBE-Approximation überschätzt die tatsächliche Meeresspiegelreaktion, weshalb diese in der Ostsee nicht genutzt werden sollte. Diese Erkenntnis sollte auch Beachtung bei der DAC-Korrektur der Satellitenaltimeterdaten finden (s. a. Abschnitt 3.5). Denn auch Satellitenaltimeterdaten werden auf Zeitskalen von mehr als 20 Tagen mithilfe der klassischen IBE-Approximation als Teil der DAC-Korrektur bereinigt (CIPOLLINI et al. 2017). Dass die klassische IBE-Approximation in flachen Schelfmeeren, wie der Ostsee jedoch auch auf Zeitskalen zwischen mehr als 20 Tagen und einem Jahr nicht gilt, wird bisher durch die DAC-Korrektur nicht berücksichtigt. Weiterhin stehen Untersuchungen der um die Meeresspiegeländerungen aufgrund von Luftdruckschwankungen bereinigten MSL-Zeitreihen aus. Im Vergleich zu der Standardkorrektur nach der klassischen IBE-Approximation liefert ein HN-Modell eine genauere Abschätzung der Meeresspiegeländerungen aufgrund von Luftdruckschwankungen. Das HN-Modell könnte dazu beitragen die natürliche Variabilität und Trends präziser aus den Zeitreihen zu entfernen und den anthropogen beeinflussten Meeresspiegelanstieg besser abzuschätzen (z. B. DANGENDORF et al. 2015).

8 Einordnung der lokalen Entwicklung in den regionalen und globalen Kontext

8.1 Allgemeines

Anhand der Trend- und Variabilitätsanalysen konnte gezeigt werden, dass der MSL an den betrachteten Pegelstandorten einerseits durch lokale Effekte aus Wind, Luftdruck und Dynamik (interne Sterik und externer Masseneintrag) beeinflusst wird, die u. a. Unterschiede in der interannuellen Variabilität an den einzelnen Pegelstandorten hervorbringen. Andererseits wird die Ostsee aber auf langen Zeitskalen insbesondere durch externe Prozesse beeinflusst, die zu einer räumlich ähnlichen Meeresspiegelvariabilität über der gesamten Ostsee führen. Da die Ostsee somit, genauso wie der Nordostatlantik und die Nordsee, durch großräumige Signale, die sich weltweit auf den GMSL auswirken, beeinflusst wird, soll die Verbindung zur Langzeitentwicklung übergeordneter Gebiete genauer untersucht werden. Es ist bekannt, dass der GMSL über die letzten Dekaden schneller angestiegen ist. Daher liegt die These nahe, dass die Ostsee ebenfalls einem beschleunigten Meeresspiegelanstieg unterliegt. Da extern eingetragene Trends in der südwestlichen Ostsee durch die lokalen Effekte abgeschwächt werden (s. a. Abschnitt 5.4), könnten auch Unterschiede zur Beschleunigung des GMSL festgestellt werden. Der Hauptfokus der nachfolgenden Analysen lag daher auf den folgenden Detailfragen:

- Wie ist die Langzeitentwicklung der südwestlichen Ostsee im Vergleich zur gesamten Ostsee sowie in räumlich übergeordnete Gebiete einzuordnen?
- Können Beschleunigungen in den nichtlinearen Trendraten der südwestlichen Ostsee detektiert werden?

8.2 Synthetische Pegelzeitreihen

Die Informationen der Einzelpegel können in langen lückenfreien Gebietsmitteln in Form von synthetischen Pegeln zusammengefasst werden, um das Verhalten einzelner Regionen zu beschreiben. Für die Festlegung der Pegelzeitreihen, aus denen eine synthetische Pegelzeitreihe berechnet werden soll, wurden die Ergebnisse aus den vorangegangenen Trend- und Variabilitätsanalysen genutzt und um Kreuzkorrelationsanalysen ergänzt. In Abbildung 46 ist die Korrelationsmatrix für die Pegelzeitreihen im Untersuchungsgebiet dargestellt. Vor der Ermittlung der Korrelationskoeffizienten wurden die MSL-Monatszeitreihen sowohl um den saisonalen Zyklus sowie um den jeweiligen linearen Trend über die gesamte jeweilige Aufzeichnungsdauer korrigiert. Für die meisten Pegelstandorte zeigen sich mit $r = 0,7$ bis $1,0$ sehr hohe Korrelationskoeffizienten der MSL-Zeitreihen (s. a. SCHMIDT et al. 2016). Diese geben einen Hinweis darauf, dass die Pegelstandorte zu einer synthetischen Pegelzeitreihe zusammengefasst und somit verschiedene Küstenzonen übergeordnet charakterisiert werden können. Die geringeren Korrelationswerte um $r \approx 0,7$ treten insbesondere zwischen den Pegeln an der Schleswig-Holsteinischen und der polnischen Ostseeküste auf.

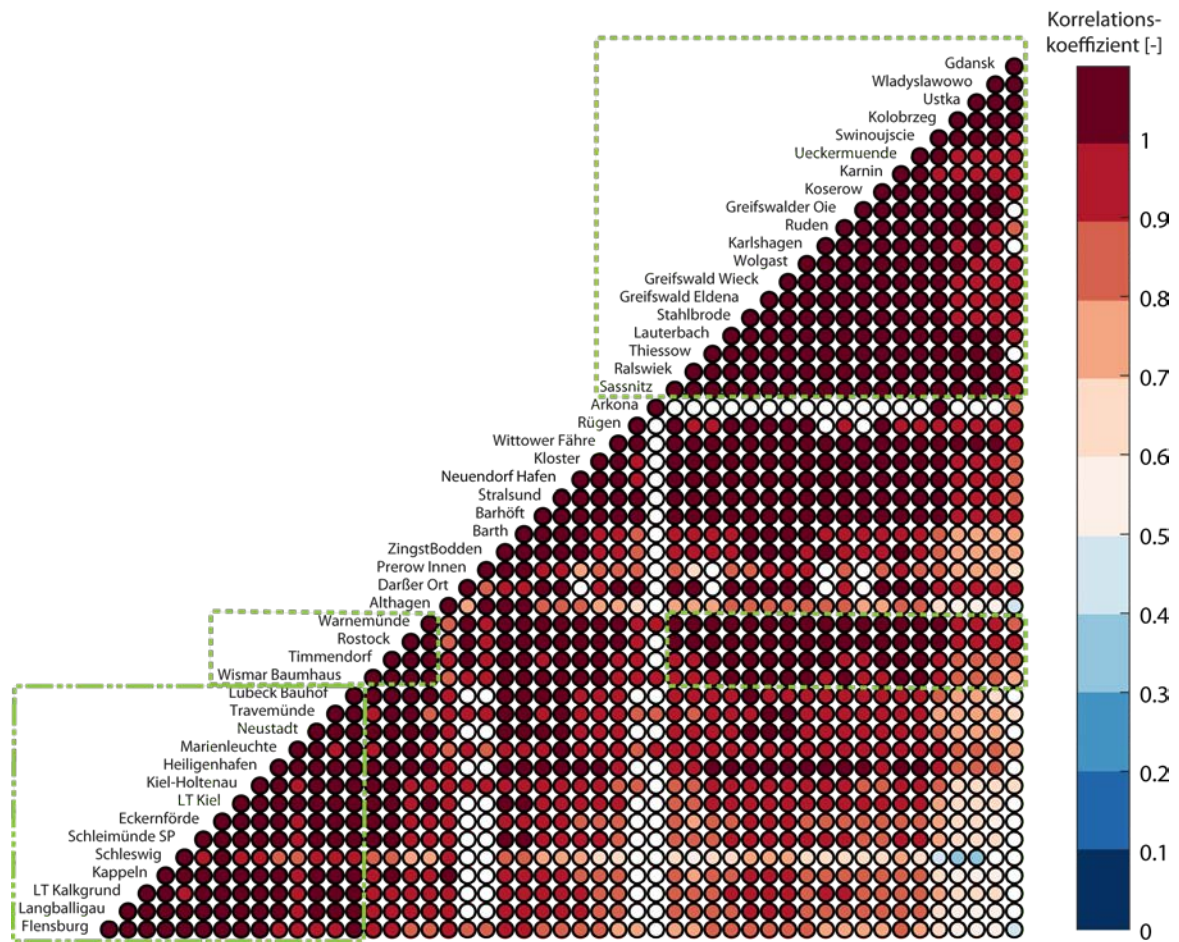


Abbildung 46: Korrelationsmatrix der Pegelzeitreihen im Untersuchungsgebiet. Weiße Punkte kennzeichnen nicht signifikante Zusammenhänge. Die strichpunktierte/gestrichelte Linie kennzeichnet die Pegelzeitreihen, die mit in die Berechnung der synthetischen Zeitreihen VS-SH/VS-MVP eingeflossen sind. Alle grün gefärbten Linien kennzeichnen die Pegelzeitreihen, die mit in die Berechnung der synthetische Zeitreihe VS-SWO geflossen sind.

Nach den Korrelations-, Trend- und Variabilitätsanalysen lässt sich das Untersuchungsgebiet in zwei Bereiche unterteilen. Alle Pegel entlang der Schleswig-Holsteinischen Küste werden zur virtuellen Station VS-SH zusammengefasst (s. a. Pegelstandorte innerhalb der strichpunktierten Linie in Abbildung 46). Die Pegel entlang der Mecklenburg-Vorpommerschen und entlang der polnischen Küste bilden die virtuelle Station VS-MVP (s. a. Pegelstandorte innerhalb der gestrichelten Linie in Abbildung 46). Pegel innerhalb der Boddenküste in Mecklenburg-Vorpommern wurden für die Generierung von synthetischen Pegeln nicht verwendet, da sich innerhalb des sehr flachen Boddengebietes noch zusätzliche sehr lokale Eigendynamiken entwickeln können. Die synthetische Zeitreihe VS-MVP bildet somit nur die Außenküste ab. Zusätzlich wurde eine synthetische Zeitreihe für das gesamte Untersuchungsgebiet VS-SWO und eine synthetische Zeitreihe für die gesamte Ostsee VS-OS gebildet. In Tabelle 4 sind die Pegelnamen, aus denen die synthetischen Pegelzeitreihen erzeugt wurden aufgelistet.

Tabelle 4: Auflistung der synthetischen Pegelnamen und Zuordnung der Pegelzeitreihen, aus denen die synthetischen Pegelzeitreihen erzeugt wurden.

<i>Name des synthetischen Pegels</i>	<i>Gebiet</i>	<i>Einzelpegel</i>
VS-SH	Schleswig-Holsteinische Ostseeküste	Flensburg, Langballigau, LT Kalkgrund, Kapplen, Schleswig, Schleimünde, Eckernförde, LT Kiel, Kiel-Holtenau, Heiligenhafen, Marienleuchte, Neustadt, Lübeck Bauhof
VS-MVP	Mecklenburg-Vorpommersche Ostseeküste und Polen	Wismar Baumhaus, Timmendorf, Rostock, Warnemünde, Sassnitz, Ralswiek, Thiessow, Lauterbach, Stahlbrode, Greifswald Eldena, Greifswald Wiek, Karlshagen, Koserow, Swinoujście, Kolobrzeg, Ustka, Władysławowo, Gdansk
VS-SWO	Deutsche und polnische Ostseeküste	Siehe VS-SH und VS-MVP
VS-OS	Gesamte Ostsee	<p>Dänemark: Hornbaek, Kobenhavn, Teijn, Gedser</p> <p>Deutschland: Flensburg, Langballigau, LT Kalkgrund, Kappeln, Schleswig, Schleimünde, Eckernförde, LT Kiel, Kiel-Holtenau, Heiligenhafen, Marienleuchte, Neustadt, Lübeck Bauhof, Wismar Baumhaus, Timmendorf, Rostock, Warnemünde, Sassnitz, Ralswiek, Thiessow, Lauterbach, Stahlbrode, Greifswald Eldena, Greifswald Wiek, Karlshagen, Koserow</p> <p>Polen: Swinoujście, Kolobrzeg, Ustka, Władysławowo, Gdansk</p> <p>Lettland: Salacgriva</p> <p>Estland: Pärnu, Virtsu, Rohuküla, Heltermaa, Ristna, Dirhami, Paldiski, Loksa, Kunda, Narva-Joesuu</p> <p>Russland: Vyborg</p> <p>Finnland: Hamina, Soderskar, Helsinki, Skuru, Russaro, Hanko, Jungfrusund, Uto, Föglö Degerby, Turku Abo, Lypyrtti, Lyokki, Rauma Raumo, Mantyluoto, Kaskinen, Ronnskar</p> <p>Schweden: Ratan, Skagsudde, Spikarna, Draghallan, Nedre Gavle, Bjorn, Forsmark, Gronskar, Stockholm, Nedre Sodertalje, Landsort, Vaasa Vasa, Pietarsaari Jakobstad, Ykspihlaja, Raahe, Brahestad, Oulu, Uleaborg, Kemi, Kalix, Furuogrund, Landsort, Marviken, Visby, Olands, Norra Udde, Oskarshamn, Kungsholmsfort, Simrishamn, Ystad, Skanor, Klagshamn, Malmö, Barseback, Viken, Varberg, Ringhals, Goteborg-Ringon, Goteborg-Torshammen, Stenungsund, Backevik, Smogen, Stromstad</p>

Eine synthetische Pegelzeitreihe wurde aus MSL-Jahreszeitreihen berechnet, unter der Voraussetzung, dass mindestens zwei Pegelstandorte für die entsprechende Zeitperiode lückenlos Daten aufweisen. Entlang der Schleswig-Holsteinischen Küste ist dies aufgrund einer Datenlücke des Pegels Marienleuchte in den Kriegsjahren erst ab 1947 der Fall. Allerdings liegen ab 1882 bis November 1944 Daten an den beiden Pegelstandorten Marienleuchte und Travemünde vor. Um die Daten von Marienleuchte (ab 1882 verfügbar) sowie von Travemünde (ab 1826 verfügbar) für diese Zeitperiode dennoch zu nutzen, wurde die Lücke des Pegels Marienleuchte zwischen Dezember 1944 und August 1947 mithilfe eines linearen Regressionsmodells mit Daten der Station Travemünde gefüllt. Die Genauigkeit dieses Verfahrens zur Lückenschließung wurde in JENSEN et al. (1992) diskutiert und als hinreichend erachtet. Somit liegen ab 1882 durchgängig an mindestens zwei Pegelstandorten Daten vor und die synthetische Pegelzeitreihe konnte um 66 Jahre verlängert werden.

Schwieriger erwies sich allerdings die Nutzung der historischen Daten des Pegels Travemünde für die Generierung der synthetischen Zeitreihe VS-SH. Die RMSL-Zeitreihe des Pegels Travemünde wurde aus Monatsdaten nach JENSEN und TÖPPE (1986) und aus stündlichen Aufzeichnungen des WSA Lübeck generiert. Die Originaldaten, aus

denen die Monatsdaten nach JENSEN und TÖPPE (1986) generiert wurden (12 Uhr Terminwertablesungen), sind allerdings nicht mehr verfügbar. Obwohl die Monatsdaten aus JENSEN und TÖPPE (1986) aus 12 Uhr Terminwerten generiert wurden, ergaben sich beim Vergleich mit Monatsdaten generiert aus 12 Uhr Terminwertablesungen nach KÜHNEN (1916) Differenzen, die nicht geklärt werden konnten. Aufgrund der ungeklärten Datenherkunft bzw. Datenqualität ist die MSL-Zeitreihe für Travemünde mit Unsicherheiten behaftet, die sich auch auf eine synthetische Zeitreihe auswirken würden. Die beiden längsten Zeitreihen entlang der Schleswig-Holsteinischen Küste Marienleuchte und Travemünde weisen untereinander für Zeitperioden vor ca. 1920 erhebliche Differenzen auf. Zudem zeigen sich auf längeren Zeitskalen große Unterschiede in den ermittelten linearen Trends (s. a. Tabelle 3 in Abschnitt 5.3). Werden diese beiden Zeitreihen mit weiteren sehr langen Zeitreihen wie Warnemünde, Wismar, Swinoujcie und Kolobrzeg verglichen, so kann festgestellt werden, dass die Differenzen zwischen Marienleuchte und den genannten Zeitreihen kleiner sind, als zwischen Travemünde und Marienleuchte. Auch der Vergleich der synthetischen Zeitreihen VS-MVP mit VS-SH m. T. (mit Travemünde) und VS-SH (ohne Travemünde) in Abbildung 47 zeigt, dass VS-SH ohne Travemünde einen geringeren RMSE sowie einen höheren Korrelationskoeffizienten zu VS-MVP aufweist (RMSE = 53 mm; $r = 0,91$), als VS-SH m. T. zu VS-MVP (RMSE = 74 mm; $r = 0,89$). Aufgrund dieser Ergebnisse und den mit Unsicherheiten behafteten (historischen) Originaldaten, aus denen die RMSL-Zeitreihe des Pegels Travemünde berechnet wurde, wird der Pegel Travemünde nicht für die Generierung von synthetischen Pegelzeitreihen verwendet. Die Lückenfüllung des Pegels Marienleuchte (s. o.) ist hiervon ausgenommen, da keine historischen Werte verwendet wurden, sondern nur Daten für die - zudem sehr begrenzte - Zeitperiode von Dezember 1944 bis August 1947. Die große Ähnlichkeit zwischen VS-SH und VS-MVP zeigt, dass sich die gesamte südwestliche Ostseeküste grundsätzlich sehr ähnlich verhält und in der Langzeitentwicklung als ein Gebiet betrachtet werden kann. Die oftmals leicht geringeren Werte für VS-SH im Vergleich zu VS-MVP weisen auf die Wirkung der lokalen Effekte hin, wie beispielsweise die vorwiegenden Westwindlagen.

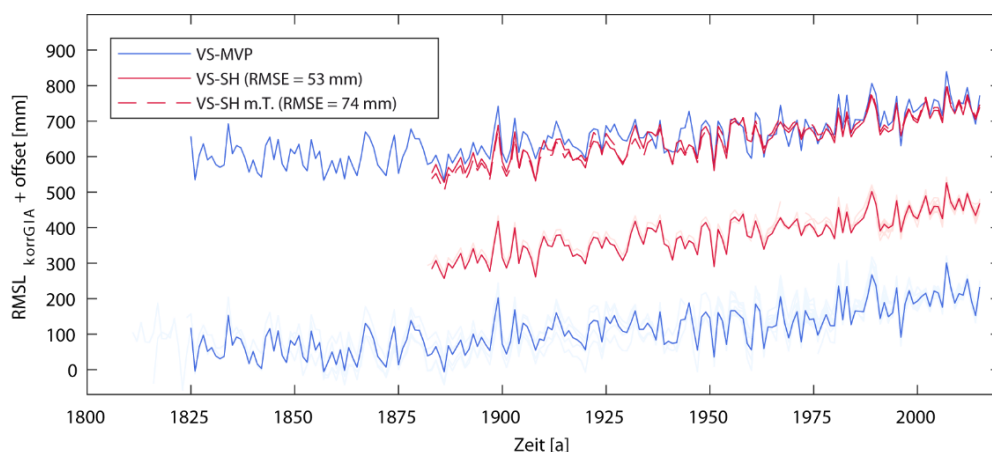


Abbildung 47: Vergleich der synthetischen $RMSL_{\text{korrGIA}}$ -Jahreszeitreihen VS-SH m. T., VS-SH und VS-MVP. Der RMSE bezieht sich auf VS-SH und VS-MVP sowie VS-SH m. T. und VS-MVP. Darunter sind die beiden synthetischen Zeitreihen VS-SH und VS-MVP sowie in hellerer Farbgebung dahinter die jeweiligen Einzelzeitreihen aus denen die synthetischen Zeitreihen berechnet wurden, dargestellt.

8.3 Regionale Langzeitentwicklung

In Abbildung 48 sind die vier Jahreszeitreihen der synthetischen Pegel (bereinigt um GIA und saisonalen Zyklus) mit einem zusätzlich angebrachten Offset dargestellt. Alle vier Zeitreihen zeigen eine sehr hohe Ähnlichkeit in ihrer interannuellen bis dekadischen Variabilität, die auch schon in Abbildung 22 anhand der Einzelzeitreihen detektiert werden konnte. Die in Tabelle 3 in Abschnitt 5.3 in Klammern dargestellten Korrelationen zwischen den Einzelpegeln und den beiden synthetischen Zeitreihen VS-SH und VS-MVP weisen entsprechend durchgehend für alle betrachteten Zeitperioden Werte größer 0,76 auf. Dies belegt die grundsätzlich sehr gute Übereinstimmung der synthetischen Zeitreihen mit den Einzelzeitreihen. Für die verschiedenen Zeitperioden zeigen sich für die beiden synthetischen Zeitreihen keine signifikanten Unterschiede in den ermittelten Trends. Die höchsten Trends ergeben sich mit $2,34 \pm 0,7$ mm/a für VS-SH und $2,34 \pm 1,03$ mm/a für VS-MVP für die kürzeste betrachtete Zeitperiode 1993 bis 2015, die jedoch geringfügig durch den Nodalzyklus beeinflusst sein können (s. a. Tabelle 3 in Abschnitt 5.3). Der etwas höhere Standardfehler für VS-MVP kennzeichnet die von West nach Ost größer werdende interannuelle Variabilität entlang der südwestlichen Ostseeküste. Über das 20. Jahrhundert ergibt sich für VS-SH mit

$$\mathbf{Lin. Trend VS-SH (1900 bis 2015) = 1,22 \pm 0,10 \text{ mm/a}}$$

ein geringfügig höherer linearer Trend als für VS-MVP mit

$$\mathbf{Lin. Trend VS-MVP (1900 bis 2015) = 1,05 \pm 0,12 \text{ mm/a}}$$

jedoch überschneiden sich die Unsicherheitsbereiche. Gegenüber der synthetischen Zeitreihe für die gesamte Ostsee VS-OS, für die über das 20. Jahrhundert (1900 bis 2015) ein linearer Trend von

$$\mathbf{Lin. Trend VS-OS (1900 bis 2015) = 1,66 \pm 0,14 \text{ mm/a}}$$

ermittelt wurde, ergibt sich für die synthetische Zeitreihe der südwestlichen Ostsee VS-SWO mit

$$\mathbf{Lin. Trend VS-SWO (1900 bis 2015) = 1,23 \pm 0,11 \text{ mm/a}}$$

ein leicht geringerer Trend (s. a. Tabelle 3 in Abschnitt 5.3). Die südwestliche Ostsee weist somit ein etwas anderes Langzeitverhalten als die gesamte Ostsee auf, was maßgeblich auf windinduzierte Umverteilungsprozesse zurückzuführen ist. Die Feststellung belegt auch die zuvor genannten Ergebnisse der Variabilitätsanalysen, die z. B. die kleinsten Amplituden des saisonalen Zyklus (s. a. Abbildung 29) sowie die kleinste interannuelle Variabilität (s. a. Abbildung 36) in der südwestlichen Ostsee aufgezeigt haben, welche die Langzeitentwicklung beeinflussen.

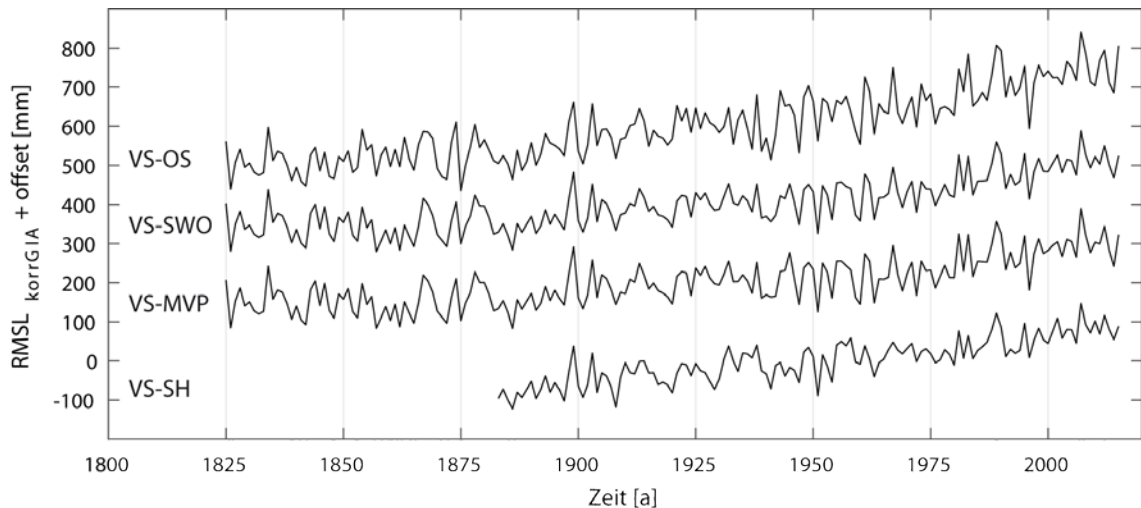


Abbildung 48: Jahreswerte der synthetischen $\text{RMSL}_{\text{korrGIA}}$ -Zeitreihen VS-SH, VS-MVP, VS-SWO und VS-OS.

DANGENDORF et al. (2019) (s. a. DANGENDORF et al. 2017) haben zusätzliche Beckenmittel für die Ostsee (RS-OS), die Nordsee (RS-NS), den Nordostatlantik (RS-NOA) und global (RS-Global) aus einer hybriden Rekonstruktion (mithilfe von Pegelzeitreihen und Satellitenaltimeterdaten) zur Verfügung gestellt. Mithilfe dieser rekonstruierten Zeitreihen ist es möglich die Ergebnisse für die synthetischen Pegelzeitreihen der Ostsee zu vergleichen und in den regionalen und globalen Kontext einzuordnen (s. a. Abbildung 49). Der Vergleich der synthetischen Pegelzeitreihe VS-OS mit dem Beckenmittel RS-OS nach DANGENDORF et al. (2019) zeigt eine sehr gute Übereinstimmung, die sich in einem Korrelationskoeffizienten von $r = 0,97$ und einer Trenddifferenz von $0,17 \text{ mm/a}$ äußert. Die Trenddifferenzen sind im Rahmen der Unsicherheiten und können auf Unsicherheiten der genutzten Methoden zurückgeführt werden. Bei Betrachtung der Zeitreihen aus den benachbarten Becken fällt zudem auf, dass die Variabilität von RS-Global, über RS-NOA und RS-NS bis hin zu den beiden Ostsee-Zeitreihen kontinuierlich zunimmt. Dies zeigt, dass die These nach JENSEN und TÖPPE (1986), nach der die Ostsee einen gedämpften Nordseepegel darstellt, nicht für Signale auf längeren Zeitskalen (> 1 Monat), sondern höchstens für Gezeitensignale mit hohen Frequenzen gültig ist. Dies ist maßgeblich mit der exponierten Lage der südwestlichen Ostsee gegenüber den in der Region dominanten Westwindlagen begründet, was auch das schon in FÜHRBÖTER und JENSEN (1985) dargestellte gleichsinnige Verhalten der Pegel Husum und Travemünde auf interannuellen Zeitskalen erklärt (Jahre mit hohem mittleren Tidewasser in Husum sind auch Jahre mit hohem mittleren Wasserstand in Travemünde).

Über das gesamte 20. Jahrhundert (1900 bis 2015) konnte für das Untersuchungsgebiet mithilfe der synthetischen Pegelzeitreihe VS-SWO ein linearer Trend von $1,23 \pm 0,11 \text{ mm/a}$ ermittelt werden (s. a. Tabelle 3 in Abschnitt 5.3). Dieser Wert liegt an der unteren Grenze der derzeitigen GMSL-Trendschätzer für die gleiche Periode ($1,3$ bis 2 mm/a nach CHURCH und WHITE 2006, HAY et al. 2015, DANGENDORF et al. 2017; RS-Global: $1,4 \pm 0,1 \text{ mm/a}$ nach DANGENDORF et al. 2019) und ist etwas geringer als die zeitgleiche Entwicklung entlang der deutschen Nordseeküste (ca. $1,7 \text{ mm/a}$ nach WAHL et al. (2011); $1,8 \pm 0,1 \text{ mm/a}$ nach DANGENDORF et al. (2019)) und im Nordostatlantik ($1,5 \pm 0,1 \text{ mm/a}$ nach DANGENDORF et al. (2019)). Letzteres ist vor allem

auf die Ausrichtung der Küsten und die zeitgleiche Intensivierung der in der Region dominanten Westwindlagen zurückzuführen (DANGENDORF et al. 2014a). Der lineare Trend der synthetischen Zeitreihe der gesamten Ostsee VS-OS liegt mit $1,66 \pm 0,14$ mm/a (RS-OS: $1,83 \pm 0,14$ mm/a) hingegen genau mittig im Bereich der GMSL-Trendschätzer und etwas über dem Trendschätzer für den Nordostatlantik. Dieser Unterschied zwischen südwestlicher Ostsee und GMSL sowie südwestlicher Ostsee und gesamter Ostsee liegt vor allem an der Wirkung lokaler Effekte in der südwestlichen Ostsee, die insbesondere auf atmosphärische Einflüsse aus Wind und Luftdruck zurückzuführen sind (z. B. positive Trends in Westwinden, s. a. Abschnitt 7).

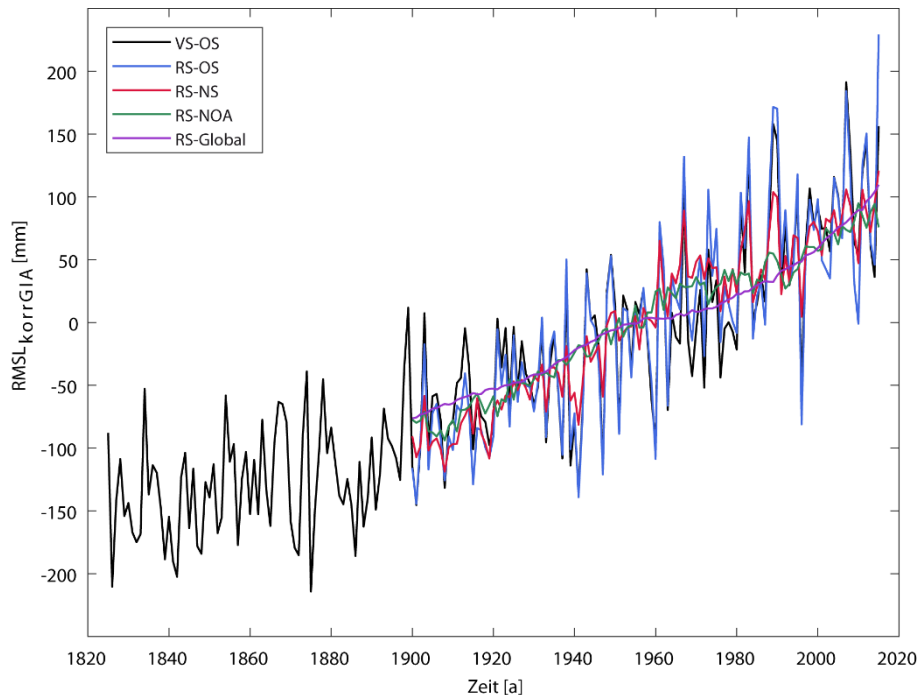


Abbildung 49: Vergleich der synthetischen Zeitreihe VS-OS mit den Rekonstruktionen RS-OS, RS-NS, RS-NOA und RS-Global nach DANGENDORF et al. (2019).

8.4 Detektion von nichtlinearen Trends und Beschleunigungen

Aufgrund der unterschiedlichen linearen Trends für verschiedene Zeitperioden (s. a. Tabelle 3 in Abschnitt 5.3) soll zusätzlich das nichtlineare Verhalten der Zeitreihen untersucht werden. Hierzu wurde die nichtlineare Glättungsmethodik Singuläre System Analyse (SSA) (BROOMHEAD und KING 1986) angewendet (s. a. WAHL et al. 2011). Mit der SSA werden Elemente der klassischen Zeitreihenanalyse, der multivariaten Statistik, der multivariaten Geometrie, dynamische Systeme und Signalverarbeitung miteinander kombiniert. Die SSA zerlegt die Originalzeitreihe in eine Summe von interpretierbaren Einzelkomponenten (z. B. langsam variierender Trend, zyklische Komponenten und ein Rauschen). Das Verfahren basiert auf der Einzelwertzerlegung einer spezifischen auf Zeitreihen basierenden Matrix (ZHIGLIÄVSKIĬ 2011). Die Einbettungsdimension D (in Jahren) für die SSA, die der Anzahl der genutzten Filter entspricht, wurde mit der zu betrachtenden Fensterlänge gleichgesetzt. Die Wahl der Einbettungsdimension basiert auf einem Kompromiss zwischen extrahierter Informationsmenge (möglichst große Fensterlänge) und Grad der statistischen Sicherheit dieser Information (möglichst kleine

Fensterlänge) (GHIL et al. 2002). Nach GOLYANDINA et al. (2001) sollte zudem eine natürliche Zahl als Einbettungsdimension gewählt werden. Für die Auswertungen wurden verschiedene Einbettungsdimensionen getestet und letztendlich $D = 30$ Jahre festgelegt.

