

Untersuchungen zur Rekonstruktion des Meeresspiegels und vertikaler Landbewegungen an den deutschen Küsten

Sönke Dangendorf¹, Jessica Kelln², Arne Arns³, Ulf Gräwe⁴, Holger Steffen⁵, Jacobus Hofstede⁶ und Jürgen Jensen⁷

¹ Center for Coastal Physical Oceanography, Department of Ocean and Earth Sciences, Old Dominion University, Norfolk, VA

Department of River-Coastal Science and Engineering, Tulane University, New Orleans, LA

² Bundesanstalt für Wasserbau

³ Universität Rostock, Professur Küstenschutz und Küstendynamik

⁴ Leibniz-Institut für Ostseeforschung Warnemünde

⁵ Geodetic Infrastructure, Lantmäteriet, Gävle, Sweden

⁶ Ministerium für Energiewende, Landwirtschaft, Umwelt, Natur und Digitalisierung des Landes Schleswig-Holstein

⁷ Universität Siegen, Forschungsinstitut Wasser und Umwelt, Lehrstuhl für Hydromechanik, Binnen- und Küstenwasserbau

Zusammenfassung

In diesem Beitrag werden die Ergebnisse des Teilprojektes MSL_Absolut-Rek (03KIS116) vorgestellt. Das primäre Ziel bestand in der räumlich-zeitlichen Rekonstruktion des mittleren Meeresspiegels (MSL) entlang der deutschen Küsten seit Beginn des 20. Jahrhunderts unter Berücksichtigung vertikaler Landbewegungen (VLM). Hierfür wurde eine neuartige hybride Rekonstruktionsmethodik entwickelt, mit der der MSL global über eine Kombination von Pegelbeobachtungen und bekannten regionalen Mustern einzelner beteiligter Prozesse zunächst auf einem globalen Gitter ermittelt und anschließend in verfeinerter Auflösung an die deutschen Küsten transferiert wird. Im Ergebnis sind über die Periode von 1900 bis 2015 relative MSL Felder in der gleichen räumlichen Auflösung entstanden, in der Satellitendaten seit 1993 vorliegen. Die auf diese Weise regionalisierten MSL Felder sind sowohl konsistent mit Tidepegelbeobachtungen als auch mit den einzelnen zu Grunde liegenden physikalischen Prozessen. Dies ermöglicht in der Folge nicht nur die Ableitung der klimatisch induzierten relativen MSL Entwicklung, sondern auch die Bewertung potentieller anthropogener und isostatischer VLM sowie bisher nicht detektierter Nullpunktverschiebungen an einzelnen Standorten. Die Ergebnisse zeigen zwischen 1900 und 2015 etwas höhere relative MSL Trends entlang der deutschen Nordseeküste (1,9–2 mm/Jahr) als an der deutschen Ostseeküste (1,6 mm/Jahr), wobei die räumlichen Differenzen maßgeblich durch eine Intensivierung und Häufung von Westwindlagen begründet sind. Überlagert werden diese Entwicklungen durch VLM, die sich mit wenigen Ausnahmen in einem Bereich $\pm 0,5$ mm/Jahr bewegen. Hauptursache stellen hierfür isostatische VLM infolge der letzten Vereisung dar, die aber lokal auch durch anthropogene Ursachen wie Gasentnahmen überlagert werden können.

Schlagwörter

Meeresspiegelanstieg, Tidepegel, Meeresspiegelrekonstruktion, vertikale Landbewegung

Summary

We present the results of the sub-project MSL_Absolut-Rek (03KIS116). The primary goal of the project was the spatial and temporal reconstruction of mean sea level (MSL) along the German coastlines since the early 20th century under the consideration of vertical land motion (VLM). A novel hybrid reconstruction approach has been developed, which first models MSL globally as a combination of tide gauge observations and a priori known regional patterns of certain contributing processes. Then the resulting fields are downscaled to the German coastlines. As a result, relative MSL fields with the same spatial resolution as provided by satellite data since 1993 have been produced over the period 1900-2015. The fields regionalize MSL in a way that they (i) optimally fit to changes observed by the global tide gauge network, and (ii) are consistent with certain physical processes. This provides not only the possibility of assessing climate-induced relative MSL changes along the entire coastlines but also facilitates the subsequent detection of potential anthropogenic and postglacial VLM as well as previously undetected datum shifts at individual locations. The results point towards slightly higher relative MSL trends along the German North Sea (1.9-2.0 mm/yr) than along the Baltic Sea coastline (1.6 mm/yr), whereby the spatial differences are suggested to be primarily driven by an intensification and increase in frequency of westerly winds. These relative MSL trends are locally superimposed by VLM, which are in most cases not larger than ± 0.5 mm/yr. The major driving factor of VLM are postglacial rebound processes, which can be locally superimposed by anthropogenic factors such as gas withdrawals.

Keywords

sea level rise, tide gauge, sea level reconstruction, vertical land motion

1 Einleitung

Weltweit leben derzeit rund 600 Millionen Menschen (~ 10 % der gesamten Bevölkerung) in Küstengebieten, die tiefer als 10 m über dem mittleren Meeresspiegel (englisch: Mean Sea Level, hiernach: MSL) liegen (UN New York Fact-Sheet, https://visit.un.org/sites/visit.un.org/files/FS_UN_Day.pdf). Der MSL bestimmt den Verlauf der Küstenlinien und damit auch den Lebensraum vieler Menschen. Während der globale MSL (GMSL) mit Raten von maximal ± 5 cm/Jahrhundert über die letzten 3.000 Jahre verhältnismäßig konstant verlaufen ist und so eine umfangreiche Besiedlung des Küstenraums erst ermöglicht hat, ist seit Mitte des 19. Jahrhunderts eine signifikante Beschleunigung zu verzeichnen (Kopp et al. 2016). Diese Beschleunigung resultierte in einem durch barystatische Massenänderungen (vor allem durch Gletscherschmelze und Massenverluste in Grönland) und thermale Ausdehnung dominierten GMSL Anstieg von 13–19 cm über das 20. Jahrhundert (z. B. Church und White 2011, Hay et al. 2015, Dangendorf et al. 2017). Aus Tidepegeln und Satellitenaltimeterdaten abgeleitete GMSL Rekonstruktionen deuten zudem darauf hin, dass sich die Anstiegsrate seit den 1960er Jahren ein weiteres Mal auf mittlerweile rund 34 cm/Jahrhundert (3,4 mm/Jahr) beschleunigt hat (WCRP 2018, Dangendorf et al. 2019). Vor allem die rasante Beschleunigung der vergangenen 10 bis 20 Jahre ist durch erhöhte

Massenverluste der beiden Eisschilde (insbesondere Grönland) zu erklären, die mittlerweile die Beiträge kontinentaler Gletscher deutlich übersteigen (Chen et al. 2017, Nerem et al. 2018, WCRP 2018). Zukunftsprognosen mit Hilfe von Klimamodellen gehen davon aus, dass sich diese Entwicklungen weiter fortsetzen und so bei ungeminderten Treibhausgasemissionen mit hoher Wahrscheinlichkeit in einem Anstieg von 61 bis 110 cm im Jahre 2100 münden werden (Oppenheimer et al. 2019), wobei bei einer Destabilisierung des Westantarktischen Eisschildes auch Meeresspiegeländerungen von rund 2 m bis 2100 derzeit nicht ausgeschlossen werden können (Grinsted et al. 2017, Vermeersen et al. 2018, Oppenheimer et al. 2019). Hierbei ist zu beachten, dass eine Vielzahl von Prozessen (z. B. gravitativ- und/oder zirkulationsbedingte Massenumverteilungen im Ozean, Wind, Luftdruck, räumlich variable Wärmeaufnahme des Ozeans, vertikale Landbewegungen) räumliche Differenzen zum globalen Mittel induziert und die globale Entwicklung lokal verstärken kann. Die erheblichen Unsicherheiten (insbesondere im Zusammenhang mit der Entwicklung in der Westantarktis) in den Projektionen des globalen und regionalen Meeresspiegels stellen den Küstenschutz auch in Deutschland vor große Herausforderungen und erfordern innovative Konzepte wie den Klimadeich (Hofstede 2019). Während die über die vergangenen Jahrzehnte beobachteten Änderungen im MSL für den Küstenschutz weitestgehend zu managen waren, können rasante Beschleunigungen innerhalb weniger Jahre oder Jahrzehnte (z. B. durch schnelle Massenverluste der Eisschilde wie sie im oberen Bereich der Unsicherheitsspanne angenommen werden) die Umsetzung größerer Küstenschutzkonzepte (z. B. der Bau von Sperrwerken) entscheidend be- oder sogar verhindern. Aus diesem Grund ist die permanente Beobachtung sowie das Verständnis vergangener Änderungen im MSL unerlässlich.

In den vom Bundesministerium für Bildung und Forschung (BMBF) geförderten KFKI Projekten AMSeL Nord- (Wahl et al. 2011) und Ostsee (Kelln et al. in Begutachtung) wurden seit 2008 qualitativ hochwertige historische Zeitreihen des MSL (seit Beginn des 19. Jahrhunderts) für eine Vielzahl von Pegeln entlang deutscher Küsten zusammengetragen und ausgewertet. Während die Pegelreihen in ihrem säkularen Verhalten grundsätzlich der globalen Entwicklung folgten, zeigen detaillierte Analysen signifikante räumliche Differenzen in der langzeitlichen MSL Entwicklung entlang deutscher Küsten (sowie der gesamten Nord- und Ostseeküste) (Abbildung 1, s. a. Wahl et al. 2011, 2013, Dangendorf et al. 2014, Kelln et al. in Begutachtung). Vorläufige Untersuchungen zu den Ursachen dieser Differenzen lassen einerseits lokal variable vertikale Landbewegungen (englisch: *vertical land motion*, hiernach VLM) und andererseits Änderungen in den dominanten Westwindlagen (Dangendorf et al. 2014, Gräwe et al. 2019) als potenzielle Erklärungen vermuten. Vor allem die Rolle der VLM konnte jedoch bis heute nicht abschließend beurteilt werden, da es nach wie vor an ausreichenden direkten Messdaten mangelt (Wahl et al. 2013) und verfügbare Messreihen (z. B. durch ein Globales Positionsbestimmungssystem, englisch: *Global Navigation Satellite System*, hiernach GNSS) meist zu kurz sind, um langfristige Änderungen für die Korrektur der Pegeldata über das gesamte 20. Jahrhundert zu extrapolieren. Auch unterscheidet sich die zeitliche Verfügbarkeit der MSL Zeitreihen teils erheblich, da nur wenige Pegelstationen Informationen vor den 1930er Jahren aufgezeichnet haben (Abbildung 1b).

In dem zwischen Juli 2016 und Juni 2019 vom BMBF geförderten KFKI Projekt MSL Absolut sollten daher die räumlichen Differenzen der MSL Entwicklung entlang deutscher

Küsten besonders im Hinblick auf die Rolle der VLM adressiert werden. Im Fokus standen zwei übergeordnete Ziele:

1. Separierung der VLM vom klimatisch induzierten relativen Meeresspiegelanstieg (RSL) des globalen Ozeans.
2. Regionalisierung der MSL- und VLM Entwicklung entlang der gesamten deutschen Küsten.

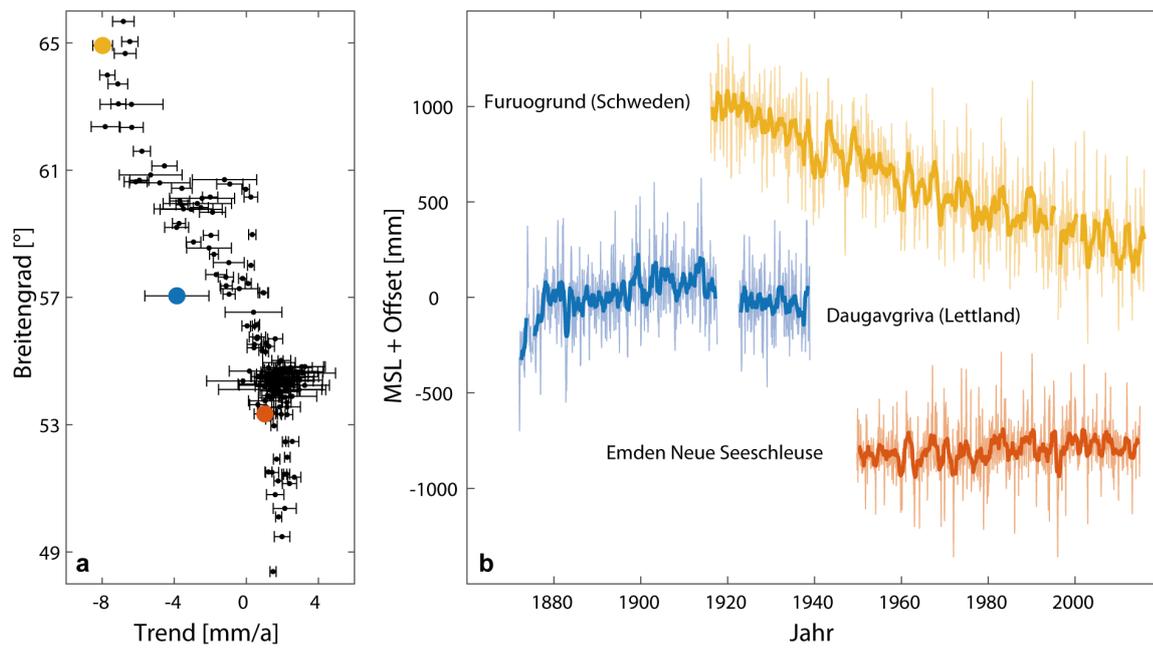


Abbildung 1: a) Lineartrends des relativen Meeresspiegels an 149 Stationen aus Nord- und Ostsee in Abhängigkeit ihrer meridionalen Position. Die Trends wurden über die jeweils verfügbaren Perioden zwischen 1900 und 2015 ermittelt. Die drei farbigen Punkte kennzeichnen die Trends der drei Stationen, deren Zeitreihen in b) exemplarisch dargestellt sind. Die dünnen Linien repräsentieren hierbei Monats- und die dicken Linien Jahresmittelwerte.

Die Umsetzung des Projektes erfolgte am Forschungsinstitut für Wasser und Umwelt (fwu) der Universität Siegen in Kooperation mit dem Institut für Geodäsie und Photogrammetrie (igp) der Technischen Universität Braunschweig. Während das igp sich vorrangig mit der Ableitung der VLM aus geodätischen Messungen und Nivellements auseinandersetzte (Niemeier et al. 2021), stand am fwu vor allem der Vergleich mit RSL Änderungen sowie deren Regionalisierung im Fokus der Arbeiten. Ziel war es unter anderem, die seit 1992 verfügbaren Satellitendaten, die den Meeresspiegel relativ zum Geoid (und damit unabhängig von jeglichen VLM) in großer räumlicher Auflösung messen, sowohl für die Beantwortung der Frage nach dem Anteil der VLM als auch für die Regionalisierung beobachteter Änderungen im MSL zu integrieren. Ersteres beruht auf der Tatsache, dass Satellitenaltimeter mit einem Radarsignal den absoluten Meeresspiegel messen und Tidepegel hingegen das relative Signal zum Land aufnehmen, welches VLM beinhaltet. Bildet man die Differenz beider Messungen können VLM prinzipiell bestimmt werden (Wöppelmann und Marcos 2016). Weiterhin beinhalten Satellitendaten wertvolle Informationen über regionale MSL Muster, die über Tidepegel nur punktuell erfasst werden und so in der Regionalisierung (bzw. Rekonstruktion) der vergangenen Entwicklung einen entscheidenden Beitrag liefern können.

In diesem Artikel werden wesentliche Forschungsergebnisse aus dem dreijährigen Kooperationsvorhaben MSL Absolut dargestellt. Der Artikel ist wie folgt strukturiert: In Kapitel 2 erläutern wir zunächst die wesentliche Problemstellung (inklusive grundlegender Prozesse) der Regionalisierung des absoluten und relativen MSL entlang deutscher Küsten und stellen die im Projekt gewählte Modellkette vor, die zunächst die Rekonstruktion (Regionalisierung) des relativen Meeresspiegels auf globaler Skala beinhaltet. Auf dieser Basis werden in Kapitel 3 Küsten der Nord- und Ostsee beleuchtet und insbesondere ein neuer Ansatz zur Quantifizierung von VLM vorgestellt und mit herkömmlichen Verfahren sowie den Ergebnissen des Teilprojekts des igw verglichen. Des Weiteren beinhaltet Kapitel 3 eine Validierung der finalen Regionalisierung der MSL Entwicklung entlang der deutschen Küsten zwischen 1900 und 2015, sowie die Diskussion der resultierenden Beschleunigungsmuster und einzelner Antriebsfaktoren. Der Artikel schließt mit einer zusammenfassenden Beurteilung, sowie Empfehlungen weiterer Forschungsfragen.

2 Problemstellung, Daten und Methoden

Änderungen des MSL unterliegen einer Vielzahl von Prozessen, welche weder räumlich noch zeitlich stationär erfolgen (s. a. Abbildung 5a, b für eine Zusammenstellung aller Prozesse). Der GMSL (daher: das Mittel über die gesamte Ozeanoberfläche weltweit) wird dabei zunächst durch drei wesentliche Prozesse beeinflusst: Über die vergangenen Jahrzehnte hat der Ozean mehr als 93 % der überschüssigen Energie der globalen Erwärmung aus der Atmosphäre aufgenommen, wodurch er sich stetig erwärmt hat (Church et al. 2013). Diese Erwärmung führt zu einer Ausdehnung des Wasserkörpers (Thermosterik) und folglich zu einem Anstieg des GMSL. Zeitgleich führt die Erwärmung der Atmosphäre zum Abschmelzen landgebundener Eismassen, z. B. durch Gletscher und/oder die beiden großen Eisschilde in Grönland und der Antarktis, die in der Folge dem Ozean Masse hinzufügen (Barystatik). Auch kann sich durch unterschiedlichste Prozesse die Form der Ozeanbecken verändern (Frederikse et al. 2018).

Regional addieren sich zu diesen globalen Prozessen weitere Prozesse der Umverteilung von Masse, Wärme und Salz hinzu, die den regionalen MSL um ein Vielfaches vom GMSL abweichen lassen können (s. Abbildung 2): So steigt der MSL in Folge von Massenverlusten eines Eisschildes nicht überall einheitlich an. Durch seine erhebliche Masse übt ein Eisschild (oder ein einzelner Gletscher, Grundwasser, etc.) nach demselben Prinzip wie die Entstehung der täglichen Gezeiten eine gravitative Kraft auf den umliegenden Ozean aus, so dass dieser vom Eisschild angezogen wird. Gleichzeitig induziert er eine Last auf den darunterliegenden Boden. Verliert das Eisschild an Masse, verringert sich die Gravitationskraft, so dass sich das Wasser vom Eisschild weg verteilt (Änderungen im Geoid, Abbildung 5b). Gleichzeitig werden durch die Entlastung VLM ausgelöst (Abbildung 5b; nicht nur lokal unter dem Eisschild, sondern auch global). Die resultierenden räumlichen Muster werden als relative Meeresspiegeländerungen (englisch: *relative sea level*, hiernach RSL) bezeichnet (beschrieben über die sogenannte Meeresspiegelgleichung: $RSL = \text{Geoid} - \text{VLM}$) und sind in Form linearer Trends über die Periode von 1900 bis 2015 beispielhaft in Abbildung 2 dargestellt: einerseits in Form andauernder (durch VLM dominierte) isostatischer Veränderungen in Folge der letzten Eiszeit (englisch: *Glacial Isostatic Adjustment*, hiernach GIA) (Abbildung 2, links), andererseits in Form gegenwärtiger Massenänderungen als

Summe beobachteter Eisschmelze der Eisschilde und Gletscher sowie weiterer Änderungen im kontinentalen Grundwasser und Stauseen (Abbildung 2, rechts). In beiden Fällen zeigen sich die größten Gradienten in der MSL Entwicklung in der Nähe der Schmelzquellen (daher vor allem in der nördlichen Hemisphäre und der Arktis). Auch die Erwärmung der Ozeane hat sich nicht gleichmäßig vollzogen, sondern unterlag während der vergangenen Jahrzehnte erheblichen räumlichen Differenzen (Abbildung 2 unten). Derzeitige Schätzungen gehen davon aus, dass zwischen 60 und 90 % der globalen Wärmeaufnahme des Ozeans in der südlichen Hemisphäre von statten ging. Zusammen mit Effekten der thermohalinen Zirkulation und Änderungen in den regionalen Wind- und Luftdrucksystemen (Piecuch et al. 2019) sorgt dies für eine Umverteilung von Wärme, Salz und Masse und damit ebenfalls für räumlich variable MSL Änderungen (s. a. Abbildung 5; die Summe aus lokalen sterischen Änderungen und zirkulationsbedingten Umverteilungen von Masse wird als Sterodynamik bezeichnet). All diese Prozesse verdeutlichen, dass sich die zeitliche Entwicklung des MSL an einem einzelnen Pegel signifikant vom GMSL unterscheiden kann.

