

Vermessung des globalen Wandels aus dem Weltraum: Meeresspiegel und Klima

Jürgen Kusche, Wolfgang Bosch und Matthias Becker

Zusammenfassung

Der Anstieg des mittleren Meeresspiegels ist sicherlich der prominenteste Indikator für den globalen Wandel, denn seine Auswirkungen sind für viele Millionen Menschen in Küstennähe von lebenswichtiger Bedeutung. Extremereignisse wie die Überflutung von New Orleans durch den Hurrikan Katrina oder der Tsunami 2004 in Südostasien unterstreichen die Notwendigkeit, die räumliche und zeitliche Variabilität des Meeresspiegels zu verstehen. Im vorliegenden Beitrag werden wir uns auf die geodätische Beobachtung des Meeresspiegels und die Analyse der wichtigsten daran beteiligten Prozesse konzentrieren. Dies soll zunächst am Beispiel des globalen Meeresspiegels und seiner raumzeitlichen Variabilität verdeutlicht werden. Anschließend werden wir Fallbeispiele (Golf von Thailand, Tropischer Atlantik) näher betrachten.

Summary

Sea level rise is among the most prominent indicators of global change, since it will (and has already done so) impact the lives of millions of people living close to the coast. Extreme events such as the flooding of New Orleans caused by hurricane Katrina, and the devastating tsunami that hit South East Asia 2004, underline the necessity to understand sea level and its variability in space and time. In this contribution, we will shed light on the geodetic observation of sea level rise and the analysis of the most significant processes that contribute to it. We will first focus on global sea level and its variability. Then, we will discuss two case studies: Sea level change in the Gulf of Thailand and in the tropical Atlantic off the coast of West Africa.

Schlüsselwörter: Globaler Wandel, Meeresspiegelvariabilität, Satellitengeodäsie, Geodätische Erdsystemforschung

1 Einleitung

Unsere Welt ist im vielfältigen Wandel begriffen, und mit diesem Wandel ist oft eine Abnahme von Ressourcen verbunden. Zu den »globalen Megatrends« (WBGU 2011) zählt die Zerstörung natürlicher Ökosysteme, die Abnahme fruchtbarer Böden und die Zunahme von Wassermangel und Wasserverschmutzung, dem bis 2050 ein Anwachsen der Weltbevölkerung auf neun Milliarden entgegenstehen soll. Der nicht intendierte Klimawandel ist gleichzeitig Begleiterscheinung und wichtiger Treiber des globalen Wandels. Damit geht ein möglicher Anstieg des mittleren Meeresspiegels von 0,3 bis zu 1 m vor Ende des Jahrhunderts einher; naturgemäß gehen die Ansichten, wie damit

umzugehen ist, auseinander. Aber: Was wissen wir wirklich, und worauf basieren die Vorhersagen?

Vermutete Veränderungsprozesse im Erdsystem, gleich ob sie die Folge natürlicher oder anthropogener Einflüsse sind, müssen zunächst nachgewiesen werden. Der Nachweis, dass eine Veränderung vor sich geht, erfordert in der Regel lange und konsistente Messreihen mit einer Genauigkeit, die statistisch signifikante Aussagen ableiten lässt. Aussagen über globale Prozesse müssen auf der globalen Skala abgeleitet werden, und geodätische Satellitenverfahren sind dafür gut geeignet. Geodätische Beobachtungen adressieren raumzeitliche Veränderungen im Erdsystem, die in numerischen Modellen typischerweise nicht gut realisiert sind und die mit Fernerkundungsverfahren nicht gut beobachtet werden können. Über Fortschritte im Monitoring von Massenverteilungen im Erdsystem ist in Kusche et al. (2012) und auch in der zfv (Kusche et al. 2010) berichtet worden.

Dem Nachweis der Veränderung folgt in der öffentlichen Diskussion meist die Frage, ob diese Veränderung natürlichen Ursprungs sein kann, oder ob dies aufgrund des in der Vergangenheit beobachteten Verhaltens statistisch begründet ausgeschlossen werden kann. Die Ableitung von historischen Meeresspiegelschwankungen ist ein aktives Forschungsgebiet, wobei zu überlegen ist, ob eine »Paläo-Geodäsie« dem nicht noch Impulse beifügen könnte. Vorhersagen und Szenarien stützen sich auf numerische Modelle von Wirkungskreisläufen, die Annahmen zu den anthropogenen Einflussfaktoren beinhalten. Szenarien zum Meeresspiegelanstieg beschreiben denkbare Entwicklungen, im Gegensatz zu Vorhersagen steht jedoch nicht die Maximierung der Eintrittswahrscheinlichkeit im Vordergrund, sondern die Ermittlung von Zusammenhängen, die die künftige Entwicklung beeinflussen können. In der Klimaforschung unterzieht man Vorhersagen und Szenarien Konsistenzchecks. Sind die in Aussicht gestellten Veränderungen konsistent mit den tatsächlich gemessenen Veränderungen der letzten Jahre? In diesem Sinne dienen geodätische Messgrößen als Validierungsdaten.

Unabhängig von der Frage nach der Zukunft müssen detektierte Veränderungen auf ihre Ursachen hin analysiert werden. Prozessverständnis bedingt zwei wichtige Komponenten: Modelle und Beobachtungen aller relevanten Größen. Geodätische Beobachtungen dienen in der Regel nicht zum Antrieb von Modellen, sie stellen eher unabhängige Größen dar, die bislang bereits zur Validierung genutzt wurden. In jüngerer Zeit wird zunehmend auch die Assimilation von geodätischen Daten in Prozessmodelle vorangetrieben. Die Geodäsie spielt überall

dort eine wichtige Rolle, wo sie bereit ist, sich neue Aufgabenfelder zu erschließen – die Überwachung des Meeresspiegels und die Analyse seiner Variabilität stellen gute Beispiele für diese These dar. Im vorliegenden Beitrag werden wir uns auf die geodätische Beobachtung von Veränderungen des Meeresspiegels und die Analyse der wichtigsten daran beteiligten Prozesse konzentrieren. Dies soll zunächst am Beispiel des globalen Meeresspiegels verdeutlicht werden. Anschließend werden wir zwei Fallbeispiele näher betrachten.

2 Altimetrie und geodätische Infrastruktur

Seit nunmehr zwei Jahrzehnten wird der Meeresspiegel satellitenaltimetrisch mit hoher Genauigkeit vermessen, eine Technologie, die mittels Radar (z. T. auch mit Laser) den Abstand zwischen Altimetersensor und Meeresoberfläche durch Laufzeitmessungen kurzer Impulse bestimmt. Die Laufzeiten werden wegen instrumenteller Einflüsse (Elektronik, Doppler-Effekt, Phasenzentrum), atmosphärischer Refraktion (Laufzeitverzögerungen durch den Elektronengehalt der Ionosphäre sowie Feucht- und Trocken-

CryoSat-2, eine Mission zur Erfassung von Meereis und von kontinentalen Eisschilden, besitzt eine neuartige Technologie (Wingham et al. 2006). Neben der klassischen puls-begrenzten Radar-Altimetrie verfügt der Altimetersensor über einen sogenannten »delay-Doppler« (SAR) sowie einen interferometrischen (SARIN) Messmode. Sie erlauben eine schärfere Fokussierung auf Pixelgrößen von ca. 250 m bzw. eine schräge Höhenmessung. Scannende Altimeter, die einen 150 km breiten Streifen (»wide swath«) vermessen, sind für Jason-3, die Nachfolgemission von Jason-2 vorgesehen (Fu et al. 2010).