Im Folgenden werden die Ergebnisse der nichtlinearen Trendanalysen vorgestellt. Der Hauptfokus lag auf der Analyse der nichtlinearen Trendraten im Hinblick auf eine potentielle Beschleunigung selbiger. Abbildung 50 zeigt die Ergebnisse, die sich bei der Glättung der beiden synthetischen Zeitreihen VS-SH und VS-MVP im Untersuchungsgebiet ergeben sowie die zugehörigen Trendraten nach Bildung der ersten Ableitung. Für die beiden synthetischen Pegelzeitreihen kann aufgrund der stetig zunehmenden Trendraten eine kontinuierliche Beschleunigung (Hinweise zur Signifikanz siehe unten) festgestellt werden, die jedoch immer wieder durch Phasen erhöhter und niedrigerer Trendraten unterbrochen wird. Während die zuletzt beobachteten Anstiegsraten in 2015 für die Schleswig-Holsteinische Küste im Bereich von 1,62 mm/a liegen, wurden für Mecklenburg-Vorpommern und Polen etwas höhere Anstiegsraten im Bereich von 1,82 mm/a ermittelt. Um ca. 1880 gab es für beide synthetische Zeitreihen schon mal eine erhöhte Anstiegsrate, die für VS-MVP jedoch deutlich kleiner ist, als in der Zeitperiode nach 1970. Die synthetische Zeitreihe VS-SH zeigt zu Beginn der Zeitreihe ab 1882 die höchsten Anstiegsraten bis zu 1,67 mm/a. Um nachzuweisen, dass es sich hierbei allerdings nur um einen Randeffekt aufgrund der verfügbaren Zeitreihenlänge handelt, wurde in eine Sensitivitätsstudie die synthetische Zeitreihe VS-MVP auf die Zeitreihenlänge der synthetischen Zeitreihe VS-SH gekürzt (s. a. Abbildung 50 Zeitreihe VS-MVP (kurz)). Es ist nun deutlich sichtbar, dass die gekürzte Zeitreihe VS-MVP (kurz) zu Beginn der Zeitreihe höhere Trends und größere Unsicherheiten aufweist, als VS-MVP zu demselben Zeitpunkt. VS-MVP zeigt um 1899 eine leicht erhöhte Anstiegsrate bis zu $1,33 \pm 0,61$ mm/a. Zu Beginn der Zeitreihe VS-MVP stellen sich ab 1811 sogar (nicht signifikante) negative Anstiegsraten von bis zu $-0,44 \pm 1,18$ mm/a dar, die jedoch auf Randeffekte zurückzuführen sind (s. a. obige Analysen zum Randeffekt von VS-SH). VS-MVP weist bis etwa 1970 geringere und erst danach höhere Anstiegsraten als VS-SH auf. Der grundsätzliche Verlauf der Trendraten stimmt mit den im Projekt AMSeL für die Nordsee ermittelten Ergebnissen überein und bestätigt, dass ein Großteil des Meeresspiegelanstiegssignals in der südwestlichen Ostsee aus der Nordsee impliziert wird. Die SSA-Methodik ist insbesondere von der Zeitreihenlänge sowie von Randwerten am Anfang und Ende der Zeitreihe anhängig. Das wird besonders deutlich, wenn die synthetische Zeitreihe VS-MVP auf die Zeitreihenlänge der synthetischen Zeitreihe VS-SH gekürzt wird (s. a. Abbildung 50, Zeitreihe VS-MVP (kurz)). Die Trendraten der Zeitreihe VS-MVP (kurz) zeigen vornehmlich zu Beginn der Zeitreihe einen deutlichen Unterschied zu den Trendraten VS-MVP. Die sehr hohen Trendraten des Pegels VS-SH um etwa 1880 sind somit nur Randeffekte und können durch die Sensitivitätsstudie (s. o.) erklärt werden. Die Ergebnisse der SSA sind in Folge dessen zu Beginn und zum Ende einer Zeitreihe mit hohen Unsicherheiten behaftet und daher nur mit äußerster Vorsicht zu betrachten.

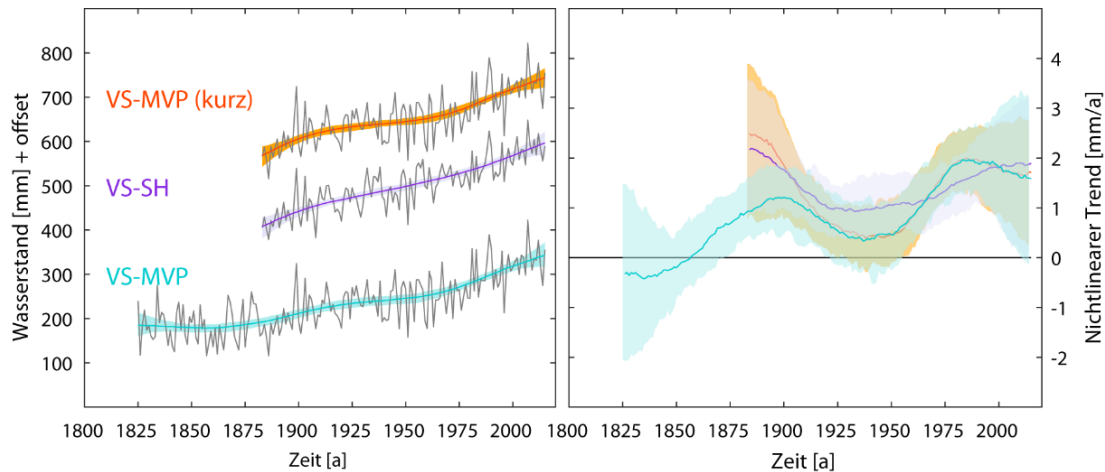


Abbildung 50: Nichtlineare Trends der synthetischen Pegelzeitreihen VS-SH, VS-MVP und VS-MVP (kurz) ermittelt über eine SSA mit $D = 30$. Rechts sind die MSL-Trendraten aus der SSA dargestellt.

In Abbildung 51 sind die Untersuchungen zur nichtlinearen Trendentwicklung in den synthetischen MSL-Zeitreihen VS-SWO und VS-OS dargestellt. Es zeigt sich über das 20. Jahrhundert (1900 bis 2015) sowohl in der südwestlichen Ostsee mit $0,021 \pm 0,007 \text{ mm/a}^2$ ($1\text{-}\sigma$ Standardfehler, 68 % Konfidenzintervall) als auch in der gesamten Ostsee mit $0,016 \pm 0,009 \text{ mm/a}^2$ eine Beschleunigung der Trends mit den höchsten beobachteten Anstiegsraten über die vergangenen drei Dekaden. Dabei ergibt sich die Beschleunigung in der südwestlichen Ostsee vorwiegend aus der Beschleunigung der Mecklenburg-Vorpommerschen und polnischen Küste ($0,021 \pm 0,008 \text{ mm/a}^2$) und eher weniger aus der Beschleunigung für die Schleswig-Holsteinische Küste ($0,004 \pm 0,006 \text{ mm/a}^2$). Es ist wichtig darauf hinzuweisen, dass zur Überprüfung der Signifikanz der Beschleunigung in dieser Arbeit lediglich ein autoregressiver Prozess erster Ordnung (AR1-Prozess) genutzt wird, der die Unsicherheiten der Trends tendenziell unterschätzt (DANGENDORF et al. 2014b). Weitergehende Untersuchungen zur Signifikanz der Beschleunigung sollten daher komplexere Rauschmodell unter Berücksichtigung langzeitlicher Autokorrelationen in den Daten verwenden. Der grundsätzliche Verlauf der Trendraten stimmt mit den im Projekt AMSeL für die Deutsche Bucht (JENSEN et al. 2011) ermittelten Ergebnissen sowie den Analysen der gesamten Nordsee (WAHL et al. 2011) gut überein. Die Trendraten für die gesamte Ostsee sind etwas höher als für die südwestliche Ostsee. Der Vergleich der Trendraten mit den nichtlinearen Trendraten der rekonstruierten Zeitreihen RS-NS, RS-NOA und RS-Global nach DANGENDORF et al. (2019) stellt hingegen einige Unterschiede dar. So weisen RS-NS, RS-NOA und RS-Global um etwa 1975 alle einen Tiefpunkt auf, während VS-OS und VS-SWO einen Hochpunkt der Trendraten aufweisen. Weiterhin wird deutlich, dass die südwestliche Ostsee zum Zeitreihenende hin kleinere Trendraten aufweist, als die gesamte Ostsee, die hingegen sowohl größere Werte als die Nordsee, als auch der Nordatlantik aufweist. Diese Unterschiede zu den übergeordneten Gebieten lassen sich auf die Wirkung der lokalen Effekte zurückführen, wie insbesondere die Erhöhung der Wasserstände in der nordöstlichen Ostsee und die gleichzeitig geringeren Wasserstände in der südwestlichen Ostsee aufgrund von einer Erhöhung der Anzahl der Tage mit Westwindlagen.

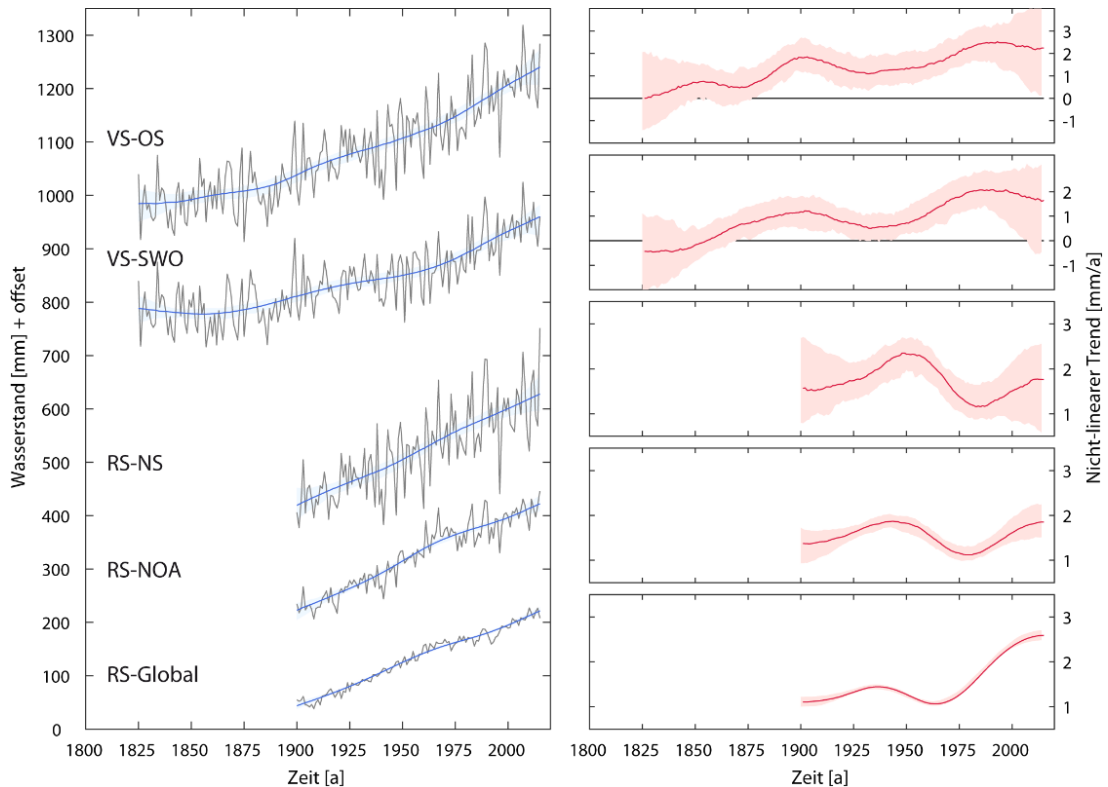


Abbildung 51: Nichtlineare Trends der synthetischen Pegelzeitreihen RS-Global, RS-NOA, RS-NS, VS-SWO und VS-OS. Rechts sind die MSL-Trendraten aus der SSA dargestellt.

8.5 Zusammenfassung und kritische Bewertung

Mithilfe der Generierung synthetischer Pegelzeitreihen ist es möglich ganze Küstenregionen zu beschreiben und Meeresspiegeländerungen nicht nur lokal an einzelnen Pegelstandorten, sondern regional zu beschreiben. Es wurden vier synthetische Pegelzeitreihen für die Schleswig-Holsteinische Küste, die Mecklenburg-Vorpommersche und polnische Küste, die südwestliche Ostsee und die gesamte Ostsee generiert. Aufgrund der Ausrichtung der Küsten in der südwestlichen Ostsee und lokaler Effekte, wie der Häufung der vorwiegenden Westwindlagen, liegt der lineare Trend über das 20. Jahrhundert von 1900 bis 2015 mit $1,23 \pm 0,11$ mm/a am unteren Ende der Trendschätzer für den GMSL ($1,4 \pm 0,1$ mm/a). Weiterhin ist der lineare Trend über das 20. Jahrhundert für die südwestliche Ostsee etwas kleiner als für die gesamte Ostsee mit $1,66 \pm 0,14$ mm/a. Eine Begründung hierfür liegt in der geringeren interannuellen Variabilität sowie der gegenseitigen (teilweisen) Kompensation der Meeresspiegelreaktionen aufgrund der einzelnen Einflussfaktoren in der südwestlichen Ostsee. Die Unterschiede zwischen den linearen Trends, ermittelt anhand der virtuellen Zeitreihe und der rekonstruierten Zeitreihe für die Ostsee sind mit $\pm 0,17$ mm/a im Rahmen der Unsicherheiten und können auf Unsicherheiten der genutzten Methoden zurückgeführt werden.

Eine Analyse der nichtlinearen Trendraten im Hinblick auf eine potentielle Beschleunigung selbiger zeigt über das 20. Jahrhundert (1900 bis 2015) sowohl in der südwestlichen Ostsee mit $0,021 \pm 0,007$ mm/a² (1- σ Standardfehler, 68 % Konfidenzintervall) als auch in der gesamten Ostsee mit $0,016 \pm 0,009$ mm/a² eine Beschleunigung der Trends

mit den höchsten beobachteten Anstiegsraten über die vergangenen drei Dekaden. Dabei ergibt sich die Beschleunigung in der südwestlichen Ostsee vorwiegend aus der Beschleunigung der Mecklenburg-Vorpommerschen und polnischen Küste ($0,021 \pm 0,008 \text{ mm/a}^2$) und eher weniger aus der Beschleunigung für die Schleswig-Holsteinische Küste ($0,004 \pm 0,006 \text{ mm/a}^2$). Es ist wichtig darauf hinzuweisen, dass zur Überprüfung der Signifikanz der Beschleunigung in dieser Arbeit lediglich ein autoregressiver Prozess erster Ordnung (AR1-Prozess) genutzt wird, der die Unsicherheiten der Trends tendenziell unterschätzt (DANGENDORF et al. 2014b). Weitergehende Untersuchungen zur Signifikanz der Beschleunigung sollten daher komplexere Rauschmodell unter Berücksichtigung langzeitlicher Autokorrelationen in den Daten verwenden.

9 Fazit

9.1 Zielerfüllung und Antworten auf die Forschungsfragen

Zielsetzung der Arbeit ist es, die Entwicklung des mittleren Meeresspiegels in der südwestlichen Ostsee über eine möglichst lange Zeitperiode auf Basis hochaufgelöster Pegelstanddaten zu analysieren und mit altimetrischen Auswertungen sowie Ergebnissen aus HN-Modellläufen zu verknüpfen und zu vergleichen. Zunächst wurde mit der Erstellung der Datenbasis die Voraussetzung für die Beantwortung der Forschungsfragen geschaffen:

- **Erstellung von qualitativ hochwertigen und möglichst langzeitlichen MSL-Monatszeitreihen an einer möglichst großen Anzahl von Pegelstandorten in der südwestlichen Ostsee.**

Auf Basis der im Teilforschungsprojekt AMSeL_Ostsee B (s. a. PATZKE und FRÖHLE 2019) zusammengetragenen Pegelzeitreihen wurde ein neuer qualitativ hochwertiger und möglichst langzeitlicher MSL-Datensatz für die Ostsee ermittelt. Dabei konnten teilweise Unterschiede in den neu ermittelten Zeitreihen aus hochaufgelösten Daten und vorhandenen frei verfügbaren MSL-Zeitreihen (PSMSL) festgestellt werden. Diese Unterschiede beruhen vor allem auf der Nutzung von Originaldaten mit unterschiedlichen zeitlichen Auflösungen für die Berechnung von Monatsmitteln. Es konnte nachgewiesen werden, dass in der gesamten Ostsee für die Generierung von MSL-Monatszeitreihen aufgrund eines regional unterschiedlichen aber ausgeprägten Tagesganges im Wasserstand Datensätze mit weniger als vier äquidistanten Messungen pro Tag nicht ausreichen und zu einem Bias in den Monatszeitreihen führen können. Mithilfe einer neuen Gezeitenkorrektur konnten Einzelterminwertzeitreihen dennoch nutzbar gemacht und MSL-Monatswerte berechnet werden. Insgesamt wurden in der südwestlichen Ostsee an 72 Pegelstandorten MSL-Monatszeitreihen generiert. Davon haben 49 Zeitreihen eine jeweilige Gesamtlänge von mehr als 19 Jahren und konnten somit für die Analyse von Langzeitänderungen verwendet werden. Um die Meeresspiegeländerungen in der südwestlichen Ostsee besser einzuordnen und auch beckenweite Prozesse betrachten zu können, wurden auch MSL-Zeitreihen für die gesamte Ostsee erzeugt. Der Gesamtdatensatz für die gesamte Ostsee enthält 179 MSL-Zeitreihen (139 Zeitreihen mit einer Zeitreihenlänge > 19 Jahre).

Anhand des umfangreichen generierten MSL-Monatsdatensatzes sowie zusätzlicher Datensätze, wurden zur Beantwortung der in Abschnitt 1.2 vorgestellten übergeordneten Forschungsfrage (**Wie hat sich der Meeresspiegel in der südwestlichen Ostsee über das 20. Jahrhundert bis 2015 entwickelt und welche Einflussfaktoren sind hierfür relevant?**) zunächst die folgenden Detailfragen beantwortet:

- **Wie groß sind die relativen Meeresspiegeländerungen und welchen Anteil daran haben vertikale Landbewegungen?**

Anhand der MSL-Monatszeitreihen für die Pegelstandorte in der südwestlichen Ostsee ergeben sich über die jeweiligen gesamten Zeitperioden fast ausschließlich positive (bis auf Darßer Ort mit $-0,18 \pm 0,99$ mm/a) Trends des relativen Meeresspiegels von $0,66 \pm 0,3$ (Arkona) bis $3,25 \pm 0,56$ mm/a (LT Kalkgrund). Für die längste untersuchte gemeinsame Zeitperiode von 1900 bis 2015 ergeben sich lineare Trends von $0,93 \pm 0,08$ mm/a (Marienleuchte) bis $1,67 \pm 0,07$ mm/a (Travemünde). Werden die Zeitreihen um die VLM und Geoidänderungen aus GIA bereinigt, so können für alle betrachteten Zeitperioden nur noch positive lineare Trends detektiert werden. Der negative lineare Trend am Pegel Darßer Ort resultiert somit höchstwahrscheinlich aus einer Landhebung. Die RMSL-Änderungsraten aus GIA liegen laut NKG2016LU-Modell im Bereich von $-0,22$ bis $0,23$ mm/a. Die Unsicherheiten in der GIA-Modellierung werden an den Pegelstandorten in der südwestlichen Ostsee zu $0,18$ bis $0,37$ mm/a beziffert. VLM und Geoidänderungen hervorgerufen durch GIA haben in der gesamten Ostsee grundsätzlich einen hohen Anteil an den relativen Meeresspiegeländerungen und führen in der nordöstlichen Ostsee sogar zu negativen Trends.

- **Auf welche weiteren Ursachen sind die Meeresspiegeländerungen zurückzuführen?**

Die den Meeresspiegel der Ostsee beeinflussenden Prozesse können aufgeteilt werden in externe Prozesse, die sich auf die Gesamtwassermenge in der Ostsee auswirken und interne Prozesse, die zu einer Wasserumverteilung innerhalb der Ostsee führen. Die Gesamtwassermenge in der Ostsee wird einerseits durch den Frischwassereintrag aus Flüssen und Niederschlägen und andererseits durch den Wassertransport durch die Dänische Meerenge bestimmt. Intern wird das Wasser der Ostsee insbesondere durch atmosphärische Antriebe wie Wind und Luftdruck umverteilt, die auch die sogenannten Seiches oder Beckenschwingungen in der Ostsee antreiben. Weiterhin nehmen Salz- und Frischwassereinträge und somit auch Volumenänderungen aufgrund von Dichte und Temperaturänderungen eine bedeutende Rolle ein. Die aus der Nordsee eingetragenen Gezeiten sind hingegen nur von untergeordneter Bedeutung und werden insbesondere durch die Dänische Meerenge stark gedämpft.

Der barokline Modelllauf, der durch die Einflussfaktoren Wind, Luftdruck, Dynamik (interne Sterik und externer Masseneintrag) und Flusswassereintrag bestimmt wird, weist sehr hohe Korrelationskoeffizienten ($\geq 0,79$) zu den $\text{RMSL}_{\text{korrGIA}}$ -Monatszeitreihen auf und erklärt in der südwestlichen Ostsee mit 41 bis 80 % einen Großteil der Meeresspiegelvariabilität. Dabei wird die intra-annuelle Meeresspiegelvariabilität in der südwestlichen Ostsee vorwiegend durch Dynamik und Windeffekte erklärt, wobei der Wind hauptsächlich für den saisonalen Zyklus verantwortlich ist. Werden die Zeitreihen um den saisonalen Zyklus bereinigt, so ist die Dynamik die Hauptantriebskomponente für die intra-annuelle Variabilität in der südwestlichen Ostsee. Der saisonale Zyklus wird hauptsächlich durch Wind und Dynamik angetrieben und erklärt in der südwestlichen Ostsee 7 bis 27 % der intra-annuellen Meeresspiegelvariabilität. Während auf intra-annuellen Zeitskalen zunächst die Dynamik die Hauptantriebskomponente für die Meeres-

spiegelvariabilität ist, dominieren ab etwa vierteljährlichen Zeitskalen sowie auf interannuellen und dekadischen Zeitskalen Windeffekte die Meeresspiegelvariabilität in der südwestlichen Ostsee. Die Luftdruckeffekte sind auf allen Zeitskalen eher gering und der Flusseintrag ist kaum relevant. Des Weiteren kompensieren sich Wind, Dynamik und Luftdruckeffekte gegenseitig teilweise und schwächen die jeweiligen einzelnen Reaktionen ab. Luftdruckschwankungen führen in der Ostsee auf intra-annuellen Zeitskalen vorwiegend zu nichtisostatischen Reaktionen. Die theoretische IBE-Approximation überschätzt die tatsächliche Meeresspiegelreaktion aufgrund von Luftdruckschwankungen. Die nichtisostatische Reaktion in der südwestlichen Ostsee ist vor allem auf die limitierende Wirkung der Dänischen Meerenge, die den Wasseraustausch (und damit auch die Reaktion auf Luftdruckschwankungen) auf hohen zeitlichen Frequenzen behindert, sowie auf Beckenschwingungen, die durch die Topografie beeinflusst werden, zurückzuführen. Der Zusammenhang zwischen den betrachteten Einzelkomponenten und der Meeresspiegelvariabilität zeigt eine hohe zeitliche Variabilität sowie lokal bedeutende Unterschiede an den einzelnen Pegelstandorten. Auf dekadischen Zeitskalen kann zudem ein übergeordnetes externes Dynamiksignal aus dem Nordatlantik mit der dekadischen Meeresspiegelvariabilität in der gesamten Ostsee verknüpft werden. Dies begründet, weshalb sich die Meeresspiegelvariabilität in der gesamten Ostsee auf diesen Zeitskalen sehr ähnlich verhält und die Ostsee annähernd als ein einziges Becken reagiert.

Auf die lineare Trendentwicklung des Meeresspiegels in der südwestlichen Ostsee über die Zeitperiode 1949 bis 2014 wirken die betrachteten Einflussfaktoren im Mittel negativ auf den von außen eingetragenen linearen Trend von $1,60 \pm 0,45$ mm/a und führen zu einem leicht geringeren Trend von $1,40 \pm 0,17$ mm/a. Diese negative Wirkung der Einflussfaktoren ist auf eine Erhöhung der Anzahl der Tage mit Westwinden, negative Trends im Luftdruck über den östlichen Teilen der Ostsee und größere Frischwassereinträge aufgrund von höheren Niederschlägen über dem gesamten Ostseeraum zurückzuführen. Die größeren Frischwassereinträge bedingen, aufgrund des erhöhten baroklinen Druckgradienten, wiederum vermehrte mittlere Salzwassereinträge in die südwestliche Ostsee.

- **Wie ist die Langzeitentwicklung des Meeresspiegels in der südwestlichen Ostsee im Vergleich zu räumlich übergeordneten Gewässern sowie des GMSL einzuordnen?**

Aufgrund der Ausrichtung der Küsten in der südwestlichen Ostsee und lokaler Effekte, wie die vorwiegenden Westwindlagen, liegt der lineare Trend über das 20. Jahrhundert von 1900 bis 2015 mit $1,2 \pm 0,1$ mm/a am unteren Ende der Trendschätzer für den GMSL ($1,4 \pm 0,1$ mm/a) und ist etwas geringer als die zeitgleiche Entwicklung im Nordostatlantik ($1,5 \pm 0,1$ mm/a nach DANGENDORF et al. (2019)) und entlang der deutschen Nordseeküste (ca. $1,7$ mm/a nach WAHL et al. (2011); $1,8 \pm 0,1$ mm/a nach DANGENDORF et al. (2019)). Weiterhin ist der lineare Trend über das 20. Jahrhundert für die südwestliche Ostsee etwas kleiner als für die gesamte Ostsee mit $1,7 \pm 0,1$ mm/a. Eine Begründung hierfür ist die geringere interannuelle Variabilität sowie die gegenseitige (teilweise) Kompensation der Meeresspiegelreaktionen aufgrund der einzelnen Einflussfaktoren in der südwestlichen Ostsee. Die Variabilität nimmt vom Nordatlantik hin zur Ostsee aufgrund der lokal wirkenden Effekte stetig zu. Die Entwicklung des GMSL korrespondiert somit auch mit den MSL-Trends in der südwestlichen Ostsee. Jedoch führen

die den GMSL überlagernden lokalen Effekte zu einer leichten Abschwächung. In der südwestlichen Ostsee konnte zudem aufgrund der stetig zunehmenden Trendraten eine kontinuierliche Beschleunigung festgestellt werden, die jedoch immer wieder durch Phasen erhöhter und niedrigerer Trendraten unterbrochen wird.

Mithilfe der Beantwortung der vorgenannten Detailfragen konnte die übergeordnete Forschungsfrage beantwortet werden:

- **Wie hat sich der Meeresspiegel in der südwestlichen Ostsee über das 20. Jahrhundert bis 2015 entwickelt und welche Einflussfaktoren sind hierfür relevant?**

Der RMSL in der südwestlichen Ostsee hat sich über das 20. Jahrhundert mit einem linearen Trend von $0,93 \pm 0,08$ mm/a (Marienleuchte) bis $1,67 \pm 0,07$ mm/a (Travemünde) erhöht. Da sich die südwestliche Ostsee im Übergangsbereich zwischen Landhebungen und –senkungen aufgrund von GIA befindet, wird die Langzeitentwicklung hierdurch geringfügig sowohl positiv wie negativ beeinflusst. Nach einer GIA-Korrektur der RMSL-Zeitreihen ergibt sich ein linearer Trend von $1,23 \pm 0,11$ mm/a für die gesamte südwestliche Ostseeküste. Aufgrund der vorwiegenden Westwindlagen sowie der Temperatur- und Salzgehaltsgradienten, ist dieser Trend kleiner als der lineare Trend der gesamten Ostsee mit $1,66 \pm 0,14$ mm/a. Die gegenseitige (teilweise) Kompensation der Haupteinflussfaktoren Wind, Dynamik und Luftdruck in der südwestlichen Ostsee zeigt sich auch in dem Variabilitätsgradienten auf interannuellen Zeitskalen mit den größten Standardabweichungen in der nordöstlichen und den kleinsten Standardabweichungen in der südwestlichen Ostsee. Auf dekadischen Zeitskalen hingegen verkleinern sich die Gradienten innerhalb der Ostsee. Die gesamte Ostsee bewegt sich auf dekadischen Zeitskalen annähernd als ein gemeinsames Becken, da der Antrieb hierfür vorwiegend extern durch dynamische Prozesse im Nordatlantik (vor allem Variationen der Sterik im tiefen Ozean) generiert ist. Der Anstieg des GMSL wird somit in der Meeresspiegelentwicklung der Ostsee reflektiert und durch lokale Effekte überlagert. Eine im GMSL detektierte Beschleunigung seit Ende des 19. Jahrhunderts zeigt sich auch in den stetig zunehmenden Trendraten der südwestlichen Ostsee, die jedoch immer wieder durch Phasen erhöhter/niedrigerer Raten (natürliche Variabilität) unterbrochen wird.

9.2 Offene Fragen und weiterer Forschungsbedarf

Während der Bearbeitung haben sich speziell zu den nachfolgend genannten Themen weitergehende Fragen herausgestellt, die einen zusätzlichen Forschungsbedarf aufzeigen:

Gezeitenkorrektur und Digitalisierung (historischer) Pegelmessungen

Es hat sich gezeigt, dass einerseits durch die Anwendung der Gezeitenkorrektur Pegelaufzeichnungen mit weniger als vier äquidistanten Werten pro Tag nutzbar gemacht werden können (s. a. Abschnitt 4.2). Andererseits wird allerdings auch durch die Anwendung der Gezeitenkorrektur an diese Zeitreihen nicht dieselbe Qualität bei den MSL-Monatszeitreihen erreicht, wie es auf Basis hochaufgelöster Daten der Fall ist. Hier könnten weitere Optimierungsansätze geprüft und entwickelt werden. Zudem könnten

auch einige Zeitabschnitte durch die Nachdigitalisierung von historischen Pegelzeitreihen mit hochaufgelösten Daten gefüllt werden. Dies zeigt wieder die Bedeutung und Notwendigkeit der Datenarchäologie und der Digitalisierung historischer Pegeldaten. Auch die Trendanalysen zeigen eine große Beeinflussung aufgrund von Datenlücken, selbst bei mindestens 75 % Datenverfügbarkeit (s. a. Abschnitt 5.3 und 5.4). Die weitere Digitalisierung (historischer) Pegelmessungen stellt eine wichtige Komponente in der Meeresspiegelforschung, nicht nur für die Ostsee, dar und sollte maßgeblich unterstützt und vorangetrieben werden. Außerdem hat sich gezeigt, dass eine umfassende Dokumentation der Originaldaten aus denen MSL-Monatszeitreihen (z. B. PSMSL) berechnet wurden, einerseits für die Gezeitenkorrektur und andererseits um Fehler in Trend- und Variabilitätsanalysen aufgrund von zusammengesetzten Zeitreihen zu vermeiden, von äußerster Wichtigkeit ist. Hier sollte eine umfassende Prüfung von frei verfügbaren MSL-Monatszeitreihen (z. B. PSMSL) durch die jeweiligen zuständigen Behörden erfolgen und die Dokumentation ggf. ergänzt werden.

VLM

Auf dem Gebiet der GIA-Modellierung und der Abschätzung lokaler VLM, die sich als großer Unsicherheitsfaktor in der Trendbestimmung erwiesen, konnte ein erheblicher Forschungsbedarf für das Untersuchungsgebiet identifiziert werden (s. a. JEVREJEVA et al. 2014). Die Unsicherheiten der RMSL-Änderungsraten aufgrund von GIA übersteigen mit 0,18 bis 0,37 mm/a teilweise die eigentlichen detektierten RMSL-Änderungsraten (−0,22 bis 0,23 mm/a). Eine weitere Verbesserung der GIA-Modelle und Reduzierung der Unsicherheiten könnte einen großen Beitrag zu der genaueren Berechnung linearer Trends der um GIA bereinigten Zeitreihen liefern. Gegenstand der Forschung ist hierzu z. B. die vermehrte Einbeziehung von GNSS-Messungen und Messungen des Schwerfelds der Erde aus der Satellitenmission GRACE (z. B. SIMON et al. 2018). In der Abschätzung lokaler VLM besteht ein weiterer Forschungsbedarf, der derzeit nur durch GNSS-Messungen abgedeckt wird, die jedoch bisher nur für sehr kurze Zeitperioden verfügbar sind. Der Vergleich zu rekonstruierten Meeresspiegelzeitreihen, die auf Satellitenaltimeterdaten und Pegelzeitreihen beruhen und unbeeinflusst sind durch VLM, könnte hier einen wertvollen Beitrag leisten (z. B. KLEINHERENBRINK et al. 2018).

Zeitliche Variabilität des saisonalen Zyklus

Wie auch in BARBOSA und DONNER (2016) konnte auch hier kein signifikanter linearer Trend in den Amplituden des saisonalen Zyklus, aber eine hohe zeitliche Variabilität detektiert werden (s. a. Abschnitt 6.3). Dennoch sollte hier die genutzte Methode des 5-jährigen gleitenden Mittels hinterfragt und die Nutzung einer anderen weitergehenden Methode, die zudem Unsicherheiten mitberücksichtigt, in Betracht gezogen werden (wie z. B. in BARBOSA und DONNER 2016). Offen ist zudem noch, welchen Einfluss unterschiedliche Einzelkomponenten auf die zeitliche Variabilität des saisonalen Zyklus haben und wie sich diese möglicherweise zukünftig entwickeln. Da erwartet wird, dass die klimainduzierte Variabilität nicht nur den MSL, sondern auch die Amplitude und Phase des saisonalen Zyklus beeinflussen wird (PLAG und TSIMPLIS 1999; BARBOSA et al. 2007), bleibt als offene Frage, ob und ab wann eine tatsächliche Änderung im saisonalen Zyklus detektiert werden kann. Hier muss wahrscheinlich zunächst die Entwicklung der nächsten Jahre abgewartet werden, bis eine entsprechend lange Zeitreihe zur Verfügung

steht. Derzeit ist somit noch unklar, inwiefern der Klimawandel den saisonalen Zyklus beeinflussen kann.

Satellitenaltimetrie

In künftigen Untersuchungen sollten unbedingt zusätzlich Satellitendaten verwendet werden, denn je länger die Zeitreihen der Satellitenaltimetrie zur Verfügung stehen, desto zuverlässiger und aussagekräftiger werden auch die auf Basis dieser Daten ermittelten Ergebnisse. Gerade auf dem Gebiet der Küstenaltimetrie gibt es noch Forschungsbedarf, um küstennahe Satellitenaltimetermessungen mit Pegelmessungen vergleichbar zu machen. Hierdurch kann die langfristige Entwicklung des MSL im Küstenbereich im Vergleich zum offenen Ozean (innerhalb der Ostsee) weiter untersucht werden. Die etwas geringeren Korrelationskoeffizienten zwischen Satellitenaltimeterdaten und Pegel-daten in der südwestlichen Ostsee haben gezeigt, dass Reprozessierungsalgorithmen (Berechnungsalgorithmus, der ein Modell an den tatsächlichen mittels Satelliten gemessenen Signalverlauf anpasst, um die notwendigen Parameter von Interesse, wie die Amplitude, aus den Daten zu extrahieren) in diesem topografisch komplexen Gebiet noch verbesserungswürdig sind und weiterentwickelt werden müssen (z. B. ALES Retracker nach PASSARO et al. 2015). Auch die Problematik der fehlenden Satellitenaltimetermessungen in den zeitweise eisbedeckten Gebieten in der nordöstlichen Ostsee ist noch nicht gelöst (NOVOTNY et al. 2006b).