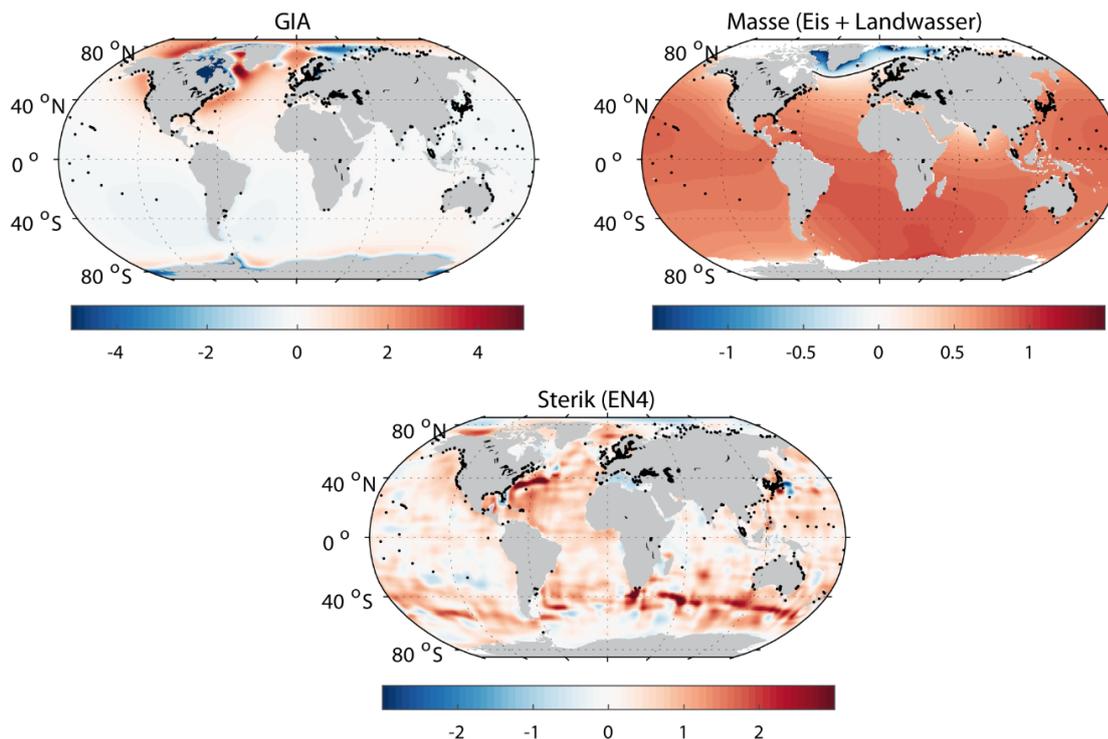


Abbildung 2: Lineare Trends (in mm/Jahr) der drei Komponenten GIA (nach Caron et al. 2018), Masse (Frederikse et al. 2018) und Sterik (Good et al. 2013) über die gemeinsame Periode von 1950 bis 2015. Die schwarzen Punkte stellen Lokationen von PSMSL Tidepegeln dar, die zur globalen Rekonstruktion des Meeresspiegels verwendet werden. Für die Komponente der Masse wurde zudem die Nulllinie als schwarze Konturlinie eingezeichnet.

Aus diesem Grund wurden in den vergangenen Jahrzehnten unterschiedliche Methoden zur Rekonstruktion (gleichbedeutend mit der Regionalisierung von punktuellen Pegelmessungen in die Fläche) der räumlich hochaufgelösten Entwicklung des MSL entwickelt, die das Ziel haben durch eine möglichst akkurate Schätzung des regionalen MSL auch das globale Mittel besser zu beschreiben. Prinzipiell lassen sich diese Methoden in zwei Gruppen unterteilen:

1. EOF (empirische Orthogonal Funktionen) Rekonstruktionen
2. Probabilistische Verfahren

EOF Rekonstruktionen wurden nach der Einführung der Satellitendaten Anfang der Jahrtausendwende zunächst durch Chambers et al. (2002) und etwas später durch Church et al. (2004) entwickelt und danach vielfach sowohl global als auch auf regionaler Ebene angewendet (siehe auch Dangendorf et al. 2019). EOF Rekonstruktionen versuchen die räumliche Information der Satellitenmessungen mit der zeitlichen Verfügbarkeit von Pegel­daten zu verschneiden. Hierbei werden zunächst die Satellitendaten in räumlich (EOFs) und zeitlich variable Muster (Hauptkomponenten) zerlegt. Die Hauptkomponenten werden dann in einem zweiten Schritt mit Hilfe der Pegel­daten (im Sinne der kleinsten Abstandsquadrate) rekonstruiert. Unter der Annahme, dass die räumlichen Muster stationär sind und über die Aufzeichnungsperiode seit 1993 hinreichend genau erfasst werden können, lassen sich in einem weiteren Schritt durch die Multiplikation der rekonstruierten Hauptkomponenten, die nun dieselbe Zeitspanne wie die Pegel­daten abdecken, mit den EOFs Felder des regionalen MSLs mit der gleichen räumlichen Auflösung wie Satellitendaten und der gleichen zeitlichen Auflösung wie Pegel­daten produzieren (mathematische Details finden sich u. a. in Church et al. 2004 und Calafat et al. 2014). In ihrer ursprünglichen Fassung waren die EOF Rekonstruktionen so konzipiert, dass sie nur die zeitliche Variabilität des MSL, nicht aber dessen Trend erfassen konnten (Chambers et al. 2002, Abbildung 3). Aus diesem Grund modifizierten Church et al. (2004) den Rekonstruktionsalgorithmus, indem sie eine „künstliche EOF“ bestehend aus einer Nullmatrix (EOF0) hinzufügten, die ähnlich wie bei der Anpassung einer Trendfunktion langzeitliche Änderungen besser erfassen sollte. Während die Schätzungen der Langzeittrends stabilisiert werden konnten, ging jedoch gleichzeitig jegliche Information über kurzzeitige Variationen des GMSL verloren (Calafat et al. 2014, Abbildung 3), so dass die EOF Rekonstruktionen schlussendlich eine Art gewichtetes Mittel der Pegel­daten darstellen. Ein Großteil der abgebildeten Variabilität spiegelt daher lokale Prozesse und nicht die tatsächlich aufgetretene GMSL Variabilität wider (Calafat et al. 2014). Des Weiteren bleibt die Frage, inwiefern die regionale MSL Variabilität über den nun etwas mehr als zwei Dekaden spannenden Satellitendatensatz hinreichend genau approximiert werden kann, weiterhin offen.

Probabilistische Methoden haben den Eingang in die Meeresspiegelforschung erst in den vergangenen Jahren gefunden (Hay et al. 2015) und spiegeln den rasanten Fortschritt in Rechenkapazitäten und den immer umfangreicheren verfügbaren Datensätzen über einzelne Beträge zum MSL wider. Die Grundidee probabilistischer Methoden besteht darin, dass die physikalischen Prozesse, die regionale und lokale Meeresspiegeländerungen verursachen können, grundsätzlich bekannt sind und/oder modelliert werden können. Probabilistische Methoden bieten einen komplexen mathematischen Rahmen, in dem dann die Pegelinformationen mit Vorkenntnissen über die räumliche Variabilität einzelner Prozesse und ihrer beidseitigen Unsicherheiten verknüpft werden. Ein Beispiel stellt der Kalman Smoother nach Hay et al. (2015) dar. Mit Hilfe des Kalman Smoothers wird eine Vielzahl prinzipiell bekannter räumlicher Muster aus unterschiedlichen Prozessen (Eisschmelze, Sterik, GIA) an die verfügbaren Pegel­daten angepasst und so die optimale Kombination sowie die Amplitude aller Prozesse geschätzt. Somit bringt man die räumlichen Differenzen zwischen einzelnen Pegeln mit global agierenden physikalisch plausiblen Prozessen in Verbindung und schätzt den GMSL nachfolgend ausschließlich aus den summierten Feldern der Einzelprozesse (mathematische Details zur Methodik finden sich in Hay et al. 2015). Verbleibende Signale an einzelnen Pegeln, die nicht über die Summe der angepassten Prozesse zu erklären sind, werden über einen zusätzlichen Residualterm beschrieben, der zwar

zur Rekonstruktion des lokalen Meeresspiegels an einzelnen Pegel verwendet werden kann, aber keinerlei Berücksichtigung in der Berechnung des GMSL findet (Hay et al. 2015). Umfangreiche Sensitivitätsanalysen deuten darauf hin, dass in dem Residualterm vor allem VLM, die nicht durch GIA verursacht sind, abgebildet werden. Dies wird im weiteren Verlauf eine wichtige Information zur Bewertung relativer MSL Änderungen in Nord- und Ostsee liefern. In seiner gegenwärtigen Konzipierung ist der Kalman Smoother allerdings auf globale Datensätze angewiesen (vor allem Informationen aus der Nähe einzelner Massequellen, wo die Gradienten im MSL am größten sind) und reproduziert den GMSL lediglich auf langen Zeitskalen von mehreren Dekaden, enthält jedoch keinerlei Informationen über die interannuelle Variabilität des GMSL (Dangendorf et al. 2015 und Abbildung 3).

Umfangreiche Tests zur Performance beider Methoden deuten auf erhebliche Diskrepanzen in der rekonstruierten Langzeitentwicklung des GMSL hin. So variieren die Langzeittrends des GMSL vor der Einführung der Satellitendaten (1900–1990) üblicherweise zwischen ungefähr ein und zwei Millimeter pro Jahr (Abbildung 3). EOF Rekonstruktionen (sowie einfachere Mittelungsverfahren) produzieren tendenziell etwas größere Langzeittrends (1,5–2 mm/Jahr) als probabilistische Methoden ($\sim 1,1$ – $1,3$ mm/Jahr), wobei viele Anzeichen dafür sprechen, dass dies vor allem in der unterschiedlichen Berücksichtigung der VLM begründet ist (Dangendorf et al. 2017). Während in den verfügbaren EOF Rekonstruktionen einzelne Pegel bisher ausschließlich um die Effekte des GIA korrigiert wurden (Church und White 2011), werden in den probabilistischen Methoden VLM durch die Anpassung eines Residualterms explizit aus der Berechnung des GMSL herausgehalten. Probabilistische Methoden können somit als robuster in der Rekonstruktion langzeitlicher GMSL Änderungen angesehen werden, während EOF Verfahren in ihrer ursprünglichen Konzipierung ohne die Verwendung der EOF0-Nullmatrix die interannuelle Variabilität des GMSL sehr gut wiedergeben (Calafat et al. 2014, Abbildung 3). Zusammenfassend deuten diese Analysen an, dass die beiden verfügbaren Gruppen der Rekonstruktionsmethoden erhebliche Unterschiede in den resultierenden MSL Feldern und dem GMSL aufweisen, ihre Vor- und Nachteile dabei aber sehr komplementär sind.

In MSL Absolut wurde daher eine neuartige Kopplung beider Rekonstruktionsmethoden entwickelt, getestet und auf einen globalen Datensatz von Pegelinformationen aus der Datenbank des „Permanent Service for Mean Sea Level“ (PSMSL, Holgate et al. 2013) in Liverpool angewendet. Detaillierte Ausführungen hierzu finden sich in Dangendorf et al. (2019) und werden an dieser Stelle der Einfachheit halber nur grob zusammengefasst. Wie oben bereits ausgeführt, passt der Kalman Smoother eine Reihe regionaler Muster aus einzelnen Prozessen (161 GIA Modelle mit variablen Inputs zur Erfassung der Unsicherheiten, 6 globale Klimamodell Outputs für die Beschreibung der sterodynamischen MSL Variationen, sowie räumliche Muster einzelner Schmelzquellen für Grönland, West- und Ostantarktis, sowie 18 Hauptgletschergebiete) an die Pegeldata an, um MSL Felder zu erzeugen, die sowohl physikalisch konsistent mit bekannten Prozessen der MSL Entwicklung als auch optimal an Pegeldata angepasst sind (Hay et al. 2015). Als Output erhält man die entsprechenden Felder des regionalen RSL, sowie eine Realisation einer jeden Pegelreihe, an die zusätzlich ein räumlich konsistenter Residualterm angepasst wurde. Letztere stimmen sehr gut mit den tatsächlich beobachteten Trends an den Pegeln überein (Hay et al. 2017). Die Realisationen an den Pegelstationen werden in einem ersten Schritt mit einer Singulären Spektralanalyse (SSA) tiefpassgefiltert und als lokale Trendkorrektur einzelner

Pegelreihen verwendet. In einem zweiten Schritt werden dann mit den nun trendfreien Residuen der Pegelreihen und den ebenso korrigierten Satellitendaten (vorliegend auf einem 1° Mercatorgrid, <https://www.aviso.altimetry.fr/en/data/products/ocean-indicators-products/mean-sea-level.html>) eine EOF Rekonstruktion der interannuellen Variabilität durchgeführt und dann mit den tiefpassgefilterten Zeitreihen des Kalman Smoothers in einer neuen hybriden Rekonstruktion (HR) verschnitten. Die HR verbindet so die Vorteile beider Verfahren und verwendet die Methoden nur auf jenen Zeitskalen auf denen sie ein ausgewiesenes gutes Leistungsvermögen besitzen (Dangendorf et al. 2019). Die HR ist dadurch als erste Methodik überhaupt in der Lage sowohl die Langzeitentwicklung als auch die interannuelle Variabilität des GMSL akkurat wiederzugeben (Abbildung 3; um Polregionen nicht zu viel Gewicht zukommen zu lassen, wird der GMSL immer als gewichtetes Mittel über dem gesamten Ozean berechnet. Dabei wird der Kosinus des Breitengrades als Wichtung angesetzt). Der lineare Langzeittrend des GMSL beträgt hierbei 1.4 mm/Jahr seit 1900 und hat sich seit den 1960er Jahren in Übereinstimmung mit Satellitendaten seit 1993 (WCRP 2018) auf mittlerweile mehr als 3 mm/Jahr beschleunigt. Auch die Variabilität des GMSL ist signifikant mit der der Satellitendaten korreliert ($r=0,94$) und stimmt auch regional erheblich besser mit lokalen Messungen überein, als die Variabilität der beiden Einzelverfahren in Isolation (Dangendorf et al. 2019, Abbildung 4).

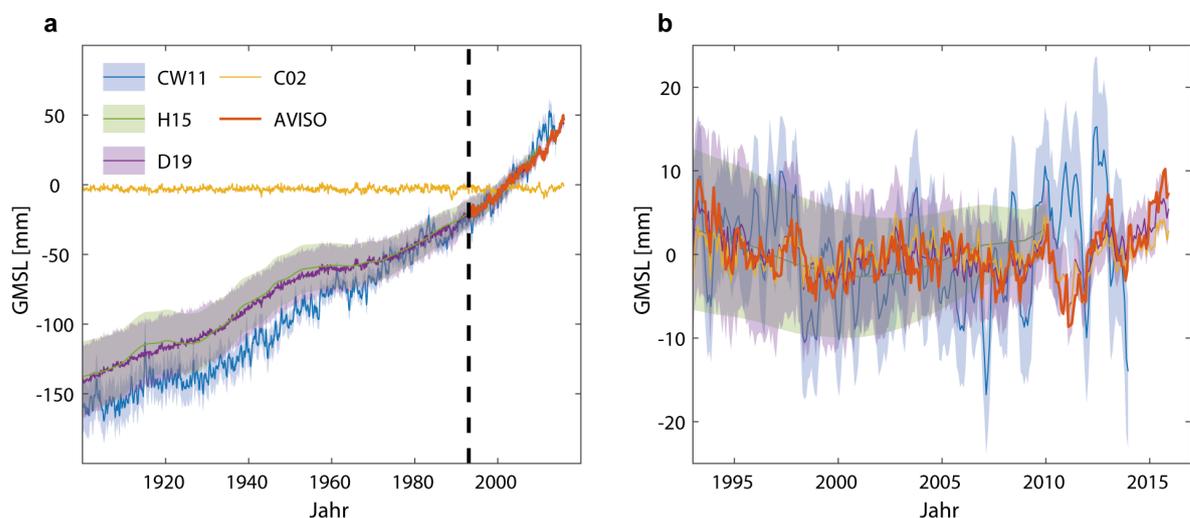


Abbildung 3: Vergleich des mit Satelliten gemessenen GMSL (AVISO) und Tidepegelrekonstruktionen basierend auf EOF Rekonstruktionen ohne EOF0 (berechnet nach Chambers et al. 2002 (C02)), mit EOF0 (Church und White 2011 (CW11)), probabilistischen Methoden (Hay et al. 2015 (H15), und der neuen hybriden Rekonstruktion nach Dangendorf et al. (2019, D19). In a) sind die Rekonstruktionen über das gesamte 20. Jahrhundert dargestellt, während in b) die um den linearen Trend bereinigten Rekonstruktionen seit 1993 aufgezeigt sind.

Für die weiteren Untersuchungen des Projektes MSL Absolut gehen die global konsistenten Felder der HR als äußere Randbedingung in die Rekonstruktionen in Nord- und Ostsee ein. Da bei der Rekonstruktion der globalen MSL Entwicklung der Fokus natürlich auf großskaligen Prozessen liegt und kleinskalige Prozesse entlang der deutschen Küste tendenziell eher verloren gehen, wird für die Rekonstruktion des MSLs für die gesamte Nord- und Ostsee ein wesentlich größerer Detailgrad benötigt. Hierbei ist davon auszugehen, dass die Konsistenz zwischen der globalen HR und den lokalen kleinskaligen Prozessen an einzelnen Tidepegeln mit größer werdenden Zeitskalen steigt. Um den lokalen Besonderheiten besser Rechnung zu tragen, werden daher für die Nord- und Ostseerekonstruktionen die

linearen Trends aus der HR Rekonstruktion übernommen und auf Basis der trendbereinigten Satelliten- und Pegelmessungen eine weitere kleinräumige EOF Rekonstruktion der Variabilität (ohne EOF0) durchgeführt. Alle Rekonstruktionen umfassen hierbei eine einheitliche Periode von 1900 bis 2015.

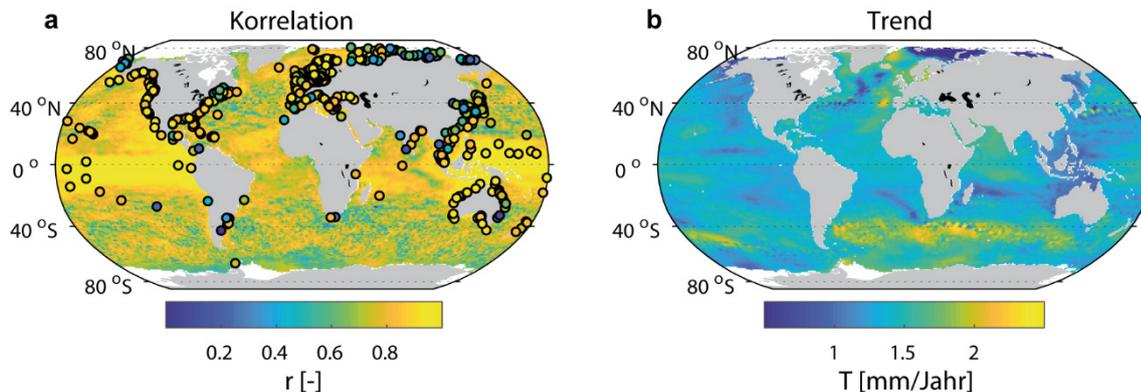


Abbildung 4: HR-Performance im Vergleich zu Satelliten- (Schraffur) und Pegeldata (umrandete Pegel) in Form interannueller Korrelationen (a) sowie lineare Trends des resultierenden MSL Feldes (korrigiert um GIA Effekte) über die Periode von 1900 bis 2015 (b).