Die innere Genauigkeit (Präzision) moderner Altimeter wird heute mit 1 bis 2 cm abgeschätzt. Dank enormer Fortschritte in der Schwerefeldmodellierung liegen die radialen Bahnfehler heute ebenfalls bei 1 bis 2 cm. Mit den Unsicherheiten der zahlreichen Korrekturen lassen sich schließlich die Fehler einer Einzelmessung auf wenige cm abschätzen. Eine endgültige, mehrfach gemittelte Meereshöhe wird dann einen Fehler von 2 bis 3 cm aufweisen (Cazenave and Llovel 2010). Problematisch für Aussagen insbesondere zum Meeresspiegelanstieg sind allerdings systematische Fehler: Driften im Oszillator, der zur Laufzeitmessung der Radarimpulse dient, oder Driften in Hilfssensoren wie z. B. dem Radiometer wirken sich

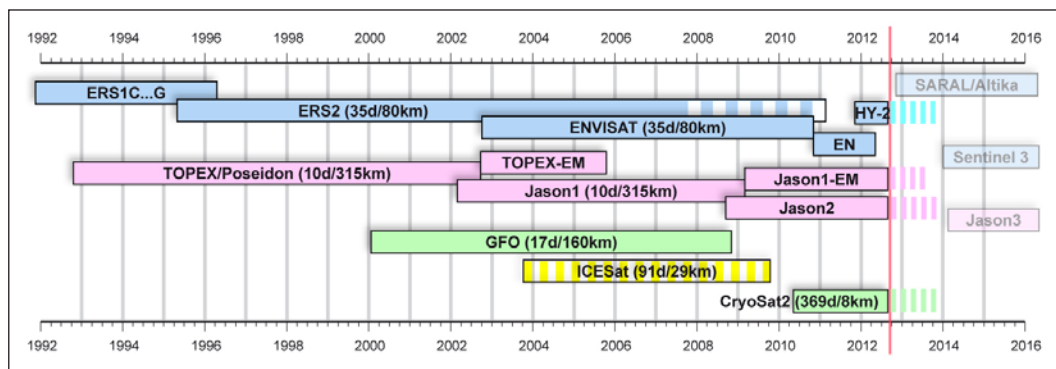


Abb. 1: Altimetermissionen der letzten zwei Jahrzehnte. Die ESA-Missionen ERS-1, ERS-2 und ENVISAT (in blau) wurden überwiegend mit einem Wiederholzyklus von 35 Tagen mit 80 km Abstand benachbarter Bodenspuren geflogen, während die französisch-amerikanische Missionsserie (TOPEX/Poseidon, Jason-1, Jason-2, in rot) einen 10-Tage Wiederholzyklus mit einem Bodenspurabstand von ca. 315 km haben.

anteil der Troposphäre) und geophysikalischer Prozesse (Meereszeiten, Gezeiten der festen Erde, Seegang/Wellenhöhe, Luftdruckschwankungen) sorgfältig korrigiert. Eine cm-genaue Bahnbestimmung erlaubt es dann, den korrigierten Abstand in Meereshöhen umzurechnen, die sich auf ein Rotationsellipsoid beziehen. Bedingt durch die Bahndynamik stellt die raumzeitliche Abtastung von Altimetermissionen einen Kompromiss zwischen dem Abstand benachbarter Bodenspuren und der Dauer eines Wiederholzyklus in Tagen dar (vgl. Abb. 1), wobei die Orbitkonfiguration auch in engem Zusammenhang mit den Aliasingfrequenzen der einzelnen Meereszeiten-Partialtiden steht. Nur die wiederholte Vermessung derselben Bodenspuren lässt eine gesicherte Aussage über die zeitliche Entwicklung des Meeresspiegels zu.

direkt auf den Trend des Meeresspiegels aus; auch Änderungen der meteorologischen Modelle haben schon zu scheinbaren Sprüngen im Meeresspiegel geführt. Die höchste Anforderung für eine gesicherte Aussage zu langzeitlichen Veränderungen des Meeresspiegels besteht jedoch in der Konstruktion einer ausreichend langen, in sich konsistenten Zeitreihe von globalen Meereshöhen. Die erforderlichen Zeitskalen gehen dabei weit über die Dauer einzelner Altimetermissionen hinaus. Die sorgfältige absolute Kalibrierung aller Missionen und eine relative Kalibrierung zwischen sich überlappenden bzw. gleichzeitig messenden Altimetersystemen (vgl. Abb. 1) sind deshalb von grundlegender Bedeutung (Bosch and Savcenko 2007, Dettmering and Bosch 2010).

Die Quantifizierung von langzeitlichen, kleinen Änderungen im Erdsystem erfordert zwingend ein stabiles und globales Referenzsystem. Nur mit einem im sub-mm Bereich stabilen Referenzsystem ist es möglich, Beobachtungen verschiedener Messsysteme über lange Zeiträume zueinander in Beziehung zu setzen und Aussagen über sub-mm Veränderungen abzuleiten (Church et al. 2010).

Zur Quantifizierung eines globalen Meeresspiegelanstiegs ist die genaue Definition und Realisierung des terrestrischen Referenzsystems TRF daher essenziell. Wie in Kierulf and Plag (2006) gezeigt, kann ein Fehler von 2 mm/a im Abstand zwischen der mittleren Erdoberfläche und dem Massezentrum der Erde zu einer scheinbaren altimetrischen Rate des Meeresspiegels von 0,4 mm/a führen. Unsicherheiten im Maßstab von 0,1 ppb/a werden als Rate von 0,6 mm/a abgebildet. Daher muss auf die konsistente Realisierung eines TRF aus geometrischen, Schwere- und Erdrotations-Beobachtungen, wie sie im Globalen Geodätischen Beobachtungssystem GGOS angestrebt wird, größte Priorität gelegt werden. Ein in sich widerspruchsfreier TRF muss, neben den vier geodätischen Raumtechniken, physikalische Modelle enthalten, die es erlauben, Äquipotentialflächen und damit ungestörte Ozeanoberflächen, Satellitenorbits und geometrische Größen zu einer sinnvollen Aussage über Höhenänderungen zu verknüpfen. Nur eine kontinuierliche Weiterentwicklung der IERS-Konventionen mit konsistenten Reprozessierungen aller Beobachtungen kann die notwendige Genauigkeit sicherstellen. Konsistenz bedeutet, dass alle beteiligten physikalischen Prozesse auf der Ebene der Messgenauigkeit vollständig und in allen Beobachtungsverfahren durch gleiche Modelle berücksichtigt werden. Ein auf dieser Ebene konsistentes Beobachtungsmodell für den Meeresspiegel, das altimetrische und Pegelbeobachtungen, Beobachtungen des mittleren und zeitvariablen Schwerefeldes, Erdrotationsschwankungen und Beobachtungen von Deformationen der Erdoberfläche integrieren kann, ist in Abb. 2 (modifiziert aus Church et al. 2010) dargestellt.

Die Verknüpfung von Altimetrie und Pegelstationen ist ein wichtiger Bestandteil dieser Entwicklung. Die Notwendigkeit einer weltweit verteilten und mit GNSS überwachten Zahl von Meeresspiegeln wurde in der Internationalen Assoziation für Geodäsie (IAG) seit 2001 mit der Etablierung des Tide Gauge Benchmark Monitoring Pilotprojektes (TIGA, Schöne et al. 2009), das seit 2011 in der IAG-Arbeitsgruppe »Tide Gauge Benchmark Moni-

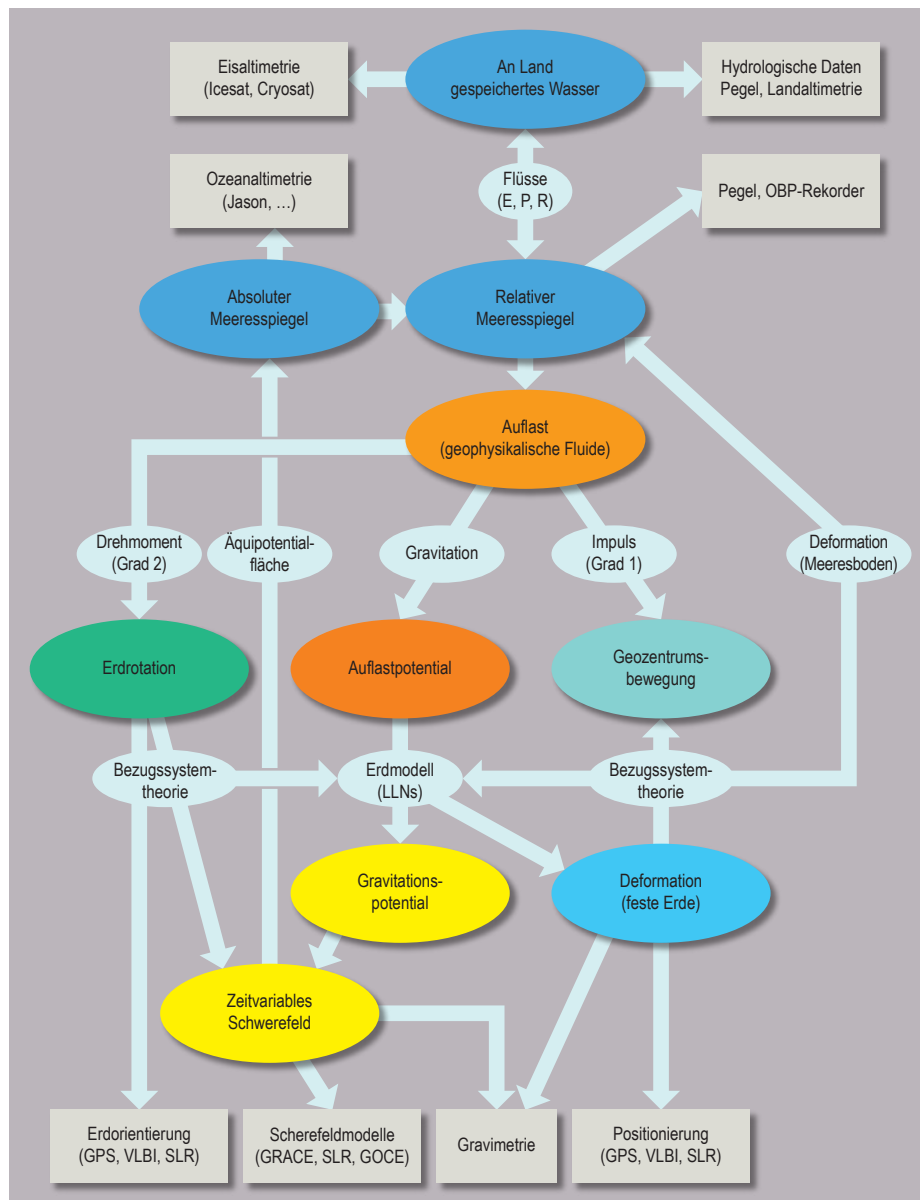


Abb. 2: Beobachtungsmodell, das Bezugssystem, Erdmodell, Auflastdynamik, Eigengravitation und Erdrotation konsistent verknüpft.