Meeresspiegeländerungen aufgrund von Luftdruckschwankungen

Eine weitere Thematik die innerhalb dieser Untersuchungen aus Zeitgründen nur angeschnitten wurde, ist die Wirkung des Luftdrucks auf die Meeresspiegeländerungen in der Ostsee. Um die Einflussfaktoren, welche die unterschiedliche Wirkung des Luftdruckes in der südlichen und nördlichen Ostsee begründen, genauer zu quantifizieren, müssten weitere Untersuchungen zu den Wirkzusammenhängen zwischen Wind, Luftdruck und flachen kontinentalen Schelfmeeren erfolgen (s. a. RODEN und ROSSBY 1999). Von besonderer Bedeutung sind hier auch Untersuchungen zu Beckenschwingungen, interne Wellen (z. B. LEE 2012; MASSEL 2015) sowie zur Dämpfungsfunktion der Dänischen Meerenge, die den Wassermassenaustausch mit der Nordsee und somit die Reaktion auf Luftdruckänderungen limitiert (s. a. Untersuchungen zu Wirkung der Straße von Gibraltar auf das Europäische Mittelmeer nach z. B. GARRETT 1983; CANDELA 1991; GOMIS et al. 2006). Außerdem sollten erweiterte Untersuchungen zur Korrektur der MSL-Zeitreihen um Meeresspiegeländerungen aufgrund von Luftdruckeffekten aus HN-Modellläufen erfolgen. Durch diese Untersuchungen kann geklärt werden, wie sich die Korrektur der RMSL-Zeitreihen um atmosphärische Effekte auf die Trendschätzer auswirkt und ob ein möglicherweise anthropogen beeinflusster Trendanteil nach einer Korrektur um atmosphärische Effekte besser detektiert werden kann (z. B. DANGENDORF et al. 2015; MARCOS et al. 2017). Zusätzlich sollte getestet werden, ob die klassische Approximation des IBE in der Ostsee um einen nichtisostatischen Anteil, der auf dem HN-Modelllauf beruht, erweitert und somit ein statistischer Ansatz genutzt werden kann.

Meeresspiegeländerungen aufgrund von Dynamik

Es konnte gezeigt werden, dass die Dynamik besonders auf dekadischen Zeitskalen eine große Rolle einnimmt. Zusätzlich sollte untersucht werden, wie sich die Thermosterik und die Halosterik unterscheiden, insbesondere, da die Ostsee durch große Einströmergebnisse (engl. Major Baltic inflow - MBI) beeinflusst wird, deren Häufigkeit und mögliche zukünftige Veränderung auch Gegenstand von derzeitigen Untersuchungen sind (SCHIMANKE et al. 2014; HORDOIR et al. 2015; MOHRHOLZ 2018). Die dynamische Komponente besteht aus lokaler Sterik und dem extern eingetragenen Massenanteil aus der Nordsee. Hier sollten Untersuchungen erfolgen, um die Anteile zu trennen und festzustellen, welche Anteile intern und welche extern generiert werden. Das intern generierte Steriksignal sollte aufgrund der geringen Tiefe der Ostsee verhältnismäßig klein sein und ein Großteil aus der Nordsee eingetragen werden (LANDERER et al. 2007). Eine genaue Quantifizierung ist jedoch noch nicht erfolgt, wird aber für zukünftige Analysen weiterverfolgt.

Außerdem lassen sich entlang der Deutschen Bucht in der Nordsee positive Trends in den Tidehochwassern detektieren (z. B. JENSEN 1984; JENSEN und MUDERSBACH 2007; MAWDSLEY et al. 2015; HAIGH et al. in Begutachtung). Diese Änderungen des Tideregimes könnten auch zu Änderungen der Salzwassereinströme in die Ostsee führen (LEUVEN et al. 2018). Gleichzeitig wird eine Erhöhung der Niederschläge über der Ostsee und somit ein erhöhter Frischwasserausstrom aus der Ostsee erwartet. Untersuchungen zum Grad der Vermischung sowie zu möglichen Änderungen werden somit notwendig (BURCHARD et al. 2019). Mittlere Salzwassereinströme wirken sich vorwiegend in der südwestlichen Ostsee aus. Eine Häufung dieser Ereignisse hätte somit vornehmlich in diesem Bereich einen Effekt auf den MSL. Zusätzlich wirkt sich auch ein erhöhter MSL sowie höhere Gezeiten, also ein insgesamt höherer Wasserstand in der sonst so flachen südwestlichen Ostsee, durch eine Reduzierung der Reibung auf die Hydrodynamik aus.

Dekadische Meeresspiegelvariabilität

In den durchgeführten Analysen konnte ein Zusammenhang zwischen der dekadischen Meeresspiegelvariabilität der Dynamikkomponente in der Ostsee mit der Variabilität im Nordatlantik detektiert werden. Ein weiterer Forschungsbedarf liegt hier in vertieften Untersuchungen zum Wirkzusammenhang zwischen Dynamik und Steriksignalen aus dem Nordatlantik. Hier bieten sich zusätzlich auch Analysen der *Atlantic Meridional Overturning Circulation* (AMOC) und *Atlantic Multidecadal Oscillation* (AMO) an. Es fehlen weitere Forschungen zur Verknüpfung des Massensignals mit der AMOC sowie eine lokale Differenzierung des Einflusses an den einzelnen Pegelstandorten. Die AMOC beschreibt die Zirkulation des warmen Oberflächenwassers, welches polwärts fließt und die Rückströmung des kalten Tiefenwassers, welches äquatorwärts fließt (CHAFIK et al. 2019). Damit ist die AMOC der Hauptantrieb für die Regulierung der kalten und warmen Dekaden des Nordatlantiks (CHAFIK et al. 2019). CHAFIK et al. (2019) schlussfolgern, dass die AMOC-Variabilität auf dekadischen Zeitskalen, durch eine Umverteilung von Masse, Wärme und Frischwasser aufgrund von Meeresströmungen, einen substantiellen Einfluss auf insbesondere regionale Meeresspiegeländerungen haben kann. BÖRGEL et

al. (2018) zeigen, dass die AMO Änderungen in der atmosphärischen Zirkulation hervorruft, die sich wiederum auf die Niederschläge über dem Einzugsgebiet der Ostsee auswirken und somit die Salinität der Ostsee beeinflussen. Atmosphäre und Ozean stehen in einem engen Zusammenhang und wirken sich auf regionale Meeresspiegeländerungen in der Ostsee aus. Dieser Zusammenhang sollte durch die Hinzunahme zusätzlicher Mess- und Reanalysedaten (wie z. B. Luftdruck, Wind, Niederschläge) noch weitergehend untersucht werden.

Zukünftige Meeresspiegelentwicklung in der Ostsee

Die zukünftige Entwicklung von Wasserständen entlang der Ostseeküste anhand von Projektionen des MSL waren nicht Gegenstand dieser Arbeit. Jedoch ergeben sich aus den Erkenntnissen zur Vergangenheit und zur gegenwärtigen Situation wertvolle Hinweise auf die zukünftige MSL-Entwicklung. Da der Wind den wichtigsten Einflussfaktor sowohl für die intra-annuelle Variabilität als auch auf den ermittelten linearen Trend darstellt, sollte untersucht werden, wie sich eine mögliche zukünftige Änderung der meteorologischen Antriebsfaktoren auf den MSL der Ostsee auswirken könnte. Weiterhin würde sich eine Erwärmung der Ostsee durch eine Volumenausbreitung infolge einer kleineren Dichte unmittelbar auf den MSL auswirken. Hier ist anhand von Temperaturmessungen zu ermitteln, ob schon jetzt eine Erwärmung in der Ostsee, in den Flusseinträgen oder in den Salzwasserzuströmen aus der Nordsee detektiert werden kann. Analysen zu den Auswirkungen auf den Meeresspiegelanstieg in der Ostsee aufgrund einer Kombination aus wärmeren Strömungen und interannuellen Änderungen in atmosphärischen Antriebsfaktoren schließen sich an.

10 Zusammenfassung

Der Anstieg des mittleren Meeresspiegels führt weltweit zu weitreichenden Konsequenzen und damit zur Gefährdung von Küstenregionen. Durch die weiter zunehmende Besiedelung der Küstenbereiche sowie die intensive Nutzung der Ostsee für Wirtschaft, Tourismus und Naturschutz zahlreicher Anrainerstaaten ist auch eine erhöhte Vorsorge vor einem steigenden Meeresspiegel unabdingbar. Aufgabe der Küsteningenieure ist der Schutz der Küstengebiete und der darin lebenden Menschen vor Extremereignissen, die durch einen Meeresspiegelanstieg zusätzlich erhöht werden. Um einen vorrausschauenden und effektiven Küstenschutz zu betreiben, sind Kenntnisse über die Änderungen und Einflussgrößen des lokalen und regionalen MSL sowie die Einordnung dieser Größen in die globale Entwicklung von entscheidender Bedeutung. Hierzu werden qualitativ hochwertige und möglichst langzeitliche Messungen des MSL benötigt. Die Ostsee gehört mit einigen der längsten Pegelaufzeichnungen (z. B. Stockholm seit 1774) zu den am besten bepegelten Gebieten weltweit. Dennoch ist die bisherige Verfügbarkeit von langzeitlichen und qualitativ hochwertigen MSL-Monatszeitreihen in der südwestlichen Ostsee eher gering.

Durch die analoge Aufzeichnung der Pegelmessungen in der Historie und der erst in der jüngeren Vergangenheit durchgeführten nachträglichen Digitalisierung dieser Aufzeichnungen, waren an der deutschen Küste bisher nur für sehr wenige Pegelstandorte bzw. nur kurze Zeitperioden hochaufgelöste Pegelmessungen verfügbar. Aufgrund der im Forschungsprojekt AMSeL_Ostsee erstmals zusammengetragenen hochaufgelösten Pegelzeitreihen für eine Großzahl an Pegelstandorten in der gesamten Ostsee war es möglich qualitativ hochwertige und möglichst langzeitliche MSL-Monatszeitreihen mit einer Mindestzeitreihenlänge von 19 Jahren an insgesamt 139 Pegelstandorten zu generieren. Davon liegen 49 Pegelzeitreihen im Untersuchungsgebiet entlang der deutschen und polnischen Ostseeküste in der südwestlichen Ostsee. Mithilfe einer (auf Grundlage von langzeitlichen Stundendaten) neu berechneten Gezeitenkorrektur war es zudem möglich Einzelterminwerte für die Generierung von Monatswerten für historische Zeitabschnitte zu nutzen. Eine Gezeitenkorrektur für Einzelterminwerte ist notwendig, da die nur sehr kleinen Gezeiten, die aus der Nordsee eingetragen werden, dennoch einen signifikanten Tagesgang in der gesamten Ostsee erzeugen. Dadurch sind mindestens vier äquidistante Messungen pro Tag für die Berechnung eines MSL-Monatswerts notwendig. Weiterhin kann die Zusammenfügung von MSL-Monatswerten aus Einzelterminwerten und aus hochaufgelösten Stundendaten zu Bruchpunkten in den zusammengesetzten Zeitreihen führen, die den saisonalen Zyklus sowie den linearen Trend der Zeitreihe verfälschen. Eine Gezeitenkorrektur für zusammengesetzte Zeitreihen ist somit unbedingt erforderlich.

Die Untersuchungen der Langzeitentwicklung mithilfe linearer Trendanalysen zeigen eine Beeinflussung der RMSL-Monatszeitreihen durch VLM, die insbesondere auf GIA beruhen. In der südwestlichen Ostsee sind die RMSL-Änderungsraten aufgrund von GIA mit $-0,22$ mm/a (Arkona) bis $0,23$ mm/a (Ueckermünde) jedoch eher gering, da die südwestliche Ostsee genau im Übergangsbereich zwischen Landhebungen und Landsenkungen liegt. Für die längste untersuchte gemeinsame Zeitperiode 1900 bis 2015

ergeben sich in der südwestlichen Ostsee lineare Trends des relativen Meeresspiegels von $0,93 \pm 0,08$ mm/a (Marienleuchte) bis $1,67 \pm 0,07$ mm/a (Travemünde). Nach einer Korrektur der RMSL-Monatszeitreihen um die RMSL-Änderungsraten aufgrund von GIA nähern sich die linearen Trends weiter an und zeigen Werte von $0,94 \pm 0,17$ mm/a (Kolobrzeg) bis $1,60 \pm 0,09$ mm/a (Warnemünde). Die noch vorhandenen Trendunterschiede, insbesondere zwischen benachbarten Pegelstandorten, sind dabei hauptsächlich auf die in den Pegelzeitreihen noch existierenden Datenlücken zurückzuführen, die einen hohen Einfluss auf die generierten Trends haben. Entlang der Schleswig-Holsteinischen Küste sind die detektierten linearen Trends aufgrund der lokalen Ausprägung der jeweiligen Einflussfaktoren im Mittel etwas geringer als entlang der Mecklenburg-Vorpommerschen Küste. Dies liegt vor allem an der geschützten Lage der Schleswig-Holsteinischen Küste gegenüber den über der Ostsee dominierenden Westwindlagen. In der Zeitperiode von 1949 bis 2014 wirken die Einflussfaktoren Wind, Dynamik (interne Sterik und externer Masseneintrag), Luftdruck und Flusseintrag in der südwestlichen Ostsee alle negativ auf den von außen eingetragenen Meeresspiegeltrend im Kattegat von $1,60 \pm 0,45$ mm/a und führen zu einem geringeren mittleren Trend von $1,40 \pm 0,17$ mm/a. Dies ist vornehmlich auf eine Erhöhung der Anzahl der Westwindtage zurückzuführen.

Der durch die Analysen zum linearen Trend detektierte relative Meeresspiegelanstieg in den RMSL-Monatszeitreihen wird nicht nur durch VLM und Geoidänderungen aus GIA, sondern auch durch eine ausgeprägte Meeresspiegelvariabilität in den Zeitreihen überlagert. Dabei zeigt sich ein deutlicher Gradient in den Standardabweichungen der MSL-Monatszeitreihen von der südwestlichen hin zur nordöstlichen Ostsee mit den kleinsten Werten entlang der Schleswig-Holsteinischen Küste. Dies weist schon auf die lokal unterschiedliche Wirkung der einzelnen Einflussfaktoren hin. Zusätzlich zeigen sich auf unterschiedlichen Zeitskalen auch verschiedene Variabilitätssignale. Auf kürzeren Zeitskalen (Monatszeitreihen) dominieren hochfrequente interannuelle Schwankungen, die auf lokalen Prozessen beruhen. Beispielsweise bewirken die vorwiegenden Westwindlagen erhöhte Wasserstände in der nordöstlichen Ostsee bei einer simultanen Abnahme im Südosten. Auf längeren Zeitskalen hingegen zeigen sich in der gesamten Ostsee ähnliche Meeresspiegelvariabilitätssignale, die auf ein von extern eingesteuertes Signal hinweisen, welches den Meeresspiegel beckenweit auf dekadischen Zeitskalen beeinflusst. Die auf unterschiedlichen Zeitskalen und in verschiedenen räumlichen Ausprägungen wirkenden Einflussfaktoren kennzeichnen somit die Meeresspiegelvariabilität und wirken sich auf den Langzeittrend der MSL-Zeitreihen aus.

Die aus der Nordsee eingetragenen Gezeiten werden durch die Dänische Meerenge stark gedämpft und zeigen in der flachen Ostsee nur noch sehr kleine Gezeitenamplituden. Die Meeresspiegelvariabilität wird somit hauptsächlich durch meteorologische und klimatologische Faktoren beeinflusst. Für einen Großteil der Meeresspiegelvariabilität in der Ostsee (bis zu 50 %) ist der saisonale Zyklus verantwortlich. In der südwestlichen Ostsee kann der Meeresspiegel im Laufe eines Jahres um 60 bis 180 mm schwanken. Die erklärte Variabilität durch den saisonalen Zyklus ist hier jedoch mit Werten von 7 bis 27 % am kleinsten. Dabei steigen die Werte von der Schleswig-Holsteinischen Küste aus in östliche Richtung an. Obwohl von Jahr zu Jahr eine signifikante Variabilität des sai-

sonalen Zyklus beobachtet wurde, konnte kein signifikanter Trend in der zeitlichen Variabilität detektiert werden. Der saisonale Zyklus wird hauptsächlich durch barotrope Windeffekte und Dynamik angetrieben, die sich in der südwestlichen Ostsee gegenseitig teilweise kompensieren. Dieser Dämpfungseffekt liegt vorrangig in den aus der Nordsee in die südwestliche Ostsee nachlaufenden Wassermassen begründet, die somit die Wirkung der vorwiegenden Westwindlagen in der südwestlichen Ostsee abschwächen.

Ein Großteil der intra-annualen Meeresspiegelvariabilität in der südwestlichen Ostsee von 41 bis 80 % kann durch Wind, Dynamik, Luftdruck und Flusseintrag erklärt werden. Die intra-annuelle Meeresspiegelvariabilität in der südwestlichen Ostsee ist vor allem durch Kompensationseffekten aus der Überlagerung einzelner Prozesse charakterisiert. Dabei wird die intra-annuelle Meeresspiegelvariabilität in der südwestlichen Ostsee vorwiegend durch Dynamik und Windeffekte erklärt, wobei der Wind hauptsächlich für den saisonalen Zyklus verantwortlich ist. Die barotropen Windeffekte sind zudem hauptverantwortlich für einen Nord-Süd-Gradienten in der intra- und interannualen Variabilität mit zunehmenden Standardabweichungen von der südwestlichen zur nordöstlichen Ostsee. Werden die Zeitreihen um den saisonalen Zyklus bereinigt, so ist die Dynamik die Hauptantriebskomponente für die intra-annuelle Variabilität in der südwestlichen Ostsee (z. B. -37 % am Pegel Warnemünde). Der Anteil der erklärten Variabilität durch Dynamik ist in der südwestlichen Ostsee am größten. Dies liegt wahrscheinlich an den unterseeischen Schwellen (z. B. Darßer Schwelle), durch die mittlere Salzwasserzuflüsse aus der Nordsee hauptsächlich in der südwestlichen Ostsee verbleiben und der mittlere Salzgehalt im Gegensatz zur restlichen Ostsee deutlich erhöht wird. Des Weiteren kompensieren sich Wind, Dynamik und Luftdruckeffekte gegenseitig teilweise und schwächen die jeweiligen einzelnen Reaktionen ab. Während auf intra-annualen Zeitskalen zunächst die Dynamik die Hauptantriebskomponente für die Meeresspiegelvariabilität ist, dominieren ab etwa vierteljährlichen Zeitskalen sowie auf interannualen und dekadischen Zeitskalen Windeffekte die Meeresspiegelvariabilität in der südwestlichen Ostsee. Die Luftdruckeffekte sind auf allen Zeitskalen eher gering und der Flusseintrag ist kaum relevant. Mithilfe von Waveletanalysen konnte eine hohe zeitliche Variabilität des Zusammenhangs zwischen den betrachteten Einzelkomponenten und der Meeresspiegelvariabilität sowie lokal bedeutende Unterschiede an den einzelnen Pegelstandorten detektiert werden. Auf dekadischen Zeitskalen wurde ein übergeordnetes externes Dynamiksignal aus dem Nordatlantik detektiert, welches auf diesen langen Zeitskalen für einen Großteil der Meeresspiegelvariabilität in der gesamten Ostsee verantwortlich ist.

Obwohl die Wasserstandsänderungen aufgrund von Luftdruckschwankungen gegenüber denen aus Windeffekten und Dynamik nur eine untergeordnete Rolle für die Meeresspiegelvariabilität auf allen Zeitskalen einnehmen, führt der Wasserstand aus Luftdruck dennoch in der südwestlichen Ostsee zu einer Abschwächung der Windeffekte. Der Vergleich zwischen dem aus Luftdruck-Reanalysedaten berechneten theoretischen IBE und den tatsächlichen Meeresspiegeländerungen aufgrund von Luftdruckschwankungen aus den Modelldaten zeigt, dass sich in der Ostsee eine große nichtisostatische Reaktion einstellt. Die nichtisostatische Reaktion in der südwestlichen Ostsee ist vor allem auf die limitierende Rolle der Dänischen Meerenge, die den Wasseraustausch (und damit auch die Reaktion auf Luftdruckschwankungen) auf hohen zeitlichen Frequenzen

behindert, sowie auf Beckenschwingungen, die durch die Topografie beeinflusst werden, zurückzuführen. Die klassische IBE-Approximation überschätzt auf intra-annualen Zeitskalen vor allem in der südwestlichen Ostsee die tatsächliche Reaktion auf Luftdruckschwankungen, weshalb eine IBE-Korrektur der MSL-Monatszeitreihen hier nicht geeignet ist, um dieses klimatisch induzierte Signal aus den Zeitreihen zu entfernen. Eine deutlich genauere Beschreibung der tatsächlichen Meeresspiegeländerungen aufgrund von Luftdruckschwankungen konnte hier durch die barotropen HN-Modellläufe erzielt werden.

Aufgrund der Ausrichtung der Küsten in der südwestlichen Ostsee und lokaler Effekte, wie der über das 20. Jahrhundert zunehmenden Westwindlagen, liegt der lineare Trend über das 20. Jahrhundert von 1900 bis 2015 mit $1,2 \pm 0,1$ mm/a am unteren Ende der Trendschätzer für den GMSL ($1,4 \pm 0,1$ mm/a). Dieses Ergebnis steht im Einklang mit dem durch JENSEN und TÖPPE (1986) detektierten säkularen Meeresspiegel für den Pegel Travemünde von 12 cm/100 Jahre über die betrachtete Zeitperiode von 1826 bis 1985. Weiterhin ist der lineare Trend über das 20. Jahrhundert für die südwestliche Ostsee etwas kleiner als für die gesamte Ostsee mit $1,7 \pm 0,1$ mm/a. Für die südwestliche und die gesamte Ostsee kann aufgrund der stetig zunehmenden Trendraten für die gesamte Beobachtungsperiode von 1825 bis 2015 eine kontinuierliche Beschleunigung festgestellt werden, die jedoch immer wieder durch Phasen erhöhter und niedrigerer Trendraten unterbrochen wird. Es zeigt sich über das 20. Jahrhundert (1900 bis 2015) sowohl in der südwestlichen Ostsee mit $0,021 \pm 0,007$ mm/a² (d. h. in 100 Jahren würde sich bei einer gleichbleibenden detektierten Beschleunigung ein zusätzlicher Meeresspiegelanstieg von 105 ± 35 mm ergeben) als auch in der gesamten Ostsee mit $0,016 \pm 0,009$ mm/a² (d. h. in 100 Jahren würde sich bei einer gleichbleibenden detektierten Beschleunigung ein zusätzlicher Meeresspiegelanstieg von 80 ± 45 mm ergeben) eine Beschleunigung der Trends mit den höchsten beobachteten Anstiegsraten über die vergangenen drei Dekaden. Es ist wichtig darauf hinzuweisen, dass zur Überprüfung der Signifikanz der Beschleunigung in dieser Arbeit lediglich ein autoregressiver Prozess erster Ordnung (AR1-Prozess) genutzt wird, der die Unsicherheiten der Trends tendenziell unterschätzt (DANGENDORF et al. 2014b).

Die Ergebnisse der vorliegenden Arbeit leisten einen wesentlichen Beitrag zum Verständnis der vergangenen sowie gegenwärtigen Meeresspiegelentwicklung in der südwestlichen Ostsee. Mit der Erzeugung eines qualitativ hochwertigen MSL-Monatsdatensatzes konnte eine einzigartige Datengrundlage geschaffen werden, die für die lokale und regionale Küstenschutzplanung von bedeutendem Wert ist. Die Quantifizierung der Einflussfaktoren liefert zusätzliche Kenntnisse über die Beeinflussung des Meeresspiegels in der südwestlichen Ostsee und eine verbesserte Einschätzung der lokalen Meeresspiegelentwicklung aufgrund von möglichen zukünftigen klimatischen Änderungen. Die Erkenntnisse über Einfluss nehmende Prozesse und deren räumliche und zeitliche Wirkungsskalen (die nur unzureichend durch globale Klimamodelle aufgelöst werden) müssen in der Ableitung zukünftiger Projektionen Berücksichtigung finden. Ein vorausschauender effektiver Küstenschutz und eine zukunftsfähige Nutzung und Entwicklung des Lebensraums Küste werden hierdurch nachhaltig unterstützt.

11 Schriftenverzeichnis

- AMIRUDDIN, A. M.; HAIGH, I. D.; TSIMPLIS, M. N.; CALAFAT, F. M. und DANGENDORF, S.: The seasonal cycle and variability of sea level in the South China Sea. In: *Journal of Geophysical Research: Oceans*, Jg. 120, 8, 5490-5513. doi: 10.1002/2015JC010923, 2015.
- ANDERSSON, H. C.: Influence of long-term regional and large-scale atmospheric circulation on the Baltic sea level. In: *Tellus A*, Jg. 54, 1, 76-88. doi: 10.1034/j.1600-0870.2002.00288.x, 2002.
- ARGUS, D. F.; PELTIER, W. R.; DRUMMOND, R. und MOORE, A. W.: The Antarctica component of postglacial rebound model ICE-6G_C (VM5a) based on GPS positioning, exposure age dating of ice thicknesses, and relative sea level histories. In: *Geophysical Journal International*, Jg. 198, 1, 537-563. doi: 10.1093/gji/ggu140, 2014.
- ARNS, A.: Regional to local assessment of extreme water levels. Methods and application to the northern part of the German North Sea coastline Dissertation. Universität Siegen, Siegen, 2014.
- AVISO: Satellite Altimetry Data. www.avis0.altimetry.fr
- BAART, F.; VAN GELDER, P. H. A. J. M.; RONDE, J. de; VAN KONINGSVELD, M. und WOUTERS, B.: The Effect of the 18.6-Year Lunar Nodal Cycle on Regional Sea-Level Rise Estimates. In: *Journal of Coastal Research*, Jg. 280, 511-516. doi: 10.2112/JCOASTRES-D-11-00169.1, 2012.
- BARBOSA, S. M.: Quantile trends in Baltic sea level. In: *Geophysical Research Letters*, Jg. 35, 22, doi: 10.1029/2008GL035182, 2008.
- BARBOSA, S. M. und DONNER, R. V.: Long-term changes in the seasonality of Baltic sea level. In: *Tellus A*, Jg. 68, 0, doi: 10.3402/tellusa.v68.30540, 2016.
- BARBOSA, S. M.; SILVA, M. E. und FERNANDES, M. J.: Changing seasonality in North Atlantic coastal sea level from the analysis of long tide gauge records. In: *Tellus A*, 60, 165-177. doi: 10.1111/j.1600-0870.2007.00280.x, 2007.
- BOGDANOV, V. I.; MEDVEDEV, M. Y.; SOLODOV, V. A.; TRAPEZNIKOV, Y. A.; TROSHKOV, G. A. und TRUBITSINA, A. A.: Mean Monthly series of sea level observations (1777-1993) at the Kronstadt gauge. 2000.
- BONADUCE, A.; PINARDI, N.; ODDO, P.; SPADA, G. und LARNICOL, G.: Sea-level variability in the Mediterranean Sea from altimetry and tide gauges. In: *Climate Dynamics*, doi: 10.1007/s00382-016-3001-2, 2016.
- BÖRCEL, F.; FRAUEN, C.; NEUMANN, T.; SCHIMANKE, S. und MEIER, H. E. M.: Impact of the Atlantic Multidecadal Oscillation on Baltic Sea Variability. In: *Geophysical Research Letters*, Jg. 45, 18, 9880-9888. doi: 10.1029/2018GL078943, 2018.
- BROOMHEAD, D. S. und KING, G. P.: Extracting qualitative dynamics from experimental data. In: *Physica D: Nonlinear Phenomena*, Jg. 20, 2-3, 217-236. doi: 10.1016/0167-2789(86)90031-X, 1986.
- BURCHARD, H.; LANGE, X.; KLINGBEIL, K. und MACCREADY, P.: Mixing Estimates for Estuaries. In: *Journal of Physical Oceanography*, Jg. 49, 2, 631-648. doi: 10.1175/JPO-D-18-0147.1, 2019.
- CALAFAT, F. M.; CHAMBERS, D. P. und TSIMPLIS, M. N.: Mechanisms of decadal sea level variability in the eastern North Atlantic and the Mediterranean Sea. In: *Journal of Geophysical Research: Oceans*, Jg. 117, C09022, n/a-n/a. doi: 10.1029/2012JC008285, 2012.
- CALAFAT, F. M.; CHAMBERS, D. P. und TSIMPLIS, M. N.: Inter-annual to decadal sea-level variability in the coastal zones of the Norwegian and Siberian Seas. The role of atmospheric forcing In: *Journal of Geophysical Research: Oceans*, Jg. 118, 1287-1301. doi: 10.1002/jgrc.20106, 2013.
- CANDELA, J.: The Gibraltar Strait and its role in the dynamics of the Mediterranean Sea. In: *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, Jg. 15, 3-5, 267-299. doi: 10.1016/0377-0265(91)90023-9, 1991.
- CANDELA, J. und LOZANO, C. J.: Barotropic response of the western Mediterranean to observed atmospheric pressure forcing. In: LA VIOLETTE, P. E. (Hrsg.): *Seasonal and interannual variability of the western Mediterranean Sea*. Washington, D.C., doi: 10.1029/CE046p0325, 1995.
- CARRÈRE, L. und LYARD, F.: Modeling the barotropic response of the global ocean to atmospheric wind and pressure forcing - comparisons with observations. In: *Geophysical Research Letters*, Jg. 30, 6, CiteID 1275. doi: 10.1029/2002GL016473, 2003.
- CAZENAVE, A. und LE COZANNET, G.: Sea level rise and its coastal impacts. In: *Earth's Future*, Jg. 2, 2, 15-34. doi: 10.1002/2013EF000188, 2013.

- CELSIUS, A.: Anmärkning om vatnets förminskande så i Östersjön som Vesterhafvet. In: Kongl. Swenska Wetenskaps Academiens Handlingar, 4, 33-50. 1743.
- CHAFIK, L.; NILSEN, J. E. Ø.; DANGENDORF, S.; REVERDIN, G. und FREDERIKSE, T.: North Atlantic Ocean Circulation and Decadal Sea Level Change During the Altimetry Era. In: Scientific reports, Jg. 9, 1, 1041. doi: 10.1038/s41598-018-37603-6, 2019.
- CHEN, D. und OMSTEDT, A.: Climate-induced variability of sea level in Stockholm: Influence of air temperature and atmospheric circulation. In: Advances in atmospheric sciences, Jg. 22, 5, 655-664. 2005.
- CHEN, X.; ZHANG, X.; CHURCH, J. A.; WATSON, C. S.; KING, M. A.; MONSELESAN, D.; LEGRESY, B. und HARIG, C.: The increasing rate of global mean sea-level rise during 1993–2014. In: Nature Climate Change, Jg. 7, 7, 492-495. doi: 10.1038/nclimate3325, 2017.
- CHEPURIN, G. A.; CARTON, J. A. und LEULIETTE, E.: Sea level in ocean reanalyses and tide gauges. In: Journal of Geophysical Research: Oceans, Jg. 119, 1, 147-155. doi: 10.1002/2013JC009365, 2014.
- CHURCH, J. A.; CLARK, P. U.; CAZENAVE, A.; GREGORY, J. M.; JEVREJEVA, S.; LEVERMANN, A.; MERRIFIELD, M. A.; MILNE, G. A.; NEREM, R. S.; NUNN, P. D.; PAYNE, A. J.; PFEFFER, W. T.; STAMMER, D. und UNNIKRISHNAN, A. S.: Sea Level Change. In: STOCKER, T. F., QIN, D., PLATTNER, G.-K. und ET AL. (Hrsg.): Climate Change 2013 - The Physical Science Basis: Working Group I Contribution to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge, 1137-1216. doi: 10.1017/CBO9781107415324.026, 2014.
- CHURCH, J. A. und WHITE, N. J.: A 20th century acceleration in global sea-level rise. In: Geophysical Research Letters, Jg. 33, 1, n/a. doi: 10.1029/2005GL024826, 2006.
- CHURCH, J. A. und WHITE, N. J.: Sea-Level Rise from the Late 19th to the Early 21st Century. In: Surveys in Geophysics, Jg. 32, 4-5, 585-602. doi: 10.1007/s10712-011-9119-1, 2011.
- CIPOLLINI, P.; CALAFAT, F. M.; JEVREJEVA, S.; MELET, A. und PRANDI, P.: Monitoring Sea Level in the Coastal Zone with Satellite Altimetry and Tide Gauges. In: Surveys in Geophysics, Jg. 38, 1, 33-57. doi: 10.1007/s10712-016-9392-0, 2017.
- CODIGA, D. L.: Unified Tidal Analysis and Prediction Using the UTide Matlab Functions. Technical Report 2011-01 Graduate School of Oceanography, University of Rhode Island, Narragansett, RI, 60 S., 2011.
- CONRAD, C. P.: The solid Earth's influence on sea level. In: Geological Society of America Bulletin, Jg. 125, 7-8, 1027-1052. doi: 10.1130/B30764.1, 2013.
- DAILIDIENĖ, I.; BAUDLER, H.; CHUBARENKO, B. und NAVROTSKAYA, S.: Long term water level and surface temperature changes in the lagoons of the southern and eastern Baltic. In: OCEANOLOGIA, Jg. 53, 293-308. doi: 10.5697/oc.53-1-TL.293, 2011.
- DANGENDORF, S.: Sea level variability and its role for coastal flood risk in the southeastern North Sea: insights into past, present and future sea level changes. Dissertation. Universität Siegen, Siegen, 2014.
- DANGENDORF, S.; CALAFAT, F. M.; ARNS, A.; WAHL, T.; HAIGH, I. D. und JENSEN, J.: Mean sea level variability in the North Sea: Processes and implications. In: Journal of Geophysical Research: Oceans, Jg. 119, 10, n/a. doi: 10.1002/2014JC009901, 2014a.
- DANGENDORF, S.; HAY, C.; CALAFAT, F. M.; MARCOS, M.; PIECUCH, C. G.; BERK, K. und JENSEN, J.: Persistent acceleration in global sea-level rise since the 1960s. In: Nature Climate Change, 2019.
- DANGENDORF, S.; MARCOS, M.; MÜLLER, A.; ZORITA, E.; RIVA, R. E. M.; BERK, K. und JENSEN, J.: Detecting anthropogenic footprints in sea level rise. In: Nature Communications, Jg. 6, 6820-6841. doi: 10.1038/ncomms8849, 2015.
- DANGENDORF, S.; MARCOS, M.; WÖPPELMANN, G.; CONRAD, C. P.; FREDERIKSE, T. und RIVA, R. E. M.: Reassessment of 20th century global mean sea level rise. In: Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America, Jg. 114, 23, 5946-5951. doi: 10.1073/pnas.1616007114, 2017.
- DANGENDORF, S.; MUDERSBACH, C.; WAHL, T. und JENSEN, J.: Characteristics of intra-, inter-annual and decadal sea-level variability and the role of meteorological forcing: the long record of Cuxhaven. In: Ocean Dynamics, Jg. 63, 2-3, 209-224. doi: 10.1007/s10236-013-0598-0, 2013a.
- DANGENDORF, S.; RYBSKI, D.; MUDERSBACH, C.; MÜLLER, A.; KAUFMANN, E.; ZORITA, E. und JENSEN, J.: Evidence for long-term memory in sea level. In: Geophysical Research Letters, Jg. 41, 15, 5530-5537. doi: 10.1002/2014GL060538, 2014b.