Als Pegeldata gehen die Zeitreihen von insgesamt 149 Stationen aus Nord- und Ostsee mit in die Betrachtung ein, wobei die Dichte der Daten an den deutschen Küsten am größten ist. Für die deutschen Küsten werden die MSL Monatsreihen aus den KFKI Projekten AMSeL Nord- und Ostsee verwendet. An der Nordseeküste handelt es sich hierbei um die aktualisierten Zeitreihen der 13 Pegel aus Wahl et al. (2011), sowie 52 Ostsee Pegelreihen aus Kelln et al. (in Begutachtung). Aufgrund vorangehender Untersuchungen durch Niehüser et al. (2016) und Kelln et al. (in Begutachtung), die teils erhebliche Differenzen zu umliegenden Pegeln aufzeigen, wurden die beiden Pegel Cuxhaven und Travemünde nur ab 1918 (Cuxhaven) bzw. gar nicht (Travemünde) verwendet. Die Daten der deutschen Stationen wurden mit Pegeln der Anrainerstaaten aus Nord- und Ostsee aus dem PSMSL Archiv komplettiert, wobei hierbei nur jene Pegel verwendet wurden, die über mindestens 50 Jahre Daten verfügen. Bevor die einzelnen Pegelreihen für die Rekonstruktion des MSL verwendet wurden, wurde zunächst eine Korrektur um den mittleren saisonalen Zyklus sowie der VLM (diese werden in Kapitel 2 näher erläutert) durchgeführt. Es wurden keine Luftdruckkorrekturen angebracht, da die Antwort des MSLs auf Variationen im Luftdruck in den flachen Gewässern der Nord- und Ostsee stark von der hydrostatischen und inversen Theorie abweichen (Kelln et al. in Begutachtung). Die Satellitendaten wurden von der AVISO Webseite (<https://www.aviso.altimetry.fr/en/home.html>) heruntergeladen und nachträglich mit einer Korrektur für VLM als Folge gegenwärtiger Massenverluste aus Landeis und terrestrischen Wasserspeichern versehen (Frederikse et al. 2018), um sie (konsistent mit den Pegelreihen) in RSL Reihen zu überführen (Abbildung 5).

Die Abgrenzung relativer und absoluter MSL Änderungen stellt nach wie vor eine der größten Herausforderungen der Meeresspiegelforschung dar. Wahl et al. (2013) verglichen VLM Schätzer aus unterschiedlichen Produkten mit den RSL Trends einzelner Pegel in der Nordsee unter der Annahme, dass VLM die Hauptursache für räumliche Differenzen zwischen einzelnen Pegeln in der Nordsee sind. Ihre Ergebnisse deuteten darauf hin, dass zu dieser Zeit trotz der sich stetig vergrößernden Datenbank aus GNSS Stationen, die Schätzer aus GIA Modellen immer noch das effektivste Mittel zur Reduzierung der räumlichen

Differenzen in Langzeittrends sind, da GNSS Reihen üblicherweise noch immer zu kurz sind, um das VLM Signal vom Rauschen der Messreihen robust herauszufiltern, insbesondere bei recht geringen VLM innerhalb von ± 1 mm/Jahr. Ziel dieses Projektes ist daher eine Aktualisierung der Untersuchungen durch Wahl et al. (2013) sowie eine räumliche Ausweitung der Analysen auf das gesamte Nord- und Ostseegebiet. Am fwu wurden hierfür entsprechende Produkte recherchiert, zusammengetragen und mit den Trends des RSL in den Pegeldaten sowie den räumlichen Betrachtungen der Partner des ipg der TU Braunschweig verglichen. Wichtig ist hierbei vor allem die Erläuterung der einzelnen Produkte insbesondere in Bezug auf die zugrunde liegenden Referenzsysteme und Modellannahmen.

In der Wissenschaft hat sich in den vergangenen Jahren bei der Betrachtung der Rolle der VLM vor allem die Differenzierung in absoluten und relativen Meeresspiegel manifestiert (z. B. Wahl et al. 2013). Dies war insbesondere in den komplementären Messsystemen aus Pegeln (messen RSL) und Satelliten (messen MSL relativ zu einem Referenzellipsoid) begründet, hat aber immer wieder für Verwirrung in der Interpretation diverser Ergebnisse gesorgt. So wurden absolute und relative Meeresspiegeländerungen häufig auch als klimatisch und nicht-klimatisch induzierte Änderungen dargestellt. Ein generelles Problem dieser Interpretation besteht jedoch darin, dass sich die massiven Massenverluste der Gletscher und Eisschilde in Grönland und der Antarktis nicht nur in Änderungen der Meereshöhe selbst (englisch: *Sea Surface Height*, hiernach SSH), sondern auch in VLM (nach dem gleichen Prinzip wie bei GIA) äußern und diese insbesondere in den nördlichen Breiten mehrere Zehntel Millimeter des beobachteten MSLs ausmachen (Riva et al. 2017). Des Weiteren sind VLM aus Massenverlusten, die üblicherweise als RSL Änderungen angegeben werden, inhärenter Bestandteil zukünftiger Projektionen des MSL und hochgradig nichtlinear. Aus diesem Grund besteht das Ziel dieses Projektes, anders als der Titel MSL Absolut zunächst vermuten lässt, nicht in der Separierung relativer und absoluter MSL Änderungen, sondern in der Differenzierung von gegenwärtigen RSL Änderungen, GIA, und VLM aus nicht-klimatischen Prozessen (z. B. durch Grundwasser- und/oder Gasentnahmen, aber auch Unsicherheiten in zeitlichen Änderungen des verwendeten Referenzsystems). Somit soll der Anteil zu extrapolierender und nichtlinearer VLM auf ein Minimum reduziert werden. Wenn nicht explizit angegeben, wird der Begriff VLM im Folgetext daher auf die residualen VLM inklusive der GIA Effekte bezogen und beinhaltet somit also auch Geoidänderungen des GIA. Es wurden insgesamt drei unabhängige Produkte aus externen Quellen verwendet, die für das größere Nord-Ostseegebiet vorlagen:

1. RSL aus NKG2016LU (Nordic Geodetic Commission), hiernach der Einfachheit halber NKG Modell, reduziert um VLM aus gegenwärtigen Massenänderungen nach Frederikse et al. (2018).
2. VLM aus globalen GNSS Stationen im direkten Pegelumfeld (Aktualisierung von Wöppelmann und Marcos 2016 und Santamaria et al. 2017), transformiert in RSL mit Hilfe von Geoidänderungen infolge GIA nach Peltier et al. (2004) und reduziert um VLM aus gegenwärtigen Massenänderungen nach Frederikse et al. (2018).
3. RSL Änderungen in Folge von GIA nach Caron et al. (2018).

Das NKG Modell ist ein semi-empirisches Landhebungsmodell (Vestøl et al. 2019), welches basierend auf einer Kombination von punktuellen Informationen aus GNSS Messungen seit Beginn der 2000er Jahre, Nivellements seit Mitte des 19. Jahrhunderts und räumlichen Mustern aus einem GIA Modell (Steffen et al. 2016) alle großskaligen VLM erfasst

(daher: wenn einzelne Stationen von umliegenden abweichen, finden diese keine bzw. geringfügig Berücksichtigung). In dieser Arbeit werden RSL Informationen aus dem NKG Modell verwendet, welche sowohl die reinen VLM wie durch GNSS gemessen beinhalten (Abbildung 5c), als auch Änderungen des Geoids (Abbildung 5b) infolge von GIA. Letztere können vor allem in der Ostsee bis $\sim 0,6$ mm/Jahr ausmachen (Vestøl et al. 2019) und sind daher in alle Untersuchungen zu integrieren. Die NKG Daten liegen als Gitterpunktinformationen östlich des Nullmeridians vor, wodurch große Teile Großbritanniens nicht mit-erfasst werden. Des Weiteren ist darauf hinzuweisen, dass durch die Nutzung eines eindimensionalen GIA Modells (bei heterogener Erdkrustenstruktur im Nordseebereich) sowie geringerer Messdatendichte (GNSS und Nivellements) außerhalb Skandinaviens, die Qualität der NKG Schätzungen nach Südwesten hin etwas abnimmt. Vor dem Vergleich der NKG Daten mit VLM Schätzern aus den Ergebnissen dieses Projektes werden weiterhin VLM aus gegenwärtigen Massenänderungen (Frederikse et al. 2018) subtrahiert. In Ergänzung zum NKG Modell werden ebenfalls aktualisierte und punktuelle VLM Schätzer aus GNSS Messungen an Einzelpegeln analysiert (Santamaria et al. 2017). Dieser Datensatz wurde im Rahmen eines Community-Projektes am International Space Science Institute (ISSI) in Bern (<http://www.issibern.ch/teams/unifysealevel/>) erarbeitet. Alle als VLM Schätzer verwendeten GNSS Stationen wurden wie das NKG Modell um VLM aus gegenwärtigen Massenänderungen (Frederikse et al. 2018) korrigiert und mittels GIA Geoidänderungen nach Peltier et al. (2004) in RSL Schätzungen überführt.

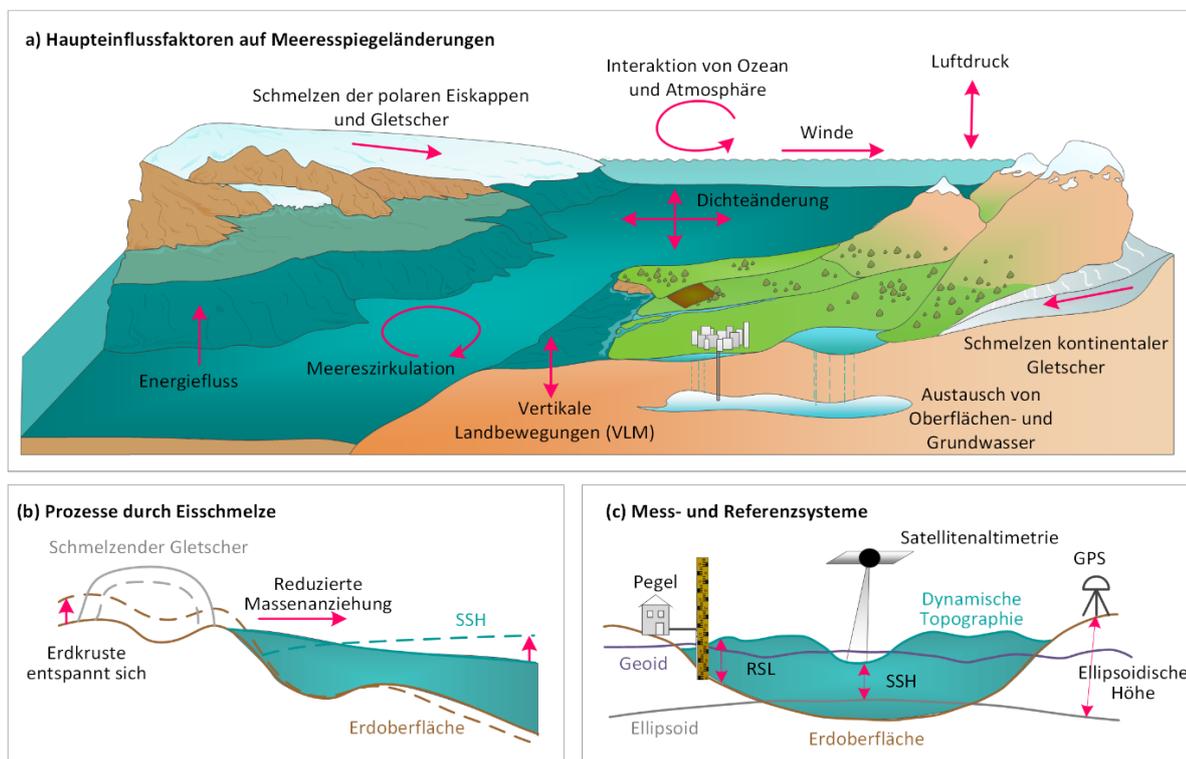


Abbildung 5: Schemaskizze der Prozesse, die an Meeresspiegeländerungen beteiligt sind und verfügbarer Messsysteme. a) Haupteinflussfaktoren, b) Prozesse der Eisschmelze und c) Mess- und Referenzsysteme (übernommen und ergänzt aus Kelln et al. in Begutachtung).

Als weiterer Datensatz geht ein Ensemble aus globalen GIA Modellen (Caron et al. 2018) mit in die Betrachtungen ein. Caron et al. (2018) untersuchten die GIA Unsicherheiten, die

aus insgesamt 128.000 Kombinationen unterschiedlicher Eishistorien sowie variablen ein-dimensionalen Erdstrukturen resultieren. In diesem Beitrag werden 5.000 repräsentative Felder des Ensembles verwendet, um die Unsicherheiten der GIA Modellierung aufzuzeigen. Wichtig bei der Evaluierung der Modelle ist, dass diese lediglich den spezifischen Prozess des GIA erfassen und somit nur begrenzt mit VLM aus GNSS Stationen übereinstimmen können.

Zusätzlich zu den oben erwähnten externen VLM Informationen wurden weiterhin im Bereich der deutschen Küsten die VLM Schätzer des igp der TU Braunschweig (Niemeier et al. 2021) in die Betrachtungen integriert. Berücksichtigung fanden hier zum einen Geschwindigkeitsermittlungen aus Radardaten des direkten Pegelumfelds und Interpolationen mittels radialen Basisfunktionen (RBF) basierend auf GNSS Stationen in Norddeutschland. Bei den Geschwindigkeitsschätzungen aus Radardaten wurden nur jene Pegel, an denen mindestens 10 Messpunkte im direkten Pegelumfeld vorhanden sind, berücksichtigt. Dies resultierte in insgesamt 38 Stationen der deutschen Nord- und Ostseeküste. Details hierzu finden sich in Niemeier et al. (2021).

In Ergänzung zu den drei oben diskutierten und extern zum Projekt beigesteuerten VLM/RSL Schätzern sowie den Radar und RBF Daten des igp wird ein neuer Ansatz zur Ermittlung von VLM vorgeschlagen, der auf der Differenz zwischen der HR und den tatsächlichen Pegelaufzeichnungen basiert. Details hierzu werden im folgenden Kapitel bei der Darstellung der Ergebnisse näher erläutert.

3 Ergebnisse und Diskussion

3.1 Vertikale Landbewegungen

Wie im vorangehenden Kapitel bereits angedeutet, basiert die HR auf langen Zeitskalen auf den Ergebnissen des Kalman Smoothers, der eine Reihe bekannter physikalischer Prozesse statistisch an die Beobachtungsdaten anpasst, um homogene Felder des RSL zu produzieren, die einerseits optimal zu den Beobachtungsdaten passen und andererseits konsistent mit den Mustern physikalischer Prozesse sind. In diese RSL Felder gehen nur jene Prozesse mit ein, die in direkter Art und Weise den MSL beeinflussen (GIA, Massenänderungen, sterodynamische Veränderungen), wobei VLM unabhängig von GIA ausgenommen sind und über einen Residualterm beschrieben werden, welcher nicht in die finalen Felder einfließt. Abbildung 4a deutet an, dass die HR sowohl Satelliten- als auch Pegeldata sehr gut reproduzieren kann. Die hohe Qualität der HR lässt daher vermuten, dass verbleibende Differenzen zwischen einzelnen Pegelreihen und der HR nicht zwingend einer begrenzten Leistung der HR, sondern auch VLM und/oder Messungenauigkeiten in den Pegelreihen (z. B. Messfehler, fehlende/falsche Nullpunktinformationen, etc.) geschuldet sein können. Basierend auf dieser Annahme wird im Folgenden daher ein neuer Ansatz zur Ermittlung nichtlinearer VLM aus den Differenzen zwischen Pegelreihe und HR am nächstgelegenen Gitterpunkt über die Periode von 1900 bis 2015 vorgestellt. Das Prinzip ist dasselbe wie bei der Schätzung VLM aus der Differenz zwischen Pegel- und Satellitendaten (Wöppelmann und Marcos 2016) mit dem Unterschied, dass die Zeitreihenlänge der HR die der Satellitendaten um ein Vielfaches überschreitet.

Dieses Vorgehen wird zunächst anhand zweier Beispiele der Pegel Stockholm (Schweden) und Leuchtturm (LT) Alte Weser (Niedersachsen) visualisiert (Abbildung 6) und diskutiert. Die Pegelzeitreihe Stockholm gilt als die am besten dokumentierte und längste kontinuierliche Wasserstandsaufzeichnung der Welt (Ekman 1988) mit MSL Zeitreihen, die bis 1774 zurückdatieren (zwar gibt es am Pegel Amsterdam noch längere Aufzeichnungen, jedoch enden diese schon in der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts). Der lineare Trend des RSL über die hier gewählte Beobachtungsspanne von 1900 bis 2015 ist vor allem vom GIA Signal über Skandinavien geprägt und beträgt $-3,7 \pm 0,4$ mm/Jahr. Die HR (korrigiert um das mittlere GIA Feld aus dem Kalman Smoother) ist hoch mit der Beobachtungsreihe korreliert ($r > 0,99$) und reproduziert die intra-annuellen bis mehrdekadischen Variationen nahezu perfekt (Abbildung 6a). Der lineare Trend des RSL aus der HR, als Summe aus modellierter Sterodynamik und Masse, beträgt hierbei $2,0 \pm 0,4$ mm/Jahr in guter Übereinstimmung mit kürzlich erschienenen Untersuchungen nach Gräwe et al. (2019). Subtrahiert man die HR Zeitreihe vom RSL der Beobachtungsdaten, so ergibt sich eine zeitlich nahezu unkorrelierte und normalverteilte Reihe aus Residuen, die durch einen Langzeitrend von $-5,7 \pm 0,1$ mm/Jahr und einer Standardabweichung von rund 23 mm gekennzeichnet sind (Abbildung 6b). In den Residuen existieren keinerlei Hinweise auf sonstige Bruchpunkte oder nichtlineare Entwicklungen, welche auf Unsicherheiten in den Nullpunktinformationen des Pegels oder Landbewegungen unabhängig von GIA hinweisen könnten (nichtlineare VLM aus gegenwärtigen Massenänderungen verbleiben per Definition in der modellierten HR Zeitreihe). Dies bestätigt auch der Vergleich mit dem Ensemble aus GIA Modellen nach Caron et al. (2018), der sich mit $-5,5 \pm 1,8$ mm/Jahr (die Unsicherheiten beim GIA Modell stammen aus einzelnen Ensemblemitgliedern des Modells) nicht signifikant von dem Residualtrend unterscheidet. Auch der Trend des NKG Modelles unterscheidet sich nur geringfügig aber statistisch insignifikant mit einem Wert von $-5,1 \pm 0,4$ mm/Jahr.

Die RSL Zeitreihe am Pegel LT Alte Weser beginnt im Jahr 1903, wurde allerdings in der Rekonstruktion der HR Felder für die Nordsee lediglich ab 1936 verwendet, da für die Jahre zuvor nur unzureichend Informationen über die Nullpunkte vorhanden sind und Informationen aus dem Pegelstammbuch des Pegels Roter Sand (auf dem die Reihe vor 1964 beruht, Jensen et al. 2011) auf Verschiebungen des Pegelnullpunktes hindeuten. Dieser Umstand kann mit Hilfe der HR nun näher geprüft werden. Die HR reproduziert sowohl den linearen Trend seit 1936 mit $1,9 \pm 0,4$ mm/Jahr (RSL Trend Beobachtungsdaten: $1,8 \pm 0,4$ mm/Jahr) als auch die intra-annuelle bis mehrdekadische Variabilität mit einer Korrelation von $r > 0,97$ nahezu perfekt (Abbildung 6c). Die Residualreihe zwischen Beobachtungsdaten und HR ist seit 1936 keinem signifikanten Trend unterworfen ($0,1 \pm 0,2$ mm/Jahr) und ist normalverteilt (Abbildung 6d). Im Gegensatz zum Pegel Stockholm zeigen die Residuen am Pegel LT Alte Weser allerdings etwas größere Standardabweichung von 59 mm und sind autokorreliert. Erste Untersuchungen deuten darauf hin, dass diese verbleibenden Differenzen auf Ungenauigkeiten in den küstennahen Satellitendaten, die in die HR miteingehen, zurückzuführen sind. Das komplexe Küstenvorfeld sowie die hochgradig nichtlinearen Interaktionen im Tidegeschehen des Wattenmeeres lassen vermuten, dass auf den wenigen Kilometern zwischen durch Satelliten abgedecktem Ozean und der Küste recht ausgeprägte Wasserstandsschwankungen stattfinden, die über die verfügbaren Satellitenprodukte nicht hinreichend genau beschrieben werden. Solche

küstennahen Wasserstandsgradienten können beispielsweise durch atmosphärisch induzierte Küstenkelvinwellen erklärt werden, die sich an die Küste anschmiegen und polwärts propagieren (s. a. Dangendorf et al. 2014, Gräwe et al. 2019). Trotz der verbleibenden Differenzen lassen sich wichtige Informationen aus den Residuen ziehen. So ergeben sich VLM Schätzer, die, wenn auch nicht statistisch signifikant, etwas geringer als in den NKG und GIA Modellen ($0,6$ und $0,4$ mm/Jahr) ausfallen. Vor 1936 ergeben sich allerdings erhebliche vertikale Sprünge, die auf mindestens 10 nicht angebrachte Nullpunktverschiebungen hindeuten und durch eine objektive Bruchpunktanalyse nach Ruggieri (2013) bestätigt werden (Abbildung 6d). Auch wenn die Unsicherheiten am Pegel LT Alte Weser (bzw. Roter Sand) prinzipiell bekannt sind, zeigt sich hier eine weitere Anwendungsmöglichkeit der HR als Methode zur Detektion von Aufzeichnungsfehlern. Da die HR die Variabilität und den klimatisch induzierten Trend aus Sterodynamik und Massenänderungen mit sehr großer Genauigkeit wiedergibt, werden potentielle Inhomogenitäten, die sonst in der hohen Variabilität der Wasserstände verdeckt werden, deutlich besser sichtbar und detektierbar.