toring - Working Group« weitergeführt wird, anerkannt. Darin werden bestehende zuverlässige Pegel gemeinsam nach Standards des Internationalen GNSS-Services IGS ausgewertet, die Einrichtung von neuen Pegeln gefördert, Metadaten z. B. über die Anschlüsse an die nationalen Höhenetze definiert und generelle Studien zur Verbesserung der im ITRF bestimmten absoluten Pegelkoordinaten betrieben. Derzeit werden etwa 107 Pegel gemeinsam ausgewertet.

Meereshöhen können durch Altimetrie und durch Pegelmessungen bestimmt werden, und der Vergleich an ausgesuchten Pegeln erlaubt die Kalibrierung der Nullpunktfehler der Altimeter. Dazu kann das globale Pegelnetz zur Überwachung der Stabilität dieser systematischen Effekte im Bereich von 1 mm/a genutzt werden, eine Voraussetzung zur Detektion von globalen mittleren Meeresspiegeländerungen (Mitchum 2000). Um verlässliche Raten zu bestimmen, müssen Pegelstationen strenge

Kriterien erfüllen. Wesentlich ist die genaue Kenntnis der vertikalen Landbewegung an ihrem Standort. Stationen in tektonisch aktiven oder anthropogenen Prozessen unterworfenen Gebieten scheiden grundsätzlich aus. Bei guter Kenntnis der postglazialen Landhebung und einer Zeitreihe von 60 Jahren liefern ausgesuchte Pegel eine konsistente Schätzung von 1,8 mm/a für die letzten hundert Jahre (Church and White 2006). Leider gibt es global nur etwa 25 Stationen, die den Ansprüchen genügen, diese sind dazu noch im Wesentlichen in Nordamerika, Europa und dem östlichen Pazifik konzentriert, sodass ihre globale Repräsentanz infrage gestellt werden kann.

Die Kombination von langen Pegelzeitreihen mit den flächenhaften Meereshöhen der Altimetersatelliten kann zu Rekonstruktionen des globalen mittleren Meeresspiegels genutzt werden. Dabei werden mit Hilfe einer Analyse mit Empirischen Orthogonalen Funktionen die räumlichen Muster der Veränderungen bestimmt und mit den Zeitreihen der zeitlichen Muster der Pegeldaten kombiniert. Church and White (2011) konnten so einen Anstieg im Meeresspiegel von 210 mm im Zeitraum von 1880 bis 2009 bestimmen, dabei wurde eine signifikante Beschleunigung von $0,009 \pm 0.004 \text{ mm/a}^2$ gefunden.

Mit den Satellitenmissionen GRACE (Gravity Recovery And Climate Experiment) und GOCE (Gravity Field and Steady-State Ocean Circulation Explorer) ist es gelungen, räumlich hochauflösende Schwerefeldmodelle – ohne Zuhilfenahme der Radaraltimetrie und Korrektur der Meereshöhen um eine modellierte dynamische Topographie – zu berechnen. GRACE liefert seit Mitte 2002 Daten, die wichtigste Messgröße ist dabei die Bestimmung der Abstandsänderung zwischen den beiden Zwillingssatelliten GRACE-A und GRACE-B. Die Abstandsmessung erfolgt mit einem Mikrowelleninstrument im K-Band mit einer Genauigkeit von wenigen μm . GRACE erlaubt insbesondere die Bestimmung der zeitlichen Veränderung der mittel- und langwelligen Schwerefeldanteile und daraus diejenige der Ozeanmasse. Die kurzwelligen Anteile des mittleren Gravitationsfeldes werden dagegen mit GOCE gemessen, dessen Beobachtungen auf dem Prinzip der Gravitationsgradiometrie beruhen. Der ESA-Satellit befindet sich seit März 2009 im Orbit. Für die Zukunft ist die GRACE-Follow On Mission geplant. GRACE-FO wird neben dem K-Band Mikrowelleninstrument ein Laser-Interferometer tragen, von dem man sich eine noch wesentlich höhere Distanzmessgenauigkeit verspricht (Sheard et al. 2012). Die gemeinsam von der NASA und dem GeoForschungsZentrum Potsdam konzipierte Mission soll im August 2017 gestartet werden.

Einer wärmebedingten Änderung des Meeresspiegels um 0,1 mm je Zeitintervall steht – bei einer angenommenen Tiefe der sich erwärmenden Wasserschicht von 2000 m – eine mittlere Temperaturänderung um $2,5 - 5 \cdot 10^{-3} \text{ }^\circ\text{C}$ entgegen. Mit einer spezifischen Wärmekapazität von $c = 4,2 \cdot 10^6 \text{ J}/(\text{ }^\circ\text{C m}^3)$ nimmt der Ozean dafür je Quadratmeter 0,06 bis 0,13 Watt Energie auf, das sind etwa 20 bis 40 TW über den gesamten Weltozean. Mit anderen Wor-

ten: Bei einer angestrebten Genauigkeit von 0,1 mm für die Erfassung der wärmebedingten Änderung des Meeresspiegels – also nach der rechnerischen Abspaltung der massenbedingten Änderung von der totalen, gemessenen Änderung – innerhalb einer gegebenen Zeit nehmen wir immer noch Fehler in einer Größenordnung in Kauf, die der Leistung von etwa 200 Kernkraftwerken entspricht.

3 Globaler Meeresspiegel

Veränderungen des »globalen«, über die Fläche des Weltozeans gemittelten Meeresspiegelniveaus, stellen einen sensitiven Indikator für den globalen Klimawandel dar, gleichzeitig entfalten sie jedoch ein immenses Bedrohungspotenzial. Geschätzte 20 Millionen Menschen leben weltweit in Küstenregionen, die sich unterhalb des normalen Tidenhochwassers befinden, und insgesamt 200 Millionen sehen sich Risiken durch Extremereignisse wie Sturmfluten oder Tsunamis ausgesetzt (Church et al. 2010). Projektionen lassen einen weiteren globalen Anstieg des Meeresspiegels um 0,3 bis 1 m erwarten, je nach den zugrunde liegenden Szenarien für z.B. die Emission von Treibhausgasen und die implementierten Anpassungsstrategien und ihre Wirksamkeit (WBGU 2010), aber auch nach der verwendeten Methodik und Datengrundlage. Unabhängig davon, ob auch die Häufigkeit von Extremereignissen zunehmen wird, werden ihre Folgen und ökonomischen Auswirkungen damit zumindest in vielen Regionen zunehmen: Neben den »direkten« Bedrohungen werden vielerorts Verlust und Degradation von nutzbaren Flächen, veränderte Erosionsmuster, Eindringen von Salzwasser und sich verändernde Grundwasserspiegel einhergehen. Die Küste ist für die Menschheit ein wichtiger Lebens- und Wirtschaftsraum, und die nachhaltige Bewahrung ihres Ökosystems verursacht immense Kosten. Die politischen Folgewirkungen sind schwierig abzuschätzen, werden aber beträchtlich sein. In Deutschland hat die Tsunami-Katastrophe von Fukushima bereits zur sogenannten »Energiewende« geführt. Abb. 3 verdeutlicht

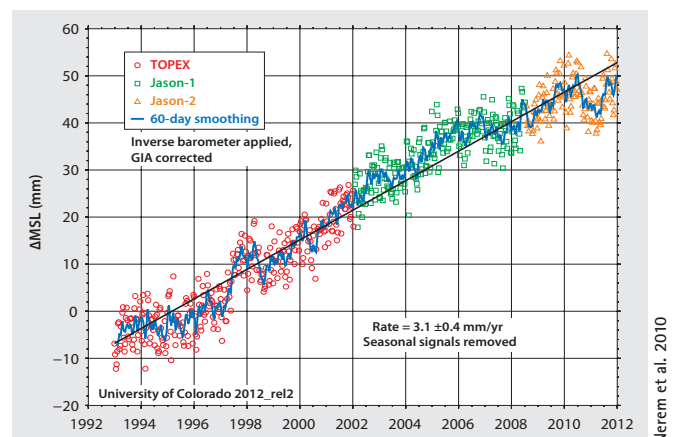


Abb. 3: Anstieg des global gemittelten Meeresspiegels über die Jahre 1993–2012

den Anstieg des mittleren Meeresspiegels über die Jahre 1993 bis 2012 (aus Nerem et al. 2010), bestimmt aus Topex/Poseidon- sowie Jason-1/2-Messungen.