- DANGENDORF, S.; WAHL, T.; MUDERSBACH, C. und JENSEN, J.: The Seasonal Mean Sea Level Cycle in the Southeastern North Sea. In: *Journal of Coastal Research*, Jg. 65, 1915-1920. doi: 10.2112/SI65-324.1, 2013b.
- DIETRICH, G.: Ozeanographisch-meteorologische Einflüsse auf Wasserstandsänderungen des Meeres am Beispiel der Pegelbeobachtungen von Esbjerg. In: *Die Küste*, Jg. 2, 2, 130-156. 1954.
- DONNER, R. V.; EHRCKE, R.; BARBOSA, S. M.; WAGNER, J.; DONGES, J. F. und KURTHS, J.: Spatial patterns of linear and nonparametric long-term trends in Baltic sea-level variability. In: *Nonlinear Processes in Geophysics*, Jg. 19, 1, 95-111. doi: 10.5194/npg-19-95-2012, 2012.
- DOODSON, A. T.: The Harmonic Development of the Tide-Generating Potential. In: *Proceedings of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, Jg. 100, 704, 305-329. doi: 10.1098/rspa.1921.0088, 1921.
- DOODSON, A. T.: Perturbations of Harmonic Tidal Constants. In: *Monthly Notices of the Royal Astronomical Society*, 513-526. doi: 10.1098/rspa.1924.0085, 1924.
- DUCET, N.; LE TRAON, P. Y. und GAUZELIN, P.: Response of the Black Sea mean level to atmospheric pressure and wind forcing. In: *Journal of Marine Systems*, Jg. 22, 4, 311-327. doi: 10.1016/S0924-7963(99)00072-X, 1999.
- EKMAN, M.: The world's longest continued series of sea level observations. In: *Pure and Applied Geophysics PAGEOPH*, Jg. 127, 1, 73-77. doi: 10.1007/BF00878691, 1988.
- EKMAN, M.: A concise history of postglacial land uplift research (from its beginning to 1950). In: *Terra Nova*, Jg. 3, 4, 358-365. doi: 10.1111/j.1365-3121.1991.tb00163.x, 1991.
- EKMAN, M.: Secular change of the seasonal sea level variation in the Baltic Sea and secular change of the winter climate. In: *Geophysica*, Jg. 34, 3, 131-140. 1998.
- EKMAN, M.: The changing level of the Baltic Sea during 300 years: A clue to understanding the earth. Summer Institute for Historical Geophysics, Godby, Finland, 155 S., 2009.
- EKMAN, M. und MÄKINEN, J.: Mean sea surface topography in the Baltic Sea and its transition area to the North Sea: A geodetic solution and comparisons with oceanographic models. In: *Journal of Geophysical Research*, Jg. 101, C5, 11,993–11,999. 1996.
- EKMAN, M. und STIGEBRANDT, A.: Secular change of the seasonal variation in sea level and of the pole tide in the Baltic Sea. In: *Journal of Geophysical Research*, Jg. 95, C4, 5379-5383. doi: 10.1029/JC095iC04p05379, 1990.
- EKMAN, V. W.: On the Influence of the Earth's Rotation on Ocean-Currents. In: *ARKIV FÖR MATEMATIK, ASTRONOMI OCH FYSIK*, Band 2 No. 11, 1905.
- ESA SEA LEVEL CCI PROJECT TEAM: ESA Sea Level Climate Change Initiative (Sea_Level_cci): Time series of gridded Sea Level Anomalies (SLA), Version 2.0. Centre for Environmental Data Analysis, <http://catalogue.ceda.ac.uk/uuid/142052b9dc754f6da47a631e35ec4609>, Stand: 07.03.2017.
- FEISTEL, R.; NAUSCH, G. und WASMUND, N.: 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-Interscience, Hoboken N.J. USA, 703 S., 2008.
- FENG, X.; TSIMPLIS, M. N.; MARCOS, M.; CALAFAT, F. M.; ZHENG, J.; JORDÀ, G. und CIPOLLINI, P.: Spatial and temporal variations of the seasonal sea level cycle in the northwest Pacific. In: *Journal of Geophysical Research: Oceans*, Jg. 120, 10, 7091-7112. doi: 10.1002/2015JC011154, 2015.
- FENNEL, W. und SEIFERT, T.: Kelvin wave controlled upwelling in the western Baltic. In: *Journal of Marine Systems*, 6, 289-300. 1994.
- FREDERIKSE, T.; JEVREJEVA, S.; RIVA, R. E. M. und DANGENDORF, S.: A Consistent Sea-Level Reconstruction and Its Budget on Basin and Global Scales over 1958–2014. In: *Journal of Climate*, Jg. 31, 3, 1267-1280. doi: 10.1175/JCLI-D-17-0502.1, 2018.
- FREDERIKSE, T.; RIVA, R. E. M.; KLEINHERENBRINK, M.; WADA, Y.; VAN DEN BROEKE, M. R. und MARZEION, B.: Closing the sea level budget on a regional scale: Trends and variability on the Northwestern European continental shelf. In: *Geophysical Research Letters*, Jg. 43, 10, 864-872. doi: 10.1002/2016GL070750, 2016.
- FÜHRBÖTER, A.: Wahrscheinlichkeiten und Häufigkeiten von Extremsturmfluten. In: *Die Küste*, 34, 1-262. 1979.
- FÜHRBÖTER, A. und JENSEN, J.: Säkularänderungen der mittleren Tidewasserstände in der Deutschen Bucht. In: *Die Küste*, 42, 78-100. 1985.
- GARRETT, C. J. R.: Variable sea level and strait flows in the Mediterranean: a theoretical study of the response to meteorological forcing. In: *Oceanologica Acta*, Jg. 6, 1, 79-87. 1983.

- GASPAR, P. und PONTE, R. M.: Relation between sea level and barometric pressure determined from altimeter data and model simulations. In: *Journal of Geophysical research*, Jg. 102, C1, 961-971. 1997.
- GAYE, J.: Die Wasserstandsänderungen in der Ostsee und in der Nordsee in den letzten hundert Jahren. Sonderheft: Vorträge der gewässerkundlichen Tagung 1951 in Hamburg. In: *Die Wasserwirtschaft*, 1951.
- GEYER, B.: High-resolution atmospheric reconstruction for Europe 1948–2012: coastDat2. In: *Earth System Science Data*, Jg. 6, 1, 147-164. doi: 10.5194/essd-6-147-2014, 2014.
- GHIL, M.; ALLEN, M. R.; DETTINGER, M. D.; IDE, K.; KONDRASHOV, D.; MANN, M. E.; ROBERTSON, A. W.; SAUNDERS, A.; TIAN, Y.; VARADI, F. und YIOU, P.: Advanced spectral methods for climatic time series. In: *Reviews of Geophysics*, Jg. 40, 1, 1-41. doi: 10.1029/2001RG000092, 2002.
- GILL, A. E.: *Atmosphere-ocean dynamics*. International geophysics series. Vol. 30. Academic Press, New York, 662 S., 1982.
- GILL, A. E. und NILLER, P. P.: The theory of the seasonal variability in the ocean. In: *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*, Jg. 20, 2, 141-177. doi: 10.1016/0011-7471(73)90049-1, 1973.
- GISSLER, N.: Anledning at finna hafvets affall för vissa ar. In: *Kungliga Svenska Vetenskapsakademiens Handlingar*. Stockholm, 142-149. 1747.
- GOLYANDINA, N.; NEKRUTKIN, V. und ZHIGLIĀVSKIĪ, A.: *Analysis of time series structure: SSA and related techniques*. Chapman & Hall/CRC, Boca Raton Florida USA, 305 S., 2001.
- GOMIS, D.; TSIMPLIS, M.; MARCOS, M.; FENOGLIO-MARC, L.; PÉREZ, B.; RAICICH, F.; VILIBIĆ, I.; WÖPPELMANN, G. und MONSERRAT, S.: *Mediterranean Sea-Level Variability and Trends*. In: LIONELLO, P. (Hrsg.): *The climate of the Mediterranean region. From the past to the future*. Amsterdam, 257-299. doi: 10.1016/B978-0-12-416042-2.00004-5, 2012.
- GOMIS, D.; TSIMPLIS, M. N.; MARTÍN-MÍGUEZ, B.; RATSIMANDRESY, A. W.; GARCÍA-LAFUENTE, J. und JOSEY, S. A.: *Mediterranean Sea level and barotropic flow through the Strait of Gibraltar for the period 1958–2001 and reconstructed since 1659*. In: *Journal of Geophysical Research*, Jg. 111, C11, doi: 10.1029/2005JC003186, 2006.
- GONZÁLEZ, M.; FONTÁN, A.; ESNAOLA, G. und COLLINS, M.: Abrupt changes, multidecadal variability and long-term trends in sea surface temperature and sea level datasets within the southeastern Bay of Biscay. In: *Journal of Marine Systems*, Jg. 109-110, S144–S152. doi: 10.1016/j.jmarsys.2011.11.014, 2013.
- GRÄWE, U.; HOLTERMANN, P.; KLINGBEIL, K. und BURCHARD, H.: Advantages of vertically adaptive coordinates in numerical models of stratified shelf seas. In: *Ocean Modelling*, Jg. 92, 56-68. doi: 10.1016/j.ocemod.2015.05.008, 2015.
- GRÄWE, U.; KLINGBEIL, K.; KELLN, J. und DANGENDORF, S.: Decomposing mean sea level rise in a semi-enclosed basin, the Baltic Sea. In: *Journal of Climate*, doi: 10.1175/JCLI-D-18-0174.1, 2019.
- GRINSTED, A.: *Projected Change - Sea Level*. In: THE BACC II AUTHOR TEAM (Hrsg.): *Second Assessment of Climate Change for the Baltic Sea Basin*. Cham Schweiz, 253-263. 2015.
- GRINSTED, A.; JEVREJEVA, S.; RIVA, R. E. M. und DAHL-JENSEN, D.: Sea level rise projections for northern Europe under RCP8.5. In: *Climate Research*, Jg. 64, 1, 15-23. doi: 10.3354/cr01309, 2015.
- GRINSTED, A.; MOORE, J. C. und JEVREJEVA, S.: Application of the cross wavelet transform and wavelet coherence to geophysical time series. In: *Nonlinear Processes in Geophysics*, Jg. 11, 5/6, 561-566. doi: 10.5194/npg-11-561-2004, 2004.
- GRINSTED, A.; MOORE, J. C. und JEVREJEVA, S.: Reconstructing sea level from paleo and projected temperatures 200 to 2100 AD. In: *Climate Dynamics*, Jg. 34, 4, 461-472. doi: 10.1007/s00382-008-0507-2, 2010.
- HAGEN, G.: *Vergleichung der Wasserstände der Ostsee an der Preussischen Küste*. *Abhandlungen der Königlichen Akademie der Wissenschaften in Berlin: Königliche Akademie der Wissenschaften; Mathematische Abhandlungen der Königlich-Preussischen Akademie der Wissenschaften* 1878.
- HAHN, A. und RIETSCHEL, E.: *Langjährige Wasserstandsbeobachtungen an der Ostsee*. In: *Berichte und Mitteilungen / Baltische Hydrologische Konferenz*, 1938.

- HAIGH, I.; PICKERING, M. D.; GREEN, J. A. M.; ARBIC, B. K.; ARNS, A.; DANGENDORF, S.; HILL, D.; HORSBURGH, K.; HOWARD, T.; IDIER, D.; JAY, D. A.; LEE, S. B.; MÜLLER, M.; SCHINDELEGER, M.; TALKE, S. A.; WILMES, S.-B. und WOODWORTH, P. L.: The Tides They Are a-Changin'. In: *Reviews in Geophysics*, in Begutachtung.
- HAIGH, I. D.; NICHOLLS, R. J. und WELLS, N.: Mean sea level trends around the English Channel over the 20th century and their wider context. In: *Continental Shelf Research*, Jg. 29, 17, 2083-2098. doi: 10.1016/j.csr.2009.07.013, 2009.
- HAMLINGTON, B. D. und THOMPSON, P. R.: Considerations for estimating the 20th century trend in global mean sea level. In: *Geophysical Research Letters*, Jg. 42, 10, 4102-4109. doi: 10.1002/2015GL064177, 2015.
- HAMLINGTON, B. D.; THOMPSON, P. R.; HAMMOND, W. C.; BLEWITT, G. und RAY, R. D.: Assessing the impact of vertical land motion on twentieth century global mean sea level estimates. In: *Journal of Geophysical Research: Oceans*, Jg. 121, 7, 4980-4993. doi: 10.1002/2016JC011747, 2016.
- HAMON, B. V.: Continental shelf waves and the effects of atmospheric pressure and wind stress on sea level. In: *Journal of Geophysical Research*, Jg. 71, 12, 2883-2893. doi: 10.1029/JZ071i012p02883, 1966.
- HAY, C. C.; MORROW, E. D.; KOPP, R. E. und MITROVICA, J. X.: Probabilistic reanalysis of twentieth-century sea-level rise. In: *Nature*, Jg. 517, 7535, 481-484. doi: 10.1038/nature14093, 2015.
- HELA, I.: Über die Schwankungen des Wasserstandes in der Ostsee mit besonderer Berücksichtigung des Wasseraustausches durch die dänischen Gewässer. Merentutkimuslaitoksen Julkaisu Havsforskningsinstitutets Skrift, Helsinki, Finnland, 111 S., 1944.
- HEYEN, H.; ZORITA, E. und STORCH, H. von: Statistical downscaling of monthly mean North Atlantic air-pressure to sea level anomalies in the Baltic Sea. In: *Tellus*, Jg. 48A, 2, 312-323. doi: 10.1034/j.1600-0870.1996.t01-1-00008.x, 1996.
- HOLGATE, S. J.; MATTHEWS, A.; WOODWORTH, P. L.; RICKARDS, L. J.; TAMISIEA, M. E.; BRADSHAW, E.; FODEN, P. R.; GORDON, K. M.; JEVREJEVA, S. und PUGH, J.: New Data Systems and Products at the Permanent Service for Mean Sea Level. In: *Journal of Coastal Research*, Jg. 29, 3, 493-504. doi: 10.2112/JCOASTRES-D-12-00175.1, 2013.
- HORDOIR, R.; AXELL, L. B.; LÖPTIEN, U.; DIETZE, H. und KUZNETSOV, I.: Influence of sea level rise on the dynamics of salt inflows in the Baltic Sea. In: *Journal of Geophysical Research: Oceans*, Jg. 120, 10, 6653-6668. doi: 10.1002/2014JC010642, 2015.
- HÜNICKE, B.: Atmospheric forcing of decadal Baltic Sea level variability in the last 200 years: A statistical analysis. Dissertation. Universität Hamburg, 2008.
- HÜNICKE, B. und ZORITA, E.: Influence of temperature and precipitation on decadal Baltic Sea level variations in the 20th century. In: *Tellus*, 58A, 141-153. 2006.
- HÜNICKE, B. und ZORITA, E.: Trends in the amplitude of Baltic Sea level annual cycle. In: *Tellus*, Jg. 60A, 1, 154-164. doi: 10.1111/j.1600-0870.2007.00277.x, 2008.
- HÜNICKE, B.; ZORITA, E.; SOOMERE, T.; MADSEN, K. S.; JOHANSSON, M. M. und SUURSAAR, Ü.: Recent Change - Sea Level and Wind Waves. In: THE BACC II AUTHOR TEAM (Hrsg.): *Second Assessment of Climate Change for the Baltic Sea Basin*. Cham Schweiz, 155-185. 2015.
- HÜNICKE, B.; ZORITA, E. und STORCH, H. von: The Challenge of Baltic Sea Level Change. In: HARFF, J., FURMAŃCZYK, K. und STORCH, H. von (Hrsg.): *Coastline Changes of the Baltic Sea from South to East. Past and Future Projection*. Cham Schweiz, 37-54. 2017.
- HUPFER, P.; BAERENS, C.; BAUDLER, H.; BECKMANN, B.-R.; BIRR, H.-D.; DICK, S.; HARFF, J.; HOFSTEDTE, J.; KLEINE, E.; LAMPE, R.; LEMKE, W.; MEINKE, I.; MEYER, M.; MÜLLER, R.; MÜLLER-NAVARRA, S. H.; SCHMAGER, G.; SCHWARZER, K.; STERR, H.; STIGGE, H.-J. und ZENZ, T.: Die Wasserstände an der Ostseeküste. Entwicklung - Sturmfluten - Klimawandel. In: *Die Küste*, 66, 2003.
- INTERGOVERNMENTAL OCEANOGRAPHIC COMMISSION (IOC): *Manual on sea level measurement and interpretation. Volume I - Basic Procedures* 1985.
- JANSSEN, F.: *Statistische Analyse mehrjähriger Variabilität der Hydrographie in Nord- und Ostsee. Möglichkeiten zur Validation und Korrektur systematischer Fehler eines regionalen Ozeanmodells*. Dissertation. Universität Hamburg, Hamburg, 2002.
- JENSEN, J.: *Änderungen der Mittleren Tidewasserstände an der Nordseeküste*. Dissertation. Technische Universität Braunschweig, Leichtweiß-Institut für Wasserbau, 117 S., 1984.

- JENSEN, J.; DANGENDORF, S.; WAHL, T. und STEFFEN, H.: Meeresspiegeländerungen in der Nordsee: Vergangene Entwicklungen und zukünftige Herausforderungen mit einem Fokus auf die Deutsche Bucht. In: *Hydrologie und Wasserbewirtschaftung*, Jg. 58, 6, 304-323. doi: 10.5675/HyWa_2014,6_1, 2014.
- JENSEN, J.; FRANK, T.; WAHL, T. und DANGENDORF, S.: Analyse von hochaufgelösten Tidewasserständen und Ermittlung des MSL an der deutschen Nordseeküste (AMSeL). Abschlussbericht Forschungsinstitut Wasser und Umwelt (fwu), Siegen, 2011.
- JENSEN, J. und MUDERSBACH, C.: Analyses of Variations in Water Level Time-Series at the Southern Baltic Sea Coastline. In: *Coastline Reports* 2, 175-184. 2004.
- JENSEN, J. und MUDERSBACH, C.: Zeitliche Änderungen in den Wasserstandszeitreihen an den Deutschen Küsten. In: *Berichte zur deutschen Landeskunde* 81, 2007.
- JENSEN, J.; MÜGGE, H.-E. und SCHÖNFELD, W.: Analyse der Wasserstandsentwicklung und Tidedynamik in der Deutschen Bucht. In: *Die Küste*, Jg. 53, 211-275. 1992.
- JENSEN, J. und SCHÖNFELD, W.: Pegelzeitreihen der deutschen Nordseeküste - Ergebnisse einer statistischen Analyse. In: *HANSA International Maritime Journal*, Jg. 127, 17/18, 1990.
- JENSEN, J. und TÖPPE, A.: Zusammenstellung und Auswertung von Originalaufzeichnungen des Pegels Travemünde/Ostsee ab 1826. In: *Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen (DGM)*, Jg. 30, 4, 1986.
- JENSEN, J. und TÖPPE, A.: Untersuchungen über Sturmfluten an der Ostsee unter spezieller Berücksichtigung des Pegels Travemünde. In: *Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen (DGM)*, Jg. 34, 1/2, 1990.
- JEVREJEVA, S.; GRINSTED, A.; MOORE, J. C. und HOLGATE, S. J.: Nonlinear trends and multiyear cycles in sea level records. In: *Journal of Geophysical Research*, Jg. 111, C09012, doi: 10.1029/2005JC003229, 2006.
- JEVREJEVA, S.; MOORE, J. C. und GRINSTED, A.: How will sea level respond to changes in natural and anthropogenic forcings by 2100? In: *Geophysical Research Letters*, Jg. 37, L07703, doi: 10.1029/2010GL042947, 2010.
- JEVREJEVA, S.; MOORE, J. C.; GRINSTED, A.; MATTHEWS, A. P. und SPADA, G.: Trends and acceleration in global and regional sea levels since 1807. In: *Global and Planetary Change*, Jg. 113, 11-22. doi: 10.1016/j.gloplacha.2013.12.004, 2014.
- JEVREJEVA, S.; MOORE, J. C.; WOODWORTH, P. L. und GRINSTED, A.: Influence of large-scale atmospheric circulation on European sea level: results based on the wavelet transform method. In: *Tellus*, Jg. 57A, 2, 183-193. doi: 10.1111/j.1600-0870.2005.00090.x, 2005.
- JOHANSSON, M. M.: Sea level changes on the Finnish coast and their relationship to atmospheric factors. Dissertation. University of Helsinki, Helsinki, Finland, Finnish Meteorological Institute, 2014.
- JOHANSSON, M. M.; BOMAN, H.; KAHMA, K. K. und LAUNIAINEN, J.: Trends in sea level variability in the Baltic Sea. In: *Boreal environment research*, Jg. 6, 159-179. 2001.
- JOHANSSON, M. M. und KAHMA, K. K.: On the statistical relationship between the geostrophic wind and sea level variations in the Baltic Sea. In: *Boreal environment research*, 21, 25-43. 2016.
- JOHANSSON, M. M.; KAHMA, K. K. und BOMAN, H.: An Improved Estimate for the Long-Term Mean Sea Level on the Finnish Coast. In: *Geophysica*, Jg. 39, 1-2, 51-73. 2003.
- JÖNSSON, B.; DÖÖS, K.; NYCANDER, J. und LUNDBERG, P.: Standing waves in the Gulf of Finland and their relationship to the basin-wide Baltic seiches. In: *Journal of Geophysical Research*, Jg. 113, C03004, doi: 10.1029/2006JC003862, 2008.
- KALNAY, E.; KANAMITSU, M.; KISTLER, R.; COLLINS, W.; DEAVEN, D.; GANDIN, L.; IREDELL, M.; SAHA, S.; WHITE, G.; WOOLLEN, J.; ZHU, Y.; LEETMAA, A.; REYNOLDS, R.; CHELLIAH, M.; EBISUZAKI, W.; HIGGINS, W.; JANOWIAK, J.; MO, K. C.; ROPELEWSKI, C.; WANG, J.; JENNE, R. und JOSEPH, D.: The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. In: *Bulletin of the American Meteorological Society*, Jg. 77, 3, 437-471. doi: 10.1175/1520-0477(1996)077<0437:TNYRP>2.0.CO;2, 1996.
- KARABIL, S.: Mechanisms of sea-level variability in the Baltic Sea region for the period 1850-2100. Dissertation. Universität Hamburg, Hamburg, 145 S., 2017.
- KARABIL, S.; ZORITA, E. und HÜNICKE, B.: Mechanisms of variability of decadal sea-level trends in the Baltic Sea over the 20th century. In: *Earth System Dynamics Discussions*, Jg. 8, 1031-1046. doi: 10.5194/esd-2017-30, 2017.

- KAUKER, F. und MEIER, H. E. M.: Modeling decadal variability of the Baltic Sea: 1. Reconstructing atmospheric surface data for the period 1902–1998. In: *Journal of Geophysical Research*, Jg. 108, C8, doi: 10.1029/2003JC001797, 2003.
- KELLN, J.; DANGENDORF, S.; GRÄWE, U. und JENSEN, J.: Entwicklung des mittleren Meeresspiegels entlang der südwestlichen Ostseeküste. In: *Die Küste*, in Begutachtung.
- KELLN, J.; DANGENDORF, S.; GRÄWE, U.; JENSEN, J.; PATZKE, J. und FRÖHLE, P.: Meeresspiegeländerungen in der Ostsee - Einflussgrößen und Langzeitentwicklung. Vortrag, 11. Hydrologisches Gespräch, Husum, 15.03.2019a.
- KELLN, J.; DANGENDORF, S. und JENSEN, J.: AMSeL_Ostsee A: Analyse vergangener, gegenwärtiger und zukünftiger Wasserstände in der südwestlichen Ostsee. Abschlussbericht. Forschungsinstitut Wasser und Umwelt (fwu) der Universität Siegen, 97 S., 2019b.
- KELLN, J.; DANGENDORF, S.; JENSEN, J.; PATZKE, J. und FRÖHLE, P.: Monthly sea level from tide gauge stations at the German Baltic coastline (AMSeL_Baltic Sea). In: PANGAEA, doi: 10.1594/PANGAEA.904737, 2019c.
- KELLN, J.; DANGENDORF, S.; PATZKE, J.; GRÄWE, U. und JENSEN, J.: Analysing Mean Sea Level trends and variability in the southwestern Baltic Sea. Vortrag, European Geosciences Union. General Assembly 2019, Wien, Österreich, 07.04.2019d.
- KELLN, J.; DANGENDORF, S.; PATZKE, J. und JENSEN, J.: Assembling historical and current sea level measurements to a novel tide gauge dataset for the Baltic Sea. Vortrag, Sea Level Futures Workshop, NOC Liverpool, UK, 02.07.2018.
- KLEINHERENBRINK, M.; RIVA, R. und FREDERIKSE, T.: A comparison of methods to estimate vertical land motion trends from GNSS and altimetry at tide gauge stations. In: *Ocean Science*, Jg. 14, 2, 187-204. doi: 10.5194/os-14-187-2018, 2018.
- KÖHL, A.: Evaluation of the GECCO2 ocean synthesis: transports of volume, heat and freshwater in the Atlantic. In: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, Jg. 141, 686, 166-181. doi: 10.1002/qj.2347, 2015.
- KÜHNEN, F.: Das Mittelwasser der Ostsee bei Travemünde Marienleuchte Wismar Warnemünde Arkona Swinemünde Pillau Memel und das Mittelwasser der Nordsee bei Bremerhaven in den Jahren 1898-1910. Veröffentlichungen des Königl. Preußischen Geodätischen Institutes Neue Folge Nr. 70. 1916.
- KULIKOV, E. A. und MEDVEDEV, I. P.: Variability of the Baltic Sea level and floods in the Gulf of Finland. In: *Oceanology*, Jg. 53, 2, 145-151. doi: 10.1134/S0001437013020094, 2013.
- KUO, C. Y.; SHUM, C. K.; BRAUN, A. und MITROVICA, J. X.: Vertical crustal motion determined by satellite altimetry and tide gauge data in Fennoscandia. In: *Geophysical Research Letters*, Jg. 31, L01608, doi: 10.1029/2003GL019106, 2004.
- LAMPE, R.; ENDTMANN, E.; JANKE, W. und MEYER, H.: Relative sea-level development and isostasy along the NE German Baltic Sea coast during the past 9 ka. In: *E&G Quaternary Science*, Jg. 59, 1-2, 3-20. doi: 10.3285/eg.59.1-2.01, 2010.
- LANDERER, F. W.; JUNGCLAUS, J. und MAROTZKE, J.: Regional Dynamic and Steric Sea Level Change in Response to the IPCC-A1B Scenario. In: *Journal of Physical Oceanography*, Jg. 37, 296-312. 2007.
- LEE, E. M. van der: Observation of internal waves in the Baltic Sea: Motions near the inertial and buoyancy frequencies. Dissertation. Rostock, 160 S., 2012.
- LEHMANN, A.; GETZLAFF, K. und HARLAß, J.: Detailed assessment of climate variability in the Baltic Sea area for the period 1958 to 2009. In: *Climate Research*, Jg. 46, 2, 185-196. doi: 10.3354/cr00876, 2011.
- LEPPÄRANTA, M. und MYRBERG, K.: *Physical oceanography of the Baltic Sea*. Springer/Praxis Pub., Berlin, Chichester, UK, 378 S., 2009.
- LEUVEN, J.; VERHOEVE, S.; VAN DIJK, W.; SELAKOVIĆ, S. und KLEINHANS, M.: Empirical Assessment Tool for Bathymetry, Flow Velocity and Salinity in Estuaries Based on Tidal Amplitude and Remotely-Sensed Imagery. In: *Remote Sensing*, Jg. 10, 12, 1915. doi: 10.3390/rs10121915, 2018.
- LIEBSCH, G.: *Aufbereitung und Nutzung von Pegelmessungen für geodätische und geodynamische Zielstellungen*. Dissertation. München, 107 s. S., 1997.

- LIEBSCH, G.; DIETRICH, R.; BALLANI, L. und LANGER, G.: Die Reduktion langjähriger Wasserstandsmessungen an der Küste Mecklenburg-Vorpommerns auf einen einheitlichen Höhenbezug. In: *Die Küste*, 62, 7-32. 2000.
- LIEBSCH, G.; NOVOTNY, K.; DIETRICH, R. und SHUM, C. K.: Comparison of Multimission Altimetric Sea-Surface Heights with Tide Gauge Observations in the Southern Baltic Sea. In: *Marine Geodesy*, Jg. 25, 3, 213-234. doi: 10.1080/01490410290051545, 2002.
- LISITZIN, E.: Determination of the slope of the water surface in the Gulf of Finland. In: *Geophysica*, 193-202. 1958.
- LISITZIN, E.: Uninodal Seiches in the Oscillation System Baltic proper-Gulf of Finland. In: *Tellus*, Jg. 11, 4, 459-466. doi: 10.3402/tellusa.v11i4.9325, 1959.
- LISITZIN, E.: *Sea-level changes*. Elsevier Scientific Pub. Co., Amsterdam, New York, 286 S., 1974.
- LOHRBERG: Vergleich der Mittelwasser der drei Ostseepegel Schleimünde, Kiel und Travemünde. In: *Mitteilung Nr. 76 der Bundesanstalt für Gewässerkunde*, 2-8. 1956.
- LUTHER, D. S.: Evidence of a 4–6 Day Barotropic, Planetary Oscillation of the Pacific Ocean. In: *Journal of Physical Oceanography*, Jg. 12, 7, 644-657. doi: 10.1175/1520-0485(1982)012<0644:EO-ADBP>2.0.CO;2, 1982.
- MADSEN, K. S.: *Recent and future climatic changes in temperature, salinity, and sea level of the North Sea and the Baltic Sea*. University of Copenhagen, 2009.
- MADSEN, K. S.; HØYER, J. L. und TSCHERNING, C. C.: Near-coastal satellite altimetry: Sea surface height variability in the North Sea–Baltic Sea area. In: *Geophysical Research Letters*, Jg. 34, L14601, doi: 10.1029/2007GL029965, 2007.
- MALCHEREK, A.: *Gezeiten und Wellen. Die Hydromechanik der Küstengewässer*. Vieweg+Teubner Verlag / Springer Fachmedien Wiesbaden GmbH, Wiesbaden, Wiesbaden, 301 S., 2010.
- MARCOS, M.; MARZEION, B.; DANGENDORF, S.; SLANGEN, A. B. A.; PALANISAMY, H. und FENOGLIO-MARC, L.: Internal Variability Versus Anthropogenic Forcing on Sea Level and Its Components. In: *Surveys in Geophysics*, Jg. 38, 1, 329-348. doi: 10.1007/s10712-016-9373-3, 2017.
- MARCOS, M. und TSIMPLIS, M. N.: Variations of the seasonal sea level cycle in southern Europe. In: *Journal of Geophysical Research*, Jg. 112, C12011, doi: 10.1029/2006JC004049, 2007.
- MASSEL, S. R.: *Internal gravity waves in the shallow seas*. Springer, Cham, 1 online resource (xvi, 163 S.), 2015.
- MATTHÄUS, W.: On the History of Recording Tide Gauges. In: *Proceeding of the Royal Society of Edinburgh*, Jg. 73, 3, 1972.
- MATTHÄUS, W. und FRANCK, H.: Characteristics of major Baltic inflows - a statistical analysis. In: *Continental Shelf Research*, Jg. 12, 12, 1375-1400. 1992.
- MAWDSLEY, R. J.; HAIGH, I. D. und WELLS, N. C.: Global secular changes in different tidal high water, low water and range levels. In: *Earth's Future*, Jg. 3, 2, 66-81. doi: 10.1002/2014EF000282, 2015.
- MEDVEDEV, I. P.: Seasonal fluctuations of the Baltic Sea level. In: *Russian Meteorology and Hydrology*, Jg. 39, 12, 814-822. doi: 10.3103/S106837391412005X, 2014.
- MEIER, H. E. M.; BROMAN, B. und KJELLSTRÖM, E.: Simulated sea level in past and future climates of the Baltic Sea. In: *Climate Research*, Jg. 27, 59-75. doi: 10.3354/cr027059, 2004.
- MITROVICA, J. X.; GOMEZ, N.; MORROW, E.; HAY, C.; LATYCHEV, K. und TAMISIEA, M. E.: On the robustness of predictions of sea level fingerprints. In: *Geophysical Journal International*, Jg. 187, 2, 729-742. doi: 10.1111/j.1365-246X.2011.05090.x, 2011.
- MOHRHOLZ, V.: Major Baltic Inflow Statistics – Revised. In: *Frontiers in Marine Science*, Jg. 5, 280. doi: 10.3389/fmars.2018.00384, 2018.
- MOHRHOLZ, V.; NAUMANN, M.; NAUSCH, G.; KRÜGER, S. und GRÄWE, U.: Fresh oxygen for the Baltic Sea — An exceptional saline inflow after a decade of stagnation. In: *Journal of Marine Systems*, Jg. 148, 152-166. doi: 10.1016/j.jmarsys.2015.03.005, 2015.
- MONTAG, H.: *Die Wasserstände an den ehemaligen Pegelstationen des Geodätischen Instituts Potsdam bis 1944*. Arbeiten aus dem Geodätischen Institut Potsdam Nr. 5. 53 S., 1964.
- MUDELSEE, M.: *Climate time series analysis. Classical statistical and bootstrap methods*. Springer, Cham Schweiz, 2014.
- MYRBERG, K. und ANDREJEV, O.: Main upwelling regions in the Baltic Sea — a statistical analysis based on three-dimensional modelling. In: *Boreal environment research*, 8, 97-112. 2003.