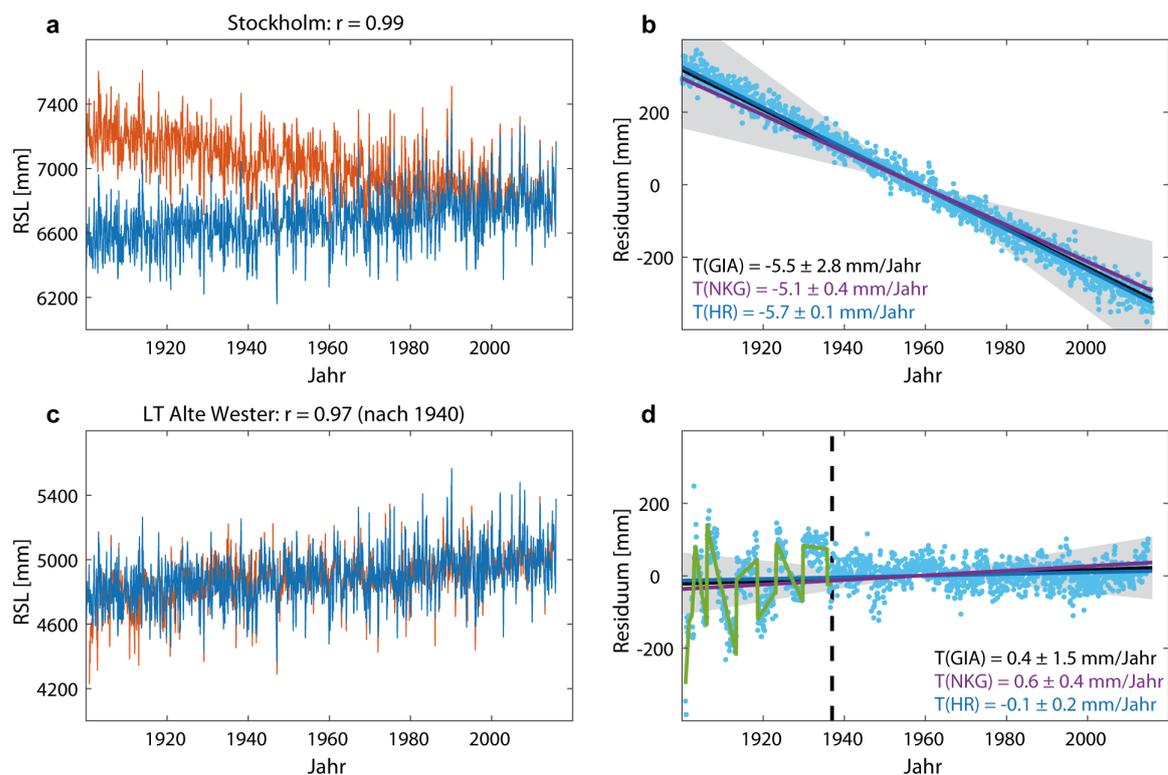


Abbildung 6: Berechnung der VLM an den Pegeln Stockholm und LT Alte Weser über die Residuen zwischen Pegelreihe und HR. a), c) Zeitreihen des gemessenen (rot) und rekonstruierten (blau) RSL. b), d) Differenzzeitreihe sowie die Linearrends der VLM Schätzer unterschiedlicher Quellen. Die graue Schattierung stellt die 95 % Konfidenzintervalle der GIA Modelle nach Caron et al. (2018) dar. Die schwarz gestrichelte Linie deutet den Bereich vor 1936 an, in dem keine Pegelnullpunktinformationen vorhanden sind. Die grüne Linie zeigt das Ergebnis einer Bayes-basierten Bruchpunktanalyse nach Ruggieri (2013).

Die beiden Beispiele der Pegel Stockholm und LT Alte Weser verdeutlichen die prinzipielle Eignung der HR zur Detektion von VLM (inklusive GIA Effekten) über die Differenzen zu den tatsächlichen Beobachtungsdaten. Aus diesem Grund wurde der Ansatz auf alle verwendeten Pegel im Untersuchungsgebiet der Nord- und Ostsee übertragen und mit den

anderen Schätzern VLM (GNSS, NKG, GIA) verglichen. Abbildung 7 zeigt die linearen Trends des beobachteten RSL aller Stationen, die mindestens 75 % Datenverfügbarkeit über die Periode von 1900 bis 2015 besitzen, in Abhängigkeit ihrer meridionalen Position. Die Trends variieren je nach Station zwischen -8 und $2,3$ mm/Jahr und zeigen eine stark ausgeprägte Abhängigkeit zum jeweiligen Breitengrad, auf dem sich die Station befindet. Diese meridionale Struktur ist auf den großen Einfluss der GIA zurückzuführen (z. B. Steffen et al. 2016) und zeigt sich qualitativ ebenfalls in den (Median) GIA Schätzern nach Caron et al. (2018): diese reichen für die Stationen von $-8,5$ bis $0,7$ mm/Jahr und sind mit den beobachteten RSL Trends hoch korreliert ($r > 0,97$), auch wenn sich lokal teils erhebliche Unsicherheiten von bis zu $4,4$ mm/Jahr durch unterschiedlichen Eishistorien oder ein-dimensionalen Erdstrukturen ergeben (Abbildung 7a). Damit kann GIA als der dominierende Prozess sowohl an der beobachteten räumlichen Struktur der RSL Trends an Pegeln als auch bei direkten VLM Schätzern angesehen werden.

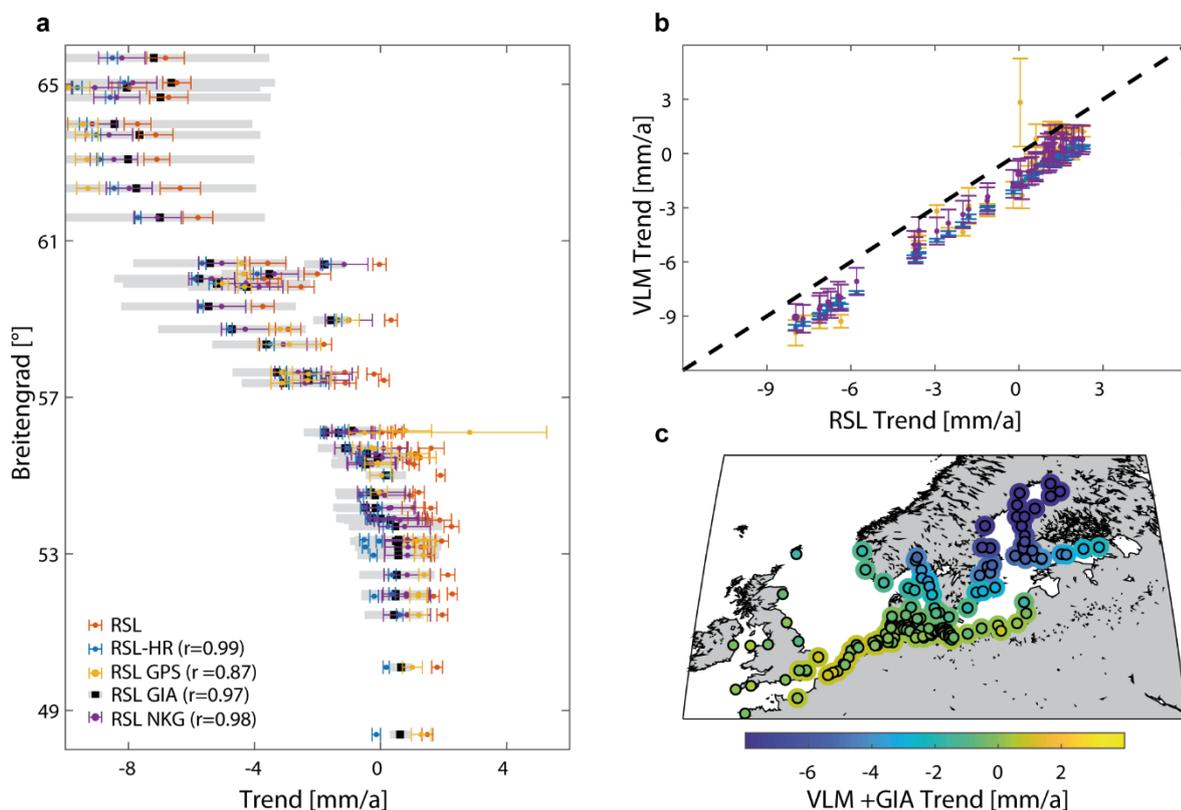


Abbildung 7: Trends des beobachteten RSL (a) an Pegelstationen des Nord- Ostseeraums mit mindestens 75 % Datenverfügbarkeit über die gemeinsame Periode von 1900 bis 2015. Schattierungen und Balken stellen jeweils die 95 % Konfidenzintervalle der Trendschätzer dar. Für die RSL Korrekturen aus VLM und GIA wurden unterschiedliche Produkte verwendet. Alle Produkte beinhalten sowohl VLM als auch RSL Änderungen aus GIA.

Die Berechnung der VLM (inklusive GIA) mit Hilfe der Differenz aus Pegel und HR stimmt qualitativ mit den GIA Strukturen der Modellierung gut überein und ist nahezu perfekt korreliert ($r > 0,99$). Die ermittelten VLM/GIA Schätzer sind auch mit den Schätzern des NKG Modells weitestgehend konsistent. Dies trifft vor allem auf die räumliche Struktur zu, wobei das NKG Modell konstant über alle Pegel auf im Mittel rund $0,4$ mm/Jahr höhere Hebungsraten hindeutet (Abbildung 7b). Auffällig ist hierbei, dass diese konstante Differenz in wesentlichen Teilen der Korrektur des NKG Modelles um

VLM aus gegenwärtigen Massenverlusten (Frederikse et al. 2018) entspricht. Ob diese Effekte aus der Integrierung von GIA Modellen bei den NKG Feldern (Vestøl et al. 2019) oder aus einer Überschätzung der relativen MSL Trends der HR im Nord-Ostsee-Bereich resultiert, kann in diesem Rahmen nicht abschließend geklärt werden.

Beim Vergleich mit direkten GNSS Messungen zeigen sich einige Differenzen, die sich in einer etwas geringeren Korrelation über alle Stationen äußert ($r > 0,87$). Auch wenn dies auf eine verbesserte Übereinstimmung im Vergleich zu den Analysen von Wahl et al. (2013) in der Nordsee hindeutet, lassen die Vergleiche mit GIA und dem NKG Modell den Rückschluss zu, dass die verbleibenden Differenzen eher auf Unsicherheiten bei der Bestimmung der VLM aus GNSS resultieren. Die Messreihen der GNSS sind mit Zeitreihenlängen von üblicherweise 5 bis 15 Jahren noch immer sehr kurz für eine möglichst akkurate Bestimmung der recht geringen VLM entlang der deutschen Küsten, wodurch einerseits der Einfluss intra- und interannueller Variabilität auf die Trendschätzung nicht ausgeschlossen werden kann (Wöppelmann und Marcos 2016) und andererseits generell die Frage offen bleibt, inwiefern die in den vergangenen Jahren beobachteten Raten repräsentativ für das gesamte letzte Jahrhundert sind. Dies gilt insbesondere bei Berücksichtigung der beschleunigten Massenverluste in Grönland über die vergangenen Jahre (Chen et al. 2017). Die VLM Schätzer aus der Differenz zwischen Pegel und HR variieren an den Pegelstandorten mit einer Datenverfügbarkeit von mindestens 75 % zwischen 1900 und 2015 zwischen Anhebungsraten von bis $-9,6$ mm/Jahr in Nordskandinavien und Subsidenzraten von bis $0,6$ mm/Jahr in der südwestlichen Nordsee (Abbildung 7c) und führen nach Korrektur zu RSL Trends von $1,8$ mm/Jahr gemittelt über alle Pegel in Nord- und Ostsee (Abbildung 7b). Dieser Wert ist konsistent mit den linearen Trendschätzern nach Wahl et al (2013) von $1,6$ mm/Jahr, basierend auf einer GIA Korrektur aller Nordseepegel nach Peltier (2004), über die etwas kürzere Periode von 1900 bis 2009. Mit der Korrektur aller Pegel mit dem NKG Modell ergeben sich etwas geringere RSL Trends von im Mittel rund $1,4$ mm/Jahr, wobei die verbleibende Streuung zwischen Einzelstationen etwas größer ist, als bei den Schätzern aus der HR (Abbildung 7b).

In einem nächsten Schritt betrachten wir die deutschen Küsten an Nord- und Ostsee etwas näher (Abbildung 8). Im Vergleich zum gesamten Nord-Ostsee Bereich ist der Einfluss der VLM als sehr gering zu bewerten, da die Signale Raten von $\pm 0,5$ mm/Jahr nur in Einzelfällen überschreiten. Dies ist darin begründet, dass der GIA-bedingte Übergangsbereich zwischen Hebungs- und Subsidenzzone entlang der deutschen Küsten verläuft und an den Pegeln RSL Signale von maximal $\pm 0,5$ mm/Jahr induziert (Abbildung 8). Während die exakte Lage der resultierenden Nulllinie unbekannt ist und zwischen den Realisationen einzelner GIA Modelle generell sehr stark variiert (Kelln 2019), so zeigt sich doch in den meisten Modellen, dass die deutschen Nordseepegel tendenziell eher einer Landsenkung und damit einem GIA induzierten RSL Anstieg unterworfen sind, während die Ostseepegel eher auf der Hebungseite liegen. An den Ostseepegeln ist die Unsicherheit bezüglich des Vorzeichens der VLM größer, da die Position der Nulllinie vermutlich Teilen des Küstenverlaufs folgt und die resultierenden VLM/RSL Schätzer daher leicht vom positiven in den negativen Bereich rutschen können. Die Betrachtung der VLM Schätzer aus den Differenzen zwischen Pegel und HR zeigen insgesamt eine größere Streuung als die NKG und GIA Modelle (Abbildung 8a). Während beide einem klaren Gradienten von Subsidenz im Südwesten hin zu Hebung im Nordosten unterliegen, ist keine eindeutige räumliche Struktur in den neuen VLM Schätzern erkennbar. Dies kann einerseits an Ungenauigkeiten der

neuen Methodik liegen, oder aber in lokalen VLM (oder auch Ungenauigkeiten in den Messreihen, z. B. fehlende Nullpunktinformation), die nicht explizit in den NKG und GIA Modellen adressiert werden. Weiterhin bleibt zu bedenken, dass das NKG Modell mit einem Fokus (und entsprechend vielen Daten) auf Skandinavien erstellt wurde und dadurch entlang der deutschen Küsten durch die geringere Messdatendichte größere Unsicherheiten aufweist. Einen Hinweis, dass die beiden letzteren Argumente wahrscheinlich sind, liefert der Vergleich der beobachteten RSL Trends an den Pegeln über ihre jeweils verfügbare Aufzeichnungsperiode. Weder das NKG ($r=-0,1$) noch die GIA Modelle ($r=0,1$) sind signifikant mit den beobachteten RSL Trends korreliert und können die räumlichen Differenzen der RSL Trends an den deutschen Pegeln somit nicht erklären. Die neuen Schätzer aus der Differenz zwischen Pegel und HR hingegen sind signifikant mit den RSL Trends an den Pegeln korreliert ($r>0,86$). In Konsequenz führen die VLM Korrekturen mit Hilfe der neuen Methodik über die HR zu einer deutlich kleineren Streuung der residualen MSL Trends (Abbildung 9) als unter Verwendung des NKG Modells. Gleiches gilt auch für die Radar- und RBF-basierten Lösungen des igrp (Niemeier et al. 2021). Während die RBF-basierten Schätzer in keiner Weise mit der räumlichen Struktur der beobachteten relativen MSL Trends übereinstimmen (und auch nur für 38 der 55 Standorte vorliegen) und so zu einer großen Streuung in den Residualtrends nach Anbringung der VLM Korrektur führen, zeigen die Radar-basierten VLM Schätzer ein ähnliches Bild wie das NKG Modell. Unter der Berücksichtigung, dass die Radardaten über eine Periode von lediglich drei Jahren vorliegen und somit stark durch saisonales und interannuelles Rauschen beeinflusst sind, ist dies als sehr positiv zu beurteilen. Ebenso ist darauf hinzuweisen, dass mit Ausnahme der RBF alle VLM Schätzer im Median zu Residualtrends von 1,6 (NKG) bis 1,8 mm/Jahr führen. Dennoch bleibt offen, worin die Differenzen zwischen den VLM Schätzern der unterschiedlichen Gruppen an einzelnen Stationen tatsächlich begründet sind.

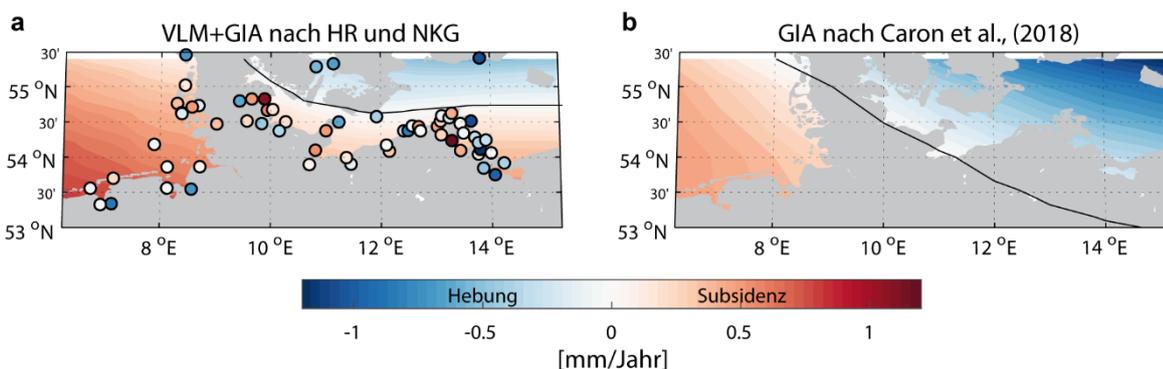


Abbildung 8: Kartierung der VLM (ohne Krustenbewegungen aus gegenwärtigen Massenänderungen) aus der Differenz zwischen Pegel und HR (schwarz umrandete Punkte) und dem NKG Modell (Schraffur) (a) sowie der Anteil der GIA nach Caron et al. (2018) (b). Die schwarzen Linien markieren die Nulllinie, die GIA bedingte Anhebungen von Subsidenz abgrenzt.