Eine Anpassung an sich verändernde Meeresspiegel muss lokal erfolgen. Daher ist es erforderlich, diese Veränderungen räumlich hochauflösend zu erfassen und darstellen zu können. Abb. 4 (Update aus Nerem et al. 2010) zeigt eine solche globale Karte, berechnet aus jeweils

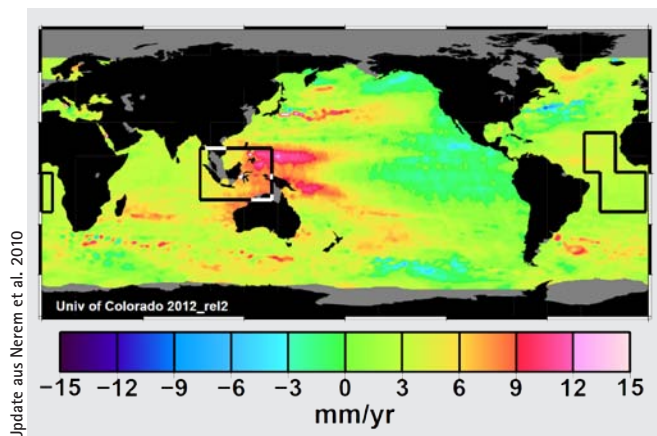


Abb. 4: Regionaler Anstieg des Meeresspiegels über die Jahre 1993–2012

10-tägigen Einzelkarten mit einer Auflösung von $0,25^\circ$ über die Jahre 1993 bis 2012. Es wird ersichtlich, dass an manchen Küsten der Welt mit dem dreifachen des global gemittelten Anstiegs zu rechnen ist, während in anderen Regionen der Meeresspiegel sogar fallen wird.

Für den Nachweis des anthropogenen Einflusses und für die Validierung von Projektionen des zukünftigen Meeresspiegelanstiegs (entweder durch Simulationen gekoppelter Atmosphäre-Ozeanmodelle oder mittels »semi-analytischer« Verfahren, Vermeer und Rahmsdorf 2009) ist es wichtig, das Verhältnis unterschiedlicher Einflussfaktoren auf den gegenwärtigen Meeresspiegelanstieg zu kennen. So bewirkt ein globaler Temperaturanstieg Veränderungen in der Massenbilanz der Gletschersysteme sowie der Eisschilde von Grönland und der Antarktis und damit veränderte Schmelzraten und Süßwassereintrag in die Ozeane, veränderte Niederschlagsmuster über Land und über den Ozeanen, Veränderungen der an Land gespeicherten Wassermenge (Grund- und Oberflächenwasser) sowie Veränderungen der Wärmeaufnahme der Ozeane, was in allen Fällen zu Veränderungen des Meeresspiegels beiträgt. Daneben ist inzwischen, nicht zuletzt durch geodätische Beobachtung mit der GRACE-Mission (Ramillien et al. 2008), deutlich, dass auch direkte menschliche Eingriffe in den terrestrischen Wasserkreislauf, wie der Bau von Reservoirs und Dämmen sowie die Entnahme von Wasser für Landwirtschaft und Industrie (Vörösmarty and Sahagian 2000), zu signifikanten Veränderungen des Meeresspiegels führen.

In Abb. 5 ist eine Separation der Meeresspiegelveränderungen der Jahre 2003.4 bis 2010.4 mit Hilfe von altimetrischen (Jason-1) Beobachtungen sowie GRACE-

Messungen dargestellt (Update von Rietbroek et al. 2012). Saisonale Schwankungen wurden bereits herausgefiltert, um sich auf interannuale Veränderungen zu konzentrieren. Die für die Separation zugrunde liegende Hypothese ist die folgende: Einzelne Prozesse machen sich in charakteristischen Mustern der Variabilität des Meeresspiegels bemerkbar; der gesamte – mit der Altimetrie beobachtbare – Meeresspiegel wird eine Überlagerung dieser Muster sein. Jedes einzelne Muster berücksichtigt neben der Massenerhaltung auch die elastische Reaktion des Meeresbodens, die gravitativ bedingte Veränderung des Geoides sowie die Veränderung des Zentrifugalpotenzials aufgrund einer verlagerten Erdachse. Wir nehmen an, dass diese Muster räumlich über den Analysezeitraum konstant bleiben. Ihre zeitliche Entwicklung wird durch gewichtete Ausgleichung der Schwerefeld- und Altimetrie-Beobachtungen ermittelt. In Rietbroek et al. (2012) werden zunächst mehr als hundert einzelne Muster (»fingerprints«) berechnet, etwa für einzelne Abfluss-Einzugsgebiete, Gruppen von Gletschern (einzelne Gletscher sind in der Regel zu klein um mit Hilfe von GRACE aufgelöst zu werden), oder typische Muster der sterischen Ausdehnung des Ozeans (abgeleitet aus Temperatur- und Salzgehaltmessungen mit ARGO-Bojen). Für Abb. 5 wurden diese über hundert Einzelbeiträge wieder nach ihren Quellen (1) Grönland (2) Antarktis (3) Welt-Gletscher (4) Landhydrologie (5) dichtebedingte (sterische) Ausdehnung summiert, über den gesamten Ozean gemittelt und um saisonale Schwankungen bereinigt.

Man erkennt, dass insbesondere Veränderungen in der terrestrischen Wasserspeicherung sowie die sterische Expansion starken interannualen Schwankungen, z. B. durch El-Niño-Ereignisse, unterworfen sind. Das in der Öffentlichkeit beachtete Abfallen des globalen Meeresspiegels zu Beginn 2010 ist offenbar etwa zu gleichen Teilen auf eine vorübergehende Abkühlung der Meere wie auf eine erhöhte Wassermenge in den terrestrischen Speichern durch Niederschlag zu erklären. Die Summe der so erklärten Beiträge (gestrichelte schwarze Kurve) zum globalen Meeresspiegelanstieg kann mit dem direkt altimetrisch

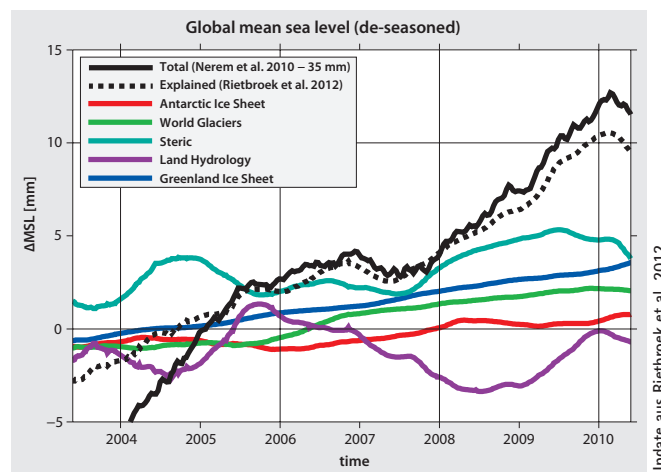


Abb. 5: Separation des Meeresspiegelanstiegs in Einzelbeiträge

beobachteten Anstieg (durchgezogene schwarze Kurve, aus Nerem et al. (2010), um einen konstanten Betrag versetzt), verglichen werden. Wir finden für die Jahre ab etwa 2005 eine gute Übereinstimmung. Die »erklärende« Kurve scheint etwas schwächer zu steigen; das ist durch die unterschiedlichen Ansätze für die Korrektur um die glazial-isostatischen Ausgleichseffekte bei Nerem et al. (2010) und Rietbroek et al. (2012) bedingt sowie durch die Tatsache, dass für die durchgezogene schwarze Kurve über den altimetrisch vermessenen Teil der Ozeane ($\pm 66^\circ$ Breite) gemittelt wurde, während die anderen Kurven globale Mittel darstellen. Vor 2005 verläuft unsere »erklärende Kurve« etwas flacher.

4 Ausgewählte Fallstudien

4.1 Interannuale Variationen und Muster im globalen Meeresspiegel

Der Meeresspiegel wird durch zahlreiche Einwirkungen fortwährend verändert, wobei nahezu alle Zeit- und Raumskalen vorkommen (s. Abb. 6, Chelton 2001).