- NEREM, R. S.; BECKLEY, B. D.; FASULLO, J. T.; HAMLINGTON, B. D.; MASTERS, D. und MITCHUM, G. T.: Climate-change-driven accelerated sea-level rise detected in the altimeter era. In: Proceedings of the National Academy of Sciences, doi: 10.1073/pnas.1717312115, 2018.
- NOVOTNY, K.: Untersuchung von Meeresspiegelvariationen in der Ostsee: Kombination von Satellitenaltimetrie, Pegelmessungen und einem ozeanographischen Modell. Dissertation. Technische Universität Dresden, Dresden, 2006.
- NOVOTNY, K.; LIEBSCH, G.; DIETRICH, R. und LEHMANN, A.: Combination of Sea-Level Observations and an Oceanographic Model for Geodetic Applications in the Baltic Sea. In: SANSÒ F. (Hrsg.): A Window on the Future of Geodesy. International Association of Geodesy Symposia. Berlin, Heidelberg, 195-200. doi: 10.1007/3-540-27432-4_34, 2006a.
- NOVOTNY, K.; LIEBSCH, G.; LEHMANN, A. und DIETRICH, R.: Variability of Sea Surface Heights in the Baltic Sea: An Intercomparison of Observations and Model Simulations. In: Marine Geodesy, Jg. 29, 2, 113-134. doi: 10.1080/01490410600738054, 2006b.
- OMSTEDT, A. und NYBERG, L.: Sea level variations during ice-covered periods in the Baltic Sea. In: Geophysica, Jg. 27, 1-2, 41-61. 1991.
- OMSTEDT, A.; PETERSEN, C.; RODHE, J. und WINSOR, P.: Baltic Sea climate: 200yr of data on air temperature, sea level variation, ice cover, and atmospheric circulation. In: Climate Research, Jg. 25, 205-216. 2004.
- PASCHEN, F.: Über die Wahrnehmbarkeit von Ebbe und Fluth in der Ostsee. In: GROßHERZOGLICH MECKLENBURGISCHES STATISTISCHES BÜRO ZU SCHWERIN (Hrsg.): Archiv für Landeskunde in den Großherzogthümern Mecklenburg-Schwerin. Schwerin, 137-150 und 255. 1856.
- PASCHEN, F.: Wasserstandsbeobachtungen an den Ostseepegeln zu Wismar und Warnemünde. In: Die geometrischen Nivellements. Grossherzoglich Mecklenburgische Landesvermessung. 96-106. 1882.
- PASSARO, M.; CIPOLLINI, P. und BENVENISTE, J.: Annual sea level variability of the coastal ocean: The Baltic Sea-North Sea transition zone. In: Journal of Geophysical Research: Oceans, Jg. 120, 4, 3061-3078. doi: 10.1002/2014JC010510, 2015.
- PATZKE, J. und FRÖHLE, P.: Analyse von hochaufgelösten Wasserstandverläufen und Ermittlung des MSL sowie von Extremwasserständen an der südlichen und südwestlichen Ostseeküste (AM-SeL_Ostsee). Teilvorhaben B – Zeitliche Entwicklung von Extremwasserständen unter Berücksichtigung von vertikalen Landbewegungen auf die relativen Wasserstandänderungen. Abschlussbericht Technische Universität Hamburg-Harburg, Hamburg, Institut für Wasserbau, 2019.
- PELTIER, W. R.: Global glacial isostasy and the surface of the ice-age earth: The ICE-5G (VM2) Model and GRACE. In: Annual Review of Earth and Planetary Sciences, Jg. 32, 1, 111-149. doi: 10.1146/annurev.earth.32.082503.144359, 2004.
- PELTIER, W. R.; ARGUS, D. F. und DRUMMOND, R.: Space geodesy constrains ice age terminal deglaciation: The global ICE-6G_C (VM5a) model. In: Journal of Geophysical Research: Solid Earth, Jg. 120, 1, 450-487. doi: 10.1002/2014JB011176, 2015.
- PEZZULLI, S.; STEPHENSON, D. B. und HANNACHI, A.: The Variability of Seasonality. In: Journal of Climate, Jg. 18, 1, 71-88. doi: 10.1175/JCLI-3256.1, 2005.
- PIECUCH, C. G.; CALAFAT, F. M.; DANGENDORF, S. und JORDÀ, G.: The Ability of Barotropic Models to Simulate Historical Mean Sea Level Changes from Coastal Tide Gauge Data. In: Surveys in Geophysics, 2019.
- PIECUCH, C. G.; THOMPSON, P. R. und DONOHUE, K. A.: Air pressure effects on sea level changes during the twentieth century. In: Journal of Geophysical Research: Oceans, Jg. 121, 10, 7917-7930. doi: 10.1002/2016JC012131, 2016.
- PLAG, H.-P. und TSIMPLIS, M. N.: Temporal variability of the seasonal sea-level cycle in the North Sea and Baltic Sea in relation to climate variability. In: Global and Planetary Change, Jg. 20, 2-3, 173-203. doi: 10.1016/S0921-8181(98)00069-1, 1999.
- PONTE, R. M.: Variability in a homogeneous global ocean forced by barometric pressure. In: Dynamics of Atmospheres and Oceans, Jg. 18, 3-4, 209-234. doi: 10.1016/0377-0265(93)90010-5, 1993.
- PONTE, R. M.: Understanding the relation between wind- and pressure-driven sea level variability. In: Journal of Geophysical research, Jg. 99, C4, 8033-8039. 1994.
- PONTE, R. M.: Low-Frequency Sea Level Variability and the Inverted Barometer Effect. In: Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, Jg. 23, 4, 619-629. doi: 10.1175/JTECH1864.1, 2006.

- PSMSL (Hrsg.): Tide Gauge Data. Retrieved 26 Feb 2016 from <http://www.psmsl.org/data/obtaining/>,
- RABINOVICH, A. B. und MEDVEDEV, I. P.: Radiational tides at the southeastern coast of the Baltic Sea. In: *Oceanology*, Jg. 55, 3, 319-326. doi: 10.1134/S0001437015030133, 2015.
- RICHTER, A.; DIETRICH, R. und WENDT, J.: Höhenänderungen im Küstenbereich der Ostsee. In: *Die Küste*, 71, 33-59. 2006.
- RICHTER, A.; GROH, A. und DIETRICH, R.: Geodetic observation of sea-level change and crustal deformation in the Baltic Sea region. In: *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, Jg. 53-54, 43-53. doi: 10.1016/j.pce.2011.04.011, 2012.
- RIVA, R. E. M.; FREDERIKSE, T.; KING, M. A.; MARZEION, B. und VAN DEN BROEKE, M. R.: Brief Communication. The global signature of post-1900 land ice wastage on vertical land motion. In: *The Cryosphere*, Jg. 11, 1327-1332. doi: 10.5194/tc-2016-274, 2017.
- RODEN, G. I.: Low-frequency sea level oscillations along the Pacific Coast of North America. In: *Journal of Geophysical Research*, Jg. 71, 20, 4755-4776. doi: 10.1029/JZ071i020p04755, 1966.
- RODEN, G. I. und ROSSBY, H. T.: Early Swedish Contribution to Oceanography. Nils Gissler (1715–71) and the Inverted Barometer Effect In: *Bulletin of the American Meteorological Society*, Jg. 80, 4, 675-682. doi: 10.1175/1520-0477(1999)080<0675:ESCTON>2.0.CO;2, 1999.
- ROSS, J. C.: On the Effect of the Pressure of the Atmosphere on the Mean Level of the Ocean. In: *Proceedings of the Royal Society of London*, Jg. 7, 123-126. 1854.
- RUGGIERI, E.: A Bayesian approach to detecting change points in climatic records. In: *International Journal of Climatology*, Jg. 33, 2, 520-528. doi: 10.1002/joc.3447, 2013.
- SAMUELSSON, M. und STIGEBRANDT, A.: Main characteristics of the long-term sea level variability in the Baltic sea. In: *Tellus*, Jg. 48A, 5, 672-683. doi: 10.1034/j.1600-0870.1996.t01-4-00006.x, 1996.
- SANTAMARÍA-GÓMEZ, A.; GRAVELLE, M.; DANGENDORF, S.; MARCOS, M.; SPADA, G. und WÖPPELMANN, G.: Uncertainty of the 20th century sea-level rise due to vertical land motion errors. In: *Earth and Planetary Science Letters*, Jg. 473, 24-32. doi: 10.1016/j.epsl.2017.05.038, 2017.
- SCHIMANKE, S.; DIETRICH, C. und MEIER, H.E.M.: An algorithm based on sea-level pressure fluctuations to identify major Baltic inflow events. In: *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, Jg. 66, 1, 23452. doi: 10.3402/tellusa.v66.23452, 2014.
- SCHLITGEN, R. und STREITBERG, B. H. J.: *Zeitreihenanalyse*. Oldenbourg, München, 574 S., 1999.
- SCHMIDT, J.; DANGENDORF, S.; ARNS, A.; JENSEN, J.; PATZKE, J. und FRÖHLE, P.: Mean and extreme sea level changes in the southwestern Baltic Sea. Vortrag, European Geosciences Union. General Assembly 2016, Vienna, 20.04.2016.
- SCHMIDT, J.; DANGENDORF, S.; CALAFAT, F. M.; PATZKE, J. und JENSEN, J.: A novel tide gauge dataset for the Baltic sea - Part 1: Spatial features and temporal variability of the seasonal sea level cycle. Vortrag, European Geosciences Union. General Assembly 2017, Wien, 23.04.2017.
- SEIBOLD, E. und SEIBOLD, I.: Zum Auf und Ab des Meeresspiegels in Skandinavien: Langer Streit um Eustasie oder Isostasie. In: *International Journal of Earth Sciences*, Jg. 101, 2, 595-602. doi: 10.1007/s00531-011-0692-9, 2012.
- SEIBT, W.: Das Mittelwasser der Ostsee bei Swinemünde. In: *Publication des Königl. Preuss. Geodätischen Institutes*, 1881.
- SEIBT, W.: Das Mittelwasser der Ostsee bei Travemünde. In: *Publikation des königl. preuss. geodätischen Instituts*, 1885.
- SEIBT, W.: Das Mittelwasser der Ostsee bei Swinemünde. Zweite Mitteilung In: *Veröffentlichung des königl. preuss. geodätischen Instituts*, 1890.
- SEIFERT, T.; TAUBER, F. und KAYSER, B.: A high resolution spherical grid topography of the Baltic Sea - 2nd edition. Poster #147 Baltic Sea Science Congress, Stockholm, 2001.
- SIEGEL, H.; GERTH, M.; RUDLOFF, R. und TSCHERSICH, G.: Dynamic features in the western Baltic Sea investigated using NOAA-AVHRR data. In: *Deutsche Hydrographische Zeitschrift*, Jg. 46, 3, 191-209. doi: 10.1007/BF02226949, 1994.
- SIMON, K. M.; RIVA, R. E. M.; KLEINHERENBRINK, M. und FREDERIKSE, T.: The long-term GIA signal at present-day in Scandinavia, northern Europe and the British Isles estimated from GPS and GRACE data. In: *Solid Earth Discussions*, 1-28. doi: 10.5194/se-2018-8, 2018.
- SLANGEN, A. B. A.: Modelling regional sea-level changes in recent past and future. Dissertation. Utrecht University, Utrecht, 150 S., 2012.

- SLANGEN, A. B. A.; CARSON, M.; KATSMAN, C. A.; VAN DE WAL, R. S. W.; KÖHL, A.; VERMEERSEN, L. L. A. und STAMMER, D.: Projecting twenty-first century regional sea-level changes. In: *Climatic Change*, Jg. 124, 1-2, 317-332. doi: 10.1007/s10584-014-1080-9, 2014.
- SLANGEN, A. B. A.; MEYSSIGNAC, B.; AGOSTA, C.; CHAMPOLLION, N.; CHURCH, J. A.; FETTWEIS, X.; LIGTENBERG, S. R. M.; MARZEION, B.; MELET, A.; PALMER, M. D.; RICHTER, K.; ROBERTS, C. D. und SPADA, G.: Evaluating Model Simulations of Twentieth-Century Sea Level Rise. Part I: Global Mean Sea Level Change. In: *Journal of Climate*, Jg. 30, 21, 8539-8563. doi: 10.1175/JCLI-D-17-0110.1, 2017.
- SONEL: GPS stations. IGN, SHOM, CNRS, University of la Rochelle, University of Toulouse, <http://www.sonel.org/-GPS-.html>
- STAMMER, D. und HÜTTEMANN, S.: Response of Regional Sea Level to Atmospheric Pressure Loading in a Climate Change Scenario. In: *Journal of Climate*, Jg. 21, 10, 2093-2101. doi: 10.1175/2007JCLI1803.1, 2008.
- STEFFEN, H.; BARLETTA, V.; KOLLO, K.; MILNE, G. A.; NORDMAN, M.; OLSSON, P.-A.; SIMPSON, M. J.R.; TARASOV, L. und ÅGREN, J.: NKG201xGIA – first results for a new model of glacial isostatic adjustment in Fennoscandia. Vortrag, EGU General Assembly 2016, Vienna, Austria, 2016.
- STORCH, H. von und ZWIERS, F. W.: *Statistical Analysis in Climate Research*. Cambridge University Press, 1999.
- STRAMSKA, M.: Temporal variability of the Baltic Sea level based on satellite observations. In: *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, Jg. 133, 244-250. doi: 10.1016/j.ecss.2013.09.002, 2013.
- STRAMSKA, M. und BIAŁOGRODZKA, J.: Spatial and temporal variability of sea surface temperature in the Baltic Sea based on 32-years (1982–2013) of satellite data. In: *OCEANOLOGIA*, Jg. 57, 3, 223-235. doi: 10.1016/j.oceano.2015.04.004, 2015.
- STRAMSKA, M. und CHUDZIAK, N.: Recent multiyear trends in the Baltic Sea level. In: *OCEANOLOGIA*, Jg. 55, 2, 319-337. doi: 10.5697/oc.55-2.319, 2013.
- STRAMSKA, M.; KOWALEWSKA-KALKOWSKA, H. und ŚWIRGOŃ, M.: Seasonal variability in the Baltic Sea level. In: *OCEANOLOGIA*, Jg. 55, 4, 787-807. doi: 10.5697/oc.55-4.787, 2013.
- SUURSAAR, Ü.; JAAGUS, J. und KULLAS, T.: Past and future changes in sea level near the Estonian coast in relation to changes in wind climate. 123-142. 2006.
- TAMISIEA, M. E.; HUGHES, C. W.; WILLIAMS, S. D. P. und BINGLEY, R. M.: Sea level: measuring the bounding surfaces of the ocean. In: *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, Jg. 372, 20130336. doi: 10.1098/rsta.2013.0336, 2014.
- TAYLOR, K. E.: Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. In: *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, Jg. 106, D7, 7183-7192. doi: 10.1029/2000JD900719, 2001.
- TORRENCE, C. und COMPO, G. P.: A Practical Guide to Wavelet Analysis. In: *Bulletin of the American Meteorological Society*, Jg. 79, 1, 61-78. 1998.
- TORRES, R. R. und TSIMPLIS, M. N.: Seasonal sea level cycle in the Caribbean Sea. In: *Journal of Geophysical Research: Oceans*, Jg. 117, C07011, doi: 10.1029/2012JC008159, 2012.
- TRUPIN, A. und WAHR, J.: Spectroscopic analysis of global tide gauge sea level data. In: *Geophysical Journal International*, Jg. 100, 3, 441-453. doi: 10.1111/j.1365-246X.1990.tb00697.x, 1990.
- TSIMPLIS, M. N. und SHAW, A. G. P.: The forcing of mean sea level variability around Europe. In: *Global and Planetary Change*, Jg. 63, 2-3, 196-202. doi: 10.1016/j.gloplacha.2007.08.018, 2008.
- VAN DEN BESSELAAR, E. J. M.; KLEIN TANK, A. M. G. und BUIHAND, T. A.: Trends in European precipitation extremes over 1951-2010. In: *International Journal of Climatology*, Jg. 33, 2682-2686. doi: 10.1002/joc.3619, 2013.
- VESTØL, O.; ÅGREN, J.; STEFFEN, H.; KIERULF, H.; LIDBERG, M.; OJA, T.; RÜDJA, A.; KALL, T.; SAARANEN, V.; ENGSAGER, K.; JEPSEN, C.; LIEPINS, I.; PARŠELIŪNAS, E. und TARASOV, L.: NKG2016LU, an improved postglacial land uplift model over the Nordic-Baltic region. Vortrag, Presentation at Nordic Geodetic Commission Working Group of Geoid and Height Systems meeting, Tallinn, 2016.
- VINOGRADOV, S. V. und PONTE, R. M.: Annual cycle in coastal sea level from tide gauges and altimetry. In: *Journal of Geophysical Research*, Jg. 115, C04021, doi: 10.1029/2009JC005767, 2010.

- WAHL, T.: Statistical methods to assess the hydrodynamic boundary conditions for risk based design approaches in coastal engineering. Methods and applications to the German North Sea coastline. Dissertation. Universität Siegen, Siegen, 2012.
- WAHL, T.; CALAFAT, F. M. und LUTHER, M. E.: Rapid changes in the seasonal sea level cycle along the US Gulf coast from the late 20 th century. In: *Geophysical Research Letters*, Jg. 41, 2, 491-498. doi: 10.1002/2013GL058777, 2014.
- WAHL, T.; HAIGH, I. D.; WOODWORTH, P. L.; ALBRECHT, F.; DILLINGH, D.; JENSEN, J.; NICHOLLS, R. J.; WEISSE, R. und WÖPPELMANN, G.: Observed mean sea level changes around the North Sea coastline from 1800 to present. In: *Earth-Science Reviews*, Jg. 124, 51-67. doi: 10.1016/j.earscirev.2013.05.003, 2013.
- WAHL, T.; JENSEN, J.; FRANK, T. und HAIGH, I. D.: Improved estimates of mean sea level changes in the German Bight over the last 166 years. In: *Ocean Dynamics*, Jg. 61, 5, 701-715. doi: 10.1007/s10236-011-0383-x, 2011.
- WAKE, B.: European storm surges. In: *Nature Climate Change*, Jg. 6, 4, 339. doi: 10.1038/nclimate2986, 2016.
- WCRP GLOBAL SEA LEVEL BUDGET GROUP: Global sea-level budget 1993–present. In: *Earth System Science Data*, Jg. 10, 3, 1551-1590. doi: 10.5194/essd-10-1551-2018, 2018.
- WEGMANN, E.: Changing ideas about moving shorelines. In: SCHEER, G. J. (Hrsg.): *Towards a history of geology*. 386-414. 1969.
- WEIDEMANN, H.: *Klimatologie der Ostseewasserstände: Eine Rekonstruktion von 1948 bis 2011*. Dissertation. Universität Hamburg, Hamburg, 132 S., 2014.
- WEISSE, R. und WEIDEMANN, H.: Baltic Sea extreme sea levels 1948-2011: Contributions from atmospheric forcing. In: *Procedia IUTAM*, Jg. 25, 65-69. doi: 10.1016/j.piutam.2017.09.010, 2017.
- WESTPHAL, A.: *Das Mittelwasser der Ostsee bei Travemünde, Marienleuchte, Wismar, Warnemünde, Arkona und Swinemünde in den Jahren 1882/1897*. 1900.
- WHITEHOUSE, P. L.: Glacial isostatic adjustment modelling: historical perspectives, recent advances, and future directions. In: *Earth Surface Dynamics*, Jg. 6, 2, 401-429. doi: 10.5194/esurf-6-401-2018, 2018.
- WINSOR, P.; RODHE, J. und OMSTEDT, A.: Baltic Sea ocean climate: an analysis of 100 yr of hydrographic data with focus on the freshwater budget. In: *Climate Research*, Jg. 18, 5-15. doi: 10.3354/cr018005, 2001.
- WITTING, R.: Tides in the Baltic Sea and the Gulf of Finland (in Swedish). In: *Fennia*, 29, 1-84. 1911.
- WOODWORTH, P. L.: Trends in U.K. mean sea level. In: *Marine Geodesy*, Jg. 11, 1, 57-87. doi: 10.1080/15210608709379549, 1987.
- WOODWORTH, P. L.: Some important issues to do with long-term sea level change. In: *Philosophical transactions of the royal society. Series A, Mathematical, physical, and engineering sciences*, Jg. 364, 1841, 787-803. doi: 10.1098/rsta.2006.1737, 2006.
- WOODWORTH, P. L.: A Note on the Nodal Tide in Sea Level Records. In: *Journal of Coastal Research*, Jg. 280, 316-323. doi: 10.2112/JCOASTRES-D-11A-00023.1, 2012.
- WOODWORTH, P. L.: Differences between mean tide level and mean sea level. In: *Journal of Geodesy*, Jg. 91, 1, 69-90. doi: 10.1007/s00190-016-0938-1, 2017.
- WOODWORTH, P. L.; PUGH, D. T. und PLATER, A. J.: Sea-level measurements from tide gauges. In: SHENNAN, I., LONG, A. J. und HORTON, B. P. (Hrsg.): *Handbook of sea-level research*. 557-574. 2015.
- WOODWORTH, P. L.; TEFERLE, F. N.; BINGLEY, R. M.; SHENNAN, I. und WILLIAMS, S.D.P.: Trends in UK mean sea level revisited. In: *Geophysical Journal International*, Jg. 176, 1, 19-30. doi: 10.1111/j.1365-246X.2008.03942.x, 2009.
- WÖPPELMANN, G. und MARCOS, M.: Vertical land motion as a key to understanding sea level change and variability. In: *Reviews of Geophysics*, Jg. 54, 1, 64-92. doi: 10.1002/2015RG000502, 2016.
- WRÓBLEWSKI, A.: Seasonal forcing of Baltic water volumes by the meteorological fields over the basin from 1896 to 1970. In: *OCEANOLOGIA*, Jg. 38, 4, 529-541. 1996.
- WRÓBLEWSKI, A.: Inter-annual oscillations of Baltic water volumes and sea levels. In: *OCEANOLOGIA*, Jg. 40, 3, 183-203. 1998.
- WRÓBLEWSKI, A.: Lunar nodal tide in the Baltic Sea. 99-112. 2001.
- WÜBBER, C. und KRAUSS, W.: The two-dimensional seiches of the Baltic Sea. In: *Oceanologica Acta*, Jg. 2, 4, 435-446. 1979.

- WUNSCH, C. und STAMMER, D.: Atmospheric loading and the oceanic "inverted barometer" effect. In: Reviews of Geophysics, Jg. 35, 1, 79-107. 1997.
- ZHIGLIÁVSKIĪ, A. A.: Singular Spectrum Analysis for Time Series. In: International encyclopedia of statistical science. Berlin, Heidelberg, 1335-1337. 2011.
- ZORITA, E. und HÜNICKE, B.: Is Baltic sea-level change accelerating? In: Proceedings of the 6th Study Conference on BALTEX. Miedzydroje, Island of Wolin, Poland, 1681-6471. 2010.

Danksagung

Eine Dissertation zu schreiben ist eine emotionale Achterbahnfahrt, bei der es umso mehr darauf ankommt, dass einen die Menschen sowohl im beruflichen als auch privaten Umfeld auffangen, ermutigen und unterstützen. Daher möchte ich die Gelegenheit nutzen diesen Menschen meinen ganz besonderen Dank auszusprechen.

Herr Prof. Jensen, Sie waren einer der ersten, die mir eine akademische Karriere zuge-
traut und so viel Mut besessen haben, mir die Verantwortung der Lehrstuhlassistenz,
verschiedener Ingenieurs- und Forschungsprojekte und die Möglichkeit der Promotion
zu geben. Ich danke Ihnen für all diese Chancen, Aufgaben und Herausforderungen an
denen ich wachsen durfte, sowie für Ihre uneingeschränkte Unterstützung und Ihr Ver-
trauen! Ein weiterer Dank gilt meinem Zweitgutachter Prof. Hans Burchard, dessen In-
teresse an meiner Dissertation sowie an der Zusammenarbeit mit dem IOW einen wert-
vollen Beitrag zu dieser Arbeit geleistet haben. Ich bedanke mich außerdem bei den wei-
teren Mitgliedern der Prüfungskommission Prof. Thorsten Schlurmann und Prof. Paolo
Reggiani für die Übernahme des Vorsitzes der Prüfungskommission.

Sönke, danke für unzählige fachliche Diskussionen und deine schonungslose Ehrlich-
keit. Auch wenn es manchmal hart war von Luftschlössern auf den Boden der Tatsa-
chen, oder nach einem zu schnellen Vorpreschen wieder an die Startlinie zurückgeholt
zu werden, weiß ich, dass nur diese realistische Sicht der Dinge das Beste aus mir raus-
holt. Ich danke dir für unzählige Korrekturen, Gespräche und die Erduldung meiner
emotionalen Ausbrüche. Dein Enthusiasmus, deine Erfolge und deine entspannte Art
haben mich immer inspiriert.

Ohne ein entsprechendes großartiges Team im Rücken, wäre diese Arbeit nicht möglich
gewesen! Daher gilt ein riesiges Dankeschön an all meine (ehemaligen sowie derzeitigen)
weiteren Kolleginnen und Kollegen am fwu, die mich in dieser Zeit begleitet haben und
auf die unterschiedlichsten Arten zu dieser Arbeit beigetragen haben: Arne Arns, Jens
Bender, Andra Ebener, Kristina Fehler, Thorsten Frank, Sebastian Gürke, Matthias Hirt,
Leon Jänicke, Vitalij Kelln, Jens Metzger, Christoph Mudersbach, Sebastian Niehüser,
Felix Soltau, Volker Spieß, Andre Stettner-Davis, Sandra Sziburies, Marius Ulm, Thomas
Wahl und Jörg Wieland. Außerdem gilt mein Dank unseren studentischen Hilfskräften
(speziell Mai Habib und Caroline Zöller), die keine Scheu vor jedem noch so kleinen
oder großen Arbeitsauftrag haben! Ich möchte mich insbesondere bedanken, dass jeder
von euch ein offenes Ohr hat, dass immer jemand da ist, wenn mal Not am Mann ist
und für unzählige Mittagspausen, Grillabende und Weihnachtsfeiern in denen man wun-
derbar auch mal auf andere Gedanken gebracht wird!

Außerdem möchte ich mich bedanken bei Justus Patzke von der Technischen Universi-
tät Hamburg (TUHH) für die Zusammenstellung der Pegeldata, bei Ulf Gräwe vom
IOW für die Bereitstellung der HN-Modellläufe, die Veröffentlichung von gemeinsamen
Publikationen und die fachlichen Gespräche sowie auch bei Holger Steffen vom Lan-
tmäteriet für die Bereitstellung der RMSL-Anstiegsraten aus dem NKGLU2016 Modell.
Ohne diesen offenen Austausch der Wissenschaftsgemeinschaft wäre diese Arbeit nicht
gelingen!

Als Doktorandin bin ich (nicht zuletzt durch die Förderung und Unterstützung von Herrn Prof. Jensen) zudem in den ganz besonderen Genuss gekommen die ein oder andere Konferenz und Summer-School besuchen zu dürfen sowie 2016 einen Forschungsaufenthalt an der Portland State University bei Prof. Stefan Talke zu absolvieren. Bei all diesen Gelegenheiten habe ich großartige Persönlichkeiten getroffen, viel Neues gelernt und vor allem durfte ich mich selbst weiterentwickeln. Ich bedanke mich für all diese Möglichkeiten und die daraus hervorgegangenen Kontakte und Freundschaften!

Mama und Papa, ihr habt mich immer unterstützt. Auch wenn es euch vermutlich im ersten Moment schon überrascht haben muss, als eure kleine Prinzessin im Abitur als einziges Mädchen den Physik Leistungskurs wählen, Bauingenieurwesen studieren und dafür 12 Wochen auf mehreren Baustellen Praktikum machen wollte, habt ihr euch das zumindest nie anmerken lassen und mich stattdessen ermutigt meinen eigenen Weg zu gehen. Danke, dass ihr vermutlich mit unzähligen Büchereibesuchen meine Liebe zu Büchern entfacht habt, dass ihr mir alle Türen aufgehalten habt und dass ihr immer da seid! Achja, hier noch meine wichtigste Erkenntnis aus der Physiknachhilfe bei Papa, die ich gelegentlich immer noch beherzige ;-): *„Erstmal brauchen wir ein weißes Blatt Papier...“*

Meiner Oma Waltraud, obwohl ich weiß, dass du nicht immer alles von dem verstanden hast, was ich *„in der Schule“* (an der Uni) so mache, weiß ich wie stolz du auf mich warst! Das berührt mich immer noch sehr und hat mich bestärkt!

Ich danke meinen 11 Kegelschwestern sowie meinen vier Frühstücksmädels für die gelegentliche Ablenkung und Fokussierung auf die Dinge, die im Leben noch ein klein wenig wichtiger sind ;-)!

Vitalij, ich danke dir für deine Liebe, deine Geduld und Stärke! Du bist diesen Weg gemeinsam mit mir gegangen. Auch wenn zeitweise mein Glaube an dieses Projekt von Selbstzweifeln geplagt war, hast du deinen Glauben an mich nie verloren. Stattdessen hast du mich ermutigt und mir meine Stärken und Erfolge vor Augen geführt. Ich kann mir keinen besseren Ehemann vorstellen.

*„Das Universum wäre keine große Sache,
wenn es nicht das Zuhause wäre für die Menschen, die man liebt“*

(Stephen Hawking)

Anhang

A.1 RMSL-Änderungsraten aufgrund von GIA nach NKG2016LU

Tabelle 5: RMSL-Änderungsraten und Unsicherheiten aufgrund von GIA nach dem NKG2016LU-Modell an 139 Pegelstandorten in der Ostsee

Lfd. Nr.	PEGELNAME	RMSL-ÄNDERUNGS-RATE [mm/a]	UNSICHERHEITEN [mm/a]
1	Esbjerg	-0,20	0,17
2	Hantsholm	-1,26	0,22
3	Hirtshals	-1,98	0,15
4	Frederikshavn	-2,10	0,15
5	Aarhus	-1,06	0,17
6	Fredericia	-0,39	0,16
7	Fynshav	-0,22	0,27
8	Mommark	-0,20	0,28
9	Slipshavn	-0,57	0,18
10	Korsør	-0,58	0,16
11	Hornbæk	-1,23	0,17
12	København	-0,98	0,16
13	Tejln	-0,60	0,18
14	Rødbyhavn	-0,24	0,26
15	Gedser	-0,23	0,17
16	Flensburg	0,00	0,22
17	Langballigau	-0,06	0,25
18	LT Kalkgrund	-0,11	0,27
19	Kappeln	-0,05	0,30
20	Schleswig	0,07	0,30
21	Schleimünde SP	-0,07	0,30
22	Eckernförde	0,04	0,31
23	LT Kiel	-0,03	0,32
24	Kiel-Holtenau	0,04	0,32
25	Heiligenhafen	-0,06	0,31
26	Marienleuchte	-0,14	0,28
27	Neustadt	0,07	0,32
28	Travemünde	0,12	0,32
29	Lübeck Bauhof	0,15	0,32
30	Dassow	0,13	0,32
31	Boltenhagen	0,09	0,31
32	Wismar Baumhaus	0,12	0,31
33	Timmendorf	0,09	0,31
34	Rerik	0,03	0,30
35	Rostock	0,04	0,29
36	Warnemünde	0,00	0,28
37	Warnemünde	-0,01	0,28
38	Dierhagen	-0,06	0,27
39	Ahrenshoop	-0,11	0,26
40	Althagen	-0,10	0,26
41	Darßer Ort	-0,10	0,27
42	Prerow außen	-0,14	0,26
43	Prerow Innen	-0,13	0,27
44	Bodstedt	-0,09	0,27
45	Zingst	-0,13	0,27
46	ZingstBodden	-0,12	0,27

Lfd. Nr.	PEGELNAME	RMSL-ÄNDERUNGS-RATE [mm/a]	UNSIKERHEITEN [mm/a]
47	Zingst	-0,12	0,27
48	Barth	-0,08	0,27
49	Barhöft	-0,10	0,26
50	Stralsund	-0,03	0,27
51	Schaprode	-0,13	0,25
52	Neuendorf Hafen	-0,13	0,26
53	Neuendorf Ostsee	-0,14	0,26
54	Kloster	-0,18	0,26
55	Wittower Fähre	-0,15	0,24
56	Wiek Rügen	-0,19	0,24
57	Varnkevit	-0,22	0,24
58	Arkona	-0,22	0,24
59	Sassnitz	-0,09	0,18
60	Ralswiek	-0,08	0,22
61	Göhren	-0,01	0,24
62	Thiessow	0,02	0,25
63	Lauterbach	-0,01	0,24
64	Glewitz	0,02	0,27
65	Stahlbrode	0,02	0,27
66	Greifswald Eldena	0,09	0,29
67	Greifswald Wieck	0,09	0,29
68	Lubmin	0,08	0,28
69	Wolgast	0,12	0,30
70	Karlshagen	0,10	0,29
71	Peenemünde	0,08	0,28
72	Ruden	0,05	0,27
73	Greifswalder Oie	0,04	0,27
74	Koserow	0,12	0,30
75	Koserow	0,12	0,30
76	Stagnieß	0,14	0,31
77	Karnin	0,20	0,32
78	Mönkebude	0,22	0,32
79	Ueckermuende	0,23	0,32
80	Kamminke	0,20	0,32
81	SHD Kamminke	0,20	0,32
82	Swinoujście	0,18	0,32
83	Kolobrzeg	0,06	0,35
84	Ustka	-0,13	0,37
85	Władysławowo	-0,15	0,37
86	Hel	-0,02	0,37
87	Gdansk	0,05	0,37
88	Kaliningrad	0,00	0,33
89	Klaipeda	-0,20	0,22
90	Liepaja	-0,82	0,22
91	Pavilosta	-1,13	0,23
92	Ventspils	-1,57	0,24
93	Kolka	-1,63	0,22
94	Roja	-1,33	0,22
95	Mersrags	-1,09	0,18
96	Daugavgriva	-0,73	0,20
97	Lielupes griva	-0,66	0,19
98	Skulte	-0,88	0,25
99	Salacgriva	-1,22	0,21
100	Pärnu	-1,70	0,18
101	Virtsu	-2,25	0,18
102	Rohuküla	-2,70	0,19
103	Heltermaa	-2,85	0,19

Lfd. Nr.	PEGELNAME	RMSL-ÄNDERUNGSRATE [mm/a]	UNSIHERHEITEN [mm/a]
104	Ristna	-3,45	0,19
105	Dirhami	-3,09	0,26
106	Paldiski	-3,02	0,24
107	Tallin	-2,83	0,17
108	Loksa	-2,74	0,25
109	Kunda	-2,36	0,27
110	Narva-Joesuu	-1,70	0,24
111	Kronstadt	-1,41	0,32
112	Primorsk	-2,22	0,32
113	Vyborg	-2,51	0,28
114	Hamina	-3,04	0,18
115	Kotka	-3,03	0,21
116	Soderskar	-3,43	0,26
117	Helsinki	-3,69	0,18
118	Skuru	-4,24	0,20
119	Tvarminne	-4,06	0,22
120	Russaro	-4,11	0,21
121	Hanko	-4,16	0,19
122	Jungfrusund	-4,65	0,26
123	Uto	-4,93	0,28
124	Lohm	-5,21	0,26
125	Föglö Degerby	-5,70	0,20
126	Turku Abo	-5,41	0,17
127	Lypyrntti	-6,13	0,26
128	Lyokki	-6,52	0,24
129	Rauma Raumo	-6,81	0,17
130	Sappi	-7,35	0,22
131	Mantyluoto	-7,44	0,22
132	Reposaari	-7,48	0,22
133	Salgrund	-8,31	0,17
134	Kaskinen	-8,31	0,17
135	Ronnskar	-9,08	0,24
136	Vaasa Vasa	-8,79	0,16
137	Pietarsaari Jakobstad	-8,95	0,17
138	Ykspihlaja	-8,90	0,22
139	Raahe Brahestad	-8,71	0,19
140	Oulu Uleaborg	-8,30	0,20
141	Kemi	-8,60	0,23
142	Kalix	-8,91	0,23
143	Furuogrund	-9,44	0,20
144	Ratan	-9,51	0,18
145	Skagsudde	-9,48	0,23
146	Spikarna	-8,94	0,17
147	Draghallan	-8,94	0,17
148	Nedre Gavle	-7,18	0,16
149	Bjorn	-7,10	0,21
150	Forsmark	-6,75	0,18
151	Gronskar	-5,06	0,26
152	Stockholm	-5,33	0,16
153	Nedre Sodertalje	-5,26	0,17
154	Landsort Norra	-4,62	0,21
155	Landsort	-4,58	0,22
156	Nedre Nykoping	-4,72	0,22
157	Marviken	-4,46	0,22
158	Visby	-2,88	0,18
159	Olands Norra Udde	-2,73	0,21
160	Oskarshamn	-2,68	0,21

Lfd. Nr.	PEGELNAME	RMSL-ÄNDERUNGS-RATE [mm/a]	UNSICHERHEITEN [mm/a]
161	Kungsholmsfort	-1,36	0,18
162	Simrishamn	-0,89	0,25
163	Ystad	-0,79	0,23
164	Skonor	-0,77	0,17
165	Klagshamn	-0,86	0,18
166	Limhamn	-0,92	0,18
167	Malmö	-0,95	0,18
168	Barseback	-1,05	0,18
169	Viken	-1,30	0,17
170	Varberg	-2,36	0,17
171	Ringhals	-2,50	0,18
172	Goteborg-Klippan	-2,93	0,17
173	Goteborg-Ringon	-2,99	0,16
174	Goteborg-Torshamnen	-2,89	0,18
175	Stenungsund	-3,38	0,19
176	Backevik	-3,47	0,17
177	Smogen	-3,44	0,16
178	Stromstad	-3,95	0,16
179	Kungsvik	-3,96	0,17

A.2 RMSL-Pegelzeitreihen für die gesamte Ostsee

Tabelle 6: Laufende Nummer, Pegelnamen, Quellen und zeitliche Auflösung der Originaldaten, Koordinaten, Zeitperiode der Datenverfügbarkeit und Höhenbezugssystem der ermittelten RMSL-Zeitreihen in der gesamten Ostsee.