Zur näheren Beleuchtung der Differenzen betrachten wir einzelne Extrembeispiele, bei denen besonders große Unstimmigkeiten auftreten (Abbildung 10). In der Nordsee betrifft dies die beiden Pegel Bremerhaven und Emden, die beide in den Mündungsbereichen großer Ästuarie (Weser, Ems) liegen, sowie den Pegel Dagebüll, dessen direktes Umfeld in der Vergangenheit erheblichen Umbaumaßnahmen unterworfen gewesen ist. In der Ostsee wird der Pegel Stahlbrode betrachtet. Die drei Nordseepegel sind für ihre ausgeprägten negativen Trends in den Tideniedrigwassern über die vergangenen Jahrzehnte bekannt

(Jensen und Mudersbach 2007), die zu einem rasanten Anstieg des Tidehubs geführt haben. Zwar zeigen sich diese Entwicklungen tendenziell an allen Pegeln der südwestlichen Nordsee (Hollebrandse 2005), allerdings sind sie an diesen Pegeln besonders ausgeprägt und in besonderem Maße durch die Tideniedrigwasserentwicklung dominiert. Kommt es zu asynchronen Entwicklungen in den Tidehoch- und -niedrigwassern, so geht dies mit einer Verformung der mittleren Tidekurve und somit einer Beeinflussung des MSL einher. Solche Verformungen werden in der HR nicht berücksichtigt, da sie kein direkter modellierter klimatischer Prozess sind, sondern vermutlich auf lokale Beeinflussungen durch Veränderungen in der umliegenden Küstenstruktur begründet sind. Somit verbleiben sie in der Residualzeitreihe, die zur Approximation der VLM verwendet wird. Auch wenn dieser Effekt auf den MSL an dieser Stelle nicht direkt quantifizierbar ist, deutet er sich in einem Vergleich der Differenzen zwischen Tidepegel und HR und der lokalen Niedrigwasserentwicklung an, die allesamt signifikante interannuelle Korrelationen von $r=0,51$ (Emden Neue Seeschleuse) bis $r=0,87$ (Dagebüll) aufweisen (Abbildung 10a–c). In Dagebüll und Bremerhaven fallen vor allem die stark abfallenden Entwicklungen zwischen 1950 und 1960 bzw. zwischen den 1960er und 1980er Jahren ins Auge (Abbildung 10a, b). Dies bedeutet, dass im Fall der Pegel der deutschen Bucht, die Trends der Differenzen zwischen Tidepegel und HR nicht ausschließlich VLM sondern auch andere nichtklimatische Einflüsse durch eine Verformung der Tidekurve enthalten.

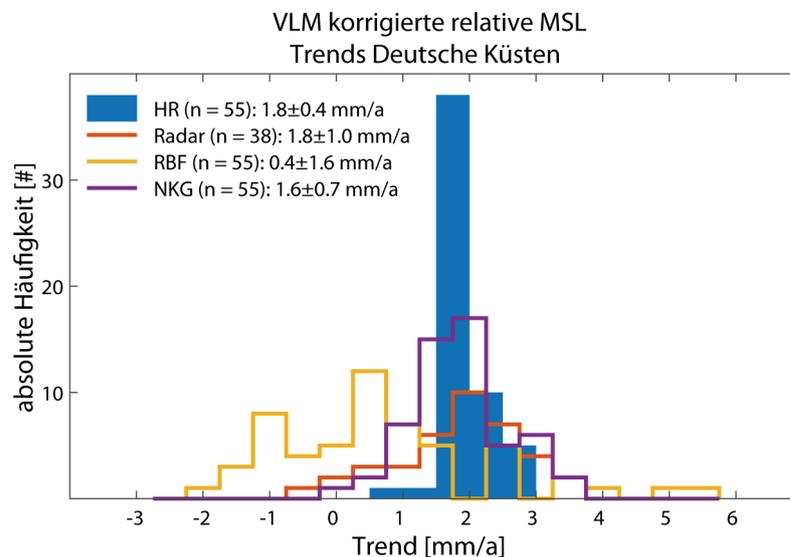


Abbildung 9: Histogramm der relativen MSL Trends nach Anbringung unterschiedlicher VLM Korrekturen. Die Trends wurden über die jeweils am Pegel verfügbare Periode bestimmt. Der Median und die Standardabweichung über alle Pegel sind der Legende beigefügt. Selbiges gilt für die Anzahl n verfügbarer Stationen für die VLM Schätzer vorliegen.

Am Pegel Stahlbrode hingegen zeigt sich eine weitere bisher unerkannt gebliebene Nullpunktanpassung im Jahr 1981 (Abbildung 10d) als Ursache für den großen ermittelten Residualtrend von 1,2 mm/Jahr. Von 1980 auf 1981 ergibt sich ein vertikaler Offset in einer Größenordnung von rund 4 bis 5 cm der sich auch in Quervergleichen zu anderen Nachbarpegeln zeigt (hier nicht gezeigt). Berechnet man den Trend der Residuen nach der bisher nicht angebrachten Nullpunktverschiebung über die Periode von 1982 bis 2015 reduziert sich der Trend auf nur noch 0,5 mm/Jahr. Dieser Wert liegt deutlich näher an dem VLM

Schätzer aus dem NKG Modell von $\sim 0,3$ mm/Jahr. Solche Nullpunktverschiebungen wurden im Verlaufe des Projektes allerdings nicht weiterverfolgt, da dies umfangreiche Recherchen in Absprache mit den zuständigen Wasser- und Schifffahrtsämtern erfordert. Aus diesem Grund sind die VLM Trends in Abbildung 8 unter Vorbehalt zu betrachten und zukünftige Untersuchungen sollten sich mit einer weiteren Homogenisierung der Pegeldaten auseinandersetzen.

3.2 Validierung der RSL Rekonstruktion

Die Ergebnisse des vorangehenden Kapitels haben schon erste Hinweise auf die Qualität der HR gegeben. In diesem Kapitel soll eine tiefere Qualitätsüberprüfung der HR im Sinne der Validierung anhand von Pegel- und Satellitendaten erfolgen. Hierzu werden die Wurzel der mittleren Fehlerquadratsumme (englisch: *Root Mean Square Error*, hiernach RMSE) und die Korrelation zwischen Pegel-/Satellitendaten und der nächstgelegenen Gitterzelle (bei Satellitendaten ist dieser Punkt identisch) der HR über ihren jeweils verfügbaren Überlappungszeitraum berechnet. Während die Korrelation ein dimensionsloses Validierungsmaß darstellt und lediglich Informationen hinsichtlich der Übereinstimmung der Schwankungsrichtung zweier Zeitreihen gibt, liefert der RMSE die mittlere Abweichung der HR gegenüber der Referenzzeitreihe in der gleichen Dimension (hier mm) wie die Eingangsdaten.

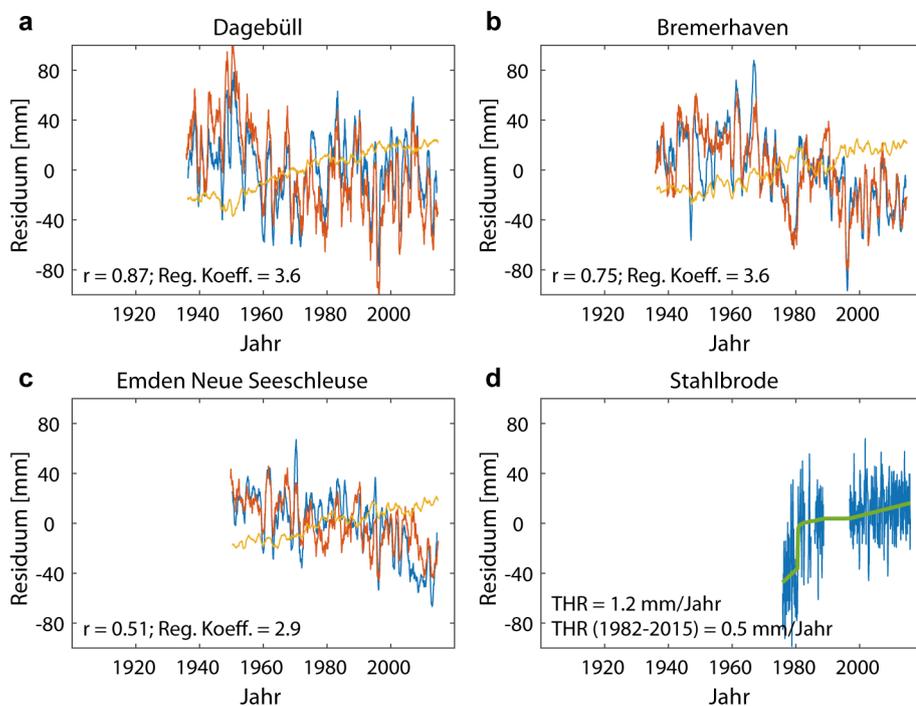


Abbildung 10: Residualzeitreihen aus der Differenz zwischen Pegel und HR (blau) für ausgewählte Standorte der deutschen Nord- und Ostseeküste. Für die Nordseepegel (a–c) sind zum Vergleich die mittleren Tideniedrigwasser- (rot, skaliert auf die Differenzenreihen) und Tidehubzeitreihen (gelb) dargestellt. Am Pegel Stahlbrode (d) sind die Anstiegsraten unter Verwendung einer Bruchpunktanalyse dargestellt, die den vertikalen Versatz im Jahr 1981 kennzeichnet.

In Abbildung 11 sind zunächst die Korrelationen zwischen den (um den jeweils linearen Trend bereinigten) Satelliten-/Tidepegeldaten und der HR dargestellt. Im Fall der Satellitendaten wurden die Korrelationen über die Periode 1993 bis 2015 berechnet, während bei den Pegeldaten die Periode entsprechend der jeweiligen Datenverfügbarkeit schwankt. Die

Korrelationen zwischen Satellitendaten und HR reichen je nach Lokation von $r=0,58$ bis $r=0,97$ mit einem Median von $r=0,9$; bei den Pegeldaten liegt der Median mit $r=0,94$ und das Maximum mit $r=0,99$ etwas höher, wobei das Minimum etwas niedriger ausfällt (Liverpool: 0,43). Die geringsten Werte von bis zu $r=0,58$ in den Satellitendaten finden sich im Südwesten der Nordsee im Übergangsbereich zum Ärmelkanal und der Themsemündung (Abbildung 11a). In diesem dynamisch hochkomplexen Bereich ist es schwierig eine einzelne Ursache für die verminderten Korrelationen zu finden. Zum einen sind die englischen Tidepegel in dieser Region stark von den Ausbaumaßnahmen der Themse beeinflusst und zeigen so ähnlich geringe Korrelationen zur HR wie Satellitendaten. Zum anderen ist auch die Qualität der Satellitendaten aufgrund des komplexen Tideregimes (in diesem Bereich treffen die Gezeiten aus dem Ärmelkanal mit den Gezeiten aus dem Norden Schottlands aufeinander) fraglich, da die Tidemodelle, die zur Korrektur der Satellitenrohdaten verwendet werden, in diesem Gebiet die Gezeiten nur rudimentär abbilden können (Stammer et al. 2014) und so Restsignale in den MSL Reihen der Satellitendaten verbleiben können. Einen Hinweis darauf, dass dies zumindest teilweise der Fall ist, liefert die Tatsache, dass die Tidepegel im Bereich der belgischen und holländischen Küste deutlich höhere Korrelationen mit der HR aufweisen und dort somit die Ursache nicht aus einer schlechten Leistung der HR resultieren kann.

Etwas geringere Korrelationen ($r\sim 0,6-0,8$) zwischen HR und Satelliten-/Pegeldaten finden sich auch im Hauptuntersuchungsgebiet an der schleswig-holsteinischen Ostseeküste, wobei in diesem Gebiet auch die Satellitendaten selbst geringere Korrelationen mit den Pegeln aufweisen ($r\sim 0,4-0,7$). Des Weiteren zeigt sich, dass die HR mit den Satellitendaten konstant hoch korreliert bleibt ($r>0,9$), was darauf hindeutet, dass die etwas verminderte Korrelation entlang der schleswig-holsteinischen Küste auf Unsicherheiten in den zugrundeliegenden Satellitendaten zurückzuführen sind. Dies ist bei dem komplexen Küstenvorfeld mit vielen kleinen Inseln und Meerengen nicht überraschend, da die Satellitendaten nur mit speziellen, sogenannten Retrackingverfahren (Neuverfolgung) im Küstenvorfeld belastbare Daten liefern (Passaro et al. 2015). Die maximalen Korrelationen von bis zu $r=0,97$ mit Satelliten- und bis zu $r=0,99$ mit Pegeldaten finden sich in der zentralen Ostsee und Teilen der südwestlichen Nordsee. Diese hohe Übereinstimmung kann auf die großräumige Dominanz atmosphärischer Windeinflüsse (Dangendorf et al. 2014, Frederikse et al. 2016a, Vermeersen et al. 2018) zurückgeführt werden, die sich leicht über die niedrigeren EOFs (EOF1 ist stark mit den Westwinden korreliert) in der HR beschreiben lassen und sich vor allem in den höheren Frequenzen des MSL Spektrums (vor allem intra-annuell) bemerkbar machen. Zusammenfassend lassen sich über den Großteil der Pegel- und Gitterpunkte (Satellitendaten) sehr hohe Korrelationen für die HR feststellen (s. a. Vergleich einzelner Pegelreihen in Abbildung 11b), was ihre prinzipielle Eignung für Variabilitätsanalysen im Nord-Ostseebereich unterstreicht.

Der RMSE zwischen HR und Satelliten- und Pegeldaten (Abbildung 12) zeigt ein sehr ähnliches Bild wie die Korrelationen auf und deutet an, dass die HR nicht nur die Schwingungsrichtung, sondern auch die Amplitude der MSL Variabilität sehr gut abbildet. In beiden Datenprodukten liegt der Median des RMSE über alle Stationen und Gitterpunkte bei Betrachtung der Monatswerte in einem Bereich von rund 30 mm mit Minimalwerten von ungefähr 15 mm in der zentralen Nordsee bis hin zur englischen Ostküste und Maximalwerten von rund 70 mm im nordöstlichsten Zipfel des Bottnischen Meerbusens und sogar mehr als 100 mm im Finnischen Meerbusen. In beiden Gebieten treten diese hohen RMSE

Werte allerdings nur in den Satelliten- nicht aber in den Pegel­daten auf. Diese hohe Ab­weichung wird daher in der geringen Qualität der Satellitendaten selbst begründet sein, da beide Gebiete durch saisonale Meereisbedeckung gekennzeichnet sind und die resultierenden Satellitendaten entsprechend hohe Unsicherheiten aufweisen.

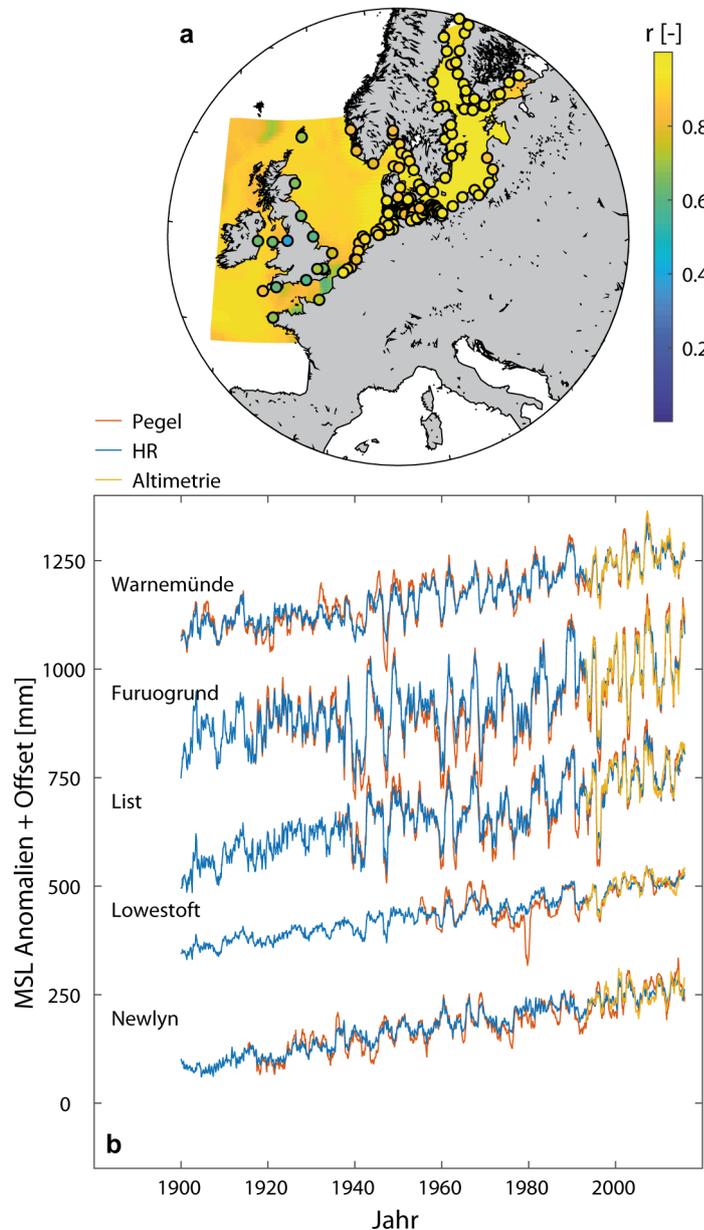


Abbildung 11: a) Korrelationen zwischen den Monatsmittelwerten der HR und Altimeterdaten über ihre gemeinsame Periode von 1993 bis 2015 (Schattierung). Die Korrelationen zwischen Pegelreihen und der HR sind als schwarz umrandete Punkte dargestellt. Die zugehörigen Zeitreihen der unterschiedlichen Produkte finden sich für fünf exemplarisch ausgewählte Standorte in b). Alle Zeitreihen in b) wurden für Visualisierungszwecke mit einem 12-monatigen gleitenden Mittel gefiltert.

In fast allen Flachküstenbereichen, wie zum Beispiel dem Wattenmeer, deutet sich im Vergleich der HR mit den Satellitendaten ein Gradient von niedrigen RMSE Werten im offenen Ozean (~ 20 mm) hin zu höheren RMSE Werten an der Küste (~ 40 mm) an, der sich allerdings in den wenigsten Fällen auch in den Pegel­daten widerspiegelt. Unsere Vermutung ist, dass auch hier die Unsicherheiten in den Satellitendaten hin zur Küste etwas zunehmen

und die HR durch die gute Pegelabdeckung entlang der Küste diese Zonen etwas realistischer modelliert. Entlang der deutschen Küsten (Abbildung 12b) liegt der RMSE mit wenigen Ausnahmen in einem Bereich von rund 30 bis 40 mm. Diese Werte entsprechen in etwa den Unsicherheiten der Pegelmessungen in Bezug auf Monatsmittelwerte selbst (Church et al. 2004) und unterstreichen damit einmal mehr die hohe Qualität der HR. Des Weiteren nimmt der RMSE mit steigenden Zeitskalen weiter ab, so dass der RMSE bei Anwendung eines gleitenden Mittels von drei Jahren an den meisten Pegeln unter 10 mm sinkt. Zusammenfassend deuten die Vergleiche zwischen HR und Satelliten-/Pegeldaten an, dass die HR sehr gut für eine Regionalisierung der MSL Entwicklung entlang der Küsten und auch im offenen Ozean der Nord- und Ostsee geeignet ist und somit für flächendeckende Analysen der längerfristigen Veränderungen verwendet werden kann.

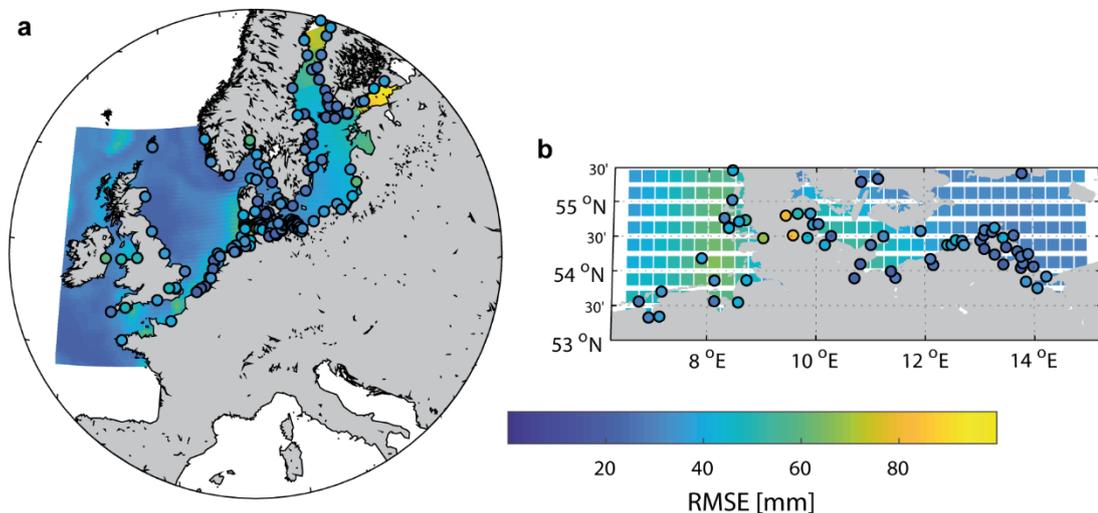


Abbildung 12: RMSE zwischen Pegeldaten und HR (runde Punkte mit schwarzem Rand) sowie Satellitendaten und HR (schraffierte Quadrate ohne Rand) für den gesamten Nord-Ostseeraum (a) und einer Großansicht der deutschen Küsten (b).