Redundante Messreihen der Altimetrie liegen seit Ende 1992 vor und werden etwa alle 10 oder 35 Tage wiederholt (s. Abb. 1). Dadurch liegt eine 20-jährige Zeitreihe vor, die es erlaubt, periodische und episodische Vorgänge, insbesondere aber langperiodische und säkulare Veränderungen des Meeresspiegels zu untersuchen. Von allen hier aufgeführten Prozessen haben die Meereszeiten die größte Amplitude. Im offenen Ozean bewirken die Gezeitenkräfte einen Tidenhub von 1 bis 2 m. An der Küste, insbesondere in sehr ausgedehnten Flachwasserbereichen, kann der Tidenhub bis zu 10 m oder mehr betragen. Die Gezeiten haben zwar einen erheblichen Anteil an der Umsetzung von Energie in Wärme (Dissipation), sollen hier aber nicht näher betrachtet werden, da sie recht gut durch globale Modelle beschrieben werden (Savcenko and Bosch 2008) und keine direkten Auswirkungen auf die säkularen Veränderungen des Meeresspiegels haben.

Unterschiedlich starke Sonneneinstrahlung in Sommer und Winter führt zu einer relativ schnellen Erwärmung bzw. Abkühlung der Wassermassen der obersten durchmischten Deckschicht bis zu etwa 200 m Tiefe, die nach unten von der sogenannten Thermokline begrenzt wird. Diese Erwärmung führt zu einer Volumenausdehnung und damit zu einem höheren Wasserstand, der jedoch nicht mit einer Zunahme von

Wassermassen verbunden ist. Durch den wechselnden Sonnenstand kommt es zwischen Nord und Südhalbkugel zu einer Oszillation des Meeresspiegels. Dabei werden Amplituden von etwa 15 cm erreicht. Episodische Effekte wie El Niño und La Niña werden mathematisch am besten durch spezielle Verfahren wie die Principle Component Analyse dargestellt, bei der der zeitvariable Meeresspiegel in orthogonale Moden zerlegt wird, die jeweils einen Anteil der gesamten Variabilität beschreiben (Bosch 2001).

Analysiert man die Zeitreihe der Meereshöhen, stellt man fest, dass regional sowohl positive wie negative Änderungen auftreten – mit erheblich höheren Änderungsraten als der mittlere globale Meeresspiegelanstieg von +3,1 mm/Jahr. Die absoluten Veränderungen innerhalb von sechs Jahren erreichen ± 20 cm (Abb. 7), ein Betrag der bei Extremereignissen in küstennahen Gebieten bereits katastrophale Folgen haben kann. Regionale Veränderungen des Meeresspiegels werden verursacht durch dynamische Prozesse, veränderte Oberflächenströmungen, Variationen in Temperatur und Salzgehalt, durch Änderungen des Winddrucks oder durch Verlagerungen der Äquipotentialflächen, die durch Massenumverteilungen an Land ausgelöst werden. Der starke örtliche Anstieg oder Abfall des Meeresspiegels kann sicherlich nicht in die Zukunft extrapoliert werden: Durch das Gleichgewicht mit der Schwerkraft müssten sich Anstieg oder Absinken nach einigen Jahren kompensieren – was zum Teil durch die gegenläufigen Änderungen in aufeinanderfolgenden Perioden bestätigt wird. Für den Golfstrom trifft dies allerdings nicht zu – er hat sich in den beiden

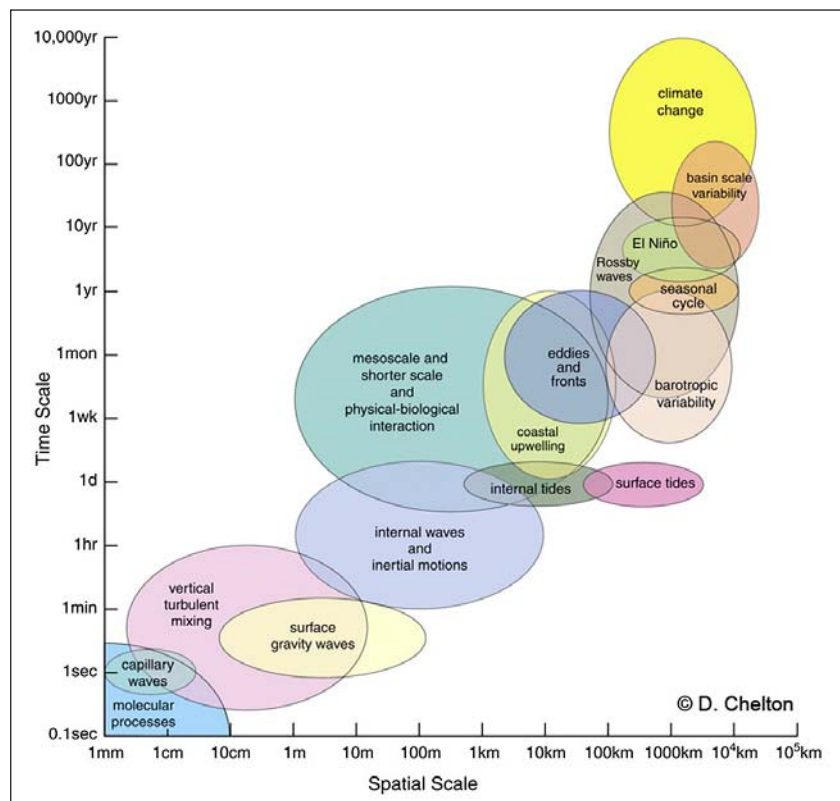


Abb. 6: Raumzeitliche Verteilung von Prozessen, die den Meeresspiegel beeinflussen

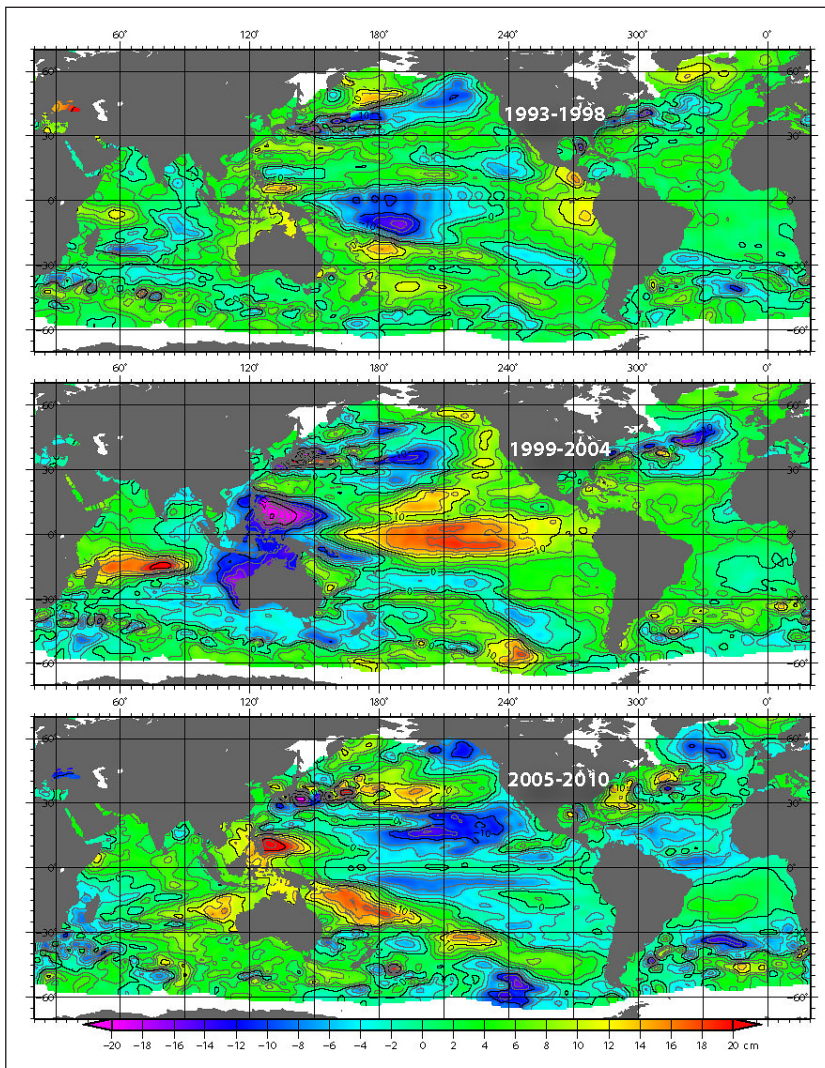


Abb 7: Absolute Veränderungen des Meeresspiegels (cm) im 18-jährigen Zeitraum von 1992 bis 2010 – aufgeteilt in drei 6-Jahres-Perioden. Die geografischen Muster der Veränderungen sind in jeder der drei Perioden völlig unterschiedlich und kompensieren sich nur zum Teil. Die Amplituden erreichen ± 20 cm und sind damit etwa um den Faktor 10 höher als der durchschnittliche globale Meeresspiegelanstieg von ca. 3,1 mm/a.

ersten sechs Jahresperioden abgeschwächt (Kuhn et al. 2005). Die bisher erkennbaren regionalen Änderungen können im Allgemeinen nur als Momentaufnahme einer sehr langperiodischen Variation der Meeresoberfläche verstanden werden, die erst nach einer erheblich längeren altimetrischen Zeitreihe erkennbar wird.