Lfd. Nr.	PEGELNAME	QUELLE DER ORIGINAL-DATEN	ZEITLICHE AUFLÖSUNG DER ORIGINALDATEN	LAT	LON	VON	BIS	HÖHENBEZUGSSYSTEM
1	Esbjerg	PSMSL	MonMSL	55,46	8,44	1889	2012	Wst
2	Hantsholm	PSMSL	MonMSL	57,12	8,60	1953	2012	Wst
3	Hirtshals	PSMSL	MonMSL	57,60	9,96	1892	2012	Wst
4	Frederikshavn	PSMSL	MonMSL	57,44	10,55	1894	2012	Wst
5	Aarhus	PSMSL	MonMSL	56,15	10,22	1888	2012	Wst
6	Fredericia	PSMSL	MonMSL	55,56	9,75	1889	2012	Wst
7	Fynshavn	PSMSL	MonMSL	55,00	9,99	1967	2012	Wst
8	Mommark	PSMSL	MonMSL	54,93	10,07	1925	1967	Wst
9	Slipshavn	PSMSL	MonMSL	55,29	10,83	1896	2012	Wst
10	Korsør	PSMSL	MonMSL	55,33	11,14	1897	2012	Wst
11	Hornbaek	DMI	StundeT	56,09	12,46	1891	2012	Wst_NHN
12	Kobenhavn	PSMSL	MonMSL	55,71	12,60	1889	2012	Wst
13	Teijn	PSMSL	MonMSL	55,25	14,84	1992	2012	Wst
14	Rodbyhavn	PSMSL	MonMSL	54,66	11,35	1955	2012	Wst
15	Gedser	PSMSL	MonMSL	54,57	11,93	1892	2012	Wst
16	Flensburg	WSA	StundeT	54,80	9,43	1954	2017	Wst_NHN
17	Langballigau	WSA	StundeT	54,82	9,65	1991	2017	Wst_NHN
18	LT Kalkgrund	WSA+BSH	StundeT + MonMSL	54,82	9,89	1989	2017	Wst_NHN
19	Kappeln	WSA	StundeT	54,66	9,94	1991	2017	Wst_NHN
20	Schleswig	WSA	StundeT	54,51	9,57	1991	2017	Wst_NHN
21	Schleimünde SP	WSA	StundeT	54,67	10,04	1990	2017	Wst_NHN
22	Eckernförde	WSA+BSH	StundeT + MonMSL	54,47	9,84	1989	2017	Wst_NHN
23	LT Kiel	WSA	StundeT	54,50	10,27	1989	2017	Wst_NHN
24	Kiel-Holtenau	WSA+BSH	StundeT + MonMSL	54,37	10,16	1956	2017	Wst_NHN
25	Heiligenhafen	WSA+BSH	StundeT + MonMSL	54,37	11,01	1989	2017	Wst_NHN
26	Marienleuchte	WSA+Richter+Montag	StundeT+MonMSL+MonMSL	54,50	11,24	1882	2016	Wst_NHN
27	Neustadt	WSA+BSH	StundeT + MonMSL	54,10	10,81	1991	2017	Wst_NHN
28	Travemünde	WSA+JENSEN	StundeT+MonMSL	53,95	10,87	1826	2016	Wst_NHN
29	Lübeck Bauhof	WSA	StundeT	53,89	10,70	1990	2017	Wst_NHN
30	Dassow	IMK	10MinT	53,91	10,97	2000	2008	Wst_NHN
31	Boltenhagen	IMK	10MinT	53,99	11,21	1997	2015	Wst_NHN
32	Wismar Baumhaus	WSA+Liebsch	StundeT+MonMSL+xTermin_korr	53,90	11,46	1848	2016	Wst_NHN
33	Timmendorf	WSA	StundeT	53,99	11,38	1961	2017	Wst_NHN
34	Rerik	IMK	10MinT	54,11	11,61	1997	2008	Wst_NHN
35	Rostock	WSA+BSH	StundeT + MonMSL	54,08	12,15	1968	2017	Wst_NHN
36	Warnemünde	WSA+Liebsch+GIP	StundeT+MonMSL	54,17	12,10	1855	2016	Wst_NHN
37	Warnemünde2	IMK	10MinT	54,18	12,06	1997	2015	Wst_NHN
38	Dierhagen	IMK	StundeT	54,30	12,37	1997	2003	Wst_NHN
39	Ahrenshoop	IMK	10MinT	54,38	12,41	1997	2008	Wst_NHN

Lfd. Nr.	PEGELNAME	QUELLE DER ORIGINAL-DATEN	ZEITLICHE AUFLÖSUNG DER ORIGINALDATEN	LAT	LON	VON	BIS	HÖHENBEZUGSSYSTEM
40	Althagen	WSA	StundeT	54,37	12,42	1953	2017	Wst_NHN
41	Darßer Ort	BSH	xTermine_korr	54,38	12,50	1952	1977	Wst_NHN
42	Prerow außen	BSH	xTermine	54,46	12,57	1935	1945	Wst_NHN
43	Prerow Innen	BSH	xTermine	54,44	12,58	1947	1988	Wst_NHN
44	Bodstedt	BSH	MonMSL	54,37	12,62	1990	1995	Wst_NHN
45	Zingst2	IMK	10MinT	54,44	12,67	1997	2015	Wst_NHN
46	ZingstBodden	WSA	StundeT	54,43	12,69	1961	2015	Wst_NHN
47	Zingst	WSA	StundeT	54,44	12,68	1966	1994	Wst_NHN
48	Barth	WSA+BSH	StundeT + MonMSL	54,37	12,72	1959	2017	Wst_NHN
49	Barhöft	WSA+BSH	StundeT + MonMSL	54,43	13,03	1954	2017	Wst_NHN
50	Stralsund	WSA	StundeT	54,32	13,10	1961	2017	Wst_NHN
51	Schaprode	IMK	StundeT	54,51	13,17	1997	2003	Wst_NHN
52	Neuendorf Hafen	WSA	StundeT	54,51	13,09	1984	2017	Wst_NHN
53	Neuendorf Ostsee	WSA	StundeT	54,52	13,08	1985	2002	Wst_NHN
54	Kloster	WSA+BSH	StundeT + MonMSL	54,58	13,11	1960	2017	Wst_NHN
55	Wittower Fähre	WSA	StundeT	54,56	13,25	1952	2017	Wst_NHN
56	Wiek Rügen		xTermine	54,62	13,29	1960	1990	Wst_NHN
57	Varnkevitiz	IMK	10MinT	54,68	13,37	1998	2015	Wst_NHN
58	Arkona	GIP+MONTAG	xTermine + MonMSL	54,68	13,45	1882	1934	Wst_NN
59	Sassnitz	WSA+IOW	StundeT + xTer+StT_korr	54,51	13,64	1909	2017	Wst_NHN
60	Ralswiek	WSA+BSH	StundeT + MonMSL	54,48	13,45	1973	2015	Wst_NHN
61	Göhren	IMK Göhren	StundeT	54,35	13,74	1997	2015	Wst_NHN
62	Thiessow	WSA	StundeT	54,28	13,71	1983	2017	Wst_NHN
63	Lauterbach	WSA	StundeT	54,34	13,50	1975	2017	Wst_NHN
64	Glewitz	WSA+BSH	StundeT + MonMSL	54,24	13,32	1990	1996	Wst_NHN
65	Stahlbrode	WSA	StundeT	54,23	13,29	1975	2017	Wst_NHN
66	Greifswald Eldena	WSA	StundeT	54,09	13,45	1963	2017	Wst_NHN
67	Greifswald Wieck	WSA+BSH	StundeT + MonMSL	54,09	13,45	1963	2017	Wst_NHN
68	Lubmin	IMK Lubmin	10MinT	54,14	13,60	1997	2008	Wst_NHN
69	Wolgast	WSA	StundeT	54,04	13,77	1965	2017	Wst_NHN
70	Karlshagen	WSA	StundeT	54,11	13,81	1992	2017	Wst_NHN
71	Peenemünde	WSA	StundeT	54,13	13,77	1984	2010	Wst_NHN
72	Ruden	WSA+BSH Ruden	StundeT + MonMSL	54,20	13,77	1965	2017	Wst_NHN
73	Greifswalder Oie	WSA	StundeT	54,24	13,91	1984	2017	Wst_NHN
74	Koserow2	IMK	10MinT	54,06	14,00	1997	2015	Wst_NHN
75	Koserow	WSA+PSMSL	StundeT + MonMSL	54,06	14,00	1972	2017	Wst_NHN
76	Stagnieß	SHD	10MinT	54,00	14,05	1976	1994	Wst_NHN
77	Karnin	WSA	StundeT	53,84	13,86	1955	2017	Wst_NHN
78	Mönkebude	IMK	10MinT	53,78	13,97	1997	2008	Wst_NHN
79	Ueckermünde	WSA	StundeT	53,75	14,07	1965	2017	Wst_NHN
80	Kamminke	IMK	StundeT	53,86	14,21	1997	2008	Wst_NHN
81	Kamminke	SHD	StundeT	53,86	14,21	1976	1990	Wst_NHN
82	Swinoujscie	PSMSL	MonMSL	53,92	14,23	1811	1999	Wst
83	Kolobrzeg	RICHTER	MonMSL	54,18	15,55	1816	1999	Wst_NN

Lfd. Nr.	PEGELNAME	QUELLE DER ORIGINAL-DATEN	ZEITLICHE AUFLÖSUNG DER ORIGINALDATEN	LAT	LON	VON	BIS	HÖHENBEZUGSSYSTEM
84	Ustka	PSMSL	MonMSL	54,58	16,87	1951	1999	Wst_BS77
85	Wladyslawowo	GESLA+PSMSL	StundeT + MonMSL	54,80	18,42	1951	2003	Wst_PNP
86	Hel	PSMSL	MonMSL	54,60	18,80	1965	1966	Wst
87	Gdansk	PSMSL	MonMSL	54,40	18,68	1951	1999	Wst
88	Kaliningrad	PSMSL	MonMSL	54,95	20,22	1926	1986	Wst
89	Klaipeda	PSMSL	MonMSL	55,70	21,13	1898	2011	Wst_PNP
90	Liepaja	LVGMC	xTermine >4	56,49	21,03	1992	2004	Wst_PNP
91	Pavilosta	LVGMC	xTermine >4	56,89	21,20	1961	2003	Wst_PNP
92	Ventspils	LVGMC	xTermine	57,40	21,53	1992	2003	Wst_PNP
93	Kolka	LVGMC	xTermine >4	57,74	22,59	1996	2005	Wst_PNP
94	Roja	LVGMC	xTermine	57,51	22,80	1961	2004	Wst_PNP
95	Mersrags	LVGMC	xTermine	57,33	23,13	1961	2006	Wst_PNP
96	Daugavgriva	PSMSL	MonMSL	57,05	24,03	1872	1938	Wst
97	Lielupes griva	LVGMC	xTermine	56,98	23,89	1992	2003	Wst_PNP
98	Skulte	LVGMC	xTermine	57,32	24,41	1992	2008	Wst_PNP
99	Salacgriva	LVGMC	xTermine	57,76	24,35	1961	2006	Wst_PNP
100	Pärnu	EEA	StundeT	58,38	24,47	1949	2015	Wst_BS77
101	Virtsu	EEA	TagMSL + MonMSL	58,59	23,51	1945	2016	Wst_BS77
102	Rohuküla	EEA	TagMSL + MonMSL	58,90	23,43	1941	2013	Wst_BS77
103	Heltermaa	EEA	TagMSL + MonMSL	58,87	23,05	1950	2016	Wst_BS77
104	Ristna	EEA	StundeT	58,92	22,06	1950	2015	Wst_BS77
105	Dirhami	EEA	TagMSL + MonMSL	59,21	23,50	1954	2016	Wst_BS77
106	Paldiski	EEA	TagMSL + MonMSL	59,35	24,05	1942	2009	Wst_BS77
107	Tallin	PSMSL	MonMSL	59,45	24,80	1928	1938	Wst
108	Loksa	EEA	TagMSL + MonMSL	59,58	25,70	1950	2016	Wst_BS77
109	Kunda	EEA	TagMSL + MonMSL	59,53	26,54	1948	2016	Wst_BS77
110	Narva-Joensuu	EEA	StundeT	59,47	28,04	1943	2010	Wst_BS77
111	Kronstadt	Literatur	MonMSL	59,99	29,78	1777	1993	Wst_BS77
112	Primorsk	PSMSL	MonMSL	60,35	28,62	1921	1939	Wst
113	Vyborg	PSMSL	MonMSL	60,70	28,73	1889	1944	Wst
114	Hamina	PSMSL	MonMSL	60,56	27,18	1928	2015	Wst_N2000
115	Kotka	PSMSL	MonMSL	60,45	26,95	1908	1927	Wst
116	Soderskar	PSMSL	MonMSL	60,12	25,42	1866	1936	Wst
117	Helsinki	PSMSL	MonMSL	60,15	24,96	1904	2015	Wst_N2000
118	Skuru	PSMSL	MonMSL	60,10	23,55	1900	1936	Wst
119	Tvarminne	PSMSL	MonMSL	59,85	23,25	1921	1936	Wst
120	Russaro	PSMSL	MonMSL	59,77	22,95	1913	1936	Wst
121	Hanko	PSMSL	MonMSL	59,82	22,98	1887	2015	Wst_N2000
122	Jungfrusund	PSMSL	MonMSL	59,95	22,37	1913	1934	Wst
123	Uto	PSMSL	MonMSL	59,78	21,37	1913	1936	Wst
124	Lohm	PSMSL	MonMSL	60,10	21,67	1920	1927	Wst
125	Föglö Degeberby	GESLA+PSMSL	StundeT + MonMSL	60,03	20,38	1923	2015	Wst_N2000
126	Turku Abo	PSMSL	MonMSL	60,43	22,10	1922	2015	Wst_N2000
127	Lypyrhti	PSMSL	MonMSL	60,60	21,23	1914	1936	Wst
128	Lyokki	PSMSL	MonMSL	60,85	21,18	1914	1936	Wst
129	Rauma Raumo	PSMSL	MonMSL	61,13	21,43	1933	2015	Wst_N2000
130	Sappi	PSMSL	MonMSL	61,48	21,33	1919	1936	Wst
131	Mantyluoto	PSMSL	MonMSL	61,59	21,46	1925	2015	Wst_N2000
132	Reposaari	PSMSL	MonMSL	61,62	21,45	1913	1926	Wst
133	Salgrund	PSMSL	MonMSL	62,33	21,20	1919	1928	Wst
134	Kaskinen	PSMSL	MonMSL	62,34	21,22	1926	2015	Wst_N2000

Lfd. Nr.	PEGELNAME	QUELLE DER ORIGINAL-DATEN	ZEITLICHE AUFLÖSUNG DER ORIGINALDATEN	LAT	LON	VON	BIS	HÖHENBEZUGSSYSTEM
135	Ronnskar	PSMSL	MonMSL	63,07	20,80	1867	1936	Wst
136	Vaasa Vasa	PSMSL	MonMSL	63,08	21,57	1922	2015	Wst_N2000
137	Pietarsaari Jakobstad	PSMSL	MonMSL	63,71	22,69	1922	2015	Wst_N2000
138	Ykspihlaja	PSMSL	MonMSL	63,83	23,03	1889	1924	Wst
139	Raahe Brahestad	PSMSL	MonMSL	64,67	24,41	1922	2015	Wst_N2000
140	Oulu Uleaborg	PSMSL	MonMSL	65,04	25,42	1922	2015	Wst_N2000
141	Kemi	PSMSL	MonMSL	65,67	24,52	1922	2015	Wst_N2000
142	Kalix	SMHI+PSMSL	StundeT + MonMSL	65,70	23,10	1974	2016	Wst_RH2000
143	Furuogrund	SMHI+PSMSL	StundeT + MonMSL	64,92	21,23	1916	2016	Wst_RH2000
144	Ratan	SMHI	StundeT	63,99	20,90	1891	2016	Wst_RH2000
145	Skagsudde	SMHI+PSMSL	StundeT + MonMSL	63,19	19,01	1982	2016	Wst_RH2000
146	Spikarna	SMHI+PSMSL	StundeT + MonMSL	62,36	17,53	1968	2016	Wst_RH2000
147	Draghallan	SMHI	StundeT	62,37	17,53	1897	1969	Wst_RH2000
148	Nedre Gavle	PSMSL	MonMSL	60,68	17,17	1896	1986	Wst
149	Bjorn	PSMSL	MonMSL	60,63	17,97	1892	1976	Wst
150	Forsmark	SMHI+PSMSL	StundeT + MonMSL	60,41	18,21	1975	2016	Wst_RH2000
151	Gronskar	PSMSL	MonMSL	59,28	19,03	1888	1932	Wst
152	Stockholm	SMHI+PSMSL	StundeT + xTer- mine_korr + MonMSL	59,32	18,08	1774	2016	Wst_RH2000
153	Nedre Soder- talje	PSMSL	MonMSL	59,20	17,62	1869	1970	Wst
154	Landsort Norra	SMHI	StundeT	58,77	17,86	2004	2016	Wst_RH2000
155	Landsort	PSMSL	MonMSL	58,74	17,87	1887	2005	Wst
156	Nedre Nyko- ping	PSMSL	MonMSL	58,75	17,02	1909	1920	Wst
157	Marviken	SMHI+PSMSL	StundeT + MonMSL	58,55	16,84	1964	2016	Wst_RH2000
158	Visby	SMHI+PSMSL	StundeT + xTer- mine_korr + MonMSL	57,64	18,28	1916	2016	Wst_RH2000
159	Olands Norra Udde	SMHI+PSMSL	StundeT + xTer- mine_korr + MonMSL	57,37	17,10	1851	2016	Wst_RH2000
160	Oskarshamn	SMHI+PSMSL	StundeT + MonMSL	57,28	16,48	1960	2016	Wst_RH2000
161	Kungsholms- fort	SMHI+PSMSL	StundeT + MonMSL	56,11	15,59	1886	2016	Wst_RH2000
162	Simrishamn	SMHI+PSMSL	StundeT + MonMSL	55,56	14,36	1982	2016	Wst_RH2000
163	Ystad	PSMSL	MonMSL	55,42	13,82	1887	1981	Wst
164	Skonor	SMHI+PSMSL	StundeT + MonMSL	55,42	12,83	1992	2016	Wst_RH2000
165	Klagshamn	PSMSL	MonMSL	55,52	12,89	1929	2016	Wst
166	Limhamn	PSMSL	MonMSL	55,58	12,93	1928	1936	Wst
167	Malmö	SMHI	StundeT	55,62	13,00	1924	1963	Wst_RH2000
168	Barseback	SMHI+PSMSL	StundeT + MonMSL	55,76	12,90	1937	2016	Wst_RH2000
169	Viken	SMHI+PSMSL	StundeT + MonMSL	56,14	12,58	1976	2016	Wst_RH2000
170	Varberg	PSMSL	MonMSL	57,10	12,22	1887	1981	Wst
171	Ringhals	SMHI+PSMSL	StundeT + MonMSL	57,25	12,11	1967	2016	Wst_RH2000
172	Goteborg- Klippan	PSMSL	MonMSL	57,68	11,90	1959	1968	Wst
173	Goteborg- Ringon	PSMSL	MonMSL	57,72	11,97	1887	1958	Wst
174	Goteborg- Torshamnen	SMHI+PSMSL	StundeT + MonMSL	57,69	11,79	1967	2016	Wst_RH2000
175	Stenungsund	SMHI+PSMSL	StundeT + MonMSL	58,09	11,83	1962	2016	Wst_RH2000

Lfd. Nr.	PEGELNAME	QUELLE DER ORIGINAL-DATEN	ZEITLICHE AUFLÖ-SUNG DER ORIGI-NALDATEN	LAT	LON	VON	BIS	HÖHENBE-ZUGSSYSTEM
176	Backevik	PSMSL	MonMSL	58,37	11,25	1895	1928	Wst
177	Smogen	SMHI+PSMSL	StundeT + MonMSL	58,35	11,22	1910	2016	Wst_RH2000
178	Stromstad	PSMSL	MonMSL	58,95	11,18	1900	1967	Wst
179	Kungsvik	SMHI+PSMSL	StundeT + MonMSL	59,00	11,13	1973	2016	Wst_RH2000

A.3 Lineare Trends für die gesamte Ostsee

Tabelle 7: Lineare Trends aller RMSL-Monatszeitreihen.

NR.	PEGEL-NAME	JAHRE	ZEIT-PERIODE	LIN. TREND RMSL [mm/a]				
				GESAMTZEIT-PERIODE	1900 - 2015	1960 - 2015	1979 - 2015	1993 - 2015
1	Esbjerg	121	1889 - 2012	1.25 ± 0.13	1.27 ± 0.15	2.19 ± 0.53	2.05 ± 1.1	3.26 ± 2.55
2	Hantsholm	44	1953 - 2012	2.15 ± 0.43	-	2.59 ± 0.54	2.41 ± 0.81	4.11 ± 1.94
3	Hirtshals	115	1892 - 2012	-0.22 ± 0.1	-0.22 ± 0.11	0.6 ± 0.38	-0.23 ± 0.86	1.49 ± 1.59
4	Frederikshavn	114	1894 - 2012	0.11 ± 0.08	0.11 ± 0.08	0 ± 0.31	-0.37 ± 0.63	-0.54 ± 1.36
5	Aarhus	122	1888 - 2012	0.6 ± 0.06	0.59 ± 0.07	1.35 ± 0.28	2.38 ± 0.6	4.01 ± 1.14
6	Fredericia	122	1889 - 2012	1.1 ± 0.06	1.1 ± 0.07	1.59 ± 0.21	2.02 ± 0.42	2.95 ± 0.89
7	Fynshavn	42	1967 - 2012	2.26 ± 0.27	-	2.26 ± 0.27	1.93 ± 0.45	2.95 ± 0.99
8	Mommark	19	1925 - 1967	0.14 ± 0.37	-	-	-	-
9	Slipshavn	113	1896 - 2012	1.03 ± 0.08	1.06 ± 0.08	1.76 ± 0.28	2.05 ± 0.56	3.44 ± 1.25
10	Korsør	112	1897 - 2012	0.85 ± 0.09	0.89 ± 0.1	1.42 ± 0.34	1.58 ± 0.73	1.6 ± 1.32
11	Hornbaek	116	1891 - 2012	0.39 ± 0.1	0.46 ± 0.11	1.7 ± 0.39	2.24 ± 0.82	4.94 ± 1.68
12	Kobenhavn	120	1889 - 2012	0.55 ± 0.1	0.6 ± 0.12	1.57 ± 0.41	1.65 ± 0.87	2.84 ± 2
13	Teijn	20	1992 - 2012	2.53 ± 1.81	-	-	-	2.57 ± 1.88
14	Rodbyhavn	55	1955 - 2012	1.5 ± 0.36	-	1.61 ± 0.43	-0.7 ± 0.94	2.39 ± 1.11
15	Gedser	121	1892 - 2012	1.17 ± 0.08	1.19 ± 0.09	1.69 ± 0.31	2.17 ± 0.65	4.29 ± 1.51
16	Flensburg	60	1954 - 2015	1.22 ± 0.15	-	1.45 ± 0.17	1.64 ± 0.32	1.77 ± 0.66
17	Langballigau	24	1991 - 2015	3.07 ± 0.6	-	-	-	2.8 ± 0.65
18	LT Kalkgrund	26	1989 - 2015	3.25 ± 0.56	-	-	-	2.77 ± 0.68
19	Kappeln	24	1991 - 2015	3.07 ± 0.58	-	-	-	2.9 ± 0.64
20	Schleswig	24	1991 - 2015	2.86 ± 0.57	-	-	-	2.55 ± 0.62
21	Schleimünd e SP	25	1990 - 2015	2.63 ± 0.6	-	-	-	2.66 ± 0.71
22	Eckernförde	26	1989 - 2015	1.68 ± 0.56	-	-	-	1.73 ± 0.66
23	LT Kiel	26	1989 - 2015	2.61 ± 0.56	-	-	-	2.34 ± 0.69
24	Kiel-Holtenau	56	1956 - 2015	1.18 ± 0.19	-	1.3 ± 0.2	1.07 ± 0.39	1.78 ± 0.72
25	Heiligenhafen	26	1989 - 2015	2.39 ± 0.65	-	-	-	2.64 ± 0.8
26	Marienleuchte	123	1882 - 2015	0.99 ± 0.07	0.93 ± 0.08	0.94 ± 0.28	1.04 ± 0.46	1.81 ± 0.83
27	Neustadt	24	1991 - 2015	2.92 ± 0.74	-	-	-	2.61 ± 0.8

NR.	PEGEL-NAME	JAHRE	ZEIT-PERIODE	LIN. TREND RMSL [mm/a]				
				GESAMTZEIT-PERIODE	1900 - 2015	1960 - 2015	1979 - 2015	1993 - 2015
28	Trave-münde	185	1826 - 2015	1.45 ± 0.04	1.67 ± 0.07	1.19 ± 0.21	1.28 ± 0.41	2.34 ± 0.79
29	Lübeck Bauhof	25	1990 - 2015	2.53 ± 0.68	-	-	-	1.91 ± 0.78
30	Wismar Baumhaus	164	1848 - 2015	1.42 ± 0.05	1.47 ± 0.08	1.78 ± 0.24	1.52 ± 0.45	2.54 ± 0.84
31	Timmen-dorf	54	1961 - 2015	1.91 ± 0.24	-	1.91 ± 0.24	2.08 ± 0.44	3.32 ± 0.86
32	Rostock	41	1968 - 2015	2.22 ± 0.38	-	2.22 ± 0.38	1.35 ± 0.58	2.44 ± 1.04
33	Warne-münde	160	1855 - 2015	1.33 ± 0.06	1.6 ± 0.09	1.83 ± 0.28	1.79 ± 0.53	2.67 ± 1.04
34	Althagen	58	1953 - 2015	1.39 ± 0.2	-	1.55 ± 0.22	1.73 ± 0.41	2.84 ± 0.84
35	Darßer Ort	24	1952 - 1977	-0.18 ± 0.99	-	-	-	-
36	Prerow In-nen	36	1947 - 1988	1.41 ± 0.42	-	-	-	-
37	ZingstBod-den	38	1961 - 2015	2.21 ± 0.3	-	-	2.43 ± 0.65	3.02 ± 1.01
38	Barth	52	1959 - 2015	1.83 ± 0.26	-	1.79 ± 0.26	1.8 ± 0.49	2.58 ± 0.99
39	Barhöft	37	1954 - 2015	2.06 ± 0.29	-	-	-	1.09 ± 1.24
40	Stralsund	51	1961 - 2015	2.07 ± 0.3	-	2.07 ± 0.3	2.14 ± 0.56	2.88 ± 1.07
41	Neuendorf Hafen	31	1984 - 2015	1.83 ± 0.79	-	-	1.83 ± 0.79	3.27 ± 1.2
42	Kloster	42	1960 - 2015	1.6 ± 0.36	-	1.6 ± 0.36	1.76 ± 0.65	2.82 ± 1.21
43	Wittower Fähre	61	1952 - 2015	1.52 ± 0.3	-	1.8 ± 0.37	2.01 ± 0.69	2.53 ± 1.4
44	Rügen	28	1960 - 1990	3.08 ± 0.9	-	-	-	-
45	Arkona	53	1882 - 1934	0.66 ± 0.3	-	-	-	-
46	Sassnitz	74	1909 - 2015	0.69 ± 0.2	-	1.24 ± 0.35	1.04 ± 0.67	3.04 ± 1.42
47	Ralswiek	32	1973 - 2015	1.85 ± 0.7	-	-	1.11 ± 0.95	1.93 ± 1.53
48	Thiessow	29	1983 - 2015	1.26 ± 0.85	-	-	1.26 ± 0.85	2.26 ± 1.31
49	Lauterbach	37	1975 - 2015	1.85 ± 0.54	-	-	1.49 ± 0.62	2.38 ± 1.32
50	Stahlbrode	27	1975 - 2015	3.24 ± 0.49	-	-	-	1.44 ± 1.36
51	Greifswald Eldena	52	1963 - 2015	1.8 ± 0.33	-	1.8 ± 0.33	1.76 ± 0.58	2.02 ± 1.18
52	Greifswald Wieck	52	1963 - 2015	2.23 ± 0.34	-	2.23 ± 0.34	1.74 ± 0.58	1.97 ± 1.19
53	Wolgast	46	1965 - 2015	1.98 ± 0.42	-	1.98 ± 0.42	1.8 ± 0.66	3.05 ± 1.29
54	Karlshagen	21	1992 - 2015	1.32 ± 1.42	-	-	-	1.22 ± 1.44
55	Ruden	21	1965 - 2015	1.56 ± 0.53	-	-	-	1.86 ± 1.23
56	Greifswal-der Oie	18	1984 - 2015	1.98 ± 1.27	-	-	-	2.29 ± 1.43