3.3 Analyse der zeitlichen RSL Entwicklung entlang der deutschen Küsten

Zur vertieften Analyse der Langzeitentwicklung des RSL entlang deutscher Küsten, sowie deren Einbettung in den Kontext der Entwicklung des umliegenden Nord-Ostseegebiets, werden zunächst vier virtuelle Stationen als Gebietsmittel aus der HR über die gesamte Periode von 1900 bis 2015 gebildet. Anders als bei den originalen Pegeldaten verfügt die HR über vollständige Datensätze, wodurch Abweichungen im Höhenbezugssystem (z. B. Wahl et al. 2011) keine Rolle spielen und die Zeitreihen der HR entsprechend einfach gemittelt werden können. Zur illustrativen Darstellung wurden die virtuellen Stationen alle in das NHN System, in dem die Pegeldaten vorliegen, eingehängt. Die Zeitreihen finden sich zusammen mit den im jeweiligen Gebiet verfügbaren Pegelreihen sowie Satellitenmessungen in Abbildung 13. Ihre linearen Trends über zwei unterschiedliche Perioden von 1900 bis 2015 und von 1993 bis 2015, ein Vergleich mit den Satellitendaten, sowie eine Auswahl langer Einzelpegel finden sich in Tabelle 1. Lineare Trends einzelner Pegel über die Gesamtperiode von 1900 bis 2015 finden sich in Abbildung 15a und d. Nichtlineare Trendraten für die vier virtuellen Stationen und alle Einzelpegel sind in Abbildung 16a–d dargestellt.

Die virtuelle Station in Niedersachsen ist durch einen signifikanten linearen Trend von $1,8 \pm 0,2$ mm/Jahr (1σ) über die Periode von 1900 bis 2015 gekennzeichnet (Tabelle 1, Abbildung 13), der durch eine erhebliche intraannuelle Variabilität mit küstennahen Fluktuationen in einer Größenordnung von bis zu ± 60 cm von Monat zu Monat überprägt ist (der saisonale Zyklus wurde bei den Betrachtungen zuvor herausgefiltert und trägt zusätzlich zum MSL Spektrum bei (Dangendorf et al. 2012)). Die Küste Niedersachsens verfügt über zwei langzeitliche Pegelreihen, die die Gesamtperiode von 1900 bis 2015 abdecken: Norderney und Cuxhaven. Sowohl der Pegel Norderney ($1,8 \pm 0,2$ mm/Jahr) als auch Cuxhaven ($2,0 \pm 0,2$ mm/Jahr) bestätigen die Entwicklung aus der virtuellen Station der HR (beide Stationen wurden um die residualen VLM korrigiert). Die verbleibenden Pegel im Gebiet starten üblicherweise in den 1930er Jahren und zeigen ebenfalls über ihre Überlappungsperiode vergleichbare Trends wie die Realisationen aus der HR (Abbildung 15e). Über die Periode von 1993 bis 2015 ermittelt sich ein etwas größerer Trend von $3,5 \pm 1,4$ mm/Jahr für die HR. Dieser Wert ist in guter Übereinstimmung mit den Satellitendaten, die einen Trend von $3,4 \pm 1,2$ mm/Jahr aufweisen und auch signifikant mit der virtuellen Station aus der HR korreliert sind ($\sim 0,96$).

Die virtuelle Station der schleswig-holsteinischen Küste weicht mit einem signifikanten linearen Trend von $1,9 \pm 0,2$ mm/Jahr nur marginal von der Entwicklung an der niedersächsischen Küste ab (Tabelle 1), allerdings liegen in dem Gebiet keine Vergleichspegel über die Gesamtperiode von 1900 bis 2015 vor. In Schleswig-Holstein beginnen die ersten Aufzeichnungen erst in den 1930er Jahren, wobei diese sehr gut zur Entwicklung der virtuellen Station aus der HR passen (Abbildung 13). Vor allem die intraannualen Variationen sind hier nochmal etwas ausgeprägter und können ungeachtet des saisonalen Zyklus eine Größenordnung von bis zu ± 70 cm annehmen. Diese gesteigerte Variabilität in der Region ist in erster Linie durch ihre etwas exponiertere Lage gegenüber den dominanten Westwinden begründet (Dietrich 1954, Wahl et al. 2013, Dangendorf et al. 2014). Die Trends der Periode von 1993 bis 2015 sind in der virtuellen Station aus der HR ($3,2 \pm 1,4$ mm/Jahr) ähnlich wie in Niedersachsen und in Übereinstimmung mit den Satellitendaten (Tabelle 1) etwas erhöht.

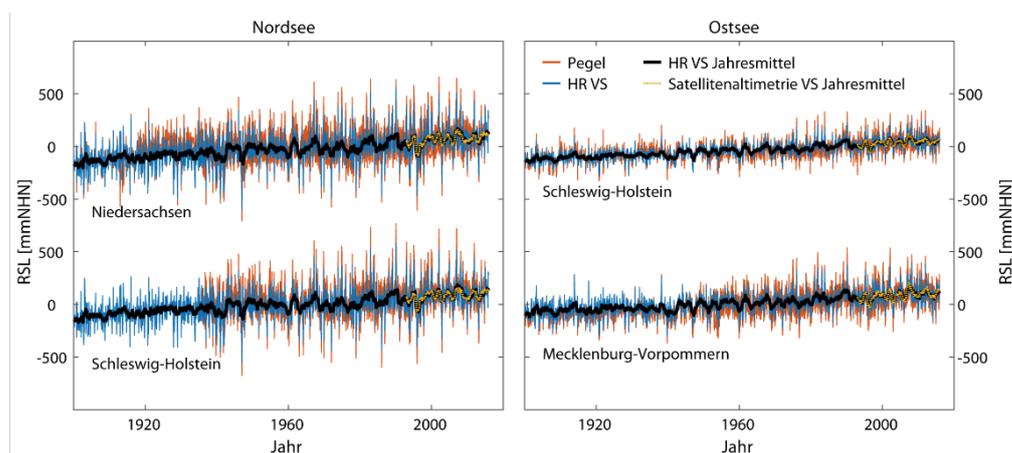


Abbildung 13: Virtuelle Stationen (VS) aus HR und Satellitenmessungen für die Küsten der drei deutschen Küstenanrainerländer sowie die zugehörigen gemessenen Pegelreihen.

An der schleswig-holsteinischen Ostseeküste ergibt sich mit $1,6 \pm 0,1$ mm/Jahr im Vergleich zur Nordseeküste ein etwas reduzierter Trend von 1900 bis 2015. An diesem Küstenabschnitt liefert nur der Pegel Marienleuchte RSL Daten über das gesamte 20. Jahrhundert,

wobei der um residuale VLM korrigierte lineare Trend von $1,6 \pm 0,1$ mm/Jahr mit der virtuellen Station aus der HR übereinstimmt. Die intraannuelle Variabilität entlang der schleswig-holsteinischen Küste ist im Vergleich zum Wattenmeer deutlich reduziert mit Fluktuationen, die ± 30 cm üblicherweise nicht überschreiten (Abbildung 14a). Diese reduzierte Variabilität ist in der geschützten Lage der Küste begründet. Während die Pegel an der schleswig-holsteinischen Küste von ihrer Ausrichtung nach Osten her sehr sensitiv auf Variationen in den dominanten Westwindlagen reagieren müssten, sorgt der hydrologische Nachlauf durch den Zufluss von Nordseewasser durch die Dänischen Meerengen für eine stetige Kompensation/bzw. Dämpfung dieser Variabilität (Kelln et al. in Begutachtung). Diese Prozesse finden maßgeblich auf sehr kurzen Zeitskalen innerhalb eines Jahres statt, was sich auch in einer Wavelet-Betrachtung in Abbildung 14b zeigt. Auf längeren Zeitskalen von mehr als einem Jahr reagieren die Wasserstände jedoch sehr ähnlich mit Korrelationen die typischerweise 0,8 überschreiten (wenn auch immer noch mit einer leicht gedämpften Amplitude). Wie auch für die beiden Nordseeküstenabschnitte ist die virtuelle Station aus der HR signifikant mit den Satellitendaten korreliert ($\sim 0,95$) und auch die Trends beider Datenprodukte stimmen mit jeweils $2,4 \pm 0,7$ mm/Jahr (HR) und $2,4 \pm 0,8$ mm/Jahr (Satellitendaten) hervorragend überein (Tabelle 1).

Tabelle 1: Lineare Trends des RSL für die vier virtuellen Stationen entlang deutscher Küsten aus HR und Satellitendaten (SAT), sowie deren Korrelation über ihre Überlappungsperiode. Die Trends sind sowohl über die Gesamtperiode als auch seit 1993 dargestellt, um einen direkten Vergleich mit den Satellitendaten zu ermöglichen. Für die Berechnung der Standardfehler der Trends wurde ein autoregressiver Prozess 1. Ordnung zu Grunde gelegt.

Küste	Trend [mm/Jahr] \pm Standardfehler			Korrelation [-] 1993-2015
	HR 1900-2015	HR 1993-2015	SAT 1993-2015	
Niedersachsen	$1,98 \pm 0,11$	$3,45 \pm 1,44$	$3,34 \pm 1,22$	0,96
Schleswig-Holstein (Nordsee)	$1,86 \pm 0,11$	$3,21 \pm 1,43$	$3,05 \pm 1,17$	0,95
Schleswig-Holstein (Ostsee)	$1,57 \pm 0,06$	$2,40 \pm 0,69$	$2,36 \pm 0,83$	0,95
Mecklenburg-Vorpommern	$1,60 \pm 0,09$	$2,55 \pm 1,05$	$2,86 \pm 1,17$	0,97
Pegel ($\geq 75\%$ Daten über 1900-2015)	Trend [mm/Jahr] \pm Standardfehler			
	Relativ	Relativ-VLM	VLM (HR)	
Cuxhaven	$1,88 \pm 0,19$	$1,79 \pm 0,19$	$0,09 \pm 0,08$	
Norderney	$2,25 \pm 0,12$	$2,02 \pm 0,12$	$0,23 \pm 0,07$	
Marienleuchte	$0,93 \pm 0,08$	$1,56 \pm 0,08$	$-0,63 \pm 0,05$	
Wismar Baumhaus	$1,48 \pm 0,08$	$1,63 \pm 0,08$	$-0,15 \pm 0,03$	
Warnemünde	$1,60 \pm 0,09$	$1,62 \pm 0,09$	$-0,02 \pm 0,04$	

Die Wasserstandentwicklung in Mecklenburg-Vorpommern unterscheidet sich mit einem Trend von $1,6 \pm 0,1$ mm/Jahr nicht signifikant von der in Schleswig-Holstein, allerdings steigert sich die Variabilität kontinuierlich von West nach Ost (Kelln et al. in Begutachtung) und kann in den östlichen Bereichen hin zur polnischen Küste für intraannuelle Schwankungen von bis zu ± 40 cm sorgen. Der Langzeittrend wird von den um residuale VLM korrigierten Pegeln in Wismar ($1,6 \pm 0,1$ mm/Jahr) und Warnemünde ($1,6 \pm 0,1$ mm/Jahr) bestätigt. Alle anderen Pegel starten erst später im 20. Jahrhundert aber bestätigen die zeitgleichen Entwicklungen in der HR üblicherweise im Bereich der zugehörigen Trendunsicherheiten (Abbildung 15e). Auch mit den Satellitendaten ergeben sich sehr hohe Korrelationen von 0,97 und keine signifikanten Differenzen in den Trends (Tabelle 1).

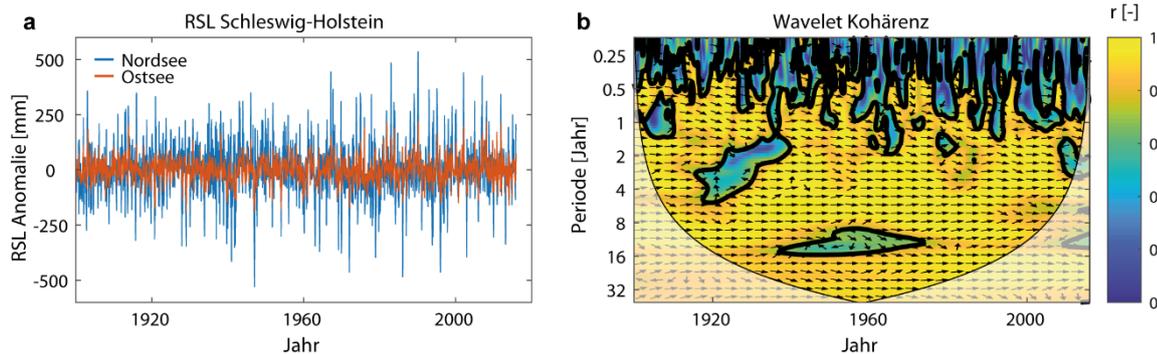


Abbildung 14: Vergleich der beiden virtuellen Stationen an der schleswig-holsteinischen Nord- und Ostseeküste (a), sowie deren Wavelet Kohärenz (b). Die Wavelet Kohärenz zeigt die instationären Korrelationen der beiden virtuellen Station über unterschiedliche Zeitskalen (Schraffur). Die dicke schwarze Linie markiert signifikante Korrelationen, während die durchsichtige Schattierung die Randbereiche markiert, über die nur eingeschränkt Aussagen getätigt werden können. Zur Berechnung wurden die MATLAB Tools nach Grinsted et al. (2004) verwendet.

Die Analysen der virtuellen Stationen zeigen neben der guten Übereinstimmung mit Tidepegeln und Satellitenmessungen Differenzen in der Trendentwicklung der deutschen Nord- und Ostseeküste in einer Größenordnung von rund 0,3–0,4 mm/Jahr, wobei die Nordseeküste den etwas schnelleren Anstieg verzeichnet (Tabelle 1, s. a. Abbildung 16e). Um diese Differenzen richtig zu interpretieren, werden zunächst die größeren räumlichen Muster in der gesamten Nord- und Ostsee betrachtet. In Abbildung 15a sind aus diesem Grund die linearen Trends der HR sowie der um residuale VLM korrigierte Pegelreihen mit mindestens 75 % Datenabdeckung (s. a. Abbildung 15d) über die Periode von 1900 bis 2015 dargestellt. Grundsätzlich zeigt sich ein signifikanter Trendgradient von West nach Ost. Während sich vor der südwestlichen Küste Großbritanniens und der Bretagne Trends von rund 1,6 mm/Jahr einstellen, die durch die langen Pegel Brest und Newlyn (beide $1,6 \pm 0,1$ mm/Jahr) bestätigt werden, steigern sich die Trends grundsätzlich in den flachen Schelfbereichen westwärts ausgerichteter Küstenlinien (Irische See, südwestliche Nordsee) auf über 2 mm/Jahr mit Maximalwerten in der östlichen Ostsee. An den ostwärts gerichteten Abschnitten der englischen und deutschen Ostküsten ergeben sich dagegen ähnlich wie für den Ärmelkanal etwas geringere Trendwerte von rund 1,6 mm/Jahr. Diese Struktur gibt einen Hinweis darauf, dass atmosphärische Einflüsse in Form von Luftdruck- und Windschwankungen die Ursache für die divergente Trendentwicklung sind.

Um dies näher zu beleuchten, werden die Simulationsergebnisse des barotropen Modells nach Gräwe et al. (2019) hinzugezogen. Bei dem Modell handelt es sich um ein dreidimensionales Ozeanmodell, in dem für diese Zwecke alle die Schichtung/Dichte betreffenden Prozesse konstant gehalten werden, um die barotropen Wind- und Luftdruckeffekte herauszufiltern. Die Modellläufe sind über die Periode von 1949 bis 2014 verfügbar und mit den atmosphärischen Feldern der NCEP Reanalyse angetrieben (Kalnay et al. 1996). Details zum Modell finden sich in Gräwe et al. (2019). Die räumlichen Muster der linearen Trendentwicklung in der HR über die im Modell verfügbare Periode von 1949 bis 2015 (Abbildung 15b) unterscheiden sich lediglich marginal in der Amplitude im Vergleich zur gesamten 1900 bis 2015 Periode (Abbildung 15a). Die MSL Zeitreihen aus dem barotropen Modell sind erwartungsgemäß nicht in der Lage den säkularen Anstieg des gesamten Beckens zu erklären (Abbildung 15c), allerdings erklären sie einen signifikanten Beitrag an den räumlichen Mustern (bis zu $\pm 0,6$ mm/Jahr), insbesondere die höheren

Trends an den westwärts ausgerichteten Küsten wie dem Wattenmeer oder der östlichen Ostsee und die etwas geringeren Trends entlang der deutschen Ostseeküste (Abbildung 15c und e). Dies bestätigt die Ergebnisse in Dangendorf et al. (2014), Gräwe et al. (2019) und Kelln et al. (in Begutachtung) und zeigt, dass säkulare Variationen in den Westwinden die Hauptursache für die divergente Entwicklung entlang der deutschen Küsten sind.

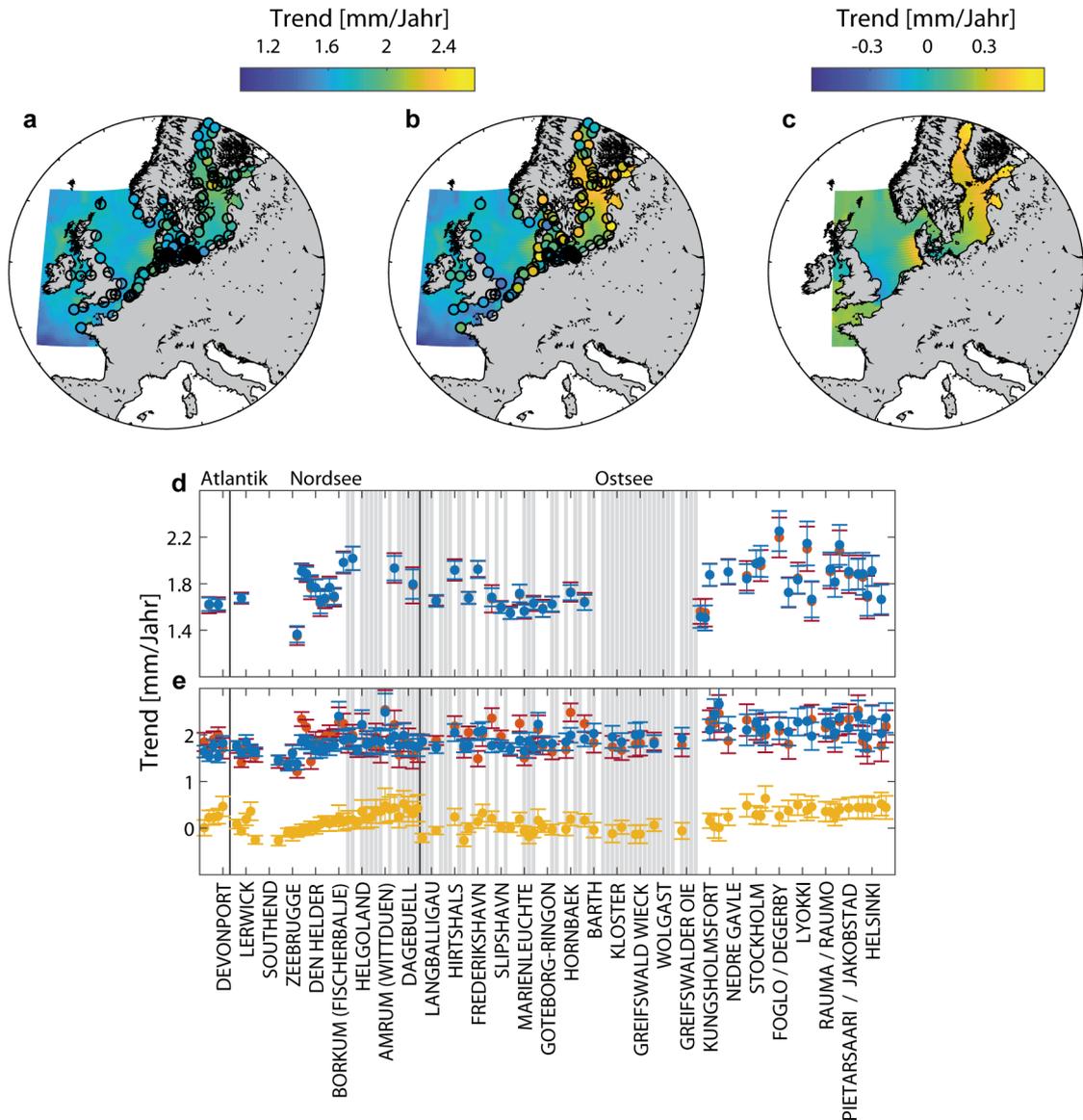


Abbildung 15: Linear Trends des RSL in HR (Schraffur) und um residuale VLM korrigierten Tidepegeln (schwarz umrandete Punkte) über die Periode (a) 1900 bis 2015 und (b) 1949 bis 2014. In (c) sind die linearen Trends der Wind- und Luftdruckeffekte aus dem barotropen Modell nach Gräwe et al. (2019) dargestellt. Die Trends an den jeweiligen Pegelstandorten sind nochmal gesondert in (d) für die Periode 1900 bis 2015 und (e) 1949 bis 2014 dargestellt (blau = HR; rot = Pegelmessung; gelb = barotropes Modell). Die grauen Schattierungen in (d) und (e) kennzeichnen die deutschen Pegel. Die schwarzen Linien markieren den Übergang zwischen Atlantik, Nordsee und Ostsee. Aus Platzgründen ist auf der x-Achse nur jeder 5. Pegel namentlich aufgetragen.