4.2 Interaktion von Meeresspiegelanstieg, Geodynamik und anthropogenen Einflüssen am Beispiel Bangkoks

Südostasien und speziell der Golf von Thailand ist ein interessantes Beispiel für das komplexe Zusammenwirken von mehreren Prozessen, die mit dem beobachteten Meeresspiegelanstieg verknüpft sind. Für diese Region mit tausenden von Inseln und einer Millionenbevölkerung in flachen küstennahen Gebieten zeigt die Multimissions-

Altimetrie einen deutlichen Anstieg über die letzten 20 Jahre. Die höchsten Raten liegen im Pazifik (s. Abb. 8) und betragen bis zu 14 mm/a, in den Küstengewässern und im Indischen Ozean sind sie mit etwa 4 mm/a geringer (Fenoglio-Marc et al. 2012). Wie in Abschnitt 2 beschrieben, werden Pegel und Altimetrie zur Verlängerung der Zeitreihen und zur Altimeterkalibration kombiniert. Darüber hinaus können aus dieser Kombination für Pegel ohne eigene GNSS-Stationen auch die vertikalen Landhebungsraten an den Küsten abgeleitet werden, (Ray et al. 2010, Nerem and Mitchum 2002). Da Indonesien von Plattengrenzen mit extremer seismischer Aktivität umgeben ist, können große Vertikalbewegungen an den Küsten erwartet werden. So hat das Sumatra-Andaman Erdbeben im Dezember 2004 das gesamte Muster der Plattenbewegungen in der Region verändert. Koseismische Änderungen an der Westküste Sumatras zeigen Anhebungen von bis zu 1,5 m (Sich 2005, Subarya et al. 2006), die durch die seitdem andauernden Nachfolgebeben auch mit Beträgen von 0,8 m noch verstärkt und auf weitere Gebiete ausgedehnt werden (Borrero et al. 2009). Diese Ereignisse müssen in der Berechnung der Meeresspiegelraten an den Pegeln berücksichtigt werden, und es müssen Modelle zur Korrektur der Beobachtungen bzw. zur Bestimmung der Höhenraten entwickelt werden.

Für die Küsten nahe Bangkoks und den Golf von Thailand wurden in dem von der Europäischen Union geförderten

Thailand-EC Kooperationsprojekt »Geodetic Earth Observation Technologies for Thailand: Environmental Change Detection and Investigation (GEO2TECDI, www.sv.eng.chula.ac.th/index.php/GEO2TECDI)« die Zusammenhänge von Meeresspiegelanstieg, Landhebung und anthropogenen Einflüssen untersucht. Bangkok liegt im Mündungsgebiet des Chaoprayah-Flusses in einer Höhe von nur 1 m über dem Meeresspiegel. Durch Erosion ist die Küste in den letzten 20 Jahren mehr als einen Kilometer in das Land vorgerückt. Die Meeresspiegel in der Flussmündung nahe Bangkok zeigen Absenkungsraten von 13 mm/a im gleichen Zeitraum. Eine zuverlässige Bestimmung des Meeresspiegelanstiegs mit Trennung der Ursachen ist von entscheidender Bedeutung für die Planung von Schutzmaßnahmen gegen Überflutungen. Neben der Absenkung durch die Kompaktierung des Mündungsbeckens und durch Grundwasserentnahme wurden in Trisirisatayawong et al. (2011) durch die Kombination von

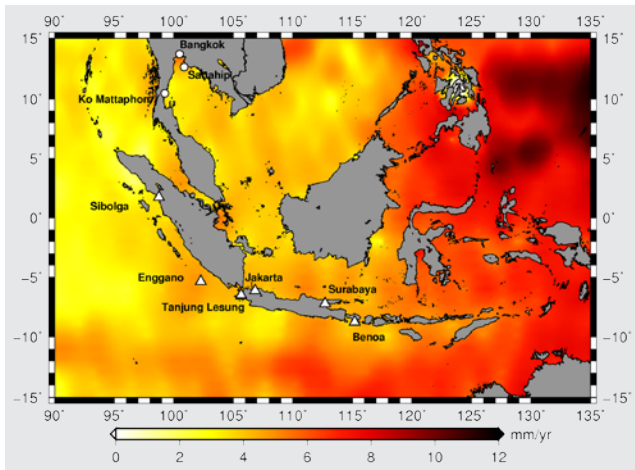


Abb. 8: Regionale Trends des Meeresspiegels in Südostasien. Die Punkte zeigen ausgewählte Pegel und GPS-Stationen.

Pegelmessungen, Altimetrie und GPS in einer umfassenden Studie eine Reihe weiterer Effekte identifiziert, einige wesentliche Ergebnisse sollen hier dargestellt werden. Für die in Abb. 8 gezeigten Stationen Sattahip (STSH) und Ko Mattaphon (MATP) sind in Tab. 1 die aus den Messungen erhaltenen Raten für Meeresspiegel und Landhebung auf-

Tab. 1: Trends und Hebungsraten 1993–2004 aus GPS, Altimetrie, Pegelbeobachtungen vor dem Sumatra Beben 2004, nach Trisirisatayawong et al. (2011)

Trend der Pegelstation	GPS (mm/a)	Altimeter (mm/a)	Pegel (mm/a)	Hebungsrate (mm/a)
Sattahip	3.8 ± 1.3	6.9 ± 1.1	3.2 ± 1.6	3.7 ± 1.9
Ko Mattaphon	2.2 ± 0.8	5.8 ± 0.9	5.8 ± 1.9	0.0 ± 2.1

geführt. In Abb. 9 sind die entsprechenden Zeitreihen für Pegel und GPS dargestellt, CHON und BANH sind GPS-Stationen nahe der Pegel.

Der Trend der Altimetermessungen nahe der Pegel wurde aus einer Multimissionsanalyse mit allen verfügbaren Daten aus der RADS-Datenbank (Naeije et al. 2008) berechnet. Dazu wurden nach aufwändiger Vorverarbeitung (Ausreißerelimination, Korrektur von Sprüngen und Lücken) die Pegelregistrierungen über den gleichen Zeitraum analysiert. Die daraus berechneten Raten zeigen einen deutlichen Unterschied, der im Wesentlichen durch die Bewegung der Pegelstationen mit dem Festland erklärt werden kann. Die Differenz der Zeitreihen ergibt daher einen guten Schätzwert für die tektonische Hebungsrate an der Küste. Der Vergleich zu den aus GPS erhaltenen Raten zeigt eine sehr gute Übereinstimmung in der Zeit vor dem Sumatra Beben 2004.

Die Zeitreihen in Abb. 9 zeigen die dramatischen Folgen der eindeutig durch das Sumatra-Andaman Erdbeben hervorgerufenen Anomalien in den Hebungsraten. Sie haben das komplette Bewegungsmuster des Sundalandblocks verändert und lassen sich in Entfernungen von bis zu 3000 km von der Subduktionszone und der Herdregion des Erdbebens nachweisen. Vor 2004 herrschte eine inter-

seismische Periode mit einer mittleren Rate von 3,3 bzw. 1,3 mm/a. Sie beruht, neben einem kleinen GIA (Glacial Isostatic Adjustment)-Anteil von 0,6 mm/a, auf dem Druckaufbau und der resultierenden Aufwölbung des Sundalandblocks durch die Plattenbewegung an der Westküste Sumatras (Subarya et al. 2006). Nach der koseismischen Unruhe Ende 2004 kippt der Trend zu einer starken Absenkung von etwa 7 bis 15 mm/a über die kurze Zeitspanne seit dem Beben. Ursache ist der Spannungsabbau durch das extrem starke Beben, der zu einer Relaxation der gesamten Region geführt hat. Die Aufwölbung wird abgebaut und es herrschen nun negative Raten vor. In den nächsten Jahrzehnten wird die Rate voraussichtlich zu der früheren interseismischen