NR.	PEGEL-NAME	JAHRE	ZEIT-PERIODE	LIN. TREND RMSL [mm/a]				
				GESAMTZEIT-PERIODE	1900 - 2015	1960 - 2015	1979 - 2015	1993 - 2015
57	Koserow	39	1972 - 2015	1.79 ± 0.51	-	-	1.52 ± 0.68	1.91 ± 1.32
58	Karnin	51	1955 - 2015	1.34 ± 0.33	-	1.53 ± 0.38	0.62 ± 0.63	2.07 ± 1.26
59	Uecker-münde	48	1965 - 2015	1.04 ± 0.46	-	1.04 ± 0.46	1.07 ± 0.69	2.65 ± 1.37
60	Swinoujscie	181	1811 - 1999	0.81 ± 0.06	1.15 ± 0.15	-	-	-
61	Kolobrzeg	173	1816 - 1999	0.94 ± 0.07	1.01 ± 0.17	-	-	-
62	Ustka	49	1951 - 1999	1.78 ± 0.6	-	-	-	-
63	Wladyslawowo	52	1951 - 2003	2.48 ± 0.6	-	3.13 ± 0.8	-	-
64	Gdansk	49	1951 - 1999	2.99 ± 0.63	-	-	-	-
65	Kaliningrad	52	1926 - 1986	1.71 ± 0.46	-	-	-	-
66	Klaipeda	104	1898 - 2011	1.47 ± 0.21	1.61 ± 0.21	4.03 ± 0.72	3.63 ± 1.46	4.68 ± 3.44
67	Pavilosta	43	1961 - 2003	1.22 ± 0.94	-	1.22 ± 0.94	-	-
68	Roja	44	1961 - 2004	0.62 ± 1	-	0.62 ± 1	-	-
69	Mersrags	35	1961 - 2006	0.61 ± 0.95	-	-	-	-
70	Daugavgriva	61	1872 - 1938	1.02 ± 0.52	-	-	-	-
71	Salacgriva	46	1961 - 2006	0.77 ± 1.03	-	0.77 ± 1.03	-0.51 ± 2.36	-
72	Pärnu	62	1949 - 2015	0.37 ± 0.61	-	0.5 ± 0.78	-1.14 ± 1.51	1.11 ± 3.1
73	Virtsu	61	1945 - 2015	-0.35 ± 0.55	-	0.54 ± 0.75	-0.23 ± 1.48	2.04 ± 3.05
74	Rohuküla	58	1941 - 2013	-0.1 ± 0.59	-	-0.11 ± 0.8	-1.76 ± 1.65	-4.52 ± 4.26
75	Heltermaa	58	1950 - 2015	0.63 ± 0.57	-	1.14 ± 0.74	1.83 ± 1.47	5.21 ± 3.17
76	Ristna	58	1950 - 2015	-1.17 ± 0.65	-	-1.05 ± 0.72	-1.55 ± 1.42	-1.24 ± 2.87
77	Dirhami	59	1954 - 2015	-0.56 ± 0.59	-	-0.23 ± 0.7	-1.02 ± 1.36	-0.03 ± 2.79
78	Paldiski	63	1942 - 2009	-0.73 ± 0.53	-	0.18 ± 0.88	-0.81 ± 1.89	-
79	Loksa	56	1950 - 2015	0.61 ± 0.58	-	1.02 ± 0.77	1.13 ± 1.56	3.34 ± 3.33
80	Kunda	52	1948 - 2015	0.24 ± 0.54	-	1 ± 0.72	-	-
81	Narva-Joesuu	59	1943 - 2010	1.67 ± 0.66	-	1.71 ± 0.88	-0.1 ± 1.9	0.78 ± 4.62
82	Kronstadt	172	1777 - 1993	0.66 ± 0.12	0.81 ± 0.32	-	-	-
83	Vyborg	50	1889 - 1944	-1.41 ± 0.65	-	-	-	-
84	Hamina	86	1928 - 2015	-0.88 ± 0.37	-0.88 ± 0.37	-0.29 ± 0.78	-1.22 ± 1.52	0.87 ± 3.06
85	Soderskar	71	1866 - 1936	-1.8 ± 0.38	-	-	-	-
86	Helsinki	112	1904 - 2015	-1.89 ± 0.22	-1.89 ± 0.22	-1 ± 0.7	-1.9 ± 1.39	-0.66 ± 2.84
87	Skuru	37	1900 - 1936	-0.94 ± 0.91	-	-	-	-
88	Russaro	22	1913 - 1936	-3.78 ± 1.65	-	-	-	-

NR.	PEGEL-NAME	JAHRE	ZEIT-PERIODE	LIN. TREND RMSL [mm/a]				
				GESAMTZEIT-PERIODE	1900 - 2015	1960 - 2015	1979 - 2015	1993 - 2015
89	Hanko	108	1887 - 2015	-2.62 ± 0.18	-2.54 ± 0.21	-1.54 ± 0.72	-2.53 ± 1.39	-
90	Jungfrusund	22	1913 - 1934	-3.49 ± 1.9	-	-	-	-
91	Uto	24	1913 - 1936	-3.95 ± 1.56	-	-	-	-
92	Föglö De-gerby	90	1923 - 2015	-3.7 ± 0.28	-3.7 ± 0.28	-3.37 ± 0.64	-3.81 ± 1.24	-2.25 ± 2.55
93	Turku Abo	92	1922 - 2015	-3.57 ± 0.29	-3.57 ± 0.29	-2.82 ± 0.69	-3.31 ± 1.35	-1.71 ± 2.77
94	Lypyrtti	23	1914 - 1936	-4.64 ± 1.63	-	-	-	-
95	Lyokki	23	1914 - 1936	-5.03 ± 1.69	-	-	-	-
96	Rauma Raumo	82	1933 - 2015	-4.48 ± 0.35	-	-4.06 ± 0.66	-4.45 ± 1.3	-2.7 ± 2.64
97	Mantyluoto	89	1925 - 2015	-5.56 ± 0.3	-5.56 ± 0.3	-4.8 ± 0.68	-4.79 ± 1.32	-3.52 ± 2.81
98	Kaskinen	85	1926 - 2015	-6.34 ± 0.32	-6.34 ± 0.32	-5.49 ± 0.68	-5.99 ± 1.34	-4.66 ± 2.72
99	Ronnskar	61	1867 - 1936	-7.03 ± 0.37	-	-	-	-
100	Vaasa Vasa	85	1922 - 2015	-7.04 ± 0.29	-7.04 ± 0.29	-6.15 ± 0.72	-6.21 ± 1.33	-4.63 ± 2.85
101	Pietarsaari Jakobstad	91	1922 - 2015	-6.99 ± 0.31	-6.99 ± 0.31	-5.8 ± 0.71	-6.18 ± 1.39	-4.69 ± 2.96
102	Ykspihlaja	36	1889 - 1924	-6.7 ± 1.04	-	-	-	-
103	Raahe Bra-hestad	86	1922 - 2015	-6.7 ± 0.31	-6.7 ± 0.31	-6.33 ± 0.76	-6.61 ± 1.45	-5.31 ± 2.91
104	Oulu Ule-aborg	82	1922 - 2015	-6.35 ± 0.33	-6.35 ± 0.33	-5.9 ± 0.76	-5.62 ± 1.42	-3.93 ± 2.95
105	Kemi	89	1922 - 2015	-6.73 ± 0.31	-6.73 ± 0.31	-6.04 ± 0.71	-5.4 ± 1.45	-4.45 ± 3.01
106	Kalix	41	1974 - 2015	-5.73 ± 1.2	-	-	-5.9 ± 1.46	-3.58 ± 3.05
107	Furuogrund	100	1916 - 2015	-8.05 ± 0.27	-8.05 ± 0.27	-6.53 ± 0.71	-6.43 ± 1.39	-3.94 ± 2.96
108	Ratan	124	1891 - 2015	-7.96 ± 0.19	-7.87 ± 0.21	-7.05 ± 0.71	-7.57 ± 1.4	-5.84 ± 2.91
109	Skagsudde	24	1982 - 2015	-7.55 ± 2.12	-	-	-	-4.32 ± 2.67
110	Spikarna	47	1968 - 2015	-5.95 ± 0.82	-	-5.95 ± 0.82	-6.53 ± 1.22	-4.41 ± 2.56
111	Draghallan	66	1897 - 1969	-8.21 ± 0.36	-	-	-	-
112	Nedre Ga-vle	90	1896 - 1986	-6.05 ± 0.25	-	-	-	-
113	Bjorn	85	1892 - 1976	-6.17 ± 0.27	-	-	-	-
114	Forsmark	40	1975 - 2015	-4.23 ± 1.01	-	-	-4.84 ± 1.18	-2.74 ± 2.42
115	Gronskar	45	1888 - 1932	-3.29 ± 0.61	-	-	-	-
116	Stockholm	180	1774 - 2015	-4.05 ± 0.09	-3.7 ± 0.18	-2.84 ± 0.59	-3.14 ± 1.16	-1.18 ± 2.34
117	Nedre Sodertalje	102	1869 - 1970	-3.45 ± 0.2	-	-	-	-
118	Landsort	119	1887 - 2005	-2.9 ± 0.17	-2.92 ± 0.2	-1.92 ± 0.83	-	-
119	Marviken	51	1964 - 2015	-2.07 ± 0.61	-	-2.07 ± 0.61	-2.35 ± 1.05	-1.14 ± 2.15

NR.	PEGEL-NAME	JAHRE	ZEIT-PERIODE	LIN. TREND RMSL [mm/a]				
				GESAMTZEIT-PERIODE	1900 - 2015	1960 - 2015	1979 - 2015	1993 - 2015
120	Visby	99	1916 - 2015	-1.14 ± 0.21	-1.14 ± 0.21	-0.63 ± 0.54	-1.21 ± 1.06	0.19 ± 2.16
121	Olands Norra Udde	154	1851 - 2015	-1.44 ± 0.1	-1.13 ± 0.17	-0.47 ± 0.55	-0.97 ± 1.05	0.23 ± 2.14
122	Oskarshamn	55	1960 - 2015	-0.38 ± 0.51	-	-0.38 ± 0.51	-0.79 ± 0.98	1.56 ± 2
123	Kungsholmsfort	129	1886 - 2015	-0.05 ± 0.12	-0.03 ± 0.14	0.57 ± 0.46	0.25 ± 0.89	1.92 ± 1.77
124	Simrishamn	33	1982 - 2015	0.74 ± 0.86	-	-	0.74 ± 0.86	2.02 ± 1.5
125	Ystad	95	1887 - 1981	0.58 ± 0.15	-	-	-	-
126	Skonor	23	1992 - 2015	4.02 ± 1.18	-	-	-	3.98 ± 1.27
127	Klagshamn	86	1929 - 2015	0.44 ± 0.2	-	0.85 ± 0.41	0.81 ± 0.84	0.06 ± 1.36
128	Malmö	35	1924 - 1963	0.51 ± 0.56	-	-	-	-
129	Barseback	55	1937 - 2015	0.62 ± 0.23	-	-	-	2.3 ± 1.39
130	Viken	39	1976 - 2015	1.23 ± 0.61	-	-	0.87 ± 0.68	1.9 ± 1.38
131	Varberg	95	1887 - 1981	-0.87 ± 0.13	-	-	-	-
132	Ringhals	46	1967 - 2015	0.23 ± 0.46	-	0.23 ± 0.46	-0.25 ± 0.68	0.56 ± 1.35
133	Goteborg-Ringon	71	1887 - 1958	-1.7 ± 0.22	-	-	-	-
134	Goteborg-Torshammen	48	1967 - 2015	0.45 ± 0.43	-	0.45 ± 0.43	0.1 ± 0.65	1.32 ± 1.31
135	Stenungsund	48	1962 - 2015	-0.97 ± 0.43	-	-0.97 ± 0.43	-1.44 ± 0.72	-0.09 ± 1.5
136	Backevik	34	1895 - 1928	-1.54 ± 0.5	-	-	-	-
137	Smogen	105	1910 - 2015	-1.68 ± 0.12	-1.68 ± 0.12	-0.72 ± 0.33	-0.56 ± 0.63	-0.3 ± 1.28
138	Stromstad	61	1900 - 1967	-1.99 ± 0.21	-	-	-	-
139	Kungsvik	42	1973 - 2015	-1.37 ± 0.52	-	-1.37 ± 0.52	-1.69 ± 0.64	0.33 ± 1.28

Tabelle 8: Lineare Trends aller RMSL_{korrigGIA}-Monatszeitreihen.

NR.	PEGEL-NAME	JAHRE	ZEIT-PERIODE	LIN. TREND RMSL _{KORRGIA} [MM/A]				
				GESAMTZEIT-PERIODE	1900 - 2015	1960 - 2015	1979 - 2015	1993 - 2015
1	Esbjerg	121	1889 - 2012	1.44 ± 0.13	1.47 ± 0.15	2.39 ± 0.53	2.25 ± 1.1	3.45 ± 2.55
2	Hantsholm	44	1953 - 2012	3.27 ± 0.44	-	3.85 ± 0.54	3.67 ± 0.81	5.37 ± 1.94
3	Hirtshals	115	1892 - 2012	1.76 ± 0.1	1.76 ± 0.11	2.59 ± 0.38	1.76 ± 0.86	3.47 ± 1.59
4	Frederikshavn	114	1894 - 2012	2.21 ± 0.08	2.21 ± 0.08	2.09 ± 0.31	1.72 ± 0.63	1.56 ± 1.36
5	Aarhus	122	1888 - 2012	1.66 ± 0.06	1.65 ± 0.07	2.41 ± 0.28	3.44 ± 0.6	5.07 ± 1.14
6	Fredericia	122	1889 - 2012	1.5 ± 0.06	1.49 ± 0.07	1.98 ± 0.21	2.42 ± 0.42	3.34 ± 0.89
7	Fynshav	42	1967 - 2012	2.53 ± 0.29	-	2.47 ± 0.27	2.15 ± 0.45	3.17 ± 0.99
8	Mommark	19	1925 - 1967	0.4 ± 0.37	-	-	-	-
9	Slipshavn	113	1896 - 2012	1.61 ± 0.08	1.63 ± 0.08	2.33 ± 0.28	2.62 ± 0.56	4.01 ± 1.25
10	Korsor	112	1897 - 2012	1.43 ± 0.09	1.47 ± 0.1	2 ± 0.34	2.16 ± 0.73	2.18 ± 1.32
11	Hornbaek	116	1891 - 2012	1.66 ± 0.1	1.69 ± 0.11	2.93 ± 0.39	3.47 ± 0.82	6.18 ± 1.68
12	Kobenhavn	120	1889 - 2012	1.53 ± 0.1	1.58 ± 0.12	2.55 ± 0.41	2.63 ± 0.87	3.82 ± 2
13	Teijn	20	1992 - 2012	3.17 ± 1.88	-	-	-	3.17 ± 1.88
14	Rodbyhavn	55	1955 - 2012	1.73 ± 0.37	-	1.85 ± 0.43	-0.46 ± 0.94	2.63 ± 1.11
15	Gedser	121	1892 - 2012	1.4 ± 0.08	1.43 ± 0.09	1.93 ± 0.31	2.4 ± 0.65	4.53 ± 1.51
16	Flensburg	60	1954 - 2015	1.23 ± 0.15	-	1.45 ± 0.17	1.64 ± 0.32	1.77 ± 0.66
17	Langballigau	24	1991 - 2015	2.96 ± 0.6	-	-	-	2.86 ± 0.65
18	LT Kalkgrund	26	1989 - 2015	3.34 ± 0.57	-	-	-	2.88 ± 0.68
19	Kappeln	24	1991 - 2015	2.98 ± 0.59	-	-	-	2.95 ± 0.64
20	Schleswig	24	1991 - 2015	2.61 ± 0.57	-	-	-	2.48 ± 0.62
21	Schleimünde SP	25	1990 - 2015	2.77 ± 0.61	-	-	-	2.73 ± 0.71
22	Eckernförde	26	1989 - 2015	1.83 ± 0.55	-	-	-	1.69 ± 0.66
23	LT Kiel	26	1989 - 2015	2.64 ± 0.56	-	-	-	2.38 ± 0.69
24	Kiel-Holtenau	56	1956 - 2015	1.2 ± 0.19	-	1.27 ± 0.2	1.04 ± 0.39	1.74 ± 0.72
25	Heiligenhafen	26	1989 - 2015	2.45 ± 0.66	-	-	-	2.7 ± 0.8
26	Marienleuchte	123	1882 - 2015	1.12 ± 0.07	1.08 ± 0.08	1.08 ± 0.28	1.18 ± 0.46	1.96 ± 0.83
27	Neustadt	24	1991 - 2015	2.68 ± 0.74	-	-	-	2.53 ± 0.8
28	Travemünde	185	1826 - 2015	1.35 ± 0.04	1.55 ± 0.07	1.06 ± 0.21	1.15 ± 0.41	2.22 ± 0.79

NR.	PEGEL-NAME	JAHRE	ZEIT-PERIODE	LIN. TREND RMSL _{KORRGIA} [MM/A]				
				GESAMTZEIT-PERIODE	1900 - 2015	1960 - 2015	1979 - 2015	1993 - 2015
29	Lübeck Bauhof	25	1990 - 2015	2.42 ± 0.69	-	-	-	1.76 ± 0.78
30	Wismar Baumhaus	164	1848 - 2015	1.31 ± 0.05	1.35 ± 0.08	1.66 ± 0.24	1.4 ± 0.45	2.42 ± 0.84
31	Timmen-dorf	54	1961 - 2015	1.84 ± 0.24	-	1.82 ± 0.24	1.99 ± 0.44	3.23 ± 0.86
32	Rostock	41	1968 - 2015	2.17 ± 0.39	-	2.18 ± 0.38	1.31 ± 0.58	2.4 ± 1.04
33	Warne-münde	160	1855 - 2015	1.33 ± 0.06	1.6 ± 0.09	1.83 ± 0.28	1.8 ± 0.53	2.67 ± 1.04
34	Althagen	58	1953 - 2015	1.42 ± 0.2	-	1.65 ± 0.22	1.83 ± 0.41	2.94 ± 0.84
35	Darßer Ort	24	1952 - 1977	0.04 ± 1.06	-	-	-	-
36	Prerow In-nen	36	1947 - 1988	1.39 ± 0.45	-	-	-	-
37	ZingstBod-den	38	1961 - 2015	2.18 ± 0.31	-	-	2.55 ± 0.65	3.14 ± 1.01
38	Barth	52	1959 - 2015	1.86 ± 0.26	-	1.87 ± 0.26	1.88 ± 0.49	2.66 ± 0.99
39	Barhöft	37	1954 - 2015	2.07 ± 0.28	-	-	-	1.19 ± 1.24
40	Stralsund	51	1961 - 2015	2.02 ± 0.31	-	2.1 ± 0.3	2.17 ± 0.56	2.91 ± 1.07
41	Neuendorf Hafen	31	1984 - 2015	1.85 ± 0.79	-	-	1.97 ± 0.79	3.4 ± 1.2
42	Kloster	42	1960 - 2015	1.83 ± 0.39	-	1.78 ± 0.36	1.94 ± 0.65	3 ± 1.21
43	Wittower Fähre	61	1952 - 2015	1.69 ± 0.31	-	1.95 ± 0.37	2.16 ± 0.69	2.68 ± 1.4
44	Rügen	28	1960 - 1990	2.75 ± 0.93	-	-	-	-
45	Arkona	53	1882 - 1934	0.88 ± 0.3	-	-	-	-
46	Sassnitz	74	1909 - 2015	0.96 ± 0.23	-	1.33 ± 0.35	1.13 ± 0.67	3.13 ± 1.42
47	Ralswiek	32	1973 - 2015	2.05 ± 0.75	-	-	1.19 ± 0.95	2.02 ± 1.53
48	Thiessow	29	1983 - 2015	1.07 ± 0.94	-	-	1.24 ± 0.85	2.24 ± 1.31
49	Lauterbach	37	1975 - 2015	1.81 ± 0.55	-	-	1.5 ± 0.62	2.4 ± 1.32
50	Stahlbrode	27	1975 - 2015	3.31 ± 0.56	-	-	-	1.42 ± 1.36
51	Greifswald Eldena	52	1963 - 2015	1.71 ± 0.33	-	1.71 ± 0.33	1.67 ± 0.58	1.93 ± 1.18
52	Greifswald Wieck	52	1963 - 2015	2.14 ± 0.34	-	2.14 ± 0.34	1.65 ± 0.58	1.88 ± 1.19
53	Wolgast	46	1965 - 2015	2.09 ± 0.44	-	1.86 ± 0.42	1.68 ± 0.66	2.93 ± 1.29
54	Karlshagen	21	1992 - 2015	1.32 ± 1.46	-	-	-	1.13 ± 1.44
55	Ruden	21	1965 - 2015	1.54 ± 0.86	-	-	-	1.81 ± 1.23
56	Greifswal-der Oie	18	1984 - 2015	1.87 ± 1.43	-	-	-	2.25 ± 1.43
57	Koserow	39	1972 - 2015	1.65 ± 0.52	-	-	1.41 ± 0.68	1.79 ± 1.32
58	Karnin	51	1955 - 2015	1.11 ± 0.34	-	1.33 ± 0.38	0.42 ± 0.63	1.87 ± 1.26

NR.	PEGEL-NAME	JAHRE	ZEIT-PERIODE	LIN. TREND RMSL _{KORRGIA} [MM/A]				
				GESAMTZEIT-PERIODE	1900 - 2015	1960 - 2015	1979 - 2015	1993 - 2015
59	Uecker-münde	48	1965 - 2015	0.68 ± 0.46	-	0.8 ± 0.46	0.83 ± 0.69	2.42 ± 1.37
60	Swinoujscie	181	1811 - 1999	0.66 ± 0.06	0.98 ± 0.15	-	-	-
61	Kolobrzeg	173	1816 - 1999	0.88 ± 0.07	0.95 ± 0.17	-	-	-
62	Ustka	49	1951 - 1999	1.91 ± 0.6	-	-	-	-
63	Wladyslawowo	52	1951 - 2003	2.63 ± 0.6	-	3.28 ± 0.8	-	-
64	Gdansk	49	1951 - 1999	2.93 ± 0.63	-	-	-	-
65	Kaliningrad	52	1926 - 1986	1.65 ± 0.47	-	-	-	-
66	Klaipeda	104	1898 - 2011	1.67 ± 0.21	1.81 ± 0.21	4.23 ± 0.72	3.83 ± 1.46	4.89 ± 3.44
67	Pavilosta	43	1961 - 2003	2.35 ± 0.94	-	2.35 ± 0.94	-	-
68	Roja	44	1961 - 2004	1.95 ± 1	-	1.95 ± 1	-	-
69	Mersrags	35	1961 - 2006	1.82 ± 0.97	-	-	-	-
70	Daugavgriva	61	1872 - 1938	1.78 ± 0.53	-	-	-	-
71	Salacgriva	46	1961 - 2006	1.99 ± 1.03	-	1.99 ± 1.03	0.71 ± 2.36	-
72	Pärnu	62	1949 - 2015	1.95 ± 0.64	-	2.2 ± 0.78	0.56 ± 1.51	2.81 ± 3.1
73	Virtsu	61	1945 - 2015	2.04 ± 0.57	-	2.79 ± 0.75	2.02 ± 1.48	4.29 ± 3.05
74	Rohuküla	58	1941 - 2013	2.53 ± 0.63	-	2.59 ± 0.8	0.94 ± 1.65	-1.81 ± 4.26
75	Heltermaa	58	1950 - 2015	3.61 ± 0.61	-	4 ± 0.74	4.69 ± 1.47	8.06 ± 3.16
76	Ristna	58	1950 - 2015	2.36 ± 0.68	-	2.4 ± 0.72	1.9 ± 1.42	2.21 ± 2.87
77	Dirhami	59	1954 - 2015	2.72 ± 0.61	-	2.86 ± 0.7	2.08 ± 1.36	3.06 ± 2.79
78	Paldiski	63	1942 - 2009	2.47 ± 0.56	-	3.2 ± 0.88	2.21 ± 1.89	-
79	Loksa	56	1950 - 2015	3.27 ± 0.6	-	3.76 ± 0.77	3.87 ± 1.56	6.08 ± 3.32
80	Kunda	52	1948 - 2015	2.67 ± 0.56	-	3.35 ± 0.72	-	-
81	Narva-Jo-esuu	59	1943 - 2010	3.45 ± 0.67	-	3.41 ± 0.88	1.6 ± 1.9	2.48 ± 4.62
82	Kronstadt	172	1777 - 1993	2.08 ± 0.12	2.21 ± 0.32	-	-	-
83	Vyborg	50	1889 - 1944	1.13 ± 0.67	-	-	-	-
84	Hamina	86	1928 - 2015	2.19 ± 0.37	2.16 ± 0.37	2.75 ± 0.78	1.82 ± 1.52	3.91 ± 3.06
85	Soderskar	71	1866 - 1936	1.63 ± 0.38	-	-	-	-
86	Helsinki	112	1904 - 2015	1.8 ± 0.22	1.8 ± 0.22	2.7 ± 0.7	1.79 ± 1.39	3.03 ± 2.84
87	Skuru	37	1900 - 1936	3.3 ± 0.91	-	-	-	-
88	Russaro	22	1913 - 1936	0.43 ± 1.64	-	-	-	-
89	Hanko	108	1887 - 2015	1.59 ± 0.19	1.62 ± 0.21	2.62 ± 0.71	1.64 ± 1.4	-
90	Jungfrusund	22	1913 - 1934	1.15 ± 1.9	-	-	-	-
91	Uto	24	1913 - 1936	0.99 ± 1.56	-	-	-	-
92	Föglö De-gerby	90	1923 - 2015	2 ± 0.28	2 ± 0.28	2.33 ± 0.64	1.89 ± 1.24	3.45 ± 2.55
93	Turku Abo	92	1922 - 2015	1.84 ± 0.3	1.84 ± 0.29	2.59 ± 0.69	2.1 ± 1.35	3.7 ± 2.77

NR.	PEGEL-NAME	JAHRE	ZEIT-PERIODE	LIN. TREND RMSL _{KORRGIA} [MM/A]				
				GESAMTZEIT-PERIODE	1900 - 2015	1960 - 2015	1979 - 2015	1993 - 2015
94	Lypyrtti	23	1914 - 1936	1.5 ± 1.63	-	-	-	-
95	Lyokki	23	1914 - 1936	1.49 ± 1.69	-	-	-	-
96	Rauma Raumo	82	1933 - 2015	2.31 ± 0.35	-	2.75 ± 0.66	2.37 ± 1.3	4.11 ± 2.64
97	Mantyluoto	89	1925 - 2015	1.87 ± 0.31	1.88 ± 0.31	2.64 ± 0.68	2.65 ± 1.32	3.92 ± 2.81
98	Kaskinen	85	1926 - 2015	2.02 ± 0.33	1.98 ± 0.32	2.82 ± 0.68	2.32 ± 1.34	3.66 ± 2.72
99	Ronnskar	61	1867 - 1936	2.05 ± 0.37	-	-	-	-
100	Vaasa Vasa	85	1922 - 2015	1.85 ± 0.28	1.75 ± 0.29	2.64 ± 0.72	2.59 ± 1.33	4.16 ± 2.85
101	Pietarsaari Jakobstad	91	1922 - 2015	1.96 ± 0.31	1.96 ± 0.31	3.14 ± 0.71	2.76 ± 1.39	4.26 ± 2.96
102	Ykspihlaja	36	1889 - 1924	2.19 ± 1.04	-	-	-	-
103	Raahe Brahestad	86	1922 - 2015	2.02 ± 0.31	2.02 ± 0.31	2.39 ± 0.76	2.1 ± 1.45	3.41 ± 2.91
104	Oulu Uleaborg	82	1922 - 2015	2.01 ± 0.36	1.95 ± 0.33	2.4 ± 0.76	2.68 ± 1.42	4.37 ± 2.95
105	Kemi	89	1922 - 2015	1.9 ± 0.32	1.86 ± 0.31	2.55 ± 0.71	3.2 ± 1.45	4.15 ± 3.01
106	Kalix	41	1974 - 2015	3.31 ± 1.21	-	-	3 ± 1.46	5.33 ± 3.05
107	Furuogrund	100	1916 - 2015	1.39 ± 0.27	1.39 ± 0.27	2.92 ± 0.71	3.01 ± 1.39	5.51 ± 2.96
108	Ratan	124	1891 - 2015	1.54 ± 0.19	1.64 ± 0.21	2.45 ± 0.71	1.94 ± 1.4	3.67 ± 2.91
109	Skagsudde	24	1982 - 2015	1.09 ± 2.36	-	-	-	5.15 ± 2.67
110	Spikarna	47	1968 - 2015	2.86 ± 0.82	-	3 ± 0.82	2.41 ± 1.22	4.53 ± 2.56
111	Draghallan	66	1897 - 1969	0.85 ± 0.38	-	-	-	-
112	Nedre Gavlle	90	1896 - 1986	1.12 ± 0.25	-	-	-	-
113	Bjorn	85	1892 - 1976	0.93 ± 0.27	-	-	-	-
114	Forsmark	40	1975 - 2015	2.48 ± 1.03	-	-	1.92 ± 1.18	4.01 ± 2.42
115	Gronskar	45	1888 - 1932	1.77 ± 0.61	-	-	-	-
116	Stockholm	180	1774 - 2015	1.36 ± 0.09	1.63 ± 0.18	2.49 ± 0.59	2.19 ± 1.16	4.15 ± 2.34
117	Nedre Sodertalje	102	1869 - 1970	1.81 ± 0.2	-	-	-	-
118	Landsort	119	1887 - 2005	1.68 ± 0.17	1.66 ± 0.2	2.66 ± 0.83	-	-
119	Marviken	51	1964 - 2015	2.45 ± 0.62	-	2.39 ± 0.61	2.11 ± 1.05	3.31 ± 2.15
120	Visby	99	1916 - 2015	1.7 ± 0.21	1.74 ± 0.21	2.25 ± 0.54	1.67 ± 1.06	3.07 ± 2.16
121	Olands Norra Udde	154	1851 - 2015	1.3 ± 0.1	1.6 ± 0.17	2.26 ± 0.55	1.76 ± 1.05	2.97 ± 2.14
122	Oskarshamn	55	1960 - 2015	2.23 ± 0.51	-	2.3 ± 0.51	1.89 ± 0.98	4.24 ± 2
123	Kungsholmsfort	129	1886 - 2015	1.31 ± 0.12	1.32 ± 0.14	1.93 ± 0.46	1.61 ± 0.89	3.28 ± 1.77
124	Simrishamn	33	1982 - 2015	1.42 ± 0.89	-	-	1.63 ± 0.86	2.91 ± 1.5
125	Ystad	95	1887 - 1981	1.36 ± 0.15	-	-	-	-

NR.	PEGEL-NAME	JAHRE	ZEIT-PERIODE	LIN. TREND RMSL _{KORRGIA} [MM/A]				
				GESAMTZEIT-PERIODE	1900 - 2015	1960 - 2015	1979 - 2015	1993 - 2015
126	Skanor	23	1992 - 2015	4.75 ± 1.27	-	-	-	4.75 ± 1.27
127	Klagshamn	86	1929 - 2015	1.3 ± 0.2	-	1.71 ± 0.41	1.67 ± 0.84	0.92 ± 1.36
128	Malmö	35	1924 - 1963	1.45 ± 0.56	-	-	-	-
129	Barseback	55	1937 - 2015	1.66 ± 0.23	-	-	-	3.35 ± 1.39
130	Viken	39	1976 - 2015	2.32 ± 0.62	-	-	2.17 ± 0.68	3.2 ± 1.38
131	Varberg	95	1887 - 1981	1.49 ± 0.13	-	-	-	-
132	Ringhals	46	1967 - 2015	2.73 ± 0.47	-	2.73 ± 0.46	2.26 ± 0.68	3.07 ± 1.35
133	Goteborg-Ringon	71	1887 - 1958	1.29 ± 0.22	-	-	-	-
134	Goteborg-Torshammen	48	1967 - 2015	3.39 ± 0.43	-	3.34 ± 0.43	2.99 ± 0.65	4.21 ± 1.31
135	Stenungsund	48	1962 - 2015	2.48 ± 0.45	-	2.41 ± 0.43	1.94 ± 0.72	3.29 ± 1.5
136	Backevik	34	1895 - 1928	1.93 ± 0.5	-	-	-	-
137	Smogen	105	1910 - 2015	1.75 ± 0.12	1.76 ± 0.12	2.72 ± 0.33	2.88 ± 0.63	3.14 ± 1.28
138	Stromstad	61	1900 - 1967	1.94 ± 0.22	-	-	-	-
139	Kungsvik	42	1973 - 2015	2.6 ± 0.53	-	2.59 ± 0.52	2.27 ± 0.64	4.29 ± 1.28

A.4 Amplituden und Phasen des saisonalen Zyklus

In Tabelle 9 sind die Amplituden A und Phasen ϕ des jährlichen (S_a) und halbjährlichen (S_{sa}) saisonalen Zyklus dargestellt, die mithilfe der harmonischen Tideanalyse anhand der MSL-Pegelzeitreihen an der deutschen und polnischen Ostsee bestimmt wurden. In Tabelle 9 sind zusätzlich für die ermittelten Parameter jeweils das 95 % Konfidenzintervall und die erklärten Varianzen durch den saisonalen Zyklus (Var1), durch den jährlichen Zyklus (Var2) und den halbjährlichen Zyklus (Var3) angegeben.

Tabelle 9: Amplituden (A_{sa} , A_{ssa}) und Phasen (ϕ_{sa} , ϕ_{ssa}) der S_a und S_{sa} für 49 Pegel (> 19 Jahre) mit Angabe des 95 % Konfidenzintervalls und der erklärten Varianzen durch den saisonalen Zyklus (Var1), durch den jährlichen Zyklus (Var2) und den halbjährlichen Zyklus (Var3).