In Abbildung 16 sind neben den regionalisierten Trendraten aus der HR entlang der deutschen Küsten auch die nichtlinearen Raten einzelner Pegelreihen sowie der virtuellen Station aus der HR zu finden. Die Raten wurden mit Hilfe einer SSA (Wahl et al. 2011) und einer Embedding Dimension von 30 Jahren (gleichbedeutend einer Glättung >50 Jahre)

ermittelt und verdeutlichen die zeitliche Entwicklung des um VLM korrigierten RSL Anstiegs über das 20. Jahrhundert. An der deutschen Nordseeküste zeigen die nichtlinearen Trends in Übereinstimmung zu den Untersuchungen von Wahl et al. (2011, 2013) erhöhte Raten in einer Größenordnung von rund $3,0 \pm 1,0$ mm/Jahr zu Beginn des 20. Jahrhunderts, die sich bis in die 1960er und 1970er Jahre kontinuierlich auf ungefähr $1,0 \pm 0,1$ mm/Jahr verringert haben. Ende der 1970er Jahre sind die Raten dann bis Anfang der 1980er Jahre sprunghaft auf rund $2,5 \pm 1,0$ mm/Jahr angestiegen und haben sich seitdem auf diesem Niveau stabilisiert. Die Unsicherheiten werden durch Randeffekte am Anfang und Ende der Untersuchungsperiode größer und sind entsprechend mit Vorsicht zu interpretieren. Dies gilt nicht nur für die letzten Dekaden, sondern auch für die hohen Raten zu Beginn des 20. Jahrhunderts. Die Raten der einzelnen Pegelstandorte weichen von dieser Entwicklung nur geringfügig ab ($\pm 0,3$ mm/Jahr) und komplettieren das Bild der virtuellen Stationen aus der HR.

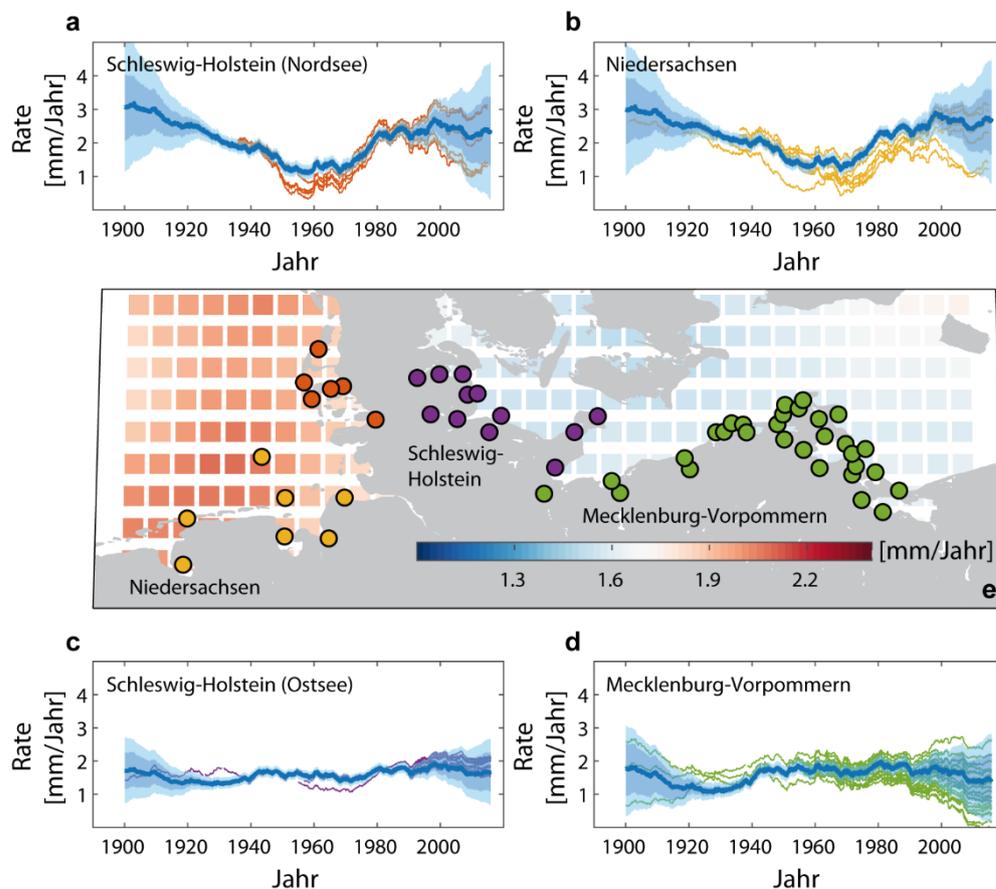


Abbildung 16: Nichtlineare (a–d) und lineare Trends (b) des MSL entlang deutscher Küsten. In (a–d) finden sich die nichtlinearen Trendraten, die mit Hilfe der SSA und einer Embedding Dimension von 30 Jahren gewonnen wurden, für die einzelne Pegel definierter Küstengebiete (farbig, Lokationen finden sich in e) sowie Gebietsmittel aus der EOF Rekonstruktion (blau) entlang der jeweiligen Küste. Die Schattierungen stellen (je nach Helligkeitsgrad) die Unsicherheitsbänder (1 und 2σ) der nichtlinearen Trends dar. In e) sind zudem die linearen Trends zwischen 1900 und 2015 aufgetragen.

An der Ostseeküste zeigt sich in den Trendraten ein etwas anderes Bild. Durch die (vor allem im Westen) geschützte Lage und die im Vergleich zur Nordseeküste erheblich

verminderte Variabilität in den Wasserständen verlaufen die Trendraten hier deutlich homogener und sind weniger Fluktuationen als in der Nordsee unterworfen. Zwar zeigen auch hier die Pegel in Übereinstimmung mit der virtuellen Station der HR (Abbildung 16 c,d) etwas höhere Raten ($1,5 \pm 0,5$ mm/Jahr) zu Beginn des 20. Jahrhunderts, allerdings fallen diese sehr viel kleiner als in der Nordsee aus und weisen auch kleinere Unsicherheiten auf. Die niedrigsten Raten finden sich in den 1930er Jahren mit ungefähr $1,2 \pm 0,1$ mm/Jahr; gefolgt von einem relativ schnellen Anstieg auf $1,6 \pm 0,1$ mm/Jahr in den 1940er Jahren, der sowohl an der Schleswig-Holsteinischen als auch der Mecklenburg-Vorpommerschen Ostseeküste ähnlich ausfällt. Über die letzten Dekaden unterscheidet sich die Entwicklung etwas an den beiden Küsten. Entlang der Schleswig-Holsteinischen Ostseeküste sind die Raten auf ca. $\sim 1,9 \pm 0,3$ mm/Jahr angestiegen. Resultierend ergibt sich hier, anders als für die Nordsee, eine positive aber nicht signifikante Beschleunigung über das 20. Jahrhundert. Entlang der Mecklenburg-Vorpommerschen Ostseeküste verzeichnen die Pegel über die vergangenen Dekaden eine deutlich größere Streuung in den Raten. Die westlicher gelegenen Pegel zeigen Raten, die der Entwicklung in Schleswig-Holstein ähneln, während vor allem an den östlich gelegenen Pegeln ein leichter Abfall der Raten auf im Mittel ca. $1,4 \pm 0,4$ mm/Jahr zu beobachten ist. Diese räumlichen Variationen sind eng mit Variationen in den atmosphärischen Antrieben (z. B. Dangendorf et al. 2014, Gräwe et al. 2019) sowie erhöhten Unsicherheiten der nichtlinearen Trends an den Zeitreihen verknüpft.

Um diese Änderungen in den Anstiegsraten besser in einen längeren zeitlichen Kontext zu setzen wurden des Weiteren die Raten der 24 längsten Pegel im Nord-Ostseeraum analysiert (Abbildung 17), die allesamt mindestens 120 Jahre MSL Daten aufweisen. Ausgenommen hiervon sind die Pegel Travemünde und Cuxhaven, die vor allem in den früheren Dekaden im 19. Jahrhundert deutliche Abweichungen zu umliegenden Pegeln aufweisen (Kelln et al. in Begutachtung, Niehüser et al. 2016). Mit wenigen temporären Ausnahmen, zeigen alle Zeitreihen eine weitestgehend konsistente Entwicklung mit moderaten Anstiegsraten von unter 1 mm/Jahr in der ersten Hälfte des 19. Jahrhunderts und einem Anstieg der Raten in der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts. Diese höheren Raten setzen sich über das 20. Jahrhundert weiter fort bzw. steigen vor allem an den längsten Pegelreihen weiter leicht an und werden nur zu Mitte des Jahrhunderts leicht durch etwas niedrigere Raten unterbrochen. Die besonders hohen Raten zu Beginn des 20. Jahrhunderts, die sich auch in den virtuellen Stationen entlang der deutschen Nordseeküste finden, bestätigen sich ausschließlich an Pegeln, deren Zeitreihen auch um diese Zeit beginnen. Da in dieser Periode die atmosphärische Variabilität (mit starken Westwinden) leicht erhöht war (Dangendorf et al. 2014), können die besonders hohen Raten zu Beginn des 20. Jahrhunderts zumindest zu einem Teil auf Randeffekte der SSA in Kombination mit der erhöhten Variabilität zurückgeführt werden, eine Beobachtung die zuvor auch bereits für die Ostseepiegel gemacht wurde (Kelln et al. in Begutachtung). Vor allem im Kontext der Pegel, die über besonders lange Datenzeitreihen über weite Teile des 19. Jahrhunderts verfügen, deutet sich damit, in Übereinstimmung mit existierender Literatur (Wahl et al. 2013, Hünicke und Zorita 2010), eine positive Beschleunigung seit der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts an, deren Signifikanz es aber vor allem im Hinblick auf die ausgeprägte primär atmosphärisch induzierte Variabilität noch nachzuweisen gilt.

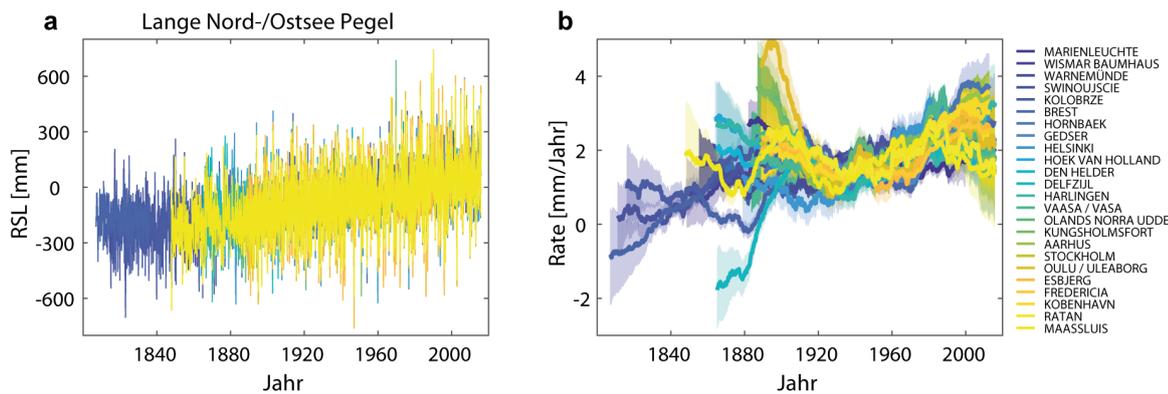


Abbildung 17: MSL Entwicklung für die 24 längsten um residuale VLM korrigierte Pegelreihen in Nord- und Ostsee. a) RSL und b) Raten aus einer SSA mit einer Embedding Dimension von 30 Jahren. Die Schattierungen stellen die 1σ -Unsicherheiten der nichtlinearen Trends dar. Alle Zeitreihen des RSL in a) wurden für die Darstellung um den Mittelwert der 1950 bis 2015 Periode korrigiert.

4 Zusammenfassung

Im Teilforschungsprojekt MSL_Absolut-Rek ist eine neuartige HR des globalen und regionalen RSL entwickelt worden, die es zum einen ermöglicht, RSL Änderungen aus klimatischen Prozessen entlang der gesamten Küste zu detektieren und zu analysieren, und zum anderen im Vergleich zu lokalen Pegelbeobachtungen potentielle Differenzen im Hinblick auf VLM und/oder Nullpunktverschiebungen zu interpretieren. Als „Nebenprodukt“ ist hierzu eine neue GMSL Kurve über die Periode von 1900 bis 2015 entstanden (Dangendorf et al. 2019), die zum ersten Mal überhaupt den durch Satelliten gemessenen GMSL in hohem Maße sowohl bezüglich der Trends als auch im Sinne der Variabilität adäquat reproduziert. Die Kurve zeigt, anders als vorherige Rekonstruktionsversuche (z. B. Church und White 2011, Jevrejeva et al. 2014), dass der GMSL sich nicht erst mit Beginn der Satellitenmessungen in den 1990er Jahren, sondern schon zum Ende der 1960er Jahre signifikant beschleunigt hat (Dangendorf et al. 2019). Diese Beschleunigung wurde mit großer Wahrscheinlichkeit in den 1960er Jahren durch sterische Änderungen initiiert und in den 1990er Jahren durch barystatische Massenänderungen (vor allem durch Massenverluste des Grönländischen Eisschildes) weiter verstärkt (Dangendorf et al. 2019, Frederikse et al. 2020). Auch entlang der deutschen Küsten zeigt die HR RSL Entwicklungen, die mit dem Großteil der Pegelbeobachtungen in guter Übereinstimmung sind. Wesentliche Ergebnisse dabei sind:

- Der RSL (unter Vernachlässigung lokaler nicht klimatisch induzierter VLM oder GIA) ist an der deutschen Nordseeküste über den Zeitraum von 1900 bis 2015 durchschnittlich um ca. $1,9-2,0 \pm 0,1$ mm/Jahr angestiegen. An der Ostseeküste ergeben sich etwas geringere Trends in einer Größenordnung von ca. $1,6 \pm 0,1$ mm/Jahr, wobei die intraannuelle und längerfristige Variabilität an der Ostseeküste um ca. 50 % geringer als an der Nordseeküste ist.
- Hauptursache für die Differenzen ist eine Intensivierung und Häufung der in der Region dominanten Westwindlagen, die die Wassermassen an die Nordseeküste drängen und gleichzeitig von der deutschen Ostseeküste nach Osten hin wegdrücken.

- Über die Periode von 1900 bis 2015 lässt sich keine signifikante Beschleunigung des RSL an der deutschen Nordseeküste feststellen. Hohe Raten finden sich sowohl zu Beginn, als auch zum Ende des 20. Jahrhunderts, wobei die Entwicklung stark durch natürliche Variabilität aus atmosphärischen Prozessen überlagert wird. Weiterhin sind die hohen methodischen und statistischen Unsicherheiten in den Raten zum Anfang und Ende der Periode zu beachten, die es erfordern, die detektierten Muster in einen längeren zeitlichen Kontext einzubetten.
- An der Ostsee zeigen die Pegel, vor allem in Schleswig-Holstein und den westlichen Gebieten Mecklenburg-Vorpommerns, eine positive aber nicht signifikante Beschleunigung des RSL seit Beginn des 20. Jahrhunderts. Durch ihre geschützte Lage und ihr gegenüber der Nordsee stark gedämpftes Verhalten auf vor allem intraannuellen Zeitskalen, sind potentielle Beschleunigungen deshalb früher zu detektieren. Auch hier zeigen sich leicht erhöhte Raten zu Beginn des 20. Jahrhunderts, die aber etwas kleiner sind als die Raten der vergangenen Jahrzehnte.
- Langzeitliche Pegelbeobachtungen seit Beginn oder Mitte des 19. Jahrhunderts deuten in der gesamten Nord- und Ostsee darauf hin, dass der RSL über weite Teile des 19. Jahrhunderts recht konstant mit Raten von unter 1 mm/Jahr verlaufen ist und sich dann zum Ende des 19. Jahrhunderts beschleunigt hat. Die Raten setzten sich seitdem in vergleichbarer Höhe weiter fort, überlagert von einer vornehmlich atmosphärisch induzierten Variabilität (z. B. Mitte des 20. Jahrhunderts).

Durch die gute Leistung der HR gegenüber den Satelliten- und Pegelbeobachtungen mit Korrelationen, die in der Regel Werte von 0,9 übersteigen, sowie der Tatsache, dass in der HR nur klimatische Prozesse im globalen Maßstab modelliert wurden, ergibt sich die Möglichkeit verbleibende Differenzen zu einzelnen Pegelreihen im Sinne lokaler VLM und/oder Nullpunktverschiebungen/Messfehler zu interpretieren. Die Ergebnisse zeigen:

- Die VLM Schätzer über die Differenz zwischen Pegelbeobachtung und der HR Realisierung vom nächstgelegenen Gitterpunkt stimmen im Wesentlichen gut mit unabhängigen GNSS Messungen (Wöppelmann und Marcos 2016, Vestøl et al. 2019) und GIA Modellen über dem gesamten nordeuropäischen Schelf überein. Der wesentliche Vorteil der Methodik liegt darin, dass die Differenzen über die gesamte vom Pegel gemessene Periode vorliegen und so nichtlineare VLM Schätzer liefern können, die weniger sensitiv gegenüber kurzfristigen Schwankungen sind, die oftmals in den noch immer kurzen GNSS oder Radar Zeitreihen (meist kürzer als 10 Jahre) stecken.
- An der deutschen Küste ergeben sich aus der Betrachtung VLM Schätzungen, die in den meisten Fällen $\pm 0,5$ mm/Jahr nicht überschreiten. Einzelne Ausnahmen können auf lokale Gasentnahmen (z. B. Groninger Feld, s. a. Niemeier et al. 2021) oder bisher nicht detektierte Nullpunktverschiebungen zurückgeführt werden. Vergleiche zu den GNSS basierten VLM Feldern der NKG (Vestøl et al. 2019) und Radarauswertungen der TU Braunschweig (Niemeier et al. 2021) zeigen qualitative Übereinstimmung im Sinne der Gesamtheit aller Pegel, daher: Der Median der um residuale VLM korrigierten RSL Zeitreihen entlang der deutschen Küsten liegt bei allen Pegeln bei 1,6–1,8 mm/Jahr. Dabei führen die aus der HR abgeleiteten VLM Schätzer jedoch mit Abstand zur größten Homogenisierung der Trends einzelner Stationen. Der große Vorteil der an der TU Braunschweig durchgeführten Radarauswertungen liegt in der flächenhaften Information, die, unter der Voraussetzung, dass längere Perioden

zukünftig verfügbar werden, bei der Beurteilung langfristiger VLM im Pegelumfeld von großer Hilfe sein können.

- Neben der VLM konnten für mehrere Pegel (z. B. LT Alte Weser, Stahlbrode) bisher unentdeckte Nullpunktverschiebungen detektiert werden. Des Weiteren konnten Hinweise darauf gefunden werden, dass vor allem im Bereich der deutschen Bucht an einigen Pegeln eine asynchrone Tidehubentwicklung signifikante Auswirkungen auf die MSL Entwicklungen gehabt hat. Beide Phänomene sollten zukünftig weiter untersucht werden und mit Hilfe umfangreicher Recherchen und Modellierungen besser quantifiziert werden.