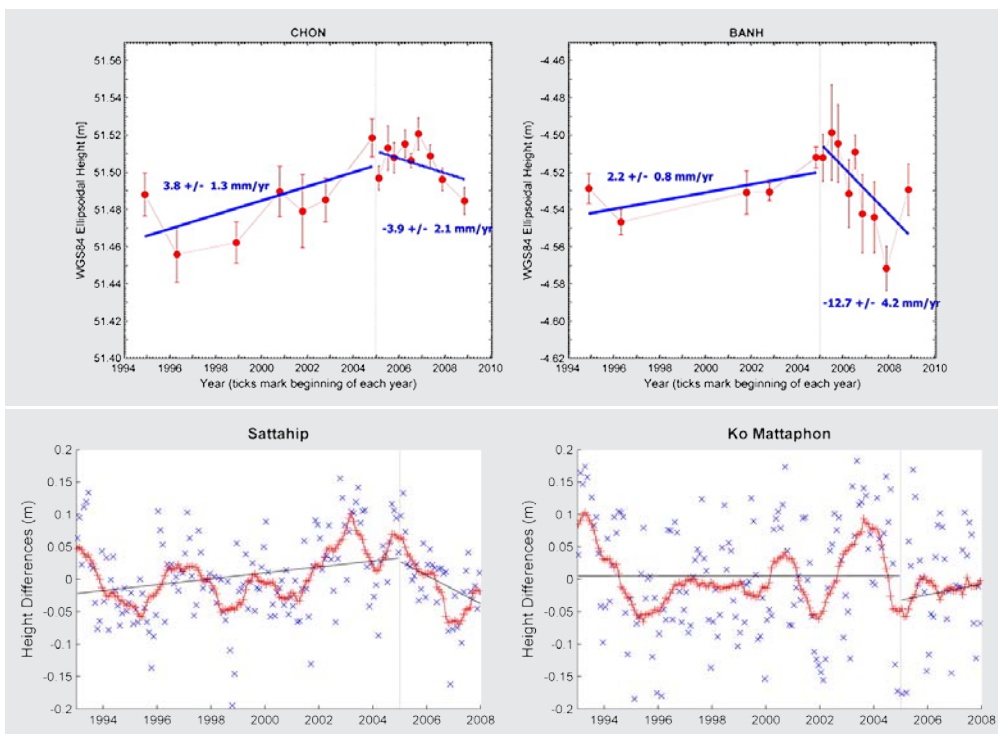


Abb. 9: Zeitreihen und Trends der Landhebung an den Stationen CHON, BANH (GPS) und Sattahip und Ko Mattaphon (Pegel (rot) und Altimetrie (blau)), nach Trisirisatayawong et al. (2011)

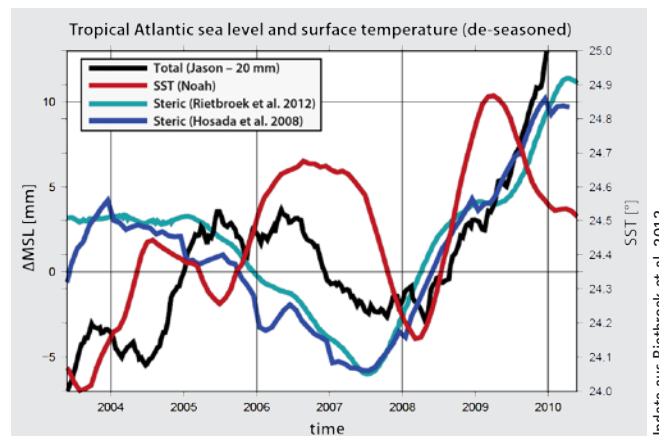
Rate zurückkehren und einen seismischen Zyklus vollenden. Ein neuer Zyklus beginnt und es werden sich erneut über einen langen Zeitraum Spannung und hauptsächlich elastische Verformung aufbauen, bis der Reibungswiderstand auf der Bruchfläche der Subduktionszone überstiegen wird. Mit dem nächsten Erdbeben tritt dann die plötzliche Versetzung auf, bis die Spannung unter den Wert fällt, an dem die Reibung eine weitere Bewegung verhindert.

Das Beispiel zeigt das große Potenzial der Kombination der Techniken, das besonders in geodynamisch aktiven Regionen nur bei konsistenter Auswertung und unter Beachtung der in Trisirisatayawong et al. (2011) beschriebenen Verfahren zu sinnvollen Resultaten führt. Dann können sie allerdings wertvolle Informationen zur Beurteilung von vertikalen Landhebungsraten und der Auswirkungen der Meeresspiegeländerungen liefern und regionale von globalen Effekten trennen. Dazu werden nun verstärkt weitere geodätische Verfahren wie InSAR zur Deformationsanalyse der Region Bangkok genutzt. Auch Massenvariationsbestimmungen aus GRACE-Beobachtungen können, z.B. im Fall von Extremereignissen wie der großen Monsunflut im Oktober 2010, Beiträge zur Einschätzung des Risikos und zur Verringerung der Schäden beitragen und sind für die Fortsetzung des Thailand-EC Projektes geplant.

4.3 Tropischer Atlantik und Westafrika

Kein anderer Kontinent wird in den kommenden Jahrzehnten so vom Klimawandel betroffen sein wie Afrika (Watson et al. 1997). Vor allem an der Westküste können steigende Meeresspiegel die Siedlungsgebiete von Millionen Bewohnern gefährden. Es wird vermutet, dass Überschwemmungen wie Dürren nach Häufigkeit und Ausmaß zunehmen werden. Im Folgenden werden wir die Küstenregion West-Afrikas betrachten, für deren Sub-Sahel Klima zwei Regenzeiten charakteristisch sind, die von einer Trockenzeit unterbrochen werden. Niederschlag und damit Wasserverfügbarkeit sind dabei klimatisch eng an den tropischen Ozean gekoppelt und werden durch Oberflächentemperatur und Winde getrieben. Allerdings wird vermutet (Brandt et al. 2011), dass auch die Dynamik des tiefen Ozeans das Klima der Region wesentlich beeinflusst.

Es ist daher interessant, die Entwicklung des Meeresspiegels im tropischen Atlantik zu betrachten. Wir greifen zunächst wieder auf die globalen Analysen von Rietbroek et al. (2012) zurück. In der nachfolgenden Abb. 10 ist dafür über den tropischen Atlantik (Box in Abb. 4) gemittelt worden. Der vertikal integrierte, sterische (nicht massenbedingte) Anteil in der Entwicklung des Meeresspiegels folgt bei Rietbroek et al. (2012) aus der Analyse von GRACE- und Jason-1/2-Daten. Anders als im globalen Durchschnitt (Abb. 5) fällt der sterische Anteil bis etwa Sommer 2007 und steigt seitdem stark an. Ein Vergleich



Update aus Rietbroek et al. 2012

Abb. 10: Totale und sterische Veränderungen des Meeresspiegels im tropischen Atlantik

mit der Lösung von Hosada et al. (2008), unabhängig aus Temperatur- und Salzgehaltmessungen der ARGO-Bojen und anderer ozeanographischer Daten berechnet, fällt recht ähnlich (wenngleich etwas glatter) aus. Differenzen zwischen ARGO und GRACE/Jason-1/2 könnten theoretisch auch durch Temperaturschwankungen unterhalb von etwa 2000 m Tiefe hervorgerufen werden (das ARGO-System misst nur bis 2000 m Tiefe); dieser Effekt wird in den meisten Modellierungsstudien jedoch als klein eingeschätzt. Der totale gemessene Meeresspiegel (schwarze durchgezogene Kurve) scheint ab etwa dem Jahr 2006 einigermaßen synchron mit dem sterischen Meeresspiegel zu verlaufen, was darauf hindeutet, dass der Meeresspiegel im Wesentlichen durch Temperaturschwankungen gesteuert wird. Ferner sind in der Abbildung gemittelte Meeressoberflächentemperaturen (SST) dargestellt. Man erkennt deutlich, dass es keine einfache (z. B. zeitversetzte) Relation zwischen SST und tiefenintegrierter Wärmespeicherung gibt.

Im Zeitraum von sechs Jahren (s. Abb. 10) stieg der Meeresspiegel im tropischen Atlantik um insgesamt 17 mm an, wovon mit 13 mm der dominierende Anteil sterisch bedingt ist. Leider existieren jedoch nur sehr wenige Pegelstationen an der Küste Westafrikas, die eine Validierung der altimetrischen Zeitreihen oder eine Bestimmung von Landhebungen oder -senkungen zulassen.

5 Diskussion

Geodätische Weltraumverfahren liefern heute einen unverzichtbaren Beitrag zur Quantifizierung und zum Verständnis des globalen Wandels unserer Lebensumgebung. Das ist hier, für den Sonderband »Globaler Wandel« der zfv, am Beispiel des Meeresspiegels thematisiert worden. Geodätische Verfahren tragen dazu bei, in einem sensiblen Bereich anthropogen und natürlich bedingten Wandel voneinander zu trennen. Die Geodäsie liefert damit Randbedingungen, die wiederum die Basis für weitreichende politische und ökonomische Entscheidungen darstellen.

In Ozeanographie und Klimaforschung, wo diese quantitativen Aussagen zum Zustand des Systems Erde interpretiert und mit numerischen Modellen und Szenarien kombiniert werden, ist die *Geodäsie als Disziplin* daher längst anerkannt. Die deutsche Geodäsie hat in diesem Bereich eine international starke Stellung inne.