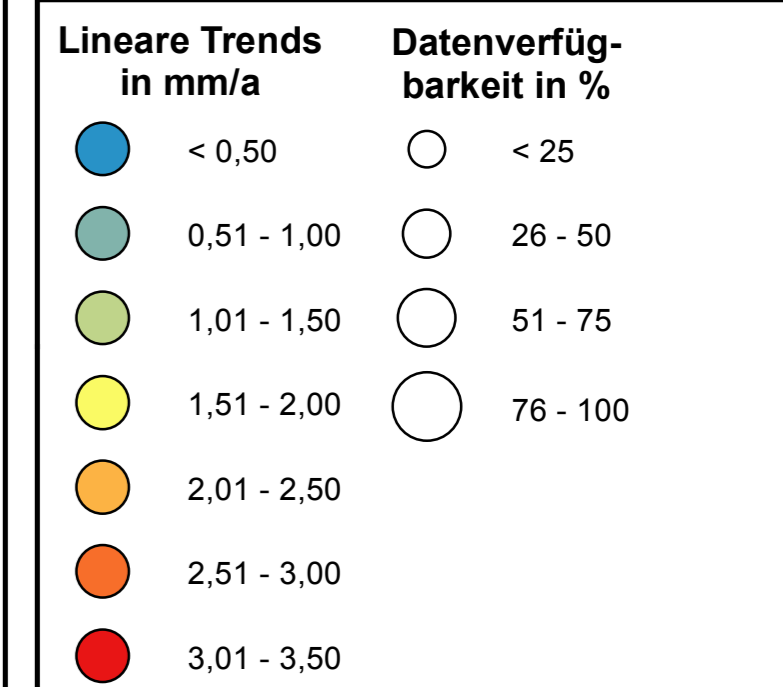
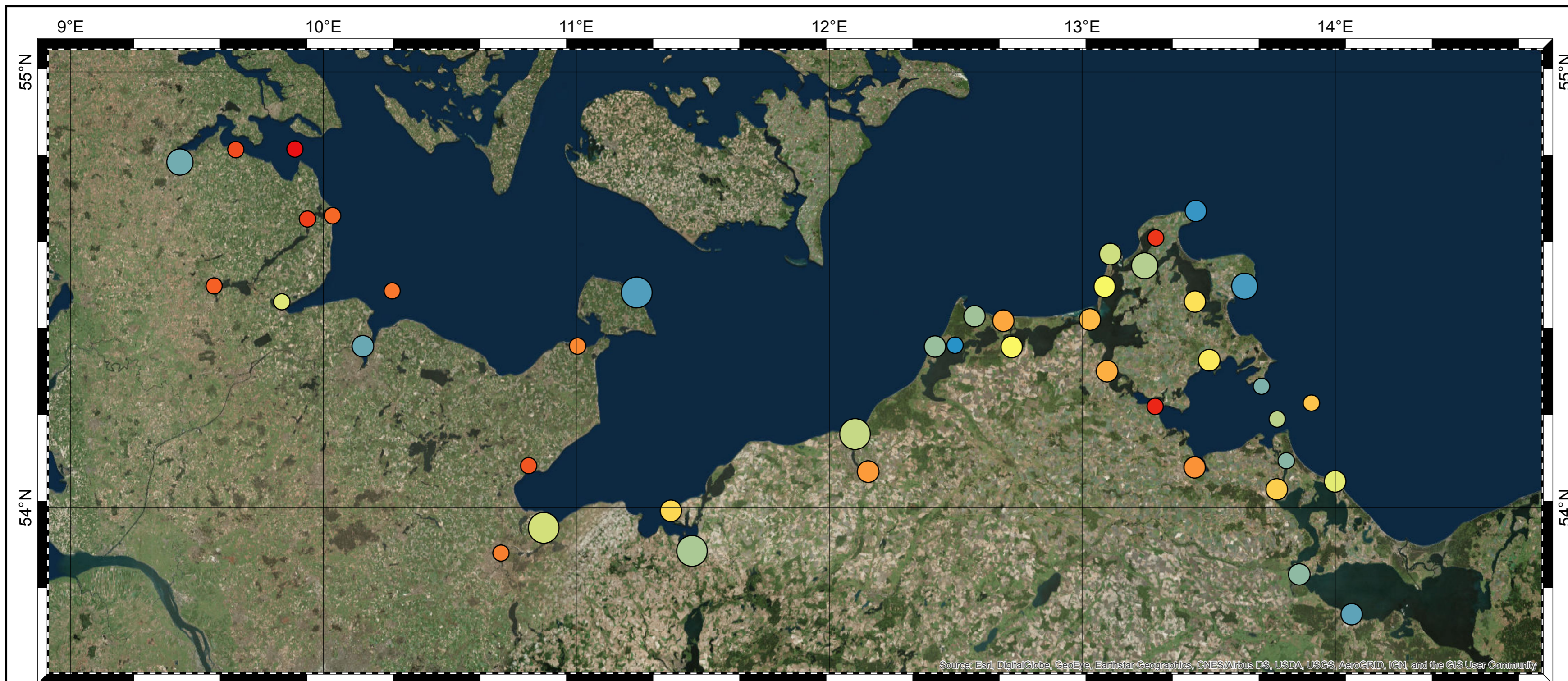
NR.	NAME	SA				SSA				VAR1	VAR2	VAR3
		A_{sa}	95 % K.	ϕ_{sa}	95 % K.	A_{ssa}	95 % K.	ϕ_{ssa}	95 % K.			
		mm	mm	Grad	mm	mm	mm	Grad	mm			
1	Esbjerg	119,6	11,1	297,4	5,3	21,4	12,7	6,4	34,0	25	24	1
2	Hantsholm	113,8	14,9	289,1	7,5	23,9	17,7	353,6	42,5	31	30	1
3	Hirtshals	94,7	8,2	276,3	4,9	26,7	9,5	20,2	20,3	30	27	2
4	Frederikshavn	89,8	6,3	282,9	4,0	24,5	7,8	13,6	18,3	40	37	3
5	Aarhus	75,7	4,5	285,2	3,4	14,8	5,9	19,5	22,8	45	43	2
6	Fredericia	61,2	3,6	284,1	3,4	9,1	4,8	37,0	30,1	44	43	1
7	Fynshav	42,7	8,2	279,6	11,1	15,4	9,0	54,2	33,2	20	17	2
8	Mommark	53,3	11,3	266,8	12,2	13,1	13,2	66,7	57,9	29	28	2
9	Slipshavn	63,8	4,8	275,9	4,3	14,7	5,8	45,9	22,7	36	34	2
10	Korsør	62,5	5,0	273,8	4,6	15,0	6,0	41,0	22,7	33	31	2
11	Hornbaek	87,5	7,3	263,6	4,8	25,8	8,6	29,6	19,0	31	28	2
12	Kobenhavn	77,9	6,4	270,1	4,7	24,8	7,5	40,1	17,4	32	29	3
13	Teijn	53,3	21,4	301,8	23,1	26,0	22,3	57,0	49,2	12	10	2
14	Rodbyhavn	50,2	11,5	270,3	13,1	19,5	12,0	58,0	35,3	12	10	2
15	Gedser	50,4	6,5	259,8	7,4	22,9	6,9	64,8	17,3	16	14	3
16	Flensburg	39,7	7,2	277,2	10,4	12,5	7,7	59,0	35,5	16	14	1
17	Langballigau	34,7	11,4	259,5	18,7	12,6	12,0	93,7	54,5	13	11	1
18	LT Kalkgrund	36,2	10,8	256,3	17,1	13,7	11,4	96,7	47,8	14	12	2
19	Kappeln	34,4	11,3	260,6	18,9	13,0	11,9	91,2	52,5	13	11	2
20	Schleswig	37,8	12,4	246,2	18,8	12,0	13,1	121,7	62,4	12	11	1
21	Schleimünde SP	34,4	11,3	252,8	18,8	15,6	11,8	85,6	43,4	13	11	2
22	Eckernförde	32,3	11,2	247,1	19,8	13,8	11,7	98,0	48,4	11	9	2
23	LT Kiel	37,2	11,3	246,3	17,4	15,0	11,9	85,6	45,4	14	12	2
24	Kiel-Holtenau	36,5	7,8	263,4	12,3	14,2	8,2	53,3	33,2	13	11	2
25	Heiligenhafen	37,3	11,7	241,0	18,0	18,7	12,3	70,3	37,6	14	11	3
26	Marienleuchte	45,1	5,8	255,7	7,3	21,6	6,1	59,3	16,3	17	14	3
27	Neustadt	36,0	12,9	234,4	20,6	17,5	13,5	73,0	44,0	12	10	2
28	Travemünde	37,6	5,0	236,5	7,7	16,3	5,2	68,5	18,3	11	9	2
29	Lübeck Bauhof	32,0	12,8	226,9	22,9	17,3	13,1	82,5	43,6	10	8	2
30	Wismar Baumhaus	49,8	5,3	233,0	6,0	20,0	5,6	63,4	16,1	17	15	2
31	Timmendorf	41,3	8,8	249,5	12,2	21,0	9,2	51,0	25,2	15	12	3
32	Rostock	35,2	11,6	257,3	18,9	22,5	11,9	41,6	30,2	9	7	3
33	Warnemünde	50,7	5,4	251,7	6,1	23,7	5,8	55,8	14,0	18	15	3
34	Althagen	47,4	8,9	304,7	10,8	13,5	9,6	70,1	40,4	15	14	1
35	Darßer Ort	58,3	15,3	274,6	15,0	31,2	16,3	34,5	29,9	21	17	5
36	Prerow Innen	67,5	11,3	-53,9	9,6	21,3	12,9	22,7	34,7	27	24	2
37	ZingstBodden	50,8	11,4	311,6	12,9	23,6	12,1	68,9	29,5	18	14	3
38	Barth	55,4	9,9	302,3	10,2	19,8	10,7	49,9	30,8	18	16	2
39	Barhöft	45,6	12,9	274,9	16,2	27,5	13,3	49,3	27,8	13	10	4
40	Stralsund	50,2	10,7	276,3	12,2	23,3	11,3	35,4	27,7	15	12	3

NR.	NAME	SA				SSA				VAR1	VAR2	VAR3
		A _{SA}	95 % K.	ϕ _{SA}	95 % K.	A _{SSA}	95 % K.	ϕ _{SSA}	95 % K.			
		mm	mm	Grad	mm	mm	mm	Grad	mm			
41	Neuendorf Hafen	48,3	14,0	285,7	16,6	25,4	14,6	54,0	33,0	14	11	3
42	Kloster	50,1	12,3	290,0	14,1	30,3	12,8	45,9	24,2	15	11	4
43	Wittower Fähre	59,8	10,8	283,7	10,4	33,0	11,4	40,3	19,8	18	14	4
44	Rügen	80,6	15,7	294,3	11,1	29,4	17,7	20,9	34,5	27	24	3
45	Arkona	68,1	9,9	274,4	8,4	30,8	11,0	65,3	20,5	27	22	5
46	Sassnitz	61,9	9,7	280,0	9,0	27,9	10,4	36,8	21,2	18	15	3
47	Ralswiek	56,1	17,2	285,9	17,6	38,6	17,7	37,2	26,3	14	10	5
48	Thiessow	38,8	15,8	281,0	23,3	31,1	16,0	57,8	29,5	10	6	4
49	Lauterbach	55,3	13,6	281,2	14,1	31,6	14,2	37,5	25,8	17	13	4
50	Stahlbrode	52,0	15,6	277,2	17,2	30,7	16,3	35,0	30,4	16	12	4
51	Greifswald Eldena	46,2	10,9	274,1	13,5	24,9	11,3	36,2	26,0	13	10	3
52	Greifswald Wieck	46,0	11,0	274,5	13,7	24,9	11,4	35,2	26,1	13	10	3
53	Wolgast	43,3	12,6	287,5	16,6	25,9	12,9	38,2	28,5	10	8	3
54	Karshagen	30,8	19,3	272,6	36,0	32,3	19,3	45,0	34,2	8	4	4
55	Ruden	36,7	18,3	269,2	28,6	30,1	18,5	60,8	35,3	10	6	4
56	Greifswalder Oie	35,7	20,3	278,1	32,6	31,8	20,5	35,0	36,8	10	5	4
57	Koserow	50,3	14,1	281,8	16,1	37,3	14,5	39,8	22,2	15	9	5
58	Karnin	32,3	12,1	301,6	21,6	30,7	12,2	55,2	22,7	8	4	4
59	Ueckermuende	29,4	13,1	306,7	25,5	31,1	13,1	51,4	24,0	7	3	4
60	Swinoujscie	49,9	6,6	252,5	7,5	29,7	6,8	62,1	13,1	13	9	3
61	Kolobrzeg	65,2	7,3	270,8	6,4	33,0	7,7	52,4	13,4	16	13	3
62	Ustka	91,5	15,5	288,0	9,7	37,6	16,9	24,4	25,8	22	19	3
63	Wladyslawowo	88,9	16,0	290,4	10,3	41,8	17,2	31,7	23,5	20	16	4
64	Gdansk	92,4	16,2	283,0	10,0	37,9	17,6	25,5	26,6	21	18	3
65	Kaliningrad	111,0	15,9	276,9	8,2	28,0	18,1	28,2	37,1	25	23	1
66	Klaipeda	79,8	12,7	292,1	9,1	29,1	13,4	47,6	26,3	12	11	1
67	Pavilosta	108,4	20,5	302,8	10,8	42,6	22,2	29,6	29,9	20	17	3
68	Roja	111,9	21,6	301,5	11,0	45,8	23,3	35,3	29,1	19	16	3
69	Mersrags	133,3	23,9	291,5	10,3	47,3	26,7	23,0	32,4	25	22	3
70	Daugavgriva	88,3	17,7	256,9	11,5	41,6	18,6	53,7	25,7	14	12	3
71	Salacgriva	117,6	22,6	298,0	11,0	41,9	24,4	28,0	33,4	18	16	2
72	Pärnu	131,1	19,8	297,2	8,6	46,0	21,7	22,3	27,0	21	19	2
73	Virtsu	126,4	18,9	301,4	8,6	50,1	20,7	23,9	23,7	23	20	3
74	Rohuküla	124,7	19,2	293,0	8,8	41,9	21,1	23,3	28,9	21	19	2
75	Heltermaa	125,4	18,6	299,1	8,5	51,3	20,4	13,5	22,8	24	20	3
76	Ristna	128,2	19,3	303,3	8,6	47,4	21,3	23,7	25,7	23	20	3
77	Dirhami	117,7	18,2	301,6	8,9	50,4	19,8	22,8	22,6	22	19	3
78	Paldiski	113,3	18,1	299,0	9,2	43,9	19,6	28,3	25,7	20	17	3
79	Loksa	123,1	18,9	298,1	8,8	48,7	20,7	18,7	24,4	23	20	3
80	Kunda	125,8	19,3	297,2	8,8	51,2	21,4	15,5	23,9	24	21	3
81	Narva-Joesuu	122,1	19,4	298,6	9,1	49,5	21,1	27,5	24,4	21	18	3
82	Kronstadt	115,9	11,1	282,4	5,5	42,8	12,1	37,6	16,2	20	17	2
83	Vyborg	130,1	18,6	282,2	8,2	44,8	21,1	49,0	26,9	27	24	3
84	Hamina	116,3	15,7	297,8	7,7	39,9	17,1	17,2	24,5	19	17	2
85	Soderskar	106,2	14,5	280,5	7,8	48,2	15,9	45,4	18,9	24	19	4
86	Helsinki	104,9	12,6	295,1	6,9	44,5	13,6	31,6	17,5	20	17	3
87	Skuru	94,3	19,9	279,9	12,1	47,5	21,3	42,8	25,8	20	16	4
88	Russaro	111,0	24,5	279,9	12,6	42,8	27,5	28,6	36,8	27	23	3
89	Hanko	100,7	12,2	296,4	6,9	41,2	13,2	34,4	18,3	20	17	3
90	Jungfrusund	113,6	24,8	280,1	12,5	52,7	27,7	40,4	30,1	29	24	5
91	Uto	114,6	22,6	283,1	11,3	49,6	25,6	38,1	29,6	31	26	5
92	Föglö Degerby	105,9	13,1	298,3	7,1	45,6	14,3	26,8	18,0	23	19	4
93	Turku Abo	111,3	13,6	295,8	7,0	40,5	15,0	19,4	21,1	22	19	3
94	Lypyrntti	118,6	23,5	280,1	11,3	47,6	26,9	43,7	32,4	32	27	4
95	Lyokki	120,0	23,9	281,3	11,4	48,2	27,4	43,7	32,6	32	27	4

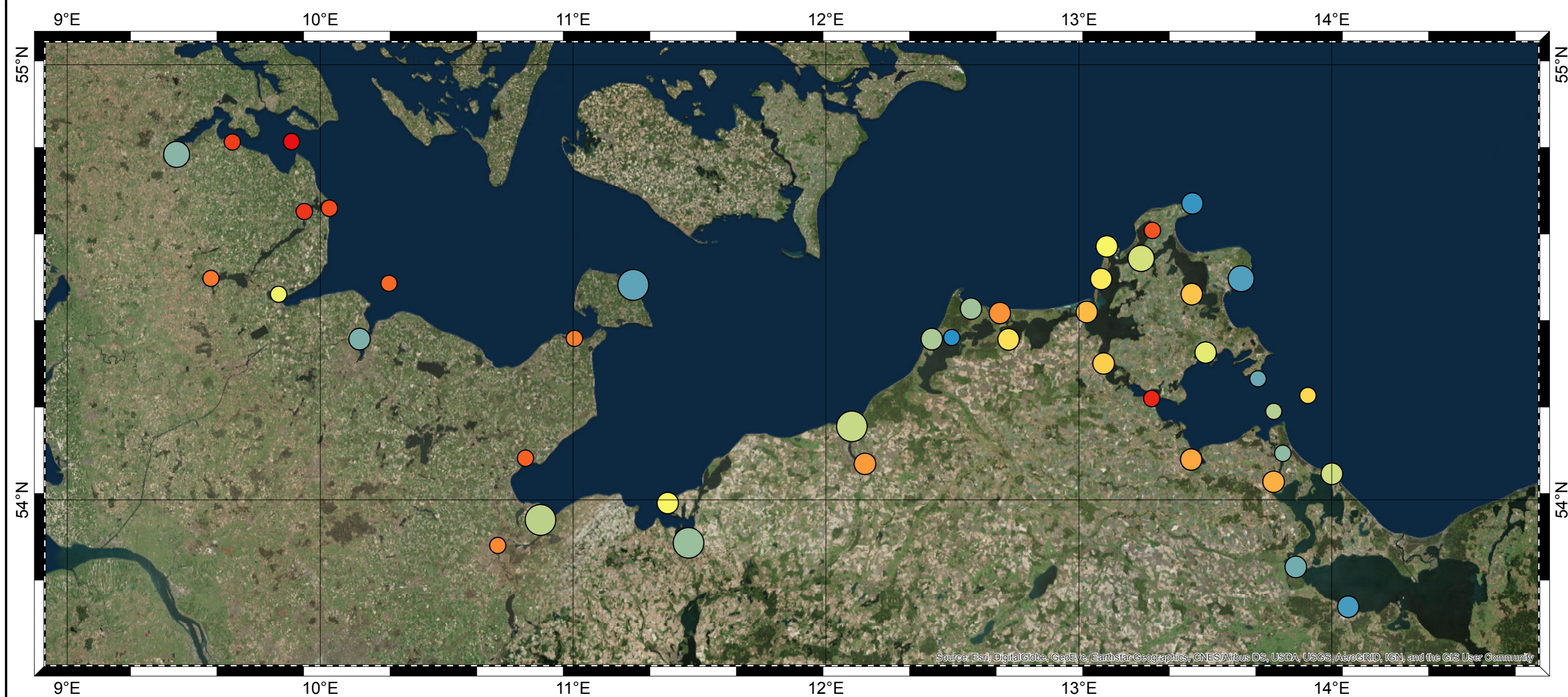
NR.	NAME	SA				SSA				VAR1	VAR2	VAR3
		A _{SA}	95 % K.	φ _{SA}	95 % K.	A _{SSA}	95 % K.	φ _{SSA}	95 % K.			
		mm	mm	Grad	mm	mm	mm	Grad	mm			
96	Rauma Raumo	105,5	14,3	299,3	7,8	40,2	15,5	22,1	22,1	20	18	3
97	Mantyluoto	110,3	13,8	300,2	7,2	39,9	15,1	18,3	21,7	21	19	2
98	Kaskinen	113,3	14,3	304,2	7,2	43,9	15,7	18,9	20,5	22	19	3
99	Ronnskar	111,9	14,9	296,2	7,6	53,9	16,5	46,6	17,6	28	23	5
100	Vaasa Vasa	118,7	14,2	302,0	6,9	46,4	15,7	15,0	19,4	25	21	3
101	Pietarsaari Jakobstad	125,6	14,1	302,8	6,4	39,2	15,8	16,7	23,0	24	22	2
102	Ykspihlaja	90,2	20,1	295,7	12,8	58,3	21,2	55,6	20,8	22	15	6
103	Raaha Brahestad	131,0	14,7	303,4	6,4	38,7	16,6	13,2	24,6	25	23	2
104	Oulu Uleaborg	125,2	15,9	309,2	7,3	43,1	17,6	12,0	23,4	22	20	2
105	Kemi	134,7	14,7	306,1	6,2	41,0	16,6	6,6	23,2	26	24	2
106	Kalix	136,5	23,8	321,9	10,0	51,6	26,3	23,3	29,2	24	21	3
107	Furuogrund	117,2	13,7	307,0	6,7	43,5	15,0	17,8	19,8	22	19	3
108	Ratan	112,0	11,8	304,9	6,1	44,3	12,9	31,8	16,7	22	19	3
109	Skagsudde	90,7	28,8	328,6	18,2	45,6	30,3	42,9	38,0	15	12	3
110	Spikarna	115,4	19,5	313,1	9,7	52,0	21,2	15,2	23,4	23	19	4
111	Draghallan	93,4	14,0	289,4	8,6	52,9	15,0	41,0	16,3	23	18	6
112	Nedre Gavle	108,0	12,3	293,3	6,5	45,7	13,6	27,3	17,1	26	22	4
113	Bjorn	104,9	12,4	289,1	6,8	40,7	13,8	36,6	19,4	25	21	3
114	Forsmark	103,3	20,9	313,2	11,6	52,0	22,4	26,9	24,6	21	17	4
115	Gronskar	100,6	16,1	283,5	9,2	52,0	17,8	53,1	19,6	28	22	6
116	Stockholm	86,4	8,8	292,8	5,9	45,4	9,4	37,7	11,8	19	15	4
117	Nedre Sodertalje	91,2	10,8	281,1	6,8	43,4	11,7	46,7	15,4	23	19	4
118	Landsort	92,9	10,4	289,3	6,4	44,2	11,2	41,5	14,6	22	18	4
119	Marviken	92,2	16,4	-57,5	10,2	40,7	17,7	22,6	24,9	20	17	3
120	Visby	92,5	10,9	284,6	6,8	37,4	11,9	30,9	18,3	22	19	3
121	Olands Norra Udde	91,8	9,0	291,4	5,6	42,4	9,7	45,2	13,1	22	18	4
122	Oskarshamn	87,0	15,2	-57,7	10,0	39,4	16,3	28,8	23,7	20	16	3
123	Kungsholmsfort	77,0	8,5	286,2	6,3	35,0	9,2	43,8	15,0	21	17	4
124	Simrishamn	64,9	16,7	305,6	14,7	34,4	17,6	49,4	29,2	17	13	4
125	Ystad	72,3	8,5	277,3	6,8	26,9	9,4	48,5	19,9	23	20	3
126	Skanor	41,1	17,8	292,5	24,9	28,4	18,2	49,8	36,7	10	7	3
127	Klagshamn	66,6	8,9	279,4	7,7	23,7	9,7	37,1	23,5	19	17	2
128	Malmö	84,2	12,5	262,6	8,5	25,8	14,7	52,4	32,7	32	29	3
129	Barseback	59,8	10,2	276,9	9,8	16,8	11,2	46,6	38,0	18	17	1
130	Viken	83,2	12,7	278,4	8,7	23,5	14,7	20,6	35,8	29	27	2
131	Varberg	96,8	7,5	272,8	4,4	20,1	9,3	23,7	26,5	38	36	2
132	Ringhals	89,3	11,8	290,8	7,6	26,7	13,8	11,1	29,6	31	29	3
133	Goteborg-Ringon	95,5	9,5	274,1	5,7	27,2	11,4	30,0	24,0	34	32	3
134	Goteborg-Torshamnen	95,2	11,5	293,1	6,9	24,3	13,7	3,3	32,3	34	32	2
135	Stenungsund	98,2	12,4	290,8	7,3	16,5	14,8	359,3	51,4	30	30	1
136	Backevik	79,5	11,6	277,8	8,4	32,0	13,7	27,6	24,6	36	31	5
137	Smogen	93,8	7,2	283,0	4,4	21,1	8,8	2,0	23,8	36	35	2
138	Stromstad	92,4	10,2	272,6	6,3	32,2	12,0	2,4	21,3	35	31	4
139	Kungsvik	95,7	13,1	288,0	7,9	29,5	15,4	7,7	29,9	32	29	3

A.5 Übersichtskarten Lineare Trends

Nachfolgend sind zwei Übersichtskarten der anhand der RMSL und der $\text{RMSL}_{\text{korr-GIA}}$ -Zeitreihen ermittelten linearen Trends über die beiden Zeitperioden 1900 bis 2015 sowie 1960 bis 2015 dargestellt.



RMSL Zeitreihen:
 - bereinigt um den saisonalen Zyklus
 - GIA Korrektur nach Vestøl et al. 2016



Forschungsprojekt
 AMSeL_Ostsee (Fkz: 03KIS0114)

GEFÖRDERT VOM

Bundesministerium für Bildung und Forschung

Oben:
Lineare Trends RMSL

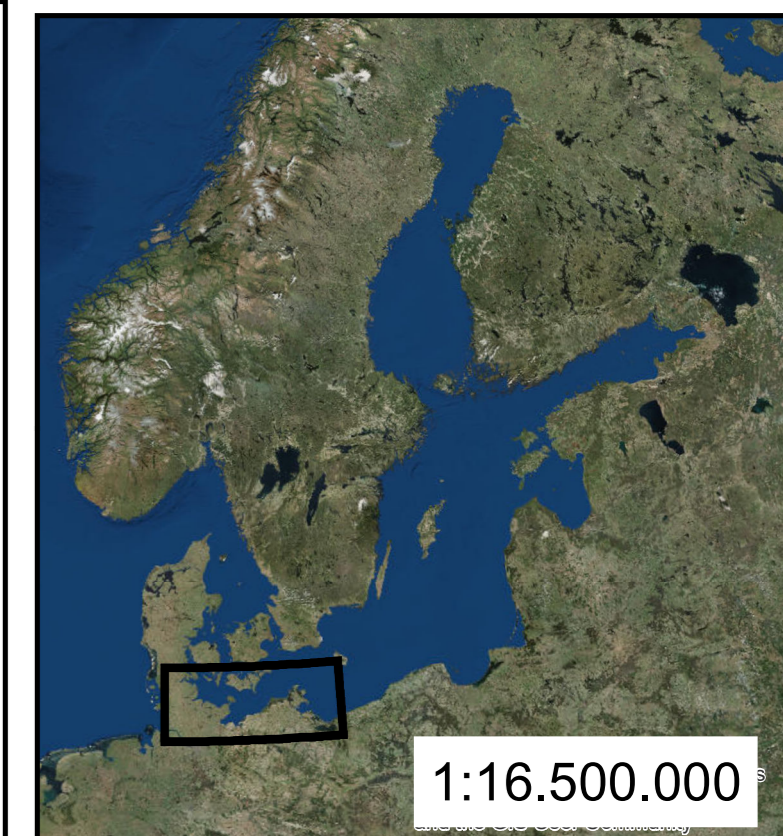
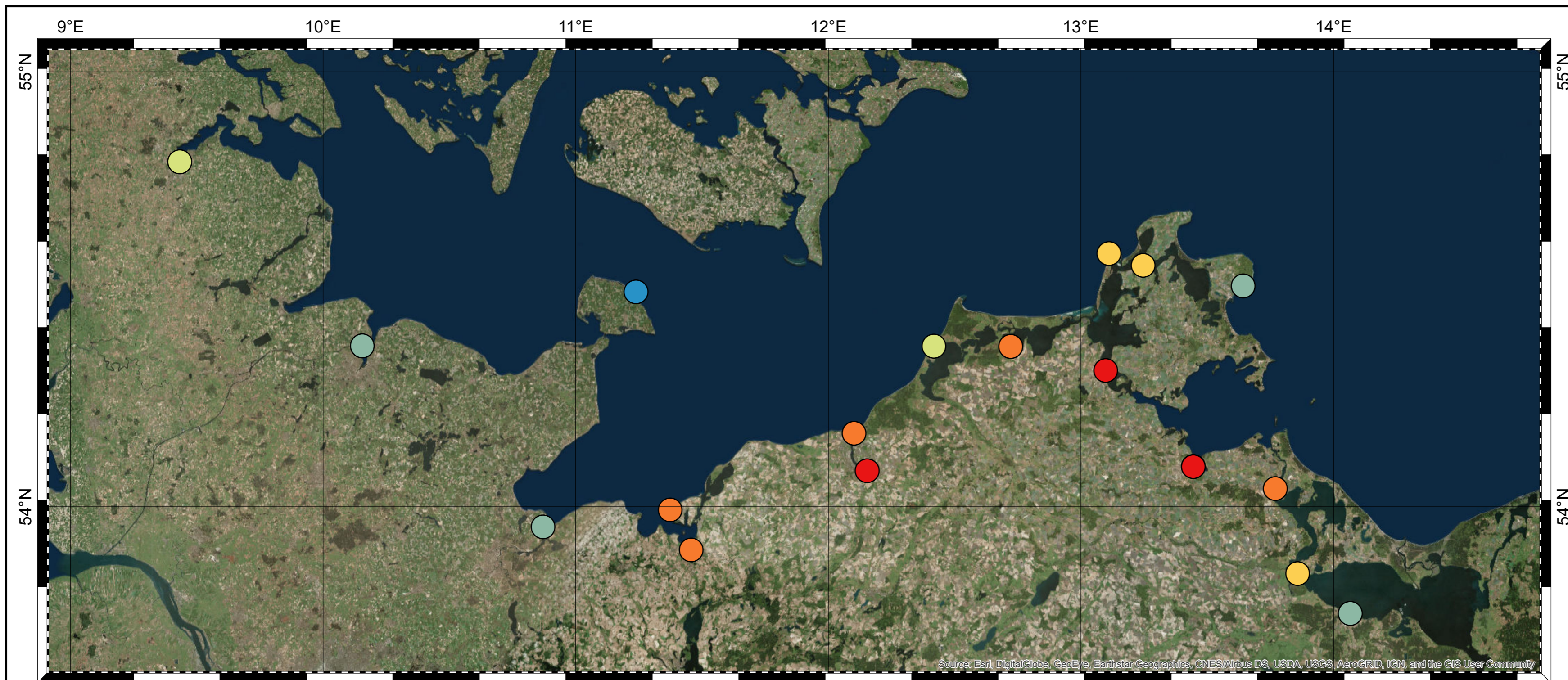
Unten:
Lineare Trends RMSL (GIAkorr)

Ersteller
 Dipl.-Ing. Jessica Kelln
 Forschungsinsitut Wasser und Umwelt (fwu)
 Universität Siegen

Gewässer, Bereich
 Südwestliche Ostsee: Küsten Schleswig-Holstein & Mecklenburg-Vorpommern

Zeitraum
1900 bis 2015

Maßstab 1:1.500.000 (gilt für DIN A2)	Datum 04.03.2019	V1.0
---	---------------------	------



Lineare Trends in mm/a

- < 1,00
- 1,01 - 1,25
- 1,26 - 1,50
- 1,51 - 1,75
- 1,76 - 2,00
- 2,01 - 2,25

RMSL Zeitreihen:
 - mind. 75 % Datenverfügbarkeit
 - bereinigt um den saisonalen Zyklus
 - GIA Korrektur nach Vestøl et al. 2016

Forschungsprojekt
 AMSeL_Ostsee (Fkz: 03KIS0114)



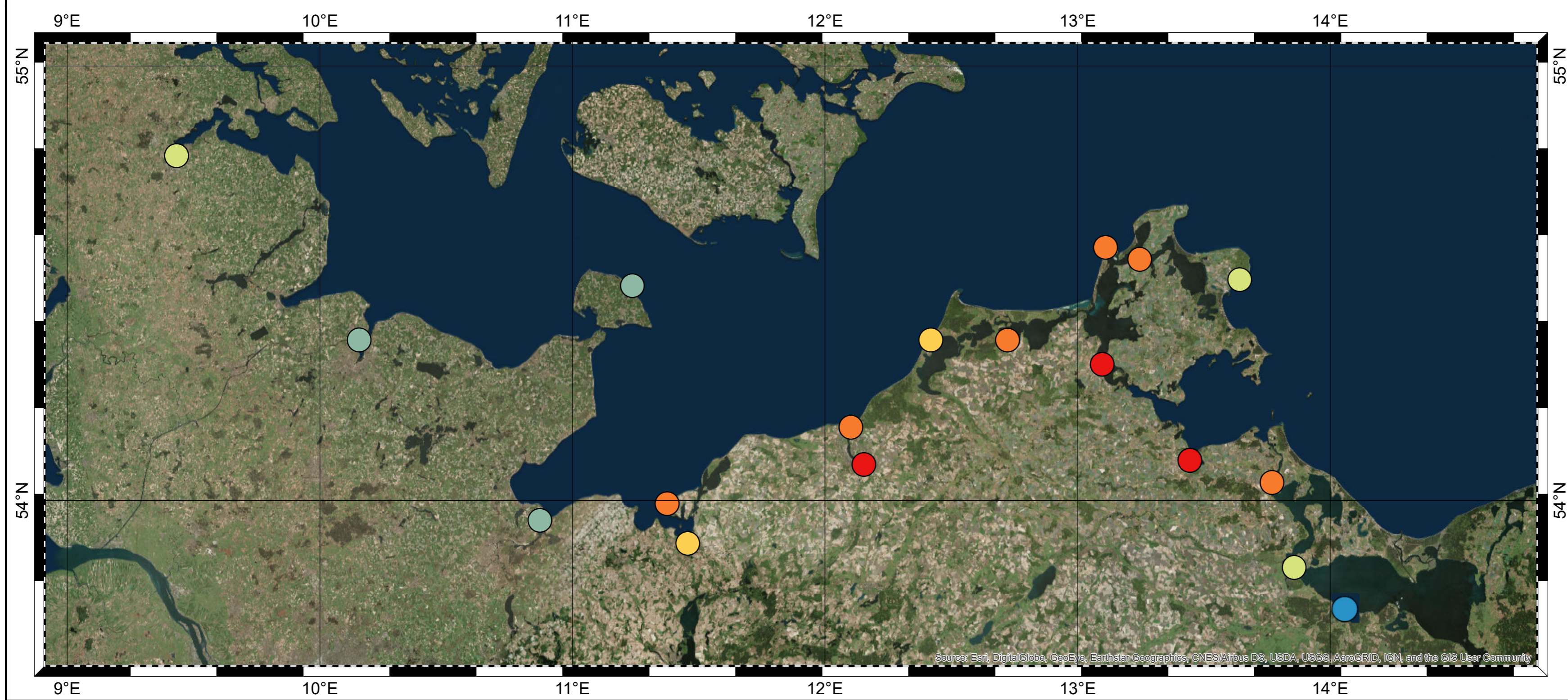
Oben:
Lineare Trends RMSL
 Unten:
Lineare Trends RMSL (GIAkorr)

Ersteller
 Dipl.-Ing. Jessica Kelln
 Forschungsinsitut Wasser und Umwelt (fwu)
 Universität Siegen

Gewässer, Bereich
 Südwestliche Ostsee: Küsten Schleswig-Holstein & Mecklenburg-Vorpommern

Zeitraum
1960 bis 2015

Maßstab 1:1.500.000 (gilt für DIN A2)	Datum 24.06.2019	V1.0
---	---------------------	------



Herausgeber:
Forschungsinstitut Wasser und
Umwelt (fwu) der Universität Siegen
Paul-Bonatz-Straße 9-11
57076 Siegen