Zusammenfassend lässt sich feststellen, dass die deutschen Küsten über das 19. und 20. Jahrhundert eine RSL Entwicklung verzeichnet haben, die sich hinsichtlich des Langzeittrends nicht wesentlich von der des globalen Mittels (1,3–2 mm/Jahr, s. a. Church und White 2011, Jevrejeva et al. 2014, Hay et al. 2015, Dangendorf et al. 2017, 2019) unterscheidet. Dies ist insofern überraschend, dass sich die der Entwicklung zugrundeliegenden Prozesse wesentlich unterscheiden. Während die Trends im GMSL zu ca. 2/3 auf barystatische Massenänderungen (ca. 1 mm/Jahr) und nur zu 1/3 auf Sterik (ca. 0,5 mm/Jahr) (Frederikse et al. 2020) zurückgeführt werden können, tragen die barystatischen Massenänderungen, die vor allem durch Massenverluste der nordhemisphärischen Gletscher dominiert werden, nur einen geringen Teil von ca. 0,3 mm/Jahr zu den RSL Änderungen in Nord- und Ostsee bei (Frederikse et al. 2016b). Gleichzeitig sind residuale VLM verhältnismäßig klein ($\pm 0,5$ mm/Jahr) und eher lokal ausgeprägt. Im Umkehrschluss bedeutet dies, dass vermutlich ein wesentlicher Teil von über 1,0 mm/Jahr auf sterodynamische (Kombination aus Sterik und zirkulationsbedingten Umverteilungen) Prozesse zurückgeführt werden kann. Dieser Wert ist doppelt so hoch als das globale Mittel der Sterik, wobei die Ursachen hierfür unklar sind. Im Nordatlantik ist es in den vergangenen Jahrzehnten zu wesentlichen hydrographischen Veränderungen gekommen (Lozier et al. 2010) und Proxyauswertungen deuten unter anderem auf einen signifikanten Rückgang der atlantischen meridionalen Umwälzzirkulation hin (Rahmstorf et al. 2015, Caesar et al. 2018, Thornalley et al. 2018). Ob solche zirkulationsbedingten Änderungen den erhöhten sterodynamischen Meeresspiegelanstieg erklären können, bleibt eine offene Frage (Chafik et al. 2019, Little et al. 2019) und sollte in zukünftigen Untersuchungen näher beleuchtet werden, vor allem im Hinblick darauf, dass Klimamodelle eine weitere Abschwächung der atlantisch meridionalen Umwälzzirkulation unter unverminderten Treibhausgasemissionen projizieren (z. B. Brunnabend et al. 2014). Des Weiteren sollten die rasanten Massenverluste der Westantarktis, die über die vergangenen Jahre massiv zugenommen haben (Rignot et al. 2019) und vermehrt zum GMSL Anstieg beitragen (WCRP 2018), im Auge behalten werden, da diese im Wesentlichen durch gravitative Effekte zukünftig zu einer weiteren RSL Beschleunigung entlang deutscher Küsten beitragen können.

5 Literaturverzeichnis

Brunnabend, S. E.; Dijkstra, H. A.; Kliphuis, M. A.; van Werkhoven, B.; Bal, H. E.; Seinstra, F.; Maassen, J.; van Meersbergen, M.: Changes in extreme regional sea surface height due to an abrupt weakening of the Atlantic meridional overturning circulation. In: *Ocean Science*, 10, 881–891, <https://doi.org/10.5194/os-10-881-2014>, 2014.

Caesar, L.; Rahmstorf, S.; Robinson, A.; Feulner, G.; Saba, V.: Observed fingerprint of a weakening Atlantic Ocean overturning circulation. In: *Nature*, 556, 191–196, <https://doi.org/10.1038/s41586-018-0006-5>, 2018.

Calafat, F. M.; Chambers, D. P.; Tsimplis, M. N.: On the ability of global mean sea level reconstructions to determine trends and variability. In: *Journal of Geophysical Research*, 119, 3, 1572–1592, <https://doi.org/10.1002/2013JC009298>, 2014.

Caron, L.; Ivins, E. R.; Larour, E.; Adhikari, S.; Nilsson, J.; Blewitt, G.: GIA Model Statistics for GRACE Hydrology, Cryosphere, and Ocean Science. In: *Geophysical Research Letters*, 45, 5, 2203–2212, <https://doi.org/10.1002/2017GL076644>, 2018.

Chafik, L.; Nilsen, J. E. O.; Dangendorf, S.; Reverdin, G.; Frederikse, T.: North Atlantic Ocean Circulation and Decadal Sea Level Change During the Altimetry Era. In: *Scientific Reports*, 9, 1, 1041, <https://doi.org/10.1038/s41598-018-37603-6>, 2019.

Chambers, D. P.; Mehlhaff, C. A.; Urban, T. J.; Fujii, D.; Nerem, R. S.: Low-frequency variations in global mean sea level: 1950–2000. In: *Journal of Geophysical Research*, 107, C4, 1–10, <https://doi.org/10.1029/2001JC001089>, 2002.

Chen, X.; Zhang, X.; Church, J. A.; Watson, C. S.; King, M. A.; Monselesan, D.; Legresy, B.; Harig, C.: The increasing rate of global mean sea-level rise during 1993–2014. In: *Nature Climate Change*, 7, 492–495, <https://doi.org/10.1038/NCLIMATE3325>, 2017.

Church, J. A.; White, N. J.; Coleman, R.; Lambeck, K.; Mitrovica, J.: Estimates of the regional distribution of sea level rise over the 1950–2000 period. In: *Journal of Climate*, 17, 13, 2609–2625, [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2004\)017%3C2609:EOTRDO%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2004)017%3C2609:EOTRDO%3E2.0.CO;2), 2004.

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.; Unnikrishnan, A. S.: Sea Level Change. In: IPCC (Hg.): *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge, 1137–1216. 2013.

Church, J. A.; White, N. J.: Sea-level rise from the late 19th to the early 21st century. In: *Surveys in Geophysics*, 32, 4–5, 585–602, <https://doi.org/10.1007/s10712-011-9119-1>, 2011.

Dangendorf, S.; Wahl, T.; Hein, H.; Jensen, J.; Mai, S.; Mudersbach, C.: Mean sea level variability and influence of the North Atlantic Oscillation on long-term trends in the German Bight. In: *Water*, 4, 1, 170–195, <https://doi.org/10.3390/w4010170>, 2012.

Dangendorf, S.; Calafat, F. M.; Arns, A.; Wahl, T.; Haigh, I. D.; Jensen, J.: Mean sea level variability in the North Sea: Processes and implications. In: *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 119, 10, n/a., <https://doi.org/10.1002/2014JC009901>, 2014.

Dangendorf, S.; Hay, C.; Calafat, F. M.; Marcos, M.; Piecuch, C. G.; Berk, K.; Jensen, J.: Persistent acceleration in global sea-level rise since the 1960s. In: *Nature Climate Change*, 9, 705–710, <https://doi.org/10.1038/s41558-019-0531-8>, 2019.

Dangendorf, S.; Marcos, M.; Müller, A.; Zorita, E.; Riva, R. E. M.; Berk, K.; Jensen, J.: Detecting anthropogenic footprints in sea level rise. In: *Nature Communications*, 6, 7849, <https://doi.org/10.1038/ncomms8849>, 2015.

Dangendorf, S.; Marcos, M.; Wöppelmann, G.; Conrad, C. P.; Frederikse, T.; 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*, 114, 23, 5946–5951. <https://doi.org/10.1073/pnas.1616007114>, 2017.

Dietrich, G.: Ozeanographisch-meteorologische Einflüsse auf Wasserstandsänderungen des Meeres am Fallbeispiel der Pegelbeobachtungen von Esbjerg. In: *Die Küste*, 2, 130–156, 1954.

Ekman, M.: The world's longest continued series of sea level observations. In: *Pure and Applied Geophysics PAGEOPH*, 127, 1, 73–77, <https://doi.org/10.1007/BF00878691>, 1988.

Frederikse, T.; Riva, R. E. M.; Slobbe, C.; Broerse, T.; Verlaan, M.: Estimating decadal variability in sea level from tide gauge records: An application to the North Sea. In: *Journal of Geophysical Research*, 121, 3, 1529–1545, <https://doi.org/10.1002/2015JC011174>, 2016a.

Frederikse, T.; Riva, R. E. M.; Kleinherenbrink, M.; Wada, Y.; van den Broeke, M. R.; Marzeion, B.: Closing the sea level budget on a regional scale: Trends and variability on the Northwestern European continental shelf. In: *Geophysical Research Letters*, 43, 10, 864–872, <https://doi.org/10.1002/2016GL070750>, 2016b.

Frederikse, T.; Jevrejeva, S.; Riva, R. E. M.; Dangendorf, S.: A consistent sea-level reconstruction and its budget on basin and global scales over 1948–2014. In: *Journal of Climate*, 31, 3, 1267–1280. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-17-0502.1>, 2018.

Frederikse, T.; Landerer, F.; Caron, L.; Adhikari, S.; Parkes, D.; Humphrey, V.; Dangendorf, S.; Hogarth, P.; Zanna, L.; Cheng, L.; Wu, Y. H.: The causes of sea-level rise since 1900. In: *Nature*, 584, 393–397, <https://doi.org/10.1038/s41586-020-2591-3>, 2020.

Gräwe, U.; Klingbeil, K.; Kelln, J.; Dangendorf, S.: Decomposing mean sea level rise in a semi-enclosed basin, the Baltic Sea. In: *Journal of Climate*, 23, 11, 3089–3108, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-18-0174>, 2019.

Grinsted, A.; Moore, J. C.; Jevrejeva, S.: Application of the cross wavelet transform and wavelet coherence to geophysical time series. In: *Nonlinear Processes in Geophysics*, 11, 5/6, 561–566, <https://doi.org/10.5194/npg-11-561-2004>, 2004.

Hay, C. C.; Morrow, E. D.; Kopp, R. E.; Mitrovica, J. X.: Probabilistic reanalysis of twentieth-century sea-level rise. In: *Nature*, 517, 7535, 481–484. <https://doi.org/10.1038/nature14093>, 2015.

Hofstede, J. L. A.: On the feasibility of managed retreat in the Wadden Sea of Schleswig-Holstein. In: *Journal of Coastal Conservation*, 23, 1069–1079, <https://doi.org/10.1007/s11852-019-00714-x>, 2019.

Holgate, S. J.; Matthews, A.; Woodworth, P. L.; Rickards, L. J.; Tamisiea, M. E.; Bradshaw, E.; Foden, P. R.; Gordon, K. M.; Jevrejeva, S.; Pugh, J.: *New Data Systems and Products*

at the Permanent Service for Mean Sea Level. In: *Journal of Coastal Research*, 29, 3, 493–504, <https://doi.org/10.2112/JCOASTRES-D-12-00175>, 2013.

Hollebrandse, F. A. P.: Temporal development of the tidal range in the southern North Sea. Dissertation TU Delft, 2005.

Hünicke, B.; Zorita, E.: Is Baltic sea level rise accelerating, In: *Geophysical Research Abstracts*, 12, EGU2010-14078, 2010.

Jensen, J.; Mudersbach, C.: Zeitliche Änderungen in den Wasserstandszeitreihen an den deutschen Küsten, In: *Berichte zur deutschen Landeskunde*, 81, 2, 99, 2007.

Jensen, J.; Frank, T.; Wahl, T.: Analyse von hochaufgelösten Tidewasserständen und Ermittlung des MSL an der deutschen Nordseeküste (AMSeL). In: *Die Küste*, 78, 2011.

Jevrejeva, S.; Moore, J. C.; Grinsted, A.; Matthews, A. P.; Spada, G.: Trends and acceleration in global and regional sea levels since 1807. In: *Global and Planetary Change*, 113, 11–22. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2013.12.004>, 2014.

Kelln, J.; Dangendorf, S.; Gräwe, U.; Jensen, J.: Entwicklung des mittleren Meeresspiegels entlang der südwestlichen Ostseeküste. In: *Die Küste*, In Begutachtung.

Kelln, J.: Untersuchungen zu Änderungen und Einflussgrößen des mittleren Meeresspiegels in der südwestlichen Ostsee. Dissertation. Mitteilungen des Forschungsinstituts Wasser und Umwelt der Universität Siegen, 11. <https://doi.org/10.25819/ubsi/442>, 2019.

Kopp, R. E.; Kemp, A. C.; Bittermann, K.; Horton, B. P.; Donnelly, J. P.; Gehrels, W. R.; Hay, C. C.; Mitrovica, J. X.; Morrow, E. D.; Rahmstorf, S.: Temperature-driven global sea-level variability in the Common Era. In: *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 113, E1434–E1441, <https://doi.org/10.1073/pnas.1517056113>, 2016.

Lozier, S. M.; Roussenov, V.; Reed, M. S. C.; Williams, R. G.: Opposing decadal changes for the North Atlantic meridional overturning circulation. In: *Nature Geoscience*, 3, 728–734, <https://doi.org/10.1038/NGEO947>, 2010.

Little, C. M.; Hu, A.; Hughes, C. W.; McCarthy, G. D.; Piecuch, C. G.; Ponte, R. M.; Thomas, M. D.: The relationship between U.S. east coast sea level and the Atlantic Overturning Circulation: A Review. In: *Journal of Geophysical Research*, 124, 9, 6435–6458, <https://doi.org/10.1029/2019JC015152>, 2019.

Nerem, R. S.; Beckley, B. D.; Fasullo, J. T.; Hamlington, B. D.; Masters, D.; Mitchum, G. T.: Climate-change-driven accelerated sea-level rise detected in the altimeter era. In: *Proceedings of the National Academy of Sciences*, <https://doi.org/10.1073/pnas.1717312115>, 2018.

Niemeier, W.; Riedel, A.; Tengen, D.; Riedel, B.; Gerke, M.: Bestimmung flächenhafter vertikaler Landbewegungen entlang der deutschen Nord- und Ostseeküste. In: *Die Küste*, 90, 2021.

Niehüser, S., Jensen, J., Wahl, T., Dangendorf, S.; Hofstede, J.: Zum Einfluss möglicher Setzungserscheinungen am Leuchtturm Cuxhaven auf die langjährigen Wasserstandszeichnungen am Pegel Cuxhaven Steubenhöft. In: *Die Küste*, 84, <https://hdl.handle.net/20.500.11970/105215>, 2016.

Oppenheimer, M.; Glavovic, B. C.; Hinkel, J.; van de Wal, R.; Magnan, A. K.; Abd-Elgawad, A.; Cai, R.; Cifuentes, M.; DeConto R. M.; Ghosh, T.; Hay, J.; Isla, F.; Marzeion, B.; Meyssignac, B.; Sebesvari, Z.: Sea level rise and implications for low-lying islands, coasts and communities. In: Pfortner, H. O.; Roberts, D. C.; Masson-Delmotte, V.; Zhai, P.; Tignor, M.; Poloczanska, E.; Mintenbeck, K.; Alegria, A.; Nicolai, M.; Okem, A.; Petzold, J.; Rama, B.; Weyer, N. M. (Hg.): IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate, 2019.

Passaro, M.; Cipollini, P.; Beneviste, J.: Annual sea level variability of the coastal ocean: The Baltic Sea - North Sea transition zone. In: *Journal of Geophysical Ocean*, 120, 4, 3061–3078, <https://doi.org/10.1002/2014JCO10510>, 2015.

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*, 32, 1, 111–149, <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.32.082503.144359>, 2004.

Peltier, W. R.; Argus, D. F.; Drummond, R.: Space geodesy constrains ice age terminal deglaciation: The global ICE-6G_C (VM5a) model. In: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 120, 1, 450–487, <https://doi.org/10.1002/2014JB011176>, 2015.

Piecuch, C. G.; Calafat, F. M.; Dangendorf, S.; Jorda, G.: The ability of barotropic models to simulate historical mean sea level changes from coastal tide gauge data. In: *Surveys in Geophysics*, 40, 1399–1435, <https://doi.org/10.1007/s10712-019-09537-9>, 2019.

Rahmstorf, S.; Box, J. E.; Feulner, G.; Mann, M. E.; Robinson, A.; Rutherford, S.; Schaffernicht, E. J.: Exceptional twentieth-century slowdown in Atlantic Ocean overturning circulation. In: *Nature Climate Change*, 5, 475–480, <https://doi.org/10.1038/NCLIMATE2554>, 2015.

Rignot, E.; Mouginot, J.; Scheuchl, B.; van den Broeke, M.; van Wessen, M. J.; Morlighem, M.: Four decades of Antarctic Ice Sheet mass balance from 1979–2017: In: *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 116, 4, 1095–1103, <https://doi.org/10.1073/pnas.1812883116>, 2019.

Riva, R. E. M.; Frederikse, T.; King, M. A.; Marzeion, B.; van den Broeke, M. R.: Brief Communication. The global signature of post-1900 land ice wastage on vertical land motion. In: *The Cryosphere*, 11, 1327–1332, <https://doi.org/10.5194/tc-2016-274>, 2017.

Ruggieri, E.: A Bayesian approach to detecting change points in climate records. In: *International Journal of Climatology*, 33, 2, 520–528, <https://doi.org/10.1002/joc.3447>, 2013.

Santamaria-Gomez, A.; Gravelle, M.; Dangendorf, S.; Marcos, M.; Spada, G.; Wöppelmann, G.: Uncertainty of the 20th century sea-level rise due to vertical land motion errors. In: *Earth and Planetary Science Letters*, 473, 24.32, <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.05.038>, 2017.

Steffen, H.; Barletta, V.; Kollo, K.; Milne, G. A.; Nordman, M.; Olsson, P. A.; Simpson, M. J. R.; Tarasov, L.; Agren, J.: NKG201xGIA-first results for a new model of glacial isostatic adjustment in Fennoscandia. In: *EGU General Assembly Conference Abstracts*, 18, 12816, 2016.

Thornelly, D. J. R.; Oppo, D. W.; Ortega, P.; Robson, J. I.; Brierley, C. M.; Hall, I. R.; Moffa-Sanchez, P.; Rose, N. L.; Spooner, P. T.; Yashayaev, I.; Keigwin, L. D.: Anomalously

weak Labrador Sea convection and Atlantic overturning during the past 150 years. In: *Nature*, 556, 227–230, <https://doi.org/10.1038/s41586-018-0007-4>, 2018.

Vermeersen, B. L. A.; Slangen, A. B. A.; Gerkema, T.; Baart, F.; Cohen, K. M.; Dangendorf, S.; Duan-Matute, M.; Frederikse, T.; Grinsted, A.; Hijma, M.; Jevrejeva, S.; Kiden, P.; Kleinherenbrink, M.; Meijles, E. W.; Palmer, M. D.; Rietbroek, R.; Riva, R. E. M.; Schulz, E.; Slobbe, D. C.; Simpson, M. J. R.; Sterlini, P.; Stocci, P.; van de Wal, R. S. W.; van der Wegen, M.: Sea-level change in the Dutch Wadden Sea. In: *Netherlands Journal of Geosciences*, 97, 3, 79–127, <https://doi.org/10.1017/njg.2018.7>, 2018.

Vestøl, O.; Ågren, J.; Steffen, H.; Kierulf, H.; Tarasov, L.: NKG2016LU: a new land uplift model for Fennoscandia and the Baltic Region. In: *Journal of Geodesy*, 85, 282, 457, <https://doi.org/10.1007/s00190-019-01280-8>, 2019.

Wahl, T.; Jensen, J.; Frank, T.; Haigh, I. D.: Improved estimates of mean sea level changes in the German Bight over the last 166 years. In: *Ocean Dynamics*, 61, 5, 701–715, <https://doi.org/10.1007/s10236-011-0383-x>, 2011.

Wahl, T.; Haigh, I. D.; Woodworth, P. L.; Albrecht, F.; Dillingh, D.; Jensen, J.; Nicholls, R.; Weisse, R.; Wöppelmann, G.: Observed mean sea level changes around the North Sea coastline from 1800 to present. In: *Earth Science Reviews*, 124, 51–67, <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2013.05.003>, 2013.

WCRP Global Sea Level Budget Group: Global sea-level budget 1993-present. In: *Earth System Science Data*, 10, 1551–1590, <https://doi.org/10.5194/essd-10-1551-2018>, 2018.

Wöppelmann, G.; Marcos, M.: Vertical land motion as a key to understanding sea level change and variability. In: *Reviews in Geophysics*, 54, 1, 64–92, <https://doi.org/10.1002/2015RG000502>, 2016.