Ein Problem verbleibt jedoch: Viele geodätische Forschungsgruppen finden sich schon seit Jahren mit einem Mangel an qualifizierten Nachwuchswissenschaftlern konfrontiert, das gilt natürlich auch für die Erdmessung. Wie in anderen Disziplinen nicht anders, dürften die Probleme mit den generell unsicheren Perspektiven für Nachwuchswissenschaftler im deutschen akademischen System zu tun haben, was sich in einer kleinen Community natürlich besonders dramatisch auswirkt.

Literatur

- Borrero J. C., Synolakis C. E., Fritz H. (2006): Field surveys northern Sumatra after the tsunami and earthquake of 26 December 2004. *Earthquake Spectra* 22(S3): pp. 93–104.
- Bosch W. (2001): EOF-Analysen der Meeresspiegelschwankungen im Pazifik, *zfv* 126 (2), S. 74–81.
- Bosch W., Savcenko R. (2007): Satellite Altimetry: Multi-Mission Cross Calibration. In: Tregoning P. and Rizos Ch. (Eds.): *Dynamic Planet 2005*. IAG Symposia, Vol. 130, S. 51–56, Springer, Berlin.
- Brandt P., Funk A., Hormann V., Dengler M., Greatbatch R., Toole J. M. (2011): Interannual atmospheric variability forced by the deep equatorial Atlantic Ocean, *Nature* (473): pp. 497–501.
- Cazenave A., Llovel W. (2010): Contemporary Sea Level Rise, *Annu. Rev. Mar. Sci.* 2: pp. 145–73.
- Chelton D. (2001): Report of the High-Resolution Ocean Topography Science Working Group Meeting, University of Maryland, 28–29 March 2001.
- Church J. A., White N. J. (2006): A 20th century acceleration in global sea-level rise. *Geophys. Res. Lett.* 33, L01602. doi:10.1029/2005GL024826.
- Church J. A., Woodworth P. L., Aarup T., Wilson W. S. (2010): Understanding sea-level rise and variability, Wiley-Blackwell.
- Church J. A., White N. J. (2011): Sea-level rise from the late 19th to the early 21st Century. *Surveys in Geophysics*, doi:10.1007/s10712-011-9119-1.
- Dettmering D., Bosch W. (2010): Global Calibration of Jason-2 by Multi-Mission Crossover Analysis. *Marine Geodesy*, 33: S1, 150–161, DOI 10.1080/01490419.2010.487779.
- Fenoglio-Marc L., Schöne T., Illigner J., Becker M., Manurung P., Khafid (2012): Sea level change and vertical motion from satellite altimetry, tide gauges and GPS in the Indonesian region, *Marine Geodesy*, Jason-2 Special issue Volume 3, accepted.
- Fu L.-L., Alsdorf A., Rodriguez E., Morrow R., Mognard N., Lambin J., Vaze P., Lafon T. (2010): The Surface Water and Ocean Topography (SWOT) Mission. *Proc. Oceanobs'09*, pp. 346–353. European Space Agency.
- Hosoda S., Ohira T., Nakamura T. (2008): A monthly mean dataset of global oceanic temperature and salinity derived from Argo float observations, *JAMSTEC Rep. Res. Dep.*, 8: pp. 47–59.
- Kierulf H. P., Plag H.-P. (2006): Precise point positioning requires consistent global products. In: EUREF Publication No. 14 vol. BKG 35, Mitteilungen des Bundesamtes für Kartografie und Geodäsie BKG (Torres J. A. and Hornik H., eds), S. 111–20. BKG, Frankfurt am Main.
- Kuhn M., Bosch W., Kaniuth R. (2005): Low frequency variation of the North Atlantic sea level measured by TOPEX/Poseidon altimetry. *Marine Geodesy*, 28(1): pp. 19–37.
- Kusche J., Eicker A., Bosch W., Flechtner F. (2010): Das DFG-Schwerpunktprogramm SPP1257 »Massentransporte und Massenverteilungen im System Erde«, *zfv* 135 (4): S. 247–255.
- Kusche J., Klemann V., Bosch W. (2012): Mass distribution and mass transport in the Earth system, *Journal of Geodynamics*, doi:10.1016/j.jog.2012.03.003.
- Mitchum G. T. (2000): An improved calibration of satellite altimetric height using tide gauge sea levels with adjustment for land motion, *Mar. Geod.*, 23: pp. 145–166.
- Naeije M., Scharroo R., Doornbos E., Schrama E. (2008): Global altimetry sea-level service: Glass, NUSP-2 report GO 52320 DEO, NIVR/DEOS.
- Nerem R. S., Mitchum G. T. (2002): Estimates of vertical crustal motion derived from differences of TOPEX/POSEIDON and tide gauge sea level measurements, 29, 1934, doi:10.1029/2002GL015037.
- Nerem R. S., Chambers D., Choe C., Mitchum G. T. (2010): Estimating mean sea level change from the TOPEX and Jason altimeter missions, *Marine Geodesy* 33(1) supp. 1: p. 435.
- Ray R. D., Beckley B. D., Lemoine F. G. (2010): Vertical crustal motion derived from satellite altimetry and tide gauges and comparison with DORIS measurements, *Adv. In Space Res.* 45: pp. 1510–1522.
- Ramillien G., Bouhours S., Lombard A., Cazenave A., Flechtner F., Schmidt R. (2008): Land water storage contribution to sea level from GRACE geoid data over 2003–2006, *Global Planet. Change*, 60(3): pp. 381–392.
- Rietbroek R., Brunnabend S.-E., Kusche J., Schröter J. (2012): Resolving sealevel contributions by identifying fingerprints in time-variable gravity and altimetry, *Journal of Geodynamics*, 59–60: pp. 72–81.
- Savcenko R., Bosch W. (2008): EOT08a – empirical ocean tide model from multi-mission satellite altimetry. DGFI Report No. 81, Deutsches Geodätisches Forschungsinstitut (DGFI), München.
- Schöne T., Schön N., Thaller D. (2009): IGS Tide Gauge Benchmark Monitoring Pilot Project (TIGA): scientific benefits, *Journal of Geodesy*, 83(3–4): pp. 249–261.
- Sheard B. S., Heinzel G., Danzmann K., Shaddock D. A., Klipstein W. M., Folkner W. M. (2012): Intersatellite laser ranging instrument for the GRACE follow-on mission, *Journal of Geodesy*, doi: 10.1007/s00190-012-0566-3.
- Sieh K. (2005): What happened and what's next? *Nature* 434, pp. 571–572.
- Subarya C., Chlieh M., Prawirodirdjo L., Avouac J. P., Bock Y., Sieh K., Meltzner A., Natawidjaja D. H., McCaffrey R. (2006): Plate-boundary deformation associated with the great Sumatra-Andaman earthquake. *Nature*. 440(2): pp. 46–51.
- Trisirisatayawong I., Naeije M., Simons W., Fenoglio-Marc L. (2011): Sea level change in the Gulf of Thailand from GPS-corrected tide gauge data and multi-satellite altimetry, *Global and Planetary Change* 76: pp. 137–151.
- Vermeer M., Rahmstorf S. (2009): Global sea level linked to global temperature. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 106(51): pp. 21527–21532.
- Vörösmarty C. J., Sahagian D. (2000): Anthropogenic disturbance of the terrestrial water cycle, *BioScience*, 50(9): pp. 753–765.
- Watson R. T., Zinyowera M. C., Moss R. H., (1997): *The Regional Impacts of Climate Change: An Assessment of Vulnerability*, IPCC, Cambridge University Press.
- Wingham D. J., Francis C. R., Baker S., Bouzinac C., Brockley D., Cullen R., de Chateau-Thierry P., u. a. (2006): CryoSat: A mission to determine the fluctuations in Earth's land and marine ice fields. *Advances in Space Research* 37(4): pp. 841–871.
- Wissenschaftlicher Beirat der Bundesregierung Globale Umweltveränderungen (2011): *Welt im Wandel: Gesellschaftsvertrag für eine Große Transformation*, Hauptgutachten 2011, WBGU.

Anschrift der Autoren

Prof. Dr.-Ing. Jürgen Kusche
Astronomische, Physikalische und Mathematische Geodäsie,
Institut für Geodäsie und Geoinformation, Universität Bonn
Nußallee 17, 53115 Bonn
kusche@uni-bonn.de

Dr.-Ing. Wolfgang Bosch
Deutsches Geodätisches Forschungsinstitut
Alfons-Goppel-Straße 11, 80539 München
bosch@dgfi.badw.de

Prof. Dr.-Ing. Matthias Becker
Physikalische Geodäsie und Satellitengeodäsie, Institut für Geodäsie,
Fachbereich Bauingenieurwesen und Geodäsie, Technische Universität
Darmstadt
Petersenstraße 13, 64287 Darmstadt
becker@ipg.tu-darmstadt.de